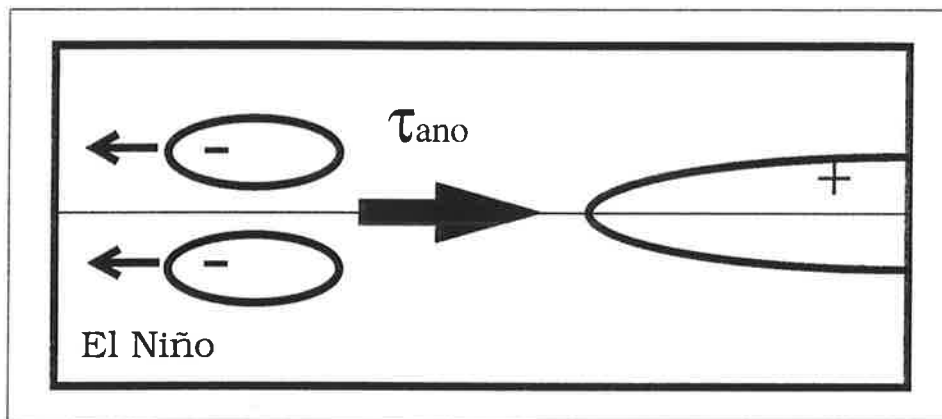




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 23



UNTERSUCHUNGEN ZU MECHANISMUS
UND VORHERSAGBARKEIT VON ENSO
MIT EINEM VEREINFACHTEN GEKOPPELTEN
OZEAN - ATMOSPHERE - MODELL

von

MORITZ FLÜGEL

HAMBURG, June 1994

Dissertation im Rahmen des Promotionsverfahrens

Autor:

Moritz Flügel

**Max-Planck-Institut
für Meteorologie**

**MAX-PLANCK-INSTITUT
FÜR METEOROLOGIE
BUNDESSTRASSE 55
D-20146 Hamburg
F.R. GERMANY**

**Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298
E-Mail: <name> @ dkrz.d400.de**

Untersuchungen zu Mechanismus und Vorhersagbarkeit
von ENSO mit einem vereinfachten
gekoppelten Ozean - Atmosphäre - Modell

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

vorgelegt von
Moritz Flügel
aus Göttingen

Hamburg, im April 1994

ISSN 0938–5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität
Hamburg

aufgrund der Gutachten von Prof. Dr. K. Fraedrich
und Dr. M. Latif

Hamburg, den 8. Juni 1994

Prof. Dr. M. Dunst
Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften

Inhalt

	Seite
1) Einleitung	4
2) Interannuale Variabilität in der Beobachtung	13
2.1) Daten	13
2.2) POP Methode	13
2.3) Ergebnisse	14
3) Ungekoppelte Läufe	18
3.1) Modellbeschreibung	18
3.2) Ozeanmodell angetrieben mit beobachteten Winden	20
3.3) Ozeanmodell angetrieben mit Rauschen	23
4) Gekoppeltes Modell	29
4.1) Empirischer Feedback (Rückkopplung)	29
4.2) Gekoppelter Standardlauf	35
4.3) Modifizierte gekoppelte Läufe	38
5) Vorhersagen	45
6) Saisonalität	54
7) Diskussion und Ausblick	58

Zusammenfassung

Das El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomen bestimmt auf Zeitskalen von einigen Jahren die niederfrequente Variabilität in den Tropen. Die Beobachtungsdaten im tropischen Pazifik wurden hinsichtlich ihrer niederfrequenten Variabilität über einen Zeitraum von einer Dekade untersucht. Die Analyse ergab ein dominantes Schwingungsmuster, welches durch stehende Temperatur- und Windfelder sowie wandernde Signale im Wärmeinhalt charakterisiert ist. Ein derartiger Zyklus benötigt im Durchschnitt vier Jahre für einen vollen Umlauf.

Ein auf primitiven Gleichungen basierendes Ozeanmodell des tropischen Pazifiks wurde über einen Zeitraum von 30 Jahren mit realistischen Windfeldern angetrieben. Das Ozeanmodell ist in der Lage die beobachtete Temperatur realistisch zu simulieren. Die niederfrequente Variabilität dieses ungekoppelten Laufs ist konsistent mit Beobachtungen.

In weiteren Experimenten wurde das Ozeanmodell mit Rauschen angetrieben, um der Fragestellung nachzugehen, ob das in den Beobachtungsdaten auftretende dominante Schwingungsmuster auch bei Abwesenheit von großskaligen interannualen Windstrukturen auftritt. In dem resultierenden Spektrum einer 500-Jahres-Integration mit zeitlich und räumlich inkohärentem Windantrieb konnte kein den Beobachtungen ähnelndes Signal im interannualen Bereich extrahiert werden.

Das Ozeanmodell wurde über 30 Jahre mit einer empirischen atmosphärischen Rückkopplung angetrieben. Die Analyse der niederfrequenten Variabilität lieferte eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten. Die Stärke der simulierten El Niño Ereignisse ist mit etwa 1°C gegenüber der Beobachtung um die Hälfte unterschätzt. Die Schwingungsperiode liegt mit fünf Jahren im realistischen interannualen Bereich. Die Oszillation ist im Vergleich zur Beobachtung jedoch zu regelmäßig.

Aperiodisches Schwingungsverhalten konnte auf drei verschiedene Arten simuliert werden: Erhöhung der Kopplungsstärke, jahreszeitlich variierende Kopplung und zusätzliches Rauschen. In einer weiteren Serie von Experimenten mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell wurde die Schwingungsdauer durch

meridionale Einschränkung des Kopplungsgebietes von fünf auf drei Jahre verringert. Dieser Sachverhalt steht in Einklang mit dem Wellenmechanismus des "delayed action oscillators" von Schopf und Suarez 1988.

Mit dem gekoppelten Modell wurden beobachtete Temperatur-anomalien im Ostpazifik bis 100 Meter Tiefe vorhergesagt. Das Ensemble umfasst 40 Zweijahresvorhersagen. Dabei ergab sich eine brauchbare Vorhersagegüte für die Meeresoberflächentemperatur für Vorhersagezeiträume von etwa einem Jahr.

Aufmerksamkeit wurde auch der jahreszeitlichen Abhängigkeit der Vorhersagegüte gewidmet. Dabei ergab sich keine klar erkennbare saisonale Abhängigkeit für die großflächig über den Ostpazifik gemittelte Meeresoberflächentemperatur. Die gleiche Untersuchung an der Stelle ($0^{\circ}, 102^{\circ}\text{W}$) liefert hingegen einen ausgeprägten Einbruch in der Vorhersagbarkeit im Februar. Für die Temperaturen in 30 Meter Tiefe tritt dieses Phänomen nicht auf. Anhand des klimatologischen vertikalen Temperaturprofils bei ($0^{\circ}, 102^{\circ}\text{W}$) wurde gezeigt, daß dieser Sachverhalt infolge der Ausbildung einer flachen relativ warmen Oberflächenschicht während dieser Jahreszeit zustande kommt, welche die Meeresoberflächentemperatur von den tieferen Schichten entkoppelt.

1) Einleitung

Das El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomen ist die stärkste kurzfristige Klimaschwankung auf der Zeitskala von einigen Monaten bis zu wenigen Jahren. Der Ursprung dieser Erscheinung liegt zwar in den Tropen, die Auswirkungen sind aber global und führen zur Schädigung ganzer Wirtschaftszweige (Landwirtschaft, Fischerei). Dementsprechend stoßen Vorhersagen des ENSO Phänomens auf zunehmendes Interesse. Im Gegensatz zu den mittleren Breiten, wo Instabilitäten in der Atmosphäre oder im Ozean die Vorhersagbarkeit einschränken, bestimmen in den Tropen Instabilitäten im gekoppelten System Ozean-Atmosphäre den quasi-periodischen Charakter von ENSO und die Hoffnung, ENSO für mindestens ein Jahr vorherzusagen.

"El Niño" (spanisch: das Christkind) bezeichnete ursprünglich einen schmalen Küstenstrom, der sich jedes Jahr um die Weihnachtszeit vor der peruanischen Küste einstellt. Dieser verhältnismäßig warme Strom verdrängt das nährstoffreichere Auftriebswasser und beendet damit die Fischereisaison vor Peru. Alle zwei bis sieben Jahre treten besonders starke Erwärmungen auf und bewirken einen längerfristigen Rückgang der Fischbestände. Die Folgen betreffen neben der Fischerei auch die Landwirtschaft, weil die Nahrungskette der Seevögel unterbrochen ist und dadurch die Düngerproduktion (Guano) zum Erliegen kommt. Nach heutigem Verständnis bezeichnet El Niño nicht mehr die alljährliche Erwärmung vor der peruanischen Küste sondern die starke großräumige anomale Erwärmung des gesamten äquatorialen Pazifiks (Abb.1a).

Bei der "Southern Oscillation" handelt es sich um einen großräumigen atmosphärischen Massenaustausch zwischen der östlichen und westlichen Hemisphäre (Walker 1924). Die Zentren dieser "Druckschaukel" liegen über dem indonesischen Raum und dem Südostpazifik (Abb 1b). Bjerknes 1966 entdeckte, daß die Druckdifferenzen zwischen den Zentren hoch mit den Oberflächentemperaturanomalien (SSTA) im äquatorialen Ostpazifik korreliert sind (Abb 1c). Bjerknes erkannte darüberhinaus, daß die Ursache für das Auftreten von El Niño Ereignissen als auch der Southern Oscillation in der Wechselwirkung des Ozeans mit der Atmosphäre liegt. In den darauffolgenden Jahren hat sich für dieses gekoppelte Phänomen des-

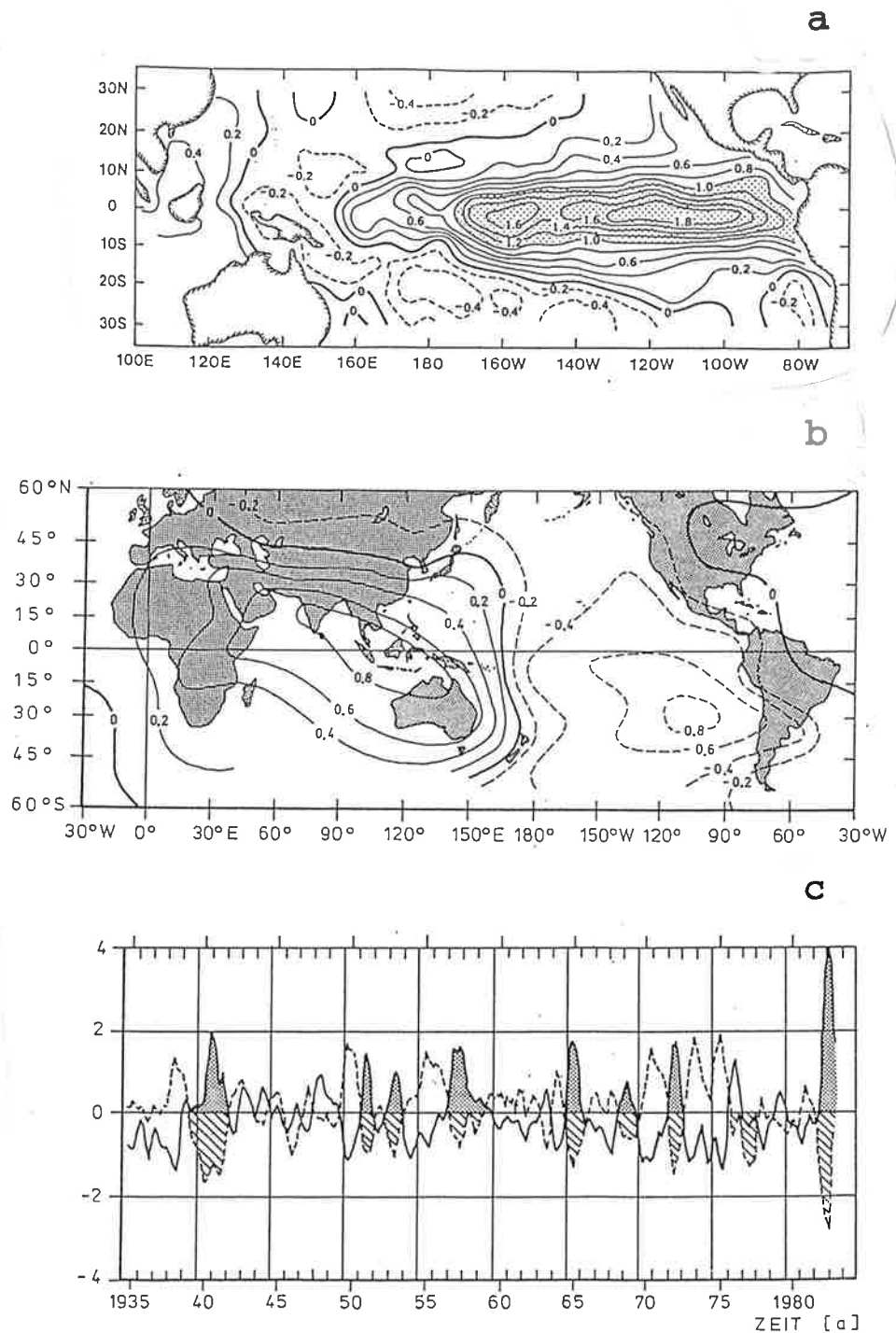


Abbildung 1: a) Geographische Verteilung der SSTA im Winter eines El Niño Jahres. Nach Rasmusson und Carpenter 1982. b) Geographische Verteilung der Korrelation jährlicher Bodendruckanomalien mit denen von Djakarta, Indonesien. Nach Berlage 1957. c) Zeitreihen der SSTA (durchgezogene Linie) im Südostpazifik (Puerto Chicama, Peru) und der Anomalien des SOI (gestrichelte Linie). Nach Rasmusson 1984.

halb die Bezeichnung El Niño/Southern Oscillation (ENSO) eingebürgert.

Bjerknes erkannte außerdem, daß der Mechanismus dieser Wechselwirkung auf der Tatsache beruht, daß der tropische Pazifik in erster Linie auf die Oberflächenwinde reagiert und weniger auf lokale Wärme-flüsse an der Grenzschicht Ozean-Atmosphäre. Die Passatwinde sind in der Nähe des Äquators weitgehend westwärts gerichtet und stauen infolgedessen Wassermassen im Westpazifik auf. Dadurch entsteht ein Wasserstandsgefälle von West nach Ost. Die dynamische "Antwort" des Ozeans besteht in einer gegenläufigen Schrägstellung der Thermokline. Dadurch liegt sie im Westen tiefer in etwa 150 Meter Tiefe und im Osten flacher bei ungefähr 30 Metern. In den äquatorialen Auftriebsgebieten hängt die Meeresoberflächentemperatur (SST) von der Lage der Thermokline ab. Mit zunehmender Deckschichttiefe nimmt der Einfluß des kalten Tiefenwassers ab. Dementsprechend erreicht die SST im äquatorialen Westpazifik, wo die Thermokline am tiefsten ist, mit 30°C die höchsten Werte und fällt entlang des Äquators auf ca. 23°C ab.

Dieser zonale Temperaturgradient treibt eine atmosphärische Zelle in der vertikalen Äquatorialebene an, die Walkerzirkulation. Dabei führt der untere Ast der Walkerzelle trockene Luft über den relativ kalten Ostpazifik unter Erwärmung und Aufnahme von Feuchte nach Westen. Über dem indonesischen Raum steigt die Luft unter Wolkenbildung auf, um dann in der oberen Troposphäre wieder nach Osten zurückzuströmen, dabei sinkt sie wieder ab und schließt damit den Kreislauf.

Während El-Niño-Ereignissen ist die Walkerzelle abgeschwächt. Durch die schwächeren Passatwinde verringert sich der Auftrieb des kalten Tiefenwassers und die SST im Ostpazifik steigt an. Damit verkleinert sich wiederum der als Antrieb für die Walkerzelle fungierende zonale Temperaturgradient, und die Walkerzirkulation schwächt sich weiter ab. Bei diesem Mechanismus handelt es sich also um eine positive Rückkopplung (feedback). Der erwähnte Prozess kann auch umgekehrt ablaufen, d.h. eine anomal große Druckdifferenz des SOI bewirkt außergewöhnlich starke Passatwinde. Dadurch quillt kaltes Tiefenwasser besonders stark auf, und die SST im Ostpazifik nimmt ab. Der zonale Temperaturgegensatz nimmt weiter zu und verstärkt wiederum die

Walkerzelle. Diese Kaltereignisse, auch als La Niñas bezeichnet, sind wie die El Niños integraler Bestandteil des ENSO Zyklusses.

Wäre ausschließlich der beschriebene positive Feedback wirksam, müßte sich aufgrund einer Anfangsstörung das gekoppelte Ozean-Atmosphäre-System unaufhörlich aufschaukeln. Unklar bleibt in Bjerknes' Arbeit, welche Prozesse für das Abklingen der Extremereignisse verantwortlich sind bzw. einen Phasenumschwung des gekoppelten Systems einleiten. Die Wyrtkihypothese von 1985 bietet in diesem Zusammenhang eine Erklärung für die in der Natur auftretende ständige Abfolge von Warmereignissen: Die anomale großskalige Erwärmung im Ostpazifik hat ihre Ursache in der Anreicherung warmer Wassermassen im Westpazifik. Dabei bauen die Passatwinde den Warmwasserspeicher langsam auf. Ab einem "bestimmten Stadium" wird das Reservoir instabil - dabei erfährt die Wärme eine zonale Umverteilung - und entweicht während des El-Niño-Ereignisses polwärts. Die benötigte Zeit für den erneuten Aufbau des Warmwasserspeichers bestimmt die Zeitspanne zwischen zwei Warmereignissen.

Die Wyrtkihypothese vermag nicht den Umschwung des gekoppelten Systems von der Warm- in die Kaltphase zu erklären. Dagegen ist die - meist in der Natur auftretende - ständige Abfolge von Warm- und Kaltereignissen dem Mechanismus des "delayed action oscillators" inhärent (Schopf & Suarez 1988). Dieses Konzept ist eine in Bezug auf positive und negative Extremereignisse symmetrische Version der Wyrtki Hypothese. Der "delayed action oscillator" beruht auf der Wanderung äquatorialer Wellen und deren Reflektion an den meridionalen Rändern. Kennzeichnend für diese Schwingung sind zum einen die stehenden Muster in den Wind- bzw Oberflächentemperatur-anomalien und zum anderen die wandernden Wärmeinhalts-anomalien. Dabei propagieren die Signale im Wärmeinhalt polwärts des Äquators nach Westen als Rossbywellen und werden dort am Beckenrand als ostwärts wandernde äquatoriale Kelvinwelle reflektiert (Abb.2). Im oberen Bild ist die Zwischenphase vor einem El Niño Ereignis dargestellt, erkennbar an der ostwärts wandernden äquatorialen Kelvinwelle, welche das positive Signal im Wärmeinhalt transportiert. Die warme Extremphase liegt vor, wenn das positive Signal den Ostpazifik erreicht hat

ENSO Zyklus

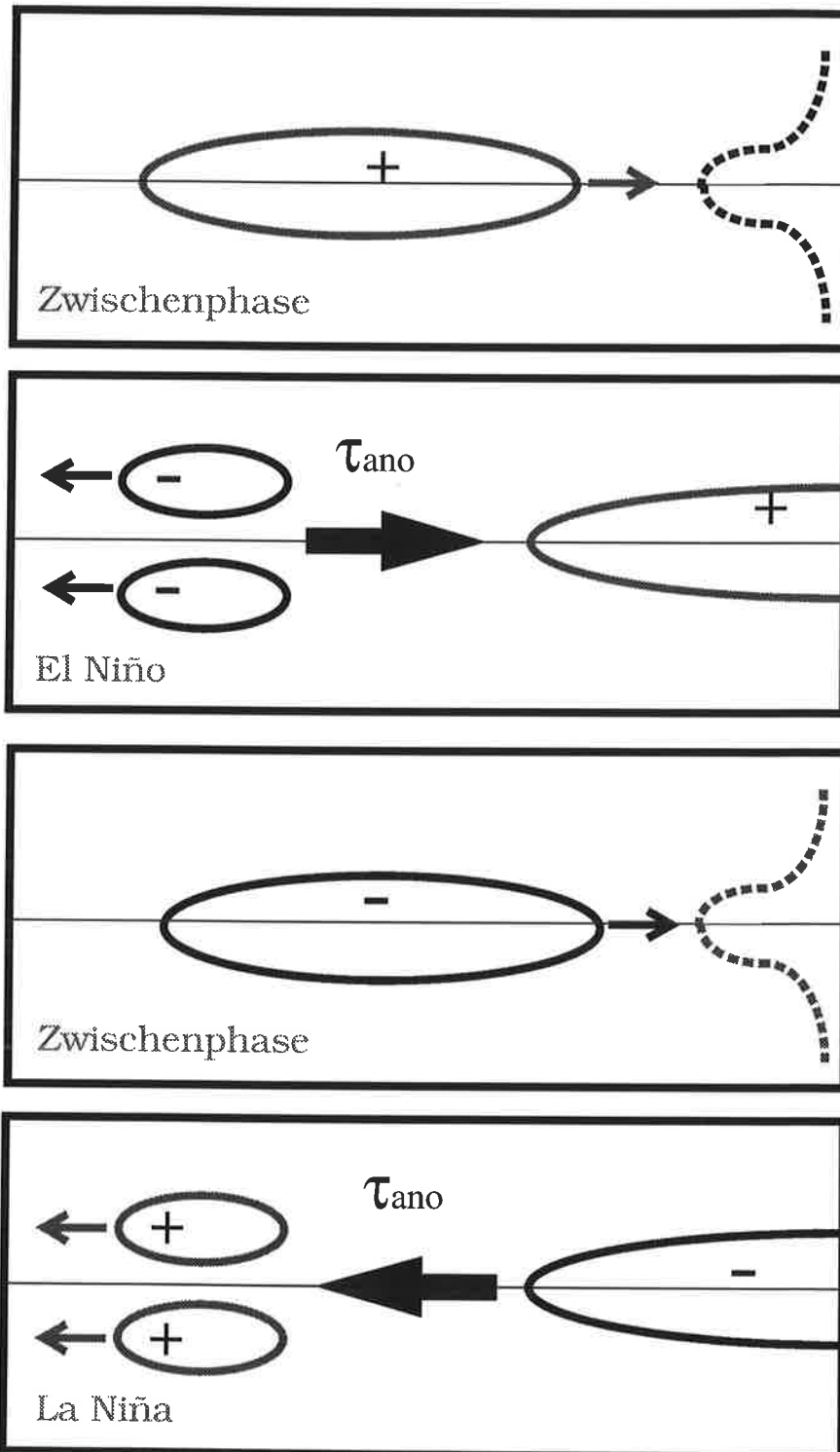


Abbildung 2: Schematische Darstellung der Wärmeinhaltsanomalien nach dem "delayed action oscillator".

(Abb.2, zweites Bild von oben). Während eines El Niño Ereignisses treten gleichzeitig negative Wärmeinhaltsanomalien im Westpazifik auf, welche polwärts des Äquators nach Westen propagieren. Am Westrand des Ozeanbeckens werden diese Kalsignale reflektiert und wandern anschließend auf dem Äquator nach Osten (Abb.2, zweites Bild von unten). Der Übergang zur Kaltphase ist vollzogen, wenn das negative Signal im Wärmeinhalt den Ostpazifik erreicht hat (Abb.2, unteres Bild).

Das Konzept des "delayed action oscillators" basiert auf der Tatsache, daß der tropische Pazifik in erster Linie auf Oberflächenwinde und weniger auf lokale Wärme Flüsse an der Grenzschicht reagiert. Bereits 1975 zeigte Wyrтки, daß Variationen im Wasserstand und der Oberflächentemperatur des pazifischen Ozeans eng mit Variationen des Windfeldes über dem Zentral- und Westpazifik korreliert sind. Daraufhin wurde der Einfluß idealisierter Windänderungen auf die Ozeanzirkulation untersucht mit Hilfe einfacher analytisch lösbarer Wellenmodelle (McCreary 1976, Cane 1979 und Cane & Sarachik 1981). Dabei kommt in allen diesen Modellen der ostwärts wandernden Kelvinwelle in ihrer Eigenschaft Signale von Westen nach Osten zu transportieren zentrale Bedeutung zu. Das zuletzt genannte Modell von Cane und Sarachik untersuchte die Reaktion eines auf den Flachwassergleichungen basierenden linearen Ozeanmodells auf niederfrequente periodische Windänderungen. Die Wellenlösung besteht aus der Kelvinmode und den führenden Rossbymoden und beinhaltet damit bereits die Wellendynamik des "delayed action oscillators".

Der nächste Schritt bestand darin, die bisherigen idealisierten Windänderungen zugunsten von realistischen Windfeldern aufzugeben. Die erste erfolgreiche Simulation des niederfrequenten Anteils des Wasserstandes gelangen Busalacchi et al. 1983.

Da die Kopplung eigentlich zwischen Wind und Oberflächentemperatur stattfindet ist es für Simulationen der SSTA unumgänglich neben den Wellenprozessen auch thermodynamische Prozesse zu berücksichtigen. Die ersten derartigen Modelle sind das Anomaliemodell von Zebiak & Cane 1987 bzw. die hochauflösenden Zirkulationsmodelle von Philander & Pacanowski 1980 sowie Latif 1987. Die genannten Modelle angetrieben mit

realistischen Windfeldern reproduzieren erfolgreich die beobachtete niederfrequente Variabilität in der SST. Damit erschien es sinnvoll, die Zirkulationsmodelle mit geeigneten Atmosphärenmodellen zu koppeln und Vorhersagen durchzuführen.

Zahlreiche Studien belegen die Vorhersagbarkeit des ENSO Phänomens. Dabei erstreckt sich die Vielfalt der eingesetzten Vorhersagemodelle von rein empirischen Verfahren bis hin zu gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen. Einige statistische Vorhersagemodelle beruhen ausschließlich auf Daten der Atmosphäre: (Barnett 1984), (Barnett et al. 1988), (Graham et al. 1987), (Xu & von Storch 1990). Andere statistische Verfahren machen Gebrauch von der thermischen Struktur im Ozean (White et al. 1987), (Latif & Graham 1992). In der zuletzt erwähnten Studie wird insbesondere der Frage nachgegangen, wieviel Vorhersagepotential in der thermischen Struktur des Ozeans enthalten ist. Die signifikante Vorhersagegüte bis zu einem Jahr resultierte ausschließlich aus der Kenntnis der Vorgeschichte der Temperaturen im oberen Ozean. Dieses Ergebnis ist konsistent mit der Vorstellung, daß das Gedächtnis des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Systems entsprechend dem Konzept des "delayed action oscillators" vollständig im Ozean liegt.

Das erste vereinfachte physikalische Vorhersagemodell, das von Inoue und O'Brien 1984, wird mit beobachteten Winden bis zu einem bestimmten Zeitpunkt angetrieben. Danach bleibt der Wind konstant und der Wasserstand an der Ostküste wird berechnet. Überschreitet der Pegel eine vorgegebene Schwelle, wird für das kommende Jahr ein El Niño Ereignis angekündigt. Das System erreicht eine brauchbare Vorhersagegüte für Vorhersagezeiträume von ungefähr drei Monaten.

Wesentlich beeindruckendere Vorhersagen leistet das oben erwähnte Anomaliemodell von Zebiak & Cane im gekoppelten Modus, das sog. Lamont-Ozean-Atmosphärenmodell (Cane & Zebiak 1985), (Cane et al. 1986), (Zebiak & Cane 1987). Eine Analyse eines großen Ensembles von Vorhersagen durch Goswami & Shukla 1991 ergibt eine brauchbare Vorhersagegüte für Vorhersagezeiträume von über einem Jahr.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte eine brauchbare Vorhersagegüte für Vorhersagezeiträume von einem Jahr mit dem

Ozeanmodell von Latif 1987 erzielt werden, das mit einem lokalen empirischen Feedback zu einem "hybriden" gekoppelten Modell (HCM = hybrid coupled model) erweitert wurde in Latif & Flügel 1991. Dieser Ausdruck geht auf Barnett et al. 1993 zurück und bezeichnet den "Mischcharakter" des hier verwendeten Modells, dessen ozeanisches Zirkulationsmodell mit einer statistischen Atmosphäre ohne interne Dynamik kombiniert wird. Dabei lag die Auffassung zugrunde, daß gemäß dem Konzept des "delayed action oscillators" das Gedächtnis des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Systems vollständig im trägeren Medium liegt. In den letzten Jahren folgten weitere hybride gekoppelte Modelle (Barnett et al. 1993), (Wu et al. 1993), bei denen ebenfalls die Atmosphäre der "Sklave" des Ozeans ist. Die beiden zuletzt genannten Modelle können ebenfalls die niederfrequente Variabilität im tropischen Pazifik etwa für ein Jahr vorher-sagen.

In der vorliegenden Arbeit wird ein weiteres Hybridmodell verwendet, das sich von dem oben erwähnten HCM von Latif & Flügel 1991 nur in der Formulierung des empirischen Feedbacks unterscheidet. Die neuere atmosphärische Rückkopplung trägt eher der auf Fernkräften beruhenden Wechselwirkung zwischen Wind- und Temperaturfeldern Rechnung. Die niederfrequente Variabilität des gekoppelten Modells wird sowohl mit den Beobachtungsdaten als auch dem ungekoppelten Kontrolllauf, in denen das Ozeanmodell die beobachteten Windfelder erfährt, verglichen. Dies erfolgt wegen der unterschiedlich langen Datensätze nicht im herkömmlichen Sinne sondern durch Vergleich der charakteristischen Schwingungsmuster. Insbesondere wird bei der Analyse dieser drei Datensätze der Fragestellung nachgegangen, inwieweit der Mechanismus des "delayed action oscillators" der bestimmende Prozess ist.

Eine weitere Fragestellung in der vorliegenden Arbeit lautet, unter welchen Bedingungen irreguläres Schwingungsverhalten hervorgerufen werden kann. Dabei wird die Variabilität im Hybridmodell auf drei unterschiedliche Arten erhöht und untersucht, welche der Realisierungen den Verhältnissen in der Natur am nächsten kommen.

Das Hybridmodell findet auch als Vorhersagemodell Anwendung. Die vorhergesagten Temperaturanomalien werden bis 70 Meter

Tiefe mit der Beobachtung verglichen. Außerdem wird die saisonale Abhängigkeit der Vorhersagegüte untersucht.

Die Analyse der Beobachtungsdaten erfolgt in Kapitel 2. Eine Beschreibung und Verifikation des Ozeanmodells befindet sich in Kapitel 3. Im Kapitel 4 wird das Ozeanmodell um eine empirische Rückkopplung zum Hybridmodell erweitert, und die niederfrequente Variabilität des gekoppelten System untersucht. In Kapitel 5 wird ein großes Ensemble von Zweijahresvorhersagen studiert. Kapitel 6 hat die saisonale Abhängigkeit der Vorhersagegüte zum Inhalt. Das Kapitel 7 beendet diese Arbeit mit einer Diskussion und einem Ausblick.

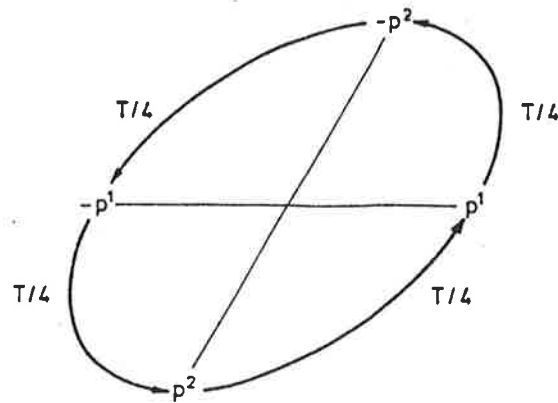
2) Interannuale Variabilität in der Beobachtung

2.1) Daten

Die niederfrequente mit dem ENSO Phänomen einhergehende Variabilität läßt sich mit den drei Größen Oberflächentemperatur (SST), Wärmeinhalt und zonalem Windstress beschreiben. Die Temperaturen wurden dem sog. Pacific XBT-Datensatz entnommen (Pazan et al. 1993). Sie liegen in monatlich flächendeckender Form nur für eine verhältnismäßig kurze Zeitspanne von Januar 1979 bis Dezember 1988 vor (Barnett et al. 1993). Die Wärmeinhalte wurden ebenfalls aus diesem Datensatz durch vertikale Integration der Temperatur über die oberen 250 Meter berechnet. Die Windstressdaten stammen aus dem FSU-Datensatz (Goldenberg & O'Brien 1981). Von allen drei Größen wurden Anomalien berechnet indem der klimatologische Jahresgang an jedem Ort subtrahiert wurde. Die Analyse der drei Variablen erfolgt mit Hilfe der sog. Principal-Oscillation-Pattern (POP)-Analyse (Hasselmann 1988), die im folgenden kurz beschrieben wird.

2.2) POP Methode

Die POP Methode dient dem Ziel, aus einem komplexen Datensatz die dominierenden Schwingungsmuster zu finden. Die POPs sind die Eigenvektoren der Systemmatrix, welche sich ergibt wenn die Daten an einen Markovprozess erster Ordnung angepasst werden in welchem der Rauschantrieb minimiert wird. Im allgemeinen sind die POPs komplex mit einem Real- und Imaginärteil p_1 und p_2 . Sie beschreiben wandernde Moden wenn diese annähernd in Quadratur sind oder stehende Moden, wenn ein Muster relativ zum anderen eine sehr geringe Amplitude besitzt. Die komplexen Eigenwerte definieren eine Rotationsperiode und eine exponentielle Abklingzeit. Die Zeitentwicklung der POPs erhält man durch Berechnung des Skalarprodukts aus dem Originaldatensatz und den adjungierten POPs. Diese unterscheiden sich von den herkömmlichen POPs dadurch, daß erstere die Eigenvektoren der adjungierten Systemmatrix sind. Theoretisch sind die zwei Koeffizientenzeitserien in Quadratur, und die Entwicklung des Systems kann im 2-dimensionalen "POP-Raum" als ein Zyklus verstanden werden, bei welchem die Muster sich folgendermaßen abwechseln:



2.3) Ergebnisse

Die großskaligen interannualen Strukturen hinsichtlich der drei Variablen SST-, Wärmeinhalts- und zonalen Windstressanomalien wurden mit Hilfe der POP-Methode aus den Beobachtungsdaten extrahiert. Die aus der POP-Analyse der ungefilterten Beobachtungsdaten resultierenden dominanten Schwingungsmuster erklären rund ein Drittel der Gesamtvarianz. Die Rotationsperiode beträgt gut vier Jahre und die exponentielle Abklingzeit 21 Monate. Die Projektion der Beobachtungsdaten auf diesen dominanten POP Mode ist in der Abb.3 für die drei erwähnten Größen längs des Äquators dargestellt. Während die Wind- und Temperaturfelder weitgehend durch eine stehende Komponente gekennzeichnet sind, zeigt der Wärmeinhalt eine deutlich nach Osten gerichtete Wanderung. Das sind die wesentlichen Merkmale des "delayed action oscillators" (Schopf & Suarez 1988). Besonders hervorzuheben ist die Rolle des Wärmeinhalts als "Vorbote", kommende Extremereignisse etwa ein Jahr im voraus im Westpazifik anzukündigen. Die entsprechenden Signale treten jeweils vor dem 1982/1983-iger El Niño, dem 1983/1984-iger Kaltereignis, dem 1986/1987-iger Warmereignis und dem darauffolgenden 1988-iger La Niña auf (Abb.3, mittleres Bild). Ungewöhnlich ist die ostwärtige Verlagerung im Windfeld während des außergewöhnlich starken 1982/1983-iger El Niño Ereignis (Abb.3, linkes Bild).

Die Schwingungsdauer aus der POP-Analyse ist wegen des kurzen Datensatzes unsicher. Zuverlässiger läßt sich die charakteristische Periode aus einem anderen 41 Jahre langen Datensatz (Ning 1993, pers. Mitteilung) äquatorialer Temperaturen er-

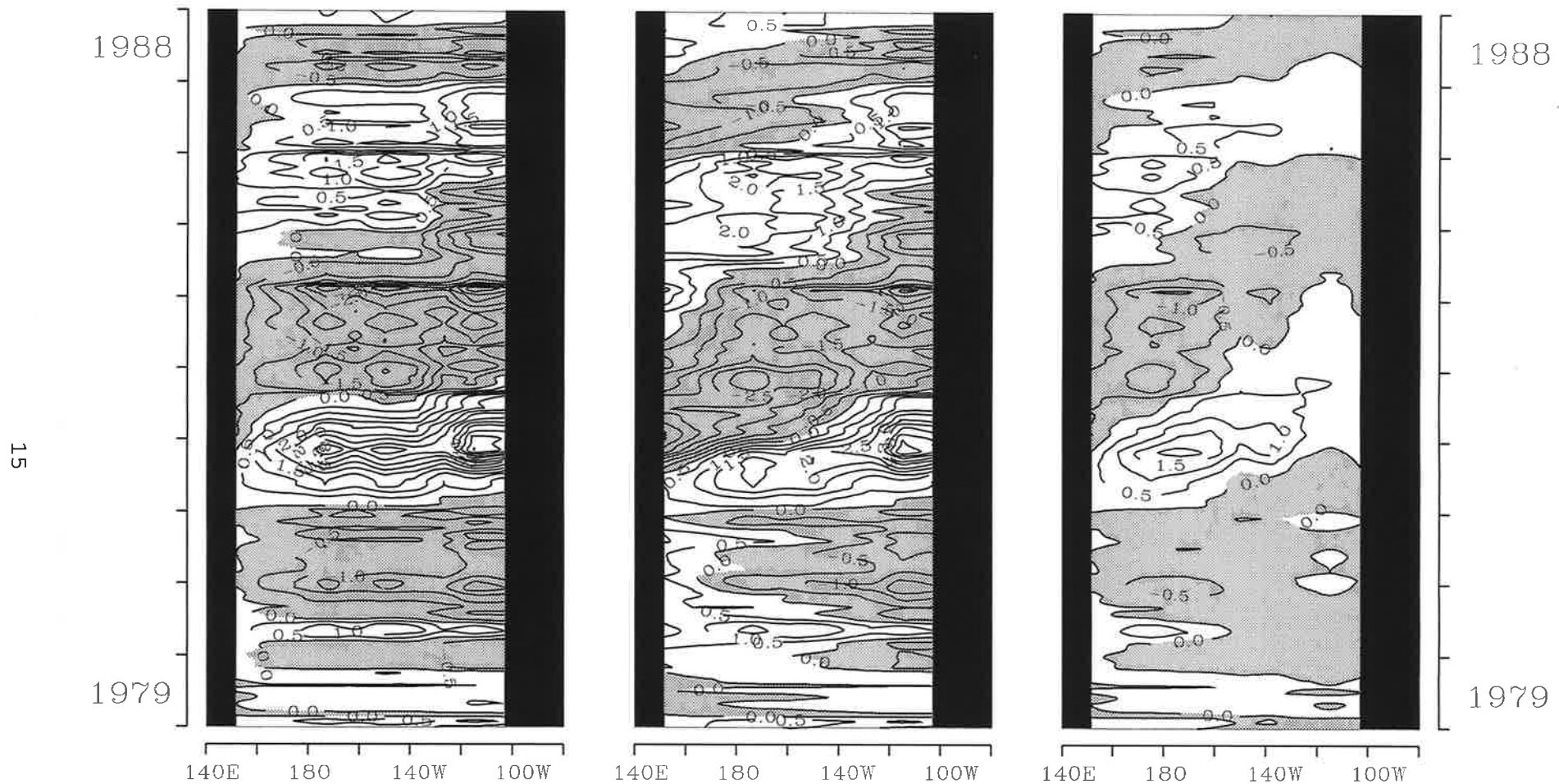


Abbildung 3: Hovmöller-Diagramm der Anomalien der Oberflächentemperaturen (linkes Bild), der Anomalien des Wasserstandes (mittleres Bild) und der Anomalien der zonalen Windschubspannung (rechtes Bild) im äquatorialen Pazifik für die Projektion der Beobachtungsdaten auf die dominante POP-Mode von Januar 1979 bis Dezember 1988. Die Anomalien sind durch ihre jeweiligen gemittelten räumlichen Standardabweichungen geteilt: 0.6°C (Temperatur), 18cm (Wasserstand), 30mPa (Windschubspannung).

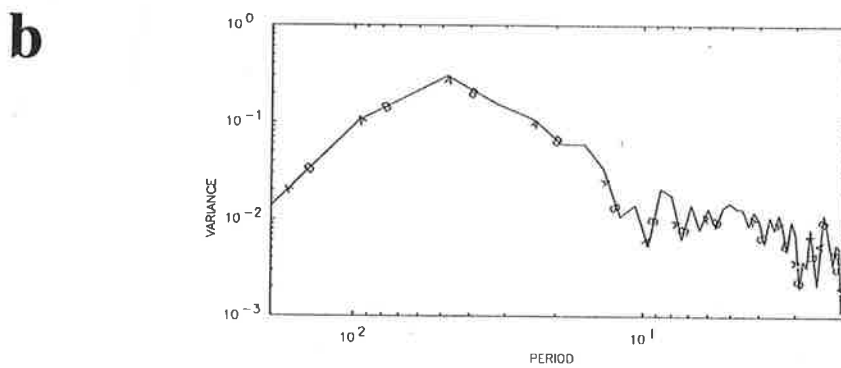
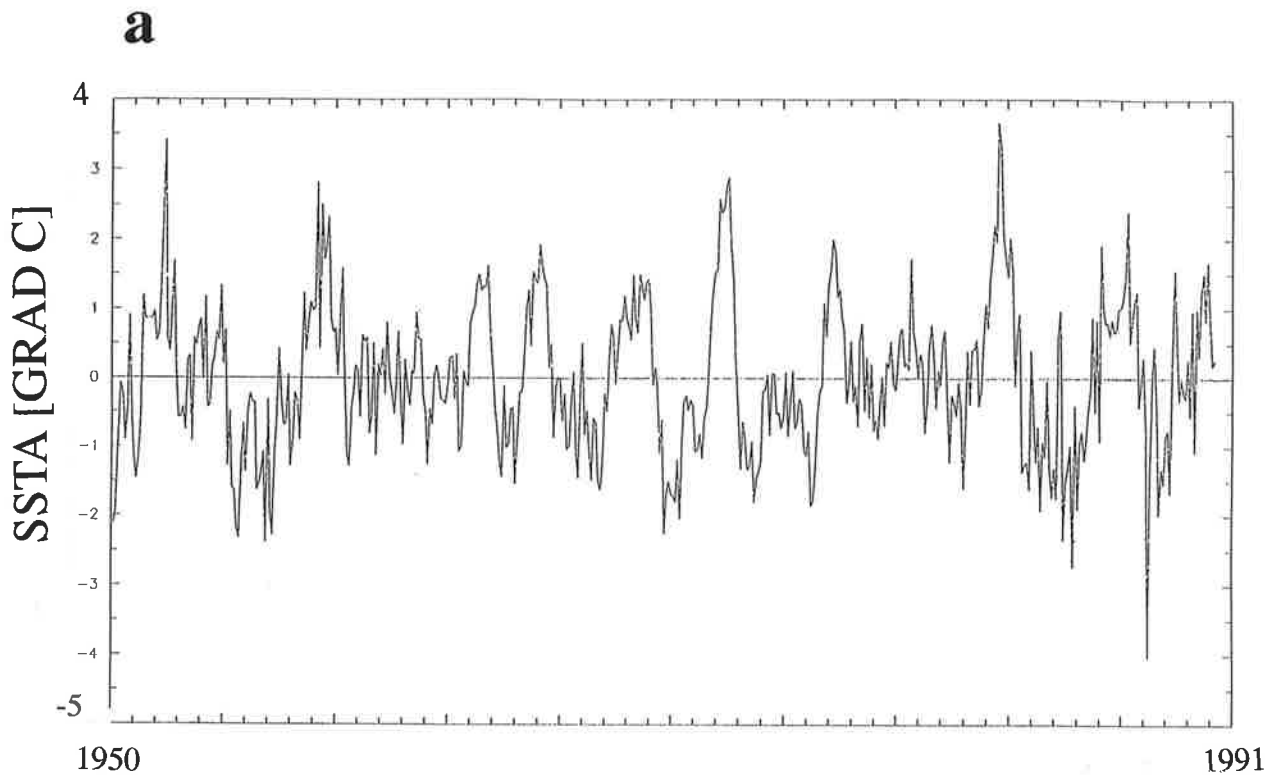


Abbildung 4: a) Zeitreihe der beobachteten SSTA auf dem Äquator bei 130°W. b) Zugehöriges Spektrum (Ning, pers. Mitteilung).

mitteln. Die entsprechende SSTA Zeitreihe ist für eine Gitterbox im Ostpazifik zusammen mit ihrem Spektrum in der Abb.4 zu finden. Das Maximum des Spektrums fällt überraschenderweise ungefähr mit der aus der POP-Methode abgeschätzten Schwingungsdauer von 50 Monaten zusammen. Allerdings handelt es sich nicht um ein scharfes Maximum, vielmehr treten erhöhte Werte über ein recht breites Frequenzband auf. Dieser Eindruck wird auch von dem sehr irregulären Charakter der Zeitreihe selbst unterstützt. Hier herrscht ein gewisser Widerspruch zum Konzept des "delayed action oscillator", der eine feste Periode verlangt.

3) Ungekoppelte Läufe

Die Tatsache, daß die niederfrequente Variabilität in der Beobachtung weitgehend dem Mechanismus des "delayed action oscillators" gehorcht - dies ergaben die Untersuchungen des vorangegangenen Kapitels - rechtfertigt die Vorgehensweise, das "Gedächtnis" des Ozean-Atmosphäre-Systems vollständig in das trägere Medium zu legen. Die gekoppelten Läufe werden daher mit einem hybriden Modell durchgeführt, in dem ein ozeanisches Zirkulationsmodell mit einer diagnostischen statistischen Atmosphäre gekoppelt wird. Zuvor stehen aber das ozeanische Zirkulationsmodell und einige ungekoppelte Experimente im Vordergrund.

Innerhalb des Konzeptes des "delayed action oscillators" ist ENSO ein auf den äquatorialen Pazifik beschränktes Phänomen, und dementsprechend wird hier ein regionales Modell des tropischen Pazifiks verwendet.

3.1) Modellbeschreibung

Eine ausführliche Beschreibung des Modells findet in Latif 1987 statt. Die quasigeostrophische Näherung ist um den Äquator nicht mehr brauchbar, da sich die Schwerewellen von den Rossbywellen nicht mehr eindeutig trennen lassen. Deshalb basiert das verwendete Ozeanmodell auf den aufwendigeren primitiven Gleichungen. Da für das ENSO-Phänomen in erster Linie großskalige niederfrequente Prozesse von Bedeutung sind, kann von der Boussinesq- und der hydrostatischen Näherung Gebrauch gemacht werden. Salzgehalt wird im Modell nicht berücksichtigt. Eine weitere Vereinfachung besteht darin, daß die Modellgleichungen auf der äquatorialen β -Ebene formuliert werden. Dies ist möglich, da, wie bereits erwähnt, eine regionale Version des tropischen Pazifiks verwendet wird.

Bodentopographie wird nicht berücksichtigt, und es wird mit einer konstanten Tiefe von 4 km gerechnet. Das Modell besitzt 13 Schichten, wobei die ersten zehn in den oberen 300 Metern liegen, was für Studien in Zusammenhang mit ENSO auf Zeitskalen von einigen Jahren genügt. Die horizontale Ausdehnung des Modellgebiets erstreckt sich von 30°N bis 30°S bzw. 130°E und 70°W (Abb.5). Die meridionale Auflösung variiert von 50km

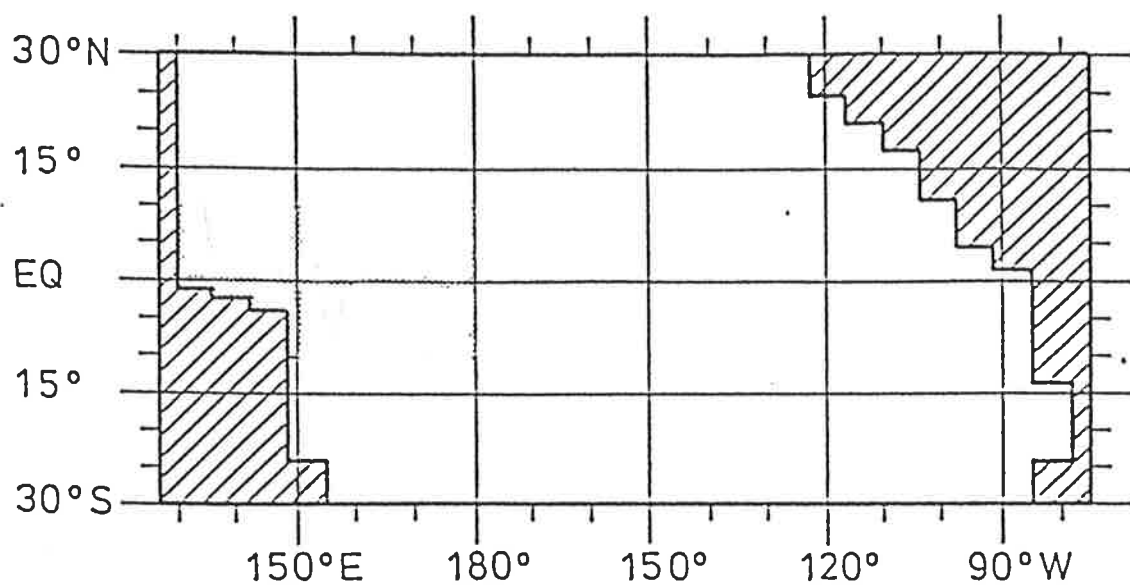


Abbildung 5 : Der Modellozean. Die schraffierten Flächen markieren Landgebiete.

am Äquator bis etwa 400km an den Nord- bzw Südrändern. Die zonale Auflösung ist dagegen mit 670 km konstant. Im Gegensatz zu Latif 1987 sind die vertikalen Mischungskoeffizienten nicht konstant und hängen von der als Stabilitätsmaß bekannten Richardsonzahl ab.

3.2) Ozeanmodell angetrieben mit beobachteten Winden

Das Ozeanmodell ist in der Lage, die beobachteten Temperaturen realistisch zu simulieren, wenn es den beobachteten Windantrieb von Januar 1963 bis Dezember 1986 erfährt (Kontrolllauf). So beträgt die Korrelation zwischen den simulierten und beobachteten über den Ostpazifik gemittelten SSTA-Zeitreihen 0.67 (Abb.6b). Dabei repräsentiert die gewählte SST-Index-Region (Abb.6a) die mit dem ENSO Phänomen verknüpfte interannuale Variabilität recht gut (Wright 1985).

Die räumliche Struktur der dominierenden Schwingung in den Beobachtsdaten gehorcht, wie bereits im vorangegangenen Kapitel gezeigt, dem Mechanismus des "delayed action oscillator". Analog zu den Beobachtungsdaten wurde eine POP-Analyse für den Kontrolllauf von Januar 1961 bis Dezember 1989 durchgeführt. Dabei ergibt sich weitgehende Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Simulation: Die Rotationsperiode der jeweils dominanten POPs beträgt in beiden Fällen ungefähr vier Jahre, und sie erklären ungefähr ein Drittel der Gesamtvarianz. Die Ähnlichkeit der räumlichen Muster läßt sich quantitativ mit Hilfe der komplexen "Patternkorrelation" CC ermitteln (Barnett et al., 1992). Sie ist folgendermaßen definiert:

$$CC = \langle P_i P_j^* \rangle / \sqrt{\langle P_i P_i^* \rangle \langle P_j P_j^* \rangle}$$

Hier sind P_i und P_j die dominanten komplexen POP-Muster, und der Stern bezeichnet das konjugiert komplexe eines POPs. Die spitzen Klammern kennzeichnen den Mittelungsoperator, der hier über den Raum definiert ist. Der Betrag der komplexen Korrelation CC ergibt sich zu 0.73 und bringt damit die hohe Übereinstimmung des Kontrolllaufs gegenüber der Beobachtung zum Ausdruck. Dementsprechend finden sich auch im ungekoppelten Kontrolllauf die für den "delayed action oscillator" typischen stehenden Temperatur- und Wind- sowie auf dem Äquator ostwärts wandernden Wasserstandsfelder. Dies wird durch die Hovmöllerdiagramme in der Abb.7 verdeutlicht, welche die Projektionen dieser drei Variablen auf die dominante POP-Mode entlang des Äquators darstellen und sich zeitlich über die gleiche Dekade 1979 bis 1988 wie die Beobachtungsdaten erstrecken. Das hier verwendete Ozeanmodell ist damit für das Studium der interannualen Variabilität geeignet.

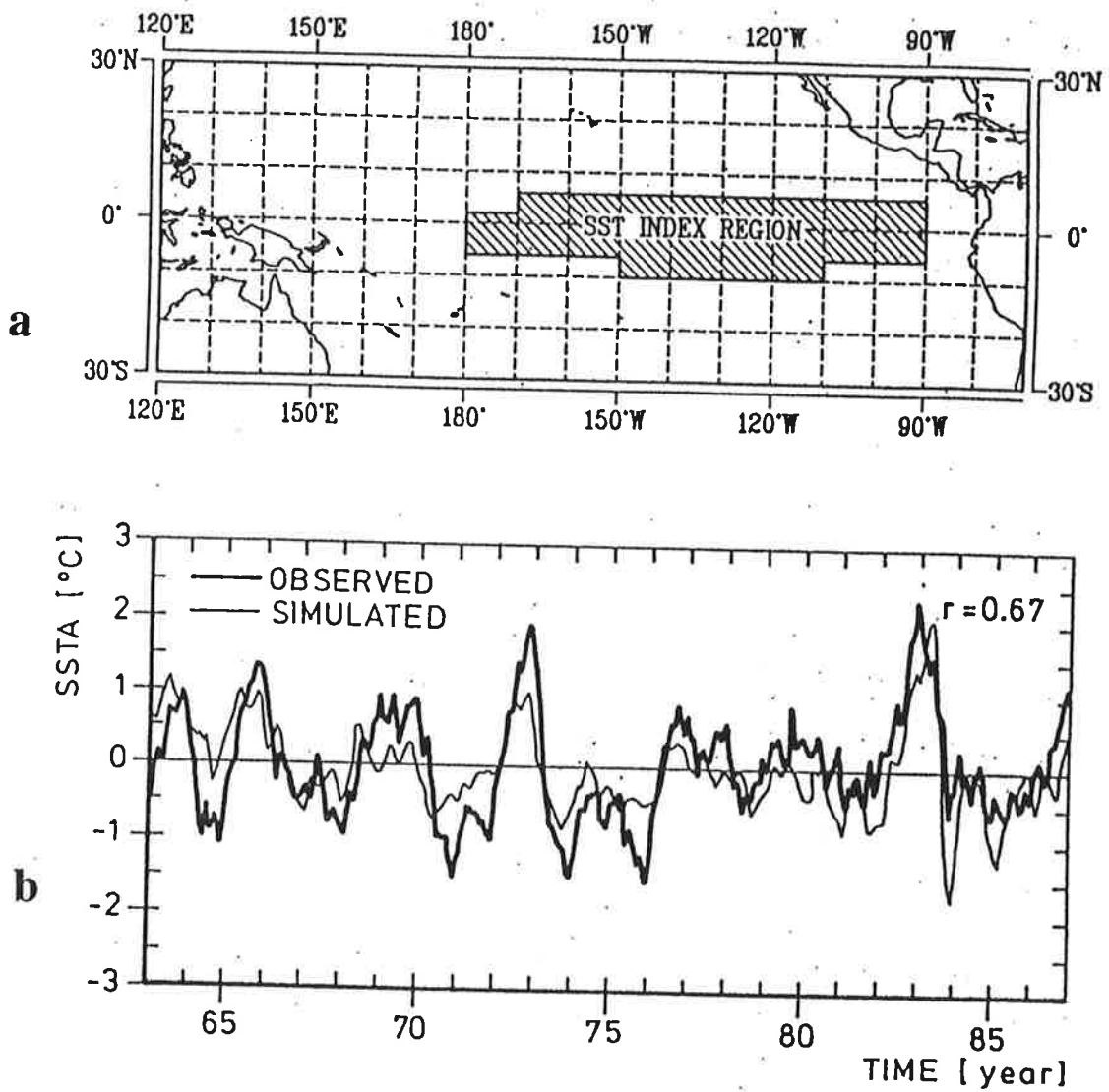


Abbildung 6: a) Wright Gebiet b) Vergleich zwischen der simulierten SSTA des ungekoppelten Kontrolllaufs angetrieben mit beobachteten Winden und der beobachteten SSTA. Die Anomalien sind über die obige Indexregion gemittelt.

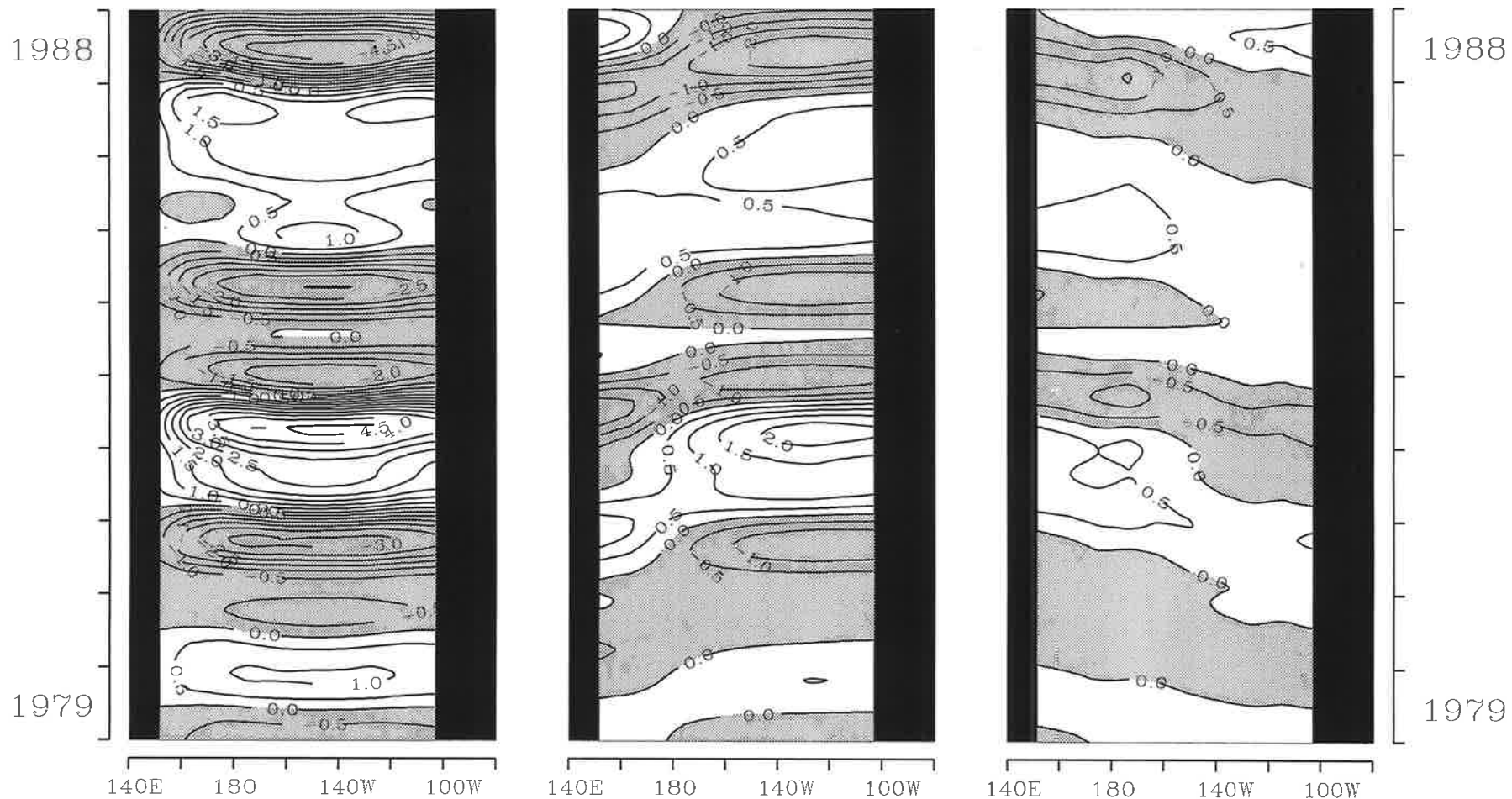


Abbildung 7: Hovmöller-Diagramm der Anomalien der Oberflächentemperaturen (linkes Bild), der Anomalien des Wasserstandes (mittleres Bild) und der Anomalien der zonalen Windschubspannung (rechtes Bild) im äquatorialen Pazifik für die Projektion der simulierten Daten des Kontrolllaufs auf die dominante POP-Mode von Januar 1979 bis Dezember 1988. Die Anomalien sind durch ihre jeweiligen gemittelten räumlichen Standardabweichungen geteilt: 0.4°C (Temperatur), 5cm (Wasserstand), 9mPa (Windschubspannung).

3.3) Ozeanmodell angetrieben mit Rauschen

Interessant ist die Frage nach dem Ursprung des ENSO Phänomens. Vor diesem Hintergrund postulierten Barnett et al. 1992, daß ENSO eine natürliche Eigenschwingung des Ozeans sei.

Die obige Hypothese läßt sich mit Hilfe ungekoppelter Läufe überprüfen, in denen Rauschen als Antrieb verwendet wird. Barnett et al. 1992 führten eine 50 Jahres-Integration mit Rauschen durch, welches kohärent im Raum und weiß in der Zeit ist. Dabei wurde der "Lärm" dargestellt durch eine Linearkombination der führenden zehn aus den beobachteten Windfeldern berechneten EOFs (Empirische Orthogonale Funktionen) und Zufallszeitreihen, deren Varianzen entsprechend der Beobachtung gewählt sind, gemäß

$$N(r,t) = \sum_{i=1,10} \lambda_i a_i(t) e_i(r).$$

$N(r,t)$ bezeichnet den Rauschantrieb am Ort r zum Zeitpunkt t . Dabei ist λ_i^2 proportional zur erklärten Varianz der beobachteten i -ten EOF, a_i die zugehörige Zufallszeitreihe und e_i das entsprechende räumliche Muster. Eine POP-Analyse dieses Rauschexperiments hinsichtlich der SST-, Wasserstands- und zonalen Windfelder ergibt eine dominante niederfrequente Mode mit einer Rotationsperiode von ca. 26 Monaten, deren räumliche Struktur zweifelsfrei der "ENSO-mode", also dem "delayed action oscillator", entspricht. Die Patternkorrelation mit dem aus der Beobachtung abgeleiteten Muster beträgt dabei etwa 0.8. Dieses Resultat steht in Einklang mit der Hypothese, daß ENSO ozeanischen Ursprungs ist.

Barnett et al. betonen allerdings, daß das Spektrum der "Ozeanantwort" auf den oben beschriebenen räumlich kohärenten und zeitlich weißen Windantrieb über einen breiten Bereich der interannualen Zeitskala erhöhte Werte annimmt. Die Ungenauigkeit in der Schätzung der POP-Periode erschwert zudem die Interpretation des fraglichen niederfrequenten Raum-Zeit-Musters als Eigenschwingung des tropischen Ozeanbeckens. Neelin & Jin 1992 bieten eine andere Erklärung: Verantwortlich für das kontinuierliche Spektrum sind möglicherweise die großskaligen aus den Beobachtungen abgeleiteten Windstrukturen, die in den Windantrieb eingehen. Diese Muster könnten

vorzugsweise sog. "Scattermodes" innerhalb eines bestimmten Frequenzbandes anregen. Eine nähere Beschreibung dieser "Scattermodes" befindet sich in Neelin & Jin. Damit hinge das Ergebnis eines ungekoppelten Laufs davon ab, in welchem Maße die großskaligen, die beobachtete interannuale Variabilität repräsentierenden Muster Eingang bei der Konstruktion des Rauschantriebes finden.

Der Einfluß dieser großskaligen *interannualen* Muster auf die "Ozeanantwort" läßt sich untersuchen, wenn diese im verwendeten Windantrieb vernachlässigt werden. Es wurde hier daher ein Experiment durchgeführt, in dem die führenden zehn EOF Muster der hochpassgefilterten beobachteten Winde im Rauschantrieb eingehen. Dabei ist das verwendete Filterfenster durchlässig für Perioden, die kleiner als zwölf Monate sind, während Perioden von mehr als 16 Monate vollständig unterdrückt werden. Die Konstruktion des Rauschens erfolgte ansonsten völlig analog zu dem von Barnett et al. verwendeten Antrieb. Das hier beschriebene Experiment besitzt aber den Vorteil, daß die verwendeten Windstrukturen die interne atmosphärische Variabilität realistischer beschreiben und weniger stark durch die Wechselwirkung von Ozean und Atmosphäre beeinflusst sind.

Das resultierende Spektrum der SSTA-Zeitreihe für das Niño3-Gebiet (Abb.8), ist nahezu weiß auf interannualen Zeitskalen. Damit scheint zunächst die Hypothese von Barnett et al., daß ENSO ozeanischen Ursprungs sei, widerlegt. Möglicherweise reicht aber die Integrationszeit immer noch nicht aus, um das Signal klar vom Rauschen zu trennen. Anstatt den Lauf zu verlängern, werden im folgenden die 500 Jahre dieses ungekoppelten Laufs hinsichtlich der drei Variablen SST-, Wasserstands- und zonale Windanomalien mit Hilfe einer simultanen POP-Analyse einer sorgfältigeren Analyse unterzogen. Der resultierende dominante POP der ungefilterten Rohdaten erklärt knapp ein Viertel der Gesamtvarianz und seine Rotationsperiode liegt mit 26 Monaten im interannualen Bereich. Die zugehörigen Muster der ungefilterten Rohdaten zeigen zwar eine recht hohe räumliche Korrelation mit den führenden aus den Beobachtungen abgeleiteten POP-Mustern von nahezu 0.7, das typische Schwingungsverhalten mit stehenden Wind- und Temperaturanomalien, sowie propagierenden Wasser-

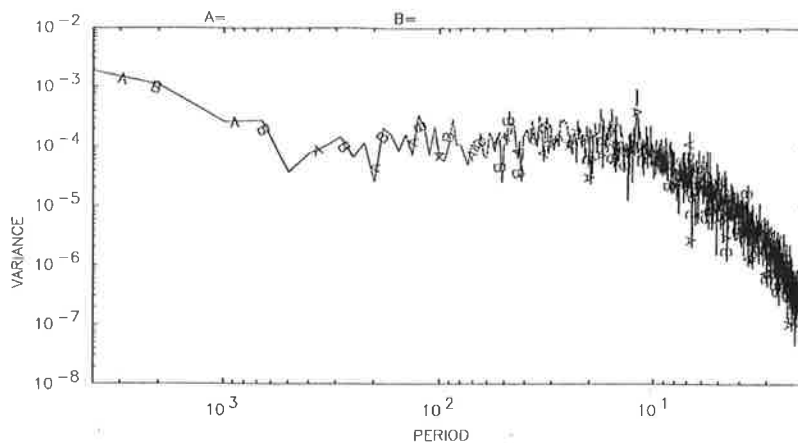


Abbildung 8: Spektrum der SSTA Zeitreihe des ungekoppelten 500-Jahreslaufes angetrieben mit Rauschen (Beschreibung im Text). Die Anomalien sind über das Niño3 Gebiet gemittelt.

stands-anomalien fehlt allerdings. Eine entsprechende Analyse der tiefpassgefilterten Daten liefert hingegen eine führende POP Mode, deren räumliche Struktur eine Identifikation mit der "ENSO-Mode" zulässt (Abb.9). Möglicherweise handelt es sich bei letzterem Resultat aber um ein Artefakt, verursacht durch das Filtern. Um diese Frage näher zu untersuchen, wurden die ungefilterten Anomalien auf die adjungierten POP-Muster projiziert. Die resultierenden Koeffizientenzeitreihen wurden dann einer Kreuzspektralanalyse unterzogen. Die Autospektren der beiden Zeitreihen sind auf interannualen Zeitskalen praktisch weiß (Abb.10a). Außerdem zeigen Phasen- und Kohärenzspektrum keinen Hinweis auf eine ausgezeichnete Zeitskala (Abb.10b,c). Dieser Sachverhalt unterstützt die Hypothese von Neelin & Jin wonach die niederfrequente Variabilität in den "Rauschläufen" durch die Anregung unendlich vieler "Scattermodes" zustande kommt. Daher ist ENSO *nicht* ozeanischen Ursprungs, sondern muß als Eigenschwingung des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Systems angesehen werden.

Im soeben beschriebenen Experiment gingen zwar keine *inter-annualen* großskaligen Muster im Windantrieb ein, wohl aber die räumlich kohärenten dominanten EOF-Muster der hochpassgefilterten beobachteten Windfelder. Vor diesem Hintergrund wurde

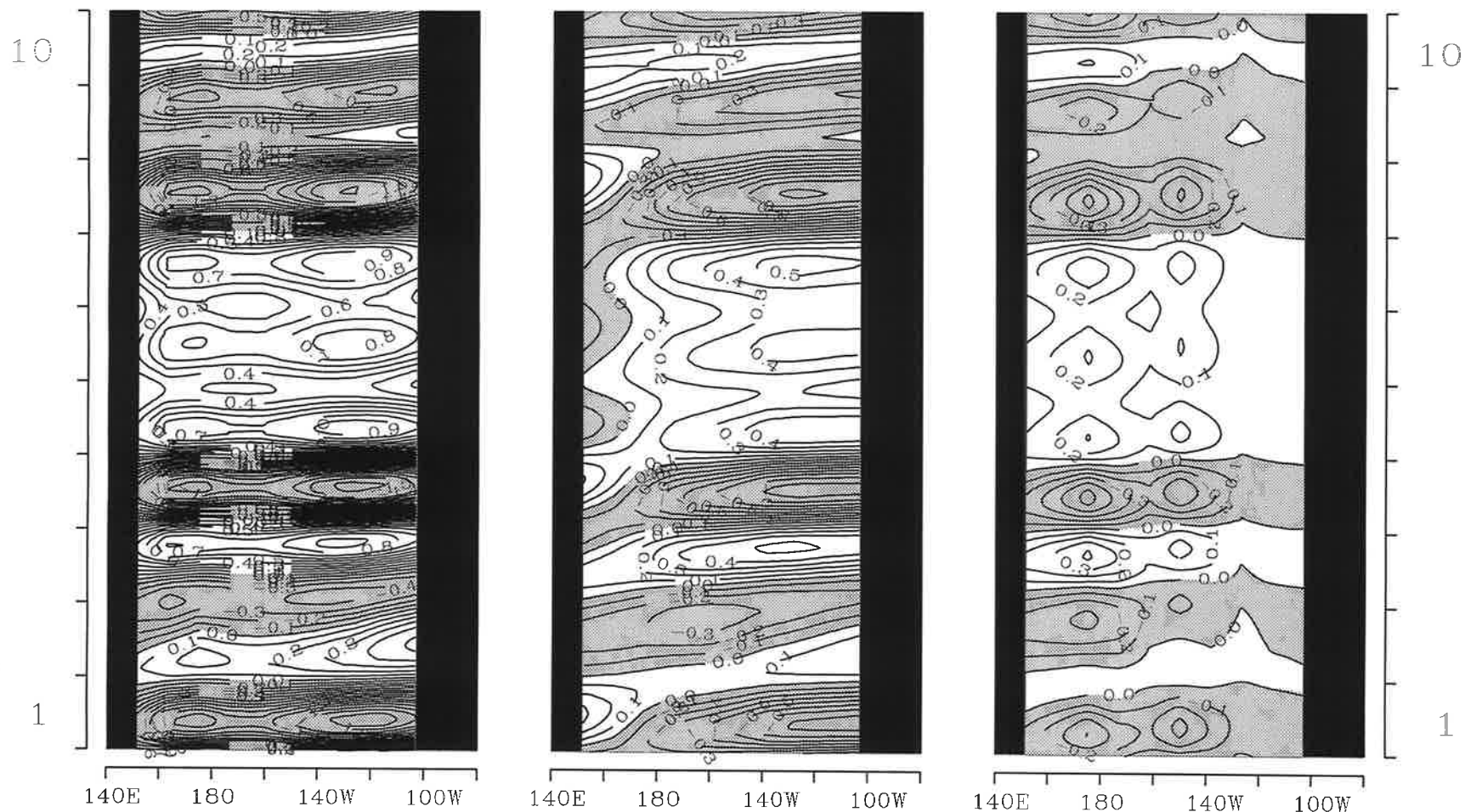


Abbildung 9: Hovmöller-Diagramm der Anomalien der Oberflächentemperaturen (linkes Bild), der Anomalien des Wasserstandes (mittleres Bild) und der Anomalien der zonalen Windschubspannung (rechtes Bild) im äquatorialen Pazifik für die Projektion der tiefpassgefilterten simulierten Daten des "Rauschlaufes" auf die dominante POP-Mode für die zehn ersten Modelljahre. Die Anomalien sind durch ihre jeweiligen gemittelten räumlichen Standardabweichungen geteilt: 0.3°C (Temperatur), 3cm (Wasserstand), 19mPa (Windschubspannung).

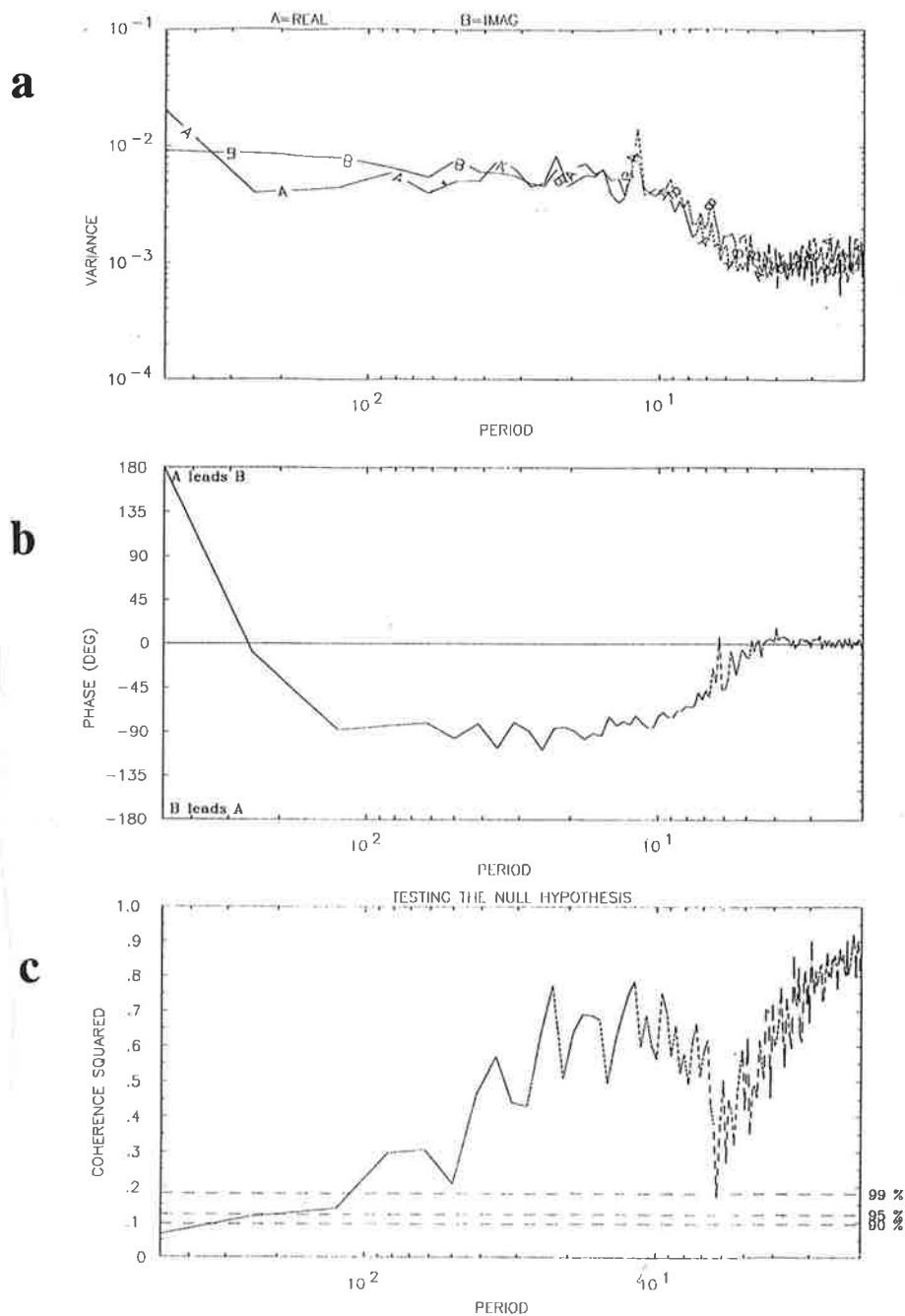


Abbildung 10: Kreuzspektralanalyse der realen und imaginären durch Projektion der ungefilterten Anomalien auf die tiefpassgefilterten adjungierten POP-Muster hervorgegangenen Koeffizientenzeitreihen: a) Autospektren b) Phasenspektrum c) Kohärenzspektrum.

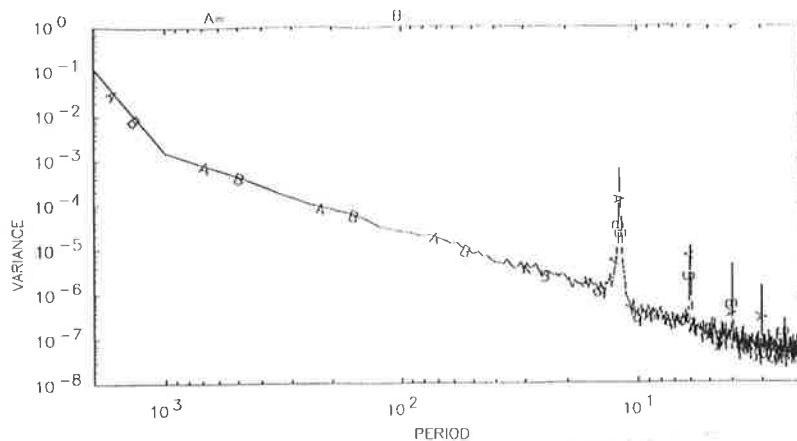


Abbildung 11: Spektrum der SSTA Zeitreihe des ungekoppelten 500-Jahreslaufes angetrieben mit räumlich und zeitlich inkohärenten Rauschen. Die Anomalien sind über das NIÑO3 Gebiet gemittelt.

ein weiteres Experiment durchgeführt, in dem die großskaligen Windmuster *fehlen*. Der Rauschantrieb ist räumlich inkohärent und weiß in der Zeit. Die Integrationszeit beträgt 500 Jahre. Das resultierende Spektrum der SSTA-Zeitreihe für das Niño3-Gebiet (Abb.11) ist ebenso wie die "Ozeanantwort" des zweiten Experiments (Abb.8), in denen großskalige Windmuster eingingen, im interannualen Bereich praktisch weiß. Die niederfrequente Variabilität ist im dritten Experiment, in dem die großskaligen Windmuster fehlen, geringer. Dieser Sachverhalt unterstützt ebenfalls die Hypothese von Neelin & Jin, wonach für die geringere niederfrequente Variabilität im dritten "Rauschlauf" die fehlende Anregung der "Scattermodes" durch großskalige Windmuster verantwortlich ist. Die Tatsache, daß überhaupt niederfrequente Variabilität im dritten "Rauschlauf" auftritt, läßt sich auch zwanglos mit der Hypothese von Neelin & Jin erklären, wonach die "Scattermodes" als Eigenmoden des Ozeans nicht ausschließlich durch großskalige Windmuster angeregt werden. Im Gegensatz zum zweiten Experiment ergeben sich weder bei der POP-Analyse der ungefilterten Rohdaten, noch bei den auf unterschiedliche Weise gefilterten Daten signifikante POP-Moden im interannualen Bereich. Dieser Befund steht in Widerspruch zu der Auffassung, daß ENSO eine natürliche Eigenschwingung des Ozeans sei.

4) Gekoppeltes Modell

Der ENSO-Mechanismus ist mit dem einfachen Modell des "delayed action oscillator" konsistent. Dies ergaben sowohl die Untersuchungen der Beobachtungsdaten im zweiten Kapitel als auch die Analysen des ungekoppelten "Kontrolllaufes", in dem das Ozeanmodell für nahezu dreißig Jahre mit den beobachteten Windschüben angetrieben wurde.

Das Konzept des "delayed action oscillator" weist dem Ozean vollständig das "Gedächtnis" des gekoppelten Systems zu. Innerhalb dieses Konzepts ist es infolgedessen sinnvoll, auf ein aufwendiges Zirkulationsmodell für die Atmosphäre zu verzichten und sich stattdessen einem sehr viel einfacheren diagnostischen Modell für die Atmosphäre zu bedienen. Eine derart konstruierte Atmosphäre reagiert rein passiv auf den Ozean und befindet sich daher stets mit diesem im Gleichgewicht. In dieser Arbeit werden wir ein statistisches Atmosphärenmodell verwenden.

4.1) Empirisches Feedback (Rückkopplung)

Im allgemeinen kann das statistische Atmosphärenmodell folgendermaßen eingeführt werden: Sei ϕ der Ozeanzustand, $F(\phi)$ das Ozeanmodell und τ der atmosphärische Antrieb. Dann gilt für die zeitliche Entwicklung des Ozeanzustandes:

$$\phi_t = F(\phi) + \tau.$$

Das Konzept des empirischen Feedback (Hasselmann 1988, pers. Mitteilung) besteht in der Annahme, daß sich der atmosphärische Antrieb τ aus einer, von der Temperatur abhängigen, linearen Funktion M und einem externen (Rausch)antrieb r zusammensetzt, gemäß

$$\tau = MT + r.$$

Die Bewegungsgleichung für den Ozean lautet damit

$$\phi_t = F(\phi) + MT + r.$$

Die sog. "Feedback" Matrix oder auch Rückkopplungsmatrix M kann

z.B. durch eine Regression des beobachteten Windes τ an die simulierte Temperatur T aus dem ungekoppelten "Kontrolllauf" bestimmt werden, durch Minimierung der Funktion

$$\langle | MT - \tau |^2 \rangle = \text{Min.}$$

Prinzipiell gibt es sehr viele Möglichkeiten eine lineare Funktion zu wählen, um die Rückkopplungsmatrix M festzulegen. In Latif & Flügel 1991 wurde zum erstenmal eine "minimale" Atmosphäre ohne innere Dynamik mit dem ozeanischen Zirkulationsmodell aus Latif 1987 für Vorhersagezwecke gekoppelt. Eine Beschreibung des Modells befindet sich in Latif & Villwock 1990. Die Rückkopplung der Atmosphäre auf den Ozean wird durch eine lineare Beziehung zwischen den Anomalien der Windstressfelder τ für jeden Gitterpunkt und den Anomalien des lokalen Temperaturfeldes T beschrieben, so daß die Feedbackmatrix M diagonal ist:

$$\tau = \tau(T) = M T$$

Der Satz von Koeffizienten in M wurde empirisch durch lineare Regression aus der simulierten SSTA des ungekoppelten Ozeanlaufes, der mit beobachteten Winden angetrieben wurde, bestimmt.

Diese Methode wurde in Latif & Villwock 1990 überprüft, indem der rekonstruierte Windstress aus den simulierten SSTA des ungekoppelten Ozeanlaufs angetrieben mit beobachteten Winden mit dem beobachteten FSU Datensatz verglichen wurde. Dabei ergab sich gute Übereinstimmung im West- und Zentralpazifik (die Korrelationen betragen 0.67 bzw. 0.51). Die niedrigere Korrelation von 0.33 im östlichen Pazifik kann auf den Sachverhalt zurückgeführt werden, daß in dieser Region der Wind fast weiß (Wyrtki 1975; Goldenberg & O'Brien 1981) und nicht gut mit ENSO-Indizes korreliert ist.

Bei einer lokalen Rückkopplung hängt die Windanomalie an einem bestimmten Ort nur von der Temperatur an diesem Ort ab. Bei einer nicht-lokalen Rückkopplung hingegen hängt die Windanomalie von der Temperatur an allen Orten ab. Eine nähere Betrachtung der führenden Wind- und SST EOFs verdeutlicht, daß die nicht-lokale Rückkopplung als realistischer anzusehen ist.

Beide führenden EOFs erklären nämlich einen beträchtlichen Teil der Gesamtvarianz und sind offensichtlich mit dem ENSO-Phänomen verknüpft (Abb.12). Dabei liegen die Zentren maximaler Variabilität weit auseinander. Während beim Wind das Maximum in der Nähe der Datumslinie liegt, findet sich das Zentrum größter Variabilität in der Temperatur im Ostpazifik. Die große Entfernung zwischen beiden Zentren bedeutet aber, daß die Wechselwirkung zwischen Temperatur und Wind nicht-lokal ist.

In der vorliegenden Arbeit erfolgt daher die Bestimmung der Rückkopplungsmatrix im sog. "EOF-Raum", dessen Basis die führenden EOF Zeitreihen aufspannen. Zunächst lautet die Frage, wieviele EOFs bei der Bestimmung der Rückkopplungsmatrix M Berücksichtigung finden sollten. Gehen zuviele EOFs in die lineare Regression ein, erlangt möglicherweise das nicht mit der ENSO Variabilität verknüpfte hochfrequente Rauschen zu großen Einfluß. Finden umgekehrt zu wenige EOFs Eingang geht wertvolle Information "verloren". Als Kompromiß werden deshalb die jeweils fünf führenden EOFs der SSTA- bzw. der Windstressanomalien berücksichtigt. Die Elemente m_{ij} der Rückkopplungsmatrix M berechnen sich gemäß

$$m_{ij} = \langle \alpha_i \beta_j \rangle / \langle \beta_j^2 \rangle.$$

Dabei ist α_i die i-te EOF Zeitreihe der Windstressanomalien und β_j die j-te EOF Zeitreihe der beobachteten Temperaturanomalien. Die Kovarianzen bzw. Varianzen wurden aus den beobachteten (Reynolds 1988) SST- und (FSU) Windschüben über den Zeitraum von Januar 1970 bis Dezember 1985 berechnet.

Der Rückkopplungsterm im EOF-Raum berechnet sich durch Anwendung der Matrix M auf die EOF-Amplituden der Temperaturanomalien. Der Übergang vom "EOF-Raum" in den physikalischen Ortsraum erfolgt dann durch Multiplikation dieser neuen EOF-Amplituden mit den entsprechenden EOF-Mustern der Windstressanomalien. Der solchermaßen rekonstruierte anomale Windstress $\hat{\tau}$ ist also eine Linearkombination gemäß

$$\hat{\tau}(r, t) = \sum_{i=1,5} \sum_{j=1,5} m_{ij} \alpha_j(t) \epsilon_i(r).$$

Dabei ist $\hat{\tau}$ der rekonstruierte Windstress und ϵ_i das i-te EOF

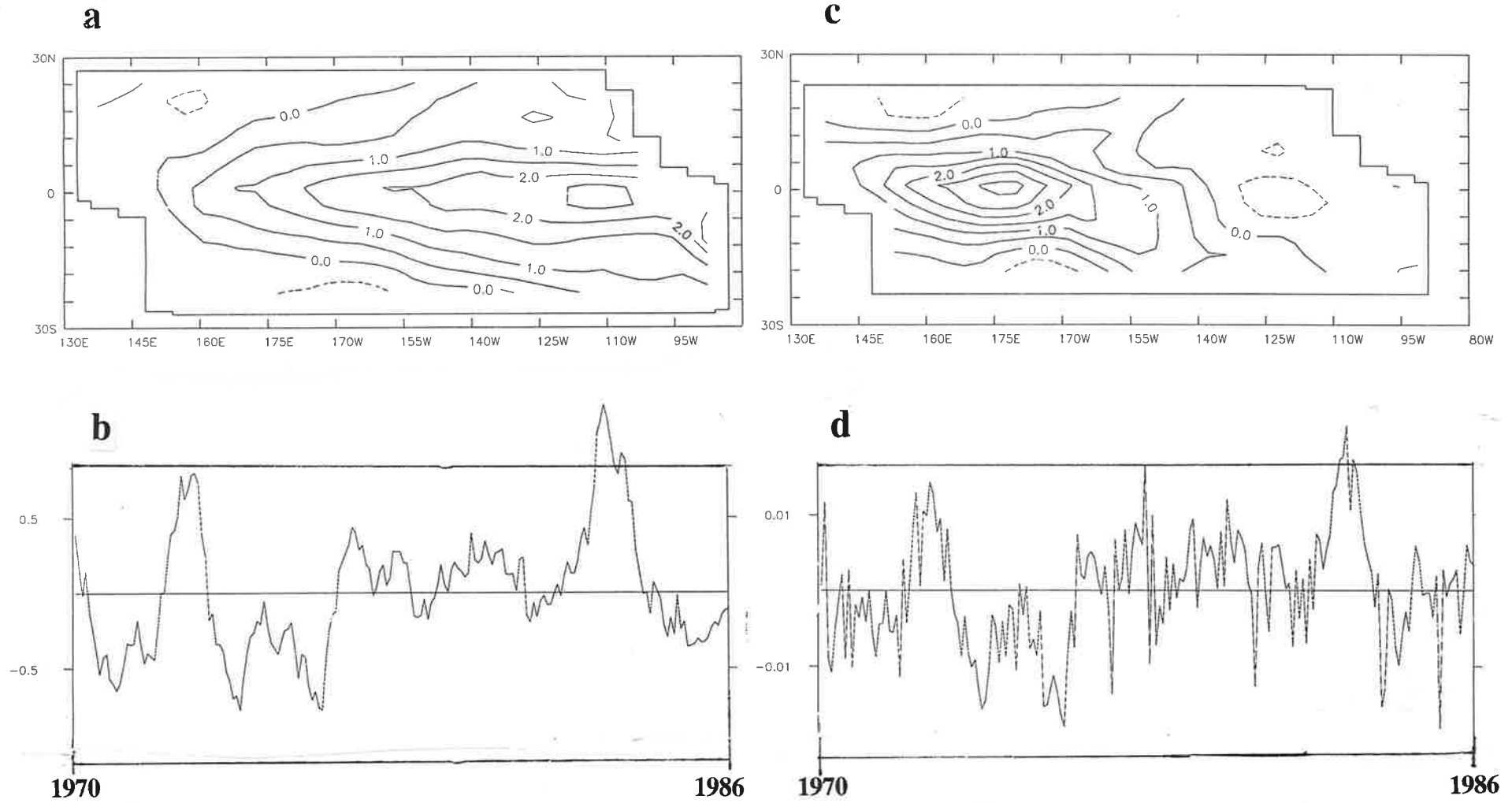


Abbildung 12: a) Muster der 1.EOF der beobachteten SSTA b) zugehörige Zeitreihe c) Muster der 1.EOF der beobachteten Anomalien der zonalen Windschubspannung d) zugehörige Zeitreihe.

Muster der beobachteten Windstressanomalien.

Die rekonstruierten Winde stimmen wie erwartet mit der Beobachtung gut überein. So erreichen die Korrelationen zwischen den rekonstruierten und beobachteten Windschubanomalien über nahezu die gesamte Breite des Pazifik in der Umgebung des Äquators höhere Werte als 0.4; im Westen überschreiten diese sogar 0.8 (Abb.13a). Dabei beziehen sich die Korrelationen auf Daten, die mit einem fünfmonatigen Gleitmittel geglättet wurden. Die räumliche Verteilung der erklärten Varianzen ähnelt der der Korrelationen, mit ebenfalls höchsten Werten auf dem Äquator in der Nähe der Datumslinie (Abb 13b). An dieser Stelle erklären die rekonstruierten Winde ungefähr 70% der Gesamtvarianz der Beobachtung.

Die erklärten Varianzen bringen die Tatsache zum Ausdruck, daß das statistische Atmosphärenmodell die Varianz der Beobachtung systematisch unterschätzt. Dadurch ist ein "Hochskalieren" des Windantriebes in gekoppelten Läufen erforderlich. Eine grobe Abschätzung für den Skalierungsfaktor des Modellwindes liefern die erklärten Varianzen aus der Abb.13b. Für die Kopplung kommt es im wesentlichen auf das Windfeld im Westpazifik an, so daß sich die folgende Abschätzung auf das Gebiet zwischen 160°E und 150°W bzw. 5°N und 5°S , das sog. NIÑO4 Gebiet, beschränkt. Das Verhältnis zwischen den über diese Region gemittelten Varianzen des beobachteten und rekonstruierten Windfeldes beträgt 2.6. Die Wurzel dieses Quotienten liefert dann einen Anhaltspunkt für den Skalierungsfaktor. Deshalb erfolgt die Durchführung des im nächsten Unterkapitel beschriebenen gekoppelten "Standardlaufs" mit einem um den Faktor 1.6 verstärkten Windantrieb.

Bei Verwendung des statistischen Atmosphärenmodells in gekoppelten Läufen taucht ein Problem auf: Obwohl das Ozeanmodell in der Lage ist die beobachtete SST gut zu simulieren, ist die Simulation natürlich nicht vollkommen. Diese Unterschiede können die Kopplungsstärke reduzieren. Ein Vergleich der führenden EOF Muster der simulierten und beobachteten SSTA zeigt, daß die meridionale Erstreckung in der Simulation unterschätzt wird. Darüberhinaus wird das Zentrum maximaler Variabilität zu weit im Westen simuliert. Diese Diskrepanzen machen die Anwendung einer Korrekturmatrix auf die simulierte

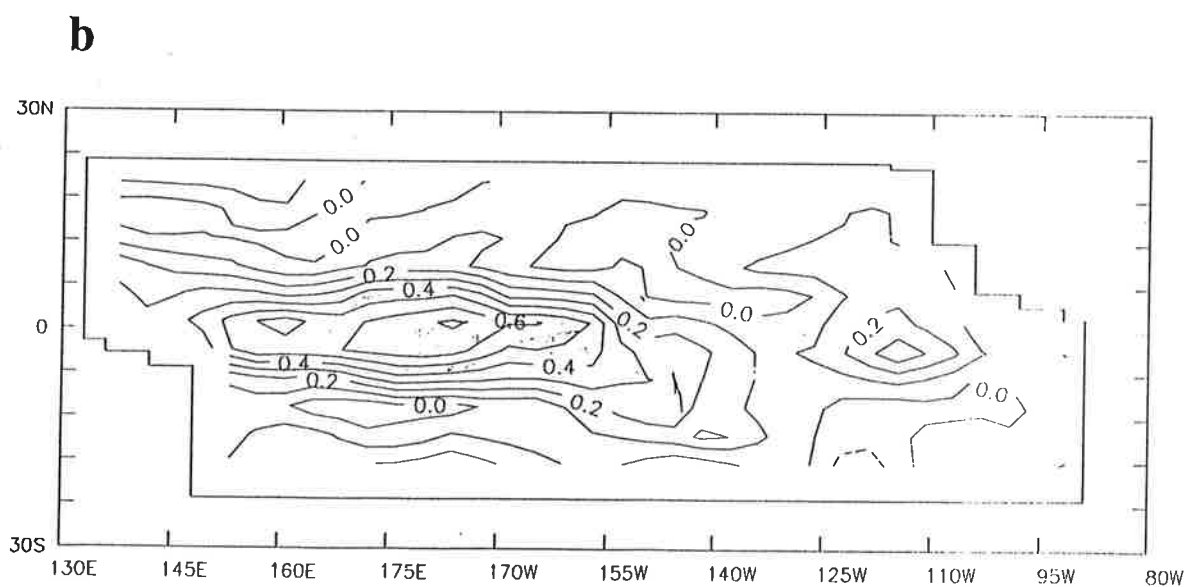
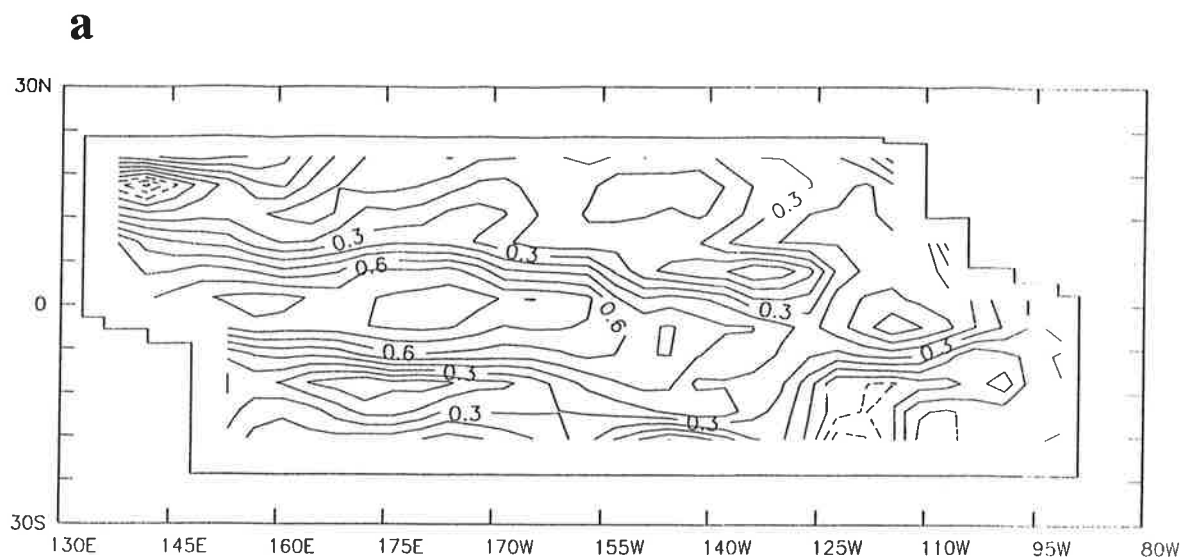


Abbildung 13: a) Korrelationen zwischen den zonalen Komponenten des atmosphärischen Feedbacks und der beobachteten Windschubspannung b) erklärte Varianzen

SSTA erforderlich. Erst diese korrigierten Temperaturen finden dann Eingang in das statistische Modell. Bei der in dieser Arbeit realisierten Korrektur handelt es sich um eine Regressionsmatrix, welche völlig analog zur Rückkopplungsmatrix aus den jeweils führenden fünf EOF-Zeitreihen der beobachteten bzw. simulierten SSTA berechnet wurde.

4.2) gekoppelter Standardlauf

Das gekoppelte Modell besteht aus dem im dritten Kapitel beschriebenen ozeanischen Zirkulationsmodell und dem im vorangegangenen Abschnitt erläuterten statistischen Atmosphärenmodell. Für den gekoppelten "Standardfall" ist der Wind aufgrund der Abschätzung in 4a) um den Faktor 1.6 hochskaliert. Außerdem werden die simulierten SSTAs mit Hilfe der oben beschriebenen KorrekturmatriX verändert, bevor sie an das Atmosphärenmodell gegeben werden.

Die beobachteten Winde treiben das Ozeanmodell bis Januar 1972 an. Der Zustand zu diesem Zeitpunkt liefert die Anfangsbedingungen für den gekoppelten Lauf, dessen Integrationszeit dreißig Jahre beträgt. Die mit dem gekoppelten Modell simulierten SSTA gemittelt über das NIÑO3 Gebiet (Abb 14) zeigen eine selbsterhaltende regelmäßige Oszillation, deren Periode von fünf Jahren mit Beobachtungen konsistent ist. Die Amplituden sind mit etwa 1°C zu schwach für großräumige Erwärmungen. Die Asymmetrie in den Zwischenphasen - der Übergang von der Warm- in die Kaltphase erfolgt rascher als umgekehrt - findet sich in der Beobachtung wieder. Die Oszillation ist im Vergleich zur beobachteten SSTA viel zu regelmäßig. Dieses Manko läßt sich auf unterschiedliche Weise durch Erhöhung der Variabilität beseitigen; die entsprechenden modifizierten gekoppelten Läufe sind Inhalt des folgenden Unterkapitels.

Die räumliche Struktur der Variabilität im gekoppelten "Standardlauf" hinsichtlich der drei Größen SST-, Wasserstands- und zonale Windstressanomalien läßt sich anhand einer simultanen POP-Analyse dieser drei Variablen für die durchgeführten dreißig Jahre untersuchen. Dabei ergibt sich eine führende POP-Mode, die über 90% der Gesamtvarianz erklärt. Dieses Ergebnis bringt zum Ausdruck, daß das Schwingungsverhalten des

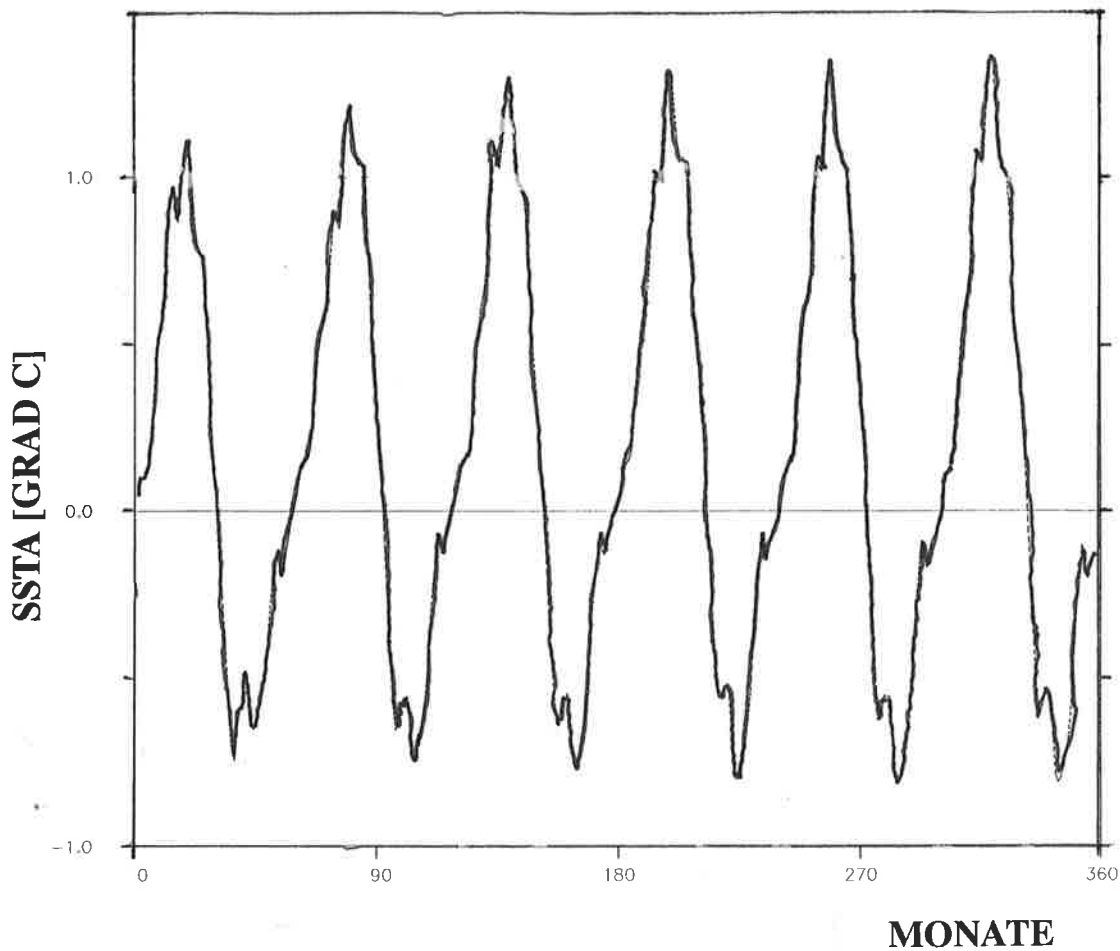


Abbildung 14: Zeitreihe der SSTA des gekoppelten "Standardlaufs". Die SSTA sind über das Niño3 Gebiet gemittelt.

gekoppelten Laufs zu regelmäßig ist und im wesentlichen dem der dominanten POP-Mode gehorcht. Die Rotationsperiode der dominanten POP-Mode beträgt etwa fünf Jahre und die exponentielle Abklingzeit beträgt das Vierfache. Die POP-Muster stimmen mit den aus der Beobachtung abgeleiteten Mustern recht gut überein, was durch die hohe (komplexe) Patternkorrelation von etwa 0.6 verdeutlicht wird. Das anhand der dominanten POP-Mode rekonstruierte Schwingungsverhalten ist in der Abb.15 längs des Äquators dargestellt. Die Hovmöllerdiagramme stellen einen repräsentativen "Dekadenausschnitt" des gekoppelten 30-Jahreslaufs dar. Völlig in Einklang mit dem Mechanismus des "delayed action oscillator" sind die Temperatur- und Windmuster stehend, während der Wasserstand nach Osten wandert. Die Tatsache, daß das Raum-Zeit-Verhalten im gekoppelten Lauf

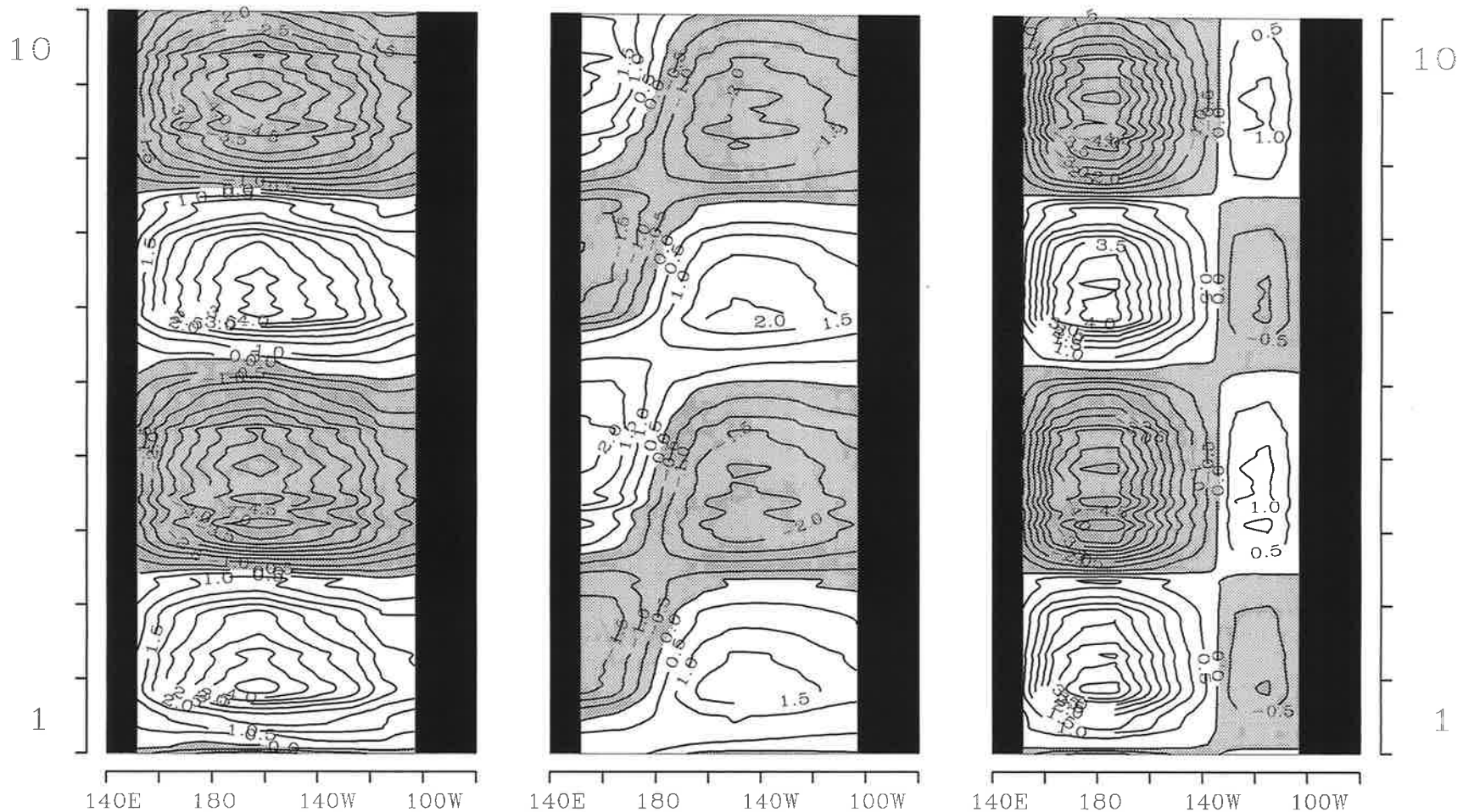


Abbildung 15: Hovmöller-Diagramm der Anomalien der Oberflächentemperaturen (linkes Bild), der Anomalien des Wasserstandes (mittleres Bild) und der Anomalien der zonalen Windschubspannung (rechtes Bild) im äquatorialen Pazifik für die Projektion der simulierten Daten des gekoppelten "Standardlaufs" auf die dominante POP-Mode für die zehn ersten Modelljahre. Die Anomalien sind durch ihre jeweiligen gemittelten räumlichen Standardabweichungen geteilt: 0.6°C (Temperatur), 5cm (Wasserstand), 13mPa (Windschubspannung).

der Beobachtung entspricht, motiviert die Durchführung von ENSO Vorhersagen mit dem gekoppelten Modell, diese sind Inhalt des fünften Kapitels. Zuvor wird noch der Einfluß weiterer, gegenüber dem Standardfall abweichender Kopplungsarten auf die interannuale Variabilität untersucht.

4.3) Modifizierte gekoppelte Läufe

Das gekoppelte Modell kann, je nach der speziellen Wahl der Kopplungsparameter und Kopplungsart, sehr unterschiedlich schwingen. Unterschiedliche Oszillationen treten bereits in der folgenden Sensitivitätsstudie auf, welche aus einer Serie gekoppelter Läufe mit jeweils unterschiedlicher meridionaler Erstreckung des Gebietes, innerhalb dessen die Kopplung erfolgt, besteht. Ansonsten entspricht die Modellkonfiguration dem "Standardfall" aus dem vorangegangenen Unterkapitel. An den Nord- und Südrändern der Kopplungsgebiete fällt die Kopplungsstärke innerhalb weniger Grad kosinusförmig auf Null ab. Für zwei verschiedene Ausdehnungen des Kopplungsgebietes erfolgten Integrationen über jeweils 30 Jahre. Ein Vergleich der SSTA-Zeitreihen dieser gekoppelten Läufe untereinander sowie mit dem "uneingeschränkten" Standardlauf ergibt, daß sowohl die Amplitude als auch die Schwingungsdauer mit zunehmender meridionaler Einschränkung des Kopplungsgebietes abnehmen (vgl. Abb.16a,b, 14). Die Reduktion der Amplituden beruht auf dem durch die meridionale Einschränkung geringeren Gesamtantrieb. Die Perioden variieren innerhalb dieser Serie zwischen drei und fünf Jahren. Dieses Verhalten wird sofort verständlich innerhalb des "delayed action oscillator" Szenarios, denn eine meridionale Einschränkung des Kopplungsgebietes unterdrückt die höheren und langsameren westwärts wandernden Rossbywellen, welche zusammen mit den ostwärts wandernden äquatorialen Kelvinwellen die Oszillationsperiode bestimmen.

Sehr unterschiedliches Schwingungsverhalten tritt in einer weiteren Serie gekoppelter Läufe auf. Bei den gekoppelten Läufen handelte es sich um Modifikationen gegenüber dem "Standardfall" hinsichtlich des Skalierungsfaktors, der sog. Kopplungsstärke κ , für den Wind. Letzere variiert von $\kappa = 1.0$ bis 2.0 . Für $\kappa = 1.0$ tritt nahezu keine interannuale Variabilität auf; lediglich die individuellen Anfangsbedingungen vom Januar 1972 bewirken eine relativ kurze Einschwingphase, welche etwa

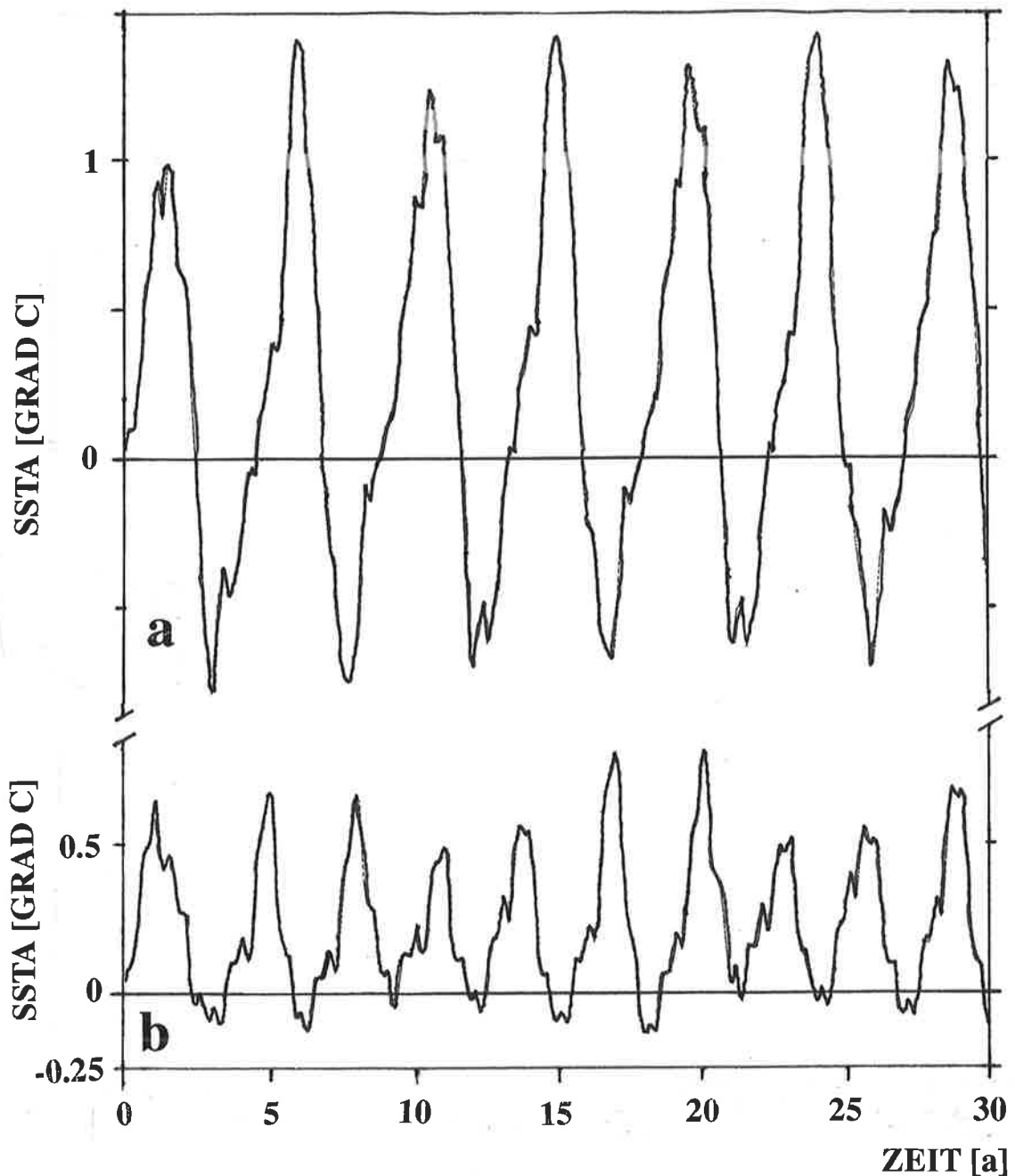


Abbildung 16: Zeitreihen der SSTA für zwei gekoppelte 30-Jahres Integrationen mit verschiedenen meridionalen Ausdehnungen des Kopplungsgebietes. Die meridionale Abhängigkeit der Kopplungsstärke $\kappa(\varphi)$ ist: a) $\kappa=0$ für $|\varphi|>12^\circ$, $\kappa=1.6(0.5+0.5\cos(\pi(\varphi - 5^\circ)/(12^\circ-5^\circ)))$ für $5^\circ<|\varphi|<12^\circ$, $\kappa=1.6$ für $|\varphi|<5^\circ$, b) $\kappa=0$ für $|\varphi|>5^\circ$, $\kappa=1.6(0.5+0.5\cos(\pi(\varphi - 2^\circ)/(5^\circ-2^\circ)))$ für $2^\circ<|\varphi|<5^\circ$, $\kappa=1.6$ für $|\varphi|<2^\circ$. Die Anomalien sind über das Niño3 Gebiet gemittelt.

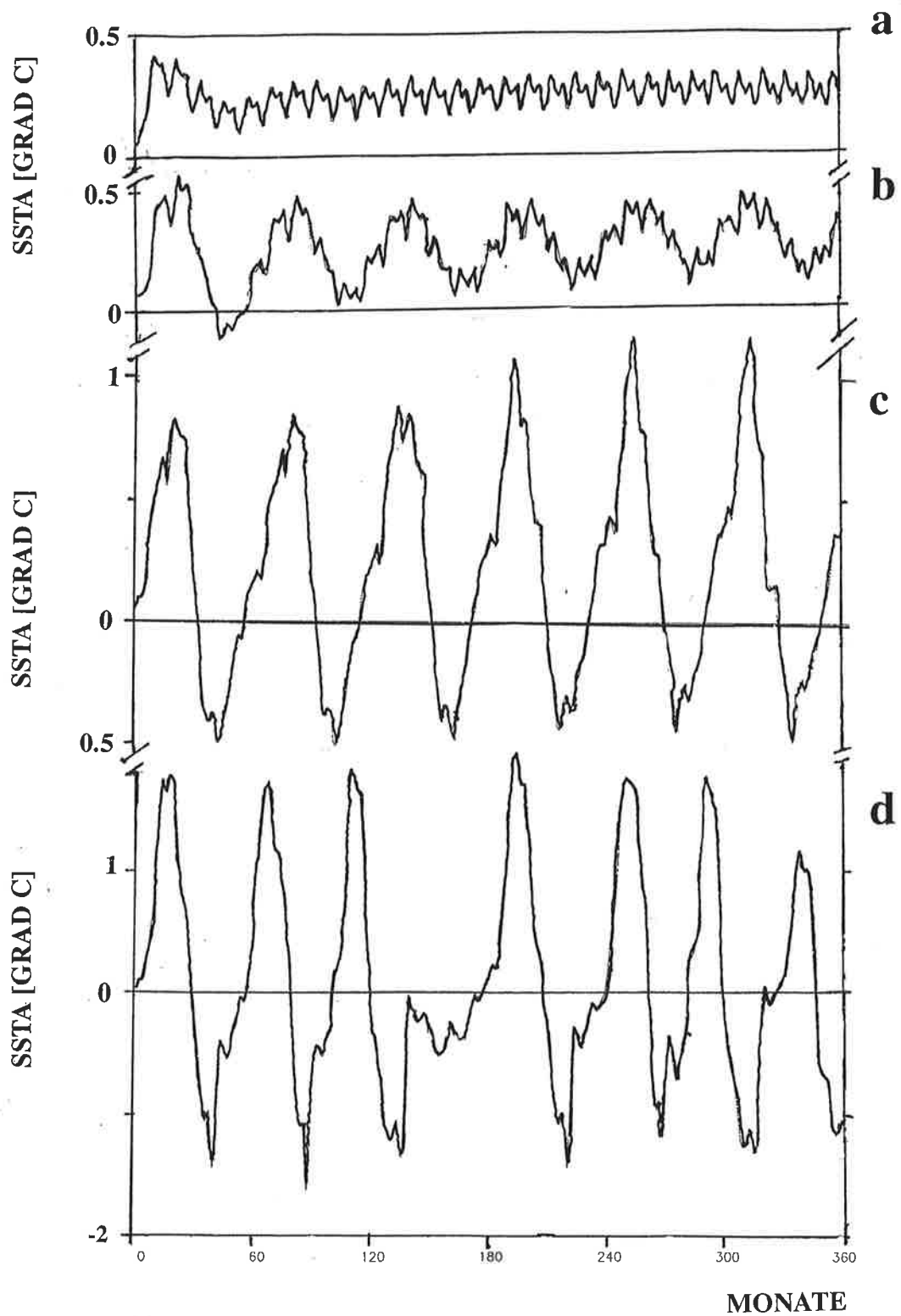


Abbildung 17: Zeitreihen der SSTA für vier gekoppelte 30-Jahres Integrationen mit verschiedenen Kopplungsstärken: a) 1.0, b) 1.2, c) 1.4 und d) 2.0. Die Anomalien sind über das Niño3 Gebiet gemittelt.

zwei bis drei Jahre anhält entsprechend dem "Erinnerungsvermögen" des gekoppelten Systems. Nach dem Einschwingvorgang zeigt beispielsweise die über das NIÑO3 Gebiet gemittelte SSTA-Zeitreihe nur eine leichte Modulation im Jahresgang als Folge einer schwachen Drift des gekoppelten Modells (Abb.17a).

Bereits bei einer moderaten Erhöhung der Kopplungsstärke auf $\kappa = 1.2$ schwingt das gekoppelte Modell im realistischen interannualen Bereich mit einer Periode von etwa fünf Jahren. Die Amplituden sind mit etwa 0.5°C um ca. ein Viertel unterschätzt und zeigen eine Modulation durch den Jahresgang (Abb.17b). Das System vollzieht offensichtlich zwischen $\kappa = 1.0$ und 1.2 die Bifurkation von gedämpften zu selbsterhaltenden Oszillationen.

Das gekoppelte Modell simuliert Extremphasen mit Anomalien um 1°C bei höheren Kopplungsstärken ab ungefähr $\kappa = 1.4$ (Abb. 17c). Die Ähnlichkeit zum oben beschriebenen "Standardlauf" mit einer Kopplungsstärke von 1.6 äußert sich in der Ähnlichkeit der beiden Temperaturzeitreihen, wobei der asymmetrische Charakter der Schwingung mit steigender Kopplungsstärke zunimmt (Vgl Abb.14 mit 17c).

Bei noch höheren Kopplungsstärken nimmt der nichtlineare Charakter der Schwingung zu: So tritt aperiodisches Schwingungsverhalten beispielsweise für $\kappa = 2.0$ (Abb 17d) auf. Interessant ist das "Ausbleiben" eines El Niño Ereignis um das Modelljahr 13 herum; eine ähnliche Situation herrschte während der Jahre 1975/76, welches durch das "unterdrückte" Warmereignis eine Sonderstellung einnimmt.

Die räumliche Struktur der Variabilität in den gekoppelten Läufen hinsichtlich der SST-, Wasserstands- und zonalen Windstressanomalien wurde völlig analog zum "Standardlauf" mit Hilfe einer simultanen POP-Analyse durchgeführt. Für sämtliche selbsterhaltende Oszillationen, d.h. alle gekoppelten Läufe mit Kopplungsstärken ab 1.2 aufwärts, ist das führende Raum-Zeit-Muster durch stehende Temperatur- und Windfelder sowie nach Osten wandernden Wärmeinhaltsanomalien gekennzeichnet. Die jeweiligen führenden POP-Moden erklären 91%, 92%, 90% bzw 71% der Gesamtvarianzen der entsprechenden gekoppelten Läufe mit Kopplungsstärken von 1.2 , 1.4 , 1.6 bzw. 2.0 . Dieser dem "delayed action oscillator" entsprechende

Mechanismus erweist sich also als ziemlich unempfindlich gegenüber Variationen in der Kopplungsstärke.

Hinreichend hohe Kopplungsstärke ist nur eine Möglichkeit, irreguläre Schwingungen zu erzeugen. Eine andere Möglichkeit irreguläres Verhalten bei moderaten Kopplungsstärken zu erhalten, stellt die Addition von Rauschen zum Rückkopplungsterm dar. Die Konstruktion dieses "Lärms" erfolgt völlig analog zu der im dritten Kapitel beschriebenen, d.h. es wurde eine Linearkombination aus den führenden zehn EOF-Mustern des hochpassgefilterten Windes sowie weiße EOF-Zeitreihen verwendet. Ferner sind die Windfelder entsprechend der Gesamtvarianz des beobachteten hochpassgefilterten Windes hochskaliert. Der Windantrieb für den gekoppelten Lauf unterscheidet sich also von dem "Standardlauf" lediglich in der Hinzunahme des Rauschanteils. Die simulierte SSTA im Ostpazifik einer derartigen gekoppelten Integration über 30 Jahre zeigt unregelmäßiges Schwingungsverhalten (Abb.18a). Das zugehörige Spektrum ähnelt der Beobachtung (Vgl. Abb.18b mit Abb.4b). Auch die räumliche Struktur der Variabilität hinsichtlich der drei Größen SST-, Wärmeinhalts- und zonalen Windstressanomalien stimmt nach wie vor mit der Beobachtung gut überein. Die Patternkorrelation zwischen den jeweiligen führenden POP-Mustern liegt über 0.6.

Eine dritte, ebenfalls physikalisch motivierte Möglichkeit irreguläres Verhalten zu erzeugen, besteht in der Einführung einer jahreszeitlich abhängigen Kopplung. Es ist nämlich nicht auszuschließen, daß in der Natur die Kopplung beispielsweise im Frühjahr anders erfolgt als im Herbst. Die hier verwirklichte saisonal variierende Kopplung unterscheidet sich von der bisherigen zeitunabhängigen Kopplung lediglich in der Anwendung von unterschiedlichen Regressionsmatrizen für jeden Monat. Für die Bestimmung der Matrixelemente reduziert sich also die Länge der eingehenden Daten auf ein Zwölftel. Dadurch wird die Genauigkeit der Abschätzungen zwar beeinträchtigt. Der Einfluß der saisonal abhängigen Kopplung auf das Schwingungsverhalten des gekoppelten Systems läßt sich aber dennoch mit Hilfe einer derart konstruierten statistischen Atmosphäre studieren. So ergibt eine Integration des gekoppelten Modells mit jahreszeitlich abhängiger Rückkopplung bereits bei geringer Kopplungsstärke ($\kappa = 1.25$) aperiodische Oszillationen (Abb.19).

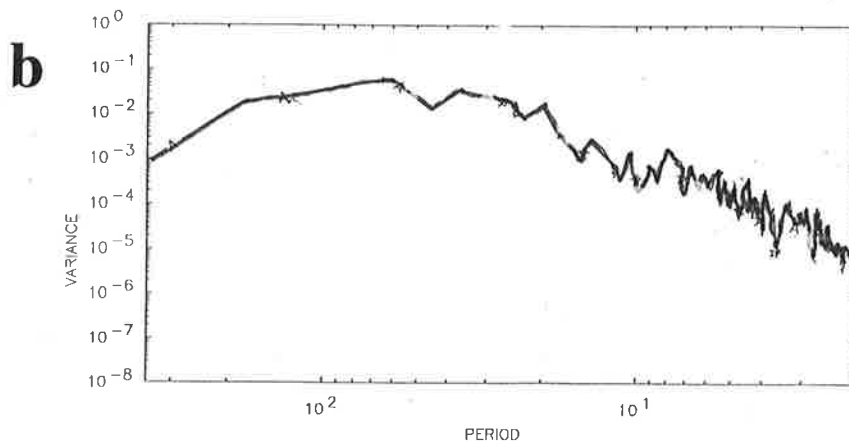
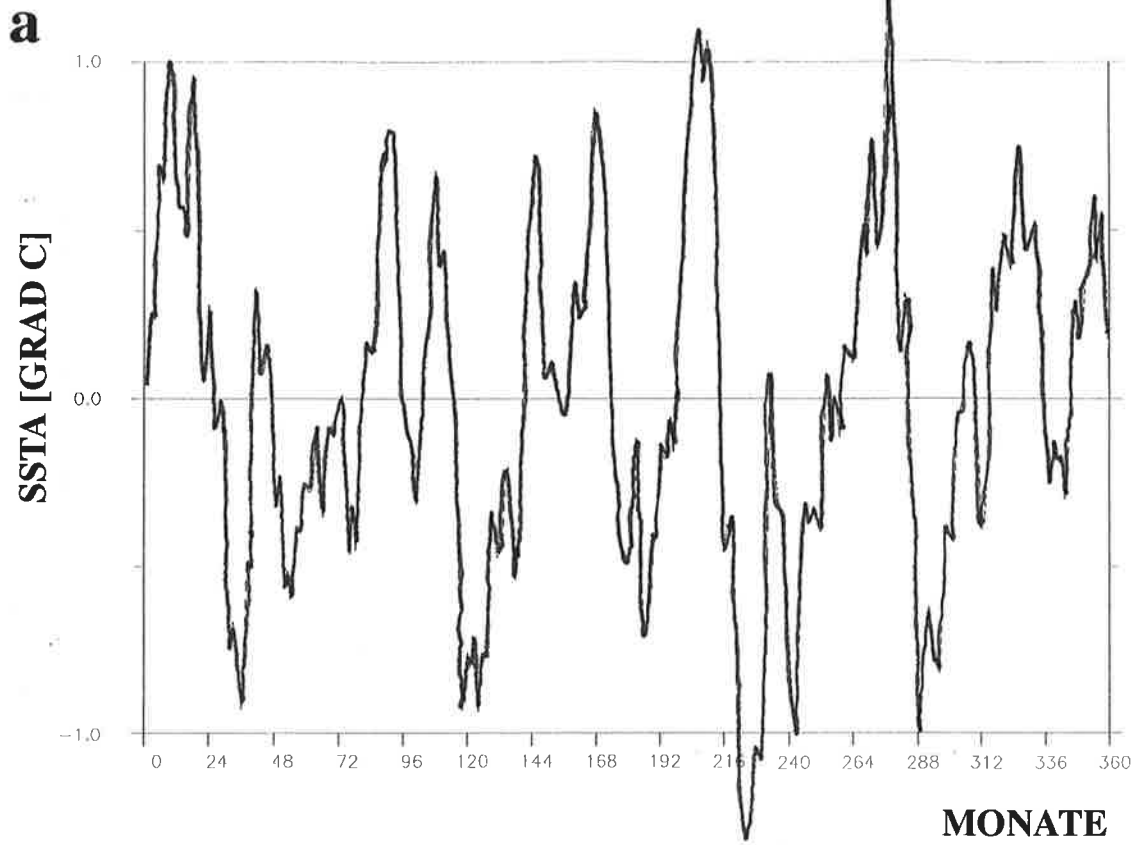


Abbildung 18: a) Zeitreihe der simulierten SSTA der gekoppelten 30-Jahres Integration mit zusätzlichen Rauschantrieb. Die Anomalien sind über das Niño3 Gebiet gemittelt.
b) Zugehöriges Spektrum.

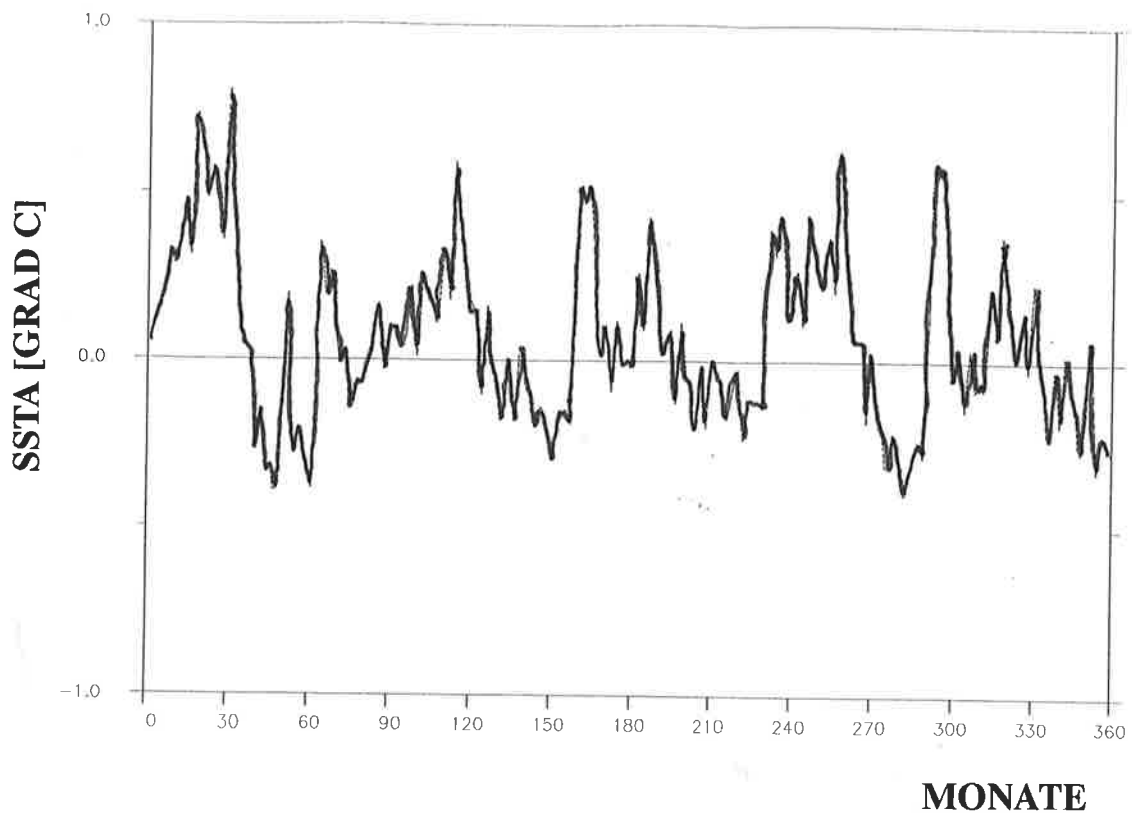


Abbildung 19: Zeitreihe der simulierten SSTA der gekoppelten 30-Jahres Integration mit saisonal varrierender Kopplung. Die Anomalien sind über das Niño3 Gebiet gemittelt.

Zusammenfassend ergeben diese Sensitivitätsstudien zur Kopplungsstärke und Kopplungsart, daß es mindestens drei verschiedene Arten gibt, im gekoppelten System irreguläres Verhalten zu erhalten: Erstens die Einführung einer jahreszeitlichen Abhängigkeit der Kopplung, zweitens die Erhöhung des nichtlinearen Charakters durch Erhöhung der Kopplungsstärke und schließlich drittens durch zusätzliches Rauschen im Windantrieb. Die abnehmende Periode mit restriktiverer meridionaler Einschränkung des Kopplungsgebietes läßt sich mit Hilfe

des "delayed action oscillator"-Mechanismus als Folge der breitenabhängigen Gruppengeschwindigkeiten der Rossbywellen zwanglos erklären. Qualitativ stimmen sämtliche Resultate mit dem Schwingungsverhalten von einfacheren, analytisch lösbaren, gekoppelten Modellen überein (Münnich et al. 1991).

5) Vorhersagen

Für das gekoppelte Modell mit zeitunabhängiger Kopplung und einer Kopplungsstärke von 1.6 ("Standardlauf") ergaben die Untersuchungen der niederfrequenten Variabilität im vorangegangenen Kapitel ein Verhalten, welches mit dem Konzept des "delayed action oscillators" in Einklang steht. Dabei zeigte sich in Übereinstimmung mit den Beobachtungen, daß das "Gedächtnis" des gekoppelten Modells vollständig im Ozean liegt, in Form von Wärmeinhaltsanomalien im Westpazifik, welche als Vorboten kommender Extremereignisse fungieren. Da hierauf im wesentlichen die Vorhersagbarkeit von ENSO basiert, erscheint es aussichtsreich, mit der beschriebenen Konfiguration Vorhersagen der beobachteten SSTA im Ostpazifik durchzuführen.

Die Anfangszustände für die Vorhersagen entstammen dem ungekoppelten "Kontrolllauf", der mit den monatlichen beobachteten FSU Winden von Januar 1961 bis September 1990 durchgeführt wurde. Als Referenz für die Vorhersagen dienen die beobachteten Temperaturanomalien aus dem bereits im zweiten Kapitel erwähnten "XBT" Datensatz. Er umfaßt zwar nur eine Dekade (Anfang 1979 bis Ende 1988), beinhaltet aber neben der SSTA auch Werte für die Tiefe. Für eine zuverlässige Bestimmung der Vorhersagegüte ist eine möglichst große Stichprobenmenge sowie die Unabhängigkeit ihrer Elemente wünschenswert. Ein Kompromiß zwischen diesen sich widerstreitenden Forderungen besteht darin, nur jeden dritten Monat eine Vorhersage zu initialisieren. Dementsprechend umfaßt das Ensemble also 40 Vorhersagen, wobei die erste im Januar 1979 und die letzte im Oktober 1988 initialisiert wird. Die Vorhersagedauer beträgt zwei Jahre.

Die Verifikation der Vorhersagen gegenüber der Beobachtung ergibt, daß die beobachteten Temperaturanomalien im Ostpazifik für über ein Jahr vorhersagbar sind und zwar sowohl an der Oberfläche als auch bis ungefähr 70 Meter Tiefe. In Bezug auf die Phase bringen die hohen Werte der Korrelationen zwischen vorhergesagten und beobachteten Temperaturanomalien die gute Übereinstimmung zum Ausdruck (Abb.20a). Dargestellt ist die Vorhersagegüte für fünf verschiedene Schichten (10, 30, 50, 70 und 100 Meter Tiefe). Für die oberen vier Schichten unter-

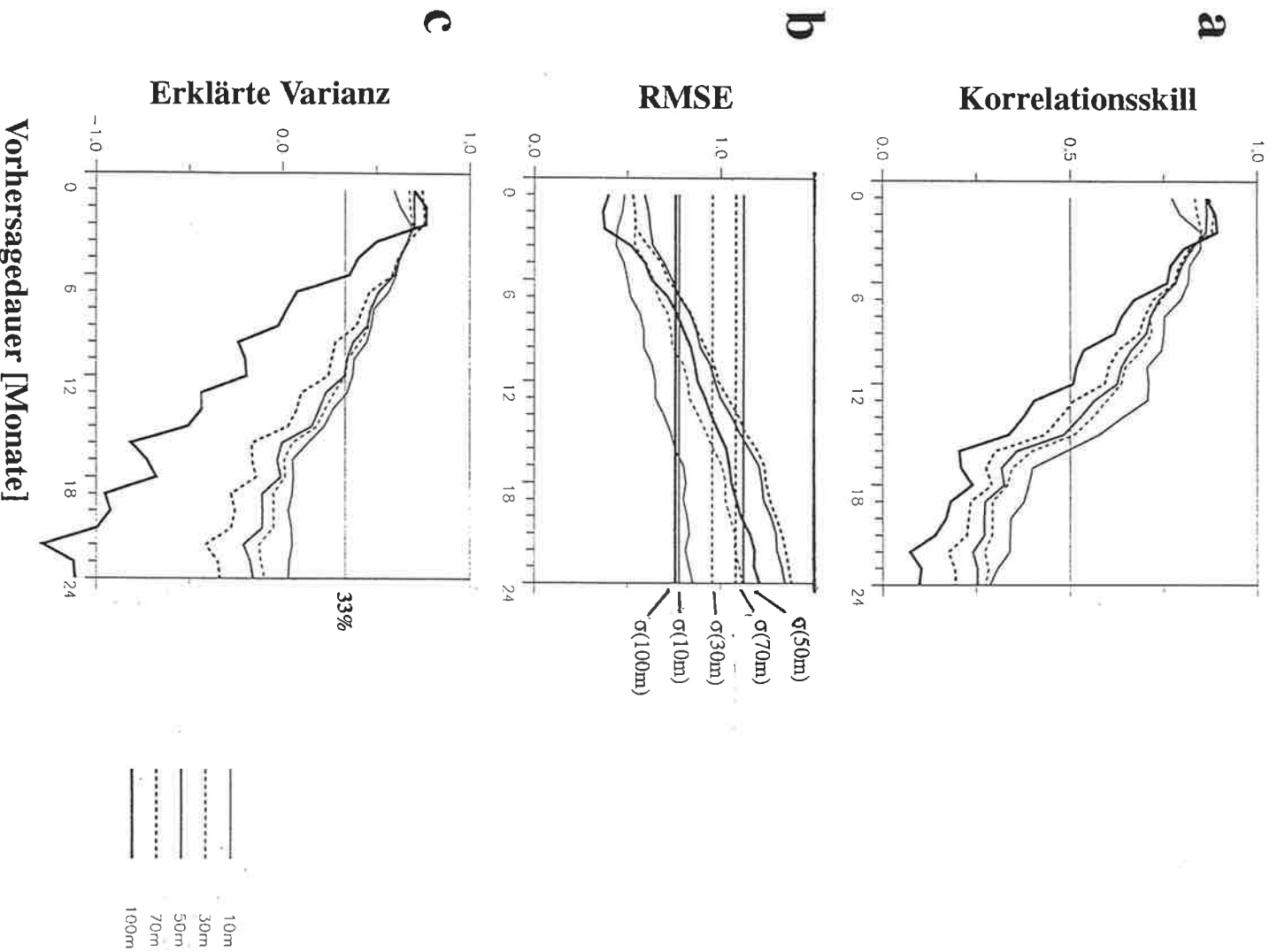


Abbildung 20: Vorhersagen der tropischen Temperaturanomalien mit dem gekoppelten Ozean/Atmosphäre Modell für 10m, 30m, 50m, 70m und 100m Tiefe. Die Anomalien sind jeweils über das Niño3 Gebiet gemittelt. a) Korrelationen b) RMSE c) erklärte Varianzen.

schreiten die Korrelationen zwischen Vorhersage und Beobachtung erst nach einer Vorhersagedauer von etwa 15 Monaten die Korrelation von 0.5, die i.a. als Schwellenwert für brauchbare Vorhersagen angesehen wird. Die systematisch schlechtere Vorhersagbarkeit der Temperaturanomalien in 100 Meter Tiefe ist eine Konsequenz aus der Tatsache, daß diese Schicht im Ostpazifik bereits unterhalb der Temperatursprungschicht liegt.

Die beobachteten Temperaturanomalien lassen sich nicht nur hinsichtlich ihrer Phase für gut ein Jahr vorhersagen, sondern auch in Bezug auf ihre Amplitude. Diese Übereinstimmung bringt die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers zwischen den vorhergesagten und beobachteten Temperaturanomalien, der RMSE (Root Mean Square Error), zum Ausdruck. Er ist folgendermaßen definiert:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\sum_{i=1, N} (x_i(t) - y_i(t))^2}$$

$x_i(t)$ und $y_i(t)$ sind die entsprechenden Vorhersagen bzw Beobachtungen. N ist die Größe des Ensembles, also 40. In der Abb.20b ist diese Größe jeweils für die erwähnten Schichten zwischen 10 und 100 Meter Tiefe dargestellt. Zusätzlich zeigt die Abbildung die entsprechenden Standardabweichungen der beobachteten Temperaturanomaliezeitreihen in den fünf besagten Tiefen. Der RMSE überschreitet für alle fünf Schichten die jeweiligen Standardabweichungen erst nach gut einem Jahr. Aufgrund der beträchtlichen Anfangsfehler kann daraus aber nicht unbedingt die Schlußfolgerung gezogen werden, daß vorher die Vorhersagen brauchbar sind. Die Diskrepanzen der Anfangsbedingungen gegenüber der Beobachtung lassen sich durch Assimilation der Beobachtung in die Anfangsbedingungen verringern (Fischer & Latif 1994).

Die Phasen- und Amplitudeninformation sind beide in den erklärten Varianzen für die fünf Schichten enthalten (Abb.20c). Die Vorhersagen erklären bis zu 50 Meter Tiefe und Vorhersagezeiträume bis zu einem Jahr mehr als 30% der Gesamtvarianz der Beobachtung. Korrelationskoeffizient, RMSE und erklärte Varianz bringen übereinstimmend zum Ausdruck, daß das gekoppelte Modell in der Lage ist, beobachtete Temperaturanomalien bis etwa

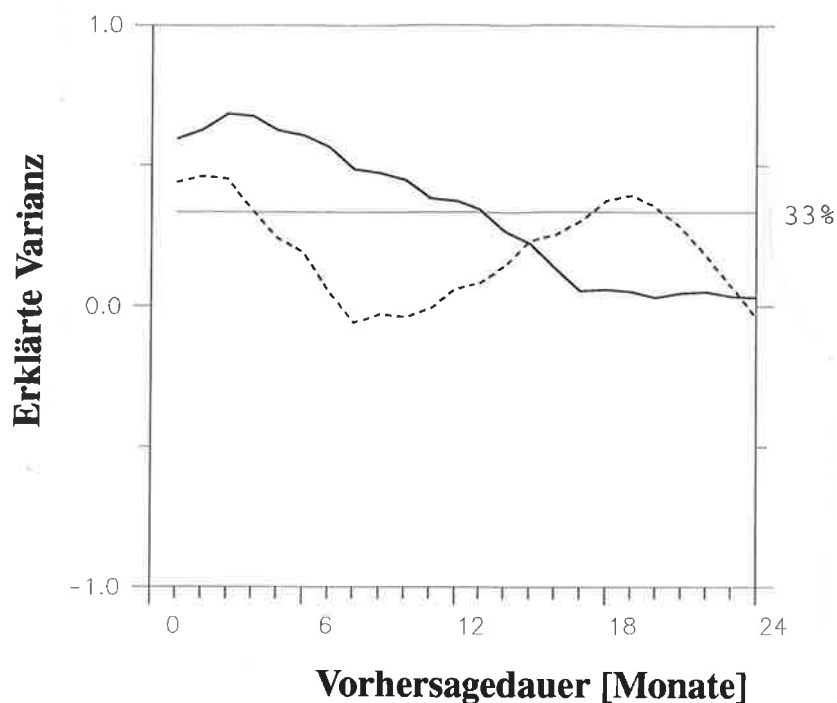


Abbildung 21: Vergleich der Vorhersagen der tropischen Niño3/SSTA des gekoppelten Ozean/Atmosphäre Modells (durchgezogene Linie) mit Latif und Flügel, 1991 (gestrichelte Linie).

70 Meter Tiefe im Ostpazifik für etwa ein Jahr vorauszusagen. Damit ist die Vorhersagegüte des in dieser Arbeit verwendeten gekoppelten Modells, in welchem der Feedback im EOF-Raum formuliert wurde, besser als die resultierende Vorhersagegüte des gekoppelten Modells mit lokaler Kopplung aus Latif & Flügel 1991. Das zeigt ein Vergleich der erklärten Varianzen der beiden Modelle für die SSTA (Abb.21). Die Verifikation gegenüber der Beobachtung fand in beiden Fällen über die gleiche Zeitspanne statt, also von Januar 1979 bis Dezember 1988. So erklärt das gekoppelte Modell aus Latif & Flügel bereits nach drei Monaten weniger als ein Drittel der Varianz der Beobachtung.

Im folgenden wird die Vorhersagegüte des gekoppelten Modells

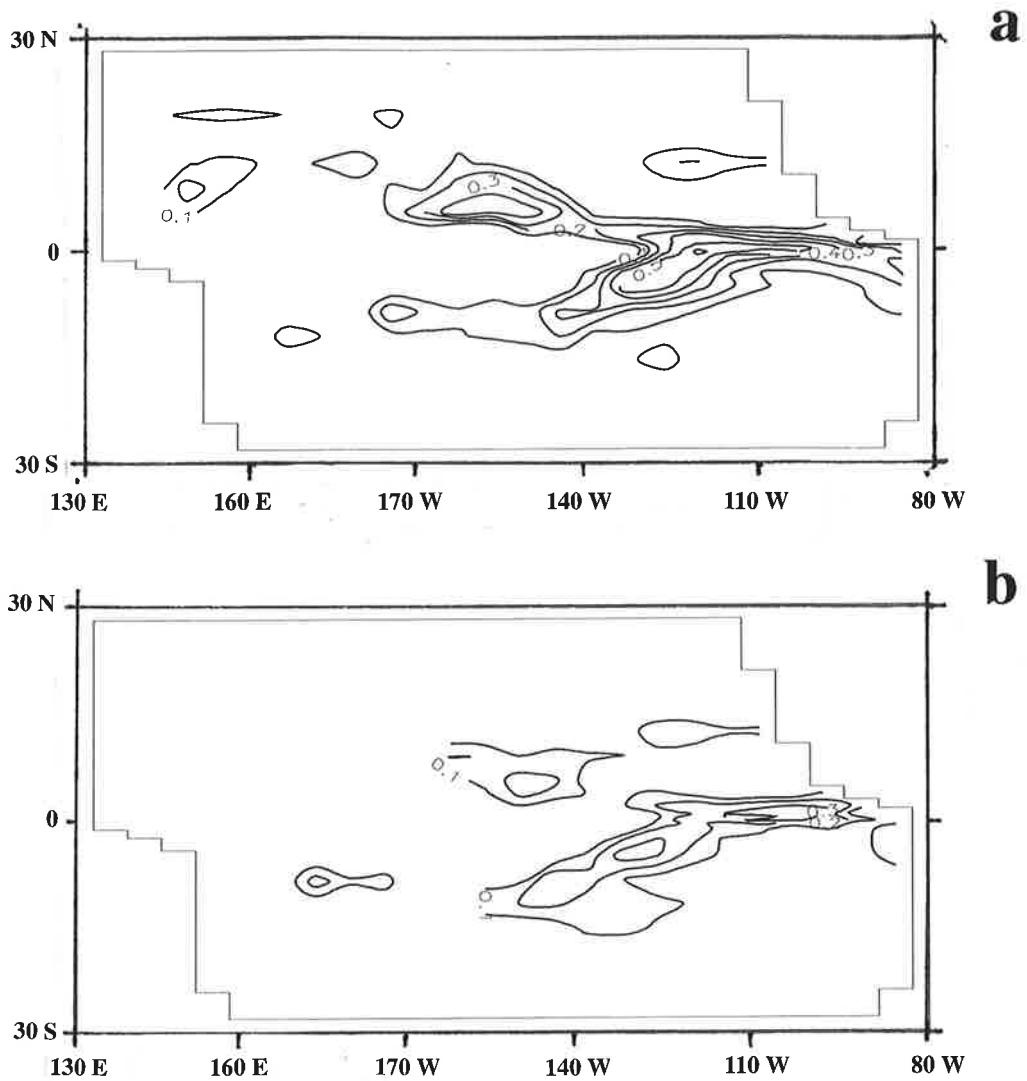
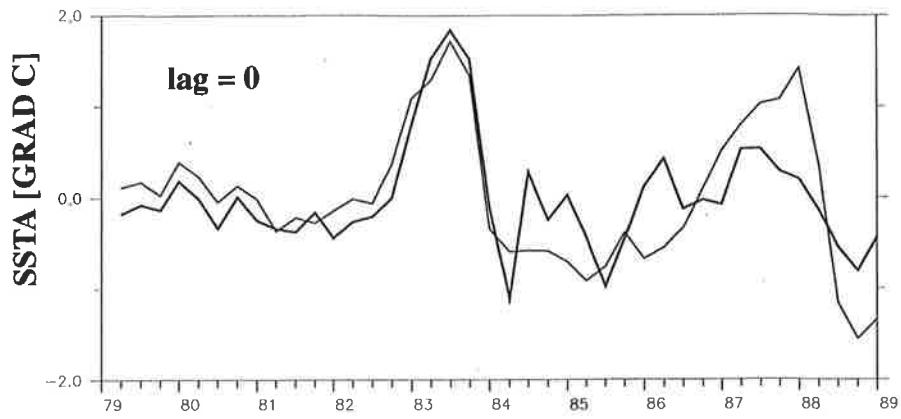


Abbildung 22: Vorhersagen der tropischen SSTA mit dem gekoppelten Ozean/Atmosphäre Modell. Dargestellt ist die räumliche Verteilung der erklärten Varianzen für a) 6 Monate Vorhersagedauer, b) 12 Monate Vorhersagedauer.

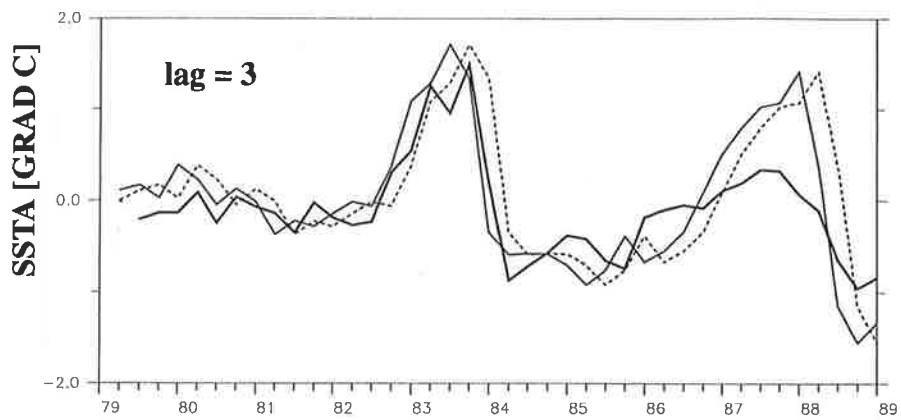
(Rückkopplung im EOF-Raum formuliert) bzgl. der SSTA als Funktion des Raums untersucht. Die entsprechenden Verteilungen der erklärten Varianzen sind in der Abb.22 jeweils für ein halbes bzw. ein ganzes Jahr Vorhersagedauer dargestellt. Während nach einem halben Jahr die Werte für die erklärten Varianzen für den überwiegenden Teil des äquatorialen Ostpazifiks noch über 30% liegen (Abb.22a), erklären die Vorhersagen nach einem Jahr im wesentlichen nur noch für eine kleine Region zwischen 100°W und 110°W auf dem Äquator mehr als 30% der Beobachtung (Abb.22b).

Galten die bisherigen Vergleiche zwischen Vorhersagen und Beobachtungen ausschließlich dem mittleren Verhalten des Ensembles, so stehen im folgenden die individuellen Vorhersagen im Vordergrund. Die Zeitreihen der beobachteten und vorhergesagten über das Niño3-Gebiet gemittelten SST-Anomalien sind in den Abb.23a-g für verschiedene Vorhersagezeiträume dargestellt. Zusätzlich ist die Persistenz zum Vergleich abgebildet; sie "zu schlagen" gilt als Mindestanforderung an ein gekoppeltes Modell. Die Anfangsbedingungen (Null-Monats-Vorhersagen) weichen zum Teil beträchtlich von den Beobachtungen ab (Abb.23a). Während der drei Jahre 1979 bis 1981 tritt in den Vorhersagen auch für höhere Vorhersagezeiträume übereinstimmend mit der Beobachtung kein Extremereignis auf (Abb.23b-g). Das "Jahrhundertereignis" 1982/1983 wird ein Jahr im voraus erfaßt, allerdings mit unterschätzter Amplitude (Abb.23e). Dieser Sachverhalt beruht auf der Tatsache, daß die Amplitude der Oszillation des gekoppelten "Standardlaufs" (Kap.4b, Abb.14) gegenüber der Beobachtung zu schwach ist. Die darauffolgenden drei Jahre 1983 bis 1985, welche im wesentlichen durch eine schwach ausgeprägte aber langanhaltende Kaltphase dominiert werden, lassen sich selbst nach achtzehn Monaten korrekt vorhersagen (Abb.23g). Die Vorhersagen erfassen allerdings den El Niño der Jahre 1986 und 1987 nur unzulänglich; so ist bereits bei den Neun-Monats-Vorhersagen die Amplitude deutlich unterschätzt, und die Ein-Jahres-Vorhersagen zeigen einen großen Phasenfehler (Abb.23d,e). Der im Jahre 1988 einsetzende rasche Übergang von der Warm- in die Kaltphase ist hingegen auch für längere Vorhersagezeiten korrekt vorhergesagt (Abb.23f).

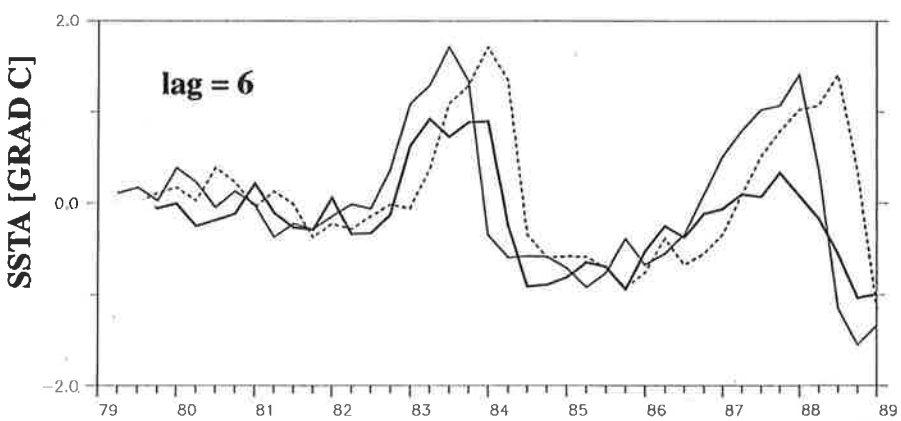
Die Persistenzvorhersage liefert für niedrige Vorhersagezeiten



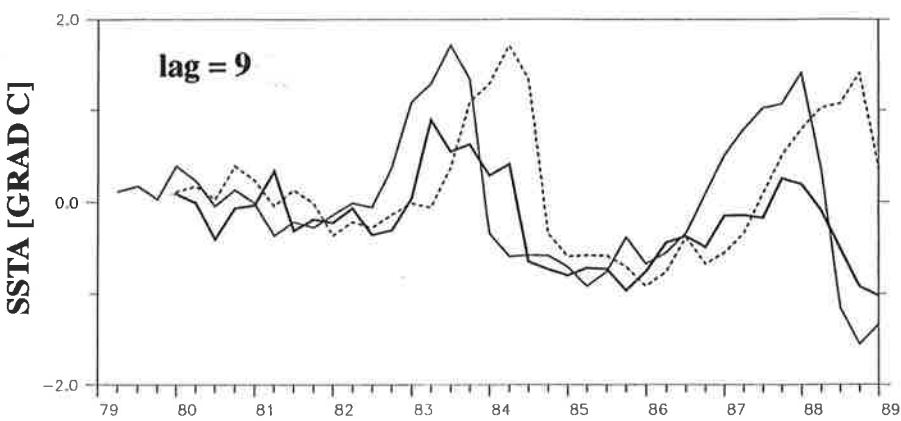
a



b



c



d

ZEIT [a]

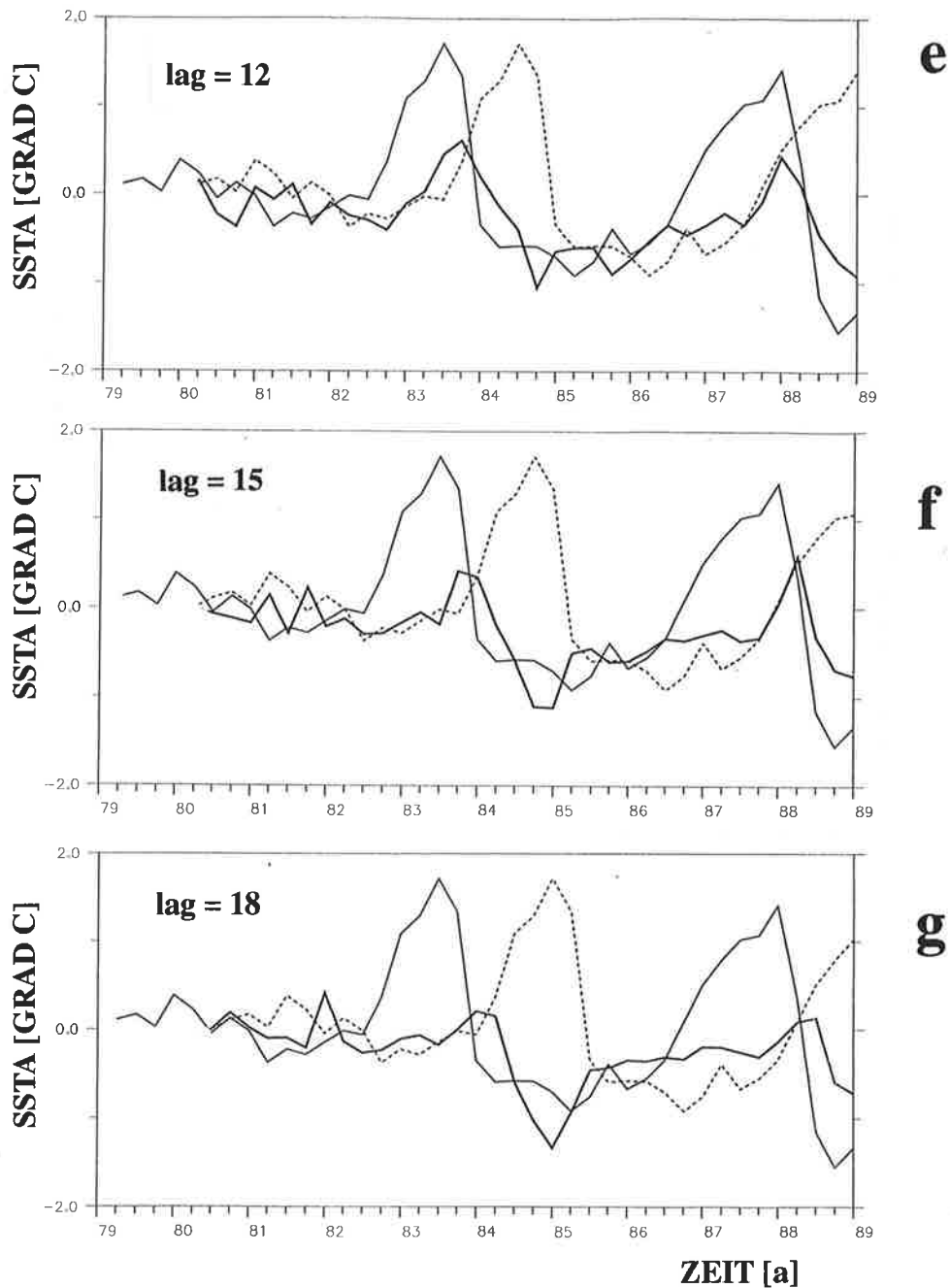


Abbildung 23: Vergleich der SSTA Vorhersagen (dicke durchgezogene Linien) mit der Beobachtung (dünne durchgezogene Linien) sowie der Persistenz (gestrichelte Linien) für verschiedene Vorhersagedauern (lags): a) 0 Monate, b) 3 Monate, c) 6 Monate, d) 9 Monate, e) 12 Monate, f) 15 Monate, g) 18 Monate. Die Anomalien sind über das Niño3 Gebiet gemittelt.

bis zu ungefähr einem halben Jahr durchaus vergleichbare Vorhersagegüten (Abb.23c), während ihr das gekoppelte Modell für längere Vorhersagezeiträume überlegen ist. Besonders augenfällig tritt dieses Verhalten bei den Ein-Jahres-Vorhersagen für die Jahre 1983, 1984 und 1988 auf (Abb.23e).

Das gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Modell erfaßt also etwa ein Jahr im voraus Extremereignisse. Insbesondere findet in den Vorhersagen kein "falscher Alarm" statt, d.h. es werden nur dann Extremereignisse vorhergesagt, für die es in der Natur eine Entsprechung gegeben hat.

6) Saisonalität

Im folgenden wird die Vorhersagegüte als Funktion der Jahreszeiten untersucht. Da die Initialisierung der Vorhersagen jeden dritten Monat erfolgt, lassen sich die Vorhersagegüten nur für die Monate Januar, April, Juli und Oktober bestimmen. Dadurch reduzieren sich die vier Teilensembles auf lediglich zehn Vorhersagen, so daß sich die Ergebnisse nur mit äußerster Vorsicht interpretieren lassen.

Ein Vergleich der Korrelationen für Vorhersagen, die jeweils im Januar, April, Juli bzw. Oktober initialisiert wurden, zeigt für alle vier Fälle keine klar erkennbare jahreszeitliche Abhängigkeit in der Vorhersagegüte (Abb.24a). Dabei wurden die Korrelationskoeffizienten aus den mit dem gekoppelten Modell vorhergesagten NIÑO3/SST-Anomalien und den Beobachtungen berechnet. In der Darstellung sind die vier Kurven der Vorhersagegüte jeweils um drei Monate gegeneinander verschoben, so daß die Korrelationskoeffizienten für den gleichen Monat übereinander liegen. Die erwähnte fehlende saisonale Abhängigkeit in der Vorhersagegüte steht in Widerspruch zu anderen gekoppelten Modellen (Cane & Zebiak 1986), (Latif & Graham 1991), (Latif & Flügel 1991), in denen extrem niedrige Werte der Vorhersagegüte für SSTAs im Ostpazifik während des Frühjahrs bzw. im frühen Sommer auftreten.

Wenn die Verifikation anstatt über das NIÑO3-Gebiet nur in dessen östlichem Randbereich auf dem Äquator erfolgt, zeigt ein Vergleich der Vorhersagegüten, deren Initialisierungen jeweils im Januar, April, Juli bzw. Oktober liegen, für alle vier Fälle einen erheblichen Abfall in der Vorhersagegüte bei 102°W auf dem Äquator im Februar (Abb.24b). Das Phänomen verschwindet in den tiefen Schichten, wie beispielsweise ein Vergleich der entsprechenden Vorhersagegüten in 30 Meter Tiefe zeigt, (Abb.24c).

Dies legt die Auffassung nahe, daß es sich bei dem "Einbruch" im Februar um eine Erscheinung handelt, welche auf die Oberfläche beschränkt ist. Die Ursache für dieses Verhalten liegt in der Ausprägung einer flachen warmen Oberflächenschicht zu dieser Jahreszeit, was zu einer Entkopplung der SSTA von den darunterliegenden Schichten führt. Dieser Sachverhalt läßt

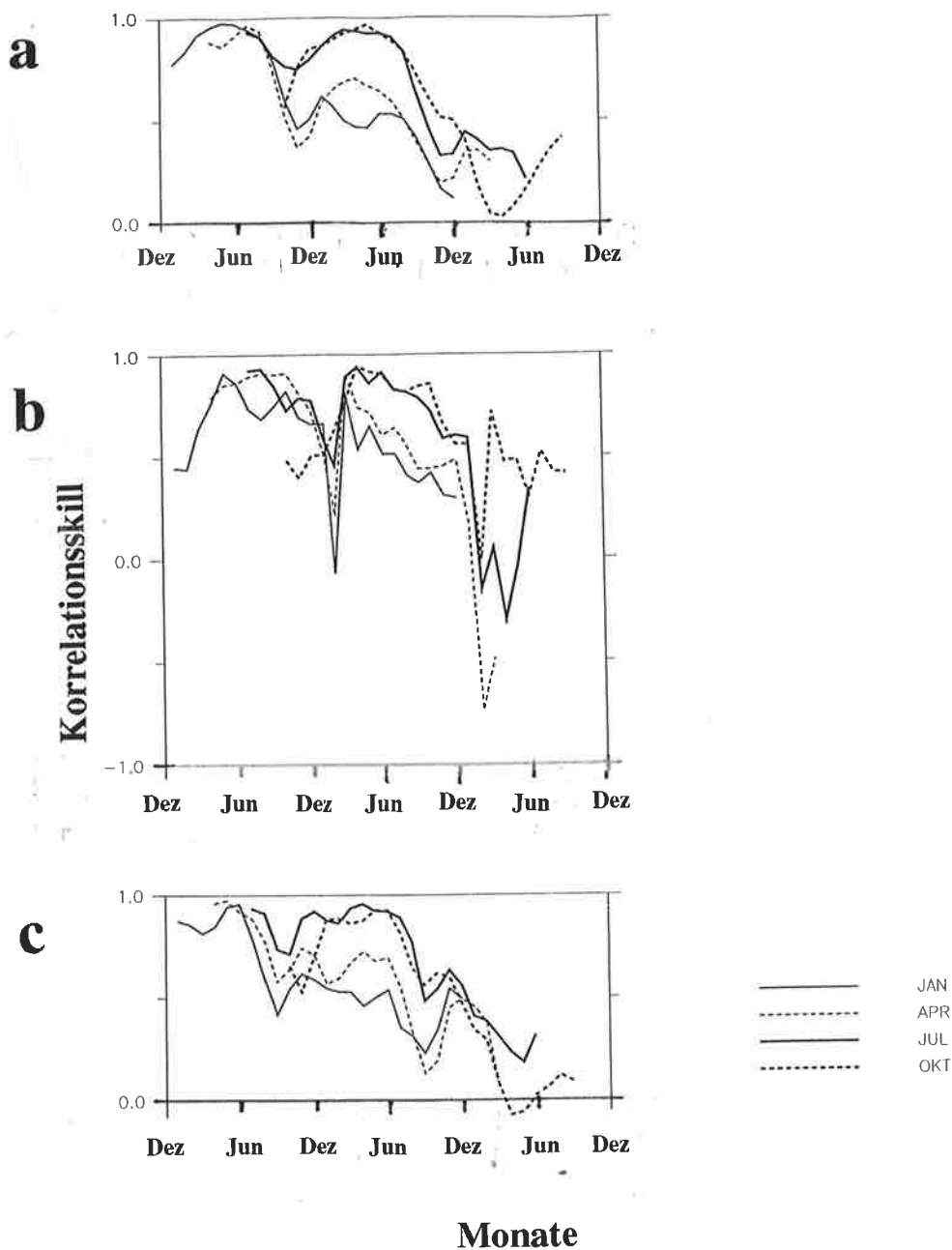


Abbildung 24: Vorhersagen der tropischen Temperaturanomalien mit dem gekoppelten Ozean/Atmosphäre Modell. Die Vorhersagen sind in vier Teilensembles, entsprechend der Jahreszeit ihrer Initialisierungen, aufgespalten: Januar (dünne durchgezogene Linien), April (dünne gestrichelte Linien), Juli (dicke durchgezogene Linien), Oktober (dicke gestrichelte Linien). Die Verifikationen erfolgten jeweils für die: a) NIÑO3/SSTA b) SSTA bei $102^{\circ}\text{W}, 0^{\circ}$, c) Temperaturanomalien in 30 Meter Tiefe bei $102^{\circ}\text{W}, 0^{\circ}$.

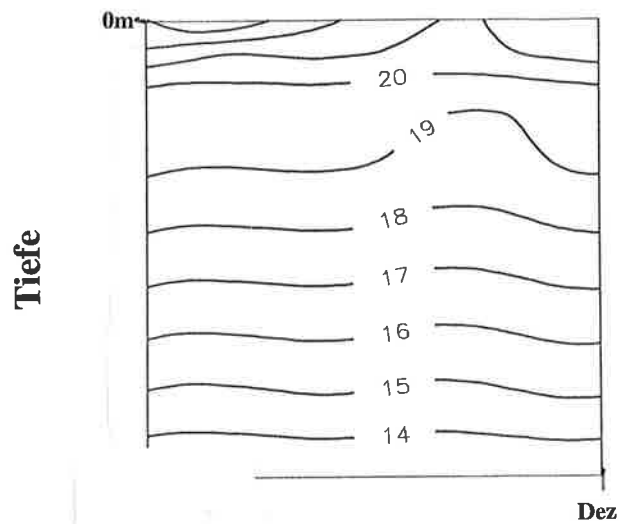


Abbildung 25: Klimatologische simulierte Temperaturen bei 102°W , 0° des Ozeanmodelles angetrieben mit beobachteten Winden.

sich anhand des Jahresgangs des vertikalen Temperaturprofils bei 102°W veranschaulichen (Abb.25). In den Monaten Februar und März erwärmt sich die Oberfläche um ungefähr 4°C , während die 20°C Isotherme in 50m Tiefe keinerlei starke jahreszeitliche Veränderungen zeigt.

7) Diskussion und Ausblick

Gegenstand der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung der interannualen Variabilität im tropischen Pazifik. Der Hauptakzent lag dabei auf der Fragestellung, inwieweit das ENSO Phänomen als Zyklus innerhalb des tropischen Pazifiks verstanden werden kann, und die interannuale Variabilität vorhersagbar ist.

Wyrtki postulierte 1985 folgenden Zyklus für ENSO: Passatwinde stauen während der Kaltphase langsam Warmwassermassen im Westpazifik auf, welche während der Warmphase polwärts entweichen. Die Zeit, die bis zum erneuten Auffüllen des Wärmereservoirs im Westpazifik vergeht, bestimmt die Schwingungsdauer. Schopf und Suarez führten 1988 diesen Zyklus auf einen linearen Wellenmechanismus, dem "delayed action oscillator", zurück. Die charakteristischen Schwingungsmuster in den Beobachtungen, d.h. stehende Wind- und SST-Anomaliefelder sowie propagierende Wärmeinhaltsanomalien, sind mit diesem Szenario konsistent und erklären rund ein Drittel der Gesamtvarianz. Das ergab die im zweiten Kapitel beschriebene statistische Analyse. Die der Untersuchung zugrundeliegenden Beobachtungsdaten haben allerdings nur eine Länge von zehn Jahren, was die Ergebnisse mit einer gewissen Unsicherheit behaftet.

Dieser Nachteil kann bei einer entsprechenden Untersuchung der mit einem Ozeanmodell simulierten niederfrequenten Variabilität eines ungekoppelten Laufs vermieden werden. Das in dieser Arbeit verwendete, auf den primitiven Gleichungen beruhende, Ozeanmodell von Latif 1987 wurde dazu mit beobachteten Windschüben über nahezu drei Jahrzehnte angetrieben. Eine entsprechende Analyse der simulierten SSTA- und Wasserstands-anomalien sowie der beobachteten zonalen Windstressanomalien erfolgte im dritten Kapitel und lieferte führende Raum-Zeit-Muster, die denen der Beobachtung sehr ähneln.

Das "delayed action oscillator" Szenario impliziert, daß das Gedächtnis des gekoppelten Ozean-Atmosphäre Systems vollständig im trägeren Medium liegt. Dementsprechend wird im vierten Kapitel das ozeanische Zirkulationsmodell ergänzt um ein diagnostisches aus Daten abgeleitetes Atmosphärenmodell. Der dominierende Mechanismus für die Erzeugung interannualer Va-

riabilität in einer 30-Jahres-Integration mit dem gekoppelten Modell ist übereinstimmend mit der Beobachtung und dem ungekoppelten Kontrolllauf der des "delayed action oscillators", der auch in anderen gekoppelten Modellen (z.B Cane & Zebiak) operiert.

Gemeinsam ist beiden gekoppelten Modellen ein im Vergleich zur Beobachtung viel zu regelmäßiges oszillatorisches Verhalten. Die "fehlende Musik" im Ozeanspektrum konnte im vierten Kapitel auf drei unterschiedliche Arten erzeugt werden: Erhöhung der Kopplungsstärke, jahreszeitlich variierende Kopplung und zusätzliches Rauschen. Welche der drei modifizierten Windantriebe den Verhältnissen in der Natur tatsächlich am nächsten kommt, ist schwer zu entscheiden, da alle drei Verfahren ihre physikalische Berechtigung haben. Einen vagen Anhaltspunkt liefert der subjektive Vergleich der jeweiligen SSTA-Zeitreihen mit der Beobachtung (Abb.4), und dieser fällt zugunsten des gekoppelten Laufs mit zusätzlichem Rauschen im Windantrieb aus. Ein zusätzlicher Rauschantrieb ist auf jeden Fall gerechtfertigt, da unser diagnostisches Atmosphärenmodell per Definition keinerlei interne Variabilität erzeugen kann.

Die angeführten Untersuchungen der Beobachtungsdaten, des ungekoppelten Kontrolllaufs sowie des gekoppelten Laufs unterstützen alle drei die Auffassung, daß ENSO weitgehend als Zyklus im Sinne der Wyrtkihypothese verstanden werden kann und damit über mehrere Jahreszeiten vorhersagbar ist. Eine diagnostische Atmosphäre ist daher angemessen und dementsprechend fand das gekoppelte Modell im fünften Kapitel Anwendung als Vorhersagemodell. Die Analyse eines großen Ensembles von Vorhersagen ergab, daß die beobachteten Temperaturanomalien nicht nur an der Oberfläche, sondern auch bis etwa 70 Meter Tiefe im tropischen Ostpazifik für mindestens ein Jahr vorhersagbar sind.

Die Anfangsbedingungen für die Vorhersagen sind offensichtlich nicht vollkommen, was sich in einer anfänglichen Korrelation von nur 0.7 bemerkbar macht (Abb.20a). Weil die Fehler in den Anfangsbedingungen die Qualität der Vorhersagen beeinträchtigen, ist es wünschenswert diese möglichst zu verringern. Eine Möglichkeit stellt die Assimilation von Beobachtungsdaten dar. Erste Versuche in dieser Richtung sehen durchaus vielversprechend

aus (Fischer et al. 1994). Die Anfangskorrelation für die SSTA im Ostpazifik liegt infolge der Assimilierung von SST-Beobachtungen mit über 0.9 deutlich höher als im Fall ohne Assimilierung. Es ist natürlich naheliegend, diese verbesserten Anfangsbedingungen für die Vorhersagen auszunutzen. Allerdings war in den Vorhersagen bereits nach wenigen Monaten kein erkennbarer Effekt der Assimilation mehr wahrnehmbar. Dieses Manko läßt sich möglicherweise durch Einbringen von Temperaturdaten der Tiefe (XBT) oder Wasserstandsdaten (z.B. von Satelliten gemessen) beseitigen (Fischer et al. 1994).

Die Untersuchungen im sechsten Kapitel hinsichtlich der jahreszeitlichen Abhängigkeit der Vorhersagegüte ergaben einen ausgeprägten Einbruch im Februar. Dagegen taucht dieses Phänomen in anderen Vorhersagemodellen im Frühjahr auf (Cane & Zebiak 1987), (Latif & Graham 1992). In dem in dieser Arbeit verwendeten gekoppelten Modell kommt es infolge der Ausbildung einer flachen, relativ warmen Oberflächenschicht besonders während des Februars zu einer Entkopplung der SST von den tieferen Schichten, sodaß Thermoklinenbewegungen sich nicht mehr deutlich in der SST bemerkbar machen. Die SST ist daher im Februar stärker durch lokales "Rauschen" dominiert, sodaß das Signal-zu-Rauschverhältnis während dieses Monats für ENSO Vorhersagen ungünstig ist. Dementsprechend trat bei der Verifikation gegenüber den beobachteten Temperaturanomalien in 30 Meter Tiefe keine saisonale Abhängigkeit in der Vorhersagegüte auf. Der Einbruch in der Vorhersagegüte im Februar hängt also von der speziellen Wahl des Prediktanden ab.

Eine weitere Fragestellung in dieser Arbeit war die nach dem Ursprung der mit ENSO assoziierten niederfrequenten Schwingung also dem "delayed action oscillator". Die Untersuchungen im dritten Kapitel ergaben, daß keine entsprechende interannuale Schwingung auftritt wenn das Ozeanmodell einen Rauschantrieb erfährt, in dem großskalige Windstrukturen fehlen. So ist das resultierende Spektrum des Ozeans auf einen räumlich und zeitlich inkohärenten Windantrieb rot (Abb.11). Auch unter Verwendung großskaliger Windstrukturen im Antrieb tritt in den resultierenden Ozeanspektren keine erkennbare "bevorzugte" Periode im interannualen Bereich auf. So reagiert der Ozean auf einen hochpassgefilterten Windantrieb "lediglich" mit erhöhten Werten über ein breites Frequenzband (Abb.8). Die bereits im

dritten Kapitel dargelegte Hypothese von Neelin und Jin führt das auftretende kontinuierliche Spektrum zwanglos auf die Anregung der sog. "Scattermodes" durch die im Windantrieb enthaltenen großskaligen Strukturen zurück. Demnach handelt es sich also bei ENSO um keine Eigenschwingung des Ozeans.

Die Hypothese von Neelin und Jin postuliert die Existenz der "Scattermodes". Es wäre natürlich interessant diese in den geschilderten Läufen zu identifizieren. Da die "Scattermodes", im Gegensatz zum "delayed action oscillator", nicht ausschließlich über großskalige Windstrukturen angeregt werden, sondern auch über lokales "Rauschen", sollten diese Schwingungen auch bei Windantrieben auftreten, welche inkohärent in Raum und Zeit sind. Das resultierende Spektrum des Ozeans für den in dieser Arbeit integrierten 500-Jahreslaufs zeigt zwar keinen erkennbaren "bevorzugten" Zeitbereich (Abb.11); da aber die Aufintegration des Ozeans dennoch stattfindet ist eine Anregung der "Scattermodes" nicht ausgeschlossen. Vor diesem Hintergrund wäre eine Fortsetzung dieses Laufs wünschenswert, weil mit zunehmender Integrationszeit eine erfolgreiche Extraktion der "Scattermodes" wahrscheinlicher wird.

Das Ziel der Arbeit, die beobachtete Temperatur im tropischen Pazifik für mindestens ein Jahr vorherzusagen, konnte erfüllt werden. Dabei beruht die Vorhersagegüte des verwendeten gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modells auf dem zyklischen Charakter des ENSO-Phänomens. Dieses Verhalten findet sich ebenfalls in den Beobachtungsdaten wieder und es vergehen im Durchschnitt ungefähr vier Jahre um den Zyklus einmal zu durchlaufen. Darauf gründet sich die Hoffnung, ENSO für erheblich längere Zeitspannen als ein Jahr vorhersagen zu können.

Begrenzt wird die Vorhersagbarkeit durch den in der Natur vorhandenen "Lärm" im Windfeld. Zur Ermittlung einer oberen Grenze der Vorhersagbarkeit ist es deshalb sinnvoll eine Serie gekoppelter Experimente durchzuführen, in denen wie im vierten Kapitel beschrieben, das Ozeanmodell neben dem Rückkopplungsterm noch mit einem zusätzlichen möglichst realistischen Rauschterm angetrieben wird. Dabei sollten die Läufe die gleichen statistischen Charakteristika aufweisen, d.h. die Momente (Mittelwerte, Varianzen) stimmen überein und die einzelnen

Realisationen sollten sich lediglich durch kleine Störungen voneinander unterscheiden. Die Divergenz der Zustände liefert dann einen Anhaltspunkt für eine obere Grenze der Vorhersagbarkeit (Eckert, pers. Mitteilung).

Das Fernziel besteht darin, zuverlässige Vorhersagen mit gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen zu betreiben, welche möglichst nahe an diese theoretische Obergrenze heranreichen. Die Qualität der Vorhersagen hängt dabei entscheidend von der Güte der Anfangsbedingungen bzw. den Beobachtungsdaten ab. Für solche Vorhersageexperimente ist das seit Januar 1985 laufende TOGA (Tropical Ocean/Global Atmosphere)-Experiment genauso von Bedeutung wie Fernerkundungsverfahren mit Satelliten, um möglichst komplette perfekte Anfangszustände zu gewinnen. Durch die Assimilation hinreichend genauer Beobachtungsdaten in ein gekoppeltes Vorhersagemodell lassen sich dann möglicherweise zuverlässige Vorhersagen erzielen. Damit könnten El-Niño-Ereignisse rechtzeitig angekündigt werden und eine effektive Schadensbegrenzung für die betroffenen Wirtschaftszweige wäre möglich.

Danksagung

Ich möchte danken

dem Direktorium des Max-Planck-Instituts für Meteorologie,
Hamburg, insbesondere Herrn Prof. Dr. K. Hasselmann für die
sehr guten Arbeitsbedingungen bei der Anfertigung der Arbeit,

Herrn Prof. Dr. K. Fraedrich für die Begutachtung der Arbeit,

Herrn Dr. M. Latif für die Themenstellung und die hervorragende
Betreuung der Arbeit,

den Herren Dr. D.L.T. Anderson, Dr. T.P. Barnett und Dr. J.D.
Neelin für die wertvollen Diskussionen und Hilfen,

sowie allen Mitarbeitern des Instituts, die zum Gelingen
dieser Arbeit beigetragen haben.

Literatur:

Barnett, T.P.: Prediction of the El Niño 1982-83, Mon. Weather Rev., 112, 1403-1407, 1984.

Barnett, T.P., N. Graham, M.A. Cane, S. Zebiak, S. Dolan, J. O'Brien, and D. Legler: On the prediction of the El Niño 1986-1987, Science, 241, 192-196, 1988.

Barnett, T.P., M. Latif, N. Graham, and M. Flügel: Modal structure of variations in the tropical climate system. Part II: Origins of the low-frequency mode, Max-Planck-Institut für Meteorologie Report Nr.96, 1992.

Barnett, T.P., M. Latif, N. Graham, M. Flügel, S. Pazan, and W. White: ENSO and ENSO-related Predictability. Part I: Prediction of Equatorial Pacific Sea Surface Temperature with a Hybrid Coupled Ocean-Atmosphere Model, 6, Nr.8, 1545-1566, 1993.

Berlage, H.P.: Fluctuations in the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value, K. Ned. Meteor. Inst., Meded. Verh. 69, 1957.

Bjerknes, J: A possible response of the atmospheric Hadley Circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. Tellus, 18, 820-829, 1966.

Busalacchi, A.J., K. Takeuchi and J.J. O'Brien: Interannual variability of the equatorial Pacific. Hydrodynamics of the equatorial ocean. J.C.J. Nihoul Editor, Elsevier Oceanography Series 36, 1983.

Cane, M.A., 1979a: The response of an equatorial ocean to simple wind stress patterns: I. Model formulation and analytic results. J. Mar. Res., 37: 232-252, 1979.

Cane, M.A., 1979b: The response of an equatorial ocean to simple wind stress patterns: II. Model formulation and analytic results. J. Mar. Res., 37: 253-299, 1979.

Cane, M.A., and E.S. Sarachik: The response of a linear baroclinic equatorial ocean to periodic forcing, *J. Mar. Res.*, 39: 651-693, 1981.

Cane, M.A., and S.E. Zebiak: A theory for El Niño and the Southern Oscillation. *Science*, 228, 1085-1087, 1985.

Cane, M.A., S.E. Zebiak, and S.C. Dolan: Experimental forecasts of El Niño, *Nature*, 321, 827-832, 1986.

Hasselmann, K.: PIPs and POPs: The reduction of complex dynamical systems using principal interactions and oscillation patterns, *J. Geophys. Res.*, 93, 11015-11021, 1988.

Fischer, M., and M. Latif: Assimilation of Temperature and Sea Level Observations into a Primitive Equation Model of the Tropical Pacific, submitted to *J. Mar. Syst.*, 1994.

Fischer, M., M. Latif, M. Flügel, and J. Zou: Assimilation of Sea Level Data into a Primitive Equation Model of the Tropical Pacific, *TOGA Notes* (No 15).

Goldenberg, S., and J. O'Brien: Time and space variability of the tropical Pacific wind stress, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1190-1207, 1981.

Goswami, B.N., and J. Shukla: Predictability of a coupled ocean-atmosphere model, *J. Climate*, 4, 3-22, 1991.

Graham, N., J. Michaelsen, and T.P. Barnett: An investigation of the El Niño-Southern Oscillation cycle with statistical models, 1, Predictor field characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92(C13), 14251-14270, 1987a.

Graham, N., J. Michaelsen, and T.P. Barnett: An investigation of the El Niño-Southern Oscillation cycle with statistical models, 2, Model results, *J. Geophys. Res.*, 92(C13), 14271-14289, 1987b.

Inoue, M., and J.J. O'Brien: A forecasting model for the onset of El Niño, *Mon. Weather Rev.*, 112, 2326-2337, 1984.

- Latif, M.: Tropical ocean circulation experiments, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 246-263, 1987.
- Latif, M., and A. Villwock: Interannual variability as simulated in coupled ocean-atmosphere models, *J. Mar. Syst.*, 1, 51-60, 1990.
- Latif, M., and M. Flügel: An investigation of short-range climate predictability of the El Niño/Southern Oscillation in the Tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 96, 2661-2673, 1991.
- Latif, M., and N. Graham: How much predictive skill is contained in the thermal structure of an OGCM?, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 951-962, 1992.
- McCreary, J.: Eastern tropical ocean response to changing wind systems: With application to El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, 6: 632-645, 1976.
- Münnich, M., M.A. Cane, and S.E. Zebiak: A study of self-excited oscillations of the tropical ocean-atmosphere system. Part II: Nonlinear cases. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1238-1248, 1991.
- Neelin, J.D., and F. Jin: Modes of interannual tropical ocean-atmosphere interaction - a unified view. Part II: Analytical results in the weak-coupling limit, submitted to *J. Atmos. Sci.*, 1992.
- Pazan, S.E., W.B. White, and R. Molinari: Global variability in the upper ocean thermal structure. Part I: The long-term mean and annual cycle, 1979-88. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1993.
- Philander, S.G.H., and R.C. Pacanowski: The generation of equatorial currents, *J. Geophys. Res.*, 85: 1123-1136, 1980.
- Rasmusson, E.M., and T.H. Carpenter: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Weather Rev.* 110, 354-384, 1982.
- Rasmusson, E.M.: El Niño: The ocean/atmosphere connection.

Oceanus, Vol. 27, Nr.2, 5-12, 1984.

Reynolds, R.W.: A real-time global sea surface temperature analysis, J. Clim., 1, 75-86, 1988.

Schopf, P.S., and M.J. Suarez: Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, J. Atmos. Sci., 45, 549-566, 1988.

Walker, G.T.: Correlation in seasonal variations in weather, IX: a further study of world weather. Mem. India Meteorol. Dep. 24 (Part 9), 275-332, 1924.

White, W.B., S.E. Pazan, and M. Inoue: Hindcast/forecast of ENSO events based upon the redistribution of observed and model heat content in the western tropical Pacific, 1964-86, J. Phys. Oceanogr., 17, 264-280, 1987.

Wright, P.B.: The Southern Oscillation: An ocean-atmosphere feedback system?, Bull. Am. Meteorol. Soc., 66, 398-412, 1985.

Wu, D.H., D.L.T. Anderson and M.K. Davey: ENSO Prediction experiments using a simple ocean-atmosphere model, Climate Res. Tech. Note, 39, 1993.

Wyrtki, K.: El Niño - The dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing, J. Phys. Oceanogr., 5, 572-584, 1975.

Wyrtki, K.: Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles, J. Geophys. Res., 90(C4), 7129-7132, 1985.

Xu, J.S., and H. von Storch, Principal oscillation patterns - Prediction of the state of ENSO, J. Climate, 3, 1316-1329, 1990.

Zebiak, S.E., and M.A. Cane: A model EL Niño-Southern Oscillation, Mon. Weather Rev., 115, 2262-2278, 1987.

