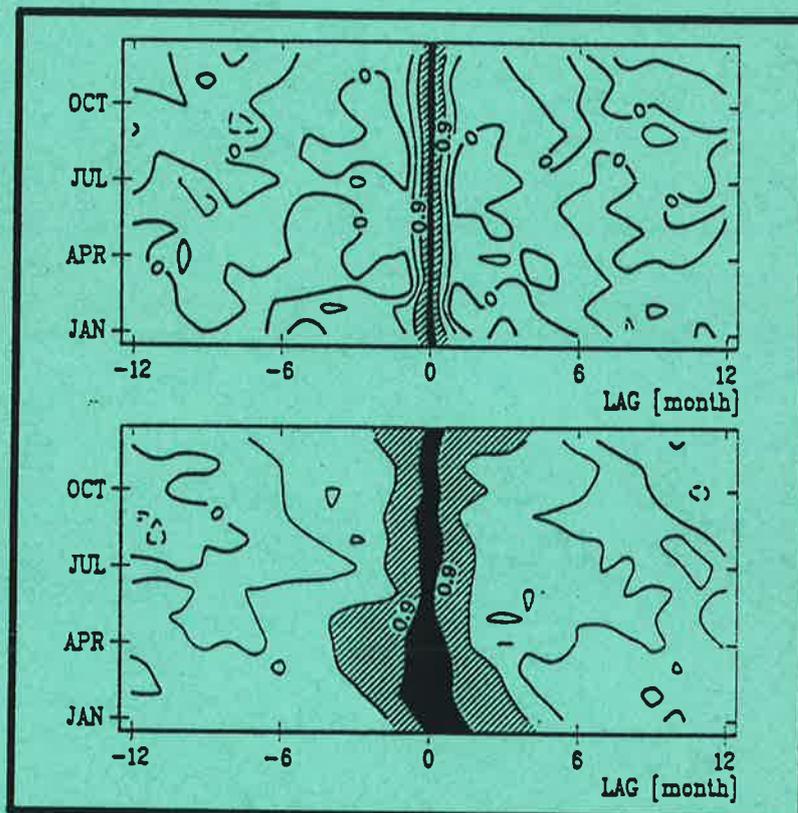




# Max-Planck-Institut für Meteorologie

## EXAMENSARBEIT Nr. 5



### UNTERSUCHUNG ZUR NIEDERFREQUENTEN VARIABILITÄT DER MEERESOBERFLÄCHENTEMPERATUR IM NORDPAZIFIK

von  
UTE LUKSCH

HAMBURG, DEZEMBER 1990

**UNTERSUCHUNG ZUR NIEDERFREQUENTEN VARIABILITÄT DER  
MEERESOBERFLÄCHENTEMPERATUR IM NORDPAZIFIK**

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

vorgelegt von  
Ute Luksch  
Hamburg

Hamburg 1990

ISSN 0938–5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von ..... Dr. H.v. Storch

und ..... Prof.Dr. M. Dunst

Hamburg, den 28. Nov. 1990

..... Prof.Dr. J. Makris

(Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften)

## ZUSAMMENFASSUNG

Ein hochauflösendes ozeanisches Zirkulationsmodell wird mit beobachteten monatlich gemittelten Winden angetrieben, um die niederfrequente Variabilität der Meeresoberflächen-temperatur (SST) im Nordpazifik zu untersuchen. Der Einfluß anomaler Kalt- bzw. Warmluftadvektion auf den turbulenten Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre wird mit Hilfe eines advektiven Modell der Lufttemperatur parametrisiert.

Die beobachteten ersten beiden Empirischen Orthogonal-funktionen (EOF) zeigen großräumige Muster, die Zentren negativer Korrelation liegen ca. 2500-6000km auseinander. In der Simulation werden sehr ähnliche Muster gefunden und auch die zugehörigen simulierten Zeitserien stimmen im Winter gut mit den Beobachtungen überein. Die lange Lebensdauer der winterlichen Anomalien (etwa vier bis sechs Monaten) sowie die erheblich geringere Persistenz sommerlicher Anomalien werden im Modellexperiment ebenfalls wiedergegeben. Auch lokal zeigen sich gute Übereinstimmungen zwischen beobachteten und simulierten SST-Anomalien: Die simulierte winterliche SST ist signifikant mit den Beobachtungen korreliert, und die beobachtete hohe Variabilität nahe 40°N wird reproduziert.

Die numerischen Experimente zeigen, daß der turbulente Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre die wesentliche Ursache der niederfrequenten SST-Variabilität im Nordpazifik ist. Nur in der Kuroschio-Region tragen auch advektive Transporte im Ozean nennenswert zur SST-Änderung bei (etwa ein Drittel). Die Wirkung turbulenter Mischungsprozesse im Ozean auf die SST ist vernachlässigbar.

Wird das Modell mit einem synthetischen Windfeld angetrieben, in dem das dominante tropische EL Nino-Südliche

Oszillation (ENSO)-Signal isoliert wurde, so ergeben sich großräumige SST-Anomalien, die hoch mit dem dazu gehörigen Index (SOI: Index der Südlichen Oszillation) korreliert sind. Das Muster der Korrelationen zwischen simulierter SST und SOI reproduziert sehr gut die Beobachtungen. Die durch ENSO erklärbare Varianz im Bereich des Nordpazifiks ist allerdings gering, sie liegt bei 10% bis 20%.

<b>INHALTSÜBERSICHT</b>		<b>SEITE</b>
<b>1.</b>	<b>EINLEITUNG</b>	<b>1</b>
1.1	Niederfrequente Variabilität	1
1.2	ENSO	2
1.3	Numerische Ozean-Modelle	4
1.4	Arbeitskonzept	6
<b>2.</b>	<b>OZEANISCHES ZIRKULATIONSMODELL</b>	<b>9</b>
2.1	Modellbeschreibung	9
2.1.1	Modellgleichungen	9
2.1.2	Parametrisierungen	12
2.2	Verwendete Beobachtungsdaten	15
2.3	Die Klimatologie des Ozean-Modells	16
<b>3.</b>	<b>ADVEKTIVES MODELL DER LUFTTEMPERATUR</b>	<b>20</b>
3.1	Modellbeschreibung	20
3.2	Die Sensitivität des advektiven Modells	23
3.2.1	Wind- und Meeresoberflächentemperatur-Anomalien (AI)	23
3.2.2	Nur Wind-Anomalien (AII)	35
3.2.3	Mit Anomalien des latenten Wärmeflusses (AIII)	39
3.3	Die beobachteten Wind-Anomalien	39
3.4	Zusammenfassung	42
<b>4.</b>	<b>BASISEXPERIMENT</b>	<b>45</b>
4.1	Vergleich mit Beobachtungen	45
4.2	Temperaturwirksame Prozesse	57
4.3	Turbulenter Wärmeaustausch mit der Atmosphäre	69
4.4	Zusammenfassung	70

<b>5.</b>	<b>SENSITIVITÄTSEXPERIMENTE</b>	<b>75</b>
5.1	Nur Windschub-Anomalien (Experiment I)	75
5.2	Nur anomale Wärmeflüsse (Experiment II)	79
5.3	Zusammenfassung	82
<b>6.</b>	<b>TROPISCHE NIEDERFREQUENTE VARIABILITÄT</b>	<b>84</b>
6.1	Das synthetische Windfeld	84
6.2	"ENSO"-Experiment	89
6.3	Zusammenfassung	96
<b>7.</b>	<b>ABSCHLIEBENDE DISKUSSION DER ERGEBNISSE</b>	<b>99</b>
	Danksagung	102
	Literaturverzeichnis	103

# 1. EINLEITUNG

## 1.1 NIEDERFREQUENTE VARIABILITÄT

Im Nordpazifik werden großräumige Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (SST) beobachtet, die z. T. über mehrere Monate bis zu einem halben Jahr bestehen bleiben (Namias et al., 1988). Die Länge der Lebensdauer hängt von der ozeanischen Deckschichttiefe und der atmosphärischen Anregung ab: Im Winter bei einer tiefen Deckschicht (etwa 100-200m) und einer großräumigen, relativ konstanten atmosphärischen Zirkulationsanomalie (im Bereich von 20-40 Tagen) ist die Persistenz der SST deutlich höher als im Sommer (flache Deckschicht: 20-30m; Bathen, 1972; Levitus, 1982).

In der Atmosphäre werden im Winter ebenfalls ausgeprägte, persistente Zirkulationsmuster gefunden. Es zeigt sich z.B. eine starke negative Korrelation zwischen den winterlichen, monatlich gemittelten Druck-Werten der unteren bzw. mittleren Atmosphäre im Bereich der Aleuten ( $170^{\circ}\text{W}$  und  $40-50^{\circ}\text{N}$ ) und den über Nordamerika gemessenen Werten ( $150^{\circ}-160^{\circ}\text{W}$  und  $50^{\circ}\text{N}$ ; Wallace und Gutzler, 1981; Barnston und Livezey, 1987). Diese großräumigen Druck-Anomalien sind Teil des sogenannten "Pazifik-Nordamerika-(PNA)-Musters". Barnston und Livezey (1987) identifizieren noch weitere quasistationäre winterliche Zirkulationsmuster: die "Westpazifische Oszillation (WPO)" und das "Tropisch-Nordhemisphärische-(TNH)-Muster".

Die niederfrequente SST-Variabilität im Nordpazifik ist mit der atmosphärischen Variabilität in mittleren Breiten gekoppelt. Analysen weisen auf eine atmosphärische Anregung des Ozeans hinweisen: Erstens ist die horizontale Ausdehnung beobachteter persistenter SST-Anomalien deutlich größer als der ozeanische Rossby-Radius der Deformation; die

charakteristische Größenordnung entspricht vielmehr den beobachteten großräumigen, niederfrequenten, atmosphärischen Zirkulationsmustern (Wallace et al., 1989). Eine Korrelationsanalyse von winterlichen atmosphärischen und ozeanischen Daten zeigt zweitens eine asymmetrische Zeitverschiebungsfunktion mit höheren Werten, wenn die Atmosphäre den Ozean um einen Monat führt, und niedrigere Korrelationen bei einer Ozean-Führung (Davis, 1976; Wallace and Jiang, 1987). Drittens sind das winterliche Druckfeld und die winterlichen turbulenten fühlbaren und latenten Wärme Flüsse in mittleren Breiten hoch mit der SST-Änderung korreliert (Wallace et al., 1989; Cayan, 1990); dieses deutet auf eine atmosphärische Anregung des Ozeans erklärbar. Im Atlantik fanden Wallace et al. (1989) und Zorita et al. (1990) vergleichbare Zusammenhänge zwischen SST und den atmosphärischen Zirkulationsanomalien.

## 1.2 ENSO

Die extratropische Atmosphäre und der extratropische Ozean stehen in Beziehung zur niederfrequenten Variabilität in den Tropen. Das dominanteste Signal des tropischen Ozean-Atmosphäre-Systems wird mit ENSO (El Nino - Südliche Oszillation) bezeichnet. Alle 2-7 Jahre werden im östlichen Pazifik nahe Peru anomal hohe SST-Werte beobachtet. Gleichzeitig ändern sich entlang des Äquators der Druck und die Niederschlagsverteilung. Über die genannten Variablen kann ein Index definiert werden, der diese Oszillation beschreibt. Er wird als SOI (Index der Südlichen Oszillation) bezeichnet und ist relativ unabhängig von der gewählten tropischen Variablen, d.h. die Aussagen sind im wesentlichen äquivalent (Wright, 1984). In der vorliegenden Arbeit wird als SOI die beobachtete räumlich gemittelte monatliche SST-Anomalie im östlichen Teil des äquatorialen Pazifiks ( $6^{\circ}\text{N}$  bis  $10^{\circ}\text{S}$ ; Wright et al., 1985) verwendet. Der Index ist positiv für anomal warmes Wasser nahe Peru. Eine

ausführlichere Darstellung des tropischen ENSO-Phänomens ist bei Latif (1987) zu finden.

Atmosphärische und ozeanische Größen im Bereich des Nordpazifiks sind signifikant mit dem SOI korreliert (Wright et al., 1985; Wright et al., 1988). Während einer Erwärmung des östlichen Pazifiks nahe Peru intensiviert sich das Aleuten-Tief (van Loon und Rogers, 1981) und gleichzeitig zeigt sich eine negative SST-Anomalie im zentralen Nordpazifik (Wright, 1983; Wright et al., 1985).

Numerische Experimente bestätigen die Hypothese von Bjerknes (1969, 1972), daß tropische Anomalien die globale atmosphärische Zirkulation ändern können: Positive Niederschlags-Anomalien, speziell im Bereich der Datumslinie, lösen in barotropen Modellen zweidimensionale quasistationäre Wellenzüge aus und erzeugen Zirkulationsanomalien, die den von Wallace und Gutzler (1981) in Beobachtungen gefundenen persistenten Zirkulationsmustern qualitativ entsprechen (Hoskins und Karoly, 1981; Webster, 1981; Simmons et al., 1983; einen Überblick gibt Hoskins, 1983). Auch atmosphärische Zirkulationsmodelle zeigen eine signifikante Reaktion auf eine anomal warme tropische SST (Rowtree, 1972; Julian und Chervin, 1978; Shukla und Wallace, 1983; Blackmon et al., 1983; Cubasch, 1985; Storch und Kruse, 1985). Hierbei bilden sich als Reaktion auf positive SST-Anomalien im östlichen Teil des tropischen Pazifiks in der Atmosphäre PNA-typische Druck-Anomalien aus. Somit läßt sich ein Teil der niederfrequenten Variabilität der Atmosphäre im nordpazifischen Raum durch das tropische ENSO-Phänomen erklären.

Wie schon in Kap. 1.1 erwähnt, weisen statistische Untersuchungen auf eine atmosphärische Anregung des extratropischen Ozeans hin. Somit ist eine Fernwirkung der tropischen niederfrequenten Ozean-Atmosphäre-Variabilität

auf die nordpazifische SST über eine anomale atmosphärische Zirkulation möglich. Ein extratropischer Index, definiert als Temperaturdifferenz zwischen westlich und östlichem Nordpazifik, zeigt eine ähnliche zeitliche Entwicklung wie der SOI mit einer leichten Tendenz zur Führung durch den SOI (Wright, 1983). Diese schnelle Reaktion der SST im zentralen Nordpazifik ist durch ozeanische Prozesse nicht erklärbar (White et al., 1985).

### 1.3 NUMERISCHE OZEAN-MODELLE

Das gekoppelte System Ozean-Atmosphäre besteht aus einer sich schnell ändernden atmosphärischen Komponente (dem täglichen Wetter) und einer sich im Vergleich dazu langsam ändernden ozeanischen Komponente. Die charakteristische Zeitskala für die SST liegt im Bereich von Monaten bis zu einem halben Jahr. Im Falle einer stochastischen Betrachtungsweise werden die SST-Anomalien als integrierte Antwort auf externe hochfrequente Anregungen in Verbindung mit der 'stochastischen' Variabilität der Atmosphäre (dem Wetter) betrachtet (Hasselmann, 1976). Im einfachsten Fall kann das beobachtete rote Spektrum der SST reproduziert werden, indem ein autoregressiver Prozeß erster Ordnung an die Daten angepaßt wird. Die atmosphärische Anregung wird dabei als weißes Rauschen dargestellt (Reynolds, 1978). Im Bereich starker ozeanischer Strömungen (z.B. Bereich der Kurosios) scheinen auch advective Transporte im Ozean bedeutsam zu sein (Reynolds, 1978, Frankignoul und Reynolds, 1983; Herterich und Hasselmann, 1987). Um auch hier die SST angemessen simulieren zu können, berücksichtigen Herterich und Hasselmann (1987) bei ihrer statistischen Analyse auch advective und diffusive Transporte im Ozean. Alle notwendigen Parameter wurden aus den beobachteten SST-Anomalien selbst hergeleitet und die Dynamik der Deckschicht mit Hilfe einer einfachen Transportgleichung diskutiert. Die stochastische Sichtweise wird unterstützt

durch Monte-Carlo-Simulationen eines zweidimensionalen Modell der atmosphärischen Turbulenz und einem einfachen Modell der ozeanischen Deckschicht (Frankignoul und Hasselmann, 1977).

Bei einer deterministischen Betrachtungsweise wird auf den hochfrequenten Anteil der atmosphärischen Variabilität verzichtet und statt dessen der monatlich gemittelte Wert der atmosphärischen Variablen verwendet. So können einzelne Ereignisse direkt nachsimuliert und die Bedeutung der horizontal-kohärenten, winterlichen Zirkulationsmuster (PNA, WPO, TNH) genauer diskutiert werden. Die dynamische Reaktion des Ozeans auf atmosphärische Störungen und die Variabilität der ozeanischen Strömungen kann dann z.B. mit Hilfe barotroper Modelle beschrieben werden (Willebrand et al., 1980; Pares-Sierra und O'Brien, 1989).

Thermodynamische Prozesse im Ozean können, je nach Problemstellung, durch eindimensionale Deckschichtmodelle oder durch hochauflösende und damit rechenzeitintensive Zirkulationsmodelle beschrieben werden. Eindimensionale Deckschichtmodelle bestimmen die SST prognostisch, können aber advective Transporte im Ozean aufgrund der fehlenden räumlichen Dimensionen nicht angemessen erfassen. Teilweise wird versucht, die advectiven Transporte und die Mischung mit den tieferen Schichten des Ozeans über Parametrisierungen zu berücksichtigen. Die Wirkung der lokalen Wärme Flüsse und den Einfluß der Deckschichttiefe auf die Entwicklung der SST kann mit diesen sehr rechenzeitparsamen Modellen gut beschrieben werden (Biercamp, 1987; Alexander, 1989). Ein Überblick über verschiedene Deckschichtmodelle ist bei Biercamp (1987) zu finden.

Hochauflösende Modelle der ozeanischen Zirkulation sind erheblich aufwendiger in der Rechenzeit, können jedoch thermische und dynamische Prozesse angemessen wiedergeben (Bryan und Cox, 1967; Haney, 1980, 1985; Haney et al., 1978;

Latif, 1987). Zur Simulation der SST-Anomalien im Herbst und Winter 1976-1977 verwenden Haney (1980) neben Windschub-Anomalien auch anomale Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre (hergeleitet aus Beobachtungen von Clark, siehe Barnett, 1981) zum Antreiben des ozeanischen Zirkulationsmodells. Sie erhalten eine deutliche Verbesserung der Simulationsergebnisse durch die Einbeziehung der turbulenten Wärmefluß-Anomalien; ohne anomale Wärmeflüsse ist die simulierte SST-Variabilität im Vergleich zur Beobachtung deutlich zu gering (Haney et al, 1978; Haney 1985).

Ein ausführlicher Überblick über die verschiedenen Methoden der Simulation von SST-Anomalien in mittleren Breiten ist bei Frankignoul (1985) zu finden.

#### 1.4 ARBEITSKONZEPT

Es soll versucht werden, die beobachteten monatlich gemittelten SST-Anomalien im Nordpazifik als Folge der großräumig geänderten atmosphärischen Zirkulation zu reproduzieren. Dafür wird ein Modell mit beobachteten monatlich gemittelten Winden angetrieben. Es besteht aus einem ozeanischen Zirkulationsmodell und einem advektiven Modell der Lufttemperatur. Letzteres wurde entwickelt, um neben Impulsfluß-Anomalien auch die Wirkung des durch anomale Kalt- bzw. Warmluftadvektion geänderten turbulenten Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre mit einbeziehen zu können. Beobachtete monatlich gemittelte Lufttemperatur-Anomalien sollten aufgrund ihrer direkten Koppelung mit der SST nicht verwendet werden. Kleinräumige und hochfrequente (tägliche) Änderungen in der Atmosphäre wurden durch eine starke Raum-Zeit-Mittelung eliminiert.

In den folgenden Abschnitten werden das ozeanische Zirkulationsmodell und seine Klimatologie vorgestellt (Kap. 2). Das Ozean-Modell wird mit horizontal homogenen

Temperatur- und Salzgehalts-Feldern gestartet und solange integriert, bis sich im Bereich der Deckschicht ein (zyklo-)stationärer Zustand eingestellt hat. Bei dem advektiven Modell der Lufttemperatur (Kap. 3.1) wird aufgrund der kurzen atmosphärischen Reaktionszeiten auf das Einschwingen verzichtet. In den Experimenten werden dem klimatologischen Zustand Anomalien überlagert. Zuerst wird die Sensitivität des advektiven Modells der Lufttemperatur auf die verwendeten Anregungsprozesse (anomale Kalt- bzw. Warmluftadvektion und turbulente Wärme flu ß—Anomalien) untersucht (Kap. 3.2). Der turbulente Wärmeaustausch mit dem Ozean wird über die beobachtete SST parametrisiert. Das zum Antreiben verwendeten Windfeld wird in Kap. 3.3 dargestellt. Anschließend werden das ozeanische Zirkulationsmodell und das advektive Modell der Lufttemperatur gekoppelt und ebenfalls mit beobachteten Winden angetrieben (Basisexperiment, Kap. 4). Zur Diskussion der Ergebnisse werden verschiedene Sensitivitätsexperimente herangezogen (Kap. 5). Um die Frage zu beantworten, ob die Fernwirkung über eine anomale atmosphärische Zirkulation geeignet ist, das ENSO-Signal in der nordpazifischen SST zu erklären, wird das gekoppelte Ozean-Atmosphären-Modell mit einem synthetischen Windfeld angetrieben ("ENSO"-Experiment, Kap. 6). Ein Überblick über die in der Arbeit dargestellten Experimente gibt Tabelle 1. In Kap. 7 werden die Ergebnisse abschließend diskutiert.

Tabelle 1: Durchgeführte Experimente mit dem ozeanischen Zirkulationsmodell

	Kap.	Modell	Antrieb	Ziel
Basisexperiment	4	mit advektivem Modell	beobachtetes Windfeld	Reproduktion der beobachteten SST-Anomalien
"ENSO"-Experiment	6	mit advektivem Modell	synthet. Windfeld	Erzeugung eines signifikanten ENSO-Signals in der SST
Sensitivitäts= experiment I	5.1	ohne advektives Modell	nur Impuls= flüsse	Untersuchung der Wirkung von Windschub-Anomalien auf die simulierte SST
Sensitivitäts= experiment II	5.2	mit advektivem Modell	nur Wärme= flüsse	Untersuchung der Wirkung des anomalen turbulenten Wärmeaustausches auf die simulierte SST

## 2. OZEANISCHES ZIRKULATIONSMODELL

In diesem Abschnitt werden das Ozean-Modell, die verwendeten Beobachtungsdaten und die Modell-Klimatologie im quasi-stationären Zustand vorgestellt.

Das in der Arbeit verwendete ozeanische Zirkulationsmodell wurde von Maier-Reimer am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt. Es wurde, entsprechend der Arbeitshypothese, für Experimente im Nordpazifik ausgelegt. Eine ähnliche Fassung des Modells wurde von Latif (1987) zur Untersuchung der niederfrequenten SST-Variabilität im tropischen Pazifik angewendet und in seinen Grundzügen beschrieben.

### 2.1 MODELLBESCHREIBUNG

#### 2.1.1 MODELLGLEICHUNGEN

Die Navier-Stokes-Gleichungen werden im Modell durch die hydrostatische und Boussinesq-Approximation vereinfacht:

Impulserhaltung:

$$\begin{aligned} \vec{u}_t + f (\vec{k} \times \vec{u}) + \nabla p / \rho_R + \vec{u} \nabla \vec{u} + w \vec{u}_z \\ = \vec{\tau}_z / \rho_R + \nabla (A^H \nabla \vec{u}) + (A^V \vec{u}_z)_z \end{aligned} \quad (2.1)$$

hydrostatische Beziehung:

$$p_z = -\rho g \quad (2.2)$$

Hierbei ist  $\vec{u}$  der horizontale Geschwindigkeitsvektor und  $w$  die vertikale Komponente der Geschwindigkeit.  $\nabla$  ist der horizontale Nablaoperator,  $\vec{k}$  ist der vertikale Einheitsvektor und  $f$  der Coriolisparameter. Desweiteren sind  $\vec{\tau}_z$ :

Windschub,  $p$ : Druck und  $\rho$ : Dichte,  $\rho_R$ : konstante Referenzdichte,  $g$ : Schwerebeschleunigung.  $A^H, A^V$  sind die turbulenten horizontalen und vertikalen Austausch= koeffizienten. Der Index  $t, z$  bezeichnet die zeitliche bzw. räumliche partielle Ableitung der Größe.

Ergänzend kommen die Kontinuitätsgleichung und die kinematische Randbedingung hinzu:

$$w_z = - \nabla \cdot \vec{u} \quad (2.3)$$

$$\zeta_t = w_o + q^{SF} \quad \text{wobei} \quad w_o = - \nabla \cdot \int_{-H}^{\zeta} \vec{u} \, dz \quad (2.4)$$

$H$  ist die Tiefe des Ozeans und  $\zeta$  seine Oberflächenauslenkung.  $q^{SF}$  ist der Beitrag über den Frischwasserfluß.

Die Dichte wird über die Zustandsgleichung für Meerwasser bestimmt (UNESCO, 1981):

$$\rho = \rho(T, S, p_R(z)) \quad \text{wobei} \quad p_R = g \rho_R z \quad (2.5)$$

Es wird der Referenzdruck  $p_R$  in der Tiefe  $z$  zur Bestimmung der Dichte verwendet, um numerisch ausgelöste akustische Wellen herauszufiltern.  $T$  bzw.  $S$  sind die simulierten Temperaturen bzw. Salzgehalte.

Für Temperatur und Salzgehalt gilt:

$$T_t = - \vec{u} \cdot \nabla T - w T_z + \nabla \cdot (D^H \nabla T) + (D^V T_z)_z + q^{TF} \quad (2.6)$$

$$S_t = - \vec{u} \cdot \nabla S - w S_z + \nabla \cdot (D^H \nabla S) + (D^V S_z)_z + q^{SF} \quad (2.7)$$

$q^{TF}$  ist der Eintrag der lokalen Wärmeflüsse aus der Atmosphäre in den Ozean.  $q^{SF}$  ist der Eintrag über den Frischwasserfluß.  $D^H, D^V$  sind die turbulenten horizontalen

und vertikalen Austauschkoeffizienten für Temperatur und Salzgehalt.

Durch die Wahl des Gitters wird bei einer expliziten Behandlung der Modellgleichungen, in Abhängigkeit von der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen  $c$ , der Zeitschritt limitiert (Courant-Friedrich-Lewy-(CFL-)Kriterium):

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{c \sqrt{2}}$$

Hierbei ist  $\Delta x$  der Gitterabstand und  $\Delta t$  der gewählte Zeitschritt.

Bei Variationen der freien Oberfläche treten Wellen mit hoher Ausbreitungsgeschwindigkeit auf (bis zu 300m/s). Wird bei einem expliziten numerischen Verfahren der nach dem CFL-Kriterium erlaubte Zeitschritt bei festgelegtem Gitter überschritten, so wird das Modell numerisch instabil. Deshalb wird der barotrope Anteil des Systems implizit gelöst (Gauß'sches Eliminationsverfahren). Zur Lösung der anderen Gleichungen werden explizite Verfahren verwendet (Temperatur- und Salzgleichung: upstream; Impuls: Flußdivergenz).

Um realistische Meeresströmungen zu erhalten, umfaßt das Modellgebiet den gesamten Pazifik nördlich von 30°S mit einem festen Rand im Süden. Im Norden wird ebenfalls ein fester Rand ohne Kontakt zum Polarmeer angenommen. Statistisch ausgewertet wird das Gebiet von 28°N bis 60°N.

Es wird eine realistische Topographie zugrunde gelegt. Der Boden und die Küstenlinie sind geglättet, der Einfluß kleinerer Inseln wird vernachlässigt. Die horizontale Auflösung beträgt 3°x3°. In der Vertikalen werden 13 Schichten verwendet, mit einer höheren Auflösung in den oberen 200m. Der Zeitschritt liegt bei einem halben Tag.

## 2.1.2 PARAMETRISIERUNGEN

In diesem Abschnitt werden die im Ozean-Modell verwendeten Parametrisierungen dargestellt.

Turbulenter Austausch im Ozean:

Der vertikale turbulente Impuls-Austausch wird in Anlehnung an Pacanowski und Philander (1981) in Abhängigkeit von der Richardson-Zahl dargestellt; der turbulente Austausch von Temperatur und Salz wird analog über Dichtedifferenzen gesteuert. Zusätzlich wird im Modell der Einfluß labiler Schichtung auf die Entwicklung der Salz- und Temperaturfelder berücksichtigt. D.h. überschreitet die Dichte an einem Gitterpunkt der Tiefe  $k$  den Werte der Dichte in der Tiefe  $k+1$  (nächsttiefere Schicht), so werden Temperaturen und Salzgehalte beider Schichten in Abhängigkeit von der Schichtdicke gemischt. Beide Prozesse zusammen sollen eine gute Durchmischung des oberen Modell-Ozeans gewährleisten und die beobachtete Deckschicht realistisch reproduzieren. Für den horizontalen turbulenten Austausch werden konstante Koeffizienten verwendet ( $D^H=500$   $m^2/s$ ,  $A^H=2*10^5$   $m^2/s$ ).

Parametrisierungen für das Einschwingen:

Das Ozean-Modell wird solange mit klimatologischen Flüssen (Newtonsche Formulierung, Haney, 1971) integriert, bis sich ein (zyklo-)stationärer Zustand eingestellt hat. Dabei werden die simulierten Temperaturen und Salzgehalte (Gl. 2.6 und 2.7) an die Beobachtungen gekoppelt:

$$q^{TF} = \epsilon (T_{\text{beo}} - T) \tag{2.8}$$

$$q^{SF} = \epsilon (S_{\text{beo}} - S)$$

$$\varepsilon = 1 * 10^{-6} \text{ s}^{-1} \text{ (1/\varepsilon etwa 10 Tage)}$$

$T_{beo}$  ist die beobachtete klimatologische Temperatur und  $S_{beo}$  der beobachtete Salzgehalt.  $T$  und  $S$  sind die entsprechenden Werte in der ersten Modellschicht.

Parametrisierungen für die Experimente:

Die in der Temperatur- und Salzgleichung auftretenden Terme  $q_T^F$  und  $q_S^F$  (Gl. 2.6 und 2.7) bezeichnen die Wirkung der an der Oberfläche angreifenden Wärme- bzw. Frischwasserflüsse:

$$q^{TF} = Q_H / (\rho \ c_p \ z_1) \quad (2.9)$$

$$q^{SF} = S \ Q_S / z_1$$

Hierbei ist  $z_1$  die Dicke der 1. Modellschicht und  $c_p$  die spezifische Wärme bei konstantem Druck.

In den folgenden Experimenten werden neben den klimatologischen Flüssen  $Q_K$  und  $Q_{SK}$  auch die anomalen turbulenten Wärme flüsse (fühlbar:  $Q_{HS}^*$ , latent:  $Q_{HL}^*$ ) explizit berücksichtigt:

$$Q_H = Q_{HS}^* + Q_{HL}^* + Q_K \quad (2.10)$$

$$Q_S = Q_{SK}$$

Die klimatologischen Flüsse werden vor den Anomalie-Experimenten aus dem Einschwing-Experiment bestimmt:

$$Q_K = \rho \ c_p \ z_1 \ \varepsilon \ (T_{beo} - \tilde{T}) \quad (2.11)$$

$$Q_{SK} = z_1 \ \varepsilon \ (S_{beo} - \tilde{S}) / \tilde{S}$$

Hierbei sind  $\tilde{T}$  und  $\tilde{S}$  die simulierte Temperatur und der

simulierte Salzgehalt der ersten Modellschicht nach dem Einschwingen.

Anomalien der turbulenten Wärme Flüsse ( $Q_{HS}^*, Q_{HL}^*$ ) ergeben sich als Abweichung vom klimatologischen Zustand ( $Q_{HS_K}, Q_{HL_K}$ ):

$$Q_{HS}^* = Q_{HS} - Q_{HS_K} \quad (2.12)$$

$$Q_{HL}^* = Q_{HL} - Q_{HL_K}$$

Fühlbare und latente Wärme Flüsse ( $Q_{HS}, Q_{HL}$ ) werden über die mittleren Größen von Wind-, Temperatur- und spezifischen Feuchtefeldern dargestellt (Haney, 1971; Cayan, 1990):

$$Q_{HS} = \rho^A c_p^A c_H |\vec{u}^A| (T^A - T) \quad (2.13)$$

$$Q_{HL} = - \rho^A L c_E |\vec{u}^A| (s^S - s)$$

Hierbei ist  $|\vec{u}^A|$  der Betrag der Windgeschwindigkeit.  $s$  ist die spezifische Feuchte der Luft und  $s^S$  die spezifische Feuchte direkt an der Grenzfläche zwischen Ozean und Atmosphäre.  $\rho^A$  ist die Dichte der Luft,  $c_p^A$  ist ihre spezifische Wärme.  $L$  ist die Verdampfungswärme.  $c_H$  und  $c_E$  sind die Transportkoeffizienten, die hier als konstant angesetzt werden ( $c_H = c_E = 1.3 \cdot 10^{-3}$ ; Hasse und Dobsen, 1986).

Die spezifische Feuchte der Luft kann mit Hilfe der Magnus-Formel bestimmt werden. Der Sättigungsdampfdruck  $E(T^A)$  ist:

$$E(T^A) = a_1 e^{\{a_2 T^A / (a_3 + T^A)\}} \quad \text{Magnus-Formel}$$

Für das Mischungsverhältnis  $m$  gilt in Abhängigkeit von  $T^A$

und  $r$  (relative Feuchte der Luft):

$$m = \frac{R_L}{R_W} \frac{r E(T^A)}{p^A - (r E(T^A))}$$

Die in der Magnus-Formel auftretenden Konstanten ( $a_1, a_2, a_3$ ) und die Gaskonstanten für trockene Luft und Wasserdampf ( $R_L, R_W$ ) wurden entsprechend der Psychrometer-Tafel (Deutscher Wetterdienst, 1976) gewählt.  $p^A$  ist der Bodendruck.

Die spezifische Feuchte der Luft  $s$  ist dann:

$$s = \frac{m}{1 + m}$$

Unter der Annahme, daß die Luft direkt über der Meeresoberfläche mit Wasserdampf gesättigt ist und nahezu Wassertemperatur angenommen hat ( $T^A=T$  und  $r=100\%$ ), kann die spezifische Feuchte bei Sättigung  $s^s$  berechnet werden.

Die klimatologischen turbulenten Flüsse ( $Q_{HSK}, Q_{HLK}$ ) werden mit Hilfe der beobachteten mittleren Werte bestimmt, indem diese in die oben beschriebene Formulierung (Gl. 2.13) eingesetzt werden.

## 2.2 VERWENDETE BEOBACHTUNGSDATEN

Zum Einschwingen wird das Ozean-Modell an Beobachtungen gekoppelt (Gl. 2.8): Es wird ein jährliches Mittel des Salzgehaltes (Levitus, 1982) verwendet. Für den Wärmefluß werden monatliche Mittelwerte der Temperatur aus COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, Woodruff et al., 1987) benutzt. Zum Antreiben des Ozean-Modells werden monatliche gemittelte Werte des klimatologischen Windschubs verwendet (Hellerman und Rosenstein, 1983). Die Modell-Klimatologie wird mit den beobachteten monatlich gemittelten Werten von Levitus (1982) verglichen.

Die für die Experimente und die Verifikation notwendigen beobachteten Anomalien werden ebenfalls COADS entnommen; es werden monatliche Mittelwerte und Anomalien für den Zeitraum 1950-1979 auf einem  $10^{\circ} \times 4^{\circ}$  Gitter verwendet (Wright et al., 1985); somit werden kleinräumige und hochfrequente Prozesse in den Daten nicht wiedergegeben.

Um die niederfrequente tropische Variabilität und deren Wirkung auf die nordpazifische SST diskutieren zu können, wird ein SOI von Wright (Wright et al., 1985; siehe auch Kap. 1.2) verwendet.

### 2.3 DIE KLIMATOLOGIE DES OZEAN-MODELLS

Vor dem gekoppelten Experiment wird das ozeanische Zirkulationsmodell über 50 Jahre integriert, um einen annähernd (zyklo-)stationären Zustand in den oberen 200m zu erreichen.

Das Ozean-Modell wird mit horizontal homogenen Temperatur- und Salzgehaltsfeldern gestartet. Der Gesamtwärme fluß wird an die beobachteten Werte gekoppelt (Gl. 2.8), das Ozean-Modell wird mit klimatologischem Windschub angetrieben (Daten s. Kap. 2.2). Schon nach etwa 10 Jahren haben sich ausgeprägte horizontale Gradienten im Temperatur- und Salzgehaltsfeld gebildet. Nach 40 Jahren ist das Modell zumindest in den oberen 200m (zyklo-)stationär. Das Einschwing-Experiment erstreckt sich über 50 Modell-Jahre.

Abb. 2.1 zeigt zwei Nord-Süd-Schnitte der Januar-Temperatur bis in 700m Tiefe; oben sind die Simulationsergebnis (nach 50 Modell-Jahren) dargestellt und unten die entsprechenden beobachteten Werte (Levitus, 1982). Der eine Schnitt liegt nahe der Datumsgrenze, der andere ist im östlichen Pazifik. Die Übereinstimmung im gezeigten Bereich ist im allgemeinen gut, auch wenn die simulierten Gradienten zum Teil zu schwach ausgeprägt sind.

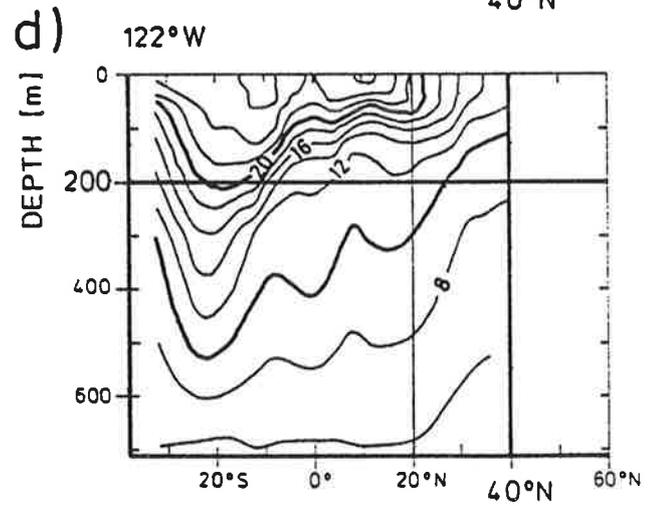
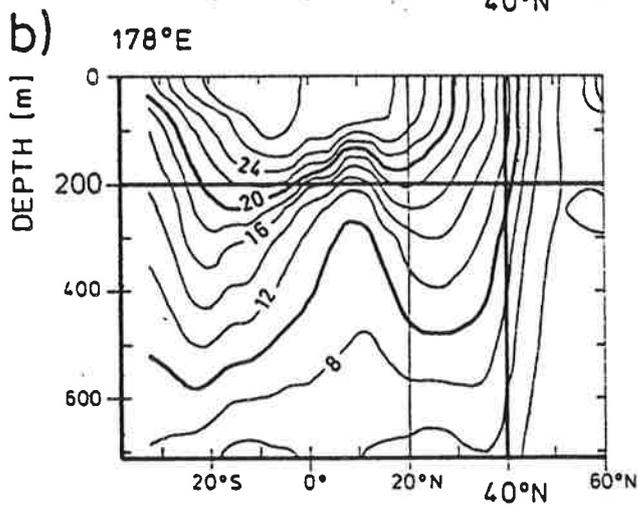
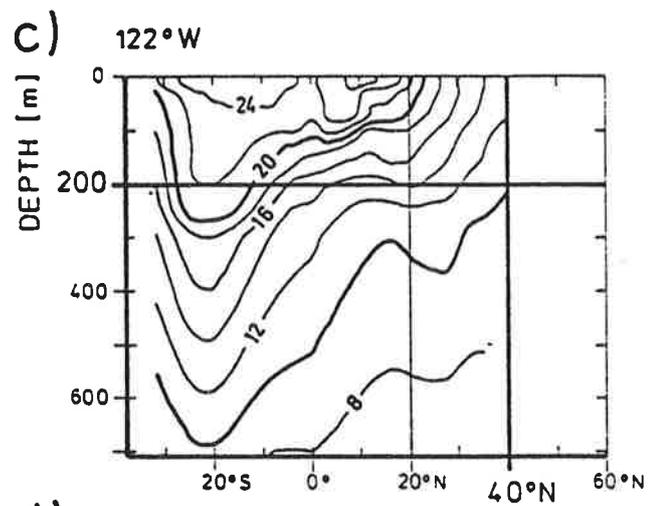
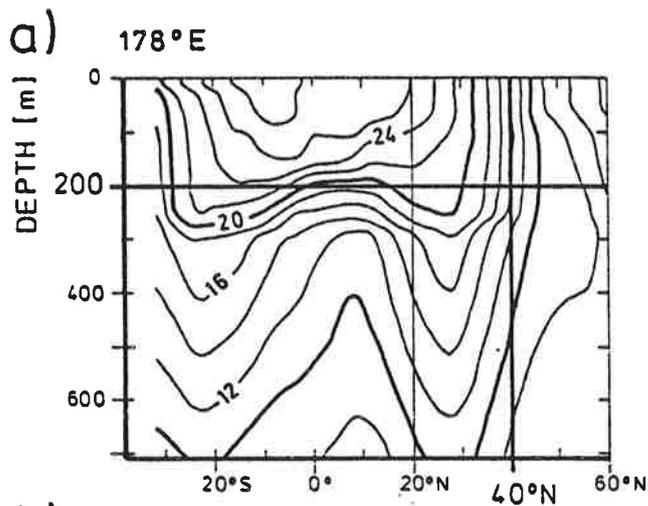
Die dynamische Höhe relativ zu einem gegebenen Referenzniveau ändert sich entsprechend der Dichtestruktur, die durch Änderungen im Temperatur- und Salzgehaltsfeld hervorgerufen werden. Die sich so ergebende dynamische Topographie in Relation zu einer tieferen Referenzschicht ist ein gutes Maß für die Zirkulation der Oberflächenschicht des Ozeans (Wyrтки, 1975). Der simulierte Wasserstand ist im Winter im Nordpazifik konsistent mit der beobachteten dynamischen Topographie relativ zu 1000db (Wyrтки, 1975; siehe Abb. 2.2). Die Muster stimmen auch quantitativ überein: Die Isolinie 150 dyn-cm in der Beobachtung entspricht der Null-Linie in der Simulation. Die Lage der Isolinie sowie die Differenz von Minimum und Maximum im Bereich des Nordpazifiks ist in der Simulation reproduziert (Simulation: 1,40m und Beobachtung: 1,20m). Auf der Südhalbkugel werden die simulierten Temperatur- und Salzgehaltsfelder durch den festen, undurchlässigen Rand beeinflusst. In den Tropen reicht die  $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ -Auflösung nicht aus, um die äquatorialen Strömungen in ausreichender Stärke zu reproduzieren.

Zusammenfassend gesehen stimmt der modellierte "obere Ozean" (d.h. die ersten 300m) im Nordpazifik am Ende des Einschwingens gut mit der beobachteten Klimatologie überein. Die Anomalie-Experimente starten von diesem Modellzustand aus.

**Abbildung 2.1:**

Tiefen-Schnitte der beobachteten und simulierten Ozeantemperatur im Januar (Einheit: °C). Klimatologische Modellfelder nach 50 Modelljahren (s. Kap. 2.2), beobachtete Werte nach Levitus (1982).

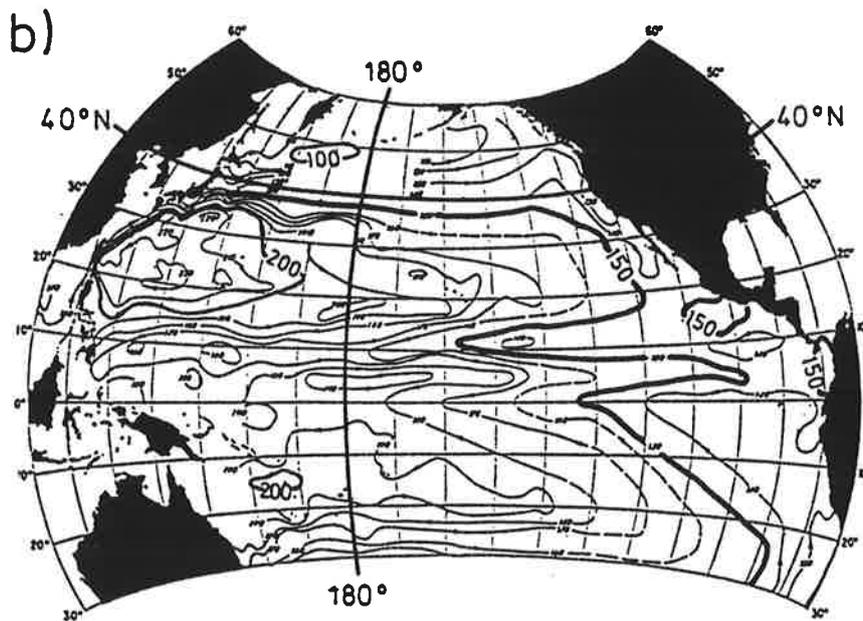
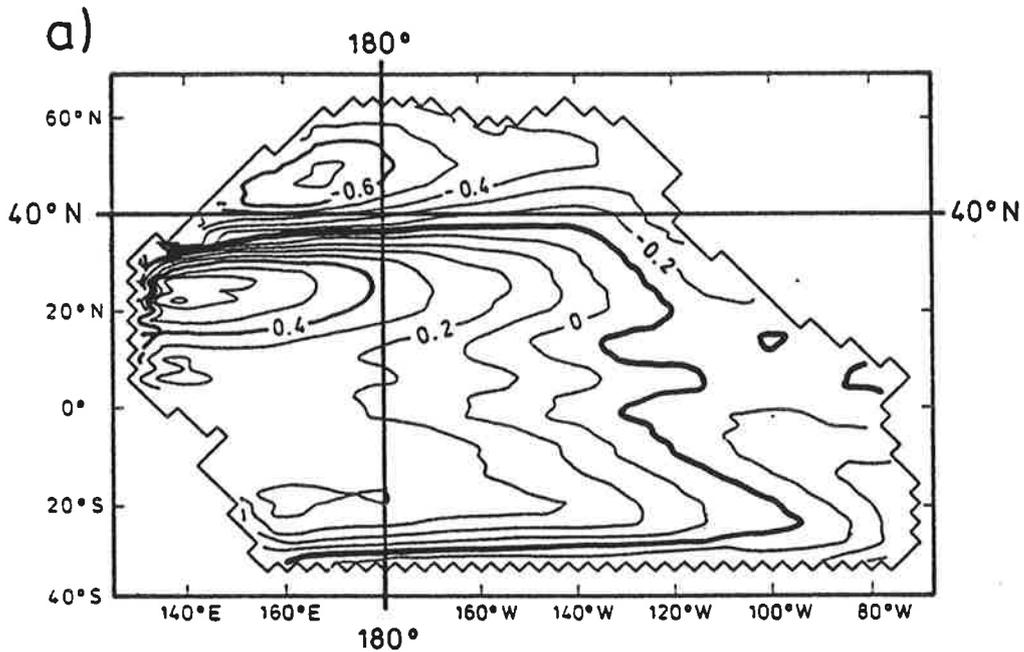
- a. Modellwerte entlang 178°O.
- b. Beobachtete Werte entlang 178°O.
- c. Modellwerte entlang 122°W.
- d. Beobachtete Werte entlang 122°W.



**Abbildung 2.2:**

Simulierte Auslenkung der Meeresoberfläche und dynamische Topographie hergeleitet aus Beobachtungen. Die Differenz zwischen minimaler und maximaler Auslenkung im westlichen Nord-Pazifik ist in der Simulation 1,40m und in der Beobachtung 1,20m.

- a. Simulierte Meeresoberflächenauslenkung für Januar nach 50 Modelljahren (Einheit: m).
- b. Dynamische Topographie (relativ zu 1000 db) für November-Dezember nach Wyrтки (1975) (Einheit:  $10^{-2}m$ ).



### 3. ADVEKTIVES MODELL DER LUFTTEMPERATUR

Bei einer Intensivierung des Aleuten-Tiefs fließt verstärkt kalte Luft aus polaren Gebieten und Sibirien in den westlichen und zentralen Nordpazifik, turbulente Wärmeflüsse führen dann zu einer Abkühlung des Ozeans. Warmluftadvektion aus Süden führt gleichzeitig im östlichen Nordpazifik zu einer Erhöhung der SST (Abb. 3.1). Um diesen Einfluß von atmosphärischen Zirkulationsanomalien auf den turbulenten Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre und damit auf die SST darstellen zu können, wurde ein advektives Modell der Lufttemperatur entwickelt. Anschließend werden Ergebnisse von drei Experimenten mit diesem Modell vorgestellt.

#### 3.1 MODELLBESCHREIBUNG

Das advektive Modell besteht aus einer prognostischen Gleichung für die Lufttemperatur, in der advektive Transporte mit dem Wind ( $\vec{u}^A = \vec{u}_K^A + \vec{u}^{A*}$ ) und ein anomaler sensibler Wärmeaustausch mit dem Ozean ( $Q_{HS}^*$ ) zugelassen werden.  $\vec{u}_K^A$  ist der klimatologische, monatlich gemittelte Windvektor und  $\vec{u}^{A*}$  die zugehörige Anomalie. Die Modell-Gleichung lautet:

$$T_t^A = - \vec{u}^A \cdot \nabla T^A - Q_{HS}^* / (\rho^A c_p^A H^A) + Q^A / (\rho^A c_p^A H^A) \quad (3.1)$$

$Q_{HS}^*$  wird wie in Kap. 2.1.2 beschrieben parametrisiert (Gl. 2.12 und 2.13). Positive Werte stellen einen Energiegewinn für den Ozean und einen Energieverlust für die Atmosphäre dar. Desweiteren ist  $\rho^A$  die Dichte der Luft,  $c_p^A$  deren spezifische Wärme und  $H^A$  die Höhe der homogenen Atmosphäre. Der Wärmefluß  $Q^A$  wird wie folgt angesetzt:

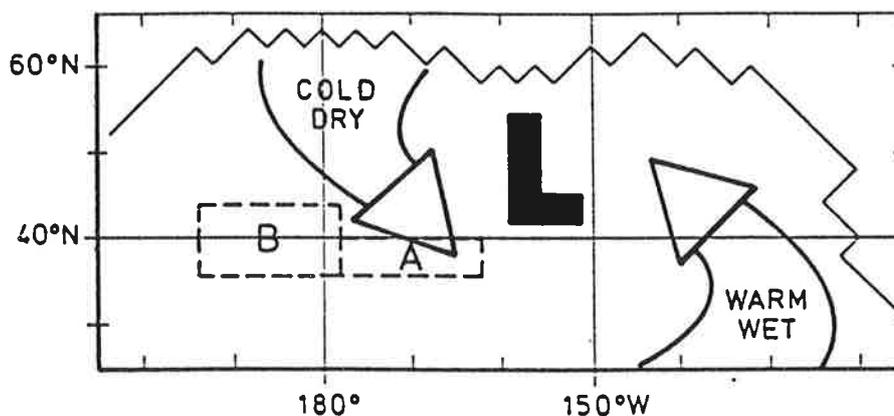
$$Q^A = Q_D + Q_K^A \quad (3.2)$$

$Q_K^A$  ist der klimatologische Wärmefluß und  $Q_D$  ein Dämpfungsglied. Da atmosphärische Anomalien eine Lebensdauer von etwa vier bis acht Tagen besitzen, werden im Analysegebiet (28°N bis 60°N) entstehende Lufttemperatur-Anomalien durch  $Q_D$  mit einer Dämpfungszeit von fünf Tagen gedämpft:

$$Q_D = \epsilon_D (T_{beo}^A - T^A); \quad \epsilon_D = 2.3 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1} \text{ im Analysegebiet}$$

Abbildung 3.1:

Schematische Darstellung der anomalen winterlichen Strömung in der Atmosphäre während eines warmen tropischen Ereignisses (nach einer Composite-Analyse von van Loon und Rogers, 1981). Die Gebiete A und B bezeichnen die in Kap. 6 verwendeten Mittelungsgebiete der SST-Anomalien.



$T_{beo}^A$  ist die beobachtete, monatlich gemittelte, klimatologische Lufttemperatur. Außerhalb des Analysegebietes ( $28^\circ\text{N}$ - $60^\circ\text{N}$ ) wird eine stärkere Dämpfung (südlich  $10^\circ\text{N}$ : etwa einem Tag) angesetzt, um den lokalen Einfluß der atmosphärischen Zirkulationsanomalien besser betrachten zu können.

Das advective Modell der Lufttemperatur wird mit beobachteten klimatologischen Werten gestartet. Über Land bleiben diese Werte fest vorgeschrieben, über Ozeanflächen wird die Lufttemperatur nach Gl. 3.1 prognostisch bestimmt. Der Zeitschritt liegt bei vier Stunden.

Vor den Experimenten wird der klimatologische Fluß  $Q_K^A$  bestimmt. Dafür wird die Lufttemperatur direkt an die Beobachtung  $T_{beo}^A$  gekoppelt mit einer Zeitkonstanten von  $\epsilon_K = 1/\Delta t$  ( $\Delta t$  ist der gewählte Zeitschritt) und das advective Modell mit den beobachteten klimatologischen Winden  $\vec{u}_K^A$  (monatliche Mittelwerte) angetrieben. Mit Hilfe von  $\tilde{T}^A$  kann der klimatologische Wärmefluß  $Q_K^A$  dann bestimmt werden:

$$Q_K^A = \rho^A c_p^A H^A \epsilon_K (T_{beo}^A - \tilde{T}^A)$$

Bei dem advectiven Modell der Lufttemperatur wird auf das Einschwingen verzichtet, weil die Atmosphäre sehr schnell einen (zyklo-)stationären Zustand erreicht; das Modell wird von der beobachteten Klimatologie aus gestartet.

Das advective Modell der Lufttemperatur enthält eine Reihe von Vernachlässigungen, die jedoch für die untersuchende Fragestellung vertretbar erscheinen: Der Einfluß des anomalen latenten Flusses  $Q_{HL}^*$  wird im advectiven Modell der Lufttemperatur nicht berücksichtigt, weil der Kondensationsort (und damit der Ort der Energiezufuhr) unbekannt ist. Um den Einfluß von  $Q_{HL}^*$  bzw. den durch die Vernachlässigung gemachten Fehler abschätzen zu können,

wurden zwei Sensitivitätsexperimente (AII und AIII) durchgeführt (Kap. 3.2.2 und Kap. 3.2.3). Anomale Strahlungsflüsse bleiben ebenfalls unberücksichtigt; im Winter sind Änderungen des Strahlungshaushaltes gegenüber den Anomalien des turbulenten Wärmeaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre vernachlässigbar (Cayan, 1990). Im Sommer bedeutet dieses sicher eine Einschränkung.

Es wird wie im ozeanischen Zirkulationsmodell ein recht grobes horizontales Gitter verwendet ( $3^\circ \times 3^\circ$ ). Die zum Antreiben verwendeten Winddaten sind sowohl räumlich als auch zeitlich stark gemittelt (monatliche Werte auf einem  $10^\circ \times 4^\circ$ -Gitter). Somit sind kleinräumige und hochfrequente Störungen eliminiert.

### 3.2 DIE SENSITIVITÄT DES ADVEKTIVEN MODELLS

Die Reaktion des advektiven Modells der Lufttemperatur auf beobachtete, monatlich gemittelte Zirkulationsanomalien in der Atmosphäre wird nun untersucht, und die Ergebnisse von dem Experiment AI werden mit Beobachtungen verglichen. Wie schon in Kap. 3.1 erwähnt, wird mit Hilfe von zwei weiteren Sensitivitätsexperimenten der Einfluß des turbulenten Wärmeaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre auf die Entwicklung der Lufttemperatur abgeschätzt (Experimente AII und AIII).

#### 3.2.1 WIND- UND MEERESOBERFLÄCHENTEMPERATUR-ANOMALIEN (AI)

Das klimatologische Windfeld wird in den Experimenten durch beobachtete monatlich gemittelte Anomalien überlagert. Es werden Werte aus COADS für den Zeitraum 1950-1979 verwendet (Kap. 2.2). Der anomale turbulente Wärmeaustausch mit dem Ozean wird über die beobachtete monatlich gemittelte SST

(ebenfalls COADS) parametrisiert. Die simulierten Lufttemperatur-Anomalien werden im folgenden mit den Beobachtungen verglichen.

Als Hilfsmittel werden Empirische Orthogonalfunktionen (EOFs) herangezogen. Die in die Analyse eingehenden Daten, monatlich gemittelte Anomalien, werden vor der EOF-Analyse gefiltert, um den Bereich kurzperiodischer Klimavariabilität mit besonderer Berücksichtigung der großräumigen persistenten Anomalien in Ozean und Atmosphäre zu erfassen (Bandpass-Filter: 3-30 Monate). Für die Analyse werden alle 360 Monate (1950-1979) verwendet.

Die ersten beiden EOFs der beobachteten Lufttemperatur sind großräumig mit einer charakteristischen Länge von 2500-6000km. Sie beschreiben zusammen etwa 40% der niederfrequenten Varianz (gefilterte Daten; Abb. 3.2a und 3.3a). Beide Muster werden in der Simulation weitgehend reproduziert (Abb. 3.2b und Abb. 3.3b) Die beschriebene Varianz ist in der Simulation erhöht (47% statt 38%).

Die zugehörigen Zeitserien werden als Skalarprodukt von ungefilterten Daten und EOFs hergeleitet, sie sind in Abb. 3.4 und 3.5 dargestellt. In der Simulation werden die längerperiodischen Änderungen der beobachteten EOF-Zeitserie gut wiedergegeben; die höherfrequenten Schwankungen erscheinen überzeichnet. Die Übereinstimmungen sind im Winter deutlich höher als im Sommer (Abb. 3.6): Für die erste EOF liegen die Werte im Winter bei 0.7-0.8 und im Sommer bei 0.4-0.5. Für die zweite EOF ist der Korrelationskoeffizient zwischen beobachteten und simulierten Werten im Winter bei 0.4-0.5 und im Sommer negativ (-0.2); zusätzlich zeigt sich bei der zweite EOF eine Schwäche der Simulation im Februar.

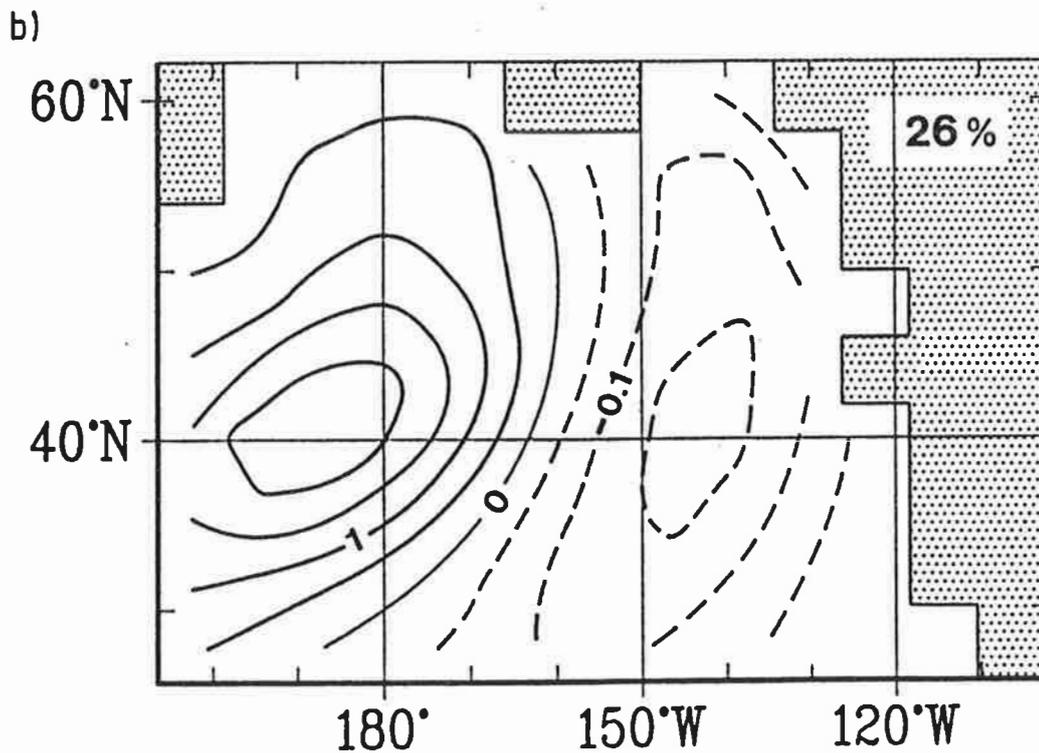
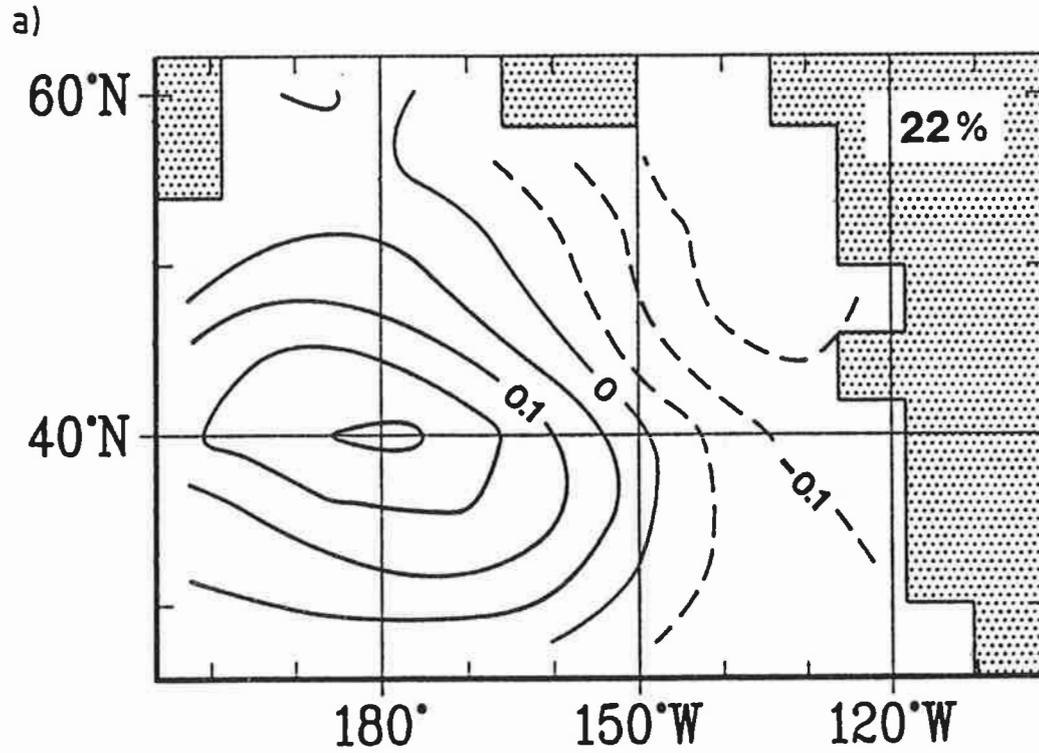
Die Standardabweichung der beobachteten ersten EOF-Zeitserie, als ein Maß für die Amplitude der Zeitserie,

**Abbildung 3.2:**

Erste EOF der Lufttemperatur-Anomalien für den Zeitraum 1950-1979 (360 Monate; Bandpaßfilter: 3-30 Monate; Einheit: K; vgl. Zeitserien in Abb. 3.4).

a. Beobachtung (COADS), erklärte Varianz: 22%

b. Simulation (AI), erklärte Varianz: 26%



**Abbildung 3.3:**

Zweite EOF der Lufttemperatur-Anomalien für den Zeitraum 1950-1979 (360 Monate; Bandpaßfilter: 3-30 Monate; Einheit: K; vgl. Zeitserien in Abb. 3.5).

a. Beobachtung (COADS), erklärte Varianz: 16%

b. Simulation (AI), erklärte Varianz: 21%

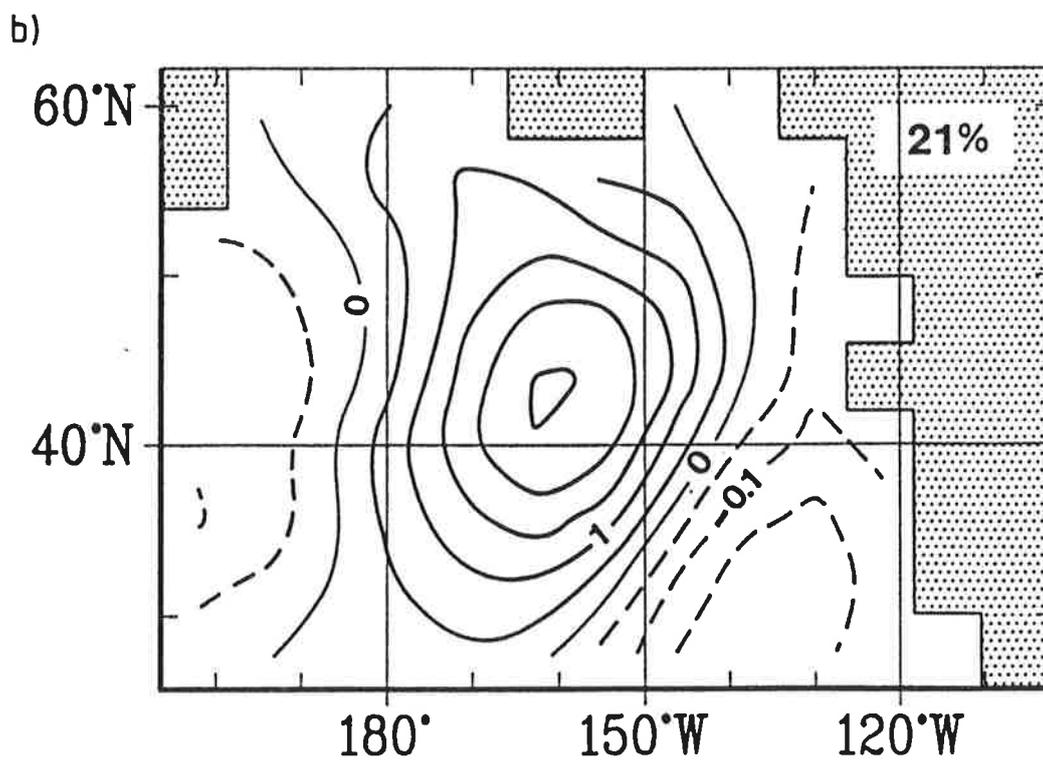
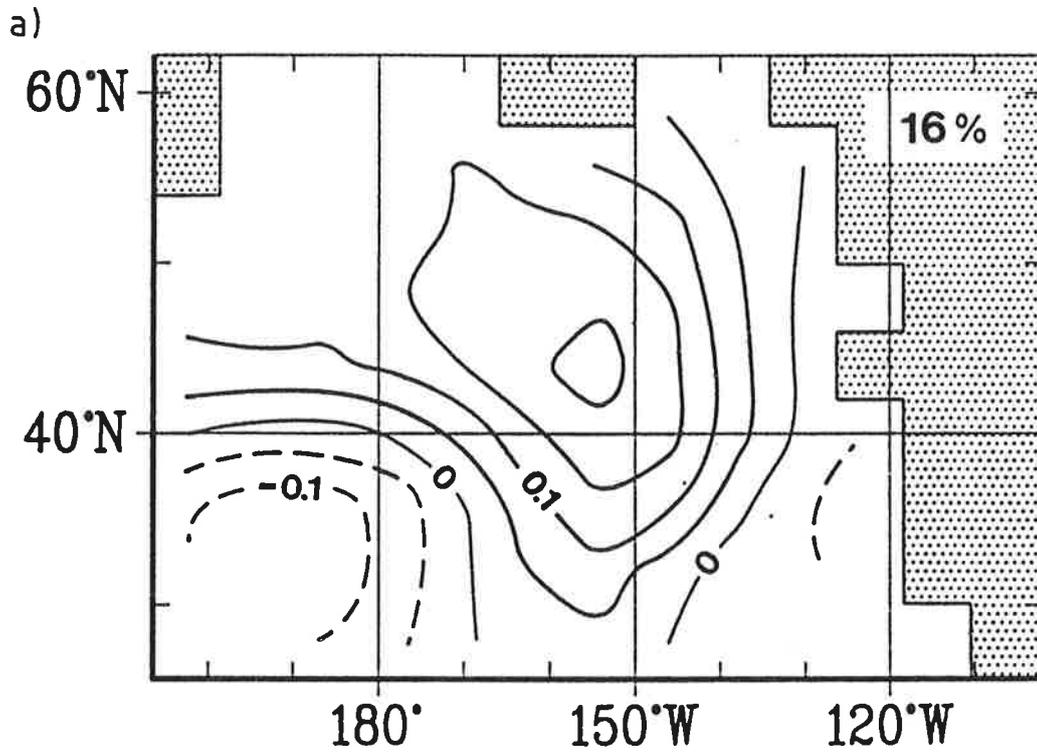


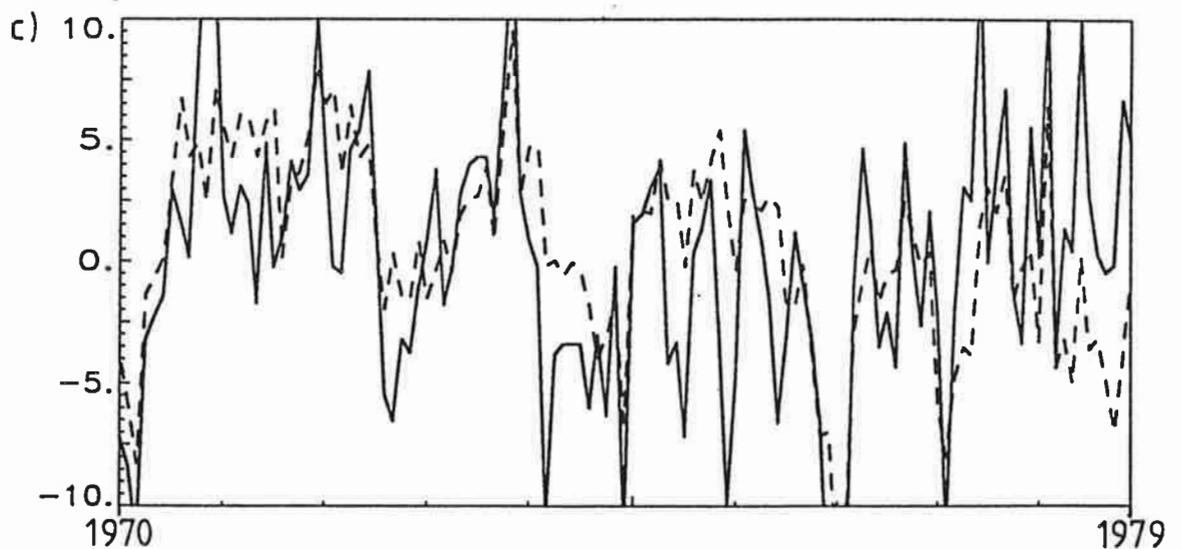
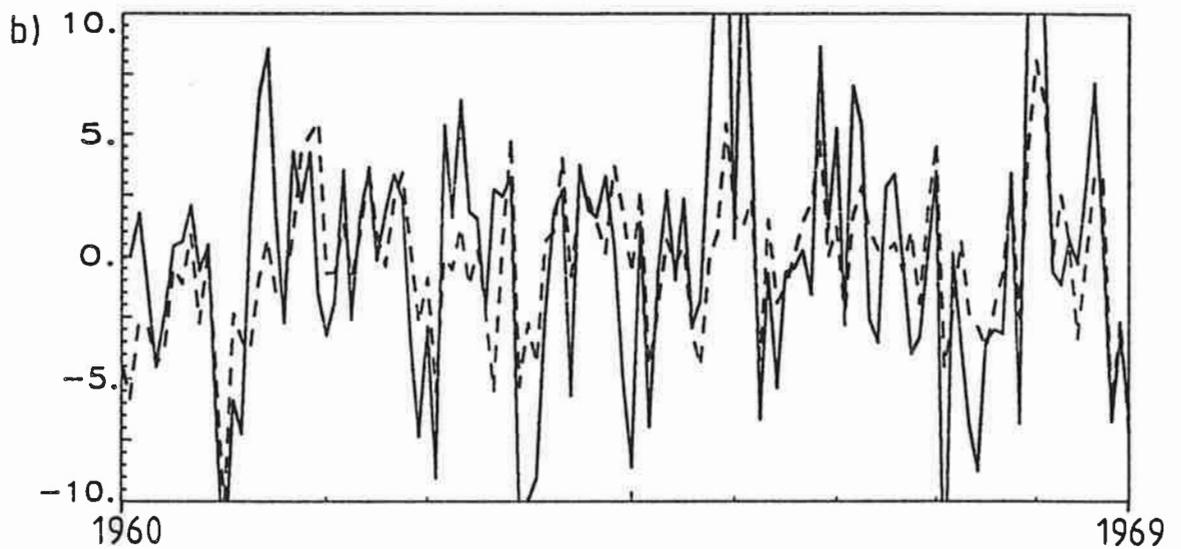
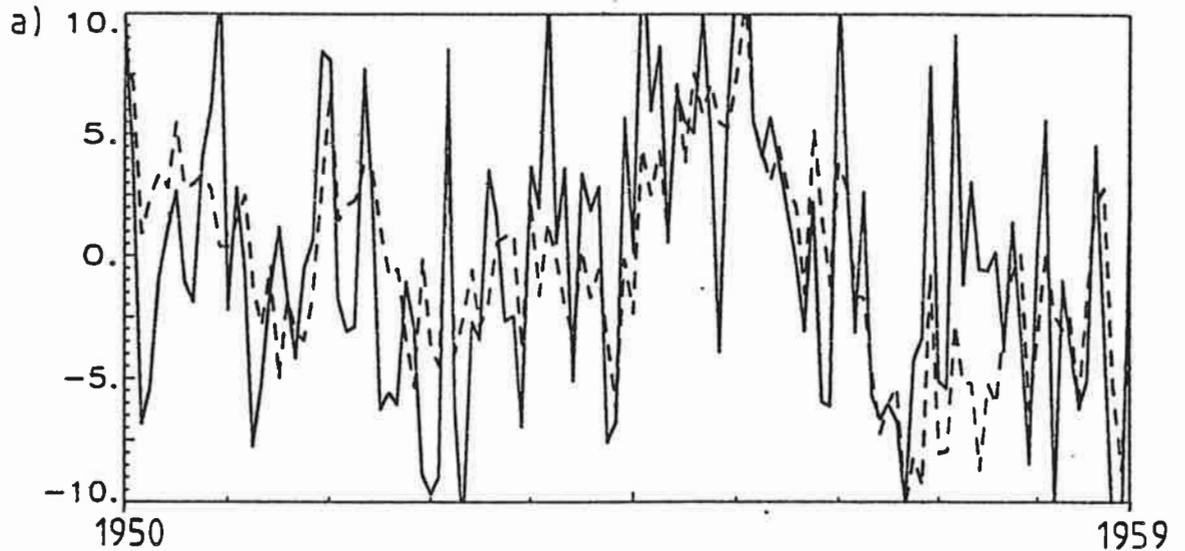
Abbildung 3.4:

Zeitreihen der ersten EOF von beobachteten und simulierten Lufttemperatur-Anomalien (Skalarprodukt von EOF und ungefilterten Daten; vgl. Abb. 3.2; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

a. 1950-1959; Korrelationskoeffizient: 0.7

b. 1960-1969; Korrelationskoeffizient: 0.7

c. 1970-1979; Korrelationskoeffizient: 0.6



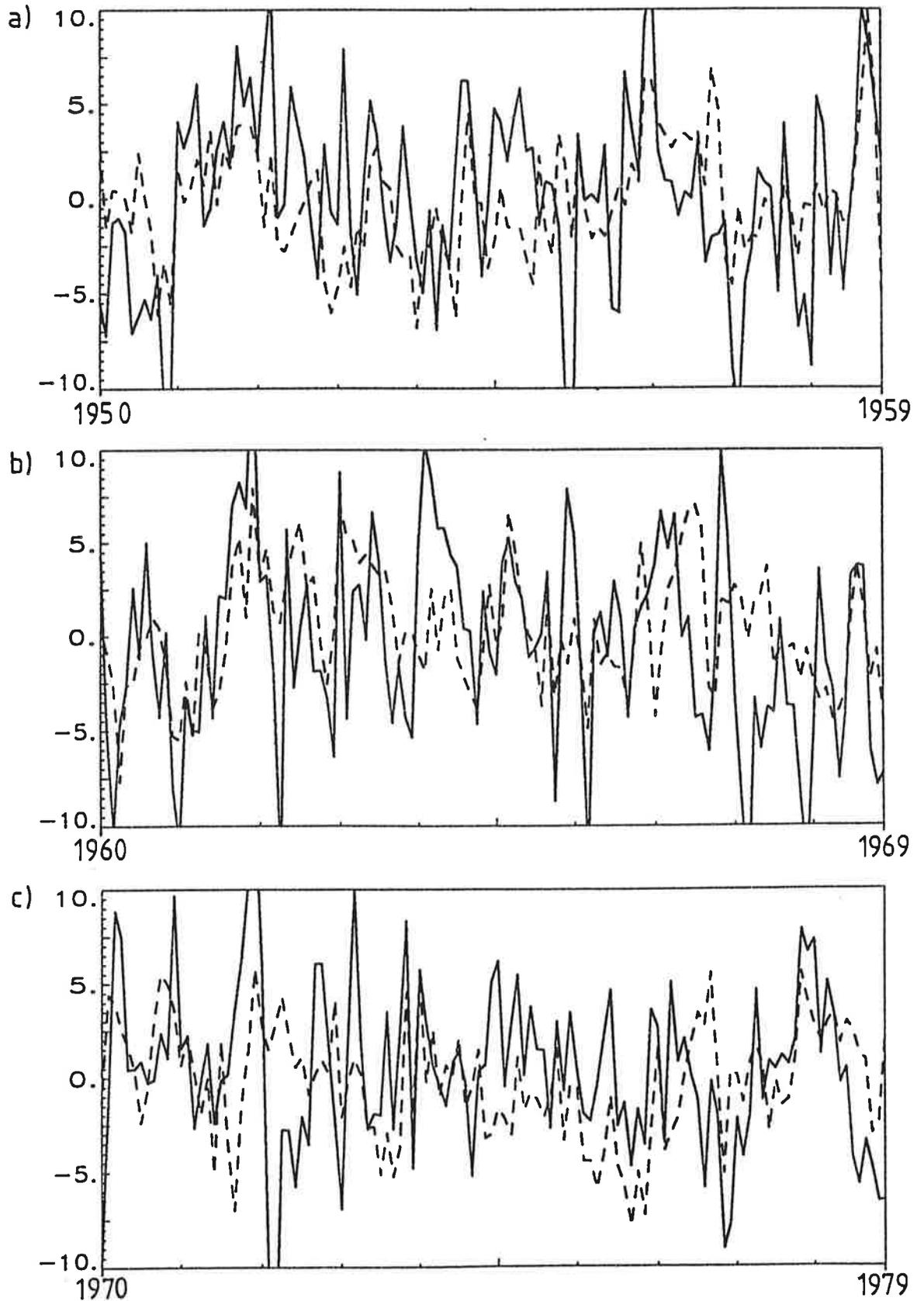
**Abbildung 3.5:**

Zeitserien der zweiten EOF von beobachteten und simulierten Lufttemperatur-Anomalien (Skalarprodukt von EOF und ungefilterten Daten; vgl. Abb. 3.3; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

a. 1950-1959; Korrelationskoeffizient: 0.4

b. 1960-1969; Korrelationskoeffizient: 0.4

c. 1970-1979; Korrelationskoeffizient: 0.3



zeigt einen leichten Jahresgang mit einem Maximum im Januar/Februar und einer leichten Verringerung der Variabilität im Frühling (Abb. 3.7a, gestrichelte Linie). Die Zeitserie der zweite EOF, hergeleitet aus beobachteten Werten, zeigt nahezu keinen Jahresgang (3.7b, gestrichelte Linie). In der Simulation zeigen beide Zeitserien einen deutlichen Jahresgang mit einem winterlichen Maximum der Variabilität und einem sommerlichen Minimum (Abb. 3.7, durchgezogene Linie). Im Sommer entspricht die simulierte Variabilität der Beobachtung, im Winter ist die Standardabweichung in der Simulation gegenüber der Beobachtung fast verdoppelt.

Die Lebensdauer der Anomalien wird mit Hilfe einer Auto-Korrelationsanalyse, getrennt für die Monate Januar bis Dezember, bestimmt (Namias et al. 1988). Es werden die Korrelationen  $\rho_k$  zwischen einem Zeitserienwert zum Zeitpunkt  $l$  und den vorhergehenden bzw. folgenden Werten  $l+k$  ( $k=-12, \dots, 0, \dots, 12$ ) der gleichen Zeitserie berechnet. In Abb. 3.8a werden die Auto-Korrelationskoeffizienten der beobachteten ersten EOF-Zeitserie dargestellt, Abb. 3.9a zeigt die entsprechenden Werte der zweiten EOF. Die Lebensdauer der Lufttemperatur-Anomalien ist auf wenige Monate begrenzt, der Auto-Korrelationskoeffizient fällt schon innerhalb eines Monats stark ab: Die höchsten Werte für  $\rho_1$  (Zeitverschiebung: 1 Monat) liegen bei 0.7-0.8; die geringsten Werte liegen bei 0.3-0.4. Nach dem starken Abfall des Auto-Korrelationskoeffizienten mit steigender Zeitverschiebung zu urteilen, dürfte die Lebensdauer der beobachteten Lufttemperatur-Anomalien etwa bei 1-2 Monaten liegen (unabhängig von der Jahreszeit). In der Simulation klingt die Auto-Korrelationsfunktion schneller ab als in der Beobachtung (Abb. 3.7b und 3.8b). Die Lebensdauer der simulierten Lufttemperatur-Anomalien dürfte somit etwas kürzer als in den Beobachtungen sein.

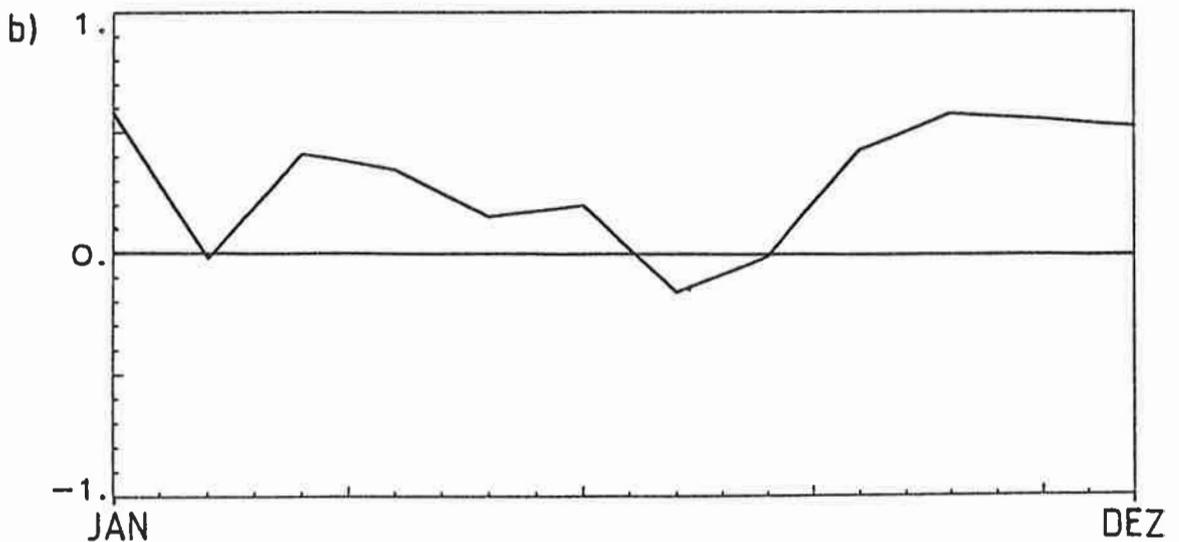
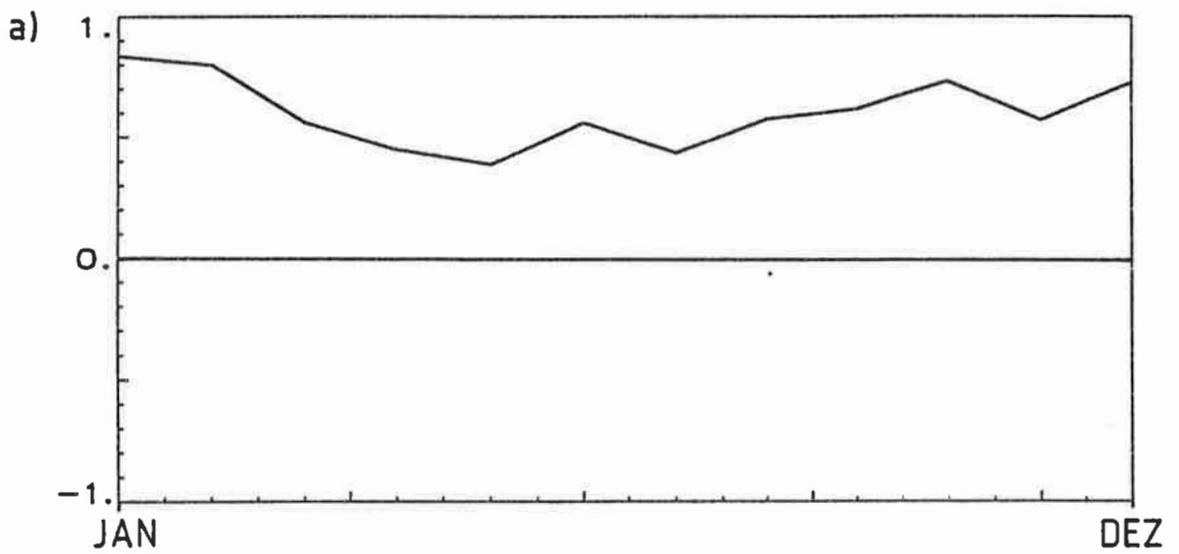
Im folgenden werden die lokalen Eigenschaften der

**Abbildung 3.6:**

Korrelationskoeffizienten zwischen den aus beobachteten und simulierten Lufttemperatur-Anomalien berechneten Zeitserien der ersten und zweiten EOF in Abhängigkeit von der Jahreszeit (Januar bis Dezember).

a. erste EOF

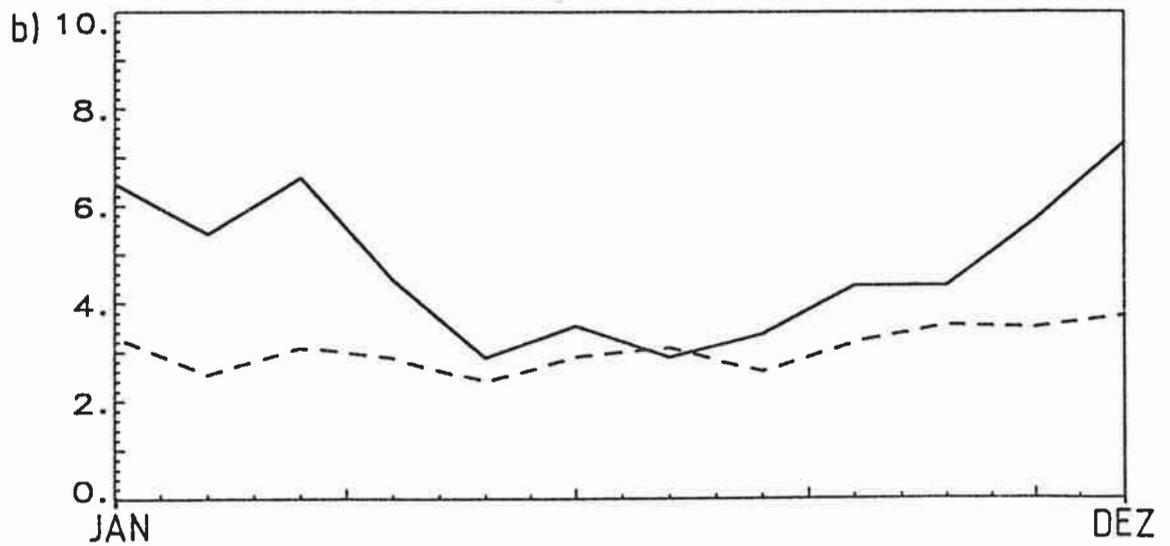
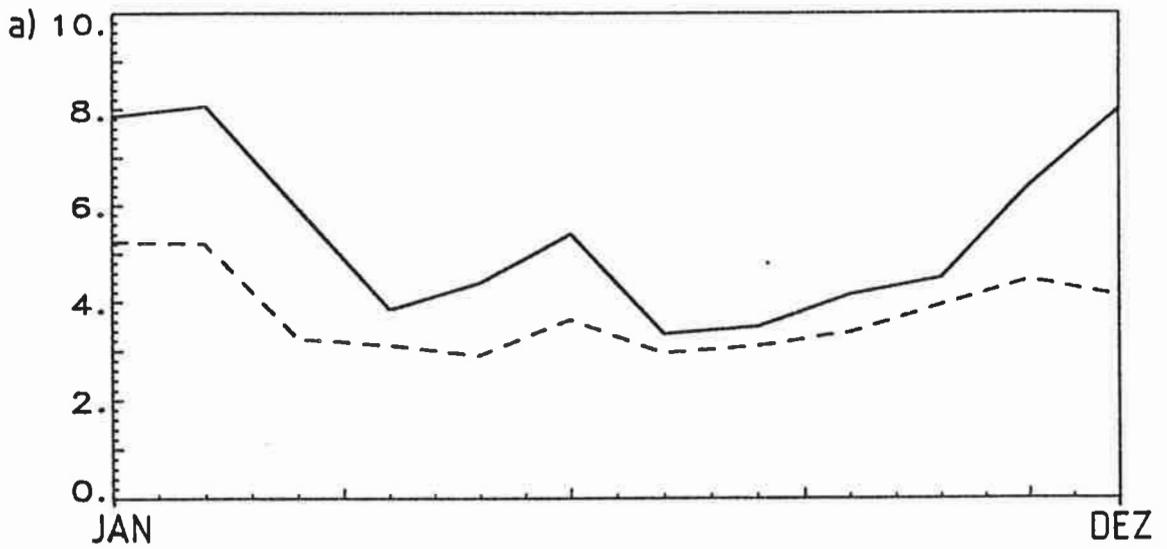
b. zweite EOF



**Abbildung 3.7:**

Standardabweichungen der aus beobachteten und simulierten Lufttemperatur-Anomalien berechneten Zeitserien der ersten und zweiten EOF in Abhängigkeit von der Jahreszeit (Januar bis Dezember; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

- a. erste EOF
- b. zweite EOF



Lufttemperatur-Anomalien (ungefilterte Daten) untersucht: Die simulierte nordpazifische Lufttemperatur ist im Winter hoch mit den beobachteten Werten korreliert (Januar: Abb. 3.10a). Nahezu im gesamten Analysegebiet sind die lokalen Korrelationskoeffizienten größer als 0.5 (hell gerastert), westlich der Datumslinie und östlich von 150°W sogar größer als 0.75 (dunkel gerastert). Im Sommer sind die lokalen Korrelationen zwischen simulierter und beobachteter Lufttemperatur deutlich niedriger als im Winter (Juli: Abb. 3.10b).

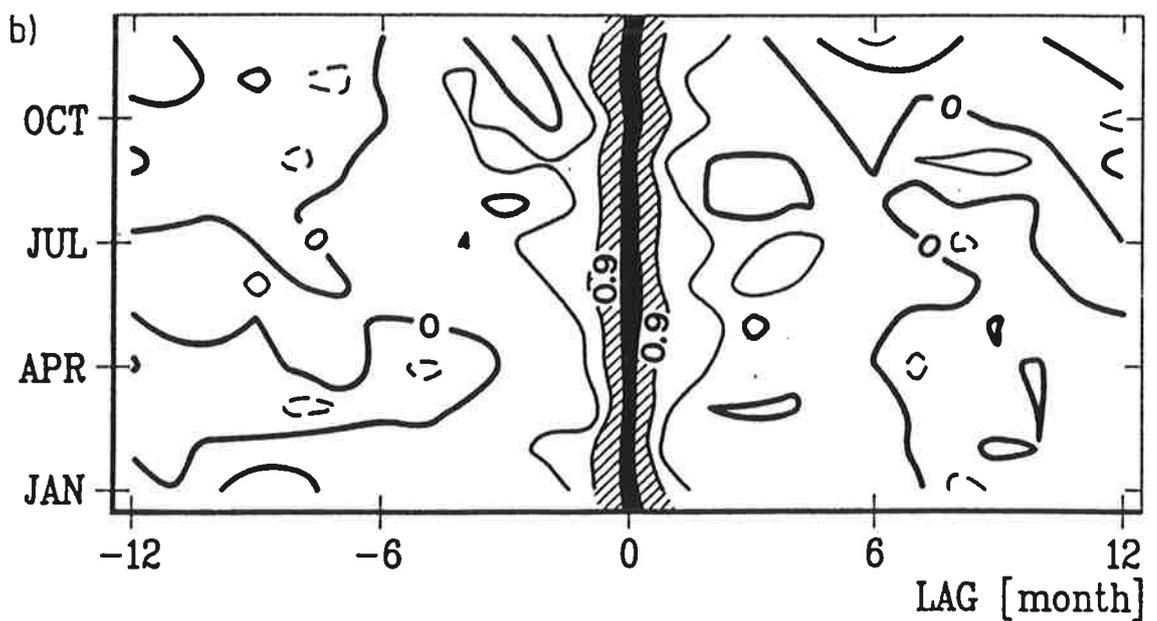
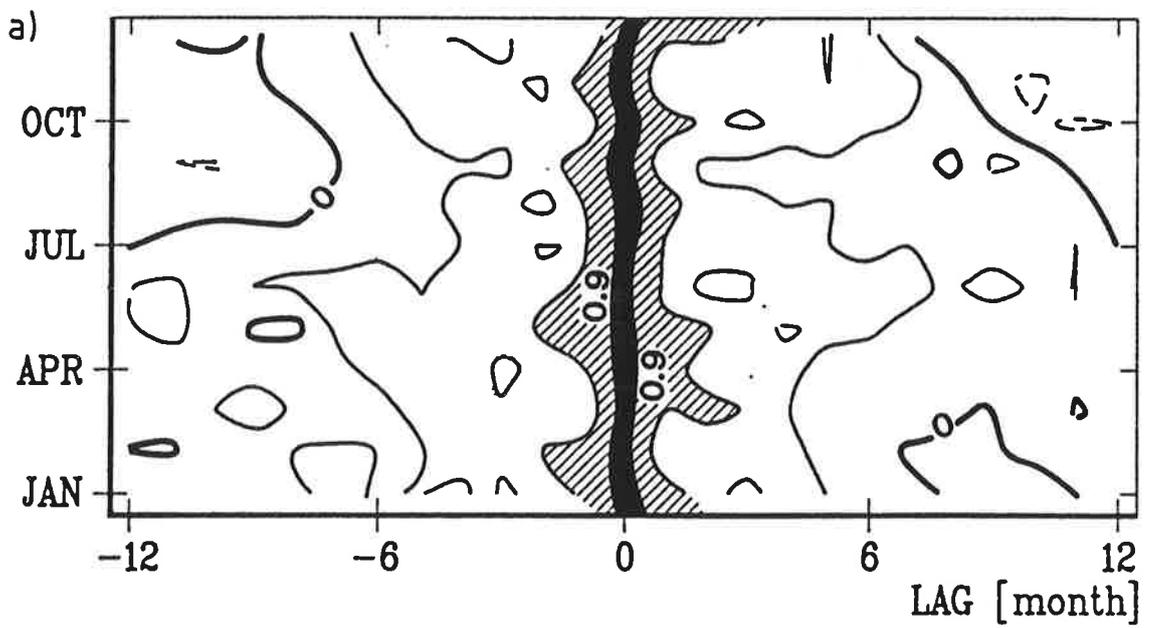
Zur Abschätzung der Signifikanzgrenzen werden die in den entsprechenden Monaten der verschiedenen Jahre auftretenden Anomalien als statistisch unabhängig angesehen (30 unabhängige Realisierungen). Damit wird die Null-Hypothese, daß keine lokale Beziehung zwischen beobachteter und simulierter SST besteht, unter Annahme einer zweidimensionalen Normalverteilung mit 95% (99% / 99,9%) Sicherheit zurückgewiesen, wenn der Korrelationskoeffizient größer als 0,31 (0,42 / 0,54) ist. Somit sind die beobachteten und simulierten Werte im Winter nahezu im gesamten Analysegebiet signifikant korreliert, mit einer Sicherheit von 99.9%.

Die beobachtete Lufttemperatur zeigt im Winter ein Band hoher Variabilität nahe 40°N, die Gebiete mit einer Standardabweichung  $\sigma > 1\text{K}$  sind gerastert, welches sich von Westen nach Osten über den gesamten pazifischen Raum erstreckt und sich an der nordamerikanischen Küste nach Norden und Süden ausbreitet. Im Westen setzt es sich nach Norden fort (Abb. 3.11a). Südlich der Aleuten und in den Subtropen verringert sich die Variabilität (Standardabweichung  $\sigma$  etwa 0.5K - 0.9K). Die Varianz ist in der Simulation überschätzt ( $\sigma$  ist in der Simulation etwa das eineinhalb- bis zweifache der beobachteten Werte, Abb. 3.11b). Im Bereich der Subtropen (nahe 150°W) ist die Überschätzung der Variabilität noch stärker, da die

**Abbildung 3.8:**

Auto-Korrelationskoeffizienten der ersten EOF-Zeitserie in Abhängigkeit von Zeitverschiebung ( $k=-12, \dots, 0, \dots, 12$  Monate) und Jahreszeit (Januar bis Dezember; siehe Abb. 3.2).

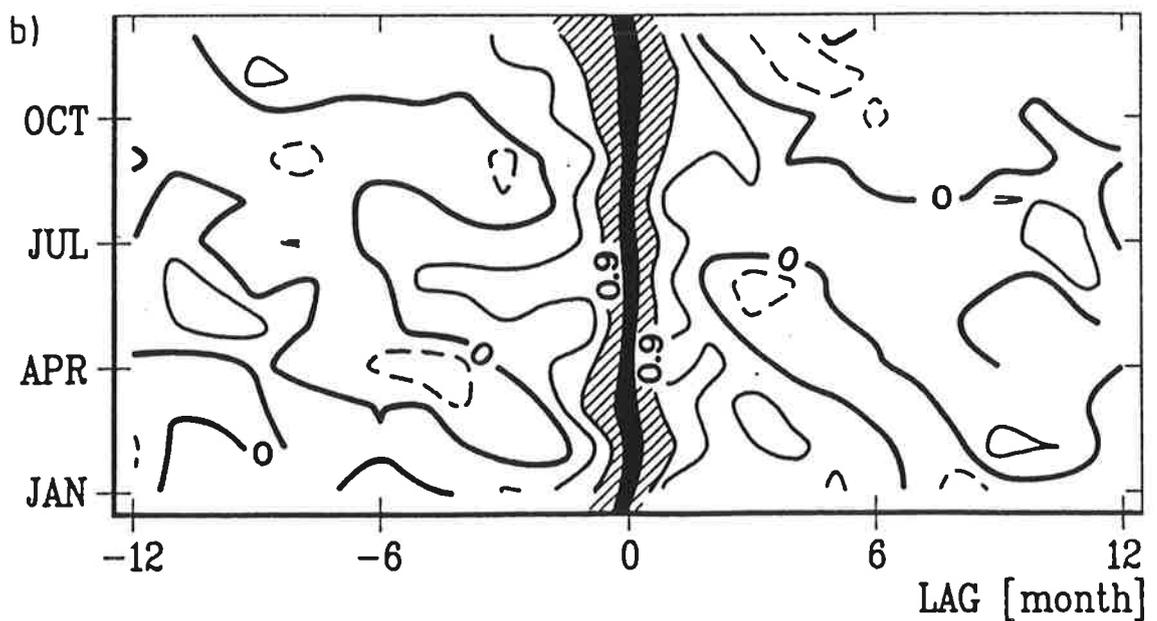
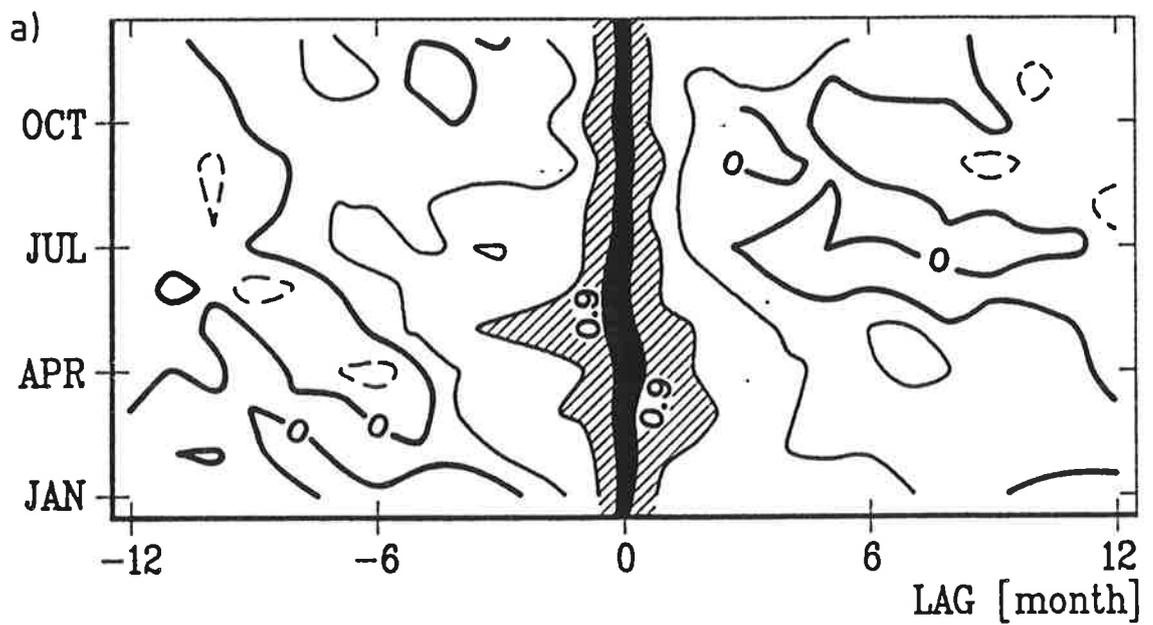
- a. beobachtete Lufttemperatur-Anomalie (COADS)
- b. simulierte Lufttemperatur-Anomalie (Experiment AI)



**Abbildung 3.9:**

Auto-Korrelationskoeffizienten der zweiten EOF-Zeitserie in Abhängigkeit von Zeitverschiebung ( $k=-12, \dots, 0, \dots, 12$  Monate) und Jahreszeit (Januar bis Dezember; siehe Abb. 3.3).

- a. beobachtete Lufttemperatur-Anomalie (COADS)
- b. simulierte Lufttemperatur-Anomalie (Experiment AI)



beobachtete Abnahme der Variabilität gegenüber der Zone hoher Variabilität nahe 40°N in der Simulation nicht reproduziert wird.

### 3.2.2 NUR WIND-ANOMALIEN (AII)

Im zweiten Sensitivitätsexperiment (AII) wird die Wirkung des anomalen turbulenten Wärmeaustausches  $Q_{HS}^*$  vernachlässigt ( $Q_{HS}^* = 0$ ). Sonst wird wie im Experiment AI verfahren.

Die EOF-Muster der simulierten Lufttemperatur-Werte (AII, ohne sensiblen Wärmeaustausch mit dem Ozean) sind nahezu identisch mit den in Experiment AI gefundenen Werten (nicht gezeigt). Die beschriebene Varianz ist leicht reduziert (erste EOF: 25% statt 26% und zweite EOF: 20% statt 21%). Die Muster werden also im wesentlichen durch die anomalen advektiven Transporte erzeugt. Die EOF-Zeitserien von Experiment AII sind mit den in Experiment AI gefundenen Werten hoch korreliert (nicht gezeigt; der Korrelationskoeffizient ist größer als 0.9), die Lebensdauer die Anomalien sinkt kaum merkbar.

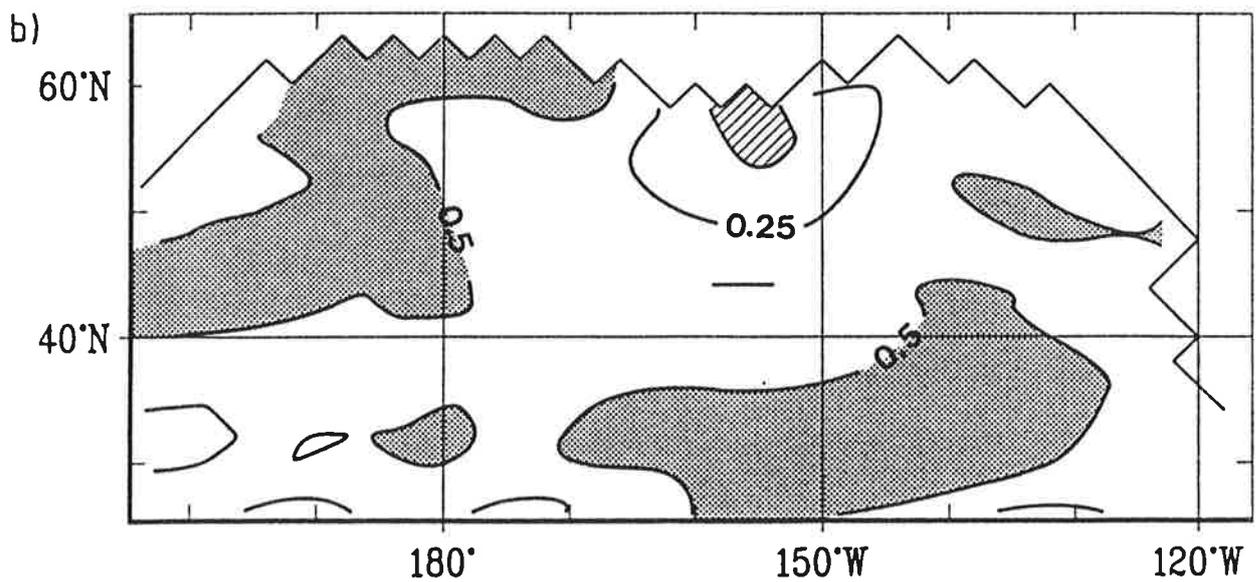
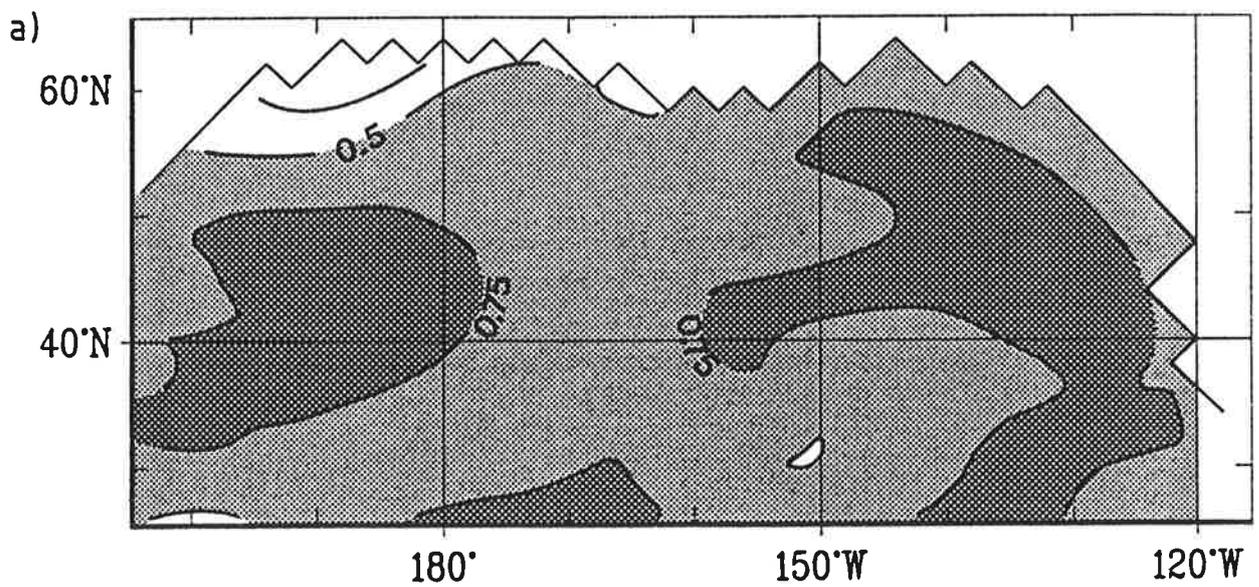
Die lokalen Korrelationskoeffizienten zwischen beobachteter und simulierter winterlicher Lufttemperatur sind in Experiment AII im Vergleich zum Experiment AI deutlich reduziert (Abb. 3.12a im Vergleich zu Abb. 3.10a); die Varianz gleichzeitig nimmt zu (nicht gezeigt). Die großräumige Lufttemperatur-Anomalien werden also durch Kalt- bzw. Warmluftadvektion erzeugt. Der turbulente Wärmeaustausch mit dem Ozean führt zu einer Amplifikation der Anomalien, d.h. die Lebensdauer der Anomalien steigt und die Stärke der Anomalien sinkt.

Abbildung 3.10:

Lokale Korrelationskoeffizienten zwischen beobachteter und simulierter Lufttemperatur (Experiment AI; 30 Monate; Linienabstand: 0.25).

a. Januar

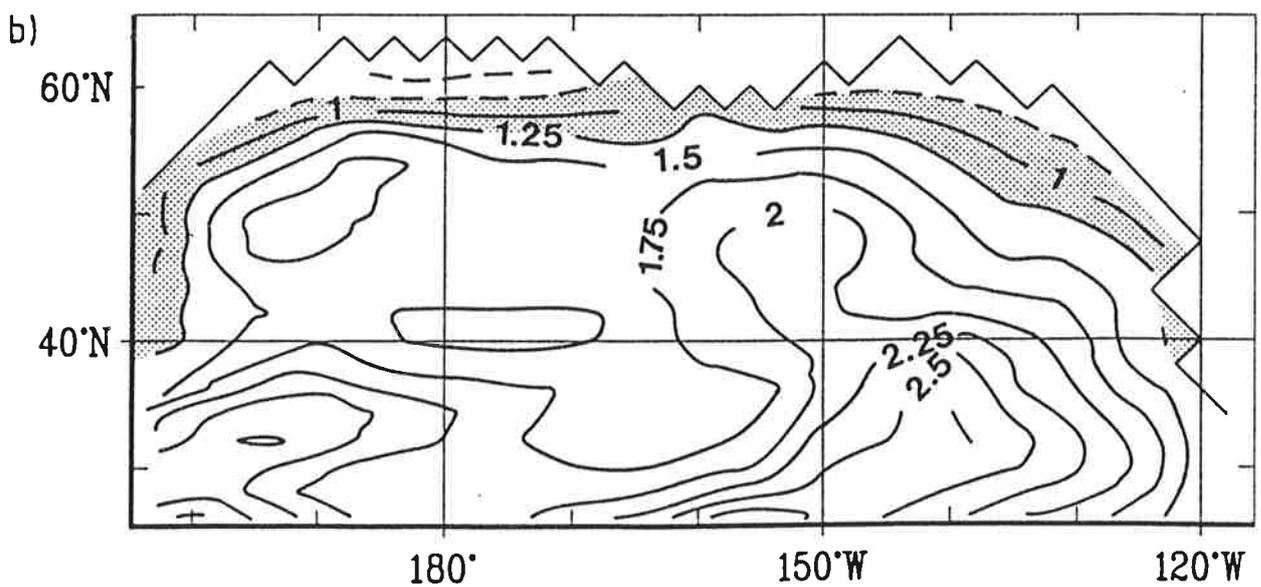
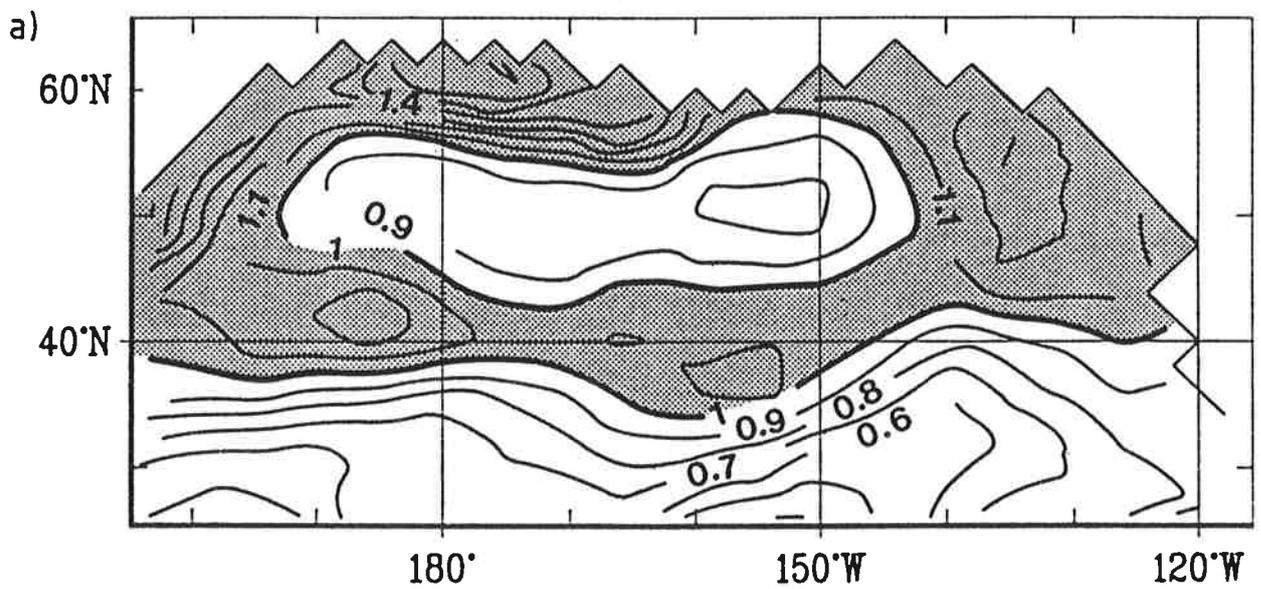
b. Juli



**Abbildung 3.11:**

Niederfrequente Variabilität der beobachteten und simulierten Lufttemperatur-Anomalien für Januar (30 Monate; Einheit: K).

- a. Standardabweichung der beobachteten Lufttemperatur-Anomalien (Linienabstand: 0.1 K).
- b. Verhältnis von simulierter Standardabweichung (AI) zur beobachteten Standardabweichung (Linienabstand: 0.25).

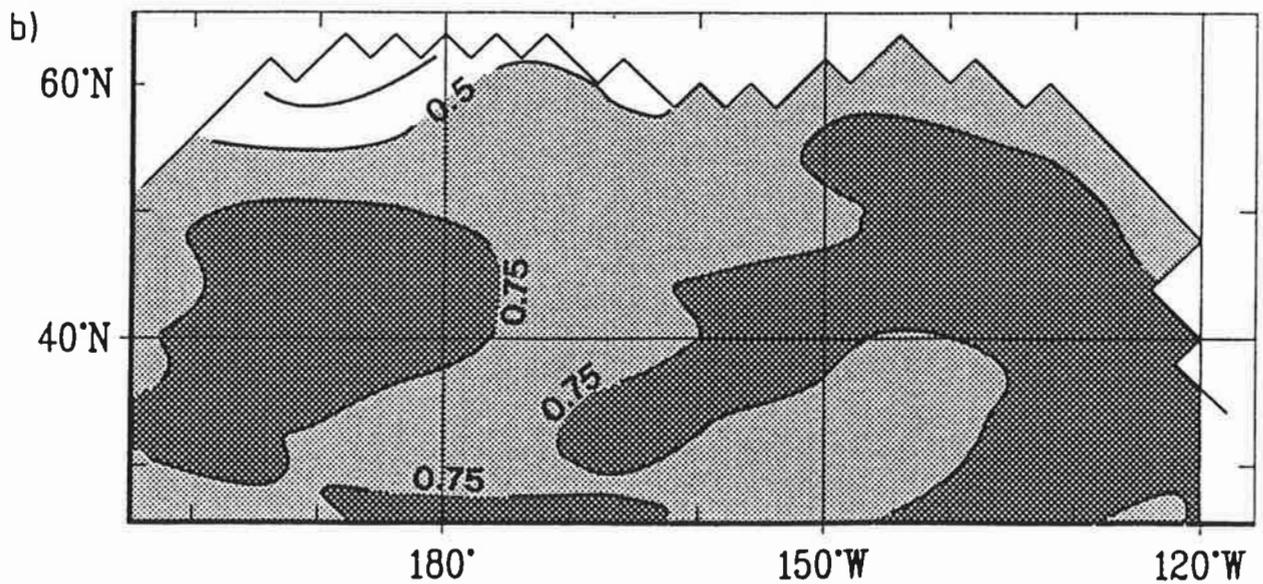
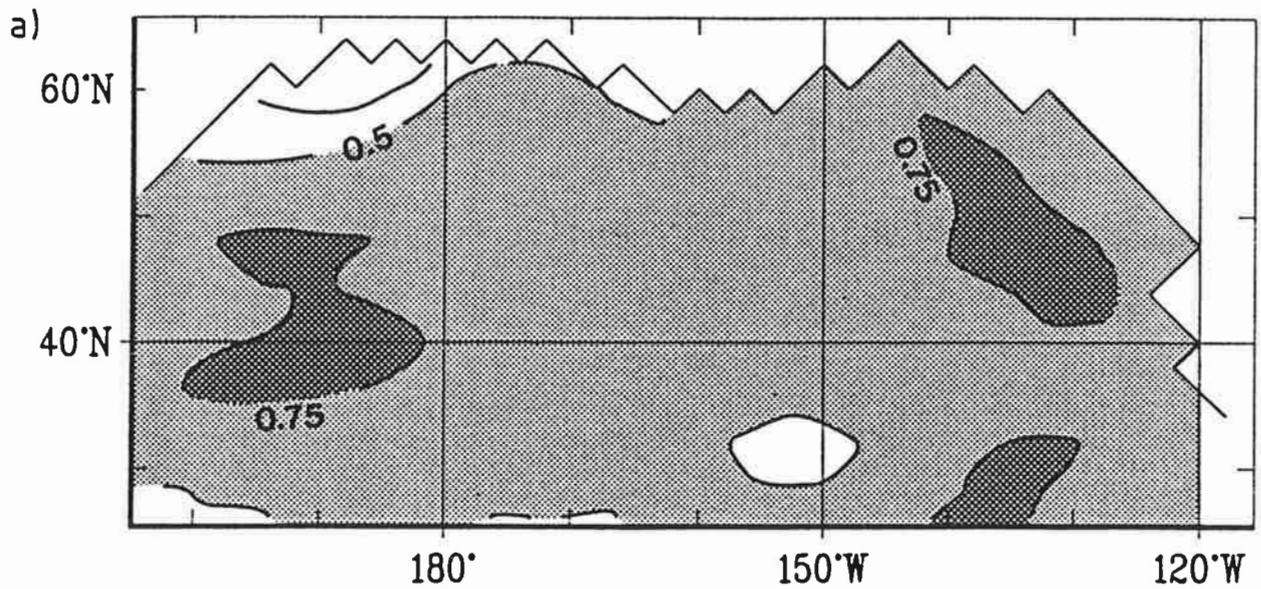


**Abbildung 3.12:**

Lokale Korrelationskoeffizienten zwischen beobachteter und simulierter Lufttemperatur im Januar (30 Monate; Linienabstand: 0.25).

a. Experiment AII (nur advective Transporte).

b. Experiment AIII (wie AI, zusätzlich Anomalien des latenten Wärmeflusses).



### 3.2.3 MIT ANOMALIEN DES LATENTEN WÄRMEFLUSSES (AIII)

In Experiment AIII wird, zusätzlich zu den anomalen advektiven Transporten in der Atmosphäre und dem anomalen sensiblen Fluß  $Q_{HS}^*$  (vgl. AI), ein anomaler latenter Fluß  $Q_{HL}^*$  berücksichtigt. Dieses führt lokal zu einer besseren Übereinstimmung der simulierten Lufttemperatur-Anomalien (Abb. 3.12b). Die ersten beiden EOFs bleiben jedoch nahezu unverändert und die Persistenz nimmt ein wenig zu (nicht gezeigt). Dieses stimmt mit den Ergebnissen von Experiment AII überein, in dem advektive Transporte in der Atmosphäre als wesentliche Quelle der großräumigen Lufttemperatur-Anomalien identifiziert wurden. Der turbulente Wärmeaustausch mit dem Ozean erhöht die Lebensdauer der Lufttemperatur-Anomalien und verringert ihre Stärke.

### 3.3 DIE BEOBACHTETEN WIND-ANOMALIEN

Im folgenden werden Größenordnung und Lebensdauer der Anomalien des antreibenden, monatlich gemittelten Windfeldes untersucht und in Beziehung zu den simulierten großräumigen Lufttemperatur-Anomalien gesetzt.

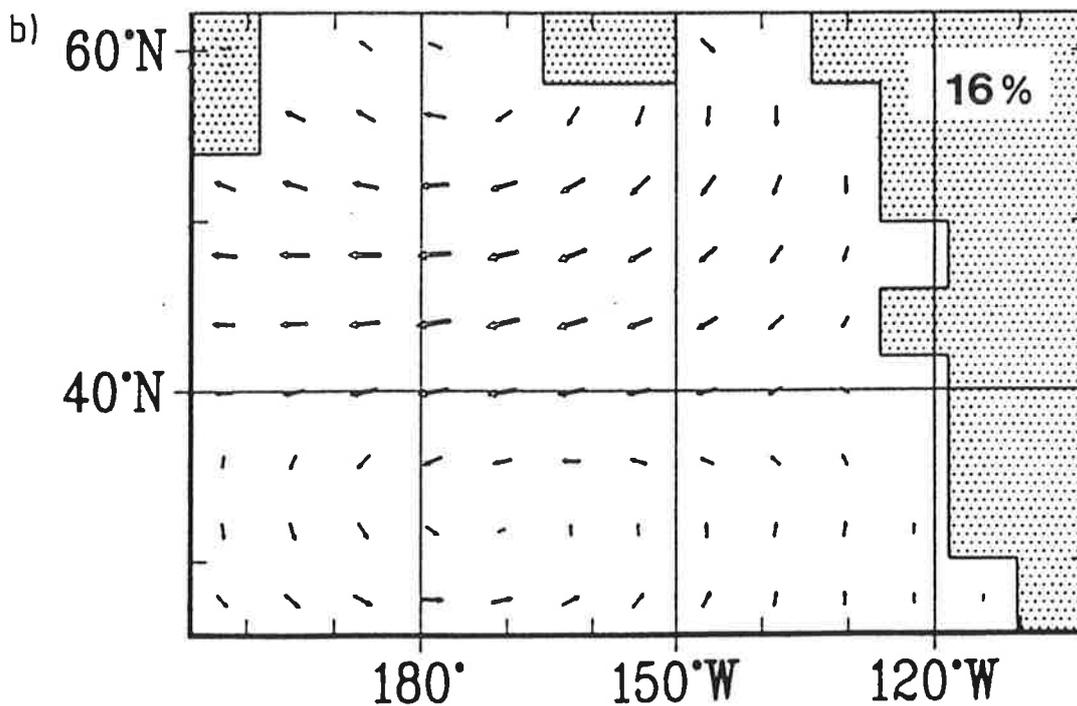
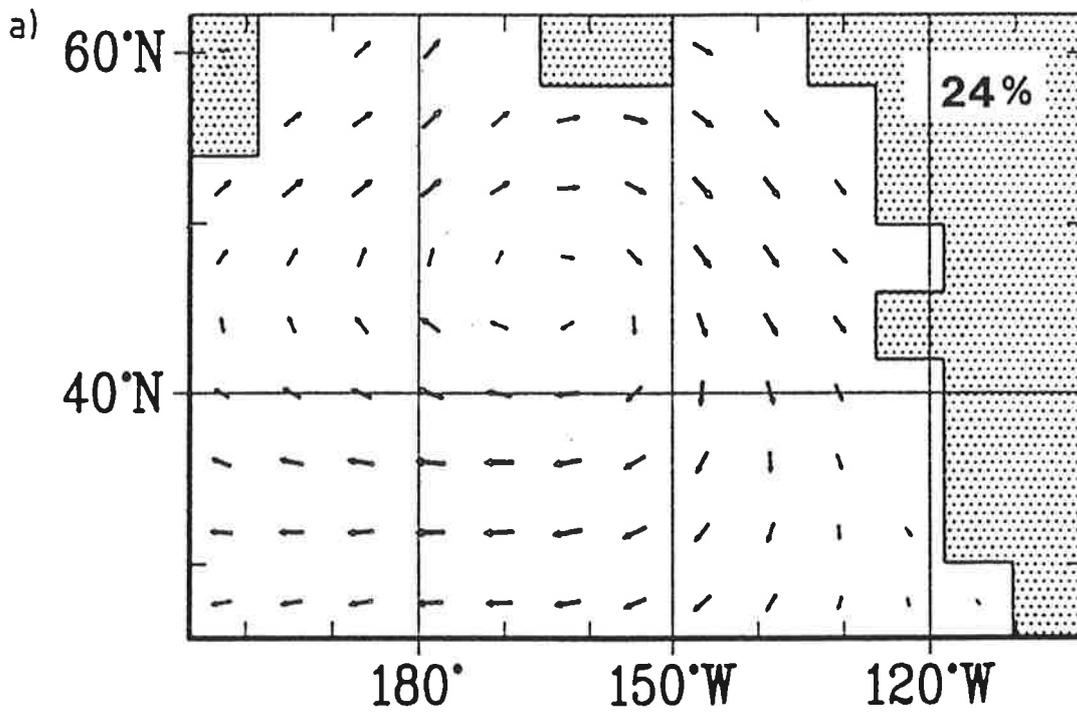
Mehr als die Hälfte der gesamten Varianz der beobachteten monatlich gemittelten Wind-Anomalien wird durch drei großräumige EOFs beschrieben (Abb. 3.13). Die Anomalien zeigen, ähnlich wie die Lufttemperatur, eine geringe Lebensdauer. Die Auto-Korrelationskoeffizienten fallen unabhängig von der Jahreszeit schon nach einem Monat unter die 0.3-Marke. In Abb. 3.14 werden die Auto-Korrelationskoeffizienten der ersten EOF gezeigt, die Lebensdauer der beiden anderen EOF-Muster ist ähnlich kurz.

Die großräumigen atmosphärischen Zirkulationsanomalien stellen die wesentliche Quelle für die Ausbildung von

Abbildung 3.13:

EOF-Analyse der beobachteten Wind-Anomalien für den Zeitraum 1950-1979 (COADS; 360 Monate; Bandpaßfilter: 3-30 Monate; Einheit: m/s).

- a. erste EOF, erklärte Varianz: 24%
- b. zweite EOF, erklärte Varianz: 16%
- c. dritte EOF, erklärte Varianz: 12%



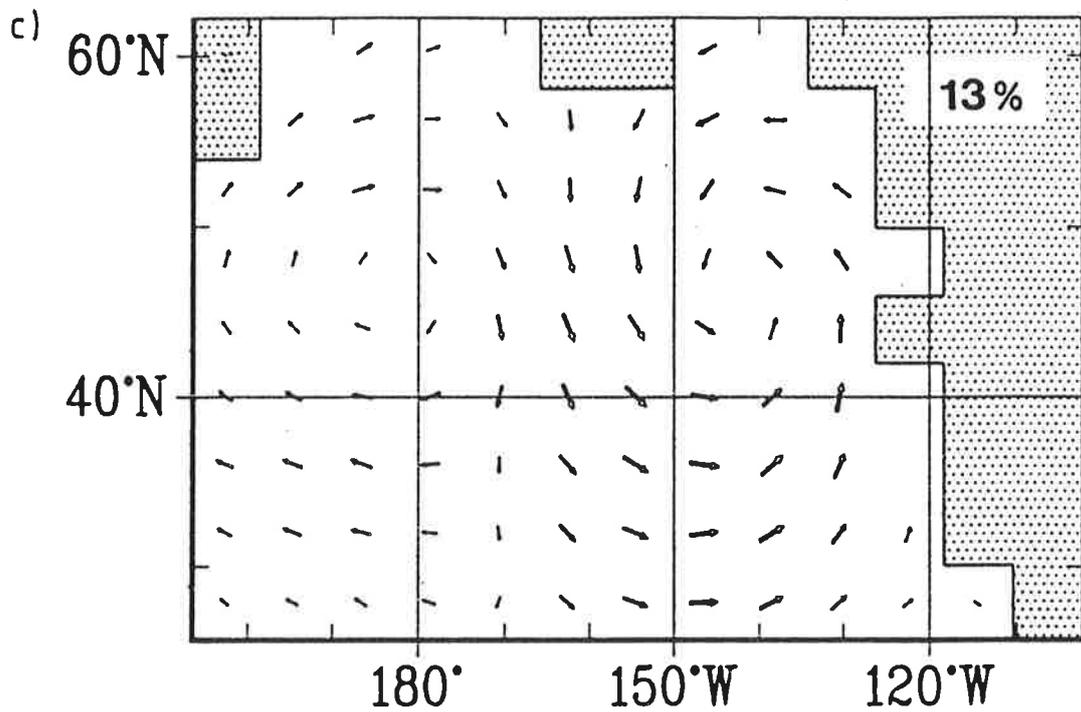
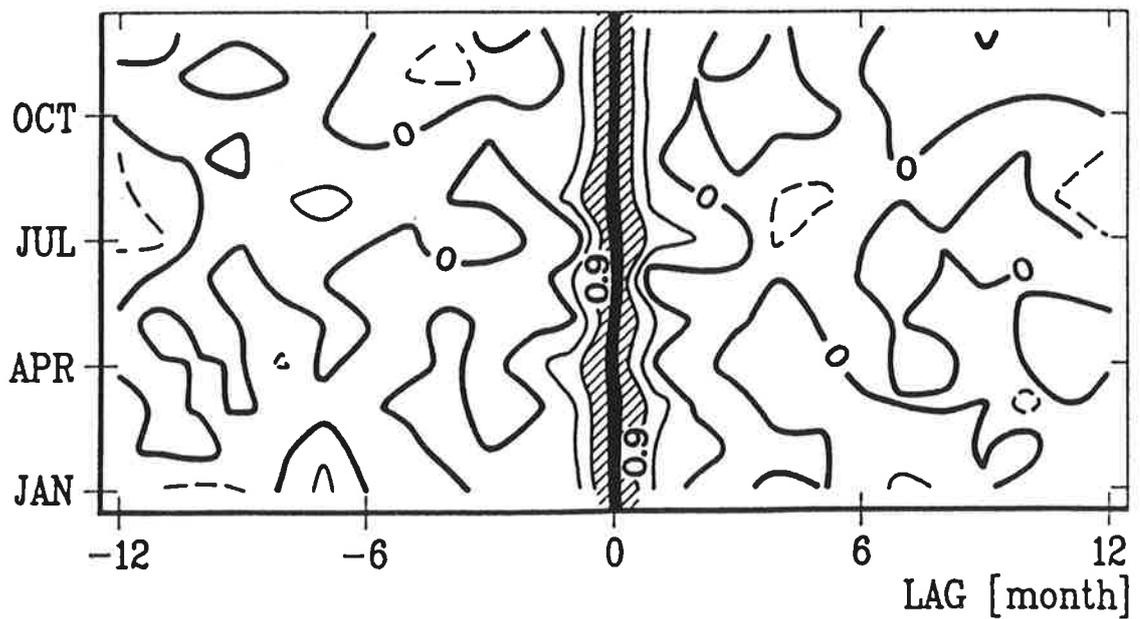


Abbildung 3.14:

Auto-Korrelationskoeffizienten der ersten EOF-Zeitserie von beobachteten Wind-Anomalien in Abhängigkeit von Zeitverschiebung ( $k=-12, \dots, 0, \dots, 12$  Monate) und Jahreszeit (Januar bis Dezember; siehe Abb. 3.13).



großräumigen Lufttemperatur-Anomalien dar (Kap. 3.2). Die erste EOF der Lufttemperatur (Experiment AII, ohne Wärmeaustausch mit dem Ozean) ist hoch mit der ersten EOF des Windfeldes korreliert (Abb. 3.15a; gestrichelte Linie: Wind führt; durchgezogene Linie: Lufttemperatur führt). Die zweite EOF der Lufttemperatur ist hoch mit der dritten EOF des Windfeldes korreliert (Abb. 3.15b). Die zweite EOF des Windes scheint aufgrund starker zonaler Ausrichtung die Lufttemperatur im advektiven Modell weniger stark zu ändern; durch Änderungen des Strahlungshaushaltes z.B. aufgrund von Bewölkungsanomalien im Sommer kann die Bedeutung des zweiten EOF in der Realität stärker sein.

### 3.4 ZUSAMMENFASSUNG

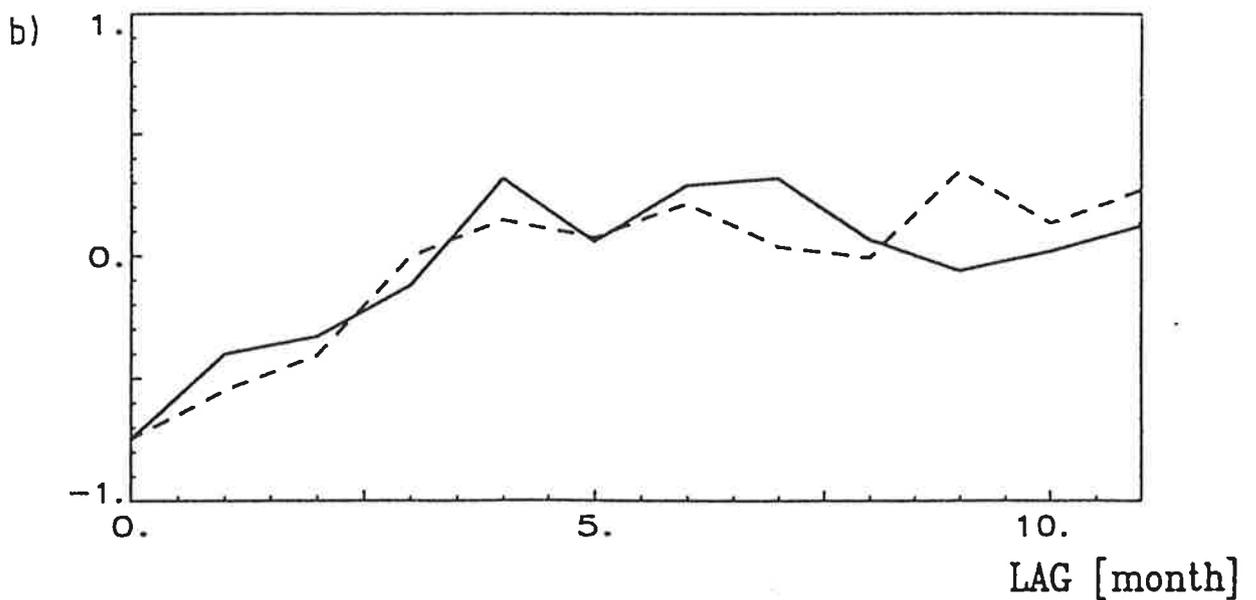
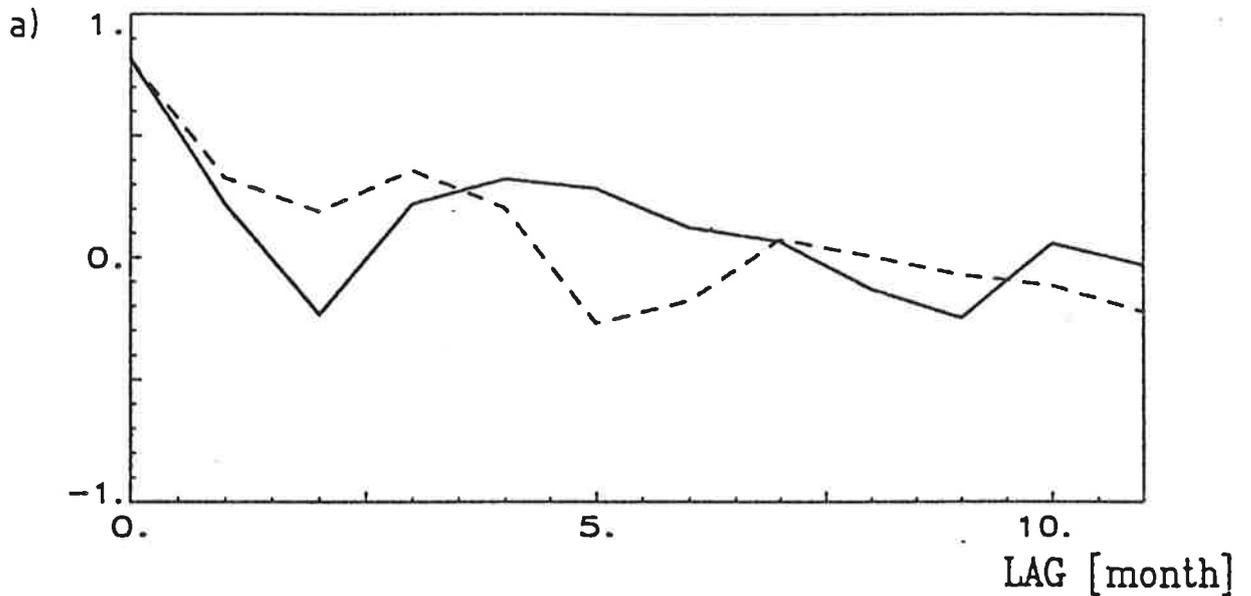
In diesem Abschnitt wurden das advektive Modell der Lufttemperatur und das zum Antreiben verwendete Windfeld vorgestellt. Die Experimente zeigen, daß das sehr einfache advektive Modell geeignet ist, die beobachteten monatlich gemittelten Lufttemperatur-Anomalien zu reproduzieren. Die ersten beiden EOFs, deren Gebiete negativer Korrelation etwa 2500-6000km voneinander entfernt liegen, werden in der Simulation gut reproduziert. Die beschriebene Varianz liegt in Beobachtung und Simulation etwa bei 40%. Auch die relativ kurze Lebensdauer (1-2 Monate) der Anomalien, die unabhängig von der Jahreszeit ist, wird wiedergegeben. Die simulierten EOF-Zeitreihen sind im Winter hoch korreliert; die Varianz wird allerdings überschätzt (im Winter um 1/3 bis 1/2).

Wesentliche Ursache der großräumigen Lufttemperatur-Anomalien ist die anomale atmosphärische Zirkulation. Hierbei ist die erste EOF des Windfeldes im Winter hoch mit der ersten EOF der Lufttemperatur korreliert. Ähnlich hohe winterliche Korrelationen zeigen die dritte EOF des Windes und die zweite EOF der Lufttemperatur. In der Simulation ist die zweite EOF des Windes aufgrund ihrer starken

Abbildung 3.15:

Kreuz-Korrelationskoeffizienten der EOF-Zeitserien von beobachteten Wind-Anomalien und simulierten Lufttemperatur-Anomalien (AII, rein advective Transporte) für Oktober (gestrichelte Linie: Windfeld führt um  $k$  Monate; durchgezogene Linie: Temperaturfeld führt um  $k$  Monate;  $k=0, \dots, 11$ ).

- a. erste EOF-Zeitserie von Wind- und Lufttemperatur-Anomalien.
- b. dritte EOF-Zeitserie von Wind-Anomalien und zweite EOF-Zeitserie von Lufttemperatur-Anomalien.



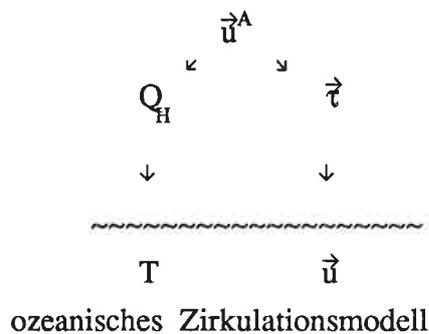
Zonalstruktur weniger wirksam für die Erzeugung von Lufttemperatur-Anomalien. Die zweite EOF des Windfeldes ist mit der zweiten EOF der beobachteten Lufttemperatur korreliert (0.5-0.6). Im advektiven Modell der Lufttemperatur konnte dieses nicht reproduziert werden; eine Ursache dafür kann die Vernachlässigung von Strahlungsanomalien im Modell sein.

Der turbulente Wärmeaustausch mit dem Ozean (parametrisiert über die beobachtete SST) erhöht die Lebensdauer der Lufttemperatur-Anomalien wobei ihre Amplitudenhöhe sinkt. Die lokalen Korrelationskoeffizienten zwischen beobachteter und simulierter Lufttemperatur-Anomalie steigen mit wachsendem Einfluß der turbulenten Wärme Flüsse, während die EOFs nahezu unverändert bleiben. Im Winter ist der lokale Korrelationskoeffizient zwischen der simulierten und beobachteten Lufttemperatur-Anomalie (AI und AIII) nahezu überall größer als 0.50 und oft auch größer als 0.75, d.h. mehr als 99.9% signifikant.

Im folgenden Basisexperiment wird das advektive Modell der Lufttemperatur mit dem ozeanischen Zirkulationsmodell gekoppelt, um die beobachteten SST-Anomalien zu reproduzieren und die wirkenden Prozesse zu diskutieren.

#### 4. BASISEXPERIMENT

Nachdem das ozeanische Zirkulationsmodell und das advektive Modell der Lufttemperatur getrennt vorgestellt worden sind (Kap. 2 und 3), wird nun die Reaktion der SST auf großräumige, monatlich gemittelte Wind-Anomalien  $\vec{u}^A$  untersucht. Die großräumigen atmosphärischen Zirkulationsanomalien ändern die turbulenten Impuls- und Wärmeflüsse ( $\vec{\tau}$ ,  $Q_H$ ) in den Ozean.



Um auch den durch Kalt- bzw. Warmluftadvektion geänderten turbulenten Wärmefluß parametrisieren zu können wird das advektive Modell mit dem ozeanischen Zirkulationsmodell gekoppelt. Das Modell wird mit beobachteten monatlich gemittelten Winden des Zeitraumes 1950-1979 angetrieben (COADS; 360 Monate).

##### 4.1 VERGLEICH MIT BEOBACHTUNGEN

Die simulierten SST-Anomalien werden mit Beobachtungen verglichen und die wirkenden Prozesse werden diskutiert. Statistisch ausgewertet werden Zeitreihen monatlich gemittelter Anomalien im Bereich des Nordpazifiks (nördlich  $28^\circ\text{N}$ ).

Es wird untersucht, ob die großräumigen Muster der beobachteten SST und deren Lebensdauer in der Simulation reproduziert werden, und ob es lokale Übereinstimmungen zwischen den beobachteten und simulierten Anomalien gibt. Für die EOF-Analyse werden gefilterte Daten verwendet (Bandpaß: 3-30 Monate, vgl. Kap. 3.2). In die Analyse gehen monatlich gemittelte SST-Anomalien der gesamten 360 Monate (1950-1979) ein. Die zugehörigen Zeitserien werden als Projektion der EOFs auf die ungefilterten Daten bestimmt. Für die lokale Korrelationsanalyse werden wiederum ungefilterte Werte verwendet.

Die ersten beiden EOFs der beobachteten SST-Anomalien sind aufgrund der starken Wechselwirkung nahezu identisch mit den für die beobachteten Lufttemperatur-Anomalien gefundenen Mustern (Abb. 4.1a und 4.2a, vgl. Abb. 3.2a und 3.3a); sie beschreiben 44% der gesamten Varianz. Die große Ähnlichkeit der EOFs von Lufttemperatur und SST unterstützt die Annahme einer atmosphärischen Anregung der niederfrequenten SST-Variabilität im Nordpazifik (Kap. 3.2). Die Ergebnisse anderer Autoren zeigen für beobachtete, monatlich gemittelte SST-Anomalien ähnliche EOF-Muster, (Weare et al., 1976; Frankignoul und Reynolds, 1983).

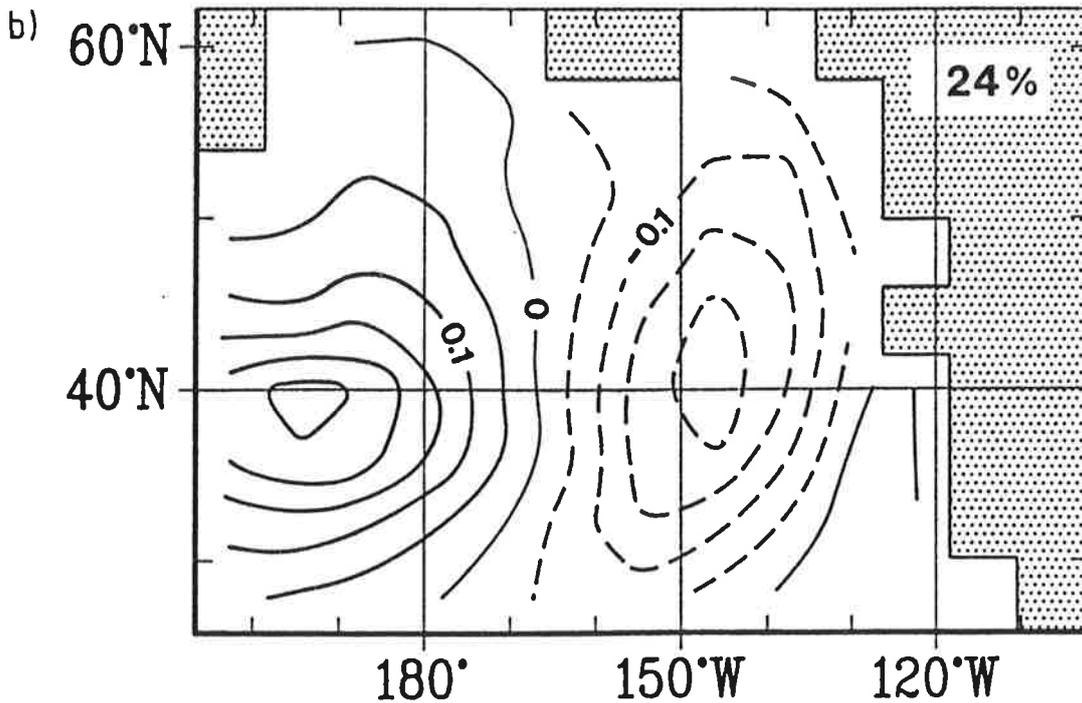
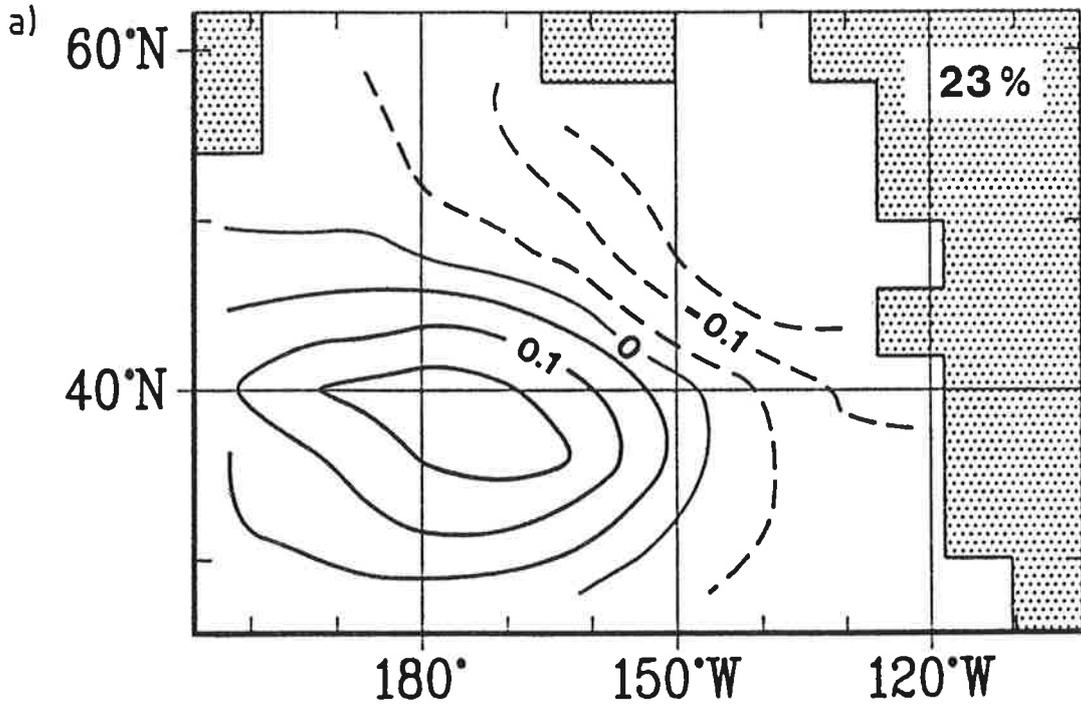
Die starke Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre wird auch im gekoppelten Modell reproduziert: Die ersten beiden EOFs sind wiederum sehr ähnlich (vergleiche Abb. 4.1b und Abb. 4.2b mit Abb. 3.2b und Abb. 3.3b); die beiden Muster beschreiben etwas mehr als 40% der gesamten Varianz. Die beobachteten Strukturen werden in der Simulation recht gut wiedergegeben. Auch die zugehörigen EOF-Zeitserien zeigen in etlichen Episoden eine recht gute Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Simulation (Abb. 4.3 und 4.4); wie schon in Kap. 3.2 sind sie im Winter größer als im Sommer. Der Korrelationskoeffizient ist im Juli um 0.1-0.3 und im Januar etwa 0.5-0.7 (Abb. 4.5). Die winterliche Variabilität

**Abbildung 4.1:**

Erste EOF der SST-Anomalien für den Zeitraum 1950-1979 (360 Monate; Bandpaßfilter: 3-30 Monate; Einheit: K; vgl. Zeitserien in Abb. 4.3).

a. Beobachtung (COADS), erklärte Varianz: 23%

b. Simulation (Basisexperiment), erklärte Varianz: 24%

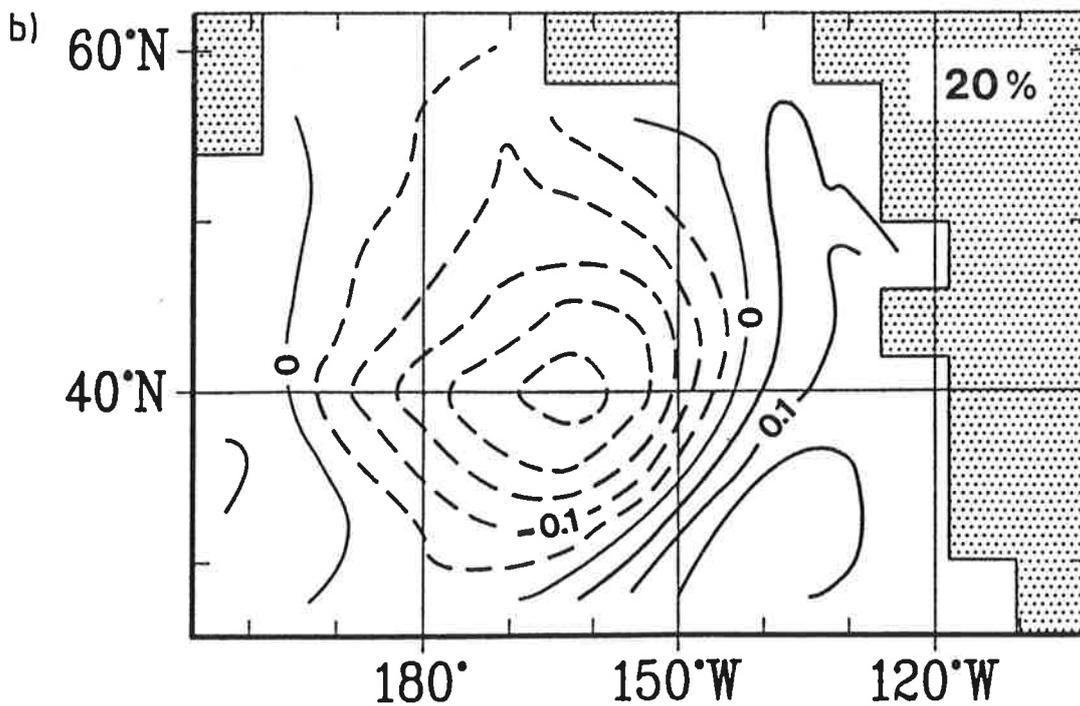
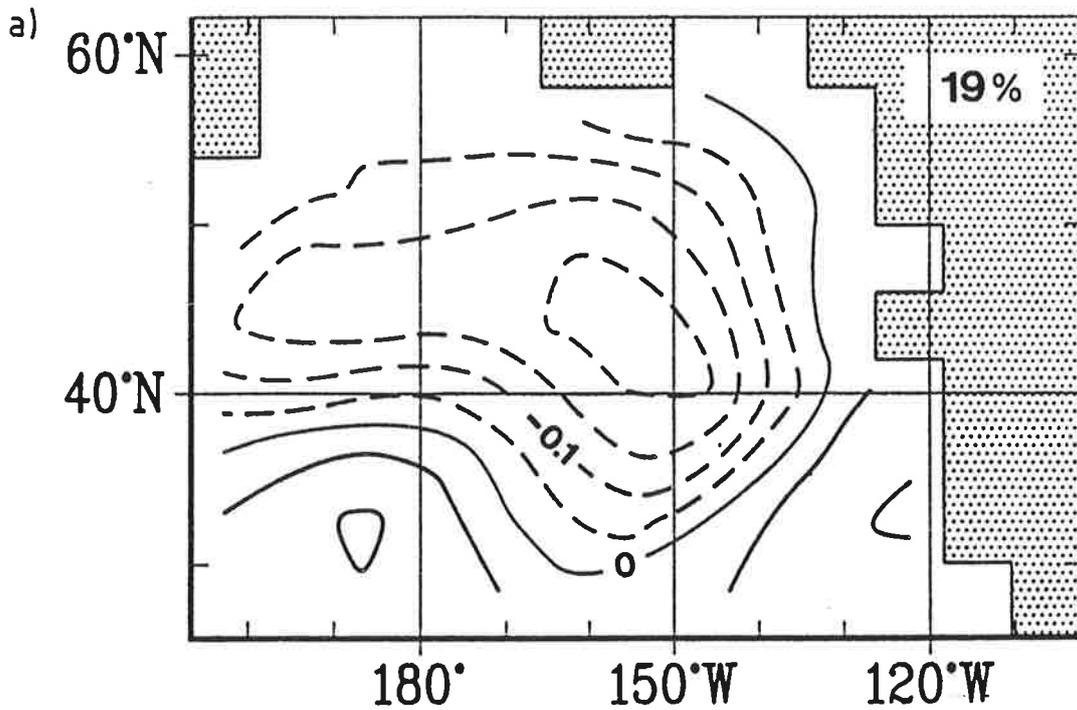


**Abbildung 4.2:**

Zweite EOF der SST-Anomalien für den Zeitraum 1950-1979 (360 Monate; Bandpaßfilter: 3-30 Monate; Einheit: K; vgl. Zeitserien in Abb. 4.4).

a. Beobachtung (COADS), erklärte Varianz: 19%

b. Simulation (Basisexperiment), erklärte Varianz: 20%



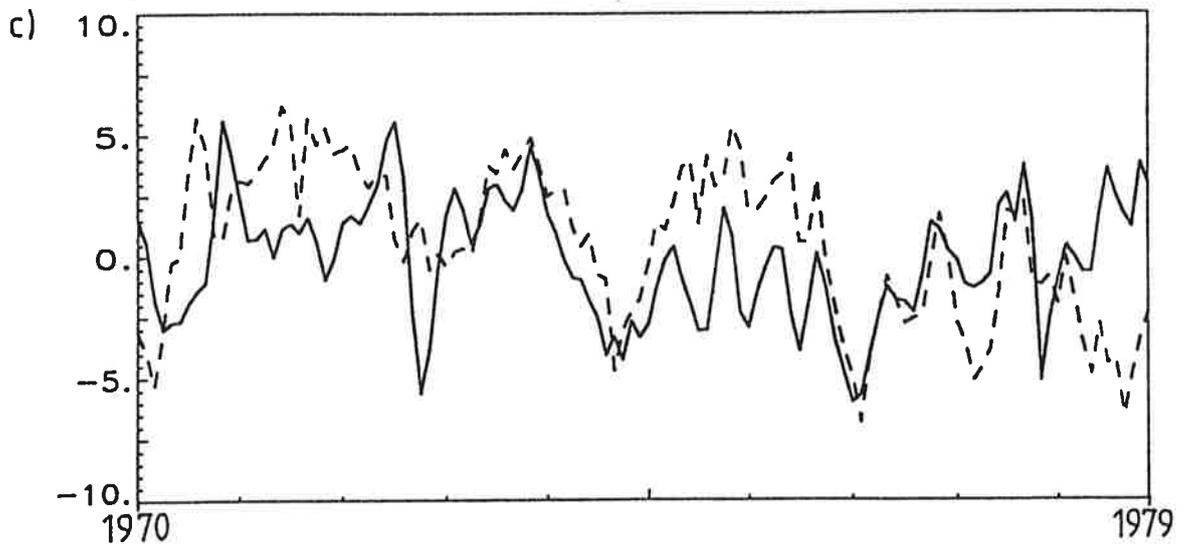
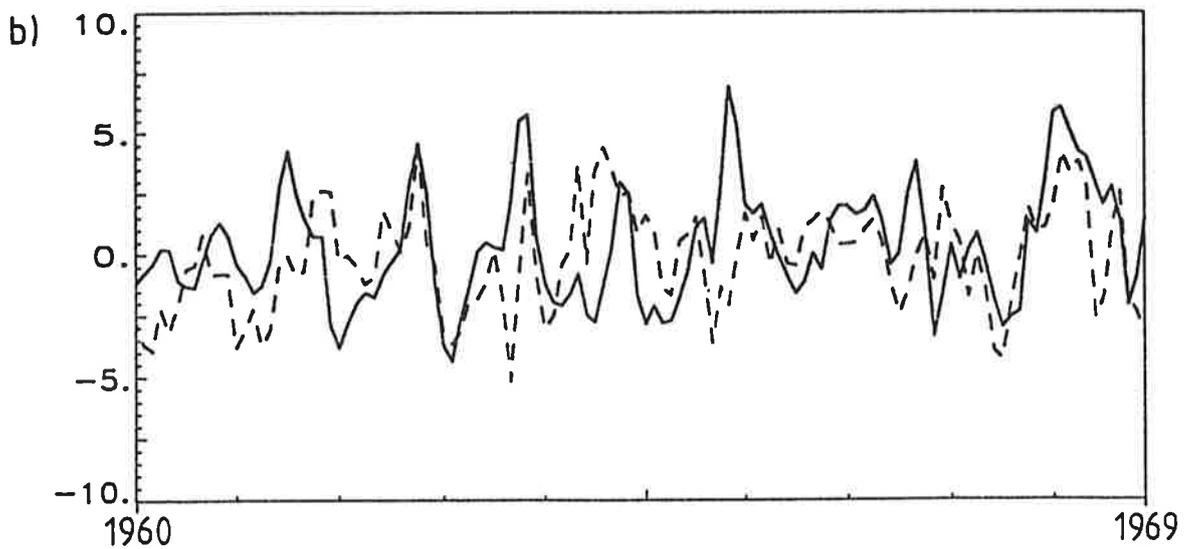
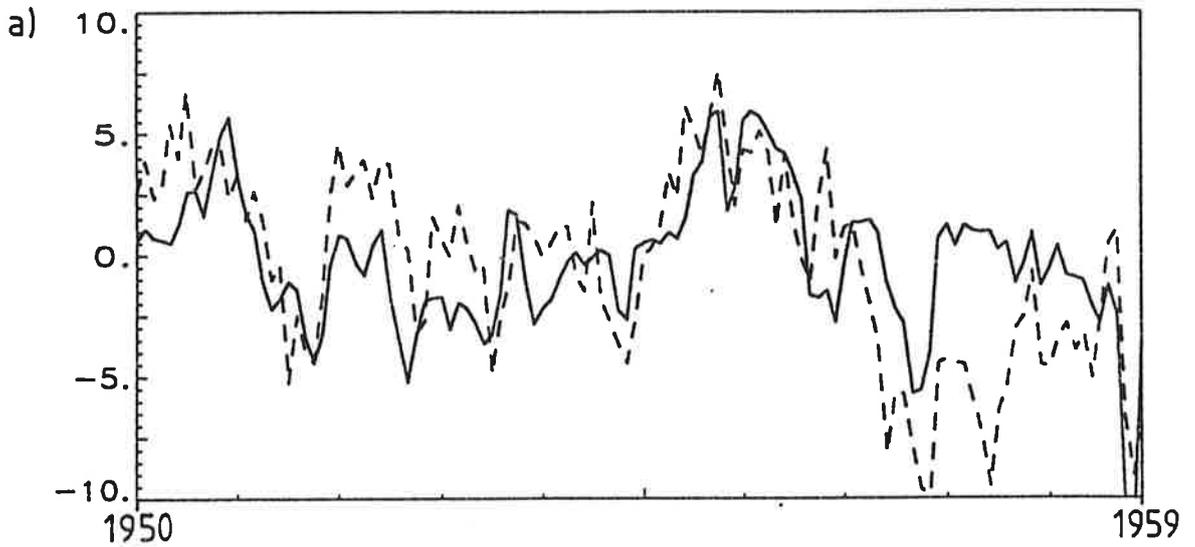
**Abbildung 4.3:**

Zeitserien der ersten EOF von beobachteten und simulierten SST-Anomalien (Skalarprodukt von EOF und ungefilterten Daten; vgl. Abb. 4.1; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

a. 1950-1959; Korrelationskoeffizienten: 0.6

b. 1960-1969; Korrelationskoeffizienten: 0.3

c. 1970-1979; Korrelationskoeffizienten: 0.3



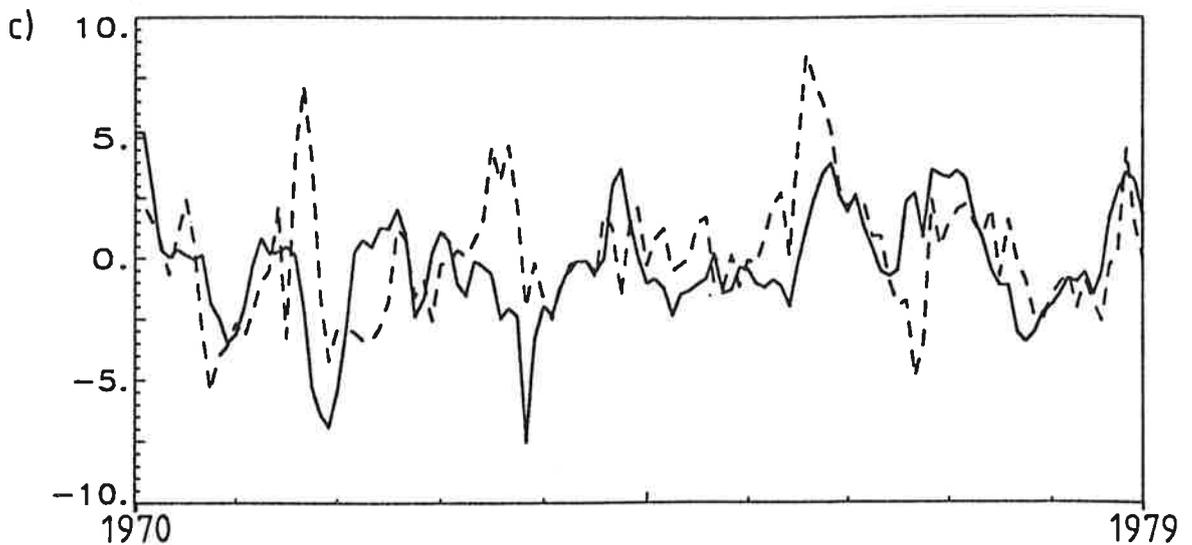
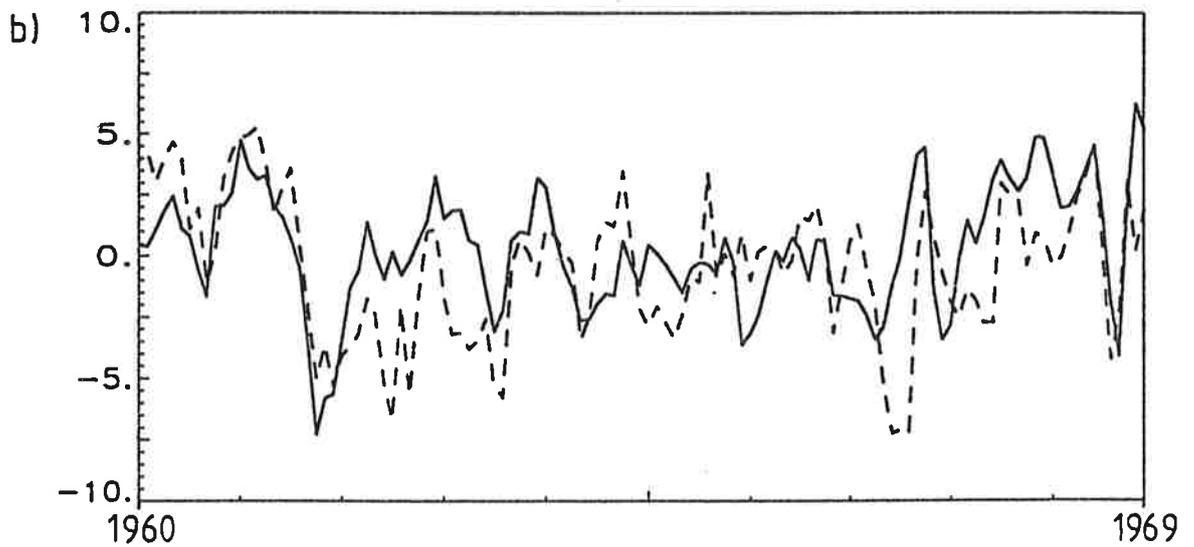
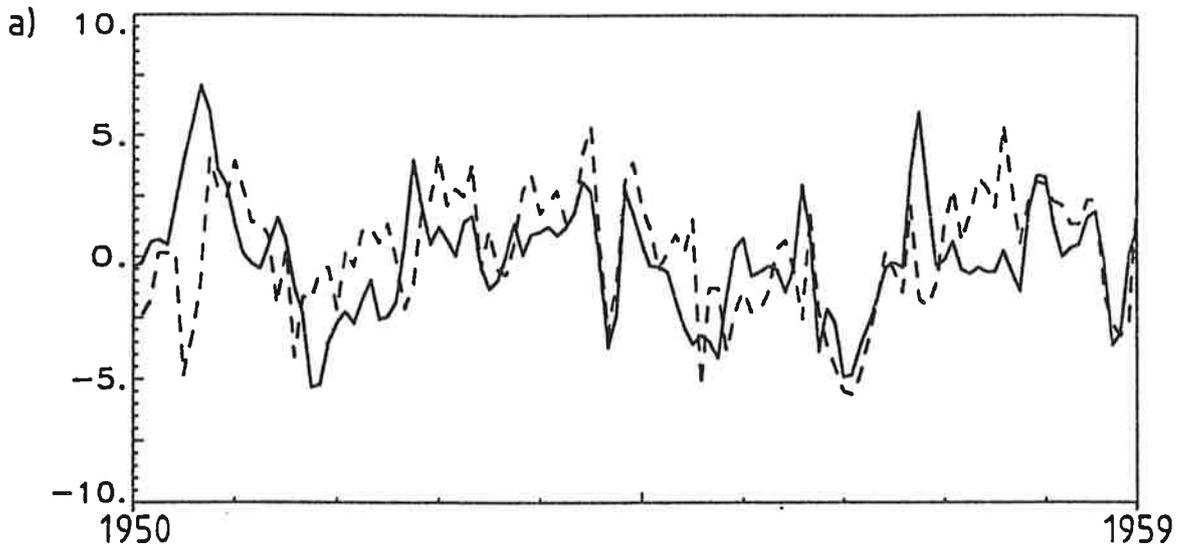
**Abbildung 4.4:**

Zeitreihen der zweiten EOF von beobachteten und simulierten SST-Anomalien (Skalarprodukt von EOF und ungefilterten Daten; vgl. Abb. 4.2; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

a. 1950-1959; Korrelationskoeffizienten: 0.4

b. 1960-1969; Korrelationskoeffizienten: 0.5

c. 1970-1979; Korrelationskoeffizienten: 0.4



der ersten EOF ist in der Simulation gut reproduziert, sie wird bei der zweiten EOF im Modell-Experiment überschätzt (Abb. 4.6; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation). Im Sommer scheinen auch andere Prozesse für die Entwicklung der SST wichtig zu sein, denn die simulierte SST-Variabilität ist zu gering.

Die Lebensdauer der Anomalien wird wie in Kap. 3 mit Hilfe einer Auto-Korrelationsanalyse bestimmt und in Abhängigkeit von der Zeitverschiebung (in Monaten) und der Jahreszeit (Januar bis Dezember) dargestellt. Von Dezember bis April ist die Lebensdauer der SST-Anomalien hoch, der Auto-Korrelationskoeffizient ist über mehrere Monate größer als 0.6 (Abb. 4.7a, 4.8a). Im Sommer sinken die Auto-Korrelationskoeffizienten schneller auf kleinere Werte (unter 0.6), d.h. dann ist die Persistenz der SST-Anomalien deutlich geringer.  $\rho_1$  (Korrelationskoeffizient bei einer Zeitverschiebung von einem Monat) ist maximal 0.9 (im Januar/Februar) und minimal 0.4 (im September). Die Auto-Korrelationskoeffizienten sind nicht symmetrisch bezüglich positiver bzw. negativer Zeitverschiebungen, und auch die Höhe der Korrelation ist im Frühling und Herbst systematisch anders als im Winter oder Sommer. D.h. die Zeitserien sind nicht stationär.

Im Vergleich zu den bei einer Analyse der atmosphärischen Variablen gefundenen Werte zeigt sich hier deutlich ein langsamerer Abfall der Auto-Korrelationen mit steigender Zeitverschiebung (in Monaten; Abb. 3.8 und 3.9: Lufttemperatur-Anomalien; Abb. 3.14: Windfeld-Anomalien). Die SST-Anomalien sind somit erheblich persistenter als die atmosphärischen Anomalien. Im Winter ist die Lebensdauer der Anomalien, aufgrund der tieferen Deckschicht und unterstützt durch stabile großräumige Zirkulationsmuster erheblich größer als im Sommer (Namias, 1969; Namias et al., 1988; Barnston und Livezey, 1987).

Abbildung 4.5:

Korrelationskoeffizienten der EOF-Zeitserien von beobachteten und simulierten SST-Anomalien in Abhängigkeit von der Jahreszeit (Januar bis Dezember).

- a. erste EOF
- b. zweite EOF

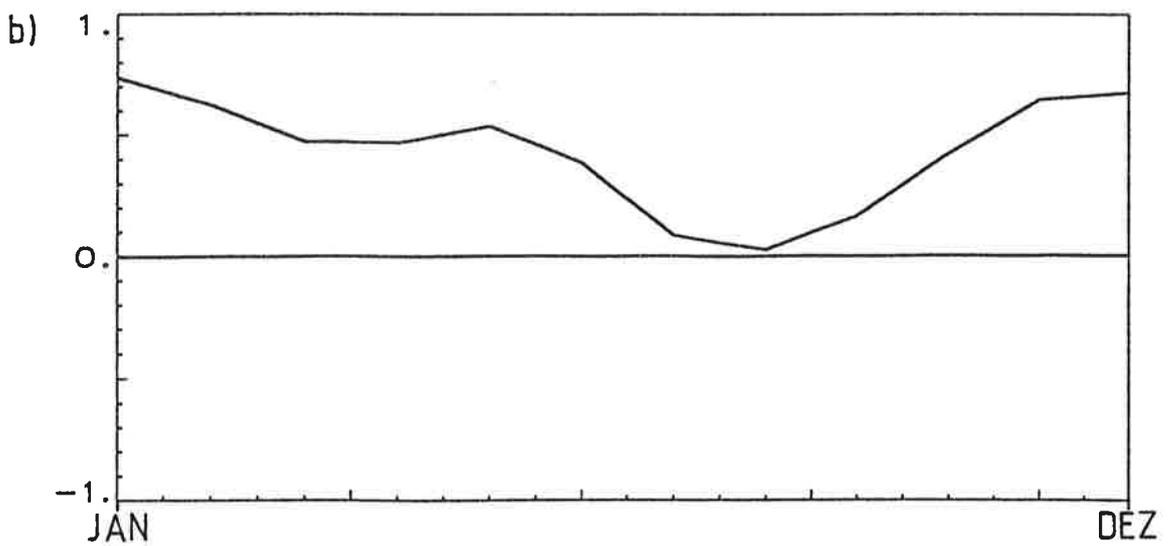
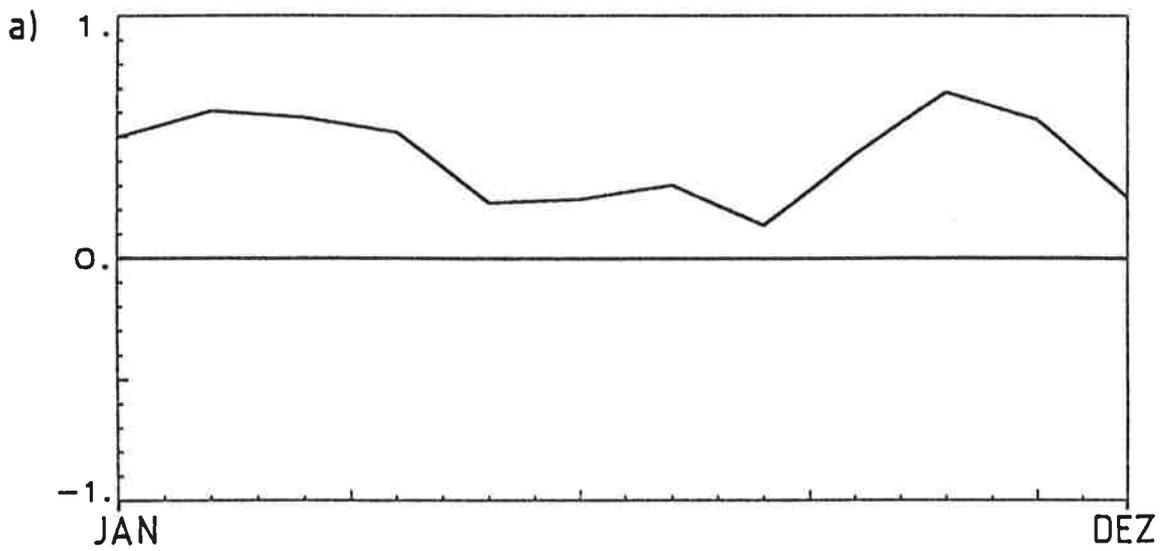


Abbildung 4.6:

Standardabweichungen der EOF-Zeitserien von beobachteten und simulierten SST-Anomalien in Abhängigkeit von der Jahreszeit (Januar bis Dezember; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

- a. erste EOF
- b. zweite EOF

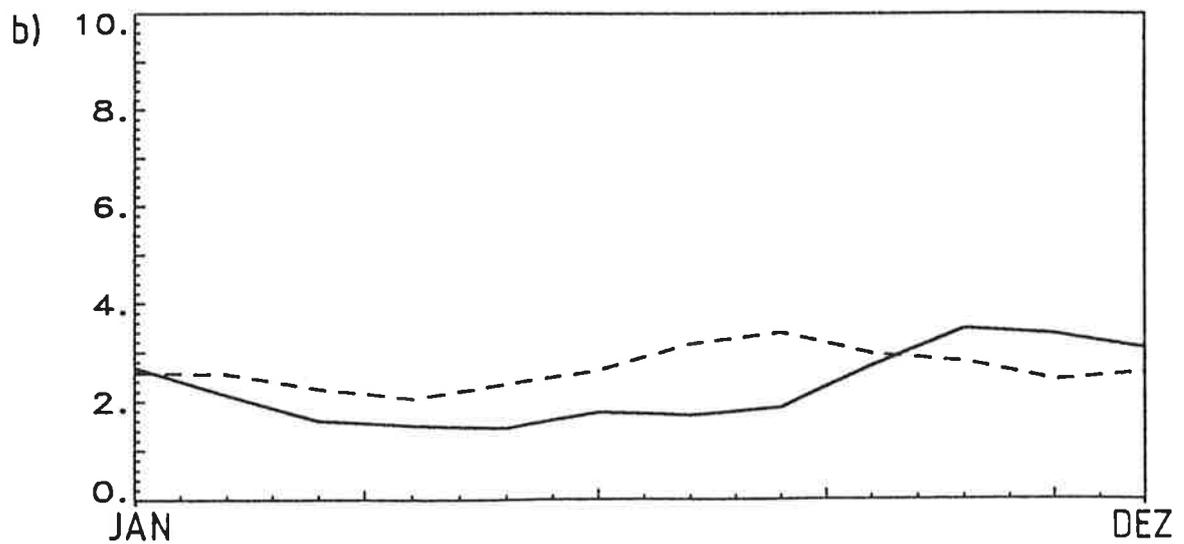
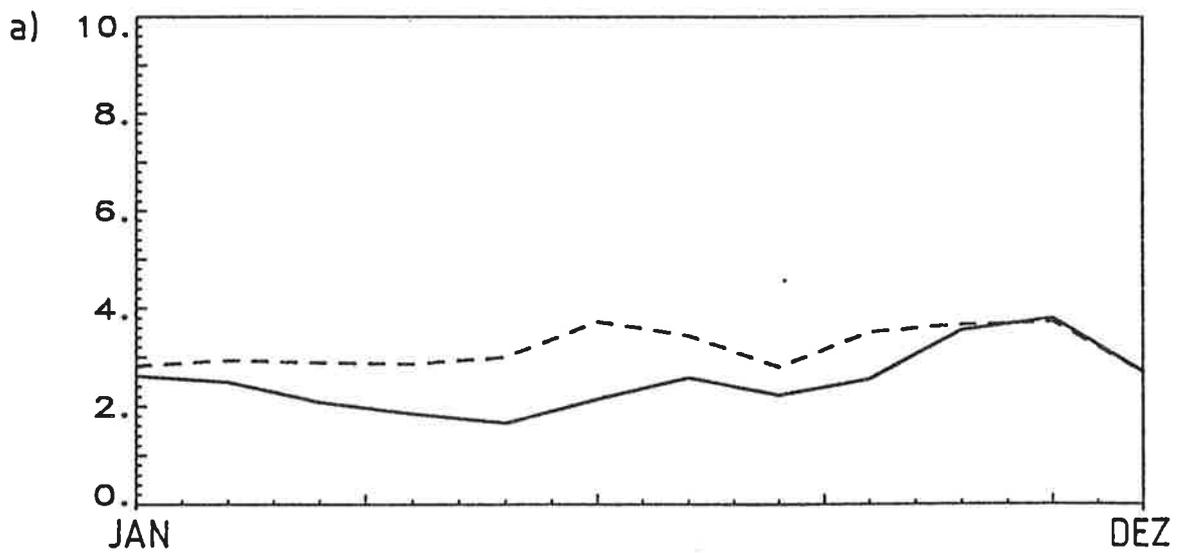
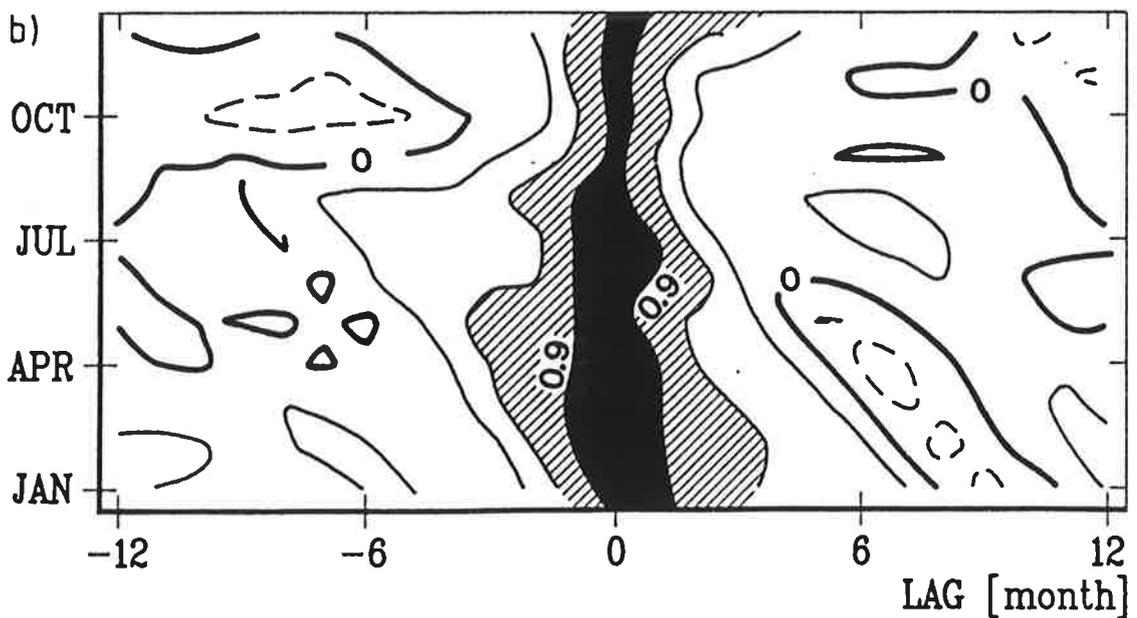
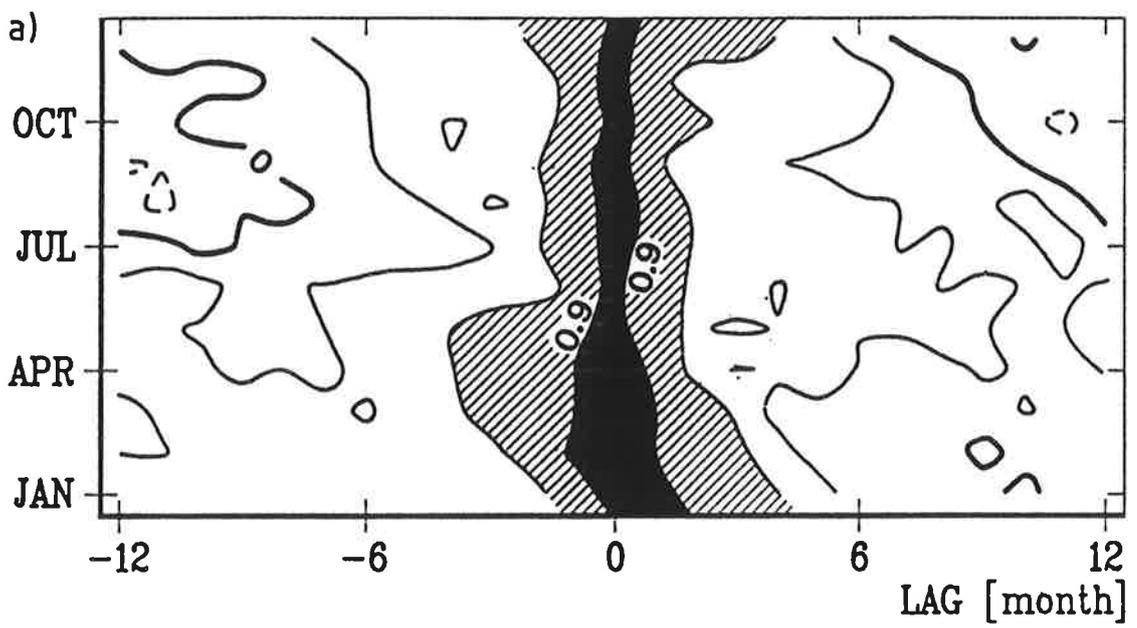


Abbildung 4.7:

Auto-Korrelationskoeffizienten der ersten EOF-Zeitserie von beobachteten und simulierten SST-Anomalien in Abhängigkeit von Zeitverschiebung ( $k=-12, \dots, 0, \dots, 12$  Monate) und Jahreszeit (Januar bis Dezember, siehe Abb. 4.1).

- a. Beobachtung (COADS)
- b. Simulation (Basisexperiment)



**Abbildung 4.8:**

Auto-Korrelationskoeffizienten der zweiten EOF-Zeitserie von beobachteten und simulierten SST-Anomalien in Abhängigkeit von Zeitverschiebung ( $k=-12, \dots, 0, \dots, 12$  Monate) und Jahreszeit (Januar bis Dezember, siehe Abb. 4.2).

a. Beobachtung (COADS)

b. Simulation (Basisexperiment)

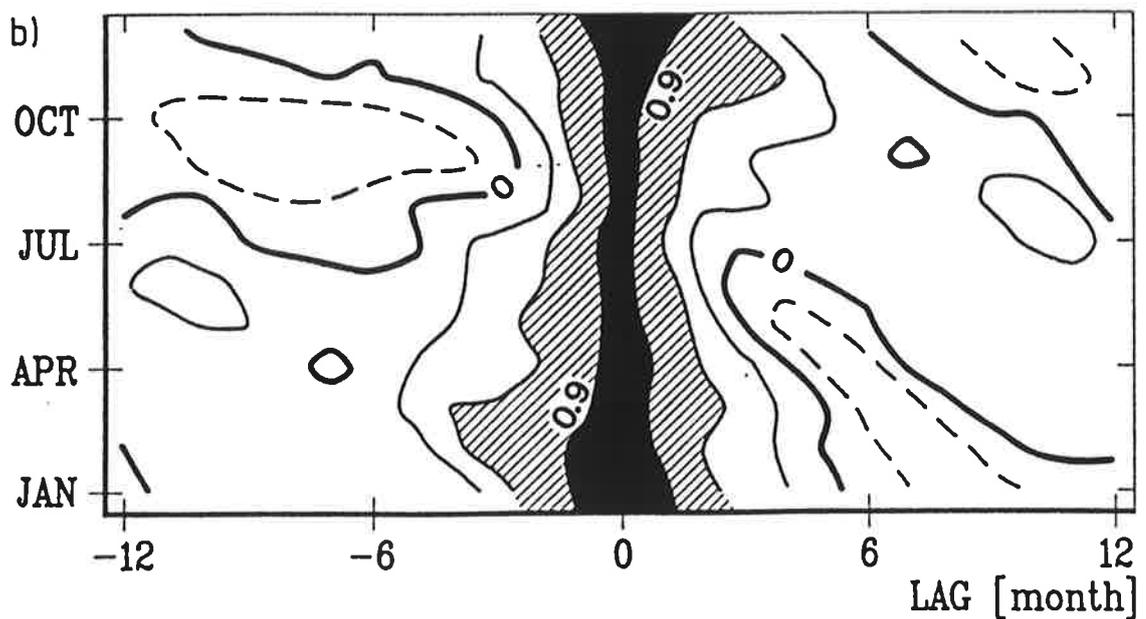
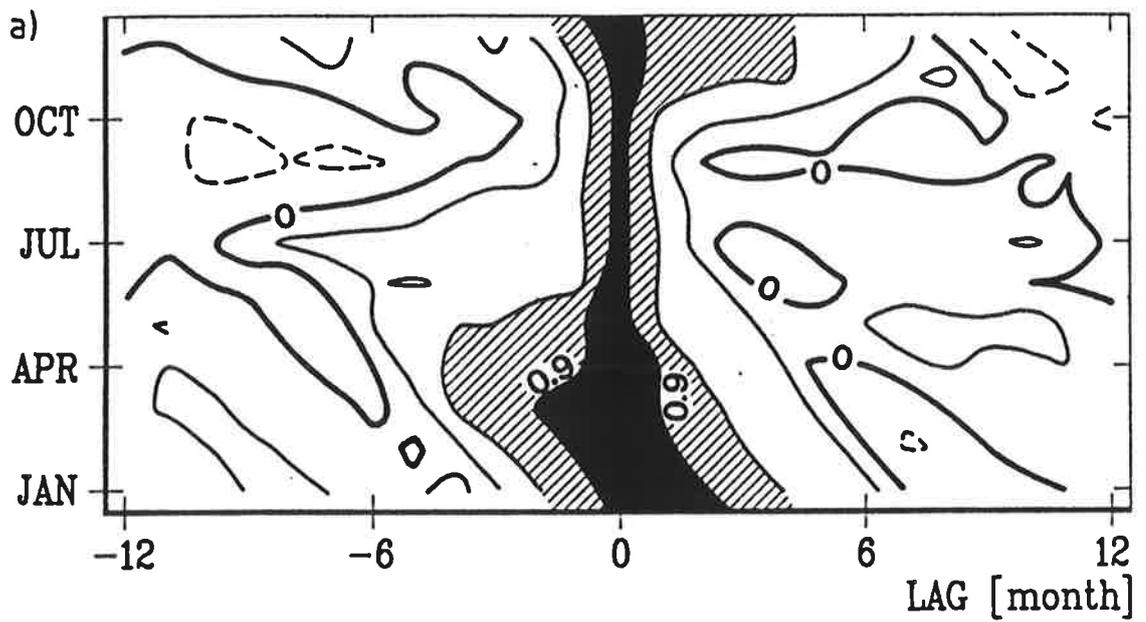
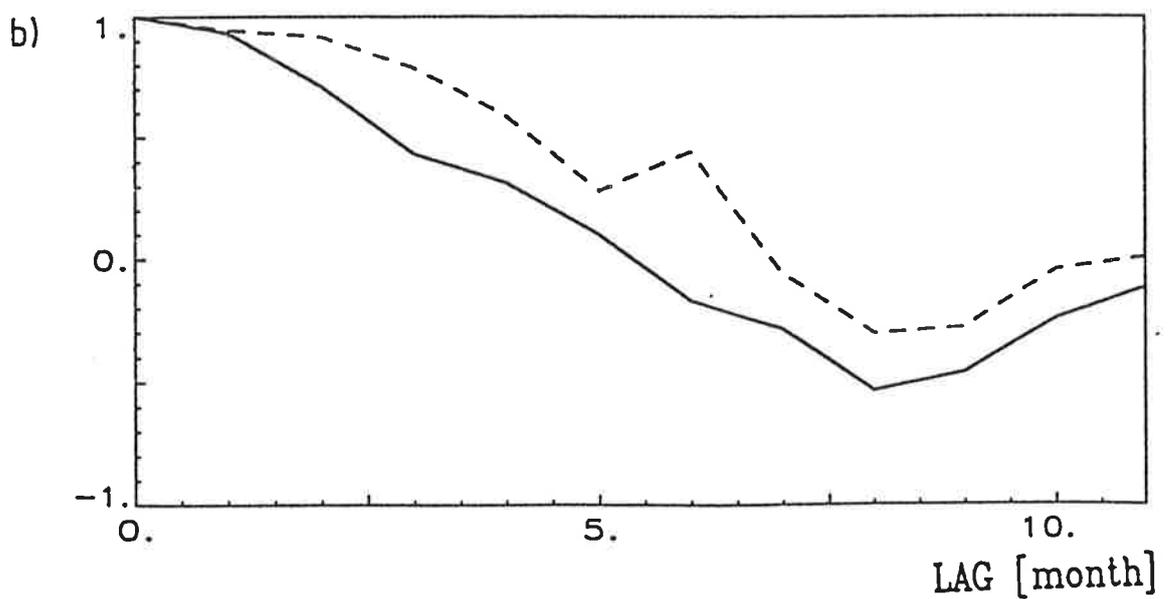
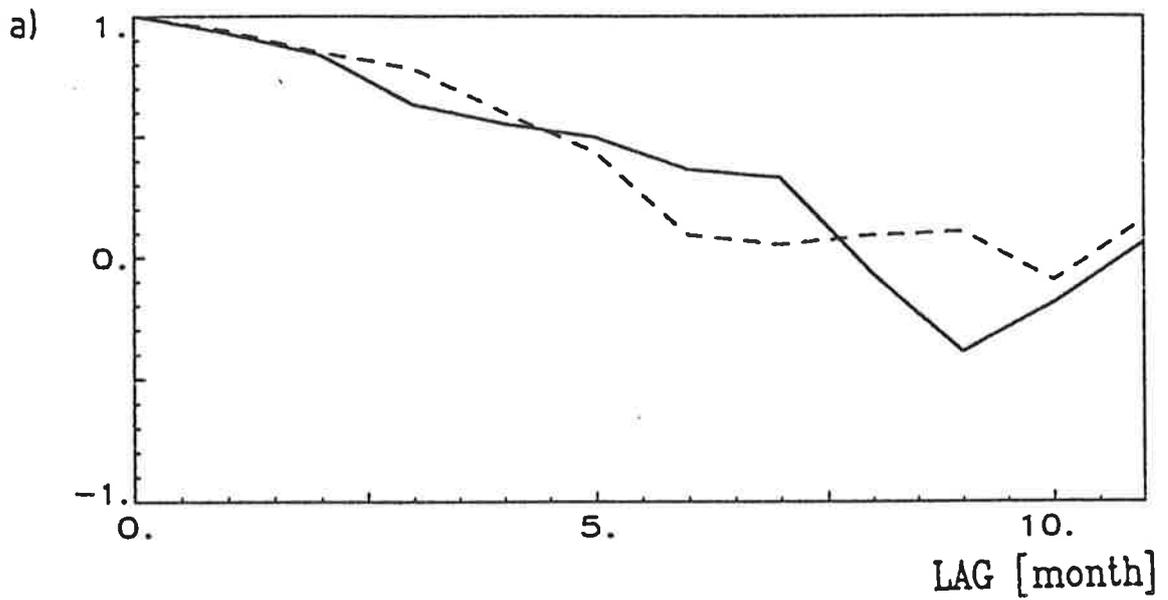


Abbildung 4.9:

Auto-Korrelationskoeffizienten der EOF-Zeitserie von beobachteten und simulierten SST-Anomalien für Januar in Abhängigkeit von positiven Zeitverschiebungen ( $k=0, \dots, 12$ ; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

- a. erste EOF
- b. zweite EOF



In der Simulation wird die Lebensdauer beider Muster weitgehend wiedergegeben, d.h. die hohe Persistenz im Winter und die verringerte Lebensdauer der SST-Anomalien im Sommer (Abb. 4.7 und 4.8). Die winterliche Abklingrate des Auto-Korrelationskoeffizienten bei dem ersten EOF-Muster ist in der Simulation gut reproduziert, bei dem zweiten Muster ist die Lebensdauer der Anomalien in der Simulation unterschätzt (Abb. 4.9a und b).

Nahe  $40^{\circ}\text{N}$  sind beobachtete und simulierte SST-Anomalien signifikant korreliert (Abb. 4.10a; hell gerastert: 0.50-0.75; dunkel gerastert: größer als 0.75). Die Signifikanzgrenzen der lokalen Korrelationskoeffizienten liegen für das 95%- (99%- bzw. 99,9%-) Niveau bei 0,31 (0,42 bzw. 0,54; siehe Kap. 3.2). Die sommerlichen Korrelationen sind deutlich schwächer (Abb. 4.10b). Die beobachtete Standardabweichung, speziell im Bereich nahe  $40^{\circ}\text{N}$  mit der dort vorhandenen hohen Variabilität, ist im Modell reproduziert (Abb. 4.11a: Standardabweichung größer als 0.5K ist gerastert; Abb. 4.11b: Verhältnis  $1 \pm 25\%$  ist gerastert).

## 4.2 TEMPERATURWIRKSAME PROZESSE

Im folgenden sollen die Wirkungen der einzelnen Prozesse, die die SST im Modell beeinflussen, untersucht und miteinander verglichen werden: Im verwendeten ozeanischen Zirkulationsmodell wird die SST durch advective Transporte und turbulente Mischungsprozesse im Ozean sowie durch den lokalen Wärmefluß  $q^{\text{TF}}$  geändert (Gl. 2.6). Der lokale Fluß  $q^{\text{TF}}$  beinhaltet den klimatologischen Wärmefluß  $Q_K$  und den anomalen Fluß  $Q_H^* = Q_{HS}^* + Q_{HL}^*$  (Gl. 2.9 und 2.10). Die Wirkung der anomalen advectiven Transporte im Ozean bzw. die Wirkung der turbulenten Mischungsprozesse im Ozean, bezogen auf die Deckschicht, werden mit  $Q_{\text{Adv}}^*$  bzw.  $Q_{\text{Tur}}^*$  bezeichnet.

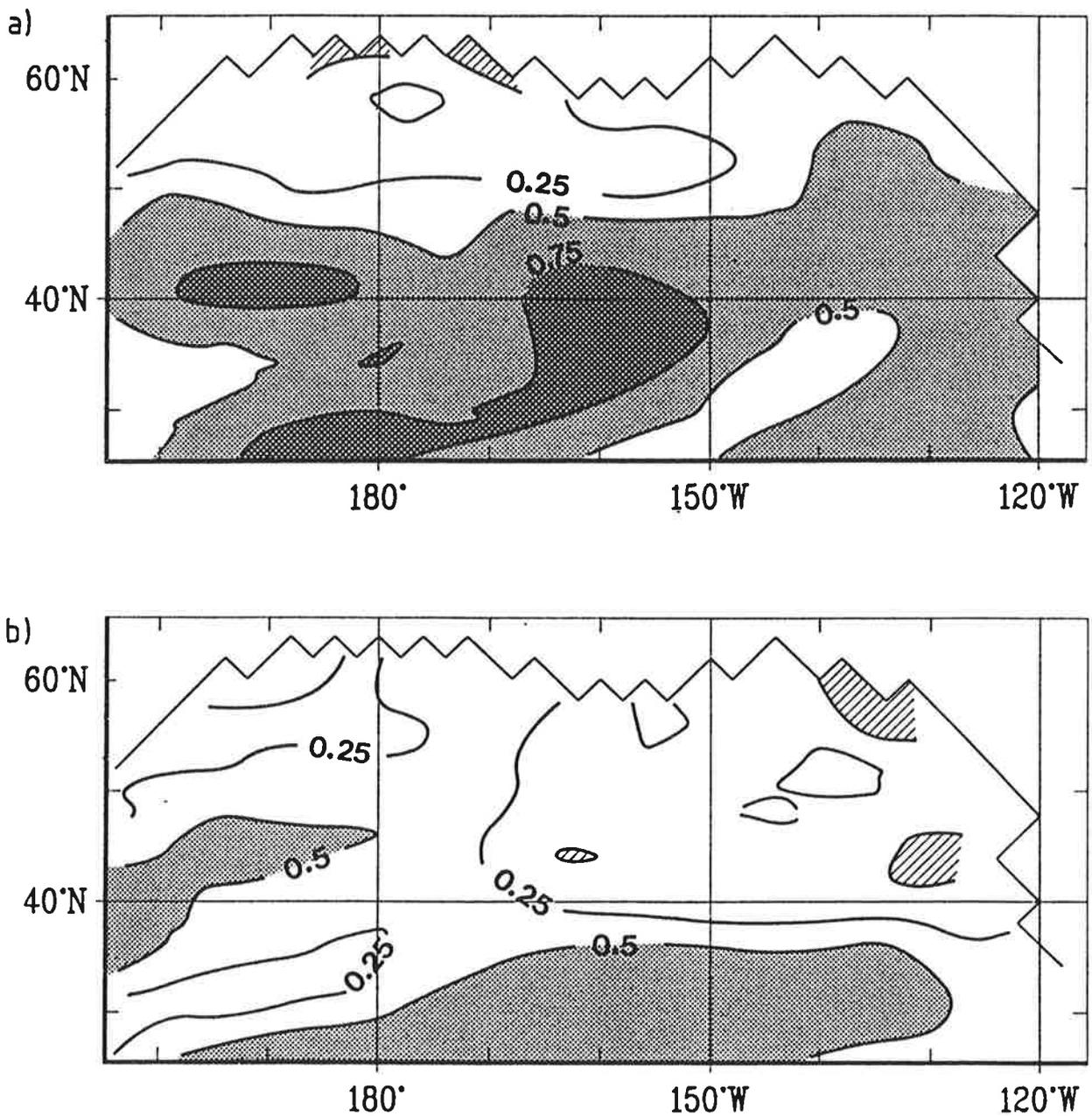
Anschaulich bedeutet eine Intensivierung des Aleuten-Tiefs

Abbildung 4.10:

Lokale Korrelationskoeffizienten zwischen beobachteter und simulierter SST (Basisexperiment; 30 Monate; Linienabstand: 0.25).

a. Januar

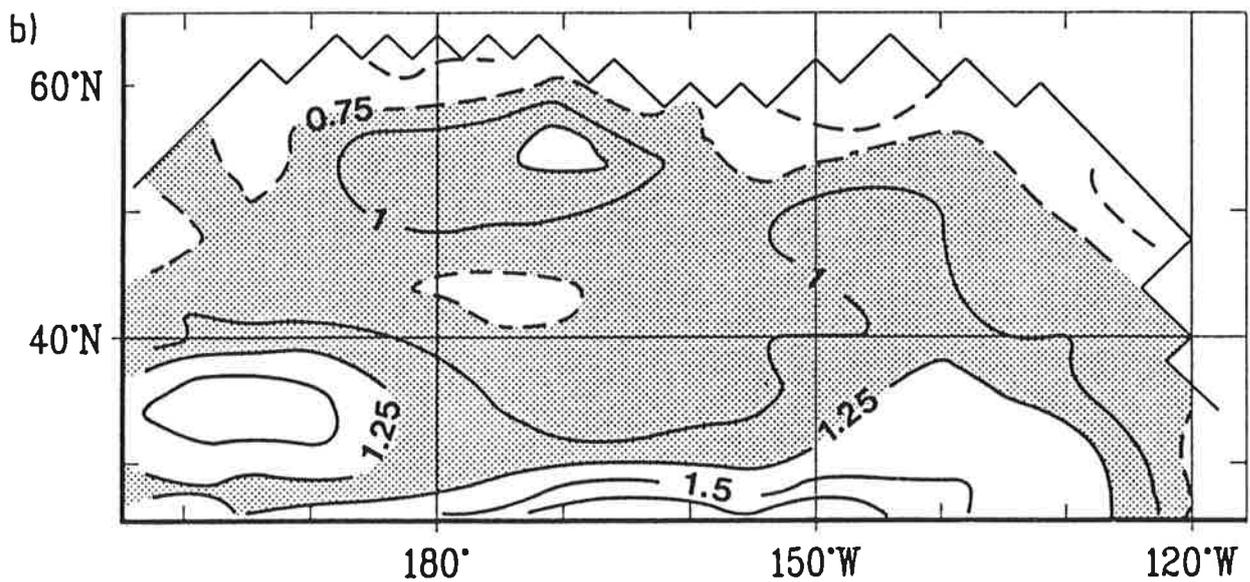
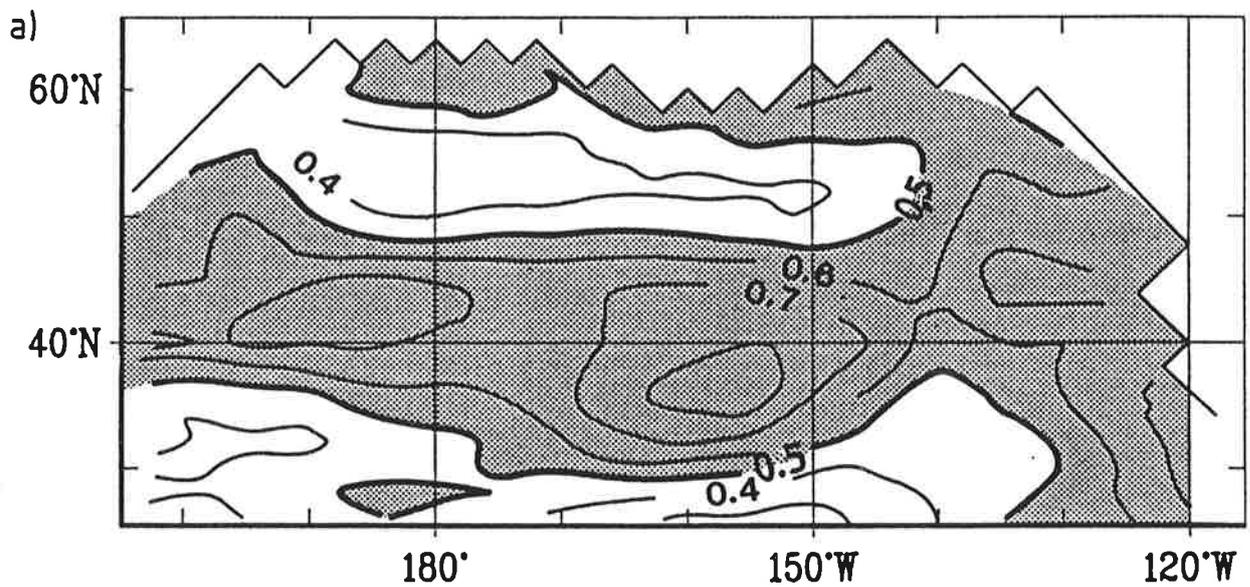
b. Juli



**Abbildung 4.11:**

Niederfrequente Variabilität der beobachteten und simulierten SST-Anomalien für Januar (Basisexperiment; 30 Monate; Einheit: K).

- a. Standardabweichung der beobachteten SST-Anomalie (Linienabstand: 0.1 K).
- b. Verhältnis der simulierten Standardabweichung zur beobachteten Standardabweichung (Linienabstand: 0.25).



im Winter (Abb. 3.1) eine verstärkte Kaltluftadvektion in den westlichen und zentralen Nordpazifik und eine stärkere Warmluftadvektion entlang der nordamerikanischen Westküste. Damit wird der winterliche Energiefluß aus dem Ozean in die Atmosphäre im westlichen Nordpazifik verstärkt und im östlichen Nordpazifik abgeschwächt ( $Q_H^* = Q_{HS}^* + Q_{HL}^*$ ). Gleichzeitig werden durch anomale horizontale Ekman-Transporte im Ozean aus dem Norden kaltes Wasser in den zentralen Teil des Analysegebietes transportiert und warmes Wasser entlang der nordamerikanischen Küste nach Norden geführt (horizontale Komponente von  $Q_{Adv}^*$ ). Ein zyklonales Windfeld erzeugt positive vertikale Geschwindigkeit, d.h. es wird Wasser von unten an die Oberfläche geführt (vertikale Komponente von  $Q_{Adv}^*$ ). Verstärkte Turbulenz führt zu einer Vertiefung der Deckschicht und kann somit auch die SST beeinflussen.

In Abb. 4.12 ist die auf die Deckschicht bezogene Standardabweichung von  $Q_H^*$  und  $Q_{Adv}^*$  für Januar dargestellt; die Variabilität der turbulenten Mischungsprozesse im Ozean ist deutlich kleiner (maximal  $5\text{W/m}^2$ ). Allerdings ist mit einer leichten Unterschätzung der Turbulenz aufgrund der recht groben Parametrisierung der Deckschicht-Dynamik zu rechnen (Kap. 4.2.2). Die Standardabweichung von  $Q_{Adv}^*$  liegt im Bereich des Kuroschio bei  $20\text{-}30\text{ W/m}^2$ ; hier ist  $Q_{Adv}^*$  fast vollständig durch die horizontalen Anteile beschrieben wird, wobei die Nord-Süd-Richtung dominiert. Der vertikale Transport bewirkt im Modell nur geringe Temperaturänderungen. Eine Ausnahme bildet das Küstengebiet ganz im Norden; hier können winderzeugte Auftriebsgebiete zu stärkeren SST-Anomalien führen. Die Standardabweichung von  $Q_H^*$  liegt maximal bei  $60\text{-}70\text{ W/m}^2$  (westlich der Datumslinie, nahe  $36^\circ\text{N}$ ).

**Abbildung 4.12:**

Standardabweichung der simulierten temperaturwirksamen  
Anteile für Januar (Basisexperiment; Einheit:  $W/m^2$ ).

- a. Summe aus sensiblen und latenten Wärmeflüssen.
- b. Advective Transporte im Ozean.

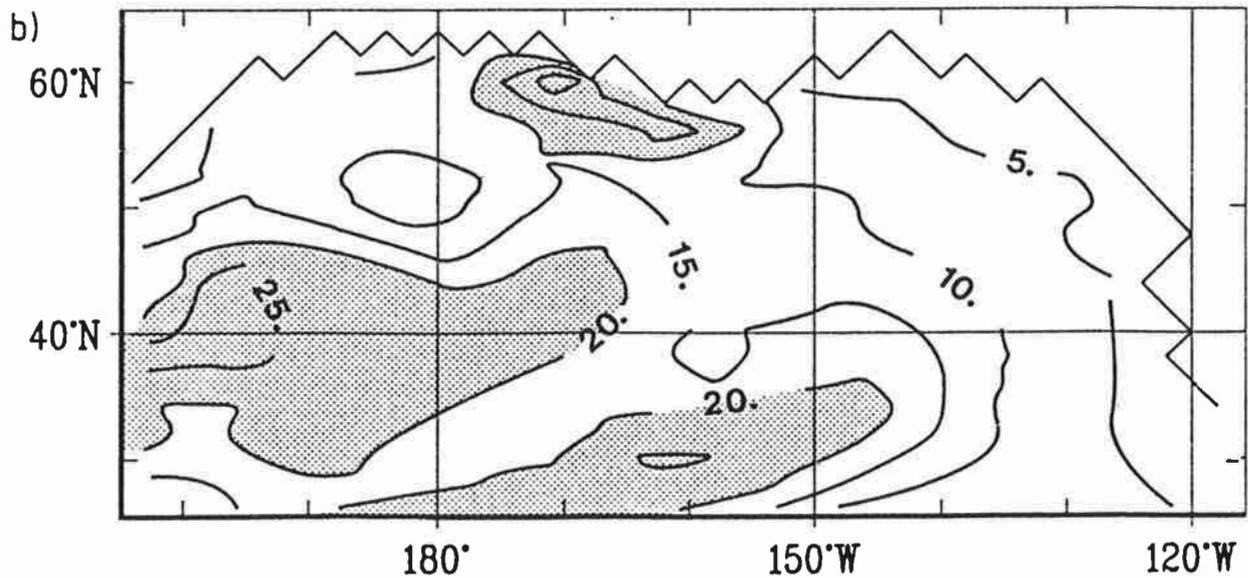
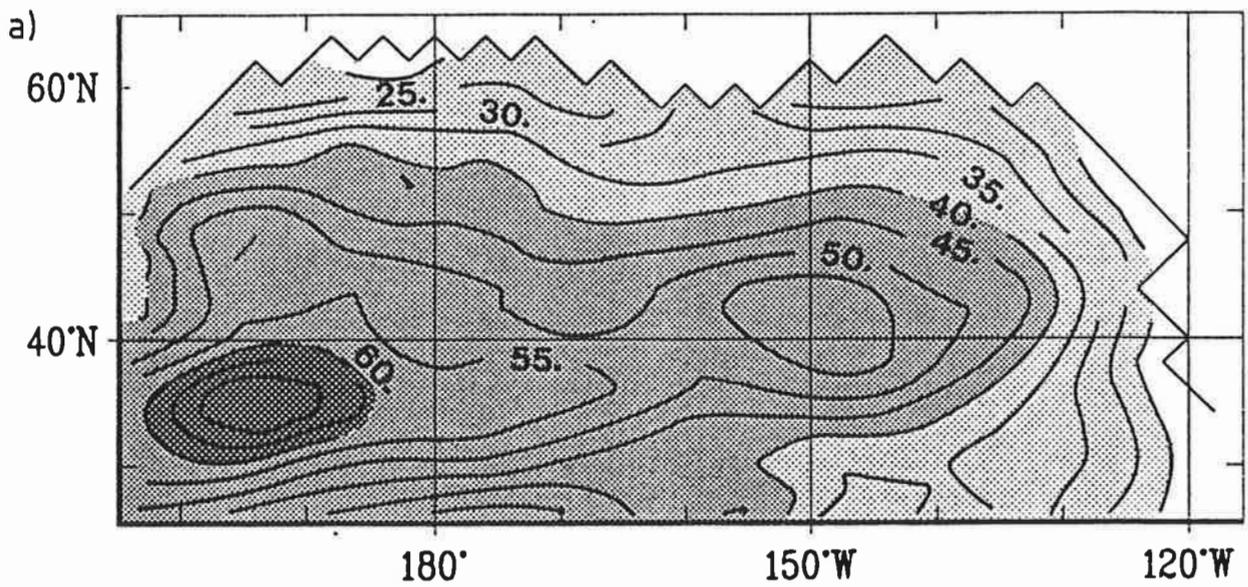


Abbildung 4.13:

Erste EOF der "beobachteten" und simulierten Wärmefluß-Anomalien für den Zeitraum 1950-1979 (360 Monate; Bandpaßfilter: 3-30 Monate; Einheit:  $W/m^2$ ).

a. beobachtete Werte (COADS), erklärte Varianz: 20%

b. simulierte Temperaturen (Basisexperiment) und beobachtete Winde (COADS), erklärte Varianz: 26%

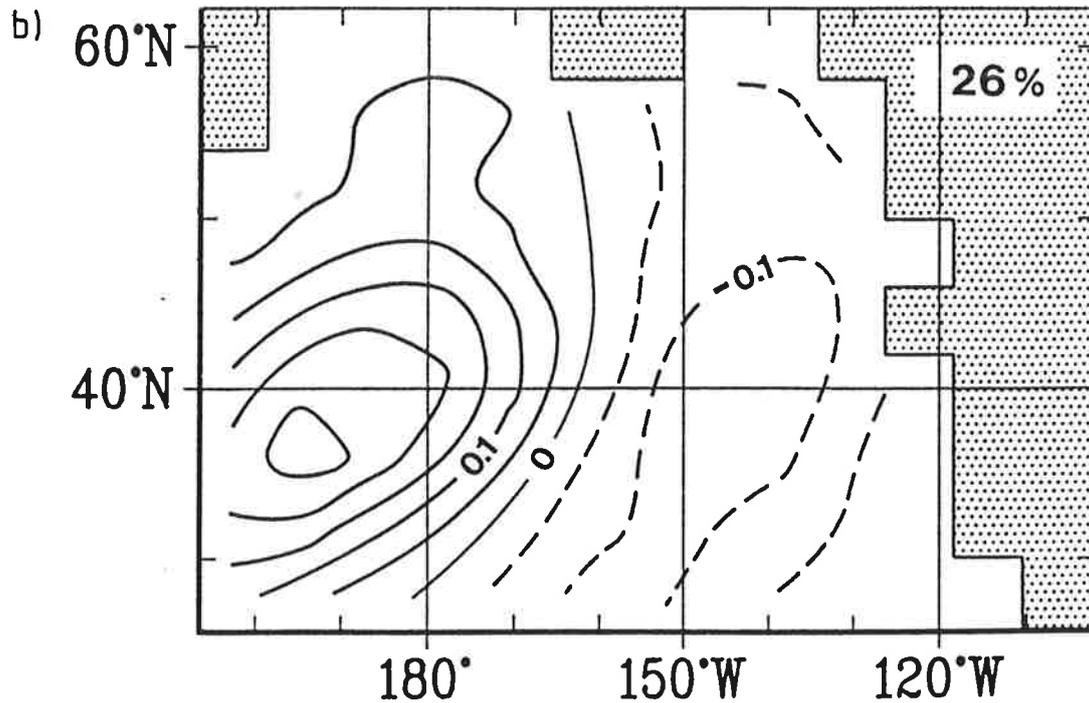
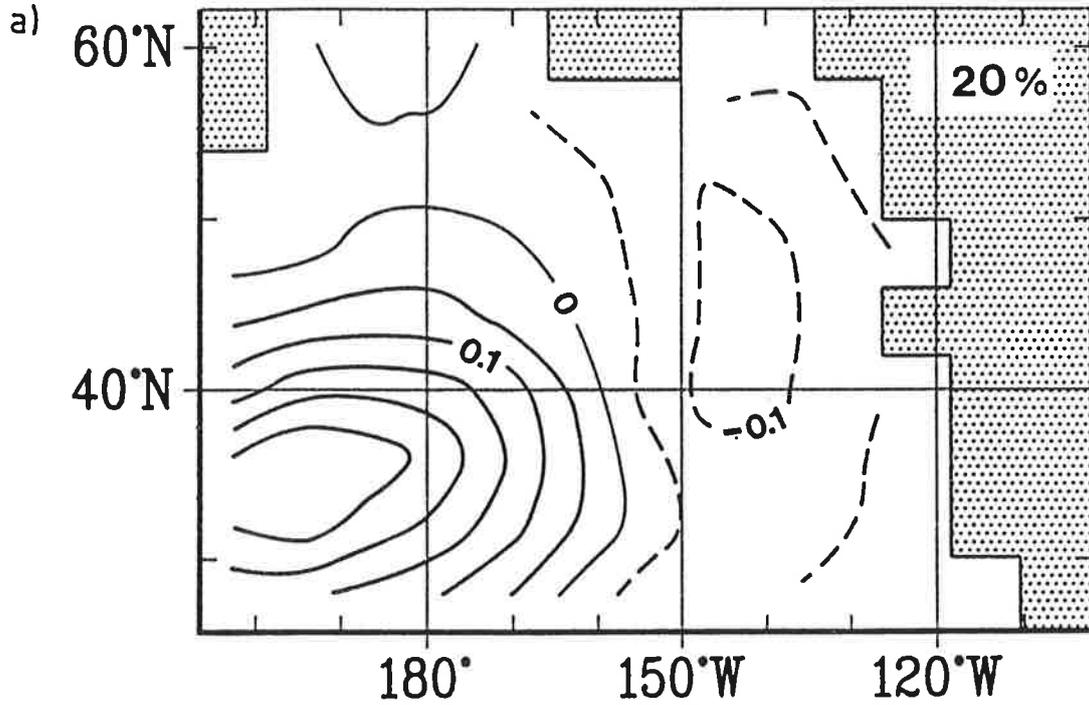


Abbildung 4.14:

Zweite EOF der "beobachteten" und simulierten Wärmefluß-Anomalien für den Zeitraum 1950-1979 (360 Monate; Bandpaßfilter: 3-30 Monate; Einheit:  $W/m^2$ ).

a. beobachtete Werte (COADS), erklärte Varianz: 12%

b. simulierte Temperaturen (Basisexperiment) und beobachtete Winde (COADS), erklärte Varianz: 18%

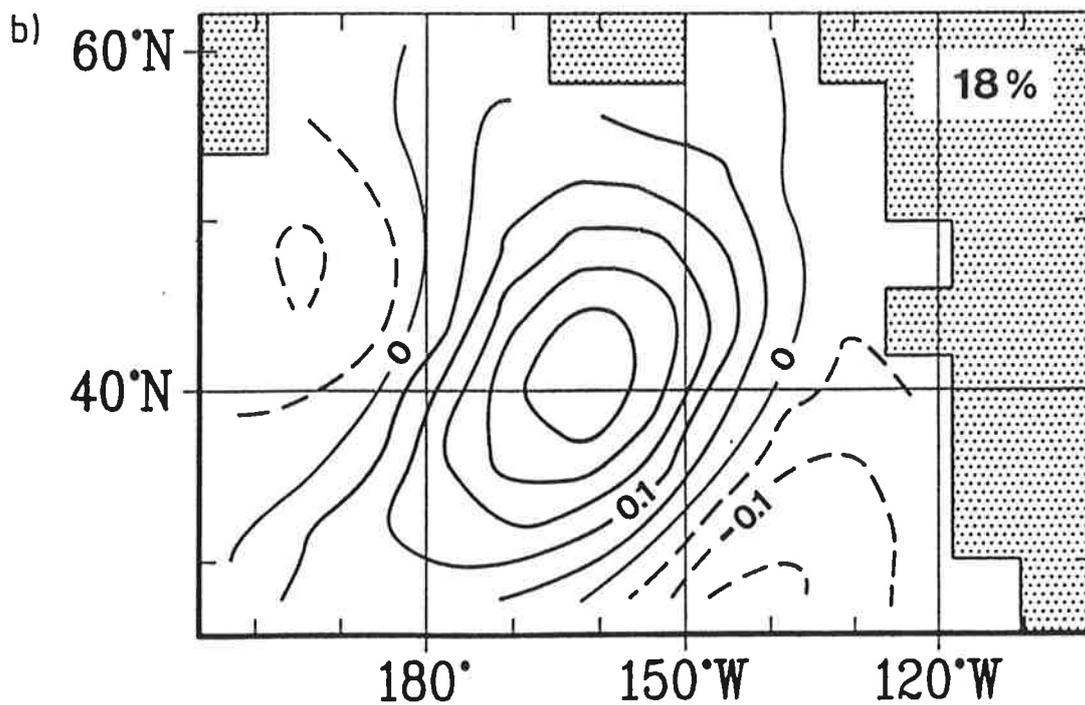
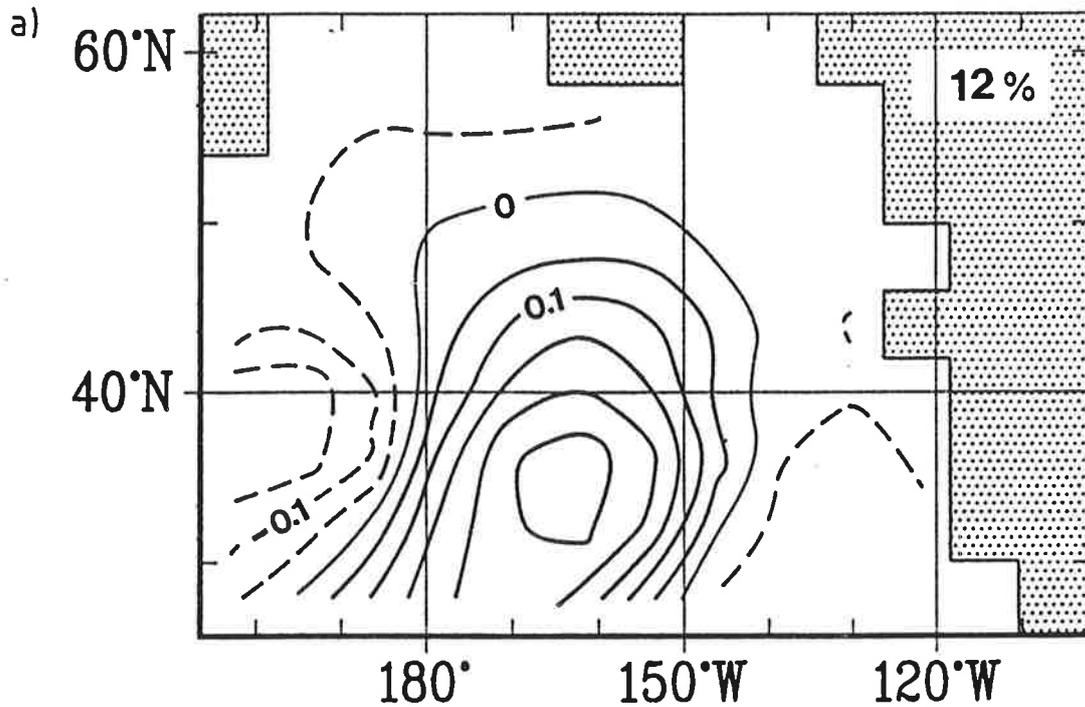


Abbildung 4.15:

Zeitserien der ersten EOF von "beobachteten" und simulierten Wärmefluß-Anomalien (Skalarprodukt von EOF und ungefilterten Daten; vgl. Abb. 4.13; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

a. 1950-1959; Korrelationskoeffizient: 0.8

b. 1960-1969; Korrelationskoeffizient: 0.7

c. 1970-1979; Korrelationskoeffizient: 0.8

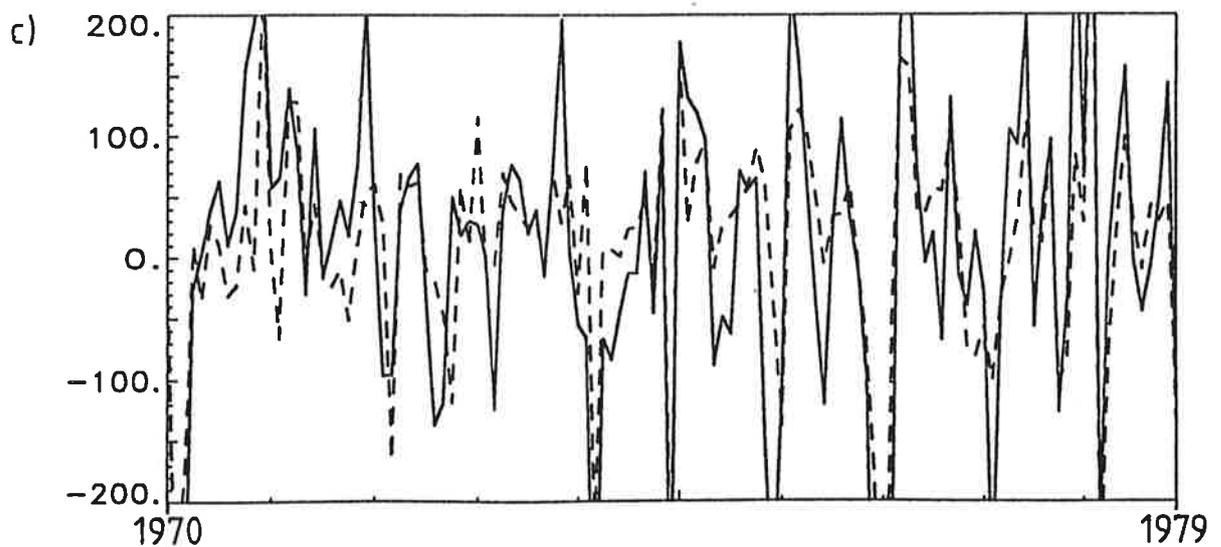
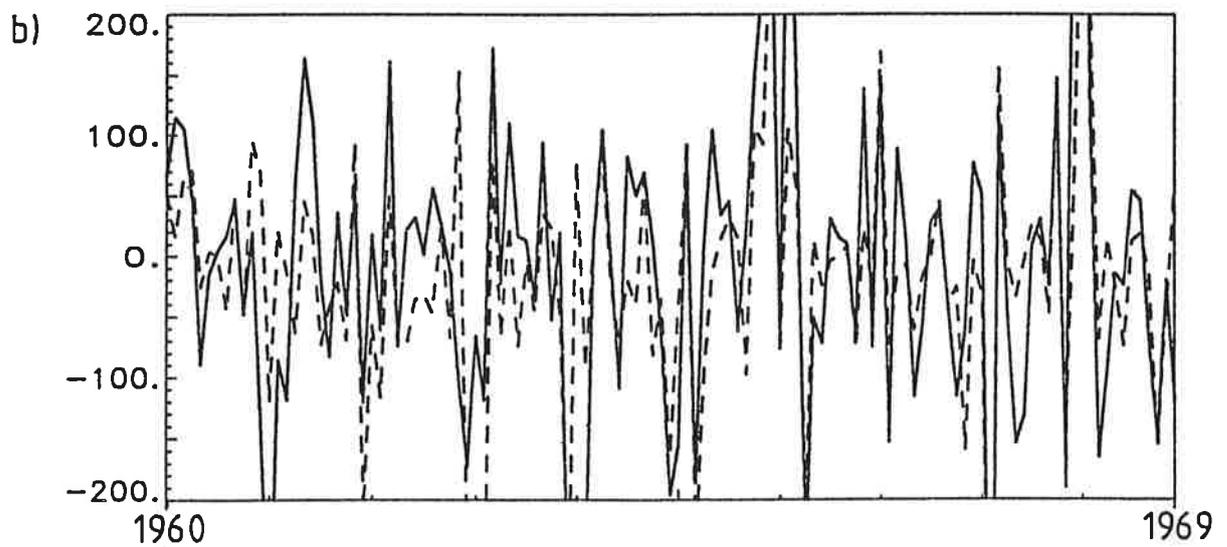
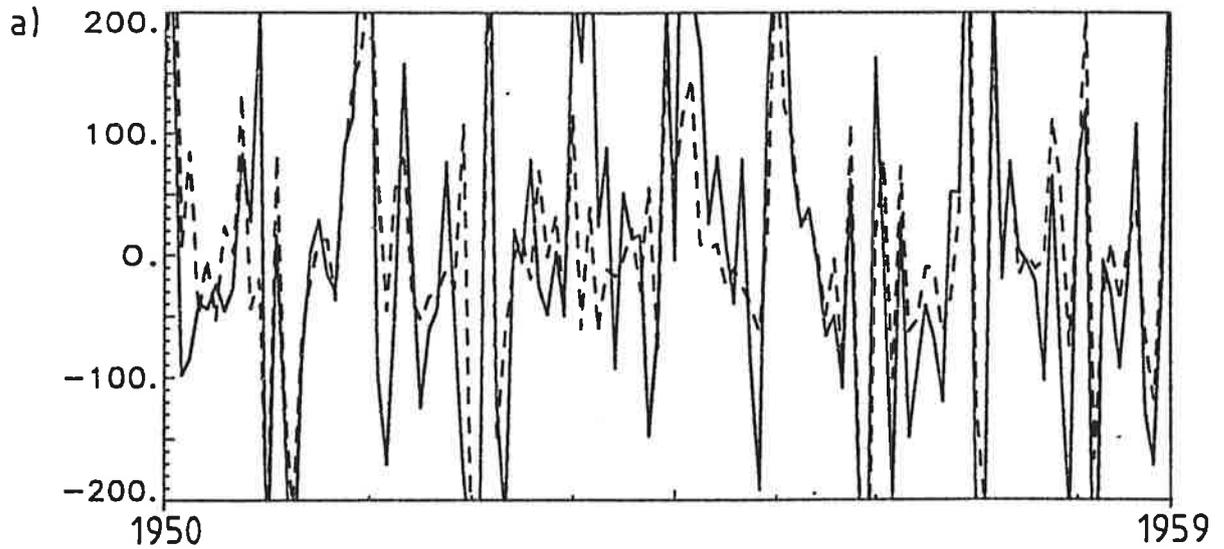


Abbildung 4.16:

Zeitreihen der zweiten EOF von "beobachteten" und simulierten Wärmefluß-Anomalien (Skalarprodukt von EOF und ungefilterten Daten; vgl. Abb. 4.14; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

a. 1950-1959; Korrelationskoeffizient: 0.7

b. 1960-1969; Korrelationskoeffizient: 0.7

c. 1970-1979; Korrelationskoeffizient: 0.6

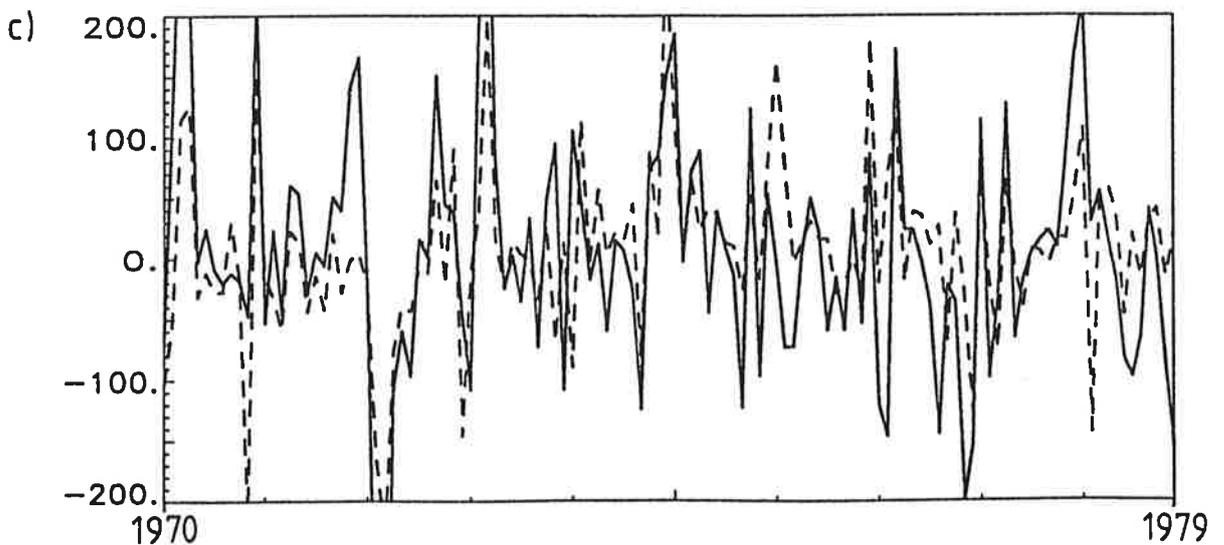
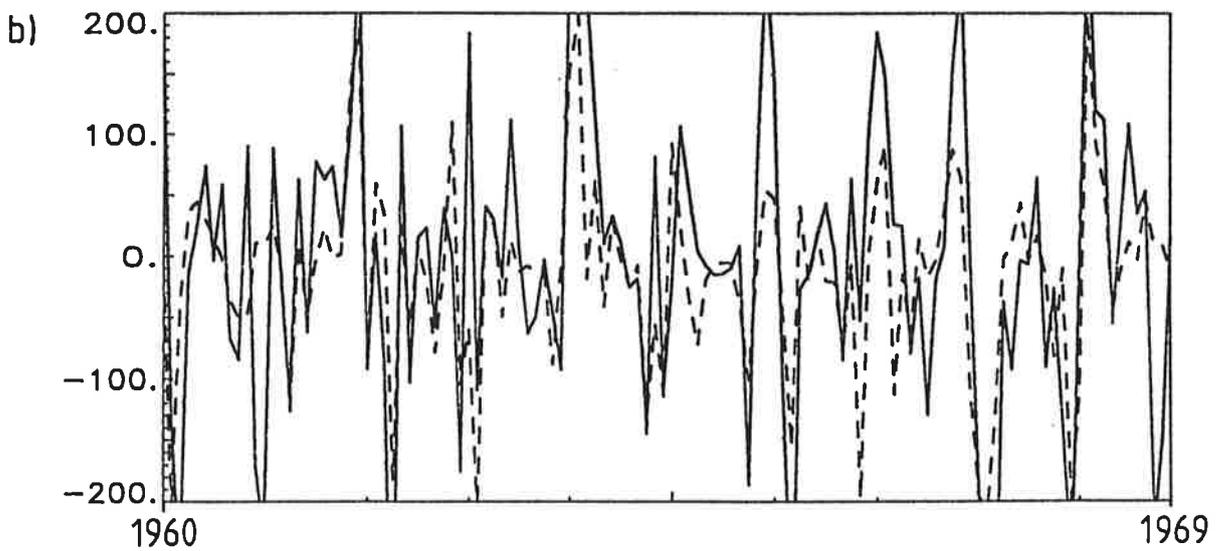
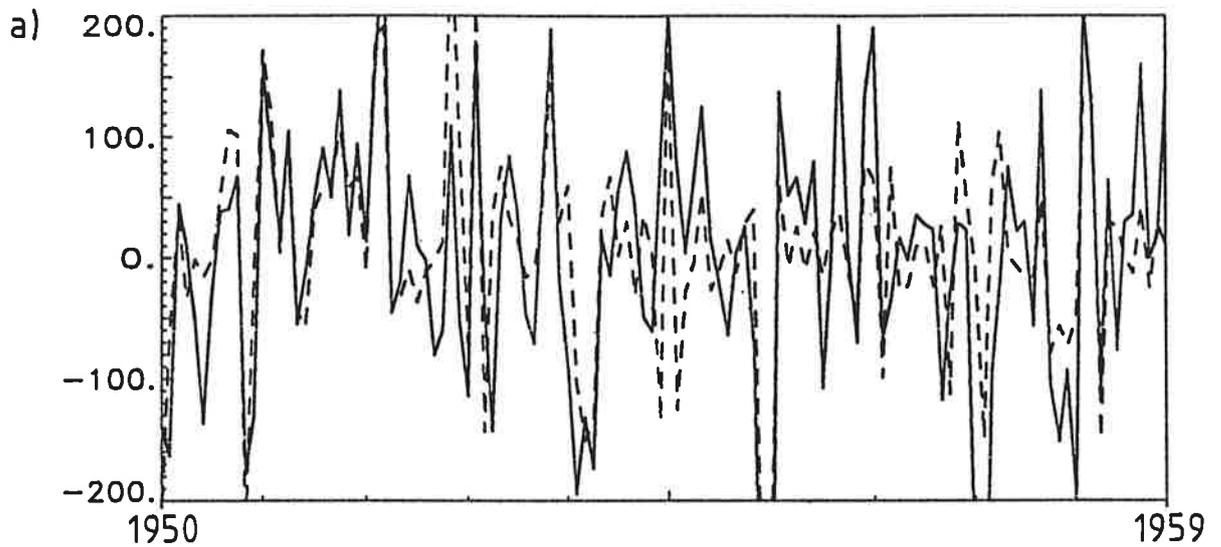
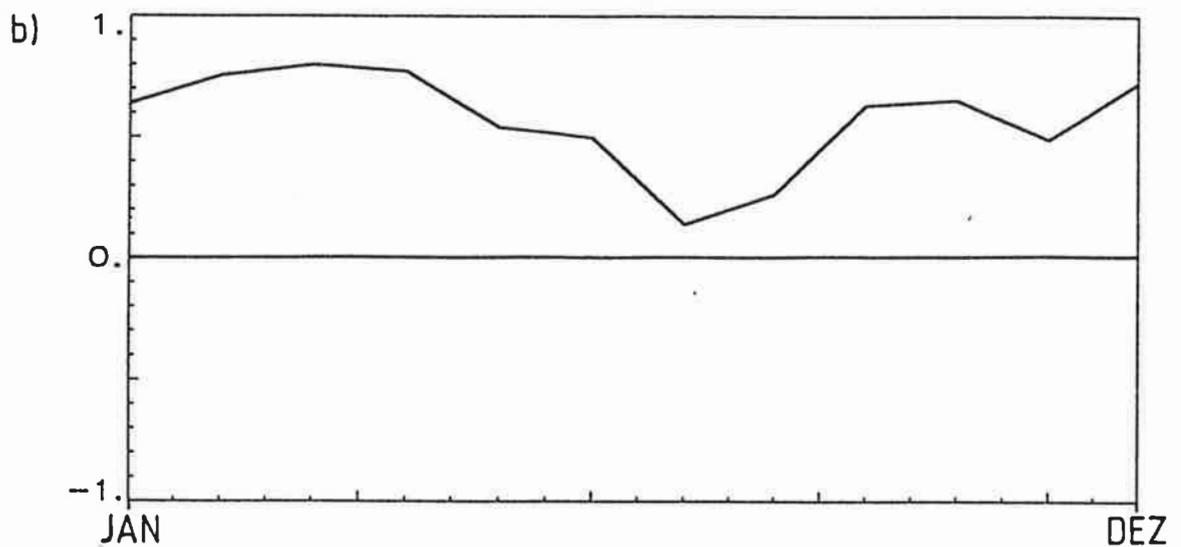
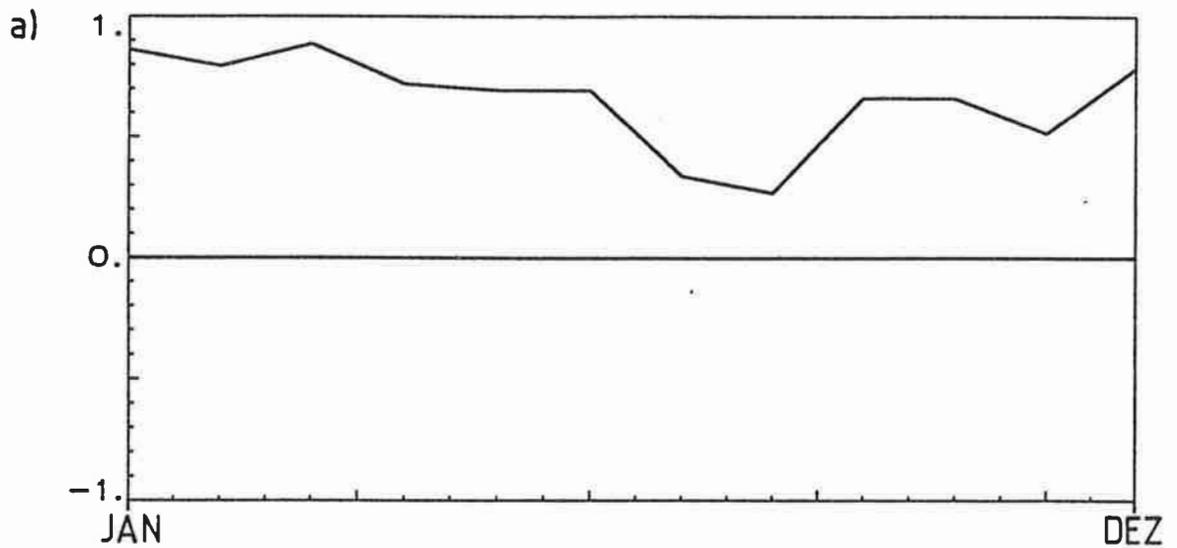


Abbildung 4.17:

Korrelationskoeffizienten zwischen den EOF-Zeitserien von "beobachteten" und simulierten Wärmefluß-Anomalien in Abhängigkeit von der Jahreszeit (Januar bis Dezember).

- a. erste EOF
- b. zweite EOF



**Abbildung 4.18:**

Standardabweichungen der EOF-Zeitserien von "beobachteten" und simulierten Wärmefluß-Anomalien in Abhängigkeit von der Jahreszeit (Januar bis Dezember; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

a. erste EOF

b. zweite EOF

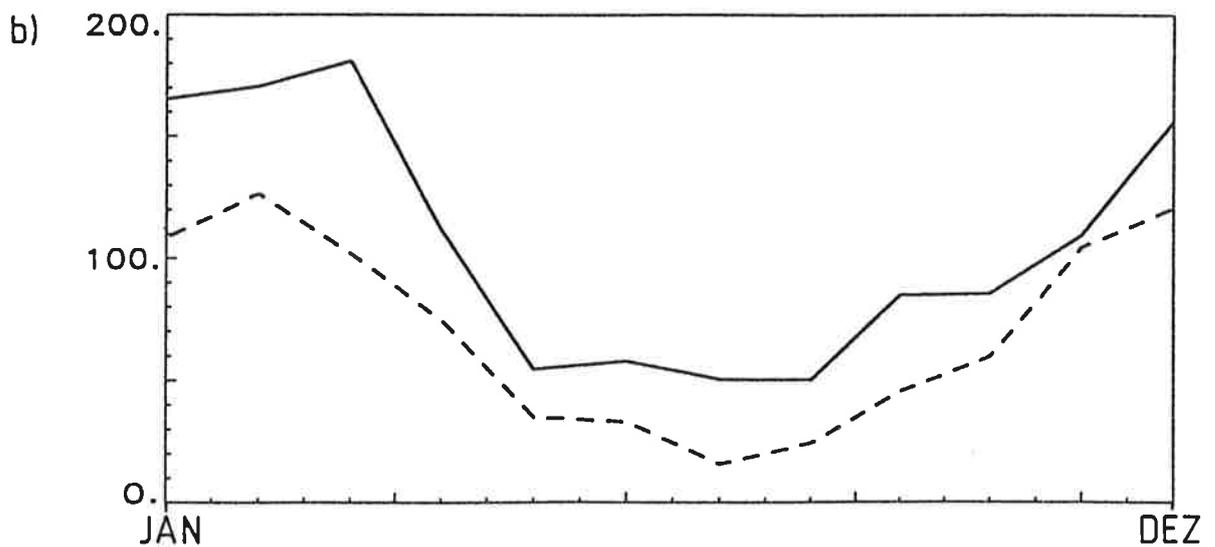
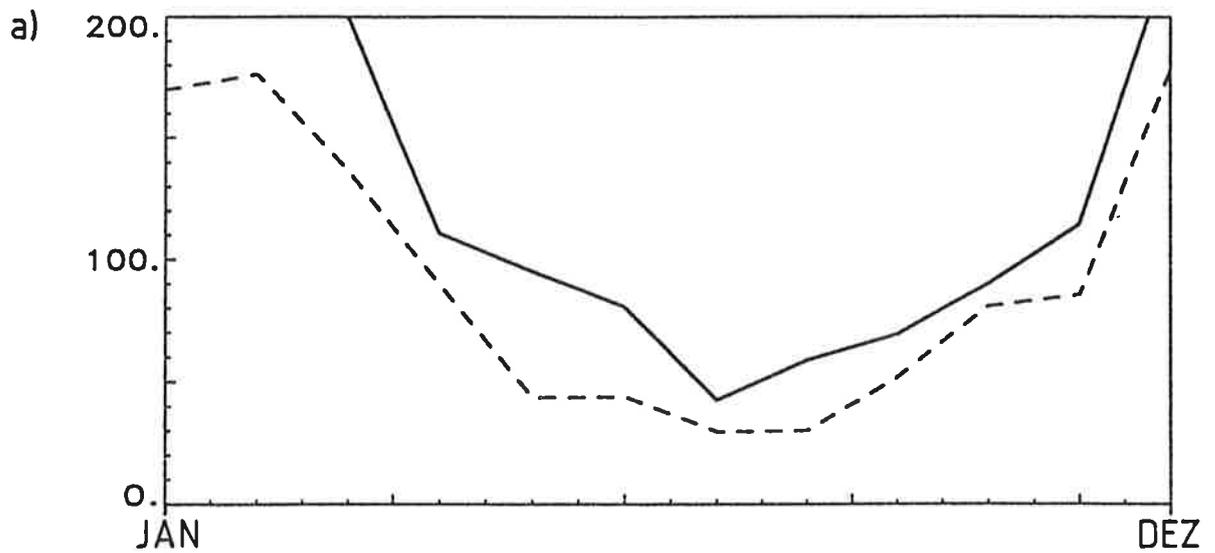
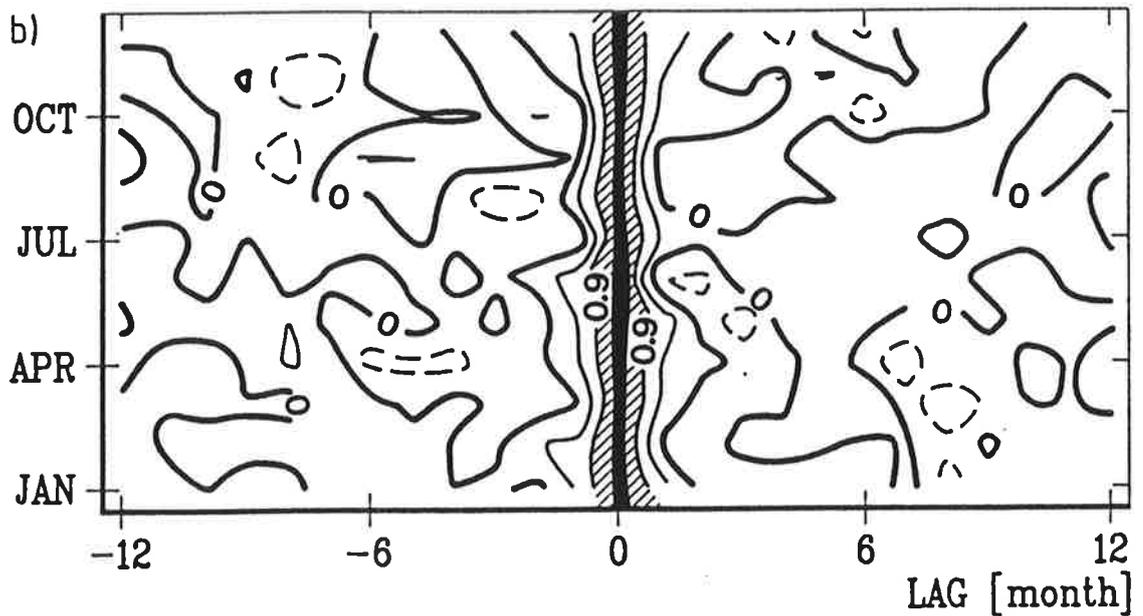
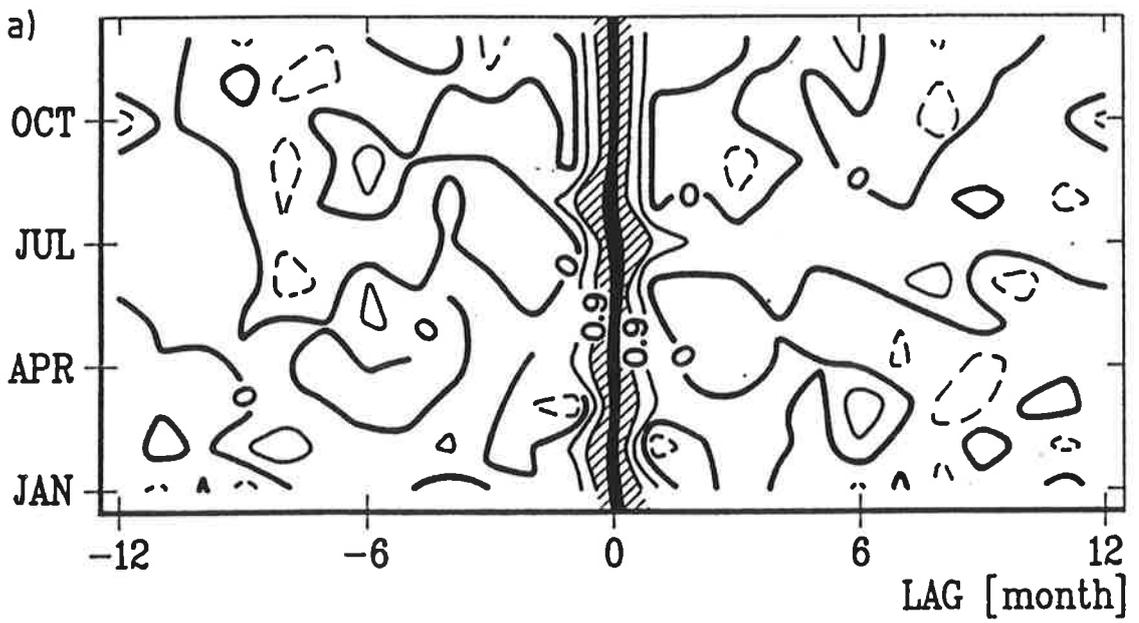


Abbildung 4.19:

Auto-Korrelationskoeffizienten der ersten EOF-Zeitserie von "beobachteten" und simulierten Wärmefluß-Anomalien in Abhängigkeit von Zeitverschiebung ( $k=-12, \dots, 0, \dots, 12$  Monate) und Jahreszeit (Januar bis Dezember; siehe Abb. 4.13).

- a. Beobachtung (COADS)
- b. Simulation (Basisexperiment)



### 4.3 TURBULENTER WÄRMEAUSTAUSCH MIT DER ATMOSPHERE

Im folgenden sollen die Werte des turbulenten latenten und sensiblen Wärmeaustausches ( $Q_H^*$ , Basisexperiment) mit den Flüssen verglichen werden, die über die beobachteten Temperaturwerte berechnet wurden. Anschließend soll die über den turbulenten Wärmeaustausch stattfindende Wirkung auf die SST genauer diskutiert werden.

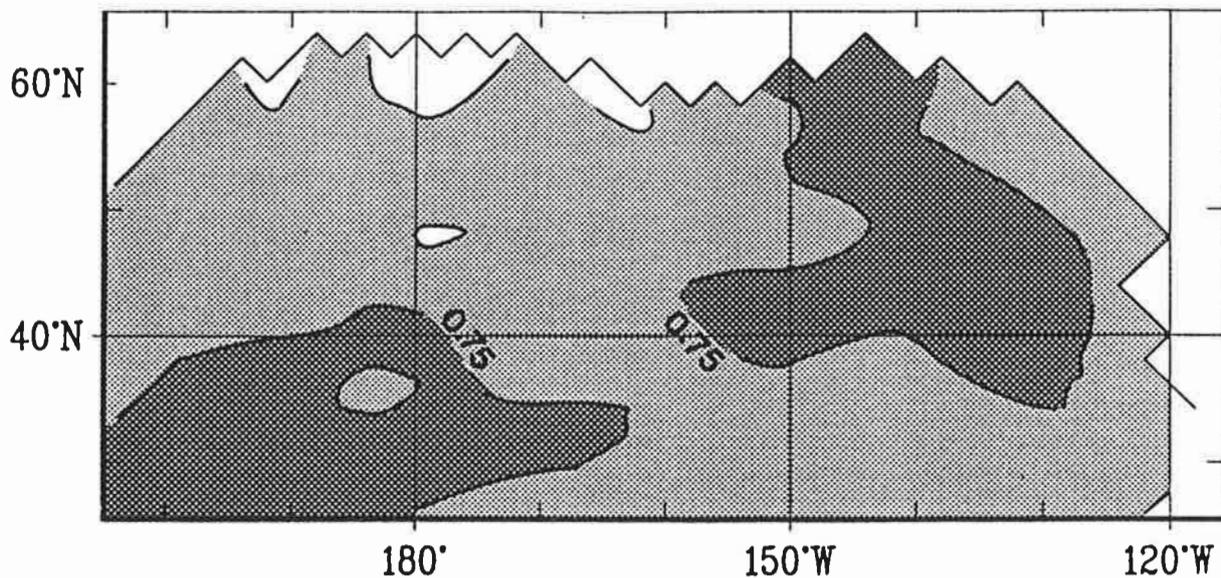
Es zeigen sich in der Beobachtung und in der Simulation großräumige EOF-Muster, die zusammen 32% bzw. 44% der gesamten Varianz beschreiben (Abb. 4.13 und Abb. 4.14). Die wesentliche Struktur der ersten beiden beobachteten EOFs ist in der Simulation wiedergegeben. Auch das zeitliche Verhalten der EOF's ist in der Simulation gut reproduziert (Abb. 3.15 und 3.16). Die Übereinstimmungen der beobachteten und simulierten EOF-Zeitreihen sind erwartungsgemäß im Winter höher als im Sommer (Abb. 4.17). Die Standardabweichung der Wärme Flüsse zeigt einen deutlichen Jahresgang, mit einem Maximum im Winter und einem Minimum im Sommer, der in der Simulation gut reproduziert wird (Abb. 4.18). Die Standardabweichung selbst ist in der Simulation überschätzt (um ein Drittel). Die Lebensdauer der Anomalien ist sehr kurz (Abb. 4.19, vgl. Abb. 4.7 und 4.8).

Werden die lokalen Eigenschaften der winterlichen SST-Anomalien (ungefilterte Daten) betrachtet, so zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen den beobachteten und simulierten Werten. Der Korrelationskoeffizient ist nahezu im gesamtem Analysegebiet signifikant korreliert (Abb. 4.20; hell gerastert: 0.50-0.75; dunkel gerastert: größer 0.75). Die Standardabweichung wird in der Simulation überschätzt (etwa um 25-50%; Abb. 4.21: Verhältnis  $1 \pm 25\%$  ist gerastert).

Wie in Kap. 4.2 dargelegt wurde ist der turbulente Wärmeaustausch die wesentliche Ursache der beobachteten großräumigen SST-Anomalien. In Kap. 3.3 zeigte sich, daß die

**Abbildung 4.20:**

Lokale Korrelationskoeffizienten der turbulenten Wärmeflüsse im Januar berechnet aus beobachteten und simulierten Temperaturen (Basisexperiment; 30 Monate; Linienabstand: 0.25).



ersten EOF des Windes hoch mit der erste EOF der Lufttemperatur korreliert ist bzw. die dritte EOF des Windes mit der zweite EOF der Lufttemperatur. Hierbei wurden die Ergebnisse von Experiment AII (ohne Wärmeaustausch mit dem Ozean) verwendet. Werden die EOF-Zeitserien der ersten und zweiten EOF der Lufttemperatur mit den entsprechenden EOF-Zeitserien der SST korreliert, so ergeben sich wiederum hohe Korrelationskoeffizienten (0.6-0.7; Abb. 4.22; gestrichelte Linie: Atmosphäre führt; durchgezogene Linie: SST führt). Die Persistenz der Muster hat deutlich zugenommen, die höchsten Korrelationen ergeben sich, wenn die Lufttemperatur um etwa einem Monat führt.

#### 4.4 ZUSAMMENFASSUNG

Im Basisexperiment wurde das ozeanische Zirkulationsmodell

**Abbildung 4.21:**

Niederfrequente Variabilität der Wärmeflüsse berechnet aus beobachteten und simulierten Temperaturen für Januar (Basisexperiment; 30 Monate; Einheit:  $\text{W/m}^2$ ).

- a. Standardabweichung der beobachteten Anomalien (Linienabstand:  $5 \text{ W/m}^2$ ).
- b. Verhältnis der simulierten zur beobachteten Standardabweichung (Linienabstand: 0.25).

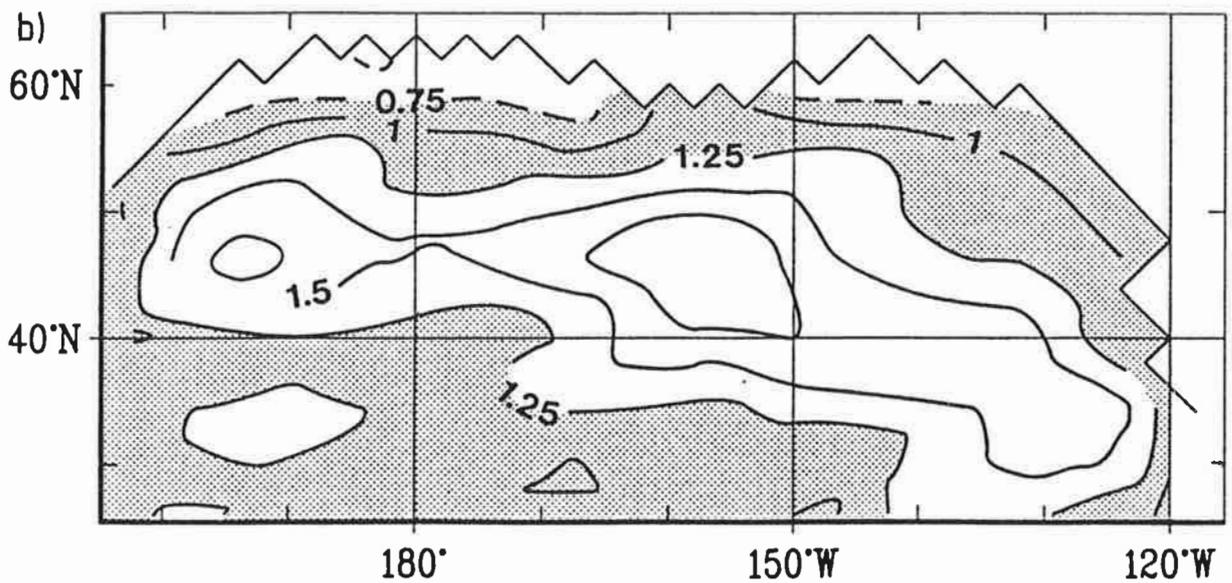
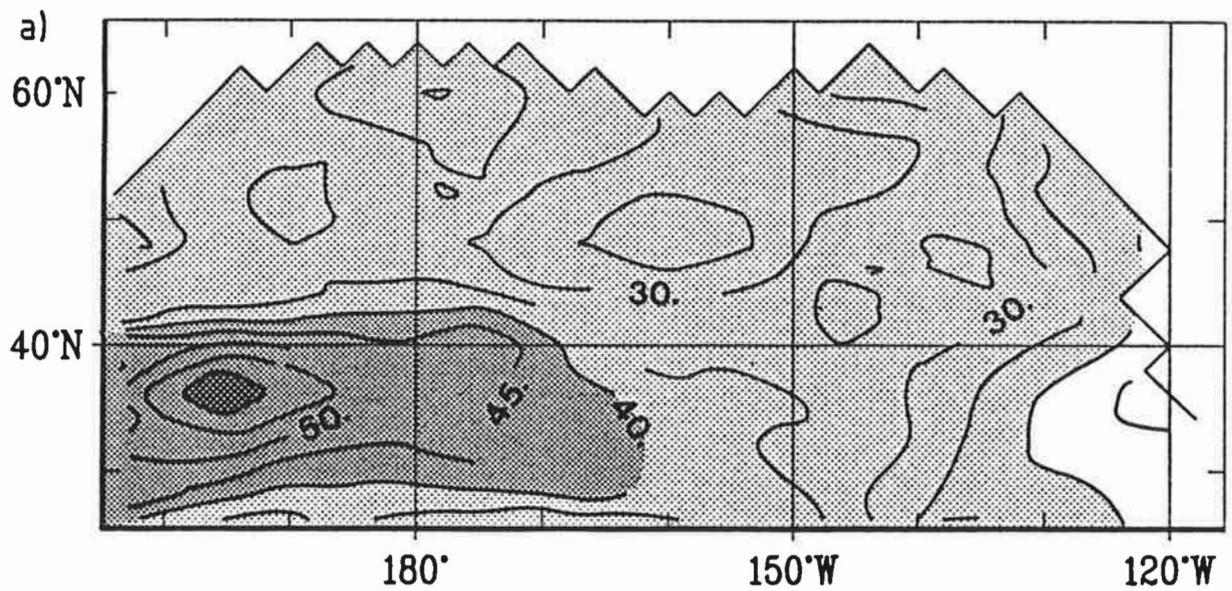
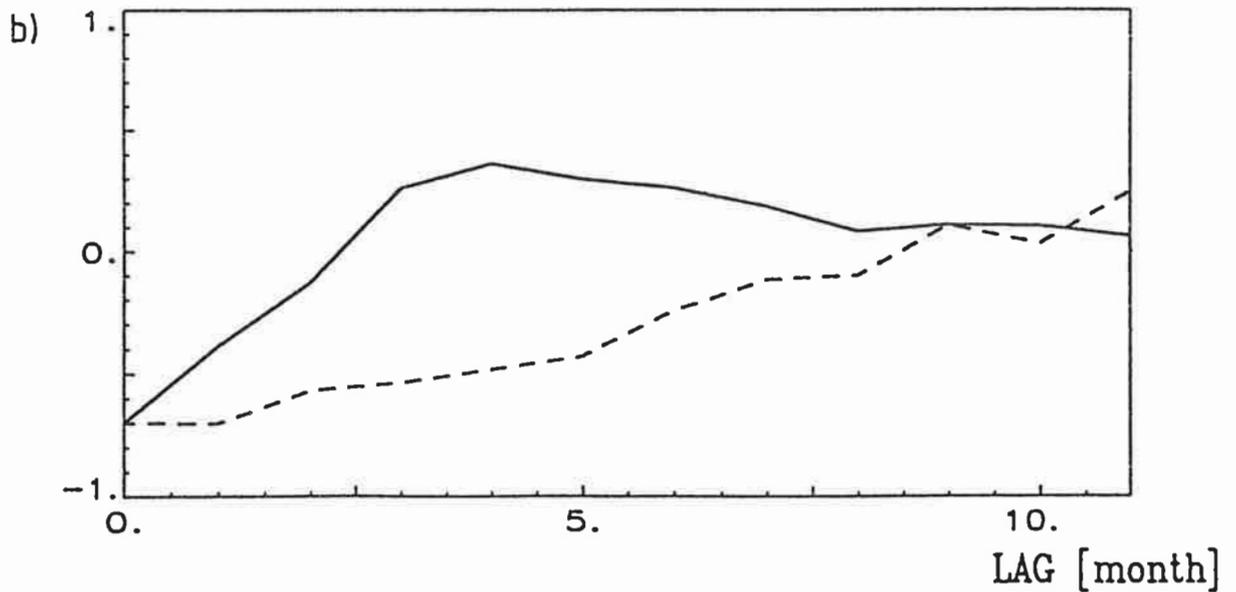
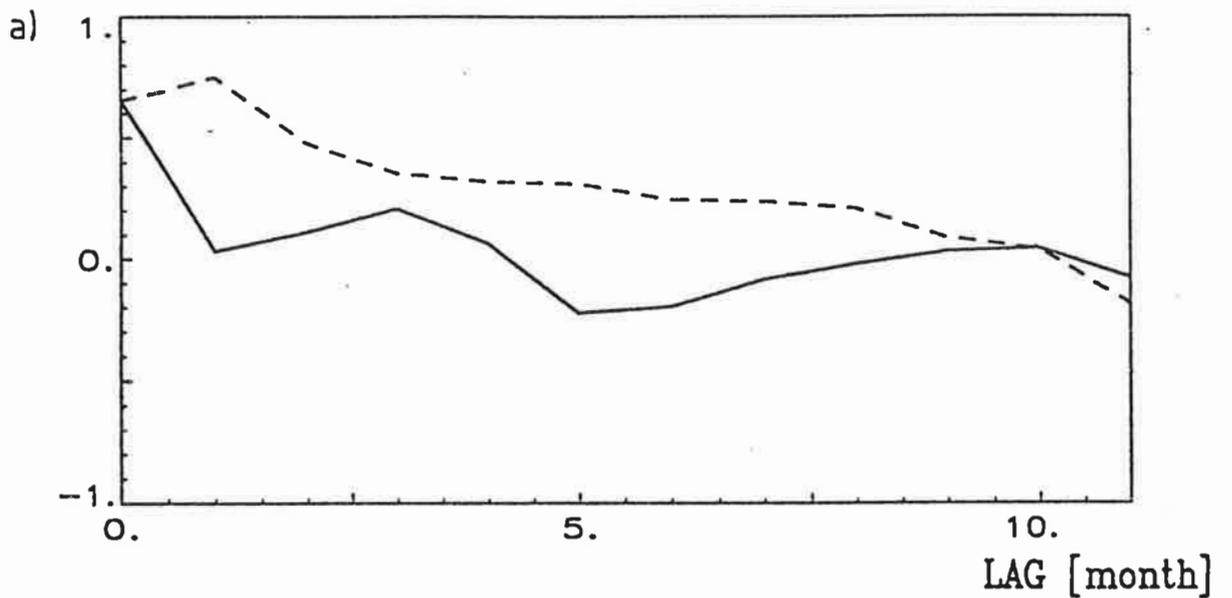


Abbildung 4.22:

Kreuz-Korrelationskoeffizienten der EOF-Zeitserien von simulierten Lufttemperatur-Anomalien (AII, rein advektive Transporte) und simulierten SST-Anomalien (Basisexperiment) für Oktober (gestrichelte Linie: atmosphärisches Feld führt um  $k$  Monate; durchgezogene Linie: ozeanisches Feld führt um  $k$  Monate;  $k=0, \dots, 11$ ).

- a. erste EOF-Zeitserie von Lufttemperatur- und SST-Anomalien.
- b. zweite EOF-Zeitserie von Lufttemperatur- und SST-Anomalien.



mit turbulenten Impuls- und Wärmeflüssen angetrieben. Die Wärmeflüsse wurden mit Hilfe des advektiven Modells der Lufttemperatur parametrisiert.

Das Basisexperiment zeigt, daß es möglich ist, die beobachteten winterlichen SST-Anomalien im Nordpazifik als Folge von atmosphärischen Zirkulationsanomalien mit dem gekoppelten Modell zu reproduzieren. Die großräumigen EOF-Muster der niederfrequenten Variabilität werden in der Simulation wiedergegeben. Sie beschreiben eine charakteristische Länge von ca. 2500-6000km. Die Muster sind nahezu identisch mit den für die Lufttemperatur gefundenen EOFs. Die zugehörigen simulierten und beobachteten Zeitserien sind hoch korreliert. Die lange Lebensdauer der winterlichen Anomalien (etwa vier bis sechs Monate) und die deutlich kürzeren Zeiten im Sommer werden in der Simulation wiedergegeben. Auch lokal zeigen sich gute Übereinstimmungen zwischen beobachteten und simulierten winterlichen SST Werten im Nordpazifik. Die lokalen Korrelationskoeffizienten sind über große Bereiche des Analysegebietes signifikant korreliert ( $> 0.5$ ). Die hohe Variabilität nahe  $40^{\circ}\text{N}$  wird im Modell reproduziert.

Analog zu den Ergebnissen von Reynolds (1978), Frankignoul und Hasselmann (1977), Frankignoul und Reynolds (1983) zeigt sich, daß die Variabilität der simulierten SST wesentlich vom anomalen turbulenten Wärmeaustausch mit der Atmosphäre abhängt. Eine Ausnahme bilden Regionen starker ozeanischer Aktivität wie das Gebiet des Kuroschio. Die Standardabweichung des latenten und fühlbaren Wärmeflusses liegt bei etwa  $60\text{-}70 \text{ W/m}^2$ ; die Wirkung der advektiven Transporte im Ozean bei etwa  $20\text{-}30 \text{ W/m}^2$ . Der Einfluß turbulenter ozeanischer Mischungsprozesse auf die winterliche SST-Änderung ist demgegenüber vernachlässigbar.

Die ersten drei EOF-Muster des anomalen Windfeldes sind großräumig und beschreiben mehr als 50% der gesamten

Varianz. Durch Kalt- bzw. Warmluftadvektion werden großräumige Lufttemperatur-Anomalien hervorgerufen, die durch den latenten und sensiblen Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre direkt mit der SST gekoppelt sind. Die räumliche Verteilung ist somit winderzeugt.

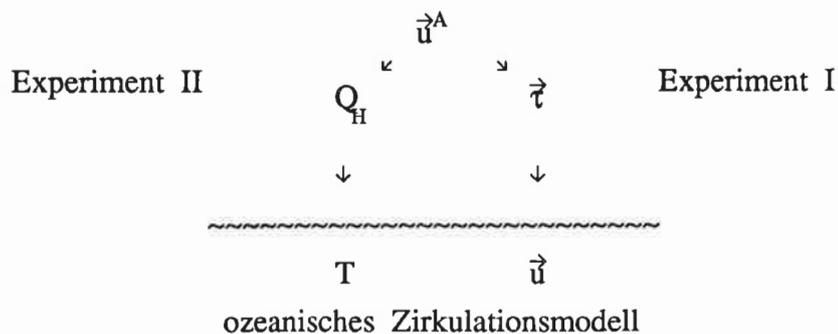
Hingegen ist die Lebensdauer von SST-Anomalien und antreibenden Wind-Anomalien deutlich verschieden. Analog zu den Ergebnissen der stochastischen Betrachtungsweise (Kap. 1.3) zeigt sich eine deutlich höhere Lebensdauer der ozeanischen Anomalien im Vergleich zu den atmosphärischen. Aufgrund der schnellen Reaktionsweise treten die Lufttemperatur-Anomalien nahezu zeitgleich mit den antreibenden Wind-Anomalien auf, während die SST-Anomalien leicht verzögert eintreten.

Die erhöhte Persistenz der SST-Anomalien im Winter und die geringere Lebensdauer im Sommer ist verständlich: Ab Herbst treten großräumige persistente Muster in der atmosphärischen Zirkulation auf, während im Bereich des Nordpazifiks im Sommer keine bevorzugten Muster gefunden wurden (Barnston und Livezey, 1987). Außerdem vertieft sich im September/Okttober die Deckschicht (Levitus, 1982), wodurch die winterliche SST eine größere Trägheit zeigt. Beide Prozesse gemeinsam können die erhöhte winterliche Persistenz der SST-Anomalien im Vergleich zum hochfrequenten atmosphärischen Antrieb erklären und stehen in Übereinstimmung zu den Ergebnissen von Namias et al. (1988).

## 5. SENSITIVITÄTSEXPERIMENTE

Im Basisexperiment wurden die beobachteten großräumigen und persistenten winterlichen SST-Anomalien reproduziert. Im folgenden sollen die Wirkungen von turbulenten Impuls- und Wärmequellen miteinander verglichen werden. Es werden dafür zwei Experimente durchgeführt:

- I. Ein ungekoppeltes Experiment mit dem ozeanischen Zirkulationsmodell
- II. Ein gekoppeltes Experiment, bei dem Windschub-Anomalien vernachlässigt werden.



Sonst wird wie im Basisexperiment verfahren (Kap. 4)

### 5.1 NUR WINDSCHUB-ANOMALIEN (EXPERIMENT I)

In Experiment I wird der anomale Wärmeaustausch mit der Atmosphäre nicht berücksichtigt, es wirken nur anomale Impulsflüsse auf das ozeanische Zirkulationsmodell.

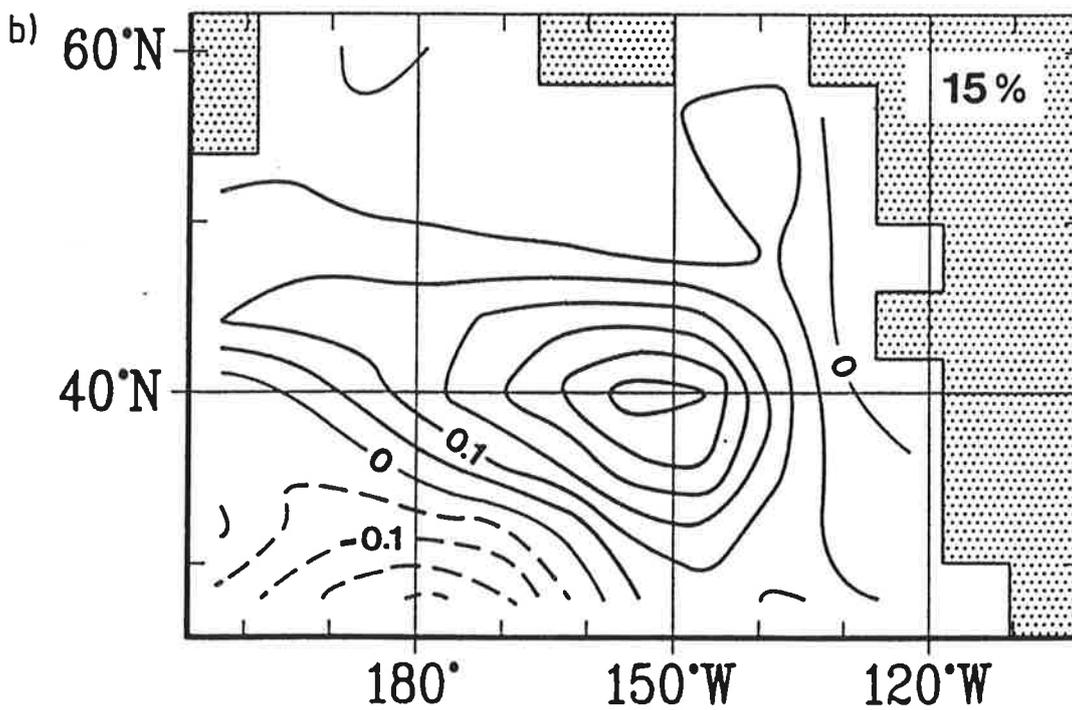
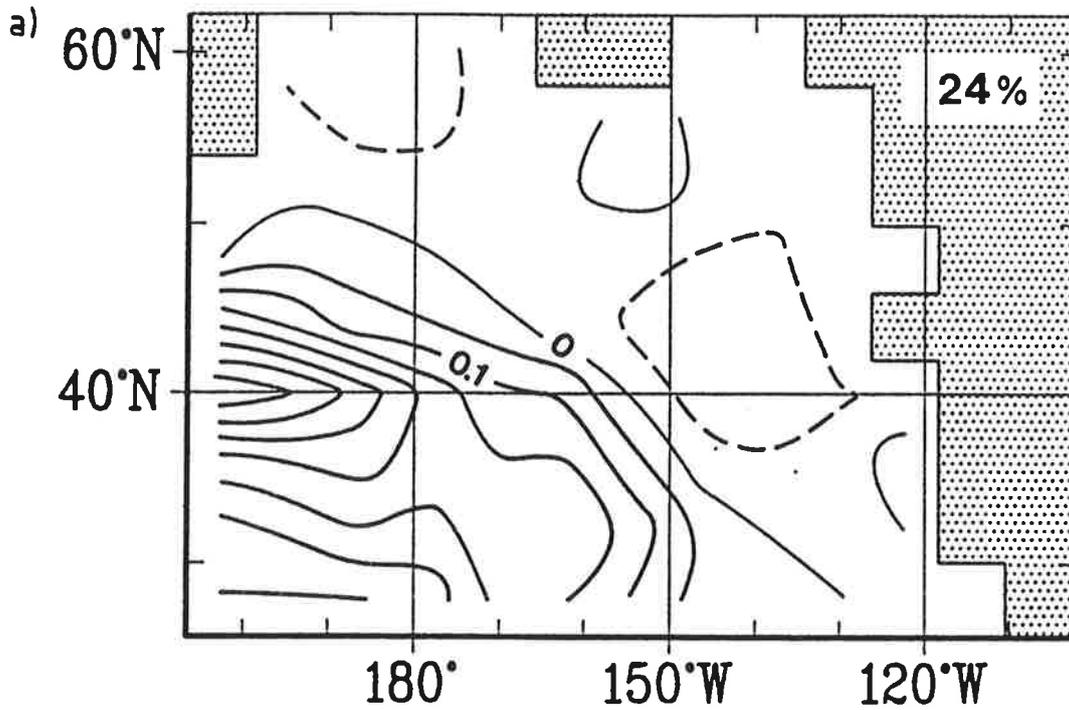
Eine EOF-Analyse der simulierten SST-Anomalien (Experiment I) zeigt, daß auch hier großräumigen Muster entstehen (Abb. 5.1; beschriebene Varianz: 39%). Die Variabilität der

**Abbildung 5.1:**

EOF-Analyse der simulierten SST-Anomalien für den Zeitraum 1950-1979 (Sensitivitätsexperiment I, nur Windschub-Anomalien; 360 Monate; Bandpaß-Filter: 3-30 Monate; Einheit: K; vgl. Zeitserien in Abb. 5.2).

a. erste EOF, erklärte Varianz: 24%

b. zweite EOF, erklärte Varianz: 15%



**Abbildung 5.2:**

Zeitserien der ersten EOF von beobachteten und simulierten SST-Anomalien (COADS bzw. Sensitivitätsexperiment I, vgl. Abb. 4.1 und 5.1; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

a. 1950-1959; Korrelationskoeffizient: 0.7

b. 1960-1969; Korrelationskoeffizient: 0.6

c. 1970-1979; Korrelationskoeffizient: 0.6

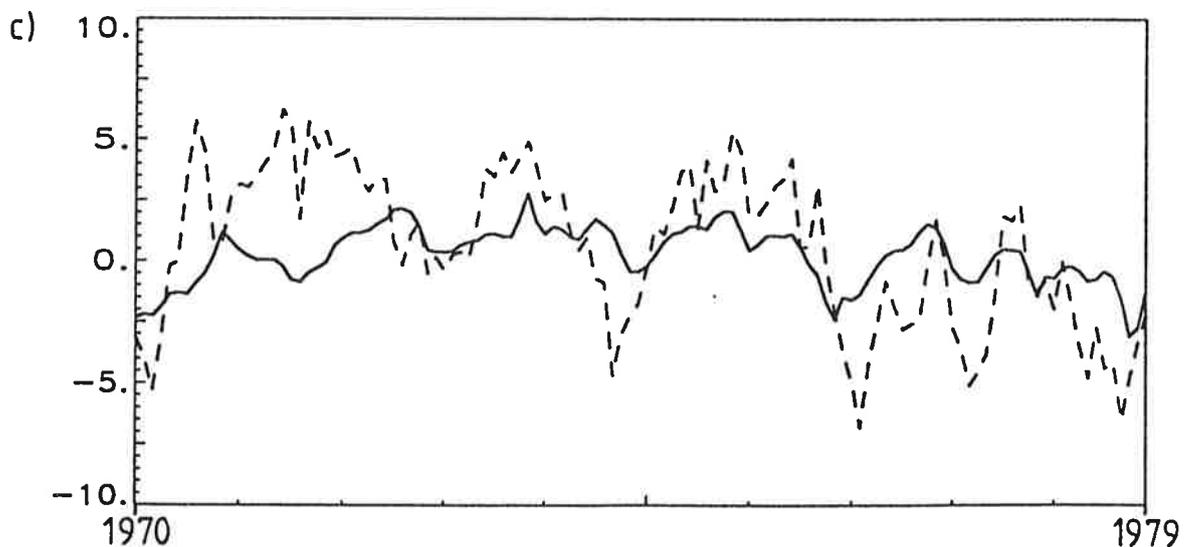
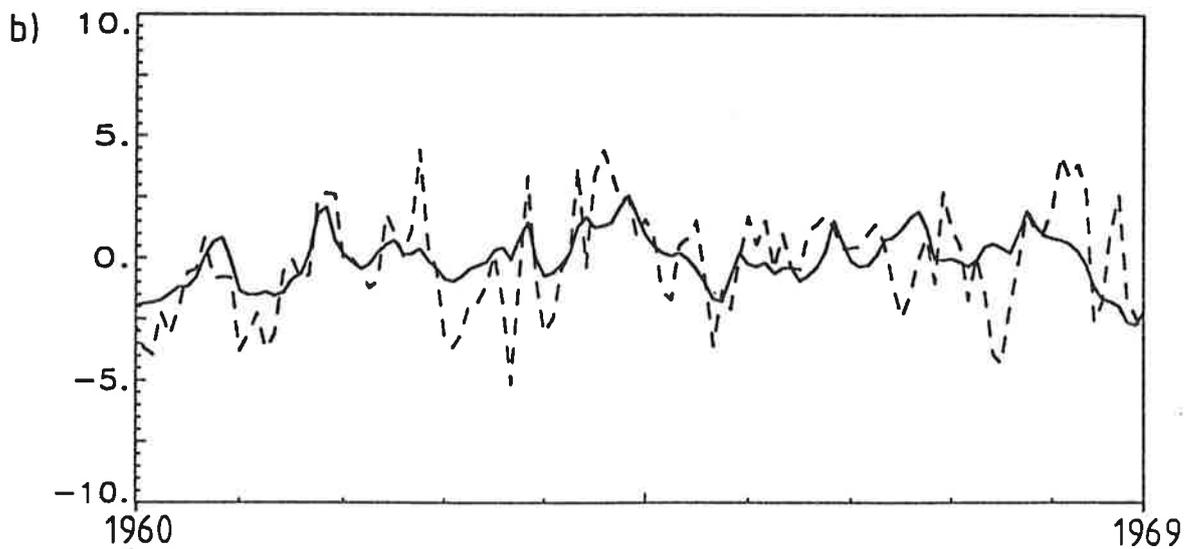
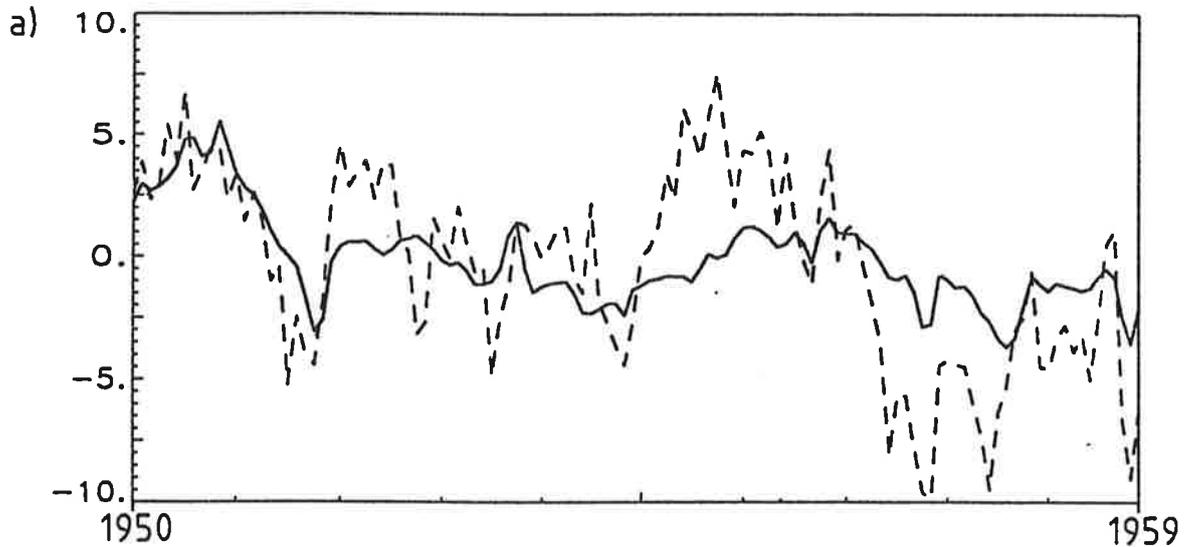


Abbildung 5.3:

Standardabweichungen der ersten EOF-Zeitserie von beobachteten und simulierten SST-Anomalien in Abhängigkeit von der Jahreszeit (Januar bis Dezember; Sensitivitätsexperiment I; gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).

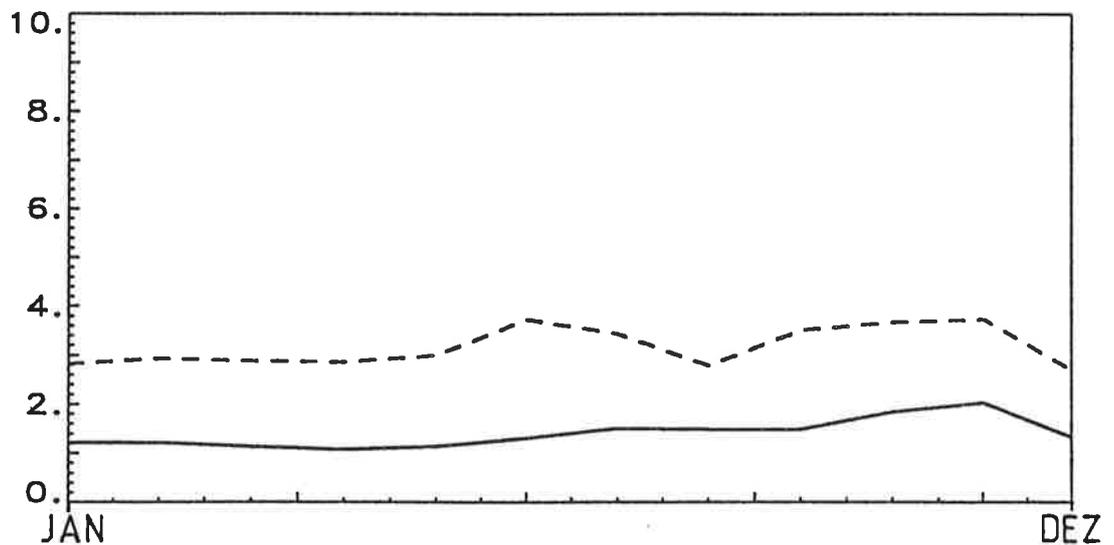
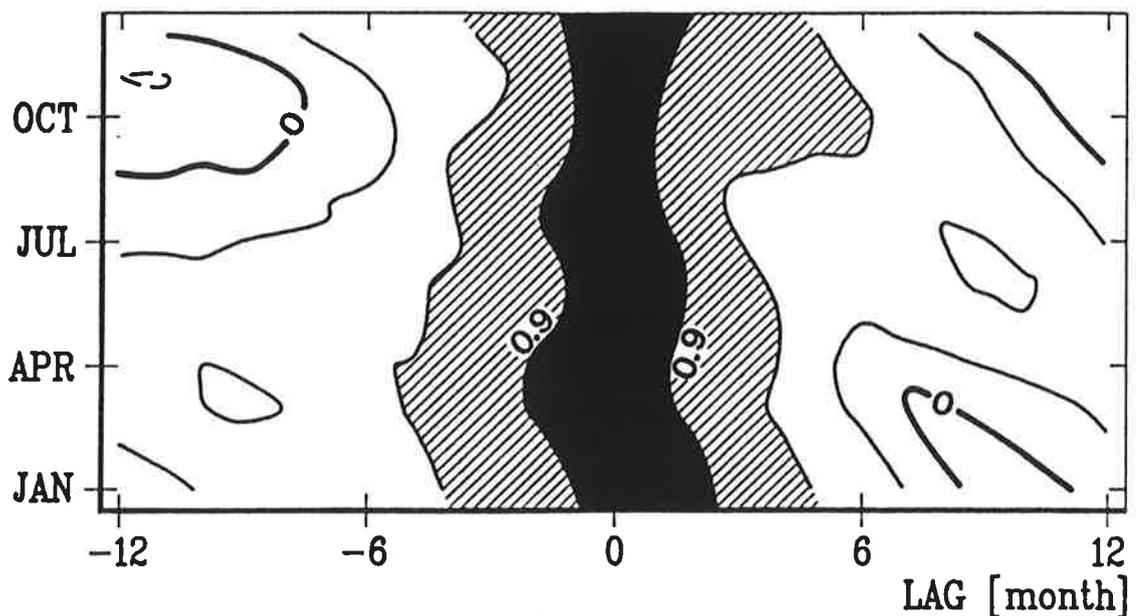


Abbildung 5.4:

Auto-Korrelationskoeffizienten der ersten EOF-Zeitserie von simulierten SST-Anomalien (Sensitivitätsexperiment I) in Abhängigkeit von Zeitverschiebung ( $k=-12, \dots, 0, \dots, 12$  Monate) und Jahreszeit (Januar bis Dezember).



simulierten EOF-Zeitserie ist jedoch deutlich geringer als in der Beobachtung (Abb. 5.2 und 5.3; simulierte Standardabweichung etwa die Hälfte der beobachteten Standardabweichung; vgl. 4.3 und 4.6). Die Lebensdauer der simulierten SST-Anomalien ist erheblich länger als in der Beobachtung (Abb. 5.4; vgl. Abb. 4.7), es existiert kein deutlicher Jahresgang mehr.

Die lokalen Korrelationskoeffizienten zwischen beobachteter und simulierter winterlicher SST sind kleiner als im Basisexperiment (Abb. 5.5a; vgl. Abb. 4.10a; hell gerastert: 0.50-0.75; dunkel gerastert: größer 0.75). Auch die lokale SST-Variabilität ist gegenüber den Beobachtungen reduziert (Abb. 5.5b; vgl. 4.11). Haney et al. (1978) und Haney (1985) erhalten bei Experimenten mit einem ozeanischen Zirkulationsmodell ebenfalls stark reduzierte SST-Anomalien, wenn sie die anomalen turbulenten Wärmeflüsse vernachlässigen (Kap. 1.3).

## 5.2 NUR ANOMALE WÄRMEFLÜSSE (EXPERIMENT II)

Im Experiment II werden Windschub-Anomalien nicht berücksichtigt. Die turbulenten Wärmeflüsse werden, wie im Basisexperiment, mit Hilfe des advektiven Modells parametrisiert.

Aufgrund der großen Übereinstimmung der simulierten SST-Anomalien (Experiment II) mit denen des Basisexperimentes wird hier auf einen ausgedehnten Vergleich mit den beobachteten Werten verzichtet: Die EOF-Analyse zeigt sehr ähnliche Muster wie im Basisexperiment und auch die EOF-Zeitserien des Basisexperimentes und des Experimentes II sind hoch korreliert ( $>0.9$ ; nicht gezeigt).

Lokal sind die Übereinstimmungen zwischen beobachteten und simulierten SST-Werten im Experiment II etwas geringer als

Abbildung 5.5:

Lokale Korrelationskoeffizienten zwischen beobachteter und simulierter SST im Januar und die zugehörige Standardabweichung (dargestellt als Verhältnis zur beobachteten Standardabweichung; Sensitivitätsexperiment I; 30 Monate).

a. Korrelationskoeffizient (Linienabstand: 0.25).

b. Standardabweichung (Linienabstand: 0.25).

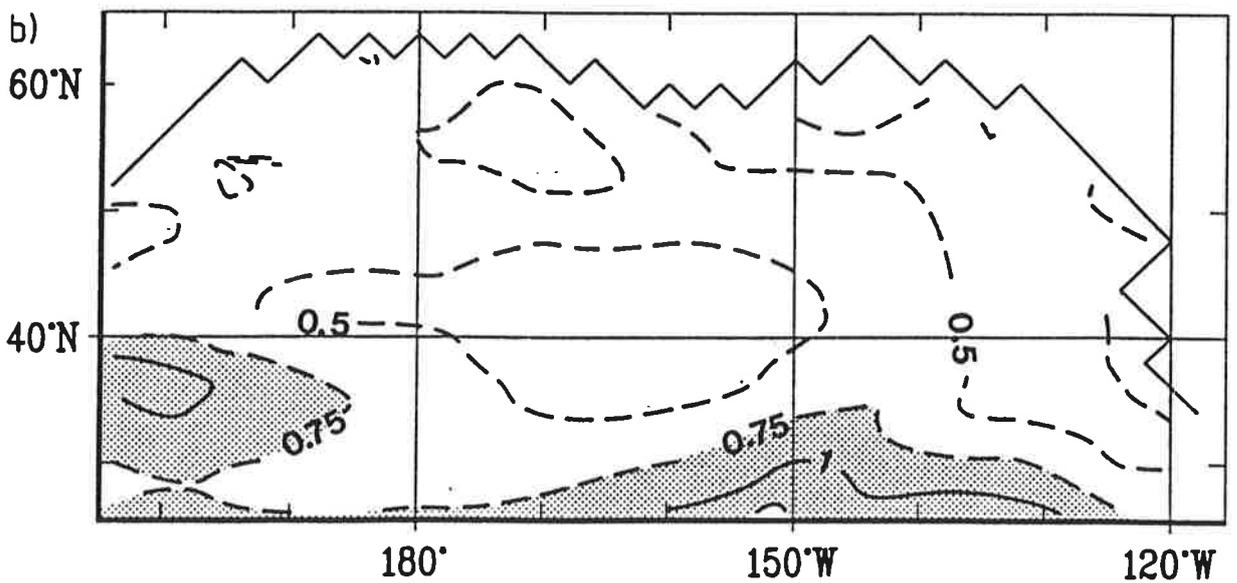
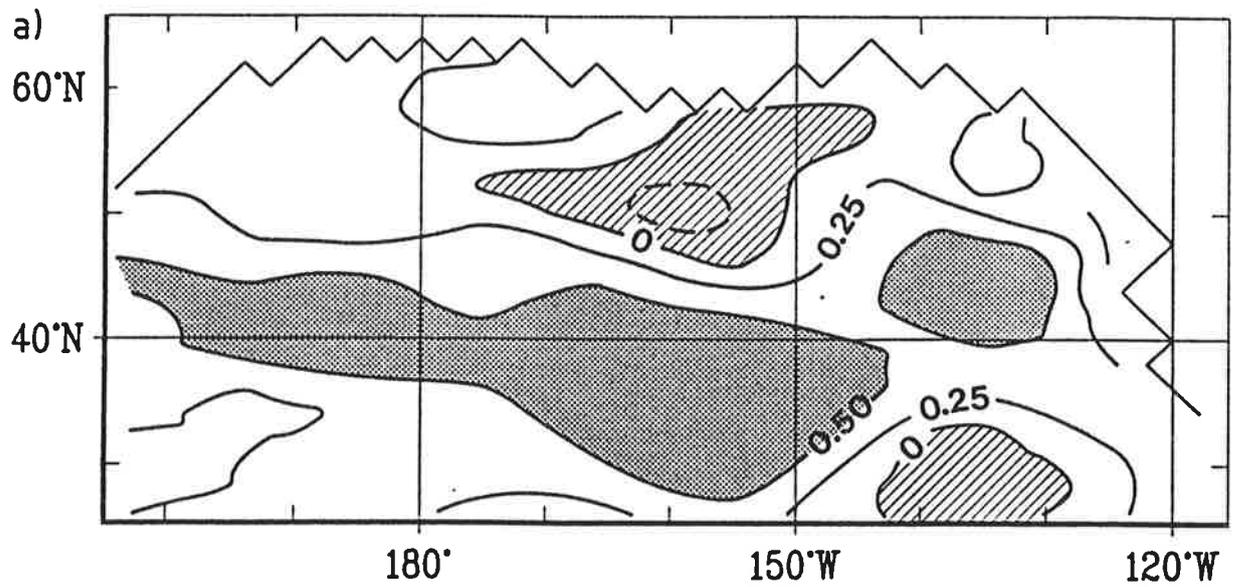
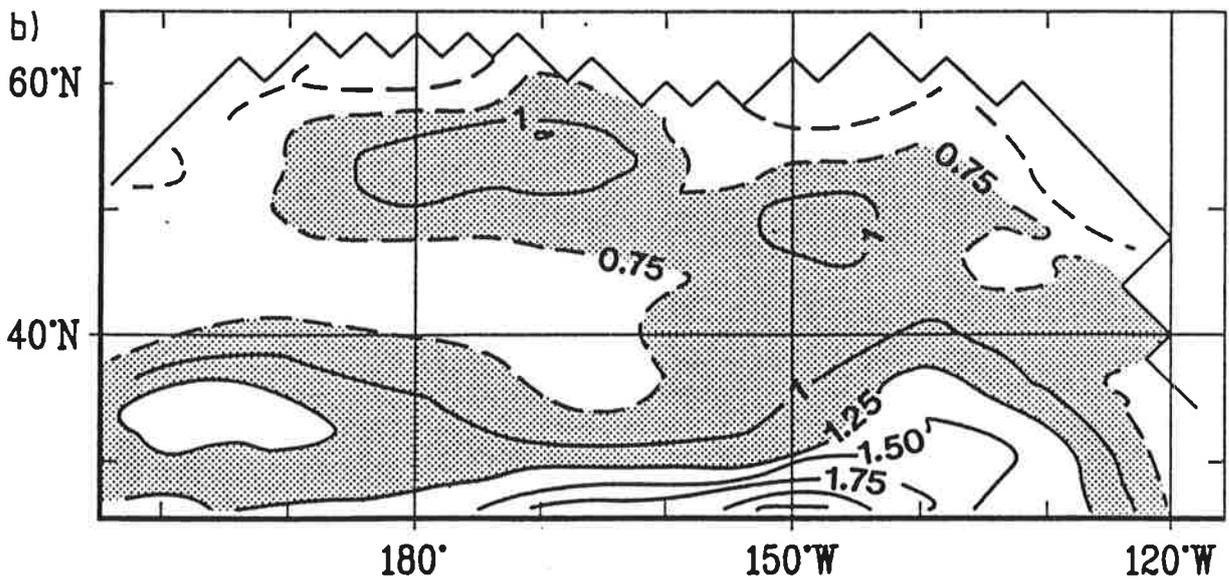
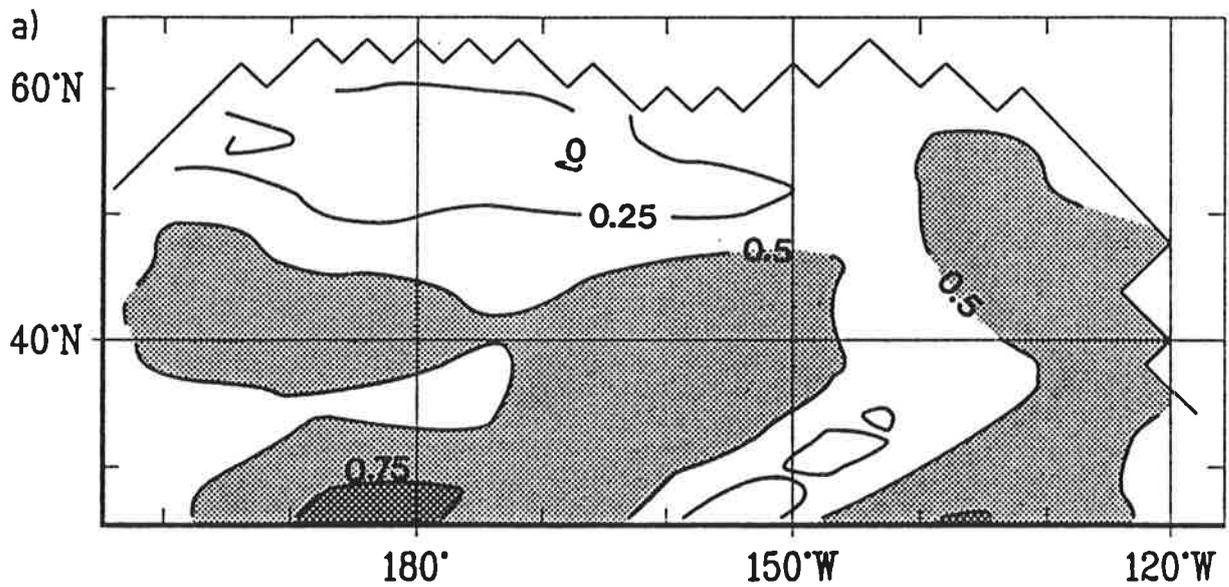


Abbildung 5.6:

Lokale Korrelationskoeffizienten zwischen beobachteter und simulierter SST im Januar und die zugehörige Standardabweichung (dargestellt als Verhältnis zur beobachteten Standardabweichung; Sensitivitätsexperiment II; 30 Monate).

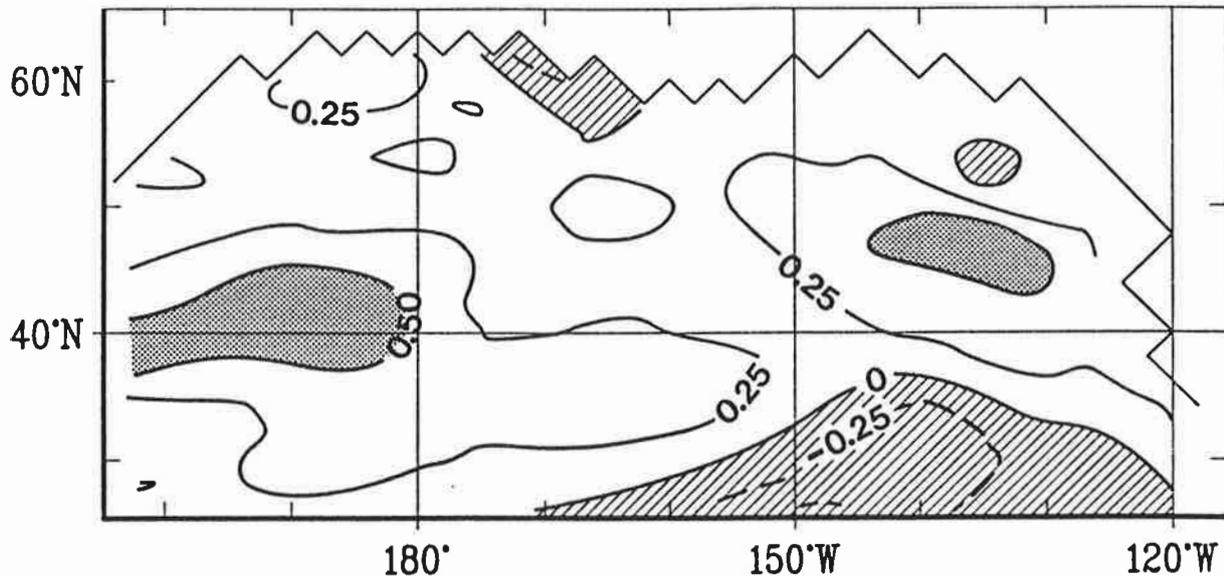
a. Korrelationskoeffizient (Linienabstand: 0.25).

b. Standardabweichung (Linienabstand: 0.25).



**Abbildung 5.7:**

Lokale Korrelationskoeffizienten zwischen den SST-Anomalien von Sensitivitätsexperiment I und II im Januar (30 Monate; Linienabstand: 0.25).



im Basisexperiment (Abb. 5.6a; hell gerastert: 0.5-0.75; dunkel gerastert: größer 0.75). Die SST-Variabilität ist nur im Bereich des Kuroschio sichtbar gegenüber dem Basisexperiment reduziert (Abb. 5.6b); die simulierte SST aus Experiment I ist hier positiv mit den simulierten SST-Werten aus Experiment II korreliert (Abb. 5.7). Die Wirkungen von beobachtetem anomalem Windschub und simuliertem anomalem turbulenten Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre addieren sich hier.

### 5.3 ZUSAMMENFASSUNG

Wie die Sensitivitätsexperimente zeigen ist das advektive Modell der Lufttemperatur von großer Bedeutung für die Güte

der SST-Simulation. Wird der anomale turbulente Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre vernachlässigt, so ergeben sich zwar ebenfalls großräumige SST-Anomalien, die jedoch erheblich persistenter sind als es beobachtet wird. Die SST-Variabilität wird in diesem Fall deutlich unterschätzt (etwa die Hälfte der beobachteten Standardabweichung).

Eine Vernachlässigung der Windschub-Anomalien im gekoppelten Experiment II ändert die simulierte niederfrequente SST-Variabilität im Vergleich zum Basisexperiment nur wenig. Die stärksten Abweichungen in der lokalen SST-Variabilität zeigen sich im Bereich des Kuroschio, hier sind die simulierten SST-Werte von Experiment I und II positiv korreliert, d.h. die Wirkungen der beobachteten Windschub-Anomalien und des simulierten anomalen Wärmeaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre addieren sich.

## 6. TROPISCHE NIEDERFREQUENTE VARIABILITÄT

Die atmosphärische Fernwirkung von ENSO (El Nino - Südliche Oszillation) auf die nordpazifische SST wird im folgenden untersucht, indem das Modell mit einem synthetischen Windfeld angetrieben wird. Zuerst werden das Windfeld und seine Eigenschaften dargestellt (Kap. 6.1), anschließend werden die Ergebnisse des "ENSO"-Experimentes diskutiert (Kap. 6.2).

### 6.1 DAS SYNTHETISCHE WINDFELD

Arbeiten anderer Autoren zeigen, daß die extratropische Zirkulation durch ENSO beeinflusst wird (Horel und Wallace, 1981; Wright et al., 1985; Wright et al., 1988; Wallace und Jiang, 1987; Mo und Livezey, 1986; Livezey und Mo, 1987; Hamilton, 1988). Um das ENSO-Signal im beobachteten monatlich gemittelten Windfeld zu isolieren, wird lokal ein bivariates Regressionsmodell an den beobachtete anomale Windvektor  $\vec{u}^*(x,y,t)$  angepaßt:

$$\vec{u}^*(x,y,t) = \vec{R}_u(x,y,t_p) * SOI(t) + \text{Rauschen} \quad (6.1)$$

SOI(t) ist der Index der Südlichen Oszillation; t ist die Zeit. In der vorliegenden Arbeit wird hierfür die beobachtete räumlich gemittelte monatliche SST-Anomalie im östlichen Teil des äquatorialen Pazifiks (6°N bis 10°S; Wright et al., 1985) verwendet. Der Index ist positiv für anomal warmes Wasser nahe Peru.

Der Vektor  $\vec{R}_u(x,y,t_p)$  wird in Abhängigkeit von der Jahreszeit  $t_p$  bestimmt. Die beiden Komponenten dieses zweidimensionalen Vektors lassen sich jeweils als Regressionskoeffizienten des Windvektors  $\vec{u}^*=(u_x^*;u_y^*)$  und des SOI darstellen. Für den ENSO-induzierten Anteil des

beobachteten Windfelds gilt:

$$\vec{u}^{E*}(x,y,t) = \vec{R}_u(x,y,t_p) * SOI(t) \quad (6.2)$$

Das synthetische Windfeld  $\vec{u}^{E*}(x,y,t)$  ist somit linear vom SOI abhängig. Für  $SOI(t)=1$  ist das synthetische Windfeld  $\vec{u}^{E*}$  identisch mit  $\vec{R}_u$ , für negative SOI-Werte wird aus einem zyklonalen Feld ein antizyklonales.

Im Sommer ist kein bevorzugtes Zirkulationsmuster zu erkennen (Abb. 6.1b). Ab September zeigt sich eine großräumige Zyklone im Bereich der Aleuten (Abb. 6.2a). Im Oktober verstärkt sich das Tief und wandert nach Osten (Abb. 6.2b). Damit verbunden ist anfangs eine starke Kaltluftadvektion von Norden in den westlichen Nordpazifik; später intensiviert sich die Warmluftadvektion von Süden in den östlichen Nordpazifik. Im Januar (Abb. 6.1a) ist ein breites Westwind-Band über dem zentralen Nordpazifik zu sehen; gleichzeitig intensiviert sich die Warmluftadvektion entlang der nordamerikanischen Westküste. Die gefundenen Vektoren stimmen gut mit den Ergebnissen von Wright et al. (1985) überein; sie verwendeten ein jährliches Mittel des SOI (Darwin-Druck, April bis März) und mittelten das Windfeld über drei Monate.

Das ozeanische Zirkulationsmodell wird neben dem simuliertem Wärmeaustausch  $Q_H^*$  (Gl. 2.9 und 2.10) auch mit synthetischen Windschub-Anomalien  $\vec{\tau}^{E*}(x,y,t)$  angetrieben. Um diese zu bestimmen, wird zusätzlich ein Regressionsmodell an den beobachteten Windschub  $\vec{\tau}^*(x,y,t)$  angepaßt. Der synthetische Windschub  $\vec{\tau}^{E*}(x,y,t)$  ergibt sich dann als Produkt aus  $\vec{R}_\tau(x,y,t_p)$  und dem  $SOI(t)$ . Durch  $\vec{\tau}^{E*}$  wird im Ozean eine vertikale Geschwindigkeit  $w_e$  hervorgerufen (Gill, 1982, S.326):

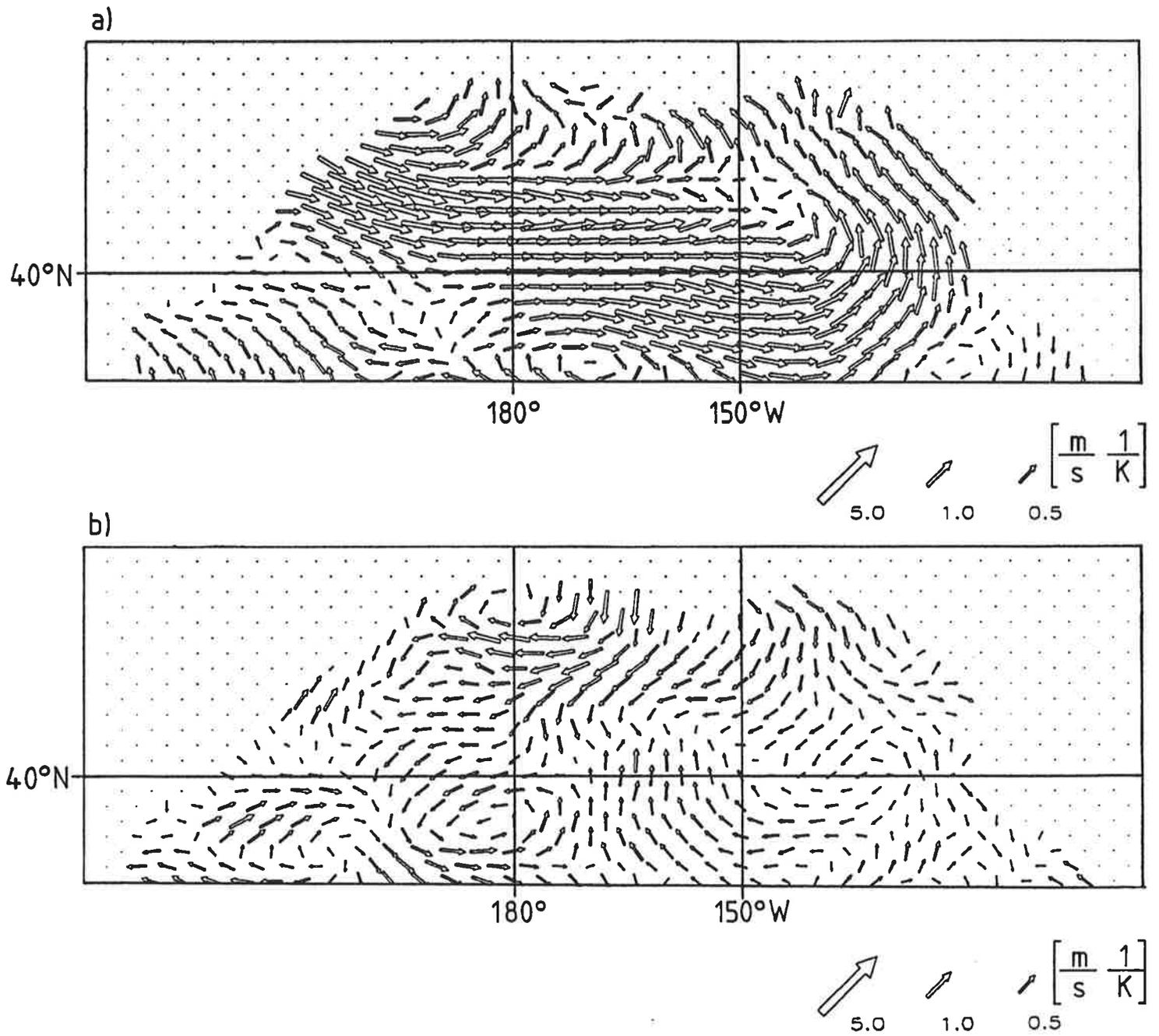
$$w_e = \frac{1}{\rho_A} \text{rot} \left( \begin{matrix} \vec{\tau}^{E*} \\ \vec{f} \end{matrix} \right) \quad (6.3)$$

Abbildung 6.1:

Regressionskoeffizienten zwischen beobachtetem Windfeld und SOI (Wright et al., 1985).

a. Januar

b. Juli



**Abbildung 6.2:**

Regressionskoeffizienten zwischen beobachtetem Windfeld und SOI (Wright et al., 1985).

a. September

b. Oktober

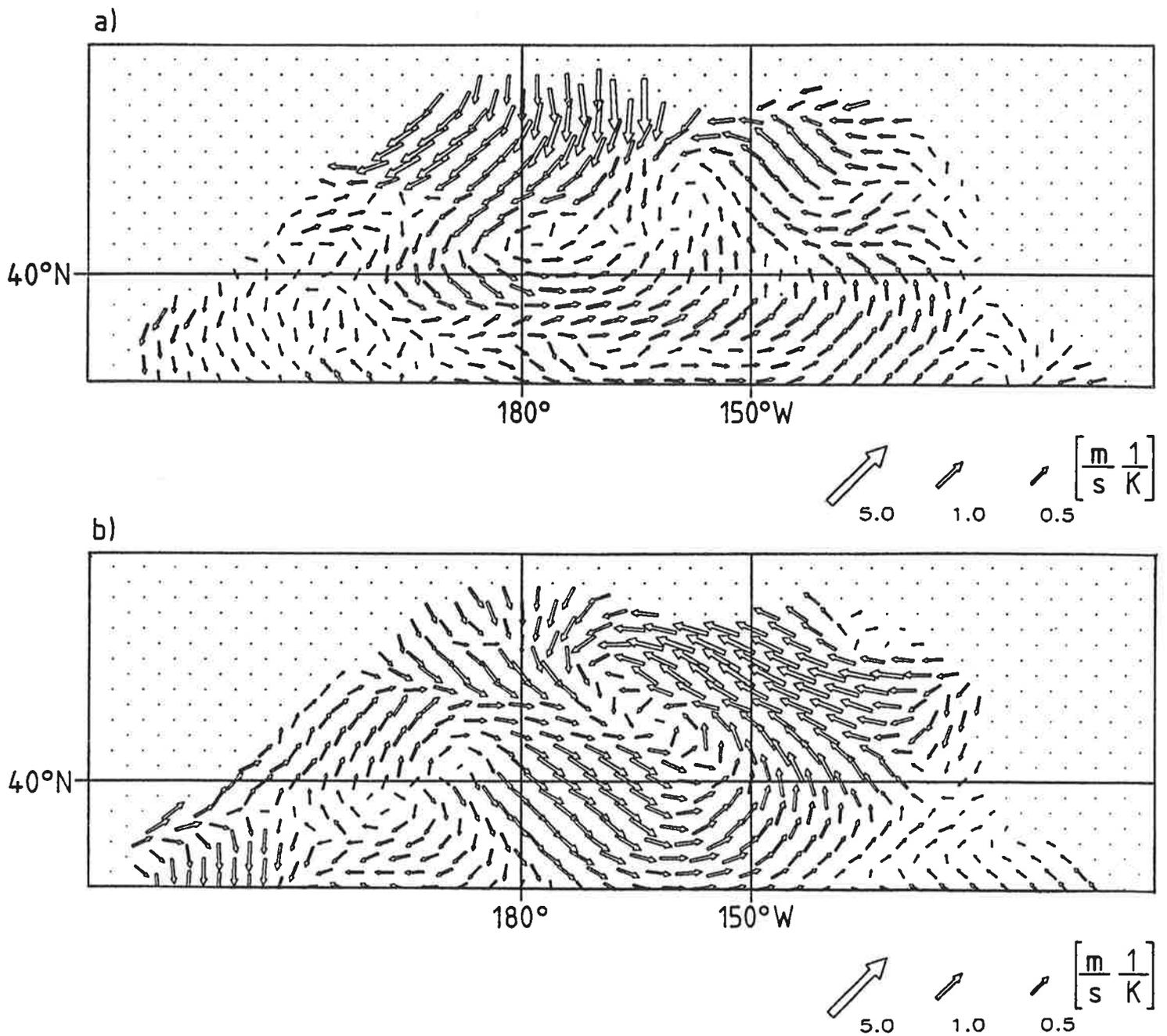
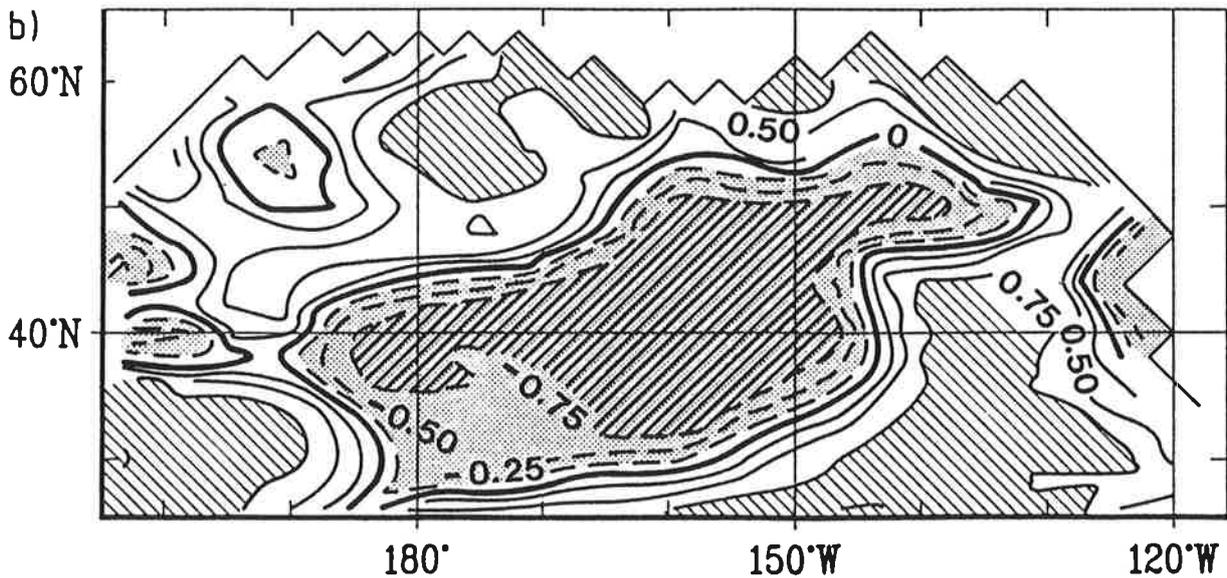
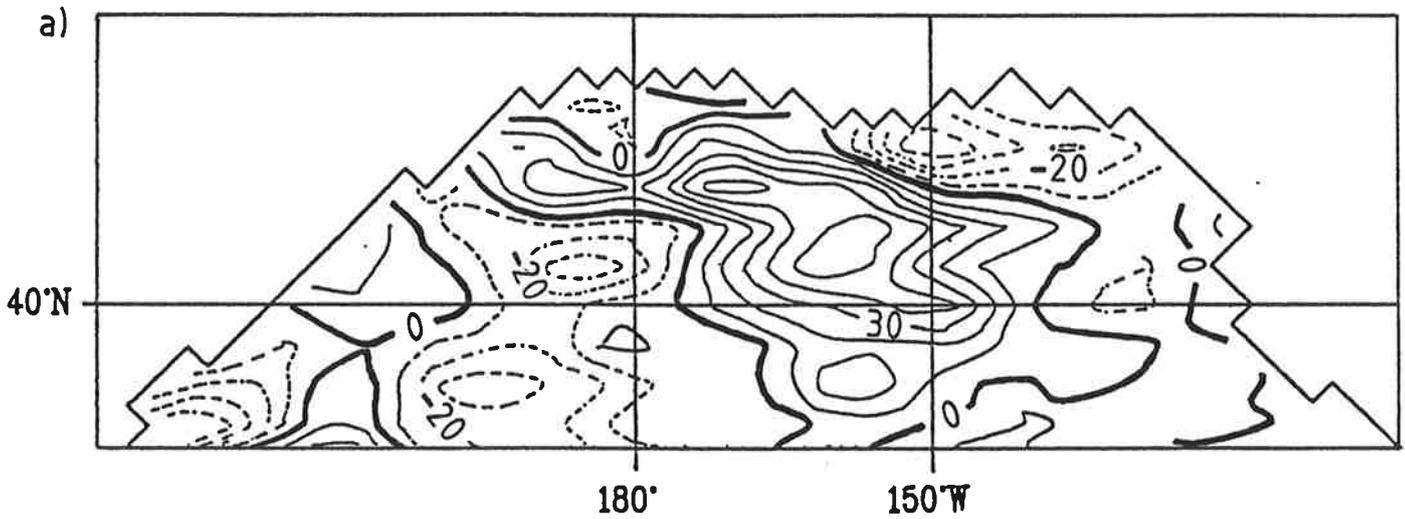


Abbildung 6.3:

Vertikal-Geschwindigkeit hervorgerufen durch das synthetische Windfeld (SOI=1) und der lokale Korrelationskoeffizient zwischen SOI und  $Q_{AW}^*$  im Oktober ( $Q_{AW}^*$  = Wirkung der vertikalen advektiven Transporte auf die SST; "ENSO"-Experiment).

a. Vertikal-Geschwindigkeit (Einheit:  $10^{-8}$  m/s)

b. Korrelationskoeffizient (Linienabstand: 0.25)



$f$  ist der Coriolis-Parameter. Im Oktober ergeben sich im Bereich der Zyklone (etwa  $160^{\circ}\text{W}$  und  $45^{\circ}\text{N}$ ) positive Geschwindigkeiten um  $0.3 \cdot 10^{-6}\text{m/s}$  (Abb. 6.3a; Einheit:  $10^{-8}\text{m/s}$ ).

## 6.2 "ENSO"-EXPERIMENT

Im folgenden wird untersucht, ob das beobachtete ENSO-Signal in der nordpazifischen SST eine Folge atmosphärischer Fernwirkung sein kann. Dafür wird das synthetische Windfeld, welches linear vom SOI abhängt, zum Antreiben des gekoppelten Modells verwendet. Sonst wird genauso wie im Basisexperiment verfahren (siehe Kap. 4).

Zuerst wird das ENSO-Signal in der beobachteten SST bzw. in der simulierten SST des Basisexperimentes (Kap. 4) dargestellt. Danach werden die Änderungen, ausgelöst durch das synthetische Windfeld, untersucht.

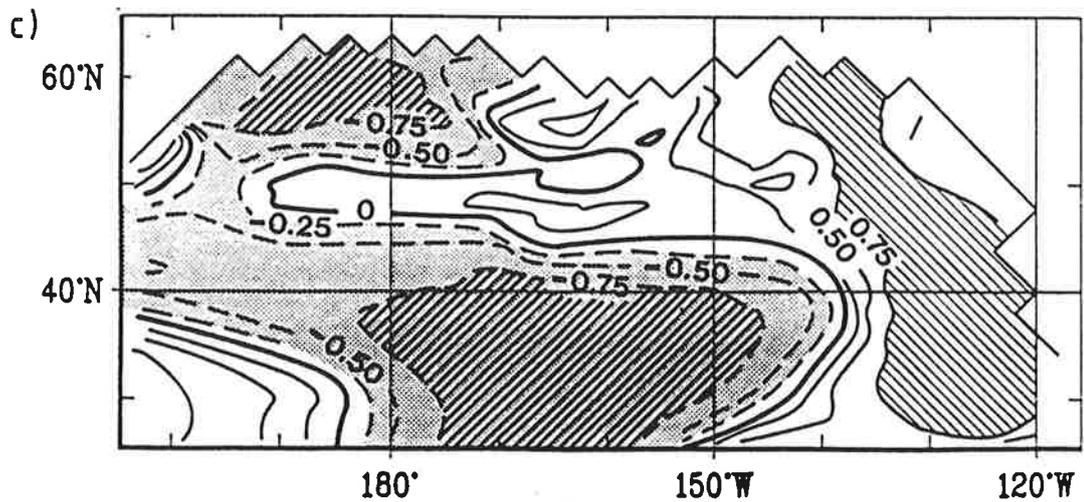
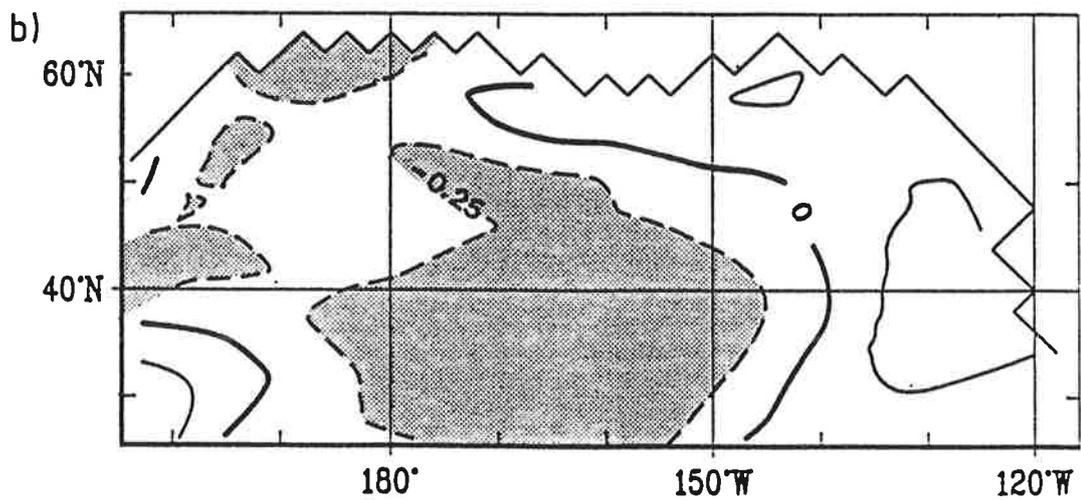
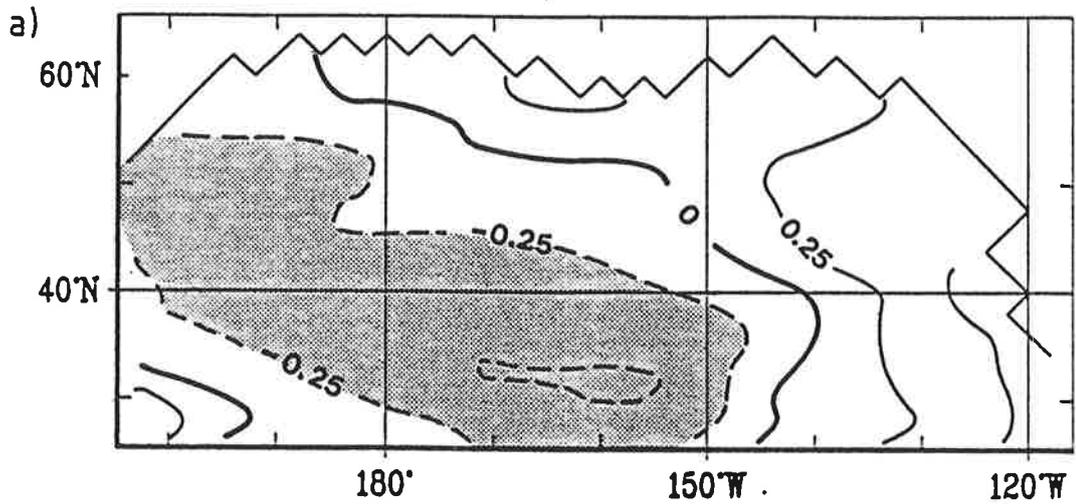
Die beobachtete SST und auch die im Basisexperiment simulierte SST ist im Winter mit dem SOI lokal korreliert (Abb. 6.4a,b). Das Korrelationsmuster ist großräumig, mit negativen Werten im zentralen Nordpazifik und positiven Werten entlang der nordamerikanischen Küste; die Signifikanz liegt bei 95% bis 99% (negative Korrelation: - 0.3 bis -0.4); nur in einem kleinen Gebiet östlich der Datumlinie bei etwa  $35^{\circ}\text{N}$  finden sich in der Beobachtung stärkere Korrelationen (etwa -0.5). Die Korrelationen zwischen SOI und räumlich gemittelter SST zeigen einen leichten Jahresgang (Abb. 6.5a; mittlerer Korrelationskoeffizient von Gebiet A und B, Gebiet A:  $162^{\circ}\text{W}-178^{\circ}\text{W}$ ,  $36^{\circ}\text{N}-40^{\circ}\text{N}$  und Gebiet B:  $166^{\circ}\text{E}-178^{\circ}\text{W}$ ,  $36^{\circ}\text{N}-44^{\circ}\text{N}$ ).

Das Gebiet sehr hoher Korrelation zwischen SOI und beobachteter SST liegt etwa im Zentrum der erste EOF beobachteter SST-Anomalien (Abb. 4.1a). Die zugehörige

Abbildung 6.4:

Lokale Korrelationskoeffizienten zwischen SST und SOI im Januar (Wright et al., 1985).

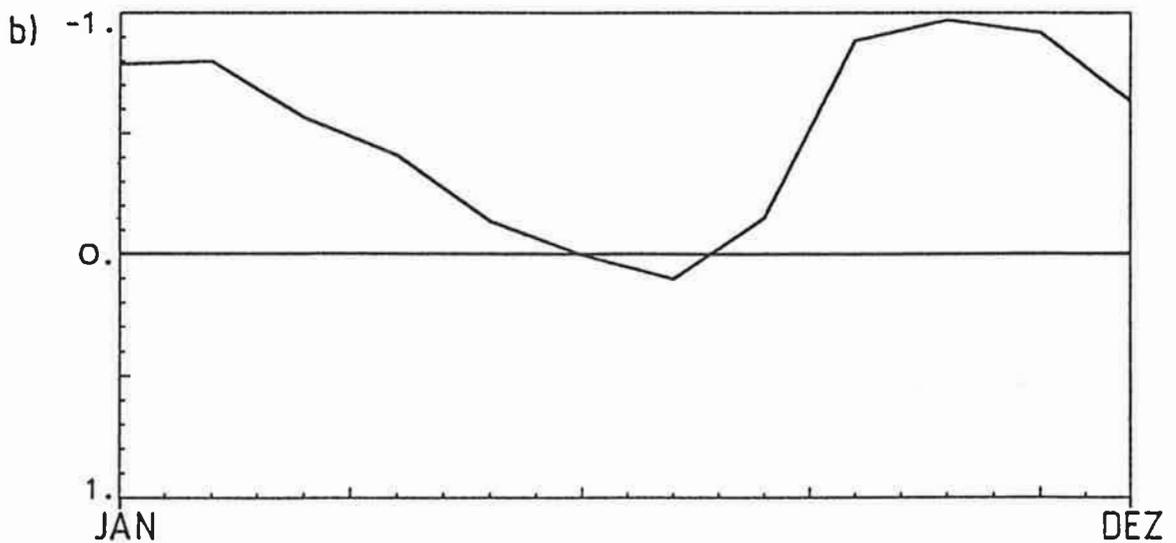
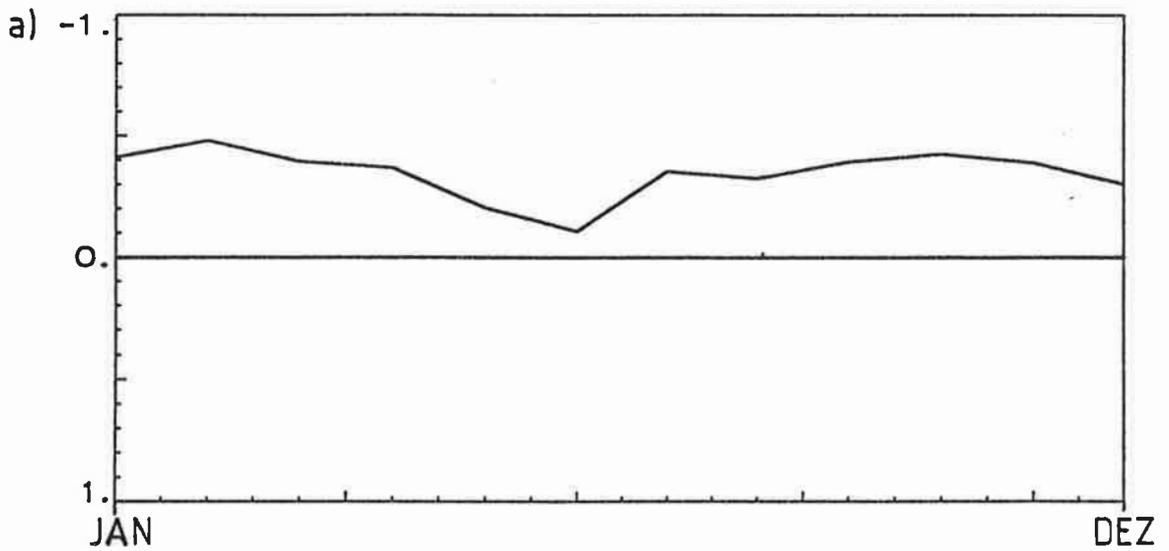
- a. beobachtete Werte
- b. simulierte SST-Anomalie (Basisexperiment)
- c. simulierte SST-Anomalie ("ENSO" -Experiment)



**Abbildung 6.5:**

Korrelationskoeffizienten zwischen dem SOI (Wright et al., 1985) und den räumlich gemittelten Zeitserien der SST in Abhängigkeit von der Jahreszeit (Januar bis Dezember; Mittel über die Korrelationskoeffizienten der räumlich gemittelten SST-Anomalien; Gebiet A und B: siehe Abb. 1.1).

- a. beobachtete SST (COADS)
- b. simulierte SST ("ENSO"-Experiment)



Zeitreihe ist das ganze Jahr über mit dem SOI korreliert (um -0.5 bis -0.6 im Juli und um -0.4 im April; Abb. 6.6a). Die Zeitreihe der zweiten beobachteten EOF ist nur mit Winter signifikant mit dem SOI korreliert (Abb. 6.7a). Im Basis=experiment sind die Zeitserien der erste und zweite EOF nur im Winter mit dem SOI korreliert (Abb.6.6b und 6.7b).

Wird das Modell mit dem synthetischen Windfeld angetrieben ("ENSO"-Experiment), so ergeben sich im Winter deutlich höhere lokale Korrelationen mit dem SOI; im Sommer (Mai bis August) sind die Zeitserien unkorreliert (Abb. 6.5b). Das Korrelationsmuster in der Simulation stimmt gut mit den Beobachtungen überein (z.B. das Zentrum der negativen Korrelation nahe  $160^{\circ}\text{W}$  und  $36^{\circ}\text{N}$ ; Abb. 6.4a und c).

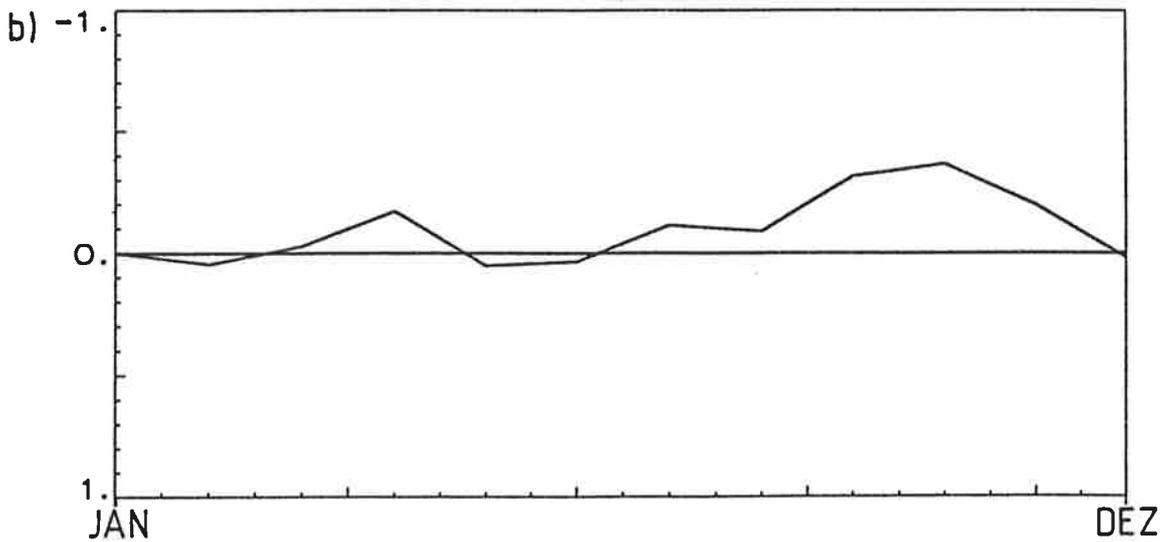
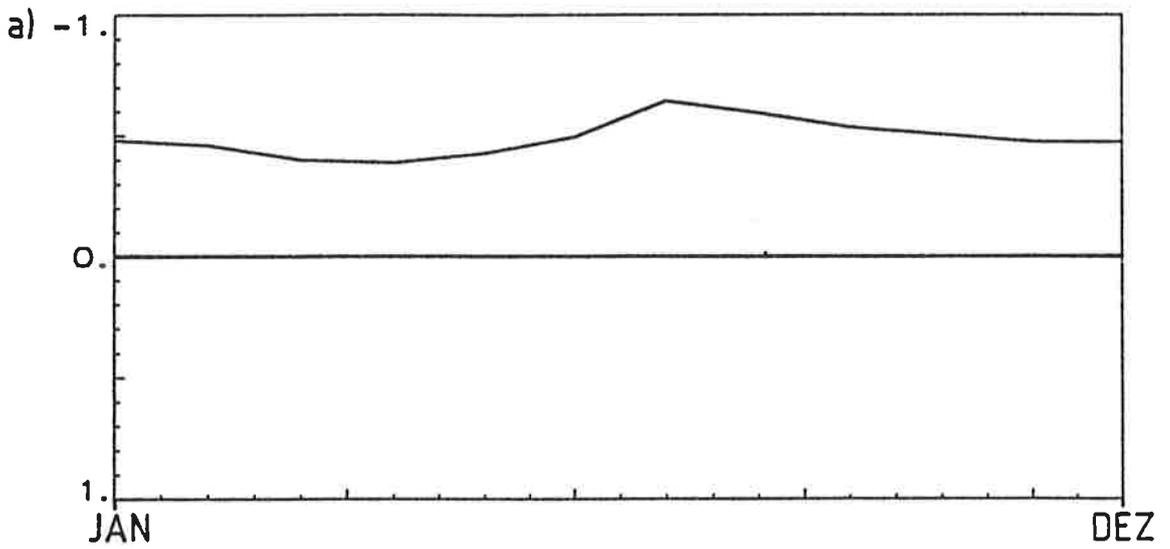
Im folgenden wird die Lebensdauer der Anomalien untersucht: Der SOI zeigt eine hohe Persistenz der Anomalien von April bis März (Abb 6.8a). Anomalien der räumlich gemittelten simulierten SST ("ENSO"-Experiment) sind von September bis zum folgenden Sommer hoch korreliert (Abb. 6.8b). Das synthetische Windfeld zeigt erst ab September/Oktober die erwartete Intensivierung des Aleuten-Tief (für ein warmes tropisches Ereignis, Kap. 6.1). Da im "ENSO"-Experiment keine starken sommerlichen Wind-Anomalien auftreten, kann eine winterliche SST-Anomalien bis zum nächsten Herbst nahezu ungestört überdauern.

Werden beobachtete und simulierte SST-Anomalien ("ENSO"-Experiment) miteinander korreliert, so zeigen sich höhere Werte im Winter und geringere im Sommer (Januar: 0.4-0.5 bzw. Juli: 0.1-0.2; Abb. 6.9a). Die SST-Variabilität ist in der Simulation deutlich geringer als in der Beobachtung (Abb. 6.9b). Die geringe Variabilität der simulierten SST ("ENSO"- Experiment) im Sommer läßt sich aufgrund der fehlenden großräumigen Zirkulationsmuster im sommerlichen synthetischen Windfeld erklären. Auch im Winter ist die simulierte SST-Variabilität gegenüber den

**Abbildung 6.6:**

Korrelationskoeffizienten zwischen dem SOI (Wright et al., 1985) und der ersten EOF-Zeitserie (EOF: siehe Abb. 4.1).

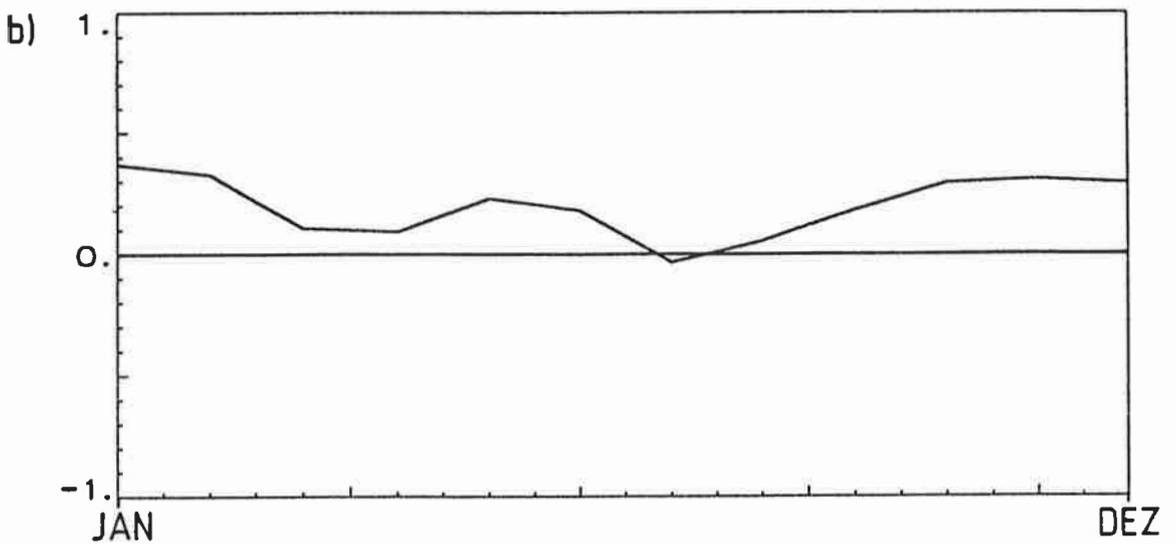
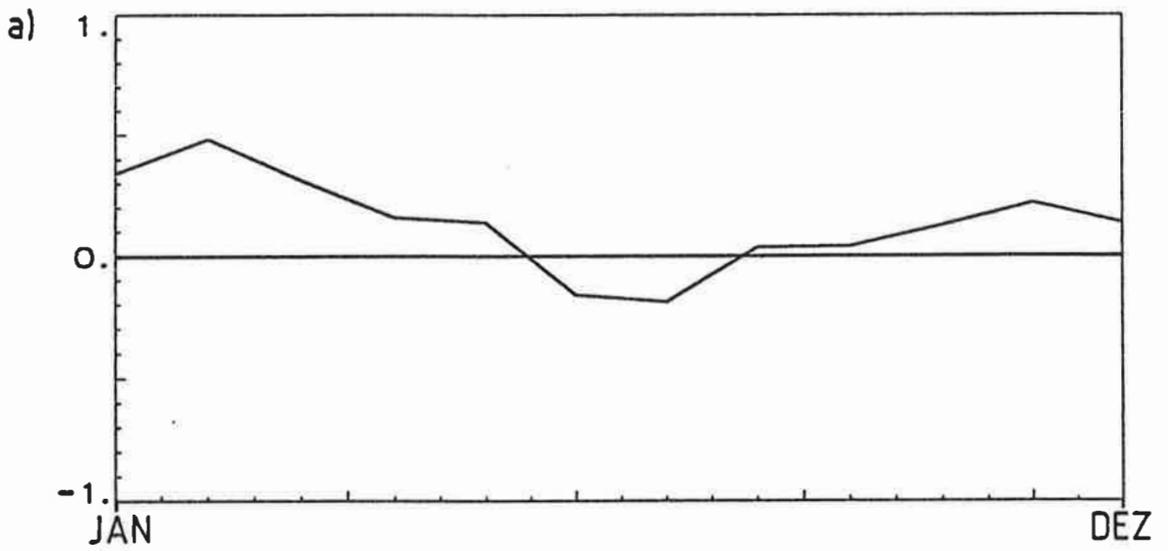
- a. beobachtete SST-Anomalien (COADS)
- b. simulierte SST-Anomalien (Basisexperiment)



**Abbildung 6.7:**

Korrelationskoeffizienten zwischen dem SOI (Wright et al., 1985) und der zweiten EOF-Zeitserie (EOF: siehe Abb. 4.2).

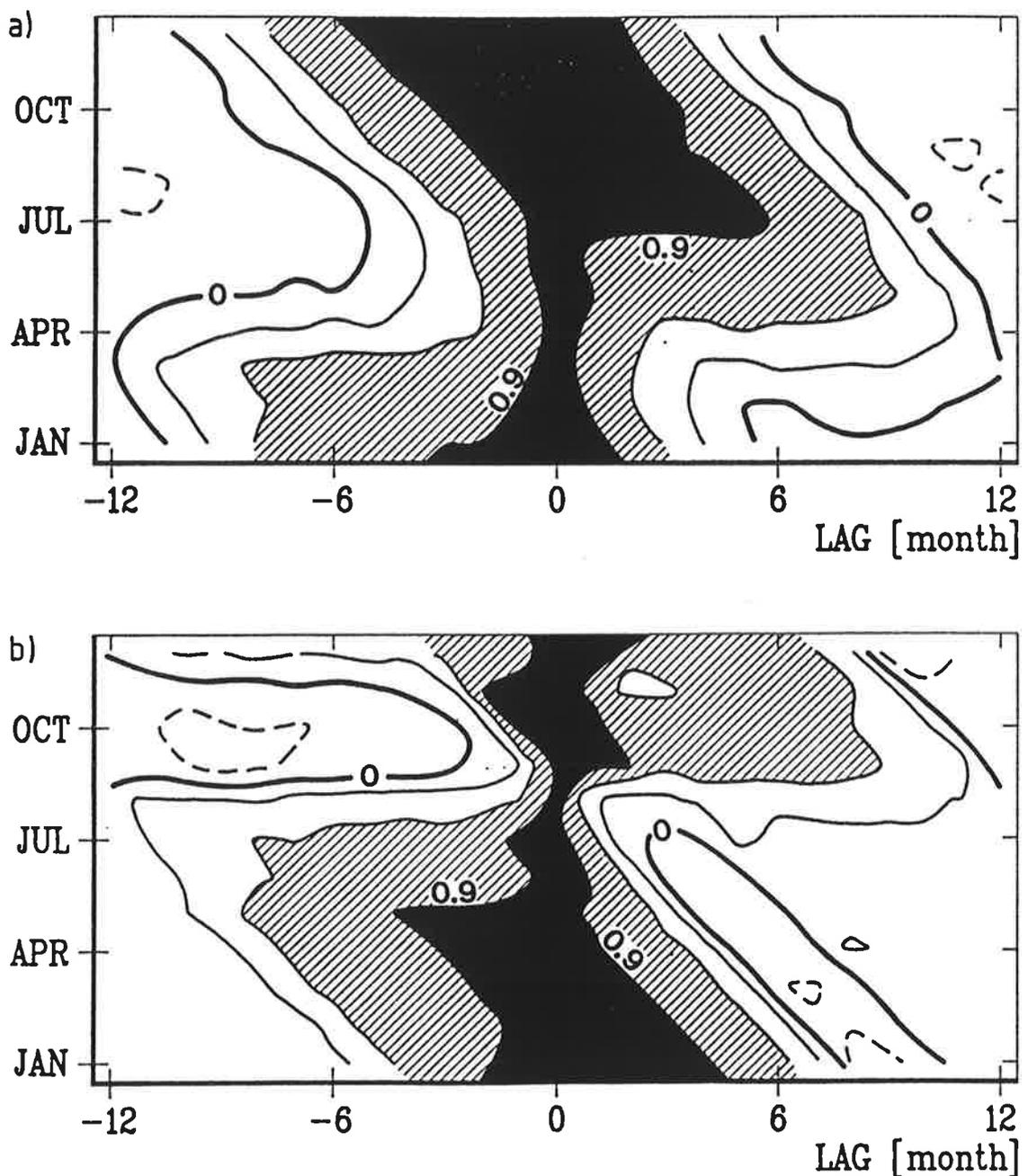
- a. beobachtete SST-Anomalien (COADS)
- b. simulierte SST-Anomalien (Basisexperiment)



**Abbildung 6.8:**

Auto-Korrelationskoeffizienten des SOI und der räumlich gemittelten SST in Abhängigkeit von Zeitverschiebung ( $k=-12, \dots, 0, \dots, 12$  Monate) und Jahreszeit (Januar bis Dezember; SST: Mittel über die Korrelationen von Gebiet A und B, siehe Abb. 1.1).

- a. SOI (Wright et al., 1985)
- b. simulierte SST ("ENSO"-Experiment)



Beobachtungen reduziert, denn nur ein Teil der beobachteten niederfrequenten atmosphärischen Variabilität in mittleren Breiten wird durch ENSO hervorgerufen. Die durch ENSO erklärbare Variabilität im Nordpazifik ist somit gering (etwa 10-20%).

Ausgelöst wird das ENSO-Signal in der nordpazifischen SST, analog zu den Ergebnissen des Basisexperimentes (Kap. 4), im wesentlichen durch den turbulenten Wärmeaustausch mit der Atmosphäre (Standardabweichung von  $Q_H^*$  im Januar etwa  $20-30 \text{ W/m}^2$ ). Im Bereich des Kuroschio tragen auch advektiven Transporte im Ozean nennenswert zur SST-Änderung bei (Standardabweichung von  $Q_{ADV}^*$  im Januar etwa  $5-10 \text{ W/m}^2$ ). Die Wirkung des turbulenten Mischens im Ozean ist wiederum vernachlässigbar.

Das Korrelationsmuster von  $Q_{Aw}^*$  und dem SOI ist ähnlich der horizontalen Verteilung der aus dem synthetischen Windschub berechneten vertikalen Geschwindigkeit  $w_e$  (Abb. 6.3 a und b; Gl. 6.4). Für positive SOI-Werte erzeugen die vertikalen advektiven Transporte im Ozean eine Abkühlung der SST im Bereich zyklonaler atmosphärischer Zirkulation. Die Standardabweichung der vertikalen advektiven Transporte ist allerdings, wie schon im Basisexperiment festgestellt, gering (unter  $5 \text{ W/m}^2$ ).

### 6.3 ZUSAMMENFASSUNG

Mit Hilfe eines synthetischen Windfeldes wurde die atmosphärische Fernwirkung von ENSO auf die nordpazifische SST untersucht.

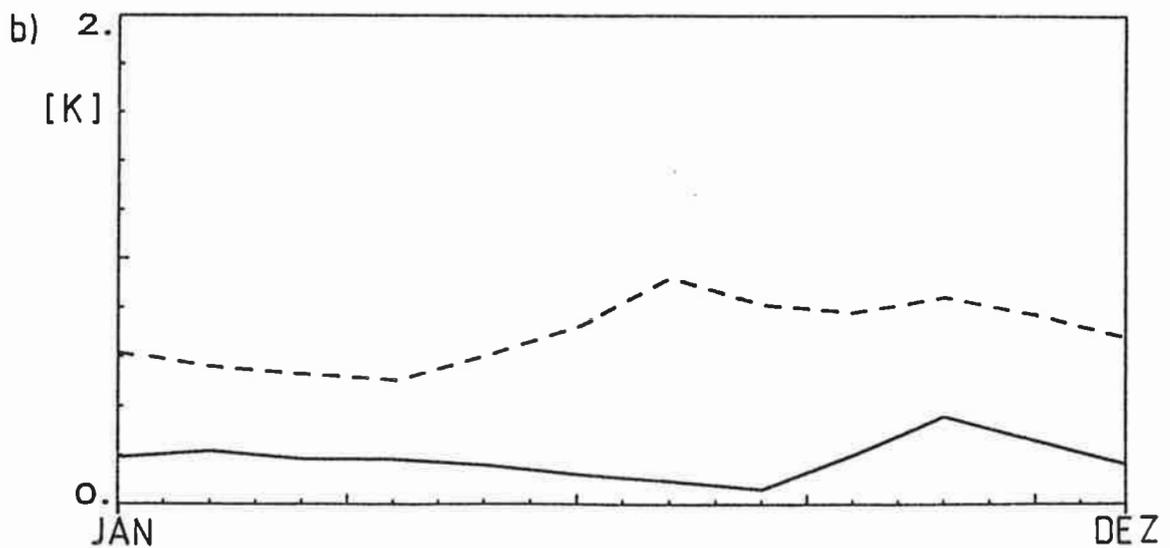
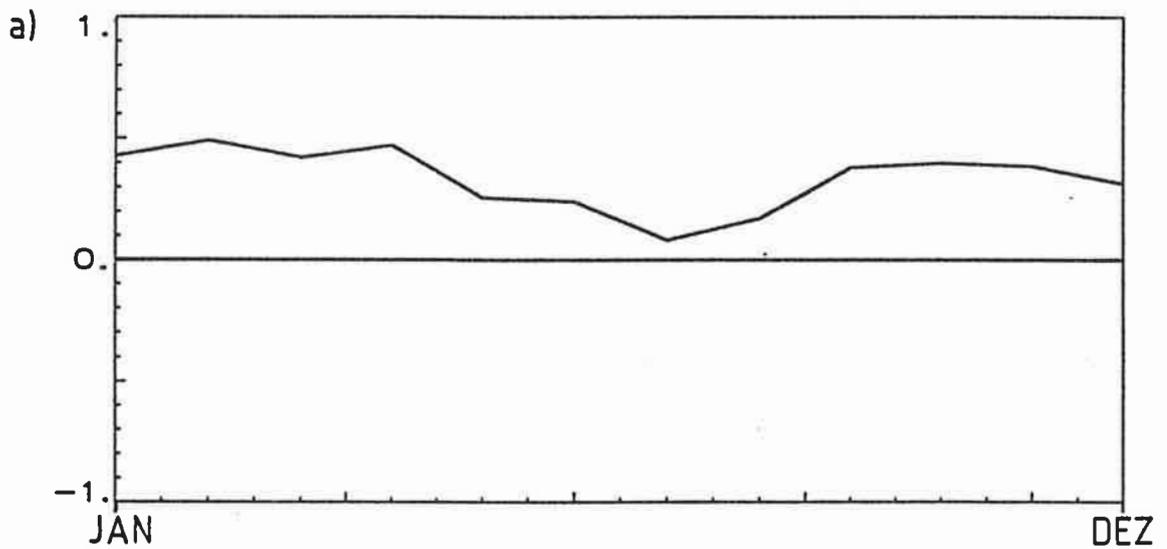
Die im "ENSO"-Experiment simulierte SST ist im Winter hoch mit dem SOI korreliert. Im westlichen Nordpazifik sind die lokalen Korrelationskoeffizienten negativ und im östlichen Teil des Analysegebietes positiv. In der Beobachtung und im

**Abbildung 6.9:**

Korrelationskoeffizient zwischen den räumlich gemittelten Zeitserien der beobachteten und simulierten SST und deren Standardabweichung in Abhängigkeit von der Jahreszeit (Januar bis Dezember; Gebiet A und B: siehe Abb. 1.1; "ENSO"-Experiment).

a. Korrelationskoeffizient

b. Standardabweichung (gestrichelte Linie: Beobachtung; durchgezogene Linie: Simulation).



Basisexperiment sind die lokalen Korrelationskoeffizienten erheblich schwächer, das großräumige Korrelations-Muster ist jedoch sehr ähnlich. Simulierte und beobachtete SST sind im Winter miteinander korreliert, die simulierte winterliche Standardabweichung ist deutlich niedriger als die beobachteten Werte (nur ein Drittel bis die Hälfte der beobachteten Standardabweichung; "ENSO"- Experiment).

Die Ergebnisse des "ENSO"-Experimentes zeigen, daß atmosphärische Fernwirkung geeignet ist die Korrelationen zwischen beobachteter nordpazifischer SST und dem SOI zu erklären. Das tropische ENSO-Phänomen ändert global die winterliche atmosphärische Zirkulation. So hervorgerufene großräumige Wind-Anomalien im Bereich des Nordpazifiks beeinflussen dann die SST in dieser Region. Da allerdings auch andere Einflüsse (z.B. Makroturbulenz bzw. die extratropische SST) die extratropische Atmosphäre modifizieren, sind die Korrelationen zwischen beobachteter nordpazifischer SST und dem SOI relativ niedrig. Die durch ENSO erklärbare Varianz in der nordpazifischen SST liegt bei 10-20%.

## 7. ABSCHLIESSENDE DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Die niederfrequente SST-Variabilität im Nordpazifik kann im Winter durch ein numerisches Experiment gut wiedergegeben werden, indem das Ozean-Modell mit turbulenten Impuls- und Wärme-flüssen angetrieben wird. Das beobachtete anomale Windfeld beeinflusst über den Windschub das ozeanische Strömungssystem und die turbulenten Mischungsprozesse. Windbedingte Lufttemperatur-Anomalien ändern zusätzlich den turbulenten Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre. Der Ozean reagiert mit einer leichten Verzögerung von etwa einem Monat auf die geänderte Zirkulation. Die Lebensdauer der entstehenden großräumigen SST-Anomalien liegt im Winter bei vier bis sechs Monaten und im Sommer bei ein bis zwei Monaten. Beobachtungen unterstützen diese Ergebnisse (Wallace et al., 1989; Namias et al., 1988). Die antreibenden, beobachteten, monatlich gemittelten Wind-Anomalien zeigen, unabhängig von der Jahreszeit, eine deutlich kürzere Lebensdauer (bis zu einem Monat). Diese Änderung der Zeitskala von atmosphärischem Antrieb zur ozeanischen Reaktion steht in Übereinstimmung zu den Ergebnissen stochastischer Klimamodelle, die die beobachtete niederfrequente SST-Variabilität als integrierte Antwort der Ozeans auf das sich schnell ändernde Wettergeschehen darstellen (Kap. 1.3). Die Lebensdauer der SST-Anomalien ist somit abhängig von ozeanischen Prozessen, im wesentlichen der Deckschichttiefe.

Die horizontale Ausdehnung der SST-Anomalien ist deutlich größer als der ozeanische Rossby-Radius der Deformation, statt dessen entspricht die horizontale Skala eher den typischen Längen der atmosphärischen Zirkulation. Die ersten drei EOFs des Windfeldes sind großräumig (charakteristische Länge: 2500-6000 km), sie beschreiben gut 50% der gesamten Varianz (Kap. 3). Die durch Warm- bzw. Kaltluftadvektion hervorgerufenen Lufttemperatur-Anomalien sind ebenfalls großräumig. Wird der Einfluß des Ozeans auf die

Lufttemperatur vernachlässigt, so ist die erste EOF der Lufttemperatur hoch mit der ersten EOF des Windfeldes korreliert; die zweite EOF der Lufttemperatur steht in direkter Verbindung zur dritten EOF des Windes. Der turbulente Wärmeaustausch mit dem Ozean ändert die Stärke und die Lebensdauer der simulierten Lufttemperatur-Anomalien, nicht jedoch die großräumigen Struktur der Anomalien. Durch den turbulenten Wärmeaustausch sind Lufttemperatur und SST direkt miteinander gekoppelt, die großräumigen Muster werden direkt auf den Ozean übertragen. Somit ist die horizontale Ausdehnung der SST-Anomalien direkt abhängig von den charakteristischen Windmustern.

Auch lokal stimmen die simulierten und beobachteten winterlichen SST-Anomalien gut überein. Die hohe SST-Variabilität nahe  $40^{\circ}\text{N}$ , im Bereich der starken Westwinde, wird im Modellexperiment wiedergegeben und auch der Korrelationskoeffizient zeigt eine signifikante Übereinstimmung (Kap. 4). Eine Analyse der Prozesse, die im Modell die winterliche SST beeinflussen, zeigt die dominante Wirkung der turbulenten Wärme Flüsse. Nur im Bereich des Kuroschio tragen auch die advektiven Transporte im Ozean nennenswert zur SST-Änderung bei (etwa ein Drittel). Die Wirkung der turbulenten Mischungsprozesse im Ozean auf die SST ist vernachlässigbar.

In zweiten Teil der Arbeit wird als Spezialfall die Wirkung der durch ENSO geänderten atmosphärischen Zirkulation auf die nordpazifische SST untersucht. Als Reaktion auf das synthetische Windfeld ergeben sich SST-Anomalien, die im Winter hoch signifikant mit dem SOI korreliert sind. Das großräumige Muster der lokalen Korrelationskoeffizienten gibt die Beobachtungen gut wieder (Kap.6). Allerdings sind die lokalen Korrelationen zwischen beobachteter nordpazifischer SST und dem SOI relativ niedrig, da auch andere Einflüsse (z.B. Makroturbulenz und die extratropische SST) die extratropische Atmosphäre beeinflussen. Die durch die

atmosphärische Fernwirkung erklärbare Varianz ist deshalb gering (etwa 10 bis 20%).

Weiterführende Arbeiten sind im Nordpazifik durch Ausdehnung der Untersuchung auch auf sommerliche SST-Anomalien denkbar. Zirkulationsanomalien in der Atmosphäre äußern sich in Windschub-Anomalien und in Lufttemperatur-Anomalien, aber auch im Bereich der Bewölkung (Cayan, 1990; Wright et al., 1985). Um auch sommerliche SST-Anomalien nachsimulieren zu können, ist neben der Berücksichtigung von Strahlungsanomalien allerdings auch eine verbesserte Darstellung der Deckschicht-Dynamik notwendig. Zur Zeit wird ein Deckschicht-Modell in das ozeanische Zirkulationsmodell eingebettet.

Im Bereich des Nordatlantiks werden ähnliche Zusammenhänge zwischen SST-Anomalien und großräumigen Zirkulationsanomalien wie im Nordpazifik beobachtet (Bjerknes, 1964; Wallace et al., 1989; Zorita et al., 1990). Deshalb wäre eine ähnliche Untersuchung im Nordatlantik ebenfalls hilfreich, um die dort wirkenden Prozesse genauer zu verstehen.

## DANKSAGUNG

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Hans von Storch für die intensive Betreuung dieser Arbeit. Auch bei Herrn Dr. Ernst Maier-Reimer möchte ich mich für die Überlassung des Ozean-Modells und für die hilfreichen Diskussionen bedanken. Herrn Prof. Dr. Klaus Hasselmann danke ich für die Möglichkeit, in einer sehr lebendigen und stimulierenden Atmosphäre arbeiten zu können.

Für die schnelle und gute Ausführung der graphischen Arbeiten bedanke ich mich bei Frau Marion Grunert und Frau Doris Lewandowski. COADS wurde mir durch Peter Wright zur Verfügung gestellt, auch dafür mein Dank.

Desweiteren möchte ich mich bei meinen Kolleginnen und Kollegen bedanken für zahlreich Tips und Unterstützungen im Bereich der "Bit-Welt und deren leider ständig wechselndem Angesicht".

## LITERATURVERZEICHNIS

Alexander, M.A., 1989: Simulation of the response of the North Pacific Ocean to the anomalous atmospheric circulation associated with El Nino. Submitted to Climate Dynamics.

Barnett, T.P., 1981: On the nature and causes of large-scale thermal variability in the central North Pacific Ocean. *J.Phys. Oceanogr.*, 11, 887-804.

Barnston, A.G. und Livezey, R.E., 1987: Classification, Seasonality and Persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon.Wea.Rew.*, 115, 1083-1126.

Bathen, K.H., 1972: On the seasonal changes in the depth of the mixed layer in the North Pacific Ocean. *J.Geophys. Res.*, 77, 7138-7150.

Biercamp, J., 1987: Untersuchung eines gekoppelten Systems bestehend aus einem Modell der allgemeinen Zirkulation und einem Modell des oberen Ozeans. *Hamburger Geophys. Einzelschriften*, Heft 87.

Bjerknes, J., 1964: Atlantic air-sea interaction. *Adv. in Geophysics*, 7, 1-82.

Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon.Wea.Rew.*, 97, 163-172.

Bjerknes, J., 1972: Large-scale atmospheric response to the 1964-65 Pacific equatorial warming. *J. Phys. Oceanogr.*, 2, 212-217.

Blackmon, M.L., Geisler, J.E. und Pitcher, E.J., 1983: A general circulation model of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperatures. *J. Atmos. Sci.*, 40,

1410-1425.

Bryan, K., und Cox, M.D., 1967: A numerical investigation of the oceanic general circulation, *Tellus*, 19, 54-80.

Cayan, D.R., 1990: Variability of latent and sensible heat flux over the oceans. University of California, San Diego, 199pp, Ph. D. Thesis.

Cubasch, U., 1985: The mean response of the ECMWF global model to the El Nino anomaly in the extended range prediction experiments. *Atmosphere-Ocean*, 23, 43-66.

Davis, R.E., 1976: Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 249-266.

Deutscher Wetterdienst, 1976: Aspirations-Psychrometer-Tafel. Herausgegeben vom Deutschen Wetterdienst, Vieweg, Braunschweig.

Frankignoul, C. , 1985: Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the middle latitudes. *Rev. Geophys.*, 23, 357-390.

Frankignoul, C. und Hasselmann, K., 1977: Stochastic climate models, II, Application to sea-surface temperature variability and thermocline variability. *Tellus*, 29, 284-305.

Frankignoul, C. und Reynolds, R.W. , 1983: Testing a dynamical model of mid-latitude sea surface temperature anomalies. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1131-1145.

Gill, A.E., 1982: *Atmosphere-Ocean dynamics*. Academic Press Inc., San Diego, California, 662 S..

Hamilton, K., 1988: A detailed examination of the

extratropical response to the tropical El Nino/Southern Oscillation events. *J. Climatol.*, 8, 67-86.

Haney, R.L., 1971: Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 1, 241-248.

Haney, R.L., 1980: A numerical case study of the development of large-scale anomalies in the central North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 541-556.

Haney, R.L., 1985: Midlatitude sea surface temperature anomalies: a numerical hindcast. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 787-799.

Haney, R.L., Shiver, W.S. und Hunt, K.H., 1978: A dynamical-numerical study of the formation and evolution of large-scale ocean anomalies. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 952-969.

Hasse, L. und Dobson, F., 1986. *Introductory physics of atmosphere and ocean.* D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 126pp.

Hasselmann, K., 1976: Stochastic climate models, Part I, Theory. *Tellus*, 28, 473-485.

Hellerman, S. und Rosenstein, M., 1983: Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093-1104.

Herterich, K. und Hasselmann, K., 1987: Extraction of mixed layer advection velocities, diffusion coefficients, feedback factors and atmospheric forcing parameters from the statistical analysis of the North Pacific SST anomaly fields. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 2146-2155.

Horel, J.D. und Wallace, J.M., 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena with the Southern Oscillation.

Mon.Wea.Rew., 109, 813-829.

Hoskins, B.J., 1983: Dynamical processes in the atmosphere and the use of models. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 109, 1-21.

Hoskins, B.J. und Karoly, D.J., 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. J. Atmos. Sci., 38, 1179-1196.

Julian, P.R. und Chervin, R.M., 1978: A study of the Southern Oscillation and Walker Circulation phenomenon. Mon. Wea. Rew., 106, 1433-1451.

Latif, M., 1987: Modelltheoretische Untersuchung der niederfrequenten Variabilität der äquatorialen pazifischen Ozeanzirkulation. Hamburger Geophys. Einzelschriften, Heft 82.

Levitus, S., 1982: Climatological atlas of the world ocean. NOAA Professional Paper No. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 173pp.

Livezey, R.E. und Mo, K.C., 1987: Tropical-extratropical teleconnections during northern Hemisphere winter. Part II: relationships between monthly mean northern Hemisphere circulation patterns and proxies for tropical convection. Mon.Wea.Rew., 115, 3115-3132.

Mo, K.C. und Livezey, R.E., 1986: Tropical-extratropical geopotential height teleconnections during the Northern Hemisphere winter. Mon.Wea.Rew., 114, 2488-2515.

Namias, J., Yuan, X. und Cayan, D.R. , 1988: Persistence of North Pacific sea surface temperature and atmospheric flow patterns. J. Climate, 1, 682-703.

- Pacanowski, R.C. und Philander, S.G.H., 1981: Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1443-1451.
- Pares-Sierra, A. und O'Brien, J.J., 1989: The seasonal and interannual variability of the California current system: a numerical model. *J. Geophys. Res.*, 94, C3, 3159-3180.
- Reynolds, R.W., 1978: Sea-surface temperature in the North Pacific Ocean. *Tellus*, 30, 97-103.
- Rowtree, R.P., 1972: The influence of tropical east Pacific Ocean temperature on the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 98, 290-321.
- Shukla, J. und Wallace, J.M., 1983: Numerical simulations to the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1613-1630.
- Simmons, A.J., Wallace, J.M. und Branstator, G.W., 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1363-1392.
- Storch, H.v. und Kruse, H.A., 1985: The extra-tropical atmospheric response to El Nino events - a multivariate significance analysis. *Tellus*, 37A, 361-377.
- UNESCO, 1981: Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. UNESCO Technical Papers in Marine Sci., Nr. 36, UNESCO, Paris.
- van Loon, H. und Rogers, J.C., 1981: The Southern Oscillation. Part II: Associations with changes in the middle Troposphere in the northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1163-1168.
- Wallace, J.M. und Gutzler, D.S., 1981: Teleconnections in

the geopotential height field during the northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812.

Wallace, J.M., and Jiang, Q., 1987: On the observed structure of the interannual variability of the atmosphere/ocean system. In: H. Cattle (Editor), *Atmospheric and oceanic variability*. Royal Met. Society, Bracknell, pp 17-43.

Wallace, J.M., Smith, C. and Jiang, Q., 1989: Spatial patterns of atmosphere/ocean interaction in the northern winter. Submitted to *Mon. Wea. Rev.*.

Weare, B.C., Navato, A.R. and Newell, R.E., 1976: Empirical orthogonal analysis of Pacific sea surface temperatures. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 671-678.

Webster, P.J., 1981: Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 38, 554-571.

White, W.B., Meyers, G.A., Donguy, J.R. and Pazan, S.E., 1985: Short-term variability in the thermal structure of the Pacific ocean during 1979-1982. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 917-935.

Willebrand, J., Philander, S.G.H. and Pacanowski, R.C., 1980: The oceanic response to large-scale atmospheric disturbances. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 411-429.

Woodruff, S.D., Slutz, R.J., Jenne, R.L. and Steurer, P.M., 1987: A comprehensive ocean-atmosphere data set. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 68, 1239-1250.

Wright, P.B., 1983: Sea surface temperature fluctuations in the Pacific, 0-50N. *Tropical ocean-atmosphere newsletter*, 19, 14-15.

Wright, P.B., 1984: Relationships between indices of the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1913-1919.

Wright, P.B., Mitchell, T.P und Wallace, J.M., 1985: Relationships between surface observations over the global oceans and the Southern Oscillation. Pacific Marine Environ. Lab., Seattle, ERL/NDAA Data Report, PMEL-12.

Wright, P.B.,Wallace, J.M., Mitchell, T.P. und Deser, C.,1988: Correlation structure of the El Nino/Southern Oscillation Phenomenon. *J. Climate*, 1, 609-625.

Wyrtki, K., 1975: Fluctuations of the dynamic topography in the Pacific ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 450-459.

Zorita, E., Kharin, V.und Storch, H.v., 1990: The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North atlantic area in winter: Their interaction and relevance for Iberian precipitation. MPI Report 54. Hamburg.

- EXAMENSARBEIT Nr. 1**  
Juli 1990
- Modellierung des gekoppelten Systems  
Ozean-Atmosphäre in den Tropen**  
Mojib Latif
- EXAMENSARBEIT Nr. 2**  
Juli 1990
- Zur Dynamik des antarktischen Zirkumpolar-  
stromes**  
Jörg-Olaf Wolff
- EXAMENSARBEIT Nr. 3**  
Juli 1990
- Zur Erniedrigung des atmosphärischen  
Kohlendioxidgehalts durch den Weltozean  
während der letzten Eiszeit**  
Christoph Heinze
- EXAMENSARBEIT Nr. 4**  
August 1990
- Analysis and Prediction of the El Niño  
Southern Oscillation Phenomenon using  
Principal Oscillation Pattern Analysis**  
Jin-Song Xu
- EXAMENSARBEIT Nr. 5**  
Dezember 1990
- Untersuchung zur niederfrequenten  
Variabilität der Meeresoberflächen-  
temperatur im Nordpazifik**  
Ute Luksch

ISSN 0938-5177