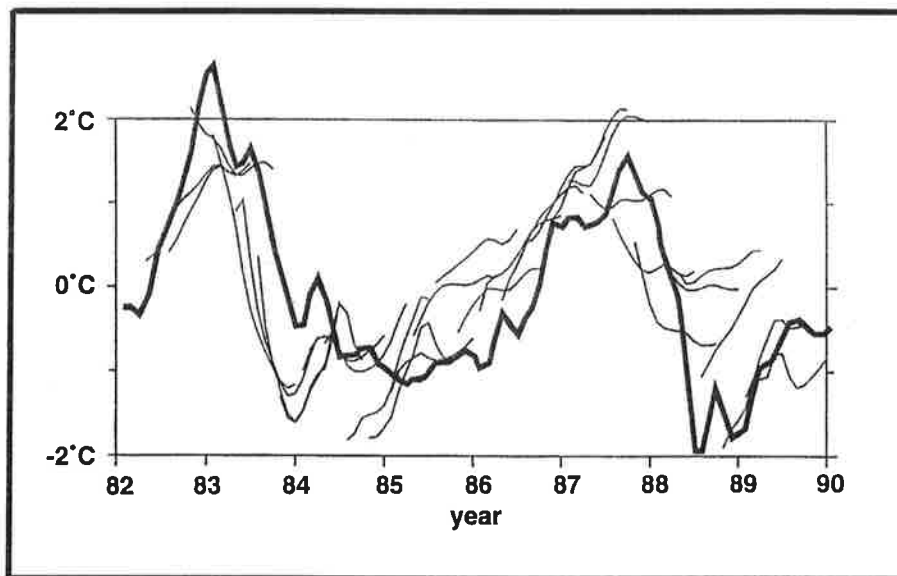




# Max-Planck-Institut für Meteorologie

## EXAMENSARBEIT Nr. 35



### DER EINFLUSS VON DATENASSIMILATION AUF ENSO SIMULATIONEN UND VORHERSAGEN

VON  
Martin Fischer

HAMBURG, Januar 1996

Dissertation im Rahmen des Promotionsverfahrens

Autor:

Martin Fischer

Max-Planck-Institut  
für Meteorologie

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

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

# Der Einfluß von Datenassimilation auf ENSO Simulationen und Vorhersagen

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

vorgelegt von  
Martin Fischer  
aus Celle

Hamburg, 1995

ISSN 0938-5177



# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>1</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>2</b>
1.1 Motivation der Arbeit	2
1.2 Zielsetzung	3
<b>2 Datenassimilationsmethoden</b>	<b>5</b>
2.1 Einleitung	5
2.2 Sequentielle Methoden	7
2.2.1 Nudging	7
2.2.2 Successive Correction Methode	8
2.2.3 Optimal Interpolation	10
2.2.4 Kalman Filter	12
2.3 Variationsmethoden	13
2.3.1 3D-VAR	14
2.3.2 4D-VAR und Adjungierte Methode	15
<b>3 Daten</b>	<b>19</b>
3.1 Kontrollexperiment	19
3.2 XBT Beobachtungen	20
3.3 NMC Temperaturdaten	21
3.4 TOGA-TAO Temperaturmessungen	22
3.5 Künstliche Wasserstandsdaten	23
3.6 Pegelmessungen	23

3.7	GEOSAT Altimeterdaten . . . . .	25
3.8	NMC Wasserstände . . . . .	26
<b>4</b>	<b>Das Assimilationssystem</b>	<b>27</b>
4.1	Ozeanmodell . . . . .	27
4.2	Assimilationsverfahren . . . . .	28
4.2.1	Assimilation von Temperaturdaten . . . . .	30
4.2.2	Assimilation von Wasserstandsdaten . . . . .	30
<b>5</b>	<b>Assimilationsexperimente</b>	<b>32</b>
5.1	Einleitung . . . . .	32
5.2	Kontrolllauf . . . . .	33
5.2.1	Experiment . . . . .	33
5.2.2	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	33
5.3	Assimilation von XBT-Beobachtungen . . . . .	39
5.3.1	Experiment . . . . .	39
5.3.2	Assimilationsergebnisse . . . . .	39
5.3.3	Erinnerungsvermögen des Modells . . . . .	40
5.3.4	Diskussion . . . . .	41
5.4	Assimilation von NMC-Temperaturdaten . . . . .	47
5.4.1	Experiment . . . . .	47
5.4.2	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	47
5.5	Assimilation von TOGA-TAO-Daten . . . . .	48
5.5.1	Experiment . . . . .	48
5.5.2	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	48
5.6	Assimilation von künstlichen Wasserstandsdaten . . . . .	50
5.6.1	Experiment . . . . .	50
5.6.2	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	50
5.7	Assimilation von Pegelmessungen . . . . .	55
5.7.1	Experiment . . . . .	55
5.7.2	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	55

5.8	Assimilation von GEOSAT-Altimeterdaten . . . . .	58
5.8.1	Experiment . . . . .	58
5.8.2	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	58
5.9	Assimilation von NMC-Wasserstandsdaten . . . . .	61
5.9.1	Experiment . . . . .	61
5.9.2	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	61
5.10	Schlußfolgerungen . . . . .	63
<b>6</b>	<b>Vorhersageexperimente</b>	<b>65</b>
6.1	Einleitung . . . . .	65
6.2	Das gekoppelte Modell . . . . .	66
6.3	Wärmeinhaltsanomalien im Ozean . . . . .	68
6.4	Vorhersagen . . . . .	72
6.5	Zusammenfassung und Diskussion . . . . .	78
<b>7</b>	<b>Schlußbemerkung und Ausblick</b>	<b>79</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>81</b>
	<b>Literatur</b>	<b>82</b>

# Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird der Einfluß der Assimilation ozeanischer Beobachtungen auf ENSO Modellierung und ENSO Vorhersagen untersucht. Insbesondere werden die Auswirkungen von Datendichte, Datenqualität und Datentyp auf die Güte von Simulationen untersucht. Einen Schwerpunkt bildet die Frage, ob Beobachtungen der vertikalen Temperaturstruktur des Ozeans durch Wasserstandsmessung ersetzt werden können. Dazu wurde ein auf der Methode der *sequentiellen Anpassung* beruhendes Datenassimilationschema entwickelt und mit einem ozeanischen Zirkulationsmodell gekoppelt. Ozeansimulationen wurden unter verschiedenen Bedingungen durchgeführt um die oben genannten Aspekte zu untersuchen. Außerdem wurden Ensembles von ENSO Vorhersagen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphären Modell durchgeführt, um den Einfluß von Datenassimilation auf die Vorhersagegüte zu untersuchen. In einem Kontrollensemble wurden zur Initialisierung ausschließlich Windbeobachtungen verwendet. In zwei weiteren Ensembles wurden zusätzlich drei-dimensionale Temperaturdaten bzw. Wasserstandsdaten während der Initialisierung verwendet. Der Einfluß dieser beiden Datentypen auf ENSO-Vorhersagen konnte so gegeneinander abgeschätzt werden.

Die Auswertung der Experimente ergab, daß ENSO-Analysen und -Vorhersagen sowohl durch die Assimilation von 3-dimensionalen Temperaturbeobachtungen als auch durch Wasserstandsdaten gegenüber Kontrollexperimenten, in denen ausschließlich beobachtete Winde verwendet wurden, deutlich verbessert werden konnten. Der Einfluß von Temperatur- und Wasserstandsdaten war dabei vergleichbar. Daraus wird der Schluß gezogen, daß satellitengestützte Messungen der Auslenkung der Meeresoberfläche eine vielversprechende Ergänzung zu Temperaturbeobachtungen bilden.



# Kapitel 1

## Einleitung

### 1.1 Motivation der Arbeit

Im Gegensatz zur Atmosphäre, für die ein weltweites, dichtes Beobachtungsnetz existiert, sind verfügbare Daten über die Ozeane nur sehr spärlich und ungleichmäßig in Zeit und Raum verteilt. Dieser Mangel an Daten ist besonders dann von Bedeutung, wenn es darum geht, Veränderungen des Klimas auf Zeitskalen von einigen Monaten oder mehr zu untersuchen. Während die Variabilität des Systems Ozean/Atmosphäre über einige Tage hinweg eindeutig durch die Atmosphäre bestimmt ist, kehrt sich dies um, sobald man Zeiträume von einigen Monaten und mehr betrachtet, wobei den Ozeanen eine immer wichtigere Rolle zukommt. Veränderungen können auf den Einfluß des Menschen zurückzuführen sein, wie beispielsweise der anthropogene Treibhauseffekt aufgrund verstärkter  $CO_2$  Emissionen, sie können aber auch natürlichen Ursprungs sein. Das wichtigste Beispiel für natürliche Variabilität ist das El Niño/Southern Oscillation Phänomen (ENSO), das seinen Ursprung im tropischen Pazifik hat, dessen Auswirkungen jedoch global sind. ENSO kann als Zyklus aufgefaßt werden, mit anomal warmen (El Niño) und kalten (La Niña) Phasen [z.B. Bjerknes 1969]. ENSO ist gekennzeichnet durch eine Abschwächung der Passatwinde im zentralen äquatorialen Pazifik und eine Erwärmung der Meeresoberflächentemperatur um einige Grad Celsius im Ostpazifik. Dabei findet eine große Umverteilung von Wärme vom West- in den Ostpazifik statt [z.B. Wyrski 1985]. Dies tritt in unregelmäßigen Abständen zwischen drei und sieben Jahren auf. Es ist von besonderem Interesse, da es durch eine Störung der atmosphärischen Zirkulationsmuster [Ropelewski and Halpert 1987] unter anderem die Niederschlagsmengen und damit die landwirtschaftlichen Erträge in großen Gebieten der Erde beeinflusst. So herrscht in Nord-Australien und in Süd-Ost-Asien während eines El Niño Ereignisses große Trockenheit, wohingegen an der gesamten Südamerikanischen Westküste starke Regenfälle auftreten. Ferner gibt es Hinweise, daß die Getreideerträge in Nordamerika durch ENSO beeinflusst wird. Will man ENSO Extreme über einen Zeitraum von auch nur einigen Monaten vorhersagen, so ist es unbedingt erforderlich, den Zustand des tro-

pischen Pazifiks so genau wie möglich zu kennen.

Um dieses Ziel zu erreichen, gibt es unterschiedliche Wege. Eine Möglichkeit besteht darin, möglichst viele Meßdaten über den entsprechenden Bereich auszuwerten um so den momentanen Zustand des Ozeans näherungsweise zu bestimmen. Relevante Größen sind Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen sowohl an der Meeresoberfläche als auch in Tiefen bis zu 300 - 500 Metern, außerdem Meeresspiegelerhöhungen sowie eventuell Strömungsgeschwindigkeiten in verschiedenen Tiefen. Wenn auch die Datendichte in den letzten Jahren deutlich zugenommen hat, so gilt doch für fast alle genannten Größen, was bereits am Anfang erwähnt wurde, daß sie ungleichmäßig verteilt und in einigen Gegenden überhaupt nicht vorhanden sind. Dies gilt vor allem für Daten aus der Tiefe. Die einzige Ausnahme bildet seit einigen Jahren die Auslenkung der Meeresoberfläche, da sie inzwischen mit Satelliten permanent und in ausreichender Genauigkeit gemessen werden kann.

Ein anderer Weg besteht darin, Ozeanmodelle zu betreiben, um die gewünschte Information zu erhalten. Hierbei handelt es sich um Computermodelle, die, soweit möglich, die physikalischen, chemischen und biologischen Gesetze, denen die Ozeane unterworfen sind, simulieren. Diese werden mit beobachteten Wind- und Wärmeflußdaten angetrieben. Der Vorteil besteht darin, daß man eine in Zeit und Raum vollständige und dynamisch konsistente Beschreibung des Ozeans erhält. Doch auch die aufwendigsten Ozeanmodelle können die natürlichen Gesetzmäßigkeiten nur näherungsweise wiedergeben, so daß der simulierte Ozeanzustand immer fehlerbehaftet ist, nicht zuletzt auch wegen Fehlern in den Antriebsfeldern.

Die aussichtsreichste Möglichkeit besteht in einer Kombination der beiden oben genannten Ansätze. Man gibt Beobachtungsdaten in ein Simulationsmodell und verwendet dieses, um die Information in Zeit und Raum zu verteilen. Man erhält so eine Beschreibung des Ozeans, die vollständig ist, der Realität relativ nahe kommt und im wesentlichen dynamisch konsistent ist. Diese Art der Kombination von Beobachtungsdaten und Modellsimulationen wird Datenassimilation genannt.

## 1.2 Zielsetzung

Datenassimilation ist sowohl für diagnostische Zwecke, als auch für die Verbesserung von Klimavorhersagen eine vielversprechende Methode. In dieser Arbeit soll untersucht werden, inwieweit eine Verbesserung der Beschreibung und Vorhersage des El Niño Phänomens mit Hilfe von Datenassimilation erreicht werden kann. Von besonderem Interesse ist dabei der Einfluß unterschiedlicher Datentypen, wie Temperatur- oder Wasserstandsmessungen, ihre räumliche Dichte, sowie der Zeitraum der Verfügbarkeit der Daten.

Es wird die Frage behandelt, welche Art von Daten im Zusammenhang mit ENSO Untersuchungen sinnvoll zu verwenden sind, und wie sich ihr Einfluß auf die Modellsimulationen unterscheidet. Ein wichtiger Punkt ist in diesem Zusammenhang, inwieweit Temperaturmessungen bis in Tiefen von einigen hundert Metern notwendig sind. Da

die Beschaffung dieser Daten relativ aufwendig und damit auch teuer ist, ist ihre Verteilung in Zeit und Raum relativ dünn und ungleichmäßig. Es soll weiter untersucht werden, welche Information aus Beobachtungen der Auslenkung der Meeresoberfläche gezogen werden kann. Diese Art von Daten ist sehr interessant, da sie Information über die vertikale Dichtestruktur des Ozeans enthält und mit ausreichender Genauigkeit von Satelliten aus gemessen werden kann und damit praktisch an jedem Ort und zu jeder Zeit zur Verfügung steht. Desweiteren wird der Einfluß der räumlichen Datendichte für unterschiedliche Datensätze untersucht.

Um den Nutzen von Daten für Vorhersagen abschätzen zu können, muß untersucht werden, wie lange Informationen, die durch Assimilation eingefügt wurden, im Modell verbleiben, nachdem die Assimilation abgeschaltet wurde. Auch dies wird für unterschiedliche Arten von Daten in unterschiedlicher räumlicher Auflösung durchgeführt. Schließlich werden drei Vorhersageensembles durchgeführt, die sich dadurch voneinander unterscheiden, daß während der Initialisierung unterschiedliche Datentypen assimiliert wurden. Die Auswirkung unterschiedlicher Initialisierungsverfahren auf die Güte von ENSO Vorhersagen wird dadurch untersucht.

Die Arbeit ist wie folgt aufgebaut: in Kapitel 2 werden theoretische Grundlagen der Datenassimilation erläutert und verschiedene Assimilationsverfahren vorgestellt, wobei Vor- und Nachteile der unterschiedlichen Methoden erläutert werden. Eine Beschreibung der unterschiedlichen Beobachtungsdaten folgt in Kapitel 3. In Kapitel 4 wird das hier verwendete Assimilationssystem vorgestellt. In Kapitel 5 folgt eine Beschreibung der durchgeführten Experimente. Zunächst wird als Referenz ein Kontrollexperiment erläutert, in dem keine Daten assimiliert wurden. Die Assimilationsexperimente werden anschließend getrennt vorgestellt und die Ergebnisse diskutiert. In den Schlußfolgerungen zu Kapitel 5 werden die Fragen, welche Rolle Datentyp, Dichte und Qualität auf Ozeanmodellierung haben, anhand der vorgestellten Experimente diskutiert. Die Frage, ob durch Datenassimilation ENSO Vorhersagen verbessert werden können, und welche Datentypen dabei besonders nützlich sind, wird schließlich in Kapitel 6 behandelt. Die Arbeit wird durch Schlußbemerkungen und einen Ausblick in Kapitel 7 beendet.

# Kapitel 2

## Datenassimilationsmethoden

### 2.1 Einleitung

Datenassimilation bildet in Kombination mit einem Simulationsmodell die aussichtsreichste Methode, um ein Maximum an Information aus verfügbaren Beobachtungen und dem Wissen über die physikalischen, chemischen und biologischen Gesetzmäßigkeiten zu ziehen. Meßdaten sind häufig mit Fehlern behaftet, die möglichst korrigiert werden sollen. Da diese Fehler nicht mit der Dynamik des Systems in Einklang zu bringen sind, werden sie, wenn sie nicht zu groß sind, bei der Kombination von Daten und Modellen ausgeglichen. Ein weiterer wichtiger Punkt ist, daß durch Datenassimilation Beobachtungslücken aufgefüllt werden können. Wird an einer Stelle Zusatzinformation in Form von Beobachtungen in ein Ozeanmodell eingebracht, so breitet sich diese durch Advektion und Diffusion über ein größeres Gebiet aus. Auf diese Weise kann auch in Gebieten, in denen keine Daten vorliegen, ein Informationszugewinn aufgrund von Messungen erzielt werden.

Das eigentliche Modell hat also zwei Funktionen. Zum einen wird es als sehr aufwendiges und kompliziertes Filter benutzt, um Messfehler, wenn auch nicht ganz zu unterdrücken, so zumindest zu reduzieren. Zum anderen wird das Modell selbst dazu verwendet Daten in Zeit und Raum zu verteilen. Der Vorteil gegenüber einfachen Filter- oder Interpolationsalgorithmen liegt darin, daß die Dynamik des Systems berücksichtigt wird.

Die Qualität einer Wetter- oder Klimavorhersage hängt neben der Güte des verwendeten Vorhersagemodells entscheidend von der Güte des Anfangszustandes, von dem aus sie gestartet wird, ab. Es ist nach dem oben Gesagten offensichtlich, daß Datenassimilation in diesem Zusammenhang entscheidende Vorteile bietet. Bei Wettervorhersagen werden Assimilationsverfahren seit Mitte der 50-er Jahre mit großem Erfolg operationell eingesetzt. Erst die Kombination von Simulationsmodellen mit Beobachtungsdaten brachte den gewünschten Erfolg.

Seit einigen Jahren arbeitet man verstärkt an kurz- und mittelfristigen Klimavorhersagen. Von besonderem Interesse ist dabei das im ersten Abschnitt bereits erwähnte ENSO

Phänomen. Für diese Art von Vorhersagen werden gekoppelte Ozean-Atmosphären-Modelle verwendet. Eine ENSO Vorhersage ist ebenfalls ein Anfangswertproblem, wobei hier insbesondere die ozeanische Komponente von großer Wichtigkeit ist, da das Erinnerungsvermögen des Systems Ozean/Atmosphäre im Ozean zu suchen ist [Wyrтки 1985]. In den meisten Fällen werden diese Modelle für eine Vorhersage initialisiert, indem man das Ozeanmodell ungekoppelt mit beobachteten Wind- und Wärmeflußfeldern antreibt, um so einen Initialzustand zu erhalten. Für die eigentliche Vorhersage wird das Ozeanmodell mit einem Atmosphärenmodell gekoppelt, und von dem zuvor erzeugten Anfangszustand aus gestartet. Nach den positiven Erfahrungen aus dem Bereich der Wettervorhersagen bietet sich auch in diesem Zusammenhang die Datenassimilation an, um den Anfangszustand des Systems besser zu erfassen. Auf diese Weise können auch ozeanische Meßdaten, die bei der klassischen Initialisierungsmethode nicht berücksichtigt werden, zur Bestimmung des Anfangszustandes verwendet werden. Da diese Daten völlig unabhängig von den Antriebsfeldern (Wind, Wärmeflüsse) gewonnen werden, bedeutet ihre Verwendung einen Zugewinn an Information, der in besseren Vorhersagen resultieren sollte.

Die meisten Assimilationssysteme bestehen aus 3 Hauptteilen :

- **Qualitätskontrolle** der Beobachtungen, wird durchgeführt, um ungenaue oder fehlerhafte Beobachtungen sofort auszusortieren.
- **Korrekturschritt**, bei diesem Schritt werden Beobachtungen in ein Modell eingefügt.
- **zeitliche Integration der Modellgleichungen**, um die eingefügte Information in Zeit und Raum zu interpolieren.

Die Qualitätskontrolle der eingehenden Beobachtungsdaten ist ein sehr wichtiger Punkt. Schlechte oder fehlerhafte Messungen, die mit dem verwendeten Modell überhaupt nicht in Einklang zu bringen sind, können dazu führen, daß Modellergebnisse gegenüber einem Kontrolllauf ohne Assimilation sogar verschlechtert werden. In dieser Arbeit wird jedoch nicht weiter auf diesen Punkt eingegangen, da in allen Experimenten ausschließlich Daten verwendet wurden, die bereits eine solche Kontrolle durchlaufen hatten.

Während des Korrekturschrittes werden Simulationsdaten und Beobachtungsdaten miteinander verknüpft. Häufig wird dies auch Analyse genannt. Die zeitliche Integration der Modellgleichungen dient dazu, die eingefügten Informationen zu filtern und in Zeit und Raum zu extrapolieren. Hierin unterscheiden sich Datenassimilationssysteme von herkömmlicher Datenanalyse. Die physikalischen, chemischen und biologischen Gleichungen werden bei der Analyse mit berücksichtigt.

In den folgenden Abschnitten dieses Kapitels werden verschiedene Assimilationsmethoden vorgestellt, und ihre Vor- und Nachteile erläutert.

## 2.2 Sequentielle Methoden

Generell werden Assimilationsmethoden in zwei Gruppen unterteilt, die sogenannten sequentiellen Methoden und die Variationsmethoden <sup>1</sup>. Bei den erstgenannten werden immer ausschließlich Daten zu einem Zeitpunkt verwendet, um eine erste Schätzung einer Größe häufig auch *First Guess* oder *Background* genannt, zu korrigieren. Dann wird ein Modell von diesem korrigierten Zustand aus zeitlich weiterintegriert. Im folgenden werden die am häufigsten verwendeten sequentiellen Methoden beschrieben.

### 2.2.1 Nudging

Beim Nudging wird ein Modell an Beobachtungsdaten angepaßt, indem ein zusätzlicher Antriebsterm eingeführt wird [Anthes 1974, Holland and Malanotte-Rizzoli 1989]. In der Ozeanographie und Meteorologie werden im allgemeinen Modelle verwendet, die Systeme von partiellen, parabolischen Differentialgleichungen lösen, d.h. von der Form :

$$\frac{\partial f}{\partial t} = F(\vec{r}, f, f', \dots) \quad (2.1)$$

Tritt zwischen einer Beobachtung  $f_o$  und der entsprechenden Modellvariablen  $f$  eine Differenz auf, so wird die obige Gleichung durch einen zusätzlichen Antriebsterm ergänzt. Zu jedem Zeitschritt wird also eine Korrektur vorgenommen :

$$\frac{\partial f}{\partial t} = F(\vec{r}, f, f', \dots) - a(f - f_o) \quad (2.2)$$

Betrachtet man auf der rechten Seite der obigen Gleichung nur den Zusatzterm, so ist die Lösung der dann verbleibenden Gleichung von der Form

$$f(t) = A_o \exp(-at) + f_o \quad (2.3)$$

d.h. die Größe  $a$  übernimmt die Rolle einer Zeitkonstanten, durch die bestimmt wird, wie schnell  $f$  gegen  $f_o$  relaxiert wird. Diese Methode ist analog zum *Newtonian Cooling*, das häufig benutzt wird um Wärmeflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean zu modellieren.

Dies ist eine unkomplizierte und sehr ökonomische Assimilationsmethode, die jedoch auch Nachteile hat. Zum einen müssen Beobachtungen an den Modellgitterpunkten vorliegen, d.h. die Beobachtungsdaten müssen auf die erforderlichen Gitterpunkte interpoliert werden. Dies ist insbesondere dann problematisch, wenn Daten nur lückenhaft und ungleichmäßig vorliegen. Zum Anderen werden beim Nudging keine Meßfehler berücksichtigt. Auf diesen Punkt wird in den folgenden Abschnitten noch genauer eingegangen.

---

<sup>1</sup>Tatsächlich ist der Übergang zwischen diesen beiden Gruppen fließend. So kann man beispielsweise zeigen, daß Optimal Interpolation (Abschnitt 2.2.3) und 3D-VAR (2.3.1) unter bestimmten Voraussetzungen äquivalent sind.

## 2.2.2 Successive Correction Methode

Verschiedene Versionen der *Successive Correction Methode* (SCM) werden seit Mitte der 50-er Jahre für operationelle Wettervorhersagen sowie zu diagnostischen Zwecken verwendet. Das Grundprinzip besteht darin, zu einem First Guess oder Hintergrundfeld eine Korrektur zu addieren, um so zu einem analysierten Feld einer Größe zu gelangen. Diese Idee geht auf [Bergthorsson und Döös 1955] zurück. Als First Guess Feld können unterschiedliche Daten verwendet werden. In den Anfängen der Wettervorhersage benutzte man hauptsächlich klimatologische Felder. Bergthorsson und Döös verwendeten eine Linearkombination aus Klimatologie und einer Vorhersage, wohingegen heute ausschließlich Kurzfristvorhersagen, die beispielsweise 6 oder 12 Stunden zurückliegen, das Hintergrundfeld für Wettervorhersagen bilden. Ein analysiertes bzw. korrigiertes Feld ergibt sich aus dem entsprechenden Hintergrundfeld wie folgt :

$$\underline{A} = \underline{B} + \underline{W} [\underline{Q} - \mathcal{H}\underline{B}] \quad (2.4)$$

$\underline{A}$  bezeichnet in der obigen Gleichung einen Spaltenvektor der Dimension N mit analysierten Werten an den sogenannten Analysepunkten, in den meisten Fällen also den Gitterpunkten eines entsprechenden Simulationsmodells.  $\underline{B}$  enthält die entsprechenden Hintergrund- oder auch Backgrounddaten, zu denen eine Korrektur addiert wird.  $\mathcal{H}$  ist ein Operator, der das Hintergrundfeld auf die entsprechenden beobachteten Größen abbildet. Dies kann z.B. eine Interpolation von einem Modellgitter auf die Beobachtungspunkte sein. Die Korrektur wird als Linearkombination aus den Abweichungen zwischen Beobachtungsdaten  $\underline{Q}$  und Hintergrundwerten  $\mathcal{H}\underline{B}$  an allen Beobachtungspunkten berechnet.  $[\underline{Q} - \mathcal{H}\underline{B}]$  ist ein Spaltenvektor der Dimension M, wobei M die Anzahl der verfügbaren Beobachtungen ist. Die Elemente der (N x M) Matrix  $\underline{W}$ , mit der die einzelnen Inkremente gewichtet werden, werden vorab bestimmt. Üblicherweise wird angenommen, daß diese Gewichte  $W_{ik}$  mit wachsendem Abstand  $r_{ik}$  zwischen zwei Punkten abnehmen, wobei mit dem Index i der i-te Analysepunkt und mit k der k-te Beobachtungspunkt bezeichnet werden. Typischerweise werden hierfür Ansätze der folgenden Form gewählt.

$$W_{ik} \sim \exp\left(-\frac{r_{ik}^2}{L^2}\right) \quad (2.5)$$

Durch L wird bestimmt, wie schnell dieser Gewichtungsfaktor mit wachsender Entfernung abnimmt, wobei L auch als Dekorrelationslänge bezeichnet wird. Neben dem Abstand zweier Punkte gehen auch noch die (geschätzten) Fehler der Beobachtungen und der Hintergrundwerte ein. Daten mit großen Fehlern werden schwächer gewichtet, solche mit geringem Fehler bekommen ein höheres Gewicht. Dieses Verfahren kann iterativ verwendet werden, d.h. die analysierten Werte des i-ten Iterationschrittes dienen als First Guess für den nächsten Schritt. An den Analysepunkten konvergiert dieses Verfahren gegen eine Linearkombination aus Beobachtungs- und First Guess Daten, wobei eine

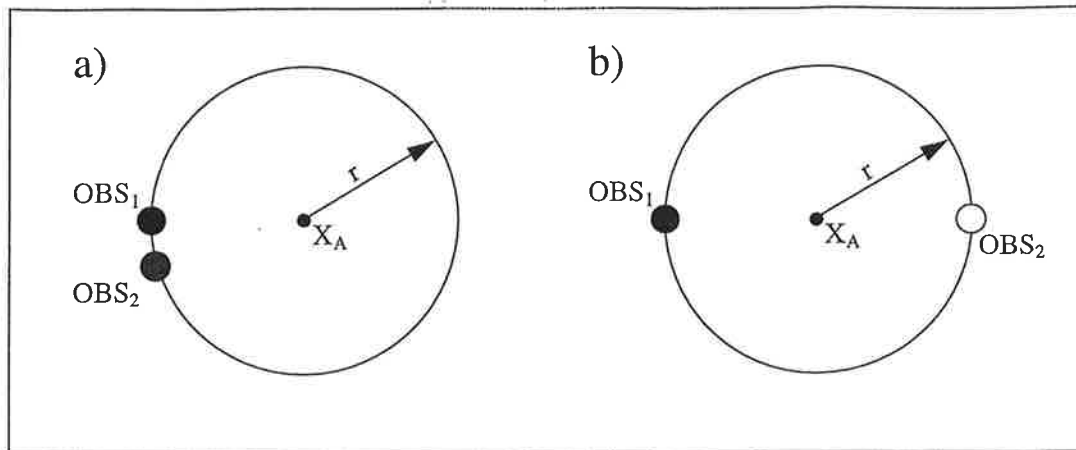


Abbildung 2.1: Unterschiedliche Verteilungen von Beobachtungspunkten um einen zu korrigierenden Analysepunkt. In beiden Fällen sind die Abstände zwischen Analyse- und Beobachtungspunkten gleich. Nach der Successive Correction Methode wird zwischen beiden Anordnungen nicht unterschieden. Optimal Interpolation und das Kalman Filter behandeln beide Fälle unterschiedlich, indem die Kovarianzen zwischen den Beobachtungen berücksichtigt werden.

Untersuchung der Fouriertransformierten zeigt, daß die Konvergenz am schnellsten für große Skalen erfolgt und für kleinskalige Phänomene am langsamsten ist [Daley 1991]. Sind die verwendeten Beobachtungen räumlich isotrop verteilt, so konvergiert der hier beschriebene Algorithmus gegen die Lösung, die sich bei Optimal Interpolation ergibt (vgl. folgenden Abschnitt). SCM ist vom Rechen- und Speicheraufwand her etwas anspruchsvoller als das im vorherigen Abschnitt beschriebene Nudging, es handelt sich aber immer noch um ein sehr ökonomisches Verfahren. Gegenüber dem Nudging besteht der Vorteil darin, daß die Background Fehlerkovarianzen in Form der Gewichtungsmatrix  $\underline{W}$  zumindest näherungsweise berücksichtigt werden. Verfälschungen können auftreten, wenn Beobachtungspunkte räumlich sehr irregulär verteilt sind. In Abb. (2.1) sind zwei Beispiele gezeigt, in denen der Wert an einem Modellgitterpunkt durch jeweils zwei Beobachtungen korrigiert werden soll. Der Abstand zwischen Modellpunkt und Beobachtungspunkten ist in beiden Fällen für beide Beobachtungen gleich. In Fall a) enthalten die beiden Beobachtungen im Wesentlichen die gleiche Information, da sie praktisch am gleichen Ort liegen. D.h. nach Assimilation der ersten Beobachtung enthält die zweite keine neue Information mehr. Im zweiten Fall liegen beide Meßpunkte weit voneinander entfernt, so daß jede Messung für sich zusätzliche Information enthält. Nach dem SCM Algorithmus wird zwischen diesen beiden Fällen jedoch nicht unterschieden, da bei dieser Methode die räumliche Anordnung der Beobachtungen nicht berücksichtigt wird. Der Informationsgehalt der beiden Beobachtungen in Fall a) wird im Vergleich zu b) überbewertet. Eine Lösung wäre, sogenannte *Superobservations* zu bilden, d.h. Beobachtungen, die dicht zusammenliegen zu einem Wert zusammenzufassen. Einen



systematischeren Weg solche Fälle zu behandeln, bietet das Verfahren der Optimal Interpolation, welches im folgenden Abschnitt beschrieben wird.

### 2.2.3 Optimal Interpolation

Optimal Interpolation (OI) oder auch Statistical Interpolation ist eine Erweiterung der Successive Correction Methode. Die Form der Korrekturgleichung ist identisch mit der der Successive Correction Methode, zusätzlich wird jedoch die Anordnung der Beobachtungspunkte berücksichtigt. Um eine Herleitung des Optimal Interpolation Algorithmus zu skizzieren ist es günstiger die Gleichungen komponentenweise zu betrachten :

$$A_i = B_i + \sum_{k=1}^M W_{ik}[O_k - F_k] \quad (2.6)$$

Der Index  $i$  läuft von 1 bis  $N$ , wobei  $N$  die Anzahl der Analysepunkte ist.  $A$  und  $B$  stehen für analysierte Werte und Background Daten und die Beobachtungen sind mit  $O$  bezeichnet.  $F_k$  ist ein Hintergrundwert, aber ausgewertet im Raum der Beobachtungen was man auch schreiben kann als  $F_k = (\mathcal{H}B)_k$ . Dabei ist  $\mathcal{H}$  wiederum z.B. eine Interpolation vom Modellgitter auf die Beobachtungspunkte, es kann aber auch eine kompliziertere Abbildung sein. Als Hintergrundfeld wurden zunächst [Gandin 1963] Klimatologiefelder verwendet, wohingegen heute hauptsächlich Daten aus Simulationsmodellen benutzt werden. Die Beobachtungsdaten, Backgrounddaten und analysierten Daten enthalten Fehler. Definiert man sich den wahren (aber natürlich unbekannt) Wert an einem Analysepunkt  $i$  als  $T_i$  und zieht diesen auf beiden Seiten der obigen Gleichung ab, so erhält man :

$$A_i - T_i = B_i - T_i + \sum_{k=1}^M W_{ik}[O_k - F_k] \quad (2.7)$$

Der *wahre Wert* einer Größe ist der Anteil eines Wertes, der mit der Modellauflösung und der Dichte des jeweiligen Beobachtungsgitters konsistent ist, d.h. der Anteil der Varianz im vollständigen Spektrum, der durch Beobachtungen und Modell nicht aufgelöst werden kann, wird als Fehler betrachtet. Daher sollten die  $T_i$  als geglättete Version der *Wahrheit* interpretiert werden. Für die weitere Herleitung des OI Algorithmus wird nun angenommen, daß die Felder  $B_i$  und  $O_i$  keinen systematischen Fehler enthalten, d.h. daß die Erwartungswerte der einzelnen Fehler sowohl an den Analysepunkten als auch an den Beobachtungspunkten verschwinden:

$$\langle B_i - T_i \rangle = \langle F_k - T_k \rangle = \langle O_k - T_k \rangle = 0 \quad (2.8)$$

Diese Annahme ist nicht unbedingt notwendig, vereinfacht die Betrachtung allerdings. Liegt ein, in der Regel bekannter, systematischer Fehler vor, so kann dieser zuvor abgezogen werden und die obige Voraussetzung ist wieder erfüllt. Der OI Algorithmus

ergibt sich nun wie folgt. Quadriert man Gl. 2.7 und bildet den Erwartungswert  $\langle . \rangle$ , so erhält man :

$$\begin{aligned} \langle (A_i - T_i)^2 \rangle &= \langle (B_i - T_i)^2 \rangle + 2 \sum_{k=1}^M W_{ik} \langle (O_k - F_k)(B_i - T_i) \rangle \\ &+ \sum_{k=1}^M \sum_{l=1}^M W_{ik} W_{il} \langle (O_k - F_k)(O_l - F_l) \rangle \end{aligned} \quad (2.9)$$

Das Prinzip von OI besteht nun darin, die Komponenten der Gewichtungsmatrix  $W$  derart zu bestimmen, daß die erwartete Fehlervarianz der Analyse  $E_A^2 = \langle (A_i - T_i)^2 \rangle$  minimal wird. Das bedeutet, die obige Gleichung muß nach allen Komponenten von  $W$  differenziert und das Ergebnis gleich Null gesetzt werden. Dies führt nach einigen Umformungen und unter der Voraussetzung, daß Kovarianzen zwischen Hintergrundfehlern und Beobachtungsfehlern verschwinden <sup>2</sup> zu einer Bestimmungsgleichung für die Komponenten von  $W$  :

$$\begin{aligned} \sum_{l=1}^M W_{il} [\langle F_k - T_k \rangle (F_l - T_l) + \langle (O_k - T_k)(O_l - T_l) \rangle] = \\ \langle (F_k - T_k)(B_i - T_i) \rangle \end{aligned} \quad (2.10)$$

Der OI Algorithmus besteht also aus zwei Schritten. Zunächst werden die optimalen Gewichte, die im Gegensatz zur SCM nicht vorab festgelegt sind, bestimmt (Gl. 2.10) und anschließend werden mit diesen die Korrekturfelder berechnet (Gl. 2.6). Etwas übersichtlicher wird dies, wenn man von der Komponentenschreibweise wieder zu Matrizen übergeht. Wenn man mit  $\underline{W}_i$  den Spaltenvektor der Dimension  $M$  bezeichnet, der die Gewichte enthält, um die Korrektur im Analysepunkt  $i$  zu berechnen, so erhält man :

$$A_i = B_i + \underline{W}_i [Q - \mathcal{H}B] \quad (2.11)$$

und als Bestimmungsgleichung für  $\underline{W}_i$

$$[\underline{P}^B + \underline{P}^O] \underline{W}_i = \underline{B}_i \quad (2.12)$$

wobei  $\underline{B}_i$  ein Spaltenvektor der Länge  $M$  ist, der die Background Fehlerkovarianzen zwischen einem Analysepunkt  $i$  und den Beobachtungspunkten  $k = 1, \dots, M$  enthält.  $\underline{P}^O$  und  $\underline{P}^B$  sind symmetrische  $M \times M$  Matrizen, deren Elemente die Background und Beobachtungs Fehlerkovarianzen enthalten. Sind die Fehlerkovarianzmatrizen tatsächlich

<sup>2</sup>Diese Voraussetzung ist für die meisten, in der Meteorologie und Ozeanographie verwendeten Meßsysteme erfüllt. Um jedoch beispielsweise Oberflächentemperaturen mit satellitengestützten Radiometern zu bestimmen, werden oftmals Hintergrundinformationen aus Vorhersagemodellen verwendet. In diesem Fall kann natürlich nicht davon ausgegangen werden, daß die Fehler unkorreliert sind.

exakt bekannt, so sind die durch Gl. 2.10 berechneten Gewichte tatsächlich optimal, man spricht daher von *Optimal Interpolation*. Da diese jedoch in der Praxis nicht genau bekannt sind, sind auch die Gewichte nicht optimal, so daß man besser von *Statistical Interpolation* spricht. Die Kovarianzen werden üblicherweise durch analytische Ansätze, beispielsweise durch Gaussche Funktionen modelliert, wie sie auch bei der Successive Correction Methode zur Anwendung kommen.

## 2.2.4 Kalman Filter

Das Kalman- oder auch Kalman-Bucy-Filter ist eine weitere Verallgemeinerung des Optimal Interpolation Verfahrens. Dieser Ansatz wurde erstmals von [Kalman 1960] und [Kalman and Bucy 1961] für gewöhnliche Differentialgleichungen formuliert. Eine Beschreibung der allgemeinen Theorie findet man bei [Jawinski 1970] und [Gelb 1974]. Der wesentliche Unterschied zu Statistical Interpolation besteht darin, daß die zeitliche Entwicklung der Fehlerkovarianzen berücksichtigt wird. Das Modell, das die zeitliche Entwicklung eines Systems beschreibt, wird verwendet, um Fehlerkovarianzmatrizen zeitlich zu integrieren. Mit analogen Überlegungen wie bei der Herleitung des OI Verfahrens ergibt sich unter der Voraussetzung eines linearen Modells folgender Algorithmus für das Kalman Filter. Zunächst werden der Zustandsvektor, der das System beschreibt und die Fehlerkovarianzen zeitlich integriert. Wenn  $\underline{M}$  die Systemmatrix bezeichnet,  $\underline{A}_n$  den analysierten Zustandsvektor zur Zeit  $n$  und  $\underline{B}_{n+1}$  den Modellzustand zum Zeitpunkt  $n+1$ , so kann die zeitliche Integration geschrieben werden als :

$$\underline{B}_{n+1} = \underline{M} \underline{A}_n \quad (2.13)$$

Für die Fehlerkovarianzmatrix ergibt sich :

$$\underline{P}_{n+1}^B = \underline{M} \underline{P}_n^A \underline{M}^T + \underline{Q} \quad (2.14)$$

Das bedeutet, die Vorhersage Fehlerkovarianz  $\underline{P}_{n+1}^B$  ergibt sich zum Einen durch die dynamische Entwicklung des Systems. Hinzu kommt ein zweiter Term, durch den berücksichtigt wird, daß die Modellgleichungen die wahre Dynamik nicht perfekt wiedergeben. Die Modellfehlerkovarianzmatrix  $\underline{Q}$  muß wiederum geschätzt werden, da sie nicht exakt bekannt ist. Sind die Background Fehlerkovarianzen und das Backgroundfeld zum Zeitpunkt  $n+1$  bekannt, so ergibt sich der Analyseteil wie folgt (der Übersichtlichkeit halber wird im Folgenden der Zeitindex  $n+1$  weggelassen). Die Bestimmungsgleichung für die Gewichtungsmatrix  $\underline{W}$  ist analog zu OI :

$$\underline{W} = \underline{R}^B [\underline{P}^O + \underline{P}^B]^{-1} \quad (2.15)$$

$\underline{R}^B$  ist eine  $N \times M$  Matrix, die die Backgroundfehlerkovarianzen zwischen Analyse- und Beobachtungspunkten enthält. Mit den so bestimmten Gewichtungsfaktoren ergibt

sich die Korrektur dann als

$$\underline{A} - \underline{B} = \underline{W} [\underline{Q} - \mathcal{H}B] \quad (2.16)$$

wobei die linke Seite der Gleichung an den Analyse- bzw. Modellpunkten und die rechte Seite an den Beobachtungspunkten auszuwerten ist. Schließlich ergibt sich aus der Background Fehlerkovarianz eine analysierte Fehlerkovarianz mit

$$\underline{\underline{P}}^A = [\underline{I} - \underline{W}] \underline{\underline{P}}^B \quad (2.17)$$

wobei  $\underline{I}$  die Einheitsmatrix ist. Bei der Herleitung des obigen Algorithmus wird angenommen, daß die Systemmatrix linear ist. Bei der Anwendung auf nichtlineare Systeme, wie sie in der Ozeanographie und Meteorologie vorkommen, muß eine Linearisierung der Modellgleichungen um den momentanen Zustand erfolgen. Man bezeichnet dies als Extended Kalman Filter (EKF) [Ghil 1981, Ghil and Ide 1994]

Das Kalman Filter enthält als Spezialfälle die Successive Correction Methode und Optimal Interpolation. Bei OI werden nur die Gleichungen (2.15) und (2.16) benutzt, wobei die Background Fehlerkovarianzmatrix  $\underline{\underline{P}}^B$  geschätzt wird. Bei der Successive Correction Methode wird nur die Korrekturgleichung (2.16) mit zuvor festgelegten Gewichten benutzt. Der Algorithmus wird als sequentiell bezeichnet, da immer nur Beobachtungen zu einem Zeitpunkt verwendet werden. Durch die zeitliche Intergration der Fehlerkovarianzmatrix werden implizit allerdings Beobachtungen zu verschiedenen Zeitpunkten verwendet. Tatsächlich kann man zeigen, daß das Kalman Filter unter bestimmten Bedingungen äquivalent zu Variationsmethoden ist (vgl. Abschnitt 2.3.2).

Das Kalman Filter ist eine sehr elegante und vollständige Beschreibung des Assimilationsproblems. Ferner können die Fehlerkovarianzen explizit berechnet werden, so daß Fehlerangaben für Vorhersagen gemacht werden können. Die größte Schwierigkeit besteht darin, die zeitliche Integration der Fehlerkovarianzmatrix auszuführen. Bei einer typischen Dimension von  $10^5 - 10^6$  für den Zustandsvektor eines geophysikalischen Modells erscheint es fast aussichtslos, diese Integration in vertretbarer Zeit durchzuführen, selbst wenn sie effizient formuliert und auf Höchstleistungsrechnern durchgeführt wird.

## 2.3 Variationsmethoden

Das Variationsprinzip wurde im 17. und 18. Jahrhundert entwickelt um komplexe Problemstellungen der Mechanik zu lösen. Eine Anwendung war, die maximale Reichweite von Geschossen unter dem Einfluß von Gravitation und Luftwiderstand zu bestimmen. Ein weiteres bekanntes Beispiel ist die Bestimmung von Planetenbahnen im Sonnensystem. In der klassischen Mechanik findet die Variationsmethode unter der Bezeichnung Hamilton Prinzip breite Anwendung und stellt eine attraktive Alternative zur Newtonschen Betrachtungsweise dar. Eine genaue Beschreibung der allgemeinen Theorie der Variationsrechnung findet man beispielsweise bei [Lanczos 1970, Courant and Hilbert 1962]. Im folgenden Abschnitt wird der Variations Algorithmus beschrieben und in

Abschnitt 2.3.2 die adjungierte Methode, die einen wichtigen Spezialfall des Variationsprinzips darstellt.

### 2.3.1 3D-VAR

Das Variationsprinzip besteht darin, ein skalares Funktional  $J$ , daß von einem Satz Kontrollparametern  $X$  abhängt, zu minimieren, d.h. die Komponenten von  $X$  solange zu variieren, bis ein Extremum des Funktionals  $J(X)$  erreicht wird.  $J(X)$  wird in der Literatur häufig als Kostenfunktion und  $X$  als Kontrollparameter bezeichnet. Formuliert man Datenassimilation als 3-dimensionales Variationsproblem, so ist die Kostenfunktion typischerweise von der Form [z.B. Derber and Rosati 1989]:

$$J = [\mathcal{H}\underline{A} - \underline{Q}]^T [\underline{P}^O]^{-1} [\mathcal{H}\underline{A} - \underline{Q}] + [\underline{A} - \underline{B}]^T [\underline{P}^B]^{-1} [\underline{A} - \underline{B}] \quad (2.18)$$

Es soll nun derjenige analysierte Zustand  $\underline{A}$  gefunden werden, für den das obige Funktional minimal wird. Der erste Summand ist ein Maß für die Abweichung zwischen analysiertem Zustand und den Beobachtungen. Durch den zweiten Summanden wird die Abweichung zwischen First Guess und analysiertem Feld berücksichtigt.  $\underline{P}^O$  ist eine Schätzung der Fehlerkovarianzmatrix der Beobachtungen,  $\underline{P}^B$  ist eine Schätzung der Background Fehlerkovarianzmatrix. Die in diesen Matrizen enthaltene Statistik bestimmt wesentlich die räumliche Struktur und Amplitude der Korrekturfelder und damit auch des analysierten Zustandes. Für die Beobachtungsfehlerkovarianzen wird häufig angenommen, daß sie nur vom Abstand zweier Beobachtungspunkte abhängen und mit diesem, entsprechend einer Gaußfunktion abfallen. Bei den Backgroundfehlern wird in der Regel angenommen, daß diese untereinander unkorreliert sind, d.h. daß nur die Diagonalelemente der Matrix  $\underline{P}^B$  von Null verschieden sind. Wählt man die obige Kostenfunktion ohne weitere Nebenbedingungen, so ist dies äquivalent zu Optimal Interpolation.

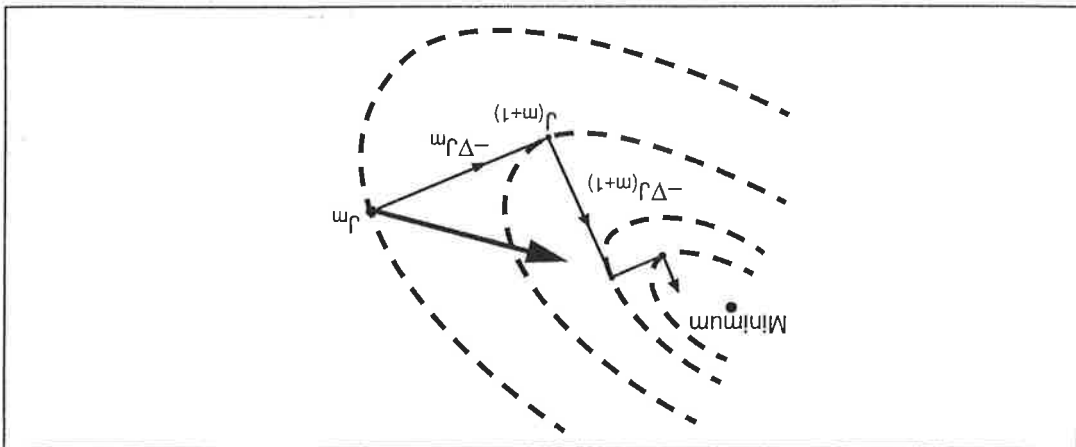
Ein wesentlicher Vorteil der Variationsmethoden gegenüber den Verfahren aus dem vorherigen Abschnitt besteht darin, daß zusätzliche Anforderungen an die gesuchte Lösung relativ einfach berücksichtigt werden können. In diesem Fall wird die Kostenfunktion um weitere Terme ergänzt. Um beispielsweise ein möglichst glattes analysiertes Feld zu erhalten kann zur obigen Kostenfunktion ein Term proportional  $\underline{A}^2$  hinzuaddiert werden. Die Größe des Proportionalitätsfaktors bestimmt, inwieweit ein solcher Zusatzterm die Lösung bestimmt. Desweiteren können feste Nebenbedingungen in Form von Lagrangschen Multiplikatoren in den Algorithmus integriert werden. Obwohl sehr effiziente Algorithmen zur Lösung von Variationsproblemen zur Verfügung stehen, ist insbesondere bei der Datenassimilation die Dimension der Probleme oftmals so groß, daß sie mit vertretbarem Rechenaufwand nicht mehr gelöst werden können. Durch die Einführung von Nebenbedingungen kann man die gesuchte Lösung auf einen Unterraum im Zustandsraum einschränken, so daß die Anzahl der möglichen Kontrollparameter deutlich kleiner und der Rechenaufwand vertretbar wird. Ein wichtiges Beispiel für die

Bei den 3D-VAR Assimilationsverfahren werden wie auch bei den sequentiellen Methoden immer nur Daten zu einem Zeitpunkt verwendet. Mit dem Variationsprinzip ist es jedoch ohne prinzipielle Schwierigkeiten möglich, Felder über einen ganzen Zeitraum hinweg anzupassen, die durch ein dynamisches Modell zeitlich miteinander verknüpft sind, d.h. man sucht nicht nach einem Punkt im Zustandsraum, der nach bestimmten Kriterien op-

### 2.3.2 4D-VAR und Adjungierte Methode

Gradienten in hochdimensionalen Räumen aufwendig ist. Ein lokales Minimum erreicht ist (vgl. Abbildung 2.2). Für Probleme mit sehr vielen Kontrollparametern kann jedoch auch dies schwierig werden, da die Berechnung des Gradienten der Kostenfunktion  $J$  bezüglich der zu variiierenden Kontrollparameter  $X$  zu bestimmen, dann im Zustandsraum ein Stück in negativer Richtung des Gradienten zu gehen, dort erneut den Gradienten zu berechnen und dies solange zu wiederholen, bis die Entwicklung von sehr leistungsfähigen Lösungsalgorithmen. Diese beruhen darauf, den Gradienten der Kostenfunktion  $J$  bezüglich der zu variiierenden Kontrollparameter  $X$  zu bestimmen, dann im Zustandsraum ein Stück in negativer Richtung des Gradienten zu gehen, dort erneut den Gradienten zu berechnen und dies solange zu wiederholen, bis ein lokales Minimum erreicht ist (vgl. Abbildung 2.2). Für Probleme mit sehr vielen Kontrollparametern kann jedoch auch dies schwierig werden, da die Berechnung des Gradienten in hochdimensionalen Räumen aufwendig ist.

Abbildung 2.2: Schematische Darstellung eines Algorithmus um das Minimum einer Kostenfunktion mit Hilfe des Gradienten bezüglich der Kontrollvariablen zu finden [nach Daley 1991, S. 368].



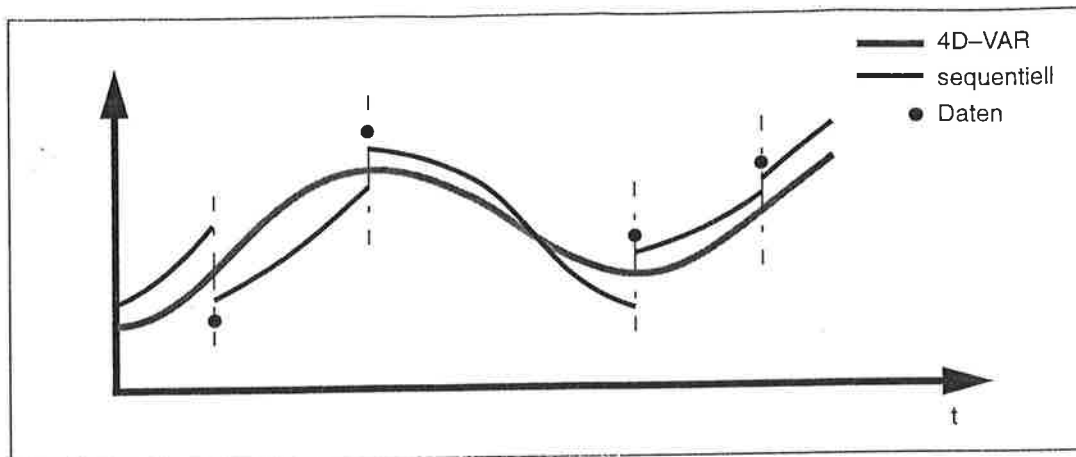


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung des Unterschiedes zwischen 3D-VAR bzw. sequentiellen Methoden auf der einen und 4D-VAR auf der anderen Seite.

timal mit Beobachtungen und Hintergrunddaten übereinstimmt, sondern man paßt eine ganze Trajektorie im Zustandsraum an Daten aus dem entsprechenden Zeitintervall an (Abbildung 2.3). Die zeitliche Verknüpfung der einzelnen Punkte auf einer Trajektorie durch eine Vorschrift ist von entscheidender Bedeutung. Sind diese unabhängig voneinander so ist eine 4-dimensionale Anpassung über  $N$  Punkte äquivalent mit  $N$  voneinander unabhängigen 3-dimensionalen Anpassungen. Liegt eine Verknüpfungsvorschrift vor, so sind diese nicht miteinander äquivalent.

Die Form der Trajektorie wird durch die Dynamik des Systems, d.h. über die Modellgleichungen, die als Nebenbedingungen behandelt werden, bestimmt. Es kann gefordert werden, daß diese entweder exakt (*hard constraint*) oder näherungsweise (*weak constraint*) erfüllt sein sollen. Die Lösung des Variationsproblems erfolgt wiederum mit Algorithmen, die auf der Bestimmung des Gradienten der Kostenfunktion bezüglich der Kontrollparameter beruhen. Der Wert der Kostenfunktion hängt indirekt, d.h. über die Modelldynamik von den Kontrollparametern ab. Wenn mit  $Y$  ein Parametersatz bezeichnet wird, von dem die Kostenfunktion direkt abhängt, d.h.  $J = J(Y)$  und mit  $X$  die zu variierenden Kontrollparameter von denen über ein Modell  $M$  wiederum die Parameter  $Y$  abhängen, d.h.

$$X \xrightarrow{M} Y \quad (2.19)$$

und

$$J = J(Y) \quad \text{bzw.} \quad J = J[Y(X)] \quad (2.20)$$

so muß zur Bestimmung jeder einzelnen Komponente des Gradienten der Kostenfunktion bezüglich der Kontrollparameter  $X$  das Modell einmal integriert werden. Für den konkreten Fall eines Zirkulationsmodells, bei einer typischen Anzahl von einigen Tausend bis hin zu einigen Millionen Kontrollparametern, bedeutet dies, daß der Rechenaufwand

nicht zu bewältigen ist. Dies ist der Grund dafür, daß 4-dimensionale Datenassimilation lange Zeit keine Anwendung fand. Wird die Modelldynamik als feste Nebenbedingung behandelt, steht jedoch ein sehr effizienter und vergleichsweise ökonomischer Algorithmus zur Lösung von 4-dimensionalen Variationsproblemen zur Verfügung, die Adjungierte Methode. Der Name stammt daher, daß zur Bestimmung des Gradienten der Kostenfunktion bezüglich der Kontrollparameter  $X$  der adjungierte Operator des Modells  $M$  verwendet wird. Anfang der 70-er Jahre fand die adjungierte Methode Einzug in die Meteorologie [Lions 1971, Penenko and Obratsov 1976]. Jedoch erst seit Anfang der 80-er Jahre wird intensiv an der Entwicklung 4-dimensionaler Assimilationssysteme mit Zirkulationsmodellen gearbeitet [Lewis and Derber 1985, Le Dimet and Talagrand 1986, Talagrand and Courtier 1987, Courtier and Talagrand 1987, Derber 1987, Lorenc 1988 a,b, Thacker and Long 1988, Derber 1989].

$X$  sei wiederum der zu variierende Parametersatz und  $Y = M(X)$  die Größen, aus denen die Kostenfunktion explizit berechnet wird. Es soll nun wieder dasjenige  $X$  gefunden werden, für das die Kostenfunktion minimal wird, unter der Nebenbedingung, daß die Modellgleichungen  $M$  exakt erfüllt sind. Es ist also der Gradient von  $J$  bezüglich  $X$  gesucht. Da  $J(Y)$  explizit bekannt ist, kann auch der Gradient von  $J$  bezüglich  $Y$  einfach berechnet werden, entweder in analytischer Form oder durch Bildung der Differenzenquotienten. Mit Hilfe des adjungierten Operators  $M^*$  von  $M$  ergibt sich der Gradient von  $J$  bezüglich  $X$  als :

$$\nabla_X J = M^* \nabla_Y J \quad (2.21)$$

unter der Voraussetzung, daß  $M$  linear ist. Im allgemeinen ist das verwendete Modell nichtlinear, so daß  $M$  zunächst linearisiert werden muß. Anschließend kann dieses sogenannte Tangentlinearmodell  $M'$  adjungiert werden. Der große Vorteil dieser Methode liegt darin, daß man alle Komponenten des Gradienten der Kostenfunktion mit einer sogenannten Vorwärtsintegration des Modells und einer Rückwärtsintegration des adjungierten Modells erhält. Der Rechenaufwand für diese beiden Schritte (entspricht einem Iterationsschritt) liegt typischerweise um einen Faktor 3 bis 4 höher als eine Vorwärtsintegration des Modells und ist unabhängig von der Dimension des Problems. Dies stellt einen enormen Vorteil gegenüber Differenzenquotientenverfahren zur Lösung von Variationsproblemen dar, bei denen der Aufwand ungefähr linear mit der Dimension des Problems ansteigt. Tatsächlich machte die adjungierte Methode die Anwendung von 4D-VAR Assimilationsverfahren in der Meteorologie und Ozeanographie überhaupt erst möglich.

Die eigentliche Schwierigkeit der Adjungierten Methode besteht darin, für komplizierte Zirkulationsmodelle das adjungierte Tangentlinearmodell zu entwickeln. Talagrand [Talagrand 1991] hat ein Verfahren vorgestellt, um anhand des Computercodes des Modells (z.B. FORTRAN) das adjungierte Modell zu entwickeln. Das Verfahren beruht darauf, jede Programmzeile für sich als Operator zu betrachten, diesen zu linearisieren, dann zu adjungieren und aus diesen einzelnen adjungierten Operatoren das vollständige adjungierte Modell zusammenzufügen. Der Vorteil besteht darin, daß dabei



nach sehr einfachen und strengen Regeln vorgegangen werden kann, und daß sich dieser Vorgang automatisieren läßt. Seit kurzer Zeit wird in verschiedenen Gruppen daran gearbeitet, Compiler zu entwickeln, die aus dem FORTRAN-Code eines Modells automatisch das adjungierte Modell erzeugen [Rostaing 1993, Giering and Kaminski 1995]. Auch wenn diese Compiler noch nicht vollautomatisch laufen, werden doch bereits sehr vielversprechende Ergebnisse erzielt. Im Zusammenhang mit Compilern dieser Art wird die Adjungierte Methode in den nächsten Jahren vermutlich zu einem der wichtigsten Assimilationsverfahren werden.

Ein wichtiger Vorteil von Variationsverfahren besteht darin, daß die assimilierten Daten  $O$  und die Kontrollparameter  $X$  von völlig verschiedenem Typ sein können. So kann beispielsweise das Windfeld, d.h. der Antrieb eines Ozeanmodells, variiert werden, um die 3-dimensionale Temperaturstruktur über einen Zeitraum möglichst gut an Messungen anzupassen. Oder es können Temperaturen bis in eine gewisse Tiefe variiert werden, um Meeresoberflächenauslenkungen zu optimieren.

# Kapitel 3

## Daten

In diesem Abschnitt werden die Daten, die in den verschiedenen Experimenten verwendet wurden, beschrieben. Es standen drei verschiedene 3-dimensionalen Temperaturdatensätze zur Verfügung. Einmal sogenannte XBT-Daten, die auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert wurden [Barnett et al. 1993], dann NMC-Reanalyse-Daten, die aus Temperaturmessungen mit Hilfe eines Assimilationssystems gewonnen wurden [Ji et al. 1995 a] und schließlich Messungen von festverankerten Bojen, dem TOGA-TAO Meßfeld [Hayes et al. 1991].

An Wasserstandsbeobachtungen standen vier Datensätze zur Verfügung. Zunächst wurden künstliche Daten, die mit unserem Ozeanmodell selbst erzeugt wurden, assimiliert. Dieses Experiment sollte zeigen inwieweit die Assimilation solcher Daten überhaupt sinnvoll ist. Desweiteren wurden NMC Reanalysis Daten verwendet [Ji et al. 1995 a]. Da diese mit demselben System erzeugt wurden wie die entsprechenden Temperaturdaten, standen damit zwei unterschiedliche Datentypen zur Verfügung, die dynamisch miteinander völlig konsistent sind. Dies ermöglicht einen guten Vergleich des Einflusses unterschiedlicher Datentypen. Schließlich wurden reale Beobachtungsdaten verwendet. Zum einen Messungen des mittleren monatlichen Wasserstandes auf Inseln [Wyrтки et al 1988 a,b], zum anderen Satellitenmessungen die während der GEOSAT Mission gewonnen wurden [Zou and Latif 1994].

### 3.1 Kontrollexperiment

Um eine Einschätzung des Einflusses von Datenassimilation auf Modellsimulationen zu ermöglichen, wurde zunächst ein Kontrollexperiment durchgeführt, in dem keine ozeanischen Daten assimiliert wurden. Dazu wurde das Modell von Januar 1967 bis Dezember 1992 mit Florida State University Windschubdaten angetrieben. Diese Felder wurden durch objektive Analyse aus zahlreichen *in situ* Beobachtungen gewonnen [Goldenberg and O'Brien 1981, Legler and O'Brien 1984] und liegen als Monatsmittelwerte vor. Ein leichter Trend [Posmentier et al. 1989], der in den Daten enthalten ist wurde abge-

zogen. Hochfrequente Anteile wurden mit einem zeitlichen 1-2-1 Filter reduziert. Um Wärmeflüsse zu parameterisieren, wurde die Oberflächentemperaturen im Modell mit einer Zeitkonstanten von 30 Tagen gegen die beobachteten, klimatologischen Werte relaxiert [Esbensen and Kushnir, 1981], eine Methode, die als *Newtonian Cooling* bezeichnet wird.

## 3.2 XBT Beobachtungen

Die Abkürzung XBT steht für *Expendable Bathythermograph*. Dies ist ein Gerät, mit dem von einem Schiff aus, bei voller Fahrt, ein vertikales Temperaturprofil von der Oberfläche bis in eine Tiefe von einigen Hundert Metern gemessen werden kann. Das Meßgerät wird dazu über Bord geworfen. Beim Absinken werden permanent Druck und Temperatur gemessen, die Tiefe wird über den Druck bestimmt. Diese Informationen werden über einen Draht an einen Meßrechner auf dem Schiff übermittelt. Die Meßgenauigkeit beträgt ca.  $0.2^{\circ}\text{C}$  für die Temperatur und ca. 5-10 Meter für die Tiefe. Rechnet man die Unsicherheit in der Tiefe in Temperaturungenauigkeiten um, so kann dies im Bereich der Thermokline durchaus zu Fehlern in der Größenordnung von einigen Grad Celsius führen. Die Messungen sind also nicht extrem genau, aber ausreichend, und sie haben den großen Vorteil, daß das Schiff von dem aus sie durchgeführt werden, während einer Messung nicht anzuhalten braucht. Damit sind diese Messungen verglichen mit genaueren Daten relativ preiswert, und es können ohne großen Aufwand Messungen von Handelsschiffen oder Fischereifahrzeugen aus gemacht werden, wodurch die Anzahl an verfügbaren Beobachtungen beträchtlich erhöht wird.

In Abbildung 3.1 ist für das Jahr 1984 die Verteilung aller verfügbaren XBT Messungen gezeigt [Levitus and Gelfield 1992]. Deutlich ist eine erhöhte Datendichte auf den Routen der Handelsschifffahrt zu erkennen: Im Pazifik zwischen den USA auf der Ostseite und Japan, Australien und Neuseeland auf der Westseite, im Atlantik zwischen Europa und Amerika. Verglichen damit ist die Anzahl von Messungen, die auf reinen Forschungsreisen gewonnen wurden, relativ gering, welche oftmals dadurch zu erkennen sind, daß die Anordnung der Meßpunkte sehr regelmäßig ist. Ein solches Meßfeld ist zum Beispiel im äquatorialen Atlantik oder direkt auf dem Äquator im Pazifik zu erkennen. Außerdem ist zu sehen, daß für große Gebiete, beispielsweise im westlichen äquatorialen Pazifik oder westlich der Südamerikanischen Küste bis hin zur Datumslinie, praktisch keine XBT Daten zur Verfügung stehen.

Der in diesem Experiment verwendete Datensatz beruht auf XBT-Beobachtungen für den Zeitraum Januar 1979 bis Dezember 1988. Die Daten liegen als Monatsmittelwerte vor. Sie wurden zunächst räumlich geglättet [Barnett et al. 1993] und anschließend auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert. In zonaler Richtung beträgt die Maschenweite  $7^{\circ}$ , in meridionaler Richtung liegt sie am Äquator bei  $1^{\circ}$  und fällt polwärts bis auf  $4^{\circ}$  ab. In vertikaler Richtung standen Daten bis in eine Tiefe von 300 Metern zur Verfügung, die auf die Modellebenen interpoliert wurden. Während des Assimilationsexperiments wurden nicht die vollen Temperaturdaten, sondern die Anomalien, d.h. die Abweichungen

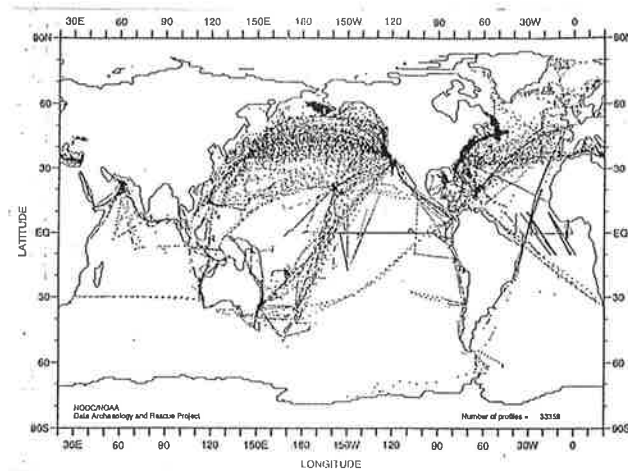


Abbildung 3.1: Verteilung von verfügbaren XBT-Messungen für das Jahr 1984 nach [Levitus and Gelfield 1992].

vom klimatologischen Monatsmittelwert, verwendet. Die klimatologischen Monatsmittelwerte wurden dazu aus demselben Datensatz über den gesamten Beobachtungszeitraum bestimmt. Obwohl die Daten auf einem regelmäßigen und vollständigen Gitter liegen, darf man sich nicht darüber hinwegtäuschen lassen, daß in weiten Teilen des Datengebietes keine Originaldaten vorlagen, d.h. daß die dort angegebenen Werte ausschließlich auf Interpolationen beruhen. Eine POP-Analyse der Daten zeigte jedoch die erwarteten Muster, so daß davon ausgegangen werden kann, daß die Daten genügend Information enthalten, um das El-Niño-Phänomen zu erfassen [Latif et al. 1992].

Diese 3-dimensionalen Temperaturmessungen geben Aufschluß über den Wärmeinhalt in den oberen 300 Metern des tropischen Pazifiks und enthalten damit Informationen über die Tiefe der Thermokline und ihre Neigung in Ost-West Richtung.

### 3.3 NMC Temperaturdaten

Bei diesem Datensatz handelt es sich nicht um reine Beobachtungen sondern um Ausgabedaten des Ozean-Assimilationssystems am *National Meteorological Center* in Washington D.C., in welches beobachtete, 3-dimensionale Temperaturdaten assimiliert wurden. Dieser Datensatz steht seit Februar 1982 bis heute zur Verfügung. Das System besteht aus einem hochauflösenden Ozeanmodell, daß auf den primitiven Gleichungen beruht und mit NMC-Windfeldern angetrieben wird [Ji et al. 1995a]. Temperaturbeobachtungen werden operationell, d.h. wöchentlich in das Modell assimiliert. Die Beobachtungen basieren auf XBT-Daten (siehe vorherigen Abschnitt), Driftern (treibende Bojen) und Messungen aus dem TOGA-TAO-Bojenfeld (vgl. Abschnitt 3.5). Die meisten Messungen sind jedoch XBT Daten. Der NMC Datensatz hat gegenüber direkten Messungen

mehrere Vorteile. Zum einen liegt er über einen relativ langen Zeitraum in sehr guter räumlicher und zeitlicher Auflösung vor. Zum anderen ist er mit der Dynamik des NMC-Ozeanmodells weitgehend konsistent, wodurch nicht damit zu rechnen ist, daß einzelne, fehlerhafte Werte in den Daten zu finden sind. Ferner sollte dieser Datensatz auch mit der realen Ozeandynamik und der unseres Modells im Rahmen von Modellungenauigkeiten konsistent sein. Dieser Datensatz eignet sich somit besonders, um prinzipiell den Nutzen eines Datentyps (hier 3-dimensionale Temperaturen) im Zusammenhang mit einem Assimilationssystem zu untersuchen.

### 3.4 TOGA-TAO Temperaturmessungen

Das TOGA-*Tropical-Atmosphere-Ocean*(TAO)-Feld besteht aus festverankerten Bojen, die über den gesamten tropischen Pazifik verteilt sind. Sie sind ein wichtiger Bestandteil eines ozeanischen Beobachtungssystems (*Ocean Observing Systems*), das im Pazifik im Rahmen des TOGA-Projektes [WCRP publication No. 1-3] geschaffen wurde. Nachdem bis in den Herbst 1982 hinein das damals unmittelbar bevorstehende, starke El Niño Ereignis 82/83 weder vorhergesagt noch erfaßt wurde, erkannte man, daß insbesondere für den tropischen Pazifik die Verfügbarkeit von direkten Beobachtungen deutlich verbessert werden mußte. Ein solches Beobachtungssystem sollte auf XBT-Beobachtungen, satellitengestützten Meßsystemen, Meßstationen auf Inseln, Driftern und festverankerten Bojen beruhen. Bereits nach kurzer Zeit wurde deutlich, daß die 15 ursprünglich geplanten Bojen bei weitem nicht ausreichen würden, um das geforderte Ziel zu erreichen. Aus diesem Grund geht das heutige TOGA-TAO-Feld weit über die ursprüngliche Planung hinaus. In seiner letzten Ausbaustufe, die Ende 1994 abgeschlossen wurde, umfaßt das Feld nahezu 70 Bojen, die den gesamten äquatorialen Pazifik mit einem regelmäßigen Gitter überdecken. Die räumliche Anordnung der Bojen ist in Abbildung 3.2 zu erkennen [Hayes et al. 1991, Mc Phaden 1993]. Auf den Bojen sind Meßgeräte installiert, die es erlauben, den Wind an der Meeresoberfläche und Wassertemperaturen bis in eine Tiefe von 500 Metern zu messen. Diese Daten werden per Satellit in *Echtzeit* an Küstenstationen übertragen, am Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) aufbereitet und über Internet weltweit zur Verfügung gestellt.

Die Meßgenauigkeit von vertikalen Temperaturprofilen beruht bei der Verwendung von XBTs hauptsächlich auf der Unsicherheit in der Bestimmung der Tiefe, in der gemessen wird. Dies entfällt bei den Meßbojen des TOGA-TAO-Felds, da die einzelnen Thermometer an einer Verankerungsleine in einer festen Tiefe fixiert sind. Aus diesem Grund sind die so gewonnenen Temperaturdaten sehr genau (Fehler liegen in der Größenordnung von einigen Zehntel Grad Celsius).

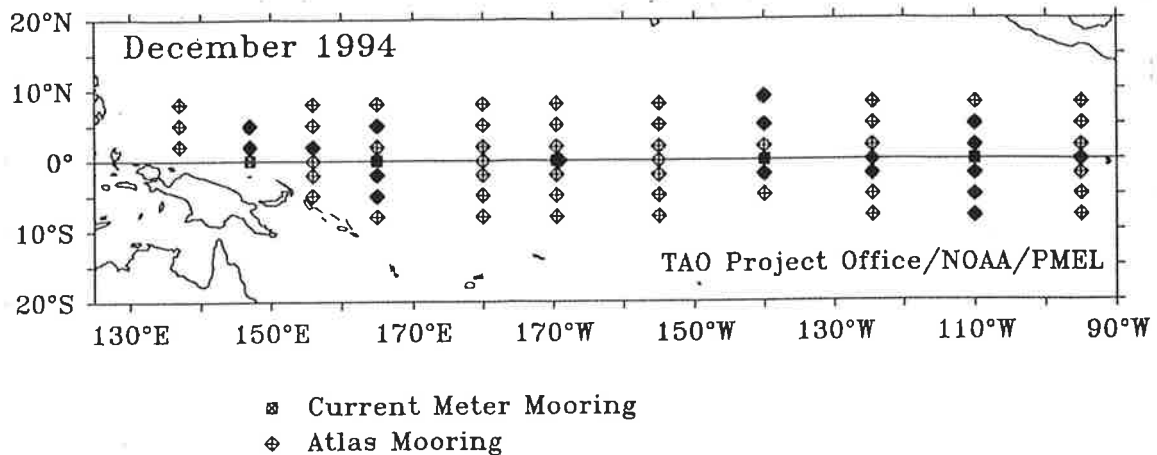


Abbildung 3.2: Verteilung der zum TOGA-TAO-Feld gehörenden Bojen [Mc Phaden 1993]. Bojen, die in unserem Experiment verwendet wurden sind durch ein schwarz ausgefülltes Symbol gekennzeichnet.

### 3.5 Künstliche Wasserstandsdaten

Künstliche Wasserstandsdaten wurden mit dem Ozeanmodell selbst erzeugt. Dazu wurde es über den Zeitraum Januar 1975 bis Dezember 1989 mit beobachteten FSU-Windschubdaten angetrieben. Daraus wurden Wasserstands anomalien berechnet und eine EOF-Analyse (*Empirical Orthogonal Functions*) durchgeführt. Die Daten wurden dann durch Multiplikation der ersten EOF mit der zugehörigen Zeitreihe gewonnen. Die führende EOF erklärt ungefähr 43% der Varianz. Die so gewonnenen Daten enthalten ausschließlich den niederfrequenten Anteil des Wasserstandssignals was eine Idealisierung gegenüber realen Daten darstellt.

### 3.6 Pegelmessungen

Auf zahlreichen Inseln im Pazifik und an den Küsten der Kontinente wurden Meßstationen eingerichtet, um die Höhe des Meeresspiegels kontinuierlich zu beobachten. Dieses Meßsystem existiert seit 1975 und umfaßte ursprünglich 28 Stationen. 1983 wurde empfohlen, ein Zentrum für diese Art von Daten an der University of Hawaii unter der Leitung von Klaus Wyrtki zu gründen. Es kamen im Laufe der Zeit Meßstationen von weiteren Ländern hinzu, so daß seit März 1987 29 Nationen mit insgesamt 76 Stationen beteiligt sind. Dieses Netzwerk war ebenfalls ein wichtiger Bestandteil der Messungen im Rahmen des TOGA-Projekts [Wyrtki et al. 1988 a,b].

Die Messungen basieren auf Pegelmeßgeräten, wobei an den meisten Stationen zwei voneinander unabhängige Meßgeräte installiert sind. Dies ermöglicht ein schnelles Er-

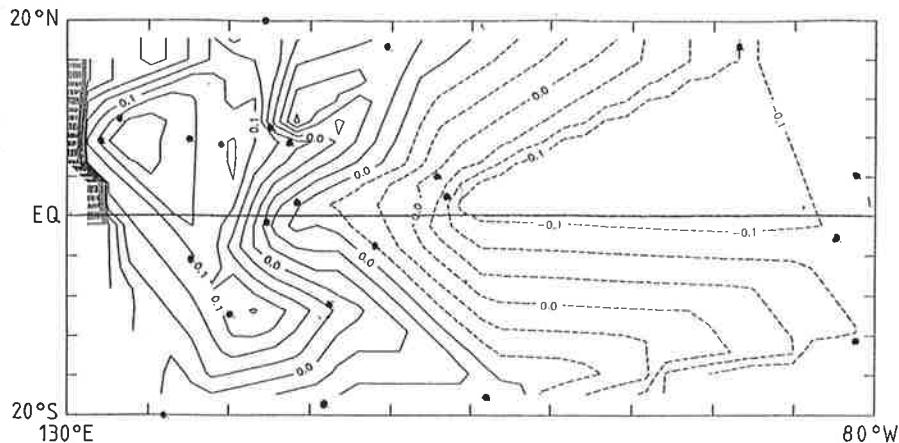


Abbildung 3.3: Erste EOF der beobachteten Wasserstands anomalien, berechnet für den Zeitraum Januar 1975 bis Dezember 1988. Stationen an der amerikanischen Küste wurden berücksichtigt, um den gesamten tropischen Pazifik zu erfassen. Die erklärte Varianz beträgt 39%.

kennen von Fehlern und ergibt eine Abschätzung der Meßgenauigkeit. Es werden Tages- und Monatsmittelwerte routinemäßig bereitgestellt. Der mittlere Fehler von monatlichen Mittelwerten ist kleiner als zwei Zentimeter, liegt meistens jedoch sogar unter einem Zentimeter [Wyrski et al. 1988 a,b]. In diesem Experiment werden monatliche Wasserstands anomalien assimiliert. Dazu wurde für jede Meßstation ein mittlerer Jahresgang aus den Beobachtungen selbst berechnet, welcher anschließend von den Daten abgezogen wurde. Messungen von Stationen, die an der Küste von Kontinenten liegen, wurden nicht verwendet, da unser Ozeanmodell, aufgrund der groben Auflösung nicht in der Lage ist, die besonderen Verhältnisse in Küstennähe korrekt widerzuspiegeln. Die Daten von solchen Stationen sind daher mit der Modelldynamik nicht konsistent, was bei der Assimilation zu Problemen führen würde. Ferner wurden nur Messungen innerhalb des Gebietes 20°N - 20°S assimiliert, um Verfälschungen am nördlichen und südlichen Modellrand zu vermeiden. Die Einschränkungen führten dazu, daß insgesamt nur Daten von 17 Stationen verwendet werden konnten, die alle im West-Pazifik liegen. In Abbildung 3.3 ist die erste EOF der beobachteten Wasserstands anomalien für den Zeitraum 1975-1988 dargestellt. Die verwendeten Stationen sind durch einen Punkt gekennzeichnet.<sup>1</sup> Die Form des Musters entspricht den Erwartungen, wobei jedoch im Westen einige kleinskalige Phänomene zu erkennen sind, die vermutlich auf die Bodentopographie zurückzuführen sind und somit von unserem Ozeanmodell nicht aufgelöst werden können.

Zur Assimilation wurden die Daten geglättet durch Projektion auf die ersten fünf EOFs, die insgesamt 77% der gesamten Varianz erklären. In Abbildung 3.4 ist die ursprüngliche

<sup>1</sup>Zur Berechnung der hier dargestellten EOF wurden auch Stationen an der amerikanischen Küste verwendet, um den gesamten tropischen Pazifik zu erfassen.

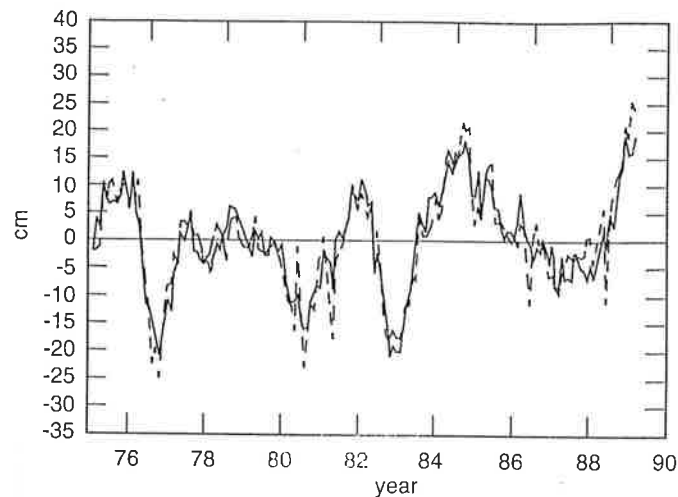


Abbildung 3.4: Zeitserie von beobachteten Wasserstandsanomalien (in Zentimetern) zwischen Januar 1975 und Dezember 1988 an der Station Yap, 138°E, 9.5°N. Die ursprünglichen Daten sind durch die gestrichelte, die geglätteten Daten durch die durchgezogene Linie dargestellt.

und die durch Glättung erhaltene Zeitreihe der monatlichen Wasserstandsanomalien für die Station Yap (138°E, 9.5°N) dargestellt. Man erkennt, daß der niederfrequente und damit für El Niño relevante Anteil des Signals unverändert bleibt. Dieses Ergebnis wurde für alle verwendeten Stationen gefunden.

### 3.7 GEOSAT Altimeterdaten

Die Daten basieren auf den sogenannten *T2-Geophysical Data Records (T2-GDR)*, die während der *Exact Repeat Mission (ERM)* des GEOSAT-Satelliten gewonnen wurden und decken den Zeitraum November 1986 bis September 1989 ab [Zou and Latif 1994]. Dies ist der derzeit längste Satz von Altimeterdaten, der zur Verfügung steht. Aus den Originaldaten wurden Ausreißer entfernt und es wurden Korrekturen für atmosphärische Störungen (Einfluß der Ionosphäre, Feuchtigkeit, Luftdruck, ...) angebracht. Ferner wurden die Daten auf ein regelmäßiges Gitter mit 2° Auflösung in meridionaler und 5° in zentraler Richtung interpoliert, das sich über das Gebiet 20°N - 20°S und 120°E - 90°W erstreckt. Zeitlich wurden die Daten über 5 Tage gemittelt [Zou and Latif 1994]. Für das Assimilationsexperiment wurden daraus Monatsmittel berechnet, aus denen anschließend Anomalien bestimmt wurden. Dazu wurde ein mittlerer Jahresgang, der aus den Daten berechnet wurde, abgezogen. Die Zeitspanne scheint zwar sehr kurz zu sein, um einen repräsentativen Jahresgang zu bestimmen, allerdings gab es während dieses Zeitraums ein starkes El Niño Ereignis 1986/87 und ein ebenso starkes La Niña Ereignis 1988, so daß der mittlere Zustand tatsächlich gut getroffen wird. Weiterhin



werden dadurch auch die Muster der interannualen Variabilität sehr gut wiedergegeben. Eine POP-Analyse [Zou and Latif 1994] zeigt die typischen Muster, die auch bei der Betrachtung von sehr viel längeren Zeitreihen zu beobachten sind. Ein Vergleich mit den Pegeldaten aus dem vorigen Abschnitt ergibt eine recht gute Übereinstimmung der beiden Datensätze. Die Meßgenauigkeit der Altimeterdaten ist etwas geringer als die der Pegelstände, allerdings basieren die GEOSAT-Daten im Gegensatz zu den Pegelständen nicht nur auf einer zeitlichen, sondern auch auf einer räumlichen Mittelung, so daß Effekte durch kleinskalige Besonderheiten verringert oder sogar völlig vermieden werden. Die GEOSAT-Daten entsprechen daher besser der Dynamik unseres relativ grob auflösenden Modells, wodurch die geringere Genauigkeit des Meßinstruments zum Teil kompensiert wird.

### 3.8 NMC Wasserstände

Das NMC-Ozeanmodell, in das operationell Temperaturbeobachtungen assimiliert werden, liefert als diagnostische Größe auch sogenannte *Dynamic Height* Felder. Änderungen dieser Größe ergeben sich als vertikales Integral über Dichteänderungen und beinhalten somit Information über die barokline Struktur. Nimmt man an, daß barotrope Effekte keine Rolle spielen, was für den tropischen Pazifik eine zulässige Näherung ist, so können Dynamic Height und Wasserstand als äquivalent betrachtet werden. Das Interessante an diesen Daten ist, daß sie dynamisch konsistent mit den entsprechenden NMC-Temperaturfeldern sind, und genau wie diese die für El Niño wichtige Information über den Wärmehalt der oberen Schichten des Ozeans enthalten. Diese beiden Datensätze bieten daher eine hervorragende Möglichkeit, um den Einfluß der Assimilation von Temperaturen und Wasserständen auf El Niño Simulationen und Vorhersagen gegeneinander abzuschätzen.

# Kapitel 4

## Das Assimilationssystem

Wie bereits in der Einleitung zu Kapitel 2 erläutert, besteht jedes Assimilationssystem aus mehreren Komponenten. Im folgenden werden die Komponenten des hier verwendeten Systems näher erläutert. In Abschnitt 4.1 wird das Ozeanmodell, in das Daten assimiliert werden, beschrieben und in Abschnitt 4.2 die Methode, mit der Daten eingefügt werden. Die dritte Komponente, die Qualitätskontrolle der Daten wurde sehr einfach behandelt. Überschreitet die Differenz zwischen einer Beobachtung und dem entsprechenden First Guess einen bestimmten Schwellenwert, so wird die Beobachtung nicht verwendet. Bei der Assimilation von Temperaturdaten beträgt die Grenze  $5^{\circ}\text{C}$  bei Wasserstandsbeobachtungen  $20\text{ cm}$ . In den hier vorgestellten Experimenten wurden ausschließlich vorab überprüfte Daten verwendet, so daß diese Vereinfachung gerechtfertigt ist. Sollen rohe Messungen verwendet werden, wie dies beispielsweise in einem operativen Vorhersagesystem notwendig wäre, müßte vor der eigentlichen Assimilation eine aufwendigere Qualitätskontrolle durchgeführt werden.

### 4.1 Ozeanmodell

Das Ozeanmodell, welches hier verwendet wird, wurde in erster Linie zur Untersuchung des El Niño/Southern- Oscillation Phänomens entwickelt [Latif 1987]. Dasselbe Modell wurde mit einem statistischen Feedbackmodell der Atmosphäre gekoppelt um ENSO-Vorhersagen durchzuführen [Latif and Flügel 1991, Flügel 1994]. Es basiert auf den primitiven Gleichungen, da für El Niño insbesondere Vorgänge am Äquator von Interesse sind, wo eine quasigeostrophische Näherung nicht anwendbar ist. Das Modellgebiet erstreckt sich über den tropischen Pazifik. In zonaler Richtung reicht es von  $130^{\circ}\text{E}$  bis  $70^{\circ}\text{W}$  und in meridionaler Richtung von  $30^{\circ}\text{S}$  bis  $30^{\circ}\text{N}$ . Zur Vereinfachung wurden die Modellgleichungen auf der äquatorialen  $\beta$ -Ebene formuliert. Es wurde ferner von der Boussinesq- und der hydrostatischen Näherung gebraucht gemacht, und es wurde angenommen, daß Dichteänderungen nur von der Temperatur abhängen. Für den tropischen Ozean ist dies eine vertretbare Vereinfachung. Gegenüber Ozeanmodellen, die auf dem

Bryan-Cox Modell [Bryan and Cox 1972] beruhen, unterscheidet sich dieses dadurch, daß keine *Rigid-Lid* Approximation gemacht wurde. Die Auslenkung der Meeresoberfläche ist daher in diesem Modell eine prognostische Variable. Die Diskretisierung der Gleichungen erfolgt auf einem Arakawa E-Gitter [Arakawa and Lamb 1977]. Bei diesem Gittertyp werden jeweils für Skalar- und Vektorfelder zwei zueinander um eine halbe Maschenweite verschobene Gitter verwendet. Die Auflösung in Ost-West Richtung ist konstant und beträgt  $6^\circ$ , was ungefähr 670 km entspricht. In Nord-Süd-Richtung beträgt sie  $0.5^\circ$  am Äquator und verringert sich bis auf  $4^\circ$  am nördlichen und südlichen Rand. Die zeitliche Integration erfolgt mit einem Zeitschritt von 2.25 Stunden. Die horizontale Wirbelviskosität (*Eddy Viscosity*) wird als konstant angenommen, mit einer Viskositätskonstanten von  $10^8 \text{ cm}^2/\text{s}$ . Horizontale Wärmediffusion ist nicht explizit im Modell enthalten. Die vertikalen Mischungskoeffizienten sind Richardsonzahlabhängig [Pacanowski and Philander 1981]. Der westliche und östliche Rand haben im Rahmen der Modellauflösung realistische Gestalt, wobei der westliche Rand jedoch geschlossen ist, d.h. es gibt keinen Durchfluß zum Indischen Ozean. Der nördliche und südliche Rand sind ebenfalls geschlossen. Bodentopographie wird nicht berücksichtigt, und es wird mit einer konstanten Wassertiefe von 4000 Metern gerechnet. In vertikaler Richtung hat das Modell 13 Schichten, von denen 10 in den oberen 300 Metern angeordnet sind. Die geringste Schichtdicke liegt bei 20 Metern direkt an der Oberfläche.

## 4.2 Assimilationsverfahren

Es wurde eine sogenannte kontinuierliche Assimilationsmethode [Derber and Rosati 1989] verwendet. Als Hintergrundfeld dient die Lösung unseres Ozeanmodell, das nach jedem Zeitschritt, d.h. in diesem Falle alle 2.25 Stunden, korrigiert wird. Die räumliche Analyse basiert auf der Successive-Correction-Methode. Da die Veränderungen von einem Zeitschritt zum nächsten sehr klein sind, und damit auch die Korrekturen sehr klein bleiben, ist es nicht notwendig, die SCM Methode iterativ zu verwenden. Es wurde jeweils nur ein Korrekturschritt berechnet. Durch die sehr kleinen Korrekturen des Temperaturfeldes (Größenordnung  $\sim 0.02^\circ \text{ C}$ ), können sich die Geschwindigkeiten darauf innerhalb eines Zeitschrittes einstellen, so daß keine Probleme durch Inkonsistenzen zwischen Dichte und Geschwindigkeiten entstehen. Insbesondere wurden keine starken Gravitationswellen durch das Einfügen von Daten beobachtet.

Nach jedem Zeitschritt wird zu dem Hintergrundfeld eine Korrektur addiert, um ein analysiertes Feld zu erhalten. In Komponentenschreibweise lautet dies :

$$A_i = B_i + \frac{\sum_k E_O^{-2} W_{ik} [O_k - B_k] \cdot W_t}{E_B^{-2} + \sum_k E_O^{-2} W_{ik} \cdot W_t} \cdot F \quad (4.1)$$

mit

$$W_{ik} = \exp \left( -\frac{(x_i - x_k)^2}{L_x^2} - \frac{(y_i - y_k)^2}{L_y^2} \right) \quad (4.2)$$

und

$$W_t = \begin{cases} 1 - \frac{|t-t_0|}{\delta t} & : |t - t_0| < \delta t \\ 0 & : \text{sonst} \end{cases} \quad (4.3)$$

Mit dem Index  $i$  werden Modellgitterpunkte, mit  $k$  Beobachtungspunkte bezeichnet. Jede Differenz zwischen einer Beobachtung und dem Modellwert an dieser Stelle wird entsprechend dem Verhältnis der Fehlervarianzen des Hintergrundfeldes  $E_B^2$  und der Beobachtung  $E_O^2$  gewichtet. Desweiteren gehen die Fehlerkorrelationen des Hintergrundfeldes ein. Da diese nicht exakt bekannt sind, müssen sie modelliert werden. Es wird angenommen, daß sie nur vom Abstand zweier Punkte und nicht von ihrer absoluten Position abhängen. Wir wählten einen gaußförmigen Abfall mit zunehmendem Abstand (vgl. Gl. 4.2). In zonaler und meridionaler Richtung wurden unterschiedliche Dekorrelationslängen  $L_x$  und  $L_y$  angenommen. Sie wurden für die einzelnen Experimente in Ost-West-Richtung zwischen 1000 und 2000 Kilometern und in Nord-Süd-Richtung zwischen 100 und 200 Kilometern festgesetzt. Schließlich werden die Differenzen zwischen Beobachtung und Modellsimulation mit einem zeitlichen Gewichtungsfaktor  $W_t$  und einem konstanten Faktor  $F$  multipliziert.  $W_t$  steigt linear von Null auf Eins an und fällt dann wieder auf Null ab, wenn die Differenz zwischen Modell- und Beobachtungszeit von  $t_0 - \delta t$  nach  $t_0 + \delta t$  voranschreitet. Das zeitliche Gewicht wirkt als Zeitfilter, welches hochfrequente Anteile in den Beobachtungen reduziert. Dies ist kein Verlust an Information, da sie vom Modell ohnehin nicht aufgelöst werden. Zum anderen sind diese hochfrequenten Signale für ENSO nicht relevant, da sie deutlich unterhalb der für ENSO wichtigen Zeitskala von einigen Wochen bis Monaten liegen. Der konstante Faktor  $F$  bestimmt, wie schnell Beobachtungsdaten in das Modell eingefügt werden. Wenn man annimmt, daß das Verhältnis der Fehlervarianzen  $E_B^2/E_O^2$  um eine Größenordnung größer ist als  $W_t$  und der räumliche Gewichtungsfaktor Eins sei, so ist Gl. (4.1) die diskretisierte Form einer gewöhnlichen Differentialgleichung der Form  $\partial f/\partial t = F' \cdot W_t(f_o - f)$ , wobei  $F' = F/\Delta t$  und  $\Delta t$  der Zeitschritt des Modells ist. Diese Methode ist also dem *Nudging* sehr ähnlich. Wenn man weiterhin annimmt, daß  $W_t$  über ein Zeitintervall  $\delta t$  linear von Null auf Eins ansteigt, so ist die Zeit, in der sich die Differenz zwischen  $f$  und  $f_o$  auf  $1/e$  verringert durch  $t_{1/e} = \sqrt{2 \cdot \delta t \cdot \Delta t / F}$  gegeben. Bei einem Zeitschritt von 2.25 Stunden, einem Zeitfenster von 15 Tagen und  $F = 0.1$  ergibt dies eine Relaxationszeit von ungefähr 5 Tagen. Tests mit verschiedenen Werten für  $F$  zeigten jedoch, daß der Einfluß von  $F$  auf das Ergebnis der Analyse relativ gering ist, vorausgesetzt  $F$  ist deutlich kleiner als Eins.

Die Entscheidung, ein relativ einfaches Assimilationsverfahren zu verwenden, fiel aus zwei Gründen. Erstens ist das Ziel dieser Arbeit, prinzipiell den Einfluß von Datenassimilation in Ozeanmodelle auf Analysen und Vorhersagen des Zustandes des tropischen Pazifiks

zu untersuchen. Es sollen unterschiedliche Datentypen und möglichst lange Zeiträume betrachtet werden, um einen möglichst umfassenden Überblick zu erhalten. Dazu ist es notwendig viele verschiedene Experimente durchzuführen und das Assimilationssystem (Ozeanmodell + Datenassimilation) über viele Jahre zu integrieren. Mit einem aufwendigeren Assimilationsverfahren wie dem Kalman-Filter oder der adjungierten Methode wäre dies nicht möglich gewesen. Zweitens haben Untersuchungen [Fu et al. 1993] gezeigt, daß der Gewinn von aufwendigen Verfahren gegenüber vergleichsweise einfachen klein ist. Insbesondere dann, wenn man an ozeanischen Phänomenen auf Zeitskalen von Monaten und mehr interessiert ist. Der Ozean verhält sich nicht so chaotisch wie beispielsweise die Atmosphäre, und man erreicht bereits mit relativ einfachen Verfahren gute Ergebnisse.

#### **4.2.1 Assimilation von Temperaturdaten**

Sollen Temperaturdaten assimiliert werden, so kann das oben beschriebene Verfahren direkt angewendet werden. Aus Temperaturbeobachtungen, sowohl an der Meeresoberfläche als auch aus der Tiefe, wird nach jedem Zeitschritt ein 3-dimensionales Korrekturfeld für das Modelltemperaturfeld bestimmt. Dieses wird zur ursprünglichen Modellösung hinzuaddiert. Um instabile Dichteschichtungen, hervorgerufen durch die Assimilation, zu verhindern, wird anschließend eine *Convective-Adjustment*-Routine aufgerufen, wodurch bei instabiler Schichtung eine Vermischung der Wassermassen in vertikaler Richtung im Modell stattfindet.

#### **4.2.2 Assimilation von Wasserstandsdaten**

Bei der Assimilation von Wasserstandsdaten muß ein etwas anderer Weg beschritten werden. Obwohl in unserem Modell die Auslenkung der Meeresoberfläche eine prognostische Variable ist, kann diese nicht direkt korrigiert werden. Dadurch würde ausschließlich der barotrope Mode des Modells beeinflusst, und es würden extrem schnelle Gravitationswellen erzeugt, die in wenigen Zeitschritten das gesamte Modellgebiet in Ost-West Richtung durchqueren. Das Modell würde die eingebrachte Information sofort wieder abstoßen. Die Auslenkung der Meeresoberfläche ist eine integrale Größe, die im wesentlichen das vertikale Integral über die Dichte repräsentiert. Um die in den Wasserstandsdaten enthaltene Information erfolgreich in das Modell einzubringen, muß daher das 3-dimensionale Dichtefeld korrigiert werden. Dies muß derart erfolgen, daß am Ende die gewünschte Wasserstandsänderung erreicht wird. Ist man nur an Wasserstandsanomalien interessiert, so kann man für den tropischen Pazifik in guter Näherung annehmen, daß kleine Änderungen der Dichte ausschließlich durch kleine Temperaturänderungen hervorgerufen werden. Es genügt für unseren Fall also, einen Zusammenhang zwischen kleinen Änderungen des Wasserstandes und kleinen Temperaturänderungen in der Wassersäule darunter zu bestimmen. Dieser wurde empirisch aus einem Kontrolllauf des Modells ermittelt. Dazu wurde das Modell über 20 Jahre, von Januar 1967 bis Dezember 1986,

mit beobachteten Florida State University Windschubfeldern (FSU) [Goldenberg and O'Brien 1981, Legler and O'Brien 1984] angetrieben. Für das Experiment mit NMC Wasserstandsdaten wurde der Zeitraum Januar 1982 bis Dezember 1992 verwendet. Danach wurde für jeden horizontalen Modellgitterpunkt eine EOF Analyse der vertikalen Temperaturanomalien durchgeführt. Die ersten 5 EOFs wurden verwendet, was einer erklärten Varianz von 65% bis 95% entsprach, abhängig von der Region. Anschließend wurden Regressionskoeffizienten  $A^n$  zwischen Wasserstandsnormalien  $\zeta'(t)$  und den Entwicklungskoeffizienten  $\gamma^n$  der EOFs  $G_n(z)$  durchgeführt. Das bedeutet, daß Änderungen der Meeresoberflächenauslenkung auf das 3-dimensionale Temperaturfeld projiziert wurden. Die Verwendung von EOFs bewirkt, daß Information nur auf die dominierenden vertikalen Moden übertragen wird, daß also kein Rauschen angepaßt wird. Um nun Wasserstandsbeobachtungen in das Modell einzufügen, wurde zunächst ein Korrekturfeld  $\Delta\zeta'$  für die Auslenkung der Meeresoberfläche, nach der in Abschnitt 4.2 beschriebenen Methode bestimmt. Die Entwicklungskoeffizienten der EOFs ergeben sich dann durch Multiplikation mit den Regressionskoeffizienten (Gl. 4.4). Das gewünschte 3-dimensionale Korrekturfeld für die Temperatur ergibt sich schließlich durch Einsetzen der Entwicklungskoeffizienten in die EOF Entwicklung (Gl. 4.5).

$$(\gamma^n)_i = (A^n \cdot \Delta\zeta')_i \quad (4.4)$$

$$(\Delta T'(z))_i = \left( \sum_{n=1}^5 \gamma^n \cdot G(z)_n \right)_i \quad (4.5)$$

Schließlich wird dieses zur ursprünglichen Modellösung hinzuaddiert und wiederum eine Convective Adjustment Routine aufgerufen.

Ein ähnliches Verfahren wurde mit Erfolg bei der Assimilation von Wasserstandsdaten in ein Modell des Golfstroms angewendet [Mellor and Ezer 1991]. Der einzige Unterschied zum hier beschriebenen Ansatz besteht darin, daß die Wasserstandsdaten dort direkt auf Temperatur und Salzgehalt projiziert wurden und nicht zunächst auf EOFs. Ferner wurden neben Temperatur und Salzgehalt auch die Wasserstände direkt korrigiert.

# Kapitel 5

## Assimilationsexperimente

### 5.1 Einleitung

In diesem Kapitel werden die durchgeführten Experimente detailliert beschrieben. Sie dienen dazu, um im wesentlichen zwei Fragen zu beantworten:

- Inwieweit ist der Einfluß von 3-dimensionalen Temperaturdaten mit dem von Wasserstandsdaten vergleichbar?
- Welche Bedeutung hat die räumliche Dichte von Beobachtungspunkten?

Für die Entwicklung von El Niño-Ereignissen ist der Wärmehalt der oberen 300 Meter des Ozeans von entscheidender Bedeutung. Diese Information kann durch 3-dimensionale Temperaturmessungen gewonnen werden, welche von Schiffen und Bojen aus gemacht werden. Da diese nicht an jedem Ort und zu jeder Zeit zur Verfügung stehen, ergibt sich in bestimmten Gebieten eine sehr schlechte räumliche und zeitliche Datendichte. Im Gegensatz dazu liegen Messungen der Auslenkung der Meeresoberfläche praktisch kontinuierlich in Raum und Zeit vor, da sie mit ausreichender Genauigkeit von Satelliten aus gemessen werden können.

Änderungen des Wärmehalts in den oberen Schichten des Ozeans führen zu einer Änderung des Wasserstandes. Für die Tropen kann man in guter Näherung annehmen, daß dieser Zusammenhang linear ist. Weiterhin können in den Tropen Änderungen des Salzgehalts vernachlässigt werden, was schließlich zu einem linearen Zusammenhang zwischen kleinen Änderungen des Wärmehalts und kleinen Änderungen des Wasserstands führt. Man kann darauf folgern, daß Messungen des Wärmehalts äquivalent zu Beobachtungen der Auslenkung der Meeresoberfläche sind, die somit die für ENSO relevante Information enthalten. Es ist daher eine interessante Fragestellung, ob der Einfluß von Wasserstands- und Temperaturmessungen auf ENSO-Simulationen und Vorhersagen vergleichbar ist.

## 5.2 Kontrolllauf

### 5.2.1 Experiment

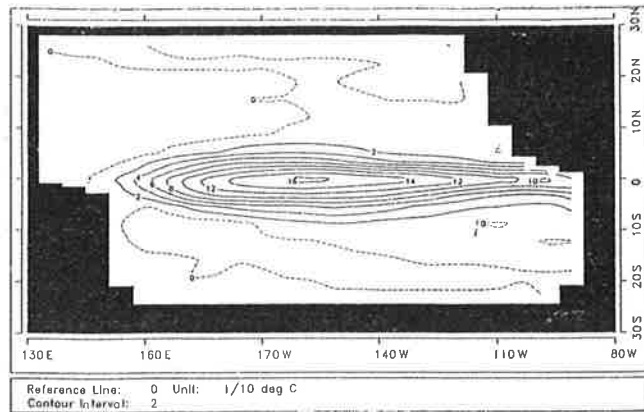
Um Veränderungen in der Modellsimulation, die durch die Assimilation von verschiedenen Datensätzen auftreten, beurteilen zu können, werden in diesem Abschnitt zunächst einige Ergebnisse eines Kontrollexperimentes ohne Assimilation gezeigt. Das Modell wurde dazu von Januar 1967 bis Dezember 1992 integriert. Als Antrieb dienen, wie auch in allen anderen Modellintegrationen, FSU Windschubfelder. Wärmeflüsse werden durch Relaxation der Oberflächentemperatur gegen beobachtete, klimatologische Werte parametrisiert. Die dabei verwendete Zeitkonstante beträgt 30 Tage.

### 5.2.2 Ergebnisse und Diskussion

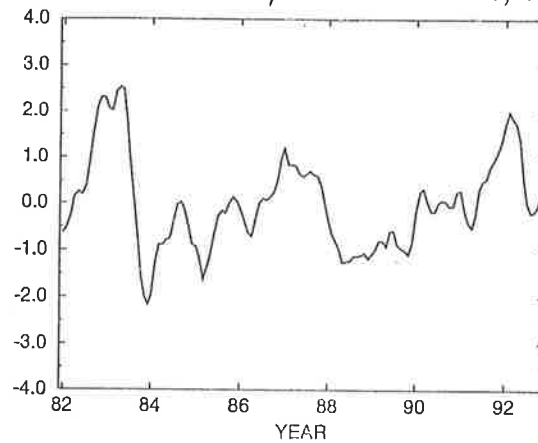
Eine leistungsfähige Methode, um die Struktur der Variabilität zu untersuchen, sind EOFs. Mit ihrer Hilfe können aus einem komplexen Datensatz die dominanten Variabilitätsmuster extrahiert werden. Die wichtigsten Größen sind in unserem Fall Oberflächentemperaturanomalien (Sea Surface Temperature, SST), Anomalien der Auslenkung der Meeresoberfläche (Sea Surface Height, SSH) und Anomalien der vertikalen Temperaturstruktur bis in eine Tiefe von 300 Metern.

In Abbildung 5.1 ist die erste EOF der SST und die dazugehörige Zeitreihe zu sehen, wie sie aus dem Kontrollexperiment bestimmt wurden. Das dominierende Muster der Modellvariabilität stimmt prinzipiell mit beobachteten Mustern überein (vgl. Abbildung 5.7), allerdings liegt das Maximum gegenüber Beobachtungen zu weit westlich und die Variabilität ist zu sehr auf die Äquatorregion beschränkt. Die erklärte Varianz beträgt 66%. In der zugehörigen Zeitreihe sind die El-Niño-Ereignisse 82/83 und 86/87 klar zu erkennen. Ferner ist das Kaltereignis 87/88 und der nachfolgende Temperaturanstieg bis Anfang der Neunziger Jahre deutlich zu sehen. In den nächsten beiden Bildern (5.2 und 5.3) sind die ersten beiden EOFs der SSH Anomalien und die zugehörigen Zeitreihen dargestellt. Anhand der Zeitreihen ist zu erkennen, daß diese gerade um eine viertel Periode gegeneinander verschoben sind. Die Zeitreihe der zweiten EOF eilt der Ersten um ungefähr ein Jahr voraus. Dies kann so interpretiert werden, daß die ersten beiden EOFs gemeinsam ein propagierendes Muster repräsentieren. Ein Warmereignis kündigt sich zunächst als Vorbote im Westpazifik als Erhöhung der Meeresoberfläche an (2.EOF). Diese Anomalie propagiert dann nach Osten bis während der Extremphase (El Niño-Ereignis) schließlich eine großskalige Erhöhung der Meeresoberfläche von der Datumslinie bis hin zur Südamerikanischen Küste beobachtet werden kann (1.EOF). Dabei kündigt sich im Westen das nächste Kaltereignis (La Niña) bereits durch eine Absenkung der Meeresoberfläche an. Nach einer weiteren Viertelperiode sind die positiven Wasserstands anomalien verschwunden und es ist nur noch eine negative Anomalie im Westen zu sehen (Das Negative der 2.EOF). Die beschriebenen Sequenz wiederholt sich dann, allerdings mit umgekehrtem Vorzeichen. Dieser Zyklus kann auch aus Beobachtungen





Erste EOF der SST Anomalien in 1/10 Grad Celsius, erklärte Varianz 66%



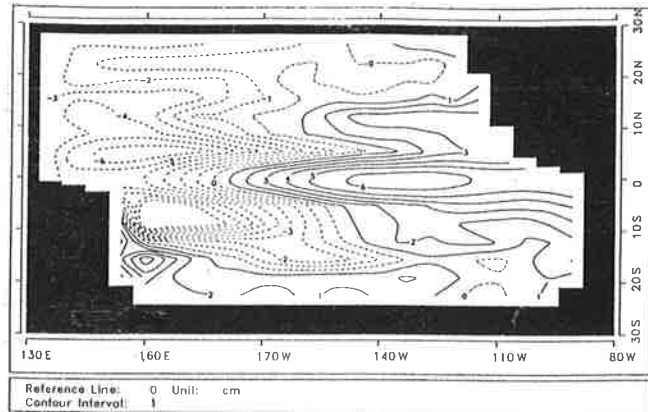
zugehörige Zeitreihe

Abbildung 5.1: 1. EOF und zugehörige Zeitreihe der Oberflächentemperaturanomalien des Kontroll-experiments. Es wurden Modelldaten von Januar 1982 bis Dezember 1992 verwendet.

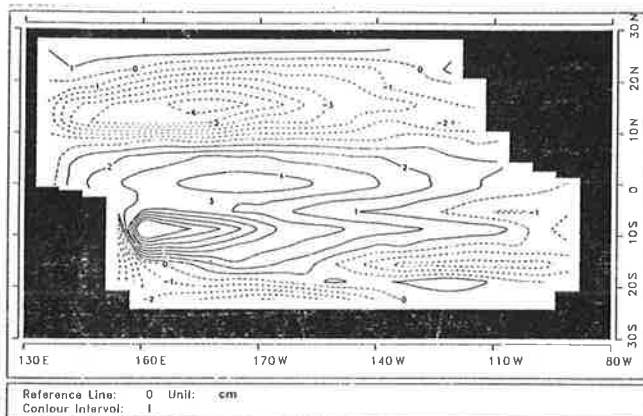
abgeleitet werden. So ist beispielsweise die Entstehung des 86/87 El Niño Ereignisses und die anschließende Kaltphase konsistent mit diesem Mechanismus.

Die beschriebene Abfolge von Warm- und Kaltphasen, die jeweils durch Zwischenphasen voneinander getrennt sind, wird als *Delayed Action Oscillator* bezeichnet [Schopf and Suarez 1988]. Natürlich ist dies eine vereinfachte Betrachtungsweise des El-Niño-Phänomens, die nicht alle Aspekte enthalten kann, sie trägt aber doch wesentlich zum Verständnis bei.

Eine weitere Analyse-methode, die zur Erfassung der dynamischen Entwicklung von Mustern verwendet wird, ist die POP Analyse (Principal Oscillation Patterns) [Hasselmann 1988, Storch et al. 1995]. Sie führt in dem hier genannten Beispiel zu den gleichen Mustern. Die ersten beiden EOFs entsprechen dann dem führenden POP, wobei der Realteil mit der Ersten und der Imaginärteil mit der zweiten EOF identifiziert werden kann.



Erste EOF der SSH-Anomalien in Zentimetern, erklärte Varianz 39%



Zweite EOF der SSH-Anomalien in Zentimetern, erklärte Varianz 20%

Abbildung 5.2: Erste und zweite EOF der SSH Anomalien aus dem Kontrollexperiment. Beide zusammen erklären ca. 59% der Gesamtvarianz und repräsentieren gemeinsam ein propagierendes Signal.

Eine weitere Größe, die im Zusammenhang mit ENSO häufig betrachtet wird, ist der Wärmehalt der oberen 300 Meter des Ozeans. Die Auslenkung der Meeresoberfläche ist im tropischen Pazifik eine direkte Folge der Änderungen des Wärmehaltes, so daß Wasserstands- und Wärmehaltsanomalien die gleiche Information enthalten sollten. Um dies zu verdeutlichen, wurde eine EOF Analyse des gesamten 3-dimensionalen Temperaturanomaliefeldes aus dem Kontrolllauf durchgeführt. In Abbildung 5.4 sind vertikale Schnitte der ersten und zweiten EOF am Äquator zu sehen, und in Abbildung 5.5 die zugehörigen Zeitreihen. Wiederum ist zu erkennen, daß die beiden Zeitreihen in *Quadratur* sind, d.h. daß die erste und zweite EOF, wie auch beim Wasserstand, die Extrem- und die Zwischenphase eines Zyklus repräsentieren.

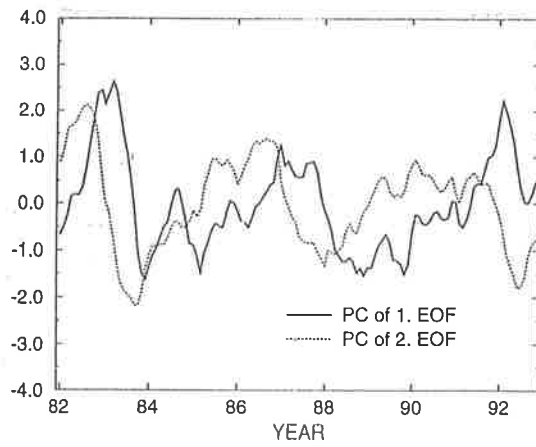
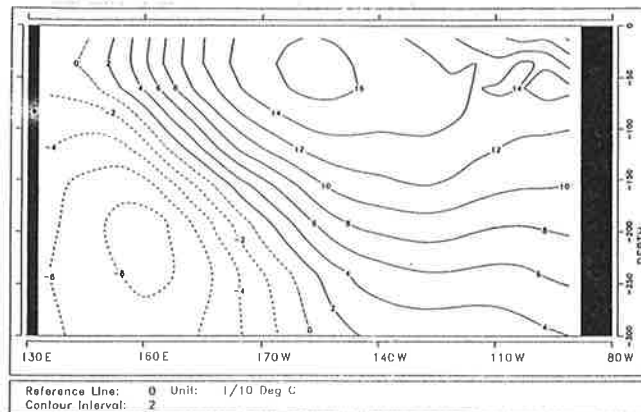
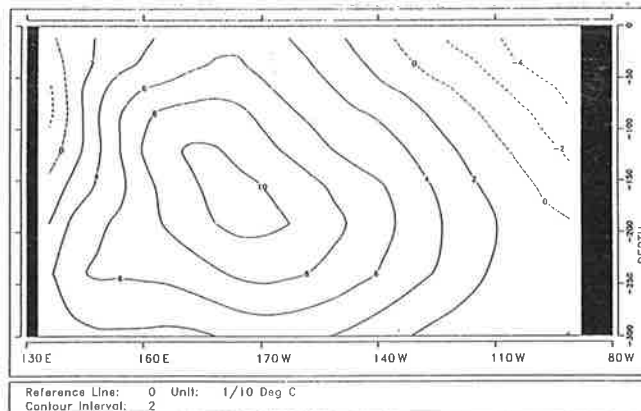


Abbildung 5.3: Zeitreihen der ersten und zweiten EOF der SSH-Anomalien aus dem Kontrolllauf. Beide sind um ca. eine Viertelperiode (ca. ein Jahr) gegeneinander verschoben.



Erste EOF, erklärte Varianz 46%



Zweite EOF, erklärte Varianz 17%

Abbildung 5.4: Vertikaler Schnitt längs des Äquators der zwei führenden EOFs der 3-dimensionalen Temperaturanomalien aus dem Kontrollexperiment in 1/10 Grad Celsius. Beide zusammen erklären ca. 63% der Gesamtvarianz und repräsentieren gemeinsam, wie bei den Wasserstands anomalien, ein propagierendes Signal.

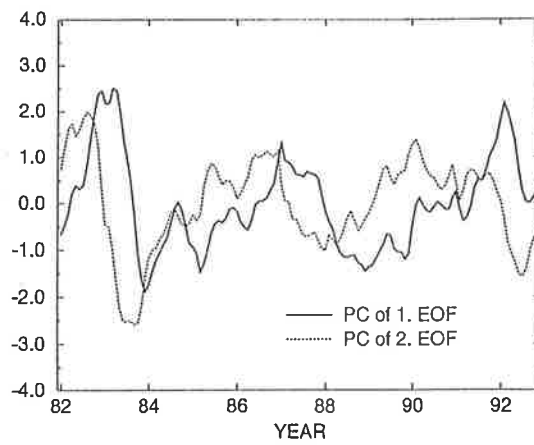


Abbildung 5.5: Zeitreihen der ersten und zweiten EOF der 3-dimensionalen Temperaturanomalien aus dem Kontrolllauf. Beide sind um ca. eine Viertelperiode (ca. ein Jahr) gegeneinander verschoben.

## 5.3 Assimilation von XBT-Beobachtungen

### 5.3.1 Experiment

Es wurden 3-dimensionale Temperaturen assimiliert, die auf XBT Beobachtungen für den Zeitraum Januar 1979 bis Dezember 1988 beruhen (vgl. Abschnitt 3.2). Der Antrieb des Modells erfolgte, wie auch in den nachfolgenden Experimenten mit FSU-Windschub-Daten. Das Zeitfenster, in dem Daten verwendet wurden, betrug plus/minus 7.5 Tage. Der Zeitfaktor  $F$  (vgl. Abschnitt 4.2) wurde auf 0.1 gesetzt, was in Verbindung mit dem Zeitschritt von 2.25 Stunden, eine Relaxationszeit von ungefähr 5 Tagen ergibt. Änderungen des Wärmehalts und der Tiefe der Thermokline werden am Äquator durch die Dynamik äquatorialer Kelvin- und Rossbywellen bestimmt, was bei der Schätzung der Fehlerkovarianzen berücksichtigt werden muß. Die Dekorrelationslängen für die räumlichen Gewichte wurden daher in zonaler Richtung auf 1000 km und in meridionaler Richtung auf 100 km festgesetzt. Ferner wurde angenommen, daß der mittlere Fehler des Modells doppelt so groß ist wie der der Beobachtungen. Im Assimilationslauf wurde das Modell von Januar 1975 bis Dezember 1988 integriert, Beobachtungsdaten wurden ab Januar 1979 assimiliert.

### 5.3.2 Assimilationsergebnisse

Die Mindestanforderung an ein Assimilationssystem besteht darin, die Differenzen zwischen der Modellsimulation und den assimilierten Daten zu verkleinern. Daß dieses Ziel erreicht wurde ist in Abbildung 5.6 zu sehen. Als Maß für die Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtung wurde die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung zwischen beobachteten und simulierten Temperaturanomalien gewählt (*Root Mean Square*, RMS). Diese wurde getrennt berechnet für die Gebiete NINO-3 ( $5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$ ,  $150^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$ ), NINO-4 ( $5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$ ,  $150^{\circ}\text{E} - 150^{\circ}\text{W}$ ) und die Gebiete nördlich und südlich von  $5^{\circ}\text{N/S}$ . In Abbildung 5.6 ist zu erkennen, daß diese Größe im NINO-4 Gebiet im Assimilationslauf um einen Faktor 2-3 gegenüber dem Kontrolllauf verkleinert werden konnte. Die RMS-Differenz beträgt im zweiten Fall nur noch einige wenige Zehntel Grad Celsius. Auch in den übrigen Regionen konnte eine solche Reduzierung der Differenzen erreicht werden.

Eine wichtige Größe bei der Betrachtung des ENSO Phänomens bilden die Anomalien der Meeresoberflächentemperatur. In Abbildung 5.7 wird die erste EOF der beobachteten SST-Anomalien und die entsprechende EOF aus dem Assimilationslauf gezeigt. Man erkennt eine sehr gute Übereinstimmung der Muster, was sich bereits in der sehr kleinen RMS-Differenz der Temperaturfelder ausdrückte. Im Gegensatz zum Kontrollexperiment (vgl. Abb. 5.1) ist nun auch weiter vom Äquator entfernt Variabilität vorhanden und das Maximum der Temperaturvariabilität ist bei ungefähr  $110^{\circ}\text{W}$  zu finden. Im Kontrolllauf (Abb. 5.1) ist während des 82/83 Warmereignisses das zweite Maximum stärker als das Erste. Beobachtungen zeigen jedoch, daß das erste Maximum stärker war. Ferner ist im

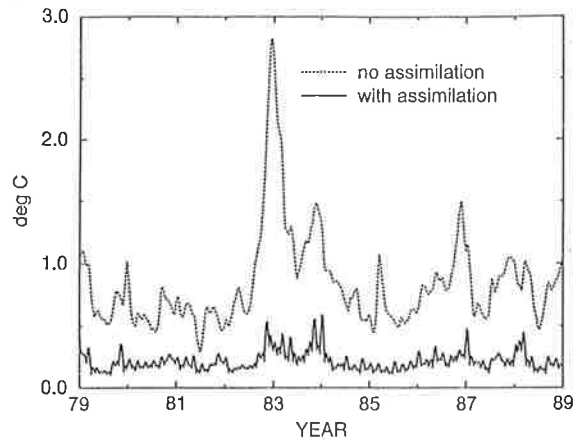


Abbildung 5.6: RMS-Differenz zwischen Modellsimulation und XBT-Beobachtungen im NINO-4 Gebiet. Dargestellt sind die Differenzen aus dem Kontrolllauf und dem Assimilationslauf.

Kontrolllauf im Jahr 83/84 ein starkes Kaltereignis zu sehen, welches nicht beobachtet wurde. In beiden Fällen sind diese Diskrepanzen auf Fehler in den Windschubdaten zurückzuführen. Im Assimilationslauf konnten diese Fehler korrigiert werden.

Für die Entwicklung eines ENSO Extrems sind Wärmeinhaltsanomalien in den oberen 300 Metern des Ozeans von besonderer Bedeutung. Vergleicht man die 1. EOF der vertikalen Temperaturanomalien am Äquator, von der Oberfläche bis in eine Tiefe von 300 Metern, so ist eine deutlich bessere Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtung im Assimilationslauf zu sehen (Abb. 5.8). Wie auch bei den Oberflächentemperaturen liegt im Kontrolllauf das Maximum der Variabilität etwas zu weit im Westen. Diese Eigenart unseres Modells konnte durch Datenassimilation weitgehend behoben werden, wodurch insgesamt eine realistischere Beschreibung der Variabilität erreicht wurde.

### 5.3.3 Erinnerungsvermögen des Modells

Eine wichtige Frage bei der Datenassimilation ist, ob die assimilierte Information vom Modell wirklich aufgenommen wird, und wie lange sie im Modell bleibt. Wird sie sofort wieder abgestoßen, so ist beispielsweise nicht mit einer Verbesserung von Vorhersagen aufgrund der Assimilation zu rechnen. Um diese Frage zu untersuchen, wurden sogenannte *Restart*-Experimente durchgeführt. Dazu wurden in das Modell während einer Initialisierungsphase für mindestens ein Jahr Daten assimiliert. Das Modell wird dabei mit beobachteten Winden angetrieben. Während dieser Phase wird die RMS-Differenz zwischen Daten und Assimilation auf ein geringes Niveau abgesenkt. Dann wird die Modellintegration entsprechend dem Kontrollexperiment weitergeführt, d.h. es werden

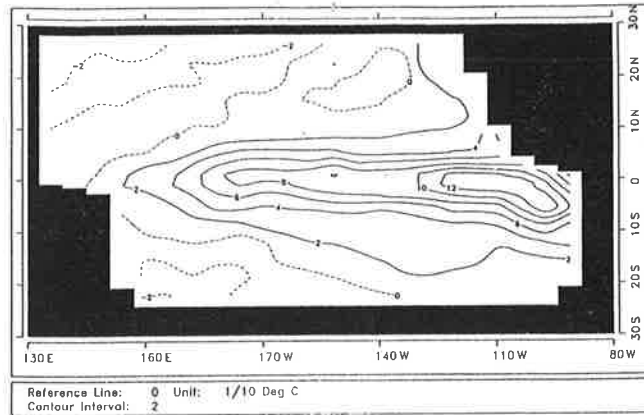
keine Daten mehr in das Model assimiliert. Die RMS-Differenz zwischen Beobachtungen und Simulation steigt nun in einer Übergangsphase an, bis sie schließlich in der Sättigungsphase den Wert aus dem Kontrollexperiment erreicht hat (Abb. 5.9). Das Erinnerungsvermögen des Modells ist umso größer, je länger es dauert, bis diese Sättigung erreicht wird. Um das Erinnerungsvermögen des Modells bei der Assimilation von XBT-Daten abzuschätzen, wurden zwischen Januar 1979 und Dezember 1987 35 Restartexperimente durchgeführt. Jeweils zu Beginn der Monate Januar, April, Juli und Oktober wurde die Assimilation abgeschaltet und das Modell anschließend für ein weiteres Jahr integriert. In Abb. 5.10 ist der mittlere Anstieg der RMS-Differenz während dieser 12 Monate für die Gebiete NINO-3 (A), NINO-4 (B) und außerhalb 5°N/S (C) dargestellt. Man erkennt, daß die eingefügte Information im NINO-4 Gebiet nach ungefähr 2 Monaten verschwunden ist. In den anderen Gebieten kann jedoch ein Erinnerungsvermögen von ungefähr 3-4 Monaten beobachtet werden. In einem analogen Experiment, in dem SST-Daten assimiliert wurden, konnte ebenfalls über einige Monate hinweg ein Einfluß der Daten beobachtet werden. Allerdings war dies hauptsächlich auf eine Veränderung des mittleren Zustandes zurückzuführen, so daß für ENSO Vorhersagen kein Nutzen erwartet werden kann [Fischer and Latif 1995]. Der Zeitraum, über den ein Einfluß der Assimilation von Beobachtungen bemerkbar ist, ist für die Periode 1985-1987 deutlich länger als für die Periode 1979 bis 1984. Im Januar 1985 begann das TOGA Projekt (Tropical Ocean Global Atmosphere) [World Climate Research Program 1985, Part 1-3], ein 10 Jahre dauerndes Experiment, zur Untersuchung von Klimavariabilität auf Zeitskalen von einigen Monaten bis hin zu einigen Jahren. Dies beinhaltete auch den Aufbau eines Beobachtungssystems zur Erfassung von Klimavariabilität. Dadurch verbesserte sich die Qualität und Anzahl von verfügbaren Beobachtungen, insbesondere in der Tiefe deutlich. In Abb. 5.11 ist zu sehen, daß dies erheblichen Einfluß auf das Erinnerungsvermögen unseres Modells im NINO-4 Gebiet hat. Betrachtet man die Experimente, die vor 1985 durchgeführt wurden (Kurve A), so ergibt sich eine durchschnittliche Erinnerungszeit von 2 Monaten, wohingegen nach 1985 (B) eine etwa doppelt so lange Erinnerungszeit beobachtet wird. Dieser Effekt konnte nur für das NINO-4 Gebiet beobachtet werden. Da dieses Gebiet für die Vorhersagbarkeit von ENSO aber von entscheidender Bedeutung ist, kann eine Verbesserung von ENSO Vorhersagen für alle Gebiete erwartet werden.

### 5.3.4 Diskussion

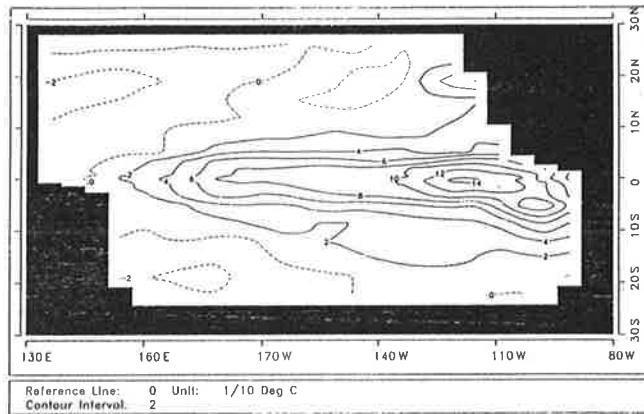
Dieses Experiment zeigt, daß durch die Assimilation von 3-dimensionalen Temperaturfeldern zusätzliche Information in ein Ozeanmodell eingebracht werden kann. Sowohl die Oberflächentemperaturen als auch die 3-dimensionale Temperaturstruktur konnte deutlich besser in Übereinstimmung mit den Beobachtungen gebracht werden. Es ist gelungen, systematische Fehler des Modells auszugleichen und so eine realistischere Modellsimulation zu erzielen. Ferner können auch Fehler in den Antriebsfeldern durch Datenassimilation kompensiert werden, wie dies während des 82/83 Warmereignisses



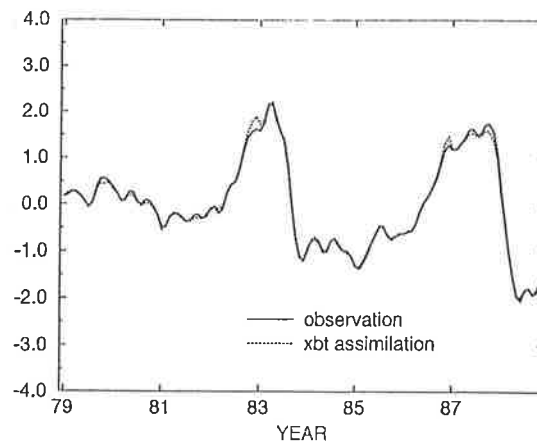
und der anschließenden Kaltphase zu beobachten ist. Restartexperimente zeigen, daß die durch Datenassimilation eingebrachte Information nach Abschalten der Assimilation zumindest für einige Monate im Modell bleibt. Daraus kann geschlossen werden, daß die Daten in einer Form eingebracht wurden, die zumindest näherungsweise mit der Modell-dynamik verträglich ist, und daß die baroklinen Moden des Modells beeinflußt wurden. Andernfalls hätte man eine sofortige Abstoßung der Daten und damit eine recht kurze Erinnerungszeit beobachtet. Ferner kann aus den Restartexperimenten geschlossen werden, daß die Güte von ENSO-Vorhersagen durch Datenassimilation positiv beeinflußt werden kann. Hierrauf wird in Kapitel 6 genauer eingegangen.



XBT-Beobachtungen, erklärte Varianz 61%

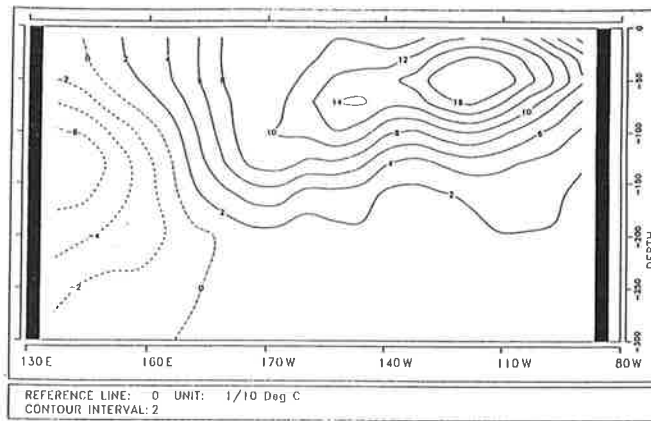


XBT-Assimilationslauf, erklärte Varianz 65%

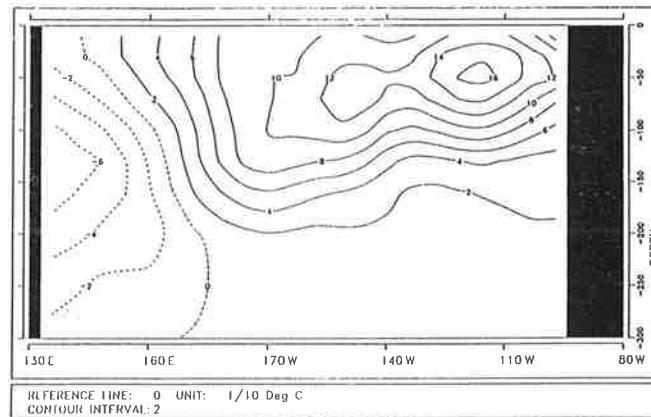


zugehörige EOF Zeitreihen

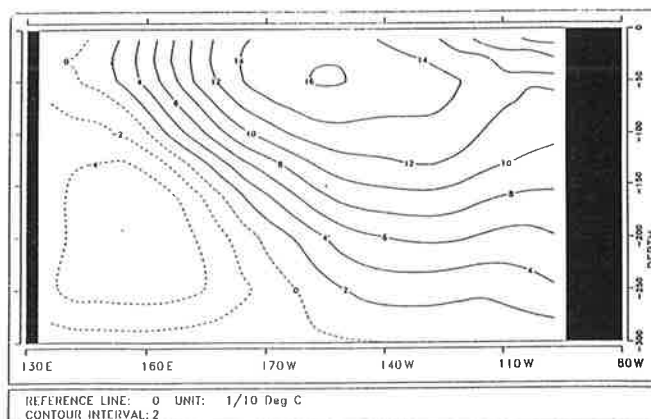
Abbildung 5.7: Erste EOF der Anomalien der Oberflächentemperaturen in 1/10 °C aus den XBT Beobachtungen und dem XBT-Assimilationslauf mit zugehörigen Zeitreihen.



Beobachtung, erklärte Varianz 49%



Assimilationslauf, erklärte Varianz 50%



Kontrolllauf, erklärte Varianz 64%

Abbildung 5.8: Erste EOF der vertikalen Temperaturanomalien in  $1/10\text{ }^{\circ}\text{C}$  am Äquator für die Periode Januar 1979 bis Dezember 1987.

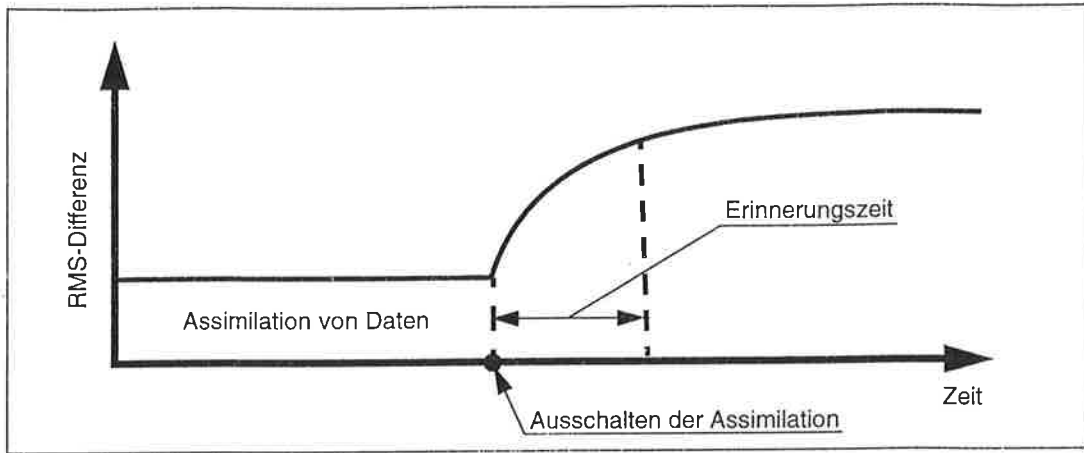


Abbildung 5.9: Schematischer Verlauf der RMS-Differenz zwischen Beobachtung und Simulation während eines Restartexperiments

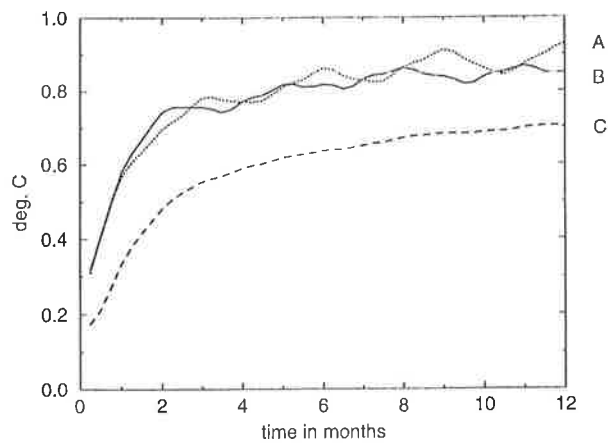


Abbildung 5.10: Mittlere RMS-Differenz zwischen Simulation und Beobachtung in  $^{\circ}\text{C}$  als Funktion der Zeit nach Abschalten der Assimilation. Die Differenzen wurden separat für NINO-3 (A), NINO-4 (B) und außerhalb der Region 5N/S (C) berechnet. Die Kurven sind Mittelwerte über 35 Experimente .

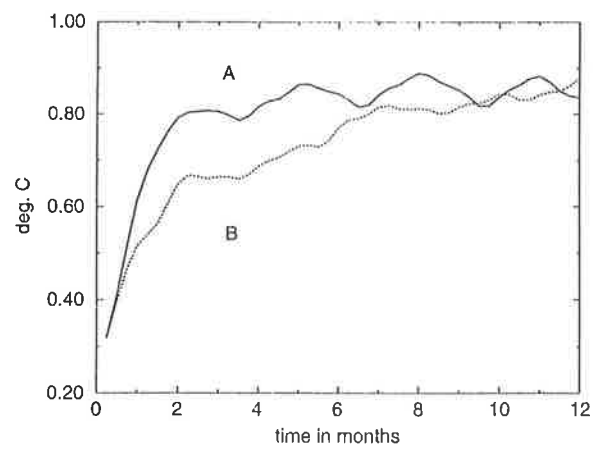


Abbildung 5.11: RMS-Differenz zwischen Simulation und Beobachtung in °C als Funktion der Zeit nach Abschalten der Assimilation, gemittelt über NINO-4. Die Kurve A zeigt den mittleren RMS-Anstieg vor 1985, Kurve B denjenigen nach 1985 .

## 5.4 Assimilation von NMC-Temperaturdaten

### 5.4.1 Experiment

Für das hier vorgestellte Experiment wurden NMC-Monatsmittelwerte für den Zeitraum Februar 1982 bis Dezember 1992 auf einem gegenüber den ursprünglichen NMC-Daten ausgedünnten Gitter verwendet. Die zonale Auflösung betrug  $6^\circ$ . In meridionaler Richtung war die Auflösung variabel und nahm von  $0.5^\circ$  am Äquator auf  $4^\circ$  zu den Rändern hin ab. Ein schwacher Trend in den Daten wurde abgezogen, und anschließend Anomalien gebildet. Die Berechnung der dazu notwendigen Klimatologie erfolgte über den oben genannten Zeitraum aus den Daten selbst.

Die Bedingungen, unter denen das Experiment durchgeführt wurde, sind nahezu identisch mit denen aus dem vorherigen Experiment. Der einzige Unterschied besteht in der Periode, über die das Modell integriert wurde. Von Januar 1979 bis Dezember 1992 wurde das Ozeanmodell mit FSU-Windschubdaten angetrieben, wobei ab Februar 1982 3-dimensionale NMC Temperaturfelder assimiliert wurden.

### 5.4.2 Ergebnisse und Diskussion

Die Ergebnisse in diesem Experiment sind analog zu denen aus dem XBT-Assimilationslauf. Wiederum konnte die RMS-Differenz zwischen Simulation und Beobachtungen gegenüber dem Kontrollexperiment um einen Faktor 3-4 reduziert werden. Auch die Muster der Variabilität der Meeresoberflächentemperatur und der Temperaturverteilung in den oberen 300 Metern stimmen gut mit den Beobachtungen überein. Da dies sehr ähnlich zu den Ergebnissen aus dem vorherigen Abschnitt ist, werden die entsprechenden EOFs und die dazugehörigen Zeitreihen hier nicht gezeigt. Das Erinnerungsvermögen des Modells bezüglich der Assimilation von NMC-Temperaturen variiert wie im XBT-Experiment je nach Region zwischen 2 und 5 Monaten.

Während des Assimilationslaufs wurden alle 3 Monate Daten gespeichert, die einen Neustart des Modells ermöglichen. Diese wurden als Startzustände für Vorhersageexperimente genutzt, auf die in Kapitel 5 detailliert eingegangen wird.

Das Experiment hat gezeigt, daß das Modell auf diese *Pseudo-Beobachtungen* genauso reagiert wie auf echte Beobachtungsdaten. Sowohl die Reduktion der RMS-Differenz als auch das Erinnerungsvermögen des Modells liegen im gleichen Bereich wie im XBT-Experiment. Daraus ergibt sich, daß diese Daten realen Beobachtungen sehr nahe kommen, und die NMC-Daten aufgrund ihrer guten räumlichen und zeitlichen Dichte hervorragend für Fallstudien geeignet sind. Es kann der Einfluß eines Datentyps untersucht werden, ohne daß die Ergebnisse durch mangelhafte Datenbedeckung oder Meßfehler verfälscht werden.

## 5.5 Assimilation von TOGA-TAO-Daten

### 5.5.1 Experiment

In dem hier vorgestellten Experiment wurden Monatsmittel der Temperatur bis in eine Tiefe von 300 Metern verwendet. Wie auch in den vorhergehenden Experimenten wurden Temperaturanomalien assimiliert. Die dazu notwendige Klimatologie wurde aus den Messungen selbst bestimmt. Da das TOGA-TAO-Feld erst nach und nach entstanden ist, liegen nicht für alle Bojen genügend lange Zeitreihen vor, um eine repräsentative Klimatologie zu bilden. Daher wurden nur solche Daten verwendet, für die Zeitreihen von mindestens 3 Jahren Dauer vorlagen. Da die meisten Bojen erst in den letzten Jahren verankert wurden, konnten insgesamt nur 21 Meßpunkte verwendet werden. Diese sind in Abbildung 3.2 durch ein schwarz ausgefülltes Symbol gekennzeichnet.

Die Bedingungen, unter denen das Experiment durchgeführt wurde, sind wiederum identisch mit denen aus den vorherigen Läufen. Auch das Verhältnis von mittlerem Datenfehler zu mittlerem Modellfehler ist gleich. Dies steht sicherlich im Widerspruch dazu, daß die TOGA-TAO-Messungen sehr viel genauer sind als XBT-Messungen (vgl. Abschnitt 3.2 und 3.4). Um die Ergebnisse der einzelnen Experimente jedoch besser miteinander vergleichen zu können, wurde dieser Wert beibehalten. Von Januar 1986 bis Mai 1993 wurden monatlich gemittelte Temperaturanomalien in das Modell assimiliert.

### 5.5.2 Ergebnisse und Diskussion

Die RMS Differenz zwischen Simulation und Beobachtung zeigt wiederum eine deutliche Verbesserung der Ergebnisse gegenüber dem Kontrolllauf, der ausschließlich mit beobachteten Windstrebfeldern angetrieben wurde. Sehr enttäuschend waren jedoch die Resultate der Restartexperimente. Es wurde praktisch keinerlei Erinnerungsvermögen gefunden. In allen Gebieten erreichte die mittlere quadratische Abweichungen zwischen Modell und Beobachtung bereits ein bis zwei Wochen nach Abschalten der Assimilation ihren Sättigungswert. Offensichtlich ist es bei diesem Experiment nicht gelungen, die in den Daten enthaltene Information dauerhaft in das Modell einzubringen. Dieses Ergebnis dürfte nicht auf fehlerhafte Messungen zurückzuführen sein, da die Qualität der TOGA-TAO-Daten als ausgesprochen gut gilt. Der Grund ist sicherlich in der geringen räumlichen Datendichte zu suchen. Der großräumige Zustand des Ozeans ist durch die Daten, die an den hier verwendeten Stationen gewonnen wurden, nicht ausreichend bestimmt, und das Modell wird nur lokal, d.h. in der Nähe von Meßpunkten beeinflußt. Assimilationsexperimente von Ji [Ji and Leetmaa 1992, Ji and Leetmaa 1995] haben gezeigt, daß die Verwendung von TOGA-TAO Daten in Verbindung mit weiteren Temperaturmessungen (XBT-Daten) zu einer deutlichen Verbesserung der Simulation gegenüber einem Referenzexperiment führten, in dem ausschließlich die XBT Messungen verwendet wurden. Dies zeigt, daß die TOGA-TAO-Daten aufgrund ihrer hohen Genauigkeit einen positiven Einfluß auf Modellsimulationen haben können. In seiner

nun erreichten Ausbaustufe mit ca. 70 Meßbojen bildet das TOGA-TAO-Feld einen überaus wichtigen Beitrag, um die Variabilität im tropischen Pazifik zu beobachten.



## 5.6 Assimilation von künstlichen Wasserstandsdaten

In Abschnitt 4.2.2 wurde erläutert, wie Wasserstandsdaten in unser ozeanisches Primitive-Gleichungen-Modell assimiliert werden. Um die in den Wasserstandsbeobachtungen enthaltene Information in das Modell einzubringen, werden diese auf das 3-dimensionale Temperaturfeld projiziert, so daß die Korrektur der simulierten Meeresoberflächenauslenkung indirekt erfolgt. In dem hier vorgestellten Experiment wurden zunächst künstliche Daten assimiliert, um zu zeigen, daß diese Methode erfolgreich arbeitet.

### 5.6.1 Experiment

Die hier verwendeten Wasserstandsdaten wurden aus einem Simulationslauf gewonnen (vgl. Abschnitt 3.5). Die Daten sind jedoch nicht voll konsistent mit der Modelldynamik, da bei der Berechnung der Wasserstände nur die erste EOF berücksichtigt wurde. Es handelt sich also nicht um ein reines *Identical Twin* Experiment <sup>1</sup>.

Während des Assimilationslaufes wurde das Modell über den gesamten Zeitraum, für den künstliche Daten berechnet wurden, mit der FSU-Windschubklimatologie angetrieben. Wärmeflüsse wurden wiederum durch Relaxation gegen klimatologische SSTs parameterisiert. Es ist aufgrund des Antriebs also mit keinerlei interannualer Variabilität zu rechnen. Informationen darüber wurden einzig durch die Assimilation der Wasserstandsdaten eingebracht. Die Dekorrelationskalen für die räumlichen Gewichte wurden wiederum auf 1000 km bzw. 100 km in zonaler und meridionaler Richtung festgesetzt und es wurde ein Zeitfenster von plus minus 7.5 Tagen gewählt. Der Zeitfaktor  $F$  beträgt 0.1 was einer Relaxationszeit von ungefähr 5 Tagen entspricht.

Insgesamt wurden 3 Experimente in dieser Anordnung durchgeführt. Im Ersten wurden Wasserstandsdaten im gesamten Modellgebiet assimiliert, im Zweiten wurden nur Daten im Westpazifik, d.h. bis 150°W verwendet und im letzten Experiment wurden nur solche im Ostpazifik assimiliert. Diese Konfigurationen wurden gewählt, um zu untersuchen, inwieweit eine Advektion von Information von einem Teil des Modellgebiets in die anderen erfolgt.

### 5.6.2 Ergebnisse und Diskussion

In Abbildung 5.12 ist die RMS-Differenz zwischen den Modellergebnissen und den künstlichen Daten gezeigt. Die Daten wurden über das NINO-3 Gebiet gemittelt und sind für den Kontrolllauf (keine Assimilation, a), für den Lauf, in dem im gesamten

---

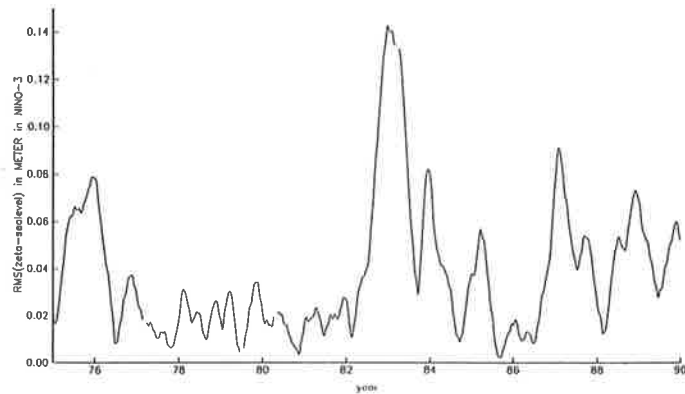
<sup>1</sup>Als Identical Twin Experiment wird ein Assimilationslauf bezeichnet, bei dem die Daten mit demselben Modell erzeugt werden, in das sie assimiliert werden und die mit der Dynamik des Modells völlig konsistent sind.

Gebiet Daten assimiliert wurden (b) und für den, in dem nur Daten im Westpazifik verwendet wurden (c), dargestellt. Da das Modell klimatologisch, angetrieben wurde, spiegelt die RMS-Kurve der Modellintegration ohne Assimilation die Warm- und Kalt ereignisse zwischen 1975 und 1990 wieder. Deutlich sind große RMS-Differenzen von ungefähr 8 Zentimetern während der Warmereignisse zu erkennen, wobei der El Niño 1982/83 mit einem Wert von 14 Zentimetern hervorsticht. Ebenso erkennt man einen Anstieg der Differenz während des Kalt ereignisses 1988. Durch die Assimilation von Daten im gesamten Modellgebiet kann die mittlere Differenz zwischen Modell und Daten auf unter 2 Zentimeter reduziert werden, und die Warm- und Kalt ereignisse sind nicht mehr auszumachen. Dies zeigt, daß der Regressionsansatz ein geeigneter Weg ist, um Wasserstandsdaten in ein Primitive-Gleichungen-Modell des tropischen Pazifiks zu assimilieren. Werden ausschließlich Daten im Westpazifik, d.h. außerhalb des NINO-3 Gebietes assimiliert, so ist auch eine Verringerung der RMS-Differenz in NINO-3 zu erkennen, die 1982/83 immerhin 4 Zentimeter betrug. Ansonsten liegt die Verbesserung nur bei ungefähr 2 Zentimetern und die El Niño und La Niña Ereignisse sind, wie auch im Kontrolllauf, klar zu erkennen. Daraus kann geschlossen werden, daß zumindest teilweise Informationen, die im Westpazifik eingebracht werden, in den Ostpazifik propagieren. In umgekehrter Richtung, d.h. von Ost nach West wurde der gleiche Effekt gefunden, allerdings schwächer.

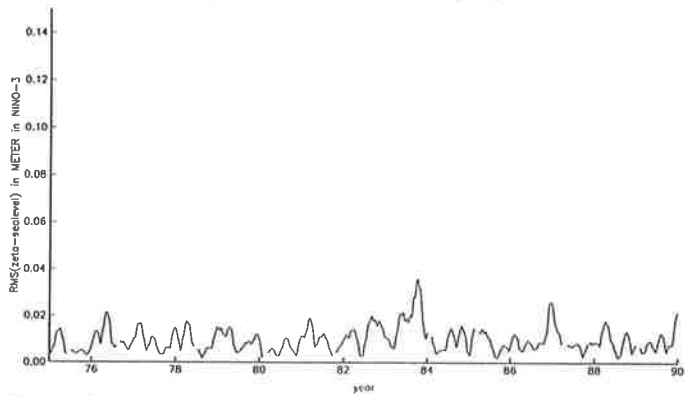
Im folgenden werden nur Ergebnisse des Laufes, in dem Daten im gesamten Modellgebiet assimiliert wurden, diskutiert. Eine EOF-Analyse der Wasserstands anomalien aus dem Assimilationsexperiment zeigt, daß das Muster, aus dem die Daten konstruiert wurden praktisch vollständig rekonstruiert wurde (keine Abbildung). Doch auch andere wichtige Größen wie Temperatur anomalien und die Stärke des äquatorialen Unterstroms wurden deutlich beeinflußt. Die Erste EOF der SST-Anomalien zeigt das erwartete Muster und an der Zeitreihe sind die einzelnen El Niño Ereignisse zu erkennen (nicht gezeigt). Die Stärke des äquatorialen Unterstroms zeigt ebenfalls deutlich interanuale Variabilität. In Abbildung 5.13 ist ein Hovmöller-Diagramm der zonalen Geschwindigkeit am Äquator bei 161°W bis in eine Tiefe von 300 Metern gezeigt. Es ist zu erkennen, daß der Unterstrom während des 1982/83 Ereignisses praktisch völlig zum Erliegen kommt, was auch durch Beobachtungen bestätigt wird und 1986/87 eine deutliche Abschwächung auftrat.

Mit Hilfe dieses Experiments wurde gezeigt, daß die in Abschnitt 4.2.2 vorgestellte Regressionsmethode ein geeigneter Weg ist, um Wasserstandsdaten in ein Primitive Gleichungen Modell zu assimilieren. Weiterhin wurde gezeigt, daß eine Propagation von Information auch in solche Gebiete hinein stattfindet, in denen keine Daten assimiliert werden. Dies geschah am Äquator sowohl von West nach Ost als auch in umgekehrter Richtung. Der Effekt von West nach Ost ist etwas stärker was an einer stärkeren Reduzierung der RMS Differenz (15%-20%) zu erkennen ist. Bei klimatologischem Antrieb des Modells konnten einzig durch die Assimilation von Wasserstandsdaten realistische Anomalien der Oberflächentemperaturen und der Stärke des Unterstroms erreicht werden. Der äquatoriale Unterstrom reagiert sehr empfindlich auf Veränderungen der Thermokline, so daß aus den Änderungen der zonalen Geschwindigkeiten geschlossen werden kann, daß das gesamte 3-dimensionale Temperatur- bzw. Dichtefeld bis in eine Tiefe von

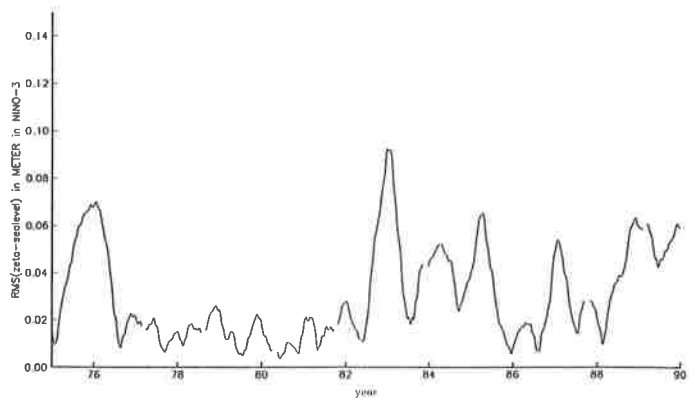
wenigstens 300 Metern in realistischer Weise beeinflußt wurde. Dies zeigt, daß Messungen des Wasserstandes prinzipiell die notwendige Information über die Entwicklung von El Niño Ereignissen beinhalten und damit möglicherweise eine Alternative zu Temperaturmessungen darstellen können.



keine Assimilation



Assimilation im gesamten Modellgebiet



Assimilation nur im Westpazifik

Abbildung 5.12: RMS der Wasserstandsdifferenz zwischen Modellsimulation mit klimatologischem Antrieb und künstlichen Daten für den Zeitraum 1975 bis 1989, gemittelt über NINO-3.

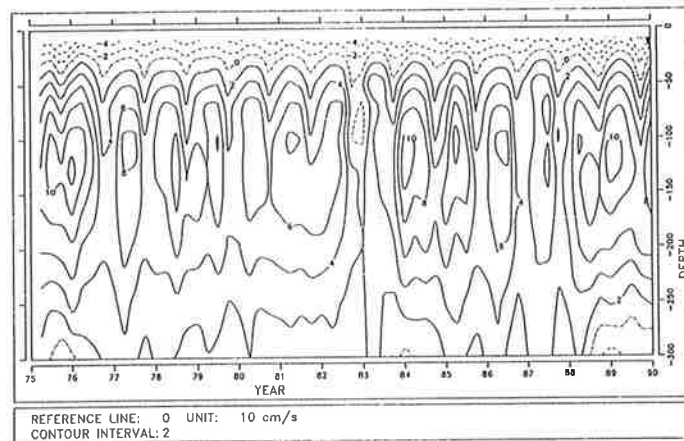


Abbildung 5.13: Zonale Geschwindigkeit am Äquator bei 161°W bis in eine Tiefe von 300 Metern. Positive Geschwindigkeiten sind nach Osten gerichtet. Das Ozeanmodell wurde klimatologisch angetrieben und es wurden künstliche Wasserstandsdaten assimiliert.

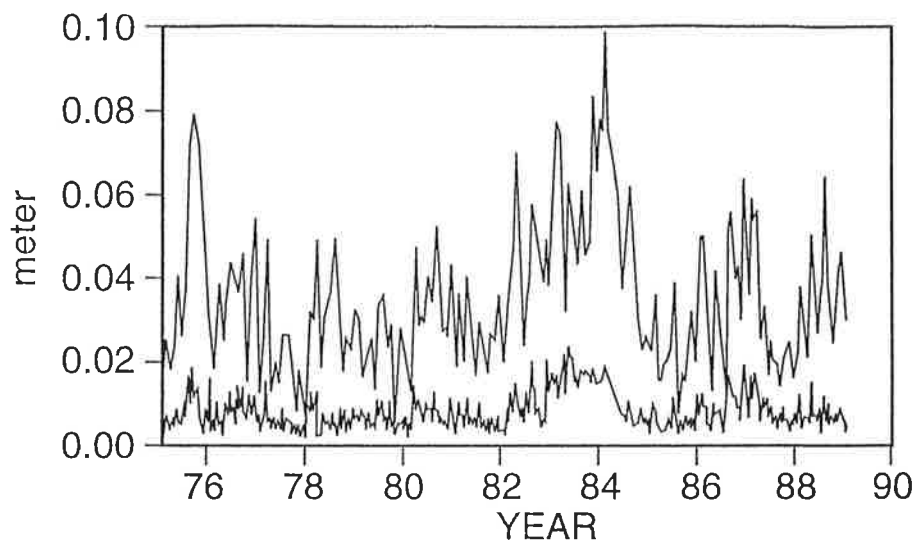


Abbildung 5.14: RMS-Differenzen zwischen der Modellsimulation mit (obere Linie) und ohne (untere Linie) Datenassimilation und den Pegelständen, gemittelt über NINO-4.

## 5.7 Assimilation von Pegelmessungen

### 5.7.1 Experiment

Pegelstandsanomalien wurden von Januar 1975 bis Dezember 1988 assimiliert, und das Modell wurde wiederum mit beobachteten FSU-Windschubfeldern angetrieben. Die Parameter Zeitfenster, Fehlervarianzen und Zeitfaktor  $F$  sind identisch zu den vorangegangenen Experimenten. Einzig die Dekorrelationslänge in meridionaler Richtung wurde auf 200 km festgesetzt, was doppelt so groß ist wie in den vorangegangenen Experimenten. Dadurch wurden die sehr ungleichmäßige Datendichte sowie die kleinskaligen Phänomene im Nordwesten des Modellgebietes (vgl. Abb. 3.3) ausgeglichen.

### 5.7.2 Ergebnisse und Diskussion

Die Ergebnisse aus dem vorangegangenen Experiment konnten auch für reale Daten bestätigt werden. Es wurde im gesamten Modellgebiet eine erhebliche Verringerung der Differenz zwischen Simulation und Beobachtungen gegenüber dem Kontrolllauf ohne Assimilation gefunden (vgl. Abbildung 5.14). Die mittlere Abweichung beträgt ohne Assimilation ungefähr 4 Zentimeter im NINO-4 Gebiet, welche im Assimilationslauf auf ungefähr einen Zentimeter reduziert werden konnte. Ferner ist im Verlauf der RMS Kurve für das NINO-4 Gebiet das 1982/83 Ereignis wiederzuerkennen, wobei die größten Abweichungen jedoch Anfang 1984 zu beobachten sind. Dies beruht darauf, daß im Kontrolllauf für 1984 ein starkes Kaltereignis simuliert wurde, das tatsächlich nicht beobachtet wurde. Der Grund hierfür dürfte bei Fehlern im Windantrieb zu suchen sein. Größere Abweichungen sind auch während der Warm- und Kaltereignisse 1986/87 und 1988 zu sehen.

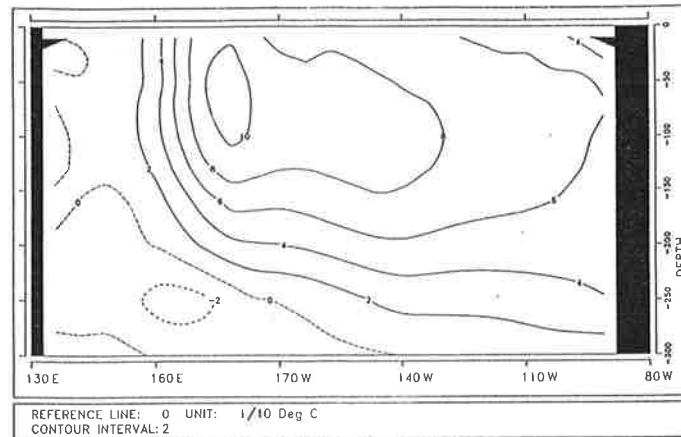


Abbildung 5.15: Erste EOF der Differenzen der vertikalen Temperaturanomalien zwischen Assimilations- und Kontrolllauf bis in eine Tiefe von 300 Metern. Die erklärte Varianz beträgt 60%.

Diese konnten im Assimilationslauf praktisch vollständig eliminiert werden, wohingegen für 1983/84 auch im Assimilationslauf noch etwas erhöhte Differenzen zu erkennen sind. Dies zeigt, daß Antriebsfehler durch die Assimilation von zusätzlicher Information zwar stark reduziert, aber nicht vollständig aufgehoben werden. In Abbildung 5.15 ist die erste EOF der Differenz der Temperaturanomalien zwischen Assimilations- und Kontrolllauf am Äquator bis in eine Tiefe von 300 Metern dargestellt. Die erklärte Varianz beträgt 60%, was bedeutet, daß dies das dominierende Muster der Differenzen darstellt. Die maximale Abweichung von ungefähr einem °C sind bei 170°E in einer Tiefe von 70 Metern, also etwas oberhalb der Thermokline zu finden. Obwohl östlich der Datumsgrenze praktisch keine Daten mehr vorlagen, sind auch in diesem Bereich deutliche Unterschiede zwischen den beiden Läufen zu sehen, was wiederum zeigt, daß eine Advektion von Information auch in Gebiete hinein erfolgt, die durch die Daten nicht direkt beeinflußt werden.

Analog zu dem Experiment mit den TOGA-TAO Daten wurden auch hier Restartexperimente durchgeführt, um zu beurteilen ob die Information dauerhaft in das Modell eingebracht wurde. Außerhalb von 5°N/S wurde eine mittlere Verweildauer von ca. 3 Monaten gefunden. In dem für El Niño entscheidenden Bereich NINO-4 war jedoch praktisch kein Erinnerungsvermögen festzustellen. Dieses Ergebnis entspricht den Resultaten aus dem TOGA-TAO-Experiment. Obwohl die Qualität der Daten ausreichend ist, und obwohl durch Advektion von Information eine Korrektur der Simulation im gesamten Modellgebiet erfolgte, ging die eingebrachte Information nach Abschalten der Assimilation sofort verloren. Auch in diesem Experiment führen wir dieses Ergebnis auf die zu geringe Datendichte und speziell hier auf die extrem inhomogene Verteilung der Daten zurück. Durch die zur Verfügung stehende Anordnung der Meßstationen konnten offensichtlich nicht alle entscheidenden Freiheitsgrade des Modells beeinflußt werden.

Es wurden die Ergebnisse aus dem vorangegangenen Experiment nun mit realen Daten bestätigt. Obwohl die Beziehung, mit der Wasserstandsdaten auf das vertikale Temperaturprofil projiziert wurden, aus einem Modellauf abgeleitet wurde, konnte die vertikale Struktur der Simulation auch für reale Daten so geändert werden, daß eine sehr gute Übereinstimmung zwischen simulierten und beobachteten Wasserstands anomalien erzielt wurde. Der Zusammenhang zwischen erhöhten Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen und El Niño und La Niña Ereignissen zeigt jedoch auch, daß in den Daten Signale enthalten sind, die durch die Modellsimulation nicht wiedergegeben werden können. Auch im Assimilationslauf war dieser Zusammenhang zumindest in abgeschwächter Form noch zu erkennen, was zeigt, daß das Modell diese Information nicht oder nur zum Teil aufgenommen hat.



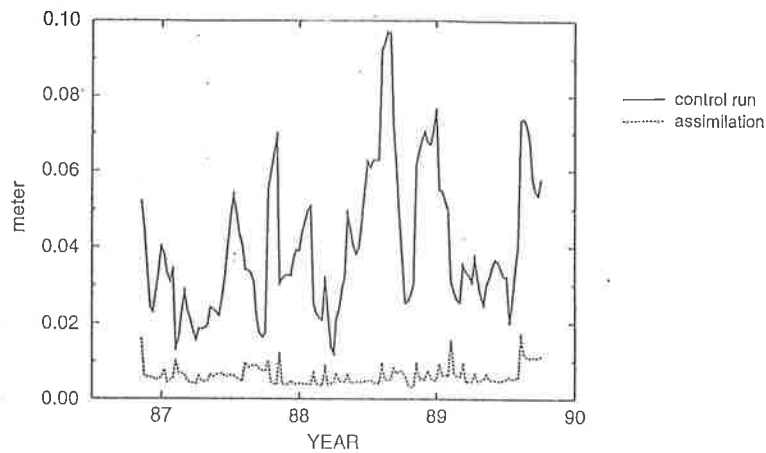


Abbildung 5.16: RMS-Differenz zwischen den GEOSAT-Wasserstandsdaten und der Modellsimulation, gemittelt über das NINO-4 Gebiet.

## 5.8 Assimilation von GEOSAT-Altimeterdaten

### 5.8.1 Experiment

Die Assimilation von Pegelständen hat gezeigt, daß ihre räumliche Dichte nicht ausreichte, um Zusatzinformation dauerhaft in das Ozeanmodell einzubringen. Die in diesem Experiment verwendeten GEOSAT-Wasserstandsdaten weisen im Gegensatz dazu eine sehr gute räumliche und zeitliche Dichte auf.

Die Bedingungen, unter denen das Experiment durchgeführt wurde, sind absolut identisch zur Assimilation der Pegelstände, einzig der Integrations- und Assimilationszeitraum sind kürzer und beschränken sich auf die Periode, in der Daten vorhanden sind. Um das Erinnerungsvermögen des Modells abzuschätzen, wurden Restart-Experimente durchgeführt, und die Daten aus dem Assimilationslauf als Initialisierung für Vorhersageexperimente genutzt. Beginnend mit Januar 1987 wurde alle drei Monate ein Restart- und ein Vorhersageexperiment gestartet, was aufgrund der relativ kurzen Meßperiode jedoch nur acht Experimente ergab [Fischer et al. 1994].

### 5.8.2 Ergebnisse und Diskussion

Die mittlere Abweichung zwischen den GEOSAT-Daten und der Modellsimulation konnte durch die Assimilation von ungefähr 4 Zentimeter auf einen Zentimeter reduziert werden (Abb. 5.16). Es sind in der oberen Kurve einige Zeiträume zu erkennen, in denen die RMS-Differenz deutlich über der mittleren Abweichung liegt (z.B. Mitte 1988). Diese lassen sich allerdings nicht mit starken Anomalien im Pazifik in Zusammenhang bringen, wie dies bei den Pegelständen eindeutig der Fall war. Die RMS-Kurve aus dem Assimila-

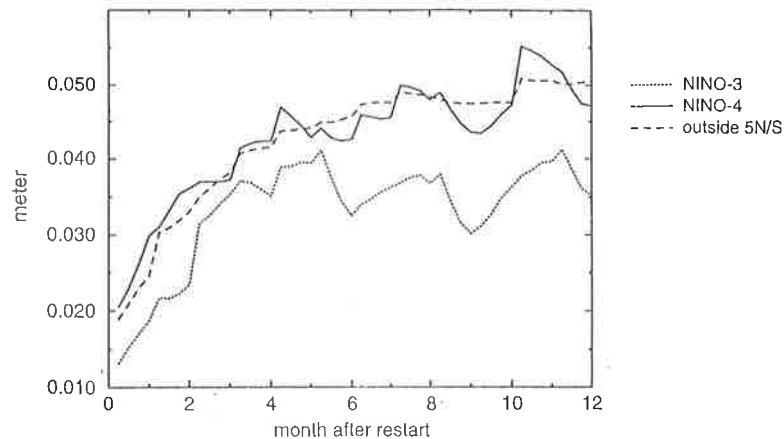


Abbildung 5.17: RMS Differenz der Wasserstandsanomalien zwischen Restartläufen und GEOSAT-Beobachtungen als Funktion der Zeit nach Abschalten der Assimilation. Die Kurven sind das Ergebnis einer Mittelung über 8 Experimente zwischen Januar 1987 und Dezember 1988. Die mittleren Abweichungen wurden getrennt berechnet für die Gebiete NINO-4 (A), NINO-3 (B) und außerhalb 5N/S (C).

tionslauf weist ein sehr einheitliches Niveau auf, woraus geschlossen werden kann, daß die GEOSAT-Daten mit Simulationen unseres Modells weitgehend konsistent sind, und daß die in den Daten enthaltene Information praktisch vollständig aufgenommen wurde. Eine EOF-Analyse der Differenzen der vertikalen Temperaturanomalien am Äquator zwischen Assimilations- und Kontrolllauf ergab ein sehr ähnliches Muster wie im Pegelstandsexperiment. Dies ist insofern interessant, da in einem Fall nur Daten im Westpazifik zur Verfügung standen, beim GEOSAT-Experiment jedoch das gesamte Modellgebiet abgedeckt war, was bestätigt, daß die Korrekturen im Pegelstandsexperiment auch in den Gebieten, in denen keine Daten vorlagen, realistisch waren (keine Abbildung).

Die Restartexperimente zeigten ein deutliches Erinnerungsvermögen in allen Gebieten (Abb. 5.17). Insbesondere im westlichen Pazifik (NINO-4), der für die Vorhersagbarkeit von ENSO von besonderer Bedeutung ist, konnte eine Verweildauer der Information im Modell von ungefähr 3-4 Monaten beobachtet werden, so daß ein relativ starker Einfluß auf Vorhersagen vermutet werden kann.

Die Abschätzung des Erinnerungsvermögens beruht zwar nur auf einem Ensemble von 8 Experimenten, trotzdem scheint das Ergebnis zuverlässig zu sein. Der mittlere Anstieg der Abweichung zeigt einen relativ glatten Verlauf und weist das erwartete asymptotische Verhalten auf. Vorhersagen, die von initialisierten Zuständen aus diesem Lauf gestartet wurden, zeigten einen starken Einfluß der Assimilation von GEOSAT-Daten auf den Verlauf der Vorhersagen [Fischer et al. 1994].

Insgesamt kann aus diesem Experiment geschlossen werden, daß Wasserstandsbeobachtungen für die Analyse von ENSO nutzbare Information enthalten, und daß insbesondere Altimeterdaten durch ihre hohe räumliche und zeitliche Auflösung für El Niño Untersu-

chungen von großem Nutzen sein können.

## 5.9 Assimilation von NMC-Wasserstandsdaten

### 5.9.1 Experiment

Die in diesem Experiment verwendeten Daten stammen aus demselben Analysesystem wie die 3-dimensionalen Temperaturfelder, die in dem Assimilationsexperiment in Abschnitt 5.4 beschrieben wurden [Ji et al. 1995 a]. Die räumliche Auflösung der Daten betrug, wie auch im entsprechenden Temperaturexperiment  $6^\circ$  in zonaler und  $0.5^\circ - 4^\circ$  in meridionaler Richtung. Es wurden von Februar 1982 bis Dezember 1992 monatliche Anomalien assimiliert. Der dazu notwendige mittlere Jahresgang wurde aus den Daten über den gesamten Zeitraum bestimmt. Der Trend wurde wiederum abgezogen.

Die experimentellen Bedingungen sind absolut identisch zu denen aus dem NMC-Temperatur-Experiment. Die Dekorrelationslänge wurde also in Nord-Süd Richtung, im Gegensatz zu den anderen Wasserstandsexperimenten, auf 100km festgesetzt. Der Grund dafür liegt darin, daß möglichst identische Bedingungen für die beiden NMC-Experimente gewährleistet sein sollten, um die Ergebnisse besser miteinander vergleichen zu können.

### 5.9.2 Ergebnisse und Diskussion

Die mittlere RMS Differenz zwischen Modell und Daten betrug ohne Assimilation ungefähr 3-4 Zentimeter. Deutlich größere Abweichungen wurden nur Anfang 1984 gefunden, was wiederum auf Fehler im Windantrieb zurückzuführen ist (vgl. Abb. 5.18). Ein Resultat, das sehr ähnlich zu den Ergebnissen aus dem Pegel-Assimilationslauf ist. Im Assimilationslauf wurde diese Differenz auf unter einen Zentimeter reduziert. In der entsprechenden RMS-Kurve ist kein Zusammenhang mit ENSO zu erkennen, was darauf hinweist, daß der Datensatz mit unserer Modellsimulation weitgehend verträglich ist. Zwischen Januar 1985 und Dezember 1992 wurden 32 Restart Experimente durchgeführt, die ein mittleres Erinnerungsvermögen von 3-4 Monaten ergaben, was der im GEOSAT-Experiment gefundenen Zeit entspricht.

Die Ergebnisse entsprechen denen, die mit realen Wasserstandsdaten erzielt wurden. Daraus kann geschlossen werden, daß diese Daten mit echten Beobachtungen sehr gut übereinstimmen und daher, wie auch die NMC-Temperaturdaten, für Fallstudien sehr gut geeignet sind. Die Ergebnisse aus diesem und dem NMC-Temperatur Experiment dienen als Grundlage dafür, den Einfluß von Temperatur und Wasserständen auf ENSO-Vorhersagen gegeneinander abzuschätzen (Kapitel 7). Dies soll Aufschluß darüber geben, inwieweit Altimeterdaten verwendet werden können um *in situ* Temperaturbeobachtungen in Gebieten, wo diese nicht vorliegen, zu ersetzen.

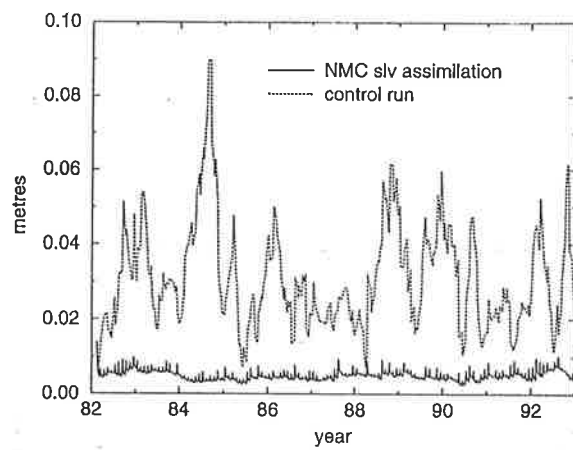


Abbildung 5.18: RMS-Differenzen zwischen der Modellsimulation mit (untere Linie) und ohne (obere Linie) Datenassimilation und den NMC-Wasserstandsdaten, gemittelt über NINO-4.

## 5.10 Schlußfolgerungen

Die vorgestellten Modellläufe bilden einen Satz von Experimenten, der es ermöglicht die zu Anfang gestellten Fragen zu beantworten:

- Welche Rolle spielt die Datendichte bei der Assimilation?
- Ist der Einfluß der Assimilation von Wasserstandsdaten auf El-Niño-Untersuchungen vergleichbar mit dem von Temperaturbeobachtungen

Um die Unterscheidung zwischen den Experimenten für die anschließende Diskussion zu erleichtern, werden diese wie folgt benannt:

KONTROLL	: Kontrolllauf ohne Datenassimilation	5.2
TEM-XBT	: Assimilation von XBT-Daten	5.3
TEM-TAO	: Assimilation von TOGA-TAO Daten	5.4
TEM-NMC	: Assimilation von NMC-Temperaturdaten	5.5
SLV-SYN	: Assimilation von synthetischen Wasserstandsdaten	5.6
SLV-WYR	: Assimilation von Pegelständen (Wyrcki)	5.7
SLV-GEO	: Assimilation von GEOSAT-Altimeterdaten	5.8
SLV-NMC	: Assimilation von NMC-Wasserständen	5.9

Durch die Assimilation von Temperaturen oder Wasserständen können Modellsimulationen verbessert werden. Ein Vergleich der Ergebnisse der Assimilationsläufe mit denen aus KONTROLL zeigt deutlich, daß sowohl der Einfluß von Antriebs- als auch von Modellfehlern stark reduziert werden kann. Dies wurde für alle Assimilationsexperimente gefunden. Datenassimilation stellt somit ein wirkungsvolles Instrument für diagnostische Zwecke dar. Soll die in den Daten enthaltene Information jedoch dauerhaft, d.h. für wenigstens einige Monate, in das Modell eingebracht werden, so spielt die räumliche Dichte der Beobachtungen eine entscheidende Rolle. Dies wurde sowohl für Temperatur- als auch für Wasserstandsdaten gefunden. Die Erinnerungszeiten aus TEM-TAO, TEM-XBT und TEM-NMC unterscheiden sich deutlich. Während in den beiden zuletzt genannten Experimenten Erinnerungszeiten von 3-4 Monaten gefunden wurden, lag diese bei TEM-TAO bei ein bis zwei Wochen. Dies ist nicht auf mangelnde Qualität der TOGA-TAO Messungen zurückzuführen, da diese aufgrund der fest installierten Meßbojen als außerordentlich zuverlässig und genau gelten. Es ist daher der Schluß zulässig, daß der schnelle Verlust der eingebrachten Information auf die ungenügende räumliche Dichte der Meßstationen zurückzuführen ist. Die Daten genügten nicht, um alle entscheidenden Freiheitsgrade des Modells zu beeinflussen. Ein damit völlig konsistentes Resultat wurde für die Assimilation von Wasserstandsbeobachtungen gefunden. Das Erinnerungsvermögen in SLV-WYR war deutlich kürzer als in den anderen Experimenten. Der dort verwendete Datensatz unterschied sich von den anderen Wasserstandsdaten wiederum dadurch, daß die räumliche Dichte sehr gering war,

und die Stationen außerdem äußerst inhomogen verteilt waren. Da das hier verwendete Modell aufgrund seiner groben Auflösung nicht in Lage ist, Küsteneffekte darzustellen, konnten nur Inselstationen verwendet werden, die ausschließlich im Westpazifik liegen. Allerdings ist zu bedenken, daß bei diesem Experiment nicht klar gesagt werden kann, ob der schnelle Verlust der Information nur auf die geringe räumliche Dichte oder auch auf die Qualität der Messungen zurückzuführen ist. Die Messungen weisen mit einem mittleren Fehler von ein bis zwei Zentimetern zwar eine sehr gute Genauigkeit auf, aber es handelt sich um Punktmessungen auf Inseln, so daß lokale Besonderheiten die Messungen beeinflussen können. Es ist daher nicht ganz klar, inwieweit diese Beobachtungen durch ein Modell mit relativ geringer Auflösung repräsentiert werden können. Die starke Verringerung der RMS-Differenzen und die EOF-Analyse der Daten, die das typische El-Niño-Muster ergab, deuten jedoch darauf hin, daß die Daten mit dem Modell in Einklang zu bringen waren, und daß der Hauptgrund für das geringe Erinnerungsvermögen bei der räumlichen Auflösung zu suchen ist. Um diese Frage eindeutiger beantworten zu können, wären jedoch Assimilationsexperimente mit einem höher auflösenden Modell notwendig.

Die Frage, ob Temperaturmessungen durch Wasserstandsdaten ersetzt werden können, läßt sich hier noch nicht zufriedenstellend beantworten, es gibt aber zumindest Hinweise, daß dies möglich ist. Das Experiment SLV-SYN hat gezeigt, daß das Modell bei klimatologischem Antrieb durch die Assimilation von Wasserstandsdaten in einer Art und Weise forciert werden konnte, daß die 3-dimensionalen Temperatur- und Geschwindigkeitsfelder sehr gut wiedergegeben wurden. Ferner fanden sich in den Temperatur- und den Wasserstandsexperimenten jeweils die gleichen Erinnerungszeiten, was darauf hindeutet, daß in beiden Fällen die 3-dimensionale Struktur in gleicher Weise beeinflußt wurde. Es sind allerdings auch hier weitere Experimente notwendig, um diese Frage beantworten zu können. Dazu werden im nächsten Kapitel Vorhersageexperimente vorgestellt. Es wurden aus den Experimenten KONTROLL, TEM-NMC und SLV-NMC Zustände gesichert, mit denen dann ein gekoppeltes Ozean-Atmosphären-Modell gestartet, und Vorsagen gemacht wurden. Wenn diese Vorhersagen durch die Datenassimilation verbessert werden können, so wäre dies ein Beweis dafür, daß durch die Assimilation relativ langlebige Zusatzinformation eingebracht wurde. Anhand der Qualität der Vorhersagen kann dann auch beurteilt werden, ob der Einfluß von Wasserstands- und Temperaturdaten vergleichbar ist. Ein Vergleich der Experimente TEM-NMC und SLV-NMC mit den übrigen Experimenten ergab, daß der Einfluß der NMC-*Pseudo-Daten* auf das Modell vergleichbar mit dem von realen Daten ist. Aus diesem Grunde kann man annehmen, daß die Folgerungen, die sich aus den Vorhersageexperimenten ergeben, auch für reale Daten gültig sind.

# Kapitel 6

## Vorhersageexperimente

### 6.1 Einleitung

Seit einiger Zeit wird intensiv an zuverlässigen ENSO Vorhersagen gearbeitet. Die Güte einer solchen Vorhersage hängt, außer von der Qualität des verwendeten Modells, entscheidend von der Güte des Anfangszustandes ab, von dem aus sie gestartet wird. Verschiedene Gruppen [Rosati et al. 1995, Ji and Leetmaa 1995] haben gezeigt, daß Temperaturmessungen die notwendige Information enthalten, um ein gekoppeltes Ozean-Atmosphären-Modell für eine Vorhersage zu initialisieren. Diese Daten sind aber oftmals in weiten Teilen des Pazifiks nicht verfügbar. Auslenkungen der Meeresoberfläche enthalten ebenfalls Informationen über den Wärmeinhalt der oberen Schichten des Ozeans und bilden eine attraktive Alternative zu Temperaturmessungen, da sie von Satelliten aus mit guter Genauigkeit gemessen werden können und damit praktisch kontinuierlich in Raum und Zeit zur Verfügung stehen [Busalacchi et al. 1994, Picaut et al. 1995]. Es ist daher eine interessante Fragestellung, ob der Einfluß von unterschiedlichen Datentypen wie Wasserständen und Temperaturen auf ENSO Vorhersagen vergleichbar ist. Eine weitere mögliche Anwendung von ENSO Vorhersagen besteht darin, sie als Maß zur Beurteilung der Qualität von Modellsimulationen zu verwenden. Da die Vorhersagegüte in hohem Maße vom Anfangszustand abhängt, kann geschlossen werden, daß bei einer erfolgreichen Vorhersage auch der Anfangszustand und damit die dazu notwendigen Komponenten realistisch waren. Auf diese Weise kann beispielsweise die Qualität von Windantriebsfeldern verglichen werden. Ein Vorhersagemodell wird mit unterschiedlichen Windfeldern initialisiert, Vorhersagen werden durchgeführt, und die Qualität der Vorhersagen gibt Aufschluß darüber, ob ein Datensatz besser ist als ein anderer. Man kann dadurch die Beurteilung von schlecht beobachteten Größen wie Wind auf den Vergleich von gut beobachteten Größen wie zum Beispiel SST zurückführen. Die Vorhersage übernimmt dabei die Rolle einer Abbildungsvorschrift, die den einen Datensatz auf den anderen abbildet.

Im folgenden werden 3 Sätze von Vorhersageexperimenten vorgestellt, die sich durch



die Art und Weise, wie sie initialisiert wurden, unterscheiden. Im ersten Fall wurden die Anfangszustände aus dem Kontrollexperiment (KONTROLL) gewonnen, im zweiten aus TEM-NMC und im dritten aus SLV-NMC. Es wurde dann in jedem Fall ein Ensemble von 32 Vorhersagen über jeweils ein Jahr durchgeführt. Die Vorhersagen wurden jeweils am ersten April, Juli, Oktober und Januar von 1982 bis 1989 gestartet.

## 6.2 Das gekoppelte Modell

Da es sich bei El Niño/Southern Oscillation um ein Phänomen des gekoppelten Systems Ozean - Atmosphäre handelt, ist für seine Vorhersage auch ein gekoppeltes Ozean-Atmosphären-Modell notwendig. Solche Modelle wurden in den letzten 10 Jahren von verschiedenen Gruppen entwickelt und für ENSO-Vorhersagen benutzt [z.B. Cane et al. 1986, Barnett et al. 1988, Leetmaa and Ji 1989, Latif et al. 1994]. Der ozeanische Teil des hier vorgestellten gekoppelten Systems besteht aus dem Ozeanmodell, das bereits in Abschnitt 4.1 beschrieben wurde. ENSO kann als eine niederfrequente Oszillation des gekoppelten Ozean-Atmosphären-Systems angesehen werden. Es wird allerdings allgemein angenommen, daß das Erinnerungsvermögen, bzw. die Trägheit des Systems vollständig durch die oberen dreihundert Meter des Ozeans bestimmt wird [Wyrtki 1985]. Nach der Theorie des *Delayed Action Oscillators* [Schopf and Suarez 1988] wird die Entwicklung eines ENSO-Ereignisses durch die Dynamik äquatorialer Wellen und deren Reflektion an den meridionalen Grenzen bestimmt. Dadurch werden Veränderungen der Meeresoberflächentemperatur hervorgerufen, die wiederum die atmosphärische Zirkulation beeinflussen. Die Atmosphäre folgt also lediglich den Randbedingungen, die durch den Ozean bestimmt werden. Es ist daher möglich, auf ein aufwendiges Zirkulationsmodell der Atmosphäre zu verzichten, und stattdessen ein einfaches, diagnostisches Feedbackmodell an das Ozeanmodell zu koppeln [Flügel 1994]. Dieses enthält keinerlei interne Dynamik, sondern reagiert passiv auf die Randbedingungen, die vom Ozean vorgegeben werden. Dazu wird ein linearer Zusammenhang zwischen SST- und Windstreßanomalien angenommen. Im folgenden wird die Ableitung der statistischen Atmosphäre skizziert, eine genauere Betrachtung ist bei [Barnett et al. 1993] zu finden.

Beobachtete SST-Anomalien  $T'(x, t)$  und Windstreßanomalien  $\tau'(x, t)$  werden in EOFs zerlegt:

$$T'(x, t) = \sum_{n=1}^N \alpha_n(t) E_n(x) \quad (6.1)$$

$$\tau'(x, t) = \sum_{n=1}^N \beta_n(t) F_n(x) \quad (6.2)$$

Dabei sind  $\alpha_n$  und  $\beta_n$  die zeitlich variierenden Entwicklungskoeffizienten (*Principal Components*) und  $E_n$  bzw.  $F_n$  die räumlichen Muster. Eine Regressionsmatrix  $C$ , die

einen linearen Zusammenhang zwischen den Zeitreihen  $\alpha_n$  und  $\beta_n$  herstellt, erhält man durch Minimierung der Funktion:

$$\langle (\underline{C} \underline{\alpha} - \underline{\beta})^2 \rangle \quad (6.3)$$

wobei  $\langle \dots \rangle$  den zeitlichen Erwartungswert darstellt. Während eines gekoppelten Laufs werden die augenblicklichen Windstrebfelder wie folgt berechnet. Aus den SST-Anomalien werden die entsprechenden Entwicklungskoeffizienten für die obige EOF-Analyse berechnet:

$$\alpha_n(t) = \sum_x T'(x, t) E_n(x) \quad (6.4)$$

Aus diesen werden dann mit Hilfe der Regressionsmatrix die entsprechenden Entwicklungskoeffizienten für die Windschub EOF-Analyse bestimmt:

$$\beta_n = \sum_{m=1}^N C_{nm} \alpha_m \quad (6.5)$$

Diese werden schließlich in die entsprechende EOF-Entwicklung (Gl. 5.2) eingesetzt, um die Windstrebfelder zu berechnen, mit denen dann wiederum das Ozeanmodell angetrieben wird. Für die hier vorgestellten Vorhersageexperimente wurden die ersten 5 EOFs der SST- und Windschubanomalien verwendet. Damit das gekoppelte System ungedämpfte Schwingungen ausführt, wurden die so berechneten Windschubanomalien mit dem Faktor 1.4 hochskaliert. Die Fähigkeit des Ozeanmodells, beobachtete SST-Anomalien bei Antrieb mit beobachteten Windstreßanomalien zu reproduzieren, ist gut aber nicht perfekt. Das bedeutet, daß die SST-Anomalien, die während eines gekoppelten Laufs an das Atmosphärenmodell weitergegeben werden, nicht den Mustern entsprechen, aus denen die Regressionsmatrix bestimmt wurde. Dieser Fehler wurde durch die Einführung eines *Interfaces* korrigiert [Barnett et al. 1993]. Dabei wurde wiederum eine lineare Regression zwischen simulierten und beobachteten SST-Anomalie Mustern durchgeführt. Die ersten 5 EOF der beobachteten und simulierten SST-Anomalien wurden verwendet, um diese Korrekturmatrix zu berechnen. D.h. bevor die simulierten SST-Anomalien an die Atmosphäre weitergegeben werden, werden die systematischen Fehler durch das Interface korrigiert. Das so konstruierte gekoppelte Modell simuliert einen regelmäßigen ENSO Zyklus mit einer Periode von ungefähr 5 Jahren. Eine genauere Beschreibung des Modells und eine detaillierte Analyse der damit erzielten Ergebnisse ist bei Flügel [Flügel 1994] zu finden.

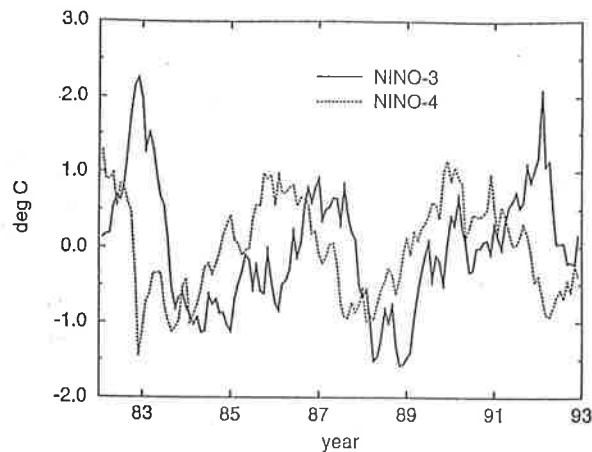


Abbildung 6.1: Temperaturanomalien [ $^{\circ}\text{C}$ ], gemittelt über die oberen 275 Meter für NINO-3 und NINO-4, berechnet aus NMC-Temperaturanalyse

### 6.3 Wärmeinhaltsanomalien im Ozean

Für die Entwicklung von ENSO-Ereignissen spielen Wärmeinhaltsanomalien im Ozean bis in eine Tiefe von einigen hundert Metern eine herausragende Rolle. Im folgenden werden Wärmeinhaltsanomalien, wie sie aus den NMC-Temperaturdaten, aus dem Kontrolllauf und den Experimenten TEM-NMC und SLV-NMC bestimmt wurden, miteinander verglichen. Es wird die durchschnittliche Temperatur der oberen 275 Meter, gemittelt über NINO-3 und NINO-4 betrachtet. In Abbildung 6.1 ist diese Größe für den NMC-Temperaturdatensatz dargestellt. Aufgrund der großen Anzahl von direkten Temperaturmessungen, die in diesen Datensatz eingingen, dürften diese Kurven sehr gut der Realität entsprechen. An der durchgezogenen Linie für das NINO-3 Gebiet kann man die El Niño Ereignisse 1982/83 und 1986/87, eine warme Periode Anfang der 90-er Jahre und das Kaltereignis 1988 erkennen. In Bezug auf die Vorhersagbarkeit von ENSO ist jedoch der ausgeprägte Phasenunterschied zwischen der NINO-4 und der NINO-3 Kurve wesentlich interessanter. Das Signal im Ostpazifik (NINO-3) wird von einem entsprechenden Signal im Westpazifik (NINO-4) mit einer Zeitdifferenz von ungefähr einem Jahr angeführt. Das NINO-4 Signal kann daher als ein Vorbote (*Precursor*) für ein ENSO Extrem angesehen werden. Die Güte eines Vorhersagesystem hängt wesentlich von seiner Fähigkeit ab, diesen Vorboten und die entsprechende Phasendifferenz so gut wie möglich zu simulieren. Die entsprechenden Kurven für den Kontrolllauf sind in Abbildung 6.2 dargestellt. Wiederum sind die Warm- und Kaltereignisse deutlich zu erkennen, allerdings ist die Amplitude des Vorboten etwas kleiner und die Phasendifferenz zwischen NINO-3 und NINO-4 ist nicht so klar ausgeprägt. Dies fällt besonders stark 1985/86, also unmittelbar vor dem 1986/87 Warmereignis auf, was großen Einfluß auf die Vorhersagen für den Zeitraum 1986/87 hat und im nächsten Abschnitt genauer dargestellt wird. Ein weiterer Fehler in der Simulation, der bereits in Kapitel 5 diskutiert wurde, ist das

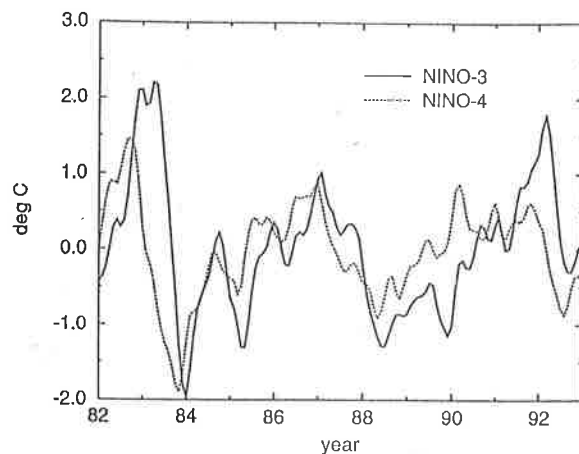


Abbildung 6.2: Temperaturanomalien [°C], gemittelt über die oberen 275 Meter für NINO-3 und NINO-4, berechnet aus dem Kontrolllauf

starke Kaltereignis im Anschluß an den El Niño 1982/83, was so nicht beobachtet wurde. Die Ergebnisse aus dem Assimilationslauf TEM-NMC sind in Abb. 6.3 dargestellt. Es ist eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Simulation und NMC-Daten (Abb. 6.1) zu erkennen. Dies überrascht allerdings auch nicht weiter, da die NMC-Daten ja assimiliert wurden. Die Phasendifferenz ist in diesem Fall deutlich ausgeprägter als im Kontrolllauf und entspricht recht genau dem Bild, das sich aus den NMC-Daten ergibt. Die Amplitude des Vorboten ist ebenfalls stärker als in KONTROLL, so daß ein positiver Einfluß der Assimilation auf die Vorhersagequalität erwartet werden kann. Etwas überraschend ist allerdings, daß die Amplitude der interannualen Temperaturvariabilität in diesem Lauf zwar wie erwartet größer als im Kontrolllauf, aber auch größer als in den Daten ist. Da die korrigierte Lösung eine Linearkombination zwischen der Modellösung und den Daten ist, würde man erwarten, daß die Varianz im Assimilationslauf zwischen denen aus dem Kontrolllauf und den Daten liegt. Die einzige Erklärung für dieses unerwartete Verhalten liegt darin, daß Nichtlinearitäten im Modell Temperaturfluktuationen in den oberen 275 Metern so verstärkt haben, daß die Variabilität stärker als in den Daten selbst ist. Das gleiche Verhalten wird im Assimilationsexperiment SLV-NMC beobachtet, wo die Variabilität noch etwas stärker als in TEM-NMC ist (vgl. Abbildung 6.4). Die Warm- und Kaltereignisse sind auch in SLV-NMC klar zu erkennen, allerdings fällt die Temperatur während des 1986/87 El Niño in der NINO-3 Region zu früh ab. Von 1982 bis 1987 ist die Phasendifferenz zwischen *Precursor* und den NINO-3 Anomalien deutlich zu sehen und stärker ausgeprägt als im Kontrollexperiment. Aus diesem Grunde ist für diesen Zeitraum mit einem positiven Einfluß der Assimilation der NMC-Wasserstandsdaten auf ENSO Vorhersagen zu rechnen. Beginnend mit dem Abklingen des 1986/87 Ereignisses jedoch verschwindet die Phasendifferenz praktisch vollständig, was in klarem Widerspruch zu Beobachtungen steht. Der Grund für dieses Verhalten ist nicht klar. Eine mögliche Ursache wäre, daß sich die Beziehung zwischen Wasserstands- und den ent-

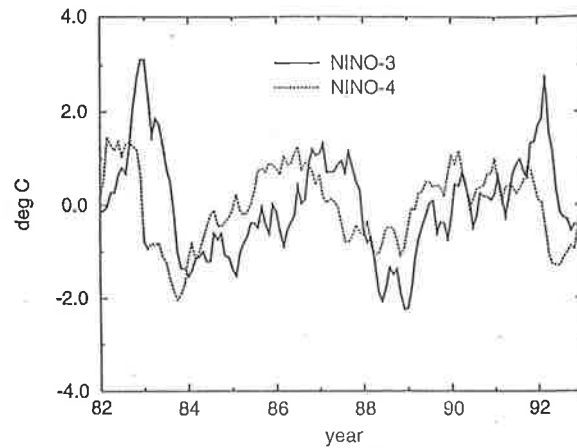


Abbildung 6.3: Temperaturanomalien [ $^{\circ}\text{C}$ ], gemittelt über die oberen 275 Meter für NINO-3 und NINO-4, berechnet aus TEM-NMC

sprechenden Temperaturanomalien während dieser Zeit geändert hat, was sich auf den statistischen Ansatz zur Assimilation von Wasserständen stark negativ auswirken würde. Genauere Untersuchungen in dieser Richtung ergaben jedoch keinen Anhaltspunkt für dieses Verhalten, so daß weitere Untersuchungen notwendig sind, um dieses Verhalten zu verstehen.

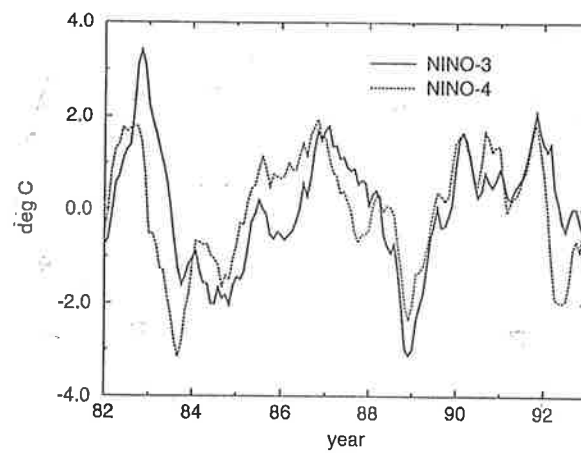
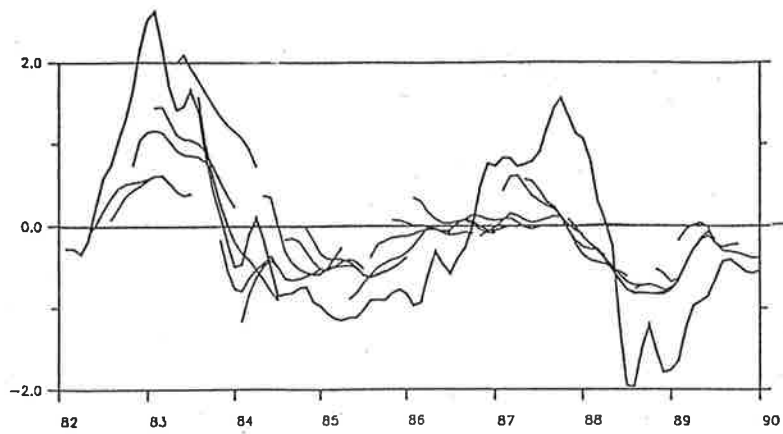


Abbildung 6.4: Temperaturanomalien [ $^{\circ}C$ ], gemittelt über die oberen 275 Meter für NINO-3 und NINO-4, berechnet aus SLV-NMC

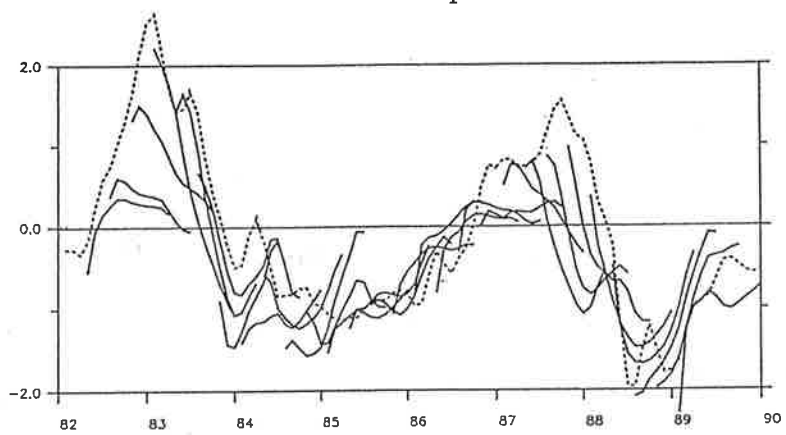
## 6.4 Vorhersagen

Die Vorhersagen, die in diesem Abschnitt erläutert werden, wurden wie folgt durchgeführt: Um das gekoppelte Modell zu initialisieren, wurde das Ozeanmodell im ungekoppelten Mode mit beobachteten Windstrefffeldern angetrieben, wie im einzelnen in Kapitel 4 beschrieben. Dies geschah für mindestens ein Jahr, um sicherzustellen, daß sich der Ozean bis in eine Tiefe von einigen hundert Metern dem Windfeld entsprechend eingestellt hat. Für die eigentliche Vorhersage wird dann das Atmosphärenmodell an den Ozean gekoppelt, und das Modell wird im gekoppelten Mode für ein Jahr integriert. In einem Referenzensemble wurden die Initialisierungsdateien aus KONTROLL verwendet, es wurden während der Initialisierungsphase also außer dem Wind keine weiteren Beobachtungen verwendet. In zwei weiteren Ensembles wurden während der Initialisierung NMC-Temperatur- bzw. Wasserstandsdaten assimiliert, d.h. die Initialisierungsdateien aus TEM-NMC und TEM-SLV wurden verwendet. In Abbildung 6.5 sind die individuell vorhergesagten Temperaturanomalien gemittelt über NINO-3 für das Kontrollensemble (a) und die beiden Vorhersageensembles, bei denen zur Initialisierung NMC-Daten assimiliert wurden, dargestellt (b: TEM-NMC, c: SLV-NMC). Als Referenz ist die gemittelte NINO-3 Anomalie, berechnet aus den Reynolds-SST-Daten [Reynolds 1988, Reynolds and Smith 1994], eingezeichnet. Diese Daten wurden während der Initialisierung nicht verwendet. Anfang der 90-er Jahre nimmt die Qualität der Vorhersagen stark ab und auch andere Gruppen haben eine deutliche Verschlechterung der Vorhersagegüte in diesem Zeitraum festgestellt [Climate Diagnostics Bulletin 1995]. Zum Teil könnte dies an dekadischer Variabilität im Pazifik liegen [Ji et al. 1995 b], die durch unser Modell jedoch nicht wiedergegeben werden kann. Um den Vergleich der Vorhersagen nicht durch solche Phänomene zu verfälschen, wird der Einfluß von Datenassimilation auf Vorhersagen anhand der Periode 1982 bis 1990 diskutiert.

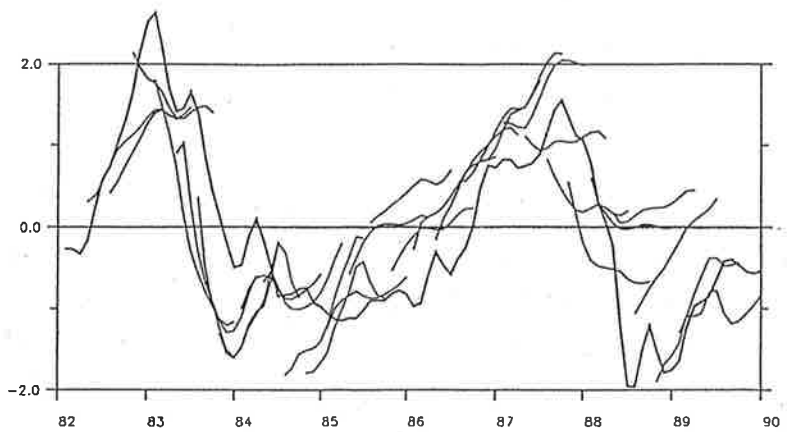
Auch wenn die vorhergesagte Variabilität im Kontrollensemble gegenüber Beobachtungen insgesamt deutlich unterschätzt wird, ist die Korrelation zwischen beobachteten und vorhergesagten SST-Anomalien recht hoch (Abbildung 6.6). Insbesondere der Übergang von warmen zu kalten Bedingungen wird durch das Modell selbst für lange Vorhersagezeiten sehr gut vorhergesagt. Ein weiterer Punkt ist, daß kein Ereignis fälschlicherweise vorhergesagt wurde, so daß insgesamt eine hohe Korrelation zwischen vorhergesagten und beobachteten SST-Anomalien erreicht wurde. Die Anfangskorrelation liegt bei 0.75 und bleibt selbst nach einer Vorhersagedauer von einem Jahr auf einem recht hohen Niveau (Abb. 6.6). Es sind allerdings auch deutliche Schwachpunkte zu erkennen. So wurde das 1986/87 Ereignis selbst für kurze Vorhersagezeiten nicht vorhergesagt. Dieses Verhalten deutete sich bereits bei der Betrachtung der Wärmeinhaltsanomalien aus dem Kontrolllauf, insbesondere bei der Phasendifferenz, an. Das gekoppelte Modell simuliert erst Anfang 1987 warme Bedingungen, nachdem das El Niño Ereignis bereits voll entwickelt ist. Mitte 1987 fällt die vorhergesagte SST-Anomalie bereits wieder stark ab, was ebenfalls im Widerspruch zu Beobachtungen steht. Da dieses Verhalten auch vor dem sehr starken El Niño 1982/83 beobachtet wird (Abb. 6.5 a), scheint es insgesamt so zu sein, daß das gekoppelte Modell Schwierigkeiten hat, von einem kalten in einen



a: Kontroll-Experiment



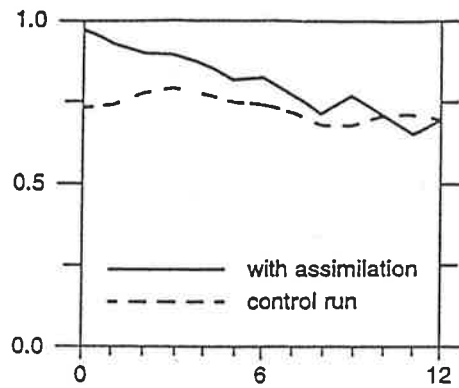
b: Temperatur- Assimilationsexperiment



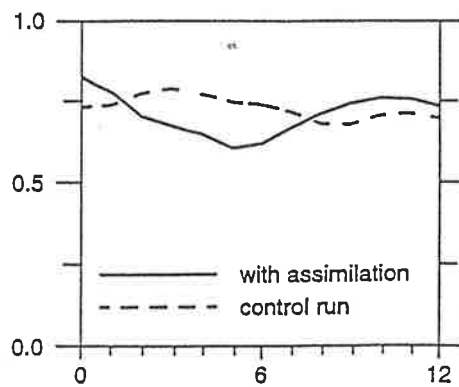
c: Wasserstands-Assimilationsexperiment

Abbildung 6.5: Beobachtete und vorhergesagte SST-Anomalien [ $^{\circ}\text{C}$ ], gemittelt über das NINO-3 Gebiet für die Periode 1982 bis 1989. Der Vorhersagezeitraum beträgt jeweils ein Jahr.





a: Temperatur - Experiment

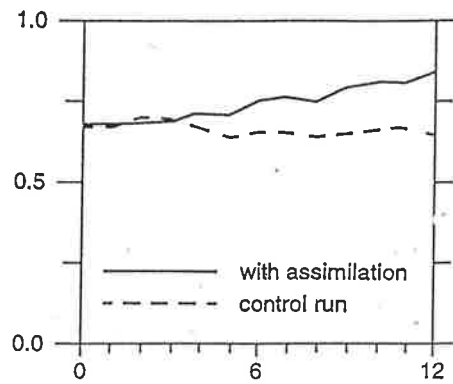


b: Wasserstands - Experiment

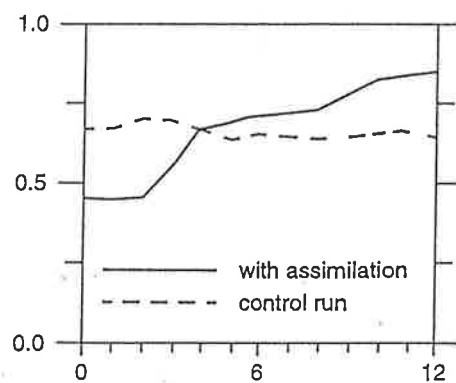
Abbildung 6.6: Korrelation zwischen vorhergesagten und beobachteten SST Anomalien, gemittelt über das NINO-3 Gebiet, als Funktion der Vorhersagedauer. Die Kurven basieren auf 32 einzelnen Einjahresvorhersagen, die zwischen Februar 1982 und Dezember 1989 initialisiert wurden.

warmen Zustand zu gelangen. Wenn 3-dimensionale Temperaturanomalien während der Initialisierung assimiliert werden, verbessert sich die Situation deutlich (Abb. 6.5 b). Die vorhergesagte Variabilität erreicht nun ein realistisches Niveau. Der Übergang von kalten zu warmen Bedingungen wird unverändert gut vorhergesagt und die Übereinstimmung zwischen Beobachtungen und Vorhersagen verbessert sich für den Zeitraum Januar 1985 bis Juli 1986 wesentlich. Dies drückt sich in einer deutlichen Verbesserung der Korrelation zwischen vorhergesagten und beobachteten SST-Anomalien aus (Abb. 6.6a). Die Anfangskorrelation liegt nun bei 0.9, was einen sehr guten Wert darstellt und erreicht nach ungefähr einem Jahr das Niveau aus dem Kontrollexperiment. Dies bestätigt Ergebnisse von anderen Gruppen [Rosati et al. 1995, Ji and Leetmaa 1995] die ebenfalls fanden, daß die Assimilation von 3-dimensionalen Temperaturdaten während der Initialisierung Vorhersagen deutlich verbessern kann. Ein Schwachpunkt ist, daß auch in diesem Experiment das 1986/87 Ereignis nicht vorhergesagt wird. Wiederum werden warme Bedingungen erst simuliert, nachdem der warme Zustand bereits voll entwickelt ist. Danach werden die Vorhersagen zwar von warmen Bedingungen aus gestartet, aber das Modell geht sofort in einen kälteren Zustand zurück und ist nicht in der Lage, die ungewöhnlich warmen Verhältnisse während dieser Zeit korrekt zu simulieren. In Abbildung 6.5c sind die Vorhersagen dargestellt, bei denen während der Initialisierung NMC-Wasserstandsdaten assimiliert wurden. Die Amplitude der vorhergesagten Temperaturvariabilität ist noch etwas größer als beim Temperaturensemble, bleibt aber auf einem realistischen Niveau. Auffällig ist, daß das 1986/87 Ereignis nun klar vorhergesagt wird, selbst für Vorhersagezeiten von einem Jahr. Ferner bleibt das Modell bis Ende 1987 in einem warmen Zustand, was den Beobachtungen wesentlich besser entspricht als in den beiden anderen Vorhersagereihen. Auch der El Niño 1982/83 wird besser getroffen als in den vorherigen Experimenten. Es scheint so zu sein, daß durch die Assimilation von Wasserstandsdaten eine systematische Schwierigkeit des gekoppelten Modells, von kalten zu warmen Bedingungen zu gelangen, teilweise überwunden wird. Ein Schwachpunkt ist, daß für Anfang 1984 ein starkes Kaltereignis vorhergesagt wird, daß nicht beobachtet wurde. Ein weiterer Punkt ist, daß der Übergang von warmen zu kalten Bedingungen durch die Wasserstandsassimilation gegenüber den anderen beiden Vorhersageensembles etwas schlechter vorhergesagt wird. Zumindest von einem subjektiven Standpunkt aus betrachtet, kann man jedoch sagen, daß durch die Assimilation von Wasserständen die ENSO Vorhersagen gegenüber dem Kontrollensemble deutlich verbessert wurden, und diese ungefähr die Qualität aus dem Temperaturexperiment erreichen. Leider wird dieser subjektive Eindruck nicht durch den Korrelationsskill bestätigt (Abb. 6.6b). Die Korrelation beginnt bei einem Niveau, das geringfügig über dem aus dem Kontrollexperiment liegt und fällt dann für Vorhersagezeiten zwischen 2 und 7 Monaten unter die Kontrollkurve ab. Danach liegt die Korrelation wieder etwas höher und übertrifft nach 11 Monaten auch den Wert, der sich aus den Temperaturexperimenten ergab. Diese Diskrepanz zwischen subjektivem Eindruck und objektivem Maß zur Beurteilung der Vorhersagen führt zu der Frage, ob die Korrelation zwischen vorhergesagter und beobachteter Temperaturanomalie ein geeignetes Maß zur Beurteilung der Qualität von ENSO-Vorhersagen darstellt, und ob es nicht vielleicht ein geeigneteres gibt. Aus

diesem Grund wurde versuchsweise ein alternatives Maß definiert, indem die Korrelation zwischen vorhergesagter und beobachteter Temperaturdifferenz, bezogen auf den Wert während des Startzeitpunktes der Vorhersage, verwendet wird. Für kurze Vorhersagezeiten kann bei diesem Maß keine besonders hohe Korrelation erwartet werden, da bei den kurzen Vorhersagezeiträumen nur die hochfrequenten Anteile der Variabilität erfaßt werden, von denen nicht angenommen wird, daß sie vorhersagbar sind. Für mittlere und lange Vorhersagezeiten jedoch sollte dieses Maß ansteigen, falls unser Modell die niederfrequenten Anteile korrekt vorhersagt. Für Vorhersagezeiten, die über dem Vorhersagelimit liegen, wird erwartet, daß sich dieses Maß ebenso wie die üblicherweise verwendete Anomaliekorrelation verhält und wieder abfällt. In Abbildung 6.7 ist der Verlauf dieses alternativen Maßes dargestellt. In der oberen Abbildung werden die Ergebnisse aus den Kontroll- und den Temperaturexperimenten verglichen. Die Anfangskorrelation liegt bei beiden ungefähr auf dem gleichen Niveau, was andeutet, daß in beiden Ensembles das Verhältnis von vorhergesagter nieder- zu hochfrequenter Variabilität gleich ist. Für Vorhersagezeiträume von über 3 Monaten ist die Korrelation aus den Temperaturexperimenten jedoch klar höher. Dies bestätigt wiederum die positiven Erfahrungen, die andere Gruppen mit der Assimilation von 3-dimensionalen Temperaturfeldern gemacht haben. In der unteren Abbildung (Abb. 6.7b) wird das Wasserstandsensemble mit dem Kontrollensemble, basierend auf der Korrelation der SST-Differenzen verglichen. Die Anfangskorrelation im Wasserstandsensemble liegt deutlich unterhalb des Kontrollwertes, was jedoch nur anzeigt, daß diese Vorhersagen mehr hochfrequente Anteile enthalten. Für Vorhersagezeiten von ungefähr 3 Monaten wird das Niveau des Kontroll-experiments erreicht und für längere Zeiten wird dieses übertroffen. Nach 12 Monaten liegt es sogar über dem Wert aus dem Temperaturensemble. Dies zeigt, daß die Vorhersage des niederfrequenten Anteils des SSTA Signals durch die Assimilation von Wasserstandsbeobachtungen während der Initialisierung, gegenüber den Kontrollvorhersagen verbessert werden kann. Ferner deuten diese Ergebnisse darauf hin, daß der Einfluß von Wasserständen und 3-dimensionalen Temperaturdaten auf ENSO-Vorhersagen vergleichbar ist.



a: Temperatur - Experiment



b: Wasserstands - Experiment

Abbildung 6.7: Korrelation zwischen vorhergesagten und beobachteten Differenzen von SST Anomalien, gemittelt über das NINO-3 Gebiet, als Funktion der Vorhersagedauer. Die Kurven basieren auf 32 einzelnen Einjahresvorhersagen, die zwischen Februar 1982 und Dezember 1989 initialisiert wurden.

## 6.5 Zusammenfassung und Diskussion

Es wurde ein gekoppeltes Ozean-Atmosphärenmodell vorgestellt, mit dem der Einfluß unterschiedlicher Initialisierungen auf ENSO Vorhersagen untersucht wurde. Das gekoppelte Modell besteht aus einem Zirkulationsmodell des tropischen Pazifiks und einem einfachen statistischen Modell für die Atmosphäre. Diesem Ansatz liegt die Annahme zugrunde, daß das Erinnerungsvermögen des Systems vollständig durch den Ozean bestimmt wird, und daß die Atmosphäre ausschließlich auf SST-Änderungen reagiert.

Im Gegensatz zu anderen Studien über die Assimilation von Wasserstandsdaten wird hier die Möglichkeit untersucht, Wasserstandsdaten zur Initialisierung von ENSO-Vorhersagemodellen zu verwenden. Es wurden drei Vorhersageensembles durchgeführt, ein Kontrollensemble und zwei Assimilationsensembles in denen entweder 3-dimensionale Temperaturfelder oder Wasserstände während der Initialisierung des Vorhersagemodells assimiliert wurden. Es wurde gezeigt, daß die Assimilation sowohl von Temperatur- als auch von Wasserstandsdaten die Simulation des ozeanischen Zustandes entscheidend verbesserte, speziell im westlichen äquatorialen Pazifik, einer für ENSO Vorhersagen äußerst wichtigen Region.

Die Vorhersageexperimente zeigen, daß die Assimilation von Wasserstandsbeobachtungen vergleichbare Ergebnisse wie die Temperaturassimilation liefert. Daraus und aus den Überlegungen in Kapitel 5 kann gefolgert werden, daß durch die Assimilation von Altimeterdaten ENSO Vorhersagen verbessert werden können. Daten dieser Art liegen seit einiger Zeit vor und haben gegenüber in situ Messungen den großen Vorteil, daß sie in Zeit und Raum praktisch kontinuierlich vorliegen. Erste Ergebnisse aus Vorhersageexperimenten, bei denen zur Initialisierung GEOSAT-Altimeterdaten assimiliert wurden, sind vielversprechend [Fischer et al. 1994].

Die Auswertung der Vorhersageexperimente ergab weiterhin, daß die Beurteilung und Verifikation von ENSO-Vorhersagen genauer untersucht werden muß. Es wurde gezeigt, daß die Interpretation der Vorhersagen kritisch von der Definition eines Gütemaßes abhängt. Der positive Einfluß von Wasserstandsassimilation konnte deutlicher gezeigt werden, wenn an Stelle der SST-Anomalien, Differenzen der SST-Anomalien mit entsprechenden Beobachtungen verglichen wurden. Subjektiv betrachtet sahen die Vorhersagen mit Wasserstandsassimilation wesentlich besser aus als jene aus dem Kontrolllauf. Dieser Eindruck konnte mit dem Differenzkriterium bestätigt werden, nicht aber mit dem klassischen Maß. Weitere Untersuchungen sind notwendig, um die hier aufgetretenen Schwierigkeiten besser zu verstehen und eventuell Verfahren zu entwickeln, um die Beurteilung von ENSO-Vorhersagen weiter zu verbessern.

# Kapitel 7

## Schlußbemerkung und Ausblick

Eine zusammenfassende Betrachtung der Ergebnisse aus Kapitel 5 und 6 ergibt folgendes Bild: Sowohl die Assimilationsexperimente als auch die Vorhersageexperimente lassen den Schluß zu, daß Wasserstandsmessungen im tropischen Pazifik genügend Information über die vertikale Struktur des Ozeans enthalten, um ENSO Analysen und die Initialisierung von ENSO-Vorhersagemodellen zu verbessern. Insbesondere können Wasserstandsdaten Messungen der 3-dimensionalen Temperaturstruktur ersetzen, falls diese nicht verfügbar sind. Daraus kann allerdings nicht gefolgert werden, daß Temperaturmessungen überflüssig sind. Für kleinskaligere Prozesse und zur Verifikation von Modellergebnissen sind diese nach wie vor unerlässlich. Ein Vergleich der Ergebnisse aus Kapitel 5 zeigt, daß das Modell auf die NMC-Daten ebenso reagiert wie auf reale Messungen. Es ist somit zulässig, die Folgerungen aus Kapitel 6 auch auf reale Daten zu übertragen. Satellitengestützte Systeme zur Beobachtung der Auslenkung der Meeresoberfläche wie TOPEX-Poseidon oder ERS-1 und ERS-2 erscheinen daher sehr vielversprechend. Ein weiteres Resultat aus den Vorhersageexperimenten besteht darin, daß das Ergebnis der Verifikation der Vorhersagen kritisch von dem Maß, nach dem sie beurteilt werden, abhängt. Dies ist sicherlich unbefriedigend und weitere Untersuchungen sind notwendig, um dieses Verhalten zu verstehen und eventuell ein alternatives objektives Maß zur Beurteilung von ENSO-Vorhersagen zu entwickeln. Einige Fragen, die während dieser Arbeit auftauchten, konnten jedoch noch nicht ausreichend geklärt werden. So ist die Ursache für die kurzen Erinnerungszeiten im Experiment SLV-WYR, in dem Pegelmessungen von Inseln assimiliert wurden, noch nicht völlig geklärt. Es gibt zwar Hinweise, daß dieses Verhalten hauptsächlich auf die geringe und inhomogene Meßpunktverteilung zurückzuführen ist. Eine mögliche Ursache könnte aber auch eine Unverträglichkeit zwischen Daten und Modelldynamik sein, da im Modell einige Aspekte (z.B. Bodentopographie) nicht berücksichtigt wurden, die erheblichen Einfluß auf diesen Datensatz haben. Um dies näher zu untersuchen, wäre eine Wiederholung der Experimente mit einem höher auflösenden Modell, welches die Bodentopographie berücksichtigt, wünschenswert.

Ein weiterer Punkt, der noch geklärt werden muß, sind die schlechten Ergebnisse der

Modellsimulation Anfang der 90-er Jahre. Während dieser Zeit verschwindet, insbesondere im SLV-NMC Experiment, die charakteristische Phasendifferenz zwischen Wärmeinhaltsanomalien im West- und Ostpazifik. Eine mögliche Ursachen dafür ist, daß sich die Beziehung zwischen Wasserstands anomalien und den entsprechenden Temperaturanomalien geändert hat, was sich auf den statistischen Ansatz zur Projektion der Wasserstände auf die vertikale Temperaturverteilung sehr negativ auswirken würde. Ferner sind die Vorhersageergebnisse während dieser Zeit deutlich schlechter als in den 80-er Jahren. Es ist möglich, daß der ENSO Zyklus zu dieser Zeit von Mustern interdekadischer Variabilität überlagert wird. Diese Muster reichen im Nordpazifik bis in Breiten von ungefähr  $50^{\circ}\text{N}$  hinein, so daß sie durch dieses Modell nicht simuliert werden können. Ein weiterer Grund könnte sein, daß hier erste Auswirkungen des anthropogenen Treibhauseffektes auf ENSO eine Rolle spielen. Um diese Fragen weiter zu untersuchen, wäre es wünschenswert ein Modell zu verwenden, das zumindest den gesamten Pazifik umfaßt. Ferner wäre es interessant, das hier vorgestellte Assimilationverfahren durch die adjungierte Methode zu ersetzen. Dadurch wäre ein statistischer Zusammenhang zwischen Anomalien des Wasserstandes und der Temperatur nicht mehr notwendig, und das Modell würde von sich aus auf eine Veränderung dieses Zusammenhangs reagieren. Da die adjungierte Methode bei der Anwendung auf sehr große Modelle häufig nicht praktikabel ist, könnte durch einen Vergleich der Resultate zwischen adjungierter und statistischer Methode untersucht werden, ob ein statistischer Ansatz in einem solchen Fall ein gangbarer Weg ist. Weitere mögliche Anwendungen der adjungierten Methode sind die Bestimmung der Hesseschen Matrix, wodurch Fehlerangaben für Simulation und Vorhersage gemacht werden können. Außerdem kann eine *Singular-Vector-Analyse* Aufschluß darüber geben, welche Moden bei der Entstehung von ENSO-Extremen die entscheidende Rolle spielen.

Derzeit wird in Zusammenarbeit mit dem KNMI an der Entwicklung des adjungierten *Hamburg Ocean Primitive Equation* (HOPE) Modells gearbeitet, um die oben gestellten Fragen beantworten zu können. Das HOPE Modell ist eine Weiterentwicklung des hier verwendeten Modells. Es unterscheidet sich von diesem durch eine feinere Auflösung, deutlich verbesserte Parameterisierungen und es berücksichtigt die Bodentopographie. Für die Zukunft ist es geplant ein quasi operationelles ENSO Vorhersagesystem zu entwickeln. Diese Arbeit diene auch dazu, Aufschluß darüber zu erhalten, welche Punkte bei der Entwicklung eines solchen Systems besonders berücksichtigt werden müssen.

# Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Mojib Latif, der durch die Themenstellung diese Arbeit überhaupt erst ermöglichte. Durch seine hervorragende Betreuung und seine stete Diskussionsbereitschaft trug er wesentlich zum Gelingen bei. Herrn Prof. Dr. Wilfried Zahel vom Institut für Meereskunde der Universität Hamburg danke ich dafür, daß er die Begutachtung der Arbeit übernahm. Desweiteren möchte ich Herrn Prof. Dr. Klaus Hasselmann danken, der es mir ermöglichte diese Arbeit in der angenehmen Atmosphäre am Max-Planck-Institut für Meteorologie anzufertigen. Mein weiterer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Lennart Bengtsson. Er gab den Anstoß zu dieser Arbeit und erleichterte mir den Start durch einen Studienaufenthalt am NMC wesentlich. Herrn Dr. Ernst Meier-Reimer möchte ich für seine Hilfe bei der Bewältigung von Schwierigkeiten mit dem Ozeanmodell danken. Einen wichtigen Beitrag leistete auch Dr. Moritz Flügel, der einen Teil der Vorhersagen durchführte und mir sein gekoppeltes Modell zur Verfügung stellte. Dr. Ants Leetmaa und Dr. Ming Ji am National Meteorological Center in Washington D.C. möchte ich für wertvolle Anregungen und für die Bereitstellung der NMC-Daten danken. Herr Norbert Noreiks und Frau Marion Grunert leisteten wertvolle Hilfe bei der Erstellung von Graphiken. Für das Korrekturlesen bedanke ich mich bei Christian Eckert, Ewald Lindstädt, Dagmar Spahr, Malte Spohr und Tania Tarussio. Besonders danke ich meinen Eltern, die mir durch ihre Unterstützung das Anfertigen dieser Arbeit ermöglichten. Zum Schluß möchte ich Herrn Udo Weinberger erwähnen, durch dessen unermüdliche Hilfe es mir schließlich gelang, selbst komplizierteste Dienstreiseabrechnungen fast fehlerfrei auszufüllen.



# Literatur

- [1] Anthes R., 1974 : Data assimilation and initialization of hurricane prediction models. *Journal of Atmos. Sci.*, 31, 702-718
- [2] Arakawa A. and V.R. Lamb, 1977 : Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Meth. Comput. Phys.* 17: 173-265
- [3] Barnett T.P., N.E. Graham, M.A. Cane, S.E. Zebiak, S.C. Dolan, J.J. O'Brien, and D. Legler 1988 : On the prediction of the El Niño 1986/87. *Science*, 241, 192-196
- [4] Barnett T.P., M. Latif, N.Graham, M. Flügel, S. Pazan and W. White 1993 : ENSO and ENSO-related Predictability. Part 1 : Prediction of Equatorial Pacific Sea Surface Temperature with a Hybrid Coupled Ocean-Atmosphere Model. *Journal of Climate*, Vol. 6, No. 8, 1545-1566.
- [5] Bergthorsson P. and Döös B., 1955 : Numerical weather map analysis. *Tellus* 7: 329-340
- [6] Bjerknes J. 1969 : Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172
- [7] Bryan K. and M.D. Cox, 1972 : The circulation of the World Ocean: A numerical study. Part I, a homogeneous model. *J. Phys. Oceanogr.* 2: 319-335
- [8] Busalacchi A., M.J. McPhaden, and J. Picaut 1994 : Variability in equatorial Pacific sea surface topography during the verification phase of the TOPEX/POSEIDON mission. *J. Geophys. Research*, Vol. 99, No. C12, 24,725-24,738
- [9] Cane M.A., S.E. Zebiak and S.C. Dolan 1986 : Experimental forecasts of El Niño, *Nature*, 321, 827-832
- [10] Climate Diagnostics Bulletin, April 1995, 46-54 : U.S. Department of commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Meteorological Center
- [11] Courant R. and D. Hilbert, 1962 : Partial differential equations. *Methods of mathematical physics*. Vol. II, New York: Interscience

- [12] Courtier P. and O. Talagrand, 1987 : Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. Part II, Numerical results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 113: 1329-1347
- [13] Daley R., 1991 : Atmospheric data analysis. Cambridge University Press, pp 91
- [14] Derber J., 1987 : Variational four-dimensional analysis using quasi-geostrophic constraints. *Mon. Wea. Rev.* 115: 998-1008
- [15] Derber J., 1989 : A variational continuous assimilation technique. *Mon. Wea. Rev.* 117: 2437-2446
- [16] Derber J. and A. Rosati, 1989 : A global oceanic data assimilation system. *J. Phys. Oceanogr.* 19: 1333-1347
- [17] Esbensen S.K. and Y. Kushnir 1981 : The heat budget of the global ocean: an atlas based on estimates from surface marine observations. Climate Research Institute, Rep. No. 29, Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA
- [18] Fischer M. and M. Latif 1995 : Assimilation of temperature and sea level observations into a primitive equation model of the tropical Pacific. *J. Marine Systems* Vol 6, 31-46
- [19] Fischer M., M. Latif, M. Flügel, and J. Zou 1994 : Assimilation of sea level data into a primitive equation model of the tropical Pacific. TOGA notes, April 1994, 1-5
- [20] Flügel M., 1994 : Untersuchungen zu Mechanismus und Vorhersagbarkeit von ENSO mit einem vereinfachten gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell. Examensarbeit Nr. 23, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Juni 1994
- [21] Fu L., I. Fukumori and R.N. Miller 1993 : Fitting dynamic models to the GEOSAT sea level observations in the tropical Pacific Ocean. Part II : A linear, wind-driven model. *Journal of Physical Oceanography*, Vol 23, 2162-2181
- [22] Gandin L., 1963 : Objective analysis of meteorological fields (Leningrad : Gridromet). English translation (Jerusalem: Israel Program for Scientific Translation), 1965
- [23] Gelb A., 1974 : Applied optimal estimation. Cambridge: MIT Press.
- [24] Ghil M., S. Cohn, J. Tavantzis, K. Bube, E. Isaacson, 1981 : Application of estimation theory to numerical weather predictions. *Dynamic meteorology : Data assimilation methods*, L. Bengtsson, M. Ghil and E. Källen, eds. New York: Springer Verlag, 139-224
- [25] Ghil M., K. Ide 1994 : Extended Kalman filtering for vortex systems: An example of observing system design. *NATO ASI Series, Vol. I 19, Data Assimilation*. Edited by P.P. Brasseur and J.C.J. Nihoul. Springer Verlag Berlin Heidelberg 1994, 167-194

- [26] Giering R. and T. Kaminski, 1995 : Recipes for adjoint code construction. Max-Planck-Institut für Meteorologie, in preparation
- [27] Goldenberg S.O. and J.J. O'Brien 1981 : Time and space variability of tropical Pacific wind stress. *Mon. Wea. Rev.*, Vol 109, 1190-1207
- [28] Hasselmann K., 1988 : PIPs and POPs: The reduction of complex dynamical systems using principal interactions and oscillation patterns. *J. Geophys. Res.*, 93: 11015-11021
- [29] Hayes S.P., L.J. Mangum, J. Picault, A. Sumi and K. Takeuchi 1991 : TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific ocean. *Bulletin American Meteorological Society*, Vol. 72, 339-347
- [30] Holland W.R. and P. Malanotte-Rizzoli, 1989 : Assimilation of altimeter data into an ocean model: Space versus time resolution studies. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1507-1534
- [31] Jawinski A., 1970 : *Stochastic processes and filtering theory*. New York: Academic Press.
- [32] Ji M. and A. Leetmaa 1992 : Impact of TAO array on ocean model based climate diagnostics and prediction. *Proc. of the MTS 1992 Conference*, Washington D.C. October 19-21, 1992, Voll II, 464-470
- [33] Ji M. and A. Leetmaa 1995 : Impact of data assimilation on ocean initialization and El Niño prediction. submitted to *Mon. Wea. Rev*
- [34] Ji M., A. Leetmaa, and J. Derber 1995 a : An ocean analysis system for seasonal to interannual climate studies. *Mon. Wea. Rev.*, Vol 123, 460-481
- [35] Ji M., A. Leetmaa, and V.E. Kousky 1995 b : Coupled model forecasts of ENSO during the 1980s and 1990s at the National Meteorological Center. Submitted to *J. of Climate*
- [36] Kalman R., 1960 : A new approach to linear filtering and prediction problems. *Trans. ASME, Ser. D, J. Basic Eng.* 82, 35-45
- [37] Kalman R. and R. Bucy, 1961 : New results in linear filtering and prediction theory. *Trans. ASME, Ser. D, J. Basic Eng.* 83, 95-108
- [38] Lanczos C., 1970 : *The variational principles of mechanics*, 4th ed. *Math. Expositions* No. 4, University of Toronto Press.
- [39] Latif M., 1987: Tropical ocean circulation experiments. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 246-263

- [40] Latif M., M. Flügel 1991 : An investigation of short-range climate predictability in the tropical Pacific. *J. Geophys. Research*, Vol 96, 2662-2673
- [41] Latif M., T.P. Barnett, and K. Mizuno 1992 : Modal structure of variations in the tropical climate system. Part I : Observations. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 91.
- [42] Latif M., T.P. Barnett, M.A. Cane, N.E. Graham, H. von Storch, J-S Xu, S.E. Zebiak 1994 : A review of ENSO prediction studies. *Climate Dynamics*, Vol 9, 167-179
- [43] Le Dimet F.X. and O. Talagrand, 1986 : Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: theoretical aspects. *Tellus* 38A: 97-110
- [44] Leetmaa A., M. Ji 1989 : Operational hindcasting of the tropical Pacific. *Dyn. Atmos. Oceans*, Vol 13, 465-490
- [45] Legler D.M. and J.J. O'Brien 1984 : Atlas of tropical Pacific wind stress climatology 1971-1980. Florida State University Dep. Meteorology
- [46] Levitus S. and R.D. Gelfield, 1992 : National Oceanographic Data Center, inventory of physical oceanographic profiles, global distribution by year for all countries. NOAA, Key to Oceanographic Records Documentation No. 18, U.S. Department of Commerce
- [47] Lewis J. and J. Derber, 1985 : The use of adjoint equations to solve a variational adjustment problem with advective constraints. *Tellus* 37: 309-327
- [48] Lions J., 1971 : Optimal control of systems governed by partial differential equations. Berlin: Springer Verlag
- [49] Lorenc A., 1988 a: A practical approximation to optimal four-dimensional data assimilation. *Mon. Wea. Rev.* 116: 730-745
- [50] Lorenc A., 1988 b: Optimal nonlinear objective analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 114: 205-240
- [51] Mc Phaden M.J., 1993 : TOGA-TAO and the 1991-1993 El Niño-Southern Oscillation event. *Oceanography*, Vol. 6, No. 2: 36-44
- [52] Mellor G.L., T. Ezer 1991 : A Gulf Stream model and an altimetry assimilation scheme. *Journal of Geophysical Research*, Vol 96, 8779-8795
- [53] Pacanowski R.C and S.G.H. Philander, 1981 Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 632-645.
- [54] Penenko V. and N. Obraztsov 1976 : A variational initialization method for the fields of the meteorological elements. *Soviet Meteorology and Hydrology* 11, 1-11

- [55] Picaut J., A.J. Busalacchi, M.J. McPhaden, L. Gourdeau, F.I. Gonzalez, and E.C. Hackert 1995 : Open-Ocean Validation of TOPEX/POSEIDON sea level in the western equatorial Pacific. submitted to TOPEX/POSEIDON special issue of JGR/Oceans
- [56] Ropelewski C.F. and M.S. Halpert, 1987 : Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. Monthly Weather Review, Vol. 115, 1606-1626
- [57] Posmentier E.S., M.A. Cane, and S.E. Zebiak, 1989 : Tropical Pacific climate trends since 1960. Journal of Climate Vol. 2, No. 7: 731-736
- [58] Schopf, P.S. and M.J. Suarez, 1988 : Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. J. Atmos. Sci., 45, 549-566
- [59] Rosati A., K. Miyakoda, and R. Gudgel, 1995 : The impact of ocean initial conditions on ENSO forecasting with a coupled model. Monthly Weather Review, accepted
- [60] Rostaing N., S. Dalmas, and A. Gilligo, 1993 : Automatic differentiation in Odysée. Tellus, 1993
- [61] Reynolds R.W. 1988 : A real time global sea surface temperature analysis. J. Climate, 1, 75-86
- [62] Reynolds R.W. and T.M. Smith 1994 : Improved global sea surface temperature analysis using optimal interpolation. J. Climate, 7, 929-948
- [63] Storch H.v., G. Bürger, R. Schnur, and J.S. von Storch 1995 : Principal oscillation patterns: A review. J. of Climate, Vol 8, No. 3, 377-400
- [64] Talagrand O. and P. Courtier, 1987 : Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equations. Part I. Theory. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 113: 1311-1328
- [65] Talagrand O., 1991 : The use of adjoint equations in numerical modelling of the atmospheric circulation. Proceedings of Workshop on: Automatic differentiation of algorithms, theory, implementation and application. Edited by: A. Griewank and G.G. Corliss, Society of Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia.
- [66] Thacker W. and R. Long, 1988 : Fitting dynamics to data. J. Geophys. Res. 93:1227-1240
- [67] World Climate Research Programme, 1985 : International implementation plan for TOGA, ITPO Document No. 1, (first edition), W.M.O., Geneva
- [68] World Climate Research Programme, 1985 : International implementation plan for TOGA, ITPO Document No. 2, (second edition), W.M.O., Geneva

- [69] World Climate Research Programme, 1985 : Scientific plan for the Tropical Ocean Global Atmosphere programme, WCRP publication No. 3, World Meteorological Organization, Geneva, 146 pp.
- [70] Wyrтки K., 1985 : Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.* 90(C4): 7129-7132
- [71] Wyrтки K., K. Constantine, B.J. Kilonsky, G. Mitchum, B. Miyamoto, T. Murphy, S. Nakahara and P. Caldwell 1988 a: The Pacific island sea level network. JIMAR contribution No. 88-0137, data report No. 002.
- [72] Wyrтки K., B.J. Kilonsky and S. Nakahara 1988 b: The IGOSS sea level pilot project in the Pacific. JIMAR contribution No. 88-0150, data report No. 003
- [73] Zou J. and Latif M. 1994 : Modes of ocean variability in the tropical Pacific as derived from GEOSAT altimetry. *J. Geophys. Res.* Vol 99, No. C5: 9963-9975