

Atmosphärisches Regimeverhalten im
Nordatlantik

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

vorgelegt von

Christoph Cornelius Raible

aus

Stuttgart

Hamburg

2001

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg
auf Grund der Gutachten von Frau Dr. Ute Luksch
und Herrn Prof. Dr. Klaus Fraedrich.

Hamburg, den 21.11.2001

Prof. Dr. Ulrich Bismayer
Dekan
des Fachbereichs Geowissenschaften

*“Irrtum verläßt uns nie, doch ziehet ein höher Bedürfnis
Immer den strebenden Geist leise zur Wahrheit hinan.”*

(J. W. von Goethe, aus 'Vier Jahreszeiten')

Zusammenfassung

Die Instationarität der Ozean-Atmosphären Wechselwirkung in den mittleren Breiten wird untersucht. Es werden zwei dekadische Regime identifiziert, die einen Zusammenhang mit der synoptischen Aktivität aufweisen. Ein besonderes Augenmerk wird auf den Nordatlantik gelegt. Dazu werden Langzeitintegrationen mit globalen Zirkulationsmodellen der Atmosphäre und des Ozeans betrachtet, wobei die untere Randbedingung des Atmosphärenmodells unterschiedlich komplex gewählt wird.

Die winterlich gemittelte atmosphärische Zirkulation zeichnet sich im Nordatlantik durch einen dominierenden Mode aus, der als Nordatlantische Oszillation (NAO) bezeichnet wird. Die NAO weist ein instationäres Verhalten auf. Nur das gekoppelte Experiment ist fähig, dieses beobachtete instationäre Verhalten und die damit verbundene starke Aufspaltung der niederfrequenten Variabilität in aktive und passive Phasen wiederzugeben. Für dieses Experiment lassen sich zwei dekadische Regime definieren:

(i) Das *regionale Regime*, das in Phasen erhöhter niederfrequenter Variabilität (5 bis 30 Jahre) identifiziert wird, ist durch zwei voneinander unabhängige Moden charakterisiert. Es bildet sich ein baroklines Pazifik Nordamerika (PNA) und ein barotropes NAO Muster aus, wobei diese Moden unkorreliert sind. Die NAO ist in diesem Regime signifikant mit der Meeresoberflächentemperatur (SST) des Atlantiks verbunden. Die Häufigkeit der Zyklonen und insbesondere die Intensität der Zyklonen zeigen keine Phasenbeziehung zwischen Pazifik und Atlantik. Die beiden blockierenden Lagen mit einem Hochdruckkeil über Mittel- und Nordeuropa oder mit einer negativen NAO Struktur werden in diesem Regime häufiger angenommen, was auf eine meridionalere atmosphärische Zirkulation hindeutet.

(ii) Das *globale Regime* verbindet in Phasen reduzierter niederfrequenter Variabilität über einen PNA-ähnlichen Mode den tropischen Pazifik mit dem Nordatlantik. Das Aktionszentrum über dem Atlantik weist eine barotrope Struktur auf. Ein signifikanter Zusammenhang der NAO mit der SST des Atlantiks wird nicht gefunden. Die Häufigkeit der Zyklonen zeigt in El Niño (La Niña) Zuständen eine Abnahme (Zunahme) der intensiven Zyklonen bei Island und vor Skandinavien und eine Zunahme (Abnahme) im zentralen Atlantik. Dies entspricht der negativen (positiven) NAO Situation. Somit besteht in dieser Phase auf der synoptischen Zeitskala eine Verbindung zwischen Pazifik und Atlantik. In diesem Regime werden weniger blockierende Lagen gefunden, so daß die atmosphärische Zirkulation zonal geprägt ist.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Experimenthierarchie	9
2.1	Modelle und Daten	9
2.2	Experimentbeschreibung	12
2.3	Langzeitverhalten der Experimente	14
3	Raumverhalten der dekadischen Instationarität	29
3.1	Die aktive Phase	29
3.2	Die passive Phase	36
3.3	Zusammenfassung und Vergleich	42
4	Regimeverhalten auf synoptischer Zeitskala	45
4.1	Zyklonenzugbahnen	46
4.2	Blockierende Zirkulationsregime	59
4.3	Zusammenfassung und Vergleich	67
5	Dekadische Regime	69
5.1	Das regionale Regime	70
5.2	Das globale Regime	73
5.3	Zusammenfassung und Vergleich	81
6	Schlußbetrachtung und Ausblick	85
A	Wavelet-Analyse	91
A.1	Theorie	91
A.2	Synthetische Beispiele	96
B	Clusteranalyse der Zyklonenzugbahnen	99

C Empirische Orthogonal Funktionsanalyse	103
C.1 Klassische Empirische Orthogonal Funktionsanalyse	103
C.2 Nichtlineare Verallgemeinerung	105
Literaturverzeichnis	109
Danksagung	117

Kapitel 1

Einleitung

Der nordatlantische Raum zählt zu den Schlüsselregionen für das europäische Klima. Die “Nordatlantische Oszillation” (NAO) ist der bestimmende Mode und wird charakterisiert durch zwei antikorrelierte Aktionszentren: das Azorenhoch und das Islandtief. Die Beobachtungen im letzten Jahrhundert haben gezeigt, daß die nordatlantische Klimavariabilität ein breites Spektrum an Variationen abdeckt, wobei deutlich ein niederfrequenter Beitrag enthalten ist. Ein aus Proxidata abgeleiteter NAO-Index zeigt in einer neueren Studie von Appenzeller et al. (1998), daß Phasen reduzierter und verstärkter niederfrequenter Variabilität auftreten.

Der Ursprung der niederfrequenten Variabilität der NAO ist immer noch nicht geklärt. Die Theorien reichen von externen Parametern, wie z.B. Vulkane (Graf 1994) oder solare Einstrahlung (Lean et al. 1995), über interne nichtlineare Wellen-Wellen Wechselwirkung (James und James 1989; James et al. 1994; Franzke et al. 2000) bis hin zur Koppelung zwischen Stratosphäre und Troposphäre (Perlwitz et al. 2000; Perlwitz und Graf 2001). Daneben wird dem Ozean eine wichtige Rolle bei der niederfrequenten Variabilität der NAO zugewiesen. Ensemble-Modellexperimente zeigen, daß bei vorgegebener realistischer Meeresoberflächentemperatur (SST¹) die NAO-Variabilität im Ensemblemittel reproduziert werden kann (Rodwell et al. 1999; Latif et al. 2000). Allerdings sollten diese Modellergebnisse mit Vorsicht betrachtet werden, da die simulierten Wärmeflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean ein entgegengesetztes Vorzeichen zu den beobachteten aufweisen (Bretherton und Battisti 1999). Die Autoren schlagen daher ein Ensemble von gekoppelten Experimenten vor, um die Variabilität im gekoppelten System zu untersuchen. Neben den schon erwähnten Arbeiten wird der Beitrag

¹Sea surface temperature

der Ozean-Atmosphären Koppelung in weiteren Beobachtungs- und Modellstudien diskutiert, wobei sich häufig widersprechende Ergebnisse gegenüberstehen (Frankignoul 1985; Lau 1997; Latif 1998).

Historisch gesehen wurde die mit der NAO einhergehende Temperaturschaukel zwischen Grönland und Mittel- und Nordeuropa schon von Hann (1890) entdeckt. Darüber hinaus stellte er fest, daß die Temperaturanomalien über Jahre ein Vorzeichen beibehalten, und lieferte somit einen ersten Hinweis auf niederfrequente Schwankungen. Mit der Anfang des Jahrhunderts aufkommenden Korrelationsanalyse, die von Köppen (1913) auf Druckzeitreihen von Europa, Island und den Azoren angewendet wurde, konnte die Basis für den von Defant (1924) abgeleiteten NAO-Index geschaffen werden. Walker und Bliss (1932) und Loewe (1937) stellten einen Zusammenhang zwischen der Variabilität des Aktionszentrums Islandtief und der Temperaturschaukel Grönland - Nordeuropa her. Die mit der NAO verbundenen Änderungen in den Niederschlagsmustern zeigten aufgrund der geringen Datendichte eine schwache Verbindung (Walker und Bliss 1932). Daneben wurden zusätzliche Beziehungen zwischen zwei weiteren damals bekannten Zirkulationsmoden - der "Nordpazifik Oszillation" (NPO) und der "Southern Oscillation" (SO) aufgezeigt, wobei ein Zusammenhang zwischen der NPO und der SO, aber keine Verbindung zwischen der NAO und den beiden anderen Oszillationen gefunden wurde. Eine Verbindung der NAO zu Schwankungen der Sonnenaktivität wurde nicht festgestellt. Dieser regionalen Sichtweise stellten Rossby und Collaborators (1939) eine globale entgegen. Die Autoren fanden eine Beziehung zwischen der Intensität der zonalen atmosphärischen Strömung und der Verschiebung der quasi-stationären Aktionszentren der NAO und der NPO, wobei sie diese Zentren als primär thermisch und topographisch erzeugt verstanden. Dies bedeutet, daß die Lage der Aktionszentren und die räumliche Struktur einerseits durch den Land-See Kontrast und andererseits durch die Gebirge (Rocky Mountains und Himalaya) festgelegt werden.

Schon diese frühe Arbeiten zeigen, daß zwei konkurrierende Sichtweisen der Beschreibung der räumlichen Muster verwendet wurden; in einem Fall wird *regionale* Beschreibung bevorzugt, wobei der Ozean-Atmosphären Wechselwirkung im Nordatlantik eine wichtige Rolle zugewiesen wird. Andere Autoren hingegen identifizieren einen nicht zu vernachlässigenden *globalen* Einfluß auf die Zirkulation im Nordatlantik. Darüber hinaus ergibt sich auch die Frage inwieweit die *atmosphärischen Moden* und die *synoptische Aktivität* durch die Ozeandynamik

verändert werden, da je nach Sichtweise unterschiedliche Prozesse wichtig sein können.

Frühe Beobachtungsstudien des nordatlantischen Klimas (Bjerknes 1964) schlagen einen *regionalen Mode* vor. Dabei wird die Ozean-Atmosphären Wechselwirkung mit Hilfe eines Konzeptmodells erklärt, wobei die Atmosphäre den Ozean auf interannualen (und kürzeren) Zeitskalen führt, während auf längeren dekadischen Zeitskalen der Ozeandynamik eine wichtige Rolle zugewiesen wird. Allerdings zeigen neuere Studien (Deser und Blackmon 1993), daß keine Unterschiede bei der Wind-SST Beziehung zwischen den interannualen und dekadischen Zeitskalen auftreten. Es läßt sich jedoch ein zweiter Mode identifizieren, der durch sich verändernde Ozeanströmungen angetrieben wird. Auch Halliwell (1997) zeigt auf, daß der lokale Windantrieb der Atmosphäre für winterliche SST-Anomalien über längere Perioden wichtig bleibt. In Studien mit globalen gekoppelten Ozean-Atmosphäre Zirkulationsmodellen wurde ein gekoppelter Mode im Pazifik (Latif und Barnett 1994, 1996) und im Nordatlantik (Grötzner et al. 1998) identifiziert. Dabei reagiert der Subpolarwirbel des Ozeans auf Windvariationen der Atmosphäre. Der Ozean ist wiederum in der Lage auf die atmosphärischen Felder so zurück zu wirken, daß ein positiver Feedback Mechanismus aufrecht erhalten wird. Bei einer gekoppelten Simulation mit einem vereinfachten Ozeanmodell (Deckschichtmodell mit fester Deckschichttiefe von 50m) werden jedoch qualitativ ähnliche Powerspektren wie in Experimenten mit einem komplexen Ozeanmodell gefunden (Christoph et al. 1998). Die Autoren schlagen daher einen untergeordneten Beitrag des gekoppelten Modes (Grötzner et al. 1998) zur niederfrequenten Variabilität vor und schlußfolgern, daß die Ozean-Atmosphären Koppelung primär auf dem Konzept des stochastischen Klimamodells (Hasselmann 1976) beruht.

Andere Beobachtungsstudien deuten einen Einfluß der tropischen Variabilität auf das nordatlantische Klima an, wobei ein *globaler Mode* vorgeschlagen wird (Rowntree 1972; Fraedrich und Müller 1992; Fraedrich 1994). Für ausgedehnte warme (kalte) SST-Anomalien im östlichen tropischen Pazifik wird der nordatlantische Stormtrack südwärts (nordwärts) verlagert. Dies führt zu positiven (negativen) Druckanomalien über Nordeuropa und zu negativen (positiven) Druckanomalien über Zentraleuropa (Fraedrich und Müller 1992). Geht man von Tiefdruck (Hochdruck) Situationen über Zentraleuropa aus, so ist der nordpazifische Stormtrack kürzer (weiter) nach Osten hin ausgedehnt; die stationäre Wellenaktivität wird

über dem Atlantik reduziert (erhöht) (Fraedrich et al. 1993). Dieser Zusammenhang zwischen der “El Niño Southern Oscillation” (ENSO) und Europa wird auch in Experimenten mit einem globalen Zirkulationsmodell (GCM²) gefunden (Palmer und Anderson 1995; May 1999; May und Bengtsson 1999).

In ungekoppelten Experimenten können *atmosphärische Moden* durch realistische nordatlantische SST-Anomalien verstärkt werden (Robertson et al. 2000). Die Intensität des quasi-barotropen Response (Reaktion) der Atmosphäre auf SST-Anomalien wird durch die baroklinen Störungen (also die synoptische Variabilität) verändert und beeinflußt die gesamte Hemisphäre (Peng und Whitaker 1999; Walter et al. 2001). Blade (1997) bemerkt, daß SST-Anomalien in der Realität die atmosphärische Zirkulation in bestimmte Strömungsregime zwingt, in dem sie deren Persistenz erhöhen. Diese Studien zeigen somit, daß die Ozean-Atmosphären Wechselwirkung nicht unabhängig von der *synoptischen Aktivität* betrachtet werden kann.

Wetterregime können mit Hilfe lokaler Maxima im von Eigenmoden aufgespannten Phasenraum oder mit Hilfe von Regionen im Phasenraum, wo der Zustandsvektor quasi-stationär ist, definiert werden (Palmer 1999). Corti et al. (1999) identifizieren vier Regime im aufgespannten Phasenraum der ersten und zweiten Empirischen Orthogonalfunktion (EOF) des monatlich gemittelten 500hPa Geopotentials mit Hilfe einer Clusteranalyse. Die Häufigkeitsverteilung der identifizierten Regime verändert sich in der Phase 1971-94 mit einem dominanten ‘warm ocean cold land’-Regime im Vergleich mit den vorangegangenen Jahren (1949-71). Corti et al. (1999) vertreten dabei die Hypothese, daß die Ursachen in der anthropogenen Klimaerwärmung liegen können. Gerade aber in den letzten 50 Jahren wird ein verändertes Regimeverhalten auf dekadischer Zeitskala gefunden (Raible et al. 2001; Walter und Graf 2001), was auf eine Veränderung der Ozean-Atmosphären Wechselwirkung hindeuten kann und somit eine andere Hypothese für das von Corti et al. (1999) identifizierte veränderte Regimeverhalten liefert. Hsu und Zwiers (2001) weisen daraufhin, daß der von Corti et al. (1999) aufgezeigte Regimewechsel statistisch nicht signifikant ist.

Neben den linearen Analyseverfahren werden neuerdings auch nichtlineare Methoden zur Identifikation eines “optimaleren” Phasenraums, die an vereinfachten Modellen (Monahan 1999) getestet wurden, zur Definition synoptischer Wetter-

²global circulation model

regime (Monahan et al. 2000, 2001) benutzt. Zwei Regime in monatlich gemittelten Daten werden identifiziert: ein “persistentes” Regime, das eine stehende Oszillation mit zu- und abnehmender Varianz (auf täglicher Zeitskala) über Eurasien darstellt, und ein episodenhaft auftretendes Regime mit erhöhter Varianz in der Arktis. Hier zeigt sich, daß im Szenarienexperiment mit erhöhtem CO₂ die Häufigkeitsverteilung zum “persistenten” Regime hin verschoben wird. Eine weitere Definition der Wetterregime ist die Clusteranalyse von Zyklonenzugbahnen (Blender et al. 1997), die drei Cluster identifiziert: nordöstlich ziehende Zyklonen, zonal ziehende Zyklonen und nahezu stationäre Zyklonen. Unter dem Einfluß der anthropogenen Klimaerwärmung wird dabei eine Erhöhung der Besetzungszahl des Clusters der nordöstlich ziehenden Zyklonen festgestellt (Schubert et al. 1998).

In der Literatur wird aktuell die Frage immer noch kontrovers diskutiert, welche *räumliche Struktur* die (synoptische bis hin zur dekadischen) Variabilität der Nordhemisphäre besser erfaßt (Deser 2000; Ambaum et al. 2001; Wallace 2000). Auf der einen Seite wird ein zonalsymmetrischer Mode (Arktische Oszillation, AO) vorgeschlagen (Thompson und Wallace 1998), der den pazifischen Raum mit dem atlantischen verbindet. Auf der anderen Seite wird eine regionale Struktur vertreten, wobei der Nordatlantik und der Pazifik jeweils die eigenständigen und voneinander unabhängigen Moden NAO und Pazifik-Nordamerika (PNA) ausbilden. Feldstein (2000a,b) definieren einen zonalen Index mit Hilfe der führenden prinzipialen Komponente des zonal und vertikal gemittelten relativen Drehimpulses, wobei dieser Index eine Abhängigkeit vom Längengrad zeigt. Da der relative Drehimpuls des Atlantiks und der des Pazifiks unkorreliert sind, liefert dies einen Hinweis darauf, daß der zonale Index von einem der beiden regionalen Moden dominiert wird. Die von Plaut und Vautard (1994) identifizierten regionalen Moden im Atlantik und Pazifik weisen zeitweise eine Phasenbeziehung auf und zeigen Ähnlichkeiten zu den gefundenen hemisphärischen Moden. Bongioannini-Cerlini et al. (1999) finden bei ihrer Untersuchung der Telekonnectionsindizes eine signifikante negative Korrelation zwischen dem PNA- und NAO-Index. Diese Verbindung, die die zonalsymmetrische Sichtweise unterstützt, kann als phasenweise Synchronisation interpretiert werden und gibt einen ersten möglichen Hinweis auf ein phasenweises Auftreten der AO im Vergleich zur NAO.

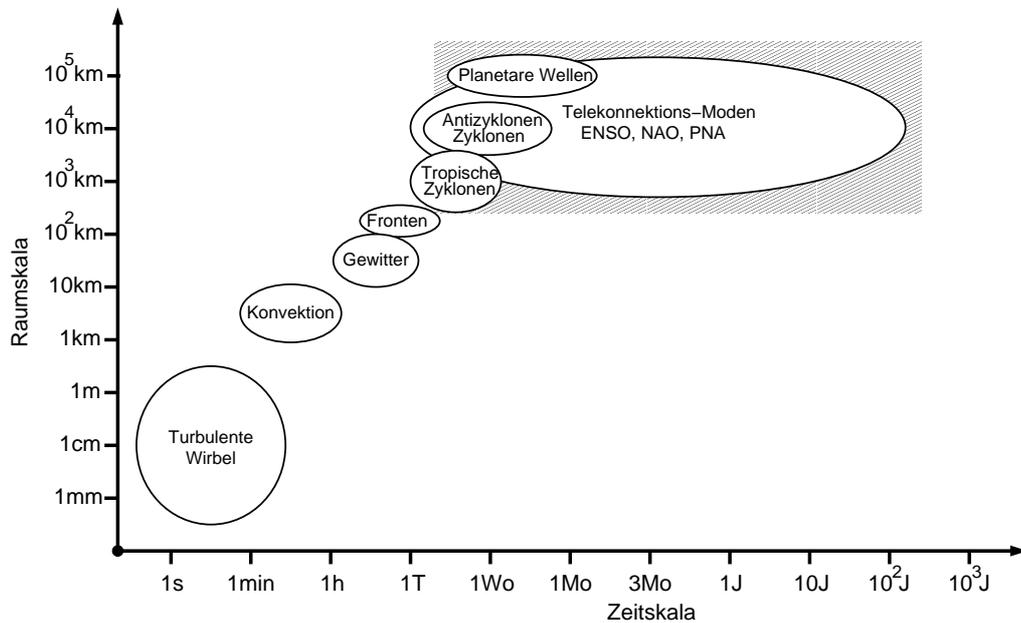


Abbildung 1.1: Einordnung (Schattierung) der vorliegenden Arbeit in Raum- und Zeitskalen; zugeordnet sind atmosphärische Phänomene. Bei ENSO handelt es sich um ein gekoppeltes Ozean-Atmosphären System. Die schematische Darstellung entspricht der von Storch und Zwiers (1999) angegebenen.

Das Ziel der vorgelegten Arbeit ist es, den Einfluß der instationären Ozean-Atmosphären Wechselwirkung auf das atmosphärische Regimeverhalten der mittleren Breiten zu analysieren. Somit stehen großräumige Strukturen von 1000km bis hin zu planetaren Skalen und interannuale bis hin zu dekadischen Variationen sowie der Einfluß der synoptischen Variabilität auf die niederfrequenten Schwankungen im Vordergrund der Untersuchung (Abbildung 1.1, schattierter Bereich). Dafür wird eine Hierarchie von GCM-Experimenten analysiert, wobei ein komplexes Atmosphären GCM mit unterschiedlich komplexer unterer Randbedingung angetrieben wird. Das beobachtete instationäre Verhalten der NAO zeigt Phasen verstärkter (aktiv) beziehungsweise reduzierter (passiv) niederfrequenter Variabilität im Nordatlantik. Aktive Phasen werden durch *regionale* und passive durch *globale* Muster charakterisiert, wobei die Ozean-Atmosphären Wechselwirkung einen Einfluß ausübt. Anschließend wird die Veränderlichkeit des *synoptischen Regimeverhaltens* bezüglich der unterschiedlich komplexen Ozeandynamik analysiert. Dabei sind die Änderungen, die beim Vergleich der aktiven mit der passiven

Phase auftreten, von besonderem Interesse. Dies führt schließlich zu einem atmosphärischen Regimeverhalten auf dekadischer Zeitskala mit einem *regionalen* und einem *globalen* Regime (Raible et al. 2001).

Die Arbeit gliedert sich wie folgt: Eine kurze Beschreibung der verwendeten Modelle und Beobachtungsdaten sowie der durchgeführten Experimente liefert Kapitel 2. Dabei werden die räumlich und zeitlich charakteristischen Skalen der verschiedenen Experimente vorgestellt und mit den Beobachtungen verglichen. Daran anschließend wird das räumliche Verhalten der gefundenen aktiven und passiven Phasen vorgestellt (Kapitel 3). Veränderungen des Regimeverhaltens der Atmosphäre auf synoptischer Zeitskala unter dem Einfluß der Ozeandynamik und der veränderten dekadischen Variabilität im Nordatlantik werden in Kapitel 4 diskutiert. Dies führt in Kapitel 5 auf zwei dekadische Regime, wobei mögliche dominante Mechanismen vorgeschlagen werden. Schließlich werden die Ergebnisse der Arbeit zusammengefaßt und ein kurzer Ausblick gegeben (Kapitel 6).

Kapitel 2

Experimenthierarchie

In einer Hierarchie von Modellexperimenten wird die Klimavariabilität und das atmosphärische Regimeverhalten auf synoptischer und dekadischer Zeitskala im Nordatlantik und der Einfluß der Ozeandynamik auf diese Regime untersucht. Aus diesem Grund werden ein globales Zirkulationsmodell (GCM) der Atmosphäre, des Ozeans und ein Ozeandeckschichtmodell verwendet und mit Ergebnissen aus Beobachtungen verglichen.

2.1 Modelle und Daten

Das globale Zirkulationsmodell der Atmosphäre

Als atmosphärische Komponente in den Experimenten dient die vierte Version des “*European Centre model of Hamburg*” (ECHAM-4), das vom Meteorologischen Institut der Universität Hamburg und dem Max-Planck Institut für Meteorologie weiterentwickelte Wettervorhersagemodell des EZMW (europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage). ECHAM-4 enthält wichtige klimarelevante Prozesse, wie z. B. Strahlung, Wasserkreislauf und Bodenprozesse, und gehört zur Klasse der komplexen realitätsnahen Modelle. Dieses spektrale Modell basiert auf den primitiven Gleichungen und verwendet als prognostische Variablen die Temperatur, den Logarithmus des Bodendrucks, die spezifische Feuchte, das Mischungsverhältnis des gesamten Wolkenwassers (in den Phasen flüssig und fest), die Vorticity und die Divergenz. Ein semi-implizites leap-frog Zeitschrittverfahren wird verwendet, wobei ein Zeitschritt 24min beträgt. Die horizontale Auflösung beträgt T30 (Dreiecksabschneidung bei der Großwellenzahl 30 der in Kugelflächenfunktionen entwickelten prognostischen Variablen); dies entspricht einer Auflösung auf einem Gaußschen Gitter von 96×48 Punkten (ca. 3.75° Gitterpunktabstand). In der Vertikalen wird ein hybrides σ - p -Koordinatensystem mit 19 Modellschichten benutzt. Die oberste Schicht liegt in 10hPa. Die hori-

zontale und vertikale Auflösung wird gewählt, weil sie einen guten Kompromiß zwischen Rechenzeit und realistisch simulierter Klimastatistik im Vergleich zu den EZMW-Reanalysen darstellt (Stendel und Roeckner 1998). Eine ausführliche Modellbeschreibung der dritten Version von ECHAM befindet sich in Roeckner et al. (1992); die Modelländerungen des ECHAM-4 und ein Vergleich zu Beobachtungen wurden in Chen und Roeckner (1996) und Roeckner et al. (1996) vorgestellt.

Das globale Zirkulationsmodell des Ozeans

Die Klimakomponente Ozean wird mit Hilfe des “Hamburg ocean model in primitive equations” (HOPE-G) im gekoppelten Experiment simuliert. Wie das Atmosphärenmodell ECHAM-4 zählt das vom Max-Planck Institut entwickelte HOPE-G zur Klasse der komplexen realitätsnahen Modelle. Die primitiven Gleichungen werden durch die Boussinesq Approximation vereinfacht und auf einem Gaußschen Arakawa-E Gitter global formuliert. Die prognostischen Variablen sind die horizontalen Geschwindigkeiten, die Auslenkung der Meeresoberfläche, die potentielle Temperatur und der Salzgehalt. Das semi-implizite Zeitschrittverfahren (Press et al. 1986) verwendet einen Zeitschritt von 2h. Die horizontale Auflösung beträgt T42 (etwa $2.8^\circ \times 2.8^\circ$), die meridionale Komponente wurde in den Tropen bis zu 0.5° verfeinert, um eine ENSO-ähnliche Variabilität simulieren zu können. Die vertikale Auflösung besteht aus 20 unregelmäßig verteilten Schichten, wobei 10 Schichten in den ersten 300m liegen. Darüber hinaus enthält HOPE-G ein dynamisch-thermodynamisches Meereismodell mit Schneebedeckung. Eine genaue Modellbeschreibung findet sich bei Wolff et al. (1997).

Das dynamische Ozeandeckschichtmodell

Der Ozean wird mit Hilfe eines Ozeandeckschichtmodells (ML steht für “mixed layer”) vereinfacht dargestellt. Die zugrundeliegende Idee ist dabei, daß die SST nur lokal durch die darüberliegende Atmosphäre angetrieben wird. Daraus folgt, daß zum Beispiel die Advektion im Ozean und die thermohaline Zirkulation, nicht dargestellt werden können. Das einfachste Ozeandeckschichtmodell hat eine konstante Deckschichttiefe. Die SST Variabilität wird durch Integration der atmosphärischen Wärmeflüsse mit Hilfe der Wärmekapazität der Ozeandeckschicht simuliert. Dies entspricht genau der einfachsten Version des Konzepts des stochastischen Klimamodells (Hasselmann 1976) für die mittleren Breiten. In dieser Arbeit wird eine Erweiterung des Ozeandeckschichtmodells mit konstanter Deckschichttiefe verwendet, um Prozesse in den mittleren Breiten, die die

Deckschicht beeinflussen, ebenfalls zu simulieren. Die Deckschicht kann mit der darunterliegenden in der Regel kälteren Schicht wechselwirken. Diese Temperaturdifferenz zwischen den beiden Schichten hat eine dämpfende Wirkung auf die SST Variabilität. Daneben wird ein Jahresgang der Deckschichttiefe eingeführt. Des weiteren wird der Sensitivität des Ozeans auf den atmosphärischen Windantrieb Rechnung getragen, da bei Sturmereignissen der Ozean nicht nur die atmosphärischen Wärmefflüsse integriert, sondern auch in die darunterliegende Schicht eingemischt wird. Um diese Prozesse in das Ozeandeckschichtmodell zu parametrisieren, wird eine weitere Gleichung für die Deckschichttiefe abgeleitet, wobei ein Kraus-Turner-type Modell (Kraus und Turner 1967) benutzt wird (Karraca und Müller 1991). Das hier verwendete dynamische Ozeandeckschichtmodell enthält also neben dem lokalen Antrieb der Atmosphäre auch die Dämpfung und bei Sturmereignissen die Einmischung der darunterliegenden Schicht, sowie den Jahresgang der Deckschichttiefe. Die horizontale Auflösung entspricht mit entsprechender Landseemaske und Meereisbedeckungsmaske der des Atmosphärenmodells ECHAM-4 (T30). Dieses Modell ist in Dommenget (2000) detailliert beschrieben.

Beobachtungsdaten

Verschiedene Indexzeitreihen und Beobachtungsdatensätze werden zum Vergleich mit den Modellexperimenten verwendet. Aus den National Centers of Environmental Prediction (NCEP) und dem National Center of Atmospheric Research (NCAR) Reanalyseprojekt werden die Felder der 1000hPa und 500hPa geopotentielle Höhe für die Jahre 1958 bis 1997 verwendet (Kalnay et al. 1996, Internet: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>). Die Auflösung beträgt etwa $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Für die Zeit vor 1958 wird der von NCAR aufbereitete Datensatz des Bodendrucks (SLP) von 1899-1998 verwendet. Dieser Datensatz hat eine Auflösung von $5^\circ \times 5^\circ$ und deckt die Nordhemisphäre von 15°N bis 90°N ab (<http://dss.ucar.edu/datasets/ds010.0>). Daneben dienen die Zeitreihen des NAO-Index (Hurrell 1995) und Niño3-Index (Rayner et al. 1996) als Vergleich. Der NAO-Index wird aus zwei Bodendruckzeitreihen von den Wetterstationen Ponta Delgada (Azoren) und Stykkisholmur (Island), die normiert werden, abgeleitet. Die Zeitreihe des Niño3-Index verwendet die SST-Anomalie über dem zentralen Pazifik (5°S - 5°N , 90°W - 150°W) aus dem GISST2.3 Datensatz (U.K. Meteorological Office). Die Indexzeitreihen sind unter <http://www.met.rdg.ac.uk/cag/NAO/index.html> und

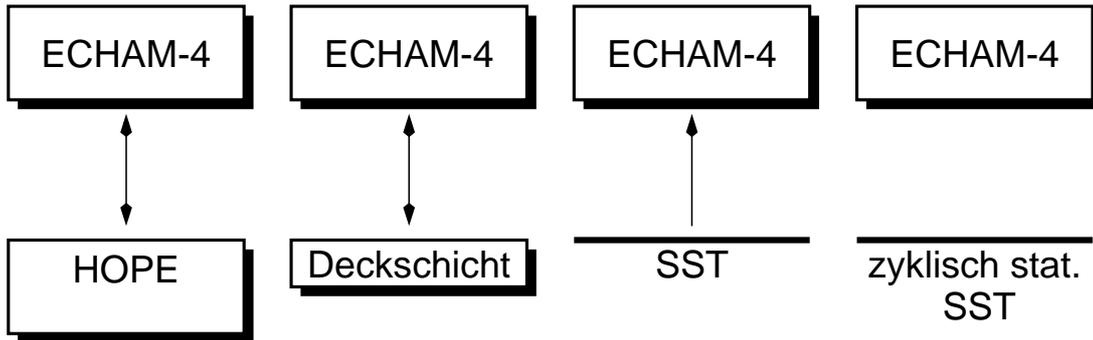


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der Experimenthierarchie.

colorado.edu/research/wavelets/plot/data/nino3sst.dat verfügbar.

2.2 Experimentbeschreibung

Um den Einfluß der Atmosphären-Ozean Wechselwirkung auf das Regimeverhalten zu untersuchen, wird eine Hierarchie von vier konsistenten Modellexperimenten des komplexen Atmosphären GCMs ECHAM-4 mit unterschiedlich komplexer unterer Randbedingung verwendet (Abbildung 2.1). Konsistent bedeutet, daß es keine Differenz im Langzeitmittel der Ozeanoberflächen- und Meereisvariablen in allen Experimenten gibt. Das gekoppelte Experiment simuliert die heutige Klimavariabilität und dient zur Identifikation physikalischer Mechanismen der Atmosphären-Ozean Wechselwirkung. Das gekoppelte Experiment ECHAM-4/ML beschränkt die Ozeanvariabilität auf den lokalen Antrieb der Atmosphäre. Im angetriebenen Experiment (mit variierender unterer Randbedingung) kann die Atmosphäre nur auf die Veränderung der Meeresoberflächentemperatur und des Meereises reagieren, aber nicht zurückwirken. Das Atmosphärenexperiment, das mit einer zyklisch konstanten Randbedingung angetrieben wird, läßt nur atmosphärische Dynamik zu. Mit diesem hierarchischen Aufbau lassen sich die Veränderungen der atmosphärischen Dynamik, die durch die unterschiedlich komplexe Ozeandynamik hervorgerufen wird, untersuchen. Die Ozean-Atmosphäre Mechanismen, die für die niederfrequente Variabilität der Atmosphäre im Gebiet Nordatlantik verantwortlich sind, können damit identifiziert werden. Darüber hinaus bietet der Vergleich der Experimente die Möglichkeit, den Einfluß der Mechanismen auf die Gesamtvariabilität abzuschätzen.

Das gekoppelte Experiment

Die Modelle ECHAM-4 und HOPE-G werden mit Hilfe von OASIS (Terry et al. 1998, *Ocean Atmosphere Sea Ice Soil*) gekoppelt (ECHO-G¹). Dabei wird eine Flußkorrektur für latente und sensible Wärme und Frischwasser bezogen auf den Jahresmittelwert verwendet. Die atmosphärische Komponente, ECHAM-4, muß im Vergleich zur Standardversion verändert werden, um den Einfluß der partiellen Eisbedeckung auf einer kleineren Skala als der Gitterpunktabstand Rechnung zu tragen (Grötzner et al. 1996). Eine 600-jährige Simulation wurde vom Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) zur Verfügung gestellt (Legutke und Voss 1999). Die ersten 130 Jahre der Simulation weisen einen Trend² auf und werden daher in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Das Hauptaugenmerk liegt auf der sich daran anschließenden 100-jährigen Periode (Modelljahre 130 bis 229), die zur Ableitung der unteren Randbedingung für die auf diese Simulation aufbauenden konsistenten Experimente herangezogen wird.

Das gekoppelte ML-Experiment

Für dieses gekoppelte Experiment wird ECHAM-4 und das oben vorgestellte dynamische Deckschichtmodell gekoppelt. Dabei wird das klimatologische Verhalten der ausgewählten 100-jährigen Periode des gekoppelten Experiments ECHO-G zugrunde gelegt. Es gibt keine Differenz im Langzeitmittel der Ozeanoberflächen- und Meereisvariablen in beiden Experimenten. In diesem Sinne ist das gekoppelte ML-Experiment konsistent zur ECHO-G Simulation. Das gekoppelte ML-Experiment, das in Zusammenarbeit mit Herrn Dommenget aufgesetzt wurde, wird 100 Jahre integriert (Dommenget 2000). Wichtig ist, daß in dieser Simulation die Ozeandynamik so vereinfacht dargestellt ist, daß nur der lokale Antrieb der Atmosphäre, die Dämpfung und bei Sturmereignissen die Einmischung der darunterliegenden Schicht sowie der Jahresgang der Deckschichttiefe simuliert werden können.

Das angetriebene Experiment

In diesem Experiment wird die 100-jährige Periode (Modelljahre 130 bis 229) des gekoppelten ECHO-G Laufs erneut simuliert. Dazu werden die monatlich gemittelten Felder der Meeresoberflächentemperatur, der Meereisbedeckung, der Meereisdicke und der Meereisalbedo als Antrieb für das Atmosphärenmodell

¹ECHO-G steht für *ECHAM-4* und *HOPE-G*, die global miteinander gekoppelt werden.

²Der Trend tritt vor allem auf der Südhemisphäre auf, so daß der Einfluß auf die Nordhemisphäre schwach ist.

ECHAM-4 benutzt. Diese monatlich gemittelten Felder werden auf 24h Zeitschritte linear interpoliert, da das Modell alle 24h die untere Randbedingung anfordert. In dieser Simulation kann der Ozean auf die Atmosphäre wirken, Rückwirkungsprozesse der Atmosphäre auf den Ozean sind dagegen nicht enthalten.

Das Atmosphärenexperiment

Das Atmosphärenmodell, ECHAM-4, wird mit zyklisch fester unterer Randbedingung 100 Jahre integriert. Dafür werden die klimatologischen gemittelten Felder der Meeresoberflächentemperatur, der Meereisbedeckung, der Meereisdicke und der Meereisalbedo Laufs des ECHO-G verwendet (das heißt, für jeden Monat des Jahres wird jeweils über die ausgewählte 130 bis 229 Modelljahre gemittelt). Dieser konstante Jahresgang wird wiederum auf einen Zeitschritt von 24h linear interpoliert. Damit läßt dieses Experiment nur atmosphärische Dynamik zu.

2.3 Langzeitverhalten der Experimente

Um die Güte und Aussagekraft der einzelnen Experimente abschätzen zu können, ist es notwendig, das Langzeitverhalten der Experimente näher zu untersuchen. Daher werden zuerst die charakteristischen Raum- und Zeitskalen des gekoppelten Experiments mit den Beobachtungen verglichen, da dieses Experiment die beobachtete Klimavariabilität möglichst umfassend darstellen soll. Im weiteren wird den drei Experimenten mit vereinfachter unterer Randbedingung das gekoppelte Experiment gegenübergestellt, um den Einfluß der Ozeandynamik auf die atmosphärische Zirkulation zu veranschaulichen. Dabei steht der Nordatlantik im Vordergrund der Analyse. Darüber hinaus wird das Phänomen “El Niño Southern Oscillation” (ENSO) im gekoppelten Experiment untersucht und mit Beobachtungen verglichen.

Analyseinstrumente

Das räumliche Verhalten der Experimente wird mit Hilfe der klassischen EOF-Analyse der 500hPa geopotentiellen Höhe untersucht (Anhang C). Diese Analyse liefert die räumliche Struktur (EOFs) und das zur räumlichen Struktur zugehörige zeitliche Verhalten (prinzipale Komponente, PC). Die Auswertung beschränkt sich dabei auf Wintermittel über die Monate Dezember bis Januar und auf folgende Gebiete der Nordhemisphäre: den Nordatlantik von 20°N - 69°N und 89°W - 8°E und die Region Pazifik-Nordamerika 20°N - 69°N und 180°W - 60°W. Eine

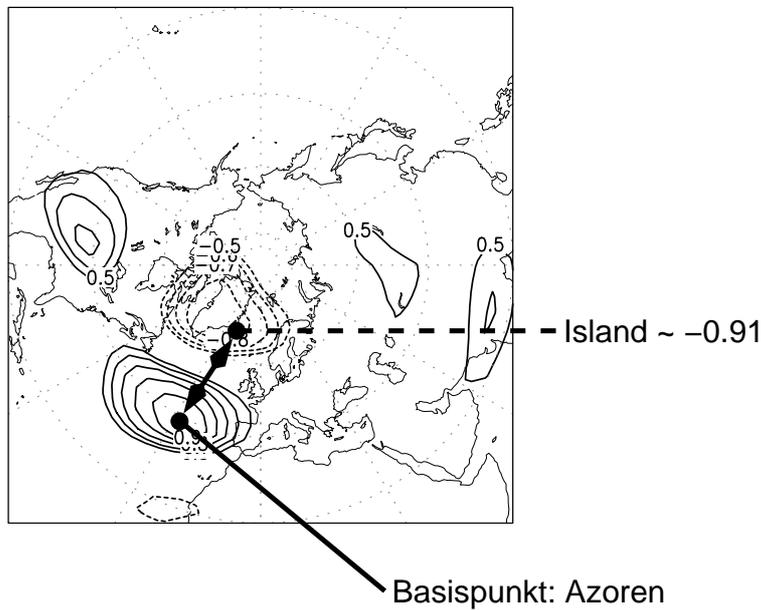


Abbildung 2.2: Bestimmung der Telekonnektivität der 500hPa geopotentiellen Höhe (Winter, DJF) in einer 30-jährigen Phase (Modelljahre 135-164) des gekoppelten Experiments: als Basispunkt wird ein Gitterpunkt bei den Azoren gewählt; die stärkste negative Korrelation von -0.91 tritt bei Island auf.

weitere Methode, die räumliche Charakteristik zu beschreiben, ist die Bestimmung der Telekonnektivität der geopotentiellen Höhe. Zusammen mit Indexzeitreihen, die mit Hilfe der Aktionszentren der Telekonnektivität bestimmt werden, liefert diese Analyse eine vergleichbare Beschreibung wie die EOF-Analyse³. Die Telekonnektivität T_i bezeichnet die stärkste negative Korrelation r_{ij} der geopotentiellen Höhe Z eines Basispunkts i mit allen anderen Gitterpunkten j (Wallace und Gutzler 1981):

$$T_i = |r_{ij} \text{ Minimum für alle } j|, \text{ mit } r_{ij} = \frac{\overline{Z_i' Z_j'}}{\sqrt{Z_i'^2} \sqrt{Z_j'^2}}. \quad (2.1)$$

Dieser Wert wird am Basispunkt eingezeichnet und das Verfahren für alle Gitterpunkte wiederholt. In Abbildung 2.2 ist dies für den Basispunkt 'Azoren' dargestellt, wobei eine 30-jährige Phase aus der gekoppelten Simulation ausgewählt

³Eine Gegenüberstellung der beiden Methoden ist in James (1994) dargestellt.

wurde. Die stärkste negative Korrelation von -0.91 tritt bei Island auf. Nur die negativen Korrelationen, die in großen Gebieten zusammenhängen, werden als Aktionszentren interpretiert. Der Vergleich der Korrelationsmuster, die jeweils ein Aktionszentrum als Basispunkt verwenden, liefert die Verbindungen zwischen den Aktionszentren. Dies wird durch Pfeile angezeigt⁴. Das zugehörige zeitliche Verhalten der räumlichen Muster der Telekonnektivität kann durch eine Spektralanalyse (Anhang A) einer Indexzeitreihe dargestellt werden. Diese Indexzeitreihen entsprechen den prinzipialen Komponenten der EOF-Analyse. Das zeitliche Verhalten zweier Indexzeitreihen wird vorgestellt. Im Nordatlantik wird ein dem beobachteten NAO-Index nach Hurrell (1995) entsprechender NAO-Index I_{NAO} in den Simulationen abgeleitet, indem jeweils vier Gitterpunkte der 500hPa geopotentiellen Höhe Z_i (mit $i = 1, \dots, 4$) bei den Azoren und bei Island gemittelt und die Zeitreihen anschließend normiert werden⁵. Die Differenz Azoren - Island wird als Indexzeitreihe dargestellt, das heißt, ein positiver (negativer) Indexwert entspricht einer verstärkten (abgeschwächten) nordatlantischen Oszillation.

$$I_{NAO} = \frac{1}{4} \left(\sum_{i=1}^4 \frac{Z'_i}{\sqrt{\overline{Z_i'^2}}} \right)_{Azoren} - \frac{1}{4} \left(\sum_{i=1}^4 \frac{Z'_i}{\sqrt{\overline{Z_i'^2}}} \right)_{Island} \quad (2.2)$$

Dieser Index entspricht dem Zeitverhalten der führenden EOF der 500hPa geopotentiellen Höhe im Nordatlantik. Neben dem Nordatlantik wird auch die tropische Variabilität an Hand einer Indexzeitreihe vorgestellt, da in Beobachtungsstudien (Horel und Wallace 1981; Philander 1990) gezeigt wird, daß ENSO über die Tropen hinaus eine Wirkung auf die mittleren Breiten insbesondere auf das PNA-Muster ausübt. Da es sich bei dem Phänomen ENSO um den stärksten gekoppelten Ozean-Atmosphären Mode handelt, ist es notwendig, das vom gekoppelten Modell simulierte zeitliche Verhalten im Bereich der Tropen kurz darzustellen. Als ENSO bezeichnet man das Zusammenspiel der Phänomene El Niño/La Niña, einer in unregelmäßigen Abständen auftretenden Warm-/Kaltwasseranomalie im äquatorialen Pazifik vor Südamerika, und der "Southern Oscillation", also der Änderung der Walkerzirkulation (Walker 1924). In der Arbeit wird ein zu den Beobachtungen analoger Niño3-Index I_{ENSO} in den Simulationen, die ein ENSO-Phänomen aufweisen, verwendet. Dafür wird die SST-Anomalie über den zentralen Pazifik (5°S - 5°N , 90°W - 150°W) gemittelt.

⁴Dieses Verfahren wird in Kapitel 3 angewendet.

⁵NAO Indizes der 500hPa und 1000hPa geopotentiellen Höhe sind stark korreliert (Korrelationskoeffizient $r = 0.9$).

Gekoppeltes Experiment

Das **räumliche Langzeitverhalten** der 500hPa geopotentiellen Höhe für die 100-jährige Referenzperiode des gekoppelten Experiments prägt im Nordatlantik eine NAO-ähnliche Struktur mit den Aktionszentren bei Island und den Azoren aus, wie die erste EOF veranschaulicht (Abbildung 2.3 a). Die zweite EOF zeigt einen Monopol mit dem Zentrum zwischen Großbritannien und Island. Diese beiden führenden EOFs erklären 37% und 24% der Gesamtvarianz; die Muster und die erklärten Varianzen gleichen den Ergebnissen aus Beobachtungsstudien (Kutzbach 1970; Glowienka-Hense 1990; Zorita et al. 1992) und den NCEP-Ergebnissen (Abbildung 2.3 b). Die atmosphärische Zirkulation im Gebiet Pazifik-Nordamerika (PNA) wird auch vom gekoppelten Experiment in realistischer Weise simuliert. Die erste EOF zeigt ein PNA-ähnliches Muster (mit 46% erklärte Varianz, Abbildung 2.4 a). Dieses Muster besteht aus drei Aktionszentren - bei den Aläuten, in der Nähe der Hudson Bay und bei Florida. Die zweite EOF erklärt 18% der Gesamtvarianz. Auch hier zeigt die gekoppelte Simulation, daß sowohl die Muster wie auch die erklärten Varianzen mit den Beobachtungen (Wallace und Gutzler 1981; Wallace et al. 1993) und den NCEP-Ergebnissen (Abbildung 2.4 b) übereinstimmen.

Das **zeitliche Verhalten** des Nordatlantiks wird durch den NAO-Index charakterisiert, der eine vergleichbare Information wie die Zeitentwicklung der ersten EOF (erste PC) liefert. Ein Vergleich des beobachteten und simulierten NAO-Index zeigt, daß die NAO von interannualen bis hin zu dekadischen Zeitskalen variiert. Die niederfrequenten Schwankungen sind aber nicht immer in der gesamten Zeitreihe dominant; sie treten nur in bestimmten Phasen auf. Die Wavelet-Analyse (Anhang A) des 100-jährigen simulierten und des in den letzten 100 Jahren beobachteten NAO-Index veranschaulicht dieses instationäre Verhalten (Abbildung 2.5). Dargestellt ist die Varianz des Waveletpowerspektrums (schattiert) und das 95% Konfidenzniveau gegenüber einem angepaßten roten Rauschen⁶ (Isolinien). Es sind Phasen erhöhter (im folgenden "aktive" Phase genannt) und reduzierter ("passive" Phase) niederfrequenter Variabilität (Spektralbereich 5 bis 30 Jahre) zu erkennen. Solche ausgeprägten Phasen sind in den Waveletpowerspektren der synthetischen Zeitreihen (Anhang A, Abbildung A.3) nicht zu erkennen, so daß sich das Verhalten des NAO-Index deutlich vom weißen Rauschen unterscheidet. Betrachtet man nur die Varianz des Spektralbereichs 5

⁶Dies entspricht einem angepaßten autoregressiven Prozeß erster Ordnung (AR1).

bis 30 Jahre eines 30-jährigen gleitenden Mittels, so lassen sich 30-jährige aktive und passive Phasen in den Beobachtungen und der Simulation identifizieren. In der aktiven Phase herrschen Perioden von etwa 7 und 15 Jahren in den Beobachtungen (aktiv: 1963-92; passiv: 1933-62) und in der Simulation (aktiv: 135-164; passiv: 182-211) vor. Passive Phasen zeichnen sich dagegen durch verstärkte Varianz bei kürzeren Zeitskalen (beobachtet etwa 4 Jahre, simuliert etwa 2.5 Jahre) aus. Zur Verdeutlichung sind in Abbildung 2.6 die klassischen Spektren (Maximum Entropie Verfahren) für die Beobachtungen und das gekoppelte Experiment exemplarisch dargestellt, wobei jeweils ein AR1-Prozeß und das zugehörige 95% Signifikanzniveau angegeben ist. Die beobachtete und simulierte Verteilung des NAO-Index ist in der aktiven Phase breiter als in der passiven, das heißt, es werden mehr Extremzustände in der aktiven Phase angenommen. Neben der dargestellten kurzen beobachteten Zeitreihe des NAO-Index (Hurrell 1995) wird dieses instationäre Verhalten auch durch Ergebnisse von Appenzeller et al. (1998) gestützt, die aktive und passive Phasen in einem NAO-Index, der auf Proxidaten basiert, finden.

Die Waveletpowerspektren der Niño3-Indizes (Meeresoberflächentemperaturanomalie im zentralen Pazifik 5°S - 5°N, 90° - 150°W) zeigen für die Beobachtung der letzten 100 Jahre eine deutlich bevorzugte Periode von etwa 4 Jahren und für das gekoppelte Experiment eine Periode von 2.5 Jahren (Abbildung 2.7). Damit spiegelt sich eine Schwäche des gekoppelten Modells wider; die ENSO-Variabilität wird vom Modell deutlich überschätzt, das heißt, es tritt ein zu regelmäßiger Wechsel zwischen El Niño und La Niña Situationen auf. Die beobachteten niederfrequenten Schwankungen (auf dekadischer Zeitskala) von ENSO werden im gekoppelten Experiment nicht simuliert. Die Amplituden des ENSO Signals liegen allerdings im beobachteten Bereich von $\pm 2^\circ\text{C}$.

Gekoppeltes ML-Experiment

Das klimatologische Verhalten des 100-jährigen gekoppelten ML-Experiments wird dem gekoppelten Experiment gegenübergestellt, um den Einfluß der reduzierten Ozeandynamik zu untersuchen. Das **räumliche Verhalten**, dargestellt durch die klassische regionale EOF-Analyse, zeigt für den Nordatlantik wieder die beiden Muster (Abbildung 2.3 a): Die erste EOF gibt den Monopol zwischen Großbritannien und Island mit einer erklärten Varianz von 34% wieder. Die zweite EOF zeigt das NAO-Muster (26%). Die Strukturen der beiden EOFs entsprechen der gekoppelten Simulation, allerdings ist die Reihenfolge der beiden

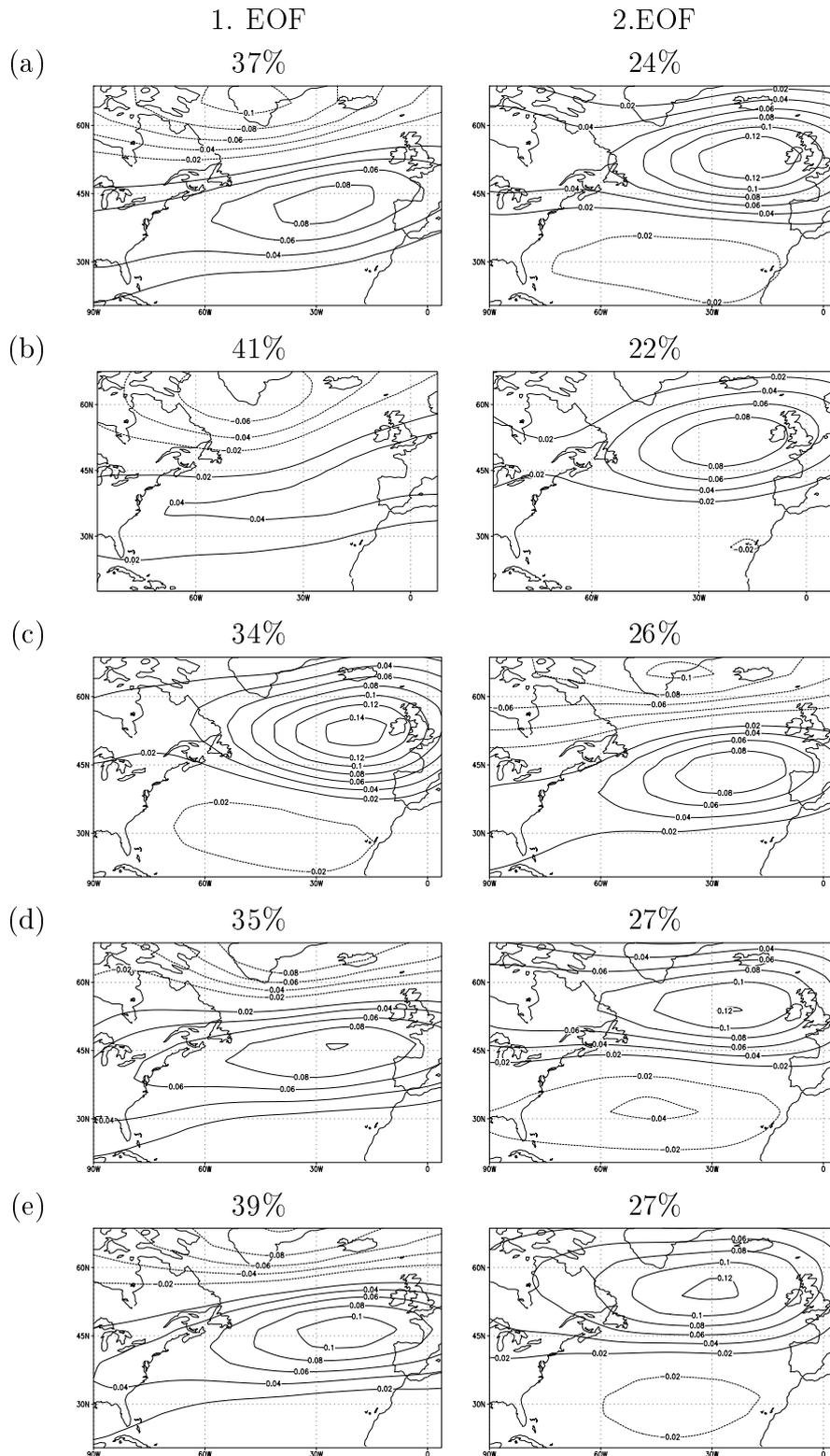


Abbildung 2.3: Die erste und zweite EOF der Anomalie der 500hPa geopotentiellen Höhe im Winter (DJF) für (a) das gekoppelte Experiment, (b) die NCEP-Reanalysen (1958-98), (c) das gekoppelte ML-Experiment, (d) das angetriebene Experiment und (e) das Atmosphären Experiment im Nordatlantik.

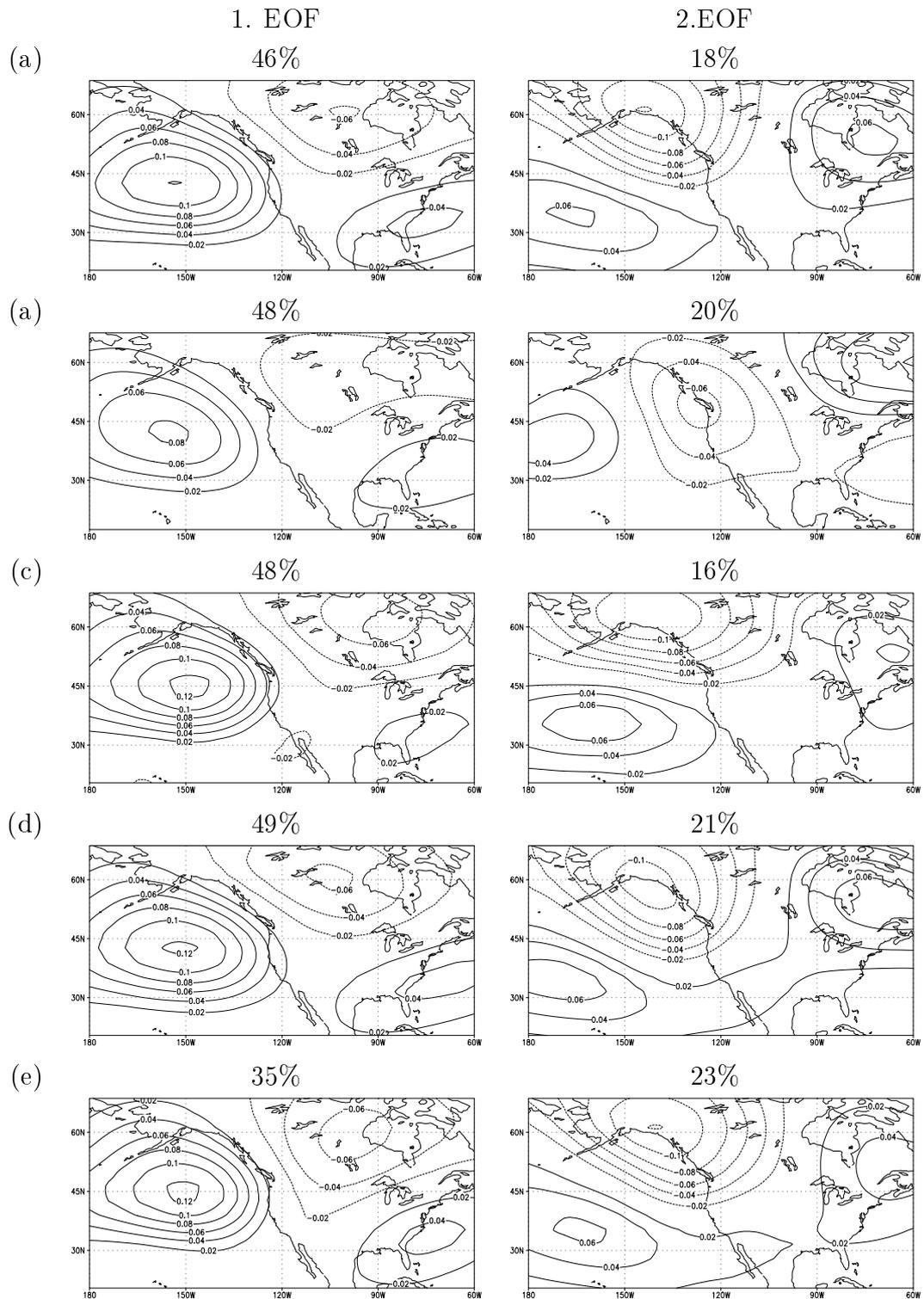


Abbildung 2.4: Wie Abbildung 2.3, aber in der Region Nordpazifik-Nordamerika.

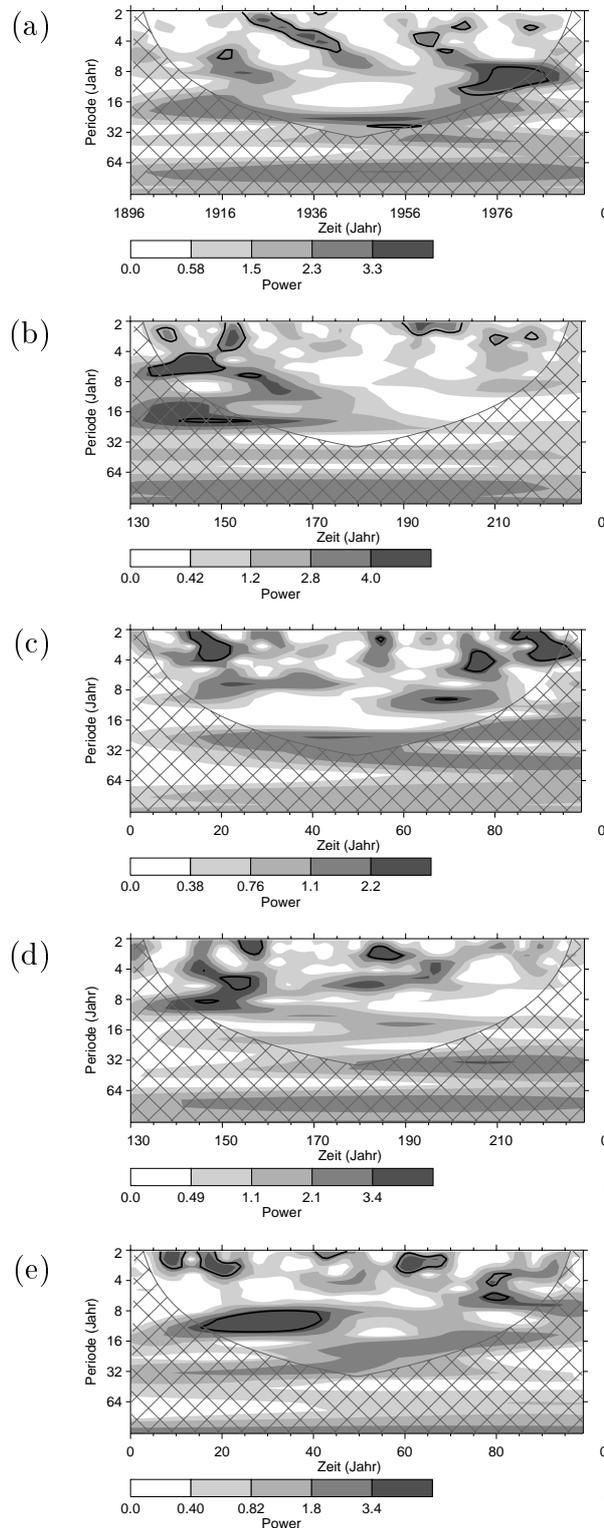


Abbildung 2.5: Waveletpowerspektrum (schattiert, Einheit der Power: Jahr) des NAO-Index im Winter (DJF): (a) die Beobachtung (Hurrell 1995), (b) das gekoppelte Experiment, (c) das gekoppelte ML-Experiment, (d) das angetriebene Experiment und (e) das Atmosphären Experiment. Der Randeinfluß ist kariert, das 95% Konfidenzniveau gegenüber einem angepassten roten Rauschen ist durch Isolinien dargestellt.

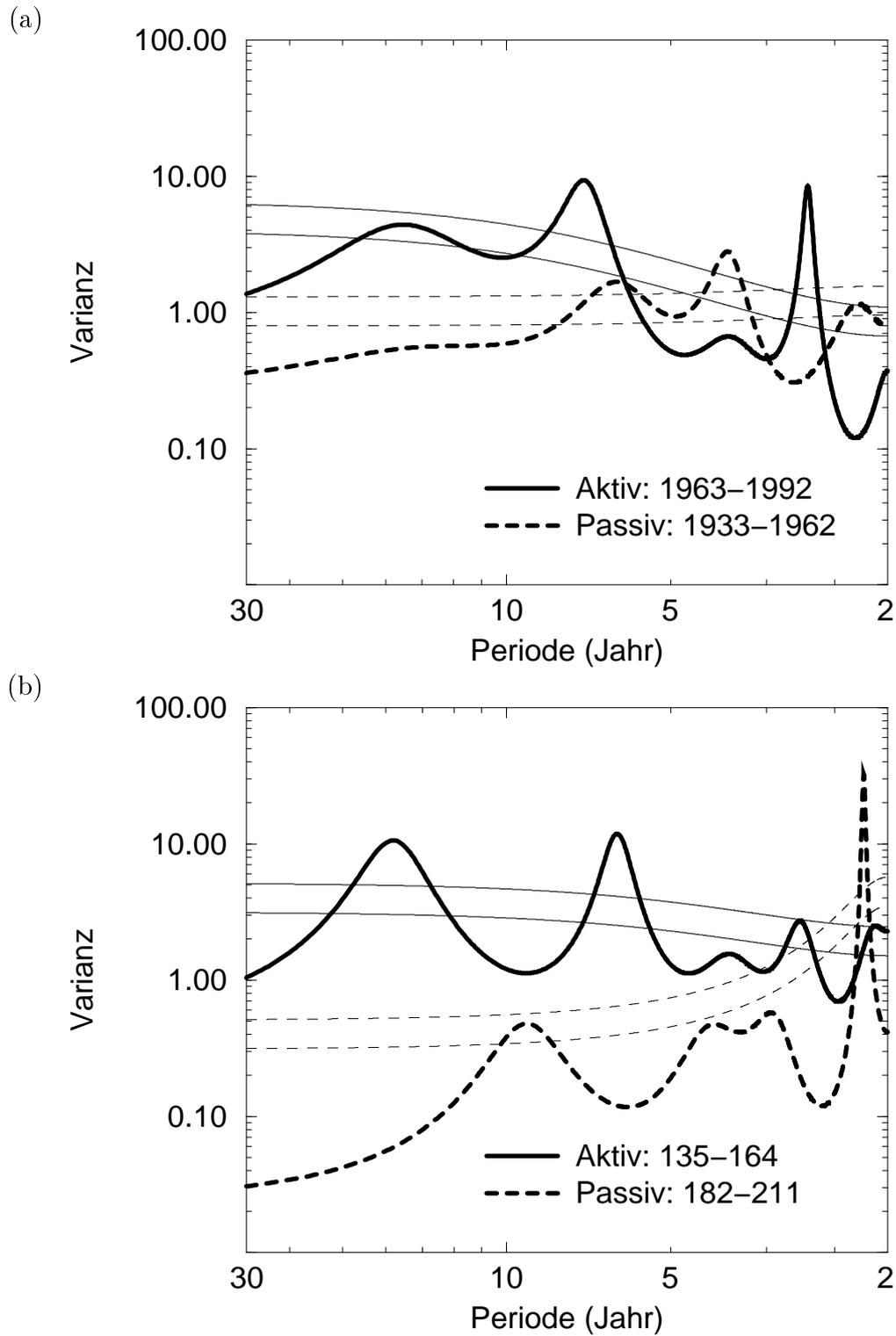


Abbildung 2.6: Maximum Entropie Spektrum der aktiven und passiven Phasen des NAO-Index im Winter (DJF) in (a) der Beobachtung (Hurrell 1995) und (b) das gekoppelte Experiment. Der angepaßte AR1-Prozeß und das 95% Signifikanzniveau ist durch dünne Linien dargestellt (Einheit der Varianz: Jahr).

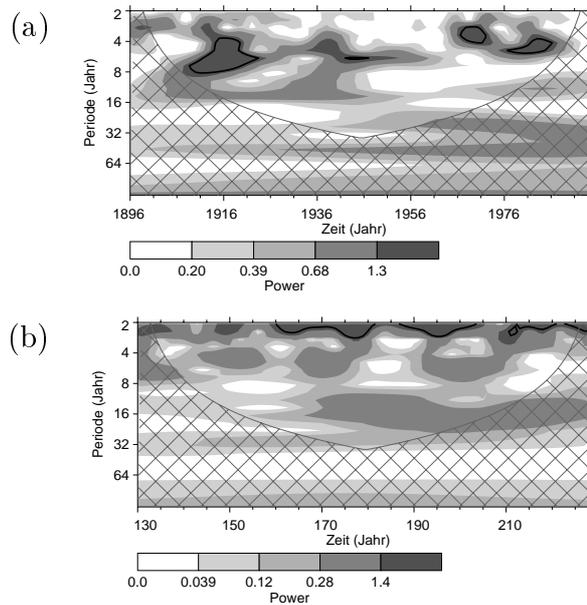


Abbildung 2.7: Waveletpowerspektrum (schattiert, Einheit der Power: $^{\circ}\text{C} \cdot \text{Jahr}$) des Niño3-Index im Winter (DJF): (a) die Beobachtung (Torrence und Compo 1998) und (b) das gekoppelte Experiment. Der Randeinfluß ist kariert, das 95% Konfidenzniveau gegenüber einem angepaßten roten Rauschen ist durch Isolinien dargestellt.

führenden EOFs vertauscht. Im Gebiet Pazifik-Nordamerika ist der dominante Mode das PNA-Muster (Abbildung 2.4 a; erste EOF, 48%). Die zweite EOF zeigt die Nordpazifik Oszillation mit einer erklärten Varianz von 16%. Die Aktionszentren in beiden Gebieten und die Summe der erklärten Varianzen von der ersten und zweiten EOF entsprechen der gekoppelten Simulation und damit auch den Beobachtungen. Allerdings wird die Gesamtvarianz in der Nähe der Aläuten, bei Grönland und im Bereich der Tropen signifikant reduziert (F-Test: 99% Signifikanzniveau, Abbildung 2.8 a). Die Reduktion in den Tropen und bei den Aläuten ist auf die fehlende ENSO Variabilität zurückzuführen.

Das **zeitliche Verhalten** der NAO zeigt im gekoppelten ML-Experiment Variationen auf einem breiten Spektrum an Zeitskalen. Die Instationarität des NAO-Index, dargestellt durch das Waveletpowerspektrum (Abbildung 2.5 c), ist aber nicht deutlich zu erkennen. Das Spektrum ähnelt mehr dem Waveletpowerspektrum des weißen Rauschens (Abbildung A.3 a). Dennoch läßt sich eine aktive

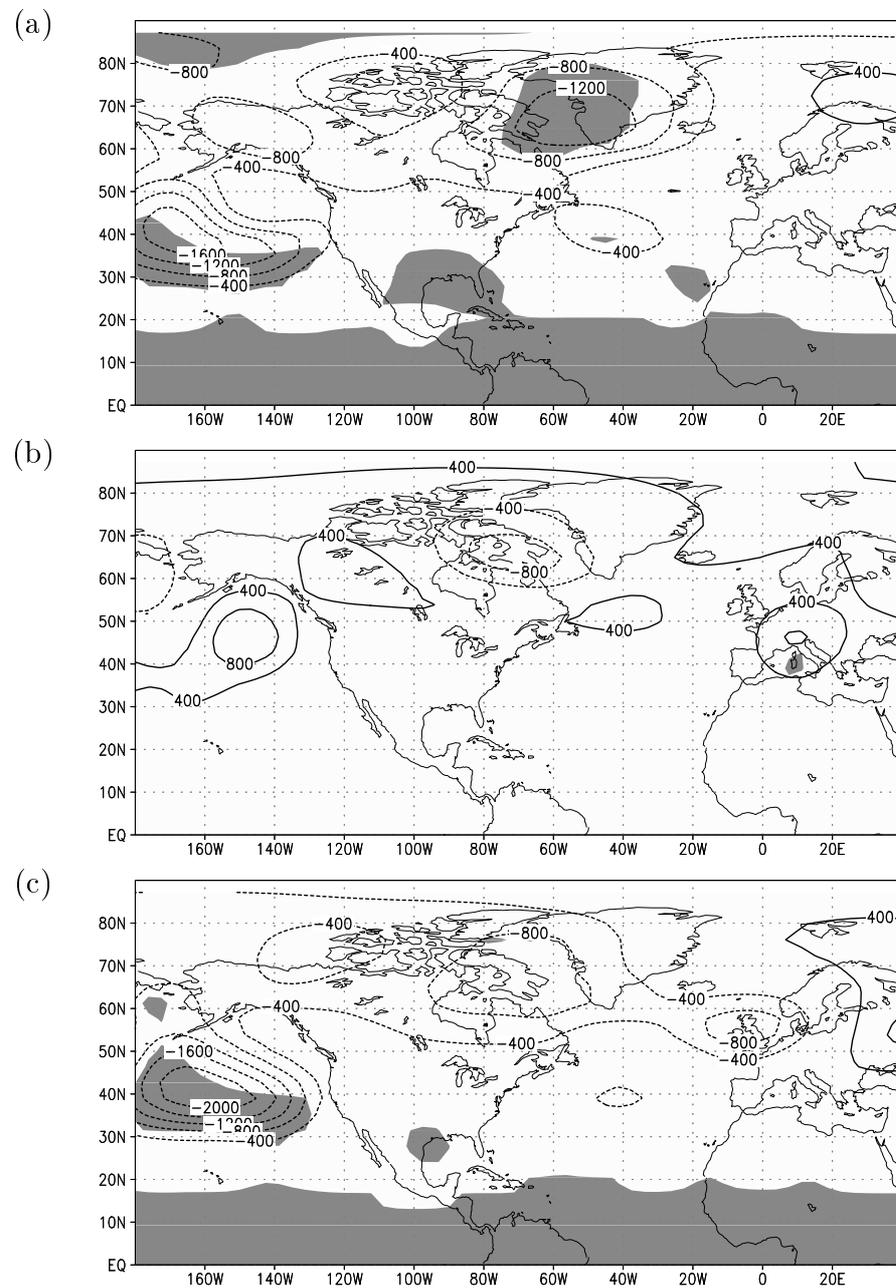


Abbildung 2.8: Differenz der Gesamtvarianz der 500hPa geopotentiellen Höhe im Winter (DJF) zwischen dem gekoppelten Experiment und (a) dem gekoppelten ML-Experiment, (b) dem angetriebenen Experiment und (c) dem Atmosphären Experiment. Die Schattierung gibt das 99% Signifikanzniveau an.

(Jahre 54-83) und eine passive (Jahre 27-56) Phase in abgeschwächter Form identifizieren, wobei in der aktiven Phase Perioden von 8 Jahren vorherrschen. Die Verteilung des NAO-Index in der aktiven Phase ist breiter als in der passiven. Eine klare Trennung zwischen aktiv und passiv ist aber nicht vorhanden.

Angetriebenes Experiment

Das angetriebene Experiment zeigt im Vergleich zum gekoppelten Experiment das klimatologische Verhalten bei abgeschalteten Rückwirkungsprozessen der Atmosphäre auf. Das **räumliche Verhalten** ist in beiden betrachteten Regionen sehr ähnlich zum gekoppelten Experiment (Abbildung 2.3 c und 2.4 c). Die erste EOF im Gebiet Nordatlantik zeigt einen NAO-ähnlichen Mode (35% erklärte Varianz). Auch das Aktionszentrum der zweiten EOF entspricht dem der gekoppelten Simulation und erklärt 27% der Gesamtvarianz. Im Gebiet Pazifik-Nordamerika wird wiederum das PNA-Muster durch die erste EOF (49% erklärte Varianz) und die Nordpazifik Oszillation durch die zweite EOF (21% erklärte Varianz) abgebildet. Sowohl die Strukturen wie auch die erklärten Varianzen und die Gesamtvarianz (vergleiche Abbildung 2.8 b) entsprechen in beiden Gebieten denen der gekoppelten Simulation.

Wird das **zeitliche Verhalten** des angetriebenen Experiments mit dem des gekoppelten verglichen, so zeigt die Wavelet-Analyse (Abbildung 2.5 d) ein deutlich instationäres Verhalten des NAO-Index. In der aktiven Phase (Jahre 137-166) herrscht eine Periode von 8 Jahren vor, die in den Beobachtungen und in dem gekoppelten Experiment festgestellte Periodenverdopplung wird nicht simuliert. Die passive Phase (Jahre 200-229) wird von hohen Frequenzen (2.5 Periode) dominiert. Die Verteilungen des NAO-Index in den einzelnen Phasen verhalten sich ähnlich wie die im gekoppelten Experiment. Die Varianzaufspaltung im Frequenzband 5-30 Jahre ist aber nicht so deutlich wie im gekoppelten Experiment.

Atmosphären Experiment

Die Raum- und Zeitskalen des Atmosphären Experiments werden mit dem gekoppelten Experiment verglichen, um die Wirkung der internen atmosphärischen Dynamik zu veranschaulichen. Das **räumliche Verhalten** des 100-jährigen Atmosphären Experiments wird wiederum mit Hilfe der klassischen regionalen EOF-Analyse der Anomalie der 500hPa geopotentiellen Höhe dargestellt. Im Nordatlantik zeigt die erste EOF die NAO Muster mit einer erklärten Varianz von 39% (zweite EOF: 27%, Abbildung 2.3 d). Sowohl die Muster wie auch die erklärten

Varianzen und auch die absolute Varianz entsprechen der gekoppelten Simulation. Im Gebiet Pazifik-Nordamerika gibt die erste EOF das PNA-Muster wieder, die zweite das Muster der Nordpazifik Oszillation (Abbildung 2.4 d). Die erste und zweite EOF sind für 35% und 23% der Gesamtvarianz verantwortlich. Im Vergleich zum gekoppelten Experiment ist die erklärte Varianz der ersten EOF und die Gesamtvarianz in der Nähe des Alëutentiefs und in den Tropen signifikant reduziert (F-Test, 99% Signifikanzniveau, Abbildung 2.8 c), was auf die fehlende ENSO-ähnliche Variabilität im Atmosphären Experiment zurückzuführen ist, die einen starken Einfluß auf das PNA-Muster ausübt (Horel und Wallace 1981).

Das **zeitliche Verhalten** der NAO zeigt auch im Atmosphären Experiment interannuale und dekadische Variabilität (Abbildung 2.5 e). Das instationäre Verhalten, das wiederum durch die Wavelet-Analyse dargestellt ist, zeigt eine aktive (Jahre 17-46) und eine passive Phase (Jahre 42-71). Allerdings ist auch hier, wie im gekoppelten ML-Experiment, eine Ähnlichkeit zum Waveletpowerspektrum des weißen Rauschens (Abbildung A.3) festzustellen. Die Verteilung des NAO-Index in den Phasen ist vergleichbar zum gekoppelten Experiment; in der aktiven Phase tritt eine deutlich breitere Verteilung als in der passiven auf. Wird aber die Varianz im Frequenzbereich 5-30 Jahre betrachtet, so fällt die Aufspaltung in aktiv und passiv nicht so deutlich aus wie im gekoppelten Experiment oder in den Beobachtungen. Die dominante Periode der aktiven Phase ist bei 10 Jahren, in der passiven ist die Varianz der 4-jährigen Perioden am größten.

Zusammenfassung der Teilergebnisse

Die atmosphärische Dynamik selbst ist fähig, großräumige Eigenmoden, die den beobachteten entsprechen, zu entwickeln, wie das Atmosphären Experiment zeigt. Die ozeanische Dynamik beeinflusst im wesentlichen das zeitliche Verhalten dieser Eigenmoden, was am deutlichsten beim Vergleich zwischen dem gekoppelten und dem Atmosphären Experiment zu erkennen ist. Die charakteristischen Raumskalen in allen Experimenten und in den Beobachtungen zeigen im Atlantik ein Dipolmuster, in der PNA Region ein Tripolmuster. Diese Muster werden auch in einem stark vereinfachten Atmosphärenmodell gefunden (Franzke et al. 2000). Zwar erzeugt auch das Atmosphären Experiment Schwankungen auf längeren Zeitskalen und hat eine Tendenz zu Phasen mit erhöhter und reduzierter niederfrequenter Variabilität, aber die Unterschiede fallen im Vergleich zu dem gekoppelten Experiment und zu den Beobachtungen deutlich schwächer aus. Dies gilt auch für das gekoppelte ML-Experiment und das angetriebene Experiment. Daraus läßt

sich schließen, daß sowohl die Deckschichtdynamik wie auch das angetriebene Experiment, bei dem die atmosphärische Rückkopplung ausgeschaltet ist, nicht im gleichen Umfang eine Veränderung des instationären Verhaltens der NAO liefert, so daß der Koppelung Ozean-Atmosphäre im Nordatlantik eine wichtige Rolle bei der Ausbildung aktiver und passiver Phasen zukommt.

Kapitel 3

Raumverhalten der dekadischen Instationarität

Die Instationarität der Variabilität im Nordatlantik, die in den 100-jährigen Perioden der Simulationen und der Beobachtung des NAO-Index identifiziert wird, ist charakterisiert durch 30-jährige Phasen erhöhter (aktiv) und reduzierter (passiv) niederfrequenter Variabilität. Im folgenden wird die räumliche Struktur dieser 30-jährigen Phasen separat analysiert. Dabei werden Telekonnektionsmuster im gekoppelten Experiment bestimmt und den Beobachtungen gegenüber gestellt. Um den Einfluß der ozeanischen Dynamik und der Koppelung Ozean-Atmosphäre zu veranschaulichen, wird das gekoppelte mit den vereinfachten Experimenten verglichen. Eine Analyse der 500hPa und 1000hPa geopotentiellen Höhe gibt Aufschluß über die vertikale Struktur der dominierenden Moden.

3.1 Die aktive Phase

Das in Kapitel 2.3 untersuchte instationäre Verhalten der NAO zeigt eine Phase (135-164) erhöhter niederfrequenter Variabilität im gekoppelten Experiment. Die zu dieser aktiven Phase zugehörige räumliche Struktur besteht aus zwei voneinander unabhängigen regionalen Mustern wie die Telekonnektivität im 500hPa-Niveau der geopotentiellen Höhe veranschaulicht. Ein NAO und ein PNA Muster lassen sich identifizieren (Abbildung 3.1 a). Der Vergleich zwischen 500hPa und 1000hPa Niveau zeigt, daß die NAO eine äquivalent barotrope Struktur hat, während das vollständige PNA Muster nur im 500hPa Niveau identifiziert werden kann und somit ein barokliner Mode ist. Das Aktionszentrum des PNA Musters bei den Alëuten weist eine schwach äquivalent barotrope Struktur auf. Dies stimmt gut mit den entsprechenden Beobachtungen (Wallace und Gutzler 1981; Walter und Graf 2001, Abbildung 3.1 b) überein. Zu beachten ist dabei, daß

die Analyse der Beobachtungen auf zwei unterschiedlichen Datensätzen beruht, den NCAR Datensatz des Luftdrucks auf Meeresniveau, der den Vorteil hat die gesamten letzten 100 Jahre zu enthalten und den NCEP Reanalyse Datensatz, der wenigstens für die beobachtete aktive Phase (1963-1992) das 500hPa Niveau enthält. Ein Vergleich der Datensätze für den Luftdruck auf Meeresniveau zeigt keinen Unterschied in den Telekonnektionsmustern und wird daher nicht dargestellt.

Betrachtet man die aktiven Phasen der vereinfachten Experimente, so fällt auf, daß die räumliche Struktur (Abbildung 3.1 c) des gekoppelten ML-Experiments nur ein baroklines PNA Muster aufweist; ein barotropes NAO Muster kann nicht identifiziert werden. Das angetriebene Experiment (Abbildung 3.1 d) zeigt dagegen ein ähnliches Bild wie das gekoppelte Experiment. Es kann ein barotropes NAO und ein baroklines PNA Muster identifiziert werden. Diese beiden Muster sind jedoch im Gegensatz zur gekoppelten Simulation und zu den Beobachtungen schwach miteinander verbunden. Desweiteren ist die Struktur der NAO in der 500hPa geopotentiellen Höhe nicht so deutlich wie im gekoppelten Fall. Beim Vergleich der räumlichen Struktur des Atmosphären Experiments (Abbildung 3.1 e) zeigt sich ein äquivalent barotropes NAO Muster. Ein PNA Muster kann im Atmosphären Experiment nicht identifiziert werden. Somit läßt sich feststellen, daß die räumliche Struktur der aktiven Phase nur in der gekoppelten Simulation dem der Beobachtung entsprechen. Hier ist auch der Unterschied in der zeitlichen Variabilität am größten (vergleiche Abbildung 2.5 b).

Die Korrelation des NAO-Index mit der SST veranschaulicht den Zusammenhang mit dem Ozean. Betrachtet man das gekoppelte Experiment (Abbildung 3.2 a), so zeigt sich im ungefilterten Fall ein regional auf den Nordatlantik beschränktes Tripolmuster mit signifikanten Korrelationen (Schattierung: 95% Signifikanzniveau). Diese Tripolstruktur wird auch in Beobachtungen wie zum Beispiel Zorita et al. (1992) und den NCEP-Daten (nicht dargestellt) identifiziert. Wird die NAO-Indexzeitreihe hochpassgefiltert (Perioden ≤ 5 Jahre; Abbildung 3.3 a), so sind die Korrelationen nicht signifikant; das Tripolmuster bleibt jedoch erhalten. Diese Reduktion der Korrelation auf nicht signifikante Werte ist ein Hinweis auf den Einfluß der regionalen Atmosphären-Ozean Koppelung. Die Korrelation des bandpassgefilterten (Perioden 5-30 Jahre) NAO-Index und der SST zeigt eine sehr ähnliche signifikante Struktur wie die ungefilterte, das heißt, die dekadischen Schwankungen sind für den starken Zusammenhang zwischen NAO

und SST im Nordatlantik verantwortlich (Abbildung 3.4 a).

Im Bereich des tropischen Pazifiks werden keine signifikanten Korrelationen für den ungefilterten und gefilterten Fall gefunden, so daß die ENSO-Variabilität in der aktiven Phase auf dekadischen und interannualen Zeitskalen keine Rolle spielt. Das gekoppelte ML-Experiment zeigt bei der Korrelation zwischen dem ungefilterten NAO-Index ein ähnliches Tripolmuster der SST (Abbildung 3.2 b). Dabei handelt es sich vor allem um interannuale Variationen, wie der hochpassgefilterte Fall veranschaulicht (Abbildung 3.3 b). Der bandpassgefilterte NAO-Index und die SST sind nicht signifikant korreliert (Abbildung 3.4 b), das heißt, die Koppelung an eine Ozeandeckschicht reicht allein nicht aus, um dekadische Schwankungen der Atmosphäre im Nordatlantik zu erklären. Betrachtet man das angetriebene Experiment, so erkennt man nur im tropischen Atlantik und Pazifik signifikante Korrelationen der SST mit dem ungefilterten NAO-Index (Abbildung 3.2 c); bei der Korrelation mit dem bandpassgefilterten NAO-Index zeichnet sich ein Tripolmuster ab, allerdings ist es größtenteils nicht signifikant (Abbildung 3.4 c). Dieses Experiment zeigt somit, daß ein SST Antrieb und damit eine aktive Rolle der Ozeandynamik und eine passive Rolle der Atmosphäre keinen größeren Beitrag zu dekadischen Variationen im Nordatlantik liefert.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß nur das gekoppelte Experiment eine aktive Phase mit zugehörigem räumlichen Verhalten ausbildet, das den Beobachtungen entspricht. Bei den räumlichen Mustern handelt es sich um atmosphärische Eigenmoden wie schon das in Kapitel 2.3 vorgestellte Atmosphären Experiment veranschaulicht. Im wesentlichen wird aber das zeitliche Verhalten dieser atmosphärischen Eigenmoden durch den Ozean modifiziert. Die Ozean-Atmosphären Wechselwirkung ist in dieser Phase auf den Nordatlantik beschränkt, wobei der Vergleich mit den anderen Experimenten ein Indiz für einen wichtigen Beitrag der Koppelung Ozean-Atmosphäre (Grötzner et al. 1998, gekoppelter Mode) zur dekadischen Variabilität liefert. Nur im gekoppelten Experiment werden bei den Beobachtungen ähnliche signifikante Korrelationsmuster der SST mit dem NAO-Index auf den verschiedenen Zeitskalen (hochpass- beziehungsweise bandpassgefiltert) gefunden.

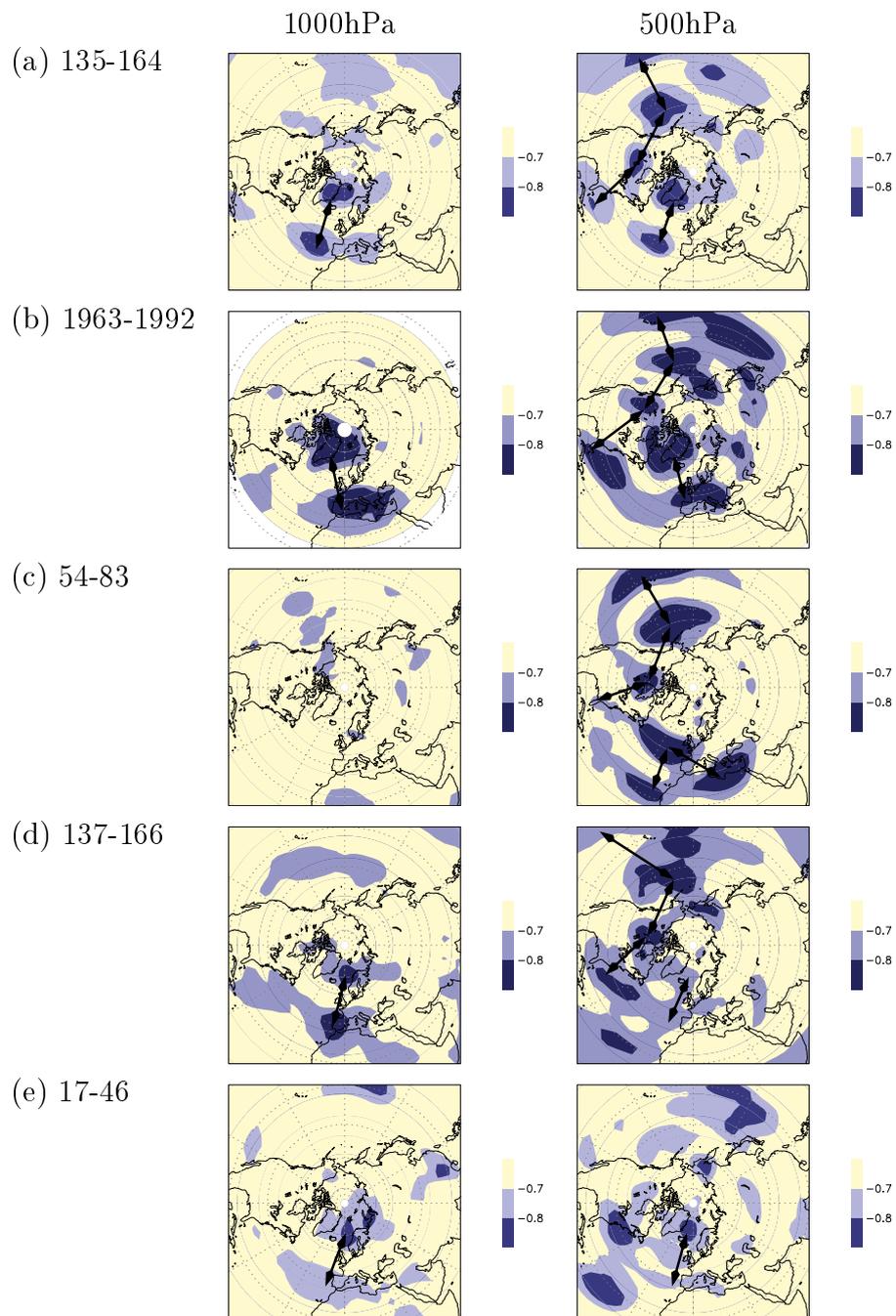


Abbildung 3.1: Aktive Phase: Telekonnektivität der 1000hPa und 500hPa geopotentiellen Höhe im Winter (DJF) für (a) das gekoppelte Experiment, (b) die Beobachtungen, (c) das gekoppelte ML-, (d) das angetriebene und (e) das Atmosphären Experiment. Bei der Analyse der Beobachtungen wird nicht die geopotentielle Höhe im 1000hPa Niveau benutzt, sondern der Luftdruck auf Meeresniveau (NCAR Datensatz 1898-1998; die 500hPa geopotentielle Höhe stammt aus dem NCEP Datensatz).

Ungefiltert

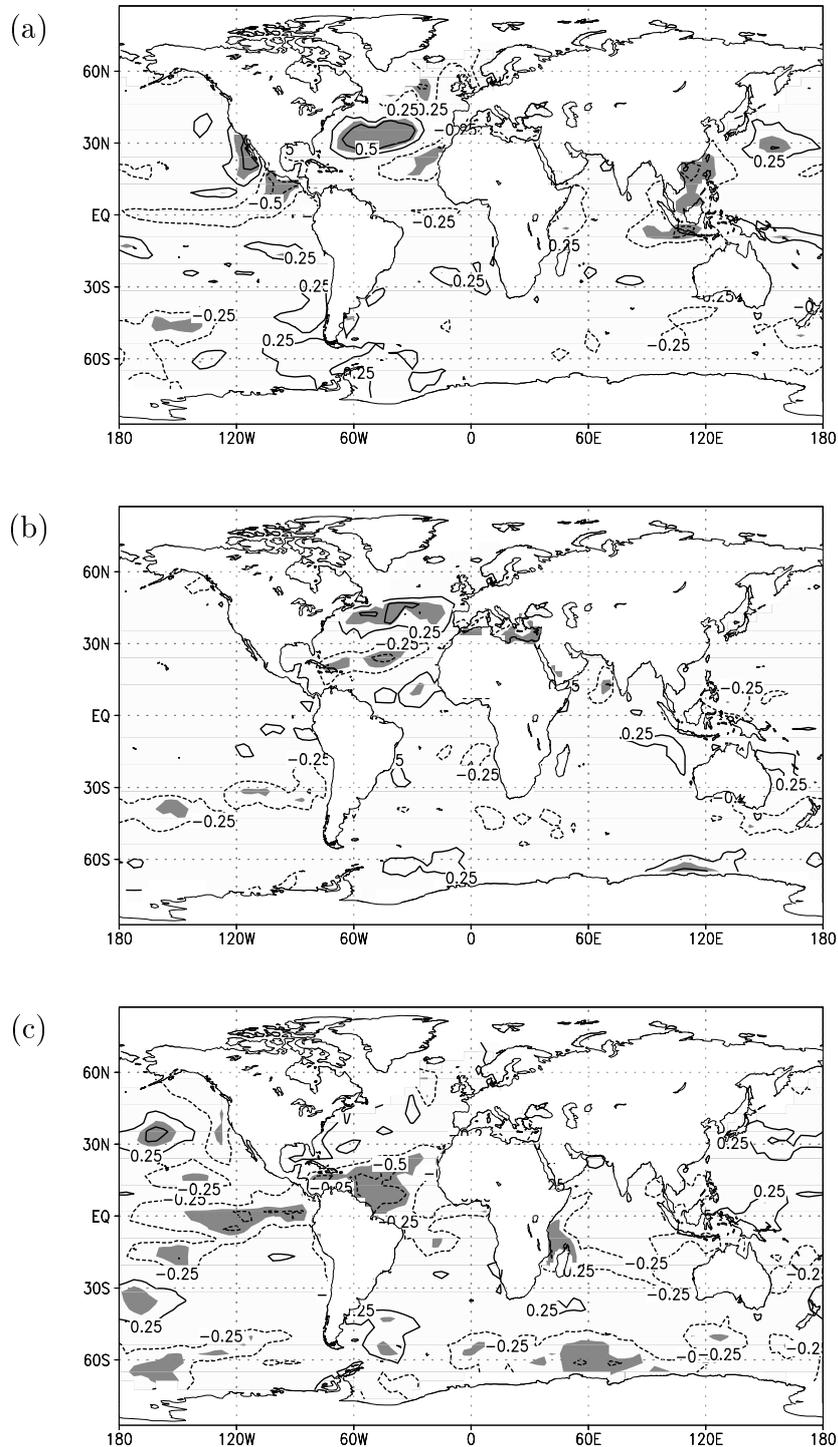


Abbildung 3.2: Korrelation der SST mit dem ungefilterten NAO-Index in der aktiven Phase: (a) das gekoppelte Experiment, (b) das gekoppelte ML-Experiment und (c) das angetriebene Experiment. Schattierte Flächen bezeichnen das 95% Signifikanzniveau.

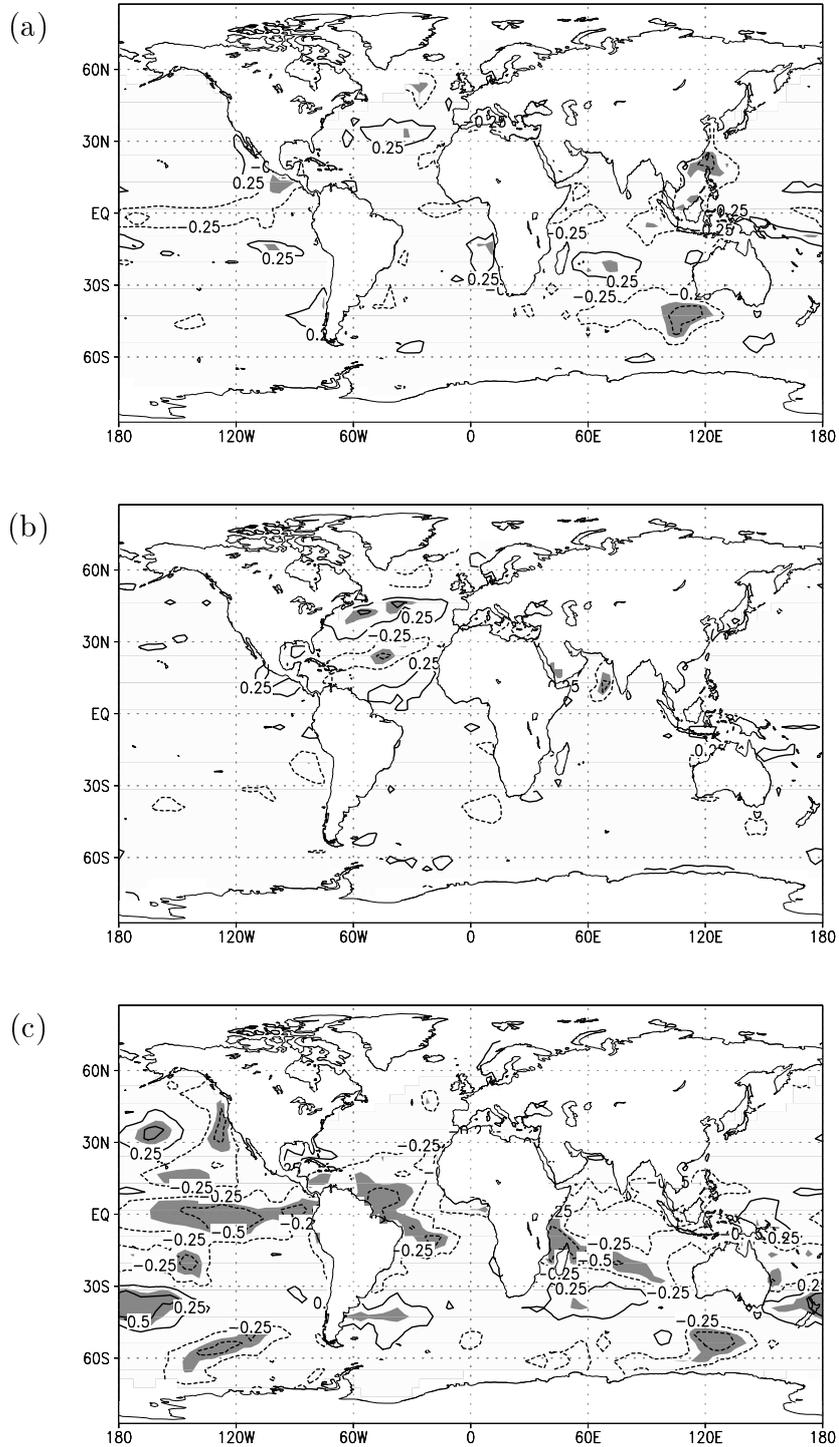
Hochpassgefiltert (≤ 5 Jahre)

Abbildung 3.3: Wie Abbildung 3.2, aber für den hochpassgefilterten NAO-Index.

Bandpassgefiltert (5 – 30 Jahre)

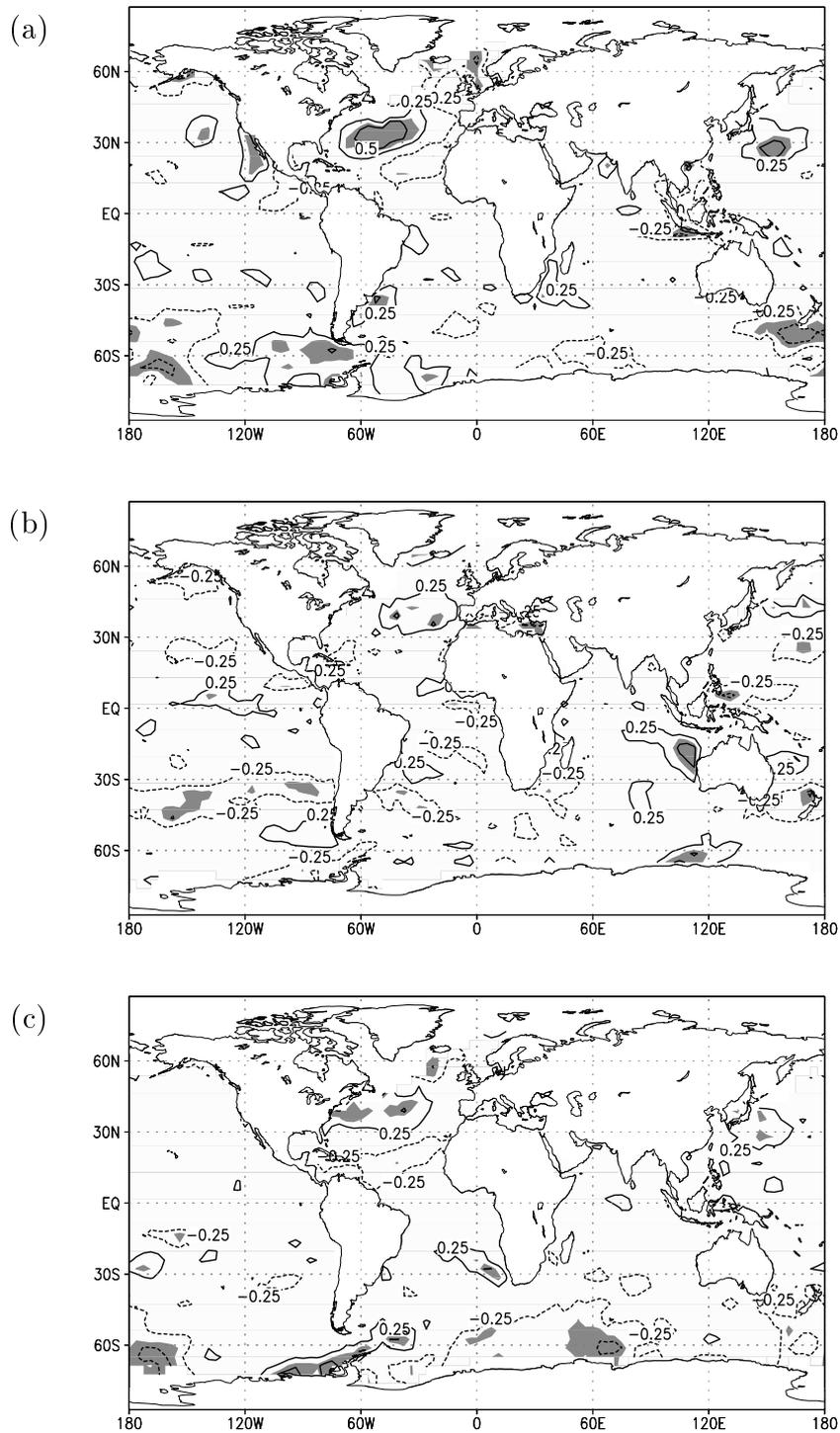


Abbildung 3.4: Wie Abbildung 3.2, aber für den bandpassgefilterten NAO-Index.

3.2 Die passive Phase

Die passive Phase zeichnet sich durch reduzierte niederfrequente Variabilität im Spektralband 5-30 Jahre des NAO-Index aus. Im gekoppelten Experiment ist das zugehörige räumliche Verhalten durch ein dominantes PNA ähnliches Muster im 500hPa Niveau geprägt. Dieses Muster ist einerseits stark mit den gesamten Tropen, insbesondere mit dem tropischen Pazifik und andererseits mit dem zentralen Nordatlantik verbunden (dargestellt durch die Telekonnektivität in Abbildung 3.5 a). Das Aktionszentrum in der Nähe von Florida weist ein barotropes Verhalten auf und reicht weit in den zentralen Atlantik, wie der Vergleich mit der Telekonnektivität der 1000hPa geopotentiellen Höhe veranschaulicht. Auch das Aktionszentrum bei den Aläuten hat eine barotrope Struktur. Ein Vergleich mit dem Verhalten der beobachteten passiven Phase (1933-62) ist nur bedingt möglich, da nur Daten des Bodendrucks in ausreichender Qualität zur Verfügung stehen (Abbildung 3.5 b). Im Unterschied zur gekoppelten Simulation ist das NAO Muster in den Beobachtungen deutlich ausgeprägter ausgebildet. Daneben sind die Zentren "Aläuten" und "Florida" schwach miteinander verbunden. Damit überschätzt die gekoppelte Simulation mit der unrealistisch regelmäßigen ENSO-Variabilität den Zusammenhang zwischen Pazifik und Nordatlantik. Trotzdem ist gerade dieser Mangel eine Möglichkeit, den auch in den Beobachtungen schwach ausgeprägten Zusammenhang zwischen den Tropen und dem Nordatlantik zu untersuchen und die dominanten Mechanismen, die dafür verantwortlich sind, zu identifizieren.

In der passiven Phase des gekoppelten ML-Experiments (Abbildung 3.5 c) zeigt sich, wie schon in der aktiven Phase, ein baroklines PNA-ähnliches Muster; ein barotropes NAO Muster kann nicht identifiziert werden. Das angetriebene Experiment liefert ein im Vergleich zur gekoppelten Simulation ähnliches Bild der Telekonnektivität im 1000hPa und 500hPa Niveau. Eine Verbindung zwischen dem Pazifik und dem Nordatlantik ist deutlich zu erkennen. In der passiven Phase des Atmosphären Experiments wird im 500hPa Niveau ein baroklines PNA-ähnliches Muster identifiziert. Auch hier zeigt sich eine Verbindung zum Nordatlantik, die jedoch schwächer als im gekoppelten Experiment ausgeprägt ist. Im 1000hPa Niveau wird keine Verbindung zwischen Pazifik und Atlantik gefunden. Somit wird die barotrope Struktur des 'Florida'- und des 'Aläuten'-Zentrums durch atmosphärische Dynamik allein nicht erreicht. Dennoch läßt sich feststellen, daß das Atmosphären Experiment in der passiven Phase als dominanter Mode das PNA-Muster bereitstellt. Das angetriebene und das gekoppelte Experiment zeigen, daß

in der passiven Phase dieser atmosphärische Mode durch die veränderte untere Randbedingung, also der Ozeandynamik, vor allem in den Tropen verstärkt wird. Eine durch die Atmosphäre induzierte Ozeandynamik reicht dafür nicht aus, wie das gekoppelte ML-Experiment andeutet (zu beachten ist, daß in diesem Experiment keine ENSO-ähnliche Variabilität erzeugt werden kann).

Um die Rolle des Ozeans in den passiven Phasen zu verdeutlichen, wird, wie für die aktiven Phasen, die Korrelation des NAO-Index (ungefiltert, hochpass- und bandpassgefiltert) mit der SST betrachtet. Im gekoppelten Experiment wird ein deutlicher Zusammenhang zwischen der ENSO-Region und dem ungefilterten und hochpassgefilterten NAO-Index gefunden (Abbildung 3.6 a und 3.7 a, Schattierung 95% Signifikanzniveau). Im Bereich der Niño3-Region werden bis zu 49% der lokalen Varianz erklärt. Im Nordatlantik werden dagegen keine großräumigen signifikanten Korrelationen für beide Fälle identifiziert, das heißt, in der passiven Phase spielt die Ozeandynamik im tropischen Pazifik eine wichtige Rolle und nicht im Nordatlantik. Da in dieser Phase die Varianz auf dem Spektralband 5-30 Jahre stark reduziert ist, zeigen sich keine signifikanten Korrelationen zwischen SST und bandpassgefilterten NAO-Index (daher nicht dargestellt). In der passiven Phase des gekoppelten ML-Experiments wird weder ein Zusammenhang mit dem tropischen Pazifik (was auch nicht erwartet wird, da eine ENSO-ähnliche Variabilität nicht vorhanden ist) noch mit dem Nordatlantik gefunden. Der ungefilterte und hochpassgefilterte NAO-Index und SST des angetriebenen Experiments sind im Bereich des tropischen Pazifiks korreliert, allerdings sind die signifikanten Regionen und die Stärke der Korrelation nicht ganz so stark ausgeprägt wie in der gekoppelten Simulation.

Für das räumliche Verhalten der passiven Phasen läßt sich zusammenfassend feststellen, daß sowohl im gekoppelten Experiment wie auch im angetriebenen Experiment ähnliche Telekonnektionsmuster und Korrelationsmuster mit der SST auftreten. Es wird in beiden Experimenten ein deutlicher Zusammenhang mit ENSO gefunden, so daß ein reiner Antrieb in den Tropen ausreicht, um den atmosphärischen Mode PNA zu verstärken. Betrachtet man das gekoppelte ML-Experiment, so liefert die durch die Atmosphäre induzierte Ozeandynamik keinen wesentlichen Beitrag zur Variabilität in dieser Phase. Das Atmosphären Experiment zeigt aber, daß die Dynamik der Atmosphäre sehr wohl in der Lage ist ein dominantes PNA Muster zu erzeugen. Damit kann die Atmosphäre durchaus mit verantwortlich sein, eine günstige Voraussetzung für eine Verstärkung der PNA

durch die ENSO zu schaffen.

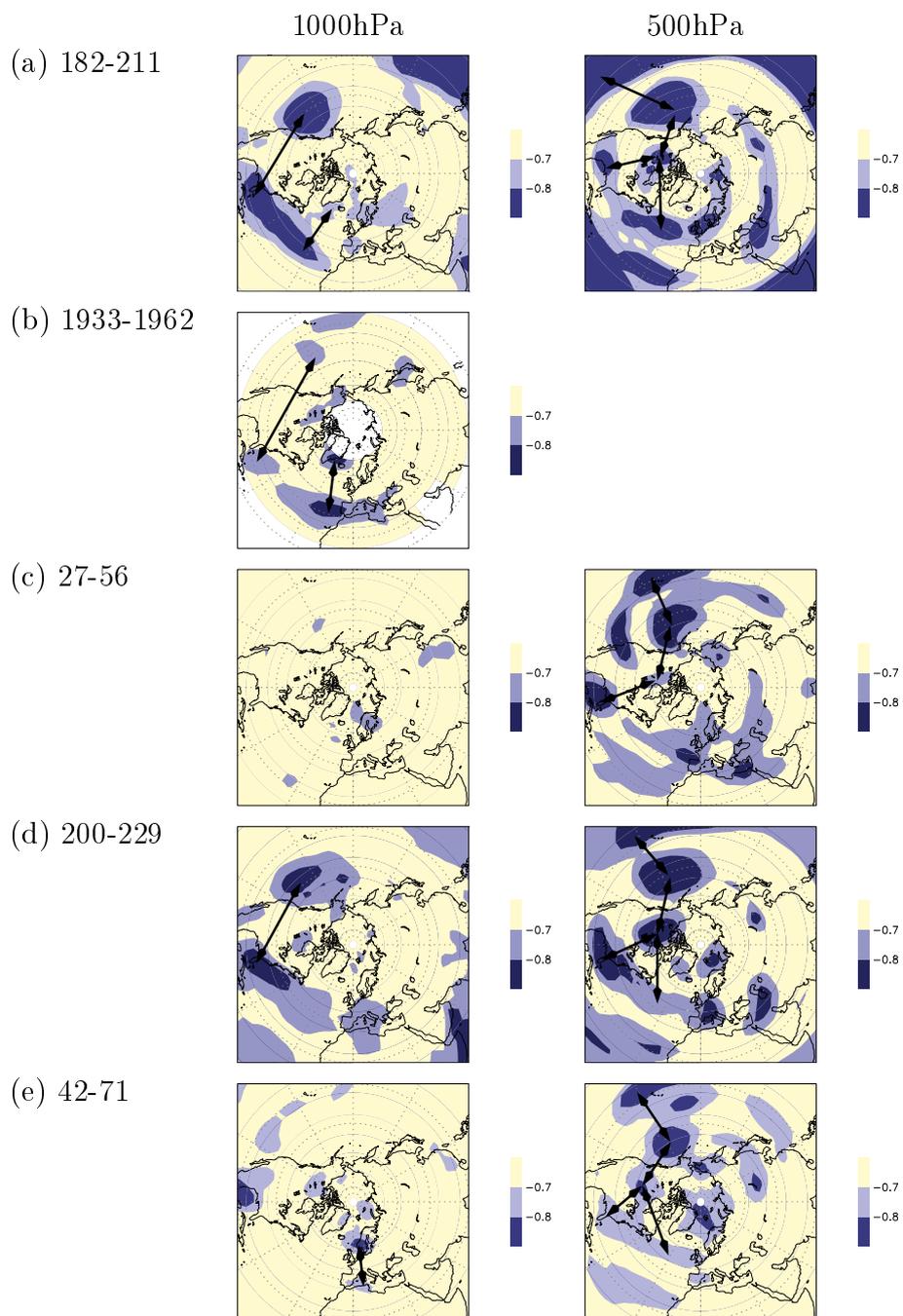


Abbildung 3.5: Wie Abbildung 3.1, aber für die passive Phase. Zu beachten ist, daß keine ausreichende Beobachtungen der 500hPa geopotentiellen Höhe für die passive Phase (1933-1962) vorliegen.

Ungefiltert

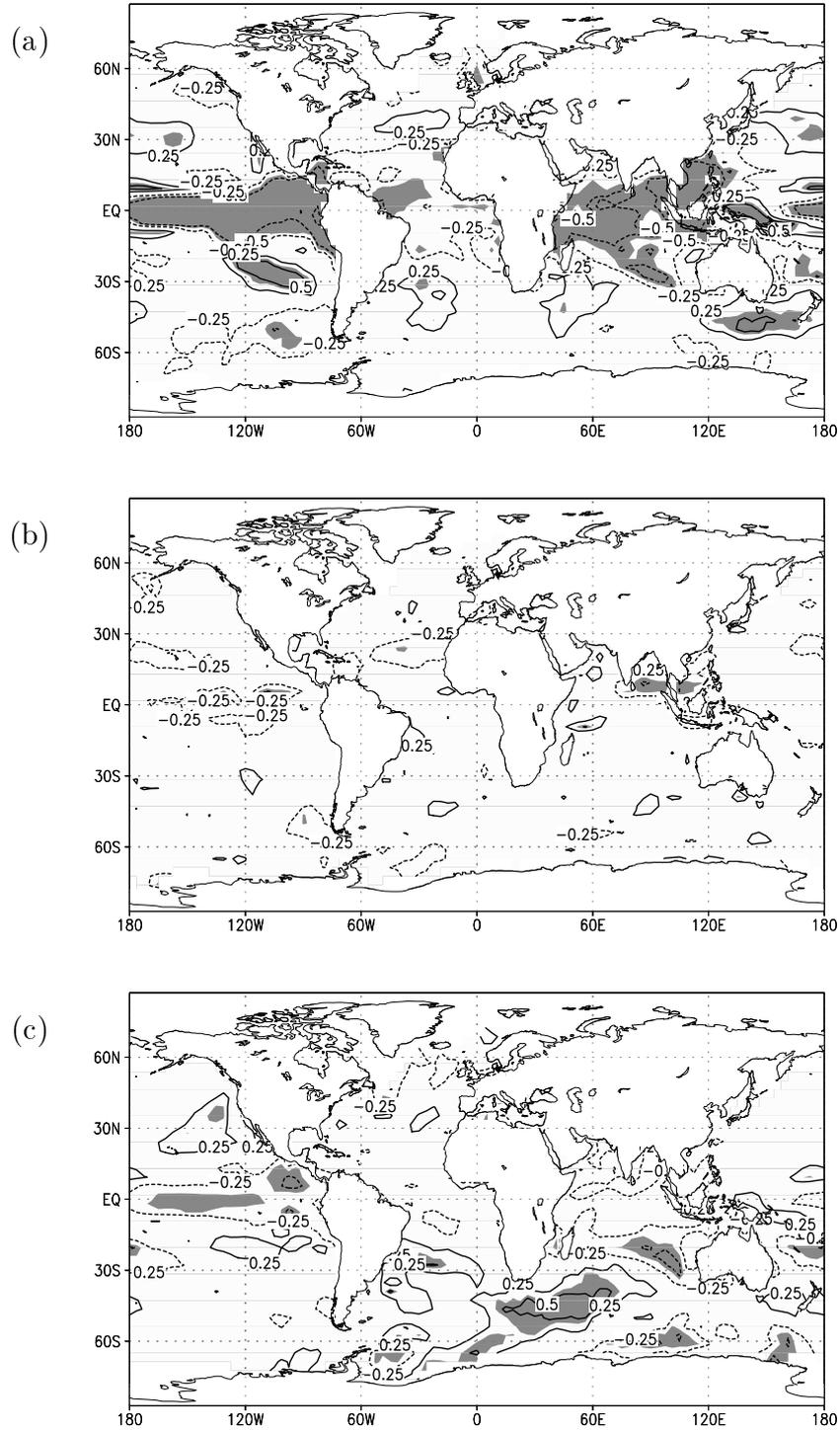


Abbildung 3.6: Wie Abbildung 3.2, aber für die passive Phase.

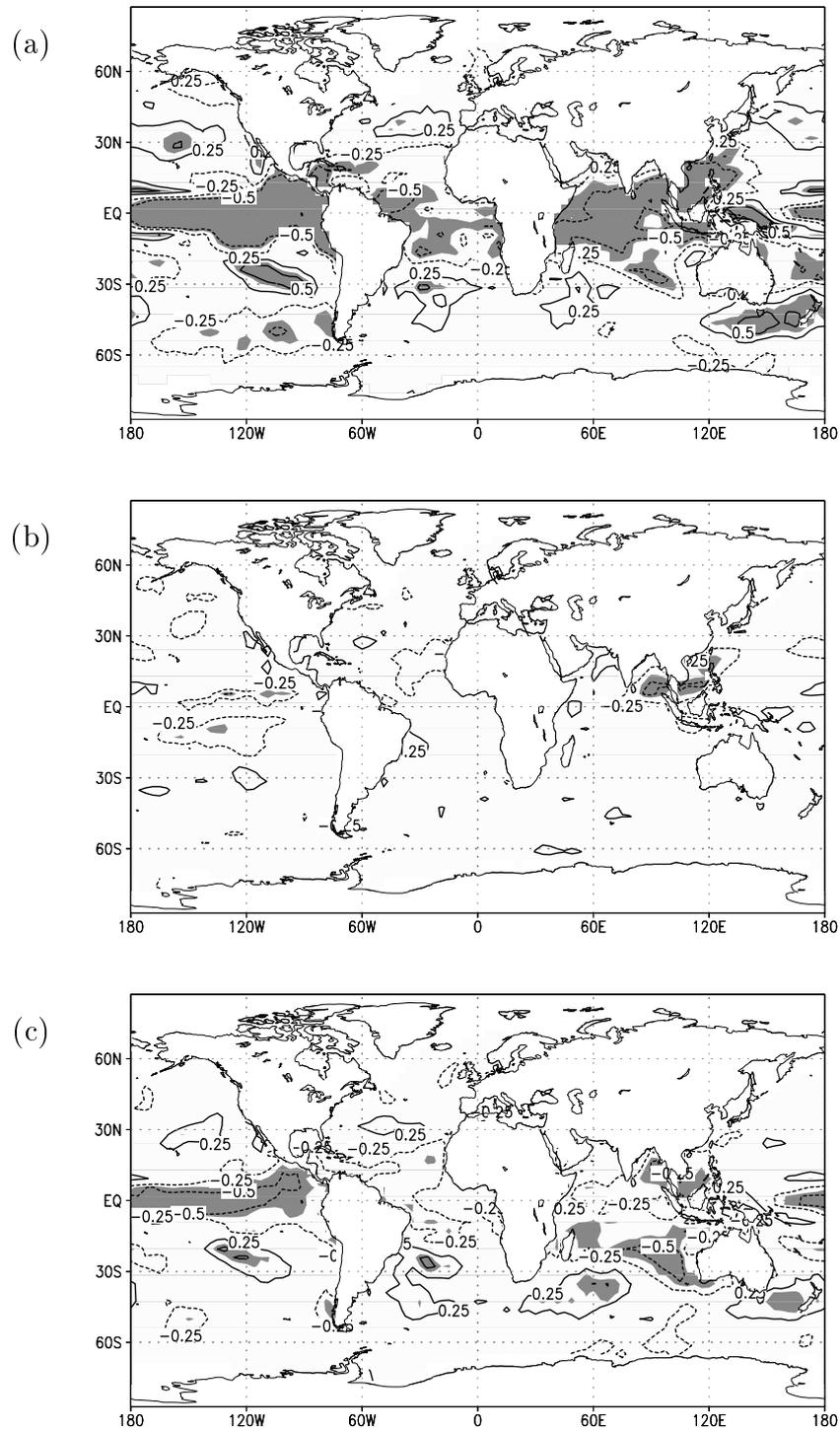
Hochpassgefiltert (≤ 5 Jahre)

Abbildung 3.7: Wie Abbildung 3.3, aber für die passive Phase.

3.3 Zusammenfassung und Vergleich

Die instationäre Ozean-Atmosphären Wechselwirkung ist mit Phasen erhöhter (aktiver) und reduzierter (passiver) niederfrequenter Variabilität der NAO verbunden. Diese Phasen zeichnen sich durch ein unterschiedliches räumliches Verhalten aus:

- Die aktive Phase weist zwei voneinander unabhängige Moden auf. Im Bereich Pazifik Nordamerika bildet sich ein barokliner PNA Mode aus, während im Atlantik ein barotropes NAO Muster dominiert. Die NAO ist nur mit der SST im Nordatlantik verbunden, eine Phasenbeziehung zwischen Nordatlantik und Pazifik läßt sich nicht finden.
- In der passiven Phase prägt sich ein globaler Mode aus, dessen PNA-ähnliche Struktur mit den Tropen und dem Nordatlantik verbunden ist. Das Aktionszentrum im Nordatlantik ist barotrop; die NAO ist aber nur mit der SST im tropischen Pazifik signifikant verbunden und zeigt nur geringe Korrelationen mit den SST im Nordatlantik.

Dieses räumliche Verhalten wurde exemplarisch für eine aktive und eine passive Phase im gekoppelten Experiment vorgestellt (Raible et al. 2001). Die Gesamtvarianz der 500hPa geopotentiellen Höhe ist dabei in beiden Phasen vergleichbar. Zwar wird die Gesamtvarianz im Bereich Grönland in der vorgestellten passiven Phase des gekoppelten Experiments reduziert, aber diese Veränderung ist nicht signifikant (f -Test, 99% Signifikanzniveau, Abbildung 3.8). Weitere identifizierte Phasen im gekoppelten Experiment weisen ähnliche räumliche Strukturen auf. Darüber hinaus zeigt die Analyse der NCEP Reanalysedaten, in der die Jahre 1948-1968 als aktive und die Jahre 1969-1989 als passive Phase einfließen, ein ähnliches räumliches Verhalten (Walter und Graf 2001).

Beim Vergleich mit den vereinfachten Experimenten stellt sich heraus, daß die Phasen des gekoppelten Experiments und die dazugehörigen räumlichen Strukturen den der Beobachtungen am ähnlichsten sind. Die Bestandteile, wie die atmosphärische Eigenmoden NAO und PNA, liefert die Atmosphäre selbst. Das zeitliche Verhalten dieser atmosphärischen Eigenmoden wird aber durch den Ozean in beiden Phasen modifiziert. Der Vergleich mit dem Atmosphären Experiment zeigt, daß die Dynamik der Atmosphäre selbst in der Lage ist entsprechende dominante Muster zu erzeugen, so daß die Atmosphäre eine günstige Voraussetzung für eine Verstärkung der atmosphärischen Eigenmoden durch die Ozeandynamik

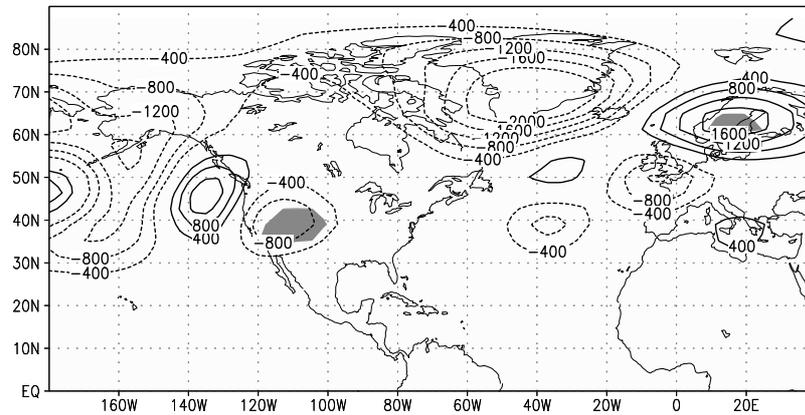


Abbildung 3.8: Differenz der Gesamtvarianz der 500hPa geopotentiellen Höhe im Winter (DJF) des gekoppelten Experiments zwischen der aktiven und der passiven Phase; die Schattierung gibt das 99% Signifikanzniveau an.

schaft. Die Ozean-Atmosphären Wechselwirkung ist in der aktiven Phase auf den Nordatlantik beschränkt. Im Vergleich zu den anderen Experimenten findet man nur im gekoppelten Experiment signifikante Korrelationen der SST mit dem NAO-Index im Nordatlantik auf den verschiedenen Zeitskalen (hochpassbeziehungsweise bandpassgefiltert). Dies ist ein erstes Indiz dafür, daß die beidseitige Ozean-Atmosphäre Koppelung im Nordatlantik einen wichtigen Beitrag zur dekadischen Variabilität in der aktiven Phase liefert. In der passiven Phase treten ähnliche Telekonnektionsmuster und Korrelationsmuster mit der SST im gekoppelten Experiment und im angetriebenen Experiment auf. Ein reiner Antrieb reicht damit in den Tropen aus, um den atmosphärischen Mode PNA zu verstärken.

Kapitel 4

Regimeverhalten auf synoptischer Zeitskala

Neben dem im vorangegangenen Kapitel vorgestellten räumlichen Verhalten der Atmosphäre auf dekadischen Zeitskalen ist das Verhalten auf der kürzeren Zeitskala von besonderem Interesse. Es ist unklar, inwieweit das dekadische Verhalten der NAO und die damit verbundene instationäre Ozean-Atmosphären Wechselwirkung mit den atmosphärischen Zirkulationsregimen auf diesen Zeitskalen zusammenhängen. In diesem Kapitel liegt daher der Schwerpunkt auf der synoptischen Zeitskala von etwa 2-7 Tagen und den niederfrequenten Schwankungen größer 10 Tage, die für blockierende Lagen charakteristisch sind.

Das Regimeverhalten auf der kürzeren Zeitskala wird im folgenden mit Hilfe von zwei unterschiedlichen Methoden untersucht, wobei die Datenbasis für beide Methoden die 1000hPa geopotentiellen Höhe in halbtäglicher Auflösung (Winter, DJF) ist. Im ersten Teil des Kapitels wird die Clusteranalyse auf die Zyklonenzugbahnen angewendet (Anhang B). Aus der geopotentiellen Höhe werden die Zyklonenzugbahnen bestimmt. Dies stellt eine Lagrange Beschreibung dar. Eine Clusteranalyse der relativen Zugbahnen führt anschließend auf 3 Gruppen oder auch Regime. Die zweite Methode ist die nichtlineare EOF-Analyse der geopotentiellen Höhe (Anhang C), wobei der verwendete Tiefpassfilter (Perioden ≥ 10 Tage) auf die längeren Perioden fokussiert. Zwei bevorzugte atmosphärische blockierende Zirkulationsregime in der gekoppelten Simulation werden mit Hilfe dieser Methode gefunden.

In einem ersten Schritt wird das Langzeitverhalten über die 100-jährige Referenzperiode des gekoppelten Experiments für jede Methode dargestellt. Um den Einfluß des Ozeans zu veranschaulichen, wird die Clusteranalyse der Zyklonenzug-

bahnen auf alle Experimente angewendet und anschließend im Langzeitverhalten miteinander verglichen. Im zweiten Schritt werden die Unterschiede und Gemeinsamkeiten, die in der aktiven und passiven Phase des gekoppelten Experiments auftreten, für beide Methoden präsentiert, um die 'natürliche Variationsbreite' und den Einfluß der Instationarität der Ozean-Atmosphären Wechselwirkung abzuschätzen.

4.1 Zyklonenzugbahnen

Zyklonen und ihre Zugbahnen stellen seit Anbeginn der Meteorologie im Rahmen der Wettervorhersage einen Schwerpunkt der Forschung dar. Schon Köppen (1881) untersuchte die Variabilität auf synoptischer Zeitskala. Dabei bestimmte er die Zyklonenzugbahnen im Bereich Nordatlantik/Europa und teilt sie in Gruppen ein. In dieser Arbeit wird ein automatisches Verfahren zur Identifikation von Zyklonenzugbahnen und deren anschließende Gruppierung mit Hilfe einer Clusteranalyse verwendet (Blender et al. 1997). Es stellt eine objektive Methode dar und eignet sich daher zum Vergleich verschiedener Modellergebnisse. Die Methode und die notwendige Parameterwahl werden im Anhang B näher erläutert. Im folgenden wird zuerst die Zyklonenhäufigkeit vorgestellt und dann auf die Ergebnisse der Clusteranalyse eingegangen.

Definition der Zyklonenhäufigkeit

Zur Darstellung wird die Häufigkeit der Zyklonen bestimmt. Sie wird als Anzahl der Tiefdruckgebiete, die zu einer Zugbahn verbunden werden können und mindestens 3 Tage alt sind, ausgedrückt. Normiert wird diese Anzahl durch eine Fläche (hier 1000km^2). Ein Wert von 15% pro 1000km^2 bedeutet, daß in 15% der Zeit im Winter eine Zyklone auf einer Fläche von 1000km^2 um den Gitterpunkt identifiziert wird. Eine zusätzliche Skalierung erfolgt mit Hilfe des Betrags des mittleren Druckgradienten¹ der Zyklonen, um intensive Zyklonen stärker (mit einem hohen mittleren Gradienten) zu bewerten. Die Idee dabei ist, daß neben der reinen Anzahl pro Fläche auch die Intensität der Zyklonen beeinflußt werden kann.

¹Der mittlere Druckgradient stellt ein Mittel über alle Druckgradienten dar, die vom Basisgitterpunkt (dem Gitterpunkt mit dem Kerndruck der Zyklone) zu allen umgebenden Gitterpunkten in einem Kreis von etwa 600 km in Nord-Süd und West-Ost Richtung bestimmt werden.

Folgende Ergebnisse lassen sich für die mit dem mittleren Druckgradienten der Zyklonen skalierten mittleren Häufigkeiten der Zyklonen pro 1000km^2 (anschließend mittlere skalierte Häufigkeit genannt) ableiten, wobei der pazifische ($0^\circ\text{N} - 87^\circ\text{N}$ und $120^\circ\text{O} - 110^\circ\text{W}$) und der atlantische Raum ($0^\circ\text{N} - 87^\circ\text{N}$ und $100^\circ\text{W} - 40^\circ\text{O}$) separat analysiert werden.

Die mittlere skalierte Häufigkeit der Zyklonen

Die mittlere skalierte Häufigkeit der atlantischen Zyklonen zeigt in den Beobachtungen ein Maximum zwischen Grönland und Island (Sickmüller et al. 2000). Dieses Zentrum ist im **gekoppelten Experiment** nach Osten versetzt und liegt zwischen Island und Großbritannien (Abbildung 4.1 a²). Der Grund dafür liegt möglicherweise in der geringen räumlichen und zeitlichen Auflösung (T30 und 12-stündig) des Atmosphärenmodells. Die Beobachtungen haben eine Auflösung von T106 und liegen 6-stündig vor, so daß ein Vergleich nur bedingt möglich ist. Die Verschiebung der skalierten Häufigkeit bei positiver (negativer) NAO nach Norden (Süden) wird realistisch wiedergegeben (nicht dargestellt). Im Pazifik werden Maxima bei den Aläuten und vor Kamtschatka identifiziert. Jeweils am Ende des jeweiligen Stormtracks (klassisch mit der 2.5 bis 6 Tage bandpassgefilterten Standardabweichung der 500hPa geopotentiellen Höhe dargestellt) treten besonders häufig intensive, das heißt stark vertiefte Zyklonen auf. Dieses Verhalten wird auch durch Beobachtungen gestützt.

Die Differenz des **gekoppelten ML-Experiments** zum gekoppelten Experiment zeigt im Vergleich zu den anderen Simulationen die größten Abweichungen (Abbildung 4.1 b). Über Großbritannien ist eine 20%-ige Zunahme der intensiven Zyklonen festzustellen, während vor der Küste Skandinaviens und bei Neufundland die mittlere skalierte Häufigkeit abnimmt (etwa um 15 bis 30%); somit wird das Auftrittsgebiet der intensiven Zyklonen verkleinert. Das starke Minimum westlich und das starke Maximum östlich der Südspitze Grönlands in Abbildung 4.1 (b) werden nicht interpretiert, da es sich dort um eine kleine Verschiebung (etwa 1-2 Gitterpunkte) handelt. Im Pazifik ist eine deutliche Verschiebung der mittleren skalierten Häufigkeit nach Norden zu sehen (Abweichung von etwa 15 bis 30%). Die negative Differenz südlich der Aläuten und vor der Küste von Kamtschatka zeigt eine deutliche Verkürzung des Auftrittsgebiets der Zyklonen im Pazifik an. Die aufgetretene Differenz läßt sich vor allem auf Unterschiede

²Dargestellt ist jeweils das Mittel über 100 Winter.

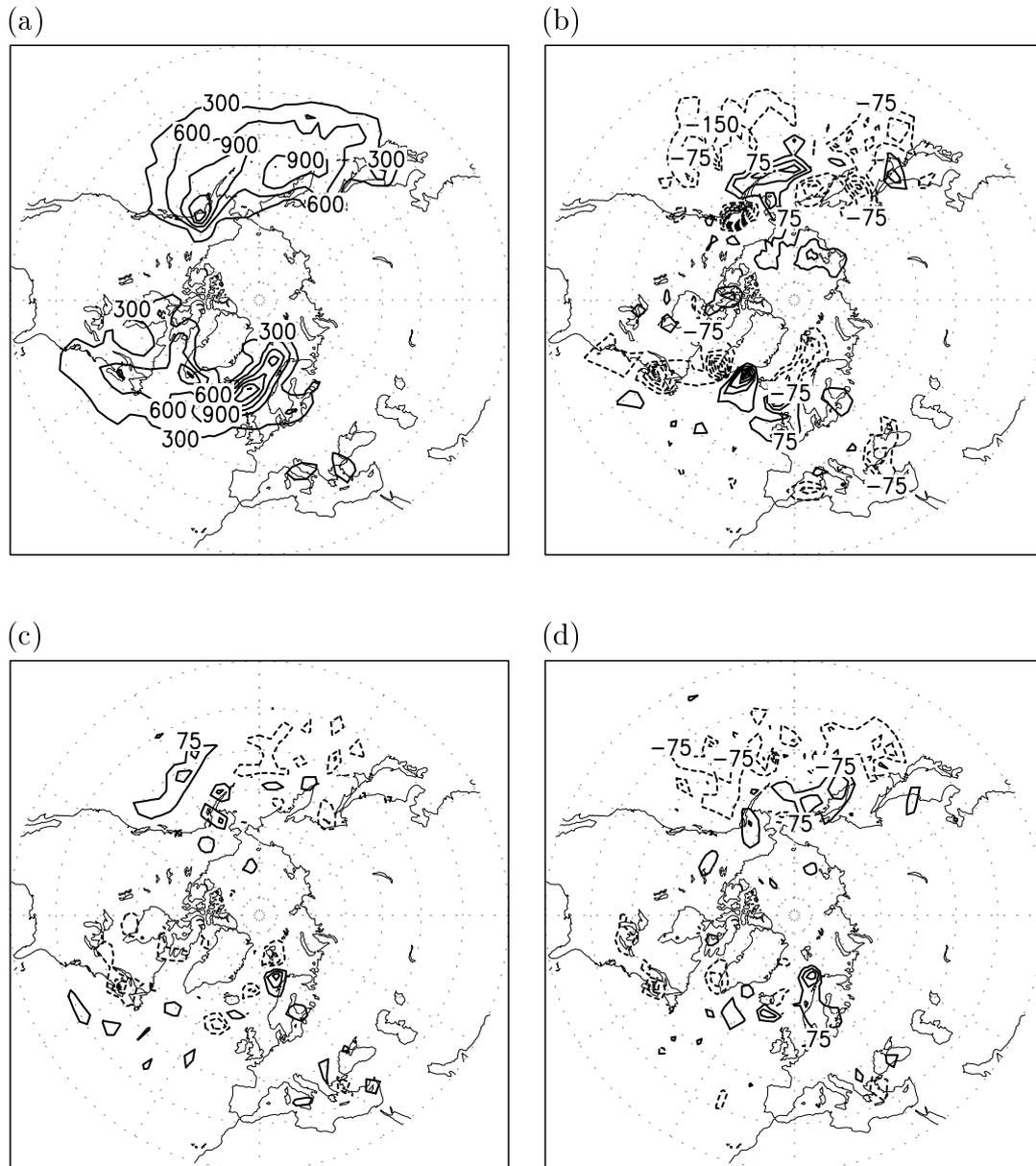


Abbildung 4.1: Die mit dem Betrag des mittleren Druckgradienten der Zyklonen skalierte mittlere Häufigkeit der Zyklonen pro 1000km^2 in 100 Wintern (DJF): (a) das gekoppelte Experiment, Differenz zwischen (b) dem gekoppelten ML-, (c) dem angetriebenen und (d) dem Atmosphären Experiment zum gekoppeltem Experiment. Das angetriebene Experiment enthält 99 Winter. Der Isolinienabstand beträgt $300\text{gpm}/1000\text{km}^3$ in (a) und $75\text{gpm}/1000\text{km}^3$ in (b-d).

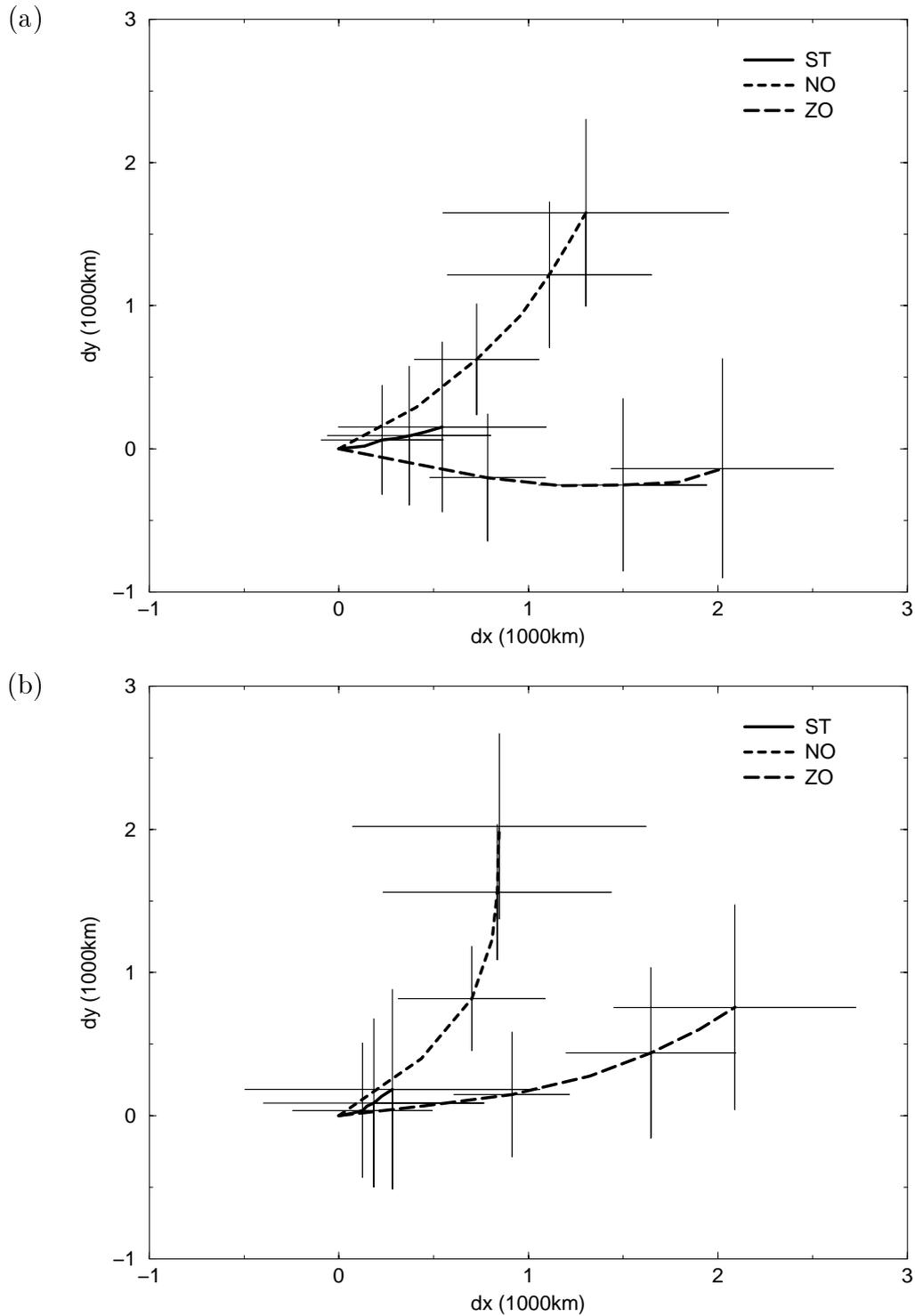


Abbildung 4.2: Clusterzentroide der relativen Trajektorien der mindestens 3 Tage alten Zyklonen des gekoppelten Experiments der 100 Winter(DJF) der Referenzperiode: (a) Atlantik und (b) Pazifik. Die “horizontalen und vertikalen Balken” geben die Standardabweichung in den einzelnen Zentroiden wieder (dx ist die relative Bewegung in West-Ost Richtung und dy in Süd-Nord Richtung).

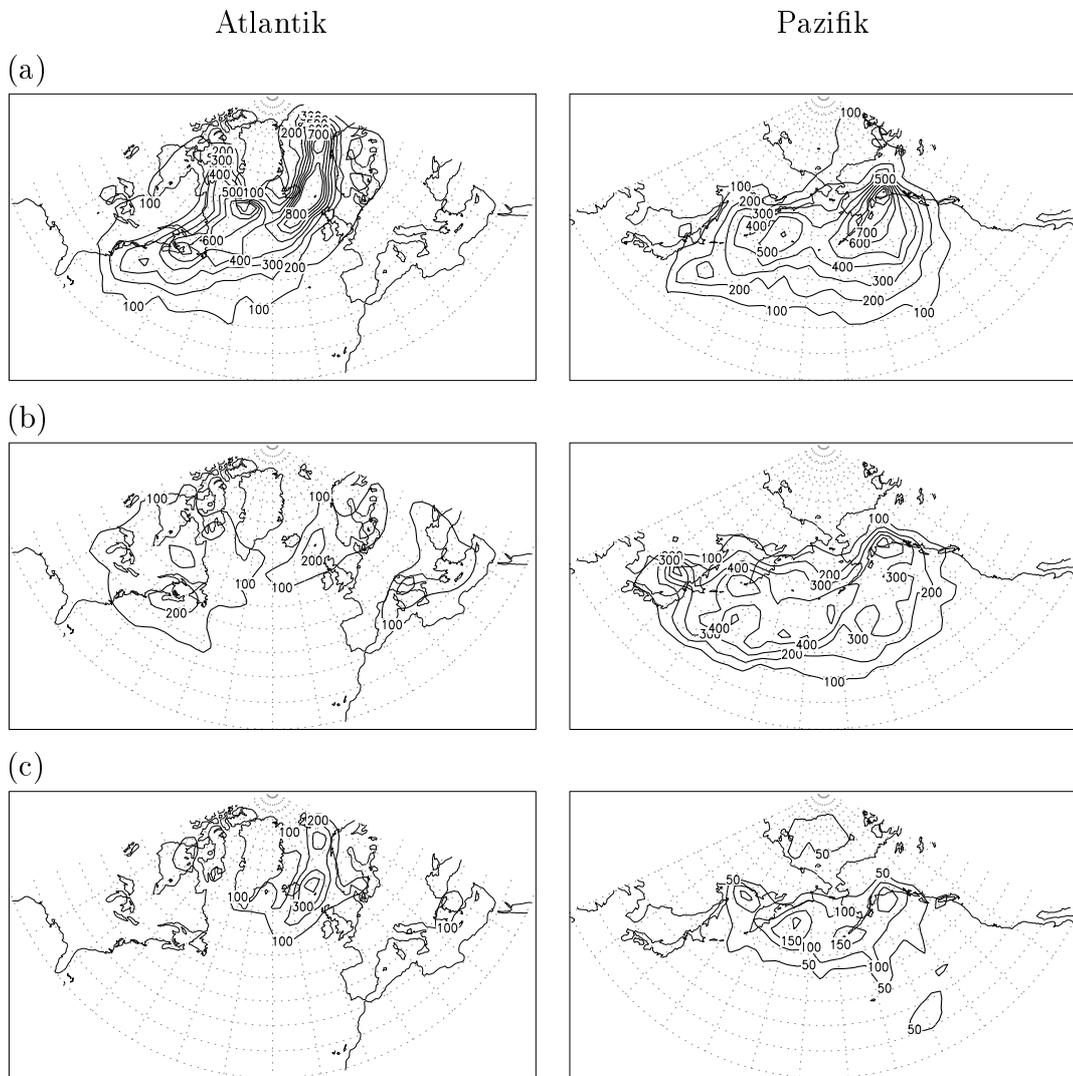


Abbildung 4.3: Die Zyklonenhäufigkeit pro 1000km^2 skaliert mit dem Betrag des mittleren Gradienten der Zyklonen für die drei Cluster im gekoppelten Experiment für den Atlantik und den Pazifik der 100 Winter(DJF) der Referenzperiode: (a) nordöstlich ziehend, (b) zonal ziehend und (c) nahezu stationär; Einheit $\text{gpm}/1000\text{km}^3$

in der Vertiefungsrate zurückführen, da die Gesamtanzahl der Zyklonen (Tabelle 4.1) nur um etwa 2% variiert.

Der Vergleich der gekoppelten mit der **angetriebenen Simulation** zeigt keine großräumigen Strukturen mit Ausnahme von einer Zunahme der intensiven Zyklonen am Ende des pazifischen Stormtracks (Abbildung 4.1 c).

Im **Atmosphären Experiment** wird eine Zunahme der intensiven Zyklonen über Skandinavien und eine Abnahme bei Neufundland identifiziert (Abbildung 4.1 d). Noch deutlicher ist die Verschiebung der mittleren skalierten Häufigkeit im Pazifik zu erkennen. Auch hier liegen die Abweichungen im Bereich von etwa 15 bis 30%.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die größten Abweichungen bei dem gekoppelten ML- und beim Atmosphären Experiment im Vergleich zur gekoppelten Simulation auftreten. Dabei ist die Berücksichtigung der Intensität der Zyklonen wichtig, denn der prozentuale Anteil der mindestens 3-Tage alten Zyklonen an der Gesamtanzahl der registrierten Zyklonen bleibt nahezu unverändert (Tabelle 4.1). Die Veränderungen in der skalierten Häufigkeit im Pazifik lassen sich auf die fehlende ENSO-Variabilität zurückführen. Komposites³ vom Niño3-Index und der mittleren skalierten Häufigkeitsverteilung zeigen wie in den Beobachtungen eine deutliche Verstärkung (Abschwächung) im Bereich südlich der Aläuten (vor Japan und Kamtschatka) für El Niño Ereignisse und eine Abschwächung (leichte Erhöhung) bei La Niña Situationen (nicht dargestellt). Dies ist in den beiden vereinfachten Experimenten nicht enthalten. Die Veränderungen im Atlantik fallen dagegen schwächer aus und zeigen eine Verlagerung der Zyklonenhäufigkeit nach Osten und eine Verkleinerung des Auftrittsgebiets der Zyklonen. Das heißt, der Ozean nimmt im klimatologischen Langzeitverhalten Einfluß auf die Zyklonenhäufigkeit in beiden Regionen, wobei eine Verlagerung der intensiven Zyklonen im Pazifik nach Süden und eine Ausdehnung des Auftrittsgebiets im Pazifik und Atlantik bei realitätsnaher Ozean-Atmosphären Koppelung stattfindet.

³Die Komposite-Analyse wählt alle Zustände eines Feldes, die ein bestimmtes Kriterium einer Indexzeitreihe, zum Beispiel alle Zustände der Indexzeitreihe die mehr als eine Standardabweichung nach oben (+) oder nach unten (-) hin abweichen, erfüllen, aus und mittelt über diese. In den Abbildungen 4.5 und 4.6 wird über vier bis sechs Zustände gemittelt, die Ergebnisse ändern sich nicht, wenn jeweils die fünf stärksten Zustände in die Analyse eingehen.

Experiment	Clusterart	Anzahl der Zyklonen			
		Atlantik	(%-Anteil)	Pazifik	(%-Anteil)
Gekoppelt	nordöstlich	1751	(44.1%)	1431	(40.4%)
	zonal	1040	(26.2%)	1257	(35.5%)
	stationär	1181	(29.7%)	857	(24.1%)
	insgesamt	3972		3545	
Gekoppelt ML	nordöstlich	1664	(42.8%)	1244	(37.1%)
	zonal	1093	(28.1%)	1275	(38.0%)
	stationär	1134	(29.1%)	834	(24.9%)
	insgesamt	3891		3353	
Angetrieben	nordöstlich	1637	(41.9%)	1392	(39.2%)
	zonal	1103	(28.2%)	1277	(36.0%)
	stationär	1170	(29.9%)	880	(24.8%)
	insgesamt	3910		3549	
Atmosphäre	nordöstlich	1635	(42.2%)	1428	(41.0%)
	zonal	1128	(29.1%)	1260	(36.2%)
	stationär	1115	(28.7%)	796	(22.8%)
	insgesamt	3878		3484	

Tabelle 4.1: Anzahl der registrierten mindestens 3-Tage alten Zyklonen in den Clustern für alle Experimente im Atlantik und Pazifik in 100 Wintern (angetriebenes Experiment nur 99 Winter). In Klammern ist jeweils der prozentuale Anteil an der Gesamtzahl der Zyklonen angegeben.

Clusteranalyse der Zyklonenzugbahnen

Die Clusteranalyse ordnet die Zyklonenzugbahnen drei Gruppen relativer Trajektorien zu. In den 100 Jahren des **gekoppelten Experiments** werden wie in den Beobachtungen (Sickmüller et al. 2000) folgende drei Cluster im Atlantik und Pazifik identifiziert: nordöstlich wandernde, zonal ziehende und nahezu stationäre Zyklonen (Abbildung 4.2). Dabei bezeichnet dx die relative Bewegung in West-Ost Richtung und dy in Süd-Nord Richtung. Diese relativen Trajektorien stimmen gut mit den Beobachtungen überein. Unterschiede treten in der mittleren skalierten Häufigkeit der einzelnen Cluster des gekoppelten Experiments im Vergleich zu den Beobachtungen auf (Abbildung 4.3). Im Vergleich zu den Beobachtungen liegt im Nordatlantik das Maximum der zonal ziehenden Zyklonen

im gekoppelten Experiment zu weit im Norden und das Maximum der nahezu stationären (beobachtet bei Island) zu weit im Osten (zwischen Island und Spitzbergen).

Der Vergleich mit den **vereinfachten Experimenten** zeigt, daß die drei Clusterzentroide keine signifikanten Unterschiede aufweisen (nicht dargestellt). Alle relativen Trajektorien liegen innerhalb der Standardabweichung der relativen Trajektorie des gekoppelten Experiments (dargestellt durch die Kreuze in Abbildung 4.2). Unterschiede zwischen den vereinfachten Experimenten und der gekoppelten Simulation zeigen sich bei der mittleren skalierten Häufigkeit der einzelnen Cluster (nicht dargestellt), wobei wiederum die Intensität der Zyklonen wichtig ist, da der prozentuale Anteil der Zyklonen der einzelnen Cluster an der Gesamtanzahl nahezu unverändert ist (Tabelle 4.1). Die Zunahme der Zyklonen (in Abbildung 4.1) über Großbritannien im gekoppelten ML- und über Skandinavien im Atmosphären Experiment ist auf den Cluster der zonal ziehenden Zyklonen zurückzuführen. Die in den gekoppelten ML- und im Atmosphären Experiment beobachtete Verschiebung der skalierten Häufigkeit der Zyklonen im Pazifik wird durch die nordöstlich und die zonal ziehenden Zyklonen verursacht, das heißt, daß ENSO diese beiden Clusterzentroide beeinflusst.

Insgesamt läßt sich für die Clusteranalyse der Zyklonenzugbahnen feststellen, daß die räumliche Struktur der Regime der Zyklonenzugbahnen (Zentroide der relativen Trajektorien) aller Experimente mit der der Beobachtung übereinstimmt. Die zu den einzelnen Clustern zugehörige mittlere skalierte Häufigkeitsverteilung der pazifischen Zyklonen des gekoppelten ML- und des Atmosphären Experiments verändert sich im Vergleich zur gekoppelten Simulation. Dabei zeigen die nordöstlich und die zonal ziehenden Zyklonen eine Verschiebung der mittleren skalierten Häufigkeit nach Norden in den beiden vereinfachten Experimenten.

Unterschiede zwischen der aktiven und passiven Phase des gekoppelten Experiments

Im vorangegangenen Abschnitt zeigt sich eine Veränderung der mit dem mittleren Gradienten der geopotentiellen Höhe skalierten Häufigkeitsverteilung der Zyklonen bei unterschiedlicher unterer Randbedingung. Dabei wird ein deutlicher Einfluß des Phänomens ENSO auf den pazifischen Stormtrack festgestellt. In Kapitel 3 weist die aktive Phase regionale Muster und die passive Phase ein globales Muster auf. Beide Phasen zeichnen sich durch eine unterschiedliche

Ozean-Atmosphären Wechselwirkung aus. Es besteht einerseits ein Zusammenhang mit dem Nordatlantik in der aktiven und andererseits mit dem tropischen Pazifik in der passiven Phase. Im folgenden wird der Einfluß der Instationarität der Ozean-Atmosphären Wechselwirkung auf das Regimeverhalten der Zyklonenzugbahnen separat für die aktive und passive Phase im gekoppelten Experiment untersucht.

Im Vergleich zum Langzeitverhalten des gekoppelten Experiments wird die skalierte Häufigkeit der Zyklonen bei Island und Spitzbergen in der **aktiven Phase** reduziert und im zentralen Atlantik erhöht (Abbildung 4.4). Diese Veränderungen werden insbesondere durch die nordöstlich ziehenden und nahezu stationären Zyklonen verursacht und ähneln der Struktur von negativen NAO-Situationen. Im Pazifik erkennt man eine leichte Abnahme der skalierten Häufigkeit der Zyklonen südlich der Aläuten (verursacht durch alle Cluster) und vor Japan (verursacht durch die zonal ziehenden Zyklonen). Jedoch fallen die Abweichungen im Atlantik und Pazifik relativ gering aus (etwa 10%). Somit zeigt sich, daß die dominanten räumlichen Strukturen und die zugehörige Ozean-Atmosphären Wechselwirkung der aktiven Phase keinen großen Einfluß auf die mittlere Verteilung der skalierten Häufigkeit der Zyklonen hat. Betrachtet man die Zusammenhänge der skalierten mittleren Häufigkeit mit den Index-Zeitreihen NAO und Niño3, so zeigt sich, daß einhergehend mit der NAO die skalierte Häufigkeit der Zyklonen nach Nordosten verschoben wird (Komposite-Analyse in Abbildung 4.5). Den Hauptbeitrag für diese Verschiebung liefern die nordöstlich ziehenden und die nahezu stationären Zyklonen in dieser aktiven Phase (Auf die Darstellung der Aufspaltung in die einzelnen Cluster wird verzichtet). Im Pazifik läßt sich keine eindeutige Struktur erkennen. Zwar zeigen die nordöstlich ziehenden Zyklonen eine Struktur wie die Komposite-Analyse bezüglich des Niño3-Index (Abbildung 4.6), also eine Verstärkung (Abschwächung) bei El Niño (La Niña) Situationen, aber die zonal ziehenden Zyklonen zeigen ein entgegengesetztes Bild. Damit besteht keine Phasenbeziehung zwischen den beiden Ozeanbecken in der aktiven Phase.

In der **passiven Phase** wird im Vergleich zum Langzeitverhalten der skalierten Häufigkeit über die 30-jährige Phase eine positive NAO Situation angedeutet (Abbildung 4.4 a). Im Pazifik sind die zonal ziehenden Zyklonen leicht erhöht. Wie in der aktiven Phase sind hier aber die Abweichungen klein ($\leq 15\%$), so daß der Einfluß auf das 30-jährige Mittel als relativ gering betrachtet werden kann. Die Variabilität in Bezug auf die beiden Index-Zeitreihen zeigt im Ge-

gensatz zur aktiven Phase ein anderes Bild. Die Komposite-Analyse bezüglich des NAO-Index zeigt eine Verlagerung der Zyklonen nach Nordosten in positiven NAO Situationen (Abbildung 4.5), die auf allen Clustern der Zyklonenzugbahnen beruht. Einhergehend wird im Pazifik die skalierte Zyklonenhäufigkeit im Bereich südlich der Aläuten reduziert und im Bereich vor Kamtschatka erhöht. Dies entspricht einer La Niña Situation. Betrachtet man das Niño3-Komposite (Abbildung 4.6), so zeigt sich im Pazifik eine Zunahme der Zyklonen (vor allem nordöstlich und zonal ziehende) südlich der Aläuten und ein Abnahme vor Japan und Kamtschatka für El Niño Zustände. Im Nordatlantik nimmt für diese Zustände die skalierte Häufigkeit der Zyklonen im Bereich von Island und Skandinavien ab und im zentralen Atlantik zu. Man findet ein vergleichbares Muster wie bei negativen NAO Situationen. Es besteht also eine deutliche Phasenbeziehung zwischen den beiden Gebieten Atlantik und Pazifik in der passiven Phase.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Häufigkeitsverteilungen der Zyklonen die räumlichen Zusammenhänge der beiden Phasen widerspiegeln. In der aktiven Phase werden bezüglich der beiden Indexzeitreihen NAO und Niño3 nur Zusammenhänge im jeweiligen Gebiet Atlantik und Pazifik gefunden. Es besteht keine Phasenbeziehung zwischen den beiden Regionen. Dagegen zeigt sich in der passiven Phase ein deutlicher Zusammenhang zwischen Atlantik und Pazifik. In El Niño (La Niña) Zuständen wird eine Abnahme (Zunahme) der intensiven Zyklonen bei Island und vor Skandinavien und eine Zunahme (Abnahme) im zentralen Atlantik identifiziert. Dies entspricht einer negativen (positiven) NAO Situation.

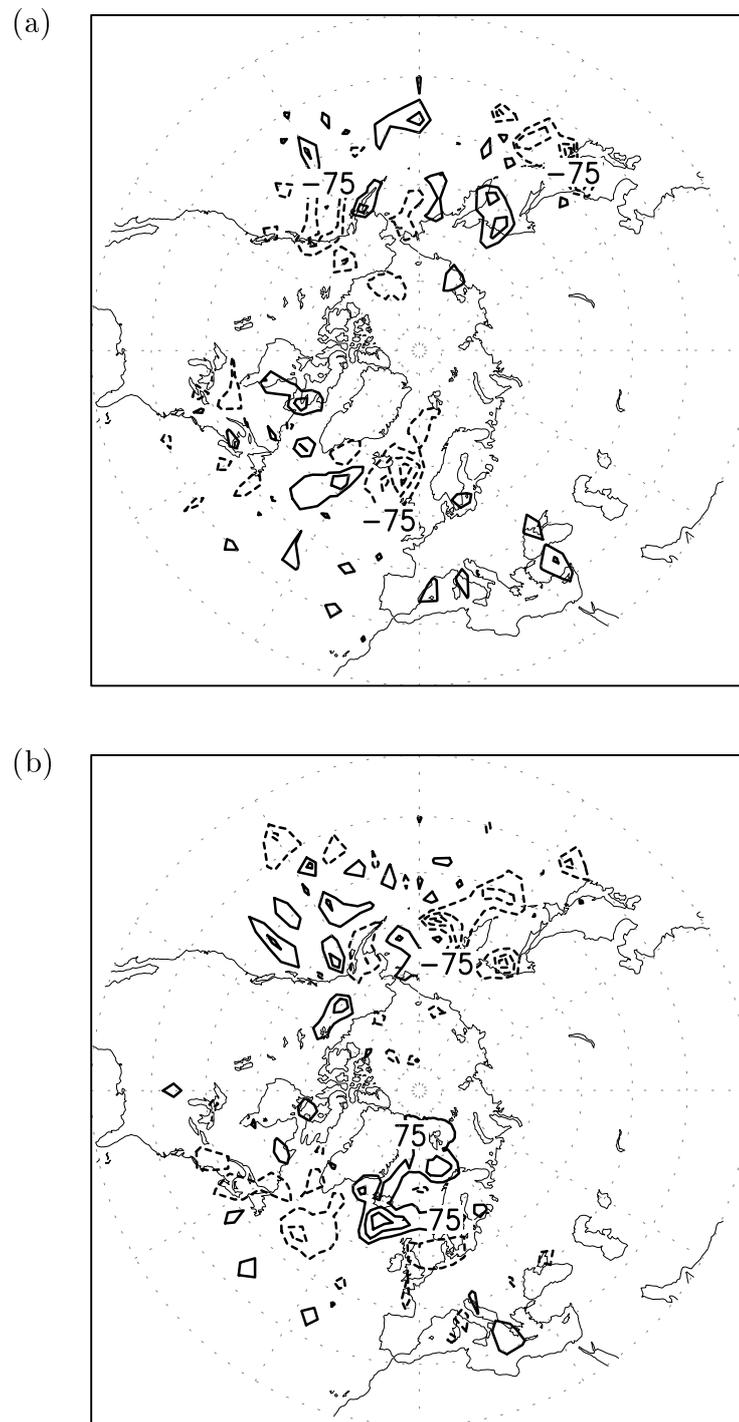


Abbildung 4.4: Gekoppeltes Experiment: Differenz der skalierten Häufigkeit aller Zyklonen zwischen (a) der aktiven Phase und dem Langzeitmittel über 100 Winter (DJF) und (b) zwischen der passiven Phase und dem Langzeitmittel über 100 Winter; Isolinienabstand $75\text{gpm}/1000\text{km}^3$.

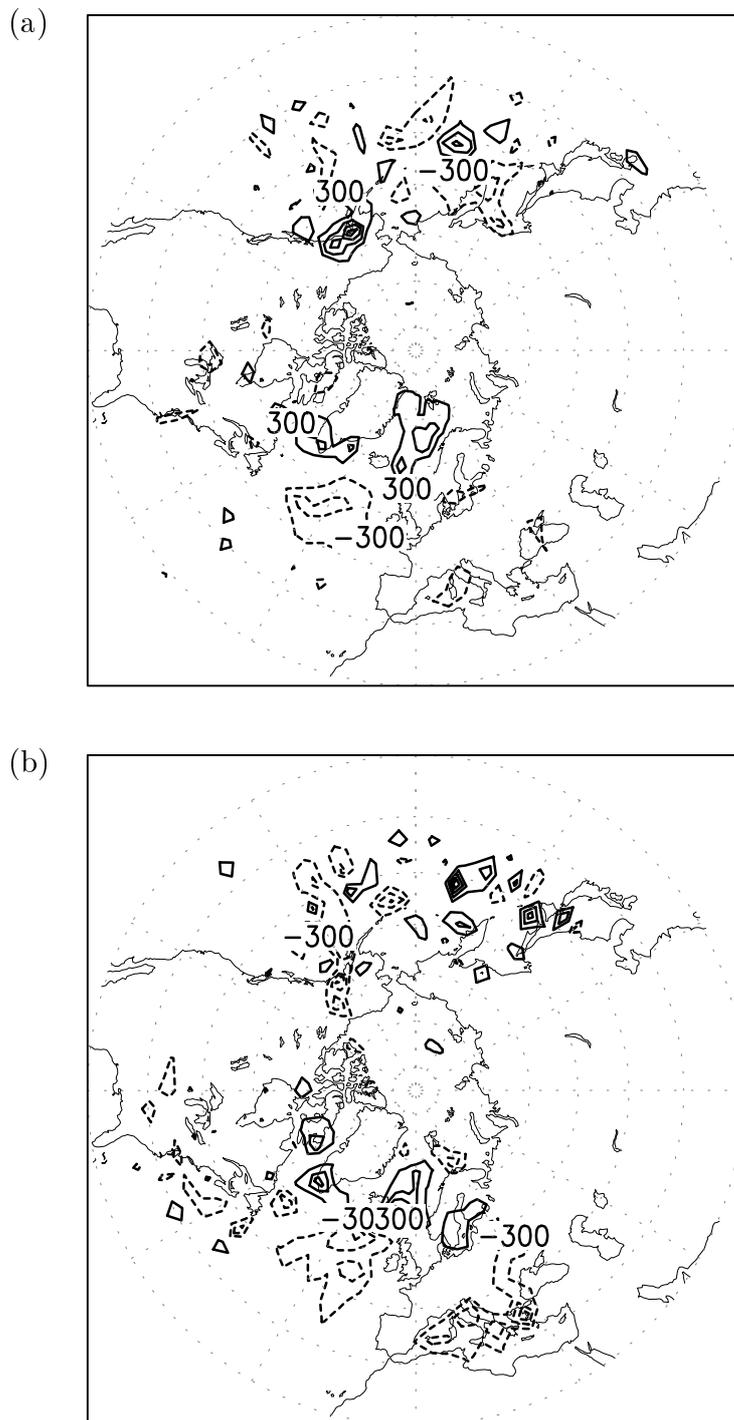


Abbildung 4.5: Komposite-Analyse der skalierten Häufigkeit aller Zyklonen des gekoppelten Experiments: Differenz zwischen NAO (+1 Standardabweichung) und NAO (−1 Standardabweichung) für die Winter (DJF) der (a) aktiven und (b) der passiven Phase; Isolinienabstand 300gpm/1000km³.

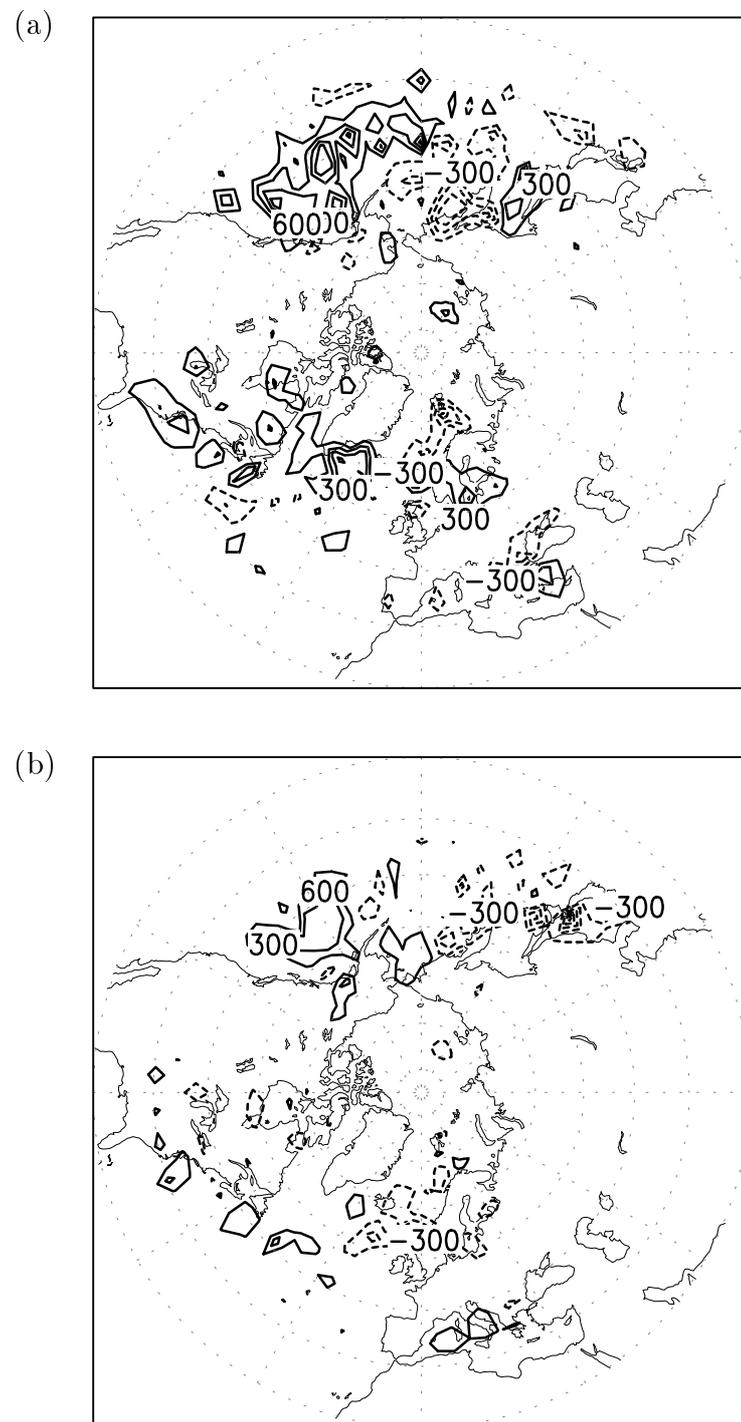


Abbildung 4.6: Wie Abbildung 4.5, aber für den Niño3-Index.

4.2 Blockierende Zirkulationsregime

Neben der synoptischen Aktivität sind auch die längeranhaltenden blockierenden Lagen in der Meteorologie seit langem von besonderem Interesse. Eine Möglichkeit zur Identifikation der blockierenden Lagen stellt die Klassifizierung der Großwetterlagen dar (Gerstengarbe et al. 1999). In dieser Arbeit wird zur Identifikation von Regimen auf der 'niederfrequenten synoptischen' Zeitskala (Perioden ≥ 10 Tage) die Häufigkeitsverteilung in dem von den dominanten Moden aufgespannten Phasenraum herangezogen. Dies wird im folgenden mit Hilfe der nichtlinearen EOF-Analyse (NLPCA) vorgestellt (ausführliche Beschreibung der Methode in Anhang C). Da in diesem Abschnitt die 'niederfrequenten synoptischen' Störungen im Vordergrund stehen, wird die 1000hPa geopotentielle Höhe (halbtägliche Auflösung, nordhemisphärisch ab 25°N) zuerst tiefpassgefiltert (Perioden ≥ 10 Tage⁴). Die nichtlineare EOF-Analyse stellt eine Verallgemeinerung der linearen Methode dar. Zur Bestimmung des führenden nichtlinearen Modes wird das Feld der geopotentiellen Höhe geglättet, indem es auf die ersten 20 linearen EOFs projiziert wird. Dies vereinfacht die Schätzung des führenden Modes der NLPCA. Im Unterschied zur linearen EOF lassen sich im nichtlinearen Fall Raum- und Zeitverhalten nicht aufspalten. Man erhält eine Zeitreihe von räumlichen Mustern, die die 1000hPa geopotentielle Höhe charakterisieren. Um den führenden Mode der NLPCA sichtbar zu machen, kann der Mode jedoch im vorliegenden Fall in dem Phasenraum der beiden führenden linearen EOFs dargestellt werden, da der nichtlineare Mode stark auf diese beiden und schwach auf die höheren projiziert. Aus diesem Grund werden zuerst die führenden zwei Moden mit Hilfe der klassischen linearen EOF-Analyse vorgestellt. Anschließend wird der führende nichtlineare Mode im Phasenraum der beiden linearen Moden dargestellt.

Langzeitverhalten

Die **lineare EOF-Analyse** der 1000hPa geopotentiellen Höhe zeigt für den führenden Mode eine NAO-ähnliche Struktur mit den Aktionszentren Island/Arktis und Azoren/Europa (Abbildung 4.7 a). Dieses Muster erklärt 22% der Gesamtvarianz. Die zweite lineare EOF zeichnet sich durch eine Dipolstruktur in West-Ost Richtung aus mit den Zentren bei Grönland und Nordrussland (12%, Abbildung 4.7 b). Die Struktur und die erklärte Varianz stimmen gut mit Beobachtungen überein (Thompson und Wallace 1998). Zu beachten ist der Unter-

⁴Dabei werden alle längeren Perioden als 10 Tage aufgelöst, allerdings ohne den Jahresgang, da nur die Wintermonate Dezember bis Februar in die Analyse eingehen.

schied in der Struktur der beiden hemisphärischen EOF im Vergleich zur regionalen Analyse der winterlich gemittelten 500hPa geopotentiellen Höhe (Kapitel 2.3). Die Standardabweichung der 1000hPa geopotentiellen Höhe zeigt, wie erwartet, ein Maximum bei Island und den Aläuten (Abbildung 4.7 c). Die Schiefe in Abbildung 4.7 ist neben den Gebieten der größten Standardabweichung (und nördlich davon) auch über Nordeuropa (Baltikum/Russland) deutlich positiv⁵. Das bedeutet, daß vermehrt starke positive Druckanomalien in diesen Regionen als negative auftreten. Dies deutet eine Tendenz zu blockierenden Lagen an, wie schon Chen und van den Dool (1995) beschrieben haben.

Die blockierenden Lagen werden im folgenden mit der **nichtlinearen EOF-Analyse** (NLPCA) untersucht, da nicht von vornherein davon auszugehen ist, daß die lineare Beschreibung ausreicht. In Abbildung 4.8 ist der führende nichtlineare Mode als Projektion im aufgespannten Raum der ersten und zweiten linearen EOF dargestellt. Es ist eine "Z"-ähnliche Struktur zu erkennen, was deutlich von der linearen Approximation (grau) abweicht, so daß es sich um eine nichtlineare Struktur im niedrigdimensionalen Phasenraum handelt. Jeder Punkt auf der "Z"-ähnlichen Kurve stellt einen Zustand im Phasenraum dar. Diese identifizierte Struktur wird auch durch eine Studie von Monahan et al. (2000) bestätigt. Die Zeitentwicklung wird als ein auf Eins normierter Abstand des linken Punkts A des führenden Modes der NLPCA in Abbildung 4.8 für jeden Zustand dargestellt (Abbildung 4.9 a). Die Zeitentwicklung zeigt ein bimodales Verhalten an, was durch die zugehörige Verteilung veranschaulicht wird. Die zwei unterscheidbaren Maxima weisen dabei auf die Existenz zweier Regime hin, wobei ein Regime seltener auftritt. Die zugehörigen räumlichen Strukturen erhält man durch Komposites der Anomalie der 1000hPa geopotentiellen Höhe über 12 Teile der bimodalen Verteilung. Dabei zeigt sich, daß sich jeweils die räumliche Struktur der ersten drei Verteilungsintervalle und die der letzten drei Verteilungsintervalle nicht wesentlich ändern. Somit können diese jeweils zusammengefaßt werden.

⁵Hier definiert als normiertes drittes Moment $s_f(i)$ der Abweichungen der 10-Tages tiefpassfilterten 1000hPa geopotentiellen Höhe Z_i vom Mittelwert \bar{Z}_i über den Zeitraum $t = 1, \dots, T$ für jeden Gitterpunkt i :

$$s_f(i) = \frac{1}{T\sigma_i^3} \sum_{t=1}^T (Z_i(t) - \bar{Z}_i)^3.$$

Hier ist σ_i die Standardabweichung zum jeweiligen Gitterpunkt i . Eine positive Schiefe bedeutet, daß vermehrt starke positive Anomalien der geopotentiellen Höhe auftreten als negative.

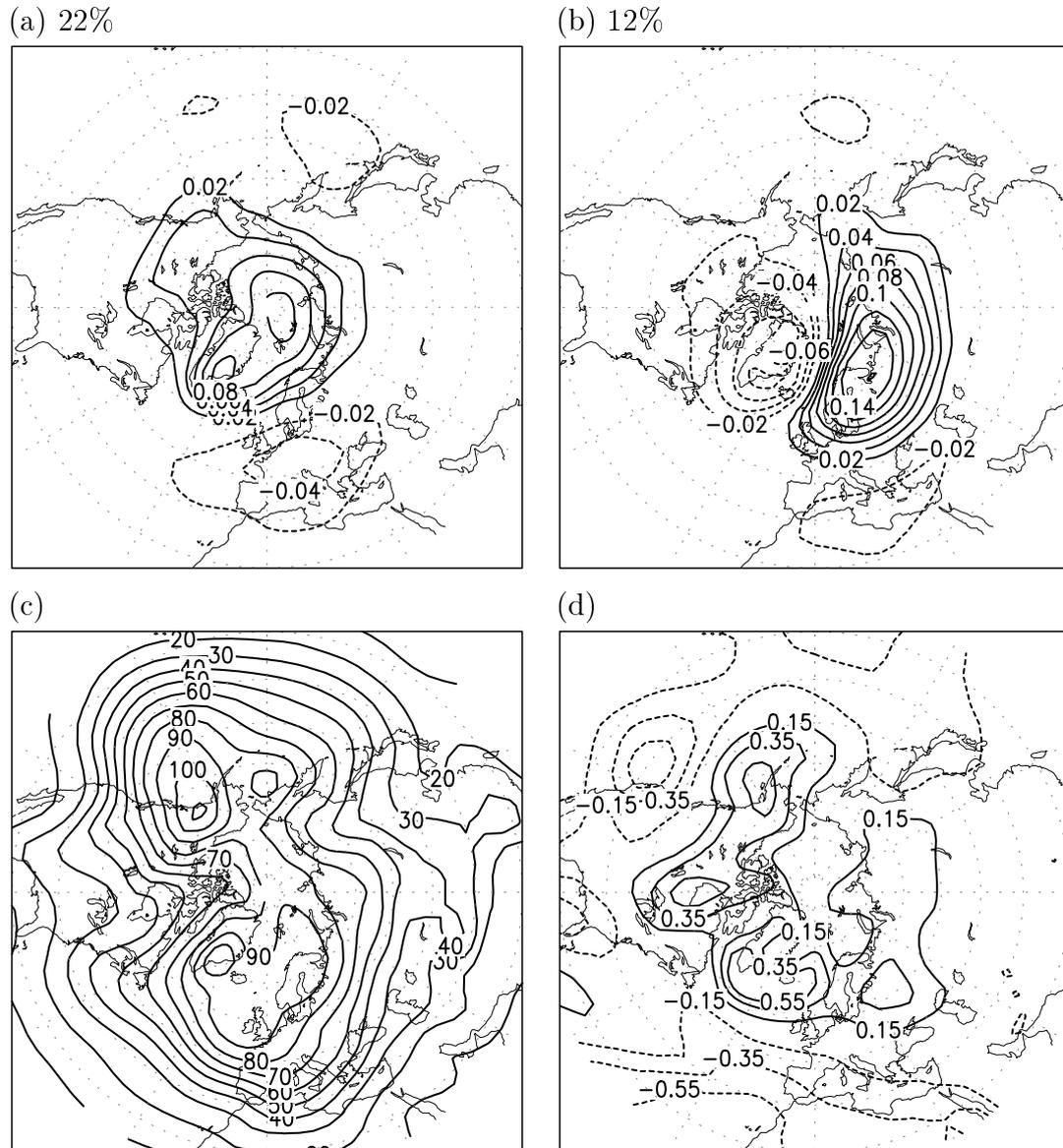


Abbildung 4.7: Analyse der 1000hPa geopotentiellen Höhe der halbtäglichen nordhemisphärischen tiefpassgefilterten Daten (≥ 10 Tage) im gekoppelten Experiment: (a) erste und (b) zweite EOF (klassisches lineares Verfahren), (c) Standardabweichung (Einheit: gpm) und (d) Schiefe.

Zwei Muster werden dadurch identifiziert (Abbildung 4.10 a): ein blockierendes Regime (gemittelt über alle Zustände des Verteilungsintervalls $[0.0; 0.25]$) und ein Regime mit negativer NAO-Phase (Verteilungsintervall $[0.75; 1.0]$). Das blockierende atmosphärische Zirkulationsregime zeichnet sich durch ein Hochdruckgebiet über Nordeuropa und ein Tiefdruckgebiet über Island aus. Es handelt sich also um eine stationäre blockierende Lage mit einem Hochdruckkeil über Europa. In diesem Regime werden die Tiefdruckgebiete nach Norden abgelenkt und streifen die norwegische Küste. Es tritt deutlich seltener als das zweite Regime auf. Die Schiefe der 1000hPa geopotentiellen Höhe (Abbildung 4.7) läßt auf ein episodenhaftes Auftreten der blockierenden Lage mit einem Hochdruckkeil über Europa schließen. Das zweite Regime weist eine der negativen Phase der NAO ähnliche Struktur auf, also ein Hochdruckgebiet über der Island/Arktis und anomal tiefer Druck über den Azoren/Europa. Auch dieses Regime ist eine blockierende Lage, die sich aber durch ein Hochdruckgebiet, das direkt nördlich von einem Tiefdruckgebiet liegt, auszeichnet. Dieses Regime tritt deutlich häufiger auf als das blockierende Regime mit einem Hochdruckkeil über Europa.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die niedrigdimensionale Struktur der 1000hPa geopotentiellen Höhe eine deutlich nichtlineare Struktur aufweist. Die Zeitentwicklung zeigt ein bimodales Verhalten. Dies führt auf zwei atmosphärische Zirkulationsregime: ein blockierendes episodenhaft auftretendes Regime und ein Regime mit negativer NAO-Phase.

Unterschiede zwischen der aktiven und passiven Phase des gekoppelten Experiments

Im folgenden werden die Auswirkungen der instationären Ozean-Atmosphären Wechselwirkung auf das Verhalten der synoptischen Zirkulationsregime untersucht. Dafür wird die Zeitentwicklung des führenden Modes der NLPCA separat für die aktive und passive Phase analysiert und die jeweilige Häufigkeitsverteilung dargestellt. Anschließend werden die zugehörigen räumlichen Muster wie im vorangegangenen Kapitel durch Projektion der Zustände auf die 1000hPa geopotentielle Höhe abgeleitet.

Der Vergleich der beiden Phasen zeigt Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung (Abbildung 4.9 c). In der aktiven Phase werden mehr Extremereignisse angenommen als in der passiven (sichtbar durch die positiven Werte an den Flanken der Differenzverteilung). In der passiven Phase, in dem ein Zusammenhang mit dem

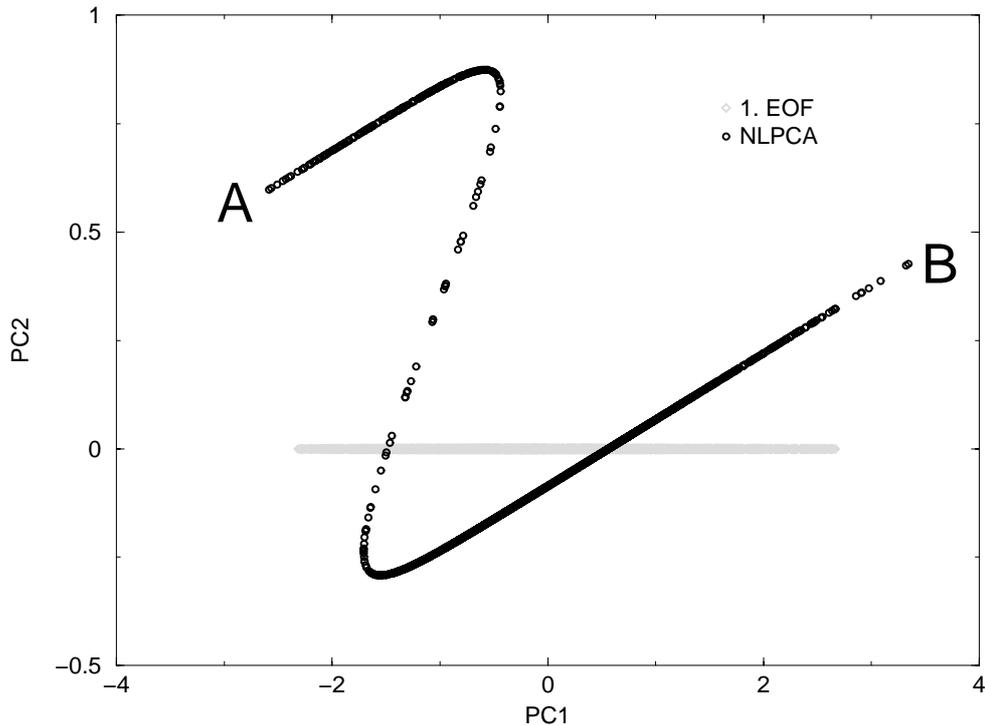


Abbildung 4.8: Projektion des führenden Modes der NLPCA (erklärte Varianz 28%, durchgezogen) der tiefpassgefilterten (≥ 10 Tage) 1000hPa geopotentiellen Höhe des gekoppelten Experiments im aufgespannten Phasenraum der ersten und zweiten linearen EOF (22% und 12%). Die erste lineare EOF ist grau eingezeichnet. Datenbasis sind 100 Winter.

tropischen Pazifik besteht, zeigt das synoptische Regimeverhalten eine Tendenz zu einer monomodalen Häufigkeitsverteilung, die weniger blockierende und negative NAO-Zirkulationsregime aufweist. Somit zeichnet sich die passive Phase durch eine zonale Struktur aus. Das räumliche Verhalten der beiden identifizierten blockierenden Regime in der aktiven und passiven Phase zeigt keine großen Unterschiede (Abbildung 4.10 a,b). In beiden Phasen wird ein blockierendes und ein negatives NAO-Regime identifiziert.

Zusammenfassend zeigt sich damit, daß die Häufigkeitsverteilung der beiden synoptischen Zirkulationsregime durch die unterschiedliche Ozean-Atmosphären Wechselwirkung in den beiden Phasen beeinflusst wird. In der aktiven Phase tritt eine ausgeprägte bimodale Struktur auf. Es werden mehr Extremereignisse angenommen und damit ist die Zirkulation meridional geprägt. In der passiven Phase wird eine Tendenz zu einer monomodalen Häufigkeitsverteilung gefunden, die

mit einer Reduktion beider blockierenden Regime verbunden ist und damit auf eine zonalere Struktur der Zirkulation hindeutet. Wird ein 30-jähriges gleitendes Mittel auf das Zeitverhalten des führenden Modes der NLPKA der gesamten 100 Jahre angewendet, wobei jeweils die Häufigkeitsverteilung bestimmt wird, so werden die Unterschiede zwischen aktiver und passiver Phase bestätigt (nicht dargestellt). Es ist aber zu beachten, daß die Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung relativ klein sind. Eine Erweiterung der Untersuchung auf die gesamten 600 Jahre der gekoppelten Simulation ist daher notwendig, um die angedeutete Veränderung der Häufigkeitsverteilung zu untermauern.

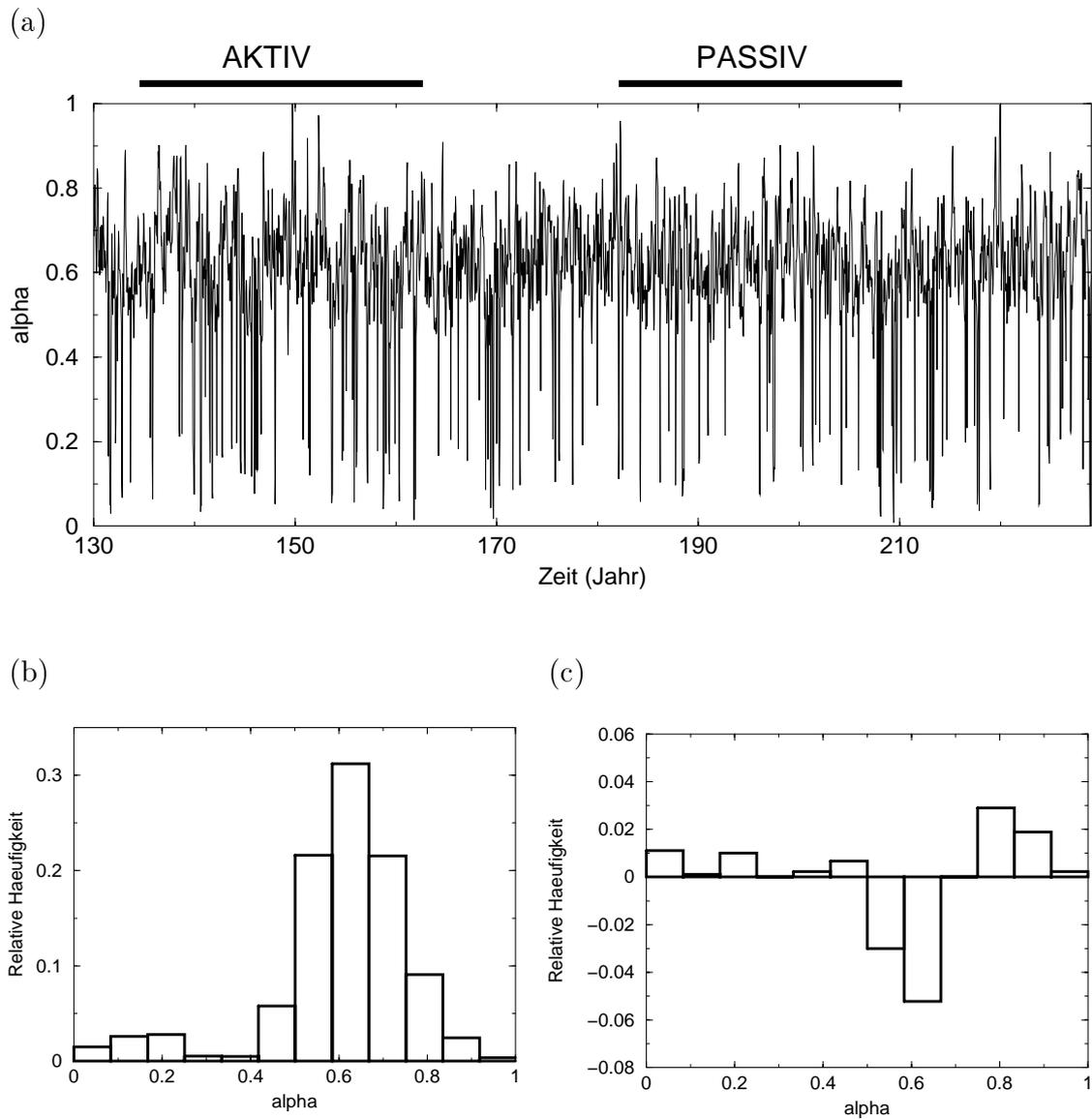


Abbildung 4.9: (a) Zeitentwicklung $\alpha(t)$ der führenden nichtlinearen Modes der NLPCA (Abbildung 4.8) des gekoppelten Experiments, (b) Gesamtverteilung von α und (c) Differenz der Verteilungen von α zwischen aktiver und passiver Phase.

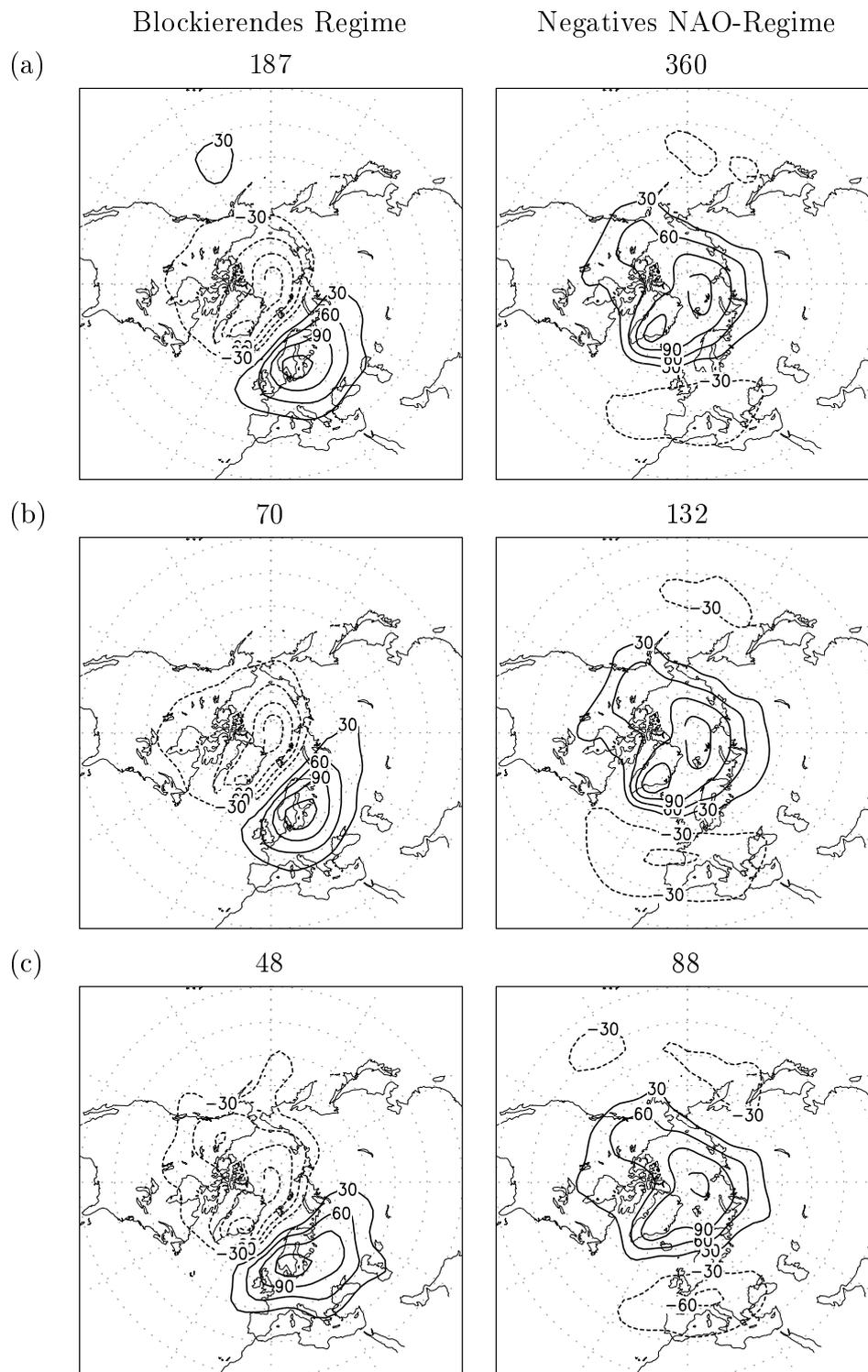


Abbildung 4.10: Projektion der Zustände des Regimes mit blockierenden Hochdruckkeils über Europa (Verteilungsintervall: $[0.0;0.25]$) und des Regimes mit negativer NAO-Phase $[0.75;1.0]$ auf die 1000hPa geopotentiellen Höhe (Einheit: gpm) des gekoppelten Experiments: (a) Zustände der gesamten 100 Jahre, (b) Zustände der aktiven und (c) der passiven Phase. Angegeben ist jeweils die Anzahl der Zustände, die in die Berechnung des Komposites eingehen.

4.3 Zusammenfassung und Vergleich

In diesem Kapitel wird der Einfluß des Ozeans und der sich ändernden Ozean-Atmosphären Wechselwirkung auf das atmosphärische Regimeverhalten auf kürzeren Zeitskalen (synoptisch und ≥ 10 Tage) untersucht. Dabei werden zwei Methoden zur Identifikation des atmosphärischen Regimeverhaltens auf dieser Zeitskala vorgestellt - die Clusteranalyse der Zyklonenzugbahnen und die nichtlineare EOF-Analyse. Das instationäre Verhalten der NAO, das einerseits eine regionale Struktur und andererseits eine globale Struktur ausprägt und mit jeweils veränderter Ozean-Atmosphären Wechselwirkung verbunden ist, spiegelt sich in den Häufigkeitsverteilungen der Zyklonenzugbahnen und der blockierenden atmosphärischen Regime wider.

Die Analyse der Zyklonenzugbahnen zeigt, daß sich bei veränderter unterer Randbedingung die mittlere skalierte Häufigkeitsverteilung der detektierten Zyklonen im Nordatlantik und vor allem im Pazifik ändert. Im Pazifik wird in dem gekoppelten ML- und Atmosphären Experiment, die keine ENSO-Variabilität enthalten, die mittlere skalierte Häufigkeitsverteilung nach Norden verschoben. Der Vergleich mit der Anzahl der Zyklonen legt nahe, daß vor allem deren Stärke durch eine erhöhte Ozeanvariabilität (im angetriebenen und gekoppelten Experiment) positiv beeinflusst wird. Die mit Hilfe der Cluster-Analyse identifizierten drei Regime der Zyklonenzugbahnen bleiben jedoch unverändert und sind vergleichbar mit den beobachteten, das heißt, daß die räumliche Struktur (die relativen Trajektorien) der Regime von der Ozeandynamik unbeeinflusst bleibt.

Die Auswirkungen des in Kapitel 3 vorgestellten instationären Verhaltens der NAO und die damit verbundene veränderte Ozean-Atmosphären Wechselwirkung auf die Zyklonen und ihre Zugbahnen zeigt, daß in der aktiven Phase, die durch regionale Moden dominiert ist, bezüglich der beiden Indexzeitreihen NAO und Niño3 nur Zusammenhänge zum jeweiligen Gebiet Atlantik und Pazifik gefunden werden. Eine Phasenbeziehung zwischen den beiden Regionen existiert nicht. Dagegen ist in der passiven Phase, wo ein globaler Mode vorherrschend ist, die skalierte Häufigkeit der Zyklonen im Atlantik mit derjenigen im Pazifik verbunden. In El Niño (La Niña) Zuständen zeigt sich eine Abnahme (Zunahme) der intensiven Zyklonen bei Island und vor Skandinavien und eine Zunahme (Abnahme) im zentralen Atlantik. Dies entspricht einer negativen (positiven) NAO Situation. Es spiegelt sich also die Verbindung des PNA-Musters mit dem Nordatlantik in der Zyklonenhäufigkeit wider. Dieser Zusammenhang wird auch durch die

Untersuchung der Telekonnektionsindizes von Bongioannini-Cerlini et al. (1999) bestätigt, die eine phasenweise signifikante negative Korrelation zwischen dem PNA- und NAO-Index finden.

Die mit Hilfe der NLPCA erhaltene niedrigdimensionale Struktur der 10-tägig tiefpassgefilterten 1000hPa geopotentiellen Höhe ist nichtlinear und weist ein bimodales Zeitverhalten auf. Dies führt zu zwei blockierenden atmosphärischen Zirkulationsregimen: ein Hochdruckkeil über Zentral- und Nordeuropa und ein Regime mit negativer NAO-Phase. Die vorläufigen Ergebnisse deuten an, daß auch hier ein Einfluß der instationären Ozean-Atmosphären Wechselwirkung auf die Häufigkeitsverteilung der identifizierten blockierenden atmosphärischen Zirkulationsregime existiert, ihre räumliche Struktur aber nicht verändert wird. In der aktiven Phase zeigt sich eine ausgeprägte bimodale Struktur. Mehr Extremereignisse in beiden blockierenden Zirkulationsregimen werden gefunden und somit ist die atmosphärische Zirkulation häufiger in einem meridionalen Zustand. Bei der Analyse der passiven Phase wird eine Tendenz zu einer monomodalen Häufigkeitsverteilung mit weniger blockierenden Situationen und damit einer zonaleren Strömung gefunden. Die Unterschiede zwischen aktiver und passiver Phase sind jedoch relativ klein, trotzdem sollte man aber diese Änderungen bei der Interpretation der Änderungen in den letzten 50 Jahren nicht außer Acht lassen (Corti et al. 1999). Sie identifizieren vier Regime im aufgespannten Phasenraum der ersten und zweiten Empirischen Orthogonalfunktion (EOF) des monatlich gemittelten 500hPa Geopotentials mit Hilfe einer Clusteranalyse und finden ein dominantes 'warm ocean cold land'-Regime in der Phase 1971-94 im Vergleich mit den vorangegangenen Jahren (1949-71). Die Autoren vermuten, daß die von ihnen identifizierte Veränderung der Häufigkeitsverteilung in den letzten 50 Jahren anthropogen verursacht ist. Zu beachten ist, daß die identifizierte Veränderung nicht signifikant ist, da die Zeitreihenlänge nicht ausreicht (Hsu und Zwiers 2001). Da diese Arbeit in Kapitel 3 zeigt, daß gerade in diesem Zeitraum der Beobachtungen ein Wechsel von einer passiven in eine aktive Phase stattgefunden hat, ist es notwendig, die 'natürlichen' Variationen der atmosphärischen Regime auf dieser kürzeren Zeitskala im Hinblick auf eine instationäre Ozean-Atmosphären Wechselwirkung abzuschätzen. Daher wird sich eine zukünftige Arbeit mit einer Erweiterung der Untersuchung auf das komplette 600-jährige gekoppelte Experiment und die dazu konsistenten Experimente beschäftigen, um die angedeuteten Verschiebungen in der Häufigkeitsverteilung zu erhärten.

Kapitel 5

Dekadische Regime

Das atmosphärische Regimeverhalten auf dekadischer Zeitskala wird im folgenden vorgestellt und mögliche Verstärkungsmechanismen aufgezeigt. Die im vorangehenden Kapitel vorgestellte Methodik der Regimedefinition auf synoptischer Zeitskala zeigt, daß Regime durch jeweils unterscheidbare Zeit- und Raumskalen charakterisiert sind. Eine daran angelehnte Definition wird für die dekadischen Regime verwendet.

- Als charakteristische Zeitskala dient die Aufspaltung der niederfrequenten Variabilität (5 bis 30 Jahre) in aktive und passive Phasen (Abschnitt 2.3).
- Die Raumskala weist für die einzelnen Phasen eine regionale beziehungsweise globale Struktur auf (Kapitel 3).
- Daneben wird auch das Verhalten auf der kurzen Zeitskala (Zyklonen und blockierende Lagen) berücksichtigt (Kapitel 4).

Da nur der NAO-Index in der gekoppelten Simulation ein mit den Beobachtungen vergleichbares instationäres Verhalten aufweist und ein deutlich unterscheidbares räumliches Verhalten in den aktiven und passiven Phasen ausprägt, lassen sich für dieses Experiment zwei unterscheidbare dekadische Regime definieren.

In einem ersten Schritt werden jeweils die beiden dekadischen Regime des gekoppelten Experiments definiert. Im zweiten Schritt werden mögliche Mechanismen, die eine wichtige Rolle für das jeweilige Regime spielen, vorgestellt, wobei der Zusammenhang mit der synoptischen atmosphärischen Aktivität dazu in Beziehung gesetzt wird. Wiederum dienen winterlich gemittelte Felder (DJF) als Datenbasis der Analyse.

5.1 Das regionale Regime

Das regionale Regime ist durch eine Phase verstärkter niederfrequenter Variabilität (5 bis 30 Jahre) der NAO charakterisiert (aktive Phase). Dabei bilden sich in dieser Phase zwei regionale Moden im Nordatlantik und Nordpazifik aus (Abbildung 3.1 a). Der Nordatlantik wird durch einen barotropen NAO Mode mit den Aktionszentren bei Island und den Azoren dominiert, wobei dieser Mode signifikant mit der SST im Atlantik korreliert ist und sich ein SST Tripolmuster ausbildet (Abbildung 3.2 a). Der Nordpazifik ist durch einen baroklinen PNA Mode charakterisiert. Beide Moden zeigen keine Phasenbeziehung, sind also voneinander unabhängig. Unter einem regionalen Regime wird damit die Ausprägung zweier unabhängiger atmosphärischer Moden im Pazifik und Nordatlantik verstanden, wobei der atlantische Mode stark mit der SST in der Region verknüpft ist. Die Ozean-Atmosphären Wechselwirkung im Atlantik scheint für dieses Regime ein wichtiger Mechanismus zu sein, der im folgenden für das gekoppelte Experiment vorgestellt wird, wobei als Ausgangspunkt der negative NAO Zustand dient.

Ausgehend von einem dominanten NAO Muster, das, wie das Atmosphären Experiment nahe legt, durch die atmosphärische Dynamik erzeugt werden kann, werden die atmosphärischen Oberflächenflüsse über dem Nordatlantik entsprechend beeinflusst. Bei Situationen mit negativer NAO sind die Wärmeflußanomalien vor Neufundland positiv (das heißt in den Ozean gerichtet), so daß eine warme SST-Anomalie entsteht, wie die schematische Abbildung 5.1 veranschaulicht. Diese SST-Anomalie kann ihrerseits wieder auf die Atmosphäre zurückwirken und erzeugt stromabwärts ein anomales Hochdruckgebiet, wie eine vereinfachte Modellstudie zeigt (Walter et al. 2001). Diese Anomalie schwächt das Islandtief ab. Ähnliches gilt für das Azorenhoch. Ein in einem negativen NAO Zustand abgeschwächtes Azorenhoch erzeugt im südwestlichen Atlantik eine kalte SST-Anomalie, die wiederum das stromabwärts liegende Azorenhoch über einen äquivalent barotropen Response zusätzlich abschwächen kann. Es handelt sich also um einen selbstverstärkenden Prozeß. Dies veranschaulicht auch die kanonische Korrelationsanalyse (CCA¹) zwischen der Anomalie der 500hPa geopotentiellen Höhe und der der SST im Atlantik in Abbildung 5.2. Der erste Mode beschreibt 28% der Gesamtvarianz der geopotentiellen Höhe und 12% der SST. Deutlich ist

¹Eine Beschreibung dieses klassischen Verfahrens, um gekoppelte Moden zu charakterisieren, liefert zum Beispiel von Storch und Zwiers (1999).

Verstärkung des regionalen Regimes

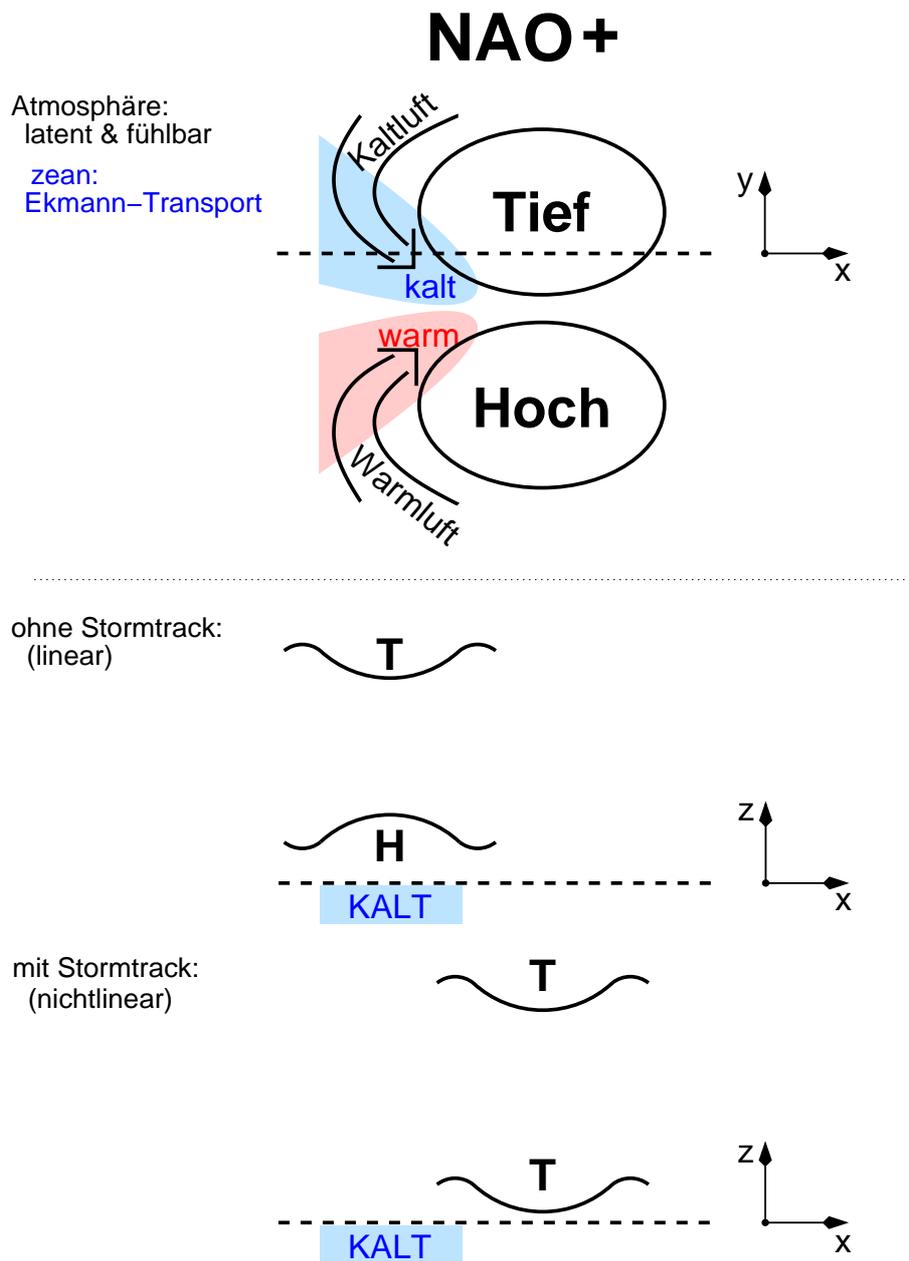


Abbildung 5.1: Schematische Darstellung des Mechanismus im regionalen Regime für negative NAO Zustände.

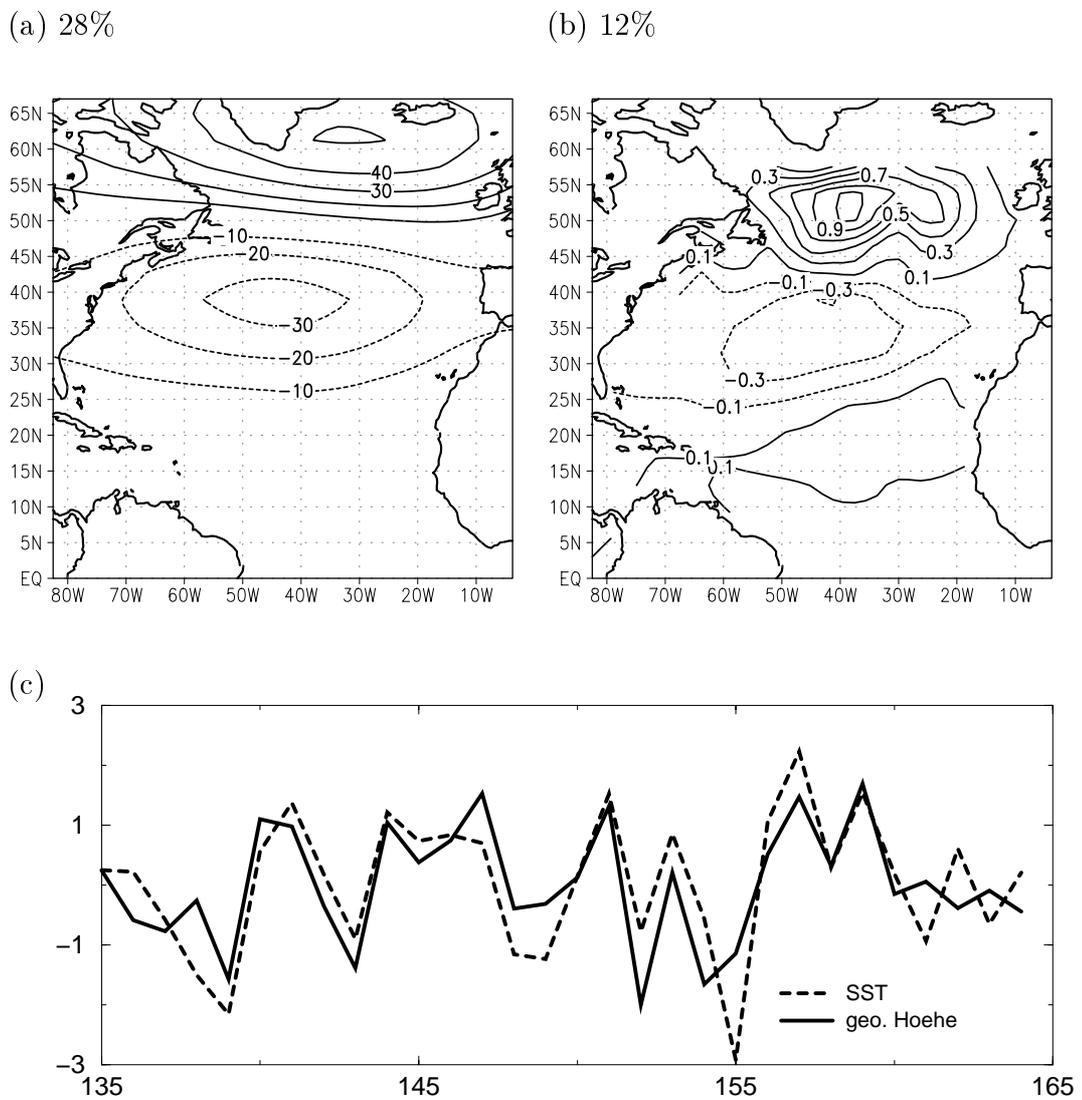


Abbildung 5.2: Führender Mode der Kanonischen Korrelationsanalyse zwischen der Anomalie der 500hPa geopotentiellen Höhe und der der SST im Atlantik des gekoppelten Experiments: (a) geopotentielle Höhe (Einheit: gpm), (b) SST (Einheit: Kelvin) und (c) Zeitreihen der geopotentiellen Höhe (durchgezogen) und der SST (gestrichelt).

das NAO Muster zu erkennen. Die SST bildet ein Tripolmuster aus mit den maximalen Anomalien im Südwesten. Die beiden zugehörigen Zeitreihen sind mit 0.77 signifikant korreliert (99% Signifikanzniveau). Zu vergleichbaren Ergebnissen kommt Bresch (1998) bei seiner Analyse der Beobachtungsdaten. Darüber hinaus treten die blockierenden Lagen in diesem Regime häufiger auf. Dies deutet eine meridionalere atmosphärische Zirkulation an. Die Häufigkeit der Zyklonen unterstützt die regionale Sichtweise, da keine Verbindung zwischen dem Auftreten von Zyklonen im Pazifik und im Atlantik in diesem Regime festgestellt wird.

Für den Wechsel von der beschriebenen negativen NAO Phase zu einer positiven NAO können verschiedene Prozesse einen Beitrag liefern. Zum einen kann die Atmosphäre selbst, die zufällig ein positives NAO Muster erzeugen kann, dafür sorgen. Dabei wirkt die atmosphärische Dynamik den vorher entstandenen SST-Anomalien entgegen. Unterstützend kann auch der Ozean wirken, da im gekoppelten Experiment die entstandene negative SST-Anomalie im südwestlichen Atlantik über den Subpolar- und Subtropenwirbel des nordatlantischen Ozeans nach Norden advehiert werden kann, so daß die negative SST-Anomalie vor der Küste Neufundlands erscheint und dem oben aufgezeigten selbstverstärkenden Prozeß entgegen wirken kann.

5.2 Das globale Regime

Das globale Regime bildet sich in einer Phase mit reduzierter niederfrequenter Variabilität (5 bis 30 Jahre) der NAO des gekoppelten Experiments aus. Die räumliche Charakteristik wird in dieser als passiv bezeichneten Phase von einem globalen Mode dominiert, dessen PNA ähnliches Muster das Aläuten Zentrum einerseits mit dem tropischen Pazifik (ENSO) und andererseits mit dem Nordatlantik verbindet (Abbildung 3.5). Dabei zeichnet sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen NAO und der tropischen SST im Pazifik ab (Abbildung 3.6). Dies wird im folgenden als globales Regime bezeichnet. Da in diesem Regime eine starke Verbindung zwischen Atlantik und dem tropischen Pazifik herrscht, wird ein möglicher Mechanismus vorgestellt, der den Fokus auf den "Informations-transport" aus den Tropen in die Region des Nordatlantiks hat. Als Grundlage dient das gekoppelte Experiment, wobei der Mechanismus an Hand der El Niño Situation vorgestellt wird.

Im globalen Regime ist der Ausgangspunkt ein dominierendes PNA-Muster. Schon

das Atmosphären Experiment hat gezeigt, daß die atmosphärische Dynamik selbst eine Phase mit einem ausgeprägten PNA Mode erzeugen kann. Dieser Mode kann durch den Ozean im gekoppelten Experiment verstärkt werden, wobei ENSO die entscheidende Rolle zukommt. Betrachtet man Abbildung 5.3², so zeigt die mittlere meridionale Massenstromfunktion als Maß für die Hadley Zirkulation, daß die Hadleyzelle in El Niño Situationen verstärkt und das Maximum nach Süden und unten verschoben wird. Gleichzeitig wird die Zelle deformiert und erstreckt sich weniger weit nach Norden und Süden, das heißt, die Zelle “zieht sich zusammen”. Der Subtropenjet (Abbildung 5.4, dargestellt ist der zonalgemittelte Zonalwind) nimmt in El Niño Zuständen zu und verlagert sich nach Süden auf der Nordhemisphäre. Diese Variation im Subtropenjet, die durch ENSO hervorgerufen wird, löst Rossbywellen aus, die aus dem Bereich des tropischen Pazifiks nach Nordosten wandern (Horel und Wallace 1981; Hoskins und Karoly 1981). Dieser Wellenzug, der mit Hilfe der um das zonale Mittel reduzierten Stromfunktion in 250hPa Niveau dargestellt wird, weist im globalen Regime eine PNA ähnliche Struktur auf (Abbildung 5.5). Diese PNA ähnliche Struktur, die die Verbindung zum Atlantik aufbaut, wird in El Niño Situationen verstärkt. Dies wird auch durch die stationäre Wellenaktivität bestätigt (Abbildung 5.6). Die Vertikalkomponente des Plumbvektors³ (Plumb 1985) ist ein Maß für die Produktion (positive Werte) beziehungsweise Dissipation (negative Werte) stationärer Wellen. Für diese Größe zeigt sich, daß im globalen Regime eine Phasenbeziehung zwischen Pazifik und Atlantik besteht: In El Niño Situationen erhöht sich die Produktion im Pazifik vor den Rocky Mountains und im Atlantik zwischen Grönland und den Britischen Inseln.

Neben den stationären Wellen haben auch die synoptischen Variationen einen Einfluß auf das globale Regime. In Kapitel 4 wird eine Verbindung der mittleren skalierten Häufigkeit der Zyklonen zwischen Pazifik und Atlantik aufgezeigt. In El Niño Zuständen nehmen die Zyklonen südlich der Alëuten zu und vor Japan und Kamtschatka ab. Dabei zeigt sich gleichzeitig eine Abnahme der intensiven

²In den folgenden Abbildungen (5.3 bis 5.5) ist jeweils das Mittel über die passive Phase des gekoppelten Experiments und die Differenz der Komposites bezüglich des Niño3-Index dargestellt. Signifikante Korrelationen (95% Signifikanzniveau) sind schattiert hinterlegt, wobei das Vorzeichen daran abzulesen ist, welches Vorzeichen die Differenz zwischen den Komposites auftritt. Ist die Differenz positiv, so deutet die Schattierung einen signifikanten positiven Korrelationskoeffizienten mit dem Niño3-Index an.

³Die Vertikalkomponente wird zwischen den Niveaus 250 und 850hPa abgeleitet.

Zyklonen bei Island und vor Skandinavien, während im zentralen Atlantik eine Zunahme registriert wird. Dieses Verhalten ist charakteristisch für eine negative NAO Situation. Auch das klassische Maß des Stormtracks, die 2.5 bis 6 Tage bandpassgefilterte Standardabweichung der 500hPa geopotentiellen Höhe, zeigt dieses Verhalten (Abbildung 5.7). Die Korrelation deutet an, daß die mit El Niño einhergehende Südverlagerung und Verkürzung des pazifischen Stormtracks auch zu einer Abschwächung und Südverlagerung des atlantischen Stormtracks führt, aber bei der Betrachtung der einzelnen Komposites (nicht dargestellt) zeigt sich, daß in El Niño Zuständen der atlantische Stormtrack abgeschwächt und am Beginn des Stormtracks nach Süden verlagert wird. In La Niña Situationen wird dagegen am Ende des Stormtracks eine Nordverlagerung gefunden. Somit scheint hier ein nichtlinearer Zusammenhang zu bestehen. Der Zonalwind in 250hPa (Jet) ist in El Niño Situationen im Pazifik und Atlantik nach Süden verlagert und verlängert. In La Niña Zuständen zeigt sich eine Nordverlagerung am Ende des jeweiligen Jets. Somit ist das Verhalten des Jets und des Stormtracks sehr ähnlich. Gerade die Änderungen am Ende der beiden Jets und Stormtracks im Pazifik und Atlantik deuten an, daß dort der Jet primär durch den Stormtrack und nicht durch die thermische Anregung aus den Tropen angetrieben wird (persönliche Mitteilung von S. Lee).

Schematisch ist der Prozeß in Abbildung 5.9 zusammengefaßt. Da es sich um ein in erster Näherung linearen Mechanismus bezüglich dem Niño3-Index handelt (trotz der nichtlinearen Beziehung mit dem atlantischen Stormtrack), ist nur die El Niño Situation dargestellt. Der dargestellte positive PNA Mode wird durch den Wellenzug, der durch die Anfachung der Hadleyzelle und die damit verbundene Verstärkung und Südverlagerung des Subtropenjets hervorgerufen wird, zusätzlich verstärkt und führt zu einer negativen NAO Situation im Nordatlantik. Gleichzeitig unterstützt die synoptische Aktivität das Verhalten, indem sich der pazifische Stormtrack verkürzt und am Ende nach Süden verschoben wird. In El Niño Zuständen wird der atlantische Stormtrack abgeschwächt und am Beginn des Stormtracks nach Süden verlagert, während in La Niña Situationen am Ende des Stormtracks eine Nordverlagerung gefunden wird (nicht dargestellt, da es sich um einen nichtlinearen Zusammenhang handelt). Der Jet in 250hPa zeigt ein dem Stormtrack vergleichbares Verhalten.

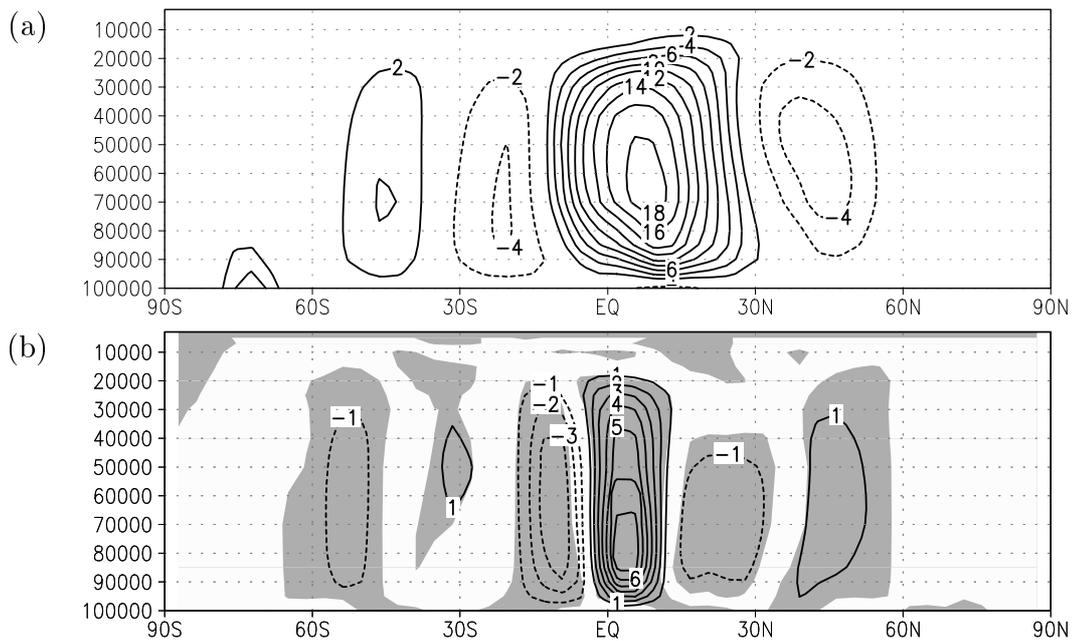


Abbildung 5.3: Die mittlere meridionale Massenstromfunktion (Einheit: 10^{10} kg/s) des gekoppelten Experiments im globalen Regime: (a) das Mittel über die Phase und (b) die zugehörige Differenz zwischen dem Komposite für El Niño und La Niña Situationen. Komposites sind bezüglich des Niño3-Index dargestellt, wobei alle Zustände, die plus oder minus eine Standardabweichung über- oder unterschreiten, zusammengefaßt werden. Die Schattierung bezeichnet 95% signifikante Korrelationen mit Niño3-Index.

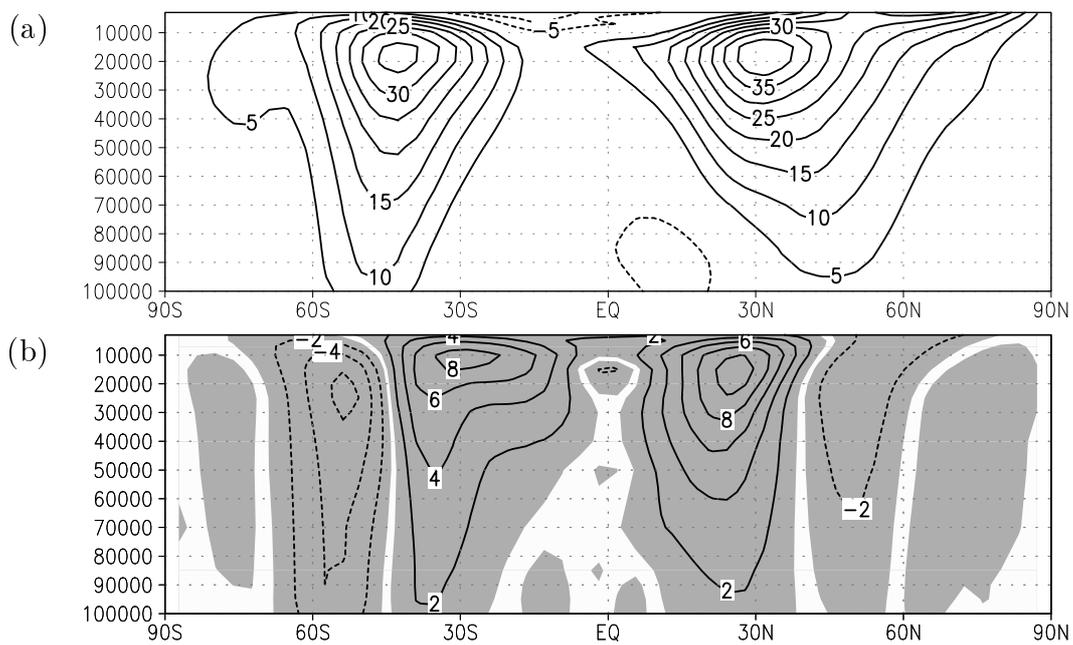


Abbildung 5.4: Der zonalgemittelte Zonalwind (Einheit: m/s) des gekoppelten Experiments im globalen Regime: (a) das Mittel über die Phase und (b) die zugehörige Differenz zwischen dem Komposite für El Niño und La Niña Situationen (Komposites und Schattierung wie in Abbildung 5.3).

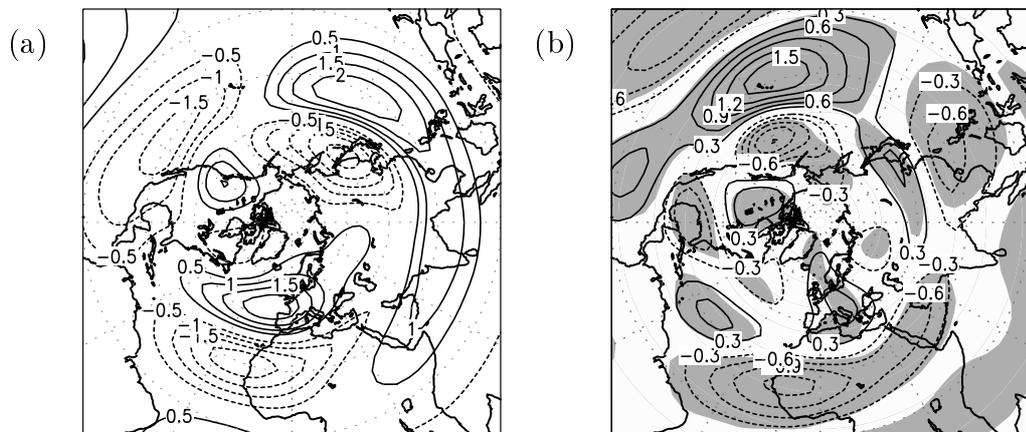


Abbildung 5.5: Der Wellenzug (im Englischen “wavetrain”) des gekoppelten Experiments im globalen Regime; dargestellt mit Hilfe der Stromfunktion minus dem zonalen Mittel in 250hPa (Einheit: m^2/s): (a) das Mittel über die Phase und (b) die zugehörige Differenz zwischen dem Komposite für El Niño und La Niña Situationen (Komposites und Schattierung wie in Abbildung 5.3).

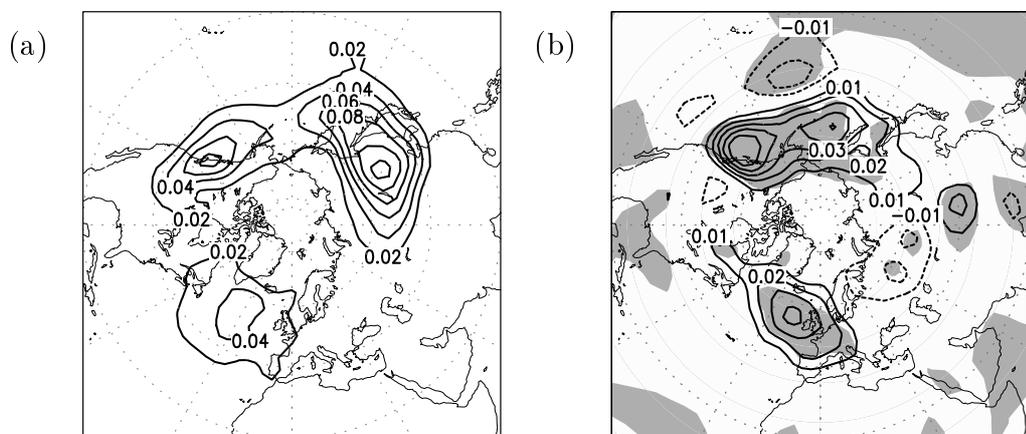


Abbildung 5.6: Die Vertikalkomponente des Plumbvektors (Einheit: m^2/s , Maß für die stationäre Wellenaktivität) des gekoppelten Experiments im globalen Regime: (a) das Mittel über die Phase und (b) die zugehörige Differenz zwischen dem Komposite für El Niño und La Niña Situationen. (Komposites und Schattierung wie in Abbildung 5.3).

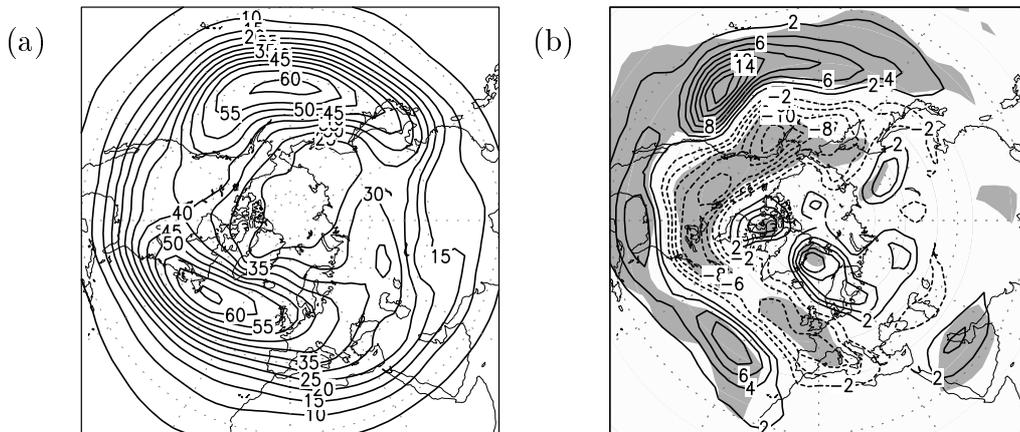


Abbildung 5.7: Die 2.5 bis 6 Tage bandpassgefilterte Standardabweichung der 500hPa geopotentiellen Höhe (Einheit: gpm) des gekoppelten Experiments im globalen Regime: (a) das Mittel über die Phase und (b) die zugehörige Differenz zwischen dem Komposite für El Niño und La Niña Situationen (Komposites und Schattierung wie in Abbildung 5.3).

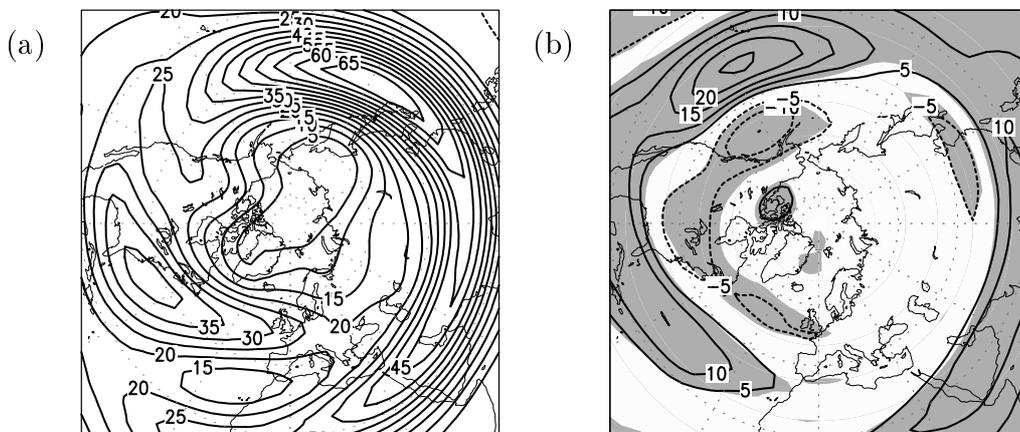


Abbildung 5.8: Der Zonalwind in 250hPa (Einheit: m/s) des gekoppelten Experiments im globalen Regime: (a) das Mittel über die Phase und (b) die zugehörige Differenz zwischen dem Komposite für El Niño und La Niña Situationen (Komposites und Schattierung wie in Abbildung 5.3).

Verstärkung des globalen Regimes

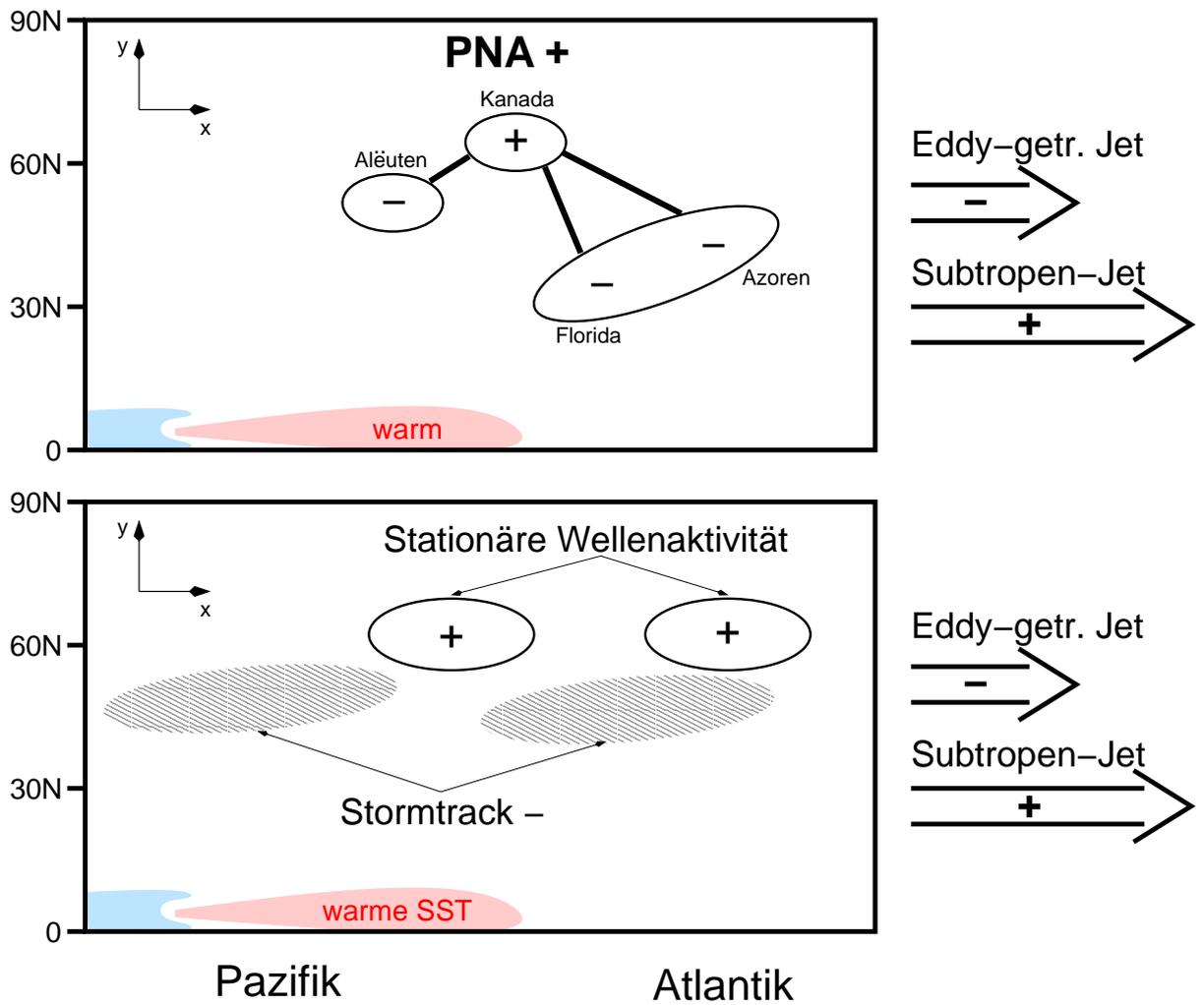


Abbildung 5.9: Schematische Darstellung des Mechanismus im globalen Regime für El Niño Situationen.

5.3 Zusammenfassung und Vergleich

Dieses Kapitel stellt zwei dekadische Regime vor und zeigt mögliche Mechanismen auf, die zur Aufrechterhaltung der Regime dienen können. Nur im gekoppelten Experiment ist eine den Beobachtungen ähnlich deutliche Trennung sowohl im zeitlichen wie auch im räumlichen Verhalten vorhanden. Dieses Verhalten dient zur Definition zweier dekadischer Regime, wobei der Einfluß beziehungsweise der Zusammenhang mit der atmosphärischen synoptischen Skala berücksichtigt wird:

Die aktive Phase des gekoppelten Experiments ist von einem *regionalen Regime* geprägt, das aus zwei regionalen Moden im Nordatlantik und Nordpazifik besteht. Im Nordatlantik dominiert ein barotropes NAO Muster mit den Aktionszentren bei Island und den Azoren. Dieses Muster ist deutlich mit der SST im Nordatlantik verbunden. Im Nordpazifik wird ein barokliner PNA Mode identifiziert. Beide Moden zeigen keine Phasenbeziehung, sind also voneinander unabhängig. Auch auf der synoptischen Zeitskala gibt es keine Verbindung zwischen dem Pazifik und dem Nordatlantik. Die bandpassgefilterte (2.5 bis 6 Tage) Standardabweichung der 500hPa geopotentiellen Höhe (Abbildung 5.7) sowie die Häufigkeit der Zyklonen (Kapitel 4) zeigen keine Phasenbeziehung zwischen den beiden Regionen. In diesem Regime wird eine Erhöhung der Anzahl der blockierenden Lagen gefunden was auf eine meridionalere atmosphärische Zirkulation hindeutet.

Das *globale Regime* der passiven Phase zeichnet sich durch einen globalen Mode mit einem dominanten PNA Muster aus. Das Aläuten Zentrum des PNA Musters ist stark mit dem tropischen Pazifik (ENSO) und dem Nordatlantik verbunden. Das Aktionszentrum über dem Nordatlantik weist eine barotrope Struktur auf. Die Korrelation der globalen SST mit dem NAO-Index zeigt signifikante Werte im tropischen Pazifik aber geringe nicht signifikante Werte im Nordatlantik. Somit besteht eine deutliche Verbindung zwischen den beiden Regionen Pazifik und Nordatlantik. Diese Verbindung ist auch auf der synoptischen Zeitskala sichtbar. In El Niño (La Niña) Zuständen wird im Pazifik eine Zunahme (Abnahme) der Zyklonen südlich der Aläuten und ein Abnahme (Zunahme) vor Japan und Kamtschatka gefunden. Gleichzeitig werden weniger (mehr) intensive Zyklonen bei Island und vor Skandinavien registriert, während eine Zunahme (Abnahme) im zentralen Atlantik stattfindet. Dies spiegelt das Verhalten bei einer negativen (positiven) NAO Situation wider. Ähnliches wird auch in der bandpassgefilterten (2.5 bis 6 Tage) Standardabweichung der 500hPa geopotentiellen Höhe gefunden. In El Niño (La Niña) Situationen wird sowohl der pazifische wie auch der atlanti-

sche Stormtrack abgeschwächt, nach Süden verschoben und verkürzt. Gleichzeitig gibt es in diesem Regime eine Tendenz zu weniger blockierenden Lagen im Bereich des Nordatlantiks und somit zu einer zonaleren atmosphärischen Zirkulation, wie die vorläufigen Ergebnisse der nichtlinearen EOF-Analyse (Kapitel 4) andeuten.

In jedem dekadischen Regime spielen somit unterschiedliche Mechanismen eine wichtige Rolle in der gekoppelten Simulation. Ausgangspunkt stellt jedoch für beide dekadische Regime die atmosphärische Dynamik dar, da das Atmosphären Experiment zeigt, daß die interne Dynamik die atmosphärischen Eigenmoden unterschiedlich stark in den Phasen ausprägen kann. In der aktiven Phase des Atmosphären Experiments wird ein NAO Mode gefunden, aber kein deutlicher PNA Mode (in der passiven Phase ist dieses Verhalten umgekehrt).

Im *regionalen Regime* ist die lokale Ozean-Atmosphären Wechselwirkung der dominierende Prozeß. Der NAO Mode prägt der SST ein entsprechendes Muster auf, wobei diese SST-Anomalien über einen äquivalent barotropen Response auf die NAO positiv zurückwirken kann, was durch Studien mit vereinfachten Modellen nahegelegt wird Peng und Whitaker (1999); Walter et al. (2001). Darüber hinaus weist die aktive Phase eine Erhöhung der blockierenden Lagen auf. Studien wie Blade (1997) zeigen, daß SST-Anomalien in der Realität die atmosphärische Zirkulation in bestimmte Strömungsregime zwingt, in dem sie deren Persistenz erhöhen. Beim Wechsel von länger anhaltenden negativen NAO Zuständen (etwa 3 bis 5 Jahre) hin zu positiven scheint neben der Atmosphäre selbst der Ozean einen Beitrag zu leisten. Dies wird von Theorien gestützt, die einen gekoppelten Ozean-Atmosphären Mode im Nordatlantik vorstellen Grötzner et al. (1998); Marshall et al. (2001). Der Vergleich mit dem gekoppelten ML Experiment legt nahe, daß eine Deckschichtdynamik des Ozeans nicht ausreicht, die Variabilität im Nordatlantik im gleichen Maße auf der niederfrequenten Zeitskala (5-30 Jahre) wie die Beobachtungen und das gekoppelte Experiment zu verstärken. Darüber hinaus unterstützt die synoptische Variabilität die These, daß es sich um ein auf die Region Nordatlantik beschränktes Phänomen handelt. Weder bei der Häufigkeit der Zyklonen noch bei dem Stormtrack lassen sich Beziehungen zwischen Pazifik und Atlantik ableiten.

Im *globalen Regime* wird die Wechselwirkung des tropischen Pazifiks mit den mittleren Breiten wichtig. Dabei spielt der dominante PNA-Mode, den die Atmosphäre selbst erzeugen kann, eine wichtige Rolle. Der aufgezeigte Mechanismus

zeigt, daß dieser Mode durch einen Wellenzug unterstützt wird, der von ENSO über die Variation der Hadley Zirkulation und des Subtropenjets ausgelöst wird. Daß ENSO einen solchen Wellenzug auslösen kann, veranschaulichen die Studien von Horel und Wallace (1981) und Hoskins und Karoly (1981). Neben der Verbindung der stationären Wellen zeigt auch die synoptische Variabilität einen Zusammenhang und ist somit ein Teil des Mechanismus. Die mit ENSO einhergehenden Veränderungen des Stormtracks zeigen Parallelen zu den Ergebnissen aus Beobachtungsstudien (Fraedrich 1994). In Beobachtungen verlagert sich für El Niño Zustände der nordatlantische Stormtrack südwärts, wobei gleichzeitig negative Druckanomalien über Zentraleuropa auftreten (Fraedrich und Müller 1992). Geht man von Tiefdruck Situationen über Zentraleuropa aus, so ist der nordpazifische Stormtrack kürzer nach Osten hin ausgedehnt (Fraedrich et al. 1993). Dies wird auch durch das Korrelationsmuster zwischen dem Niño3-Index und der 2.5 bis 6 Tage bandpassgefilterten Standardabweichung der 500hPa geopotentiellen Höhe im globalen Regime des gekoppelten Experiments aufgezeigt. Der Zusammenhang zwischen dem Jet in 250hPa und dem Stormtrack deutet an, daß in La Niña Situationen die Jets im Pazifik und Atlantik primär durch den Stormtrack angetrieben werden. Dies wird auch durch Beobachtungsstudien des atlantischen Jets gestützt (persönliche Mitteilung von S. Lee). Somit scheinen neben der stationären Wellen auch die hochfrequenten baroklinen Störungen eine wichtige Rolle im globalen Regime zu spielen.

Kapitel 6

Schlußbetrachtung und Ausblick

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit dem atmosphärischen Regimeverhalten auf dekadischer Zeitskala in einer Hierarchie von atmosphärischen GCM-Experimenten mit unterschiedlich komplexer unterer Randbedingung. Die Instationarität der NAO und die damit verbundene veränderte Ozean-Atmosphären Wechselwirkung und ihre Auswirkungen stehen im Vordergrund der Untersuchung, wobei speziell auf die Verbindungen zum atmosphärischen Regimeverhalten auf der synoptischen Zeitskala eingegangen wird.

Phasen erhöhter (aktiver) und reduzierter (passiver) niederfrequenter Variabilität des NAO-Index auf dem Frequenzband von 5 bis 30 Jahren beschreiben die Instationarität der Ozean-Atmosphären Wechselwirkung in den mittleren Breiten. Dieses Zeitverhalten und die in diesen Phasen abgeleiteten räumlichen Muster führen zu zwei dekadischen Regimen in der Langzeitintegration des gekoppelten Ozean-Atmosphären GCMs:

- Das *regionale Regime* bildet sich in der aktiven Phase aus. Es ist durch zwei regionale Moden im Nordatlantik und Nordpazifik charakterisiert. Im Nordatlantik dominiert ein barotropes NAO Muster mit den Aktionszentren bei Island und den Azoren. Dieses Muster ist deutlich mit der SST im Atlantik verbunden. Im Nordpazifik wird ein barokliner PNA Mode identifiziert. Beide Moden zeigen keine Phasenbeziehung, sind also voneinander unabhängig. Weder die Zyklonenhäufigkeit noch die Stormtracks in den beiden Regionen zeigen signifikante Korrelationen miteinander. Die blockierenden Lagen treten aber häufiger auf, was auf eine meridionale atmosphärische Zirkulation in diesem Regime hindeutet.
- Das *globale Regime*, das in der passiven Phase identifiziert wird, zeichnet sich durch einen globalen Mode mit einem dominanten PNA Muster aus,

dessen Aläuten Zentrum stark mit dem tropischen Pazifik (ENSO) und dem Nordatlantik verbunden ist. Das Aktionszentrum über dem Nordatlantik weist eine barotrope Struktur auf. Die Korrelation der globalen SST mit dem NAO-Index zeigt signifikante Werte im tropischen Pazifik aber geringe nicht signifikante Werte im Atlantik. Somit besteht eine deutliche Verbindung zwischen den beiden Regionen Pazifik und Nordatlantik. Dies ist auch auf der synoptischen Zeitskala sichtbar, denn in El Niño Zuständen wird im Pazifik eine Zunahme der Zyklonen südlich der Aläuten und eine Abnahme vor Japan und Kamtschatka festgestellt. Gleichzeitig werden weniger intensive Zyklonen bei Island und vor Skandinavien und mehr Zyklonen im zentralen Atlantik registriert. Dies spiegelt das Verhalten bei einer negativen NAO Situation wider. Gleichzeitig ist in diesem Regime die relative Häufigkeit blockierender Lagen im Bereich des Nordatlantiks reduziert, was eine zonalere atmosphärische Zirkulation andeutet.

Teile der globalen und regionalen Strukturen, die mit den beiden dekadischen Regimen verbunden sind, werden in verschiedenen Beobachtungs- und Modellstudien dokumentiert.

Das *regionale Regime* ist durch den atmosphärischen Eigenmode NAO, der mit der atlantischen SST verbunden ist, charakterisiert. In der Literatur werden verschiedene Hypothesen dafür vorgestellt. (a) Im gekoppelten Ozean-Atmosphären Mode reagiert der Ozean auf Windfeldvariationen und ist seinerseits fähig, auf die Atmosphäre zurück zu wirken (Grötzner et al. 1998; Marshall et al. 2001). Hier kann also der Ozeandynamik eine aktive Rolle zukommen. (b) Andere Modellstudien, die die komplexe Ozeandynamik durch eine Deckschichtdynamik vereinfachten, finden vergleichbare Spektren über die gesamte Integrationslänge in beiden Simulationen (Christoph et al. 1998). Dies deutet auf eine untergeordnete Rolle der beidseitigen Ozean-Atmosphären Wechselwirkung hin und zeigt, daß dies vor allem auf dem Konzept des stochastischen Klimamodells (Hasselmann 1976) basiert.

In der vorgelegten Arbeit zeigt der Vergleich der vier Experimente, daß deutliche Anzeichen für ein beidseitig gekoppeltes Ozean-Atmosphären System im regionalen Regime gefunden werden. Nur die gekoppelte Simulation ist fähig ein realitätsnahes instationäres Verhalten der NAO zu simulieren. Zwar weisen die vereinfachten Experimente auch eine instationäre NAO auf, aber für eine deutliche Aufspaltung der niederfrequenten Variabilität auf dem Frequenzbereich von 5-30

Jahren in aktive und passive Phasen reicht die vereinfachte Ozean-Atmosphären Wechselwirkung (wie zum Beispiel im gekoppelten ML-Experiment) nicht aus. Im angetriebenen Experiment wird in der aktiven Phase kein deutlicher Zusammenhang mit der SST des Atlantiks aufgezeigt, das heißt, daß für die Ausbildung des regionalen Regimes die Rückwirkung der Atmosphäre auf den Ozean eine wichtige Rolle spielt. Das Atmosphären Experiment deutet allerdings an, daß die Atmosphärische Dynamik selbst Phasen mit bevorzugten Mustern ausbilden kann. Die aktive Phase wird dabei durch ein NAO Muster dominiert, so daß die Atmosphäre selbst die Bedingungen für eine phasenweise Ankopplung des nordatlantischen Ozeans liefern kann. Das dominante NAO Muster ist Ausgangspunkt des vorgestellten Mechanismus. Die NAO erzeugt stromaufwärts SST-Anomalien die ihrerseits über einen äquivalent barotropen Response auf die Atmosphäre zurückwirken können. Darüber hinaus deutet die nichtlineare EOF-Analyse eine Erhöhung der blockierenden Lagen vor allem mit negativer NAO Struktur in der aktiven Phase an. Daß SST-Anomalien die atmosphärischen Eigenmoden im Nordatlantik und damit die NAO verstärken können, zeigen Modellstudien (Robertson et al. 2000). Blade (1997) findet eine erhöhte Persistenz der atmosphärischen Strömungsregime durch "geeignete" SST-Anomalien.

Das *globale Regime* hat eine PNA-ähnliche Struktur, die stark mit dem Nordatlantik und der SST in der ENSO-Region verbunden ist. Beobachtungsstudien, die einen Einfluß von ENSO auf das europäische Klima zeigen (Fraedrich 1994), sind eine Manifestation dieses Regimes. Die durch die Atmosphäre induzierte Ozeandynamik liefert keinen wesentlichen Beitrag für das globale Regime, wie das gekoppelte ML-Experiment veranschaulicht. Dies ist auch nicht zu erwarten, da es sich bei dem ENSO Phänomen um ein zweiseitig gekoppeltes Ozean-Atmosphären System in den Tropen handelt. Die Atmosphäre selbst ist jedoch (wie schon in der aktiven Phase) fähig, ein dominierendes PNA Muster zu erzeugen, wie die Telekonnektivität im Atmosphären Experiment andeutet. Somit kann die Dynamik der Atmosphäre eine günstige Voraussetzung für eine Verstärkung der PNA durch den tropischen pazifischen Ozean schaffen. Der Mechanismus zeigt diese Verstärkung auf. Die mit ENSO verbundenen Variationen der Hadley Zirkulation und des Subtropenjets lösen Rossbywellen aus, die ihrerseits das PNA Muster entsprechend beeinflussen. Das Aktionszentrum der PNA bei Florida, das bis zum Azorenhoch ausgedehnt ist, stellt die Verbindung zum Atlantik und damit der NAO her. Gleichzeitig zeigt die synoptische Aktivität sowohl in der skalier-

ten Häufigkeit¹ der Zyklonen wie auch in der 2.5 - 6 Tage bandpassgefilterten Standardabweichung der 500hPa geopotentiellen Höhe eine Verbindung der beiden Regionen Pazifik und Atlantik auf. Das Verhalten des Stormtracks deutet an, daß in La Niña Situationen die Jets im Pazifik und Atlantik primär durch den Stormtrack angetrieben werden, was auch durch Beobachtungsstudien des atlantischen Jets gestützt wird (persönliche Mitteilung von S. Lee). Somit scheinen die hochfrequenten baroklinen Störungen eine wichtige Rolle im globalen Regime zu spielen. Der Vergleich der beiden Regime zeigt, daß das Modelldefizit des regelmäßig auftretenden ENSO Phänomens mit einer Periode von etwa 2 Jahren (beobachtet werden 2-7 Jahre) keine Auswirkung auf die Interpretation des darunterliegenden Mechanismus des globalen Regimes hat, da im regionalen Regime kein wesentlicher Einfluß von ENSO auf den Nordatlantik sichtbar ist.

Die Diskussion der simulierten Instationarität der Ozean-Atmosphären Wechselwirkung ist für das Verständnis der beobachteten nordatlantischen Klimavariabilität hilfreich, weil die Beobachtung und die Simulationen einige Ähnlichkeiten aufweisen. Erstens zeigt die Wavelet-Analyse von Proxidaten (Appenzeller et al. 1998) ein ähnlich instationäres zeitliches Verhalten wie die 600-jährige gekoppelte Simulation. Zweitens werden auch in den NCEP Reanalysedaten, die die Jahre 1948-1968 als aktive und die Jahre 1969-1989 als passive Phase benutzen, ähnliche Korrelationsmuster wie im gekoppelten Experiment für beide dekadischen Regime gefunden (Walter und Graf 2001). Zu beachten ist dabei allerdings, daß die Zeitreihen sehr kurz für deutlich signifikante Aussagen sind. Schließlich verändert sich der Korrelationskoeffizient zwischen NAO und ENSO von etwa Null in der beobachteten aktiven Phase (1963-92) auf -0.35 in der passiven Phase (1933-62). Die Relevanz der passiven (aktiven) Phasen und die zugehörige globale (regionale) Struktur zeigt sich in der gesamten 600-jährigen Simulation, so daß die beiden vorgestellten Phasen der Referenzperiode des gekoppelten Experiments als exemplarisch angesehen werden können. Darüber hinaus zeigt die in der vorliegenden Arbeit analysierte nichtlineare niedrigdimensionale Struktur der 1000hPa geopotentiellen Höhe auf der Zeitskala ≥ 10 Tage zwar relativ kleine Unterschiede zwischen dem regionalen und globalen Regime, trotzdem sollte man aber diese Änderungen auch bei der Interpretation der letzten 50 Jahren nicht außer Acht lassen. Corti et al. (1999) vermuten, daß die von ihnen identifizierten Wechsel von vier Zirkulationsregimen in den Jahren 1949 bis 1971 hin zu einem

¹Die Skalierung erfolgt mit Hilfe des Betrags des mittleren Druckgradienten der Zyklonen.

häufig auftretenden Regime in der Phase 1971 bis 1994 mit der anthropogenen Klimaerwärmung verbunden ist. Hsu und Zwiers (2001) geben darüber hinaus zu beachten, daß der von Corti et al. (1999) aufgezeigte Regimewechsel statistisch nicht signifikant ist. Gerade in den letzten 50 Jahren hat ein Regimewechsel von einem globalen zu einem regionalen Regime stattgefunden (Raible et al. 2001; Walter und Graf 2001). Dies stellt eine weitere Erklärungsmöglichkeit für die aufgezeigte Veränderung in der Häufigkeit der Zirkulationsregime dar.

Die vorgestellte Betrachtungsweise als episodenhaftes Auftreten der dekadischen Regime zeigt einen möglichen Ausweg aus dem aus vorangegangenen Studien resultierenden Konflikt zwischen der globalen und regionalen Sichtweise als Ursache für die niederfrequenten Schwankungen der NAO. Darüber hinaus gibt sie eine mögliche Antwort auf die in den letzten Jahren kontrovers diskutierte Frage, ob die zonalsymmetrische räumliche Struktur der arktischen Oszillation oder die regionale Struktur der NAO die Variabilität der Nordhemisphäre besser beschreiben. Desweiteren liefert diese Betrachtungsweise neben der von Corti et al. (1999) angesprochenen anthropogenen Klimaerwärmung eine weitere Erklärungsmöglichkeit für den angedeuteten Regimewechsel in den letzten 50 Jahren.

Ausblick

Es bleibt allerdings unklar, welche Prozesse für die Regimeübergänge auf dekadischer Zeitskala verantwortlich sind - neben der Hypothese, daß diese Übergänge rein zufällig auftreten, könnte wiederum die Ozeandynamik eine wichtige Rolle spielen. Auch die Wechselwirkung mit der Stratosphäre könnte ein möglicher Prozeß für diese Regimeübergänge sein. Daher soll eine zukünftige Arbeit ein genaueres Verständnis der Regimeübergänge auf dekadischer Zeitskala untersuchen. Dafür bieten sich Studien mit einem vereinfachten Modell, wie das PUMA-Modell (*Portable University Model of the Atmosphere*), an. Die nichtlineare EOF-Analyse der 1000hPa geopotentiellen Höhe auf der Zeitskala ≥ 10 Tage führt zu einer deutlichen nichtlinearen niedrigdimensionalen Struktur des führenden Modes. Die zugehörige Zeitentwicklung hat eine bimodale Häufigkeitsverteilung, mit deren Hilfe zwei blockierende atmosphärische Zirkulationsregime gefunden werden. Eine Erweiterung der Untersuchung mit der nichtlinearen EOF-Analyse auf das komplette 600-jährige gekoppelte Experiment und die vorgestellten vereinfachten Experimente soll dazu dienen, die angedeuteten Verschiebungen in der Häufigkeitsverteilung der blockierenden atmosphärischen Regime zu erhärten.

Anhang A

Wavelet-Analyse

Die Wavelet-Transformation stellt ein Verfahren zur Analyse von instationären Zeitreihen dar. Im Gegensatz zur klassischen Fourieranalyse, die eine mittlere Phase und Amplitude für alle harmonischen Schwingungen der Zeitreihe schätzt, zeigt die Wavelet-Transformation eine zeitlich lokale Frequenzinformation der Zeitreihe. Im folgenden wird eine kurze Einführung in die Theorie gegeben. Zunächst wird die gefensterter Fourieranalyse vorgestellt. Analog dazu wird die Wavelet-Transformation abgeleitet. Die anschließenden synthetischen Beispiele dienen zur Erläuterung und als Interpretationshilfe der in der Arbeit vorgestellten Waveletpowerspektren.

A.1 Theorie

Der zu untersuchenden Zeitreihe wird ein instationärer stochastischer Prozeß X_t zu Grunde gelegt. Ein stochastischer Prozeß heißt instationär, wenn eine der zwei Bedingungen für schwach stationäre Prozesse verletzt wird:

- Der Mittelwert $E[X_t]$ ist unabhängig von der Mittlungsperiode.

$$E[X_t] = \textit{konstant}$$

- Der Erwartungswert der Kovarianzfunktion $\gamma(u)$ ist nur abhängig vom zeitlichen Versatz u .

$$\gamma(u) = E[X_{t+u}X_t]$$

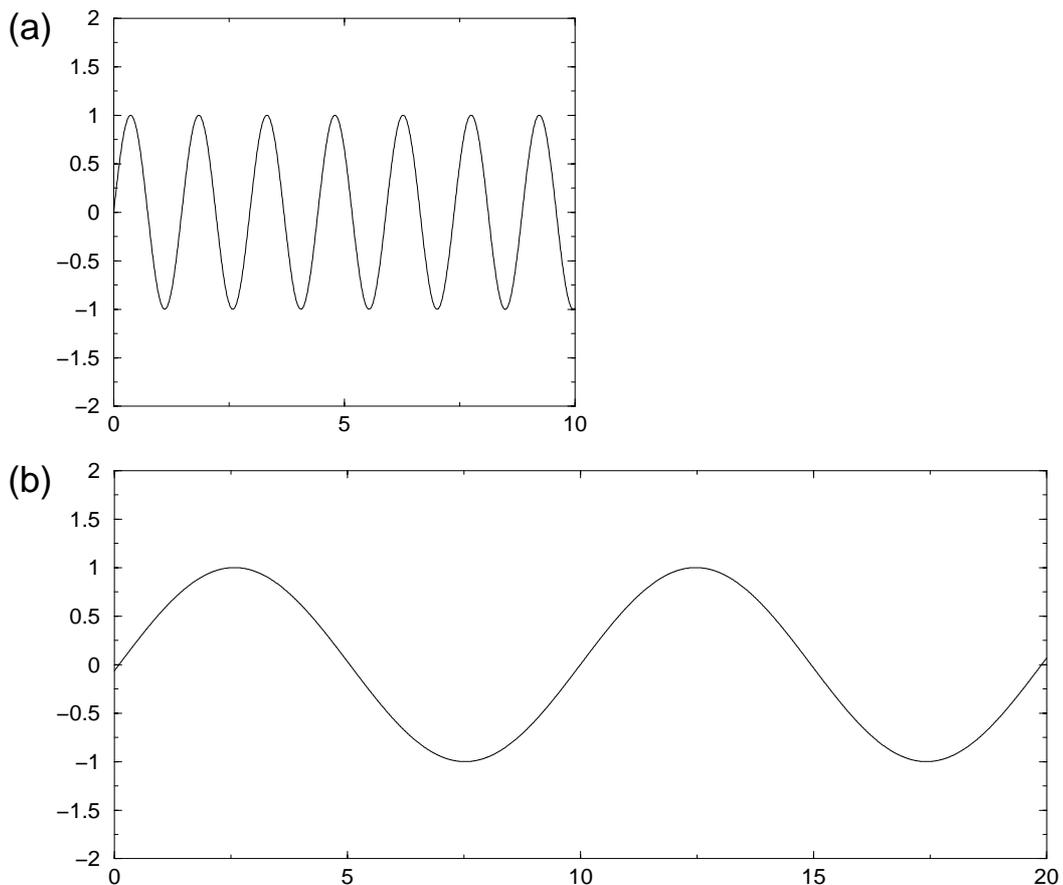


Abbildung A.1: Schematische Darstellung der Frequenzabhängigkeit: (a) schmales Fenster, das heißt hohe Frequenzen werden gut aufgelöst; (b) breites Fenster, damit können niedrige Frequenzen gut aufgelöst werden.

Gefensterter Fouriertransformation

Ausgehend von einer instationären Zeitreihe $x(t)$ mit äquidistantem Zeitabstand δt und $t = 0, \dots, T - 1$, ist die gefensterter Fouriertransformation gegeben als

$$F(\omega, t) = \int_{t'=-\infty}^{\infty} x(t') \exp(i\omega t') g(t' - t) dt' \quad (\text{A.1})$$

mit der Fensterfunktion $g(t' - t)$, wobei t die Fensterbreite ist. Im Normalfall wird eine Gaußfunktion oder eine feste Fensterfunktion verwendet. Die gefensterter Fourieranalyse ist stark abhängig von der gewählten Fenstergröße (Abbildung A.1). Dies führt zu einer ungenauen Zeit-Frequenz-Lokalisierung, die von "Aliasing-Effekten" der hohen und niedrigen Frequenzen herrührt, die nicht im Frequenzband des Fensters liegen (Kaiser 1994). Um stabile Ergebnisse zu er-

halten, muß zusätzlich die Fenstergröße variiert werden; dies macht die Methode allerdings unwirtschaftlich.

Wavelet-Transformation

Die Wavelet-Transformation stellt eine Erweiterung der Fouriertransformation dar. Ausgangspunkt ist wiederum eine instationäre Zeitreihe $x(t)$ mit äquidistantem Zeitabstand δt und $t = 0, \dots, T - 1$ und eine "Wavelet-Funktion" $h(\eta)$, die von einem entdimensionalisierten Zeitparameter η abhängt. Zwei Eigenschaften zeichnen diese Wavelet-Funktionen aus:

1. Die Funktion hat den Mittelwert Null.
2. Die Funktion muß im Zeit- und Frequenzraum lokalisiert sein (Farge 1992).

Die kontinuierliche Wavelet-Transformation einer diskreten Zeitreihe ist als Faltungintegral der Zeitreihe mit der Wavelet-Funktion definiert:

$$W(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{t'=-\infty}^{\infty} x(t') h(\eta) dt' \quad \text{mit } \eta = \frac{t' - b}{a}, \quad (\text{A.2})$$

wobei a der Dilatations- und b der Translationsparameter ist. Der Parameter a verändert die Fensterbreite durch Stauchen und Strecken der gewählten Wavelet-Funktion, b schiebt das Fenster durch die Zeitreihe (Abbildung A.2).

Als Wavelet-Funktion kommt eine Reihe von Funktionen in Frage; eine Übersicht liefert zum Beispiel Torrence und Compo (1998). In dieser Arbeit wird das normierte Morletwavelet verwendet, das aus dem Produkt der Funktion für ebene Wellen und der Gaußschen Glockenfunktion besteht:

$$h\left(\frac{t-b}{a}\right) = \pi^{-1/4} \exp\left(i\omega_0 \frac{t-b}{a}\right) \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{t-b}{a}\right)^2\right),$$

wobei $\omega_0 = 6$ eine entdimensionalisierte Frequenz ist. Sie ist so gewählt, daß die Wavelet-Funktion die oben genannten Eigenschaften besitzt. Diese Frequenz legt gleichzeitig auch die Anzahl der Schwingungen der Wavelet-Funktion fest. Um sicherzustellen, daß die Wavelet-Transformierten für jeden Dilatationsparameter a zueinander und zu anderen transformierten Zeitreihen vergleichbar sind, wird die Wavelet-Funktion zu jedem Dilatationsparameter a so normiert (Faktor $\pi^{-1/4}$), daß das Integral über h eins ist.

Da die Wavelet-Funktion im allgemeinen komplex ist, ist auch die Wavelet-Transformierte komplex und läßt sich in einen Real- und Imaginärteil oder Amplituden-

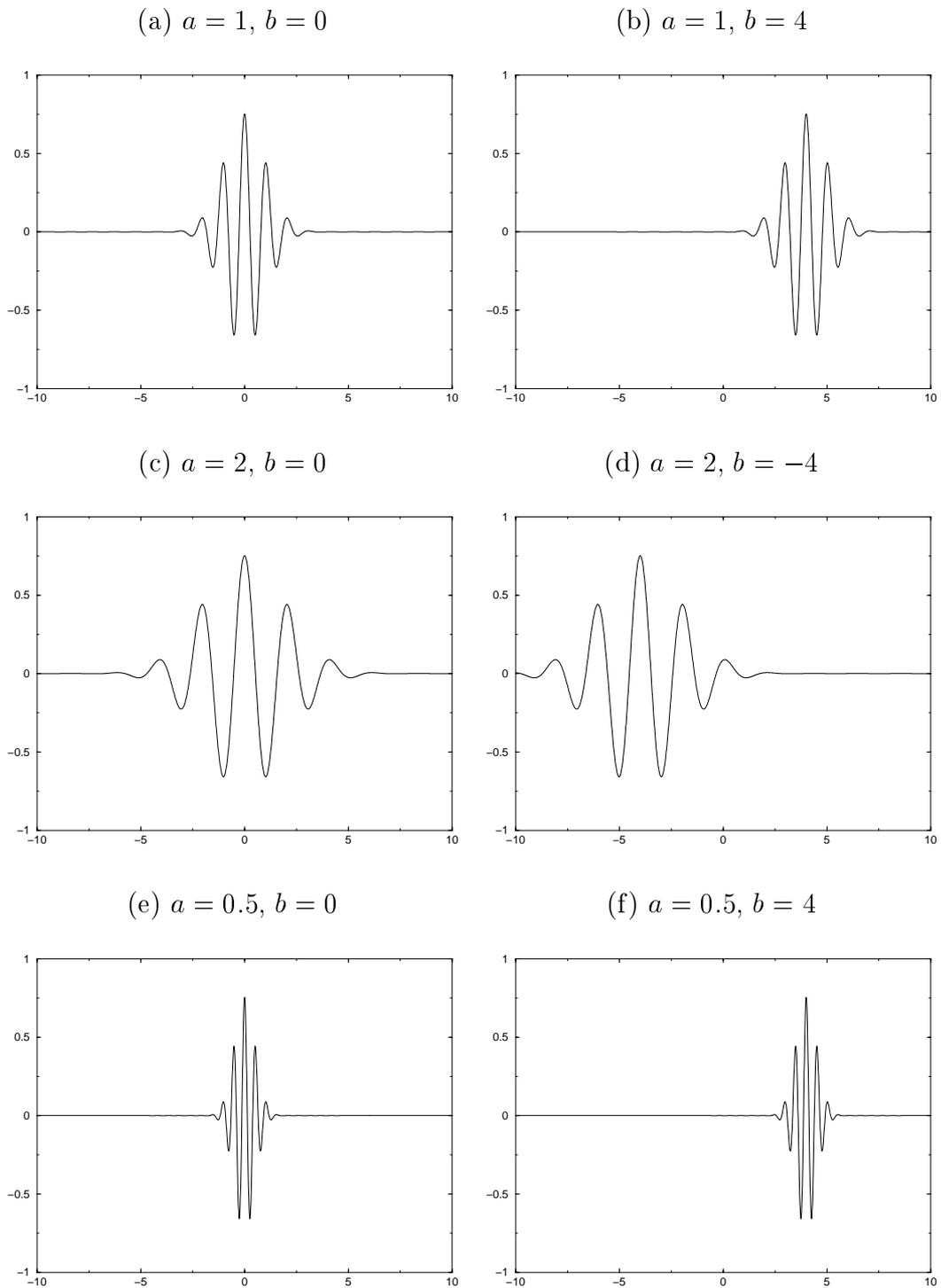


Abbildung A.2: Funktionsweise des Dilatations- und des Translationsparameters a und b für den Realteil des Morletwavelets nach Torrence und Compo (1998).

und Phasenspektrum zerlegen¹. In dieser Arbeit wird das Waveletpowerspektrum $|W(a, b)|^2$ zur Darstellung verwendet, das die Varianz wiedergibt.

Neben der Wahl der Wavelet-Funktion ist es notwendig, den Satz an Dilatationsparametern a , die die Wavelet-Transformation benutzt, zu definieren:

$$a_j = a_0 2^{j\delta j}, j = 0, 1, 2, \dots, J \text{ mit } J = \delta j^{-1} \log_2(N\delta t/a_0), \quad (\text{A.3})$$

wobei a_0 der kleinste und a_J der größte Dilatationsparameter und N die Länge der zu analysierenden Zeitreihe ist. a_0 wird so gewählt, daß die entsprechende Fourierperiode $2\delta t$ ist. $\delta j = 0.125$ steuert die Auflösung und liefert so ein geglättetes Bild des Waveletpowerspektrums. In der vorgelegten Arbeit ist das Waveletpowerspektrum $|W(\lambda, t)|^2$ in Abhängigkeit der Fourierperiode λ und der Zeit t dargestellt, wobei der Translationsparameter b dem Zeitschritt t der Zeitreihe entspricht. Die Beziehung zwischen dem Dilatationsparameter a und der äquivalenten Fourierperiode λ kann für das Morletwavelet analytisch abgeleitet werden, indem eine Kosinusschwingung mit bekannter Fourierperiode in Gleichung A.2 eingesetzt wird. Der Dilatationsparameter a , der das Maximum im Waveletpowerspektrum erreicht, entspricht dann der Fourierperiode λ . Es läßt sich für das Morletwavelet folgende Formel ableiten:

$$\lambda = \frac{4\pi a}{\omega_0 + \sqrt{2} + \omega_0}$$

Dies führt bei der Wahl von $\omega_0 = 6$ auf $\lambda = 1.03a$. Somit ist der Dilatationsparameter annähernd gleich der Fourierperiode für das Morletwavelet.

Da die Zeitreihe beim verwendeten Algorithmus mit Nullen soweit aufgefüllt wird, daß die Länge der Zeitreihe N einer Zweierpotenz entspricht, treten Randeffekte im Waveletpowerspektrum auf. Das Gebiet, in denen diese Randeffekte einen wichtigen Einfluß ausüben können, wird hier als "e-folding time" $\sqrt{2}a$ für die Autokorrelation der Waveletpower zu jedem Dilatationsparameter a definiert. Dabei wird die "e-folding time" so gewählt, daß die Waveletpower für eine Störung am Rand auf den Faktor e^{-2} abfällt und damit gewährleistet, daß Randeffekte vernachlässigbar sind. Der Randeinfluß wird in den Waveletpowerspektren kariert eingezeichnet. In diesem Bereich wird die Varianz unterschätzt².

¹Bei reellen Wavelet-Funktionen ist der Imaginärteil Null und das Phasenspektrum unbestimmt.

²In dem vom Rand unbeeinflussten Gebiet ist die Gesamtvarianz erhalten.

Um die Varianzmaxima in Waveletpowerspektren interpretieren zu können, wird ein Signifikanztest durchgeführt. Die Nullhypothese wird wie folgt formuliert: Es wird angenommen, daß die Zeitreihe ein mittleres Powerspektrum P_k , zum Beispiel rotes ($0 < \alpha \leq 1$) oder weißes Rauschen ($\alpha = 0$), hat.

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi k/N)} \text{ mit dem Frequenzindex } k = 0, \dots, N/2$$

Ist ein Maximum im Waveletpowerspektrum signifikant über dem Hintergrundspektrum, so kann es als "wahres" Merkmal des Waveletpowerspektrums mit einem bestimmten Konfidenzniveau (zum Beispiel 95% Konfidenzniveau) angenommen werden. Das 95% Konfidenzniveau wird berechnet, indem man das ausgewählte Hintergrundspektrum mit dem 95% Perzentil der χ_2^2 Verteilung multipliziert (χ -quadrat verteilt mit zwei Freiheitsgraden; für reelle Wavelet-Funktionen gibt es nur ein Freiheitsgrad an jedem Punkt), wenn man eine normal verteilte Zufallsvariable zugrunde legt. Dieses wird dann mit dem lokalen Waveletpowerspektrum (Schnitt zu einem bestimmten Zeitpunkt) verglichen.

A.2 Synthetische Beispiele

Um das Analyseverfahren vorzustellen und die Ergebnisse in der Arbeit besser interpretieren zu können, wird im folgenden für drei synthetisch erzeugte Zeitreihen eine Wavelet-Analyse durchgeführt: (1) weißes Rauschen, (2) rotes Rauschen (Gedächtnis 0.9) und (3) eine Kosinusschwingung (12 Zeiteinheiten) mit additivem weißem Rauschen (Abbildung A.3 a-c). Die Wavelet-Analyse des weißes Rauschens (Abbildung A.3 a) zeigt, daß auf dem gesamten Frequenzbereich Varianz vorhanden ist, die signifikanten Gebiete (Isolinie, getestet gegen ein angepaßtes weißes Rauschen) weisen eine kleinräumige Struktur auf. Für rotes Rauschen (Abbildung A.3 b) zeigt sich die erwartete Zunahme der Varianz mit längeren Perioden. Auch hier haben die signifikanten Gebiete (getestet gegen ein angepaßtes rotes Rauschen) eine kleinräumige Struktur. Im dritten Beispiel (Abbildung A.3 c) wird durch das Waveletpowerspektrum deutlich die dominante Periode (12 Zeiteinheiten) identifiziert. Hier treten die signifikanten Gebiete (getestet gegen ein angepaßtes rotes Rauschen) zusammenhängend bei dieser Periode auf. Ein Vergleich der Zeitreihen des weißen und roten Rauschens mit den in dieser Arbeit analysierten NAO-Indexzeitreihen zeigt, daß die signifikanten Gebiete bei den NAO-Indexzeitreihen deutlich stärker in Zeit und Periode zusammenhängen, was auf eine verringerte Zufälligkeit des darunterliegenden Prozesses hindeutet.

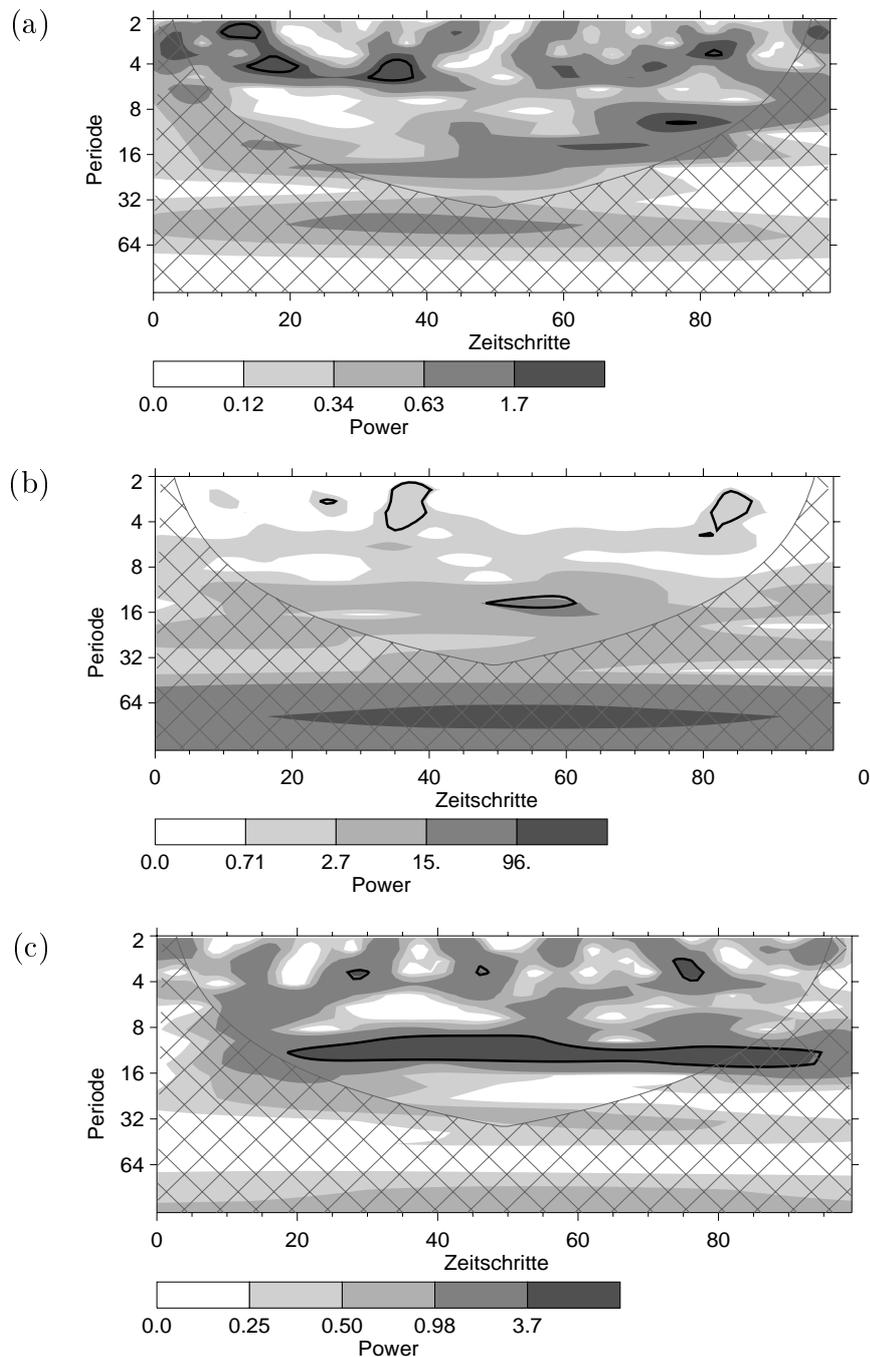


Abbildung A.3: Waveletpowerspektrum (schattiert, Einheit² · Zeiteinheit) für (a) weißes Rauschen, (b) rotes Rauschen und (c) eine Kosinusschwingung mit additivem weißem Rauschen. Als Wavelet-Funktion wird jeweils das Morletwavelet gewählt. Die karierten Gebiete beschreiben den Randeinfluß; die dicke Isolinie ist das 95% Konfidenzniveau.

Anhang B

Clusteranalyse der Zyklonenzugbahnen

Die Clusteranalyse stellt ein allgemeines Verfahren dar, um Häufungspunkte zu identifizieren. Daher wird es in der Meteorologie vor allem im Rahmen der Regimeidentifikation und Definition benutzt. In dieser Arbeit wird die Clusteranalyse auf die Zyklonenzugbahnen angewendet (Blender et al. 1997). Das Verfahren besteht aus zwei Schritten - die Bestimmung der Zyklonenzugbahn und daran anschließend eine Clusteranalyse der Bahnen. Als Eingangsdaten kann neben der verwendeten geopotentiellen Höhe in 1000hPa auch das Vorticityfeld verwendet werden. Es werden für jedes Experiment die gesamten 100 Jahre untersucht, wobei die zeitliche Auflösung 12h und die räumliche Auflösung T30 beträgt. Im Pazifik wird die Region 0°N - 87°N und 120°O - 110°W, im Atlantik die Region 0°N - 87°N und 100°W - 40°O analysiert.

Schritt I: Bestimmung der Zyklonenzugbahn

Für die Bestimmung der Zyklonenzugbahnen ist es notwendig, relative Minima im verwendeten Feld der 1000hPa geopotentiellen Höhe in jedem Zeitschritt zu finden. Dabei werden folgende Kriterien verwendet, die eine Zyklone charakterisieren:

- Der betrachtete Gitterpunkt wird mit seinen 8 umgebenden Gitterpunkten verglichen, ob er ein relatives Minimum ist. Ist dies der Fall, so wird dieses relative Minimum bewertet.
- Dafür wird der mittlere Gradient $\overline{\text{grad}Z}$ zu allen umgebenden Gitterpunkten in einem Kreis von etwa 600 km in Nord-Süd und West-Ost Richtung bestimmt. Je nach Stärke des mittleren Gradienten wird jeder Gitterpunkt durch den Wert von $\overline{\text{grad}Z}$ eingeteilt:

$\overline{\text{grad}Z}$	< 5 gpm/km	Kategorie 0
	$5 \dots 20$ gpm/km	Kategorie 1
	$20 \dots 30$ gpm/km	Kategorie 2
	≥ 30 gpm/km	Kategorie 3

Man erhält für jeden Zeitschritt ein Kategoriefeld, das als Basis für die Verbindung der einzelnen relativen Minima zu den Zugbahnen dient. Ausgehend vom Kategoriefeld zum Zeitschritt t wird für alle Gitterpunkte mit dem Wert ungleich Null das Kategoriefeld zum vorhergehenden Zeitschritt $t - 1$ nach relativen Minima (ebenfalls mit Werten ungleich Null) durchsucht. Im ersten Durchlauf wird nur ein Minimum am Ausgangsort selbst gesucht, in jedem weiteren Durchlauf wird der Suchabstand erweitert bis der maximale Suchabstand erreicht ist, hier in Ost-West-Richtung etwa 1200km, in Nord-Süd-Richtung etwa 1000km. Dieser Abstand ergibt sich aus der gewählten mittleren maximalen Geschwindigkeit der Zyklonen (100km/h). Wird ein relatives Minimum im vorhergehenden Zeitschritt $t - 1$ identifiziert, so werden beide Minima zu einer Zugbahn verbunden und die Suche nach weiteren Minima abgebrochen. Wenn ein relatives Minimum über 3 Tage (6 Zeitschritte) verfolgt werden kann und das Minimum mindestens einmal in der Kategorie 3 eingestuft wird, dann ist dies die Zugbahn der Zyklone. Diese Kriterien können variiert werden; eine Übersicht der verwendeten Kriterien wird in Tabelle B.1 wiedergegeben.

Kriterium
1. Relatives Minimum im Vergleich zu den unmittelbaren Nachbarn
2. Mittlerer Gradient größer gleich 5gpm/km
3. Relatives Minimum läßt sich über 3 Tage verfolgen
4. Mittlerer Gradient erreicht wenigstens einmal einen Wert über 30gpm/km

Tabelle B.1: Übersicht der Kriterien zur Definition von Zyklonen und ihren Zugbahnen.

Schritt II: Clusteranalyse

Die so erhaltenen Zyklonenzugbahnen werden mit Hilfe eines Clusteranalyse-Verfahrens ausgewertet. Dieses Verfahren ermöglicht es, die Zugbahnen zu unterscheidbaren Gruppen zusammenzufassen, die sich durch ähnliche Zugrichtung

und Geschwindigkeit auszeichnen. Dafür werden die relativen Zugbahnen (normiert durch ihre jeweilige Standardabweichung) der einzelnen Trajektorien betrachtet, da die Einteilung in verschiedene Gruppen oder Cluster unabhängig von der geographischen Position der einzelnen Zyklonenzugbahnen sein soll. Alle Zyklonenzugbahnen, die eingeteilt werden, müssen dabei das gleiche Minimalalter haben. Richtungs- oder Geschwindigkeitsänderungen einer Zyklone nach dem Minimalalter werden bei der Gruppierung in die Cluster vernachlässigt. Die relative Zugbahn einer einzelnen Zyklone ist ein Punkt im Phasenraum, der durch die aufeinander folgenden Verlagerungen der Zyklonen aufgespannt wird. Auf diese Daten wird die Clusteranalyse, die auf dem k -mean Algorithmus (Hartigan und Wong 1979) basiert, angewendet. Bei vorgegebener Anzahl k der Cluster gruppiert das Verfahren die Daten so, daß die Summe ϕ der relativen Abstandsvarianzen innerhalb der einzelnen Cluster minimal wird:

$$\phi = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^p \sum_{m=1}^{n_i} (x_{\nu_{im},j} - \bar{x}_{ij})^2,$$

mit der Anzahl k der Cluster ($i = 1, \dots, k$), der Anzahl p der Variablen ($j = 1, \dots, p$) und der Anzahl n_i der Spalten der Datenmatrix \mathbf{X} ($m = 1, \dots, n_i$). Der Spaltenindex ν_{im} bezeichnet den m -ten Datenpunkt im i -ten Cluster der Datenmatrix \mathbf{X} und \bar{x}_{ij} ist der Mittelwert der j -ten Variablen im i -ten Cluster. Da das Ergebnis der Extremwertsuche von der gewählten Anfangsposition der Cluster im Phasenraum abhängen kann, werden 20 verschiedene Anfangspositionen verwendet, um die herum gruppiert wird. Von den Endergebnissen der verschiedenen Anfangspositionen wird das Minimum gewählt. Damit wird sichergestellt, daß das globale Minimum erreicht wird. Die Anzahl k der Cluster ist neben der minimalen Lebensdauer ein frei wählbarer Parameter. Um die meteorologisch relevanten Parameter zu bestimmen, dienen die geographische Lage der Zyklonen eines Clusters, Unterschiede im Lebenszyklus und in den Besetzungszahlen als Kriterien. Blender et al. (1997) finden für den Nordatlantik und Wilshusen (1996) für den Pazifik eine optimale meteorologisch relevante Clusteranzahl von 3 und eine minimale Lebensdauer von 3 Tagen.

Anhang C

Empirische Orthogonal Funktionsanalyse

Die Empirische Orthogonal Funktionsanalyse (EOF, im englischen auch “principal component analysis” genannt) ist eine objektive Methode, optimal niedrigdimensionale lineare Strukturen in einem multivariaten Datensatz zu identifizieren und zu charakterisieren. Aus diesem Grund wird diese Methode häufig in Ozeanographie und Meteorologie angewendet und gehört daher zu den Standardanalyseverfahren (von Storch und Zwiers 1999). Weist der Datensatz eine lineare niedrigdimensionale Struktur auf, so ist die klassische EOF-Analyse die optimale Methode, um diese Eigenschaft zu extrahieren. Wenn aber der Datensatz eine nichtlineare niedrigdimensionale Struktur enthält, so wird diese mit Hilfe der EOF-Analyse nicht auffindbar sein. Daher wird im folgenden eine Verallgemeinerung der EOF-Analyse vorgestellt, die in der Literatur NLPKA (nonlinear principal component analysis) genannt wird. Zuerst wird die klassische lineare EOF-Analyse vorgestellt, um anschließend die nichtlineare Verallgemeinerung der Methode abzuleiten. Eine ausführliche Herleitung der verallgemeinerten Methode befindet sich in Kramer (1991) und Monahan (1999) und in den dort zitierten Veröffentlichungen.

C.1 Klassische Empirische Orthogonal Funktionsanalyse

Ausgangspunkt der EOF-Analyse stellen die Daten $\mathbf{X}(t_n) = x_1(t_n), \dots, x_M(t_n)$, die eine räumlichen Dimension M aufweisen, dar. Der Umfang der Stichprobe (zum Beispiel die Anzahl der Zeitschritte) ist $n = 1, \dots, N$. Darüber hinaus müssen die Daten um den Mittelwert zentriert sein. Ist dies der Fall, so lassen

sich die Daten $\mathbf{X}(t_n)$ mit Hilfe eines linearen P -dimensionalen Modells ($P \leq M$)

$$\mathbf{X}(t_n) = \sum_{k=1}^P \alpha_k \mathbf{e}_k + \epsilon_n$$

mit den Vektoren $\mathbf{e}_k \in \mathcal{R}^P$ und dem Skalarprodukt $\alpha_k = [\mathbf{X}(t_n) \cdot \mathbf{e}_k]$ darstellen, so daß die Quadratsumme der Residuen ϵ_n

$$J = \langle \|\mathbf{X} - \hat{\mathbf{X}}\|^2 \rangle$$

minimal ist, wobei $\langle \rangle$ das zeitliche Mittel bezeichnet und $\hat{\mathbf{X}} = \sum_{k=1}^P \alpha_k \mathbf{e}_k$ die Approximation mit Hilfe der EOF ist. Der Vektor \mathbf{e}_k ist die k -te EOF und die Projektion von $\mathbf{X}(t_n)$ auf \mathbf{e}_k die k -te prinzipale Komponente (PC). Dies führt auf das Eigenwertproblem

$$\mathbf{C} \mathbf{e}_k = \lambda_k \mathbf{e}_k$$

mit der Kovarianzmatrix $\mathbf{C} = \mathbf{X}^T \mathbf{X}$ und den Eigenwerten $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_P$. Während die Diagonalisierung der Kovarianzmatrix \mathbf{C} das Standardverfahren darstellt, dieses Eigenwertproblem zu lösen, gibt es kein entsprechendes Verfahren bei der nichtlinearen Methode.

Die EOF-Approximation $\hat{\mathbf{X}}(t_n)$ zu $\mathbf{X}(t_n)$ kann als Verknüpfung zweier Funktionen verstanden werden:

(1) Eine Projektionsfunktion $\mathbf{s}^{(p)} : \mathcal{R}^M \rightarrow \mathcal{R}^P$

$$\mathbf{s}^{(p)} [\mathbf{X}(t_n)] = [\mathbf{X}(t_n) \cdot \mathbf{e}_1, \dots, \mathbf{X}(t_n) \cdot \mathbf{e}_P]^T = \mathbf{\Pi} \mathbf{X}(t_n)$$

wobei $\mathbf{\Pi}$ eine $P \times M$ Matrix ist, deren k -te Zeile der Vektor \mathbf{e}_k ist.

(2) Eine Rekonstruktionsfunktion $\mathbf{f}^{(p)} : \mathcal{R}^P \rightarrow \mathcal{R}^M$

$$\mathbf{f}^{(p)} (\mathbf{s}^{(p)}) = \mathbf{\Pi}^T \mathbf{s}^{(p)}$$

Damit läßt sich die EOF-Approximation als Verknüpfung zweier Funktionen darstellen:

$$\hat{\mathbf{X}}(t_n) = (\mathbf{f} \circ \mathbf{s}) [\mathbf{X}(t_n)] = \mathbf{\Pi}^T [\mathbf{\Pi} \mathbf{X}(t_n)] = (\mathbf{\Pi}^T \mathbf{\Pi}) \mathbf{X}(t_n)$$

Die Projektionsfunktion charakterisiert dabei den Aspekt der Dimensionsreduktion der EOF-Analyse auf die Dimension P , während die Rekonstruktionsfunktion den Aspekt der Funktionsapproximation wiedergibt. In der traditionellen EOF-Analyse sind diese beiden Funktionen linear - damit lassen sich optimal lineare niedrigdimensionale Strukturen der Daten identifizieren. Unterliegt den Daten aber eine nichtlineare niedrigdimensionale Struktur, so läßt sich diese nicht mit der herkömmlichen EOF-Analyse extrahieren. Dies führt zur Verallgemeinerung der Methode also der nichtlinearen EOF-Analyse (NLPCA).

C.2 Nichtlineare Verallgemeinerung

Um die Beschränkungen der Linearität der klassischen EOF-Analyse aufzuheben, hat Kramer (1991) eine nichtlineare Verallgemeinerung vorgeschlagen, indem beiden Funktionen \mathbf{s} und \mathbf{f} erlaubt wird, nichtlinear zu sein. Bei gegebenen Daten $\mathbf{X}(t_n) \in \mathcal{R}^M$ ist daher das Problem, Funktionen $\mathbf{s} : \mathcal{R}^M \rightarrow \mathcal{R}^P$ und $\mathbf{f} : \mathcal{R}^P \rightarrow \mathcal{R}^M$ mit $P < M$ zu finden, so daß die Approximation $\hat{\mathbf{X}}(t_n) = \mathbf{f}\{\mathbf{s}[\mathbf{X}(t_n)]\}$ von $\mathbf{X}(t_n)$ die Bedingung $J = \langle \|\mathbf{X}(t_n) - \hat{\mathbf{X}}(t_n)\|^2 \rangle = \text{minimal}$ erfüllt. Dieses Problem wird hier mit Hilfe eines “feed-forward” neuronalen Netzes auf fünf Ebenen gelöst.

Ein “feed-forward” neuronales Netz ist ein Modell, das aus einer Reihe von parallelen Ebenen besteht, wobei jede Ebene eine Anzahl von Prozeßelementen, den Neuronen, enthält. Die Ausgabe der i -ten Ebene dient dabei als Eingabe der $(i + 1)$ -ten Ebene. Ist $y_j^{(i)}$ die Ausgabe des j -ten Elements der i -ten Ebene, so gilt für die Ausgabe des k -ten Elements der $(i + 1)$ -ten Ebene:

$$y_k^{(i+1)} = \sigma^{i+1} \left[\sum_j w_{jk}^{(i+1)} y_j^{(i)} + b_k^{(i+1)} \right]$$

wobei $w_{jk}^{(i+1)}$ die Wichtungsfaktoren und $b_k^{(i+1)}$ die Verschiebungen sind. Die Transferfunktion σ^{i+1} charakterisiert die $(i + 1)$ -te Ebene und kann linear oder nichtlinear gewählt werden. Die Flexibilität neuronaler Netze kommt vor allem von den nichtlinearen Transferfunktionen (normalerweise Tangens hyperbolicus) in allen oder einigen Ebenen. Abbildung C.1 zeigt das Schema des feed-forward neuronalen Netzes auf fünf Ebenen, das die eindimensionale NLPCA-Approximation der Daten $\mathbf{X}(t_n) \in \mathcal{R}^M$ extrahiert. Die “Flaschenhals” Ebene enthält nur ein Neuron ($P = 1$), während die Eingabe- und Ausgabeebene jeweils M Neuronen enthalten. Die beiden dazwischenliegenden Ebenen (Verschlüsselungs- und Entschlüsselungsebene) enthalten Tangens hyperbolicus Transferfunktionen, die anderen Transferfunktionen sind linear. Als Eingabe werden die Daten $\mathbf{X}(t_n)$ zu jedem Zeitpunkt t_n verwendet; die Ausgabe des neuronalen Netzes wird als $\mathcal{N}[\mathbf{X}(t_n)]$ bezeichnet. Die Gewichte und Verschiebungen werden mit Hilfe eines Gradientenalgorithmus (Press et al. 1986) trainiert, bis die Summe der quadratischen Differenzen von Ein- und Ausgabe minimal ist:

$$J = \langle \|\mathbf{X}(t_n) - \mathcal{N}[\mathbf{X}(t_n)]\|^2 \rangle \quad (\text{C.1})$$

Da die “Flaschenhals” Ebene nur ein Neuron enthält, muß das neuronale Netz die Eingabedaten auf eine einzige eindimensionale Zeitreihe komprimieren, bevor es

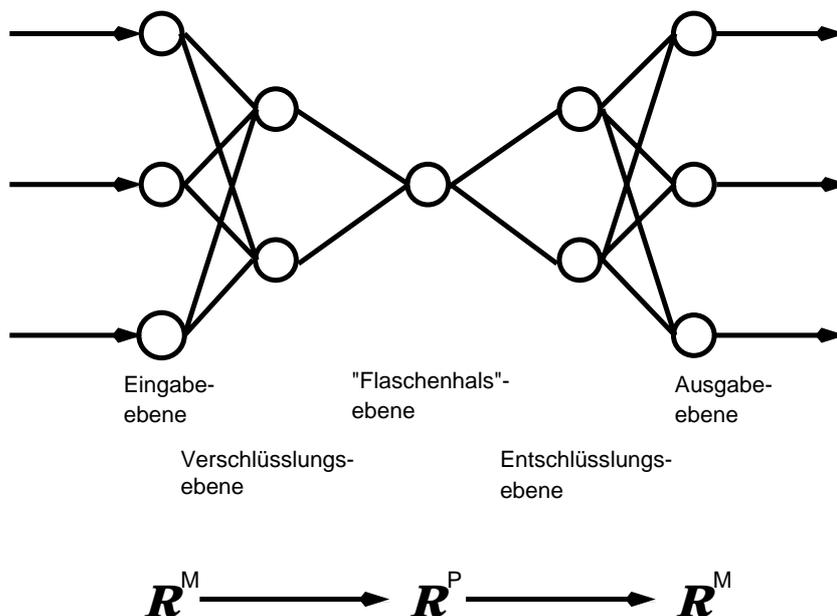


Abbildung C.1: Das Schema eines feed-forward neuronalen Netzes auf fünf Ebenen (dargestellt ist es für eine Dimension $M = 3$ und eine Reduktion auf $P = 1$).

eine M -dimensionale Ausgabe erzeugt. Ist das Netz optimal trainiert, so stellt die Ausgabe $\mathcal{N}[\mathbf{X}(t_n)]$ die optimale eindimensionale Approximation der Daten $\mathbf{X}(t_n)$ dar, eingebettet im Raum \mathcal{R}^M . Somit extrahiert das neuronale Netz optimal (im Sinne der Norm in Gleichung C.1) die eindimensionale nichtlineare Struktur, die in den Eingangsdaten enthalten ist. Werden als Transferfunktionen nur lineare Funktionen gewählt, so erhält man die erste EOF.

In dieser Arbeit wird die NLPCA analog zu Monahan et al. (2001) auf 3-tägige Daten der 1000hPa geopotentiellen Höhe im Winter (DJF) auf der Nordhemisphäre ($20^\circ\text{N} - 90^\circ\text{N}$) auf die gesamte Referenzperiode des gekoppelten Experiments angewendet. Dafür werden die Anomalien der geopotentiellen Höhe relativ zum Jahresgang berechnet und mit einem Tiefpassfilter (≥ 10 Tage) geglättet. Diese Daten $\mathbf{X}(t_n)$ werden zunächst auf die führenden 20 linearen EOFs projiziert, um die Schätzung der nichtlinearen EOF $\hat{\mathbf{X}}(t_n)$ zu vereinfachen. Im Gegensatz zur traditionellen linearen EOF-Analyse, bei der das räumliche Muster \mathbf{e}_k und die Zeitreihe $\mathbf{X}(t_n) \cdot \mathbf{e}_k$ separat dargestellt werden kann, sind die NLPCA-Moden nicht trennbar. Daher wird der führende NLPCA-Mode $\hat{\mathbf{X}}(t_n)$ im Phasenraum der zwei führenden linearen EOF-Moden dargestellt. Dies ist dann ausrei-

chend, wenn $\hat{\mathbf{X}}(t_n)$ stark auf die ersten beiden linearen PCs und nur sehr schwach auf die höheren Moden projiziert. Um die zeitliche Entwicklung der Zirkulation entlang der $\hat{\mathbf{X}}(t_n)$ Kurve im aufgespannten zweidimensionalen Phasenraum zu beschreiben, wird eine Zeitreihe $\alpha(t_n)$ so definiert, daß zu jedem Zeitpunkt t_n , der Abstand $\alpha(t_n)$ entlang der $\hat{\mathbf{X}}(t_n)$ Kurve von ihrer oberen linken Ecke, so normiert ist, daß $\alpha = 1$ in der oberen rechten Ecke ist (in Abbildung 4.8 die Strecke entlang der "Z"-ähnlichen Kurve von Punkt A nach Punkt B). Um die räumliche Struktur darzustellen, wird die Verteilung der Zeitreihe in zwölf Intervalle unterteilt und jeweils das Mittel der ungefilterten Anomalie der geopotentiellen Höhe berechnet. In der Arbeit sind jeweils die ersten drei beziehungsweise die letzten drei Intervalle gemittelt dargestellt, da hier die räumliche Struktur sich jeweils in den Einzelintervallen nicht wesentlich unterscheidet.

Literaturverzeichnis

- Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins und D. B. Stephenson, 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, **14**, submitted.
- Appenzeller, C., J. Schwander, S. Sommer und T. F. Stocker, 1998: The North Atlantic oscillation and its imprint on precipitation and ice accumulation in Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1939–1942.
- Bjerknes, J., 1964: Atlantic air-sea interaction. *Adv. Geophys.*, **10**, 1–82.
- Blade, I., 1997: The influence of midlatitude ocean/atmosphere coupling on the low-frequency variability of a GCM. Part I: No tropical SST forcing. *J. Climate*, **10**, 2087–2106.
- Blender, R., K. Fraedrich und F. Lunkeit, 1997: Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 727–741.
- Bongioannini-Cerlini, P., S. Corti und S. Tibaldi, 1999: An intercomparison between low-frequency variability indices. *Tellus*, **51**, 773–789.
- Bresch, D. N., 1998: *Coupled Flow and SST Patterns of the North Atlantic: A statistical and dynamical study*. PhD thesis, ETH Zürich.
- Bretherton, C. S. und D. S. Battisti, 1999: An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 767–779.
- Chen, C. T. und E. Roeckner, 1996: Validation of the earth radiation budget as simulated by the Max Planck Institute for Meteorology general circulation model ECHAM4 using satellite observations of the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, **101**, 4269–4287.
- Chen, W. Y. und H. van den Dool, 1995: Low-frequency anomalies in the NMC MRF model and reality. *J. Climate*, **8**, 1369–1385.
- Christoph, M., U. Ulbrich, J. M. Oberhuber und E. Roeckner, 1998: The role of ocean dynamics for low-frequency fluctuations of the NAO in a coupled ocean-atmosphere GCM. Technical Report 285, Max-Planck-Institut.

- Corti, S., F. Molteni und T. N. Palmer, 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, **398**, 799–802.
- Defant, A., 1924: Die Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation über dem nordatlantischen Ozean im 25-jährigen Zeitraum 1881-1905. *Geogr. Ann.*, **6**, 13–41.
- Deser, C., 2000: On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 779–782.
- Deser, C. und M. L. Blackmon, 1993: Surface climate variations over the North Atlantic ocean during winter:1900-1989. *J. Climate*, **6**, 1743–1753.
- Dommenget, D., 2000: *Large-scale SST variability in the midlatitudes and in the tropical Atlantic*. PhD thesis.
- Farge, M., 1992: Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **24**, 395–457.
- Feldstein, S. B., 2000a: In interannual zonal mean flow variability simply climate noise? *J. Climate*, **13**, 2356–2362.
- Feldstein, S. B., 2000b: The timescale, powerspectra and climate noise properties of teleconnection patterns. *J. Climate*, **13**, 4430–4440.
- Fraedrich, K., 1994: An ENSO impact in Europe? A review. *Tellus*, **46**, 541–552.
- Fraedrich, K., C. Bantzer und U. Burkhardt, 1993: Winter climate anomalies in Europe and their associated circulation at 500 hPa. *Clim. Dym.*, **8**, 161–175.
- Fraedrich, K. und K. Müller, 1992: Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *Int. J. Climatol.*, **12**, 25–31.
- Frankignoul, C., 1985: Sea surface temperature anomalies, planetary waves and air-sea feedback in the middle latitudes. *Rev. Geophys.*, **23**, 357–390.
- Franzke, C., F. Lunkeit und K. Fraedrich, 2000: Low-frequency variability in a simplified atmospheric GCM: Stormtrack induced 'spatial resonance'. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, in press.
- Gerstengarbe, F. W., P. C. Werner und U. Rüge, 1999: Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-1998) nach Paul Hess und Helmut Brezowsky. Technical report, Deutscher Wetterdienst Offenbach und Potsdamer Institut für Klimafolgenforschung Potsdam.
- Glowienka-Hense, R., 1990: The North Atlantic oscillation in the Atlantic-European SLP. *Tellus*, **42**, 497–507.

- Graf, H.-F., 1994: Northern hemisphere tropospheric mid-latitude circulation after violent volcanic eruptions. *Contrib. Atmos. Phys.*, **67**, 3–13.
- Grötzner, A., M. Latif und T. P. Barnett, 1998: A decadal cycle in the North Atlantic ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *J. Climate*, **11**, 831–847.
- Grötzner, A., R. Sausen und M. Clausen, 1996: The impact of sub-grid scale sea-ice inhomogeneities on the performance of the atmospheric general circulation model ECHAM3. *Clim. Dym.*, **12**, 477–496.
- Halliwell, G. R., 1997: Decadal and multidecadal North Atlantic SST anomalies driven by standing and propagating basin-scale atmospheric anomalies. *J. Climate*, **10**, 2405–2411.
- Hann, J., 1890: Zur Witterungsgeschichte von Nord-Grönland, Westküste. *Meteorol. Zeitschr.*, **15**, 787–799.
- Hartigan, J. A. und M. A. Wong, 1979: A *k*-means clustering algorithm. *Applied Statistics*, **28**, 100–108.
- Hasselmann, K., 1976: Stochastic climate models Part I. Theory. *Tellus*, **28**, 473–484.
- Horel, J. D. und J. M. Wallace, 1981: Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 813–829.
- Hoskins, B. J. und D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spectral atmosphere to thermal orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179–1196.
- Hsu, C. J. und F. Zwiers, 2001: Climate change in recurrent regimes and modes of northern hemisphere atmospheric variability. *J. Geophys. Res.* submitted.
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676–679.
- James, I. N., 1994: *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge University Press. 422pp.
- James, I. N. und P. M. James, 1989: Ultra-low-frequency variability in a simple atmospheric circulation model. *Nature*, **342**, 53–55.
- James, P. M., K. Fraedrich und I. N. James, 1994: Wave-zonal-flow interaction and ultra-low-frequency variability in a simplified global circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1045–1067.
- Kaiser, E., 1994: *A friendly guide to wavelets*. Birkhäuser. 300pp.

- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins und Athours, 1996: The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Karaca, M. und D. Müller, 1991: Mixed-layer dynamics and buoyancy transports. *Tellus*, **43**, 350–365.
- Köppen, W., 1881: Die Zugbahnen der barometrischen Minima in Europa und auf dem nordatlantischen Ocean und ihr Einfluss auf Wind und Wetter bei uns. *Mittlgn. d. geogr. Gesellschaft in Hamburg* 76–97.
- Köppen, W., 1913: Zusammenhang der Luftdruckabweichungen über Island, den Azoren und Europa. *Meteorol. Zeitschr.*, **77**, 121–125.
- Kramer, M. A., 1991: Nonlinear principal component analysis using autoassociative neural networks. *AIChE J.*, **37**, 233–243.
- Kraus, E. B. und J. Turner, 1967: A one-dimensional model of seasonal thermocline. *Tellus*, **19**, 98–105.
- Kutzbach, J. E., 1970: Large-scale features of monthly mean northern hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 708–716.
- Latif, M., 1998: Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models. *J. Climate*, **11**, 602–624.
- Latif, M., K. Arpe und E. Roeckner, 2000: Oceanic control of decadal North Atlantic sea level pressure variability in winter. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 727–730.
- Latif, M. und T. P. Barnett, 1994: Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, **266**, 634–637.
- Latif, M. und T. P. Barnett, 1996: Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability. *J. Climate*, **9**, 2407–2423.
- Lau, N.-C., 1997: Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 21–33.
- Lean, J., J. Beer und R. Bradley, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1600: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3195–3198.
- Legutke, S. und R. Voss, 1999: The Hamburg atmosphere-ocean coupled circulation model ECHO-G. Technical Report 18, Deutsches Klimarechenzentrum.

- Loewe, F., 1937: A period of warm winters in western Greenland and the temperature see-saw between western Greenland and Central Europe. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **63**, 365–371.
- Marshall, J., H. Johnson und J. Goodman, 2001: A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation. *J. Climate*, **14**, 1399–1421.
- May, W., 1999: Space-time spectra of atmospheric interseasonal variability in the extratropics and their dependency on the El Niño/Southern Oscillation phenomenon: Model versus observation. *Clim. Dym.*, **15**, 369–387.
- May, W. und L. Bengtsson, 1999: The signature of ENSO in the Northern Hemisphere midlatitude seasonal mean flow and high-frequency intraseasonal variability. *Meteor. Atmos. Phys.*, **69**, 81–100.
- Monahan, A. H., 1999: Nonlinear principal component analysis by neural networks: Theory and application to the Lorenz system. *J. Climate*, **13**, 821–835.
- Monahan, A. H., J. C. Fyfe und G. M. Flato, 2000: A regime view of northern hemisphere atmospheric variability und change under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1139–1142.
- Monahan, A. H., L. Pandolfo und J. C. Fyfe, 2001: The preferred structure of variability of the northern hemisphere atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, submitted.
- Palmer, T. N., 1999: A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. *J. Climate*, **12**, 575–591.
- Palmer, T. N. und D. L. T. Anderson, 1995: The prospects for seasonal forecasting - a review paper. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 317–342.
- Peng, S. und J. S. Whitaker, 1999: Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude SST anomalies. *J. Climate*, **12**, 1393–1408.
- Perlwitz, J. und H.-F. Graf, 2001: Troposphere-stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 271–274.
- Perlwitz, J., H.-F. Graf und R. Voss, 2000: The leading variability mode of the coupled troposphere stratosphere winter circulation in different climate regimes. *J. Geophys. Res.*, **105**, 6915–6926.
- Philander, S. G. H., 1990: *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press. 293pp.

- Plaut, G. und R. Vautard, 1994: Spells of low-frequency oscillations and weather regimes in the northern hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 210–236.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217–229.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling und B. P. Flannery, 1986: *Numerical Recipes in FORTRAN: The art of scientific computing*. Cambridge University Press. 510pp.
- Raible, C. C., U. Luksch, K. Fraedrich und R. Voss, 2001: North Atlantic decadal regimes in a coupled GCM simulation. *Clim. Dyn.*, **17**, in press.
- Rayner, N. A., E. B. Horton, D. E. Parker, C. K. Folland und R. B. Hackett, 1996: Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set. Technical Report CRTN 74, Hadley Centre for Climate Prediction and Research, 21pp.
- Robertson, A. W., C. R. Mechoso und Y.-J. Kim, 2000: The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **13**, 122–138.
- Rodwell, M. J., D. P. Rowell und C. K. Folland, 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and European climate. *Nature*, **398**, 320–323.
- Roeckner, E., K. Arpe und L. Bengtsson, 1992: Simulation of present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. Technical Report 93, Max-Planck-Institut.
- Roeckner, E., K. Arpe und L. Bengtsson, 1996: The atmospheric general circulation model ECAHM-4: Model description and simulation of present-day climate. Technical Report 218, Max-Planck-Institut.
- Rossby, C. G. und Collaborators, 1939: Relation between variations in the intensity of the zonal circulation and the displacement of the semi-permanent centers of action. *J. Marine Res.*, **2**, 38–55.
- Rowntree, P. R., 1972: The influence of tropical East Pacific ocean temperatures on the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **98**, 290–321.
- Schubert, M., J. Perlwitz, R. Blender, K. Fraedrich und F. Lunkeit, 1998: North Atlantic cyclones in CO₂-induced warm climate simulations: Frequency, intensity, and tracks. *Clim. Dyn.*, **14**, 827–838.
- Sickmüller, M., R. Blender und K. Fraedrich, 2000: Observed winter cyclone tracks in the northern hemisphere in re-analysed ecmwf data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 591–620.

- Stendel, M. und E. Roeckner, 1998: Impacts of the horizontal resolution on simulated climate statistics in ECHAM 4. Technical Report 253, Max-Planck-Institut.
- Terray, L., S. Valcke und A. Piacentini, 1998: The OASIS coupler user guide, version 2.2. Technical Report TR/CMGC/98-05, CERFACS, 77pp.
- Thompson, D. W. J. und J. M. Wallace, 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
- Torrence, C. und G. P. Compo, 1998: A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 61–78.
- von Storch, H. und F. W. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press. 510pp.
- Walker, G. T., 1924: Correlations in seasonal variations of weather. *IX. Mem. Ind. Meteorol. Dept.*, **24**, 53–84.
- Walker, G. T. und E. M. Bliss, 1932: World weather V. *Mem. Roy. Meteorol. Soc.*, **4**, 53–84.
- Wallace, J. M., 2000: North Atlantic oscillation/annular mode: Two paradigms - one phenomenon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 791–805.
- Wallace, J. M. und D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 782–812.
- Wallace, J. M., Y. Zhang und K.-H. Lau, 1993: Structure and seasonality of inter-annual and interdecadal variability of the geopotential height and temperature fields in the Northern Hemisphere troposphere. *J. Climate*, **6**, 2063–2082.
- Walter, K. und H. Graf, 2001: On the stability of regional connection between North Atlantic Oscillation and sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **106**, submitted.
- Walter, K., U. Luksch und K. Fraedrich, 2001: A response climatology to idealized midlatitude thermal forcing experiments with and without a stormtrack. *J. Climate*, **14**, 467–484.
- Wilshusen, M., 1996: *Bestimmung und Auswertung von Zyklonenzugbahnen aus Beobachtungsdaten über dem Nordpazifik*. PhD thesis, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg.

Wolff, J. O., E. Maier-Reimer und S. Legutke, 1997: The Hamburg ocean primitive equation model HOPE. Technical Report 13, Deutsches Klimarechenzentrum.

Zorita, E., V. Kharin und H. von Storch, 1992: The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: Their interaction and relevance for the Iberian precipitation. *J. Climate*, **5**, 1097–1108.

Danksagung

Hiermit bedanke ich mich bei Dr. Ute Luksch für das gestellte Thema. Außerdem dafür, daß sie die Arbeit engagiert betreut und mit vielen intensiven und motivierenden Diskussionen bereichert hat.

Herrn Prof. Dr. K. Fraedrich bin ich nicht weniger für die Betreuung und die vielen Anregungen zu Dank verpflichtet, die entscheidend zur Arbeit beigetragen haben.

Auch den anderen Doktoren, Doktoranden und Diplomanden der Theoretischen Abteilung des Meteorologischen Instituts danke ich für die nette Arbeitsatmosphäre, die technische Unterstützung in Hard- und Softwarefragen, die Inspirationen und auch die konstruktive Kritik. Insbesondere Dr. Richard Blender mit seiner unvergleichlichen Art Methoden (wie zum Beispiel die Clusteranalyse der Zyklonenzugbahnen) anschaulich zu erklären und Dr. Philip Sura für lange Diskussionen (Projekt 'N' steht nun nichts mehr im Weg!!!) bin ich zu Dank verpflichtet. Auch bei meiner Zimmerkollegin, Frau Dr. Behr, bedanke ich mich insbesondere für die vielen meist zutreffenden Wettervorhersagen für das Wochenende und für die anregenden Diskussionen.

Bei Dr. Adam Monahan bedanke ich mich für die nette Zusammenarbeit im Bereich der nichtlinearen EOF-Analyse, auf daß dies zu weiteren Veröffentlichungen führt.

Dank gilt auch Frau C. Kauhs, ohne die so manche Literaturrecherche erfolglos geblieben wäre.

Für die Durchsicht der Arbeit bedanke ich mich bei Philip Sura, Christian Franzke, Richard Blender, Tilmann Raible und meinen Eltern.

Verantwortlich für das seelische und leibliche Gleichgewicht waren Silke Dierer, Lars Fiedler, Tilmann (Bruce) Raible, Heinz und Isolde Raible, Georg Bischof, Calvin und Hobbes und alle FreundInnen und MitstudentInnen, die mich in dieser Zeit begleitet haben und ertragen mußten.

Hiermit erkläre ich, daß ich die vorliegende Arbeit unter Verwendung der angegebenen Literaturquellen selbstständig angefertigt habe.

Hamburg, den _____