

Analyse der hochreichenden konvektiven  
Bewölkung über dem Nordatlantik  
für den Zeitraum von 1982 bis 2001

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

vorgelegt von

Hendrik Hobe

aus Lübeck

Hamburg 2007

Als Dissertation angenommen  
vom Department Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von  
Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl  
und  
Herrn Prof. Dr. Olaf Krüger

Hamburg, den

Prof. Dr. Kay-Christian Emeis  
Leiter des Department Geowissenschaften

# Kurzfassung

Das Klimasystem des Nordatlantiks ist eingebunden in das globale Klimasystem. Tiefdruckgebiete sind dabei ein markantes Merkmal des nordatlantischen Klimasystems. Der Nordatlantik und insbesondere der nördliche Teil spielt dabei eine große Rolle, weil hier einerseits vor allem im Winterhalbjahr Tiefdruckgebiete dominieren und andererseits die Wechselwirkung der Atmosphäre mit dem Ozean, der auch eine Verbindung zwischen dem Arktischen Ozean und dem offenen Nordatlantik darstellt, den gesamten Nordatlantik beeinflusst. Diese Tiefdruckgebiete sind gekennzeichnet durch hochreichende Konvektion, häufig einhergehend mit intensiven Niederschlägen und hohen Windgeschwindigkeiten, so dass die konvektive Bewölkung eine wichtige Komponente im Klimasystem des Nordatlantiks darstellt.

Erstmals wird eine langjährige und vor allem längere Zeitreihe von Wolkenparametern mit einer wesentlich höheren Auflösung als in bisherigen Untersuchungen für den gesamten Nordatlantik von den Tropen bis zu den polaren Breiten und von der nordamerikanischen Ostküste bis zu den Küsten West- und Nordeuropas erstellt. Dafür ist eine 20-jährige Messreihe des GAC-Datensatzes für den Zeitraum der Jahre 1982 bis 2001 ausgewertet worden, die mit Hilfe des Strahlungsmessinstrumentes AVHRR an Bord der polarumlaufenden NOAA-Satelliten gewonnen wurde. Das Ziel der Analyse besteht darin, für die hochreichende konvektive Bewölkung über dem Nordatlantik die Variabilität der Bewölkung, der Albedo und der Temperatur am Oberrand der Wolke für verschiedene Zeiträume und Gebiete zu erkennen, zu erklären und eventuelle Trends zu entdecken.

Insgesamt zwei Algorithmen sind auf die Satellitendaten angewendet worden. Bei der Analyse mit dem Wolkenerkennungsalgorithmus nach Stowe zeigte sich, dass dieser durch fehlerhafte Klassifizierung der Bildelemente über Wasseroberflächen alleine nicht geeignet ist, um eindeutige Aussagen über die Bewölkung zu treffen. Daher wurde zusätzlich der Wolkenklassifizierungsalgorithmus nach Pavolonis hinzugezogen, der einen Teil der Wolkenerkennung nach Stowe als Grundlage dafür verwendet, um die Bewölkung in Wolkentypen zu klassifizieren. Wegen der Bedeutung der konvektiven Bewölkung für das Klima des Nordatlantiks und der vergleichsweise einfachen Erkennung ist die Analyse auf die hochreichende Konvektion beschränkt worden. Zwecks Überschaubarkeit ist der Nordatlantik in vier gleich große Gebiete aufgeteilt worden. Es wurden Zeitserien der Monatsmittel der Albedo, der Helligkeitstemperatur und der Häufigkeit für den Zeitraum von 1982 bis 2001 zunächst für die vier großen Gebiete sowie zusätzlich für insgesamt vier kleinere Gebiete erstellt, die als Fallstudien dienten. Bei der Analyse der Zeitserien stellte sich heraus, dass die Satellitendrift auf einzelne Wolkenparameter wie die Albedo oder die Häufigkeit erhebliche Auswirkungen haben kann. Die Satellitendrift führte während der Lebensdauer eines Satelliten von

Jahr zu Jahr zu späteren Beobachtungsterminen, so dass durch geänderte Licht- und Winkelbedingungen einerseits in den nördlichen Gebieten und andererseits in den südlichen Gebieten am Ende der Lebensdauer eine große Variabilität der Albedo und eine Abnahme der geeigneten Datenmenge auftrat.

Zum anderen zeigte sich sowohl in den beiden großen nördlichen Gebieten als auch in den beiden kleineren nördlichen Gebieten ein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre, während die Helligkeitstemperatur in dem Zeitraum Anfang der 80er-Jahre bis Mitte der 90er-Jahre weitgehend konstant blieb. In den beiden südlichen Sektoren und in den anderen kleineren Gebieten trat dagegen keine Änderung der Helligkeitstemperatur im gesamten Zeitraum auf. Eine detailliertere Untersuchung erfolgte für die beiden großen nördlichen Gebiete durch Aufteilung der konvektiven Bewölkung in hohe, mittelhohe und niedrige Konvektion. Bei der Analyse der Anteile der einzelnen Unterarten an der konvektiven Bewölkung stellte sich heraus, dass sich das Verhältnis der einzelnen Unterarten zueinander ändert. Während der Anteil der mittelhohen und niedrigen Konvektion leicht abnimmt, erhöht sich in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre der Anteil der hohen konvektiven Bewölkung. In der Zunahme der hochreichenden Konvektion in diesem Zeitraum Ende der 90er-Jahre über dem nördlichen Nordatlantik liegt also der Grund für den Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Das AVHRR–Messinstrument</b>	<b>7</b>
2.1	Spektrale Bereiche der AVHRR–Kanäle . . . . .	7
2.2	Sensorgeometrie und Messprinzipien . . . . .	9
2.3	Kalibrierung der AVHRR–Daten . . . . .	9
2.3.1	Spektrale Frequenzfunktionen . . . . .	10
2.3.2	Kalibrierung vor dem Start . . . . .	10
2.3.3	Kalibrierung nach dem Start . . . . .	13
2.3.4	Hintergrund der Kalibrierung nach dem Start . . . . .	15
<b>3</b>	<b>Der Stowe–Algorithmus</b>	<b>18</b>
3.1	Merkmale der Wolkenerkennung . . . . .	18
3.2	Die Wolkentests . . . . .	19
3.3	Untersuchung des Nordwest– und des Südwestteils des Nordatlantiks	24
<b>4</b>	<b>Die Pavolonis–Wolkenklassifizierung</b>	<b>36</b>
4.1	Untersuchung des Nordwestteils des Nordatlantiks . . . . .	39
4.2	Untersuchung kleinerer Gebiete als Fallstudien . . . . .	45
<b>5</b>	<b>Ergebnisse der Zeitserienanalyse</b>	<b>50</b>
5.1	Zeitserien der konvektiven Bewölkung für die vier großen Gebiete	50
5.1.1	Nordwestteil . . . . .	51
5.1.2	Nordostteil . . . . .	54
5.1.3	Südwestteil . . . . .	55
5.1.4	Südostteil . . . . .	57
5.2	Zeitserien der konvektiven Bewölkung für die vier kleineren Gebiete	58
5.3	Detailuntersuchungen des Wolkentyps 3 im Nordwestteil . . . . .	66
5.4	Detailuntersuchungen des Wolkentyps 3 im Nordostteil . . . . .	70
5.5	Anteil der Wolkentypen 3a, 3b und 3c am Wolkentyp 3 . . . . .	74
5.6	Anteil der Wolkentypen 3, 3a, 3b und 3c an der Gesamtbedeckung	78
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>83</b>



# Kapitel 1

## Einleitung

Die Fernerkundung hat sich Anfang der siebziger Jahre sehr schnell zu einem eigenen Forschungs- und Anwendungsbereich entwickelt. Dazu trugen wesentlich die zunächst im militärischen Bereich entwickelten und später auch für zivile Zwecke eingesetzten Scanner- und Radarverfahren und der Einsatz von Erderkundungssatelliten bei. Auf diese Weise waren neue Beobachtungs- und Interpretationsmöglichkeiten sowie die weltweite Zugänglichkeit der daraus hervorgehenden Daten gegeben.

So erfassten die nun in der Fernerkundung eingesetzten satellitengetragenen Sensoren wie zum Beispiel Multispektralscanner die von der Erdoberfläche und der Erdatmosphäre ausgehende elektromagnetische Strahlung fast über den gesamten Wellenlängenbereich vom kurzwelligen Ultraviolett bis zum langwelligen, thermischen Infrarot. Durch die Multispektralscanner konnten Aufnahmen von den gleichen Regionen und denselben Geländeformen der Erdoberfläche gleichzeitig in mehreren, eng begrenzten Teilspektren, in sogenannten wählbaren Kanälen, gemacht werden.

Der Einsatz von Erderkundungssatelliten ermöglichte nicht nur die Untersuchung großer Gebiete der Erdoberfläche in hoher räumlicher Auflösung, sondern auch die wiederholte, zum Teil tägliche Abdeckung ein und desselben Gebietes. Außerdem waren nun fast alle Regionen der Erdoberfläche erreichbar, denn neben dem Bereich der Tropen bis hin zu den mittleren Breiten durch geostationäre Satelliten konnten durch polarumlaufende Satelliten auch die hohen Breiten der Nord- und Südhalbkugel erfasst werden. Zu diesen polarumlaufenden Erderkundungssatelliten gehören auch die seit Anfang der siebziger Jahre betriebenen Wettersatelliten der NOAA, der National Oceanographic and Atmospheric Administration der USA. Mit Multispektralscannern wie dem erstmals Ende der siebziger Jahre an Bord der NOAA-Satelliten installierten Strahlungsmessinstrument AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) ergab sich die Möglichkeit, durch wiederholte Aufnahmen gleicher Regionen zu bestimmten Tages- und Jahreszeiten globale und aktuelle Informationen über die Bewölkung, die Schnee- und Eisbedeckung, die Meeresoberflächentemperatur, den Vegetationszustand und die

Topographie zu gewinnen.

Die sich daraus ergebenden vielseitigen Einsatzmöglichkeiten der neugewonnenen Informationen durch Multispektralscanner wie das AVHRR waren nicht nur in den Bereichen der Geographie, der Geologie, der Land- und Forstwirtschaft, sondern vor allem auch in der Ozeanographie, der Meteorologie und zunehmend in der Klimaforschung von großem Interesse.

Der Strahlungs- und Wärmehaushalt des Systems Erde-Atmosphäre hat eine große Bedeutung für die bestimmenden Antriebsmechanismen der Vorgänge in der Atmosphäre. Dieser Haushalt besteht zum einen aus der kurzwelligen, solaren Strahlung und zum anderen aus der langwelligen, terrestrischen Strahlung sowie aus Energietransporten in Form sogenannter latenter Wärme (Verdunstung) und in Form sogenannter fühlbarer Wärme (Konvektion).

Die kurzwellige, solare Strahlung wird dabei beeinflusst durch Streuung und Reflexion an Wolken- und Aerosolteilchen in der Atmosphäre, aber auch durch Absorption und Reflexion an der Erdoberfläche. Das Verhältnis von rückgestreuter zu einfallender Strahlungsflussdichte bezeichnet man als Albedo. Die beiden Anteile der Albedo, den atmosphärischen Anteil und den Bodenanteil, fasst man unter dem Begriff der planetaren Albedo zusammen. Die planetare Albedo ist also das Verhältnis der einfallenden und zurückgestreuten Strahlungsflussdichten am Außenrand der Atmosphäre. Da ein Satellitensensor nur Strahldichten messen kann, müsste für eine Bestimmung der Albedo aus vielen unterschiedlichen Beobachtungsrichtungen gemessen werden. Nur im Idealfall eines Lambertschen Reflektors oder Streuers ist die gemessene Strahldichte identisch mit der Albedo. Da dies für viele Wolken annähernd gilt, wird in der gesamten Arbeit von Albedo gesprochen, obwohl nur eine Strahldichte gemessen worden ist. Die langwellige, terrestrische Strahlung wird ebenfalls zum Teil direkt von der Erdoberfläche in bestimmten Spektralbereichen in den Weltraum emittiert, zum großen Teil aber aus der Atmosphäre. Hauptverantwortlich für die Absorption und Emission in der Atmosphäre sind Wasserdampf, Kohlendioxid und andere Spurengase sowie Wolken- und Aerosolteilchen, durch die die langwellige Strahlung teilweise als diffuse Himmelsstrahlung zur Erdoberfläche zurückgelangt.

Der Energiehaushalt der Erde wird also wesentlich durch Wechselwirkungen der solaren und der terrestrischen Strahlung an Wolken bestimmt, denn Wolken sind für die Strahlungsübertragung, die Erwärmung durch freiwerdende latente Wärme und den Feuchtigkeitstransport bedeutend. Die mikrophysikalischen Eigenschaften, die räumliche Bedeckung und die Höhenverteilung von Wolken bestimmen ihren Einfluss auf das System Erde-Atmosphäre. Chen et al. (2000) haben gezeigt, dass die mikrophysikalischen Eigenschaften und die vertikale Ausdehnung von Wolken den Strahlungshaushalt der Erde genauso stark beeinflussen wie die Wolkenbedeckung. Die Kenntnis der Wolkentypen und ihrer Eigenschaften ist also sehr wichtig. Außerdem sollten einzelne Wolkenschichten identifiziert werden können, weil die Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten in der Atmosphäre ganz besonders durch die vertikale Verteilung der Wolken bestimmt werden (Li-

ang und Wang, 1997).

Insgesamt wird damit deutlich, wie eng die Wechselwirkungen einerseits zwischen der Strahlung und der Atmosphäre, insbesondere der Wolken, und andererseits zwischen der Strahlung und der Erdoberfläche miteinander verknüpft sind. Das hat zur Folge, dass sich kurz- und langwellige Strahlung stark auf die Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre auswirken. Desweiteren haben aber auch Faktoren wie der Sonnenstand, die geographische Breite und die Höhe über NN, die Oberflächenbeschaffenheit sowie die Tages- und Jahreszeit direkte Auswirkungen auf die Strahlung und den Strahlungshaushalt.

Seit 1900 hat die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur der Erdoberfläche um ungefähr  $0,8^{\circ}\text{C}$  zugenommen (Trenberth et al., 2007). Der größte Teil des Anstieges fand in den Zeiträumen 1910 bis 1945 und 1976 bis heute statt, hauptsächlich in den Wintermonaten der mittleren und nördlichen Breiten der Nordhalbkugel. Die Erwärmung im Zeitraum 1910 bis 1945 konzentrierte sich auf den Nordatlantik und die angrenzenden Regionen. Während sich dann im Zeitraum zwischen 1946 und 1975 auf der Nordhalbkugel eine schwache Abkühlung zeigte, stieg die mittlere Temperatur auf der Südhalbkugel an. Die letzte Erwärmung zwischen 1976 und 2000 vollzog sich bis auf wenige Ausnahmen global, wobei sie auf den Kontinenten der Nordhalbkugel deutlicher festgestellt wurde. Die Abkühlung des Nordatlantiks zwischen den Jahren 1960 bis 1985 hat sich letztendlich umgekehrt (Folland et al., 2001).

Neuere Analysen deuten an, dass sich der Ozean global seit Ende der 50er-Jahre signifikant erwärmt hat. Die größte Erwärmung findet dabei in den obersten 300 m statt, die mittlere Temperaturerhöhung beträgt ungefähr  $0,04^{\circ}\text{C}$  pro Dekade. Die Minimumtemperaturen in der Nacht nehmen kontinuierlich zu, außerdem verlängern sich die eisfreien Jahreszeiten in vielen Regionen der mittleren und nördlichen Breiten. Die Häufigkeit von extrem niedrigen Temperaturen hat dabei abgenommen, ohne dass die Häufigkeit von extrem hohen Temperaturen zunahm. Daher ist es auch sehr wahrscheinlich, dass in den letzten 25 Jahren der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre in vielen Regionen über der Nordhalbkugel zugenommen hat. Der Nordatlantik befindet sich mit starken Schwankungen der Meeresoberflächentemperaturen seit Mitte der 80er-Jahre in einer Erwärmungsphase. Die Erwärmung des Nordatlantiks hat sich dabei in vielen Regionen seit 1995 beschleunigt und trägt wesentlich zum Anstieg der Oberflächentemperaturen in Europa bei. Allerdings ist die Erwärmungsrate über den Kontinenten größer als über den Ozeanen (Folland et al., 2001).

Außerdem zählen elf der vergangenen zwölf Jahre (1995 bis 2006) zu den insgesamt zwölf wärmsten Jahren seit Beginn der Wetteraufzeichnungen Mitte des 19. Jahrhunderts. Insgesamt wird im 20. Jahrhundert eine zusammenhängende Erwärmung der Land- und Ozeanoberflächen beobachtet. Einige regionale Abweichungen können dabei durch Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation erklärt werden (Trenberth et al., 2007).

In den vergangenen Jahren hat das Interesse an der Bedeutung von Wolken im Klimasystem deutlich zugenommen. Hierzu haben unter anderem zahlreiche Messkampagnen sowie die Auswertung langer Zeitreihen von Satellitenmessungen beigetragen, um die Rolle von Wolken im Klimasystem besser verstehen zu können. Zum Beispiel wird sich in einem wärmeren Klima der Wasserdampfgehalt der Luft erhöhen, was in den Wolken eine Änderung des Flüssigwassergehalts bewirken könnte und sich somit die Eigenschaften von Wolken verändern.

Außerdem trägt der Mensch in einem nicht zu vernachlässigen Maße zur Beeinflussung des Strahlungshaushaltes bei. Durch die immer stärkere Industrialisierung und Technisierung seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts gelangen erhebliche Mengen an Aerosolpartikeln in die Atmosphäre.

Aerosolpartikel können als Wolkenkondensationskerne dienen und somit die Tröpfchenanzahl innerhalb der Wolke beeinflussen. Für den Fall, dass sich der Flüssigwassergehalt der Wolke nicht ändert, sind bei einer größeren Menge an Wolkenkondensationskernen mehr, dafür aber kleinere Wolkenröpfchen zu erwarten. Eine Zunahme der Wolkenröpfchenanzahl zusammen mit einer Verkleinerung des Tröpfchenradius führt zu einer Albedoerhöhung der Wolken (auch Twomey-Effekt (Twomey, 1977), 1. indirekter Effekt oder Radiuseffekt genannt) und zu einer Abnahme der Niederschlagseffizienz (2. indirekter Effekt oder Lebensdauer-effekt). Das hat zur Folge, dass die Auflösung der Wolke verzögert wird, die Lebensdauer der Wolke sich erhöht und der Flüssigwassergehalt der Wolke zunimmt. Beide Effekte führen zu einer vermehrten Rückstreuung der solaren Strahlung, haben also eine abkühlende Wirkung. In einer wolkenlosen Atmosphäre erhöhen wenig absorbierende Aerosolpartikel durch Streuung der Sonnenstrahlung die lokale planetare Albedo und haben dadurch ebenfalls eine abkühlende Wirkung. Stark absorbierende Aerosolpartikel mit hohem Rußgehalt erwärmen dagegen das System Erde–Atmosphäre.

Koren et al. (2005) untersuchten die konvektive Bewölkung für einen Zeitraum von drei Monaten mit Hilfe von MODIS–Daten (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) für verschiedene Regionen über dem Nordatlantik. Es ergaben sich deutliche Zusammenhänge zwischen verschiedenen Aerosoltypen und hochreichender konvektiver Bewölkung. So führte die Anwesenheit der Aerosole zu einer systematischen Intensivierung der Konvektion. Denn durch indirekte Effekte wie das verzögerte Einsetzen oder sogar Unterdrücken des Niederschlags entstehen in den Wolken beständigere Aufwinde. Diese Aufwinde wiederum werden stärker durch das vermehrte Freiwerden von latenter Wärme bei Kondensation. Stärkere Aufwinde erzeugen höhere Wolken mit einer größeren optischen Dicke und einem höheren Wolkenwasseranteil. Zusätzlich gefrieren kleinere Wolkenröpfchen durch stärkere Aufwinde in höheren Niveaus bei niedrigeren Temperaturen, so dass die latente Wärme durch Sublimation in der höheren Atmosphäre abgegeben wird, was die Konvektion weiter verstärkt.

Damit wird deutlich, dass ein nicht unerheblicher Einfluss von Aerosolen über dem Nordatlantik auf die Wolkenbildung, Wolkenhöhe und Wolkenbedeckung,

die Zugbahn und Intensität von Tiefdruckgebieten und Niederschlägen und auf die nordatlantische Oszillation (NAO) wahrscheinlich ist.

Das Klimasystem des Nordatlantiks ist eingebunden in das globale Klimasystem. Tiefdruckgebiete sind dabei ein markantes Merkmal des nordatlantischen Klimasystems. Sie sind bestimmend für die Wechselwirkung der Atmosphäre mit dem Ozean und Meereis durch Parameter wie zum Beispiel Windstärke, Wärmefluss, Verdunstung, Niederschlag und Strahlung. Der nördliche Nordatlantik spielt dabei eine große Rolle, weil hier einerseits die Tiefdruckaktivität vorherrscht und andererseits die Wechselwirkung mit dem Ozean, der auch eine Verbindung zwischen dem Arktischen Ozean und dem offenen Nordatlantik darstellt, den gesamten Nordatlantik beeinflusst. Im nördlichen Nordatlantik zeigt sich eine unterschiedliche Variabilität der Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre, dem Ozean und Meereis besonders deutlich, die von der synoptischen Zeitskala bis hin zu Dekaden reicht. Außerdem ist im Nordatlantik der Golfstrom die dominierende Meeresströmung. Der Golfstrom transportiert warmes Oberflächenwasser von der Karibik entlang der nordamerikanischen Ostküste nach Norden. Das warme Wasser gelangt unter fortschreitender Abkühlung bis vor die Küsten Westeuropas und zum europäischen Nordmeer, wo es schließlich in die Tiefsee absinkt. Vor der Küste Neufundlands und Labradors trifft das warme Wasser auf kaltes Wasser aus der Labradorsee und von Ostgrönland her, so dass hier große Temperaturgradienten auf einem relativ eng begrenzten Gebiet auftreten. In dieser Region entstehen häufig Tiefdruckgebiete, die unter Verstärkung auf den nördlichen Nordatlantik ziehen und mit der westlichen Strömung der mittleren Breiten schließlich auf den europäischen Kontinent treffen. Besonders im Winterhalbjahr können diese Tiefdruckgebiete intensive Niederschlagsgebiete mit sich führen und hohe Windgeschwindigkeiten bis hin zur Orkanstärke erreichen. Durch ihr häufiges Auftreten sind sie somit ein sehr klimawirksamer Faktor.

Vor diesem Hintergrund ist es nun das Ziel dieser Arbeit, die hochreichende konvektive Bewölkung über dem Nordatlantik mit Hilfe von Satellitendaten zu analysieren. In dieser Arbeit werden Messungen des Strahlungsmessinstrumentes AVHRR ausgewertet, um mögliche Veränderungen der Bewölkung, der Albedo und der Wolkenoberkantentemperatur beziehungsweise der Wolkenhöhe in verschiedenen Zeiträumen und Gebieten zu erkennen und zu erklären. Grundlage für die Untersuchungen ist der GAC-Datensatz. Diese sogenannten „Global Area Coverage“-Daten ergeben eine globale, langjährige Messreihe, die mit Hilfe des AVHRR an Bord der polarumlaufenden NOAA-Satelliten gewonnen wurde. Bearbeitet worden sind die Jahre 1982 bis 2001, so dass für die Untersuchungen eine 20-jährige Datenreihe zur Verfügung steht.

Erstmalig wird es damit möglich sein, eine langjährige und vor allem längere Zeitreihe von Wolkenparametern zu erstellen als in bisherigen Untersuchungen mit der Chance auf eine Trendanalyse. Durch die Verwendung der GAC-Daten wird zudem eine wesentlich höhere Auflösung der Wolkenparameter über dem gesamten Nordatlantik erreicht als in bisherigen Datensätzen wie zum Beispiel

ISCCP (Rossow und Schiffer, 1999). Trotz der Bedeutung des Nordatlantiks für das globale Klimasystem existiert bisher noch keine Untersuchung von Langzeitdaten der konvektiven Bewölkung für ein so großes Gebiet wie den Nordatlantik, so dass mit dieser Arbeit erstmals eine Analyse von Wolkenparametern von den Tropen bis zu den polaren Breiten und von der nordamerikanischen Ostküste bis zu den Küsten West- und Nordeuropas durchgeführt wird.

Die Analyse der AVHRR-Datenreihe erfolgt zunächst mit einem Algorithmus zur Wolkenerkennung nach Stowe et al. (1999) und anschließend mit einem Algorithmus zur Wolkenklassifizierung nach Pavolonis et al. (2005). Hintergrund für die Beschränkung der Analyse auf die hochreichende Konvektion ist die Bedeutung der konvektiven Bewölkung für das Klima des Nordatlantiks. Der Wolkenklassifizierungsalgorithmus nach Pavolonis ist dabei in der Lage, die Konvektion besonders gut zu klassifizieren.

Im folgenden Kapitel (Kapitel 2) wird das Strahlungsmessinstrument AVHRR beschrieben, wobei besonders auf die Kalibrierung der AVHRR-Daten eingegangen wird. Eine Erläuterung des Wolkenerkennungsalgorithmus nach Stowe und der Testuntersuchungen in zwei Gebieten des Nordatlantiks folgt im Kapitel 3. Der Wolkenklassifizierungsalgorithmus nach Pavolonis und die Testuntersuchungen für bestimmte Zeiträume und Gebiete folgen im Kapitel 4. Im Kapitel 5 werden dann die Ergebnisse der Untersuchungen in Form von Zeitserien für bestimmte Parameter im gesamten Untersuchungszeitraum von 20 Jahren in einigen ausgewählten Gebieten bezüglich möglicher Änderungen in der hochreichenden Konvektion über dem Nordatlantik vorgestellt, bevor abschließend im Kapitel 6 diese Ergebnisse zusammengefasst und diskutiert werden mit einem Ausblick auf weitere mögliche Untersuchungen.

# Kapitel 2

## Das AVHRR–Messinstrument

Das AVHRR besteht aus einer Grundplatte, einer optischen Systemeinheit, einer Strahlungskühleinheit, einer Abtastanordnung (Scanner) und einer elektronischen Systemeinheit. Es ist 76 cm lang, 25 cm breit und 36 cm tief. Es wiegt 27 kg und verbraucht ungefähr 25 W. Die Grundplatte ist eigentlich ein optischer Tisch, auf dem alle Systemeinheiten untergebracht sind. Am Boden der Scannereinheit befinden sich ein Schwarzkörper, der als internes Kalibrierungsziel (Internal Calibration Target, ICT) fungiert, und vier Platinwiderstandsthermometer (Platinum Resistance Thermometer, PRT), die die Temperatur des ICTs messen. Die Scanneranordnung besteht aus einem synchronisierten Motor, der mit 360 Umdrehungen pro Minute arbeitet, und einem Spiegel, der in einem Winkel von  $45^\circ$  zur Teleskopachse steht und kontinuierlich in Ost–West–Richtung mit einem Scanwinkel von  $\pm 55^\circ$  vom Nadir aus gesehen die darunterliegende Erdoberfläche abtastet. Die optische Systemeinheit besteht aus einem Teleskop mit 20 cm Durchmesser und mehreren, zum Teil dichromatischen Filtern und Detektoren. Die Detektoren für die drei infraroten Kanäle arbeiten bei einer Betriebstemperatur von 107 K. Diese Temperatur erhält man durch den Strahlungskühler, der außen am Messinstrument angebracht ist. Die AVHRR-Messinstrumente mit fünf Kanälen haben zwei Kanäle im solaren und zwei Kanäle im infraroten Spektralbereich sowie einen Kanal, der sowohl vom solaren als auch vom infraroten Spektralbereich beeinflusst wird. Diese fünf Kanäle werden im folgenden Unterkapitel genauer beschrieben.

### 2.1 Spektrale Bereiche der AVHRR–Kanäle

Das AVHRR–Instrument misst sowohl reflektierte solare Strahlung als auch emittierte terrestrische Strahlung in fünf spektralen Kanälen. Jeder Kanal hat spektrale Maxima, die etwa den spektralen Intervallen in Tabelle 2.1 entsprechen (Karlsson und Liljas, 1990). Außerhalb dieser Intervalle werden vernachlässigbare Strahlungsbeträge gemessen.

AVHRR-Kanal	Spektrales Intervall
1	0,58–0,68 $\mu m$
2	0,725–1,1 $\mu m$
3	3,55–3,93 $\mu m$
4	10,3–11,3 (10,5–11,5) $\mu m$
5	11,5–12,5 $\mu m$

Tabelle 2.1: Spektrale Intervalle des AVHRR von NOAA-11 (NOAA-10)

Die Festlegung dieser Kanäle basiert auf verschiedenen Charakteristiken beim Strahlungstransport in der Atmosphäre. Die gemessene Strahlung sollte im größtmöglichen Maße von unterschiedlichen Landoberflächen und Wolken stammen und nicht von atmosphärischen Gasen. Aus diesem Grund sind alle AVHRR-Kanäle so gewählt worden, dass sie ihre Maxima in sogenannten atmosphärischen Fenstern haben. Das sind die Bereiche, in denen Strahlung von der Erde wenig behindert in den Weltraum emittiert wird.

Der AVHRR-Kanal 1 misst reflektierte solare Strahlung im spektralen Bereich nahe zum maximalen solaren Energiefluss. In diesem Bereich ist praktisch keine atmosphärische Absorption von Strahlung vorhanden, wohingegen Streueffekte (sowohl Rayleigh-Streuung als auch Streuung durch Aerosole) auftreten. Besonders über Städten und Wüsten tritt Aerosolstreuung auf.

Der AVHRR-Kanal 2 misst reflektierte solare Strahlung im sogenannten nahen infraroten Bereich. Streueffekte kommen auch bei diesem Kanal noch vor, aber nicht im gleichen Maße wie für Kanal 1. Für diesen Kanal existiert eine geringe atmosphärische Absorption, besonders durch Wasserdampf.

Der AVHRR-Kanal 3 misst sowohl reflektierte solare Strahlung als auch emittierte terrestrische Strahlung. Das bedeutet, dass Aufnahmen im Kanal 3 komplex und schwer zu interpretieren sind ohne Langzeiterfahrungen. Für diesen Kanal sind atmosphärische Streueffekte vernachlässigbar (was auch für die Kanäle 4 und 5 gilt), aber die Absorption der Atmosphäre, dominiert durch Wasserdampf, ist nicht vernachlässigbar.

Die zwei AVHRR-Kanäle 4 und 5 teilen das atmosphärische Fenster zwischen 10  $\mu m$  und 13  $\mu m$  in zwei Teile. Die Strahlung in diesem spektralen Intervall liegt in der Nähe des Maximums des terrestrischen Energieflusses. Beide Kanäle messen auch die Strahlung von atmosphärischen Gasen (besonders von Wasserdampf), durch Kombination der geteilten Fensterkanäle können Korrekturen für die beiden Kanäle durchgeführt werden (wobei Daten aus dem Kanal 3 zusätzlich für diesen Prozess genutzt werden).

## 2.2 Sensorgeometrie und Messprinzipien

AVHRR–Daten werden vom Radiometer durch Abtasten (Scannen) senkrecht zur Umlaufbahn erzeugt. Dieser Vorgang erfolgt mit Hilfe eines rotierenden Spiegels, der kontinuierlich in Ost–West–Richtung mit einem Scanwinkel von  $\pm 55^\circ$  vom Nadir aus gesehen die darunterliegende Erdoberfläche abtastet. Jede Abtastlinie erfasst eine Distanz von ungefähr 2800 Kilometern und besteht aus 2048 Bildelementen (Pixeln). Das bedeutet für geometrische Betrachtungen, dass an jedem Punkt direkt unter dem Satelliten (Nadir) jedes Pixel am Boden in etwa ein Quadrat reproduziert von ungefähr 1,1 km Kantenlänge. An den Rändern des Abtastgebietes wird allerdings ein Rechteck reproduziert mit einer ungefähren Breite von 2,4 km und einer ungefähren Länge von 5,6 km. Dieses muss beachtet werden, wenn man Daten verwendet, die in Standardgebiete übertragen werden, die in verschiedenen geometrischen Projektionen definiert sind. Zusätzlich kommen die Bewegung des Satelliten und der rotierenden Erde und Defekte des Radiometers hinzu, so dass einige Fehlausrichtungen und Fehlregistrierungen der Pixel möglich sind. Einige geringe Überlappungen von Abtastlinien können ebenfalls vorkommen.

Die polarumlaufenden NOAA–Satelliten umkreisen die Erde auf sonnensynchronen Bahnen, das heißt die lokale Sonnenzeit einer geographischen Breite ist beim Überflug des Satelliten immer nahezu die gleiche. Bei einer mittleren Flughöhe von 860 km beträgt die Umlaufperiode ungefähr 102 Minuten. Die Sonnensynchronität stellt sicher, dass Bildelemente, die ein bestimmtes Gebiet auf der Erde überdecken, ungefähr die gleichen Lichtverhältnisse haben, wenn man Satellitenpassagen Tag für Tag vergleicht. Dabei wird die Bahnebene kontinuierlich so verändert, dass die Position der Ebene relativ zur Richtung zur Sonne beibehalten werden kann (die Bahnebene sollte daher um  $360^\circ$  während eines Jahres rotieren). Gravitationskräfte, die zu einer leichten Abweichung der Erde von einer perfekten Kugel führen, können eine leichte Präzession der Bahnebene verursachen. Die Änderung der Bahnebene wird durchgeführt, indem man die Ebene ein paar Grad gegenüber der Erdachse neigt.

## 2.3 Kalibrierung der AVHRR–Daten

Das AVHRR–Instrument misst die elektromagnetische Energie, die pro Zeiteinheit, Flächeneinheit, Raumwinkeleinheit und Wellenlängeneinheit am Detektor ankommt (in  $Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$ ), in anderen Worten: Strahldichten. Um die zunächst nur digitalen Zählraten in Strahldichten umzuwandeln, müssen Kalibrierungsalgorithmen verwendet werden. Für das Radiometer gilt (wovon zumindest ausgegangen wird) eine lineare Beziehung zwischen Strahldichten und digitalen Zählraten. Für Anwendungen in dieser Arbeit sind die Strahldichten in physikalisch gängigere Parameter wie Albedo und Helligkeitstemperatur umgerechnet

worden. Gemäß der Definition in der Einleitung bezeichnet man das Verhältnis von rückgestreuter zu einfallender Strahlungsflussdichte als Albedo. Da mit einem Satellitensensor nur Strahldichten gemessen werden, müsste man für eine Bestimmung der Albedo aus vielen unterschiedlichen Beobachtungsrichtungen messen. Nur im Idealfall eines Lambertschen Reflektors oder Streuers ist die gemessene Strahldichte identisch mit der Albedo. Da dies für viele Wolken annähernd gilt, wird in der gesamten Arbeit von Albedo gesprochen, obwohl nur eine Strahldichte gemessen worden ist.

Die Kalibrierung beinhaltet verschiedene Aspekte:

- 1.) die Bestimmung der spektralen Durchlässigkeit für alle Kanäle
- 2.) die Kalibrierung aller Kanäle vor dem Start
- 3.) die Kalibrierung der infraroten Kanäle während des Fluges
- 4.) die Kalibrierung der Kanäle im Bereich der Sonnenstrahlung nach dem Start

### **2.3.1 Spektrale Frequenzfunktionen**

Die verschiedenen Spektralbereiche der einzelnen Kanäle des AVHRR sind in Tabelle 1.1. aufgeführt. Der Detektor in der Scannereinheit erkennt die Strahlung mit der Wellenlänge  $\lambda$  innerhalb eines bestimmten Wellenlängenbereichs  $\lambda_1$  und  $\lambda_2$ . Diese am Detektor angekommene Strahlung passiert dabei einen Filter, aber ein idealer Filter, der gänzlich durchlässig ist für die Strahlung mit der Wellenlänge  $\lambda$  im Bereich  $\lambda_1 \leq \lambda \leq \lambda_2$  und absolut undurchlässig ist für  $\lambda < \lambda_1$  und  $\lambda > \lambda_2$ , existiert nicht. Ein geringer Teil der Strahlung mit  $\lambda < \lambda_1$  oder  $\lambda > \lambda_2$  gelangt trotzdem durch den Filter, außerdem wird ein kleiner Teil der Strahlung im Bereich  $\lambda_1 \leq \lambda \leq \lambda_2$  vom Filter zurückgehalten. Daher wurden für jeden neugestarteten Satelliten Kurven der spektralen Durchlässigkeit angefertigt. Vollständige Kurvendiagramme aller Kanäle aller AVHRR-Messinstrumente auf den jeweiligen Satelliten findet man im NOAA Polar Orbiter Data Users Guide von Kidwell (1998).

### **2.3.2 Kalibrierung vor dem Start**

Dieser Teil der Kalibrierung wird gut beschrieben bei Rao (1987). Im Fall der sichtbaren Kanäle ist es das grundlegende Ziel, eine einfache lineare Beziehung zwischen dem Albedofaktor der integrierten Kugelquelle und den digitalen Werten des AVHRR unter verschiedenen Lichtverhältnissen herzustellen. Dabei wird folgende Kalibrierungsapparatur verwendet: Die Kalibrierungsquelle ist eine ca. 1 m im Durchmesser große integrierende Kugel mit einer ca. 35 cm großen Öffnung, in der sich zwölf kalibrierte Quarz-Halogen-Lampen befinden. Durch die Bestimmung des Verhältnisses der Strahldichte von  $n$  Lampen zu der von zwölf Lampen und durch Variieren der Anzahl von angeschalteten Lampen erhält man

eine Kalibrierungskurve von dunklen Lichtverhältnissen bis hin zu maximalen Lichtverhältnissen. Rao verwendet im Folgenden den Begriff Albedofaktor in Verbindung mit der Kalibrierung der sichtbaren Kanäle.

Führt man die gemessene Strahldichte  $R_i$  eines Kanals  $i$  (in  $Wm^{-2}sr^{-1}$ ) und die solare Strahlungsflussdichte  $F$  (in  $Wm^{-2}$ ) ein, so wird der Albedofaktor  $A$  einer integrierten Kugelquelle definiert als das Verhältnis:

$$A = \frac{\pi}{F}R_i \quad (2.1)$$

Der Albedofaktor kann daher interpretiert werden als das Verhältnis der Strahldichte eines isotropen Strahlungsfeldes mit der gemessenen Strahldichte  $R_i$  zur solaren Strahlungsflussdichte.

Führt man jetzt den Albedofaktor  $A_e$  einer Satellitenszene des AVHRR ein, so kann man die vorige Gleichung auch schreiben als:

$$A_e = \frac{\pi}{F}R_e \quad (2.2)$$

Die gemessene Strahldichte  $R_e$  (in  $Wm^{-2}sr^{-1}$ ) der Satellitenszene ist gegeben durch folgende Gleichung:

$$R_e = \frac{FA_e}{100\pi} \quad (2.3)$$

und die entsprechende spektrale Strahldichte  $R$  (in  $Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$ ) durch

$$\begin{aligned} R &= \frac{R_e}{W} \\ &= \frac{FA_e}{100\pi W} \end{aligned} \quad (2.4)$$

wobei

- F die über den Raumwinkel integrierte solare Strahldichte, also die Strahlungsflussdichte, gewichtet durch die spektrale Frequenzfunktion des jeweiligen Kanals und
- W die äquivalente Weite der spektralen Frequenzfunktion des jeweiligen Kanals sind.

Wie vorhin erwähnt, soll es das Ziel der Kalibrierung vor dem Start sein, eine einfache lineare Beziehung herzustellen zwischen dem Albedofaktor  $A_e$  der integrierten Kugelquelle, entsprechend den verschiedenen Lichtverhältnissen, und den digitalen Werten  $X$  des AVHRR. Daher verwendet man folgende Gleichung:

$$A_e = MX + I \quad (2.5)$$

wobei  $A_e$  der Albedofaktor,  
X der digitale Wert des AVHRR (10 bit Auflösung),  
M die Kalibrierungsverstärkung (Neigung) und  
I der Kalibrierungsabschnitt sind.

Die Werte für M und I sind für die Kanäle 1 und 2 des AVHRR für jeden einzelnen Satelliten in Tabellen aufgelistet (Kidwell, 1998).

Der Albedofaktor  $A_e$  kann nun in die spektrale Strahldichte R durch Verwendung von Gleichung (2.4.) umgewandelt werden.

Setzt man nun den Wert von  $A_e$  aus Gleichung (2.5.) in die Gleichung (2.4.) ein, so erhält man die gewünschte Beziehung zwischen der Strahldichte und den digitalen Werten:

$$R = \frac{F}{100\pi W}(MX + I) \quad (2.6)$$

Die Kalibrierung vor dem Start für die infraroten Kanäle wird in einer thermischen Vakuumkammer durchgeführt, um die Strahlungsabsorption zwischen der Quelle und dem Radiometer zu minimieren und um Weltraumbedingungen zu simulieren. Das Radiometer blickt dabei auf einen kalibrierten Labor-Schwarzkörper anstelle der Erde als eigentliches Ziel, auf einen zweiten Schwarzkörper, der auf 77 K heruntergekühlt wurde, um den Weltraumblick im Orbit zu simulieren, und auf das interne Kalibrierungsziel (ICT) auf der Grundplatte des AVHRR. Die Temperaturen aller Schwarzkörper werden mit den Platinwiderstandsthermometern (PRTs) gemessen. Der Scannerspiegel rotiert mit sechs Umdrehungen pro Minute (6 Hz) und reflektiert die Strahlung des die Erde simulierenden Schwarzkörpers, die Strahlung des gekühlten, den Weltraumblick simulierenden Schwarzkörpers und die des internen Kalibrierungszieles (ICT) auf der Grundplatte hin zu den Detektoren des AVHRR. Die Ausgangswerte der Detektoren werden verstärkt, digitalisiert und aufgezeichnet. Die Daten werden gesammelt durch Ändern der Temperatur des Schwarzkörpers im Labor zwischen 175 K und 315 K, was annähernd die gesamte Spanne der Erdtemperaturen umfasst, zwischen 175 K und 290 K in 10-K-Schritten und über 290 K in 5-K-Schritten. Dieses Verfahren wird jeweils wiederholt für die drei Temperaturen des ICTs von 10°C, 15°C und 20°C.

Es gibt keine Möglichkeit der Kalibrierung der sichtbaren Kanäle während des Fluges, aber eine Kalibrierung der drei infraroten Kanäle des AVHRR dagegen ist möglich. Diese Kanäle werden durch eine Zwei-Punkte-Kalibrierung während des Fluges kalibriert, wobei zwei Strahlungsquellen, das interne Kalibrierungsziel (ICT) als Schwarzkörper und der tiefe Weltraum, genutzt werden. Die Idee dahinter ist, die digitalisierten Ausgabewerte der Detektoren für diese beiden Quellen zu erhalten. Die Temperatur des ICT wird während des Fluges gemessen, und die Temperatur des tiefen Weltraums ist bekannt. Daher bekommt man für die zwei

Punkte die Temperaturwerte und die entsprechenden Werte der digitalisierten Scannerausgabe. Eine gerade Linie kann anschließend durch diese beiden Punkte gezeichnet werden. Somit ist es dann möglich, die digitalen Daten der Scanlinie von der Erdoberfläche zu kalibrieren (Cracknell, 1997).

### 2.3.3 Kalibrierung nach dem Start

Es existieren drei Kategorien der Kalibrierung der sichtbaren Kanäle von Satellitenradiometern nach dem Start, wenn keine Kalibrierung während des Fluges vorgesehen ist (Teillet et al., 1990). Diese Kategorien sind:

- 1.) Gleichzeitige Flugzeug- und Satellitenmessungen für ein vorgegebenes Testgebiet,
- 2.) Kombination von Modellsimulationen und Satellitenmessungen,
- 3.) Anwendung statistischer Verfahren auf große Datenmengen, um eventuelle Trends in der Kalibrierung des Radiometers aufzuspüren.

In den letzten Jahren sind verschiedene Methoden der Kalibrierung nach dem Start entwickelt worden, die es schwierig machen zu entscheiden, welche nun die bessere oder genauere ist. In der Arbeit von Devasthale (2005) wird der Einfluss von drei unterschiedlichen Kalibrierungsmethoden auf die Rückstreuung von Wolken untersucht.

Rao und Chen (1993) wendeten statistische Verfahren auf Daten an, die aus dem südöstlichen Teil der Libyschen Wüste stammten. Dieses Gebiet erschien ihnen als radiometrisch stabil, weil es hohe Strahldichten in Zusammenhang mit niedrigen Solarzenitwinkeln, eine gleichförmige Oberfläche über einige hundert Quadratkilometer sowie wenig Bewölkung und geringe Niederschlagsraten aufweist. Sie erstellten mit Daten von drei Satelliten Albedozeitreihen, um die Sensorverschlechterung in Abhängigkeit von der Zeit festzustellen. Kaufman und Holben (1993) verwendeten ebenfalls AVHRR-Daten von drei Satelliten. Sie untersuchten dabei die atmosphärische Streuung über dem Ozean, die Sonnenspiegelung über dem Ozean und die Albedo über Wüstengebieten, um die solaren Strahldichten des AVHRR-Gerätes zu kalibrieren. Che und Price (1992) schließlich analysierten die Ergebnisse von verschiedenen, bis dahin veröffentlichten Studien und erstellten lineare Regressionen von Kalibrierungskoeffizienten der AVHRR-Messinstrumente von drei Satelliten. In der Arbeit von Devasthale (2005) wird mit den eben beschriebenen drei Studien die Albedo von niedrigen Wolken von einem Testgebiet über Europa untersucht. Die drei Methoden führen zu einer unterschiedlichen Wolkenalbedo für den gleichen Monat. Allerdings zeigen alle Methoden die gleiche Variabilität, so dass jede Methode für eine Trendanalyse geeignet wäre. Durch einen Vergleich mit Daten aus Feldexperimenten des MODIS Airbourne Simulators (ASTEX, 1992, und WINTEX, 1999) stellte sich heraus, dass die durch Rao und Chen ermittelte Albedo der Realität näherkommt als die anderer Methoden.

Die infraroten Kanäle des AVHRR werden nach dem Start während des Fluges

kalibriert. Dabei werden die digitalen Werte des Radiometers zu Strahldichten linear umgewandelt. Die Gleichung hierzu lautet:

$$E_{lin} = S_i C + I_i \quad (2.7)$$

wobei  $E_{lin}$  die Strahldichte (in  $Wm^{-2}sr^{-1}cm$ ),  
 $C$  der digitale Wert des AVHRR (zwischen 0 und 1023 Zählheiten),  
 $S_i$  die Kalibrierungskoeffizient (Neigung) (in  $Wm^{-2}sr^{-1}cm$ ) und  
 $I_i$  der Kalibrierungsabschnitt (in  $Wm^{-2}sr^{-1}cm$ ) sind.

Die Strahldichten werden dann umgewandelt zu Helligkeitstemperaturen durch Invertieren des Planckschen Strahlungsgesetzes:

$$E = \frac{c_1 \nu^3}{e^{\frac{c_2 \nu}{T}} - 1} \quad (2.8)$$

wird zu

$$T(E) = \frac{c_2 \nu}{\ln[1 + \frac{c_1 \nu^3}{E}]} \quad (2.9)$$

wobei  $E$  die Strahldichte (in  $Wm^{-2}sr^{-1}cm$ ),  
 $\nu$  die Wellenzahl des Kanals (in  $cm^{-1}$ ),  
 $T$  die Temperatur in K und  
 $c_1$  und  $c_2$  Konstanten sind.

Die Wellenzahlen für die drei infraroten Kanäle als Funktion der Temperatur findet man für jeden Satelliten im Kapitel 1.4. des NOAA Polar Orbiter Guide (Kidwell, 1998).

Korrektur der Nichtlinearität:

Die Kalibrierung der drei infraroten Kanäle während des Fluges verwendet eine Zwei-Punkte-Kalibrierung unter der Annahme, dass eine lineare Beziehung zwischen den digitalen Werten des AVHRR-Gerätes und den Strahldichten besteht. Für den Kanal 3, der einen Indium-Antimonid-Detektor verwendet, ist diese Beziehung in der Tat linear. Für die Kanäle 4 und 5, die Quecksilber-Cadmium-Tellurid-Detektoren verwenden, sind die Kalibrierungen dagegen nichtlinear. Würde man die Korrektur der Nichtlinearität für diese beiden Kanäle vernachlässigen, so hätte das einen Fehler in der beobachteten Helligkeitstemperatur von 1 K oder mehr zur Folge. Um diese Nichtlinearitäten zu berücksichtigen, hat NESDIS Korrekturen für jeden Satelliten bereitgestellt, die den aus der linearen

Kalibrierung berechneten Helligkeitstemperaturen hinzugefügt worden sind. Die Korrekturen sind in Tabellen gegen die Helligkeitstemperaturen aufgetragen, wobei es die Tabellen für jeden Kanal und für jede Schwarzkörpertemperatur gibt (Kidwell, 1998).

NESDIS stellt eine weitere Methode zur Behandlung der Nichtlinearität bereit, die auf Strahldichten anstelle von Helligkeitstemperaturen angewendet werden kann. Für jedes Messinstrument und für jeden Kanal sind drei Koeffizienten (A, B und D) einer quadratischen Gleichung aufgeführt im Polar Orbiter Guide (Kidwell, 1998) für jeden Satelliten von NOAA-13 an aufwärts. Die folgende quadratische Gleichung kann zur Berechnung der korrigierten Strahldichte RAD aus der linearen Strahldichte  $R_{lin}$  verwendet werden:

$$RAD = AR_{lin} + BR_{lin}^2 + D \quad (2.10)$$

Diese neue Behandlung der Nichtlinearität sollte eine Verbesserung gegenüber der früheren Methode darstellen, weil sie 1) weniger empfindlich für das Rauschen in den thermischen Testdaten ist, 2) dem Anwender die Möglichkeit bietet, entweder die Strahldichte oder die Helligkeitstemperatur zu korrigieren, und 3) nachträglich im NOAA/NASA Pathfinder Programm angewendet worden ist, um eine beständige Zeitserie der AVHRR-Strahldichten von 1981 bis heute für Klimastudien zu erzeugen.

### 2.3.4 Hintergrund der Kalibrierung nach dem Start

Es gibt einige Gründe für die Notwendigkeit einer Kalibrierung der AVHRR-Daten nach dem Start und die Abschätzung der Genauigkeit der Kalibrierung der infraroten Kanäle.

Als erstes muss das Altern der Sensoren berücksichtigt werden. Hiermit ist gemeint, dass die Empfindlichkeit der Sensoren sich im Laufe der Zeit verschlechtert. Aus verschiedenen Studien geht hervor, dass die Empfindlichkeit und damit die Genauigkeit der Sensoren mit der Zeit abgenommen und somit die mehrjährigen Aufzeichnungen der AVHRR-Daten für Klimastudien und das Aufdecken möglicher globaler Veränderungen beeinflusst hat. Diese Abnahme der Genauigkeit der Sensoren wird durch die jeweiligen Kalibrierungskoeffizienten berücksichtigt, um zu verhindern, dass ein ermittelter Trend fehlinterpretiert wird (Rao und Chen, 1995).

Zweitens kommen der Effekt der solaren Kontamination und Inkonsistenzen der PRT-Werte in Betracht. Das interne Kalibrierungsziel (ICT) wird als zeitlich konstant angenommen. Trifft jedoch Sonnenlicht auf die Grundplatte des Radiometers auf, so kann eine Veränderung in der Reaktion des ICTs auftreten, was zu Unstimmigkeiten zwischen den digitalen Ausgabewerten des Sensors und den jeweiligen Temperaturen der Platinwiderstandsthermometer (PRTs) führen kann.

Dieser Effekt tritt insbesondere dann auf, wenn sich der Satellit aus dem Erdschatten herausbewegt. Diese sogenannte solare Kontamination verursacht einen Fehler von ungefähr 0,5 K für den Kanal 3 und ungefähr 0,25 K für die Kanäle 4 und 5. Desweiteren führt die thermische Trägheit der PRTs und die nichtlineare Beziehung zwischen der mittleren ICT-Temperatur, die für die Kalibrierung verwendet wird, und der jeweiligen Temperatur der PRTs zu Inkonsistenzen im thermischen Betrieb des ICTs (Trischenko et al., 2002).

Mittelt man über eine große Datenmenge, zum Beispiel für ein großes Gebiet, mehrere Monate oder Jahre, so kann man diesen Effekt unterdrücken oder zumindest abschwächen. Aufgrund der Inkonsistenz der ICT- und PRT-Messungen können die infraroten Kanäle ein Rauschen in den ermittelten Helligkeitstemperaturen zeigen. Zu diesem Zweck wird das beobachtete Rauschen mit dem „Noise Equivalent Temperature Difference Limit“ (NEdT limit) verglichen, das ein begrenztes Maß an Rauschen für die Kanäle 4 und 5 der Satelliten NOAA-9 und NOAA-14 darstellt. Für alle Helligkeitstemperaturen im Bereich zwischen 200 K und 350 K befindet sich das Rauschen innerhalb der NEdT-Begrenzungen (Devasthale, 2005).

Drittens kommt die Kalibrierung zwischen den einzelnen Satelliten hinzu. Für die Analyse einer langjährigen Zeitreihe benötigt man die Daten von mehreren Satelliten. Nun sind zunächst alle Satelliten mit dem AVHRR-Messinstrument ausgerüstet. Vergleicht man aber die Daten zum Beispiel der Satelliten NOAA-9 und NOAA-14, so sind diese Daten nicht auf Anhieb miteinander vergleichbar, weil zwei Messinstrumente nicht vollkommen identisch sein können. Ebenfalls kann die Beobachtungsgeometrie und die Sensoralterungsrate zwischen den einzelnen Geräten voneinander abweichen. Insofern ist eine Interkalibrierung unentbehrlich, wenn die Daten für Trendanalysen von Zeitserien oder allgemein für Klimastudien genutzt werden sollen (Rao und Chen, 1995). Diese Interkalibrierung wurde für die in dieser Arbeit verwendete 20-jährige Datenreihe der Jahre 1982 bis 2001 durchgeführt. Grundlage war der Satellit NOAA-9, an den die anderen Satelliten NOAA-7, -11 und -14 kalibriert wurden (vikariierende Kalibrierung).

Und schließlich muss noch der Aspekt der Satellitendrift berücksichtigt werden. Die NOAA-Satelliten wurden so konstruiert, dass sie in einer sonnensynchronen Umlaufbahn arbeiten, um tägliche Beobachtungen zur gleichen lokalen Zeit im gleichen Gebiet zu liefern. Diese Umlaufbahnen verändern sich aber im Laufe der Lebensdauer eines jeden Satelliten. Diese sogenannte Satellitendrift sorgt besonders bei den Satelliten, die in den frühen Nachmittagsstunden die Erdoberfläche überfliegen, also Messungen bei Tageslicht durchführen, dafür, dass sich diese Messungen immer mehr zu späteren Beobachtungszeiten verschieben. Das hat natürlich Auswirkungen auf die gesamte solare Geometrie und damit auf die gemessenen Datenwerte wegen der veränderten einfallenden Strahlung und Oberflächenanisotropie unter wechselnden Lichtverhältnissen. In zahlreichen Studien sind die Auswirkungen der Satellitendrift auf meteorologische und klimatologische Parameter wie zum Beispiel die Landoberflächentemperatur (Gutman, 1999;

Jin und Treadon, 2003) und die Meeresoberflächentemperatur und den Vegetationsindex (Privette et al., 1995) untersucht worden.

Ignatov et al. (2004) analysierten die äquatorialen Überflugszeiten verschiedener Satelliten und die Verschiebungen dieser Überflugszeiten durch die Satellitendrift. Die Änderung in der lokalen Beobachtungszeit steht dabei in direktem Zusammenhang mit der Änderung in der Überflugszeit eines Satelliten über den Äquator. Die Nachmittagssatelliten der NOAA, NOAA-7, -9, -11 und -14, befinden sich in aufsteigenden Umlaufbahnen, das heißt sie bewegen sich von Süden kommend über den Äquator nach Norden. Die Satelliten überquerten den Äquator gegen 14.30 Uhr (NOAA-7 und -9) beziehungsweise gegen 13.30 Uhr (NOAA-11 und -14) zu Beginn ihrer jeweiligen Lebensdauer. Nach dieser Studie beträgt die Verschiebung der Überflugszeit des Äquators und damit die Verschiebung der lokalen Beobachtungszeit für den Satelliten NOAA-7 im Zeitraum zwischen 1982 und Anfang 1985 beziehungsweise für NOAA-9 zwischen Anfang 1985 und Ende 1988 jeweils ungefähr eine Stunde. Dagegen verschiebt sich die Überflugszeit des Äquators für den Satelliten NOAA-11 im Zeitraum zwischen Ende 1988 und 1994 beziehungsweise für NOAA-14 zwischen 1995 und 2001 sogar jeweils um ungefähr zwei Stunden. Damit wird deutlich, dass die systematischen Änderungen in der lokalen Beobachtungszeit während der Lebensdauer eines Satelliten sehr bedeutsam sind und für langjährige meteorologische und klimatologische Analysen beachtet werden müssen.

Welche Auswirkungen die Satellitendrift auf konvektive Bewölkung haben kann, zeigt die Studie von Devasthale und Graßl (2007). Sie untersuchten die Häufigkeit der konvektiven Bewölkung in Abhängigkeit von der Satellitendrift für die Sommermonate einer 20-jährigen, von mehreren Satelliten stammenden Datenreihe über verschiedenen Regionen Indiens und des Indischen Ozeans. Während über den Landregionen eine Zunahme der Häufigkeit der Konvektion sowie Sprünge in der Häufigkeit nach jedem Satellitenwechsel beobachtet werden konnten, waren über dem Ozean keine Änderungen erkennbar. Die Analyse ergab eine direkte, sehr gute Korrelation zwischen dem Auftreten der konvektiven Bewölkung und den Überflugszeiten der Satelliten über den Landregionen, während die Korrelation über dem Ozean nur sehr schwach ausgeprägt war. Diese Unterschiede beruhen auf den unterschiedlichen Tagesgängen der Konvektion über dem Land und dem Ozean. Die stärkste Konvektion trat der Studie zufolge am späten Nachmittag genau in dem Zeitraum auf, in dem der jeweilige Satellit die Region überflog. Durch diese Studie konnte gezeigt werden, dass die Satellitendrift eine Zunahme der beobachteten Häufigkeit der konvektiven Bewölkung über Landoberflächen verursacht. Dieser Effekt darf also nicht vernachlässigt werden bei der Analyse von langjährigen Datenreihen von Wolkenparametern.

# Kapitel 3

## Der Stowe–Algorithmus

Ursprünglich diente der von Stowe et al. (1991) entwickelte Algorithmus der Erkennung von Änderungen der Vegetation. Gleichzeitig wurde es mit diesem Algorithmus auch möglich, Oberflächen klimatologisch zu untersuchen bzw. Änderungen in der globalen Wolkenbedeckung zu erkennen. Der auch CLAVR (Clouds from AVHRR) genannte Algorithmus klassifiziert ein Gitterelement, immer aus 2 x 2 Bildelementen bestehend, des GAC–Datensatzes mit Hilfe der aus den fünf Kanälen des AVHRR–Gerätes gewonnenen multispektralen Informationen in drei Kategorien, bewölkt, gemischt–bewölkt und wolkenfrei. Der Algorithmus verwendet dabei eine Serie von Tests in Form eines sogenannten Entscheidungsbaumes. In jedem der aufeinanderfolgenden Tests wird geprüft, ob die Gitterelemente Wolken enthalten oder nicht, so dass man durch diese konservative Art und Weise eine scharfe Trennung der Parameter erhält. Nur wenn alle vier Bildelemente in einem Gitterelement alle Wolkentests nicht bestehen, wird das Gitterelement als wolkenfrei bezeichnet. Sofern nicht alle vier gemischt–bewölkten oder bewölkten Bildelemente in einem Gitterelement durch Wiederherstellungstests als wolkenfreie Bildelemente wiederhergestellt werden, wird das Gitterelement als gemischt–bewölkt bezeichnet. Es wird als bewölkt bezeichnet, wenn alle vier Bildelemente die Wolkentests bestanden haben. In jedem Test kommen sogenannte Schwellen– oder Grenzwerte zur Anwendung, die theoretisch, empirisch oder durch Experimente ermittelt wurden. Der Algorithmus ist anwendbar für Land– und Ozeanoberflächen bei Tag und bei Nacht.

### 3.1 Merkmale der Wolkenerkennung

Bevor der Wolkenerkennungsalgorithmus genauer beschrieben wird, folgen zunächst einmal die grundlegenden Merkmale der Wolken– und Oberflächenerkennung. Der Betrag der rückgestreuten und reflektierten solaren Strahlung hängt von der physikalischen und chemischen Zusammensetzung der Erdoberfläche und der Atmosphäre ab. Durch die Unterschiede in der Zusammensetzung sind eini-

ge Komponenten stark rückstreuend oder reflektierend wie etwa Wolken, Schnee und Eis, andere tun dieses nur mäßig wie zum Beispiel Wüsten und die übrigen schwach wie die Vegetation im Sichtbaren und der Ozean. Diese Eigenschaft kann man sich zunutze machen, indem man Unterschiede in der Strahldichte am Satelliten für einige Komponenten aufspürt. Das sind die sogenannten Kontrastmerkmale (Stowe et al., 1999).

Die Unterschiede in der Zusammensetzung sorgen auch dafür, dass Oberflächen und Bestandteile der Atmosphäre Sonnenstrahlung in einigen Bereichen des Spektrums stärker zurückstreuen oder reflektieren als in anderen Bereichen. Diese Eigenschaft bezeichnet man als Spektralmerkmal. Es kann dazu genutzt werden, die unterschiedlichen Bestandteile der Oberfläche und der Atmosphäre aufzuspüren. So sind zum Beispiel Schneeflächen in anderen Bereichen des Spektrums dunkler als Wälder.

Schließlich kann aber auch die räumliche Struktur der Bestandteile der Oberfläche und Atmosphäre genutzt werden, um die einzelnen Komponenten voneinander zu unterscheiden. Das sind die sogenannten Raummerkmale. So hat der Ozean zum Beispiel eine sehr einheitliche Albedo über mehrere hundert Kilometer, während Wolken, Gebirge und Gebiete mit unterschiedlicher Vegetation oft schon innerhalb von hundert Metern unterschiedlich hell sind.

Thermische Strahlung ist proportional zur Temperatur eines Bildelements, daher ist ein Kontrastmerkmal zum Beispiel die Trennung zwischen kalten und warmen Oberflächen wie etwa Wolken über Wüstengebieten zur Mittagszeit. Ein Spektralmerkmal ist dagegen das Emissionsvermögen von Oberflächen, das mit der Wellenlänge variiert, etwa bei dünnem Cirrus und Wasserdampf in der Atmosphäre. Und schließlich liegt ein Raummerkmal dann vor, wenn räumliche Inhomogenitäten zwischen Wolken und der darunterliegenden Oberfläche existieren. Die Tests des Wolkenerkennungsalgorithmus werden nun in diese drei Gruppen von Merkmalen eingeteilt, in Kontrastmerkmal-, Spektralmerkmal- und Raummerkmaltests. Im folgenden sollen diese Tests genauer erläutert werden.

## 3.2 Die Wolkentests

In jedem dieser Tests kommen Schwellen- oder Grenzwerte zur Anwendung. Die Verwendung dieser Schwellenwerte hängt von der Oberflächenbeschaffenheit, vom Wolkentyp ab und davon, ob der Kanal die Strahldichte oder die Helligkeitstemperatur misst. Eines haben alle Kontrastmerkmaltests gemeinsam: Ein Wert eines Bildelements wird mit einem Schwellenwert verglichen, der bewölkte Bildelemente von den anderen trennt. Die für jedes Bildelement gemessenen Albedofaktoren werden zu äquivalent-isotropen Albeden umgewandelt, indem durch den Kosinus des Sonnenzenitwinkels geteilt und mit dem Quadrat des Verhältnisses zwischen der Entfernung Erde-Sonne zur Beobachtungszeit und der mittleren Entfernung Erde-Sonne multipliziert wird. Zwei Kontrastmerkmaltests, die die Albedo ver-

wenden, sind für den Algorithmus entwickelt worden. Der erste Test verwendet die Albedo im Kanal 1 über Land oder in Kanal 2 über dem Ozean und wird als RGCT bezeichnet (Reflectance Gross Cloud Test). Der zweite ist der C3AT (Channel 3 Albedo Test). Der RGCT verwendet für die Albedo im Kanal 2 einen Schwellenwert von 30% über dem Ozean. Empirische Studien haben gezeigt, dass dieses ein repräsentativer Wert für die Albedo von homogenen Feldern von niedrigen Wolken ist, der normalerweise auch nicht von spiegelnder Reflexion des Ozeans überschritten wird. Über dem Land dagegen verwendet der RGCT die Albedo im Kanal 1, weil der Kanal 2 empfindlicher auf die Vegetation reagiert und daher mehr variabel ist, so dass die Kontrastmerkmale minimiert werden. Um Wolken über Land aufzuspüren, verwendet der RGCT einen Schwellenwert von 44%.

Der C3AT ist entwickelt worden, um schwach reflektierende Wolken wie etwa dünne Cirren oder Wasserwolken aufzuspüren. Da die Strahldichte im Kanal 3 eine Kombination von emittierter und reflektierter Strahlung ist, so muss der emittierte Teil davon getrennt werden durch eine Schätzung, die man durch die Kanäle 4 und 5 erhält. Es bleibt eine Abschätzung der reflektierten Strahldichte übrig, die in eine äquivalent-isotrope Albedo im Kanal 3 umgewandelt wird. Der C3AT verwendet für die Albedo über Land einen Schwellenwert von 6%, während dieser über dem Ozean 3% beträgt.

Der dritte Kontrastmerkmaltest ist der TGCT (Thermal Gross Cloud Test). Dieser verwendet die Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (B4). Über dem Ozean basiert der Schwellenwert für den TGCT auf der Minimumtemperatur für den Ozean, dem Gefrierpunkt von Meerwasser (271 K). Bildelemente werden als bewölkt klassifiziert, wenn  $B4 < 271 \text{ K}$  ( $-2^\circ\text{C}$ ) ist. Über dem Land ist der Schwellenwert niedriger als über dem Ozean, um zu verhindern, dass wesentlich kältere Landoberflächen fälschlicherweise als bewölkt identifiziert werden. Der TGCT verwendet hierfür einen Schwellenwert für B4 von 249 K ( $-24^\circ\text{C}$ ), das ist die zonal-gemittelte Minimumtemperatur über wolkenfreien Landoberflächen bis  $60^\circ$  nördlicher und südlicher Breite. Generell wird der Test polwärts von  $50^\circ$  nördlicher und südlicher Breite nicht mehr angewendet, um zu verhindern, dass Meereis als Bewölkung identifiziert wird.

Die Spektralmerkmaltests verwenden die Differenz oder das Verhältnis von Albeden oder Helligkeitstemperaturen, gemessen von zwei AVHRR-Kanälen. Die Kanäle 4 und 5 sowie der kombinierte Kanal 3 haben unterschiedliche Durchlässigkeiten für thermische Strahlung, hervorgerufen hauptsächlich durch variierenden Wasserdampf in der Atmosphäre. Der erste Spektralmerkmaltest ist der RRCT (Reflectance Ratio Cloud Test). Dieser verwendet das Verhältnis der Albedo in Kanal 2 (A2) zur Albedo in Kanal 1 (A1). Liegt das Verhältnis zwischen den Werten 0,9 und 1,1, dann wird das Bildelement als bewölkt identifiziert. Durch empirische Studien hat man festgestellt, dass einige Wüstenoberflächen A2/A1-Werte innerhalb der Schwellenwerte haben können, so dass dieser Test nicht über solchen Gebieten angewendet werden sollte. Der zweite Test ist der FMFT (Four

Minus Five Test). Dieser verwendet die Differenz zwischen der Helligkeitstemperatur in Kanal 4 (B4) und in Kanal 5 (B5). Dieser Test wurde ursprünglich entwickelt, um dünne Cirren aufzuspüren, die größere FMFT-Werte haben können, als durch den verminderten Wasserdampf allein möglich wäre. Außerdem kann dieser Test zum Aufspüren von Wolken in polaren Breiten verwendet werden. Die Schwellenwerte des FMFT über dem Land und dem Ozean werden definiert durch Verwendung von Polynomgleichungen vierten oder fünften Grades in Abhängigkeit von B4 für die wolkenfreie Atmosphäre. Die Grenzwertgleichung für den Ozean wird angewendet, wenn B4 folgende Bedingung erfüllt:  $240\text{ K} < B4 < 287\text{ K}$ . Wenn  $B4 < 240\text{ K}$  ( $-33^\circ\text{C}$ ) ist, dann wird der Grenzwert gleich Null gesetzt. Wenn B4 dagegen  $> 295\text{ K}$  ( $22^\circ\text{C}$ ) ist, dann wird ein Grenzwert von 4,0 K verwendet. Liegt B4 im Bereich zwischen 287 K und 295 K, dann wird folgende lineare Gleichung angewendet:

$$T_{FMFT} = 0,154(B4 - 287) + 2,77 \quad (3.1)$$

Für Landoberflächen wird die Grenzwertgleichung für B4 in einem Bereich zwischen 260 K und 305 K angewendet. Für  $B4 < 260\text{ K}$  ( $-13^\circ\text{C}$ ) wird der Grenzwert gleich Null gesetzt. Wenn  $B4 > 305\text{ K}$  ( $32^\circ\text{C}$ ) ist, wird ein Grenzwert von 7,8 K verwendet. Wenn die Temperaturen von Landoberflächen tagsüber allerdings derart ansteigen, dass der Kanal 4 Sättigungswerte erreicht (bei 315 K bzw.  $42^\circ\text{C}$ ), dann kann dieser Test nicht mehr zuverlässig arbeiten und wird in diesem Fall außer Kraft gesetzt.

Die Raummerkmaltests untersuchen die Gitterelemente auf räumliche Strukturen bei wolkenfreier und bewölkter Atmosphäre. Genauer gesagt kommt es darauf an, ob die Gitterelemente einheitlicher bei wolkenfreier Atmosphäre erscheinen als bei bewölkter, was sowohl für die Albedo als auch für die Helligkeitstemperatur gelten muss. Der erste Raummerkmaltest ist der RUT (Reflectance Uniformity Test). Ein wolkenfreier Ozean wird als einheitlich reflektierend angenommen, während nichteinheitliche Muster auf die Anwesenheit von Wolken schließen lassen. In diesem Test wird die Differenz zwischen dem Maximum und dem Minimum von A2 im Gitterelement mit einem Schwellenwert verglichen. Die Albedo variiert über wolkenfreien Landoberflächen gewöhnlicherweise mehr als über Ozeanoberflächen, daher muss der Schwellenwert für den RUT über Land größer sein als über dem Ozean. Für Landoberflächen wurde ein Schwellenwert von 9% festgelegt, während für Ozeanoberflächen ein Schwellenwert von 0,3% gilt. Wie im Falle des RGCT-Tests wird auch für den RUT über dem Ozean A2 und für Land A1 verwendet.

Der zweite Raummerkmaltest ist der TUT (Thermal Uniformity Test), der die Helligkeitstemperatur im Kanal 4 verwendet. In diesem Test wird die Differenz zwischen dem Maximum und dem Minimum der Helligkeitstemperatur mit einem

Schwellenwert verglichen. Hierbei nutzt man aus, dass der Ozean bei wolkenfreier Atmosphäre räumlich einheitlicher im infraroten Spektrum erscheint als bei Anwesenheit von Wolken. Als Schwellenwert wurde durch empirische Studien für den Ozean 0,5 K und für Landoberflächen 3 K festgelegt. Dieser Wert ist über dem Land sechsmal größer als über dem Ozean aufgrund schwächerer thermischer Homogenität und stärker variierender Emission von thermischer Strahlung über Landoberflächen.

Mit den eben beschriebenen verschiedenen Merkmalen und durch die Verwendung von räumlich und zeitlich unabhängigen Schwellenwerten ist dieser Algorithmus in der Lage, Wolken in jedem Gitterelement zu klassifizieren, angefangen bei den groben Merkmalen bis hin zu feineren Strukturen. Durch dieses Verfahren erreicht man mit dem Algorithmus eine rasche Klassifizierung und eine scharfe Trennung der Bewölkungsparameter, das heißt, die Bildelemente, die die Wolken-tests nicht bestanden haben, weisen eine sehr geringe Wahrscheinlichkeit von Bewölkung auf. Unsicherheiten in der Klassifizierung werden in den sogenannten Wiederherstellungstests behandelt, auf die in der nun folgenden noch genaueren Beschreibung des Algorithmus eingegangen wird.

Im Allgemeinen wird ein Gitterelement aus 2 x 2 Bildelementen nur dann als wolkenfrei klassifiziert, wenn alle vier Bildelemente durch alle Wolken-tests durchfallen. Besteht dagegen aber mindestens ein Bildelement mindestens einen Wolken-test, dann enthält es Bewölkung. Die Wiederherstellungstests werden angewendet, um die Bildelemente als möglicherweise wolkenfrei zu kennzeichnen, das heißt, ob das Bildelement eine wolkenfreie Schnee-, Wüsten- oder Ozeanoberfläche enthalten könnte. Wenn nun alle vier Bildelemente in einem Gitterelement die Wolken-tests bestehen und nicht als wolkenfrei wiederhergestellt werden, dann bezeichnet man das Gitterelement als bewölkt. Für den Fall, dass ein bis drei Bildelemente die Wolken-tests bestehen, wird das Gitterelement als gemischt-bewölkt klassifiziert. Die letztere Klassifizierung beinhaltet sowohl bewölkte als auch wolkenfreie Bildelemente, bewölkte Bildelemente mit unterschiedlichen Wolkenhöhen oder -schichten und teilweise bewölkte Bildelemente mit unterschiedlichen Wolkeneigenschaften innerhalb eines Gitterelementes.

Das Schema der Algorithmen für Ozean- und Landoberflächen bei Tag unterscheidet sich, abgesehen von den Schwellenwerten, kaum. Die stärksten Tests sind die Kontrast- und die Raummerkmaltests, die von den Spektralmerkmaltests dahingehend unterstützt werden, dass sie Wolkentypen aufspüren, die nur schwach von der Strahlung beeinflusst werden. Der RGCT spürt kompakte Wolken auf, während der RUT dünnere, horizontal nichteinheitliche Wolken identifiziert. Der RRCT und der C3AT spüren dagegen dünnere, horizontal einheitliche Wolken auf und identifizieren Wolken, die durch die ersten beiden Tests nicht entdeckt wurden. Der RRCT und der C3AT werden über Wüstengebieten nicht verwendet, weil sie über diesen Regionen Wolken nicht einwandfrei identifizieren können. Drei thermische Tests folgen den bisherigen vier Tests, um optisch sehr dünne Wolken aufzuspüren, die durch die vorherigen Tests nicht als Bewölkung identifiziert wur-

den. Der TUT spürt nichteinheitliche Wolken, der FMFT optisch dünnen Cirrus und schließlich der TGCT kompaktere Wolken auf. Die Tests, die die Helligkeitstemperatur in den Kanälen 3, 4 und 5 verwenden, werden außer Kraft gesetzt, sobald  $B4 > 315 K$  ist, weil dann diese Kanäle ihre Sättigung erreichen und unter solchen Bedingungen nicht mehr zuverlässig arbeiten.

Nun können Situationen auftreten, in denen Gitterelemente fälschlicherweise einen Wolkentest bestehen, zum Beispiel wenn Schnee, Eis oder die Sonnenspiegelung eine Albedo im Kanal 1 oder 2 haben, die den Schwellenwert für den RGCT überschreiten. Dann kann ein Gitterelement dennoch als wolkenfrei über Schnee, Eis, Land- oder Ozeanoberflächen identifiziert werden, vorausgesetzt, dass alle vier Bildelemente des Gitterelements den Wiederherstellungstest bestehen. Wenn ein Gitterelement im Kanal 1 oder 2 stark reflektiert und relativ dunkel im Kanal 3 ist, dann handelt es sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um ein wolkenfreies Gitterelement über Schnee- oder Eisflächen. Daher verspricht ein A3-Test ein guter Mechanismus zu sein, um möglicherweise wolkenfreie Bildelemente als wolkenfrei wiederherzustellen, nachdem sie schon fälschlicherweise entweder den RGCT, den RUT oder den RRCT bestanden hatten. Dieser Test wird als C3AR (Channel 3 Albedo Restoral) bezeichnet. Der C3AR wird nur polwärts von  $50^\circ$  nördlicher und südlicher Breite angewendet. Ein weiterer Wiederherstellungstest wird nur äquatorwärts von  $50^\circ$  nördlicher und südlicher Breite angewendet, das ist der TUR (Thermal Uniformity Restoral). Der C3AR ist identisch zum C3AT außer für die Gitterelemente, in denen  $A3 < 3\%$  ist. Diese werden nun als möglicherweise wolkenfreie Eisflächen klassifiziert und passieren anschließend noch den TUT und den FMFT. Der Schwellenwert von  $3\%$  stimmt mit der Albedo von Schnee und Meereis überein. Weil manche Landoberflächen A3-Werte aufweisen, die größer sind als der Schwellenwert für den C3AT, müssen die Gitterelemente, nachdem sie den C3AT passiert haben, noch den Wiederherstellungstest TUR durchlaufen. Wenn das Gitterelement thermisch genügend einheitlich erscheint, dann wird es als wolkenfrei wiederhergestellt. Um die durch die Sonnenspiegelung verursachten Unsicherheiten in der Klassifizierung zu beseitigen, die in allen vier Albedotests über dem Ozean vorkommen können, wird der TUR mit einem Schwellenwert von  $B4 < 0,5K$  nur dann angewendet, wenn der Satellit in die Region mit der erwarteten solaren Sonnenspiegelung blickt. Dafür verwendet man den Winkel  $\gamma$ , definiert durch folgende Gleichung:

$$\gamma = \cos^{-1}[\cos(Z_0)\cos(Z) + \sin(Z_0)\sin(Z)\cos(A)] \quad (3.2)$$

wobei  $Z_0$  der Sonnenzenitwinkel,  
 $Z$  der Satellitenzenitwinkel und  
 $A$  der relative Azimutwinkel sind ( $A < 90^\circ$ , wenn der Satellit hin zur Sonnenspiegelung blickt, und  $A > 90^\circ$ , wenn er von ihr wegblickt).

Für den RGCT und den RRCT ist die Region der Sonnenspiegelung definiert

durch  $\gamma < 10^\circ$  und für den RUT und den C3AT durch  $\gamma < 30^\circ$ . Die Winkel sind verschieden aufgrund der unterschiedlichen Sensitivität der Tests auf die Sonnenspiegelung. Der TUR ist identisch zum TUT außer für die Gitterelemente, die den Schwellenwert nicht überschreiten. Diese werden nun als möglicherweise wolkenfrei klassifiziert und passieren anschließend noch den FMFT und den TGCT. Werden die Gitterelemente durch den TUR nicht als wolkenfrei wiederhergestellt oder bestehen die letzten beiden Tests, dann gelangen diese Gitterelemente in die Kategorien gemischt-bewölkt oder bewölkt.

Abgesehen von der letzten Phase eines jeden Satelliten, in der dieser hin zu Beobachtungszeiten am späten Nachmittag gedriftet ist, sollte  $\gamma = 40^\circ$  den Winkelbereich definieren, in dem die meisten Unsicherheiten in der Sonnenspiegelung auftreten. A3 reagiert so empfindlich auf die Sonnenspiegelung, dass der C3AT im Algorithmus ausgelassen wird, wenn  $\gamma < 40^\circ$ . Für Beobachtungen am späten Nachmittag kann die Sonnenspiegelung so intensiv sein, dass der Sonnenzenitwinkel  $Z_0 > 45^\circ$  und  $\gamma < 20^\circ$  sind. Das führt schließlich dazu, dass im Algorithmus sämtliche Tests außer Kraft gesetzt bzw. die Bildelemente als fehlende Daten interpretiert werden in dem jeweiligen Koordinatenbereich. Dieses Verfahren hilft auf der einen Seite zu vermeiden, dass eigentlich wolkenfreie Bildelemente fälschlicherweise als bewölkt klassifiziert werden, wenn der Satellit zunehmend fehlerhafte Daten liefert. Auf der anderen Seite macht dieses Verfahren eine Wolkenklassifizierung in dem zuvor gewählten Zeitraum und Ozeangebiet unmöglich.

### 3.3 Untersuchung des Nordwest- und des Südwestteils des Nordatlantiks

Durch die Verwendung des Stowe-Algorithmus sollen mögliche Änderungen in der Bewölkung über dem Nordatlantik aufgedeckt werden, zum einen durch Unterschiede in der Albedo (die Wolken werden heller oder dunkler, je nach Verschmutzungsgrad) und zum anderen durch Unterschiede in der Helligkeitstemperatur (die Temperatur an der Wolkenoberkante nimmt ab oder zu, die Wolken erreichen höhere oder niedrigere Niveaus).

Um die enorme Datenmenge für den Nordatlantik in den Griff zu bekommen und die Rechenprozeduren überschaubar zu halten, wird das Untersuchungsgebiet aufgeteilt. Das Untersuchungsgebiet reicht von  $100^\circ$  West bis  $20^\circ$  Ost und von  $10^\circ$  Nord bis  $70^\circ$  Nord. Jeweils bei  $40^\circ$  Nord und  $40^\circ$  West wird das Gebiet geteilt, so dass vier gleich große Sektoren mit jeweils 60 Längengraden und 30 Breitengraden entstehen (Abbildung 3.1). Die blauen Kästchen stellen kleinere Gebiete als Fallstudien dar. Ausgewählt worden ist ein Gebiet vor der norwegischen Küste, ein Gebiet vor Neufundland, ein Gebiet im Bereich der Azoren und ein Gebiet bei den Kapverden. Die Analyse sowohl der vier großen Gebiete als auch der vier kleineren Gebiete erfolgt in den Kapiteln 4 und 5.

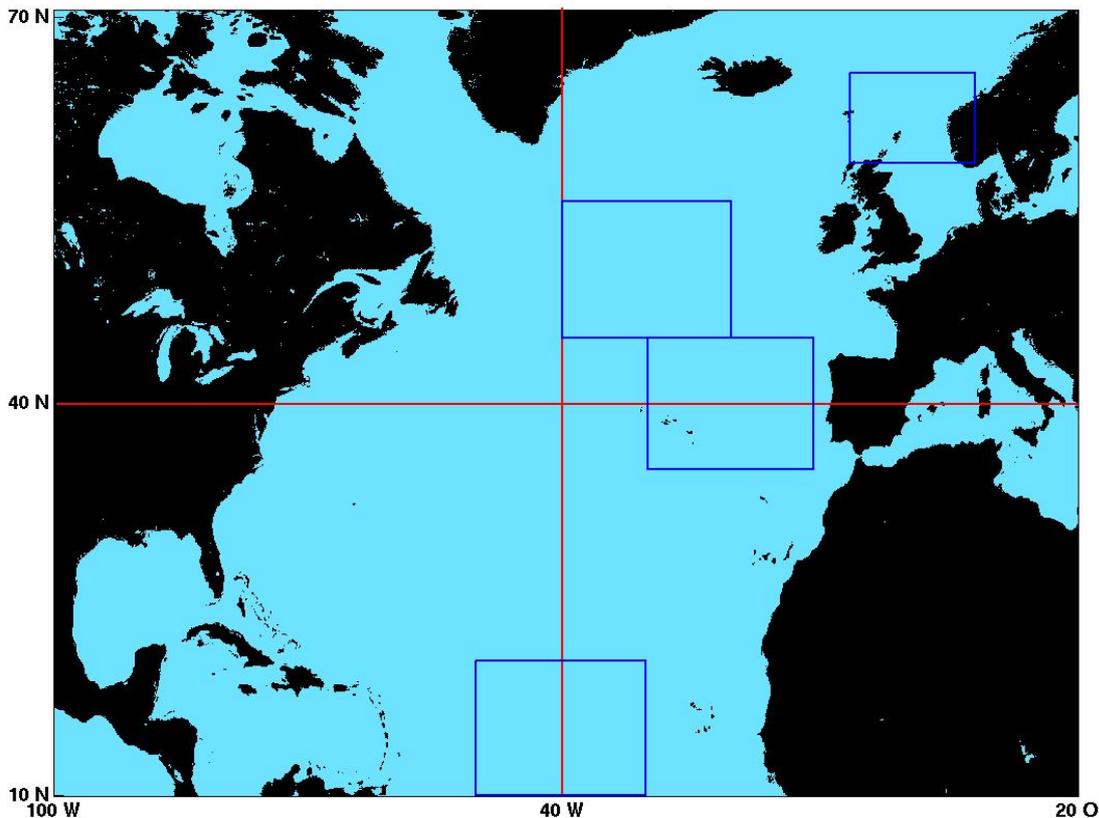


Abbildung 3.1: Das Untersuchungsgebiet des Nordatlantiks wird durch die roten Linien unterteilt in den Nordwestteil (links oben), den Nordostteil (rechts oben), den Südwestteil (links unten) und den Südostteil (rechts unten). Die blauen Kästchen stellen die kleineren Gebiete als Fallstudien dar, von oben nach unten: Gebiet vor der norwegischen Küste, Gebiet vor Neufundland, Gebiet der Azoren und Gebiet bei den Kapverden

In diesem Kapitel liegt allen Abbildungen eine Auflösung von 600 x 300 Gitterelementen zugrunde, das entspricht zehn Gitterelementen pro ein Grad Länge und Breite. Für die folgende Untersuchung wird zunächst der Nordwestteil als Testgebiet und der Juli 1985 als Testmonat ausgesucht. Außerdem wird nur die bewölkte Atmosphäre betrachtet.

Der Nordwestteil (Abbildung 3.2) erstreckt sich von 100° bis 40° West und von 40° bis 70° Nord. Die Abbildung zeigt einen Teil des nordamerikanischen Kontinents, genauer den nordöstlichen Teil der USA mit den großen Seen sowie den östlichen Teil Kanadas mit der Hudsonbucht, der Labradorhalbinsel und Neufundland. Am oberen rechten Rand des Ausschnitts ist Grönland zu erkennen. Dargestellt ist die

für den Juli 1985 gemittelte Albedo im Kanal 2 für die bewölkte Atmosphäre. Die Intervallbreite beträgt 1%. Während über dem Land die durchschnittliche Albedo 55–75% beträgt, fallen zwei Merkmale sofort auf, zum einen die recht einheitlich hohe Albedo von 75–80% über dem Inneren Grönlands und zum anderen die recht ungewöhnlich niedrigen Albedowerte von 10–40% über den Wasseroberflächen. Ersteres lässt sich durch die schon bekannte Schwäche des Stowe-Algorithmus erklären, dass in höheren Breiten jenseits von 60° nördlicher Breite eisbedeckte Oberflächen fälschlicherweise als Wolken identifiziert werden können. Letzteres ist insofern auffällig, als dass Wolken selten solch niedrige Albedowerte aufweisen und schon gar nicht Werte unter 20% haben dürften. Dieses ist in der Abbildung besonders im Seegebiet südöstlich von Neufundland gut zu erkennen.

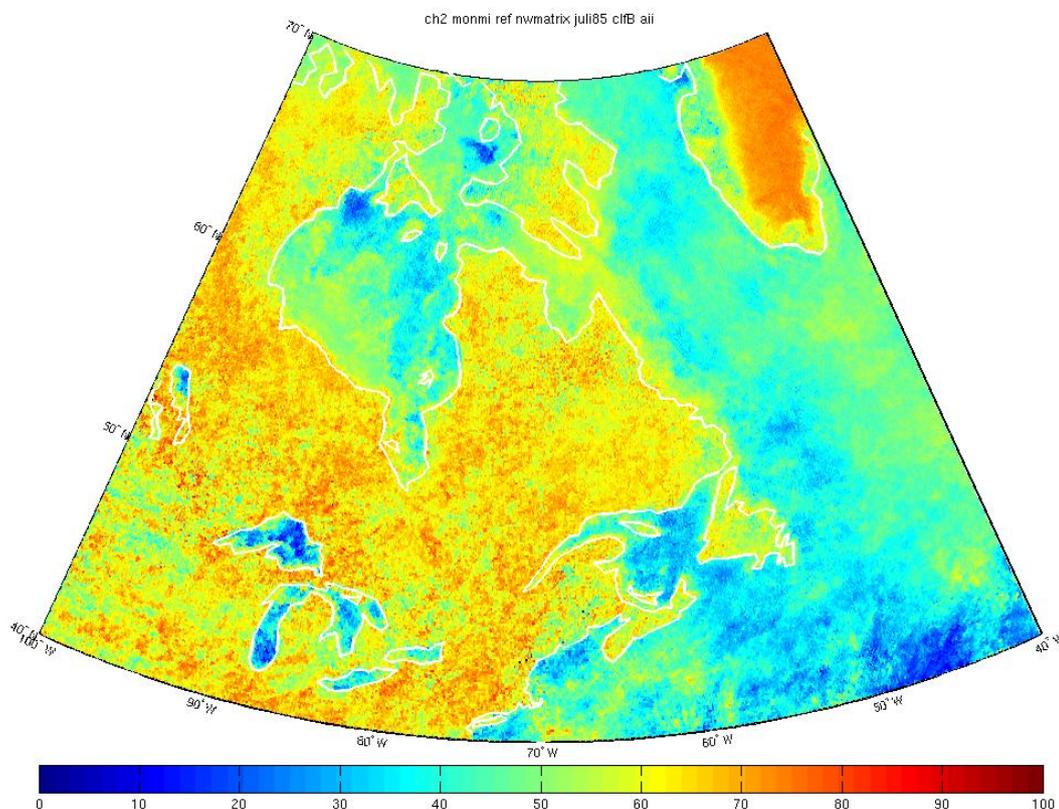


Abbildung 3.2: Mittlere Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Nordwestteil des Nordatlantiks in %

Auch die Abbildung 3.3, in der die gemittelte Helligkeitstemperatur der bewölkten Atmosphäre im Kanal 4 für den Juli 1985 im Nordwestteil dargestellt ist, weist diese Merkmale auf. Die Intervallbreite beträgt 1 K. Während die Wolken

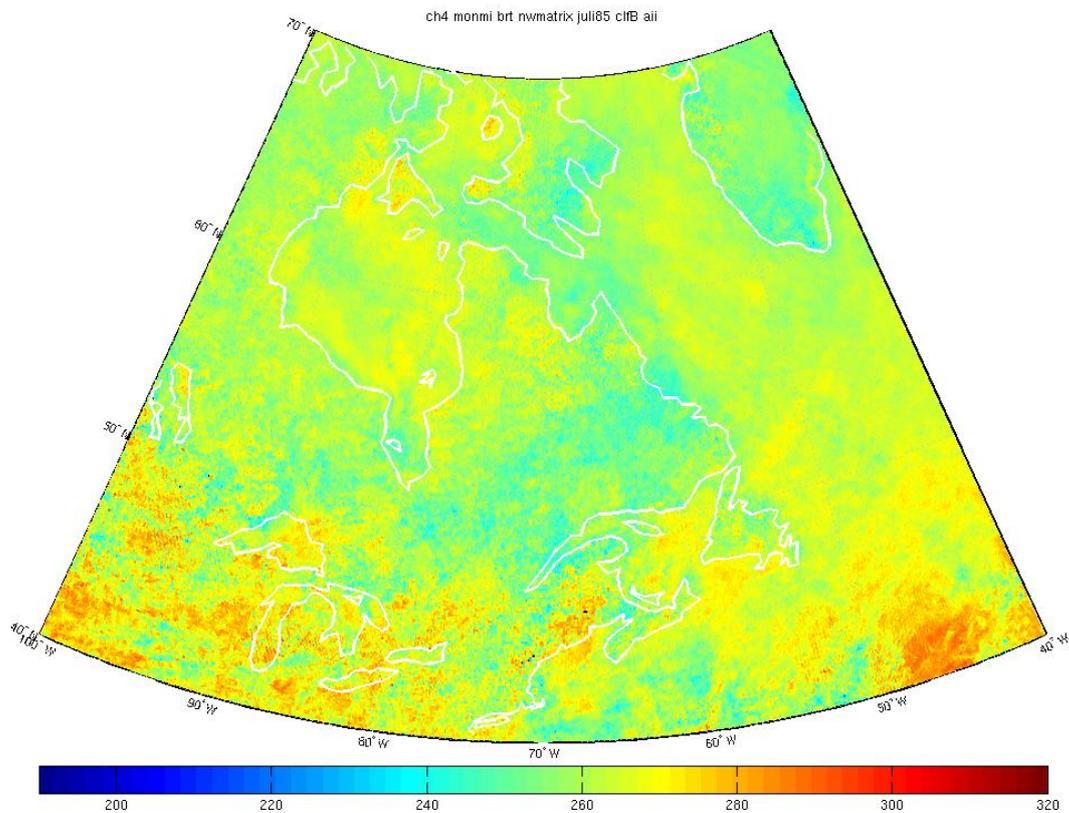


Abbildung 3.3: Mittlere Helligkeitstemperatur der bewölkten Atmosphäre im Kanal 4 für den Juli 1985 im Nordwestteil des Nordatlantiks in K

über den meisten Wasseroberflächen Werte zwischen 260 K und 275 K aufweisen, fällt das Seegebiet südöstlich von Neufundland auf mit Werten weit über 280 K. Solch hohe Wolkenoberkantentemperaturen sind sehr ungewöhnlich.

Diese Auffälligkeiten lassen eher darauf schließen, dass es sich hierbei nicht um Albedo- und Helligkeitstemperaturwerte von Wolken, sondern von darunterliegenden Wasseroberflächen handelt. Es müssen also klare Bildelemente in die Auswertung der bewölkten Atmosphäre hineingeraten sein, das heißt der Algorithmus scheint die Bildelemente nicht gut genug voneinander getrennt zu haben. Um diese Vermutung zu überprüfen, ist eine Häufigkeitsverteilung angefertigt worden.

In der Abbildung 3.4 sind die Häufigkeiten der mittleren Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Nordwestteil für Wasseroberflächen aufgetragen. Die Intervallbreite der Albedo beträgt 1%. Der Großteil der Werte befindet sich zwischen 29% und 80%, während noch eine zweite Verteilung mit einer hohen Anzahl von Werten unter 5% Albedo zu erkennen ist. Dabei handelt

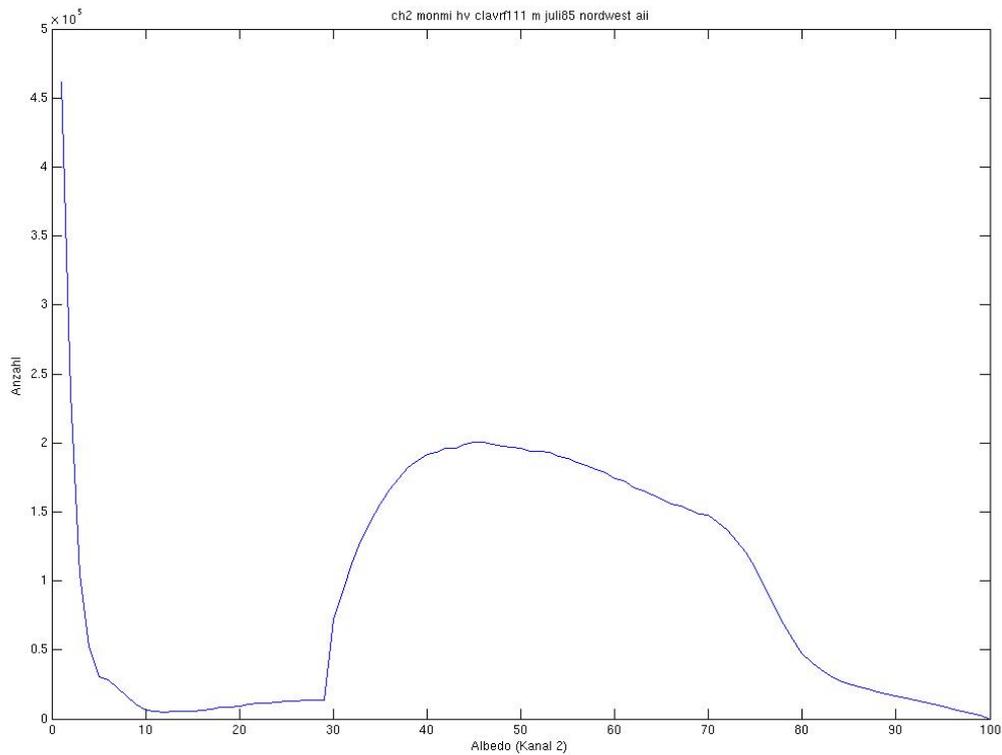


Abbildung 3.4: Häufigkeitsverteilung der mittleren Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Nordwestteil des Nordatlantiks über Wasseroberflächen

es sich tatsächlich um klare Bildelemente. Es bestätigt somit die Vermutung, dass der Algorithmus die Bildelemente über dem Ozean nicht gut genug voneinander getrennt hat.

Nun soll die Ursache für diese offensichtliche Schwäche im Algorithmus selbst aufgespürt werden. Dazu wird als erstes der Winkel  $\gamma$  verändert. Den Algorithmus an einzelnen Stellen zu verändern ist durchaus zulässig, da die verschiedenen Schwellenwerte durch Stowe et al. (1999) nur empirisch oder theoretisch ermittelt wurden. Für die eben beschriebenen Abbildungen wurde  $\gamma < 40^\circ$  gewählt. Ab diesem Wert treten Unsicherheiten in der Klassifizierung der Bildelemente durch die Sonnenspiegelung auf. Andererseits werden aber auch richtig klassifizierte Bildelemente bei  $\gamma > 40^\circ$  ausgeschlossen. Für die im Anschluss folgende Abbildung wird  $\gamma < 90^\circ$  gesetzt.

Nun kommt noch eine zweite Veränderung im Algorithmus hinzu. Schaut man sich den Algorithmus genauer an, so sorgt der TUR-Test an vielen Ästen im Entscheidungsbaum des Algorithmus dafür, ob die Bildelemente letztendlich in die klare oder in die bewölkte Kategorie gelangen. Auch dieser Test hat über den Grenzwert von 0,5 K über dem Ozean, der Differenz zwischen dem Maximum und

dem Minimum der Helligkeitstemperatur, indirekt wieder mit der Sonnenspiegelung zu tun. Denn der Test wird immer dann angewendet, wenn der Satellit in die Region mit der erwarteten solaren Sonnenspiegelung blickt. Für die folgende Untersuchung wird also zusätzlich zum veränderten Gammawinkel von  $90^\circ$  der Schwellenwert des TUR für die Anwendung über dem Ozean auf 2 K heraufgesetzt, um die Empfindlichkeit für etwas schwächere thermische Homogenität und die leicht variierende Emission von thermischer Strahlung zu erhöhen.

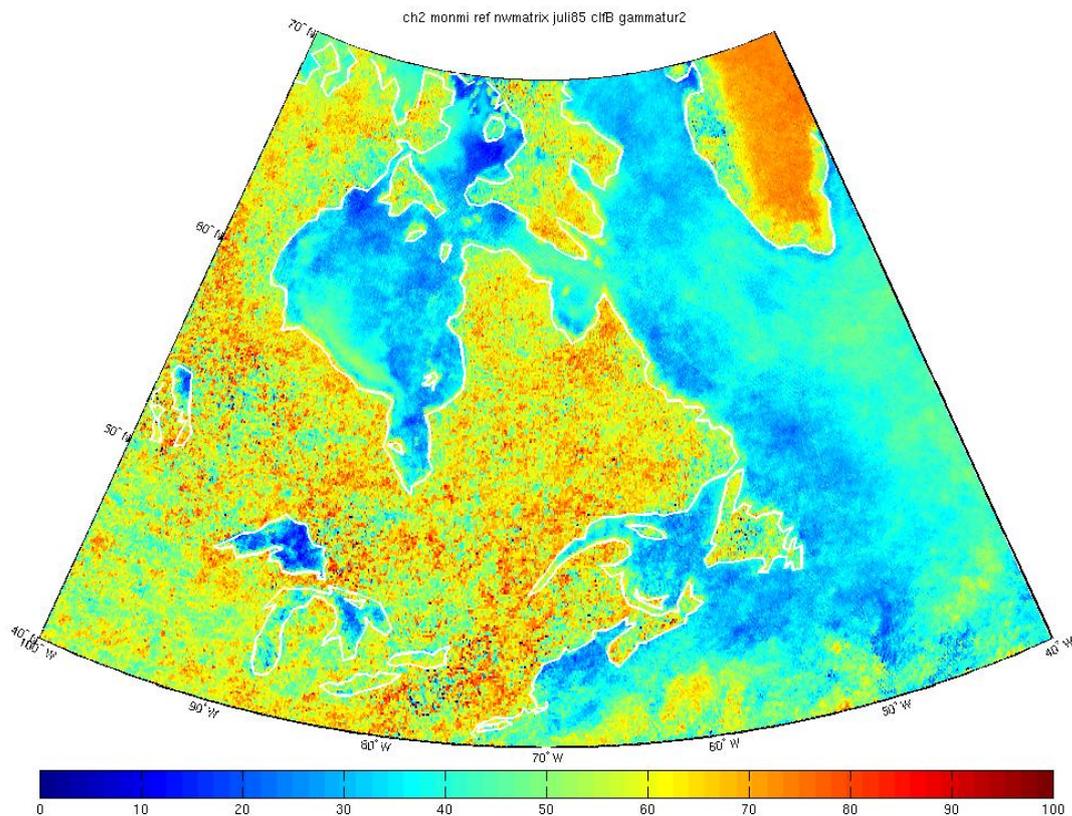


Abbildung 3.5: Mittlere Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Nordwestteil des Nordatlantiks nach verändertem Gammawinkel und TUR-Test in %

In der Abbildung 3.5 für die gemittelte Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Nordwestteil erkennt man deutliche Veränderungen gegenüber dem unveränderten Algorithmus. Die Intervallbreite beträgt 1%. Verbesserungen, die mit dem veränderten Gammawinkel und dem höheren Schwellenwert für den TUR erreicht werden sollten, sind hier nicht zu erkennen. Hier weisen sogar deutlich mehr Bildelemente sehr niedrige Albedowerte auf als beim

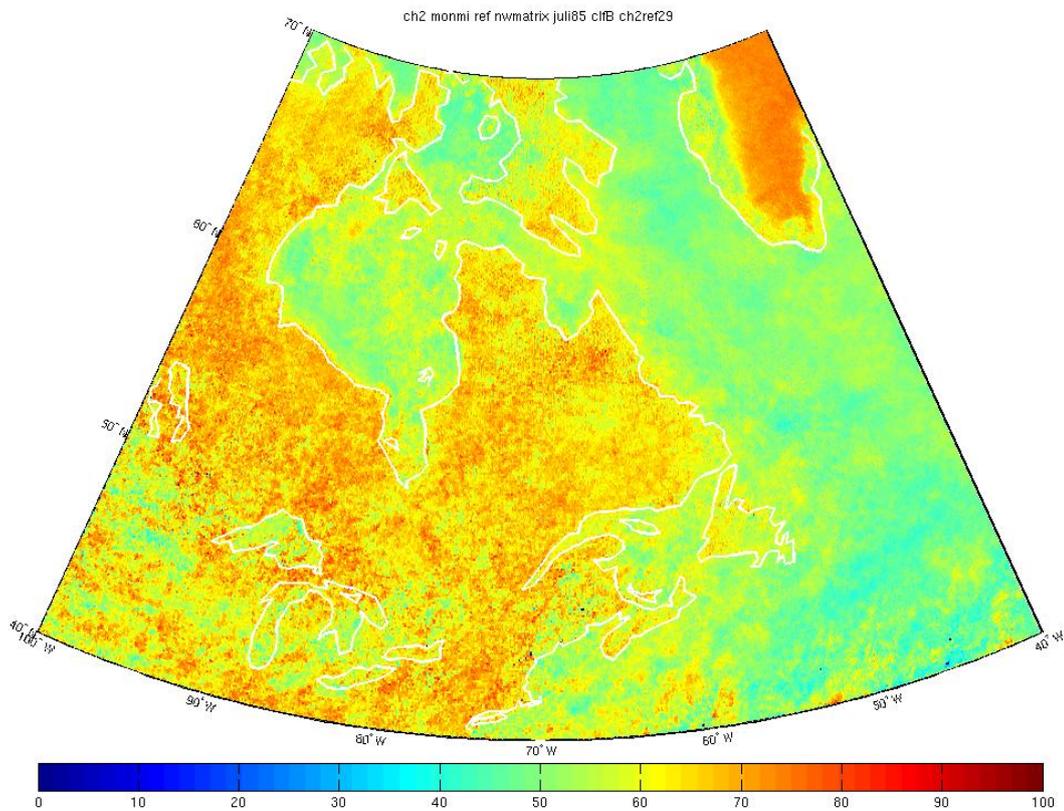


Abbildung 3.6: Mittlere Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Nordwestteil des Nordatlantiks für Albedowerte größer als 29% in %

unveränderten Algorithmus. Das betrifft zwar nicht den offenen Ozean am rechten unteren Bildrand, hauptsächlich aber das Seegebiet um Neufundland und Labrador sowie die großen Seen und die kanadischen Gewässer. Diese Veränderungen im Algorithmus haben also nicht den gewünschten Effekt erzielt, es sind dadurch noch mehr klare Bildelemente in die bewölkte Kategorie hineingeraten.

Nun wird noch einmal auf den unveränderten Algorithmus zurückgegriffen. In der Häufigkeitsverteilung sind zwei Verteilungen zu erkennen. Die eine im niedrigen Albedobereich, die andere zwischen 30% und 80%. Jetzt wird für die Albedo ein Grenzwert bei 29% festgelegt, um die Verteilung mit den klaren Bildelementen auszuschließen. Die Abbildung 3.6 zeigt nun die gemittelte Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Nordwestteil mit Albedowerten über 29%. Nun treten über den Wasseroberflächen Albedowerte zwischen 40% und 65% auf, was für die bewölkte Atmosphäre über dem Ozean auch zu erwarten ist. Allerdings sind im Seegebiet vor Neufundland in der rechten unteren Ecke

der Abbildung immer noch Bildelemente mit Albedowerten um die 30% zu erkennen. Das heißt, dass es sich immer noch um klare Bildelemente handeln könnte, die fälschlicherweise in die bewölkte Kategorie hineingeraten sind.

In der folgenden Untersuchung soll geprüft werden, ob die festgestellten Merkmale ein Phänomen des Nordwestteils sind oder ob diese auch noch in den anderen Gebieten des Nordatlantiks zu finden sind. Hierzu wird der Südwestteil herangezogen. Wiederum wird der Juli 1985 als Testmonat ausgesucht und die bewölkte Atmosphäre (Wolkenklassen 1–11) betrachtet.

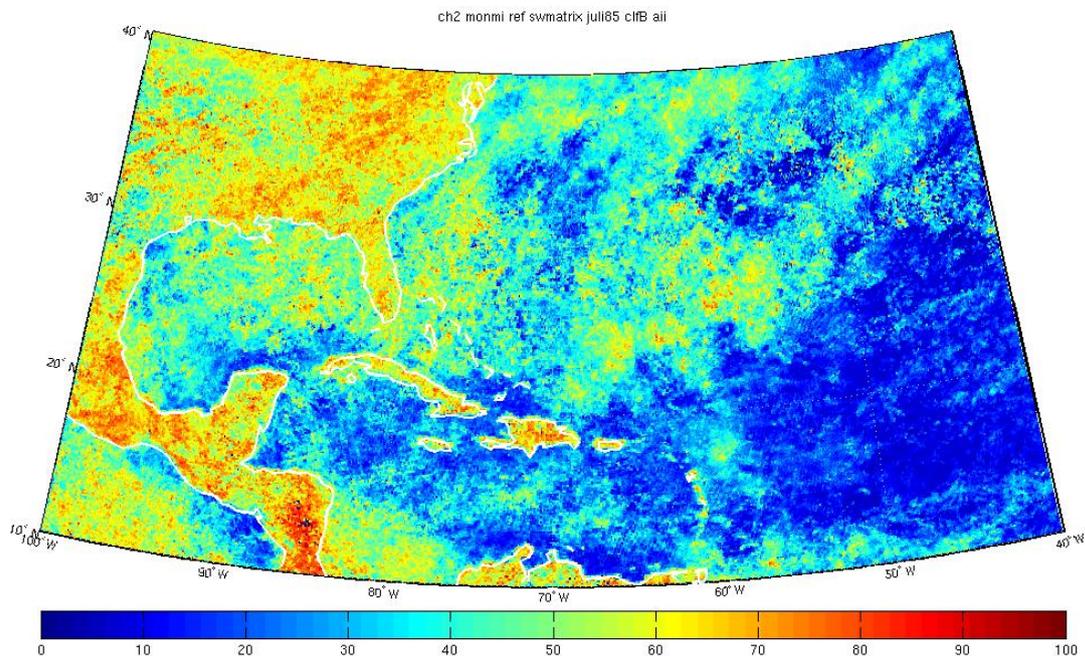


Abbildung 3.7: Mittlere Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Südwestteil des Nordatlantiks in %

Der Südwestteil (Abbildung 3.7) erstreckt sich von 100° bis 40° West und von 10° bis 40° Nord. Die Abbildung zeigt den südöstlichen Teil der USA mit Florida, den Golf von Mexiko, die Karibik, Mittelamerika mit Mexiko sowie die Nordküste Südamerikas, die am unteren Bildrand zu erkennen ist. Dargestellt ist in der Abbildung wieder die für den Juli 1985 gemittelte Albedo im Kanal 2 für die bewölkte Atmosphäre. Die Intervallbreite beträgt 1%. Deutlich sichtbar ist ein

großer Bereich mit ungewöhnlich niedrigen Albedowerten von 10% bis 30%, der sich von der rechten Bildhälfte bis hin zu den Karibischen Inseln erstreckt. In den anderen Gebieten findet man meist Bildelemente mit Werten zwischen 40% und 60%. Auch hier zeigt sich wieder, dass Wolken sehr selten solch niedrige Albedowerte aufweisen, schon gar nicht Werte unter 20% haben dürften.

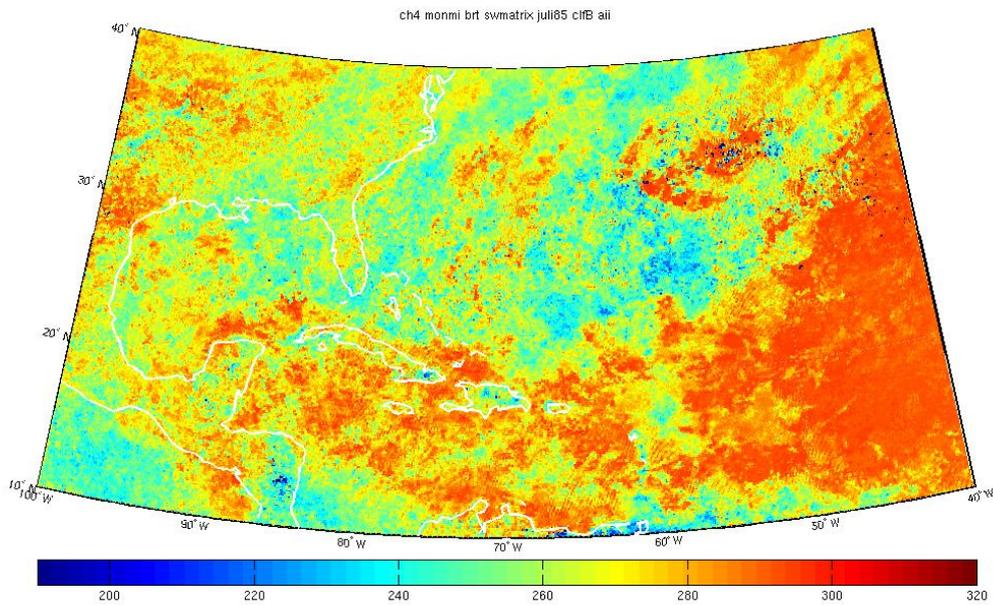


Abbildung 3.8: Mittlere Helligkeitstemperatur der bewölkten Atmosphäre im Kanal 4 für den Juli 1985 im Südwestteil des Nordatlantiks in K

Unterstützt wird diese Aussage durch die Abbildung 3.8 mit der gemittelten Helligkeitstemperatur der bewölkten Atmosphäre im Kanal 4 für den Juli 1985 im Südwestteil. Die Intervallbreite beträgt 1 K. Genau das Gebiet vom offenen Ozean bis hin zu den Karibischen Inseln, das in Kanal 2 sehr niedrige Albedowerte aufweist, hat im Kanal 4 derart hohe Helligkeitstemperaturen im Bereich über 280 K, was wiederum darauf hindeutet, dass es sich hierbei um die Temperatur an der Wasseroberfläche handelt. In den anderen Gebieten über dem Ozean findet man Wolkenoberkantentemperaturen im Bereich zwischen 240 K und 270 K. Also sind die Bildelemente auch im Südwestteil durch den Algorithmus nicht gut genug voneinander getrennt worden, so dass wieder eine erhebliche Menge an klaren Bildelementen in die bewölkte Kategorie hineingeraten sein dürfte. In-

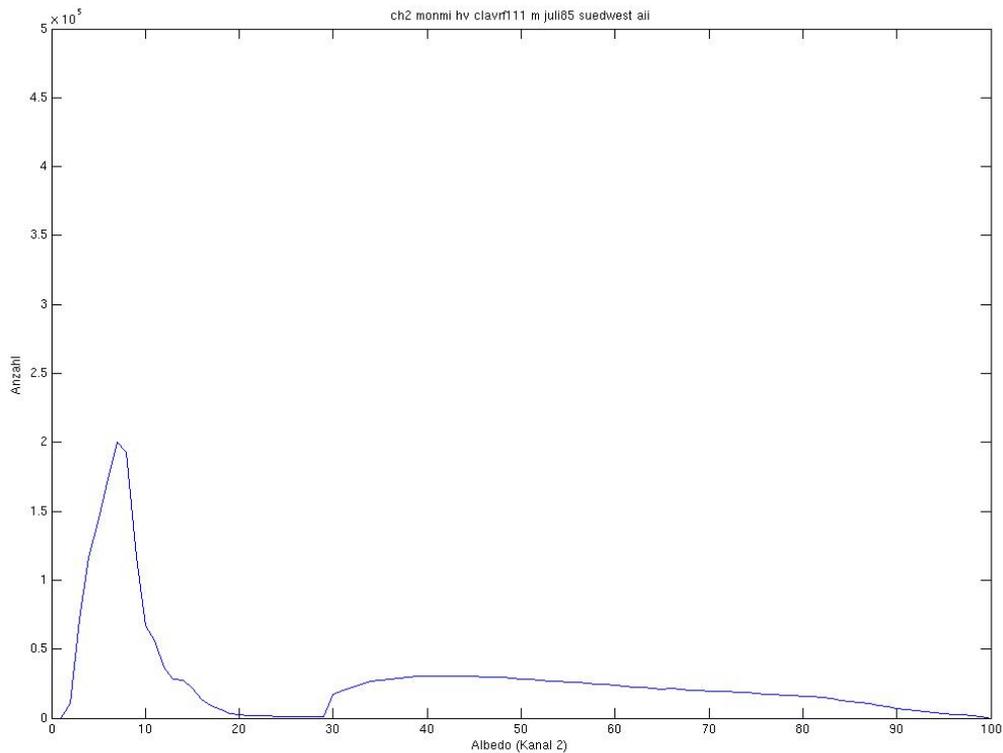


Abbildung 3.9: Häufigkeitsverteilung der mittleren Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Südwestteil des Nordatlantiks über Wasseroberflächen

sofern müsste auch die Häufigkeitsverteilung ein ähnliches Muster zeigen wie im Nordwestteil.

In der Abbildung 3.9 sind die Häufigkeiten der mittleren Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Südwestteil für Wasseroberflächen aufgetragen. Die Intervallbreite der Albedo beträgt 1%. Der Großteil der Werte befindet sich in einer breiten Verteilung zwischen 30% und 90%, während noch eine zweite Verteilung mit einer hohen Anzahl von Werten zwischen 5% und 15% Albedo zu erkennen ist. Dabei handelt es sich auch in diesem Fall wieder um klare Bildelemente. Dies bestätigt somit die Vermutung, dass der Algorithmus die Bildelemente über dem Ozean auch im Südwestteil nicht gut genug voneinander getrennt hat.

In der nächsten Untersuchung wird auch für den Südwestteil wiederum für die Albedo ein Grenzwert bei 29% festgelegt, um die Verteilung mit den klaren Bildelementen auszuschließen. Die Abbildung 3.10 zeigt nun die gemittelte Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 mit Albedowerten über 29%. Die Intervallbreite beträgt 1%. Über den meisten Wasseroberflächen treten Albedowerte zwischen 40% und 65% auf, was für die bewölkte Atmosphäre über dem

Ozean auch zu erwarten ist. Allerdings ist über dem offenen Ozean am rechten Bildrand ein ausgedehntes Gebiet mit niedrigen Albedowerten zu erkennen. Bei den Bildelementen mit dunkelblauer Färbung handelt es sich um Datenlücken, denn Albedowerte unter 29% sind ausgeschlossen worden. Dazwischen treten viele Bildelemente mit Albedowerten zwischen 30% und 40% auf, was darauf schließen lässt, dass es sich hierbei immer noch um klare Bildelemente handelt.

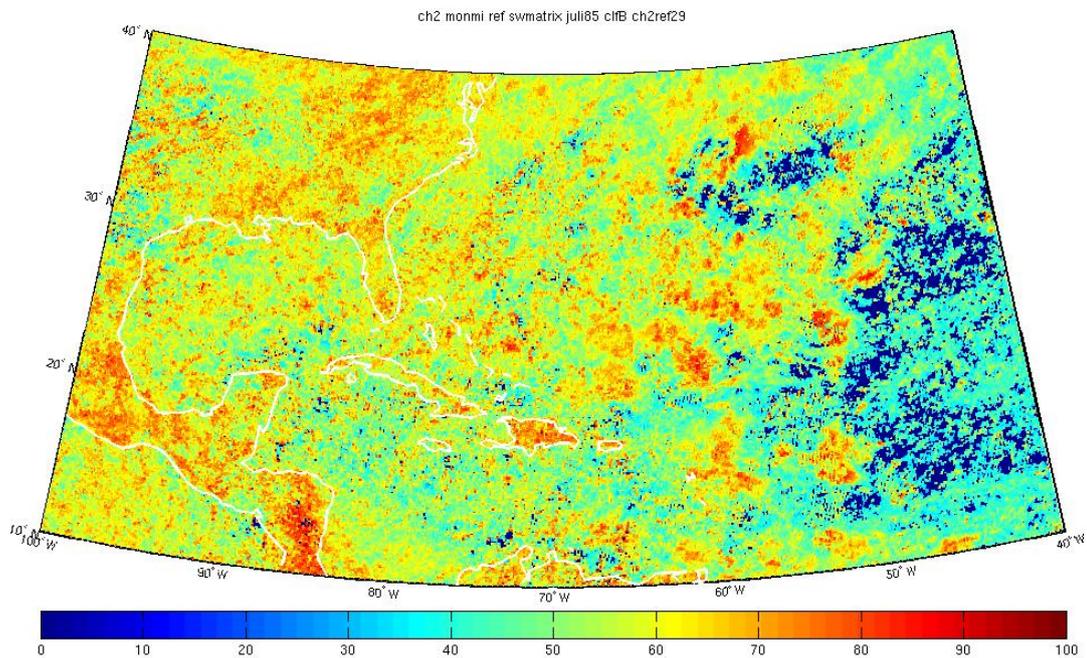


Abbildung 3.10: Mittlere Albedo der bewölkten Atmosphäre im Kanal 2 für den Juli 1985 im Südwestteil des Nordatlantiks für Albedowerte größer als 29% in %

Zusammenfassend kann man also sagen, dass in der Untersuchung der bewölkten Atmosphäre über dem Ozean klare Bildelemente nicht nur im Nordwestteil, sondern auch im Südwestteil auftreten. Es handelt sich dabei also nicht um ein regionales Phänomen, sondern tatsächlich um eine Schwäche des Algorithmus. Für den Juli 1985 ist durch die Häufigkeitsverteilung ein Grenzwert von 29% Albedo eingesetzt worden, um die klaren Bildelemente auszuschliessen. Dieser Grenzwert muss aber nicht zwangsläufig für andere Monate oder Jahre gelten, so dass eine Analyse der Bewölkung über dem Ozean über einen längeren Zeitraum

erschwert werden würde, weil man nicht sicher sein könnte, ob auch wirklich alle fälschlicherweise in die bewölkte Kategorie hineingeratenen klaren Bildelemente ausgeschlossen worden sind. Insofern ist dieser Algorithmus alleine nicht geeignet, um eindeutige Aussagen über mögliche Änderungen in der Bewölkung über dem Nordatlantik treffen zu können.

# Kapitel 4

## Die Pavolonis–Wolkenklassifizierung

Pavolonis et al. (2005) haben einen global anwendbaren Algorithmus entwickelt, der bei Tageslicht als bewölkt identifizierte Satellitenbildelemente in verschiedene Wolkentypen klassifiziert. Diese Wolkentypisierung hat den Wolkenerkennungsalgorithmus von Stowe et al. (1999) zur Grundlage. Dabei werden nur die durch den Stowe–Algorithmus als bewölkt identifizierten Bildelemente verwendet, um die Wolkentypisierung durchzuführen. Kategorien der Wolkentypisierung sind warme, niedrige Wasserwolken, unterkühlte Wolken auch mit gemischter Phase, hochreichende und kompakte Eiswolken sowie durchscheinende, hohe Eiswolken (Cirrus). Aber auch sich überlappende, durchbrochene Bewölkung wird entdeckt. Die Kategorie „warme Wasserwolken“ besteht aus Wassertröpfchen bei Temperaturen über 273,16 K (Helligkeitstemperatur im Kanal 4). Die zweite Kategorie steht für Wolken, die entweder ganz aus unterkühlten Wassertröpfchen bestehen oder sowohl Eispartikel als auch Wassertröpfchen enthalten. Die kompakten Eiswolken sind nichtdurchscheinende Wolken, das heißt Wolken mit einer optischen Dicke  $\geq 5$ , die entweder ganz aus Eiskristallen bestehen oder Eiskappen haben, was hochreichender Konvektion entspricht. Der vierte Wolkentyp steht für hohe Eiswolken, die durchscheinend sind. Somit fallen die Cirruswolken in diese Kategorie. Die fünfte Kategorie steht für sich überlappende Wolken, also für Situationen, in denen mehr als eine Wolkenschicht vorhanden ist.

Bei Pavolonis et al. (2005) kommen drei Testreihen zur Anwendung, durch die als bewölkt identifizierte Bildelemente in die angesprochenen fünf Wolkentypen eingeteilt werden. Diese drei Testreihen sollen im Folgenden näher erläutert werden.

Der erste Test ist der Wolkenüberlappungstest. Dieser verwendet die Albedo in Kanal 1 des AVHRR bei  $0,65 \mu\text{m}$  (A1) und die Helligkeitstemperatur in Kanal 4 im thermischen Infrarotfenster zwischen 11 und  $12 \mu\text{m}$  Wellenlänge (B4). Die physikalische Grundlage dieses Tests besteht darin, dass für eine einzelne Wolkenschicht sich A1 und B4 so verhalten sollten wie durch Strahlungstrans-

fersimulationen für planparallele Wolken vorausberechnet. Das heißt, wenn eine einzelne Wolkenschicht optisch dicker wird, nimmt A1 zu, während B4 abnimmt. Für den Fall einer über einer niedrigen Wasserwolke liegenden Cirruswolke hat die vertikale Trennung nur einen kleinen Einfluss auf die Albedo, aber großen Einfluss auf B4. Übersteigt die Temperaturdifferenz zwischen dem Cirrus und der niedrigen Wasserwolke einen Grenzwert, so passt B4 erkennbar nicht mehr zu A1, so wie es für eine einzelne planparallele Wasserwolkenschicht mit einer ähnlichen Albedo vorhergesagt wurde. Das Aufspüren einer Wolkenüberlagerung in diesem Algorithmus ist eigentlich das Aufspüren des Abweichens von einer einzelnen planparallelen Schicht. Polwärts von  $60^\circ$  wird für die Albedo im nahen Infrarotbereich jeweils ein minimaler und ein maximaler Grenzwert eingeführt, um zu versuchen, die Fehlidentifizierungsrate für sich überlappende Wolken über schnee- und eisbedeckten Oberflächen zu reduzieren. Die Albedo in Kanal 3 (A3) muss dabei größer als 6 % und kleiner als 18 % sein. Die untere Grenze hilft zu verhindern, dass einzelne Cirruswolken über schneebedeckten Oberflächen als sich überlappende Wolkenschichten identifiziert werden, und die obere Grenze soll verhindern, dass einzelne Wasserwolken bei einer trockenen mittleren und oberen Atmosphäre ebenfalls als sich überlappende Wolkenschichten klassifiziert werden.

Der zweite Test ist der Cirrustest. Cirrus-Wolken kommen hauptsächlich in der oberen Troposphäre vor, in der Wasserdampf nur noch in geringen Mengen vorhanden ist. Daher sollte für durchscheinende Eiswolken wie Cirren eine Differenz zwischen der Helligkeitstemperatur in Kanal 4 (B4) und der im Kanal 5 (B5) bestehen, die durch unterschiedliche Absorption durch Wolkenpartikel bei diesen zwei Wellenlängen hervorgerufen wird. Durchscheinende Wasserwolken, die sich in niedrigeren Niveaus in der Troposphäre befinden, sollten eine kleinere B4–B5–Differenz haben, weil mehr Wasserdampf bei diesen beiden Wellenlängen (11 und 12  $\mu\text{m}$ ) absorbiert wird wegen des längeren Weges durch die Atmosphäre. Betrachtet man nun ein Satellitenbildelement, in dem sich durchscheinende Eiswolken in der oberen Troposphäre befinden, dann sollte die B4–B5–Differenz größer sein als für die meisten niedrigen Wolken oder für wolkenfreien Himmel. Die Unterscheidung zwischen Cirrusbewölkung und anderen Eiswolken erfolgt über die optische Dicke. Cirren liegen dann vor, wenn die optische Dicke  $< 5$  ist. Für Werte  $\geq 5$  handelt es sich meist um Wolken mit flüssiger Phase oder um hochreichende Wolken mit Eiskappe. Wird dieser Test nun auf Satellitendaten angewendet, so kommt ein geeigneter Schwellenwert zur Anwendung. Wenn die B4–B5–Differenz größer ist als der A3–Grenzwert von 15 % für ein gegebenes B4, dann ist der Cirrustest bestanden. Im anderen Fall, wenn das Satellitenbildelement den Test nicht besteht, handelt es sich nicht um Cirrusbewölkung. Der Test eignet sich am besten zur Identifizierung von Eiswolken mit einer optischen Dicke zwischen Eins und Zwei.

Der dritte Test ist ein Nahinfrarotttest. Die Albedo im nahen Infrarotbereich (A3) kann während des Tages sehr gut genutzt werden, um die Phase innerhalb der

Wolken abzuleiten, besonders für optisch dicke Wolken. Eine Wasserwolke im jeweiligen Satellitenbildelement liegt dann vor, wenn die beobachtete Albedo im nahen Infrarotbereich größer ist als der Schwellenwert von 6 %. Ist sie dagegen kleiner als der Schwellenwert, dann handelt es sich um eine Eiswolke. Der Schwellenwert für Albeden im nahen Infrarotbereich ist nur begrenzt anwendbar für Wolken mit einer optischen Dicke  $\leq 1$ . Es kann passieren, dass dünne Wasserwolken den Schwellenwert für Cirren überschreiten, so dass der Grenzwert für Albeden im nahen Infrarotbereich auch angewendet wird, um zu verhindern, dass Wolkenkanten und dünne und mittelhohe Wasserwolken fälschlicherweise als Cirruswolken klassifiziert werden. Das kommt daher, dass Wolken, die Wassertropfchen enthalten, im Allgemeinen ein höheres A3 haben als Wolken, die nur Eispartikel enthalten.

Der Algorithmus ist ähnlich wie bei Stowe et al. (1999) in Form eines Entscheidungsbaumes aufgebaut. Jedes Bildelement muss eine Serie von spektralen Tests durchlaufen, die hier bei Pavolonis allein auf B4 basieren. Aus physikalischer Sicht hilft dieses Verfahren damit die Abhängigkeit der Phase an der Wolkenoberkante von der Wolkenoberkantentemperatur zu berücksichtigen. Der Algorithmus analysiert alle Bildelemente auf sich überlappende Wolken außer für den Fall, dass  $B4 \geq 270$  K ist. Die Bildelemente werden für die folgenden Temperaturbereiche von B4 geprüft.

Für  $B4 \leq 233,16$  K, wenn nur die Eisphase existiert und der Wolkenüberlappungstest fehlschlägt, werden die Bildelemente mit dem Cirrustest für optisch dünne Eiswolken geprüft. Schlägt nun der Cirrustest fehl, wird das Bildelement als eine kompakte, hochreichende Eiswolke identifiziert, im anderen Fall als eine optisch dünne Eiswolke (Cirrus). Wenn das vorliegende Bildelement aber vorher schon den Wolkenüberlappungstest besteht, wird kein anderer Test mehr angewendet und das Bildelement als sich überlappende Wolken klassifiziert.

Wenn  $233,16$  K  $< B4 \leq 253,16$  K ist und der Wolkenüberlappungstest fehlschlägt, wird der Cirrustest angewendet. Schlägt auch dieser Test fehl, so kommt der Nahinfrarotttest zur Anwendung. Ein Bildelement, das ein  $A3 \geq 6$  % besitzt, wird als Wolke mit unterkühlter, gemischter Phase identifiziert; im anderen Fall, wenn der Grenzwert unterschritten wird, liegt der Wolkentyp „kompakte, hochreichende Eiswolke“ vor.

Für  $253,16$  K  $< B4 \leq 273,16$  K und ohne Wolkenüberlappung wird wieder der Cirrustest angewendet. Schlägt auch dieser fehl, kommt auch hier wieder der Nahinfrarotttest zur Anwendung. Ein Bildelement mit  $A3 \leq 6$  % und  $B4 < 263,16$  K wird als eine kompakte, hochreichende Eiswolke identifiziert; im anderen Fall, wenn diese beiden Bedingungen nicht erfüllt sind, liegt der Wolkentyp „unterkühlt, eventuell mit gemischter Phase“ vor.

Für  $B4 > 273,16$  K, dem Gefrierpunkt von Wasser, und ohne Wolkenüberlappung kommt der Cirrustest zur Anwendung. Wird er bestanden, so handelt es sich um eine optisch dünne Eiswolke (Cirrus), im anderen Fall liegt eine niedrige, warme Wasserwolke vor.

Beachtet werden muss bei diesem Algorithmus, dass der Wolkenüberlappungstest in hohen Breiten wegen der hellen Schneeoberfläche nicht sehr zuverlässig ist. Weil die Atmosphäre im Allgemeinen sehr trocken ist, werden durch den Wolkenüberlappungstest dünne Wolken in niedrigen Höhen aufgespürt, wenn keine Temperaturinversion in diesem Höhenbereich vorhanden ist. Außerdem können optisch dünne Wolken, die größtenteils aus Wassertröpfchen bestehen, als Eiskwolken missklassifiziert werden, wenn sich unterhalb dieser Wolken Schnee- oder Eisflächen befinden. Das kommt dadurch zustande, dass die Albedo im nahen Infrarotbereich, die zur Bestimmung der Wolkenphase herangezogen wird, durch eine dunkle Oberfläche stärker beeinflusst wird (dunkel bei nahinfraroten Wellenlängen) als durch dünne Wolken. B4 scheint für diese Situation eine bessere Empfindlichkeit für die Unterscheidung zwischen der Wasser- und der Eisphase zu liefern.

## 4.1 Untersuchung des Nordwestteils des Nordatlantiks

Für die folgenden Untersuchungen mit dem Pavolonis-Algorithmus wird das Untersuchungsgebiet des Nordatlantiks auf die gleiche Weise aufgeteilt wie für die Untersuchungen mit dem Stowe-Algorithmus. Das Untersuchungsgebiet reicht wiederum von  $100^\circ$  West bis  $20^\circ$  Ost und von  $10^\circ$  Nord bis  $70^\circ$  Nord. Jeweils bei  $40^\circ$  Nord und  $40^\circ$  West wird das Gebiet geteilt, so dass vier gleich große Gebiete mit jeweils 60 Längengraden und 30 Breitengraden entstehen (Abbildung 3.1). In diesem Kapitel liegt allen Abbildungen eine Auflösung von  $600 \times 300$  Gitterelementen zugrunde, das entspricht zehn Gitterelementen pro ein Grad Länge und Breite. Nachfolgend werden nur Bildelemente mit einem Sonnenzenitwinkel  $0^\circ < Z_0 < 80^\circ$  und  $\gamma > 20^\circ$  verwendet. Für die erste Untersuchung wird zunächst der Nordwestteil als Testgebiet und die Monate November und Dezember des Jahres 1995, die Monate Januar, Februar und März des Jahres 1996 sowie eine Mittelung über die fünf Monate als Testzeitraum ausgesucht. Außerdem wird nur der Wolkentyp 3 betrachtet, also die hochreichende und kompakte, nichtdurchscheinende konvektive Bewölkung. Als Unterschied zur vorherigen Untersuchung mit dem Stowe-Algorithmus sei hier angemerkt, dass in den folgenden Abbildungen die Landoberflächen nicht betrachtet werden. Da der Nordatlantik im Fokus dieser Arbeit steht, werden die folgenden Untersuchungen auf Wasseroberflächen beschränkt.

Der Nordwestteil (Abbildung 4.1) erstreckt sich von  $100^\circ$  bis  $40^\circ$  West und von  $40^\circ$  bis  $70^\circ$  Nord. Die Abbildung zeigt einen Teil des nordamerikanischen Kontinents, genauer den nordöstlichen Teil der USA mit den Großen Seen sowie den östlichen Teil Kanadas mit der Hudsonbucht, der Labradorhalbinsel und Neufundland. Am oberen rechten Rand des Ausschnitts ist Grönland zu erkennen.

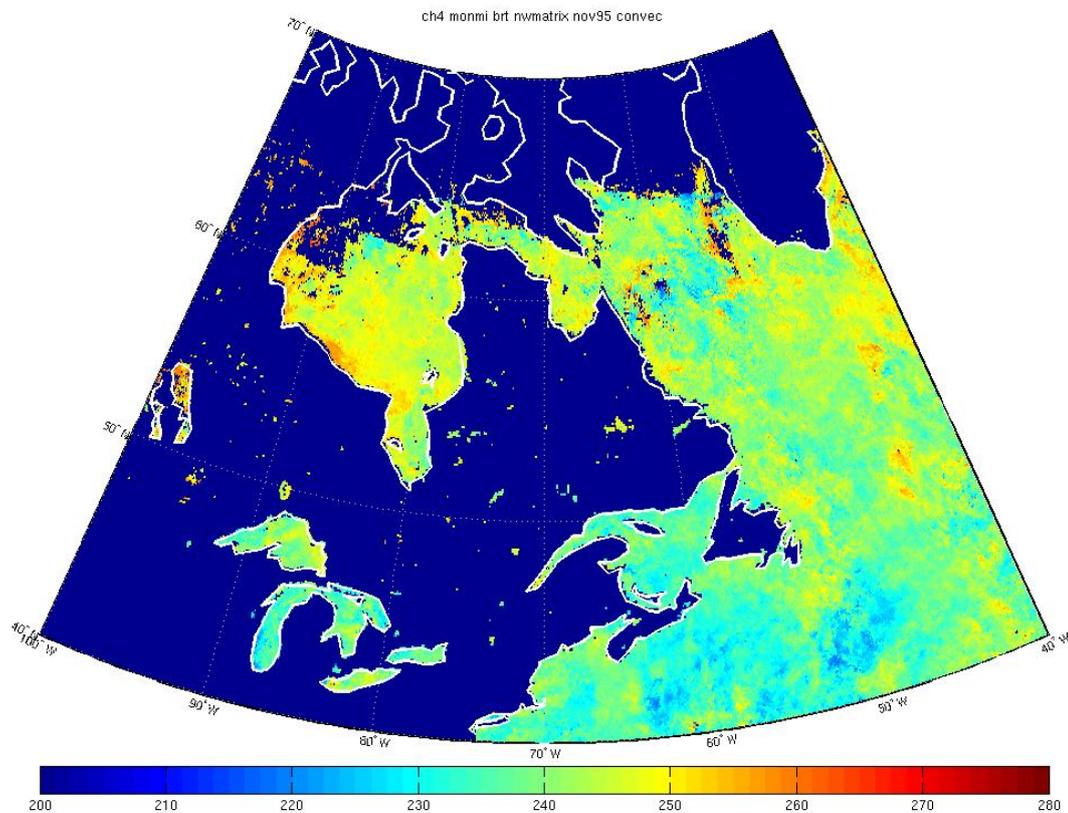


Abbildung 4.1: Mittlere Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für den November 1995 für den Wolkentyp 3 im Nordwestteil des Nordatlantiks in K

Dargestellt ist die für den November 1995 gemittelte Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für die hochreichende konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3). Deutlich sichtbar ist im Seegebiet vor Neufundland hochreichende Konvektion, zu erkennen an den blauen Farbanteilen, die Wolkenoberkantentemperaturen von weniger als 230 K entsprechen. Sonst bewegen sich die Helligkeitstemperaturen im Bereich zwischen 230 K und 250 K, zu erkennen an den grünen bis gelben Farbanteilen in der Abbildung. Im Bereich zwischen  $60^\circ$  und  $65^\circ$  nördlicher Breite treten schon einige Datenlücken auf, während ab  $65^\circ$  keine Daten mehr vorhanden sind. Das liegt an den Bedingungen zur Erstellung der Datensätze, nur Bildelemente mit einem Sonnenzenitwinkel bis  $80^\circ$  zu verwenden. Hier im November 1995 oberhalb von  $65^\circ$  nördlicher Breite steht die Sonne schon so tief, dass in dem Bereich die Bildelemente diese Bedingung nicht mehr erfüllen.

In der Abbildung 4.2 ist die gemittelte Helligkeitstemperatur im Kanal 4 der hochreichenden konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3) für den Dezember 1995

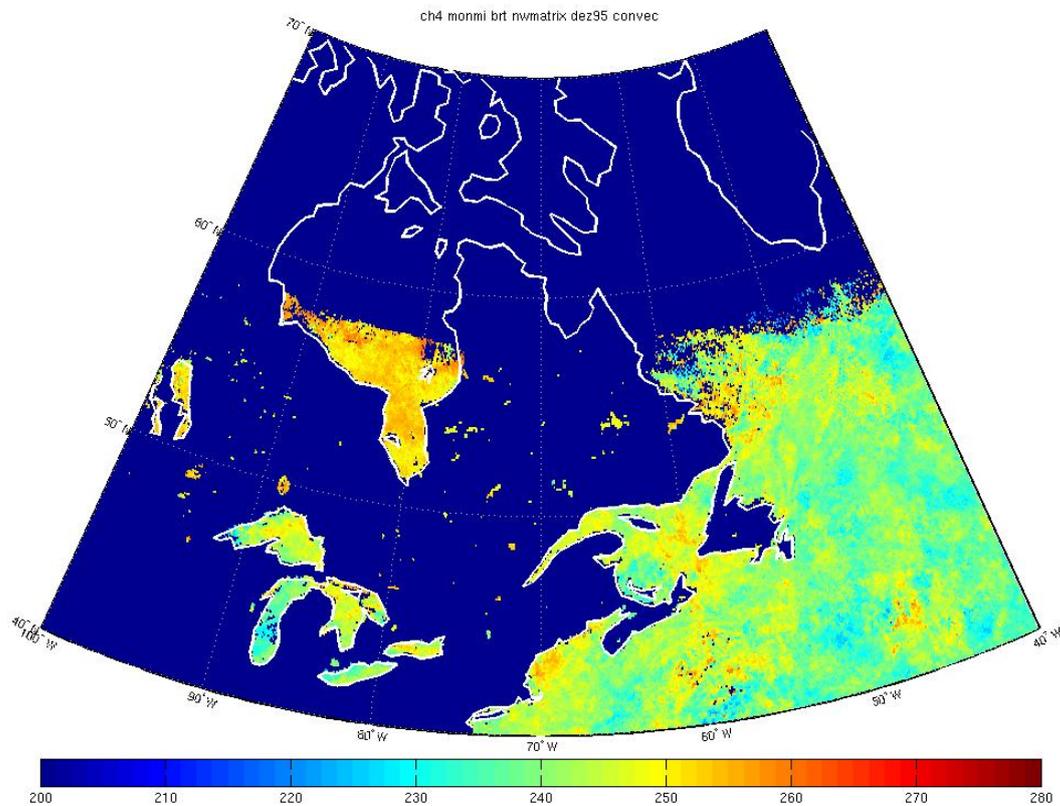


Abbildung 4.2: Mittlere Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für den Dezember 1995 für den Wolkentyp 3 im Nordwestteil des Nordatlantiks in K

im Nordwestteil dargestellt. Hier vergrößert sich der Bereich der Datenlücken im oberen Teil der Abbildung noch, denn der Dezember ist der Monat mit den niedrigsten Sonnenständen. Etwa bei  $58^\circ$  nördlicher Breite beginnt der Bereich ohne Daten. Auch einige Breitengrade südlich dieser Grenze sind einzelne Bildelemente ohne Daten zu sehen, so dass man die Ergebnisse in diesem Bereich nicht verwenden sollte. Einzig das Seegebiet vor Neufundland liefert realistische Ergebnisse, denn hier ist Konvektion mit unterschiedlicher vertikaler Ausdehnung zu erkennen.

In der Abbildung 4.3, in der die gemittelte Helligkeitstemperatur im Kanal 4 der hochreichenden konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3) für den Januar 1996 im Nordwestteil dargestellt ist, wandert die Zone der Bildelemente ohne Daten weiter nordwärts bis etwa  $61^\circ$  nördlicher Breite, so dass für den größten Teil der Hudsonbucht und die Labradorsee wieder Daten zur Verfügung stehen. Auffällig sind in dieser Abbildung vor allem zwei Merkmale, zum einen wiederum die Wolken mit

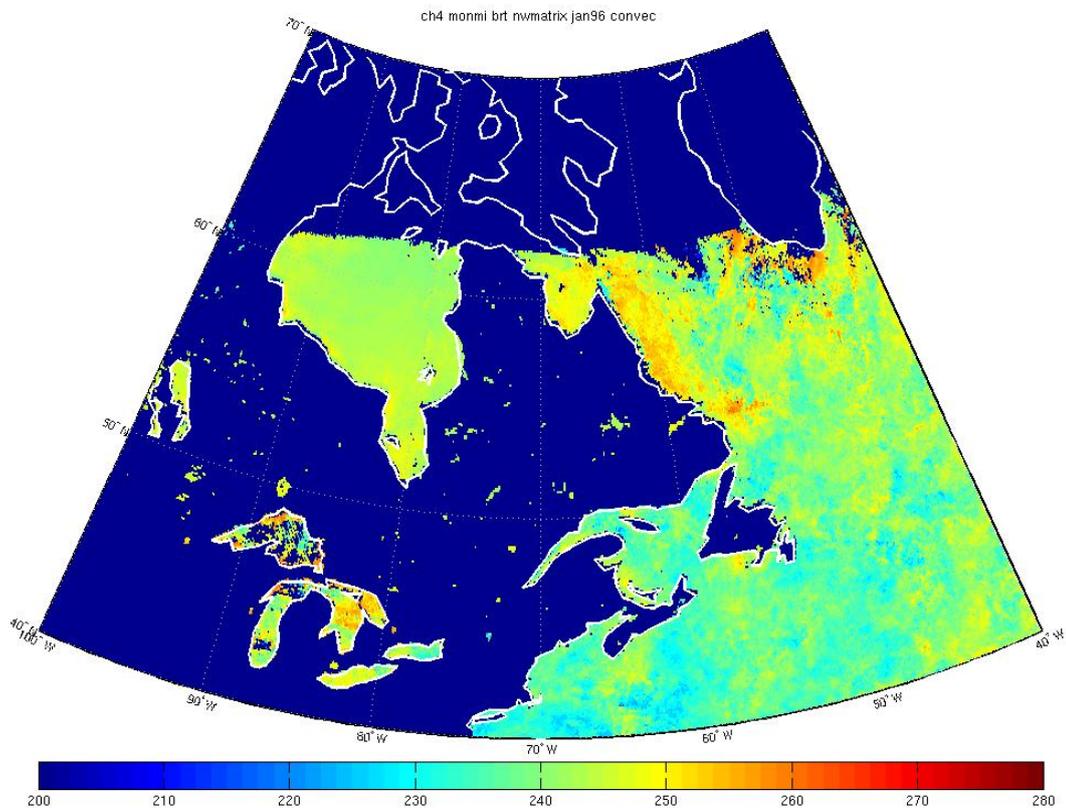


Abbildung 4.3: Mittlere Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für den Januar 1996 für den Wolkentyp 3 im Nordwestteil des Nordatlantiks in K

den niedrigsten Wolkenoberkantentemperaturen vor der Küste Neufundlands und zum anderen ein Streifen mit ungewöhnlich hohen Wolkenoberkantentemperaturen im Vergleich zum umliegenden Gewässer an der Küste der Labradorhalbinsel, was sich zunächst nicht erklären lässt.

Die Erklärung findet man in der nächsten Abbildung 4.4 der gemittelten Helligkeitstemperatur im Kanal 4 der hochreichenden konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3) für den Februar 1996 im Nordwestteil. In diesem Monat steht die Sonne schon wieder so hoch am Himmel, dass auch für die kanadischen Gewässer die Daten zur Verfügung stehen. In dieser Abbildung findet man nicht nur an der Labradorhalbinsel höhere Wolkenoberkantentemperaturen, sondern auch in der Labradorsee, der gesamten Hudsonbucht und den Großen Seen. Hierbei handelt es sich um Eisflächen, die eigentlich nicht zu erkennen sein sollten. Diese fehlerhafte Klassifizierung beruht auf dem Stowe-Algorithmus, denn der Pavolonis-Algorithmus wird dem Stowe-Algorithmus aufgestülpt. Alle klaren Bildelemen-

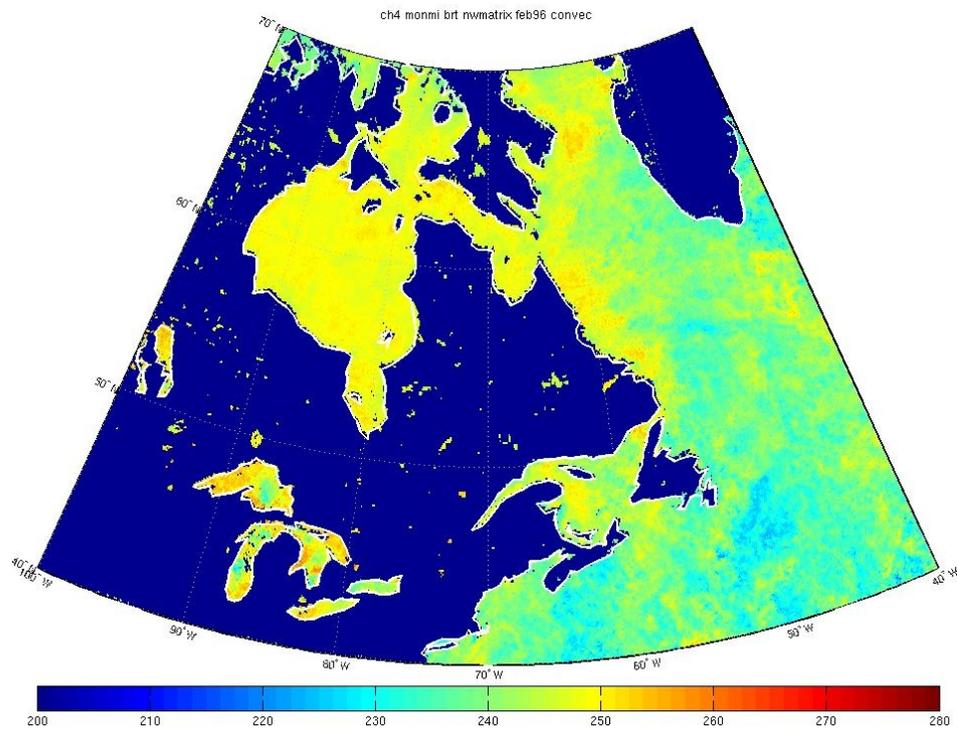


Abbildung 4.4: Mittlere Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für den Februar 1996 für den Wolkentyp 3 im Nordwestteil des Nordatlantiks in K

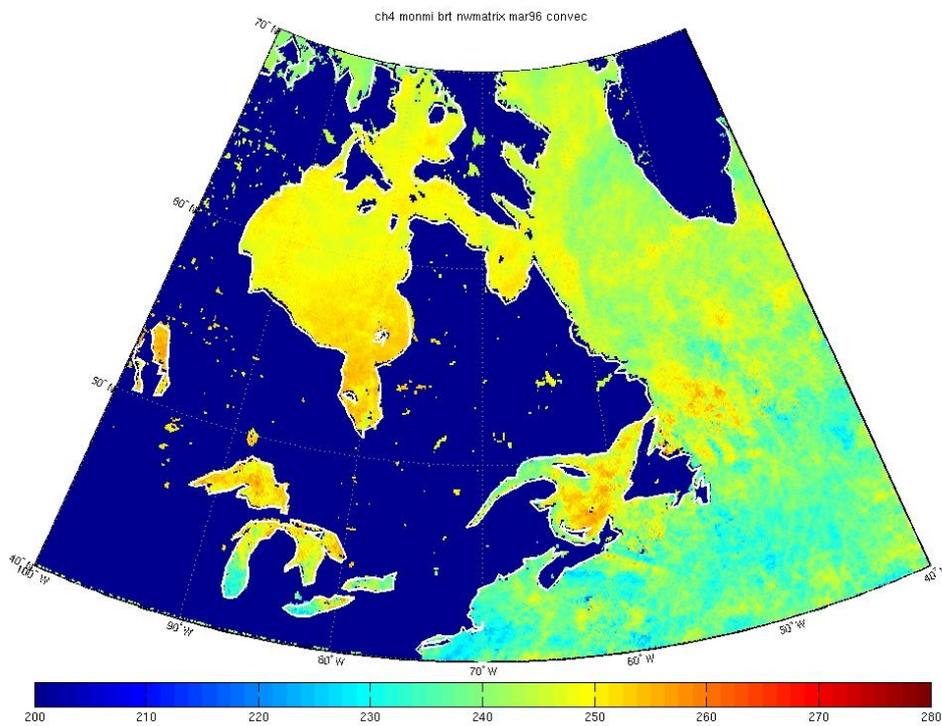


Abbildung 4.5: Mittlere Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für den März 1996 für den Wolkentyp 3 im Nordwestteil des Nordatlantiks in K

te, die in höheren Breiten durch den Stowe-Algorithmus fälschlicherweise in die bewölkte Kategorie geraten sind, bleiben somit erhalten und gelangen bei der Wolkentypisierung des Pavolonis-Algorithmus zu den einzelnen Wolkentypen. Insofern muss dieses Problem bei der Auswertung in höheren Breiten beachtet werden. Auch in dieser Abbildung findet man die Wolken mit den niedrigsten Wolkenoberkantentemperaturen erneut vor Neufundland.

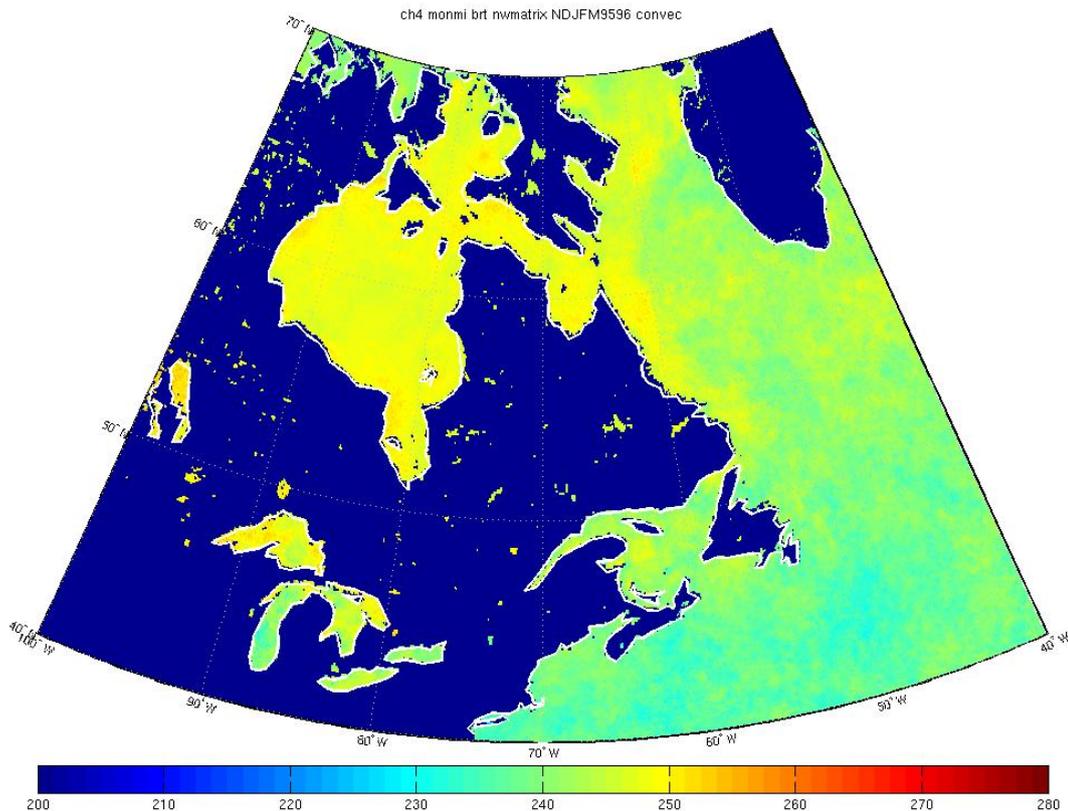


Abbildung 4.6: Mittlere Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für den Zeitraum November 1995 bis März 1996 für den Wolkentyp 3 im Nordwestteil des Nordatlantiks in K

Auch in der Abbildung 4.5, in der die gemittelte Helligkeitstemperatur im Kanal 4 der hochreichenden konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3) für den März 1996 im Nordwestteil dargestellt ist, treten die gleichen Merkmale wie im Februar auf. Auch hier sind wieder die Eisflächen in den kanadischen Gewässern wie der Hudsonbucht, aber auch an der Küste Labradors, in den Großen Seen sowie im Sankt-Lorentz-Golf deutlich zu erkennen. Konvektion mit unterschiedlicher vertikaler Ausdehnung findet man über den offenen Wasseroberflächen, wobei die Wolken mit den niedrigsten Oberkantentemperaturen wiederum vor der Küste

Neufundlands zu erkennen sind.

Für die Abbildung 4.6 ist die Helligkeitstemperatur im Kanal 4 der hochreichenden konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3) im Nordwestteil über alle fünf Monate gemittelt worden. Über den offenen Wasserflächen der Labradorsee und vor der nordostamerikanischen Küste ist im Mittel über fünf Monate eine leicht differenzierte Struktur des Wolkentyps 3, der hochreichenden, nichtdurchscheinenden konvektiven Bewölkung, zu erkennen, dargestellt durch die grünen Farbanteile. Zwei Auffälligkeiten treten in der Abbildung auf. Zum einen sind über den kanadischen Gewässern, den Großen Seen und an der Küste Labradors Eisflächen zu erkennen, dargestellt durch die gelben Farbanteile. Hierbei handelt es sich – wie schon erwähnt – um klare Bildelemente, die durch den Stowe-Algorithmus fälschlicherweise in die bewölkte Kategorie hineingeraten sind. Da der Pavolonis-Algorithmus die Wolkentypisierung mit den Bildelementen aus der bewölkten Kategorie durchführt, sind die falschen klaren Bildelemente mit in die Wolkentypisierung hineingeraten. Wie groß dieser Anteil der klaren Bildelemente in den jeweiligen Wintermonaten tatsächlich ist, konnte nicht ermittelt werden. Somit wird eine Langzeitanalyse der Parameter dadurch leicht beeinträchtigt sein, da es sich im Nordwestteil um einen recht großen Flächenanteil handelt, der davon betroffen ist. Zum anderen erkennt man vor der Küste Neufundlands intensivere Konvektion mit höheren Wolkenoberkanten, sichtbar durch die blauen Farbanteile. Hierbei handelt es sich um hochreichende Konvektion durch ausgeprägte Tiefdruckgebiete, die ausgehend von den Gewässern vor Neufundland über den nördlichen Nordatlantik Richtung Westeuropa ziehen.

## 4.2 Untersuchung kleinerer Gebiete als Fallstudien

Um mit dem Algorithmus auch für kleinere Regionen Ergebnisse erzielen zu können, sind insgesamt drei solcher Gebiete im Nordatlantik für Fallstudien ausgewählt worden. Für alle drei Gebiete werden jeweils zwei Sommer- und zwei Winterzeiträume untersucht, der Juni, Juli und August 1986 und 1996, später als JJA86 und JJA96 bezeichnet, und der Dezember, Januar und Februar 1985/86 und 1995/96, später als DJF8586 und DJF9596 bezeichnet.

Die Wolkentyp 1 steht für sich überlappende Wolken, also für Situationen, in denen mehr als eine Wolkenschicht vorhanden ist. Der Wolkentyp 2 besteht aus hohen Eiswolken, die durchscheinend sind. Somit fallen die Cirruswolken in diese Kategorie. Die kompakten Eiswolken (Wolkentyp 3) sind nichtdurchscheinende Wolken, das heißt Wolken mit einer optischen Dicke  $\geq 5$ , die entweder ganz aus Eiskristallen bestehen oder Eiskappen haben, was hochreichender Konvektion entspricht. Der Wolkentyp 4 steht für Wolken, die entweder ganz aus unterkühlten Wassertröpfchen bestehen oder sowohl Eispartikel als auch Wassertröpfchen

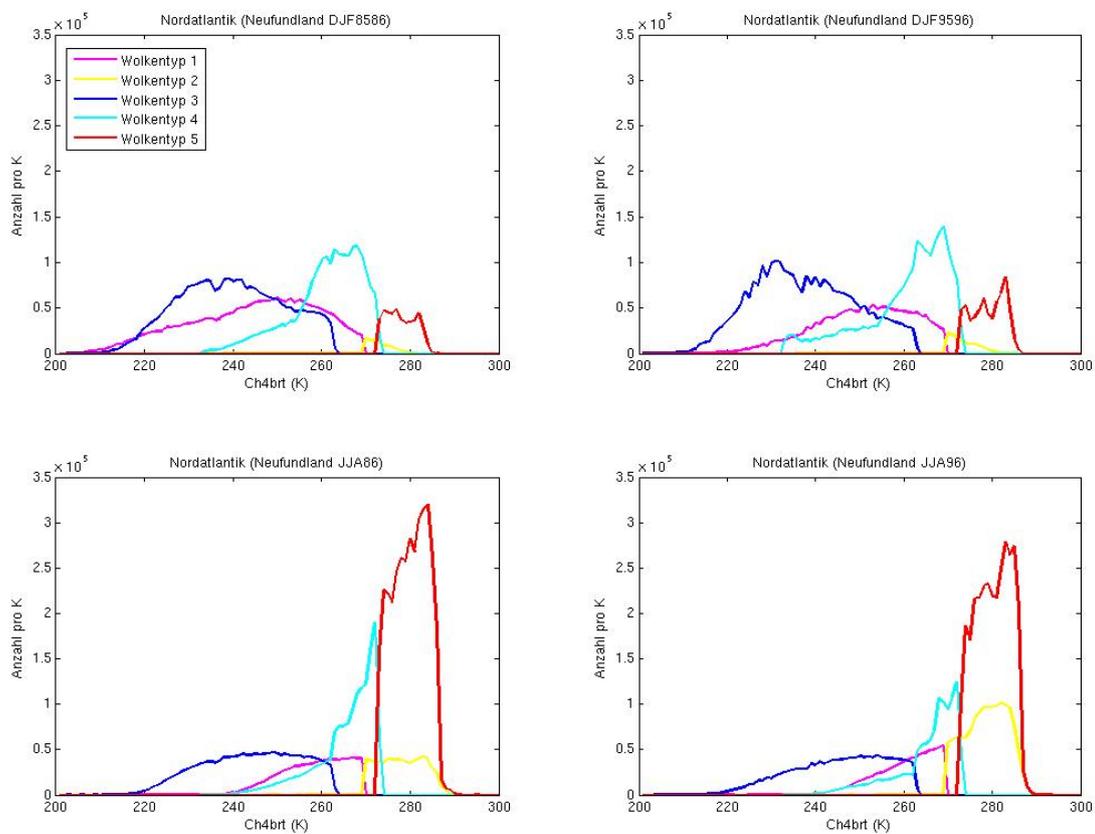


Abbildung 4.7: Häufigkeitsverteilung aller fünf Wolkentypen in Abhängigkeit von der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für die Winterzeiträume DJF8586 und DJF9596 (oben) und die Sommerzeiträume JJA86 und JJA96 (unten) für das Gebiet vor Neufundland in K

enthalten. Die niedrigen, warmen Wasserwolken (Wolkentyp 5) bestehen aus Wassertröpfchen bei Temperaturen über 273,16 K (Helligkeitstemperatur im Kanal 4).

Aufgetragen ist in den folgenden Abbildungen die Häufigkeit aller fünf Wolkentypen in Abhängigkeit von der Helligkeitstemperatur im Kanal 4. In den Abbildungen ist der Wolkentyp 1 rosafarben, der Wolkentyp 2 gelb, der Wolkentyp 3 blau, der Wolkentyp 4 grün und der Wolkentyp 5 rot dargestellt.

Das erste Gebiet erstreckt sich von  $45^\circ$  bis  $55^\circ$  Nord und von  $20^\circ$  bis  $40^\circ$  West. In diesem Gebiet sollte die hochreichende Konvektion vor allem im Winter dominieren, da hier die meisten Tiefdruckgebiete von Neufundland aus den Nordatlantik auf dem Weg nach Westeuropa überqueren. Im Gebiet vor Neufundland (Abbildung 4.7) weisen jeweils die Sommerzeiträume als auch die Winterzeiträume

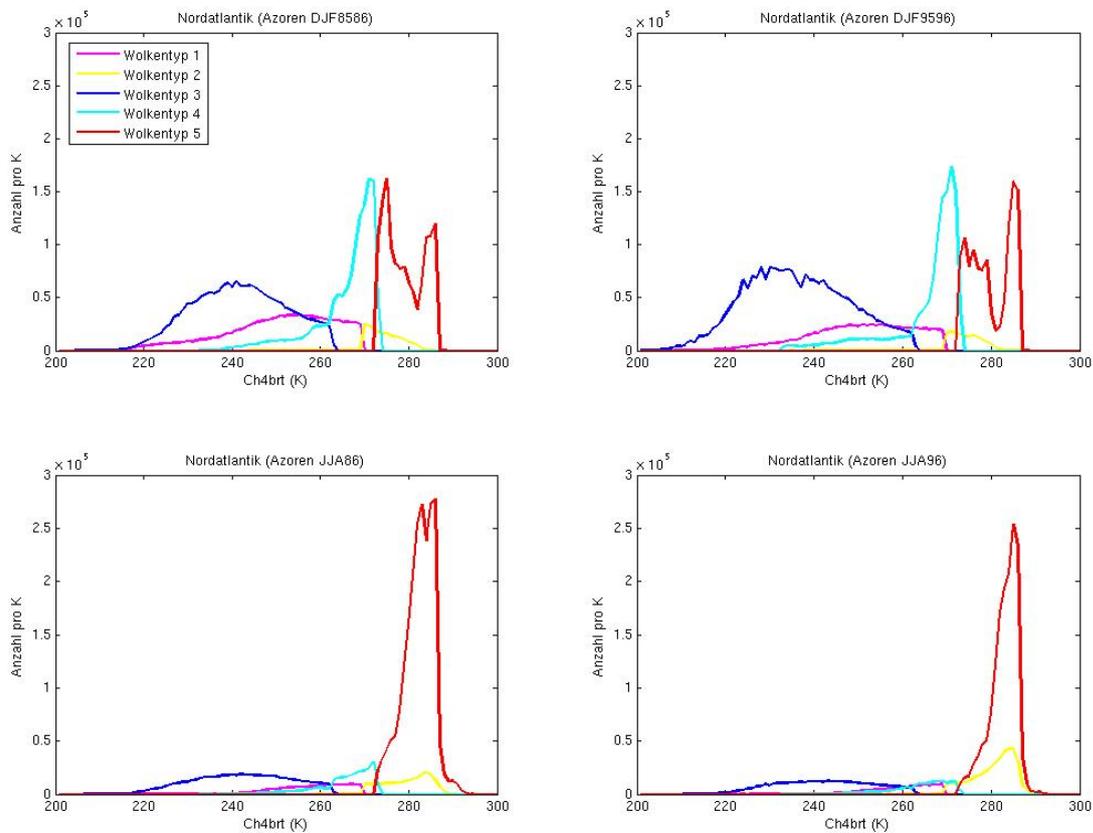


Abbildung 4.8: Häufigkeitsverteilung aller fünf Wolkentypen in Abhängigkeit von der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für die Winterzeiträume DJF8586 und DJF9596 (oben) und die Sommerzeiträume JJA86 und JJA96 (unten) für das Gebiet im Bereich der Azoren in K

ähnliche Charakteristiken auf. Sowohl im Winter 1985/86 als auch im Winter 1995/96 dominieren die Wolkentypen der hochreichenden, nichtdurchscheinenden Eiswolken (Wolkentyp 3) und der Wolken mit unterkühlter, gemischter Phase (Wolkentyp 4). Der Wolkentyp 3 hat in beiden Wintern eine breite Verteilung zwischen 220 K und 260 K, der Wolkentyp 4 eine breite Verteilung zwischen 240 K und 270 K. Die anderen Wolkentypen weisen eher geringere Häufigkeiten auf. In den Sommerzeiträumen dominieren dagegen klar die niedrigen Wasserwolken. Sie treten bis zu sechsmal häufiger auf als im Winter. Auch die Wolken mit unterkühlter, gemischter Phase treten häufiger auf, während die Häufigkeit der hochreichenden, nichtdurchscheinenden Eiswolken ungefähr um die Hälfte abgenommen hat.

Das zweite Gebiet erstreckt sich von  $35^\circ$  bis  $45^\circ$  Nord und von  $10^\circ$  bis  $30^\circ$  West.

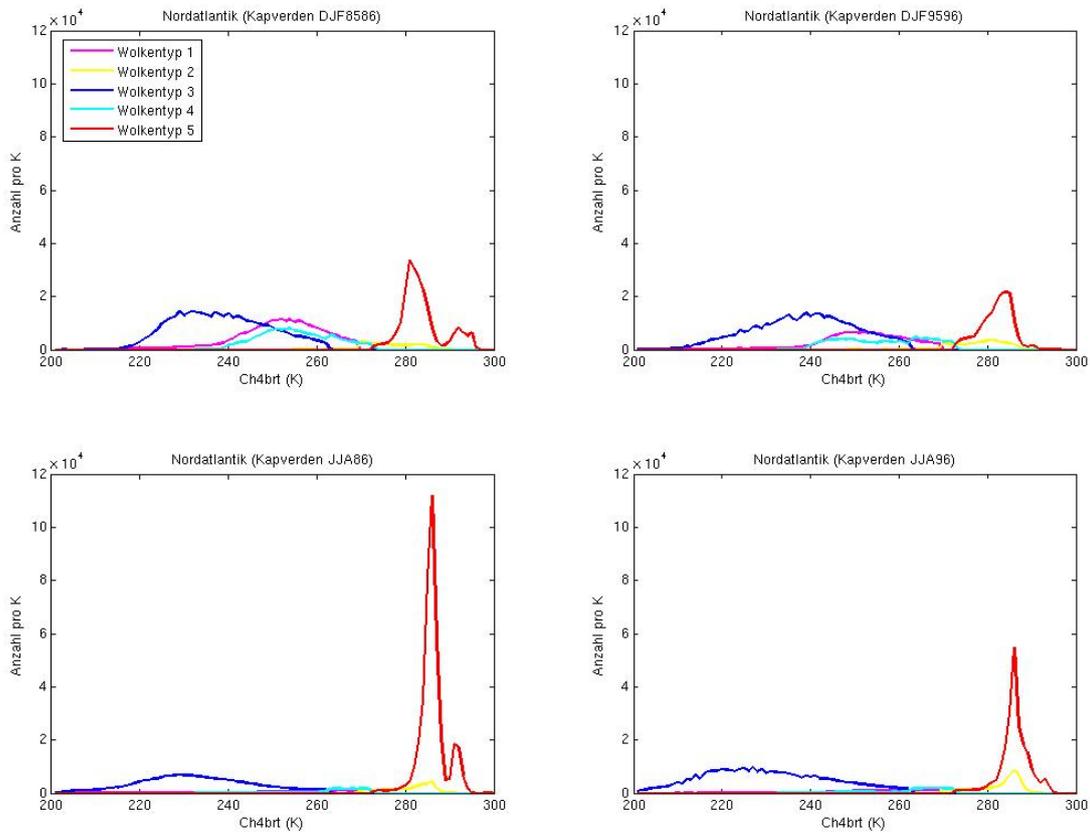


Abbildung 4.9: Häufigkeitsverteilung aller fünf Wolkentypen in Abhängigkeit von der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für die Winterzeiträume DJF8586 und DJF9596 (oben) und die Sommerzeiträume JJA86 und JJA96 (unten) für das Gebiet bei den Kapverden in K

In diesem Gebiet sollte vor allem im Sommer niedrige Bewölkung, hauptsächlich Stratocumulus und Cumulus, dominieren, da sich dieses Gebiet im subtropischen Hochdruckgürtel und damit im Bereich der Nordostpassate befindet. Auch hier im Gebiet im Bereich der Azoren (Abbildung 4.8) weisen jeweils die Sommerzeiträume als auch die Winterzeiträume ähnliche Charakteristiken auf. Sowohl im Winter 1985/86 als auch im Winter 1995/96 sind in diesem Gebiet drei Wolkentypen vorherrschend. Am häufigsten treten zum einen die niedrigen Wasserwolken, zum anderen die Wolken mit unterkühlter, gemischter Phase auf. Aber auch die hochreichenden, nichtdurchscheinenden Eiswolken weisen eine breite Verteilung zwischen 220 K und 260 K auf. Das liegt daran, dass sich die Tiefdruckaktivität über dem nördlichen Nordatlantik im Winter bis in dieses Gebiet ausdehnen kann. In den Sommerzeiträumen dominieren dagegen nur die niedrigen Wasserwolken,

so wie es zu Beginn der Untersuchung auch erwartet worden war. Sie treten etwa dreimal so häufig auf wie im Winter, während die anderen Wolkentypen nur selten vorkommen. Die hochreichenden, nichtdurchscheinenden Eiswolken etwa sind dreimal weniger häufig anzutreffen wie im Winter, da im Sommer über diesem Gebiet überwiegend Hochdruckgebiete liegen.

Das dritte Gebiet erstreckt sich von  $10^\circ$  bis  $20^\circ$  Nord und von  $30^\circ$  bis  $50^\circ$  West. In diesem Gebiet sollte vor allem im Sommer auch tropische hochreichende Konvektion auftreten, wenn sich die innertropische Konvergenzzone (ITCZ) bis in dieses Gebiet hinein nordwärts verlagert. Auch im Gebiet bei den Kapverden (Abbildung 4.9) weisen jeweils die Sommerzeiträume als auch die Winterzeiträume wiederum ähnliche Charakteristiken auf. Sowohl im Winter 1985/86 als auch im Winter 1995/96 sind im wesentlichen zwei Wolkentypen vorherrschend. Am häufigsten treten zum einen die niedrigen Wasserwolken auf, zum anderen die hochreichenden, nichtdurchscheinenden Eiswolken, die eine breite Verteilung zwischen 220 K und 260 K aufweisen. Das Gebiet liegt am Rande der Tropen, somit tritt dort vermehrt tropische Konvektion auf. In den Sommerzeiträumen dominiert nicht wie erwartet die hochreichende Konvektion, sondern die niedrigen Wasserwolken treten am häufigsten auf, weil dieses Gebiet bis in den subtropischen Hochdruckgürtel hineinreicht und sich somit zum Teil noch im Bereich der Nordostpassate befindet. Schaut man sich die Verteilung des Wolkentyps 3 an, so fällt auf, dass die Verteilung im Sommer breiter ist als im Winter, aber auch zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen zwischen 200 K und 250 K verschoben ist. Das wiederum deutet darauf hin, dass die Konvektion im Sommer intensiver ist und die Wolkenoberkanten höher liegen. Der Grund ist wie erwartet die Nordwärtsverlagerung der tropischen Konvektion im Sommer.

# Kapitel 5

## Ergebnisse der Zeitserienanalyse

### 5.1 Zeitserien der konvektiven Bewölkung für die vier großen Gebiete

Nachdem im Kapitel 4.1 der Pavlonis–Algorithmus für einen Wolkentyp zunächst im Nordwestteil des Nordatlantiks für mehrere Monate eines Winterzeitraums getestet worden ist, werden im folgenden Abschnitt nun die Untersuchungen auf den gesamten Datensatz von 20 Jahren ausgedehnt. Es werden Zeitserien mit verschiedenen Parametern für die Jahre 1982 bis 2001 für alle vier großen Gebiete des Nordatlantiks erstellt. Diese vier Gebiete erstrecken sich jeweils über 60 Längengrade und 30 Breitengrade. Es gelten im gesamten Kapitel die gleichen Winkelbedingungen wie im Kapitel 4. Im folgenden Abschnitt wird für die Zeitserien nur der Wolkentyp 3 betrachtet, also die hochreichenden und kompakten, optisch dicken Wolken. In den Abbildungen sind drei Parameter dargestellt, die Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 und der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für den gesamten Zeitraum sowie der Häufigkeit, also der Anzahl der Bildelemente, die monatlich zu dem jeweiligen Wert im Kanal 2 und im Kanal 4 beigetragen haben.

Zu allen Abbildungen in diesem Kapitel sei hier angemerkt, dass in den Zeitserien die Datenanzahl zum Ende der Lebensdauer der Satelliten zum Teil deutlich abnimmt, so dass jeweils einige Monate vor dem Wechsel von NOAA–7 zu NOAA–9 im März 1985, zu NOAA–11 im November 1988, zu NOAA–14 im Januar 1995 und in der zweiten Jahreshälfte von 2001 ausgeschlossen werden mussten. Für das Jahr 1994 kommen noch Satellitenprobleme hinzu, was zur Folge hat, dass für die Monate Oktober, November und Dezember 1994 generell keine Daten zur Verfügung stehen. Die Kurven in den Abbildungen sind in den Zeiträumen der ausgeschlossenen Monate interpoliert worden. Im Südwestteil und im Gebiet bei den Kapverden treten sogar längere Zeiträume ohne beziehungsweise mit zu geringen Datenmengen auf, so dass die Kurven in den Zeitserien der entsprechenden Gebiete größere Lücken enthalten.

Außerdem muss für alle folgenden Untersuchungen die Problematik der hineingeratenen klaren Bildelemente im Nordwestteil beachtet werden, dass die Monatsmittel der jeweiligen Monate im Spätwinter leicht verfälscht sein können.

### 5.1.1 Nordwestteil

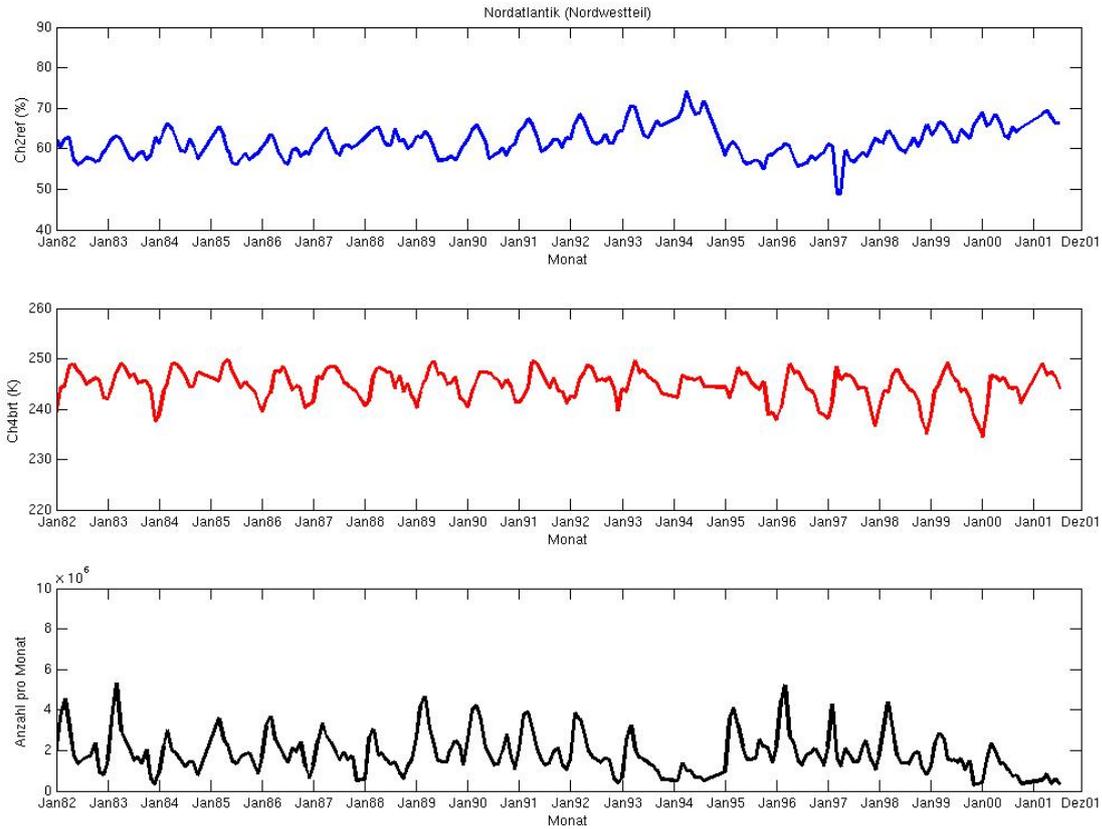


Abbildung 5.1: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Nordwestteil des Nordatlantiks

In der Abbildung 5.1 für den Nordwestteil ist die Zeitserie für die Albedo im Kanal 2 im oberen Teil blau dargestellt, die Zeitserie für die Helligkeitstemperatur im Kanal 4 im mittleren Teil rot und die Häufigkeit im unteren Teil schwarz. Die Werte in der Kurve für die Albedo bewegen sich in den Jahren 1982 bis 1990 im Wesentlichen um 60% herum, genauer zwischen 58% und 65%, mit den niedrigeren Werten in den Sommermonaten und den höheren Werten im Spätwinter.

Zwischen 1991 und 1994 erreicht die Kurve deutlich sichtbar höhere Werte bis 70%. In den Jahren 1995 bis 1997 bewegt sich die Kurve wieder im ursprünglichen Niveau um die 60%, um dann ab 1998 erneut anzusteigen auf Werte von knapp 70% im Jahre 2001. Die Werte um oder sogar unter 50% im Februar und März 1997 in dieser Abbildung als auch in den Abbildungen 5.2 und 5.4 müssen als unsicher bezeichnet werden, die Ursache dafür ist noch nicht gefunden worden. Ein Satellitenwechsel hat in diesem Zeitraum nicht stattgefunden, dieser erfolgte bereits im Januar 1995.

In der Kurve der Helligkeitstemperatur treten diese Merkmale nicht auf. Hier bewegen sich die Werte in den Jahren 1982 bis 1995 ziemlich einheitlich zwischen 240 K und 250 K, mit den höheren Werten im Frühjahr und den niedrigeren Werten im Winter. Erst in den Jahren 1996 bis 2000 fällt eine Veränderung auf. Und zwar dahingehend, dass die Kurve in den Wintermonaten immer niedrigere Werte erreicht, im Winter 1999/2000 schließlich nur noch etwa 234 K, während die höchsten Werte sich weiterhin bei 250 K bewegen. Die Abnahme der Helligkeitstemperatur zwischen den Wintern 1995/1996 und 1999/2000, dargestellt in der Tabelle 5.1, beträgt 4,5 K. Der Winter 1994/1995 ist nicht berücksichtigt worden, da die Abnahme der Helligkeitstemperatur erst ab dem Winter 1995/1996 deutlich wird.

Die Kurve der Häufigkeiten zeigt im Großen und Ganzen einen einheitlichen Verlauf, mit den höchsten Werten im Spätwinter und einem kleinen Maximum im Herbst sowie den niedrigsten Werten im November und Dezember. Allerdings gibt es mehrere Ausnahmen, in den Jahren 1984/1985 und 1987/1988, besonders jedoch 1993/1994 und 2000/2001, nimmt die Anzahl der Werte vor allem in den Wintermonaten deutlich ab.

Diese Auffälligkeiten in der Kurve der Häufigkeiten und der Anstieg der Albedokurve in etwa den gleichen Zeiträumen lassen sich durch veränderliche Umlaufbahnen der insgesamt vier Satelliten erklären. So kommen die Daten von 1982 bis Februar 1985 vom Satelliten NOAA-7, von März 1985 bis Oktober 1988 von NOAA-9, von November 1988 bis Dezember 1994 von NOAA-11 und ab Januar 1995 bis 2001 von NOAA-14. Offensichtlich hat sich in den Zeiträumen 1984/85, 1987/1988, 1993/1994 und 2000/2001 die Satellitendrift bemerkbar gemacht. Dafür kommen zwei mögliche Erklärungen in Betracht.

Erstens gibt es über den Ozeanen Regionen, in denen die konvektive Bewölkung neben dem Hauptmaximum am frühen Morgen in den frühen Nachmittagsstunden ein sekundäres Maximum hat. Verschieben sich nun durch die Satellitendrift die Satellitenüberflüge von Jahr zu Jahr hin zu Beobachtungsterminen am späteren Nachmittag, so wird dieses kleinere Maximum nicht mehr ganz erfasst. Dementsprechend weniger Daten mit konvektiver Bewölkung erhält man dann. Außerdem führen unterschiedliche Sonnenstände und damit geänderte Winkelbedingungen zu veränderten Albedowerten. Denn die hochreichende Bewölkung wird zu dieser Tageszeit nicht mehr hauptsächlich von oben, sondern stärker seitlich von der Sonne beschienen, so dass andere Illuminationsbedingungen auch

geänderte Albedowerte zur Folge haben.

Zweitens steht die Sonne in den Wintermonaten in höheren Breiten sehr niedrig am Horizont. Sobald der Sonnenzenitwinkel den Schwellenwert von  $80^\circ$  überschreitet, schließt der Pavolonis-Algorithmus diese Bildelemente aus. Verschiebt sich nun die Überflugszeit des Satelliten in den höheren Breiten von Jahr zu Jahr durch die Satellitendrift immer weiter zum späteren Nachmittag hin, also immer mehr in die Dämmerung hinein, werden mehr und mehr Bildelemente ausgeschlossen. Dadurch nimmt dann die Datenanzahl der konvektiven Bewölkung in den Wintermonaten allmählich ab. Die zweite Erklärung ist sehr plausibel, denn gerade im nördlichen Nordatlantik grenzen die großen Landmassen von Nordamerika, Grönland und Europa an, so dass über dem nördlichen Nordatlantik ein ausgeprägter Tagesgang der Konvektion eher selten auftritt. Vor allem im Winterhalbjahr wird die Bildung von hochreichender Konvektion ziemlich unabhängig von der Tageszeit sein, da in diesem Zeitraum Tiefdruckgebiete über dem nördlichen Nordatlantik dominieren. Diese zweite Erklärung kommt also für die beiden nördlichen Sektoren in Betracht, während die erste Erklärung eher für die beiden südlichen Sektoren zutrifft. Denn in diesem Bereich befindet sich der subtropische Hochdruckgürtel, so dass über diesem Ozeangebiet häufiger Konvektion mit ausgeprägtem Tagesgang vorkommt.

Die Helligkeitstemperatur und hierbei insbesondere die niedrigeren Werte im Winter Ende der 90er-Jahre sind dagegen nicht von der Satellitendrift beeinflusst. Wäre das der Fall, so müsste die Tendenz zu niedrigeren Werten im Winter in den Jahren 1993/1994 in der Kurve ebenfalls zu finden sein. In diesem Zeitraum tritt dieses Merkmal aber nicht auf. Also scheint es sich hierbei um einen wirklichen Abfall der Helligkeitstemperatur im Winter zu handeln.

Zeitraum	Nordwestteil	Nordostteil
Winter 1994/1995	—	237,6
Winter 1995/1996	238,6	235,8
Winter 1996/1997	238,9	236,9
Winter 1997/1998	236,6	236,3
Winter 1998/1999	235,1	235,3
Winter 1999/2000	234,1	232,9

Tabelle 5.1: Minimum der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 in den Wintermonaten Dezember, Januar und Februar der Jahre 1994 bis 2000 für den Nordwestteil und den Nordostteil des Nordatlantiks

### 5.1.2 Nordostteil

Auch der Nordostteil (Abbildung 5.2) des Nordatlantiks weist ähnliche Charakteristiken auf. Im Zeitraum von 1982 und 1990 bewegt sich die Kurve der Albedo zwischen 55% und 60%, mit den niedrigsten Werten im Sommer und den höchsten Werten im Winter. Wiederum zwischen 1991 und 1994 steigt die Kurve leicht an auf Werte um oder über 60%. Von 1995 bis 1997 bewegt sich die Kurve zunächst wieder im Anfangsniveau zwischen 55% und 60%, ab 1998 steigt sie erneut an auf Werte um oder über 60% bis 2001.

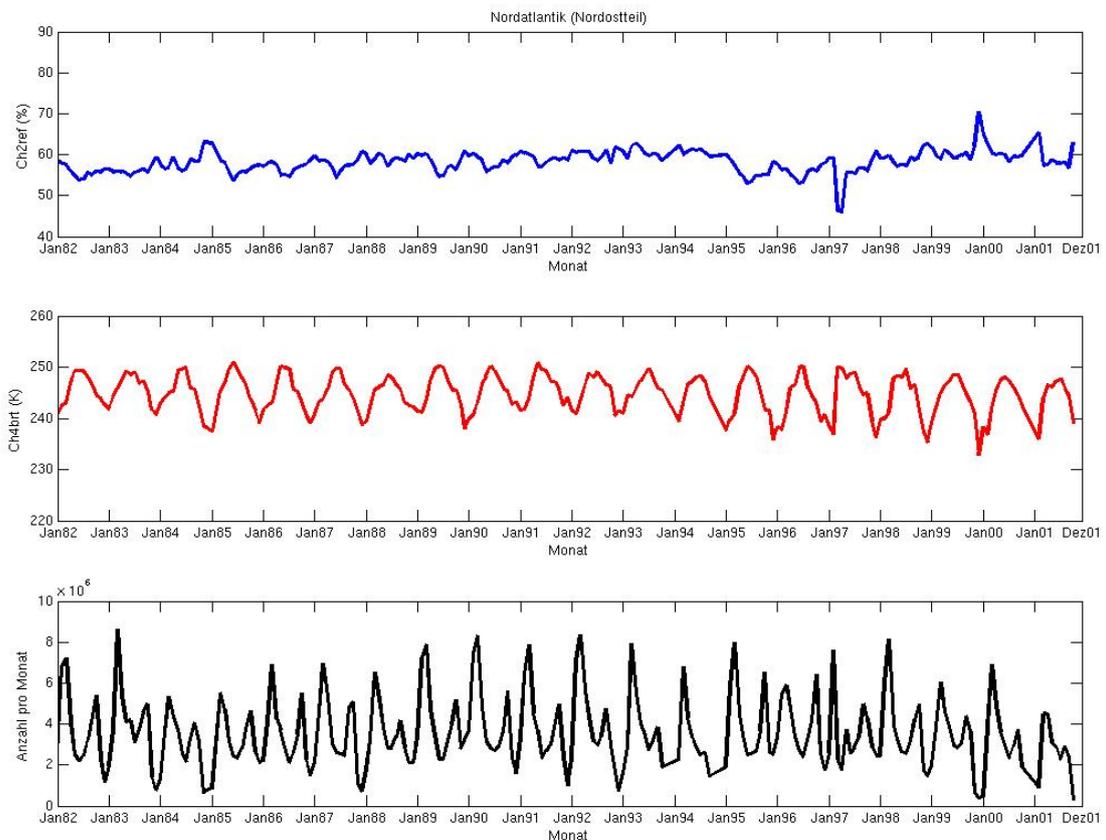


Abbildung 5.2: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Nordostteil des Nordatlantiks

Diese Merkmale treten in der Kurve der Helligkeitstemperaturen im Nordostteil ebenfalls nicht auf. Hier bewegen sich die Werte von 1982 bis 1994 ziemlich einheitlich zwischen 240 K und 250 K, mit den niedrigsten Werten im Dezember und

Januar und den höchsten Werten in den Sommermonaten. Ab 1995 verändert sich die Kurve dahingehend, dass in den Wintermonaten immer niedrigere Werte erreicht werden, im Winter 1999/2000 nur noch etwa 233 K, während die höchsten Werte im Sommer nur leicht unter 250 K fallen. Die Abnahme der Helligkeitstemperatur zwischen den Wintern 1994/1995 und 1999/2000, dargestellt in der Tabelle 5.1, beträgt 4,7 K.

Schließlich zeigt die Kurve der Häufigkeiten auch hier im Großen und Ganzen einen einheitlichen Verlauf, mit den höchsten Werten im Spätwinter und einem kleinen Maximum im Herbst sowie den niedrigsten Werten im November und Dezember. Allerdings nimmt auch hier in den Jahren 1984/1985, 1987/1988, 1993/1994 und 2000/2001 die Anzahl der Werte in den Wintermonaten zum Teil deutlich ab.

Die im Nordwestteil gefundenen Auffälligkeiten sind also auch im Nordostteil in den Kurven der Albedo und der Häufigkeiten erkennbar. So ist der Anstieg der Albedokurve in den Jahren 1992 bis 1994 und 1999 bis 2001 und die Abnahme der Datenanzahl im gleichen Zeitraum zwar nicht so stark wie im Nordwestteil, die Satellitendrift macht sich allerdings auch hier bemerkbar. Die möglichen Erklärungsansätze sind in Kapitel 5.1.1 beschrieben. Die Helligkeitstemperatur ist davon ebenfalls nicht beeinflusst, im gleichen Zeitraum wie im Nordwestteil in den Jahren 1996 bis 2000 kann man eine Abnahme der Helligkeitstemperatur in den Wintermonaten feststellen. Somit scheint sich dieser Trend nicht nur auf den Nordwestteil zu beschränken, sondern betrifft den gesamten nördlichen Nordatlantik.

### 5.1.3 Südwestteil

Im Südwestteil (Abbildung 5.3) des Nordatlantiks sieht der Verlauf der Kurven anders aus als in den beiden nördlichen Gebieten. Das wird besonders in der Kurve der Häufigkeiten deutlich. Hier nimmt die Anzahl der Werte zum Ende der Lebensdauer der Satelliten stark ab, zu sehen in den jeweiligen Monaten vor dem Wechsel von NOAA-7 zu NOAA-9 im März 1985, zu NOAA-11 im November 1988 und zu NOAA-14 im Januar 1995. Die Zeiträume Oktober 1993 bis Dezember 1994 und Juni 2000 bis Dezember 2001 müssen aufgrund einer zu geringen Datenanzahl komplett ausgeschlossen werden. In den Bereichen mit einer hohen Anzahl an Daten findet man die niedrigsten Werte innerhalb eines Jahres meist im Frühjahr und die höchsten Werte meist im Herbst.

Auch der Verlauf der Albedokurve ist gegenüber dem Verlauf der Kurven in den nördlichen Gebieten unterschiedlich. Zunächst bewegen sich die Werte in den Jahren 1982 bis 1984 zwischen 55% und 62%, steigen ab 1985 kontinuierlich bis 1993 an auf Werte zwischen 60% und 65%, mit den niedrigsten Werten im Frühjahr und den höchsten Werten in den Wintermonaten. In den Jahren 1995 und 1996 bewegen sich die Werte anfangs um 60% herum, steigen von 1997 bis 2000 schließlich an auf Werte um 70% im Januar 2000.

Der erste Unterschied in der Kurve der Helligkeitstemperaturen im Kanal 4 gegenüber den nördlichen Gebieten ist der, dass sich hier die Werte im Bereich zwischen 230 K und 240 K bewegen, also ungefähr 10 K niedriger als in den nördlichen Gebieten. Der zweite Unterschied besteht darin, dass man hier die niedrigsten Werte im Spätsommer und die höchsten Werte im Winter findet. In den nördlichen Gebieten sind die Verhältnisse genau umgekehrt. Und der dritte Unterschied ist der, dass sich hier kein Trend zu niedrigeren Werten Ende der 90er-Jahre finden lässt.

Die Anstiege in der Albedokurve und die deutliche Abnahme der Werte in der Häufigkeitskurve in den beschriebenen Zeiträumen lassen darauf schließen, dass sich hier im Südwestteil die Satellitendrift besonders auswirkt. Die möglichen Er-

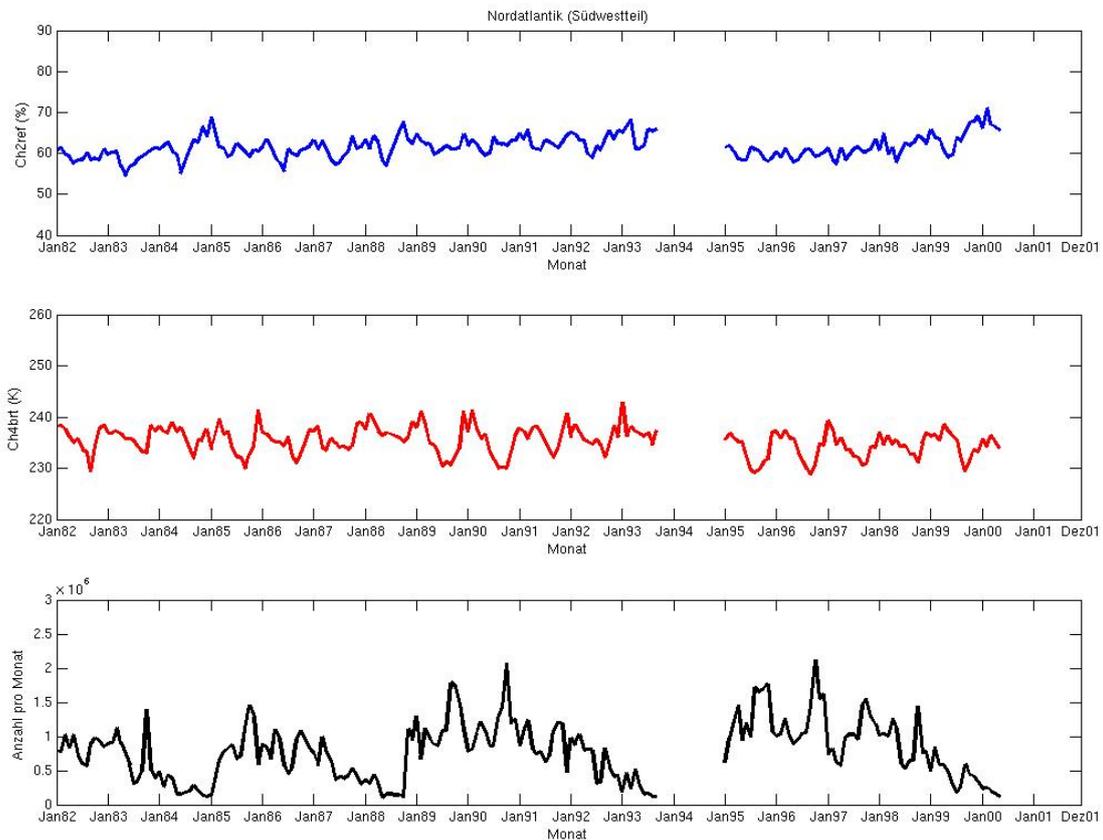


Abbildung 5.3: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Südwestteil des Nordatlantiks (ohne die Zeiträume Oktober 1993 bis Dezember 1994 und Juni 2000 bis Dezember 2001)

klärungsansätze sind in Kapitel 5.1.1 beschrieben. Die Unterschiede in der Helligkeitstemperatur lassen sich folgendermaßen erklären. Die niedrigsten Werte findet man deswegen im Sommer, weil in diesem Zeitraum die tropische Konvektion stärker ist als in den Wintermonaten. In den nördlichen Gebieten ist dagegen die Tiefdruckaktivität im Winter stärker als im Sommer, daher sind die niedrigsten Werte der Helligkeitstemperatur über dem nördlichen Nordatlantik im Winter zu finden. In den Tropen reicht die Konvektion in höhere Niveaus als die Konvektion über dem nördlichen Nordatlantik, daher sind die Helligkeitstemperaturen in der Kurve für den Südwestteil auch um 10 K niedriger.

### 5.1.4 Südostteil

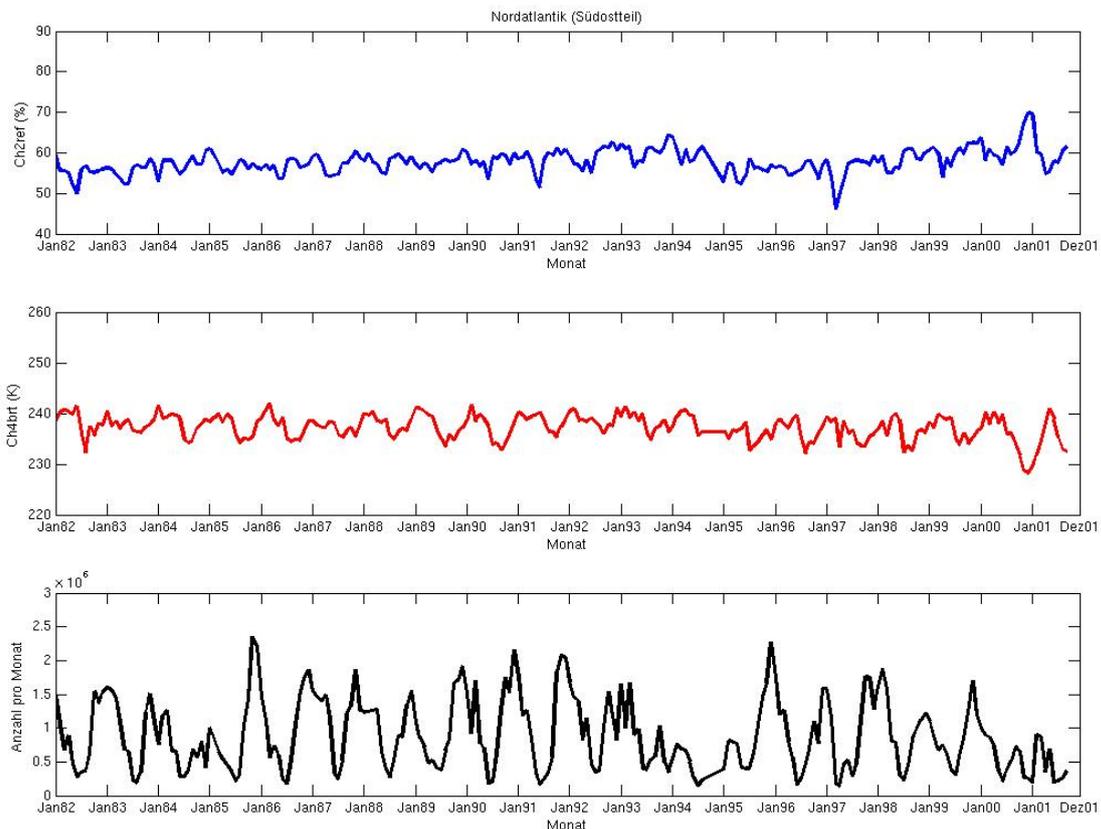


Abbildung 5.4: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Südostteil des Nordatlantiks

Die Kurven im Südostteil (Abbildung 5.4) des Nordatlantiks zeigen ähnliche Charakteristiken wie die im Südwestteil. In der Kurve der Häufigkeiten nimmt die Anzahl der Werte in den Jahren 1984/1985, 1993/1994 und 2000/2001 zwar wieder deutlich ab, insgesamt ist die Anzahl der Daten im Vergleich zum Südwestteil aber größer und auch konstanter für die einzelnen Jahre. Die niedrigsten Werte innerhalb eines Jahres findet man wiederum meist im Frühjahr und die höchsten Werte im Herbst.

In der Kurve der Albedo bewegen sich die Werte in den Jahren 1982 und 1984 zunächst zwischen 52% und 57%, steigen dann ab 1985 kontinuierlich auf Werte zwischen 57% und 62% bis 1993 an, mit den niedrigsten Werten im Frühjahr und den höchsten Werten im Herbst und im Winter. Im Zeitraum 1995/1996 bewegen sich die Werte anfangs um 55% herum, steigen von 1997 bis 2000 wieder auf Werte über 60% an.

Die Kurve der Helligkeitstemperaturen hat hier im Südostteil einen einheitlicheren Verlauf als im Südwestteil. Die Werte bewegen sich von 1982 bis 2000 im Großen und Ganzen zwischen 232 K und 242 K, mit den niedrigsten Werten im Spätsommer und den höchsten Werten in den Wintermonaten. Genauso wie im Südwestteil ist auch hier kein Trend zu niedrigeren Werten Ende der 90er-Jahre zu erkennen.

Die Anstiege in der Albedokurve und die Abnahme der Werte in der Häufigkeitskurve in den oben genannten Zeiträumen lassen auch hier darauf schließen, dass sich die Satellitendrift bemerkbar macht. Die möglichen Erklärungsansätze sind in Kapitel 5.1.1 beschrieben. Durch die höhere Anzahl der Daten in den einzelnen Jahren wirkt sie sich aber nicht so stark aus wie im Südwestteil. In der Kurve der Helligkeitstemperatur findet man durch die tropische Konvektion die niedrigsten Werte wiederum im Sommer und die höchsten Werte im Winter. Da auch hier von 1995 bis zum Jahre 2000 kein Trend zu niedrigeren Werten in der Kurve zu erkennen ist, scheint es tatsächlich ein Phänomen nur über dem nördlichen Nordatlantik zu sein. So erreicht die Konvektion in den beiden nördlichen Gebieten in den Wintern Ende der 90er-Jahre offenbar höhere Niveaus.

## **5.2 Zeitserien der konvektiven Bewölkung für die vier kleineren Gebiete**

Nachdem im Kapitel 4.2 der Pavolonis-Algorithmus zunächst für alle fünf Wolkentypen in drei kleineren Gebieten jeweils für zwei Sommer- und zwei Winterzeiträume getestet worden ist, werden im folgenden Abschnitt nun die Untersuchungen auf den gesamten Datensatz von 20 Jahren ausgedehnt. Es werden Zeitserien mit verschiedenen Parametern für die Jahre 1982 bis 2001 für die drei kleineren Gebiete und für eine vierte kleinere Region erstellt, denn als vierte Fallstudie ist ein kleineres Gebiet vor der norwegischen Küste ausgewählt wor-

den. Die kleineren Gebiete vor Neufundland, im Bereich der Azoren und bei den Kapverden erstrecken sich jeweils über 20 Längengrade und 10 Breitengrade. Wo genau sich das Gebiet vor Norwegen befindet, wird noch im weiteren Verlauf dieses Kapitels beschrieben. Im folgenden Abschnitt wird für die Zeitserien wiederum nur der Wolkentyp 3 betrachtet, also die hochreichende und kompakte, nichtdurchscheinende konvektive Bewölkung. In den Abbildungen sind wie im vorangegangenen Kapitel drei Parameter dargestellt, die Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 und der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für den gesamten Zeitraum sowie der Häufigkeit, also der Anzahl der Bildelemente, die monatlich zu dem jeweiligen Wert im Kanal 2 und im Kanal 4 beigetragen haben.

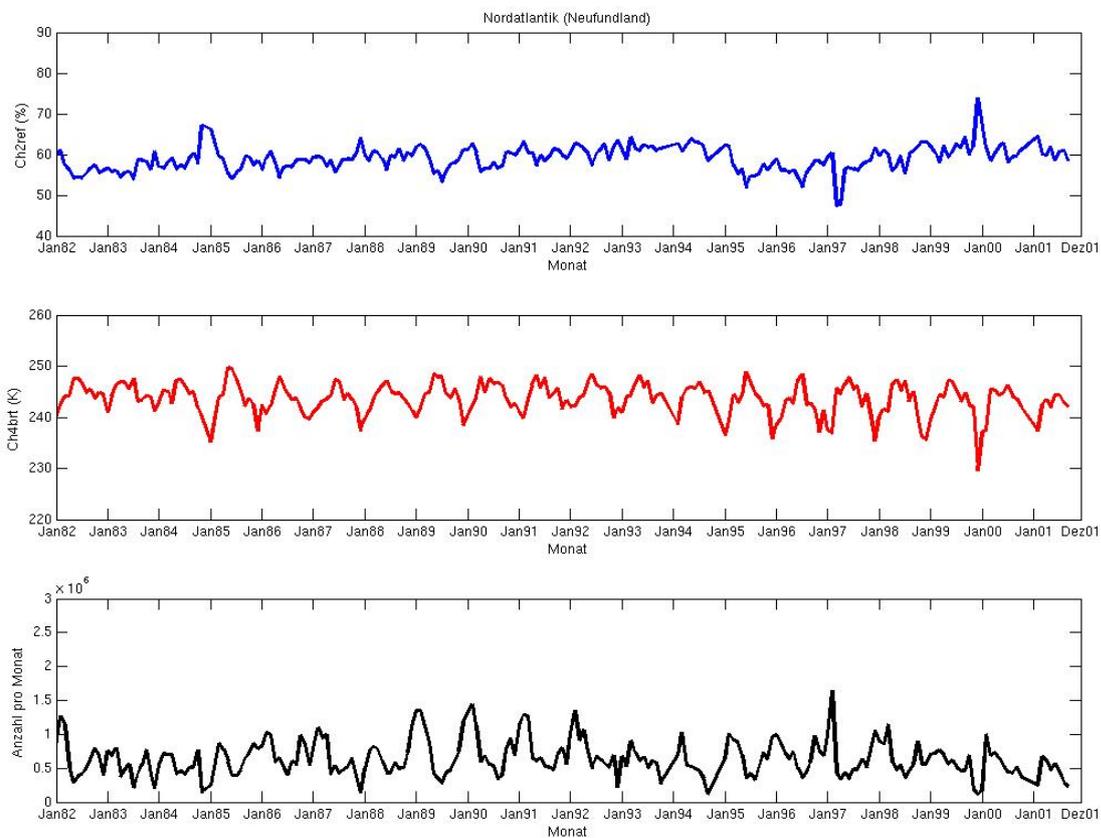


Abbildung 5.5: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 für das Gebiet vor Neufundland

In der Abbildung 5.5 für das Gebiet des Atlantiks vor Neufundland ist die Zeitserie für die Albedo im Kanal 2 im oberen Teil blau dargestellt, die Zeitserie für

die Helligkeitstemperatur im Kanal 4 im mittleren Teil rot und die Häufigkeit im unteren Teil schwarz. Dieses Gebiet erstreckt sich von  $45^\circ$  bis  $55^\circ$  Nord und von  $20^\circ$  bis  $40^\circ$  West, also liegt es im offenen nördlichen Nordatlantik. In diesem Gebiet sollte die hochreichende Konvektion vor allem im Winter dominieren, da hier die meisten Tiefdruckgebiete von Neufundland aus den Nordatlantik auf dem Weg nach Westeuropa überqueren.

Die Werte für die Kurve der Albedo bewegen sich in den Jahren 1982 bis 1986 zunächst zwischen 54% und 60%. Die ungewöhnlich hohen Werte über 65% im Winter 1984/1985 sind unsicher, da in diesen Monaten besonders wenig Daten vorlagen. Von 1987 bis 1994 steigt die Kurve kontinuierlich an auf Werte zwischen 60% und 64%, meist mit den niedrigsten Werten im Sommer und den höchsten Werten im Winter. Im Zeitraum 1995/1996 findet man zunächst wieder Werte zwischen 55% und 60%, bis 2000 steigt die Kurve erneut an auf Werte zwischen 60% und 64%. Die Werte um oder sogar unter 50% im Februar und März 1997 in dieser Abbildung als auch in den Abbildungen 5.6 und 5.8 müssen als unsicher bezeichnet werden, die Ursache dafür ist noch nicht gefunden worden. Ein Satellitenwechsel hat in diesem Zeitraum nicht stattgefunden, dieser erfolgte bereits im Januar 1995. Der hohe Wert von über 70% im Dezember 1999 könnte erneut ein Ausreißer sein, da auch hier zu wenig Daten vorliegen.

In der Kurve der Helligkeitstemperatur treten diese Merkmale wiederum nicht auf. Hier bewegen sich die Werte in den Jahren 1982 bis 1994 ziemlich einheitlich zwischen 240 K und 250 K, mit den höchsten Werten im Frühjahr und den niedrigsten Werten im Winter. Erst in den Jahren 1995 bis 1999 fällt eine Veränderung auf. Und zwar dahingehend, dass die Helligkeitstemperaturen im Winter immer niedrigere Werte erreichen, im Januar 1999 schließlich nur noch 236 K, während die höchsten Werte sich weiterhin knapp unterhalb von 250 K bewegen. Die wesentlich niedrigeren Werte im Januar 1985 und Januar 2000 sind aufgrund geringer Datendichte als unsicher zu bezeichnen.

Die Kurve der Häufigkeiten hat zwar keinen einheitlichen Jahresgang, da in einigen Monaten die Datenanzahl im Sommer sehr gering ist. Die niedrigsten Werte liegen jedoch generell im Sommer und die höchsten Werte in den Wintermonaten. Offensichtlich hat sich auch im Gebiet vor Neufundland in den Jahren 1984/1985, 1993/1994 und 2000/2001 die Satellitendrift bemerkbar gemacht, was zu einer Abnahme der Datenmenge und außerdem zu veränderten Albedowerten geführt hat. Die möglichen Erklärungsansätze sind in Kapitel 5.1.1 beschrieben. Die Helligkeitstemperatur der hochreichenden Konvektionswolken und hierbei insbesondere die niedrigeren Werte im Winter Ende der 90er-Jahre sind dagegen nicht von der Satellitendrift beeinflusst. Somit kann auch in diesem Gebiet die Tendenz zu niedrigeren Werten wie in den beiden großen nördlichen Gebieten bestätigt werden. Die höhere Datenanzahl im Winter gegenüber dem Sommer bestätigt außerdem die Annahme, dass dieses Gebiet in den Wintermonaten durch Tiefdruckaktivität dominiert wird.

Das Gebiet im Bereich der Azoren (Abbildung 5.6) von  $35^\circ$  bis  $45^\circ$  Nord und

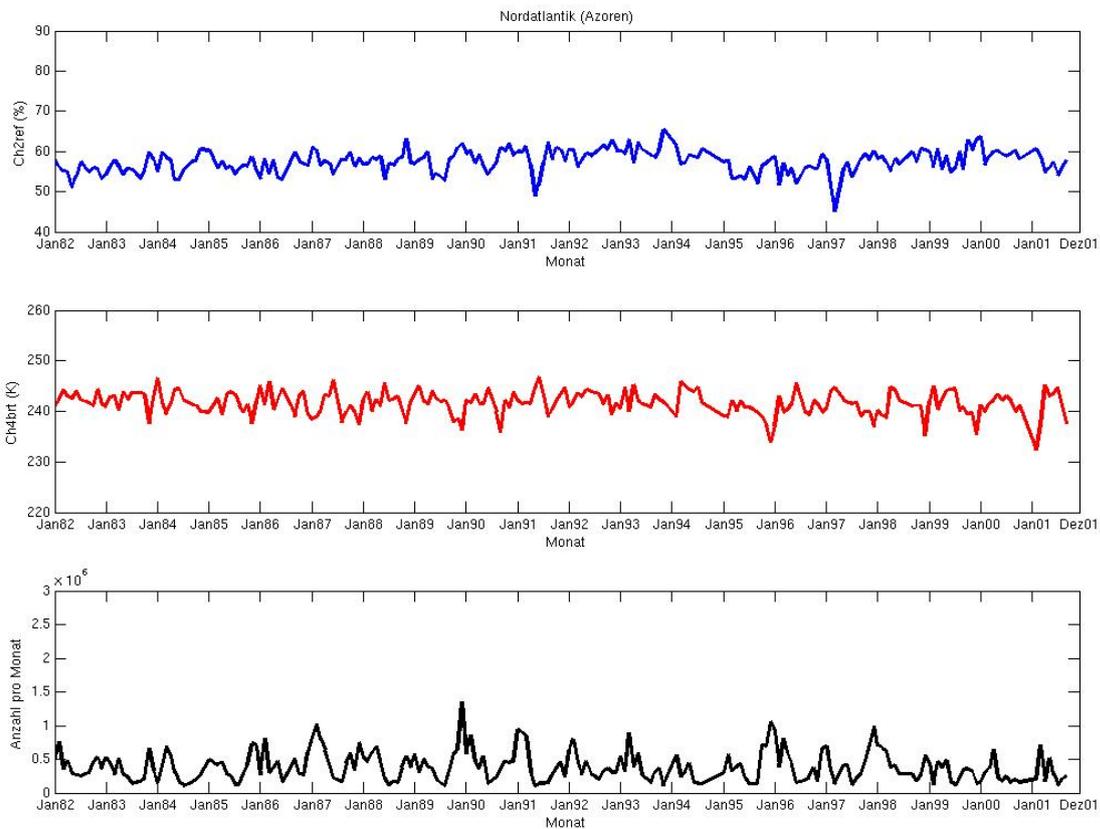


Abbildung 5.6: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 für das Gebiet im Bereich der Azoren

von  $10^\circ$  bis  $30^\circ$  West sollte vor allem im Sommer eher durch niedrige Bewölkung charakterisiert sein, da sich dieses Gebiet im subtropischen Hochdruckgürtel und damit im Sommer teilweise schon im Bereich des Nordostpassates befindet.

Von Werten zunächst zwischen 52% und 57% in den Jahren 1982/1983 steigt die Kurve der Albedo hochreichender, konvektiver Wolken im Zeitraum von 1984 und 1994 stetig an auf Werte zwischen 60% und 65%, mit den niedrigsten Werten im Frühsommer und den höchsten Werten im Winter. Von 1995 bis 1996 bewegt sich die Kurve zunächst wieder im Anfangsniveau zwischen 52% und 58%, ab 1997 steigt sie erneut an auf Werte um oder über 60% bis 2000.

Diese Merkmale treten in der Kurve der Helligkeitstemperaturen wie schon im Gebiet vor Neufundland ebenfalls im Gebiet im Bereich der Azoren nicht auf. Hier bewegen sich die Werte von 1982 bis 1997 nicht ganz einheitlich zwischen

238 K und 246 K mit mehreren Maxima und Minima, meist mit den niedrigsten Werten im November und Dezember und den höchsten Werten im Frühsommer. Ab 1998 verändert sich die Kurve dahingehend, dass im Winter etwas niedrigere Werte erreicht werden, im Dezember 1999 nur noch 235 K, während sich die höchsten Werte im Frühsommer um 244 K bewegen.

Schließlich zeigt die Kurve der Häufigkeiten auch hier im Großen und Ganzen einen einheitlichen Verlauf, mit den höchsten Werten in den Wintermonaten sowie den niedrigsten Werten im Sommer. Allerdings gibt es auch hier einige Monate, in denen die Anzahl der Werte aufgrund zu geringer Datendichte deutlich abnimmt.

Die im Gebiet vor Neufundland gefundenen Auffälligkeiten sind auch hier im Gebiet im Bereich der Azoren in der Albedokurve erkennbar. So sind die Anstiege innerhalb der Albedokurve ähnlich wie im Gebiet vor Neufundland, so dass sich die Satellitendrift auch hier bemerkbar macht. Die möglichen Erklärungsansätze sind in Kapitel 5.1.1 beschrieben. Der Grund für die niedrigere Datenanzahl im Sommer gegenüber dem Winter liegt eben darin, dass sich über diesem Gebiet in den Sommermonaten häufiger ein stabiles Hochdruckgebiet befindet, das Azorenhoch. Im Winter dagegen kann sich die Tiefdruckaktivität über dem nördlichen Nordatlantik bis in dieses Gebiet hinein ausdehnen. Der Verlauf der Helligkeitstemperatur ist vergleichsweise stabil, lediglich in den Wintermonaten der Jahre 1997/1998 bis 1999/2000 kann man eine leichte Abnahme der Helligkeitstemperatur feststellen. Somit scheint sich dieser Trend nicht nur auf den nördlichen Teil des Nordatlantiks zu beschränken, sondern betrifft abgeschwächt auch das Gebiet der Azoren.

Im Gebiet bei den Kapverden (Abbildung 5.7) verlaufen die Kurven wesentlich anders als in den beiden vorangegangenen Gebieten. Dieses Gebiet erstreckt sich von  $10^\circ$  bis  $20^\circ$  Nord und von  $30^\circ$  bis  $50^\circ$  West und sollte vor allem im Sommer noch von der tropischen Konvektion erreicht werden, weil sich im Sommer die innertropische Konvergenzzone (ITCZ) bis in den südlichen Teil dieses Gebietes hinein nordwärts verlagert.

In der Kurve der Albedo bewegen sich die Werte in einem wesentlich größeren Intervall als in den beiden anderen Gebieten. Von Werten zunächst zwischen 41% und 58% im Jahre 1982 steigt die Kurve bis 1993 allmählich an auf Werte zwischen 48% und 66%, mit den höchsten Werten im Herbst beziehungsweise Winter und den niedrigsten Werten im Frühjahr. Die Zeiträume Februar 1994 bis Februar 1995 und März bis Dezember 2001 müssen aufgrund einer zu geringen Datenanzahl ausgeschlossen werden. 1995 bewegen sich die Werte zunächst wieder im ursprünglichen Niveau und steigen dann erneut an auf Werte zwischen 58% und 72% im Jahre 2000.

Auch in der Kurve der Helligkeitstemperaturen hochreichender Konvektionswolken ist der Unterschied zwischen den niedrigsten Werten im Sommer und Herbst bei rund 228 K und den höchsten Werten im Spätwinter bei rund 243 K mit bis zu 15 K deutlich größer als in den beiden anderen Gebieten. Im Großen und

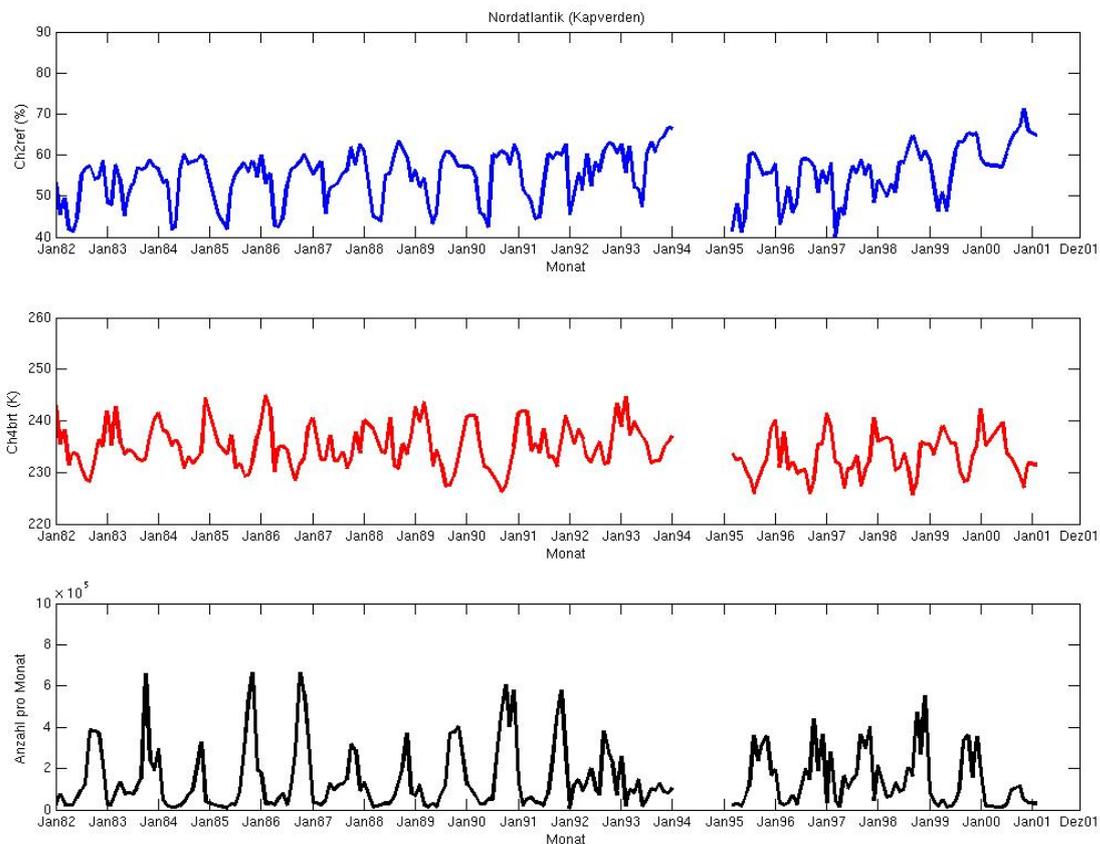


Abbildung 5.7: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 für das Gebiet bei den Kapverden (ohne die Zeiträume Februar 1994 bis Februar 1995 und März bis Dezember 2001)

Ganzen bewegt sich die Kurve recht einheitlich in dem eben genannten Interval. In der Kurve der Häufigkeiten ist das Interval mit den höchsten Werten im Sommer und Herbst und den wesentlich niedrigeren Werten im Spätwinter beziehungsweise im Frühjahr ebenfalls deutlich größer als in den Gebieten vor Neufundland und im Bereich der Azoren.

Durch die Auffälligkeiten in der Albedokurve und der Kurve der Häufigkeiten mit der sehr geringen Datenanzahl in den Jahren 1994 und 2001 macht sich auch hier im Gebiet bei den Kapverden die Satellitendrift wieder bemerkbar. Die möglichen Erklärungsansätze sind in Kapitel 5.1.1 beschrieben. Anders als in den beiden anderen Gebieten ist hier kein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen Ende der 90er-Jahre festzustellen. Das entspricht den Ergebnissen

aus den beiden großen südlichen Gebieten, in denen dieser Trend ebenfalls nicht festgestellt worden ist. Die Unterschiede in der Helligkeitstemperatur und der Datenanzahl bestätigen die obige Annahme, dass im Sommer die tropische Konvektion dominiert. Die niedrigsten Werte der Helligkeitstemperatur und die sehr hohe Datenanzahl findet man deswegen im Sommer, weil in diesem Zeitraum die innertropische Konvergenzzone (ITCZ) bis in dieses Gebiet hineinreicht und die Konvektion antreibt.

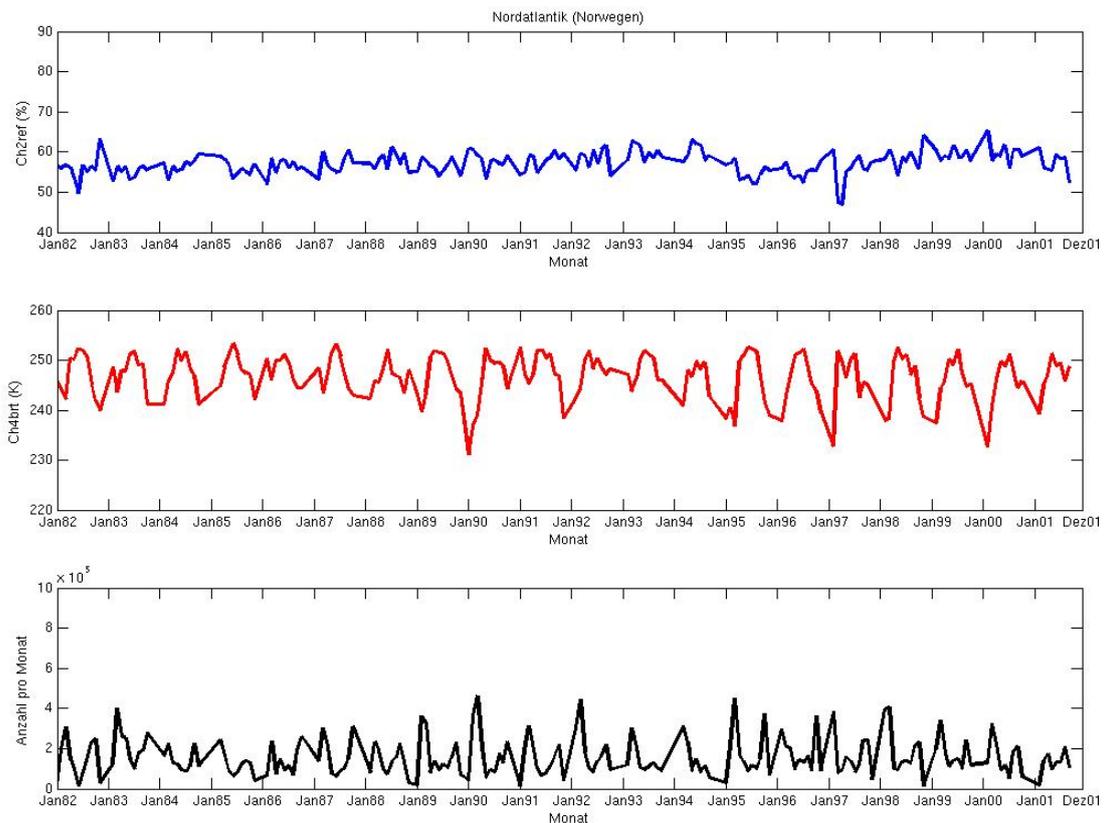


Abbildung 5.8: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 für das Gebiet vor Norwegen

Der Nordatlantik vor Norwegen (Abbildung 5.8) hat wiederum ähnliche Charakteristiken wie das Gebiet vor Neufundland. Das Gebiet vor der norwegischen Küste erstreckt sich von  $58^\circ$  bis  $65^\circ$  Nord und von  $10^\circ$  Ost bis  $5^\circ$  West. Es umfasst den nördlichen Teil der Nordsee sowie die norwegische See. Es ist ausgewählt worden, weil es vor allem im Winter einerseits durch Tiefdruckgebiete von den

Britischen Inseln her und andererseits durch polare Tiefdruckgebiete vom Nordmeer her beeinflusst wird. Dementsprechend sollte besonders in den Wintermonaten die Konvektion durch Tiefdruckaktivität ausgeprägt sein. Das Besondere an diesem Gebiet ist, dass es bis an den nördlichen Polarkreis heranreicht, so dass im diesem Gebiet die Sonne im Dezember so niedrig steht, dass es für diesen Monat keine Albedodaten gibt. Auch im November und Januar ist die Datenanzahl gering.

In der Kurve der Albedo hochreichender, konvektiver Wolken bewegen sich die Werte recht uneinheitlich mit mehreren Maxima und Minima um 55% herum im Zeitraum 1982 bis 1984 und steigen bis 1994 an auf ein Intervall um 60% herum, meist mit den höchsten Werten im Spätwinter und den niedrigsten Werten im Sommer. In den Jahren 1995 und 1996 findet man wieder Werte im ursprünglichen Niveau, die bis 2000 wieder auf Werte über 60% ansteigen.

Diese Merkmale treten in der Kurve der Helligkeitstemperaturen im Gebiet vor Norwegen nicht auf. Die Kurve ist in ihrem Verlauf einheitlicher als die Albedokurve. Hier bewegen sich die Werte von 1982 bis 1994 im Wesentlichen zwischen 240 K und 252 K mit einem besonders niedrigen Wert im Januar 1990, meist mit den niedrigsten Werten im Winter und den höchsten Werten im Sommer. Ab 1995 verändert sich die Kurve dahingehend, dass im Winter niedrigere Werte erreicht werden, im Februar 2000 nur noch 232 K, während sich die höchsten Werte im Sommer um 250 K bewegen.

Schließlich zeigt die Kurve der Häufigkeiten auch hier im Großen und Ganzen einen einheitlichen Verlauf, mit den höchsten Werten im Spätwinter und einem kleinen Maximum im Spätsommer sowie den niedrigsten Werten im Frühsommer sowie im Oktober und November.

Auch im Gebiet vor Norwegen hat sich in den Jahren 1984/1985, 1993/1994 und 2000/2001 die Drift der Satelliten bemerkbar gemacht, was zu einer Abnahme der Datenmenge und außerdem zu veränderten Albedowerten geführt hat. Die möglichen Erklärungsansätze sind in Kapitel 5.1.1 beschrieben. Die Helligkeitstemperatur und hierbei insbesondere die niedrigeren Werte im Winter Ende der 90er-Jahre sind dagegen nicht von der Satellitendrift beeinflusst. Auch wenn aufgrund fehlender Daten für den Dezember und geringerer Daten in den Monaten November und Januar eine Aussage für den gesamten Winterzeitraum nicht möglich ist, kann aber auch in diesem Gebiet die Tendenz zu niedrigeren Werten wie im Gebiet vor Neufundland und in den beiden großen nördlichen Gebieten bestätigt werden. Die höhere Datenanzahl im Spätwinter gegenüber dem Sommer bestätigt außerdem die Annahme, dass dieses Gebiet in den Wintermonaten durch Tiefdruckaktivität vom Atlantik als auch vom Nordmeer her dominiert wird.

## 5.3 Detailuntersuchungen des Wolkentyps 3 im Nordwestteil

Um den wahrscheinlichen Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintermonaten Ende der 90er Jahre in den beiden großen nördlichen Gebieten des Nordatlantiks noch genauer zu untersuchen, erfolgt die Unterteilung des Wolkentyps 3 in drei Unterarten, die hohe Konvektion (Wolkentyp 3a), die mittelhohe (Wolkentyp 3b) und die niedrige (Wolkentyp 3c).

Wie zu Beginn des Kapitels über den Algorithmus geschrieben, muss jedes Bildelement eine Serie von sequentiellen Tests durchlaufen, die mit der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (B4) beginnen. Die Bildelemente werden dabei in vier Temperaturbereiche eingeteilt, nämlich  $B4 \leq 233,16 \text{ K}$ ,  $233,16 \text{ K} < B4 \leq 253,16 \text{ K}$ ,  $253,16 \text{ K} < B4 \leq 273,16 \text{ K}$  und  $B4 > 273,16 \text{ K}$ . In jedem Temperaturbereich kommen dann mehrere Tests zur Anwendung, und je nachdem ob die einzelnen Bildelemente die Tests bestehen oder die Tests fehlschlagen, werden die Bildelemente als einer von fünf Wolkentypen identifiziert. Der Wolkentyp 3 kommt in den ersten drei Temperaturbereichen vor, so dass also der Wolkentyp 3a Bildelementen mit  $B4 \leq 233,16 \text{ K}$ , der Wolkentyp 3b Bildelementen mit  $233,16 \text{ K} < B4 \leq 253,16 \text{ K}$  und der Wolkentyp 3c Bildelementen mit  $253,16 \text{ K} < B4 \leq 263,16 \text{ K}$  entspricht. Durch den Nahinfrarotttest wird als Obergrenze der Temperatur für den Wolkentyp 3c  $263,16 \text{ K}$  festgelegt und nicht erst  $273,16 \text{ K}$ , die Obergrenze des Temperaturbereichs. Anschließend werden wiederum Zeitserien der Monatsmittel der Albedo, der Helligkeitstemperatur und der Häufigkeit für diese drei Unterarten des Wolkentyps 3 für den Nordwestteil und im folgenden Unterkapitel für den Nordostteil erstellt.

Betrachtet man nun die Zeitserien der einzelnen Parameter für die drei Unterarten des Wolkentyps 3, so fällt Folgendes auf. Die Albedozeitreihe für den Wolkentyp 3a (Abbildung 5.9) zeigt einen sehr unregelmäßigen Verlauf mit mehrfachem Zu- und Abnehmen der Werte. Die Kurve steigt zunächst von Werten zwischen 65% und 70% im Jahre 1982 auf Werte bis 75% im Januar 1985, beginnt Ende 1985 wieder bei Werten unter 70%, um erneut bis 1988 auf Werte um 75% anzusteigen. 1989 bewegt sich die Kurve wieder bei Werten um 65% und steigt kontinuierlich auf Werte über 80% im Jahre 1994. Dann erfolgt der größte Anstieg im Verlauf der Albedokurve, sie beginnt 1995 erneut bei Werten um 65% und steigt wiederum kontinuierlich auf Werte über 80% im Jahre 2001. Die Werte um oder knapp über 50% im Februar und März 1997 in dieser Abbildung und in der Abbildung 5.10 müssen als unsicher bezeichnet werden, die Ursache dafür ist noch nicht gefunden worden. Ein Satellitenwechsel hat in diesem Zeitraum nicht stattgefunden, dieser erfolgte bereits im Januar 1995.

In der Albedozeitreihe für den Wolkentyp 3b (Abbildung 5.10) ist der Albedoverlauf nicht ganz so extrem. Hier bewegen sich die Werte zwischen 1982 und 1988 im Großen und Ganzen im Bereich von 58% und 66%, ab 1989 steigt die Kurve

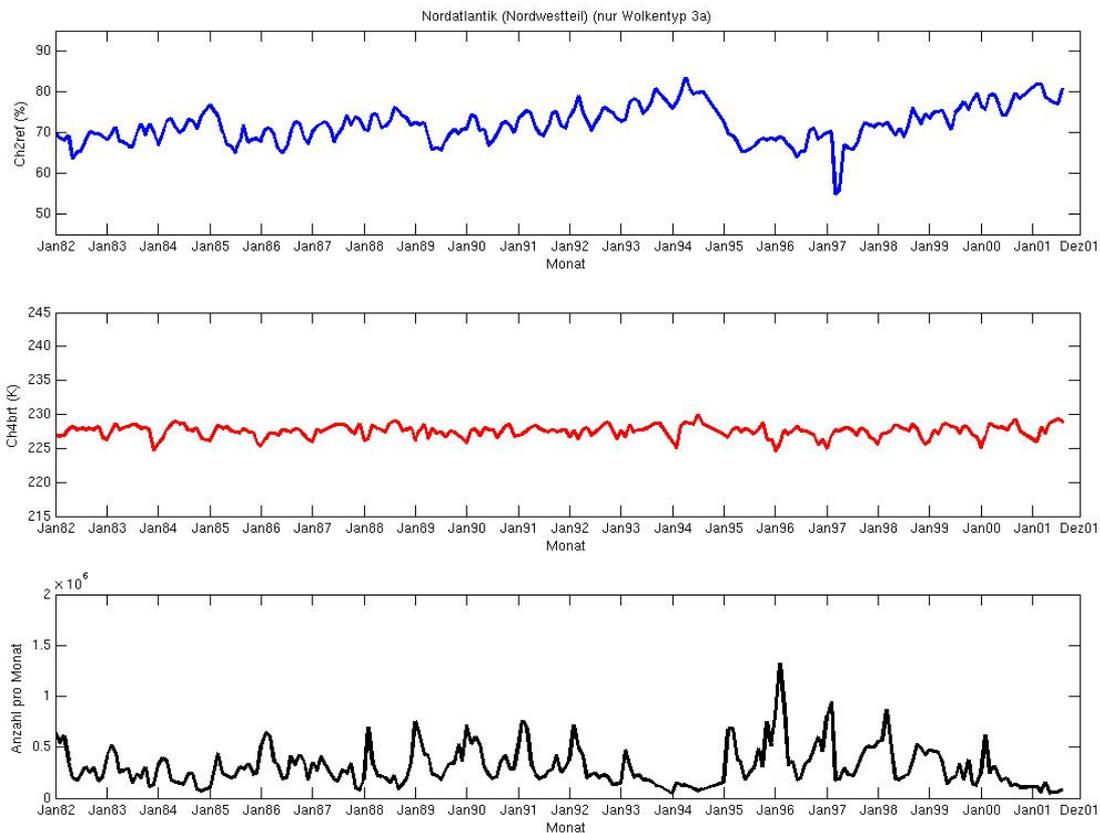


Abbildung 5.9: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3a im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Nordwestteil des Nordatlantiks

dann kontinuierlich an auf Werte zwischen 70% und 75% im Jahre 1994. Anfang 1995 erfolgt wieder ein Abfall auf das ursprüngliche Niveau der Werte um 60%, ab 1996 steigt die Kurve dann erneut auf Werte von knapp 70% im Jahre 2001. Die Albedozeitreihe des Wolkentyps 3c (Abbildung 5.11) zeigt im Vergleich zu den Kurven der Wolkentypen 3a und 3b die größte Variabilität, das heißt die größte Differenz zwischen den höchsten Werten im Spätwinter und den niedrigsten Werten im Sommer, die meistens fast 10% beträgt. Die Werte bewegen sich zwischen 50% und 60% in den Jahren 1982 und 1988 und steigen nur langsam auf Werte zwischen 55% und 65% an bis 1994. Im Jahre 1995 bewegen sich die Werte wieder im Anfangsintervall zwischen 50% und 60%, um dann erneut bis 2001 auf Werte zwischen 55% und 65% anzusteigen.

Die Kurven der Helligkeitstemperaturen zeigen diese Merkmale nicht. Dabei hat

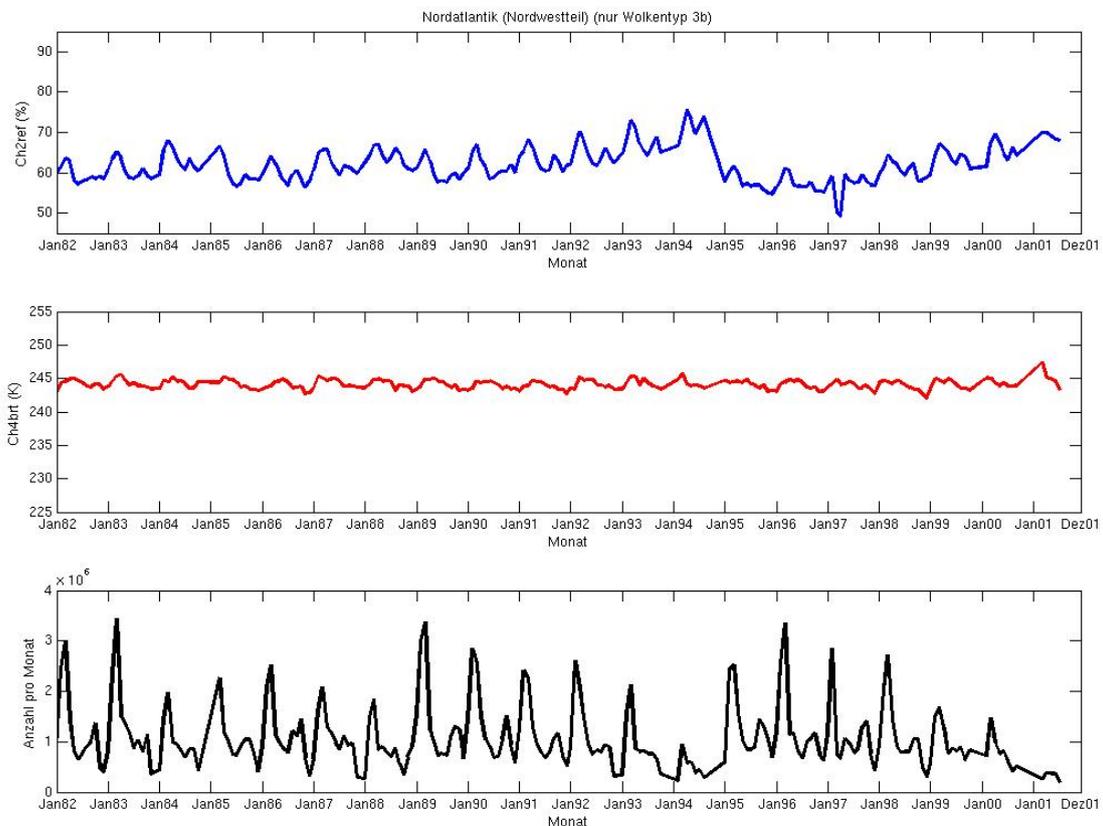


Abbildung 5.10: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3b im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Nordwestteil des Nordatlantiks

die Kurve des Wolkentyps 3a noch die größte Variabilität, in den Jahren 1982 bis 1995 bewegen sich die Werte meist zwischen 226 K und 228 K, mit den niedrigeren Werten im Winter und den höheren Werten im Sommer, lediglich zwischen 1996 und 2000 reichen die Werte von 225 K bis 229 K, wobei besonders die niedrigeren Werte im Winter ins Auge fallen. Die anderen Kurven zeigen kaum Variabilität, die Werte für den Wolkentyp 3b bewegen sich recht einheitlich zwischen 244 K und 246 K. Beim Wolkentyp 3c findet man eine Kurve mit einheitlichen Werten zwischen 257 K und 258 K vor.

Bei den Zeitreihen der Häufigkeiten zeigen besonders die der Wolkentypen 3b und 3c ähnliche Charakteristiken. So findet man die größte Anzahl der Werte im Spätwinter mit einem kleinen Maximum im Herbst sowie die niedrigsten Werte im Sommer beziehungsweise im November und Dezember. Beide Kurven haben

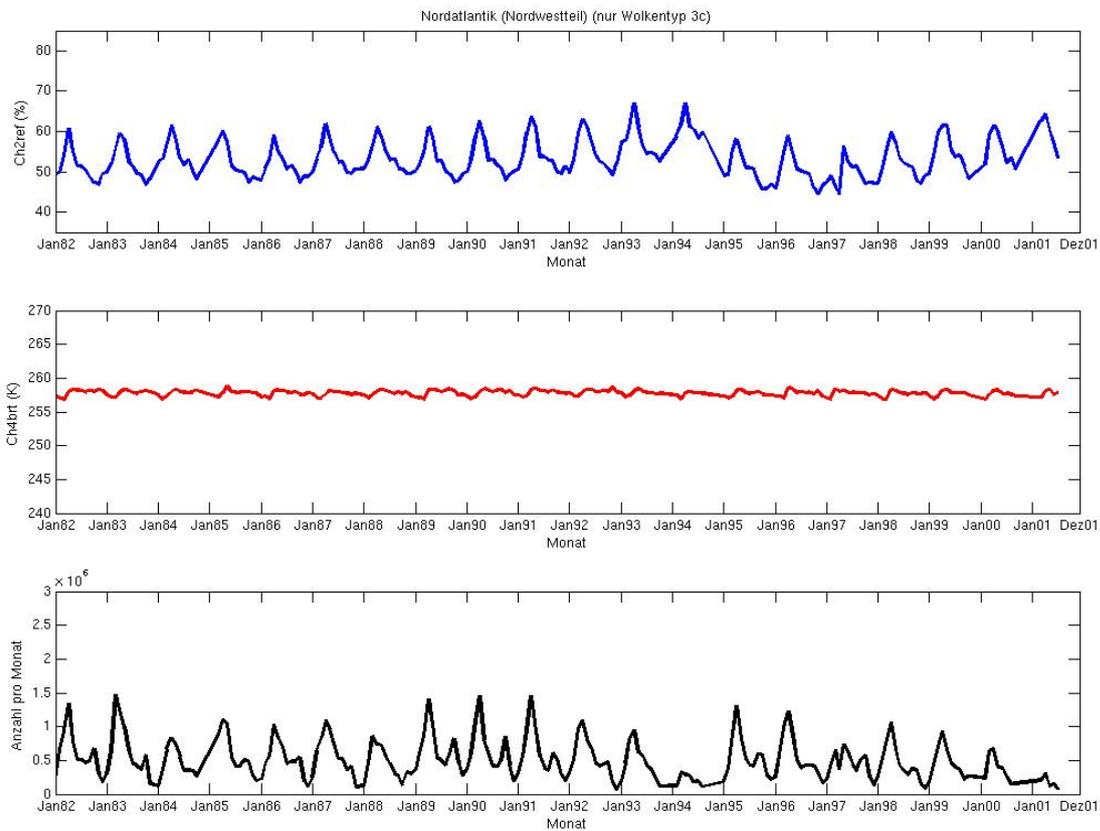


Abbildung 5.11: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3c im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Nordwestteil des Nordatlantiks

ihre höchsten Werte im Kurvenverlauf in den gleichen Zeiträumen, und zwar 1982–1984, 1989–1992 und 1995–1998. Der Kurvenverlauf des Wolkentyps 3a ist dagegen nicht so einheitlich wie der der beiden anderen Wolkentypen. Auffällig ist aber, dass sich die absolute Anzahl der höchsten Werte im Winter deutlich erhöht. Während die Anzahl der Werte in den Wintern bis 1987 unter 500000 pro Monat und zwischen 1988 und 1992 bei 750000 pro Monat liegt, so beträgt sie von 1996 bis 1998 um oder deutlich über einer Million Werten pro Monat. Allen drei Kurven ist gemeinsam, dass die Anzahl der Werte in den Jahren 1993/1994 und 2000/2001 deutlich abnimmt.

Die Charakteristiken in den Albedokurven lassen sich dadurch erklären, dass besonders die hohe und die mittelhohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3a und 3b) von der Satellitendrift betroffen ist. Offenbar wirken sich die unterschied-

lichen Sonnenstände während der Satellitenüberflüge am späteren Nachmittag und damit die geänderten Winkelbedingungen besonders stark auf die Albedo der Wolken bei hoher und mittelhoher Konvektion aus, was die teilweise starken Schwankungen in der Albedokurve zur Folge hat. Der für den gesamten Wolkentyp 3 festgestellte Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintern Ende der 90er-Jahre kommt fast ausschließlich durch die hohe konvektive Bewölkung zustande, denn im Gegensatz zu den anderen beiden Wolkentypen zeigt der Wolkentyp 3a in der Helligkeitstemperatur Ende der 90er-Jahre eine größere Variabilität. Deutlich zugenommen hat auch die Datenmenge der hohen konvektiven Bewölkung in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre bei gleichzeitiger leichter Abnahme der Datenmenge der niedrigeren Konvektion im gleichen Zeitraum, so dass sich insgesamt für den Wolkentyp 3 ein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in diesem Zeitraum Ende der 90er-Jahre ergibt.

## 5.4 Detailuntersuchungen des Wolkentyps 3 im Nordostteil

Auch für den Nordostteil des Nordatlantiks erfolgt die Unterteilung des Wolkentyps 3 in die drei Unterarten Wolkentyp 3a, Wolkentyp 3b und Wolkentyp 3c. Für diese Unterarten gelten die gleichen Temperaturbereiche der Helligkeitstemperaturen im Kanal 4 wie im Nordwestteil.

Zunächst werden die Zeitserien der Albedo betrachtet. Dabei fällt auf, dass die Albedokurve des Wolkentyps 3a (Abbildung 5.12) ähnlich wie für den Nordwestteil wiederum einen sehr unregelmäßigen Verlauf mit mehrfachem Zu- und Abnehmen der Werte zeigt. Die Kurve steigt zunächst von Werten zwischen 64% und 68% im Jahre 1982 auf Werte knapp über 70% im Januar 1985 an. Von Ende 1985 bis 1990 bewegen sich die Werte im Großen und Ganzen im Bereich zwischen 65% und 70%, ab 1991 steigt die Kurve erneut an bis auf Werte um 80% herum im Januar 1994. Dann erfolgt erneut ein größerer Abfall im Verlauf der Albedokurve, sie beginnt 1995 bei Werten zwischen 62% und 66%, um dann wiederum kontinuierlich auf Werte von knapp 80% Anfang 2001 anzusteigen. Die Werte um oder knapp unter 50% im Februar und März 1997 in dieser Abbildung und in der Abbildung 5.13 müssen als unsicher bezeichnet werden, die Ursache dafür ist noch nicht gefunden worden. Ein Satellitenwechsel hat in diesem Zeitraum nicht stattgefunden, dieser erfolgte bereits im Januar 1995.

In der Albedokurve für den Wolkentyp 3b (Abbildung 5.13) ist der Verlauf nicht ganz so schwankend. Hier bewegen sich die Werte zwischen 1982 und 1989 meistens im Bereich zwischen 55% und 61%, ab 1990 steigt die Kurve dann kontinuierlich an auf Werte zwischen 59% und 64% im Jahre 1994. Anfang 1995 erfolgt wieder ein größerer Abfall auf das ursprüngliche Niveau der Werte zwischen 54% und 58%, ab 1996 steigt die Kurve schließlich erneut an auf Werte von knapp

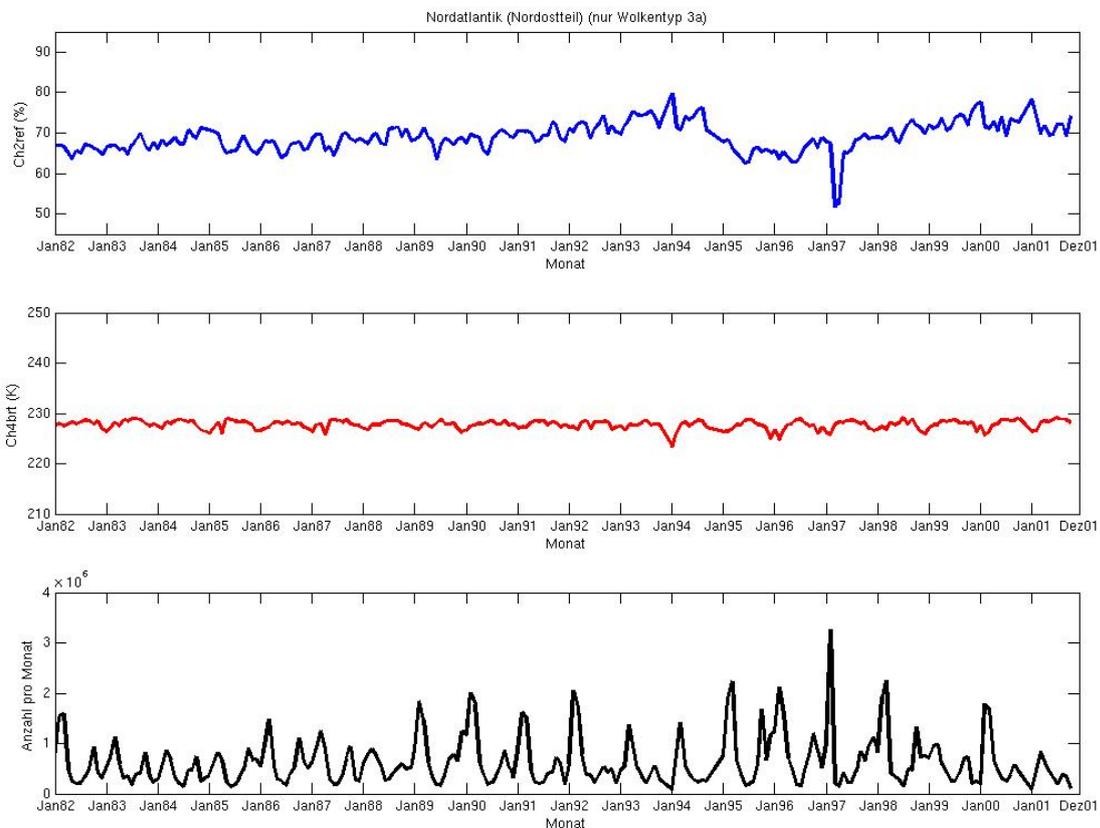


Abbildung 5.12: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3a im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Nordostteil des Nordatlantiks

über 60% im Jahre 2000. Die Werte im Februar und März 1997 müssen wieder als unsicher gelten.

Die Albedokurve des Wolkentyps 3c (Abbildung 5.14) zeigt auch hier im Nordostteil im Vergleich zu den Kurven der Wolkentypen 3a und 3b die größte Variabilität, das heißt die größte Differenz zwischen den höchsten Werten im Spätwinter und Frühling und den niedrigsten Werten im Herbst, die meistens rund 5% beträgt. Die Werte bewegen sich zwischen 48% und 53% in den Jahren 1982 bis 1987 und steigen nur langsam an auf Werte zwischen 50% und 57% bis 1994. Im Jahre 1995 bewegen sich die Werte zwischen 47% und 51% wieder ungefähr im Anfangsintervall, um dann erneut bis 2000 auf Werte zwischen 50% und 55% anzusteigen.

Die Kurven der Helligkeitstemperaturen zeigen diese Merkmale nicht. Dabei hat

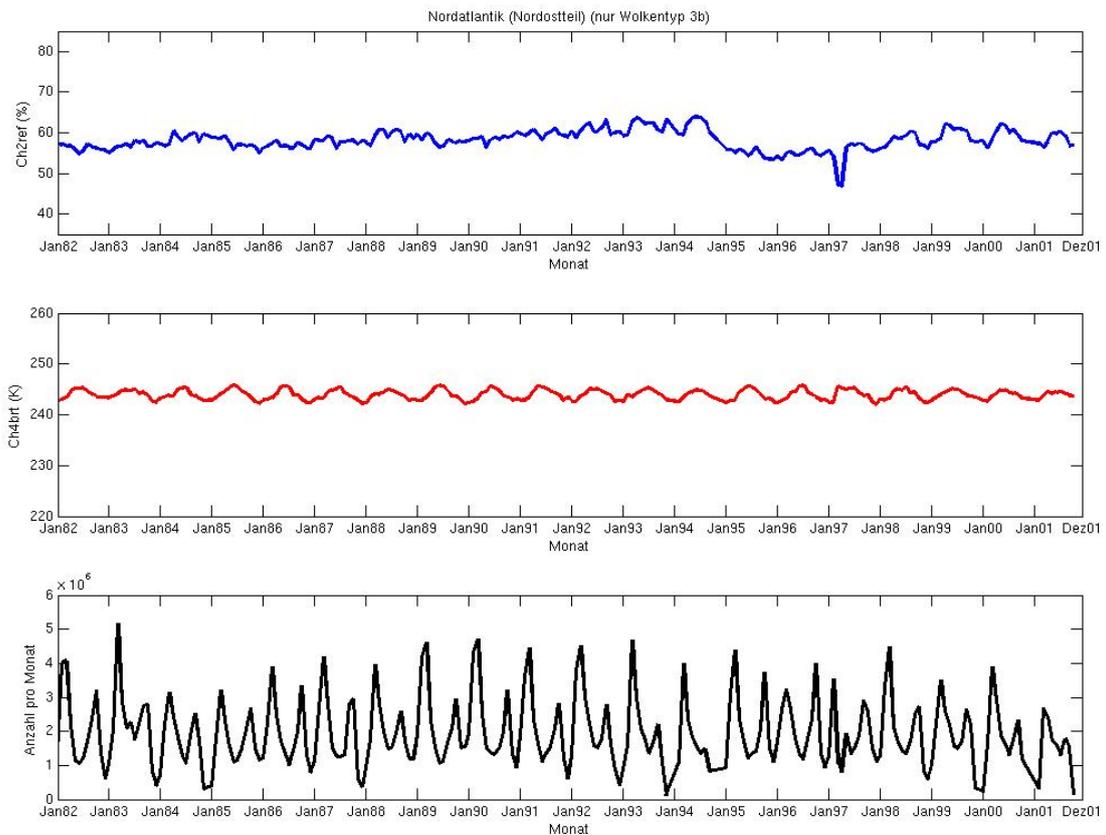


Abbildung 5.13: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3b im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Nordostteil des Nordatlantiks

die Kurve des Wolkentyps 3b noch die größte Variabilität, im gesamten Zeitraum bewegen sich die Werte einheitlich zwischen 242 K und 246 K, mit den höchsten Werten im Sommer und den niedrigsten Werten im Winter. Die Helligkeitstemperaturkurve des Wolkentyps 3a zeigt nur eine geringe Variabilität, die Werte bewegen sich hier in einem Bereich zwischen 226 K und 229 K, ebenfalls mit den niedrigsten Werten im Winter und den höchsten Werten im Sommer. Beim Wolkentyp 3c schließlich findet man annähernd eine konstante Kurve um 258 K herum vor.

Bei den Kurven der Häufigkeiten zeigen besonders die der Wolkentypen 3b und 3c ähnliche Charakteristiken. So findet man die größte Anzahl der Werte im Spätwinter mit einem zweiten Maximum im Herbst sowie die niedrigsten Werte im November und Dezember mit einem weiteren Minimum im Sommer. In beiden

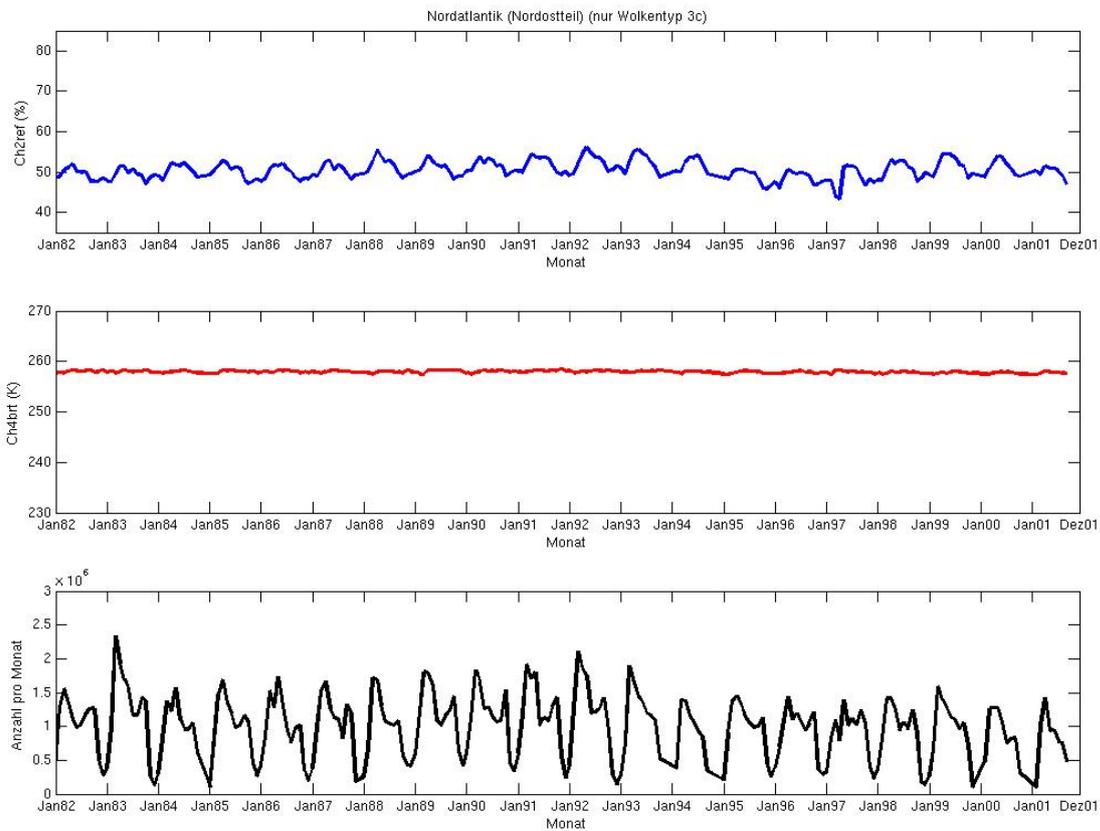


Abbildung 5.14: Zeitserien der Monatsmittel der Albedo im Kanal 2 (blaue Kurve, oben), der Helligkeitstemperatur im Kanal 4 (rote Kurve, Mitte) und der Häufigkeit (schwarze Kurve, unten) für den Wolkentyp 3c im Zeitraum 1982 bis 2001 für den Nordostteil des Nordatlantiks

Kurven ist in den Jahren 1985 bis 1993 ein leichter Anstieg in den Maxima zu erkennen. Während sich aber für den Wolkentyp 3b die Maxima auch in den Jahren 1994 bis 2000 im gleichen Niveau der Werte bewegen, so liegt die Anzahl der Werte der Maxima für den Wolkentyp 3c in den Jahren 1994 bis 2000 ungefähr um eine halbe Million niedriger als in den vorherigen Jahren. Der Kurvenverlauf des Wolkentyps 3a ist dagegen nicht so einheitlich wie der der beiden anderen Wolkentypen. Auffällig ist auch hier, dass sich die absolute Anzahl der höchsten Werte im Winter deutlich erhöht hat. Während die Anzahl der Werte in den Wintern bis 1988 bei einer Million pro Monat und in den Jahren 1989 bis 1994 zwischen eineinhalb und zwei Millionen pro Monat liegt, so beträgt sie von 1995 bis 1998 um oder deutlich über zwei Millionen pro Monat. Für die Kurven der Wolkentypen 3a und 3b nimmt die Anzahl der Werte im Jahre 2001 allerdings

deutlich ab.

Die festgestellten Charakteristiken in den Albedokurven lassen sich auch hier im Nordostteil dadurch erklären, dass besonders die hohe und die mittelhohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3a und 3b) von der Satellitendrift betroffen ist. Offenbar wirken sich auch hier die unterschiedlichen Sonnenstände bei den am späteren Nachmittag stattfindenden Satellitenüberflügen und damit verbunden die geänderten Winkelbedingungen besonders stark auf die Albedo der Wolken bei hoher und mittelhoher Konvektion aus, was die teilweise starken Schwankungen im Verlauf der Albedokurve zur Folge hat. Der für den gesamten Wolkentyp 3 festgestellte Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintern Ende der 90er-Jahre kommt zum großen Teil ebenfalls durch die hohe konvektive Bewölkung zustande. Zwar zeigt der Verlauf der Helligkeitstemperaturkurve Ende der 90er-Jahre keine größere Variabilität als in den 80er-Jahren. Deutlich zugenommen hat aber die Datenmenge der hohen konvektiven Bewölkung in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre bei gleichzeitiger leichter Abnahme der Datenmenge der niedrigeren Konvektion im gleichen Zeitraum, so dass sich auch im Nordostteil für den Wolkentyp 3 ein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in diesem Zeitraum Ende der 90er-Jahre ergibt.

## 5.5 Anteil der Wolkentypen 3a, 3b und 3c am Wolkentyp 3

Da sich in der vorherigen Untersuchung für die Unterarten der konvektiven Bewölkung über dem nördlichen Nordatlantik Veränderungen in den Häufigkeiten in einzelnen Zeiträumen ergeben haben, so erschien es sinnvoll, die Anteile der drei Unterarten am Wolkentyp 3 sowie die Anteile des Wolkentyps 3 und seiner Unterarten an der Gesamtbedeckung über den gesamten Zeitraum von 20 Jahren für die beiden großen nördlichen Gebiete zu analysieren.

In den folgenden Abbildungen ist der Anteil der einzelnen Wolkentypen 3a, 3b und 3c am Wolkentyp 3 zunächst für den Nordwestteil und anschließend für den Nordostteil dargestellt. Die rote Kurve beschreibt dabei jeweils den relativen Anteil von Wolkentyp 3a, die grüne Kurve den relativen Anteil von Wolkentyp 3b und die blaue Kurve den relativen Anteil von Wolkentyp 3c.

Auf den ersten Blick scheint es im Nordwestteil (Abbildung 5.15) so zu sein, dass die mittelhohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3b) den größten Anteil am Wolkentyp 3 hat, während der Anteil des Wolkentyps 3c, der niedrigen konvektiven Bewölkung, meistens etwas größer ist als der des Wolkentyps 3a, der hohen konvektiven Bewölkung. Bei genauerer Betrachtung ist das Verhältnis der Kurven zueinander komplizierter. Der Wolkentyp 3a erreicht seine höchsten Anteile im Dezember und Januar. In diesen Monaten hat der Wolkentyp 3c seine niedrigsten Anteile, der Wolkentyp 3b aber nur ein Nebenminimum. Während der Anteil des

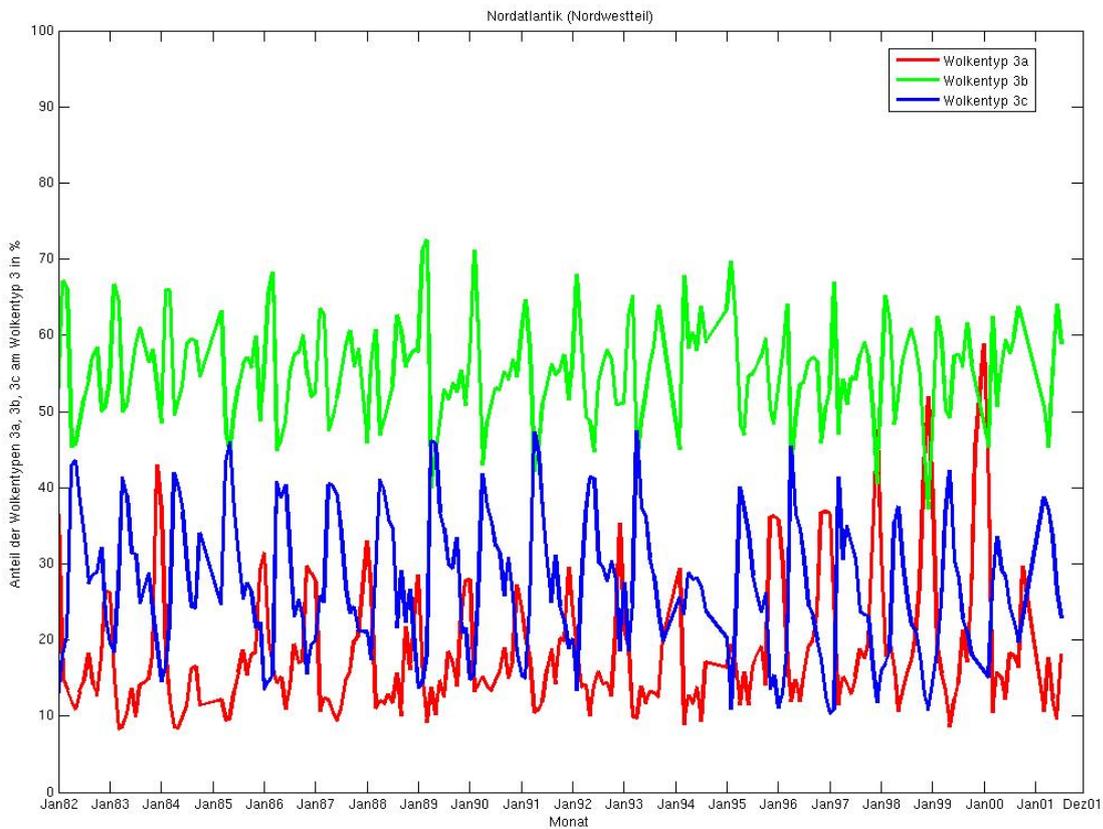


Abbildung 5.15: Relativer Anteil des Wolkentyps 3a (rote Kurve) ( $m=18,3\%$ ,  $sd=8,7\%$ ), des Wolkentyps 3b (grüne Kurve) ( $m=55,2\%$ ,  $sd=6,5\%$ ) und des Wolkentyps 3c (blaue Kurve) ( $m=27,1\%$ ,  $sd=8,9\%$ ) am Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 monatlich gemittelt für den Nordwestteil des Nordatlantiks in %

Wolkentyps 3a im Februar stark abnimmt, hat der Wolkentyp 3b seine höchsten Anteile. Der Anteil des Wolkentyps 3c dagegen nimmt zu und erreicht im März und April die höchsten Anteile. In diesen Monaten haben dann die Wolkentypen 3a und 3b ihre niedrigsten Anteile. Bis zum Herbst nimmt der Anteil des Wolkentyps 3a wieder leicht zu und der Anteil des Wolkentyps 3b sogar stärker zu, während der Anteil des Wolkentyps 3c kontinuierlich abnimmt. Im Herbst erreicht der Wolkentyp 3b ein sekundäres Maximum, während der Wolkentyp 3a dann ein sekundäres Minimum hat.

Im Zeitraum zwischen 1982 und 1994 liegen die höchsten Anteile des Wolkentyps 3b zwischen 65% und 70%, die niedrigsten zwischen 45% und 50%. Der Wolkentyp 3c hat seine höchsten Anteile im Bereich zwischen 40% und 45%, die niedrigsten zwischen 15% und 20%, während die höchsten Anteile beim Wolkentyp 3a meist

bei 30% und die niedrigsten bei 10% liegen. Zwischen 1995 und 2000 ergeben sich Veränderungen. Beim Wolkentyp 3c liegen die höchsten Anteile weiter bei 40%, die niedrigsten dagegen nur noch bei rund 10%. Der Wolkentyp 3b hat seine höchsten Anteile weiter bei 60% bis 65%, die niedrigsten teilweise nur noch bei 40%. Beim Wolkentyp 3a liegen die niedrigsten Anteile weiter bei rund 10%, die höchsten Anteile erreichen dagegen teilweise deutlich mehr als 50% im Januar 2000. Für den Wolkentyp 3a beträgt der Mittelwert ( $m$ ) über die gesamten 20 Jahre 18,3% und die Standardabweichung ( $sd$ ) 8,7%, für den Wolkentyp 3b 55,2% beziehungsweise 6,5% und für den Wolkentyp 3c 27,1% beziehungsweise 8,9%.

Als Ergebnis für den Nordwestteil kann man also festhalten, dass in den Wintermonaten ab Mitte der 90er-Jahre der Anteil der mittelhohen und niedrigen konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3b und 3c) abnimmt, während der für die hohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3a) deutlich zunimmt. Bis zum Jahre 1994 ist der Anteil des Wolkentyps 3b auch in den Wintermonaten Dezember und Januar meistens größer als der der beiden anderen Wolkentypen. Erst Ende der 90er-Jahre hat der Wolkentyp 3a in diesen Monaten den größten Anteil am gesamten Wolkentyp 3. Damit bestätigt auch der Anteil der einzelnen Wolkentypen am gesamten Wolkentyp 3 die festgestellten Veränderungen in den Zeitserien für den Wolkentyp 3 und damit den Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen und damit hochreichenderer Konvektion in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre.

Für den Nordostteil (Abbildung 5.16) sehen die Verhältnisse der einzelnen Wolkentypen 3a, 3b und 3c zum gesamten Wolkentyp 3 ähnlich aus. Auch hier hat die mittelhohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3b) auf den ersten Blick den größten Anteil am Wolkentyp 3, während der Anteil des Wolkentyps 3c, der niedrigen konvektiven Bewölkung, meist etwas größer ist als der des Wolkentyps 3a, der hohen konvektiven Bewölkung. Bei genauerer Betrachtung jedoch zeigen die Wolkentypen 3a und 3c ein antizyklisches Verhalten. Immer dann, wenn der Wolkentyp 3a seine höchsten Anteile im Dezember und Januar erreicht, hat der Wolkentyp 3c in diesen Monaten seine niedrigsten Anteile. In den Sommermonaten erreicht der Wolkentyp 3c dann seine höchsten Anteile, während der Wolkentyp 3a hier seine Minima hat. Im Frühjahr nimmt der Anteil des Wolkentyps 3c kontinuierlich zu, während der Anteil des Wolkentyps 3a stetig abnimmt. Im Herbst verhält es sich genau umgekehrt. Der Wolkentyp 3b hat in dem Zeitraum von 1982 bis 1993 zwei Minima, das erste in den Wintermonaten, wenn der Wolkentyp 3a sein Maximum erreicht, und das zweite in den Sommermonaten, wenn der Wolkentyp 3c sein Maximum erreicht. Erst ab 1994 hat der Wolkentyp 3b nur noch in den Wintermonaten seine niedrigsten Anteile, das Minimum im Sommer ist wesentlich kleiner. Im gleichen Zeitraum bis 1993 besitzt der Wolkentyp 3b auch zwei Maxima, das erste im Frühjahr und das zweite im Herbst, wenn die Anteile der beiden anderen Wolkentypen zu- beziehungsweise abnehmen. Erst ab 1995 erreicht der Wolkentyp 3b seine höchsten Anteile nur noch im Herbst, das Maximum im Frühjahr fällt dann kleiner aus.

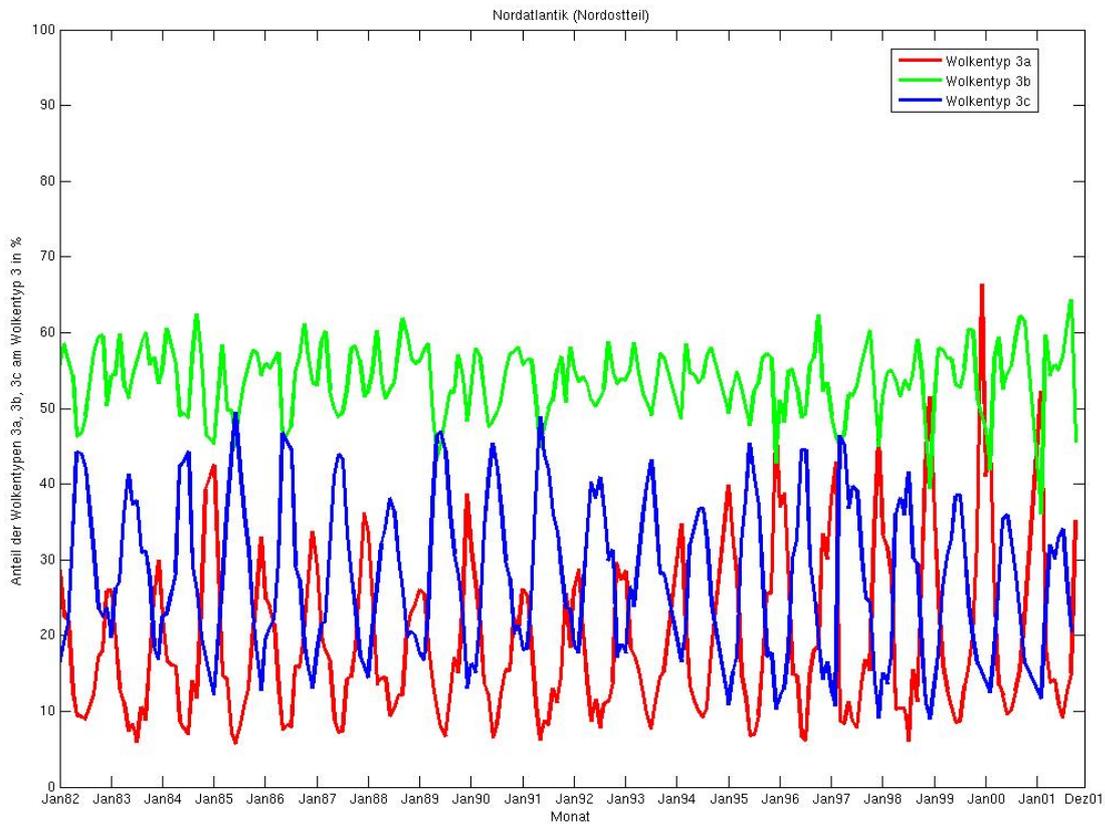


Abbildung 5.16: Relativer Anteil des Wolkentyps 3a (rote Kurve) ( $m=18,5\%$ ,  $sd=10,5\%$ ), des Wolkentyps 3b (grüne Kurve) ( $m=53,7\%$ ,  $sd=4,5\%$ ) und des Wolkentyps 3c (blaue Kurve) ( $m=28,2\%$ ,  $sd=10,1\%$ ) am Wolkentyp 3 im Zeitraum 1982 bis 2001 monatlich gemittelt für den Nordostteil des Nordatlantiks in %

Im Zeitraum zwischen 1982 und 1994 liegen die höchsten Anteile des Wolkentyps 3b zwischen 55% und 62%, die niedrigsten zwischen 45% und 50%. Der Wolkentyp 3c hat seine höchsten Anteile im Bereich zwischen 40% und knapp 50%, die niedrigsten zwischen 15% und 20%, während die höchsten Anteile beim Wolkentyp 3a meist zwischen 30% und 42% und die niedrigsten zwischen 5% und 10% liegen. Zwischen 1995 und 2000 ergeben sich auch hier im Nordostteil Veränderungen. Beim Wolkentyp 3c liegen die höchsten Anteile zunächst bei 45%, fallen dann aber auf rund 36% im Mai 2000, die niedrigsten liegen dagegen nur noch bei rund 10%. Der Wolkentyp 3b hat seine höchsten Anteile weiter bei 60% herum, die niedrigsten teilweise nur noch bei 40%. Beim Wolkentyp 3a liegen die niedrigsten Anteile weiter zwischen 5% und 10%, die höchsten Anteile erreichen dagegen teilweise deutlich mehr als 60% im Januar 2000. Für den Wolkentyp 3a

beträgt der Mittelwert ( $m$ ) über die gesamten 20 Jahre 18,5% und die Standardabweichung ( $sd$ ) 10,5%, für den Wolkentyp 3b 53,7% beziehungsweise 4,5% und für den Wolkentyp 3c 28,2% beziehungsweise 10,1%.

Als Ergebnis für den Nordostteil kann man also festhalten, dass auch hier in den Wintermonaten ab Mitte der 90er-Jahre der Anteil der mittelhohen und niedrigen konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3b und 3c) abnimmt, während der für die hohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3a) deutlich zunimmt. Bis zum Jahre 1994 ist der Anteil des Wolkentyps 3b ebenfalls in den Wintermonaten Dezember und Januar meistens immer größer als der der beiden anderen Wolkentypen, erst Ende der 90er-Jahre hat der Wolkentyp 3a in diesen Monaten den größten Anteil am gesamten Wolkentyp 3. Damit bestätigt der Anteil der einzelnen Wolkentypen am gesamten Wolkentyp 3 auch für den Nordostteil die festgestellten Veränderungen in den Zeitserien für den Wolkentyp 3 und damit den Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen und damit hochreichenderer Konvektion in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre.

## 5.6 Anteil der Wolkentypen 3, 3a, 3b und 3c an der Gesamtbedeckung

In den folgenden Abbildungen ist der Anteil des Wolkentyps 3 und der einzelnen Unterarten Wolkentyp 3a, 3b und 3c an der Gesamtbedeckung zunächst für den Nordwestteil und anschließend für den Nordostteil dargestellt. Die schwarze Kurve beschreibt dabei jeweils den relativen Anteil des Wolkentyps 3, die rote Kurve den relativen Anteil von Wolkentyp 3a, die grüne Kurve den relativen Anteil von Wolkentyp 3b und die blaue Kurve den relativen Anteil von Wolkentyp 3c.

Bei genauerer Betrachtung des Nordwestteils (Abbildung 5.17) zeigen die Kurven ein interessantes Muster. Über den gesamten Zeitraum erreichen die Kurven der gesamten konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3) und der mittelhohen konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3b) ihr Maximum bis auf wenige Ausnahmen immer im gleichen Monat, nämlich im Februar. Das Maximum der hohen konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3a) wird fast immer einen Monat früher im Januar erreicht. Der Wolkentyp 3c, die niedrige konvektive Bewölkung, hingegen hat sein Maximum fast immer erst im April, wenn die Anteile der beiden Wolkentypen 3a und 3b kontinuierlich abnehmen. Bei den Minima gibt es diese zeitliche Unterschiede dagegen nicht. Die niedrigsten Anteile aller vier Wolkentypen liegen immer in den Sommermonaten Juli und August. Eine Besonderheit weist die Kurve des Wolkentyps 3c aber noch auf. Während die Anteile der anderen Wolkentypen bis zum Winter kontinuierlich zunehmen, hat der Wolkentyp 3c im Januar ein sekundäres Minimum. Also genau in dem Monat, in dem die hohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3a) ihr Maximum erreicht.

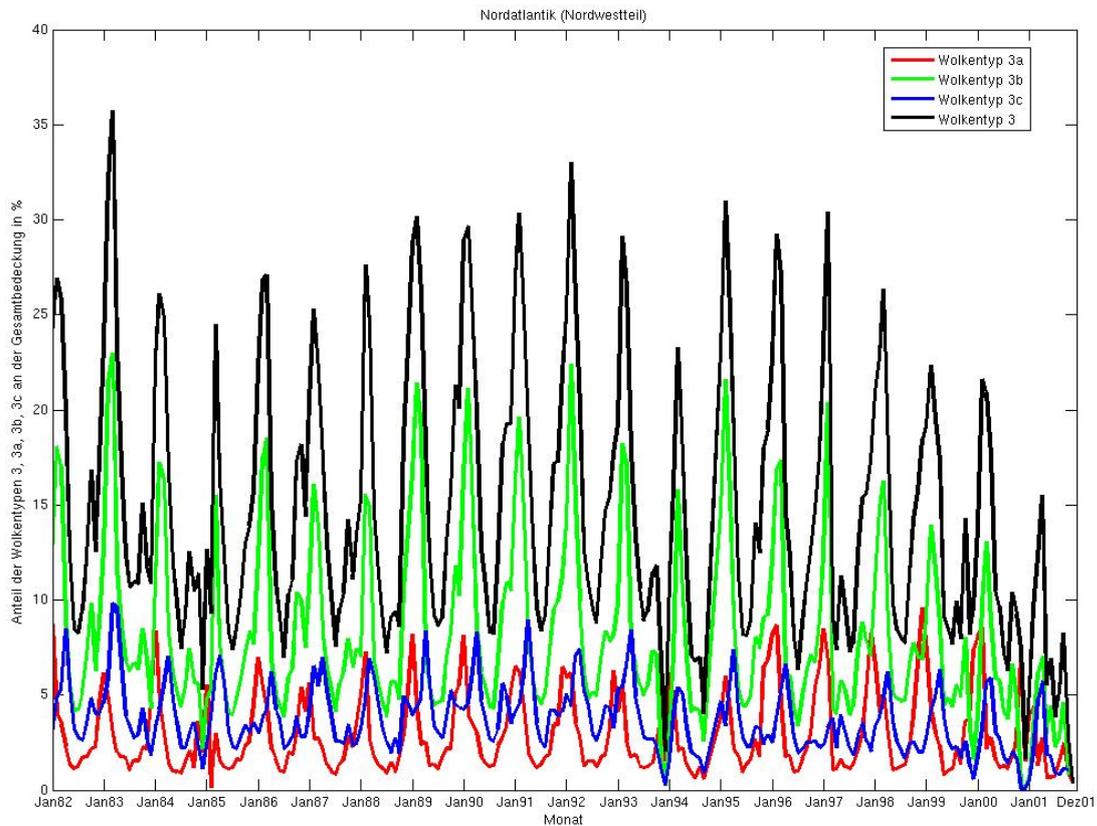


Abbildung 5.17: Relativer Anteil des gesamten Wolkentyps 3 (schwarze Kurve) ( $m=14,8\%$ ,  $sd=7,0\%$ ), des Wolkentyps 3a (rote Kurve) ( $m=2,9\%$ ,  $sd=2,1\%$ ), des Wolkentyps 3b (grüne Kurve) ( $m=8,2\%$ ,  $sd=4,7\%$ ) und des Wolkentyps 3c (blaue Kurve) ( $m=3,7\%$ ,  $sd=1,8\%$ ) an der Gesamtbedeckung im Zeitraum 1982 bis 2001 monatlich gemittelt für den Nordwestteil des Nordatlantiks in %

Im Zeitraum 1982 bis 1994 hat die Kurve des gesamten Wolkentyps 3 zunächst ein deutliches Maximum von 36% im März 1983, fällt dann auf 25% im März 1985 und steigt erneut mehr oder weniger kontinuierlich an auf 33% im Februar 1992. Nach einem kleineren Maximum von 23% im Februar 1994 und einem deutlichen Maximum von 31% im Februar 1995 fällt die Kurve stetig bis zum Februar 2000 auf 22%. Die niedrigsten Anteile bewegen sich meist zwischen 7% und 11%. Die Kurve des Wolkentyps 3b folgt dem Verlauf des Wolkentyps 3 mit geringen Abweichungen. Im Zeitraum von 1982 bis 1994 bewegen sich die Anteile zwischen 15% und 23%, ab 1995 fällt die Kurve dann ebenfalls deutlich von 22% auf 13% im März 2000. Für diesen Wolkentyp liegen die niedrigsten Anteile zwischen 3% und 5%. Beim Wolkentyp 3a bewegen sich die höchsten Anteile bis 1994 zwischen

5% und 8%, erst ab 1995 steigt die Kurve deutlich an auf 10% im Dezember 1998. Die niedrigsten Anteile liegen im gesamten Zeitraum bei rund 1%. Beim Wolkentyp 3c erreichen die höchsten Anteile bis 1994 8% bis 10%, ab 1995 fällt die Kurve leicht auf 6% im April 2000. Die niedrigsten Anteile liegen im gesamten Zeitraum zwischen 2% und 4%. Für den gesamten Wolkentyp 3 beträgt der Mittelwert ( $m$ ) über die gesamten 20 Jahre 14,8% und die Standardabweichung ( $sd$ ) 7,0%, für den Wolkentyp 3a 2,9% beziehungsweise 2,1%, für den Wolkentyp 3b 8,2% beziehungsweise 4,7% und für den Wolkentyp 3c 3,7% beziehungsweise 1,8%.

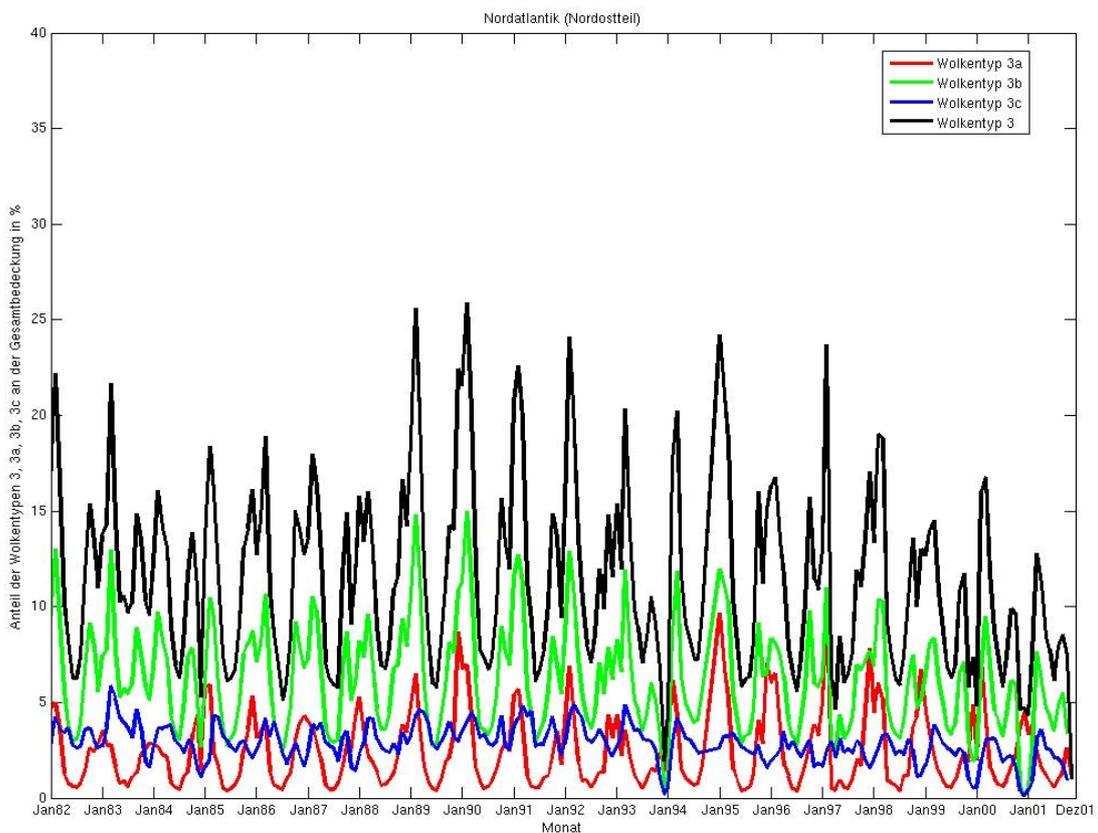


Abbildung 5.18: Relativer Anteil des gesamten Wolkentyps 3 (schwarze Kurve) ( $m=11,4\%$ ,  $sd=4,8\%$ ), des Wolkentyps 3a (rote Kurve) ( $m=2,4\%$ ,  $sd=1,9\%$ ), des Wolkentyps 3b (grüne Kurve) ( $m=6,1\%$ ,  $sd=2,8\%$ ) und des Wolkentyps 3c (blaue Kurve) ( $m=2,8\%$ ,  $sd=1,0\%$ ) an der Gesamtbedeckung im Zeitraum 1982 bis 2001 monatlich gemittelt für den Nordostteil des Nordatlantiks in %

Für den Nordostteil (Abbildung 5.18) sehen die Strukturen der Anteile der Wolkentypen 3, 3a, 3b und 3c zur Gesamtbedeckung ähnlich aus. Über den gesamten Zeitraum erreichen die Kurven der gesamten konvektiven Bewölkung (Wolkentyp

3) und der mittelhohen konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3b) ihr Maximum oft im gleichen Monat, nämlich ebenfalls wie im Nordwestteil im Februar, allerdings in wenigen Fällen auch schon im Januar. Das Maximum der hohen konvektiven Bewölkung (Wolkentyp 3a) wird oft einen Monat früher im Dezember oder Januar erreicht. Der Wolkentyp 3c, die niedrige konvektive Bewölkung, hingegen hat sein Maximum ein bis zwei Monate später im März oder April, wenn die Anteile der beiden Wolkentypen 3a und 3b kontinuierlich abnehmen. Bei den Minima gibt es diese zeitliche Unterschiede dagegen auch hier nicht. Die niedrigsten Anteile der Wolkentypen 3, 3a und 3b liegen immer in den Sommermonaten Juli und August. Der Wolkentyp 3c hat in diesem Zeitraum ein sekundäres Minimum. Im Unterschied zu den Kurven im Nordwestteil gibt es hier im Nordostteil mehrere Besonderheiten. Meistens genau in dem Monat, in dem die hohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3a) ihr Maximum erreicht, hat der Wolkentyp 3c seine niedrigsten Anteile. Aber auch die Wolkentypen 3 und 3b besitzen in diesem Zeitraum noch ein zweites Minimum, meistens einen Monat früher, bevor der Wolkentyp 3a sein Maximum erreicht.

Die Kurve des gesamten Wolkentyps 3 beginnt zunächst mit den höchsten Anteilen bei 22% im Januar 1982, fällt bis 1988 auf 16%, erreicht im Februar 1986 ein deutliches Maximum von 26% und fällt bis 1994 erneut auf 20%. Nach 24% im Januar 1995 sinken die Anteile bis 2000 auf 17%. Die niedrigsten Anteile bewegen sich meist zwischen 5% und 8%. Die Kurve des Wolkentyps 3b folgt dem Verlauf des Wolkentyps 3 ebenfalls mit geringen Abweichungen. Im Zeitraum von 1982 bis 1994 bewegen sich die Anteile zwischen 11% und 15%, ab 1995 fällt die Kurve wiederum leicht von 12% auf knapp 10% im März 2000. Für diesen Wolkentyp liegen die niedrigsten Anteile zwischen 3% und 4%. Beim Wolkentyp 3a bewegen sich die höchsten Anteile bis 1989 um 5% herum, zwischen 1990 und 1995 teilweise bei knapp unter 10%, ab 1996 steigt die Kurve nur leicht an von 6% auf 7% im Februar 2000. Die niedrigsten Anteile liegen im gesamten Zeitraum bei knapp 1%. Beim Wolkentyp 3c erreichen die höchsten Anteile bis 1994 4% bis 5%, ab 1995 fällt die Kurve leicht auf 3% im April 2000. Die niedrigsten Anteile liegen im gesamten Zeitraum zwischen 1% und 3%. Für den gesamten Wolkentyp 3 beträgt der Mittelwert ( $\bar{m}$ ) über die gesamten 20 Jahre 11,4% und die Standardabweichung ( $sd$ ) 4,8%, für den Wolkentyp 3a 2,4% beziehungsweise 1,9%, für den Wolkentyp 3b 6,1% beziehungsweise 2,8% und für den Wolkentyp 3c 2,8% beziehungsweise 1,0%.

Auf den ersten Blick scheinen die Anteile der konvektiven Bewölkung an der Gesamtbedeckung sowohl im Nordwestteil als auch im Nordostteil in den Wintermonaten der Jahre 1984/85 und 1993/94, besonders jedoch im Zeitraum zwischen 1995 und 2000, deutlich abzunehmen. Das ist aber nicht notwendigerweise der Fall. Denn es muss bedacht werden, dass die Datenanzahl in diesem Zeitraum allmählich abnimmt. Die möglichen zwei Erklärungsansätze sind in Kapitel 5.1.1 beschrieben.

Aber auch hier kann man den Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen im

Winter Ende der 90er-Jahre in den Kurven der beiden großen nördlichen Gebiete erkennen. Denn besonders der Anteil des Wolkentyps 3b an der Gesamtbedeckung nimmt in diesem Zeitraum ab, im Nordwestteil stärker als im Nordostteil, während der Anteil des Wolkentyps 3a zunimmt, im Nordwestteil mehr als im Nordostteil. Somit erhöht sich auch der Anteil des Wolkentyps 3a am gesamten Wolkentyp 3. Diese Zunahme der hohen konvektiven Bewölkung sorgt also für niedrigere Helligkeitstemperaturen in den jeweiligen Wintermonaten Ende der 90er-Jahre. Damit bestätigen auch die Anteile der einzelnen Wolkentypen an der Gesamtbedeckung in den beiden großen nördlichen Gebieten die festgestellten Veränderungen der Helligkeitstemperatur sowohl im Nordwestteil als auch im Nordostteil in den Winterzeiträumen Ende der 90er-Jahre.

# Kapitel 6

## Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde die hochreichende konvektive Bewölkung über dem Nordatlantik mit Hilfe von Satellitendaten analysiert, um mögliche Veränderungen der Bewölkung, der Albedo und der Temperatur am Oberrand der Wolke für verschiedene Zeiträume und Gebiete zu erkennen und zu erklären. Dabei ist eine 20-jährige Messreihe des GAC-Datensatzes für den Zeitraum 1982 bis 2001 ausgewertet worden, die mit Hilfe des AVHRR an Bord der polarumlaufenden NOAA-Satelliten gewonnen wurde. Trotz der Bedeutung des Nordatlantiks für das globale Klimasystem existierte bisher noch keine Untersuchung von Langzeitdaten der konvektiven Bewölkung für ein so großes Gebiet wie den Nordatlantik. Mit dieser Arbeit konnte erstmals eine langjährige und vor allem längere Zeitreihe von Wolkenparametern mit einer wesentlich höheren Auflösung als in bisherigen Untersuchungen für den gesamten Nordatlantik von den Tropen bis zu den polaren Breiten und von der nordamerikanischen Ostküste bis zu den Küsten West- und Nordeuropas erstellt werden.

Aufgrund der enormen Datenmenge für das Untersuchungsgebiet ist der Nordatlantik in vier große Gebiete aufgeteilt worden, um die Rechenprozeduren überschaubar zu halten. Das Untersuchungsgebiet reicht von  $100^\circ$  West bis  $20^\circ$  Ost und von  $10^\circ$  Nord bis  $70^\circ$  Nord. Jeweils bei  $40^\circ$  Nord und bei  $40^\circ$  West ist das Gebiet geteilt worden, so dass vier gleich große Gebiete mit jeweils 60 Längengraden und 30 Breitengraden entstanden sind (Abbildung 3.1).

Zunächst wurde ein Wolkenerkennungsalgorithmus nach Stowe et al. (1999) auf die Messreihe angewendet, um mögliche Änderungen in der Bewölkung über dem Nordatlantik durch Unterschiede in der Albedo und der Helligkeitstemperatur aufzudecken. Hierfür sind der Nordwestteil und der Südwestteil des Nordatlantiks als Testgebiete ausgewählt worden. Als Testmonat diente der Juli 1985. Die Untersuchung der bewölkten Atmosphäre im Nordwestteil für den Juli 1985 mit Hilfe des Stowe-Algorithmus ergab sowohl für die Albedo im Kanal 2 als auch für die Helligkeitstemperatur im Kanal 4 einige Auffälligkeiten. Während über den Landoberflächen Albedo und Helligkeitstemperatur realistische Werte aufwiesen, gab es besonders im Seegebiet vor Neufundland Bereiche mit ungewöhnlich nied-

rigen Albedowerten beziehungsweise mit ungewöhnlich hohen Helligkeitstemperaturen. Die Häufigkeitsverteilung bestätigte dann die Vermutung, dass es sich hierbei nicht um Albedo- und Helligkeitstemperaturwerte von Wolken, sondern von darunterliegenden Wasseroberflächen handelt. Der Algorithmus trennt die Bildelemente offensichtlich nicht gut genug voneinander, so dass klare Bildelemente in die bewölkte Kategorie geraten sind. Auch Änderungen von Winkelbedingungen und Grenzwerten in einzelnen Tests des Algorithmus führten nicht zu den gewünschten Verbesserungen. Erst das Ausschließen der klaren Bildelemente durch Festlegen eines Grenzwertes von 29% für die Albedo brachte den entscheidenden Effekt, dass die Bildelemente nun fast ausschließlich Albedo- und Helligkeitstemperaturwerte aufwiesen, die für die bewölkte Atmosphäre über dem Ozean zu erwarten waren.

Genauso wie der Nordwestteil zeigte auch der Südwestteil des Nordatlantiks ähnliche Auffälligkeiten. Über dem Ozean gab es hier große Bereiche mit ungewöhnlich niedrigen Albedo- beziehungsweise ungewöhnlich hohen Helligkeitstemperaturwerten. Durch die Häufigkeitsverteilung zeigte sich dann, dass es sich dabei ebenfalls um klare Bildelemente handelt. Somit wurde die Vermutung bestätigt, dass der Algorithmus die Bildelemente über dem Ozean auch im Südwestteil nicht gut genug voneinander getrennt hat. Erst durch das erneute Setzen des Grenzwertes konnte erreicht werden, dass die Bildelemente nun eher den Erwartungen entsprechende Werte für Albedo und Helligkeitstemperatur aufwiesen. Dennoch muss beachtet werden, dass der Grenzwert im Nordwest- und im Südwestteil nur für den Juli 1985 gilt, aber nicht zwangsläufig für andere Monate oder Jahre. Daher wird man sich bei einer Analyse der Bewölkung über einen längeren Zeitraum nicht sicher sein können, ob auch wirklich alle fälschlicherweise in die bewölkte Kategorie hineingeratenen Bildelemente ausgeschlossen worden sind. Insofern ist dieser Algorithmus alleine nicht geeignet, um eindeutige Aussagen über mögliche Änderungen in der Bewölkung über dem Nordatlantik treffen zu können.

Deshalb wurde zusätzlich ein Wolkenklassifizierungsalgorithmus nach Pavolonis et al. (2005) hinzugezogen. Dieser Algorithmus basiert auf dem Stowe-Algorithmus, wobei nur die durch den Stowe-Algorithmus als bewölkt identifizierten Bildelemente für die Wolkentypisierung bei Pavolonis verwendet werden. Wegen der Bedeutung der konvektiven Bewölkung für das Klima des Nordatlantiks ist in dieser Arbeit die Untersuchung des Nordatlantiks auf die Analyse der hochreichenden Konvektion (Wolkentyp 3) beschränkt worden. Der Pavolonis-Algorithmus ist dabei in der Lage, die Konvektion besonders gut zu klassifizieren. Der Zeitraum der Monate November 1995 bis März 1996 diente zunächst als Testzeitraum und der Nordwestteil des Nordatlantiks als Testgebiet. Bei der Auswertung der mittleren Helligkeitstemperatur im Kanal 4 für die einzelnen Monate zeigte sich eine gut differenzierte Struktur der hochreichenden, konvektiven Bewölkung. Besonders durch die niedrigen Helligkeitstemperaturen vor der Küste Neufundlands wurde die hochreichende Konvektion ausgeprägter Tiefdruckgebiete deutlich, die von hier aus über den nördlichen Nordatlantik Richtung Westeuropa ziehen. Zusätz-

lich traten aber auch in bestimmten Regionen auffällig hohe Helligkeitstemperaturen auf. Dabei handelt es sich um darunterliegende Eisflächen. Diese klaren Bildelemente sind durch den Stowe–Algorithmus fälschlicherweise in die bewölkte Kategorie geraten. Da der Pavolonis–Algorithmus die Wolkentypisierung mit den Bildelementen aus der bewölkten Kategorie des Stowe–Algorithmus durchführt, gelangten die falschen klaren Bildelemente mit in die Wolkentypisierung hinein. Da unklar geblieben ist, wie groß dieser Anteil der klaren Bildelemente in den jeweiligen Wintermonaten ist, wird eine Langzeitanalyse der Parameter somit leicht beeinträchtigt sein, da es sich im Nordwestteil um einen recht großen Flächenanteil handelt, der davon betroffen ist.

Desweiteren ist der Algorithmus auch auf kleinere Regionen im Nordatlantik angewendet worden, um die Verteilung der fünf Wolkentypen in verschiedenen Gebieten untersuchen zu können. Insgesamt drei solcher Gebiete wurden für Fallstudien ausgewählt, ein Gebiet vor Neufundland, ein Gebiet im Bereich der Azoren und ein Gebiet bei den Kapverden. Die Monate Dezember, Januar und Februar jeweils der Jahre 1985/86 und 1995/96 und die Monate Juni, Juli und August jeweils der Jahre 1986 und 1996 dienten dabei als Testzeiträume. Hierbei bestätigten die Häufigkeitsverteilungen aller fünf Wolkentypen in Abhängigkeit von der Helligkeitstemperatur die Annahmen über die einzelnen Wolkenverteilungen. Im Gebiet vor Neufundland dominierten in beiden Winterzeiträumen die Wolkentypen 3 und 4, die hochreichenden, nichtdurchscheinenden Eiswolken und die Wolken mit unterkühlter und gemischter Phase, in den Sommerzeiträumen dagegen die niedrigen Wasserwolken. Im Winter überquerten von Neufundland aus die meisten Tiefdruckgebiete den Nordatlantik auf dem Weg nach Westeuropa, im Sommer traten sie seltener auf. Im Gebiet im Bereich der Azoren dominierten in den Wintermonaten zum einen die Wolken mit unterkühlter und gemischter Phase sowie die niedrigen Wasserwolken, aber auch die hochreichenden Eiswolken, denn die Tiefdruckaktivität im Winter über dem nördlichen Nordatlantik konnte sich bis in dieses Gebiet ausdehnen. Im Sommer traten dagegen meist nur die niedrigen Wasserwolken auf, da über diesem Gebiet im Sommer überwiegend Hochdruckgebiete lagen. Das Gebiet bei den Kapverden wurde im Winter hauptsächlich durch zwei Wolkentypen geprägt, zum einen durch die niedrigen Wasserwolken, zum anderen durch die hochreichenden, nichtdurchscheinenden Eiswolken. Da das Gebiet am Rande der Tropen lag, trat dort vermehrt tropische Konvektion auf. In den Sommerzeiträumen dominierten die niedrigen Wasserwolken zwar deutlich, aber auch die hochreichenden Eiswolken traten häufig auf. Die Nordwärtsverlagerung der tropischen Konvektion im Sommer sorgte für eine intensivere und höherreichende konvektive Bewölkung.

#### **Zeitserien für große Gebiete:**

Anschließend erfolgte die Anwendung des Pavolonis–Algorithmus auf den gesamten Datensatz von 20 Jahren. Es wurden Zeitserien der Monatsmittel der Albedo, der Helligkeitstemperatur und der Häufigkeit für den Zeitraum von 1982 bis 2001

zunächst für die vier großen Gebiete sowie für die nun insgesamt vier kleineren Gebiete erstellt, denn als vierte Fallstudie ist ein kleineres Gebiet vor der norwegischen Küste ausgewählt worden. Dabei ist für alle Zeitserien nur der Wolkentyp 3 betrachtet worden, also die hochreichende und kompakte, nichtdurchscheinende Konvektion.

Für alle Untersuchungen im Nordwestteil muss die Problematik der hineingeratenen klaren Bildelemente beachtet werden, dass die Monatsmittel der jeweiligen Monate im Spätwinter leicht verfälscht sein können.

Sowohl die beiden nördlichen Gebiete (Abbildungen 5.1 und 5.2) als auch die beiden südlichen Gebiete (Abbildungen 5.3 und 5.4) weisen jeweils ähnliche Charakteristiken auf. Während die Werte in den Albedokurven der nördlichen Gebiete im gesamten Zeitraum teilweise eine große Variabilität zeigen, so bewegen sich die Kurven der Helligkeitstemperatur recht einheitlich zwischen 240 K und 250 K in den Jahren 1982 bis 1995. Von 1995 bis 2000 erreichen die Kurven in den Wintermonaten dagegen immer niedrigere Werte bis etwa 234 K im Nordwestteil und etwa 233 K im Nordostteil jeweils im Winter 1999/2000, während die höchsten Werte weiterhin bei etwa 250 K liegen. Die niedrigsten Werte treten dabei in den Wintermonaten und die höchsten im späten Frühjahr beziehungsweise im Frühsommer auf. Die Abnahme der Helligkeitstemperatur beträgt im Nordwestteil 4,5 K und im Nordostteil 4,7 K (Tabelle 5.1). In den Häufigkeitskurven ist auffällig, dass die Anzahl der Daten in den Jahren 1993/1994 und 2000/2001 deutlich abnimmt. In den Kurven der beiden südlichen Gebiete treten dagegen zum Teil deutliche Unterschiede auf. Das gilt vor allem für die Helligkeitstemperatur. Die Werte beider Kurven bewegen sich hier im Bereich zwischen 230 K und 240 K, also ungefähr 10 K niedriger als in den nördlichen Gebieten. In dem Zeitraum zwischen 1996 bis 2000 lässt sich kein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintermonaten finden. Außerdem treten im Gegensatz zu den nördlichen Gebieten die niedrigsten Werte im Spätsommer und die höchsten Werte in den Wintermonaten auf. Ähnlich wie in den nördlichen Gebieten zeigt die Albedo sowohl im Südwest- als auch im Südostteil im gesamten Zeitraum eine große Variabilität. Während in den Häufigkeitskurven die Anzahl der Daten im Südwestteil in den Zeiträumen 1984/85, 1988, 1993/1994 und 2000/2001 stark abnimmt, so ist die Anzahl der Daten im Südostteil insgesamt größer und konstanter in den einzelnen Zeiträumen, dennoch nimmt die Anzahl der Werte in den Jahren 1993/1994 und 2000/2001 auch hier ab.

Für die Abnahme der Datenanzahl in den Häufigkeitskurven in den Zeiträumen 1984/85, 1988, 1993/94 und 2000/2001 und die teilweise große Variabilität in den Albedokurven in etwa den gleichen Zeiträumen lassen sich zwei mögliche Erklärungen anführen. Erstens gibt es über den Ozeanen Regionen, in denen die konvektive Bewölkung neben dem Hauptmaximum am frühen Morgen in den frühen Nachmittagsstunden ein sekundäres Maximum hat. Verschieben sich nun durch die Satellitendrift die Satellitenüberflüge von Jahr zu Jahr hin zu Beobachtungsterminen am späteren Nachmittag, so wird dieses kleinere Maximum nicht

mehr ganz erfasst. Dementsprechend weniger Daten mit konvektiver Bewölkung erhält man dann. Außerdem führen unterschiedliche Sonnenstände und damit geänderte Winkelbedingungen zu veränderten Albedowerten. Denn die hochreichende Bewölkung wird zu dieser Tageszeit nicht mehr hauptsächlich von oben, sondern schon stärker seitlich von der Sonne beschienen, so dass also andere Illuminationsbedingungen auch geänderte Albedowerte zur Folge haben.

Zweitens steht die Sonne in den Wintermonaten in höheren Breiten sehr niedrig am Horizont. Sobald der Sonnenzenitwinkel den Schwellenwert von  $80^\circ$  überschreitet, schließt der Pavlonis-Algorithmus diese Bildelemente aus. Verschiebt sich nun die Überflugszeit des Satelliten in den höheren Breiten von Jahr zu Jahr durch die Satellitendrift immer weiter zum späteren Nachmittag hin, also immer mehr in die Dämmerung hinein, werden mehr und mehr Bildelemente ausgeschlossen. Dadurch nimmt dann die Datenanzahl der konvektiven Bewölkung in den Wintermonaten allmählich ab. Die zweite Erklärung ist sehr plausibel, denn gerade im nördlichen Nordatlantik grenzen die großen Landmassen von Nordamerika, Grönland und Europa an, so dass über dem nördlichen Nordatlantik ein ausgeprägter Tagesgang der Konvektion eher selten auftritt. Vor allem im Winterhalbjahr wird die Bildung von hochreichender Konvektion unabhängig von der Tageszeit sein, da in diesem Zeitraum Tiefdruckgebiete über dem nördlichen Nordatlantik dominieren. Diese zweite Erklärung kommt also für die beiden nördlichen Gebiete in Betracht, während die erste Erklärung eher für die beiden südlichen Gebiete zutrifft. Denn in diesem Bereich befindet sich der subtropische Hochdruckgürtel, so dass über diesem Ozeangebiet häufiger Konvektion mit ausgeprägtem Tagesgang vorkommt.

Die Helligkeitstemperatur und hierbei insbesondere die niedrigeren Werte in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre in den beiden nördlichen Gebieten sind dagegen nicht von der Satellitendrift beeinflusst. Wäre das der Fall, so müsste die Tendenz zu niedrigeren Werten im Winter der Jahre 1992 bis 1994 ebenfalls in den Kurven zu finden sein. In den beiden südlichen Gebieten tritt dieser Trend in den Helligkeitstemperaturen jedoch nicht auf. Durch die tropische Konvektion in den Sommermonaten findet man daher auch die niedrigsten Werte der Helligkeitstemperatur in diesem Zeitraum. In den Tropen reicht die Konvektion in höhere Niveaus als die Konvektion über dem nördlichen Nordatlantik, deshalb sind die Helligkeitstemperaturen auch rund 10 Kelvin niedriger als in den beiden nördlichen Gebieten.

#### **Zeitreihen für kleinere Gebiete:**

Bei der Analyse der Zeitserien für die vier kleineren Gebiete ergaben sich zum Teil ähnliche Charakteristiken sowohl zu den beiden großen nördlichen Gebieten als auch zu den großen südlichen Gebieten. Das wird besonders deutlich im Gebiet des Nordatlantiks vor Neufundland (Abbildung 5.5), im Gebiet im Bereich der Azoren (Abbildung 5.6) und im Gebiet vor Norwegen (Abbildung 5.8) auf der einen Seite und im Gebiet bei den Kapverden (Abbildung 5.7) auf der

anderen Seite. In den Albedokurven der drei erstgenannten Gebiete weisen die Werte im gesamten Zeitraum wiederum eine große Variabilität auf. Die Kurven der Helligkeitstemperaturen verlaufen in allen drei Gebieten im Zeitraum von 1982 bis 1994 meist recht einheitlich, im Gebiet vor Neufundland und vor Norwegen zwischen 240 K und 250 K, im Gebiet im Bereich der Azoren zwischen 238 K und 246 K. Während sich dann in den Wintern Ende der 90er-Jahre in den Gebieten vor Neufundland und Norwegen ebenfalls ein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen feststellen lässt, das heißt im Gebiet vor Neufundland wird nur noch ein Wert von 236 K im Januar 1999 und im Gebiet vor Norwegen ein Wert von 232 K im Februar 2000 erreicht, fällt diese Abnahme im Gebiet im Bereich der Azoren geringer aus. Lediglich in den Wintermonaten zwischen 1998 und 2000 nimmt die Helligkeitstemperatur um wenige Kelvin ab. Die niedrigsten Werte werden in allen drei Gebieten in den Wintermonaten erreicht, die höchsten Werte im Gebiet vor Neufundland im Frühjahr, im Gebiet im Bereich der Azoren im Frühsommer und im Gebiet vor Norwegen im Sommer. Die Häufigkeitskurven zeigen in allen drei Gebieten im Großen und Ganzen einen einheitlichen Verlauf, allerdings nimmt auch hier in den Zeiträumen 1984/1985, 1993/1994 und 2000/2001 die Anzahl der Daten zum Teil deutlich ab. In den Kurven für das Gebiet bei den Kapverden treten dagegen deutliche Unterschiede zu denen der anderen drei kleineren Gebiete auf. So bewegen sich die Werte in der Albedokurve in einem wesentlich größeren Intervall als in den anderen kleineren Gebieten. Im gesamten Zeitraum weisen die Werte wiederum eine große Variabilität auf. Auch in der Kurve der Helligkeitstemperaturen ist der Unterschied zwischen den Maxima und den Minima mit rund 15 K deutlich größer als in den drei anderen Gebieten. Die niedrigsten Werte treten im Gebiet bei den Kapverden im Sommer und die höchsten Werte im Spätwinter auf. In der Kurve der Häufigkeiten ist das Intervall zwischen den höchsten und den niedrigsten Werten ebenfalls deutlich größer. Besonders in den Zeiträumen 1993/1994 und 2000/2001 nimmt die Anzahl der Daten wiederum deutlich ab.

Analog zu den vier großen Gebieten hat sich in den vier kleineren Gebieten ebenfalls die Satellitendrift durch die teilweise große Variabilität in den Albedokurven und durch Verringerung der Daten in den Häufigkeitskurven in den beschriebenen Zeiträumen bemerkbar gemacht. Die beiden oben genannten Erklärungsansätze lassen sich auch hier anwenden. Die Helligkeitstemperaturkurven der hochreichenden Konvektionswolken sind dagegen nicht von der Satellitendrift beeinflusst. In den Gebieten vor Neufundland und vor Norwegen wurde wie schon für die beiden großen nördlichen Gebiete ein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre festgestellt. Das gilt für das Gebiet vor Norwegen allerdings nur annähernd, da aufgrund fehlender Daten für den Dezember und geringerer Daten in den Monaten November und Januar eine Aussage für den gesamten Winterzeitraum nicht möglich ist. Durch die höhere Datenanzahl im Gebiet vor Neufundland im Winter gegenüber dem Sommer wurde die Annahme bestätigt, dass dieses Gebiet in den Wintermonaten durch Tief-

druckaktivität dominiert wird. Ähnliches trifft auf das Gebiet vor Norwegen zu. Auch hier ist die Datenanzahl im Spätwinter wesentlich größer als im Sommer, da dieses Gebiet in den Wintermonaten durch Tiefdrucksysteme vom Atlantik als auch vom Nordmeer her geprägt ist. Im Gebiet im Bereich der Azoren kann man lediglich eine leichte Abnahme der Helligkeitstemperatur in den Wintern Ende der 90er-Jahre feststellen. Somit scheint sich der Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen nicht nur auf den nördlichen Nordatlantik zu beschränken, sondern betrifft zumindest teilweise auch das Gebiet der Azoren. Während sich die niedrigere Datenanzahl im Sommer gegenüber dem Winter dadurch erklären lässt, dass sich über diesem Gebiet in den Sommermonaten häufiger ein stabiles Hochdruckgebiet befindet, kann sich dagegen im Winter die Tiefdruckaktivität über dem nördlichen Nordatlantik und somit das vermehrte Auftreten von hochreichender Konvektion bis in dieses Gebiet hinein ausdehnen. Im Gebiet bei den Kapverden ist analog zu den beiden südlichen Sektoren kein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen Ende der 90er-Jahre festzustellen. Die niedrigsten Werte der Helligkeitstemperatur und die sehr hohe Datenanzahl im Sommer bestätigen die Annahme, dass in diesem Zeitraum die tropische Konvektion dominiert, weil im Sommer die innertropische Konvergenzzone (ITCZ) bis in dieses Gebiet hineinreicht und die Konvektion antreibt.

### **Genauere Untersuchung des Wolkentyps 3:**

Um dem wahrscheinlichen Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre in den beiden großen nördlichen Gebieten des Nordatlantiks auf den Grund zu gehen, erfolgte durch den Pavolonis-Algorithmus eine Unterteilung des Wolkentyps 3 in drei Unterarten, die niedrigen, mittelhohen und hohen Konvektionswolken. Anschließend wurden wiederum Zeitserien der Monatsmittel der Albedo, der Helligkeitstemperatur und der Häufigkeit für diese drei Unterarten des Wolkentyps 3 für den Nordwestteil und den Nordostteil erstellt.

Im Nordwestteil (Abbildungen 5.9 bis 5.11) weisen die Albedozeitreihen der Wolkentypen 3a und 3b, also der hohen und mittelhohen Konvektion, die geringste Variabilität auf. Im Verlauf des gesamten Zeitraums zeigen die Kurven zudem einen unregelmäßigen Verlauf mit mehrfachem Ansteigen beziehungsweise Abfallen der Werte. Die Albedozeitreihe des Wolkentyps 3c, der niedrigen Konvektion, hat die größte Variabilität. Bei den Kurven der Helligkeitstemperaturen verhält es sich anders. In diesem Fall hat die Kurve des Wolkentyps 3a die größte Variabilität, wobei in den Jahren zwischen 1996 und 2000 in den Wintermonaten etwas niedrigere Werte erreicht werden. Die Helligkeitstemperaturkurven der anderen Wolkentypen 3b und 3c zeigen dagegen kaum Variabilität. Bei den Zeitreihen der Häufigkeiten findet man wiederum bei den Wolkentypen 3b und 3c ähnliche Charakteristiken. Beide Kurven haben ihre Maxima in den gleichen Zeiträumen, die absolute Anzahl der Werte bleibt in der jeweiligen Kurve etwa konstant. Auffällig im Kurvenverlauf des Wolkentyps 3a ist, dass sich die absolute Anzahl der Werte

in den Wintermonaten im Vergleich mit dem Zeitraum 1982 bis 1994 zumindest in den Jahren 1996 bis 1998 deutlich erhöht hat. Somit scheint also die hohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3a) für den Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen des gesamten Wolkentyps 3 in den Wintern Ende der 90er-Jahre verantwortlich zu sein.

Für den Nordostteil (Abbildungen 5.12 bis 5.14) ergaben sich ähnliche Resultate. Auch hier weisen die Albedozeitreihen der Wolkentypen 3a und 3b, also der hohen und mittelhohen Konvektion, die geringste Variabilität auf. Im Verlauf des gesamten Zeitraums zeigen die Kurven zudem einen unregelmäßigen Verlauf mit mehrfachem Ansteigen beziehungsweise Abfallen der Werte. Die Albedozeitreihe des Wolkentyps 3c, der niedrigen Konvektion, hat die größte Variabilität. Bei den Kurven der Helligkeitstemperaturen gibt es Unterschiede. In diesem Fall hat die Kurve des Wolkentyps 3b die größte Variabilität im Gegensatz zum Nordwestteil. Dort besaß der Wolkentyp 3a die größte Variabilität. Die Helligkeitstemperaturkurve des Wolkentyps 3a zeigt im Nordostteil eine geringere Variabilität, beim Wolkentyp 3c findet man nur noch eine fast konstante Kurve vor. Bei den Zeitreihen der Häufigkeiten findet man genauso wie im Nordwestteil bei den Wolkentypen 3b und 3c ähnliche Charakteristiken. Beide Kurven haben annähernd konstante Maxima in den Jahren 1985 bis 1993, die absolute Anzahl der Werte bleibt in der jeweiligen Kurve etwa konstant. Im Zeitraum von 1994 bis 2000 allerdings liegt die Anzahl der Werte für den Wolkentyp 3c niedriger als im vorherigen Zeitraum, während sich die Maxima für den Wolkentyp 3b in den Jahren 1994 bis 2000 im gleichen Niveau der Werte bewegen. Auffällig im Kurvenverlauf des Wolkentyps 3a ist, dass sich auch im Nordostteil die absolute Anzahl der Werte in den Wintermonaten im Vergleich mit dem Zeitraum 1982 bis 1994 zumindest in den Jahren 1995 bis 1998 deutlich erhöht hat.

Die Charakteristiken der Albedozeitreihen für die drei Unterarten des Wolkentyps 3, die Wolkentypen 3a, 3b und 3c, lassen sich sowohl für den Nordwestteil als auch für den Nordostteil dadurch erklären, dass besonders die hohe und die mittelhohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3a und 3b) von der Satellitendrift betroffen ist. Das konnte man auch so erwarten, denn die unterschiedlichen Sonnenstände durch die Satellitenüberflüge am späteren Nachmittag und damit die geänderten Winkelbedingungen wirken sich am meisten auf die Albedo von Wolken mit hoher vertikaler Ausdehnung aus, also auf die hohe und die mittelhohe Konvektion. Die Fläche der nun schon stärker seitlich von der Sonne beschienenen Wolken ist dann größer als die der niedrigeren konvektiven Bewölkung, was größere Schwankungen der Albedo zur Folge hat. Dadurch dass im Nordwestteil die Helligkeitstemperaturkurve des Wolkentyps 3a gegenüber den anderen beiden Wolkentypen die größere Variabilität zeigt und auch die Häufigkeit der hohen konvektiven Bewölkung Ende der 90er-Jahre zugenommen hat, ergibt sich also insgesamt für den Wolkentyp 3 im Nordwestteil ein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre. Im Nordostteil zeigt keine der drei Helligkeitstemperaturkurven eine größere Varia-

bilität. Dadurch aber, dass die Häufigkeit der hohen konvektiven Bewölkung bei gleichzeitiger leichter Abnahme der niedrigeren Konvektion Ende der 90er-Jahre zugenommen hat, ergibt sich auch im Nordostteil für den Wolkentyp 3 der festgestellte Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintern Ende der 90er-Jahre.

### **Anteile der Unterarten des Wolkentyps 3:**

Da sich in der vorliegenden Untersuchung der konvektiven Bewölkung über dem nördlichen Nordatlantik Veränderungen der Häufigkeiten in einzelnen Zeiträumen für die Unterarten des Wolkentyps 3 ergeben haben, so erschien es sinnvoll, die Anteile der drei Unterarten am Wolkentyp 3 sowie die Anteile des Wolkentyps 3 und seiner Unterarten an der Gesamtbedeckung über den gesamten Zeitraum von 20 Jahren für die beiden großen nördlichen Gebiete zu analysieren.

Im Nordwestteil (Abbildung 5.15) hat der Wolkentyp 3b, die mittelhohe konvektive Bewölkung, im Zeitraum von 1982 bis 1994 den größten Anteil am gesamten Wolkentyp 3. Das trifft meistens auch für die Monate März und April zu, in denen neben dem Wolkentyp 3a der Wolkentyp 3b den geringsten Anteil hat, während der Wolkentyp 3c sein Maximum erreicht. In den Wintermonaten ab Mitte der 90er-Jahre nimmt der Anteil der Wolkentypen 3b und 3c jeweils um ungefähr 5–10% ab, während der Anteil des Wolkentyps 3a bis zum Jahre 2000 um rund 20% zunimmt. Ende der 90er-Jahre hat der Wolkentyp 3a in den Monaten Dezember und Januar schließlich den größten Anteil am gesamten Wolkentyp 3.

Für den Nordostteil (Abbildung 5.16) ergaben sich ähnliche Verhältnisse der einzelnen Unterarten 3a, 3b und 3c zum gesamten Wolkentyp 3. Auch im nordöstlichen Teil des Nordatlantiks besitzt der Wolkentyp 3b, die mittelhohe konvektive Bewölkung, bis Mitte der 90er-Jahre den größten Anteil am Wolkentyp 3. Selbst dann, wenn der Wolkentyp 3a in den Wintermonaten und der Wolkentyp 3c in den Sommermonaten sein Maximum erreicht, in denen der Wolkentyp 3b jeweils sein Minimum hat, ist der Anteil der mittelhohen Konvektion fast immer größer. Ab 1995 nimmt der Anteil der Wolkentypen 3b und 3c in den Wintermonaten bis zum Jahre 2000 jeweils um rund 5–10% ab, während der Anteil des Wolkentyps 3a in diesem Zeitraum ebenfalls um ungefähr 20% zunimmt. Im Dezember und Januar Ende der 90er-Jahre hat die hohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3a) schließlich den größten Anteil am gesamten Wolkentyp 3.

Sowohl im Nordwestteil als auch im Nordostteil nimmt der Anteil der Wolkentypen 3b und 3c, also der mittelhohen und der niedrigen konvektiven Bewölkung, am gesamten Wolkentyp 3 in den Wintermonaten ab Mitte der 90er-Jahre ab, während der Anteil des Wolkentyps 3a deutlich zunimmt. Bis zum Jahre 1994 ist der Anteil des Wolkentyps 3b selbst in den Wintermonaten Dezember und Januar, in denen die hohe konvektive Bewölkung ihr Maximum erreicht, meistens immer größer als der der beiden anderen Wolkentypen 3a und 3c. Erst Ende der 90er-Jahre hat der Wolkentyp 3a dann in den Wintermonaten den größten Anteil am gesamten Wolkentyp 3. Damit bestätigt auch die Analyse der Anteile der

einzelnen Unterarten am gesamten Wolkentyp 3 sowohl für den Nordwestteil als auch für den Nordostteil die festgestellten Veränderungen in den Zeitserien für den Wolkentyp 3 und somit den Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen und damit verbunden höherreichender Konvektion in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre.

**Anteile der Unterarten an der Gesamtbedeckung:**

Die Analyse der Anteile des Wolkentyps 3 und die der drei Unterarten 3a, 3b und 3c an der Gesamtbedeckung (Abbildung 5.17) im Nordwestteil des Nordatlantiks ergab, dass die mittelhohe konvektive Bewölkung (Wolkentyp 3b) meistens im Februar ihr Maximum erreicht, wenn auch die gesamte Konvektion ihr Maximum hat. Der Wolkentyp 3a erreicht sein Maximum meistens einen Monat früher im Januar, während die niedrige Konvektion (Wolkentyp 3c) ihr Maximum im April besitzt. Die niedrigsten Anteile aller drei Wolkentypen liegen immer in den Sommermonaten Juli und August. Im Zeitraum von 1982 bis 1994 zeigen die Kurven des gesamten Wolkentyps 3 und seiner drei Unterarten einen unregelmäßigen Verlauf mit mehrfachem Ansteigen beziehungsweise Abfallen der Werte. Erst ab 1995 nimmt der Anteil der gesamten konvektive Bewölkung und der mittelhohen Konvektion an der Gesamtbedeckung in den Wintermonaten bis zum Jahre 2000 deutlich bis zu 10% ab. Während der Anteil des Wolkentyps 3c in diesem Zeitraum nur leicht abnimmt, erhöht sich der Anteil der hohen konvektiven Bewölkung um mehrere Prozent.

Für den Nordostteil ergaben sich ähnliche Strukturen der Anteile des Wolkentyps 3 und seiner drei Unterarten zur Gesamtbedeckung (Abbildung 5.18). Auch hier wird das Maximum der gesamten konvektiven Bewölkung und das der mittelhohen Konvektion im Februar erreicht, in wenigen Fällen schon im Januar. Der Wolkentyp 3a hat sein Maximum einen Monat früher im Januar beziehungsweise im Dezember, wohingegen die niedrige Konvektion ihr Maximum ein bis zwei Monate später im März oder April erreicht. Die niedrigsten Anteile aller vier Wolkentypen an der Gesamtbedeckung liegen ebenfalls wie im Nordwestteil in den Monaten Juli und August. Im Zeitraum von 1982 bis 1994 zeigen die Kurven des gesamten Wolkentyps 3 und seiner drei Unterarten eine ausgeprägte Variabilität mit mehrfachem Zu- und Abnehmen der Werte. Wiederum ab 1995 nimmt die gesamte konvektive Bewölkung in den Wintermonaten bis zum Jahre 2000 deutlich bis zu 7% ab, während sich der Anteil der mittelhohen Konvektion an der Gesamtbedeckung nur leicht verringert. Während der Anteil des Wolkentyps 3c in diesem Zeitraum nur leicht abnimmt, erhöht sich der Anteil der hohen konvektiven Bewölkung auch nur geringfügig.

Auch in diesem Fall kann man den festgestellten Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen im Winter Ende der 90er-Jahre in den Kurven der beiden nördlichen Gebiete erkennen. Denn besonders der Anteil des Wolkentyps 3b an der Gesamtbedeckung nimmt in diesem Zeitraum ab, im Nordwestteil stärker als im Nordostteil, während der Anteil des Wolkentyps 3a zunimmt, im Nordwestteil

mehr als im Nordostteil. Somit erhöht sich auch der Anteil des Wolkentyps 3a am gesamten Wolkentyp 3. Diese Zunahme der hohen konvektiven Bewölkung sorgt also letztendlich für niedrigere Helligkeitstemperaturen in den jeweiligen Wintermonaten Ende der 90er-Jahre. Damit bestätigen auch die Anteile der einzelnen Wolkenunterarten der konvektiven Bewölkung an der Gesamtbedeckung sowohl im Nordwestteil als auch im Nordostteil den festgestellten Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre.

### **Schlussfolgerungen:**

In dieser Arbeit ist eine sehr umfangreiche Analyse der konvektiven Bewölkung über dem Nordatlantik durchgeführt worden, um die Rolle der Konvektion und mögliche Trends von Wolkenparametern besser verstehen zu können. Die konvektive Bewölkung stellt dabei eine wichtige Komponente im Klimasystem des Nordatlantiks dar. Die wesentlichen Ergebnisse dieser Arbeit sind folgende:

- Erstmals sind langjährige Zeitreihen von physikalischen Parametern der konvektiven Bewölkung wie der Albedo und der Helligkeitstemperatur in hoher Auflösung für den gesamten Nordatlantik erstellt worden.
- Die Analyse der Zeitserien zeigt, dass sich in den beiden großen nördlichen Gebieten und in den beiden nördlichen kleineren Gebieten ein Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre ergeben hat. In den beiden großen südlichen Gebieten und in den anderen kleineren Gebieten tritt dagegen keine Änderung der Helligkeitstemperatur in diesem Zeitraum auf.
- Der Grund für den Trend in der Helligkeitstemperatur liegt in dem sich ändernden Verhältnis der einzelnen Unterarten der konvektiven Bewölkung zueinander. Während der Anteil der mittelhohen und niedrigen Konvektion leicht abnimmt, erhöht sich in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre der Anteil der hohen konvektiven Bewölkung.
- Die Satellitendrift muss bei der Analyse und Interpretation von Zeitserien der Wolkenparameter und möglicher Trends berücksichtigt werden, da sie sich auf einzelne Parameter erheblich auswirken und zu Fehlern in der Trendanalyse führen kann.
- Durch die Verwendung eines Wolkenerkennungs- und eines Wolkentypisierungsalgorithmus hat sich gezeigt, dass die Kombination der beiden Algorithmen gut geeignet ist für die Analyse der konvektiven Bewölkung mit Hilfe von AVHRR-Daten.

Eine sehr wahrscheinliche Erklärung für den festgestellten Trend zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den Wintermonaten Ende der 90er-Jahre könnte die Intensivierung der Konvektion durch Aerosole sein (Koren et al., 2005). Diese

untersuchten die konvektive Bewölkung für einen Zeitraum von drei Monaten mit Hilfe von Satellitendaten für insgesamt drei verschiedene Regionen über dem Nordatlantik. Es ergaben sich deutliche Zusammenhänge zwischen verschiedenen Aerosoltypen und hochreichender konvektiver Bewölkung. Während Koren et al. (2005) eine Intensivierung der Konvektion auch für ein Gebiet im Bereich der Tropen und der Subtropen feststellten, ergab die Analyse der Satellitendaten in dieser Arbeit nur Änderungen in der Konvektion über dem nördlichen Nordatlantik im Bereich der mittleren Breiten. Daher wird die mögliche Erklärung von Koren et al. (2005) nicht notwendigerweise die einzige sein. So können zum Beispiel auch Änderungen in den Zirkulationsmustern dazu beigetragen haben. Somit wäre es interessant, diese Datenreihe zu erweitern und zu untersuchen, ob sich der Trend fortsetzt oder wieder abschwächt. Desweiteren könnte man diese Datenreihe mit Modellrechnungen oder anderen Satellitendaten vergleichen. Insgesamt passt der festgestellte Trend aber ins Bild, das die beiden IPCC-Berichte von 2001 und 2007 vermitteln. Denn nicht nur die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur hat im letzten Jahrhundert deutlich zugenommen, auch der Ozean hat sich signifikant erwärmt. Der Nordatlantik befindet sich seit den 80er-Jahren in einer Erwärmungsphase und trägt wesentlich zum Anstieg der Oberflächentemperaturen in Europa bei. Im Zeitraum zwischen 1995 und 2006 traten elf der zwölf wärmsten Jahre seit Beginn der Wetteraufzeichnungen Mitte des 19. Jahrhunderts auf. Die Zunahme der Westwindwetterlagen zwischen den 60er- und 90er-Jahren verändert die Strömungen von den Ozeanen zu den Kontinenten und ist ein Hauptgrund für die beobachteten Änderungen der Tiefdruckgebiete in den Wintermonaten über dem Nordatlantik und damit zusammenhängend der Niederschlagsverteilungen und Temperaturen besonders über Europa.

# Literaturverzeichnis

- Che, N. und J. C. Price, 1992: Survey of radiometric calibration results and methods for visible and infrared channels of NOAA-7, -9 and -11 AVHRRs. *Remote Sensing of Environment*, **41**, 19–27.
- Chen, T., W. B. Rossow, und Y. Zhang, 2000: Radiative Effects of Cloud-Type Variations. *Journal of Climate*, **13**(1), 264–286.
- Cracknell, A. P., 1997: *The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)*. Taylor and Francis Books Ltd, London, 534 pp.
- Devasthale, A., 2005: Aerosol Indirect Effect in the Thermal Spectral Range as Seen from Satellites. Berichte zur Erdsystemforschung Nr. 16, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 70 pp.
- Devasthale, A. und H. Graßl, 2007: Dependence of frequency of convective cloud occurrence on the orbital drift of satellites. *International Journal of Remote Sensing*, **28**(16), 3701–3706.
- Folland, C. K., T. R. Karl, J. R. Christy, R. A. Clarke, G. V. Gruza, J. Jouzel, M. E. Mann, J. Oerlemans, M. J. Salinger, und S.-W. Wang, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis (Chapter 2: Observed Climate Variability and Change). Technical report, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 84 pp.
- Gutman, G. G., 1999: On the monitoring of land surface temperatures with the NOAA/AVHRR: removing the effect of satellite orbit drift. *International Journal of Remote Sensing*, **20**(17), 3407–3413.
- Ignatov, A., I. Laszlo, E. D. Harrod, K. B. Kidwell, und G. P. Goodrum, 2004: Equator crossing times for NOAA, ERS and EOS sun-synchronous satellites. *International Journal of Remote Sensing*, **25**(23), 5255–5266.
- Jin, M. und R. E. Treadon, 2003: Correcting the orbit drift effect on AVHRR land surface skin temperature measurements. *International Journal of Remote Sensing*, **24**(22), 4543–4558.

- Karlsson, K.-G. und E. Liljas, 1990: The SMHI Model for cloud and precipitation analysis from multispectral AVHRR Data. Promis-Reports Nr. 10, SMHI, 74 pp.
- Kaufman, Y. J. und B. N. Holben, 1993: Calibration of AVHRR visible and near-IR bands by atmospheric scattering, ocean glint and desert reflection. *International Journal of Remote Sensing*, **14**(1), 21–52.
- Kidwell, K. B., 1998: Polar Orbiter Data User’s Guide. Technical report, Department of Commerce, NOAA, NESDIS, NCDC, Washington, D.C., USA.
- Koren, I., Y. J. Kaufman, D. Rosenfeld, L. A. Remer, und Y. Rudich, 2005: Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds. *Geophysical Research Letters*, **32**(14), L14828.
- Liang, X. Z. und W. C. Wang, 1997: Cloud overlap effects on general circulation model climate simulations. *Journal of Geophysical Research*, **102**(D10), 11039–11047.
- Pavolonis, M. J., A. K. Heidinger, und T. Uttal, 2005: Daytime Global Cloud Typing from AVHRR and VIIRS: Algorithm Description, Validation and Comparisons. *Journal of Applied Meteorology*, **44**(6), 804–826.
- Privette, J. L., C. Fowler, G. A. Wick, D. Baldwin, und W. J. Emery, 1995: Effects of Orbital Drift on Advanced Very High Resolution Radiometer Products: Normalized Difference Vegetation Index and Sea Surface Temperature. *Remote Sensing of Environment*, **53**, 164–171.
- Rao, C. R. N., 1987: Prelaunch Calibration of Channels 1 and 2 of the Advanced Very High Resolution Radiometer. NOAA Technical Report NESDIS 36, Department of Commerce, Washington, D.C., USA.
- Rao, C. R. N. und J. Chen, 1995: Inter-satellite calibration linkages for the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-7, -9 and -11 spacecraft. *International Journal of Remote Sensing*, **16**(11), 1931–1942.
- Rossow, W. B. und R. A. Schiffer, 1999: Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**(11), 2261–2287.
- Stowe, L. L., P. A. Davis, und E. P. McClain, 1999: Scientific Basis and Initial Evaluation of the CLAVR-1 Global Clear/Cloud Classification Algorithm for the Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **16**, 656–681.

- Stowe, L. L., E. P. McClain, R. Carey, P. Pellegrino, G. G. Gutman, P. Davis, C. Long, und S. Hart, 1991: Global Distribution of Cloud Cover Derived from NOAA/AVHRR Operational Satellite Data. *Advances in Space Research*, **11**(3), 51–54.
- Teillet, P. M., P. N. Slater, Y. Ding, R. P. Santer, R. D. Jackson, und M. S. Moran, 1990: Three methods for the absolute calibration of the NOAA AVHRR sensors in-flight. *Remote Sensing of Environment*, **31**, 105–120.
- Trenberth, K. E., P. D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. K. Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden, und P. Zhai, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis (Chapter 3: Observations: Surface And Atmospheric Climate Change). Technical report, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 102 pp.
- Trischenko, A. P., G. Fedosejevs, Z. Li, und J. Cihlar, 2002: Trends and uncertainties in thermal calibration of AVHRR radiometers onboard NOAA-9 to NOAA-16. *Journal of Geophysical Research*, **107**(D24), 4778–4790.
- Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **34**, 1149–1152.

# Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. Olaf Krüger für die Idee zu dieser Dissertation. Durch seine kontinuierliche Betreuung sowie durch kritische Anmerkungen und konstruktive Diskussionen hat er entscheidend zum Gelingen beigetragen.

Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl danke ich für die Unterstützung dieser Dissertation durch anregende Diskussionen bei unseren regelmäßigen Treffen.

Danken möchte ich auch Herrn Dr. Abhay Devasthale für die gute Zusammenarbeit, die Beantwortung von Fragen und die Behebung von Problemen programmtechnischer Art.

Bei den KollegInnen aus 3+4 beziehungsweise des 17. Stocks möchte ich mich für die schöne Zeit und das angenehme Arbeitsklima bedanken.

Und schließlich geht mein besonderer Dank an meine Eltern für die organisatorische, moralische und kulinarische Unterstützung während der Zeit der Promotion.