

Wolkenklimatologie über den Ozeanen aus Reanalysedaten und Beobachtungen

Diplomarbeit
von
Ernst Bedacht

Kiel 2003



Mathematisch - Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian - Albrechts - Universität
zu Kiel
Institut für Meereskunde - Maritime Meteorologie -

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der Bedeckungsgrad (CC) über den Ozeanen für den Zeitraum von 1948 bis 2001 analysiert. Dafür werden die Reanalysen des NCEP/NCAR und COADS-Daten verwendet.

Der Vergleich zwischen beiden Datensätzen zeigt, dass sie entlang der Hauptschiffahrtsrouten gut übereinstimmen. Das bedeutet, dass die Reanalysedaten für Untersuchungen des CC verwendet werden können, obwohl keine Wolkenbeobachtungen in das Reanalysemodell einfließen.

Die bekannten Klimazonen lassen sich am mittleren Bedeckungsgrad sowohl in den NCEP/NCAR-Daten als auch in den COADS-Daten gut identifizieren. Die Standardabweichungen sind in den COADS-Daten in den wenig befahrenen Ozeangebieten aufgrund des dort großen Samplingfehlers im Vergleich zu den NCEP/NCAR-Daten sehr hoch.

Angesichts der hohen Übereinstimmung werden für die weiteren Untersuchungen nur noch die Bedeckungsgraddaten von NCEP/NCAR verwendet. Der Jahresgang der Bewölkung lässt sich gut nachvollziehen. Eine Trendanalyse zeigt Trends im Bedeckungsgrad im Zeitraum von 1948 bis 2001 an. Diese sind vor allem im Bereich des Nordatlantiks (+0,1% pro Jahr), südlich von Afrika (+0,1 bis 0,3% pro Jahr) und im tropischen Pazifik (-0,1 bis -0,3% pro Jahr) signifikant.

Weiterhin erfolgt eine genauere Untersuchung der Zusammenhänge zwischen dem Bedeckungsgrad und anderen meteorologischen Parametern im Bereich des Nordatlantiks und des tropischen Pazifiks.

Für den Nordatlantik kann die Hypothese, dass Wolken mit dem Druckfeld gekoppelt sind, auf unterschiedliche Weise bestätigt werden. Zum einen finden sich in den Wintermonaten hohe Korrelationen zwischen dem NAO-Index und dem CC. Des Weiteren wird eine EOF-Analyse für die Wintermonate durchgeführt, die eine ähnliche räumliche Struktur wie die des SLP liefert. Die 1. PC des Bedeckungsgrades weist eine hohe Korrelation mit dem NAO-Index auf. Für die Zeitskala von 0 bis 2 Tagen finden sich in den EOF's des Bedeckungsgrades doppelt so viele Zentren wie in den EOF's des SLP. Das entspricht der Vorstellung von zwei Bedeckungsgradmaxima pro Zyklone. Auf synoptischer Zeitskala (2-6 Tage) ist dies nicht der Fall.

Im Bereich des tropischen Pazifiks wird der Zusammenhang zwischen dem Bedeckungsgrad und der SST ebenfalls mit verschiedenen Methoden untersucht. Vor allem in den Wintermonaten gibt es hohe Korrelationen zwischen dem Niño-3.4-Index und dem Bedeckungsgrad. Man erkennt negative Korrelationen im Bereich Indonesiens und positive im östlichen Pazifik. Das deutet die für El-Niño Jahre typische Verschiebung des Indonesischen Tiefs nach Osten an. Eine EOF-Analyse, mit der die Bedeckungsgradvariabilität im Januar untersucht wird, bestätigt durch eine hohe Korrelation der 1. PC mit dem Niño-3.4-Index den Zusammenhang vom CC mit der SST. Eine abschließende CCA untermauert den Zusammenhang zwischen dem CC und der SST.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
1 Einleitung	1
2 Daten	5
2.1 In-Situ-Beobachtungen	5
2.2 Fernerkundung vom Boden	5
2.3 Satellitendaten	6
2.4 Reanalysedaten	8
2.5 Beobachtungsdaten	9
2.6 Fazit	10
3 Statistische Methoden	11
3.1 Korrelation und Regression	11
3.2 Trendanalyse	12
3.3 Empirische Orthogonal Funktionen	13
3.4 Kanonische Korrelationsanalyse	13
3.5 Bandpassfilterung	14
3.6 Grundvoraussetzungen für die Anwendung der statistischen Methoden	14
4 Klimatologie aus NCEP/NCAR- und COADS-Daten	17
4.1 Zeitliches Mittel	17
4.2 Räumliches Mittel	19
4.3 Korrelation zwischen NCEP/NCAR und COADS	20

5	Saisonale Variabilität und lineare Trends	23
5.1	Jahresgang	23
5.2	Zonale Mittel	26
5.3	Lineare Trends	27
6	Wolken im Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation	31
6.1	Nordatlantische Oszillation	31
6.2	Korrelationsanalyse NAO-Index und Bedeckungsgrad	33
6.3	Variabilität des Bedeckungsgrades im Bereich des Nordatlantik	35
6.4	Vergleich zwischen SLP und Wolken auf verschiedenen Zeitskalen	36
6.4.1	Ultrahochfrequente Variabilität (0-2 Tage)	37
6.4.2	Synoptische Zeitskala (2-6 Tage)	38
7	Wolken im Zusammenhang mit El Niño - Southern Oscillation	43
7.1	El Niño - Southern Oscillation (ENSO)	43
7.2	Korrelation Niño-3.4-Index und CC	46
7.3	Variabilität des Bedeckungsgrades im Bereich des tropischen Pazifik	48
7.4	Kanonische Korrelation SST - CC	49
8	Schlussbetrachtung und Ausblick	53
	Abkürzungen	55
	Abbildungen	58
	Literatur	59

Kapitel 1

Einleitung

Wolken beeinflussen das Klimasystem auf vielfältige Weise und sind deshalb von herausragender Bedeutung für die Klimaforschung. Sie können nach zwei Arten klassifiziert werden. Zum einen nach der internationalen, phänomenologischen Wolkenklassifikation der World Meteorological Organisation [WMO (1956)]. Dabei wird zwischen tiefen Wolken (Stratus, Stratocumulus), mittelhohen Wolken (Altostratus, Altopumulus), hohen Wolken (Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus) und Wolken mit großer vertikaler Erstreckung (Nimbostratus, Cumulus, Cumulonimbus) unterschieden. Diese Einteilung lässt sich noch in Wolkenarten und Wolkenunterarten untergliedern. Ausserdem gibt es die genetische Wolkenklassifikation nach STÜVE (1937). Hier werden die Wolken nicht nach ihrem Aussehen, sondern nach ihrer Entstehungsgeschichte differenziert. Wolken können durch Konvektion, Advektion, Hebung, Turbulenz oder künstlich (Flugzeuge) gebildet werden.

Wolken unterscheiden sich nicht nur durch ihren Bildungsprozess, sie haben auch verschiedene räumliche und zeitliche Skalen. Die typische Zeitskala reicht von zehn Minuten bis zehn Jahren und räumlich erstrecken sie sich von 30 m bis zu 40000 km. Wolken, die von kurzer zeitlicher Dauer sind, haben eine geringere räumliche Ausdehnung, als Wolken die längere Zeit bestehen. [ROSSOW UND CAIRNS (1995)] Wolken entstehen durch Kondensation und Sublimation von übersättigtem Wasserdampf. Ihre Veränderlichkeit wird durch die atmosphärischen Bewegungen bestimmt und sie weisen ähnliche Schwankungen wie diese auf [ROSSOW (1978)].

Wie keine andere Komponente des Klimasystems beeinflussen Wolken den Strahlungshaushalt unseres Planeten. Insgesamt wirken sie abkühlend auf das Klimasystem [WIELICKI ET AL. (1995), POETZSCH-HEFFTER ET AL. (1995)], da der wolkenbedingte Abkühlungsprozess durch die in den Weltraum zurückreflektierte Solarstrahlung den Wolken-Treibhauseffekt überwiegt. Die verschiedenen Wolkentypen liefern dazu unterschiedliche Beiträge. Der Nettostrahlungsantrieb für Cirren beträgt nach CHEN ET AL. (2000) $+19,6 \text{ W/m}^2$, während Cumuluswolken mit $-27,8 \text{ W/m}^2$ abkühlend wirken. Diese Auswirkungen der Wolken auf das Strahlungsgleich-

gewicht der Erde erschweren die Vorhersagbarkeit des zukünftigen Klimas wesentlich [WIELICKI ET AL. (1995)].

Des Weiteren nehmen Wolken durch den Transport von Frischwasser auf das Klimasystem Einfluss. Wolkenbildung und Auflösung durch Niederschlag findet selten am gleichen Ort statt. Zum einen kommt es dadurch zu einem Transport von negativer latenter Wärme. Zum anderen können Wolken durch Frischwassereintrag mit dem Ozean wechselwirken. Das Frischwasser verringert den Salzgehalt und damit die Dichte in der Deckschicht. Dadurch stabilisiert sich die Deckschicht.

Darüber hinaus sind in der Literatur zahlreiche Rückkopplungsmechanismen im Zusammenhang mit Wolken beschrieben [z.B. WIELICKI ET AL. (1995), FOWLER UND RANDALL (1994)]. So sorgt eine erhöhte solare Einstrahlung für eine höhere Meeresoberflächentemperatur (engl. Sea Surface Temperature, SST) und damit für mehr Verdunstung. Durch den vergrößerten Wasserdampfgehalt der Luft kommt es zu einem höheren Bedeckungsgrad (engl. Cloud Cover, CC), der wiederum für eine Abschwächung der solaren Einstrahlung sorgt. Dies entspricht einer negativen Rückkopplung.

Neben der großen Bedeutung von Wolken im Klimasystem, sind sie auch für die Wettervorhersage überaus relevant. Sie sind ein Anzeichen für das sich ändernde Wetter (siehe Abbildung 6.6). Daher werden operationelle Wettersatelliten eingesetzt, die mit hoher zeitlicher Auflösung den Bedeckungsgrad weltweit erfassen.

Es stellt sich die Frage, ob Bedeckungsgraddaten ebenfalls geeignet sind Klimaveränderungen zu registrieren. Die Anforderungen an Wolkendatensätze, mit denen langfristige Schwankungen und Veränderungen untersucht werden können, sind nach ROSSOW UND CAIRNS (1995) folgende:

- weltweite Beobachtungen mit gleicher Häufigkeit
- räumliche Auflösung ≤ 50 km
- zeitliche Auflösung ≥ 6 Beobachtungen pro Tag
- Länge der Zeitreihe > 10 Jahre

In Kapitel 2 der vorliegenden Diplomarbeit erfolgt ein Überblick über mögliche Datensätze, die mindestens eine der Forderungen erfüllen.

Bisher wurde der globale Wolkenbedeckungsgrad anhand zweier Methoden erfasst. Zum einen unter Verwendung von Satellitendaten im Zuge des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) und zum anderen mit Daten von direkten Wolkenbeobachtungen. Bei letzteren muss zwischen Beobachtungen über Land und über See unterschieden werden. Für die Landgebiete stehen die routinemässig gewonnenen Wetterbeobachtungen zur Verfügung, die WARREN ET AL. (1986) ausgewertet haben. Für die Ozeangebiete gibt es den Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS), den WARREN ET AL. (1989) analysierten.

In dieser Arbeit werden Reanalysedaten des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) und des National Center for Atmospheric Research (NCAR) für den Bedeckungsgrad verwendet. Um einen Vergleich mit COADS zu ermöglichen wird nur der Bedeckungsgrad über den Ozeanen betrachtet.

Zunächst wird im zweiten Kapitel ein Überblick gegeben, mit welchen Verfahren der Bedeckungsgrad bestimmt werden kann. Danach folgt eine kurze Beschreibung der statistischen Methoden, die zur Analyse der räumlichen und zeitlichen Struktur des Bedeckungsgrades angewendet werden. Anschließend werden die über das längste Zeitintervall vorhandenen Datensätze (NCEP/NCAR und COADS) miteinander verglichen. Die weiteren Analysen werden nur mit einem Datensatz (NCEP/NCAR) durchgeführt. Zuerst werden der Jahresgang sowie die zonalen Mittel betrachtet. Nach Untersuchung der linearen Trends der zeitlichen Entwicklung des Bedeckungsgrades wird das Hauptaugenmerk auf zwei spezielle Gebiete gerichtet. Zum einen wird das Gebiet des Nordatlantiks (NA) untersucht um mögliche Zusammenhänge des Bedeckungsgrades mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO) aufzudecken. Außerdem soll die Hypothese, dass der Bedeckungsgrad in dieser Region stark von der Druckverteilung abhängt, überprüft werden. Die Tiefdruckgebiete sorgen für eine Hebung von Luftmassen und gehen mit einem charakteristischen Frontensystem einher. Diese Fronten sind mit hohen Bedeckungsgraden verbunden. Zum anderen wird der Bedeckungsgrad im Bereich des Pazifiks analysiert. Hier sind im Wesentlichen nicht Zyklonen, sondern konvektive Prozesse für die Wolkenbildung verantwortlich. Des Weiteren wird der Zusammenhang zwischen El Niño - Southern Oscillation (ENSO) und dem Bedeckungsgrad diskutiert. Insgesamt soll in dieser Arbeit untersucht werden, inwieweit bestimmte prägnante Zustände und Entwicklungen des Klimasystems auch im globalen Wolkenbedeckungsgrad sichtbar sind.

Kapitel 2

Daten

Um den Wolkenbedeckungsgrad näher zu untersuchen, stehen verschiedene Datensätze zur Verfügung. Diese unterscheiden sich zum einen in ihrer Güte und zum anderen in der Länge des Zeitraums, für den sie vorhanden sind.

2.1 In-Situ-Beobachtungen

Um Wolken und deren Mikrophysik zu untersuchen, werden Messungen mit Hilfe von Flugzeugen und Radiosonden vorgenommen. Dabei erhält man genaue Daten für ein sehr begrenztes Gebiet, die sich aber nicht für eine klimatologische Untersuchung eignen. Allerdings können mit ihnen andere und mehr indirekte Messverfahren validiert oder kalibriert werden.

2.2 Fernerkundung vom Boden

Zur Fernerkundung des Bedeckungsgrades vom Boden aus bieten sich verschiedene Methoden an. Am nahe liegendsten ist die Abschätzung mit dem menschlichen Auge, wie sie an den Beobachtungsstationen vorgenommen wird (siehe auch 2.5). Mit einem Laser Ceilometer kann die Höhe der Wolkenuntergrenze bestimmt werden. Der Strahl des Lasers hat in einer Höhe von 7,5 km einen Durchmesser von 37,5 cm [BROCK UND RICHARDSON (2001)]. Aus der zeitlichen Variabilität der Höhe der Wolkenuntergrenze kann man auf den Bedeckungsgrad schließen. Mit einer Wolkenkamera dagegen ist es möglich den Bedeckungsgrad des Halbraums über dem Standpunkt zu analysieren. Beide Messverfahren werden aber nicht flächendeckend eingesetzt.

Eine weitere Möglichkeit zur Wolkenerkennung bieten Radar und Lidar. Mikrowellenradiometer ermöglichen die Erfassung des vertikal integrierten Flüssigwassers (Flüssigwasserpfad). Aus der Kombination von Mikrowellenradiometern und Wolkenradar lässt sich die Vertikalverteilung des Flüssigwassers bestimmen [LÖHNERT ET AL. (2001)]. Derartige Profile wurden unter anderem im europäischen Projekt CLIWA-NET an mehreren Messpunkten in Europa gesammelt [CREWELL ET AL. (2002)]. Dabei kann zwar eine hohe Genauigkeit erzielt werden, aber keine der genannten Methoden liefert flächendeckend Daten. Ausserdem liegen keine langen Zeitreihen vor, die eine Klimastudie überhaupt erst ermöglichen.

2.3 Satellitendaten

Es existiert eine Reihe operationeller und experimenteller Satellitensysteme, die seit mehreren Jahren der Wolkenfernerkundung dienen. Das International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) wurde 1982 gegründet und analysiert die Daten der operationellen Wettersatelliten. ISCCP stellt Datensätze vom 1. Juli 1983 bis heute zur Verfügung.

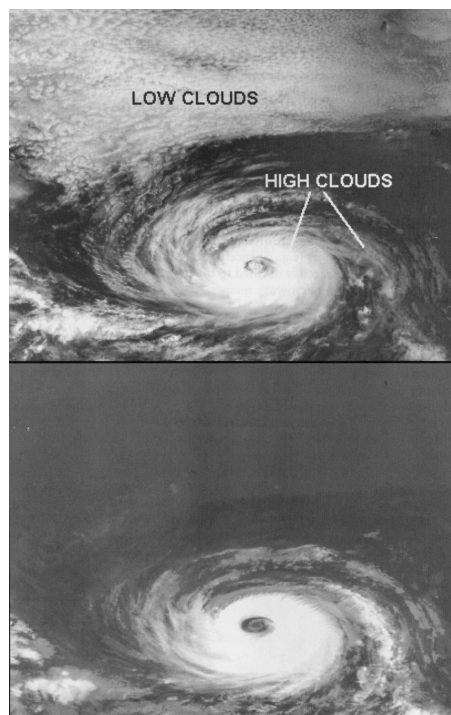


Abbildung 2.1: Satellitenszene aufgenommen vom DMSP-Satelliten, oben: VIS-Kanal, unten: IR-Kanal (aus KIDDER UND VONDER HAAR (1995))

Zur Bestimmung des Bedeckungsgrades werden die reflektierten (solaren) und emittierten (terrestrischen) Strahldichten erkundet. Dies geschieht sowohl im sichtbaren (VIS) als auch im infraroten (IR) Spektralbereich, da Wolken im allgemeinen heller (VIS) und kälter (IR) als ihr Untergrund sind.

In Abbildung 2.1 ist die gleiche Satellitenszene zweimal, oben für den VIS-Kanal und unten für den IR-Kanal, dargestellt. Niedrige Wolken sind auf dem Infrarotbild schwer zu erkennen, da sich deren Strahlungstemperatur kaum von der des Untergrunds unterscheidet. Mit dem VIS-Kanal lassen sich diese tiefen Wolken zumindest bei Tag sehr gut identifizieren, solange sie nicht über hellem Untergrund (Eis, Schnee, Wüste) auftreten. Probleme gibt es ebenso bei dünnen Cirren. Da Beobachtungen in einzelnen Kanälen häufig nicht eindeutig sind, werden multispektrale Techniken verwendet (siehe KIDDER UND VONDER HAAR (1995)).

Um den Gesamtbedeckungsgrad abzuschätzen, eignen sich Satellitenbilder gut, wobei aber Unsicherheiten bei der Erfassung von Wolken vorhanden sind. Die grössten Schwierigkeiten bereitet die Annahme, dass jeder Bildpunkt, der als bewölkt erkannt wird, auch wirklich mit einer einzigen homogenen Wolkenschicht bedeckt ist [ROSSOW UND SCHIFFER (1991)]. Das bedeutet, dass die Genauigkeit der aus Satellitenbeobachtungen abgeleiteten Wolkendaten vom verwendeten Erkennungsalgorithmus abhängt. Hinzu kommt, dass bei der Interpretation der Satellitendaten hinsichtlich der physikalischen Wolkeneigenschaften große Unsicherheiten existieren. Als Beispiel für die Produkte des ISCCP ist in Abbildung 2.2 der mittlere globale Bedeckungsgrad für den Zeitraum 1983 bis 2001 gezeigt. Man erkennt die verschiedenen Klimaregionen mit ihren charakteristischen Bedeckungsgraden. Diese sind auch in den nebenstehenden zonalen Mitteln gut zu sehen.

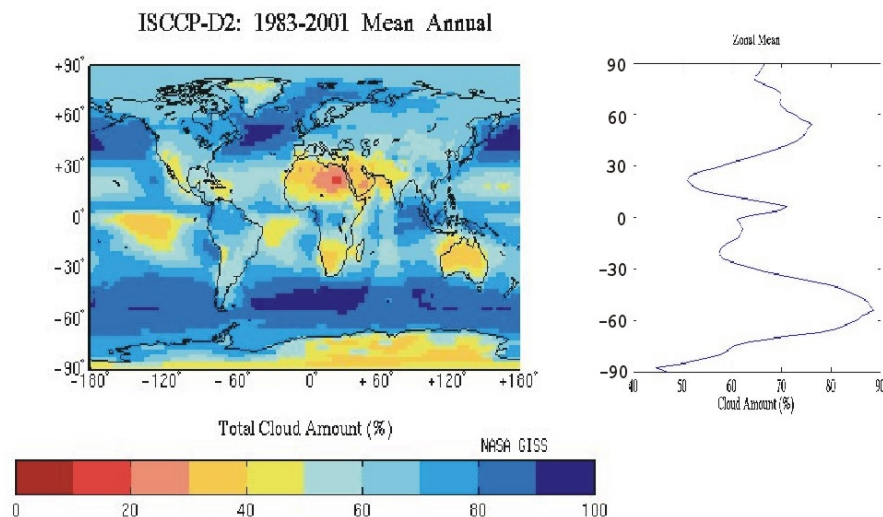


Abbildung 2.2: Mittlerer globaler Bedeckungsgrad (1983-2001) aus ISCCP-Daten (links), zonal gemittelt (rechts)

Des Weiteren sind in Abbildung 2.3 die monatlichen Anomalien vom Mittelwert (1983-2001) des globalen Bedeckungsgrades dargestellt. Dieser Mittelwert beinhaltet sowohl die Bedeckung über dem Ozean, als auch über Land. Der Mittelwert für den Zeitraum von 1983-2001 beträgt 66,7 %. Die Standardabweichung wird mit 1,52 % angegeben.

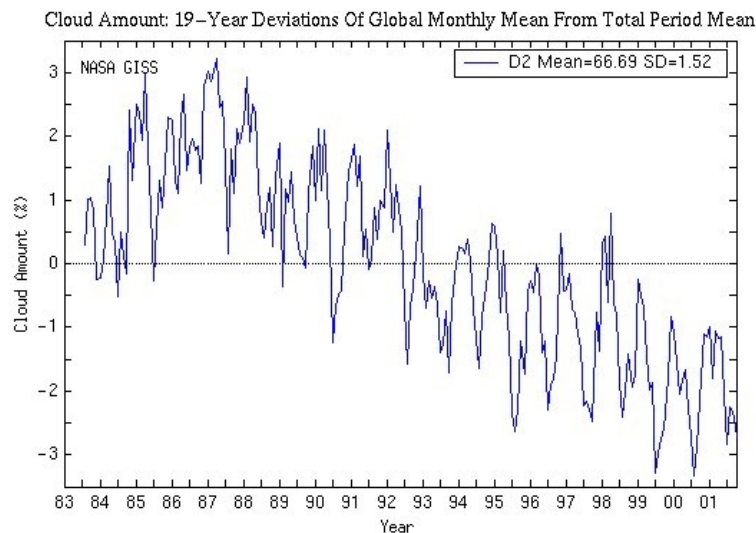


Abbildung 2.3: *Monatliche Anomalien vom Periodenmittel (1983-2001) des globalen Bedeckungsgrades aus ISCCP-Daten*

Um klimatologische Schwankungen des Bedeckungsgrads zu untersuchen, ist dieser Datensatz aber noch zu kurz, so dass er hier nur als Vergleich verwendet wird.

2.4 Reanalysedaten

Die der Untersuchung zu Grunde liegenden Daten sind die Produkte aus dem Reanalyseprojekt des National Center for Environment Prediction (NCEP) und des National Center for Atmospheric Research (NCAR). Die Reanalysen basieren auf einem globalen Modell mit einer einheitlichen Modellphysik für den gesamten Zeitraum. Daher kann die zeitliche und räumliche Varianz der Daten drei mögliche Ursachen haben: Entweder es handelt sich um natürliche Variabilität, um Modellfehler, oder um Änderungen bei den Messmethoden, der verwendeten Beobachtungsdaten. Es gibt aber keine Variationen auf Grund von Modelländerungen.

In dieser Arbeit wird der Gesamtbedeckungsgrad in % über den Ozeanen analysiert, der für einen Zeitraum von 1948 bis 2001 als Monatsmittelwert vorliegt. Der Bedeckungsgrad wird aus der relativen Feuchte diagnostiziert, die aus Real-Time

Nephanalysis Beobachtungen stammt [WGASF-GROUP (2000)]. Die Auflösung in der Horizontalen beträgt $2.0^\circ \times 2.0^\circ$, wobei sich das Gebiet von 99° westlicher Länge bis 259° östlicher Länge und von 79° südlicher Breite bis 79° nördlicher Breite erstreckt.

Allgemein werden die Reanalysedaten in vier Kategorien unterteilt, die sich durch einen unterschiedlich starken Einfluss von Beobachtungen und Modell auszeichnen [KALNAY ET AL. (1996), KISTLER ET AL. (2001)]. Daten der Klasse A sind hauptsächlich durch Beobachtungen beeinflusst (z.B. Wind), während die Klasse B für Daten steht, die sowohl durch Beobachtungen als auch durch das Modell beeinflusst sind (z.B. Feuchte). Der hier betrachtete Bedeckungsgrad zählt zu der Klasse C, in der die Daten nicht direkt von Beobachtungen beeinflusst sind, sondern mit Hilfe des Modells aus bekannten Feldern bestimmt wurden. Deshalb sollte man bei der Beurteilung der Ergebnisse immer berücksichtigen, dass das Ergebnis ein Artefakt des Modells sein kann. Schließlich gibt es die Kategorie D, für die klimatologische Werte verwendet werden, in die also kein Modell eingeht.

2.5 Beobachtungsdaten

Zum Vergleich mit den Reanalysedaten werden die Bedeckungsgraddaten des Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (COADS) herangezogen [WOODRUFF ET AL. (1998)], die aus Schiffsbeobachtungen resultieren. Zunächst wurden alle Berichte, die Werte für den Bedeckungsgrad enthalten, extrahiert. Die Bedeckungsgraddaten wurden danach einer Qualitätskontrolle unterzogen und über $2.0^\circ \times 2.0^\circ$ Gitterboxen gemittelt. Um ein lückenloses Gitter mit der gleichen $2.0^\circ \times 2.0^\circ$ Auflösung wie bei den NCEP/NCAR Daten zu erhalten, sind des weiteren Interpolationen nötig. Somit stehen Monatsmittelfelder des Bedeckungsgrades aus Beobachtungen für den Zeitraum von 1948 bis 1997 zur Verfügung. Ausgangspunkt für diesen Datensatz sind einzelne Beobachtungen von Fracht-, Kriegs-, und Forschungsschiffen. Dabei treten verschiedene Fehler auf. Zum einen sind in den frühen Jahren die Beobachtungsprozeduren nicht einheitlich gewesen und zum anderen sind die Positionsbestimmungen oft fehlerhaft [WARREN ET AL. (1989)]. HAHN ET AL. (1995) untersuchten den Effekt von Mondlicht auf Wolkenbeobachtungen und fanden heraus, dass der Bedeckungsgrad bei Nacht meistens unterschätzt wird. Des weiteren ist der Schiffsverkehr in allen Ozeangebieten nicht gleich stark, sondern es gibt Hauptrouten, auf denen die Häufigkeit von Beobachtungen größer ist. In den sehr hohen Breiten dagegen fahren weniger Schiffe. Einen Eindruck der Häufigkeitsverteilung gibt Abbildung 2.4. Sehr gut erkennt man die Hauptschiffahrtsrouten in allen Ozeanen.

Weitere Fehlerquellen in den COADS Daten sind die zufälligen Fehler, die bei den Beobachtungen gemacht werden, und Stichprobenfehler. Bei Letzterem unter- oder überschätzt man den Monatsmittelwert, wenn nur für wenige Tage in einem Monat

Beobachtungswerte vorliegen. Wenn beispielsweise nur für die letzten fünf Tage eines Monats Wolkenbeobachtungen vorhanden sind, die höher sind als im restlichen Monat, wird das eigentliche Monatsmittel überschätzt.

Für den zufälligen Fehler bei Wolkenbeobachtungen wurde noch keine Fehlerabschätzung gemacht. Bei Wellenbeobachtungen ergibt sich nach GULEV ET AL. (2002) eine Unsicherheit zwischen 10-20 % des Monatsmittelwertes. Nachdem die Wellenbeobachtung auch visuell erfolgt, kann angenommen werden, dass sich der Fehler bei Wolkenbeobachtungen in einem ähnlichen Rahmen bewegt.

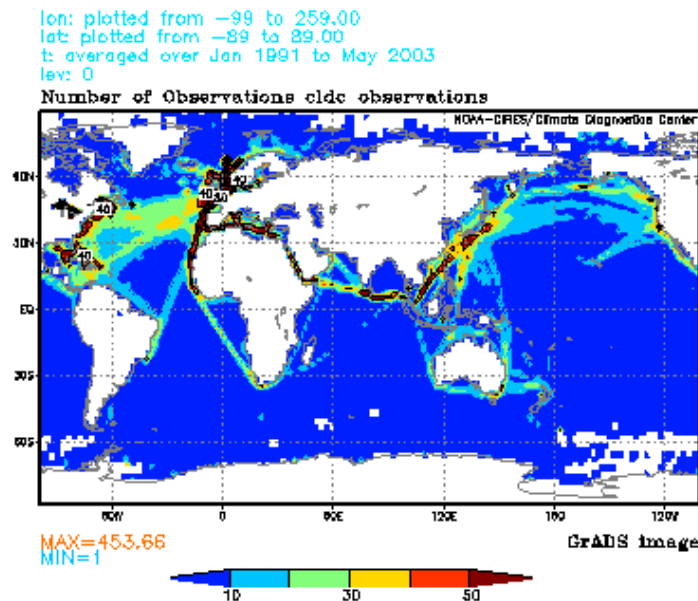


Abbildung 2.4: *Mittlere Anzahl der Beobachtungen des Bedeckungsgrades pro Monat und Region, Mittel von Jan. 1991 bis Mai 2003 (Quelle: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.nmc.marine.html>)*

2.6 Fazit

Aus den vorangehenden Abschnitten wird deutlich, dass nur die NCEP/NCAR und die COADS Daten für einen langen Zeitraum vorliegen. Damit erfüllen sie die wichtigste Bedingung für klimatologische Untersuchungen. Alle anderen Datensätze decken entweder eine zu kurze Zeitspanne ab, oder sind nicht flächendeckend vorhanden. Man kann nicht direkt sagen, ob sich der NCEP/NCAR oder der COADS Datensatz besser für klimatologische Untersuchungen eignet. Daher werden zunächst die NCEP/NCAR den COADS Daten gegenübergestellt, die beide für einen Zeitraum ab 1948 vorliegen. Die Daten des ISCCP werden in dieser Studie nur zum Vergleich herangezogen.

Kapitel 3

Statistische Methoden

Die Klimatologie umfaßt in großem Ausmaß das Studium der Statistik unseres Klimas. Deshalb finden die Methoden der mathematischen Statistik in der Klimaforschung weitreichende Anwendung [VON STORCH UND ZWIERS (1999)]. Mit ihrer Hilfe lassen sich Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Klimakomponenten nachweisen.

Nicht nur die Anwendung statistischer Methoden, sondern auch die Interpretation der Ergebnisse muss mit Sorgfalt geschehen. So kann eine Korrelationsanalyse beispielsweise eine Scheinkorrelation ergeben, ohne dass ein ursächlicher Zusammenhang besteht. Ein Beispiel hierfür ist die Korrelation von Bevölkerungs- und Storchenzahl in Mitteleuropa in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts. Beide sind zwar rückläufig, aber aus unterschiedlichen Gründen. [SCHÖNWIESE (2000)] Im Folgenden werden die in der Arbeit verwendeten Methoden kurz beschrieben.

3.1 Korrelation und Regression

Mit Hilfe der Korrelationsanalyse kann ein Zusammenhang zwischen zwei Datensätzen untersucht werden. Dabei wird der Frage nach der Stärke des Zusammenhangs nachgegangen und in einer Gütemaßzahl, dem Korrelationskoeffizienten r , zum Ausdruck gebracht. Dieser misst die Tendenz zweier Zeitreihen x_t und y_t , gemeinsam zu variieren. Er nimmt Werte zwischen -1 und $+1$ an. Der Absolutwert ist exakt 1 , wenn beide Variablen linear zusammenhängen. Das bedeutet, dass Werte a, b ($\in \mathbb{R}$) existieren, für die $x_t = a + by_t$ gilt. Ist b negativ, so ist die Korrelation -1 . Für positive Werte von b ist die Korrelation 1 . Lässt sich kein linearer Zusammenhang zwischen den Datensätzen finden, nimmt der Korrelationskoeffizient den Wert $r = 0$ an. Bei der Interpretation der Korrelationsanalyse ist es häufig sinnvoll, statt des Korrelationskoeffizienten seinen quadratischen Wert anzugeben [SCHÖNWIESE

(2000)]. Dieser kann als Maß für den Anteil an Varianz interpretiert werden, der durch das lineare Modell erklärt wird.

Auch die Regressionsanalyse befasst sich mit dem linearen Zusammenhang zweier Zeitreihen. In diesem Fall wird das lineare Modell $y_t = a_0 + a_1 x_t + \varepsilon_t$ ($a_0, a_1 \in \mathfrak{R}$, ε_t sind Störgrößen) zugrunde gelegt. Die Parameter a_0 und a_1 werden mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate geschätzt. Die Fehler ε_t können auf zwei verschiedene Einflussfaktoren zurückgeführt werden. Zum einen kann es sich um Messfehler handeln und zum anderen kann y auch durch andere Variablen beeinflusst werden. Die ε_t erfassen die Abweichungen der Beobachtungen von der Regressionsgeraden. Formal heißt dies, dass für das Modell der Erwartungswert der Störgrößen Null sein muss. Ausserdem müssen die Störgrößen unabhängig sowie identisch verteilt sein und dieselbe Varianz σ^2 haben [siehe SCHLITTEGEN (1998)].

Bevor diese Analysen zur Anwendung kommen, muss sichergestellt sein, dass die Stichproben normalverteilt und die Beobachtungen unabhängig voneinander sind. In einer Zeitreihe ist dies wegen der zeitlichen Abhängigkeitsstruktur typischerweise nicht der Fall. Deshalb müssen die Daten entsprechend angepasst werden und beispielsweise die Saisonfigur abgezogen werden. Ausserdem kann der errechnete lineare Korrelationskoeffizient durch dritte Größen beeinflusst sein.

In dieser Arbeit wird die Korrelationsanalyse dazu verwendet, Zusammenhänge zwischen dem Wolkenbedeckungsgrad und der NAO bzw. ENSO in den jeweiligen Gebieten (Nordatlantik bzw. Pazifik) zu untersuchen.

3.2 Trendanalyse

Als Trend bezeichnet man eine annähernd lineare Änderung eines statistischen Parameters mit der Zeit. Bestimmt wird der Trend durch eine Korrelation von Daten mit ihren zugehörigen Zeitpunkten. Dabei wird wie oben beschrieben eine Regressionsgerade bestimmt, wenn ein linearer Trend vermutet wird. Zusätzlich muss geprüft werden, ob der berechnete Trend signifikant ist. Dazu bestimmt man das Trend-Rauschverhältnis $T/R = T/s$, wobei s die Standardabweichung der Daten bezeichnet. T ist der Trendwert, der sich aus der Differenz von Maximum und Minimum ergibt. Mit Hilfe einer entsprechenden Tabelle [siehe SCHÖNWIESE (2000)] kann dann die Signifikanz bzw. Irrtumswahrscheinlichkeit ermittelt werden. Man spricht von einem signifikanten Trend, wenn die Irrtumswahrscheinlichkeit kleiner als 5% ist. Auch bei dieser Analyse wird eine approximative Normalverteilung vorausgesetzt. Mit der Trendanalyse werden signifikante Trends in den Zeitreihen des Bedeckungsgrades abgeschätzt, sowohl global als auch regional.

3.3 Empirische Orthogonal Funktionen

Für die Untersuchung räumlicher und zeitlicher Variabilität großer Felder eignet sich die EOF-Analyse (engl. Empirical Orthogonal Functions, EOF). Dabei wird die räumliche Varianz der Daten in orthogonale räumliche Muster aufgespalten, die man empirische Eigenvektoren nennt [PEIXOTO UND OORT (1992)]. Zu jedem räumlichen Muster erhält man eine Zeitreihe (engl. Principal Component, PC), die den zeitlichen Verlauf widerspiegelt.

Die EOF's sind die Eigenvektoren der Kovarianzmatrix, die aus den Daten gewonnen wird. Entweder man berechnet direkt die Kovarianzmatrix oder man bestimmt diese aus der Korrelationsmatrix durch Standardisierung. Zur Kovarianzmatrix (a_{jk}) existiert die folgende Gleichung:

$$(a_{jk})\mathbf{g} = \lambda\mathbf{g} \quad \text{oder} \quad \sum a_{jk}\mathbf{g}_k = \lambda\mathbf{g}_j, \quad j = 1, 2, \dots, N$$

Dabei handelt es sich um die Eigenwertgleichung mit dem Eigenwert λ und dem Eigenvektor \mathbf{g} . [SCHÖNWIESE (2000)] Daraus lassen sich sowohl die Eigenwerte als auch die Eigenvektoren bestimmen. Diese Eigenvektoren sind die EOF's und die zugehörigen Eigenwerte geben die von der jeweiligen EOF erklärte Varianz an. Der Eigenvektor mit dem größten Eigenwert ist die erste EOF. Alle Eigenvektoren sind paarweise orthogonal und ihre PC's unkorreliert.

Mit Hilfe der EOF - Analyse wird die zeitliche und räumliche Variabilität des Bedeckungsgrades in verschiedenen Regionen (Nordatlantik und Pazifik) untersucht.

3.4 Kanonische Korrelationsanalyse

Die Kanonische Korrelationsanalyse (engl. Canonical Correlation Analysis, CCA) ähnelt der EOF-Analyse. Mit ihrer Hilfe möchte man allerdings die Korrelationsstruktur eines Vektorpaares \mathbf{X} und \mathbf{Y} finden. Dazu sucht man die Linearkombinationen zweier statistischer Felder, so dass die zugehörigen Zeitreihen maximal korreliert sind. Das erste Felderpaar \mathbf{f}_X^1 und \mathbf{f}_Y^1 weist die höchste Korrelation zwischen den Linearkombinationen $\mathbf{X}^T\mathbf{f}_X^1$ und $\mathbf{Y}^T\mathbf{f}_Y^1$ auf. Es können weitere Felderpaare mit kleiner werdender Korrelation gefunden werden. Ausführlichere Informationen findet man zum Beispiel in VON STORCH UND ZWIERS (1999).

In dieser Arbeit wird durch eine CCA der Zusammenhang zwischen den Bedeckungsgrad- und der SST-Feldern im Pazifik analysiert.

3.5 Bandpassfilterung

Um propagierende Muster im Bedeckungsgrad oder im Luftdruck auf Meeresniveau (engl. Sea Level Pressure, SLP) finden zu können (siehe Abschnitt 6.4), werden nicht nur Monatsmittel, sondern zeitlich auch höher aufgelöste (6h) Daten bearbeitet. Es sollen zwei übliche Zeitskalen betrachtet werden. Einerseits die sogenannte ultrahochfrequente Variabilität (engl. Ultrahigh Frequency Variability, UHFV), was 0-2 Tagen entspricht und andererseits die synoptische Zeitskala (engl. Synoptic Scale Variability, SSV) von 2-6 Tagen.

Dazu müssen die Daten bandpaßgefiltert werden, d.h. ein bestimmter begrenzter Frequenzbereich wird hervorgehoben und gleichzeitig werden die anderen Frequenzen unterdrückt [SCHÖNWIESE (2000)]. Hierzu wird ein Bandpaßfilter nach Lanczos verwendet [DUCHON (1979)], der sich dadurch auszeichnet, dass die ausgesuchten Frequenzen besonders effektiv ausgeschnitten werden. Möchte man benachbarte Bereiche betrachten, ist dies sehr wichtig. Vom Lanczosfilter erzeugte Gibbsosziallationen werden durch Glättung im Frequenzbereich reduziert. Die Filterung der Daten wurde für den Zeitraum Januar bis März 1989 (hoher NAO-Index) durchgeführt, um den Zusammenhang zwischen SLP und dem Bedeckungsgrad zu untersuchen.

3.6 Grundvoraussetzungen für die Anwendung der statistischen Methoden

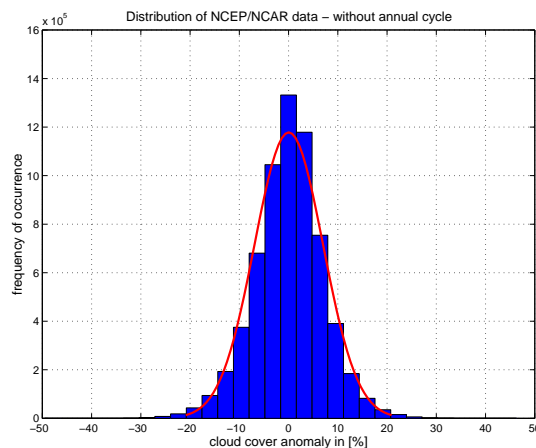


Abbildung 3.1: Verteilung der NCEP/NCAR Bedeckungsgraddaten (blau) und die theoretische Normalverteilung (rot)

Die meisten der oben genannten statistischen Methoden sind nur unter der Bedingung klar interpretierbar, dass die zu analysierenden Daten normalverteilt sind.

3.6 Grundvoraussetzungen für die Anwendung der statistischen Methoden 15

Dazu gehören die Korrelations-, Regressions- und die Trendanalyse, während die EOF-Analyse und die CCA verteilungsfreie Verfahren sind. Abbildung 3.1 zeigt die Verteilung der NCEP/NCAR Bedeckungsgraddaten, nachdem der Jahresgang als dominantes Muster entfernt wurde. Wie man sieht, können die Daten als approximativ normalverteilt betrachtet werden.

Kapitel 4

Klimatologie aus NCEP/NCAR- und COADS-Daten

In diesem Abschnitt werden die NCEP/NCAR den COADS Daten gegenübergestellt. Zunächst werden die mittleren globalen Felder dargestellt. Danach wird der globale Mittelwert berechnet.

4.1 Zeitliches Mittel

Um einen ersten Überblick über die globale Wolkenstruktur zu bekommen, sind in Abbildung 4.1 die langjährigen Mittel des Gesamtbedeckungsgrades für beide Datensätze zusammengestellt. Bei den NCEP/NCAR-Daten bezieht sich das Mittel auf den Zeitraum von 1948 bis 2001, bei den COADS-Daten von 1948 bis 1997.

Man findet in der Verteilung der Wolken die bekannten Klimazonen der Erde wieder. In den Tropen und den gemäßigten Breiten ist der mittlere Bedeckungsgrad am höchsten (größer 60 %), während in den Subtropen und den hohen Breiten Werte zwischen 40 % und 50 % vorherrschen. In den Bereichen, in denen Schiffsbeobachtungen gemacht werden stimmen die Werte der NCEP/NCAR Daten gut mit den Daten von COADS überein. Auch in den ISCCP-Daten findet sich eine ähnliche Wolkenverteilung (siehe Abbildung 2.2).

Um den Mittelwert besser einordnen zu können, ist in Abbildung 4.2 die Standardabweichung (STD) der Monatsmittelwerte aufgetragen. Dabei wurden die Daten vorher saisonbereinigt, da der Jahresgang das dominierende Muster in den Daten ist. Für beide Bilder gilt die gleiche Farbskala, um eine gute Vergleichbarkeit zu gewährleisten. Am auffälligsten ist, dass die STD mit Werten um 10 % bei den NCEP/NCAR-Daten erheblich kleiner ist als in den COADS-Daten. Die räumliche

Struktur ist ebenfalls sehr unterschiedlich. In den Gebieten mit wenigen Beobachtungen (siehe Abbildung 2.4) ist die STD besonders hoch, wohingegen in den frequentierten Bereichen geringere STD zu finden sind. Bemerkenswert ist die scharfe Grenze, die sich um den südlichen Teil Afrikas zieht und durch den starken Schiffsverkehr auf den Handelsrouten erklären lässt.

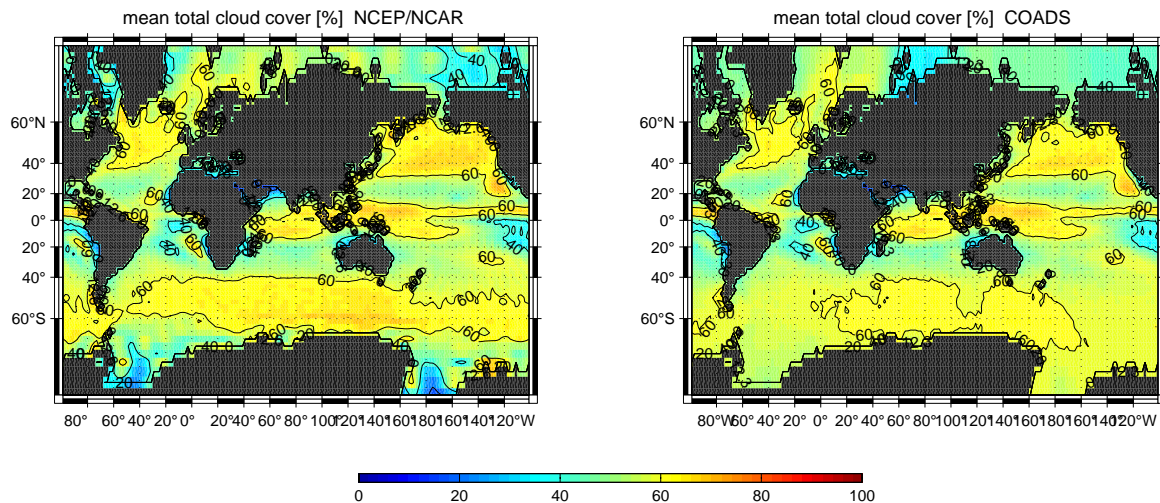


Abbildung 4.1: Mittlerer Bedeckungsgrad für 1948 bis 2001 aus NCEP/NCAR (links) und für 1948 bis 1997 aus COADS (rechts)

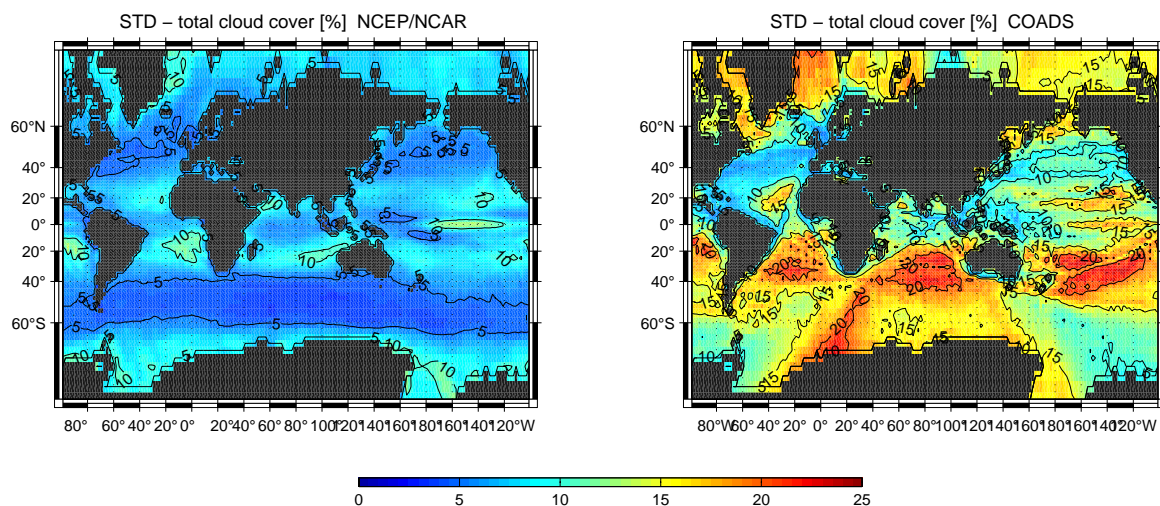


Abbildung 4.2: STD vom mittleren Bedeckungsgrad für 1948 bis 2001 aus NCEP/NCAR (links) und für 1948 bis 1997 aus COADS (rechts), saisonbereinigt

4.2 Räumliches Mittel

Ausser der zeitlichen Mittelung kann noch eine räumliche Mittelung durchgeführt werden. Dazu wird für jeden Monat der globale Mittelwert berechnet. In Abbildung 4.3 sind die Abweichungen von den jeweiligen langjährigen Monatsmitteln dargestellt; die Zeitreihe ist somit saisonbereinigt. Die Mittelwerte beider Datensätze (NCEP/NCAR: 55,23%; COADS: 54,97%) stimmen gut überein, wohingegen die Standardabweichungen mit 0,71% bei NCEP/NCAR und 1,36% bei COADS sehr unterschiedlich sind (siehe Abbildung 4.2). Für die COADS Daten ist die STD besonders in den Jahren bis 1970 sehr groß. Vergleicht man die Mittelwerte mit dem vom ISCCP gefundenen Wert, der über den Ozeanen bei 71,7 % Gesamtbedeckungsgrad liegt [ROSSOW UND SCHIFFER (1999)], bleibt unklar woher der große Unterschied kommt. Ein möglicher Grund sind Cirren, die vom menschlichen Auge nicht erkannt werden, vom Satelliten aber dennoch registriert werden. Der Anteil an Cirren liegt über dem Ozean bei 18 % [ROSSOW UND SCHIFFER (1999)], und hat somit einen großen Anteil am Gesamtbedeckungsgrad. Damit kann aber nur der Unterschied zwischen den COADS und den ISCCP Daten erklärt werden. Die Werte des ISCCP können auch zu hoch sein, weil es nur wolkenfreie oder voll bedeckte Pixel gibt.

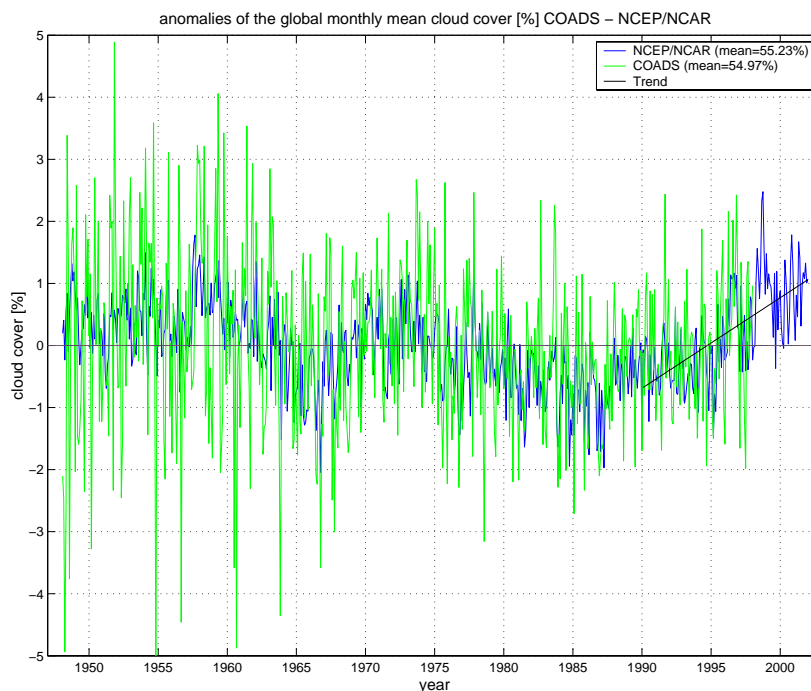


Abbildung 4.3: *Monatliche Anomalien des globalen Bedeckungsgrades für 1948 bis 2001 aus NCEP/NCAR (blau) und für 1948 bis 1997 aus COADS (grün), saisonbereinigt, Trend (schwarz) für NCEP/NCAR seit 1990*

Führt man eine Korrelationsanalyse zwischen den Zeitreihen von NCEP/NCAR und COADS durch, so erhält man für den Zeitraum 1965 bis 1997 einen Korrelationskoeffizienten von 0,53. Für andere Zeiträume sind die Korrelationskoeffizienten noch kleiner. Im nächsten Abschnitt wird die Korrelation zwischen beiden Datensätzen noch genauer untersucht.

Der für die Zeit 1990 bis 2001 eingezeichnete signifikante Trend bezieht sich nur auf die NCEP/NCAR-Daten und lässt sich in den COADS Daten, die nur bis 1997 reichen, schlecht wiederfinden. Allerdings kann es sich bei diesem Trend auch nur um den Bestandteil einer langperiodischen Schwankung handeln. An späterer Stelle werden Trendanalysen noch näher beleuchtet.

4.3 Korrelation zwischen NCEP/NCAR und COADS

Als abschließender Vergleich beider Datensätzen folgt nun eine Korrelationsanalyse an jedem Ort für die Zeit von 1948 bis 1997. Dazu wird für jeden Monat eine Korrelationsanalyse durchgeführt. Stellvertretend für die Jahreszeiten sieht man in Abbildung 4.4 die Felder für Januar und April, in Abbildung 4.5 für Juli und Oktober.

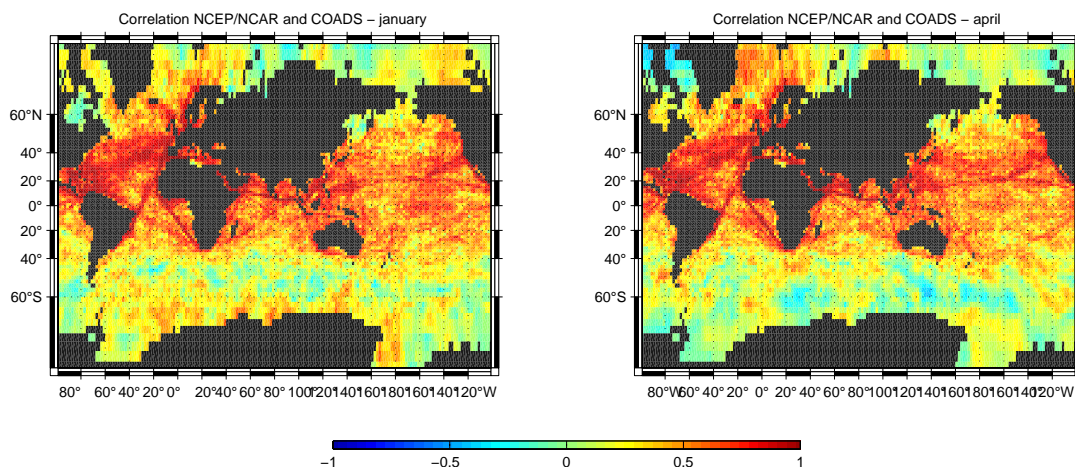


Abbildung 4.4: *Korrelation zwischen NCEP/NCAR und COADS für Januar und April, jeweils für 1948 bis 1997*

Die Muster in allen vier Abbildungen sind sehr ähnlich. Von 60° nördlicher bis 40° südlicher Breite finden sich Bereiche mit relativ hoher Korrelation ($r > 0.5$). Dies gilt besonders im Atlantik. Die höchsten Korrelationen erkennt man mit Werten $r > 0.9$ entlang der Schifffahrtsrouten (vgl. Abbildung 2.4). In den hohen Breiten

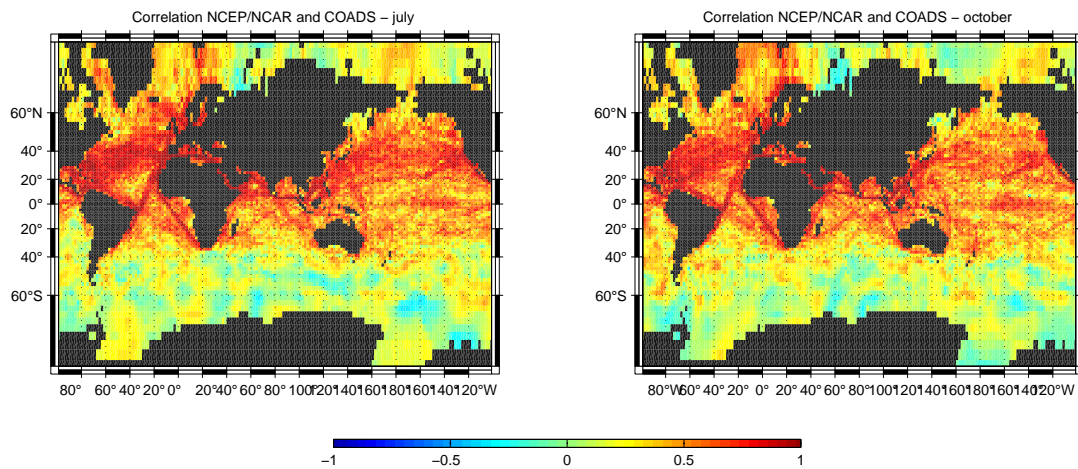


Abbildung 4.5: Korrelation zwischen NCEP/NCAR und COADS für Juli und Oktober, jeweils für 1948 bis 1997

ist kein Zusammenhang zwischen beiden Datensätzen zu erkennen, was an den dort häufig fehlenden Beobachtungen in den COADS-Daten liegt.

Somit stimmen beide Datensätze in den Gebieten, in denen hinreichend Beobachtungen vorhanden sind gut überein. Folglich sind die Reanalyseergebnisse dort realistisch. Es kann daher angenommen werden, dass die Bedeckungsgrade aus den NCEP/NCAR-Daten in den anderen Gebieten ebenfalls die Realität gut abbilden. Dennoch haben die COADS-Daten den Vorteil, dass es tatsächliche Beobachtungen sind und eine Unterscheidung der Wolkenarten möglich ist. Damit könnte man die Veränderungen einzelner Wolkenarten untersuchen.

Kapitel 5

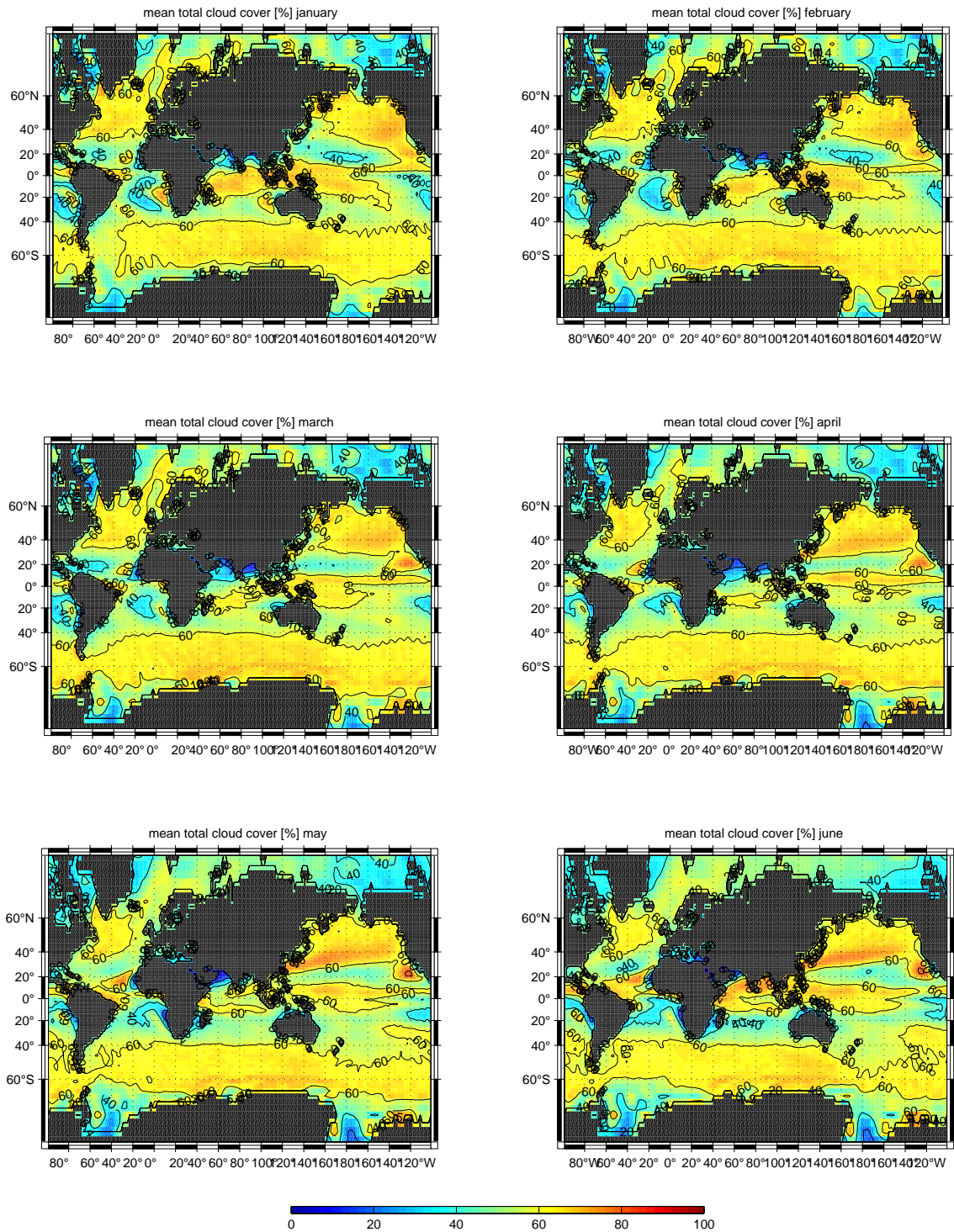
Saisonale Variabilität und lineare Trends

Im folgenden Kapitel wird zunächst der mittlere Jahresgang des Bedeckungsgrades betrachtet. Damit soll überprüft werden, ob bekannte jahreszeitliche Schwankungen im Bedeckungsgrad (z.B. Verlagerung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ)) in den NCEP/NCAR Daten auftauchen. Es handelt sich also um eine qualitative Untersuchung. Danach werden zonale Bänder der entsprechenden Klimazonen betrachtet. Im weiteren Verlauf wird mit Hilfe der Trendanalyse nach signifikanten Änderungen im Bedeckungsgrad von 1948 bis 2001 gesucht. Erhöht sich der Bedeckungsgrad beispielsweise, verringert sich die solare Heizung erheblich.

5.1 Jahresgang

In Abbildung 5.1 sind die mittleren Felder des Bedeckungsgrades für den Zeitraum von 1948 bis 2001 für jeden Monat dargestellt. Die Wanderung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) lässt sich sehr gut wiederfinden. Nach BROWN ET AL. (1989) wandert die ITCZ im Bereich des Indischen Subkontinents von etwa 20° südlicher Breite im Januar bis 25° nördlicher Breite im Juli. Die damit verbundene Zunahme des Bedeckungsgrades zum Nordsummer ist hier gut sichtbar. Ein weiteres auffälliges Gebiet ist der Nordatlantik nördlich von 20° Nord. Hier verkleinert sich der Bereich mit einem Bedeckungsgrad von größer als 60 % im Jahresverlauf und nimmt im Juli und August die geringste Fläche ein. Zu dieser Zeit verlagert sich die ITCZ auf die Nordhalbkugel und verschiebt damit die wolkenarmen Subtropen nach Norden. Dies spiegelt den stärkeren Einfluss des Azorenhochs im Nordsummer wieder. Im Nordwinter dagegen sorgt die erhöhte Zyklonenaktivität im gesamten Bereich zwischen 40° und 60° nördlicher Breite für einen mittleren Bedeckungsgrad

von über 60 %. Im Nordpazifik dagegen ist der Bereich mit Werten von über 60 % das ganze Jahr annähernd gleich groß.



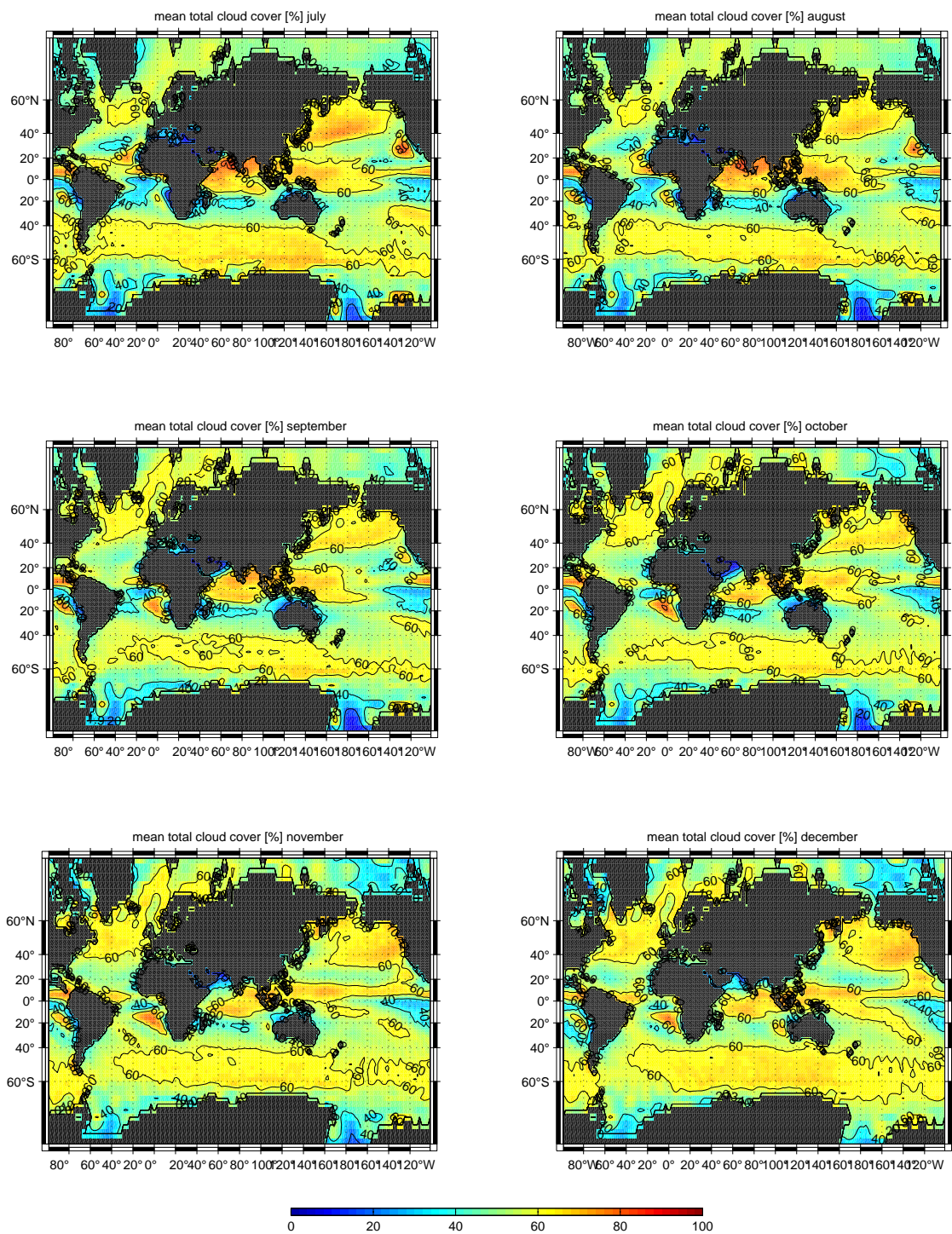


Abbildung 5.1: Mittlerer Bedeckungsgrad (1948-2001) für jeden Monat aus NCEP/NCAR

5.2 Zonale Mittel

In diesem Abschnitt werden die verschiedenen Klimazonen noch einmal betrachtet. Dazu werden Mittelwerte für zonale Bänder berechnet. In Abbildung 5.2 ist dies für die Nordhemisphäre gezeigt. Die Gebiete sind von oben nach unten geordnet, beginnend mit den hohen Breiten bis zu den Tropen im untersten Bild. Weiterhin sind für jedes Gebiet die linearen Trends schwarz eingezeichnet. Nur in den Tropen ist der beobachtet abnehmende Bedeckungsgradtrend signifikant. Dort nimmt der Bedeckungsgrad in 54 Jahren um 4,6 % ab.

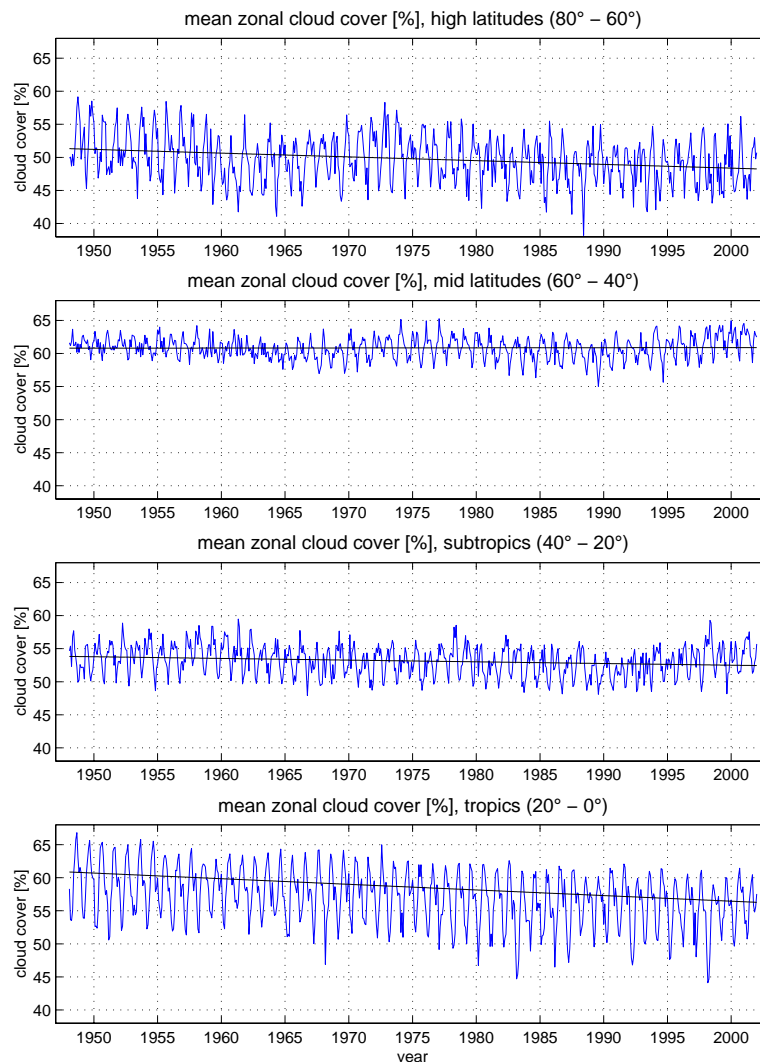


Abbildung 5.2: Zonale Monatsmittel (1948-2001) für die Klimaregionen auf der Nordhemisphäre - hohe Breiten, mittlere Breiten, Subtropen und Tropen (von oben)

Sehr gut erkennt man die Klimaregionen an ihren unterschiedlichen Mittelwerten im Bedeckungsgrad (hohe Breiten: 49,7 %, mittlere Breiten: 60,8 %, Subtropen: 53,1 %, Tropen: 57,0 %). Auffallend sind auch die verschiedenen Schwankungsbreiten. In den hohen Breiten und den Tropen ist der Jahresgang wesentlich ausgeprägter als in den Subtropen und den mittleren Breiten.

5.3 Lineare Trends

Um interdekadische Schwankungen im Bedeckungsgrad untersuchen zu können, sind Zeitreihen über mehrere Jahrzehnte notwendig. Das bedeutet, dass Satellitendaten ungeeignet sind. Daher wurden langjährige lineare Trends bisher nur mit Beobachtungsdaten von Schiffen analysiert.

BAJUK UND LEOVY (1998) untersuchten, ob es tatsächlich interdekadische Schwankungen tiefer Wolken über dem Ozean gibt. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass die Schwankungen hauptsächlich auf Veränderungen der Beobachtungsverfahren zurückzuführen sind. Zum einen fanden sie einen großen Unterschied zwischen den Beobachtungen von Volunteer Observing Ships (VOS) und Ocean Weather Ships (OWS) und zum anderen widersprüchliche Zusammenhänge zwischen der Wolkenaufrtrittswahrscheinlichkeit und der SST.

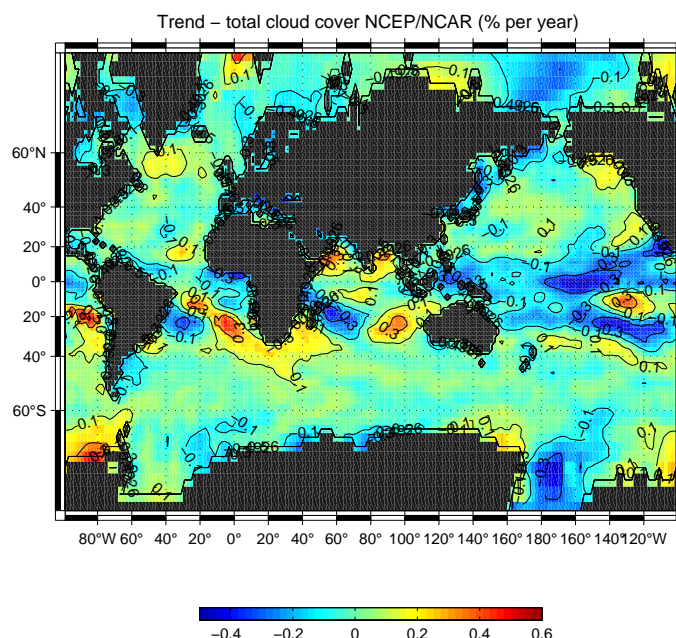


Abbildung 5.3: *Linearer Trend (1948-2001) in NCEP/NCAR Bedeckungsgraddaten (% pro Jahr)*

In Abbildung 5.3 sind die linearen Trends im Bedeckungsgrad von 1948 bis 2001 zu sehen, die in den NCEP/NCAR Daten zu finden sind. Die Gebiete, in denen die Trends auf einem Niveau von 95% signifikant sind, sind in Abbildung 5.4 gelb markiert. Im Nordatlantik südlich von Grönland, im zentralen Pazifik und südlich von Afrika ist dies der Fall. Südlich von Grönland nimmt der Bedeckungsgrad mit 0,1% pro Jahr und im Südatlantik sogar um 0,3% pro Jahr zu. Im Gegensatz dazu verringert sich der Bedeckungsgrad im tropischen Pazifik um 0,1 bis 0,3 % pro Jahr, nur westlich von Südamerika finden sich signifikante positive Trends.

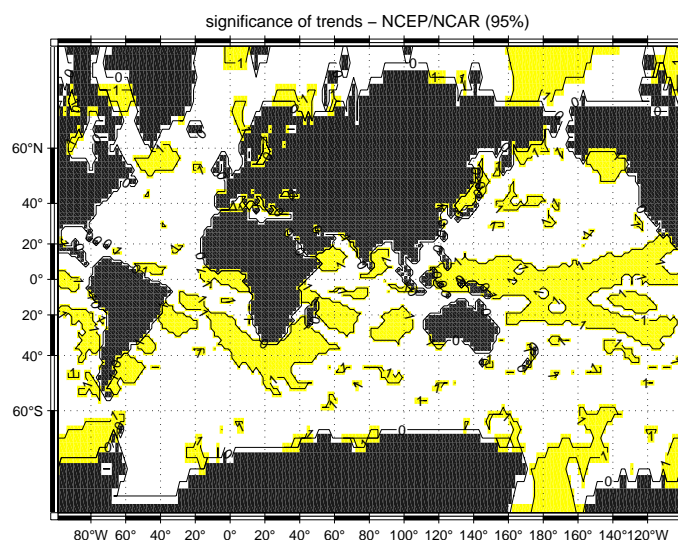


Abbildung 5.4: *Signifikanz der linearen Trends (1948-2001) in NCEP/NCAR Bedeckungsgraddaten, Bereiche mit einem Signifikanzniveau von 95% sind gelb markiert*

Auffällig ist, dass in verschiedenen Klimazonen Trends zu erkennen sind, obwohl die Mechanismen der Wolkenbildung dort jeweils unterschiedlich sind. Die Zunahme im Nordatlantik könnte man mit einer Zunahme der Zyklonenzahl assoziieren. Die Wolkenabnahme in den Tropen dagegen sollte mit niedrigerer SST und damit verbundener geringerer Konvektion zusammenhängen. Allerdings kann starke Konvektion (höhere SST) den Bedeckungsgrad insgesamt auch verringern, wenn lokale kräftige Aufsteiggebiete (Wolken) durch großflächige Absinkgebiete (keine Wolken) ausgeglichen werden.

Die in den letzten 20 Jahren beobachtete Zunahme des Niederschlags im Bereich der tropischen Ozeane [IPCC-REPORT (2001)] steht mit einer Abnahme des Bedeckungsgrades nicht im Einklang.

Wie oben angedeutet gestaltet sich die Interpretation der gefundenen Trends auch bei Reanalysedaten schwierig.

Zum Vergleich sind in Abbildung 5.5 die linearen Trends im Bedeckungsgrad der COADS-Daten von 1948 bis 1997 dargestellt.

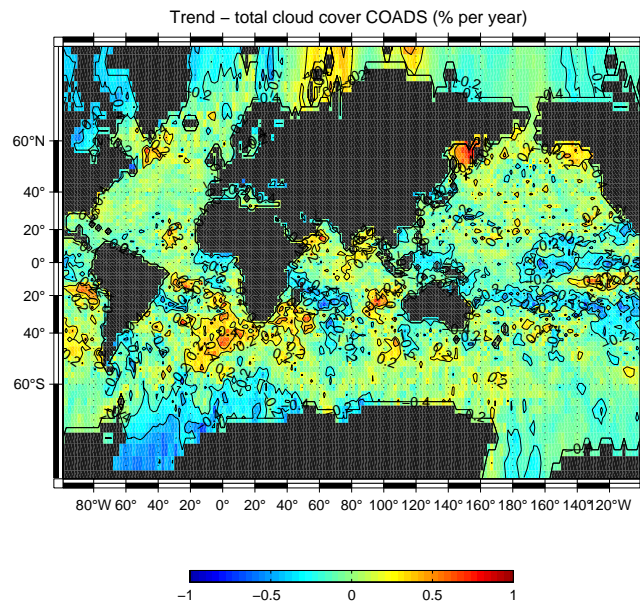


Abbildung 5.5: *Linearer Trend (1948-1997) in COADS Bedeckungsgraddaten (% pro Jahr)*

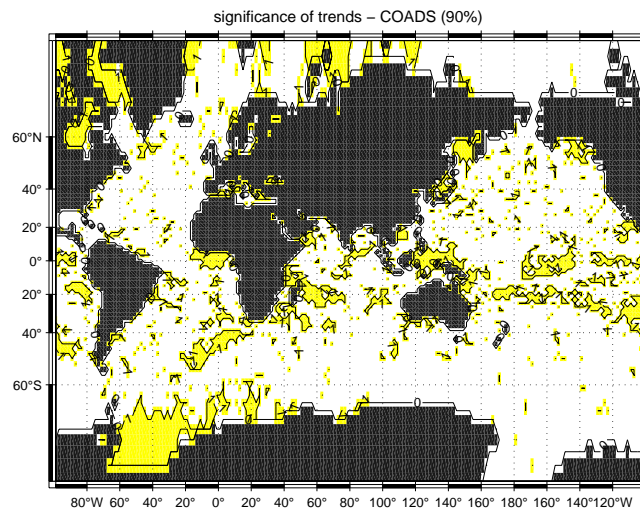


Abbildung 5.6: *Signifikanz der linearen Trends (1948-1997) in COADS Bedeckungsgraddaten, Bereiche mit einem Signifikanzniveau von 90% sind gelb markiert*

In Abbildung 5.6 sind die Gebiete, in denen die Trends auf einem Niveau von 90 %

signifikant sind, gelb eingefärbt. Man erkennt nur sehr kleine zusammenhängende Gebiete, in denen die Trends signifikant sind. Jedoch ist dies in den selben Regionen wie bei den Trends aus NCEP/NCAR-Daten der Fall. In den COADS-Daten nimmt der Bedeckungsgrad südlich von Grönland mit 0,2% und südlich von Afrika mit bis zu 0,4% pro Jahr zu. Im Bereich des tropischen Pazifiks verringert er sich um bis zu 0,2% pro Jahr.

Kapitel 6

Wolken im Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation

6.1 Nordatlantische Oszillation

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist das dominante raumzeitliche Muster atmosphärischer Variabilität im Nordatlantik. Sie beschreibt die Veränderung des Druckfeldes im Bereich des Nordatlantiks. Als Maß dient der NAO-Index, der für die Zeit von 1948 bis 2000 in Abbildung 6.1 als Wintermittel (DJF) aufgetragen ist.

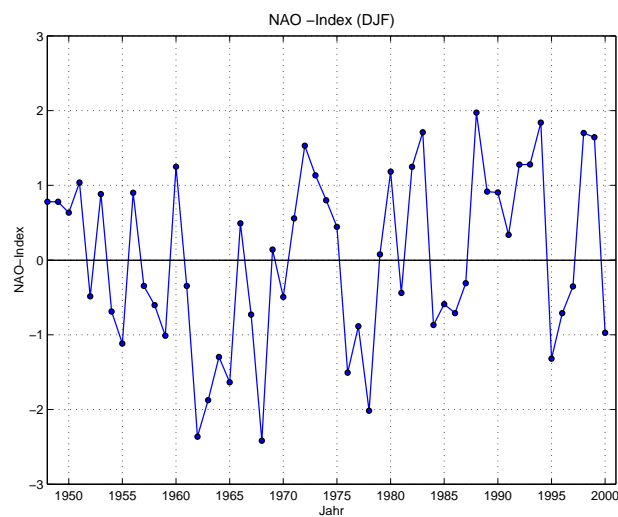


Abbildung 6.1: Wintermittel (DJF) des NAO - Index 1948-2000

Der NAO-Index ist durch den Unterschied zwischen den normalisierten SLP-Anomalien des Islandtiefs und des Azorenhochs definiert. Zur Berechnung der SLP-Anomalien wurden die NCEP/NCAR-Reanalysen verwendet. Ist der Indexwert positiv, beobachtet man im Vergleich zum langjährigen Mittel eine Verstärkung des Azorenhochs und gleichzeitig eine Vertiefung des Islandtiefs. Daraus resultiert ein außergewöhnlich großer Druckunterschied, der wiederum stärkere zonale Winde und mehr Zyklonen zur Folge hat. In Abbildung 6.2 ist eine solche hohe Phase der NAO schematisch dargestellt. Für Nordeuropa bedeutet sie milderes und gleichzeitig feuchteres Wetter. Die Zyklonen transportieren vermehrt maritime Luftmassen in diesen Bereich. Im Mittelmeerraum ist es dagegen trocken und verhältnismäßig kalt. Über dem Nordatlantik herrscht eine erhöhte Zyklonenaktivität [UBL (2001)], die auch im Bedeckungsgrad wiederzufinden sein könnte.

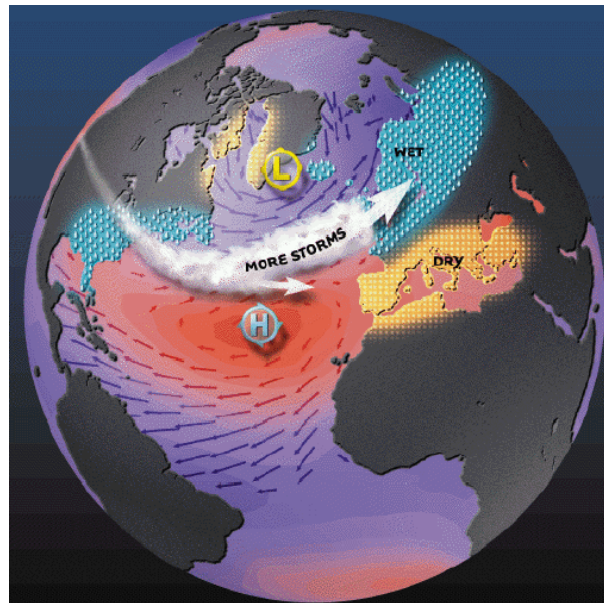


Abbildung 6.2: Hohe NAO Phase (nach M. Visbeck, Quelle: <http://www.ldeo.columbia.edu/NAO>)

Bei negativem Index schwächen sich beide Systeme ab, weswegen auch die Druckdifferenz zwischen beiden kleiner wird. Eine niedrige NAO Phase ist in Abbildung 6.3 zu sehen. Das Einflussgebiet der Westwinde liegt nun weiter südlich. Allerdings sind diese auf Grund des kleineren Druckgradienten schwächer und transportieren feuchte und milde Luftmassen in den Mittelmeerraum. In Nordeuropa herrscht dann kaltes und trockenes Winterwetter. In diesem Fall gibt es im Bereich des Nordatlantik weniger Stürme und der Bedeckungsgrad sollte nun geringer sein.

In den folgenden Abschnitten wird der Zusammenhang zwischen der NAO und dem Bedeckungsgrad zum einen anhand einer EOF-Analyse und zum anderen mit Hilfe

einer Korrelationsanalyse näher betrachtet.

Da die NAO nur im Winter einen größeren Teil der Varianz des Bodendrucks erklärt, werden hier nur die Wintermonate betrachtet. In den anderen Jahreszeiten ist zudem keine interdekadische Variabilität der NAO zu erkennen [JUNG (2000)].

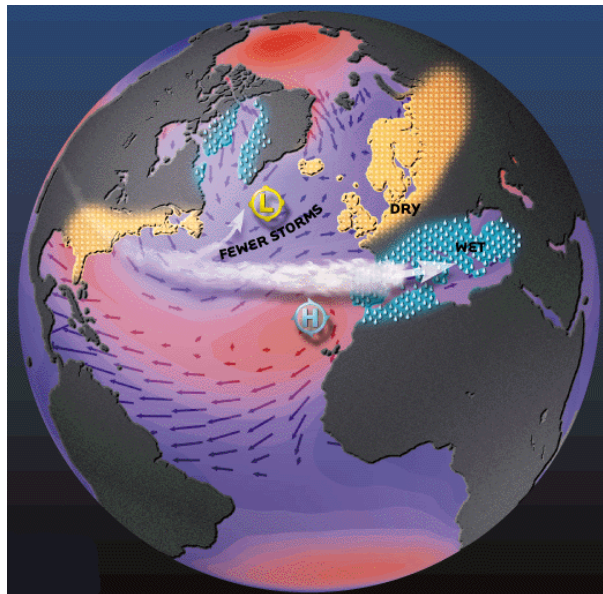


Abbildung 6.3: Niedrige NAO Phase (nach M. Visbeck, Quelle: <http://www.ldeo.columbia.edu/NAO>)

6.2 Korrelationsanalyse NAO-Index und Bedeckungsgrad

Um den vermuteten Zusammenhang zwischen dem NAO-Index und dem Bedeckungsgrad zu bestätigen, wurde eine Korrelationsanalyse durchgeführt. Hierbei wurden die Zeitreihen an jedem Gitterpunkt mit dem entsprechenden Indexwert korreliert. In Abbildung 6.4 sind die Korrelationsfelder für die Monate Dezember, Januar, Februar und März dargestellt.

Da die NAO im Winter am deutlichsten zu erkennen ist, wurden diese Monate gewählt. In allen vier Abbildungen kann man im Nordatlantik nördlich von 40° Nord örtlich Korrelationskoeffizienten von bis zu 0,7 erkennen. Die räumliche Struktur in diesem Gebiet ist hingegen sehr unterschiedlich. Im Januar und Februar sind die zusammenhängenden Gebiete hoher Korrelation ($r > 0,5$) gut sichtbar. Im Dezember dagegen sind die Gebiete nicht zusammenhängend und im März nimmt die Korrelation im gesamten Bereich ab.

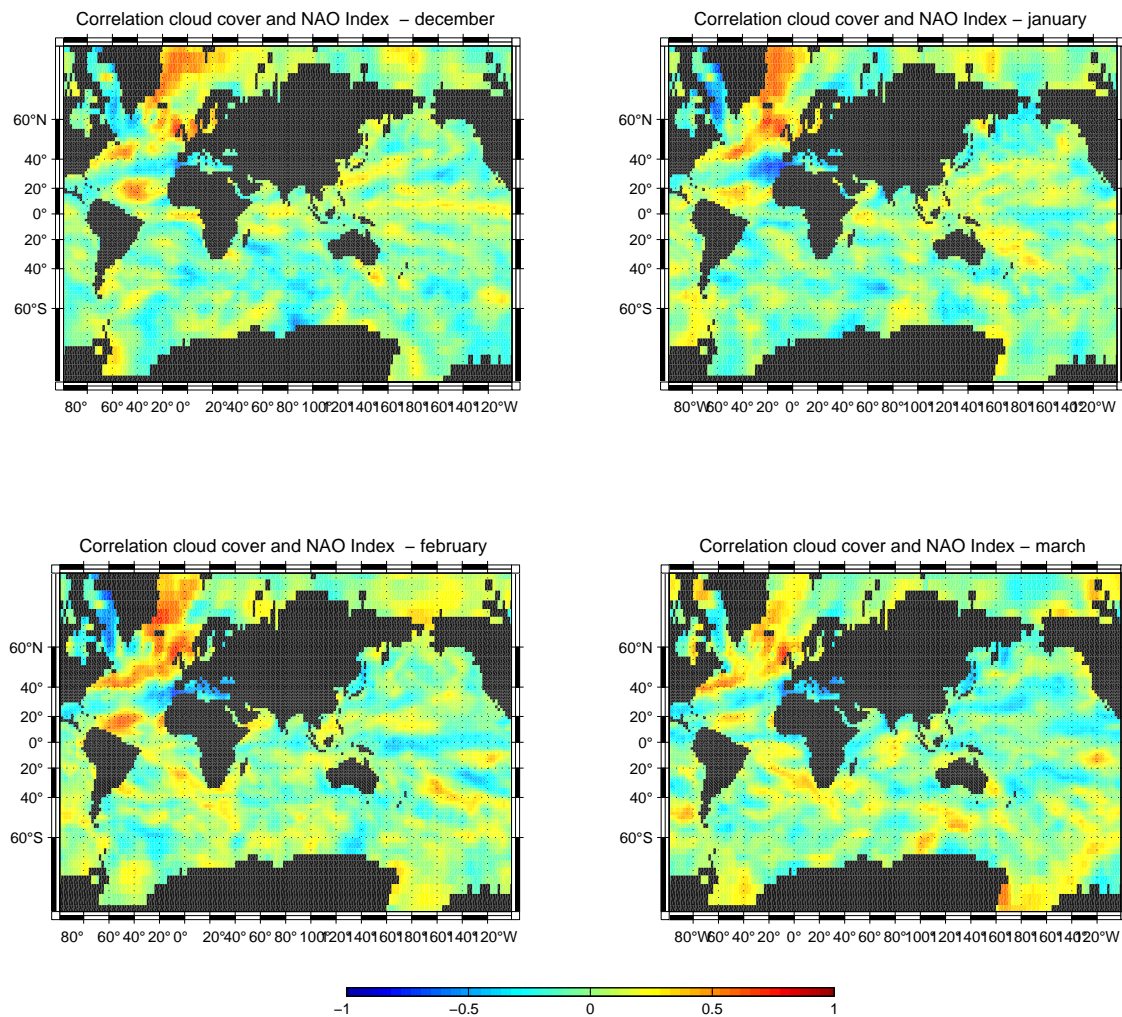


Abbildung 6.4: Korrelation des NAO-Index mit dem Bedeckungsgrad für Dezember, Januar, Februar und März

Letzteres ist auch zu erwarten, da der Einfluss der NAO im Jahresverlauf geringer wird.

Im Mittelmeerraum ist in allen Monaten eine negative Korrelation zu finden. Diese ist im Februar mit Werten bis zu -0,73 am ausgeprägtesten und steht im Einklang mit dem Schema der NAO. In Phasen mit hohem Indexwert herrschen in Südeuropa warme, trockene und wolkenärmere Bedingungen vor.

Die Ergebnisse der Korrelationsanalyse zeigen, dass es einen Zusammenhang zwischen der NAO und dem Bedeckungsgrad im Bereich des Nordatlantiks und Mittelmeeres gibt. Ein weiterer Zusammenhang über diese Gebiete hinaus wurde nicht gefunden.

6.3 Variabilität des Bedeckungsgrades im Bereich des Nordatlantik

Mit einer EOF-Analyse soll nun die räumliche und zeitliche Variabilität des Bedeckungsgrades im Bereich des Nordatlantiks untersucht werden. Um zusätzlich den im vorherigen Abschnitt gefundenen Zusammenhang mit der NAO näher zu beleuchten, werden nur die Wintermonate untersucht. Datengrundlage sind die Wintermittel für die Jahre 1948 bis 2000. Der Winter 1948 setzt sich zum Beispiel aus dem Dezember 1948 und Januar/Februar 1949 zusammen.

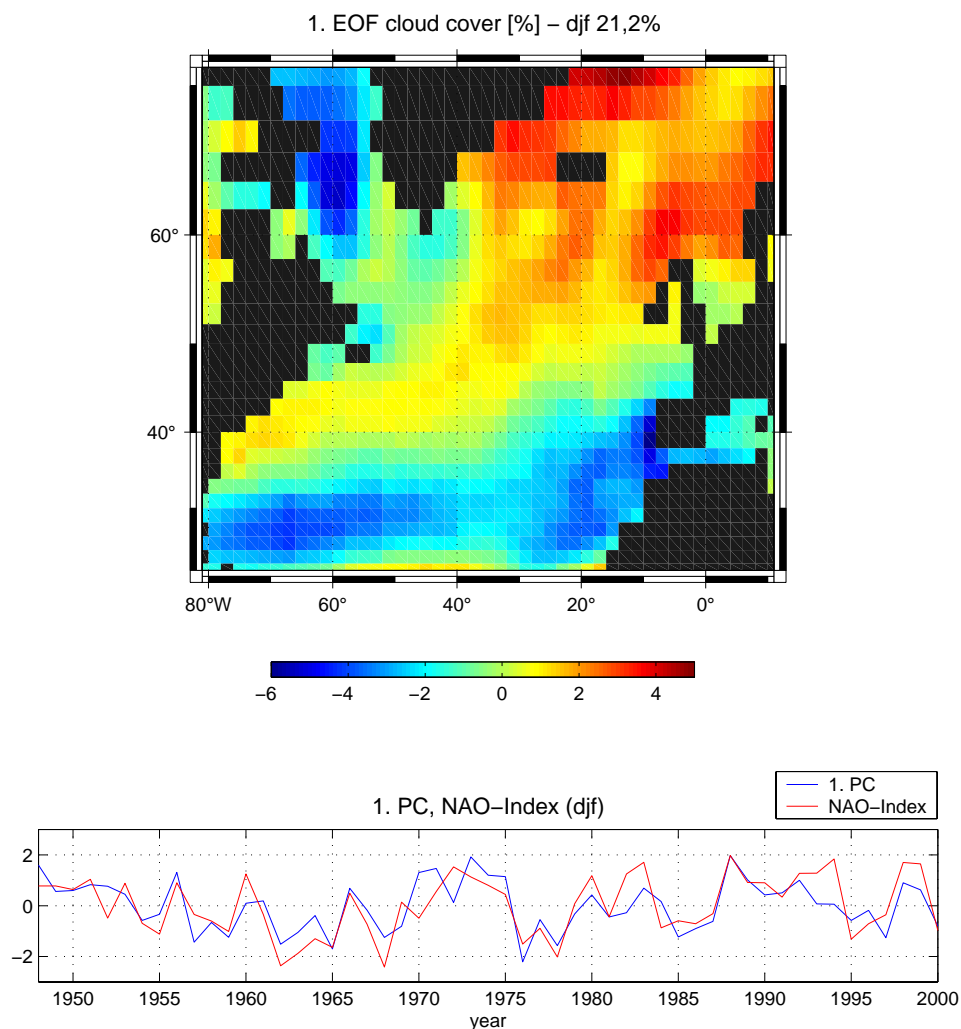


Abbildung 6.5: 1. EOF mit zugehöriger Principal Component des Bedeckungsgrades für DJF-Mittel, NAO-Index (DJF-Mittel)

Die 1. EOF (Abbildung 6.5) erklärt im Winter 21,2 % der Varianz und deutet eine Dipolstruktur zwischen den Subtropen und dem Gebiet um Island an. Hohe Variabilität findet man außerdem im Bereich der Labradorsee. Die zugehörige Zeitreihe (PC) weist eine Korrelation von 0,74 mit dem NAO-Index auf und bestätigt damit einen Zusammenhang der NAO mit dem Bedeckungsgrad. Die NAO erklärt 55% der winterlichen Varianz der 1. EOF des Bedeckungsgrades. Bei hohem NAO-Index wie beispielsweise im Winter 1988/89 führt die vermehrte Zyklonenaktivität zu einem höheren Bedeckungsgrad.

6.4 Vergleich zwischen SLP und Wolken auf verschiedenen Zeitskalen

Die in den letzten beiden Abschnitten gefundenen Korrelationen zwischen dem NAO-Index und dem Bedeckungsgrad deuten auf einen Zusammenhang zwischen dem SLP und dem Gesamtbedeckungsgrad (CC) hin. Im folgenden Kapitel wird untersucht, ob es eine Verbindung zwischen den sich fortbewegenden Mustern des SLP und den Bedeckungsgradmustern gibt. Dieser Zusammenhang wird für zwei verschiedene Zeitskalen analysiert, zum einen 0 bis 2 Tage (ultrahochfrequente Variabilität) und zum anderen 2 bis 6 Tage (synoptische Zeitskala). Ein ähnliches Vorgehen findet man bei ZOLINA UND GULEV (2003), die den Zusammenhang zwischen Zyklonen und turbulenten Oberflächenflüssen im Bereich der westlichen Randströme in den mittleren Breiten nachweisen konnten.

In Abbildung 6.6 ist eine typische extratropische Zyklone schematisch dargestellt. Man erkennt die Luftdruckverteilung und das charakteristische Frontensystem bestehend aus Warmfront und Kaltfront. Vor der Warmfront ist der durch Aufgleiten von warmer auf kältere Luft entstandene Wolkenschirm zu sehen. Im Warmsektor herrscht anschließend ein geringerer Bedeckungsgrad. Die Warmluft wird von der kalten Luft an der Kaltfront angehoben und bildet Cumulonimben. Somit kann jede Zyklone an zwei Bedeckungsgradmaxima identifiziert werden. Die Frage, die nun beantwortet werden soll ist, ob und wie gut sich Wolkenfelder eignen um Tiefdruckgebiete zu erkennen und ob sich kurzlebige Wellen im Bedeckungsgrad besser abzeichnen als im Druckfeld.

Für die Untersuchung werden NCEP/NCAR Reanalysen des SLP und CC verwendet, die eine zeitliche Auflösung von 6 Stunden haben. Der betrachtete Zeitraum erstreckt sich von Januar bis März 1989, einer Phase mit hohem NAO-Index. Damit soll sichergestellt werden, dass durch die erhöhte Zyklonenaktivität die erwarteten Muster möglichst deutlich zu erkennen sind.

Sowohl die Daten für den SLP als auch für den CC werden zuerst für die verschiedenen Frequenzen bandpassgefiltert und anschließend einer EOF-Analyse unterzogen.

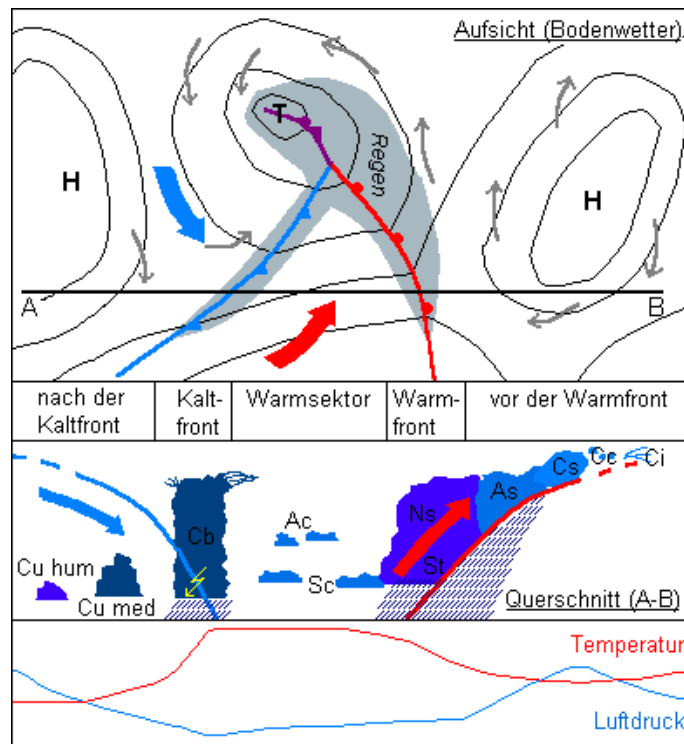


Abbildung 6.6: Schematische Darstellung einer extratropischen Zyklone, Quelle: http://muf.forkel.bei.t-online.de/klima/extra/wetter_zyklone.html

Deuten sich in den ersten beiden EOF's fortschreitende Wellenmuster an, kann man deren Geschwindigkeit bestimmen. Dazu führt man eine Kreuzkorrelationsanalyse der ersten beiden PC's durch und findet so den Zeitunterschied bei dem sie die höchste Korrelation aufweisen. In den EOF's bestimmt man den räumlichen Abstand der jeweils zusammengehörigen Maxima bzw. Minima und kann dann mit dem bekannten Zeitunterschied die Geschwindigkeit abschätzen, mit der die Muster propagieren. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass die Bestimmung des Abstands der Zentren mit einem großen Messfehler behaftet ist.

6.4.1 Ultrahochfrequente Variabilität (0-2 Tage)

Zunächst werden die Ergebnisse der Analyse der ultrahochfrequenten Variabilität diskutiert. In der Abbildung 6.7 sieht man die erste und zweite EOF des SLP. Die erste erklärt 19,0 % und die zweite 17,6 % der gesamten Varianz. Außerdem ist die Standardabweichung (rechts oben) und die Kreuzkorrelation zwischen der ersten und zweiten PC (rechts unten) dargestellt. Aus letzterer erkennt man, dass die höchste Korrelation bei einem Zeitunterschied von 6 bis 12 Stunden erreicht wird. Die Mu-

ster der EOF's sind sehr ähnlich und beinhalten drei Zentren mit wechselndem Vorzeichen. Die räumlichen Abstände der Zentren der ersten und der der zweiten EOF betragen zwischen 600 km und 650 km. Damit ergibt sich eine Geschwindigkeit von 50 bis 100 km/h, abhängig davon, ob 6 oder 12 Stunden Zeitunterschied angesetzt werden. ZOLINA UND GULEV (2003) finden mit 50 bis 70 km/h vergleichbare Geschwindigkeiten. Die Ursache für die etwas höheren Geschwindigkeiten dieser Untersuchung könnte der betrachtete Zeitraum sein. Hier wurden nur die Monate Januar bis März 1989 verwendet, wohingegen ZOLINA UND GULEV (2003) den ganzen Zeitraum von 1948 bis 2000 betrachteten.

Für den Bedeckungsgrad sind die Ergebnisse in Abbildung 6.8 dargestellt. Die Kreuzkorrelationsfunktion zwischen der ersten und zweiten PC lässt eine Phasenverschiebung von 6 Stunden erkennen. Die ersten beiden EOF's erklären 4,7 % und 4,3 % der Varianz und haben eine gleichartige Struktur mit 6 Zentren, deren Vorzeichen alternieren. Die Entfernungen der Zentren sind in diesem Fall zwischen 400 km und 700 km. Daraus resultieren für die propagierenden Muster Geschwindigkeiten von 60 km/h bis 110 km/h. Das bedeutet, die Bedeckungsgradmuster haben nahezu die gleichen Geschwindigkeiten wie die Muster des SLP. Da im Bedeckungsgradmuster doppelt so viele Zentren zu finden sind wie im SLP Muster, kann ein Zentrum im Druckfeld mit zwei Zentren im Bedeckungsgrad assoziiert werden. Das entspricht der Vorstellung von zwei Bedeckungsgradmaxima pro Zyklone.

6.4.2 Synoptische Zeitskala (2-6 Tage)

Die entsprechenden Ergebnisse für die synoptische Zeitskala von zwei bis sechs Tagen werden in Abbildung 6.9 gezeigt. Die ersten beiden EOF's der gefilterten SLP-Daten erklären 20,3 % und 16,0 % der Varianz. Sie sind räumlich ähnlich und es lassen sich drei Zentren bestimmen. Der Zeitunterschied beträgt 18 bis 24 Stunden. Aus Entfernungen von 1000 bis 1700 km ergeben sich Geschwindigkeiten von 40 km/h bis 90 km/h. Die Größenordnung der Geschwindigkeit ist unter anderem mit denen von UBL (2001) zu vergleichen.

In den Mustern des Bedeckungsgrades auf synoptischer Zeitskala lassen sich nur schwer die wandernden Zentren bestimmen. Diese liegen sehr viel weiter südlich als die Druckzentren und lassen sich nicht in einen klaren Zusammenhang bringen. Der Phasenunterschied von 18 bis 24 Stunden ist jedoch hier auch deutlich zu erkennen. Die erste EOF erklärt 10,7 % der Varianz und die zweite 10,1 %.

In weitergehenden Untersuchungen sollte ein längerer Zeitraum analysiert werden um den gefundenen Zusammenhang zwischen den Mustern des Bedeckungsgrades und des SLP für die ultrahochfrequente Zeitskala zu verifizieren und um auf synoptischer Zeitskala eventuell deutlichere Bedeckungsgradmuster zu finden.

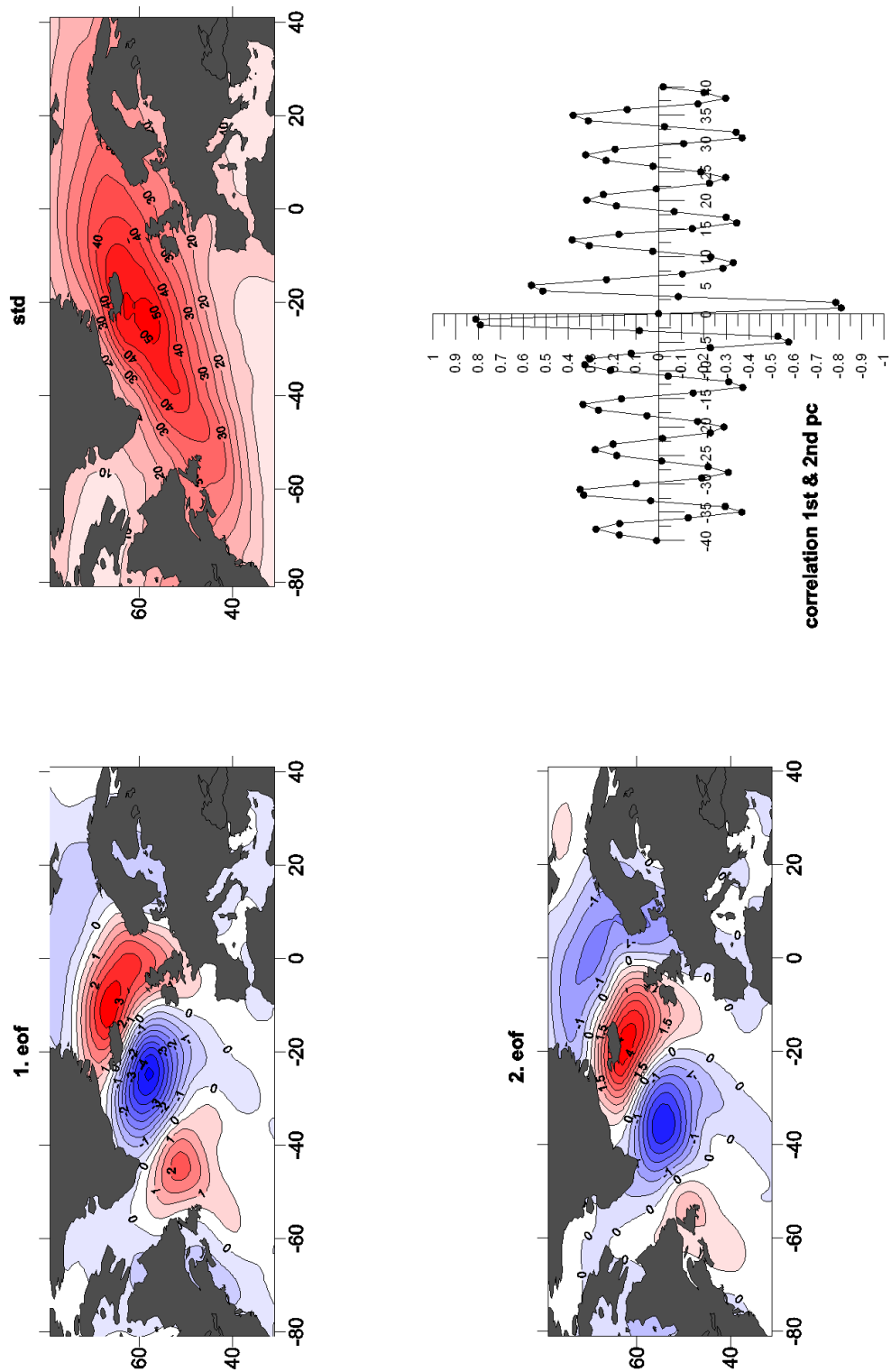


Abbildung 6.7: 1. und 2. EOF des SLP, Januar-März 1989 (links), Standardabweichung und Kreuzkorrelation (ein Zeitschritt entspricht 6h) zwischen 1. und 2. PC (rechts), für 0-2 Tage

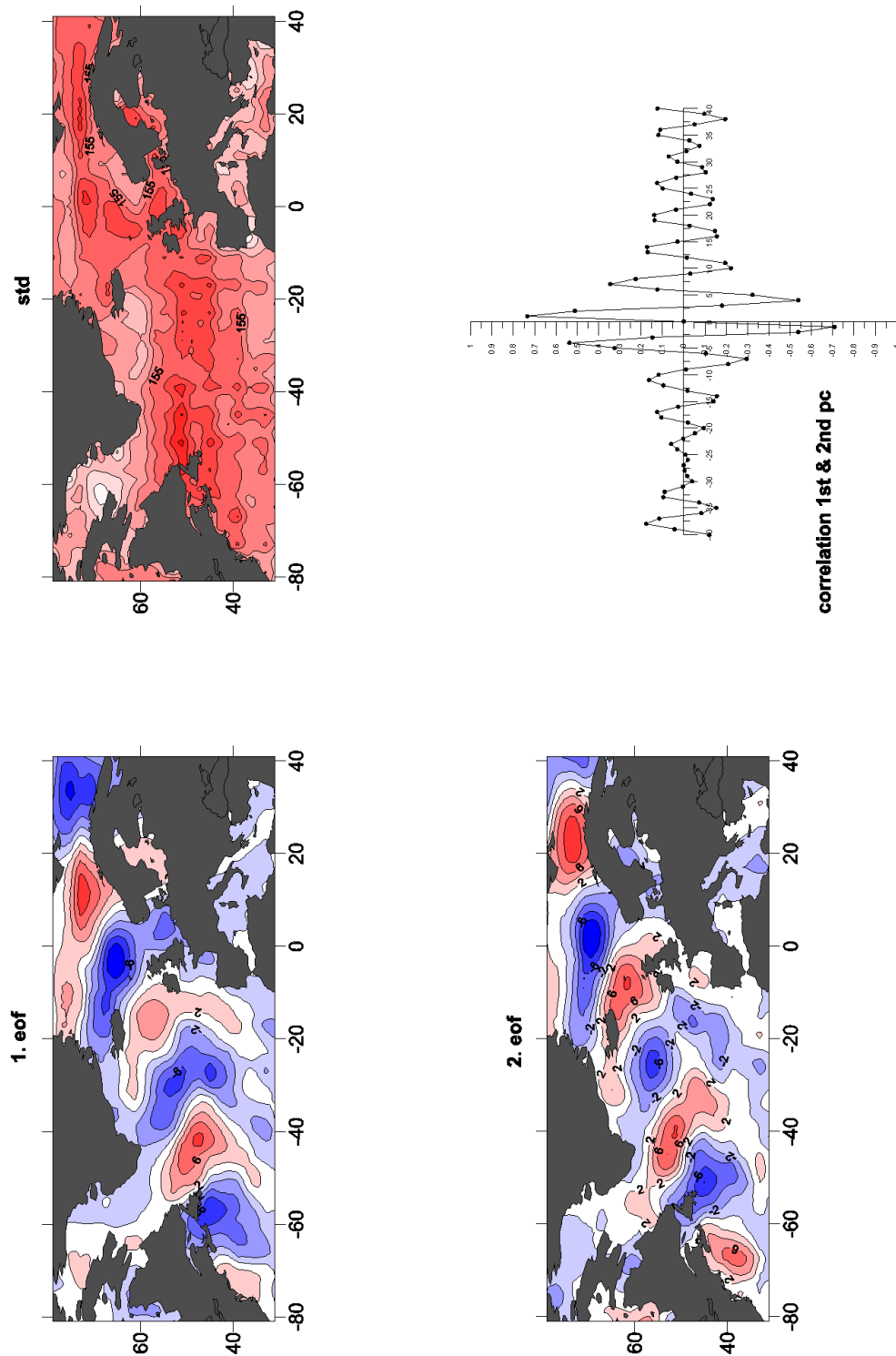


Abbildung 6.8: 1. und 2. EOF des Bedeckungsgrades, Januar-März 1989 (links), Standardabweichung und Kreuzkorrelation (ein Zeitschritt entspricht 6h) zwischen 1. und 2. PC (rechts), für 0-2 Tage

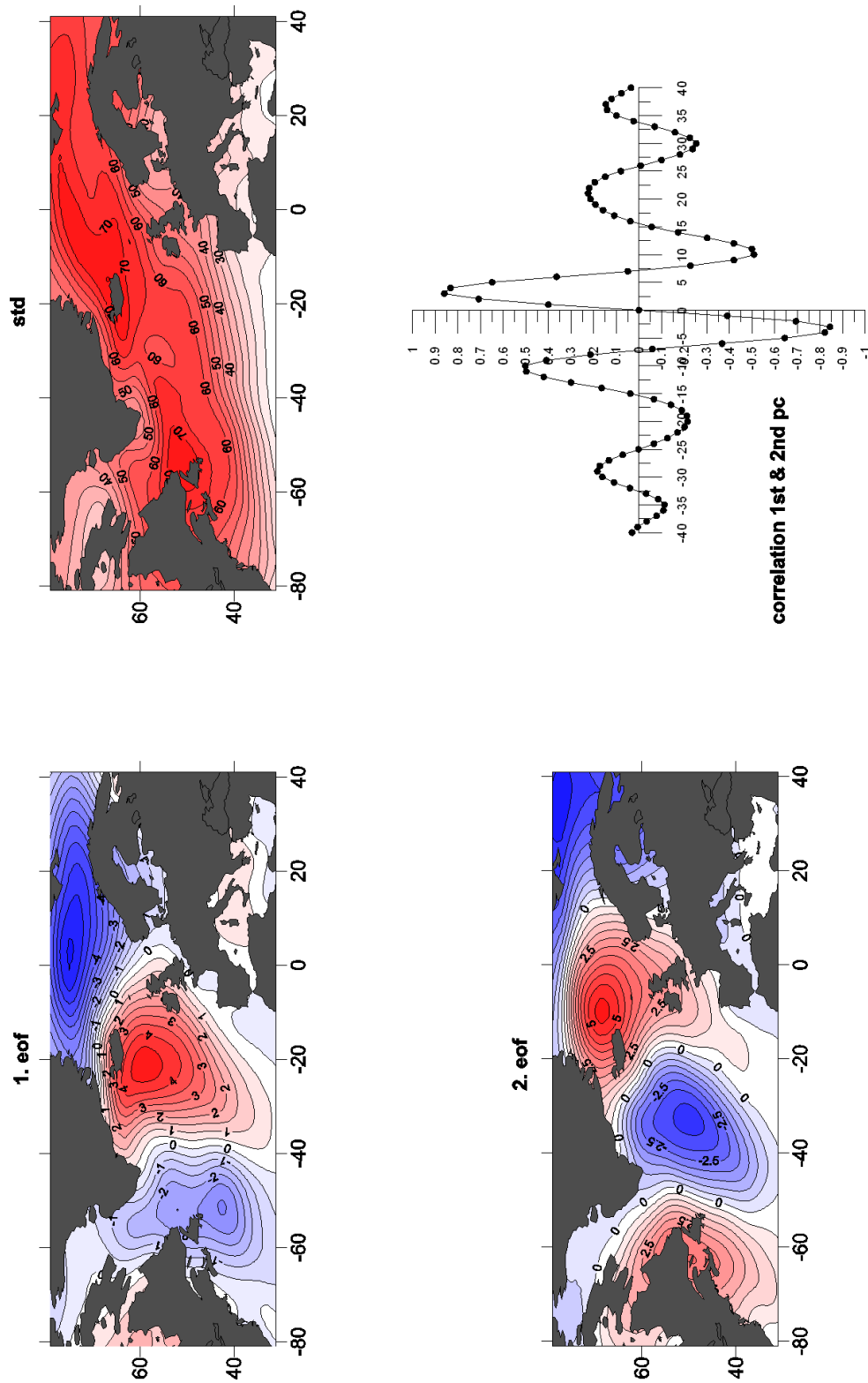


Abbildung 6.9: 1. und 2. EOF des SLP, Januar-März 1989 (links), Standardabweichung und Kreuzkorrelation (ein Zeitschritt entspricht 6h) zwischen 1. und 2. PC (rechts), für 2-6 Tage

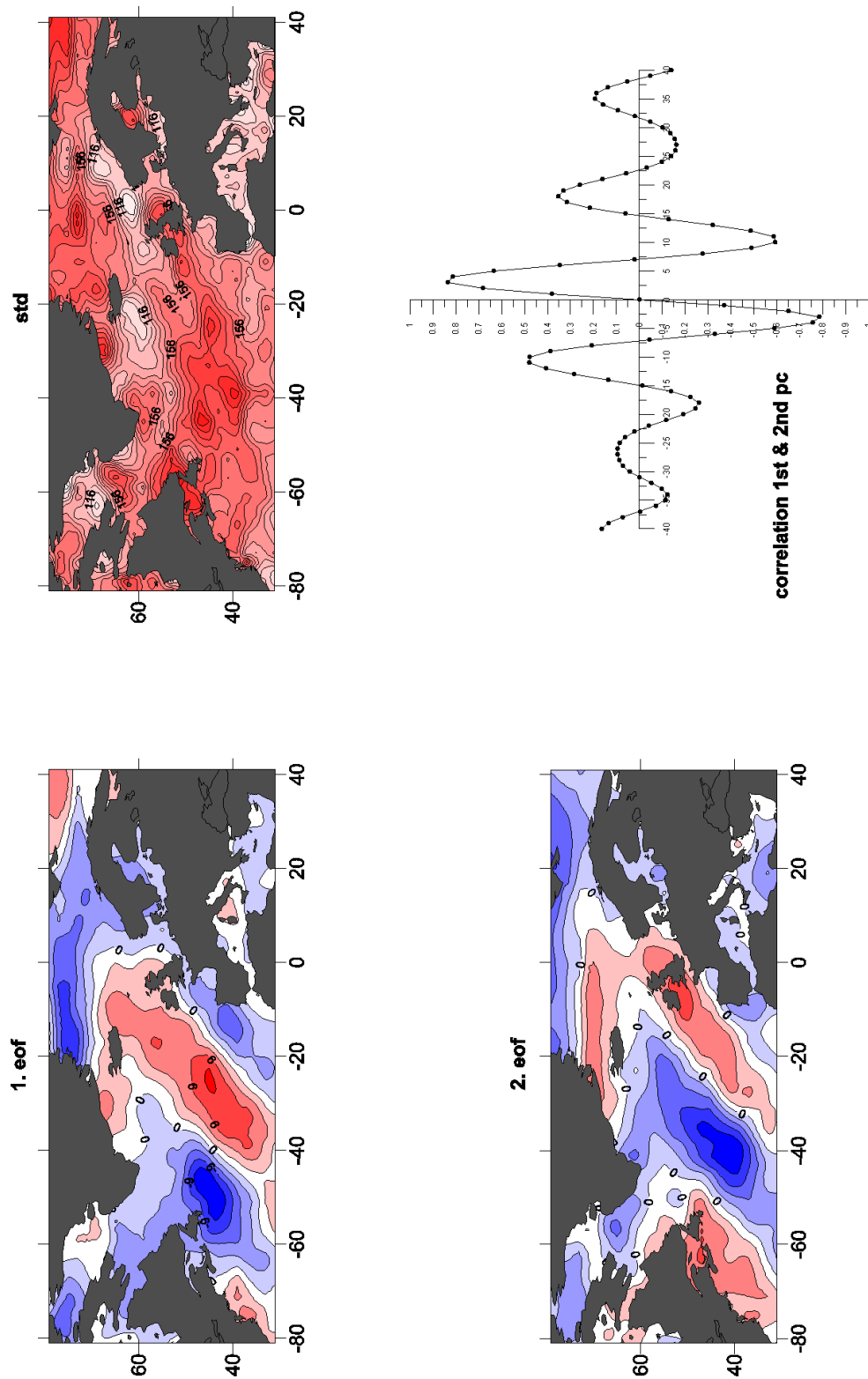


Abbildung 6.10: 1. und 2. EOF des Bedeckungsgrades, Januar-März 1989 (links), Standardabweichung und Kreuzkorrelation (ein Zeitschritt entspricht 6h) zwischen 1. und 2. PC (rechts), für 2-6 Tage

Kapitel 7

Wolken im Zusammenhang mit El Niño - Southern Oscillation

7.1 El Niño - Southern Oscillation (ENSO)

ENSO lässt sich in einen ozeanischen Anteil, El-Niño, und in einen atmosphärischen Teil, Southern Oscillation (SO), aufspalten. In der Vergangenheit verband man mit El-Niño das Auftreten besonders hoher Meeresoberflächentemperaturen vor der Küste Perus und Ecuadors zur Weihnachtszeit. Inzwischen versteht man unter El-Niño ein wesentlich großräumigeres Phänomen, das den gesamten tropischen Pazifik erfasst und mit größerer Intensität, hohe Wassertemperaturen (SST) im zentralen, äquatorialen Pazifik, etwa alle drei bis sieben Jahre auftritt. Die höchsten SST-Anomalien von bis zu 4°C im östlichen tropischen Pazifik wurden in den Jahren 1982/83 und 1997/98 beobachtet.

Der atmosphärische Anteil (SO) beschreibt die Anomalien des SLP im Bereich des tropischen Pazifiks zwischen den Stationen Tahiti und Darwin.

In Abbildung 7.1 wird schematisch die Zirkulation und Temperaturverteilung in einem normalen Jahr dargestellt. Es herrschen Südostpassate, die aus dem Luftdruckgradient zwischen der Subtropischen Hochdruckzone im östlichen Südpazifik und dem Tief über Indonesien resultieren. Im Bereich des Tiefs steigen die durch das warme Wasser erwärmten Luftmassen auf. In der Höhe herrschen Westwinde, die die Luftmassen nach Osten transportieren und im Bereich des Ostpazifiks absinken und somit das Hochdruckgebiet verstärken. Diese Zirkulation nennt man Walkerzirkulation. Die Passate sorgen dafür, dass sich warmes Wasser im Westpazifik ansammelt und die Meeresoberfläche von Westen nach Osten geneigt ist. Der westwärtige Wassertransport wird vor der südamerikanischen Küste durch nachströmendes kaltes Tiefenwasser ausgeglichen (upwelling).

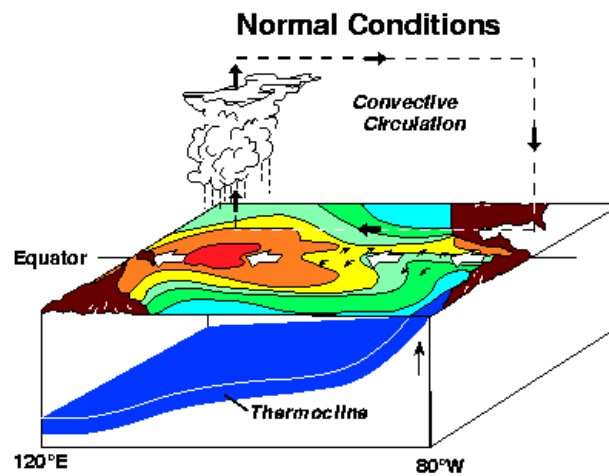


Abbildung 7.1: Normaler Zustand im Ozean und in der Atmosphäre im tropischen Pazifik, Quelle: http://www.pmel.noaa.gov/tao/el_nino/nino-home.html

Während eines El-Niño-Ereignisses wird dieses Zirkulationssystem gestört. Es ist allerdings unklar, ob die Störungen dem Ozean oder der Atmosphäre entspringen [BROWN ET AL. (1989)]. Beginnt man in der Atmosphäre, so schwächen sich zuerst die Südostpassate als Folge eines Druckanstiegs im Bereich des indonesischen Tiefs und eines Druckabfalls im Südostpazifik ab. Das Tiefdruckgebiet wandert weiter nach Osten. Das am Westrand aufgestaute warme Wasser wird nun nicht mehr durch den Passat dort gehalten und kann in Form von äquatorialen Kelvinwellen Richtung Osten propagieren (Abbildung 7.2). Dort findet man warmes Oberflächenwasser, da kein Upwelling mehr stattfindet.

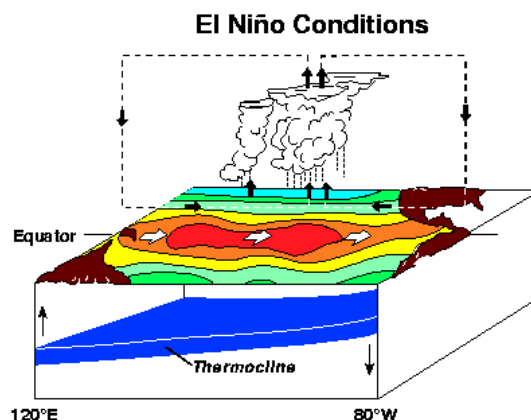


Abbildung 7.2: El-Niño Zustand im Ozean und in der Atmosphäre im tropischen Pazifik, Quelle: http://www.pmel.noaa.gov/tao/el_nino/nino-home.html

Die Phase mit besonders niedrigen SSTs im Ostpazifik und kräftigen Südostpassaten wird La-Niña (siehe Abbildung 7.3) genannt. Das durch Upwelling an die Oberfläche gebrachte Tiefenwasser vor Südamerika breitet sich nach Westen aus und sorgt für eine niedrigere SST im gesamten östlichen tropischen Pazifik. Dadurch verringert sich dort die Konvektion, die Wolkenbildung und letztlich auch der Niederschlag. Im westlichen Pazifik sorgt die höhere SST für mehr Konvektion. Im westlichen Pazifik sorgt die höhere SST für mehr Konvektion.

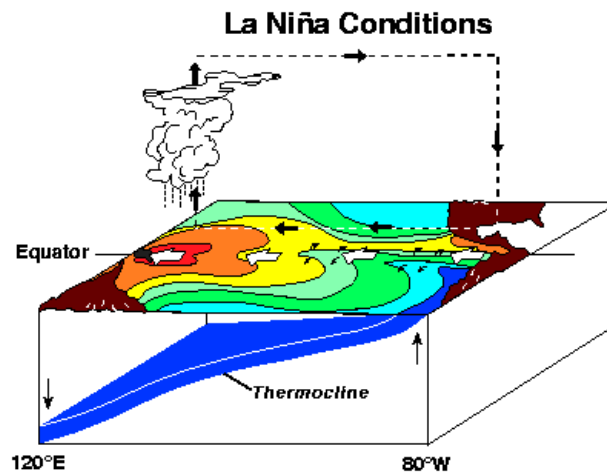


Abbildung 7.3: *La-Niña Zustand im Ozean und in der Atmosphäre im tropischen Pazifik*, Quelle: http://www.pmel.noaa.gov/tao/el_nino/nino-home.html

Um diese verschiedenen Bedingungen im Pazifik zu quantifizieren, gibt es den Niño-Index. In dieser Arbeit wird der Niño-3.4-Index verwendet, der aus SST-Anomalien ermittelt wird. In Abbildung 7.4 ist das Gebiet gekennzeichnet, in dem die Anomalien bestimmt werden.

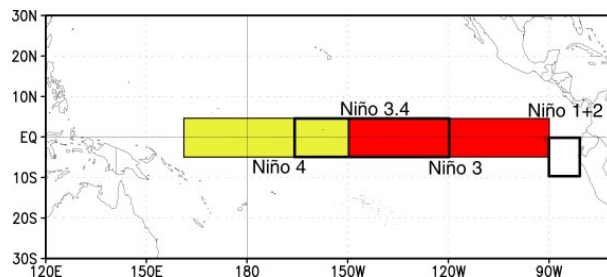
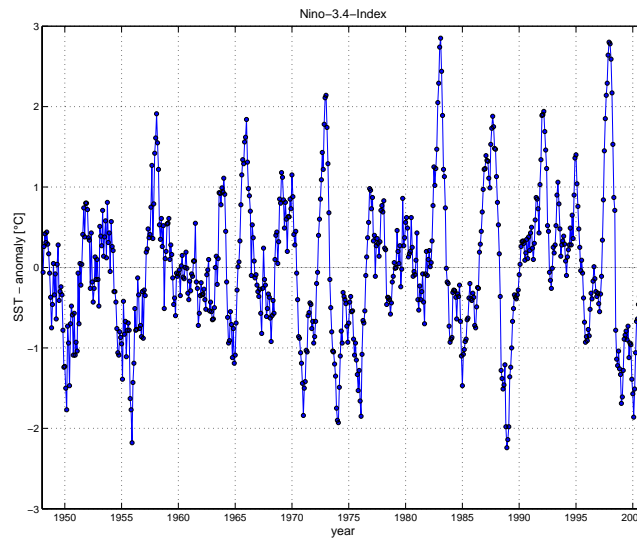


Abbildung 7.4: *Niño-3.4-Index-Gebiet*, Quelle: http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/nino_regions.html

Die El-Niño und La-Niña-Ereignisse sind in Abbildung 7.5 sehr gut an den anomal hohen bzw. niedrigen Temperaturen zu erkennen.


 Abbildung 7.5: *Nino-3.4-Index, Monatsmittel, 1948-2001*

7.2 Korrelation Niño-3.4-Index und CC

Für die mittleren Breiten wurde ein Zusammenhang zwischen dem SLP und dem Bedeckungsgrad nachgewiesen (siehe Kapitel 6). Verantwortlich dafür sind die Zyklogen mit ihren Fronten, die für eine großräumige Hebung von Luftmassen und damit für Wolkenbildung sorgen.

In den Tropen ist die Wolkenbildung dagegen durch konvektive Prozesse bestimmt und somit der Einfluss der Oberflächentemperatur entscheidend. Stellvertretend für die Tropen wird im tropischen Pazifik der Zusammenhang zwischen dem Bedeckungsgrad und der SST untersucht. Als Maß für die SST dient der Niño-3.4-Index. Es wird eine Korrelationsanalyse durchgeführt, bei der die Zeitreihen des Bedeckungsgrades an jedem Gitterpunkt mit dem Index in Verbindung gebracht werden. Somit können auch Auswirkungen von ENSO auf den Bedeckungsgrad außerhalb des tropischen Pazifiks erkannt werden. In Abbildung 7.6 sind die Korrelationsfelder für die Monate Januar, April, Juli und Oktober zu sehen.

Am deutlichsten zeichnen sich Gebiete mit hohen Korrelationskoeffizienten im Januar ab. Man erkennt hohe negative Werte um Indonesien. Das bedeutet, dass bei hohem Niño-3.4-Index dort der Bedeckungsgrad niedriger ist, da sich das Tief über Indonesien weiter nach Osten verlagert. Dementsprechend finden sich weiter im Osten am Äquator Korrelationskoeffizienten von über 0.5. Dort kommt es auf Grund der erhöhten SST zu einem höheren Bedeckungsgrad. Bemerkenswert ist des weiteren das Gebiet um Florida, in dem sehr hohe positive Werte zu erkennen sind. Das deutet darauf hin, dass ENSO auch ausserhalb des Pazifiks auf den Bedeckungsgrad Einfluss hat. Eine mögliche Erklärung für diese Kopplung zwischen dem Pazifik und

dem Atlantik liefern GULEV ET AL. (2001). Sie wiesen eine hohe positive Korrelation zwischen dem Pacific/North American (PNA) Index und der Zyklonenhäufigkeit im westlichen subtropischen Atlantik für den Zeitraum von 1979 bis 1999 nach. Sehr ähnliche Muster wie im Januar findet man auch in den anderen Wintermonaten Dezember und Februar (nicht dargestellt).

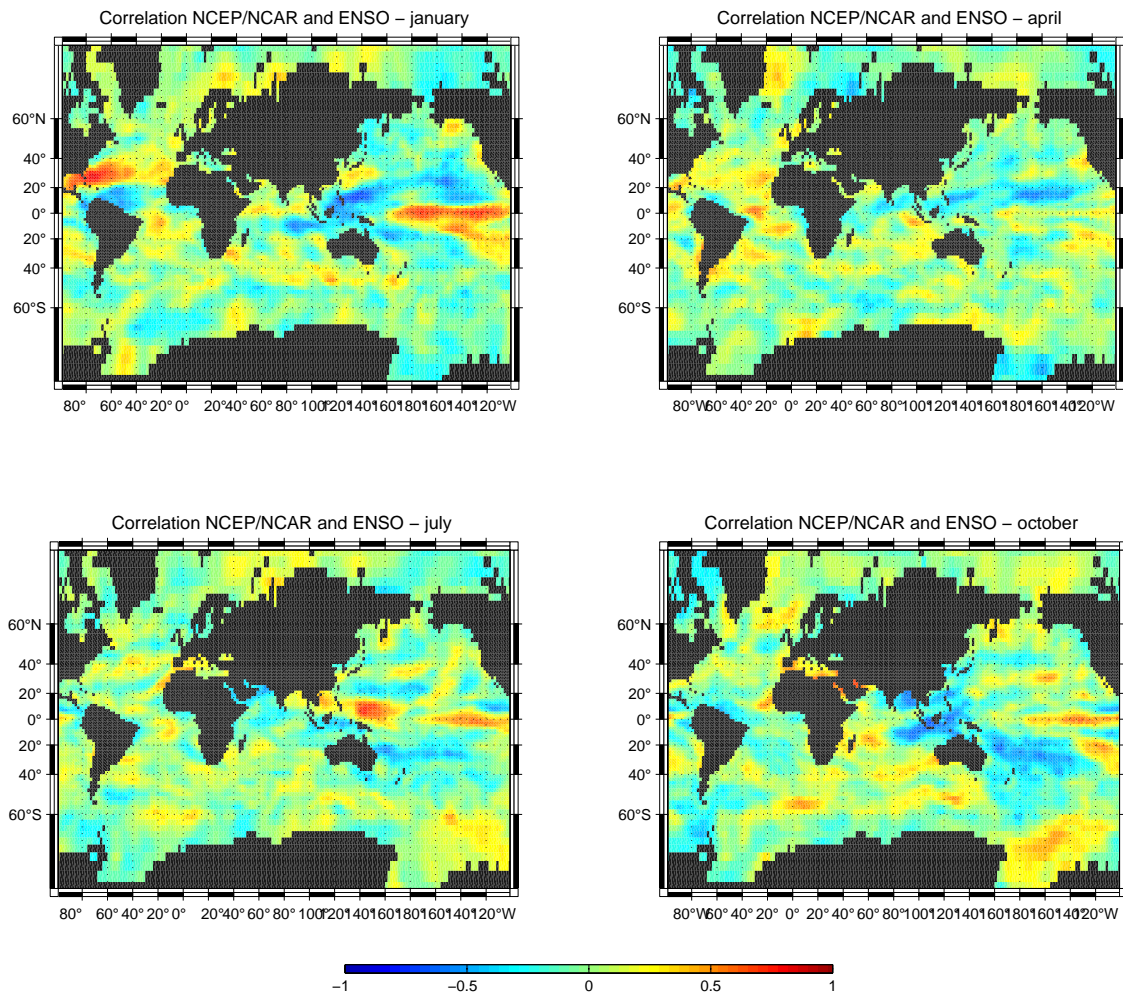


Abbildung 7.6: Korrelation des Niño-3.4-Index mit dem Bedeckungsgrad für Januar, April, Juli und Oktober

Im April sind im Pazifik keine derartig hohen Korrelationskoeffizienten zu finden wie im Januar. Allerdings erkennt man im April im tropischen Atlantik Werte von über +0.5. Im Juli ist ein kleiner Bereich mit hohen positiven Werten nördlich von Neuguinea zu sehen. Stellvertretend für den nordhemisphärischen Herbst weist der Oktober hohe negative Werte zwischen Australien und Asien auf. Dort ist der Bedeckungsgrad damit in Zeiten mit hohem Niño-3.4-Index gering.

7.3 Variabilität des Bedeckungsgrades im Bereich des tropischen Pazifik

Analog zu Kapitel 6.3 wird nun eine EOF-Analyse durchgeführt, um Muster der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Bedeckungsgrades im tropischen Pazifik darzustellen.

In Abbildung 7.7 sieht man das Ergebnis der Analyse für die Januare von 1948 bis 2001. Die 1. EOF erklärt 20,9 % der gesamten Varianz. Am Äquator im Bereich von 180° bis 100° westlicher Länge ist die räumliche Variabilität am größten. Eine Korrelationsanalyse zwischen der 1. PC und dem Niño-3.4-Index weist auf einen linearen Zusammenhang hin und bestätigt damit den Einfluss von ENSO auf den Bedeckungsgrad. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,71. Ähnlich hohe Koeffizienten erhält man auch für die Monate Dezember (0,58) und Februar (0,64).

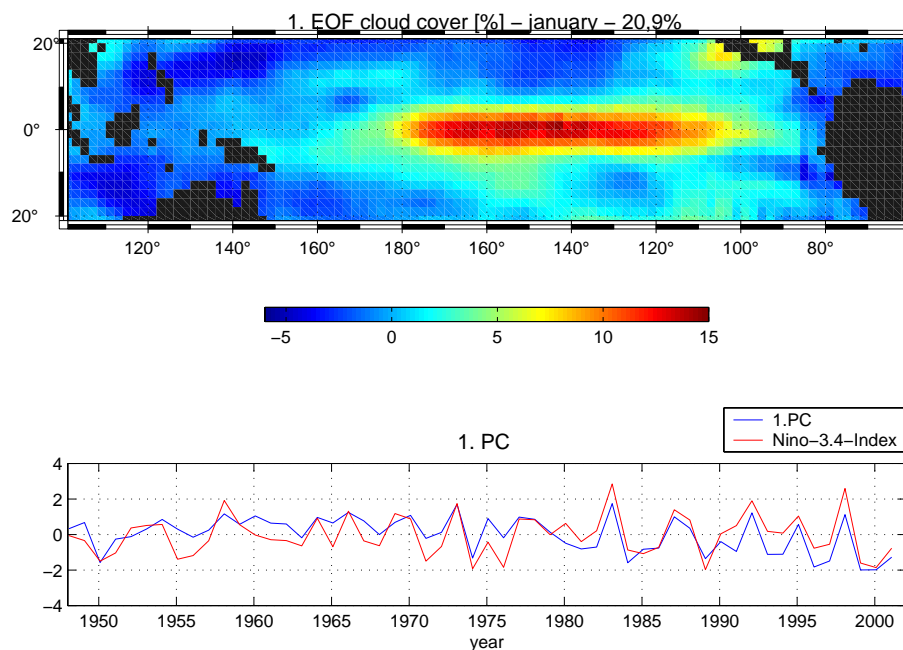


Abbildung 7.7: 1. EOF mit zugehöriger Principal Component (blau) des Bedeckungsgrades, Niño-3.4-Index (rot), für Januar (1948-2001)

Im Juli ist die räumliche Verteilung ähnlich (siehe Abbildung 7.8). Dabei erklärt die 1. EOF 20,3 % der gesamten Varianz. Dagegen ist das Gebiet mit der höchsten Variabilität kleiner und reicht nur von 160° bis 120° westlicher Länge. In diesem Fall ist der zeitliche Verlauf schwächer mit dem Niño-3.4-Index korreliert ($r = -0,34$), was dem geringeren Einfluss von ENSO im Sommer entspricht. Das Vorzeichen des Korrelationskoeffizienten kann aber auch positiv sein, da die Vorzeichen der EOF

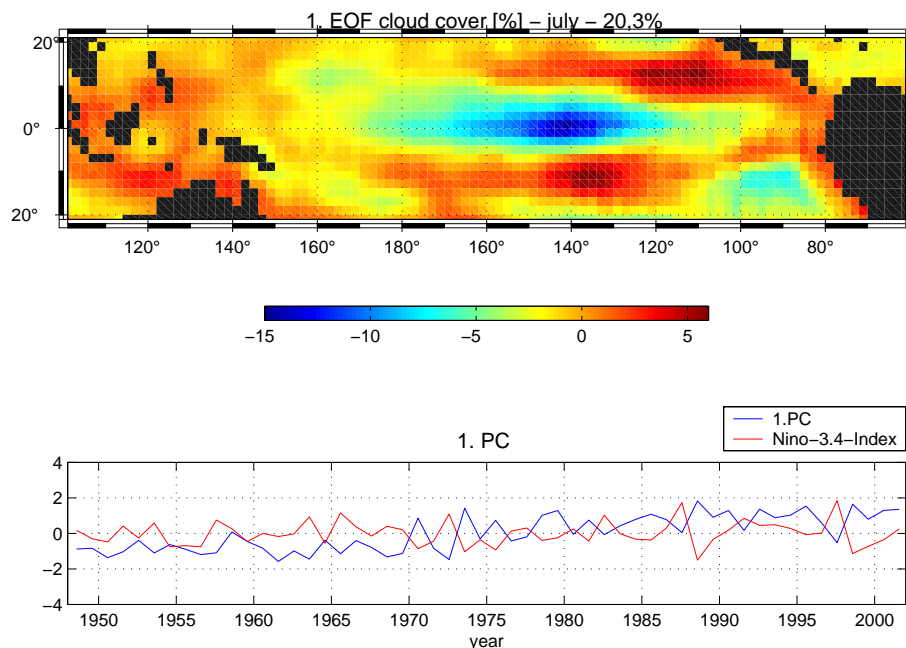


Abbildung 7.8: 1. EOF mit zugehöriger Principal Component (blau) des Bedeckungsgrades, Niño-3.4-Index (rot), für Juli (1948-2001)

und der PC genau umgekehrt sein können.

Allerdings deutet die PC hier einen Trend an. Die Trendanalyse in Kapitel 5.3 ergab für den tropischen Pazifik ebenfalls signifikante Trends. Es ist demzufolge möglich, dass die EOF-Analyse zunächst nur den dominanten Trend im Bedeckungsgrad findet.

Vergleicht man die Bedeckungsgradmuster mit Niederschlagsmustern, wie sie WALLACE ET AL. (1998) gezeigt haben, ist zu erkennen, dass die höchsten Anomalien des Niederschlags weiter im Westen liegen.

7.4 Kanonische Korrelation SST - CC

Der Zusammenhang zwischen der SST und dem CC im zentralen Pazifik soll nun mit der CCA untersucht werden. Dazu werden die Januar- und Julifelder der SST und des CC verwendet, die als Monatsmittel für die Jahre 1948 bis 2000 vorliegen. Die Bedeckungsgraddaten sind wieder NCEP/NCAR Reanalysen, während die SST-Daten Teil der Global Sea Ice Coverage and Sea Surface Temperature (GISST) Daten sind, die auf Beobachtungen basieren. Dadurch ist sichergestellt, dass bei der CCA zwei unabhängige Datensätze miteinander in Zusammenhang gebracht werden. In die CCA gehen jeweils die ersten fünf EOF's der SST und des CC ein. Im Januar

erklären diese 54,3 % der Varianz des Bedeckungsgrades und 70,7 % der Varianz der SST. Die ersten Muster der CCA weisen einen zeitlichen Korrelationskoeffizienten von 0,93 auf. In Abbildung 7.9 erkennt man den Zusammenhang zwischen dem Bedeckungsgrad und der SST sehr gut. In den Gebieten, in denen die Temperaturvariabilität am größten ist (von 180° bis 260° östlicher Länge), variiert der Bedeckungsgrad auch am stärksten. Da die Vorzeichen gleich sind, bedeutet das, dass der Bedeckungsgrad kleiner wird, wenn die SST kleiner wird, oder umgekehrt. Weiter westlich im tropischen Pazifik ist der Zusammenhang zwischen beiden Größen nicht so deutlich zu erkennen.

In Abbildung 7.10 ist das erste Muster der CCA für Juli dargestellt. Auch hier wurden jeweils die ersten fünf EOF's der SST und des CC verwendet. Mit ihnen sind 50,9 % der Varianz des CC und 66,1 % der Varianz der SST erklärt. Es wird ein Korrelationskoeffizient von 0,95 erreicht. Die räumlichen Strukturen lassen wieder eine Verbindung zwischen der SST und dem CC erkennen. Die Gebiete mit gleichem Vorzeichen liegen nicht so deutlich übereinander wie im Januar. Das Maximum im SST-Feld liegt weiter östlich als im CC-Feld.

Sowohl im Januar als auch im Juli gibt es in den Bedeckungsgradfeldern nicht nur am Äquator hohe Werte, sondern auch in den äquatorfernen Breiten zwischen 10° und 20° nördlicher bzw. südlicher Breite. Dort ist das Vorzeichen aber umgekehrt. Dies kann damit erklärt werden, dass durch die SST-Anomalie am Äquator lokal eine Hadley-Zellen-artige Zirkulation ausgelöst wird. Die kräftige Konvektion im Zusammenhang mit erhöhter SST liefert die Verstärkung des äquatorialen aufsteigenden Astes der Zirkulation, dem ein kräftiges Absinken mit Wolkenauflösung in den Subtropen folgen muss.

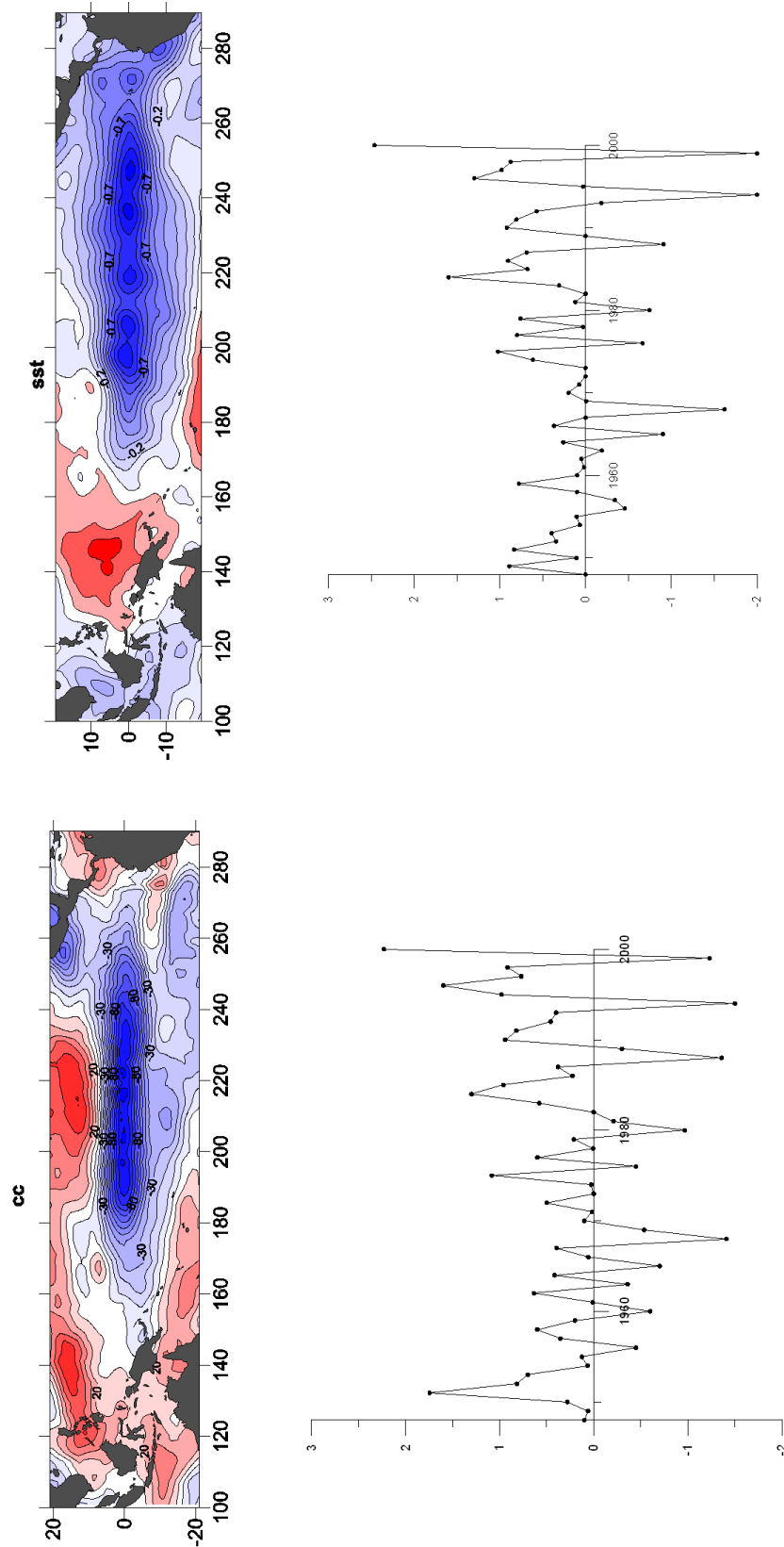


Abbildung 7.9: Erste Muster der CCA für CC und SST im Januar (1948-2000)

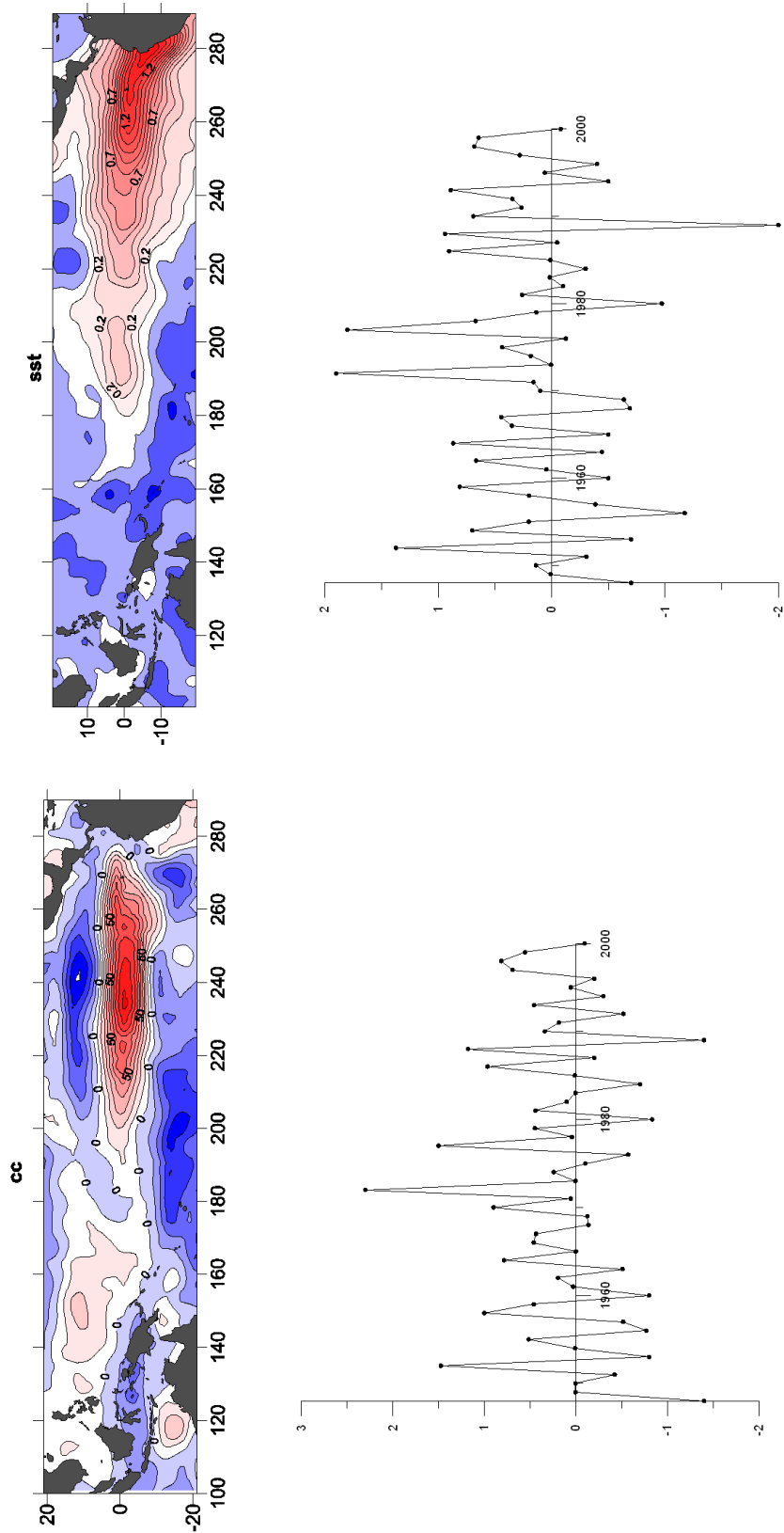


Abbildung 7.10: Erste Muster der CCA für CC und SST im Juli (1948-2000)

Kapitel 8

Schlussbetrachtung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde der Bedeckungsgrad über den Ozeanen für den Zeitraum von 1948 bis 2001 analysiert. Dazu wurden die Reanalysen des NCEP/NCAR und die COADS-Daten verwendet. Der Vergleich zwischen beiden Datensätzen zeigt, dass sie entlang der Hauptschifffahrtrouten gut übereinstimmen. Das bedeutet die Reanalysedaten können für Bedeckungsgraduntersuchungen verwendet werden, obwohl sie der Variablenkategorie C angehören, also keine Wolkenbeobachtungen in das Reanalysemodell einfließen.

Die bekannten Klimazonen lassen sich am mittleren globalen Bedeckungsgrad sowohl in den NCEP/NCAR-Daten als auch in den COADS-Daten gut identifizieren. Die Standardabweichungen sind in den COADS-Daten in den wenig frequentierten Ozeangebieten aufgrund des dort großen Samplingfehlers im Vergleich zu den NCEP/NCAR-Daten sehr hoch. Daher wurden für die weiteren Untersuchungen nur noch die Bedeckungsgraddaten von NCEP/NCAR verwendet.

Der Jahresgang der Bewölkung lässt sich gut nachvollziehen. Eine Trendanalyse zeigt signifikante Trends im Bedeckungsgrad im Zeitraum von 1948 bis 2001 an. Diese sind vor allem südlich von Afrika, im Bereich des Nordatlantiks und im tropischen Pazifik zu erkennen.

Weiterhin erfolgte eine genauere Untersuchung der Zusammenhänge zwischen dem Bedeckungsgrad und anderen meteorologischen Parametern im Bereich des Nordatlantiks und des tropischen Pazifiks.

Im Nordatlantik konnte die Hypothese, dass die Wolken mit dem Druckfeld gekoppelt sind, bestätigt werden. Für die Zeitskala von 0 bis 2 Tagen finden sich in den EOF's des Bedeckungsgrades doppelt so viele Zentren wie in den EOF's des SLP. Das entspricht der Vorstellung von zwei Bedeckungsgradmaxima pro Zyklone. Auf der synoptischen Zeitskala von 2 bis 6 Tagen ist dies nicht der Fall. Des Weiteren wurde der Zusammenhang zwischen der NAO und dem Bedeckungsgrad betrachtet. Mit einer Korrelations- und einer EOF-Analyse für die Wintermonate konnte eine solche Beziehung bestätigt werden. Die erste EOF des Bedeckungsgrades hat eine

ähnliche räumliche Struktur wie die des SLP. Die erste PC des Bedeckungsgrades weist eine hohe Korrelation mit dem NAO-Index auf.

Die Verbindung zwischen SST und dem Bedeckungsgrad im Bereich des Pazifiks konnte anhand einer CCA nachgewiesen werden. Außerdem gibt es in einigen Monaten hohe Korrelationen zwischen dem Niño-3.4-Index und dem Bedeckungsgrad. Dies bezieht sich vor allem auf die Wintermonate, in denen eine negative Korrelation im Bereich Indonesiens und eine positive im östlichen Pazifik erkennbar ist. Das deutet die für El-Niño Jahre typische Verschiebung des Indonesischen Tiefs nach Osten an. Eine EOF-Analyse, mit der die Bedeckungsgradvariabilität im Januar untersucht wurde, bestätigt durch eine hohe Korrelation der 1. PC mit dem Niño-3.4-Index den Zusammenhang zwischen dem Bedeckungsgrad und der SST. Insgesamt konnte mit dieser Arbeit gezeigt werden, dass prägnante Zustände und Entwicklungen des Klimasystems auch im globalen Wolkenbedeckungsgrad sichtbar sind.

Die vorliegende Diplomarbeit lässt noch viel Raum für weitere Untersuchungen. So ist es sicher sinnvoll alle durchgeführten Analysen auch auf die COADS-Daten anzuwenden. Dabei sollten nur die stark befahrenen Ozeangebiete wie zum Beispiel der Nordatlantik betrachtet werden. Mit den COADS-Daten ist es auch möglich verschiedene Wolkenarten zu untersuchen. Dann ist es ebenfalls möglich die Auftrittshäufigkeiten der verschiedenen Wolkenarten zu analysieren und festzustellen, ob die linearen Trends vom Wolkentyp abhängen.

Der angedeutet Zusammenhang zwischen den Mustern des Bedeckungsgrades und des SLP auf verschiedenen Zeitskalen muss verifiziert werden. In der Arbeit wurde nur ein sehr kurzer Zeitraum mit hohem NAO-Index untersucht. Es gibt entweder die Möglichkeit den ganzen Zeitraum zu analysieren, oder man betrachtet alle Jahre mit hohem, bzw. niedrigem Index getrennt.

Da El-Niño Ereignisse nicht immer nach einem festen Schema ablaufen ist es sinnvoll einen Einzelfall zu untersuchen oder alle El-Niño, bzw. La Niña-Ereignisse jeweils für sich zu analysieren.

Des Weiteren sollte ein umfassender Vergleich mit Satellitendaten vorgenommen werden um gegebenenfalls die Parametrisierung von Wolken im Reanalysemodell zu verbessern.

Abkürzungen

CC	Cloud Cover
CCA	Kanonische Korrelationsanalyse
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
DJF	Dezember, Januar, Februar (Wintermittel)
ENSO	El Niño - Southern Oscillation
EOF	Empirische Orthogonal Funktion
GISST	Global Sea Ice Coverage and Sea Surface Temperature
IPCC	Intergovernmental Panel of Climate Change
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone
NA	Nordatlantik
NAO	Nordatlantischen Oszillation
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCAR	National Center for Atmospheric Research
OWS	Ocean Weather Ships
PC	Principal Component
PNA	Pacific/North American
SLP	Sea Level Pressure
SSCV	Synoptische Zeitskala
SST	Sea Surface Temperature
STD	Standardabweichung
UHFV	Ultrahochfrequente Variabilität
VOS	Volunteer Observing Ships
WMO	World Meteorological Organisation

Abbildungsverzeichnis

2.1	Satellitenszene aufgenommen vom DMSP-Satelliten	6
2.2	Mittlerer globaler Bedeckungsgrad (1983-2001) aus ISCCP-Daten . .	7
2.3	Monatliche Anomalien vom Periodenmittel (1983-2001) des globalen Bedeckungsgrades aus ISCCP-Daten	8
2.4	Mittlere Anzahl der Beobachtungen des Bedeckungsgrades pro Monat und Region	10
3.1	Verteilung der NCEP/NCAR Daten	14
4.1	Mittlerer Bedeckungsgrad NCEP/NCAR - COADS	18
4.2	STD Bedeckungsgrad NCEP/NCAR - COADS	18
4.3	Bedeckungsgrad NCEP/NCAR - COADS, globales Monatsmittel . . .	19
4.4	Korrelation NCEP/NCAR - COADS (Januar, April)	20
4.5	Korrelation NCEP/NCAR - COADS (Juli, Oktober)	21
5.1	Monatsmittel (1948-2001) NCEP/NCAR	25
5.2	Zonale Monatsmittel, Nordhemisphäre	26
5.3	LinearerTrend (1948-2001) in NCEP/NCAR Bedeckungsgraddaten . .	27
5.4	Signifikanz der Trends (1948-2001) in NCEP/NCAR Bedeckungs- graddaten	28
5.5	LinearerTrend (1948-1997) in COADS Bedeckungsgraddaten	29
5.6	Signifikanz der Trends (1948-1997) in COADS Bedeckungsgraddaten .	29
6.1	Wintermittel (DJF) des NAO - Index 1948-2000	31

6.2	Hohe NAO Phase	32
6.3	Niedrige NAO Phase	33
6.4	Korrelation des NAO-Index mit dem Bedeckungsgrad für Dezember, Januar, Februar und März	34
6.5	1. EOF und 1.PC des Bdeckungsgrades über dem NA	35
6.6	Schematische Darstellung einer extratropischen Zyklone	37
6.7	1. und 2. EOF des SLP (links), Standardabweichung und Kreuzkor- relation zwischen 1. und 2. PC (rechts), für 0-2 Tage	39
6.8	1. und 2. EOF des Bedeckungsgrades (links), Standardabweichung und Kreuzkorrelation zwischen 1. und 2. PC (rechts), für 0-2 Tage . .	40
6.9	1. und 2. EOF des SLP, Januar-März 1989 (links), Standardabwei- chung und Kreuzkorrelation zwischen 1. und 2. PC (rechts), für 2-6 Tage	41
6.10	1. und 2. EOF des Bedeckungsgrades (links), Standardabweichung und Kreuzkorrelation zwischen 1. und 2. PC (rechts), für 2-6 Tage . .	42
7.1	ENSO - normaler Zustand	44
7.2	ENSO - El-Niño Zustand	44
7.3	ENSO - La-Niña Zustand	45
7.4	Niño-3.4-Index-Gebiet	45
7.5	El Nino-3.4-Index, Monatsmittel, 1948-2001	46
7.6	Korrelation des Niño-3.4-Index mit dem Bedeckungsgrad für Januar, April, Juli und Oktober	47
7.7	1. EOF und 1.PC des Bdeckungsgrades über dem tropischen Pazifik für Januar	48
7.8	1. EOF und 1.PC des Bdeckungsgrades über dem tropischen Pazifik für Juli	49
7.9	Erste Muster der CCA für CC und SST Januar	51
7.10	Erste Muster der CCA für CC und SST Juli	52

Literaturverzeichnis

- BAJUK, L. und C. LEOVY, 1998: Are there Interdecadal Variations in Marine Low Clouds? *Journal of Climate*, **11**, S. 2910–2921.
- BROCK, F. und S. RICHARDSON, 2001: *Meteorological Measurement Systems*. Oxford University Press.
- BROWN, J., A. COLLING, D. PARK, J. PHILLIPS, D. ROTHERY und J. WRIGHT, 1989: *Ocean Circulation*. prep. by an Open Univ. Course Team., Pergamon Press, Oxford.
- CHEN, T., W. ROSSOW und Y. ZHANG, 2000: Radiative Effects of Cloud-Type Variations. *Journal of Climate*, **13**, S. 264 – 286.
- CREWELL, S., M. DRUSCH, E. VAN MEIJGAARD und A. VAN LAMMEREN, 2002: Cloud Observations and Modelling within the European BALTEX Cloud Liquid Water Network. *Boreal Environment Research*, **7**, S. 235–245.
- DUCHON, C., 1979: Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. *Journal of Applied Meteorology*, **18**, S. 1016–1022.
- FOWLER, L. und D. RANDALL, 1994: A global radiative-convective feedback. *Geophysical Research Letters*, **21** (18), S. 2035 – 2038.
- GULEV, S., V. GRIGORIEVA, A. STERL und D. WOOLF, 2002: Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: insights from the validation of a global wind wave climatology based on VOS data. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, in press.
- GULEV, S., O. ZOLINA und S. GRIGORIEV, 2001: Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*, **17**, S. 795–809.
- HAHN, C., S. WARREN und J. LONDON, 1995: The Effect of Moonlight on Observation of Cloud Cover at Night, and Application to Cloud Climatology. *Journal of Climate*, **8**, S. 1429–1446.

- IPCC-REPORT, 2001: *Climate Change 2001 - The Science of Climate Change: Contributions of Working Group I to the third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. herausgegeben von Houghton, J.T. and Ding, J. and Griggs, D.J. and Linden, P.J., and Xiaosu, D., Cambridge University Press, England.
- JUNG, T., 2000: The North Atlantic Oscillation: Variability and Interactions with the North Atlantic Ocean and Arctic Sea Ice. Dissertation, Instiut für Meereskunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- KALNAY, E., R. KANAMITSU, M. KISTLER, W. COLLINS, M. DEAVEN, D. AND IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLEN, Y. ZHU, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, A. LEETMAA, R. REYNOLDS, R. JENNE und D. JOSEPH, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin American Meteorological Society*, **77** (3), S. 437–471.
- KIDDER, S. und T. VONDER HAAR, 1995: *Satellite Meteorology*. Academic Press.
- KISTLER, R., E. KALNAY, W. COLLINS, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLEN, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, M. KANAMITSU, V. KOUSKY, H. VAN DEN DOOL, R. JENNE und M. FIORINO, 2001: The NCEP-NCAR 50-Year reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bulletin American Meteorological Society*, **82** (2), S. 247–267.
- LÖHNERT, U., S. CREWELL, A. MACKE und C. SIMMER, 2001: Profiling Cloud Liquid Water by Combining Active and Passive Microwave Measurements with Cloud Model Statistics. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18** (8), S. 1354–1366.
- PEIXOTO, J. und A. OORT, 1992: *Physics of Climate*. Springer, New York.
- POETZSCH-HEFFTER, C., Q. LIU, E. RUPRECHT und C. SIMMER, 1995: Effect of Cloud Types on the Earth Radiation Budget Calculated with the ISCCP C1 Dataset: Methodology and Initial Results. *Journal of Climate*, **8**, S. 829–843.
- ROSSOW, W., 1978: Cloud Microphysics: Analysis of the Clouds of Earth, Venus, Mars and Jupiter. *Icarus*, **36**, S. 1–50.
- ROSSOW, W. und B. CAIRNS, 1995: Monitoring Changes of Clouds. *Climatic Change*, **31**, S. 305–347.
- ROSSOW, W. und R. SCHIFFER, 1991: ISCCP Cloud Data Products. *Bulletin American Meteorological Society*, **72** (1), S. 2–20.

- ROSSOW, W. und R. SCHIFFER, 1999: Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bulletin American Meteorological Society*, **80** (11), S. 2261–2287.
- SCHLITZGEN, R., 1998: *Einführung in die Statistik: Analyse und Modellierung von Daten*, 8. Auflage. R. Oldenburg Verlag, München, Wien.
- SCHÖNWIESE, C., 2000: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart.
- STÜVE, G., 1937: *Thermodynamik der Atmosphäre, Handbuch der Geophysik 9*. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- UBL, S., 2001: Variabilität von Zyklonenbahnen über dem Nordatlantik. Diplomarbeit, Instiut für Meereskunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- VON STORCH, H. und F. ZWIERS, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge.
- WALLACE, J., E. RASMUSSEN, T. MITCHELL, V. KOUSKY, E. SARACHIK und H. VON STORCH, 1998: On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C7), S. 14241–14259.
- WARREN, S., C. HAHN, J. LONDON, R. CHERVIN und R. JENNE, 1986: Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Type Amounts over Land. Technischer Bericht TN-273+STR, The Carbon Dioxide Information Analysis Center at Oak Ridge National Laboratory, P.O. Box 2008, Oak Ridge, Tennessee 37831-6050; (865) 574-3645.
- WARREN, S., C. HAHN, J. LONDON, R. CHERVIN und R. JENNE, 1989: Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Type Amounts over the Ocean. Technischer Bericht TN-317+STR, The Carbon Dioxide Information Analysis Center at Oak Ridge National Laboratory, P.O. Box 2008, Oak Ridge, Tennessee 37831-6050; (865) 574-3645.
- WGASF-GROUP, 2000: *Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Energy Flux Fields. Final Report, Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes*. WMO, Geneva, Switzerland.
- WIELICKI, B., R. CESS, M. KING, D. RANDALL und E. HARRISON, 1995: Mission to Planet Earth: Role of Clouds and Radiation in Climate. *Bulletin American Meteorological Society*, **76** (11), S. 2125–2153.
- WMO, 1956: *International cloud atlas: abridged atlas*. World Meteorological Organisation, Geneva.

WOODRUFF, S., H. DIAZ, J. ELMS, S. WORLEY und E. HARRISON, 1998: COADS Release 2 Data and Metadata Enhancements for Improvements of Marine Surface Flux Fields. *Phys. Chem. Earth*, **23** (5-6), S. 517–526.

ZOLINA, O. und S. GULEV, 2003: Synoptic Variability of Ocean-Atmosphere Turbulent Fluxes Associated with Atmospheric Cyclones. *Journal of Climate*, **16** (16), S. 2717–2734.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mir bei der Anfertigung meiner Diplomarbeit mit Tipps und Anregungen zur Seite standen.

Besonderer Dank gilt Andreas Macke und Sergey Gulev für die Vergabe des Themas, die Betreuung und das Interesse an der Arbeit. Des weiteren ermöglichten sie mir einen Aufenthalt am P. Shirshov Institute of Oceanology in Moskau. Bei der Arbeitsgruppe dort, im besonderen bei Julia Zuliaeva und Irina Rudeva möchte ich mich für die angenehme Atmosphäre und die gezeigten Methoden bedanken.

Herrn Prof. Dr. E. Ruprecht danke ich für die Ratschläge und Korrekturvorschläge nach Durchsicht meiner Arbeit.

Bei allen Leuten in der alten Botanik möchte ich mich ebenfalls bedanken - bei Marco Clemens und Heike Hauschild für die Hilfe bei Linuxproblemen, bei Christian Gerber für die Unterstützung bei Latexfragen, bei Ulrike Löptien für die Hilfe bei statistischen Schwierigkeiten und für die Durchsicht einiger Kapitel. Des Weiteren gilt mein Dank Oliver Timm, der mich in die Programme von Thomas Jung, die mehr als hilfreich waren, einweihte.

Weiterhin bedanke ich mich bei Jens Schafstall für die Unterstützung bei MATLAB-Fragen und die anhaltende Diskussionsbereitschaft. Außerdem danke ich allen Freunden, Kommilitonen und Mitbewohnern aus Bad Kissingen, Karlsruhe und Kiel, für die schöne Zeit während des Studiums.

Zuletzt möchte ich mich sehr herzlich bei meinen Eltern bedanken, die mein Studium ermöglichten und mich zu jeder Zeit unterstützten.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich diese Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Ich versichere, dass diese Arbeit zur Erlangung eines Diplomgrades noch nicht an anderer Stelle eingereicht worden ist.

Kiel, Oktober 2003

(Ernst Bedacht)