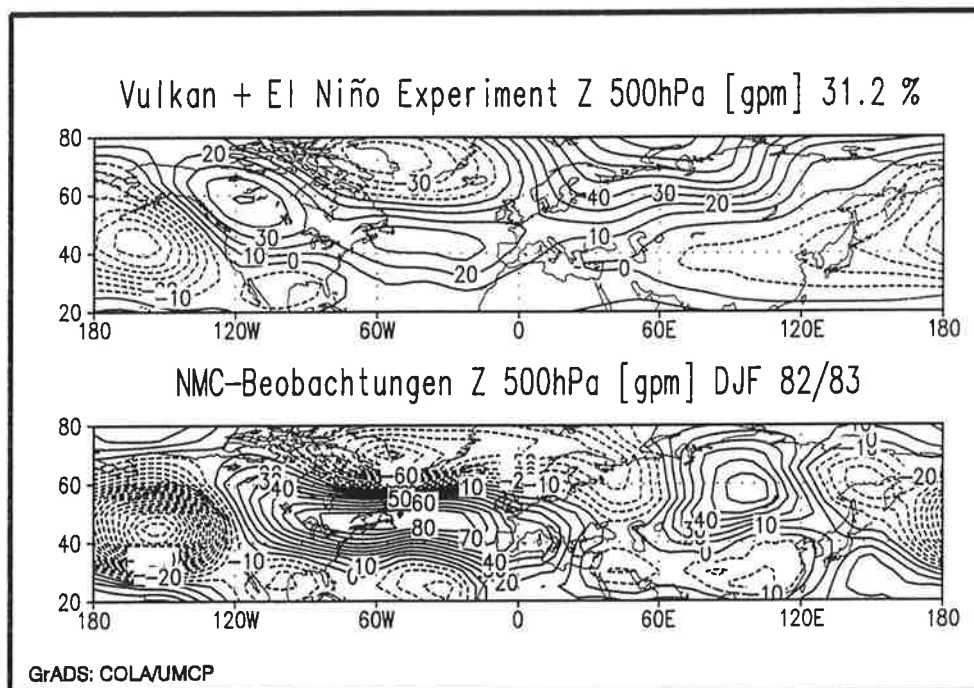




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 21



**DER EINFLUSS VULKANISCHEN AEROSOLS UND
SIMULTANER TEMPERATURANOMALIEN DER TROPISCHEN
MEERESOBERFLÄCHE (EL NIÑO) AUF DAS KLIMASYSTEM**

von
INGO KIRCHNER

HAMBURG, FEBRUAR 1994

Doktorarbeit

Autor:

Ingo Kirchner

**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
Telemail: MPI.METEOROLOGY
Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298**

**Der Einfluß vulkanischen Aerosols
und simultaner Temperaturanomalien der tropischen
Meeresoberfläche (El Niño) auf das Klimasystem**

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

vorgelegt von

Ingo Kirchner

aus Döbeln

Hamburg 1994

ISSN 0938–5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von

Prof. Dr. K. Fraedrich

und

Dr. H.-F. Graf

Hamburg, den 2. Februar 1994

Prof. Dr. M. Dunst

(Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften)

Übersicht

Durch die Gegenüberstellung der Häufigkeit von stark eruptiven Vulkanausbrüchen und ENSO-Ereignissen wird verdeutlicht, daß allein auf der Grundlage von Beobachtungen die Trennung zwischen dem vulkanischen Klimasignal und den Auswirkungen von ENSO nicht möglich ist. Die Ursachen dafür und die Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen werden diskutiert. Verschiedene Parameter zur Bestimmung des Einflusses von Vulkanen auf das Klima werden zur Einstufung stark eruptiver Vulkane seit 1850 herangezogen und eine Liste mit potentiell für das Klima wirksamen Vulkanen wird zusammengestellt. Die wesentliche Fehlergröße bei der Ableitung eines Klimastörungspotentials der Mehrheit dieser Vulkane ist die Unkenntnis des Schwefeleintrages.

Der Unterschied zwischen dem Klimasignal von stark eruptiven Vulkanausbrüchen und positiven Wasseroberflächentemperaturanomalien im tropischen Ostpazifik wird mit einem globalen Zirkulationsmodell untersucht. Dazu werden die Antriebsfelder aus Beobachtungen des vulkanischen Aerosols und Strahlungstransportrechnungen ermittelt. Sowohl der kurzweilige Strahlungsreduktionseffekt des vulkanischen Aerosols als auch die Erwärmung im Bereich der niederstratosphärischen Aerosolschicht werden aus dieser Abschätzung abgeleitet und in den Modellexperimenten parameterisiert. Für die El-Niño-Modellstudien werden beobachtete Wasseroberflächentemperaturanomalien aus der ENSO-Episode 1982/83 verwendet.

Die Anwendung univariater und multivariater Methoden zur Analyse der Modelldaten reproduziert ein stabiles Signal für beide Antriebsmechanismen. Das Vulkan- und das El-Niño-Signal läßt sich sowohl im Winter als auch im Sommer verschiedenen Regionen zuordnen.

Das Vulkansignal in der unteren Troposphäre wird in mittleren und hohen Breiten durch eine Verstärkung und Verlagerung der Zyklonenzugbahnen nach Norden über dem Atlantik charakterisiert. Die daraus resultierende verstärkte Warmluftadvektion führt im Modell und in den Beobachtungen zu positiven Temperaturanomalien in der unteren Troposphäre über Eurasien. Dieser dynamische Effekt hat im Sommer für das Vulkansignal keine Bedeutung. In dieser Zeit bestimmt die Abkühlung durch die Strahlungsreduktion im kurzweiligen Bereich das Vulkansignal. Über den Kontinenten dominieren im Sommer negative Anomalien der bodennahen Lufttemperatur.

Der Einfluß von El Niño konzentriert sich in mittleren und hohen Breiten auf den Pazifik und Nordamerika. Es wird im Modell und in den Beobachtungen eine Verstärkung der Zyklonenaktivität im Bereich des Aleutentiefs festgestellt. Diese führt zu positiven Temperaturanomalien an der Westküste Nordamerikas im Winter. Zwischen dem Wintersignal von El Niño und den simulierten Anomalien im Sommer kann kein deutlicher Unterschied festgestellt werden.

Sowohl im Modell als auch in den Beobachtungen wird in Wintern mit dem kombinierten Antrieb durch vulkanisches Aerosol und El-Niño-SST-Anomalien das El-Niño-Signal in den Tropen und auf der westlichen Hemisphäre reproduziert. Auf der östlichen Hemisphäre wird das vulkantypische Anomalienmuster schwächer wiedergegeben und nicht nur in der Amplitude modifiziert. Unterschiede zwischen der linearen Überlagerung beider Signale und dem Klimaeffekt, der bei gleichzeitiger Wirkung beider Antriebsfaktoren auftritt, sind auf das nichtlineare Verhalten sowohl der Modellatmosphäre als auch des realen Klimasystems zurückzuführen. Das Versagen von linearen Signaltrennungstechniken bei der Isolation des Vulkansignals von anderen Klimafaktoren wird damit begründet.

Aus der Gegenüberstellung der Modellrechnungen und Beobachtungen folgt, daß mit ca. 95%iger statistischer Sicherheit im ersten Winter nach tropischen Vulkanausbrüchen das modellierte Vulkansignal in der Beobachtung nachgewiesen werden kann. Das modellierte El-Niño-typische Muster wird mit 95%iger Sicherheit häufiger in Wintern mit gleichzeitig positiver Wasseroberflächentemperaturanomalie im Ostpazifik beobachtet. Da nur für 30 % der objektiv ausgesuchten Vulkane mit hohem Klimastörungspotential eine Störung der stratosphärischen Temperatur- und Strömungsverhältnisse nachgewiesen werden kann, wird gezeigt, daß die Berechnung des vulkantypischen Musters auf Beobachtungsbasis sehr stark von der Auswahl der Ereignisse abhängig ist und für eine Klimavorhersage nur bedingt nutzbar ist.

Die Prozeßstudien der Modellexperimente offenbaren deutliche Unterschiede im Energiezyklus unter den Bedingungen beider Klimafaktoren. Im El-Niño-Fall schlägt sich der Zuwachs an latenter Wärme in den Tropen signifikant in einer Erhöhung sowohl der potentiellen als auch der kinetischen Energie des Grundstromes nieder. Im Vulkanfall wird im Modell die stärkste Zunahme im Bereich der Energie der stationären Wellen beobachtet. Die Analyse der Ausbreitung von Wellenenergie verdeutlicht, daß die Energiezunahme der stationären Wellen mit der Verstärkung des niederstratosphärischen polaren Wirbels im Winter zusammenhängt.

Inhaltsverzeichnis

1. Gegenstand der Arbeit	3
2. Die Beschreibung eines externen und eines internen Klimaantriebes	6
2.1. Vulkanausbrüche - ein externer Klimafaktor	6
2.1.1. Der vulkanische Schwefeleintrag	6
2.1.2. Die raum-zeitliche Variabilität der vulkanischen Aerosolschicht	11
2.1.3. Auswirkungen des stratosphärischen Aerosols auf die Strahlungsbilanz	15
2.1.4. Die Abschätzung des vulkanischen Klimaantriebspotentials	18
2.2. El Niño/Southern Oscillation - ein interner Klimafaktor	22
2.2.1. Beschreibung des ENSO-Zyklus	22
2.2.2. Die Beeinflussung mittlerer und hoher Breiten durch ENSO	26
2.3. Gegenüberstellung der beiden Antriebsfaktoren	28
3. Die Daten und die Methodik zur Auswertung	31
3.1. Beschreibung der benutzten Datensätze	31
3.1.1. Die Beobachtungsdaten	31
3.1.2. Modell und Modellexperimente	33
3.2. Die statistischen Werkzeuge	40
3.2.1. Formulierung der Testhypothese	40
3.2.2. Der Vergleich verschiedener Verfahren zur Messung der Differenz zwischen einem Signal und dem Klima	42
3.2.3. Möglichkeiten zur Optimierung der Signalerkennung.	46
3.3. Die Methodik zur Trennung des Klimasignals der Vulkane vom El-Niño- Signal.	48

4. Ergebnisse	51
4.1. Analyse des Beobachtungsmaterials	51
4.1.1. Klasseneinteilung und Häufigkeitsstatistik von Vulkanereignissen und El Niño	51
4.1.2. Analyse der bodennahen Lufttemperatur	54
4.2. Berechnung von typischen Signalmustern aus Modellexperimenten	60
4.2.1. Eine Gegenüberstellung der Resultate des lokalen t-Tests, der Rekurrenzanalyse und des gefilterten Signals am Beispiel der Geopotentialanomalien im 500 hPa Niveau	60
4.2.2. Die multivariate Abschätzung der Stärke des Vulkansignals und des El-Niño-Signals.	65
4.2.3. Die optimierte Darstellung der Wintersignale von Vulkanen und El Niño	69
4.2.4. Vergleich der Signale im Winter und im Sommer	80
4.3. Der Nachweis der modellierten Signale in Beobachtungen - Verifikation der Muster	88
4.3.1. Die letzten bedeutenden Vulkanereignisse und El-Niño-Ereignisse - Fallstudien	88
4.3.2. Projektion der Wintermuster auf verschiedene Datenzeitreihen	94
4.4. Prozeßstudien zur Gegenüberstellung des Vulkan- und El-Niño-Signals	103
4.4.1. Analyse der Zyklonenhäufigkeit und der Blockierungssituationen	103
4.4.2. Gegenüberstellung des Energiezyklus im Vulkan- und El-Niño-Winterexperiment	108
4.4.3. Die Untersuchung der Wellenausbreitung im Winterexperiment	116
5. Schlußfolgerungen und Ausblick	120
5.1. Das nutzbare Vorhersagepotential - eine Zusammenfassung	120
5.2. Ausblick auf weitere Fragestellungen	124
6. Danksagung	126
7. Literaturverzeichnis	127

1. Gegenstand der Arbeit

Der Zustand des Klimasystems, bestehend aus den Subsystemen Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Lithosphäre und Biosphäre, wird durch die systeminternen Wechselwirkungen und die äußeren Randbedingungen bestimmt. Diese Prozesse werden durch eine Vielzahl von Einflußgrößen getragen. Sowohl die Ursachen für Übergänge zwischen verschiedenen Klimazuständen als auch die Schwankungsbreite natürlicher Klimavariationen sind noch zu einem großen Teil unbekannt. Interne und externe Klimafaktoren werden unter näher zu untersuchenden Bedingungen zu Auslösern von Klimaänderungen. Interne Schwankungen und Fluktuationen des Klimas werden einerseits durch Veränderungen der natürlichen Faktoren, andererseits durch den direkten und indirekten Einfluß menschlicher Aktivitäten hervorgerufen.

Interannuale natürliche Klimaschwankungen werden z.B. von der unregelmäßigen Wiederkehr positiver Anomalien der Wasseroberflächentemperatur (SST) im tropischen Ostpazifik hervorgerufen. Ein weiterer Teil der natürlichen Variabilität wird durch extreme vulkanische Ereignisse verursacht (RAM-PINO & SELF, 1982). Den natürlichen Klimaschwankungen stehen anthropogen bedingte Klimaänderungen, die beispielsweise durch den weltweiten CO₂-Anstieg angetrieben werden, gegenüber. Nach der Beurteilung des *International Panel of Climate Change* (IPCC) beträgt die dadurch ausgelöste Änderung der globalen Mitteltemperatur ein bis drei Kelvin pro Jahrhundert. Die Unterschiede ergeben sich durch die Szenarios, nach denen die Konzentrationszunahme der Treibhausgase berechnet wird. Blickt man in die Klimageschichte zurück, findet man natürliche Klimaschwankungen, die in ihrer Größenordnung mit der gegenwärtig zu beobachtenden globalen Erwärmung vergleichbar sind. In der Erdgeschichte vollzog sich der Wechsel zwischen den kalten und warmen Perioden häufiger in wesentlich längeren Zeitabschnitten (Jahrhunderten) als die anthropogen bedingte Erwärmung (Jahrzehnte).

Die Einordnung der anthropogenen Klimaänderungen im Spektrum der Klimaschwankungen wird durch die Unsicherheit bei der Berechnung der Amplitude natürlicher Klimavariationen erschwert. Durch die Untersuchung der natürlichen Klimaschwankungen in einer zeitlichen Größenordnung von Jahreszeiten und mit einer räumlichen Auflösung, die zonale und meridionale Unterschiede der Auswirkungen erkennen läßt, kann diese Unsicherheit vermindert werden. Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Abschätzung des Klimasignals, hervorgerufen durch El-Niño/Southern-Oscillation-Ereignisse (ENSO) einerseits und den Auswirkungen des Klimafaktors Vulkanismus andererseits. Dabei beträgt die zeitliche Auflösung der Prozesse Monate und Anomaliefelder der meteorologischen Basisgrößen (Temperatur, Geopotential, Windfeld) werden in der horizontalen Größenordnung von 2000 bis

5000 km untersucht. Die Auswirkungen auf das Klima werden sowohl unter El-Niño-Bedingungen ohne Vulkanismus sowie unter vulkanisch gestörten Verhältnissen ohne positive SST-Anomalie im tropischen Ostpazifik als auch für die Kombination der positiven SST-Anomalie mit den vulkanisch bedingten Einflußgrößen studiert.

Die Analyse von Beobachtungsdaten, die Auswertung von Modellsimulationen und der Vergleich der Modellresultate mit den Beobachtungen soll Klarheit über die zu erwartenden Klimavariationen nach Vulkanausbrüchen unter Berücksichtigung der SST-Anomalien im tropischen Pazifik verschaffen. Durch den Vergleich von Beobachtungen und Modellergebnissen werden die Unsicherheiten, die einerseits aus dem Mangel an verfügbarem Beobachtungsmaterial resultieren und die andererseits durch die notwendige Parameterisierung von physikalischen Prozessen im Klimamodell in Kauf genommen werden müssen, verringert. Die Abgrenzung der Signalpegel von der internen Variabilität des Klimasystems wird dabei mit verschiedenen statistischen Verfahren vorgeführt. Die Änderung des Klimas in mittleren und hohen Breiten durch die beiden natürlichen Klimafaktoren steht stärker als die aus der Literatur gut bekannten tropischen Anomalien im Mittelpunkt der Untersuchungen.

Die Arbeit gliedert sich in folgende Abschnitte:

Im 2. Kapitel werden die Klimafaktoren Vulkanismus und El Niño bezüglich ihrer Bedeutung für Klimaschwankungen analysiert. Klimarelevante Eigenschaften beider Faktoren werden diskutiert. Die Meßmethoden dieser Eigenschaften und die Genauigkeit der Abschätzung des Potentials für Klimaänderungen durch starke Vulkaneruptionen wird erörtert. Bei der Diskussion der nach starken Vulkaneruptionen und nach El Niño erwarteten Auswirkungen im Klimasystem wird der physikalische Hintergrund behandelt.

Die verschiedenen Beobachtungsdatensätze und die Modellexperimente werden im 3. Kapitel vorgestellt. Die Darlegung der Methodik bei der statistischen Sicherung des modellierten sowie beobachteten Signals schließt sich an. Die Auswahl der benutzten statistischen Werkzeuge wird begründet. Wesentliche Schritte der Datenauswertung und des Datenvergleichs werden beschrieben.

Im Kapitel 4 werden die Ergebnisse dargestellt. Im ersten Teil werden beide Signale unter Verwendung von Beobachtungen voneinander abgegrenzt. Die Probleme bei der Trennung des Vulkanmusters vom El-Niño-typischen Muster im bodennahen Temperaturfeld werden diskutiert. Anschließend werden die optimalen Signale von den Experimentdaten abgeleitet. Die Berechnung der charakteristischen

Muster mit einem globalen Zirkulationsmodell (GCM) konzentriert sich in der vorliegenden Arbeit auf den Winter. Das Wintersignal wird anhand einiger Parameter mit dem Sommersignal verglichen. Pilotexperimente zur Untersuchung der Signale im transienten Fall ergänzen diesen Abschnitt. Nach der Beschreibung der Muster schließt sich die Verifikation der Wintermuster in verschiedenen Datensätzen an. Nach der Analyse von drei für die beiden Klimafaktoren (isoliert und in ihrer Kombination) typischen Wintern werden verschiedene Zeitserien von Musterkorrelationskoeffizienten mit einer empirisch zusammengestellten Liste starker Vulkaneruptionen und einer Liste der El-Niño-Ereignisse verglichen, um die zu erwartenden Unsicherheiten bei Prognoseversuchen nachzuweisen. Im letzten Teil des Kapitels 4 werden die Unterschiede zwischen dem vulkanischen und dem für positive SST-Anomalien im tropischen Ostpazifik typischen Antriebsmechanismus verdeutlicht. Die aus Modellsimulationen entstandene Datenbasis dient als Grundlage für eine komplexe Untersuchung der verschiedenen Antriebsmechanismen. Durch diese Prozeßstudien werden die im 2. Kapitel hypothetisch geäußerten Unterschiede und Gemeinsamkeiten der Auswirkungen von vulkanischem Aerosol und El Niño auf die Zirkulation in mittleren Breiten verifiziert.

Die Arbeit schließt mit einer zusammenfassenden Wertung der Ergebnisse. Weiterführende Fragestellungen werden aufgeworfen.

2. Die Beschreibung eines externen und eines internen Klimaantriebes

Die Untersuchung der Klimaänderungen durch Vulkanausbrüche unter Berücksichtigung der SST-Anomalien im tropischen Pazifik erfordert zunächst die Darstellung der charakteristischen Eigenschaften beider Klimafaktoren. Neben der getrennten Beschreibung der für das Klima wichtigen Seiten des Vulkanismus und der Prozesse, die als Ursache für die Entwicklung von ENSO-Ereignissen in Erscheinung treten, werden beide Klimafaktoren gegenübergestellt. Da die Unterschiede in den zu erwartenden Klimaauswirkungen teilweise aus der Wechselwirkung zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre abgeleitet werden können, wird diesem Aspekt besondere Aufmerksamkeit gewidmet.

2.1. Vulkanausbrüche - ein externer Klimafaktor

In diesem Abschnitt werden die klimatologisch interessanten Eigenschaften des Vulkanismus erörtert. Unter diesem Gesichtspunkt wird zuerst der direkte Eintrag der vulkanischen Exhalationen abgeschätzt. Die unterschiedliche Wertung des troposphärischen und stratosphärischen Aerosolanteils in der hier untersuchten räumlichen und zeitlichen Größenordnung wird herausgearbeitet. Anschließend werden die Eigenschaften des stratosphärischen Aerosols und seine Auswirkungen auf den Strahlungstransport diskutiert, da die Änderung der Energieflüsse den Klimaeffekt entscheidend bestimmen. Um die Klimawirksamkeit von Vulkanen abzuschätzen, werden Möglichkeiten und Grenzen zur Quantifizierung des vulkanischen Eintrages dargestellt. Verschiedene Parameter, die den Einfluß des Klimafaktors Vulkanismus beschreiben, werden bzgl. ihres Informationsgehaltes bewertet.

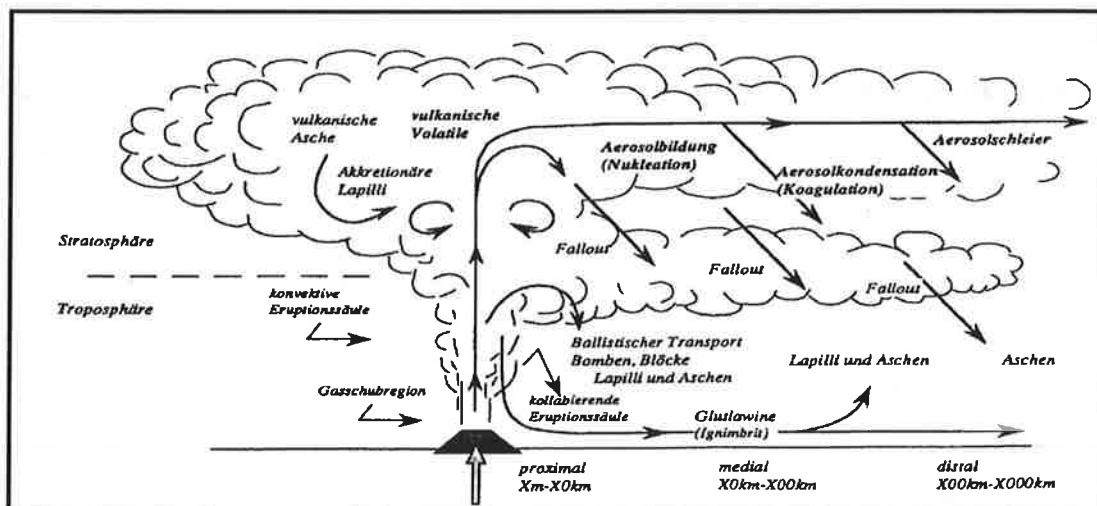
2.1.1. Der vulkanische Schwefeleintrag

Der von Vulkanen verursachte Eintrag von festen, flüssigen und gasförmigen Bestandteilen in die Atmosphäre umfaßt ein großes Spektrum (siehe Abb. 1), das nicht in vollem Umfang Auswirkungen auf das Klima hat. Deshalb ist es erforderlich, die klimawirksamen Bestandteile der vulkanischen Exhalationen, das sind in erster Linie die ausgestoßenen Gase, auszuwählen und deren Eigenschaften sowie die dazu verfügbaren Messungen zu diskutieren. Die Zusammensetzung der vulkanischen Gase wird sehr stark durch den Typ einer Eruption bestimmt. Der Eruptionstyp erlaubt Rückschluß auf die Herkunft des Materials. Die Entstehungsbedingungen des Magmas und die Temperatur beim Aufschmelzen bestimmen die chemische Zusammensetzung der austretenden Gase (SCHMINCKE, 1986).

Genauere Analysen der Fraktionierung vulkanischer Gase sind für einzelne Vulkane in der Literatur zu finden (TARAN u. a., 1991; SIGURDSON u.a., 1985; SCHMINCKE, 1986; ALLARD u. a., 1991; MARTINI, 1991; TEDESCO u.a., 1991; SHERIDAN u.a., 1992). Da die Bestimmung der chemischen

Zusammensetzung der Eruptionswolken vergangener Ausbrüche nur mit hohem meßtechnischen Aufwand möglich ist, liegen nur für einen Bruchteil der klimarelevanten Vulkanausbrüche Analysen vor. Davon ausgehend, kann die Gesamtheit der emittierten Gase (a) in Aerosolbildner, dazu zählen neben dem Wasserdampf die Schwefelverbindungen, die Chloride sowie die Fluorverbindungen, (b) in infra-rot-aktive Gase, (c) in Ozon-reaktive Gase, die Halogenwasserstoffe und Halogenide, und (d) in einen Anteil an Schwermetallen und potentiellen Aerosolbildnern unterteilt werden (SCHMINCKE & BOGARD, 1990). Klimarelevante Bedeutung erlangen davon die Schwefelverbindungen (nach Messungen von SHERDIAN u.a. [1992] besteht vulkanisches Aerosol zu 95-98 % aus 75%iger Schwefelsäure) und die Ozon-abbauenden Bestandteile.

Abb. 1. Die schematische Darstellung des Eintrages von vulkanischen Partikeln und Gasen in die Atmosphäre (nach SCHMINCKE 1993)



Nach der qualitativen Einteilung der vulkanischen Gase werden die absoluten Anteile miteinander verglichen, um daraus eine Rangfolge abzuleiten. Wasser nimmt in der Reihe der Hauptbestandteile vulkanischer Gase den wesentlichen Teil ein. Dieser Anteil liegt in der Größenordnung von 45 bis 90 Gew.-% der ausgestoßenen Gase. An zweiter Stelle stehen Schwefeldioxid und Kohlendioxid mit 2 bis 50 Gew.-%. Der Klimaeinfluß von CO₂ kann im Verhältnis zu den Schwefelanteilen vernachlässigt werden. Die Anteile anderer Bestandteile liegen nur vereinzelt über 5 Gew.-%.

Neben der Bildung des vulkanischen Aerosols, die unmittelbar von den Anteilen an Schwefeldioxid und Wasserdampf in der Vulkanwolke abhängt, tragen die Halogene (Bromide, Chloride) zur Verschiebung des Gleichgewichtszustandes vieler chemischer Reaktionen der Ozonchemie in der Stratosphäre bei (CRUTZEN u. a., 1992; GRANT u.a., 1992). Die Verstärkung des Ozonabbaues durch vulkanisches

Aerosol wird durch verschiedene Prozesse getragen. Die chlorhaltigen Bestandteile der Vulkanwolke erhöhen direkt die Konzentration von Ozon-abbauenden Verbindungen. Der dadurch ausgelöste Ozonabbau ist nach Untersuchungen von TABAZADEH & TURCO (1993) geringer als der Abbau durch industrielle Quellen, da ein Großteil des vulkanischen HCl bereits während des vertikalen Transports ausgewaschen wird. Weiterhin begünstigt die Anwesenheit von Sulfataerosolen den Ablauf von heterogenen Reaktionen, die zum Abbau des stratosphärischen Ozon führen. Daneben liefern die Aerosolteilchen ein zusätzliches Reservoir von Kondensationskeimen, die in den Wintermonaten zur Bildung von polaren stratosphärischen Wolken (PSC) beitragen (PITARI u.a., 1991). Die PSCs verändern erstens durch die Sedimentation von $(\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O})$ -Kristallen (NAT) das chemische Gleichgewicht zugunsten des sehr Ozon-reaktiven Gases ClO und zweitens wird in den PSCs HCl angereichert (HAMILL & TOON, 1991). Beide Möglichkeiten der Ozonreduktion durch PSCs werden erst in der Phase des anbrechenden Polartages wirksam. Durch Vulkanausbrüche können kurzzeitig in der Stratosphäre Bedingungen eintreten, die zu einer Beschleunigung des Ozonabbaues beitragen können. Der Anteil von Treibhausgasen (CO_2 und CH_4) in Eruptionssäulen von Vulkanen liegt etwa vier Größenordnungen unter dem anthropogen verursachten Eintrag (SCHMINKE & BOGARD, 1990) und hat im Vergleich zur Aerosolbildung keine hohe Bedeutung.

Nach der Diskussion der Hauptbestandteile des vulkanischen Eintrages in die Atmosphäre, muß der Schwefelanteil als der wichtigste Anteil ausführlicher behandelt werden. Die Bedeutung des vulkanischen Schwefeleintrages auf das Klima wird nicht klar, wenn der vulkanische Anteil relativ zum atmosphärischen Schwefelgesamteintrag (ca. 110 Tg [Teragramm]) betrachtet wird. Nach Untersuchungen der global bedeutsamen Schwefelquellen beträgt der vulkanische Anteil nur etwa drei Prozent des Gesamteintrages (RADKE, 1982; STOIBER u.a., 1986; JAENICKE 1988 bei SCHÜTZ u.a., 1989). Diese Menge wird in einen kleineren Anteil, resultierend aus kurzzeitigen Ausbrüchen (ca. 1/3), und den Teil, der durch die ständigen Exhalationen in vulkanisch aktiven Gebieten (ca. 2/3) bedingt wird, aufgespalten. Von den vulkanischen Emissionen ausgehend, erreicht im Durchschnitt weniger als ein Zehntel die Stratosphäre und regeneriert im Mittel die Hintergrundaerosolschicht. Zum Vergleich entspricht die Menge der anthropogenen Emissionen ungefähr dem Achtfachen der vulkanischen. Diese Schwefelanteile verbleiben jedoch überwiegend in der Troposphäre.

Die Angaben aus unterschiedlichen Quellen vermitteln einen Eindruck von der Genauigkeit der Emissionsabschätzungen. STOIBER u.a. (1986) schätzen den vulkanischen Schwefeleintrag in die Atmosphäre auf ca. 9-10 Tg/Jahr und geben damit 20 % höhere Werte als BERRENSHEIM & JAE-

SCHKE (1983) an. Im Vergleich dazu schwanken die Angaben zu den anthropogen bedingten Beiträgen zwischen 70 und 90 Tg/Jahr (RADKE, 1982; STOIBER u.a., 1986; LANGNER & RODHE, 1991).

Tabelle 1: Gegenüberstellung des Eintrages verschiedener Schwefelquellen in die Atmosphäre (RADKE, 1982; STOIBER u.a., 1986; LANGNER/ROHDE, 1991; SPIRO u.a., 1992; BATES u.a., 1992)

Schwefelquelle	Eintrag (Tg)
<i>mittlere Jahreswerte</i>	
globale Emission	100-110
anthropogener Anteil	70-90
vulkanischer Anteil	8-9
Vulkaneruptionen (Durchschnitt nach TOMS für die Jahre 1979-1991)	3-4
Vulkaneintrag in die Stratosphäre	0,65
<i>bedeutende Einzelereignisse</i>	
Tambora (1815)	15
Krakatau (1883)	7
Agung (1963)	6
El Chichón (1982)	3,5
Pinatubo (1991)	9

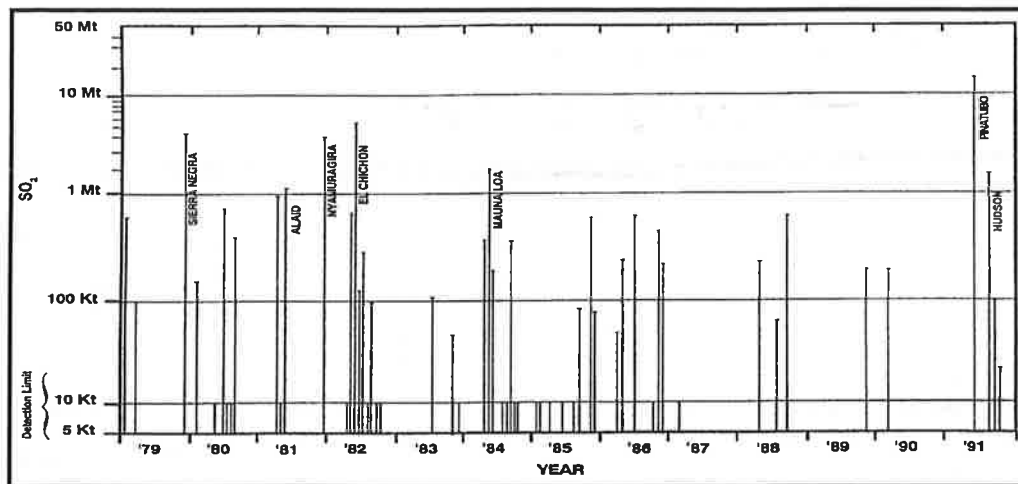
Erst die Analyse von Einzelausbrüchen erlaubt die Einordnung des Vulkanismus bei der Abschätzung der Klimawirksamkeit (siehe Tab. 1). Extreme Vulkanereignisse können durchaus 10-15 Tg Schwefel in die Stratosphäre transportieren (SCHMINCKE, 1986; STOIBER u.a., 1986; SCHMINCKE & BOGARD, 1990; BATES u.a., 1992). Das entspricht mehr als 10 % des Gesamtjahreseintrages von Schwefel in die Atmosphäre und der 30- bis 40fachen Menge relativ zum mittleren Eintrag in die Stratosphäre.

Beim Ausbruch des Krakatau (1883) wurden beispielsweise ca. 7 Tg und bei der Eruption des Tambora (1815) ungefähr 15 Tg Schwefel in die Atmosphäre geschleudert. Eine ausführliche Liste bedeutender Schwefelemissionen durch Vulkanausbrüche findet man bei STOIBER u.a. (1986).

Obwohl die Relation zwischen den mittleren vulkanischen Emissionen und dem Eintrag durch extreme Einzelereignisse eine qualitative Beurteilung von Vulkanausbrüchen zuläßt, bereitet die quantitative Bestimmung des SO₂-Eintrages Schwierigkeiten. Deshalb ist ein Vergleich der verschiedenen Meßmethoden erforderlich. Die Abschätzungen für länger zurückliegende Einzelereignisse beruhen auf Säurekonzentrationsmessungen an Eisbohrkernen (HAMMER, 1977, u.a. 1980; LYONS u.a., 1990). Andere Bestimmungen stützen sich auf historisches Material zum Hergang des Ausbruches (SIMKIN u.a., 1981). Seit 1978 stehen für die Abschätzung globale Satellitenmessungen zur Verfügung. Der mit TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) Messungen (KRÜGER, 1983; KRÜGER u.a., 1992) ermittelte Durchschnittswert des eruptiven Eintrages, bestimmt aus den Messungen der letzten 13 Jahre (siehe Abb. 2), ergibt 3-4 Tg/Jahr (BLUTH u.a., 1992). Diese Analyse stützt sich auf das Studium von

350 verschiedenen Vulkanausbrüchen, von denen bei 57 ein mit dieser Methode messbarer Schwefeldioxydeintrag nachweisbar war (KRÜGER, 1991 in SCHMINCKE, 1993).

Abb. 2. Abschätzung der SO_2 -Menge für die eruptiven vulkanischen Emissionen seit 1979 nach den TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) Messungen (aus AGU Report [1992] nach KRUEGER)



Die Ableitung des Schwefeleintrages aus Lidarmessungen wurde ebenfalls erst in den letzten Jahrzehnten mit der Entwicklung dieser Technik möglich (SWISSLER u.a., 1983; REITER u.a., 1983; McCORMICK u.a., 1984; HOFMANN & ROSEN, 1987; DeFOOR u.a., 1992; GOBBI u.a., 1992). So begann man mit Lidarmessungen an der Station Mauna Loa im Jahr 1975. Messungen aus Garmisch-Partenkirchen existieren beispielsweise schon seit 1977. Die Bestimmung des Schwefeleintrages bereitet jedoch Schwierigkeiten wegen der notwendigen Lösung des Inversionsproblem. Das erfordert Kenntnisse über Eigenschaften des Aerosols, die nur aus direkten Probeentnahmen (HOFMANN u.a., 1975; STITH u.a., 1978; HOBBS u.a., 1982; VALERO & PILEWSKIE, 1992) ermittelt werden können oder als Annahmen in die Rechnungen eingehen. Die Abschätzung des, auf Lidarmessungen beruhenden, vulkanischen Aerosoleintrages (GOBBI u.a., 1989; MICHALSKY u.a., 1990; DeFOOR u.a., 1992) ist wegen dieser indirekten Ableitung mit einer hohen Unsicherheit behaftet.

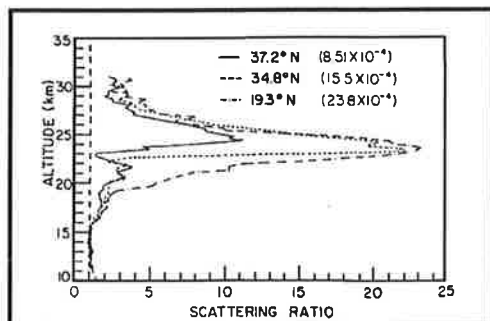
Im Vergleich mit den Eisbohrkernanalysen und den bodengebundenen Lidarmessungen liefern Satellitenmessungen flächendeckende und homogene Werte. Da diese Methode den vertikal integrierten Schwefeleintrag liefert, muß die Eintragshöhe des Schwefels während der Eruption zusätzlich bekannt sein, um die Klimawirksamkeit eines Ausbruches abzuschätzen. Die Satellitenmessungen sind jedoch nur über einen sehr kurzen Zeitraum verfügbar und nur sehr wenige extreme Ereignisse können für eine Untersuchung ihrer Klimawirksamkeit ausgewählt werden. Der absolute Schwefeleintrag von Vulkanen

in die Stratosphäre kann somit nur für die Vulkane der letzten Jahre mit hoher Sicherheit angegeben werden. Daraus resultiert ein Fehler in einer Größenordnung von 10 bis 50 % für die quantitative Abschätzung einer wichtigen Ausgangsgröße, die bei der Untersuchung des Klimafaktors Vulkanismus den ersten Platz einnimmt. Im nächsten Abschnitt werden weitere Größen, die die Eigenschaften des Klimafaktors Vulkanismus beschreiben, erläutert.

2.1.2. Die raum-zeitliche Variabilität der vulkanischen Aerosolschicht

Die Klimawirksamkeit vulkanischen Aerosols wird nicht allein von der eingebrachten Schwefelmenge während starker Eruptionen bestimmt. Die Prozesse bei der Bildung der Aerosolschicht und die Ausbreitung des Aerosols in der Stratosphäre beeinflussen den vulkanischen Klimateffekt. Für die Verweildauer der Aerosolteilchen ist es wichtig, in welcher Höhe das Aerosol gebildet wird. Wenn die eruptive Säule die Tropopause durchstößt, kann mit einer über mehrere Jahreszeiten anhaltenden Wirkung auf das Klima gerechnet werden.

Abb. 3. Vertikalprofil des Rückstreuungskoeffizienten nach Lidarmessungen bei 694,3 nm vom Oktober 1982, sechs Monate nach dem Ausbruch des El Chichón (McCORMICK & SWISSLER, 1983)



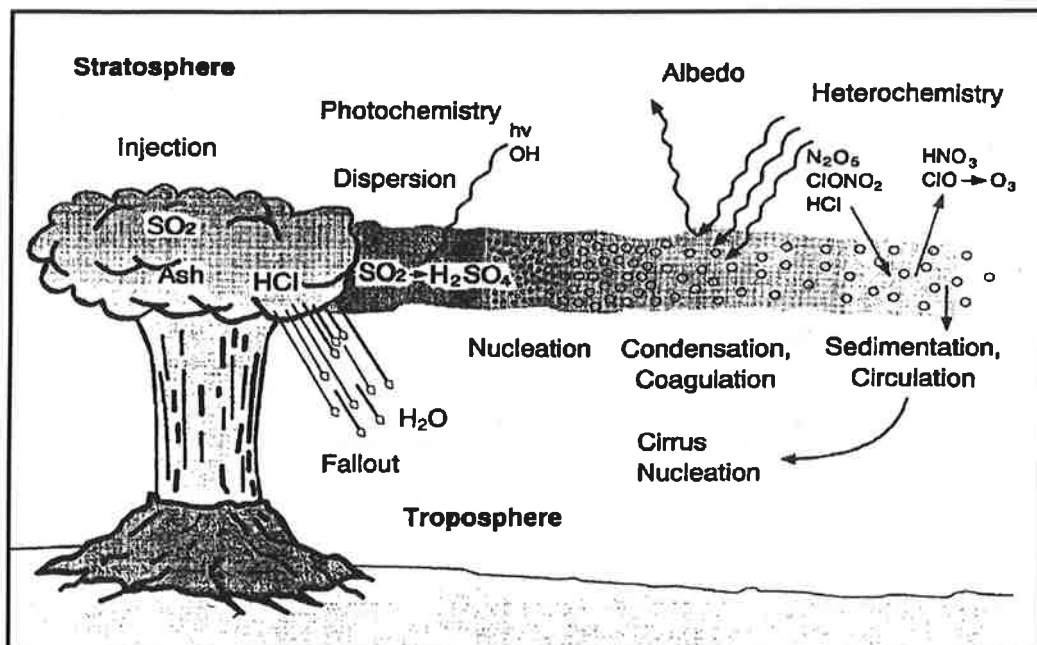
In der Troposphäre beschleunigen die turbulenten vertikalen Umlagerungen die Sedimentation der Aerosolteilchen. Das troposphärische Aerosol kann sich während seiner Lebenszeit nur regional ausbreiten und verliert für eine Störung des Klimas kurze Zeit nach dem Ausbruch an Bedeutung. Nach verschiedenen Abschätzungen, eine Zusammenstellung ist bei GIORGIO & CHAIMEIDES (1986) zu finden, beträgt die Verweilzeit troposphärischen Aerosols etwa 20-50 Tage. In Ausnahmefällen jedoch kann die Quelle bei beständiger Aktivität klimawirksam werden.

Beispielsweise wurden durch mehrere wenig explosive Eruptionen zwischen dem Juni 1783 und dem Februar 1784 beim Ausbruch des Laki auf Island insgesamt ca. 50 Tg Schwefeldioxid in die Nähe der Tropopause geschleudert (THORDARSON & SELF, 1993; SIGURDSON u.a., 1985; STOIBER u.a., 1986). Diese wiederholten Eruptionen mit Säulenhöhen zwischen 5 und 17 km führten zu einer kontinuierlichen Neubildung von Aerosol in Tropopausennähe und kompensierten damit die Sedimentation des troposphärischen Aerosols, so daß eine überdurchschnittlich hohe Aerosolladung über mehrere Jahreszeiten wirksam war.

Da Teilchen mit einer Größe von 1 µm, diese Größenordnung entspricht einer Fraktion der Aerosol-

tröpfchen vulkanischen Ursprunges, etwa ein Jahr benötigen, um aus einer Höhe von 20 km auf etwa 10 km abzusinken, wirkt der Schwefeleintrag, der die untere Stratosphäre bei stark explosiven Ausbrüchen erreicht, um ein Vielfaches effektiver als ein troposphärischer Eintrag (HAMILL & TOON, 1991). Vulkanisches Aerosol verweilt im Gegensatz zum troposphärischen Anteil zwischen 3 und 5 Jahren in der Stratosphäre (HOFMANN & ROSEN, 1987) und verstärkt die Hintergrundaerosolschicht (JUNGE u.a., 1961). Eine Beschreibung der ungestörten Aerosolverteilung und der wesentlichen Bestandteile der ungestörten Aerosolschicht findet man beispielsweise bei OCKELMANN (1988). Die größte anhaltende Amplitude der Störung durch vulkanisches Aerosol bildet sich oberhalb der Tropopause (McCORMICK u.a., 1984; BARTH u.a., 1983). Die Abb. 3 verdeutlicht die Lage des Maximums des Aerosoleffektes nach dem Ausbruch des El Chichón in einer Höhe von 15-25 km. GOBBI u.a. (1989) beobachteten nach dem El Chichón Ausbruch die stärkste Zunahme der Teilchenkonzentration (von 0.0003 auf 0.1 g/m^3) in einer Höhe von 20 km. Im klimatologischen Mittel enthält die Hintergrund-aerosolschicht der Stratosphäre etwa 3 % des gesamten atmosphärischen Aerosols. Ein zusätzlicher vulkanischer Eintrag erhöht diesen Anteil auf 5 % (HELMES, 1987) und kann dadurch das Klima in den folgenden Jahreszeiten spürbar beeinflussen.

Abb. 4. Die physikalischen und chemischen Prozesse der vulkanischen Wechselwirkung mit der Atmosphäre (aus AGU Report 1992, nach TURCO)



Da die Veränderungen der Aerosoleigenschaften Einfluß auf die Klimawirksamkeit von Vulkanen ausüben, sollen im Folgenden dafür wichtige Zusammenhänge diskutiert werden. Die Dynamik der

Aerosolschicht wird durch die Wechselwirkung von Bildung und Sedimentation bestimmt (siehe Abb. 4). In der Lebensgeschichte der vulkanischen Aerosolstörung wird in eine Aerosolbildungsphase und in eine Periode des Abfalles der Aerosolkonzentration unterteilt (HOFMANN & ROSEN, 1987; OBERBECK u.a., 1983).

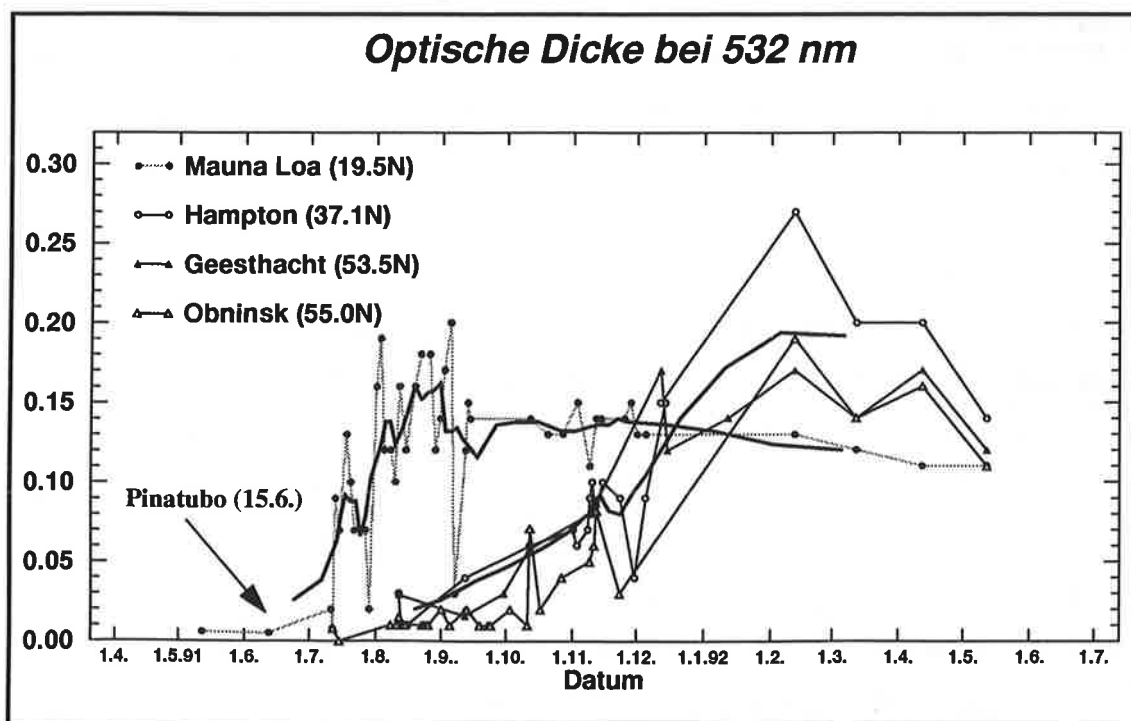
In der Bildungsphase der Aerosolschicht werden die Schwefelgase in Aerosoltropfen umgewandelt (vgl. Abb. 4). Die homogene und heterogene Teilchenbildung sowie Koagulation und Kondensation führen zur Bildung und zu einem Größenwachstum der Tröpfchen (HAMILL u.a., 1982; PINTO u.a., 1989). 30 bis 60 Tage nach der Erzeugung der Primärwolke, damit ist der explosive Ausbruch des Vulkans gemeint, ist der Prozeß der Aerosolbildung im wesentlichen abgeschlossen. Die dann vorliegende Aerosolkonzentration verringert sich in den folgenden 2 bis 3 Jahren nahezu bis zum Hintergrundzustand (Junge-Schicht).

In der Periode des Rückgangs der Aerosolkonzentration dominiert die Sedimentation. Obwohl größere Teilchen zuerst zu Boden sinken, vergrößert sich der mittlere Radius der Tropfenverteilung, wie Messungen nach dem Ausbruch des Pinatubo zeigen (RUSSELL u.a., 1993a), noch im ersten Jahr nach dem Ausbruch langsam. Das Reservoir der kleinen Tropfen wird rasch durch das Verschmelzen mit größeren Teilchen dezimiert. Bei in-situ Messungen nach den Großeruptionen des El Chichón (1982) und des Pinatubo (1991) wurden während der Bildungsphase Teilchengrößen von 0,3-0,4 μm und ca. 1 μm am häufigsten gemessen (VALERO & PILEWSKIE, 1992; DESHLER u.a., 1992 und 1993). Andere Autoren (SHERIDAN u.a., 1992) beobachteten eine trimodale Verteilung mit Maxima bei 0,25, 0,4 und 1 μm . Im Pinatubo-Fall entwickelte sich anfangs eine bimodale Verteilung mit den modalen Radien bei 0,25 μm und 1 μm , die sich innerhalb des ersten Jahres nach dem Ausbruch bei einer modalen Teilchengröße von 0,86 μm stabilisierte (RUSSELL u.a., 1993a). Drei Monate nach dem Ausbruch des El Chichón beobachteten HOFMANN & ROSEN (1987) ebenfalls eine bimodale Verteilung mit Radien bei 0,27 μm und 1 μm . Im Gegensatz dazu liegt der modale Radius der Junge-Schicht zwischen 0,08 μm und 0,15 μm . Durch die Verschiebung des Teilchenspektrums der Aerosolschicht verändern sich die Strahlungseigenschaften des Aerosols um mehrere Größenordnungen innerhalb von Monaten. Die Konsequenzen in der Energiebilanz werden im Abschnitt 2.1.3 dargelegt. Davor muß aber noch der Einfluß der großräumigen Zirkulation auf die raum-zeitliche Variabilität der vulkanischen Aerosolschicht diskutiert werden.

Neben den vertikalen Austauschprozessen und den chemischen und physikalischen Aerosolbil-

dungsprozessen bestimmt die planetare Zirkulation die horizontale Verteilung des vulkanischen Aerosols und damit die regional differenzierte Klimawirkung. Die Veränderung der optischen Dicke durch das Pinatubo-Aerosol, gemessen an Stationen in verschiedenen Breitenlagen (Abb. 5), illustriert die von der Jahreszeit abhängige horizontale Ausbreitung des stratosphärischen Aerosols. Die Aerosolkonzentration, gemessen an der optischen Dicke, steigt in den Außertropen erst im Spätherbst und Winter nach dem Ausbruchstermin rasch an. In den Tropen (Station Mauna Loa in Abb. 5) hat sich bereits kurze Zeit nach dem Ausbruch (ein bis zwei Monate) eine dicke stratosphärische Aerosolschicht gebildet. Diese Beobachtungen können mit dem Jahresgang der stratosphärischen Zirkulation erklärt werden.

Abb. 5. Die Änderung der optischen Dicke in verschiedenen Breiten nach dem Ausbruch des Pinatubo (Juni 1991) (nach Lidarmessungen, die starken Linien entsprechen geglätteten Kurven für die Stationen Mauna Loa und Hampton)



Der kräftige polare stratosphärische Wirbel der Winterhemisphäre blockiert den ungehinderten Austausch von Teilchen zwischen tropischen und höheren Breiten. Stratosphärisches Aerosol kann nur in Verbindung mit der zweimal im Jahr beobachteten Zirkulationsumstellung in den Übergangsjahreszeiten die Barriere zwischen den Tropen und den hohen Breiten überwinden, da sowohl im Frühjahr der polare zyklonale Wirbel zusammenbricht und sich eine antizyklonale Strömung einstellt als auch im Herbst mit der Neuformierung des polaren zyklonalen Wirbels eine Umkehr der Strömungsrichtung

beobachtet wird. Unabhängig von der Jahreszeit erfolgt durch die zonal ausgerichtete Grundströmung innerhalb kurzer Zeit eine Homogenisierung der Aerosolschicht (2-4 Wochen) in den Tropen. Dieser Effekt kann mit Satellitenmessungen für Ausbrüche von tropischen Vulkanen gut dokumentiert werden (ROBOCK, 1983; BARTH u.a., 1983). Die mittlere Umlaufgeschwindigkeit der Pinatubo Wolke betrug nach Messungen von BLUTH u.a. (1992) etwa 20 m/s. Die geringe Umlaufzeit von 15-20 Tagen begünstigt im Vergleich zu den breiten- und höhenabhängigen Unterschieden die Ausbildung einer zonalsymmetrischen Verteilung in niederen Breiten, so daß in erster Näherung der wirksame Effekt durch vulkanisches Aerosol durch die Vernachlässigung der zonalen Unterschiede mit einer höhen- und meridional abhängigen Verteilung ausreichend beschrieben werden kann.

2.1.3. Auswirkungen des stratosphärischen Aerosols auf die Strahlungsbilanz

Nachdem die vulkanischen Schwefelmengen sowie die Bildung und Ausbreitung des vulkanischen Aerosols erörtert wurden, müssen die Strahlungseigenschaften des vulkanischen Aerosols und die Auswirkungen auf die Energieströme untersucht werden, um die Auswirkungen des Klimafaktors Vulkanismus besser zu verstehen. Das vulkanische Aerosol streut sehr effektiv die Solarstrahlung und ist neben dem Ozon ein weiterer Absorber im kurzwelligen Bereich. Im Vergleich zur Streuung überwiegt jedoch die Absorption erst ab Wellenlängen über 2 μm und bestimmt im langwelligen Bereich den Strahlungstransport an Aerosolteilchen (SCHULT & GRAF, 1992). Um diese Prozesse quantitativ zu erfassen, werden verschiedene optische Größen benutzt, die nachfolgend erklärt werden.

Zur Beschreibung der optischen Eigenschaften von Aerosolteilchen genügt einerseits die Kenntnis der optischen Dicke, des Quotienten aus dem Streu- und Extinktionskoeffizienten (single-scattering-albedo) und des Asymmetriefaktors (GRASSL, 1986). Andererseits wird ein ausreichender Parametersatz durch den Streukoeffizienten, den Absorptionskoeffizienten und die Streufunktion definiert. Alle diese Größen sind wegen der Abhängigkeit von der Wellenlänge auch eine Funktion der Größenverteilung der Teilchen. Besonders im solaren Spektralbereich ist die Abhängigkeit der Strahlungseigenschaften der Aerosolteilchen von der Wellenlänge sehr stark ausgeprägt. In ihrer integralen Aussage sind beide Darstellungsmöglichkeiten der Strahlungseigenschaften adäquat. Die Darstellung eines globalen Bildes über die Auswirkungen vulkanischen Aerosols nach Extremereignissen erfordert aber die Nutzung und Zusammenfassung von Einzelmessungen aller Parameter. Im häufigsten Fall ist die integrale Wirkung des Aerosols im Strahlungshaushalt nur indirekt zugänglich. Die Möglichkeiten ihrer Abschätzung werden deshalb erläutert.

Die Aerosol-bedingte Verringerung der atmosphärischen Durchlässigkeit entspricht einer Erhöhung der optischen Dicke. Besonders effektiv erfolgt diese Zunahme im kurzwelligen Bereich. Die spektralen Unterschiede der optischen Dicke von Aerosol lassen sich gut mit Transmissionsmessungen von PÜSCHEL u.a. (1992) und DUTTON (1983) verdeutlichen. PÜSCHEL u.a. (1992) konnten für das Pinatubo Aerosol im sichtbaren Bereich (0,38 - 0,52 μm) Transmissionswerte von 77 % bis 84 % messen. Ab einer Wellenlänge von 0,86 μm geht der Aerosoleffekt zurück. Die Transmission liegt ab diesem Bereich zwischen 92 und 95 % (PÜSCHEL u.a., 1993). DUTTON (1983) gibt für das El Chichón Aerosol im Wellenlängenbereich von 0,3 - 2,8 μm spektrale Transmissionswerte von 76 % im kurzwelligen und 95 % im langwelligen Bereich an.

Lidarmessungen, die bei einer festen Wellenlänge durchgeführt werden, können ebenfalls zur Abschätzung der optischen Dicke von Aerosolteilchen herangezogen werden (ADRIA u.a., 1983; REITER u.a., 1983; SWISSLER u.a., 1983; McCORMICK & SWISSLER, 1983; McCORMICK u.a., 1984; REITER & JÄGER, 1986; HOFMANN & ROSEN, 1987; GOBBI u.a., 1989; MICHALSKY u.a., 1990; DeFOOR u.a., 1992; FERRARE u.a., 1992). Das gemessene Rückstreuverhältnis bei der Lidarwellenlänge wird in eine optische Dicke umgerechnet. Der Zusammenhang zwischen der Wellenlänge, der optischen Dicke des Aerosols und einer Verteilung der Teilchengrößen erlaubt auf der Grundlage der Mie-Theorie eine Berechnung der optischen Dicke. Die Notwendigkeit, die Teilchengrößen des vulkanischen Aerosols bei den Rechnungen als Eingangsgröße vorzugeben, erhöht jedoch die Unsicherheit bei der Abschätzung der Strahlungsströme (BERGTSON, 1973). Der Fehler bei der Bestimmung der optischen Dicke liegt in der Ordnung von 20 % (GOBBI u.a., 1989).

Da für die dynamischen Prozesse in der Atmosphäre die über alle Wellenlängen integrierte Strahlungsenergiebilanz als Antriebsterm in die Bewegungsgleichungen eingeht, sollen an dieser Stelle die integralen Wirkungen vulkanischen Aerosols beschrieben werden. Die integrale Wirkung des Aerosols äußert sich in einer Zunahme der planetaren Albedo. Nach Satellitenmessungen (ARDANUY & KYLE, 1986) kann diese Zunahme bis 20 % betragen. Die Extinktion beschreibt ebenso die integrale Änderung der direkten Sonnenstrahlung und kann nach Vulkanausbrüchen um zwei Größenordnungen zunehmen. McCORMICK & VERGA (1992) konnten nach dem Ausbruch des Nevado del Ruiz (November 1985) eine Zunahme der Extinktion durch vulkanisches Aerosol von 0,001 auf 0.1 km^{-1} messen. Das Strahlungsdefizit am Boden ist eine Funktion der wirksamen optischen Masse. Die optische Masse wird von der Weglänge, die von der Solarstrahlung in der Aerosolschicht zurückgelegt werden muß, bestimmt. Diese Weglänge ist bei geringem Sonnenstand sehr hoch. Das führt bei einer

homogenen Aerosolschicht in hohen Breiten zu höherem Strahlungsverlust als in den Tropen. TRAUTMANN u.a. (1992) modellierten eine durch vulkanisches Aerosol bedingte lokale Reduktion der direkten Strahlung unterhalb einer stratosphärischen Aerosolschicht in der Größenordnung von 10 bis 70 W/m^2 . Da die direkte Strahlung hauptsächlich durch die Streuung verringert wird, führt die Verminderung der direkten Strahlung zu einer proportionalen Erhöhung der Globalstrahlung. Der resultierende Nettoeffekt bewirkt einen Energieverlust in Bodennähe. Nach Messungen von WENDLER (1984) wurde im Herbst nach dem El Chichón Ausbruch bei 64°N ein Nettoenergieverlust am Boden von etwa 3 bis 6 % (ca. 5 bis 10 W/m^2) bei wolkenfreiem Himmel gemessen. Nach BAKER u.a. (1984) kann der Strahlungsverlust durch vulkanisches Aerosol durchaus 25 % der einfallenden Strahlung betragen (siehe auch POLLACK u.a., 1983 und 1991). In niederen Breiten (entsprechend den Messungen am Mauna Loa Observatorium) wurde im September nach dem Ausbruch des Pinatubo (1991) ein Defizit von über 5 W/m^2 gemessen (RUSSELL u.a., 1993a und 1993b). Dieser Wert ist im Betrag doppelt so groß wie der Treibhauseffekt durch den CO_2 -Anstieg aber mit einem anderem Vorzeichen versehen (RUSSELL u.a., 1993a und 1993b). Im Mittel kann von einer Reduzierung um 1 bis 10 % der verfügbaren Solarstrahlung ausgegangen werden (SCHULT, 1990).

Durch die beobachtete Verschiebung des Teilchenspektrums in der Aerosolschicht wird während des Lebenszyklus der Aerosolschicht die Strahlungsänderung sehr stark modifiziert. Bei größeren Aerosolteilchen (ca. $1 \mu\text{m}$) nimmt entsprechend der Mie-Theorie die Vorwärtsstreuung und damit der Asymmetriefaktor zu. Bei einer Änderung des modalen Radius von $0.02 \mu\text{m}$ auf $0.2 \mu\text{m}$ nimmt das Verhältnis zwischen dem Streu- und dem Extinktionskoeffizienten um zwei Größenordnungen ab. Das lineare Größenwachstum der Teilchen in der Aerosolbildungsphase wird von einer exponentiellen Abnahme der Streuung bei gleichzeitiger Zunahme der Absorption begleitet (SCHULT & GRAF, 1992).

Neben den Auswirkungen, die direkt auf die kräftige Streuung am Aerosol zurückzuführen sind, bewirkt die Absorption an den Aerosoltropfen eine Aufheizung der Atmosphäre im Höhenbereich der maximalen Aerosolkonzentration (LABITZKE & NAUJOKAT, 1983). Diese Aufheizung erreichte in der unteren Stratosphäre nach dem Ausbruch des Pinatubo annähernd 2,5 Kelvin pro Monat (GOBBI u.a., 1992). Bei RUSSELL u.a., (1993a) werden die durch das Aerosol des Pinatubo bedingten Heizraten in einer Größenordnung von 0,5 Kelvin pro Tag abgeschätzt. Wie die Bilanzierung der vertikal gestörten Strahlungsdivergenzen zeigt (SCHULT, 1990), dominiert im unteren Teil der Aerosolschicht die Erwärmung, die durch den langwelligen Strahlungsaustausch mit der Troposphäre bedingt wird, und in Bodennähe sowie im oberen Teil der Schicht die Abkühlung. In Bodennähe wird

diese Abkühlung durch das verringerte Strahlungsangebot im kurzwelligen Bereich verursacht. Oberhalb der maximalen Aerosolkonzentration überwiegt die Emission von langwelliger Strahlung in den Weltraum und bewirkt ebenfalls in der Bilanz eine Abkühlung. Im unteren Teil der Aerosolschicht wird dagegen mehr Strahlung absorbiert als emittiert und der Nettoeffekt ist positiv.

Leider liegen Messungen des integralen Strahlungseffektes von vulkanischem Aerosol nur sehr sporadisch vor. Der Vergleich der Angaben aus verschiedenen Meßverfahren ist deshalb sinnvoll und erlaubt eine bessere Dokumentation der räumlichen und zeitlichen Variation des Strahlungseffektes. Trotzdem ist die Abschätzung der Strahlungseffekte von Aerosol zu komplex, um eine für alle stark eruptiven Vulkanausbrüche gültige Parameterisierung anzugeben. Für individuelle Abschätzungen müssen Änderungen der räumlichen Verteilung und des Teilchengrößenspektrums des Aerosols in das Strahlungsschema von Zirkulationsmodellen einbezogen werden. Die enge Wechselwirkung zwischen dem durch stratosphärisches Aerosol veränderten vertikalen Energieaustausch und der atmosphärischen Dynamik erfordern die gleichwertige Einbeziehung der Stratosphäre in globale 3-dimensionale Modellierungen des Klimafaktors Vulkanismus mit atmosphärischen Zirkulationsmodellen. Zum Zeitpunkt der Arbeit stand ein derartiges Modell noch nicht zur Verfügung, so daß bei der Simulation der klimatischen Auswirkungen vulkanischen Aerosols die Änderungen des Energietransportes in Anlehnung an externe Strahlungstransportrechnungen und Beobachtungen parameterisiert wurden.

2.1.4. Die Abschätzung des vulkanischen Klimaantriebspotentials

Die komplexe Wirkung des Aerosols, die wenigen Messungen und die großen Unterschiede der individuellen Vulkaneruptionen erschweren die Auswahl klimarelevanter Ausbrüche. Deshalb werden an dieser Stelle die Möglichkeiten und Unsicherheiten einer Vulkanchronologie diskutiert und am Ende des Abschnitts eine Liste mit Eruptionen, die möglicherweise klimawirksam waren, zusammengestellt. Dazu wird für jeden Ausbruch ein Klimaantriebspotential definiert.

Bei der Bewertung der Vulkanausbrüche müssen folgende Größen berücksichtigt werden:

(a) makrophysikalische Faktoren

- * *die absolute Menge aerosolbildender Gase* (H_2O , SO_2 , H_2S), die während des Ausbrüches in die Atmosphäre gelangen - da Nichtschwefelbestandteile indirekt und katalytisch wirken, sind diese im Einzelfall nicht zu vernachlässigen,
- * *die erreichte Höhe der Eruptionssäule*, d.h. ob ein Eintrag - in Verbindung mit dem Eruptionsmechanismus - in die Stratosphäre oder Troposphäre erfolgte,
- * *die Jahreszeit zum Zeitpunkt der Eruption* in enger Bindung an *die geographische Lage*

des Ausbruchsortes - dadurch werden die globale Ausbreitung und regionale Unterschiede in den Klimaeffekten beeinflusst,

(b) mikrophysikalische Faktoren

- * *die chemische Zusammensetzung* des Magmas und der Gaswolke - insbesondere der Anteil von Schwefel ist entscheidend für die Bildung von Aerosolteilchen,
- * *die Verschiebung des Teilchenspektrums* - durch die Veränderung der Anteile einzelner Tropfengrößenklassen werden die optischen Parameter über eine große Bandbreite während der Zeitdauer der Aerosolstörung gesteuert,
- * *die Art der Beeinflussung weiterer chemischer Reaktionen* einschließlich der Rückkopplungen auf die Aerosolbildung

Obwohl eine Anzahl von Vulkanismusparametern existiert, gibt es zur Beschreibung der Klimawirksamkeit eines Vulkans kein hinreichend genaues Kriterium, das alle oben aufgeführten Faktoren berücksichtigt. Eine Zusammenstellung und ausführliche Beschreibung von Parametern zur Bestimmung des vulkanischen Klimaeinflusses findet man bei CRESS & SCHÖNWIESE (1990) und ROBOCK (1991). Die bekanntesten Indizes sind der *Dust Veil Index* nach LAMB (1970, 1977, 1983a und 1983b), der *Acidity Index* nach HAMMER (1977, u.a. 1980) und der *Volcanic Explosivity Index* (SIMKIN u.a., 1981; NEWHALL & SELF, 1982). Der Anteil von Schwefel als eine entscheidende Einflußgröße unter den durch die Eruption ausgestoßenen Stoffen bleibt jedoch bei allen Parametern unberücksichtigt.

Mit dem *Dust Veil Index* (DVI) wird hauptsächlich die Intensität der beobachteten Trübung nach Vulkanausbrüchen beschrieben (LAMB, 1977; KELLY & SEAR, 1982). In die Bestimmung dieser Maßzahl für den vulkanischen Klimaeffekt fließt neben der geschätzten Abschwächung der Sonnenstrahlung eine Abschätzung für die Abnahme der hemisphärischen Mitteltemperatur ein, wobei die Herkunft einer derartigen Änderung in Einzelfällen in Zweifel gestellt werden muß. Die Einstufung ist deshalb mit einer großen Unsicherheit behaftet. In Anlehnung an ROBOCK & MAO (1992) ist ein Einfluß von Vulkaneruptionen auf das Klima nur nach Ausbrüchen mit einem $DVI \geq 200$ wahrscheinlich.

Auf der Suche nach Möglichkeiten zur Bestimmung der atmosphärischen Trübung wurde von HELMES (1987) auf Messungen der Sonnenscheindauer an wolkenfreien Tagen zurückgegriffen. Diese Messungen werden mit dem Sonnenscheinautographen routinemäßig an Wetterstationen durchgeführt. Für die Abschätzung der klimatischen Wirksamkeit vulkanischen Aerosols erscheint diese Methode jedoch unzureichend, da zu viele nichtvulkanische Störgrößen den Vertrauensbereich der Sonnenscheinmessungen beeinflussen.

Der Bestimmung des *Acidity Index* (AI) liegen elektrische Leitfähigkeitsmessungen an einem oder wenigen verschiedenen Eisbohrkernen zugrunde (HAMMER, 1977 sowie u.a. 1980; LEGRAND & DELMAS, 1987; LYONS u.a., 1990). Die gemessene Leitfähigkeit ist proportional zum Säuregehalt der Probe und erlaubt Rückschlüsse auf den Aerosolgehalt der Luft zum Zeitpunkt, an dem die Eisablagerung stattgefunden hat. Die dabei zu erwartende Überbetonung von Vulkanen, die geographisch näher liegen, kann nur schwer korrigiert werden (HAMMER, 1977). Außerdem wird die Herkunft der säurebildenden Depositionen in den Bohrkernen nicht zweifelsfrei geklärt und die Datierung der Proben verursacht eine schwer abzuwägende Unsicherheit. Obwohl die Bohrkernuntersuchungen weit in die Vergangenheit zurückreichen, HAMMER (1977 sowie u.a. 1980) gibt den AI ab 552 an, sind die Angaben zu unsicher, um einen zweifelsfreien und vergleichbaren Hinweis auf die Klimawirksamkeit einzelner Ereignisse zu geben.

Die Zuordnung eines *Volcanic Explosivity Index* (VEI) erfolgt nach mehreren Kriterien (SIMKIN u.a., 1981; NEWHALL & SELF, 1982). Die ausschlaggebenden Faktoren für diese Klassifizierung sind dabei die Masse des eruptiv ausgestoßenen Materials (alle Nichtschwefelbestandteile sind mit enthalten) und die Höhe der Eruptionssäule. Weitere Einteilungskriterien sind die Dauer der eruptiven Phase und eine phänomenologische Bestimmung des Vulkantyps. Entsprechend den Einteilungskriterien können Vulkanausbrüche mit einem VEI über drei zu einer klimatisch bedeutsamen Störung der stratosphärischen Aerosolstörung beitragen. Auf der Grundlage des VEI wurde von SIMKIN u.a. (1981) eine sehr umfangreiche Vulkanchronologie zusammengestellt. Die aktualisierten Werte wurden den Veröffentlichungen der *IAVCEI Task Group* (1993) entnommen. Da jedoch die Abschätzung des Schwefeleintrages bei der Zuordnung eines VEI nicht berücksichtigt wird, ist auch dieser Index, für sich allein betrachtet, ungeeignet für eine Abschätzung des Klimastörungspotentials von Vulkanausbrüchen.

Die Möglichkeiten der Geofernerkundung bieten eine weitere und genauere Einschätzung des Klimastörungspotentials von Vulkanausbrüchen an. Seit 1979 wird routinemäßig mit *Total Ozone Mapping Sondes* (TOMS) der Ozongehalt vom Weltraum aus gemessen (siehe auch Abb. 2 auf Seite 10). In Zeiten starker Vulkanausbrüche kann mit diesen Messungen der direkte Eintrag von Schwefel objektiv und mit einer globalen Nachweisgrenze von einem Tg SO₂ bestimmt werden. Die Eintragshöhe und damit die Verweildauer des sich bildenden Aerosols kann jedoch nur in Kombination mit anderen Indizes, beispielsweise mit dem VEI, für Einzelereignisse abgeschätzt werden. Da sich erst einige Wochen nach der Eruption die Aerosolschicht voll ausgebildet hat, kann mit diesen Messungen

im Monat nach dem Ausbruch die globale Ausbreitung gut verfolgt werden. In Kombination mit den Angaben zur Höhe der Eruptionssäule lässt sich so der Eintrag von vulkanischem Schwefel in die Stratosphäre genauer als bisher, jedoch nur für die letzten 13 Jahre, abschätzen.

Tabelle 2: Zusammenstellung der Vulkanausbrüche mit hohem Klimastörungspotential seit 1850 (DVI ≥ 200, VEI > 3, besonders extreme Ereignisse wurden dick hervorgehoben)

Lage	Datum	Vulkan	VEI (DVI)	Lage	Datum	Vulkan	VEI (DVI)
43°N, 141°E	Apr/1853	Usudake (Japan)	4	36°S, 71°W	Mär/1932	Quizapu/Cerro Azul (Chile)	5
50°N, 155°E	Dez/1853	Chikurachki(Kurilen)	4	4°S, 152°E	Mai/1937	Rabaul (Neu Britanien)	4
57°N, 162°E	Feb/1854	Sheveluch (Kamchatka)	5	56°N, 161°E	Jan/1945	Kliushevskoi (Kamchatka)	4
1°S, 78°W	Nov/1855	Cotopaxi(Ecuador)	2(700)	48°N, 153°E	Nov/1946	Sarychev Peak (Kurilen)	4
42°N, 141°E	Sep/1856	Komatagake (Hokkaido)	4	64°N, 20°W	Mär/1947	Hekla (Island)	4
1°N, 127°E	Dez/1861	Makian (Molukken)	4(800)	16°S, 168°E	Dez/1950	Ambrym (Neue Hebriden)	4
2°N, 76°W	Okt/1869	Purace (Colombien)	4	9°S, 148°E	Jan/1951	Lamington (Papua)	4
49°N, 154°E	Apr/1872	Sinarka (Kurilen)	4	6°S, 155°E	Feb/1952	Bagana (Salomonen)	4
64°N, 17°W	Jan/1873	Grimsvotn (Island)	4	61°N, 152°W	Jul/1953	Mt.Spurr (Aleuten)	4
65°N, 17°W	Mär/1875	Askja (Island)	5(1000)	40°S, 72°W	Jul/1955	Nilahue (Chile)	4
30°N, 130°E	Apr/1877	Suwanose-Jima (Oshima)	4	56°N, 161°E	Mär/1956	Bezymianny (Kamchatka)	5
1°S, 78°W	Jun/1877	Cotopaxi (Equador)	4	8°S, 116°E	Mär/1963	Agung (Java)	4(800)
6°S, 105°E	Aug/1883	Krakatau (Sumatra)	6(1000)	57°N, 162°E	Nov/1964	Sheveluch (Kamchatka)	4
59°N, 153°W	Okt/1883	Augustine (Aleuten)	4	14°N, 121°E	Sep/1965	Taal (Philippinen)	4
1°S, 78°W	Jan/1886	Tungurahua (Equador)	4	8°S, 112°E	Apr/1966	Kelut (Java)	4
38°S, 177°E	Jun/1886	Tarawera (Neuseeland)	5(800)	4°N, 126°E	Aug/1966	Awu (Sangihe Inseln)	4(200)
38°N, 140°E	Jul/1888	Bandai (Hondo)	4(500)	3°S, 36°W	Aug/1966	Olynoyo Lengai (Kenia)	4
30°N, 130°E	Okt/1889	Suwanose-Jima (Oshima)	4	EQ, 92°W	Jun/1968	Fernandia (Galapagos Inseln)	4
2°N, 77°W	Nov/1899	Donna Juana (Columbien)	4	44°N, 146°E	Jul/1973	Tiatia (Hokkaido)	4
15°N, 61°W	Mai/1902	Mt.Pelee (Antillen)	4	14°N, 91°W	Okt/1974	Fuego (Guatamala)	4(250)
13°N, 61°W	Mai/1902	Soufriere (Antillen)	4(300)	56°N, 160°E	Jul/1975	Plosky Tolbachik (Kamchatka)	4
15°N, 92°W	Okt/1902	St.Maria (Guatemala)	6(600)	59°N, 153°W	Jan/1976	Augustine (Aleuten)	4
52°N, 158°E	Mär/1907	Ksudach (Kamchatka)	5(500)	56°N, 161°E	Feb/1979	Bezymianny (Kamchatka)	4
43°N, 141°E	Mär/1909	Tarumai (Hokkaido)	4	46°N, 122°W	Mai/1980	St.Helens (USA)	5(500)
14°N, 121°E	Jan/1911	Taal (Philippinen)	4	51°N, 155°E	Apr/1981	Alaid (Kurilen)	4
58°N, 155°W	Jun/1912	Katmai (Alaska)	6(500)	18°N, 146°E	Mai/1981	Pagan (Marianen Inseln)	4
32°N, 131°E	Jan/1914	Sakura-Jima (Oshima)	4	1°S, 29°E	Dez/1981	Nyamuragira (Zaire)	4
19°N, 146°E	Apr/1917	Agrigan (Marianen)	4	17°N, 93°W	Apr/1982	El Chichon (Mexico)	5(800)
1°S, 78°W	Apr/1918	Tungurahua (Equador)	4	7°S, 108°E	Mai/1982	Galunggung (Java)	4
64°N, 19°W	Okt/1918	Katla (Island)	4	EQ, 122°E	Jul/1983	Una Una (Celebes)	4
4°S, 145°E	Aug/1919	Manam (Neu Guinea)	4	5°N, 75°W	Nov/1985	Nevado del Ruiz (Columbien)	4
41°S, 72°W	Dez/1921	Puyehue (Chile)	4(200)	59°N, 153°W	Apr/1986	Augustine (Aleuten)	4
48°N, 153°E	Feb/1924	Raikoke (Kurilen)	4	55°N, 162°W	Apr/1986	Pavloff (Aleuten)	4
42°N, 141°E	Jun/1929	Komaga-Take (Hokkaido)	4	8°S, 112°E	Feb/1990	Kelut (Java)	4
56°N, 161°E	Mär/1931	Kliushevskoi (Kamchatka)	4	15°N, 120°E	Jun/1991	Pinatubo (Philippinen)	5
14°N, 91°W	Jan/1932	Fuego (Guatemala)	4	46°S, 73°W	Aug/1991	Cerro Hudson (Chile)	5

Das hohe Maß an Subjektivität aufgrund der unzureichenden Beobachtungen erschwert eine quantitative Abschätzung der klimatischen Wirksamkeit von Vulkanausbrüchen, vor allem von Ausbrüchen, die ohne die Angaben aus der Geofernerkundung beurteilt werden müssen. Eine ausführliche Beschreibung von Vulkanereignissen zurückliegender Epochen, die klimarelevante Faktoren in vollem Umfang berücksichtigt, konnte leider in der Literatur nicht gefunden werden, so daß auf der Grundlage verschiedener Parameter eine derartige Liste zusammengestellt wird (Tab 2). Um zu einer schlüssigen Beurteilung von Einzelereignissen zu kommen, wird in einer ersten Bewertung stark eruptiver Ausbrüche die VEI-Einteilung benutzt. Zwar enthält dieser Index keine Information über den Schwefel, wohl aber über die erreichte geometrische Höhe der Emissionen. Diese Angaben werden mit den DVI-Werten kombiniert. Die Tab. 2 enthält alle Vulkane ($VEI > 3$ und/oder $DVI \geq 200$), die eine klimawirksame Störung der stratosphärischen Aerosolschicht mit einiger Wahrscheinlichkeit ausgelöst haben.

Für die letzten 13 Jahre wurden die nach Tab. 2 potentiell klimawirksamen Vulkane mit den TOMS-Messungen verglichen. Im genannten Zeitraum transportierten nur etwa 40 % der objektiven Auswahl mehr als ein Teragramm SO_2 in die Stratosphäre. Damit wird deutlich, welche Unsicherheit bereits in eine Zusammenstellung klimatisch potentiell wirksamer Vulkanereignisse einfließt. Aus dem Vergleich der TOMS-Messungen mit den anderen Vulkanismusparametern kann jedoch kein objektives Kriterium zur Auswahl der Vulkane, die das Klima sicher beeinflußt haben, abgeleitet werden.

2.2. El Niño/Southern Oscillation - ein interner Klimafaktor

Nachdem der Klimafaktor Vulkanismus einer Analyse unterzogen wurde, werden die Prozesse, die im Zusammenhang mit positiven SST-Anomalien im tropischen Ostpazifik beobachtet und modelliert werden, beschrieben. Der Darstellung der innertropischen Rückkopplungsmechanismen, die durch die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre verursacht werden, schließt sich die Beschreibung wichtiger Prozesse, die Klimaauswirkungen in mittleren und höheren Breiten erwarten lassen, an.

2.2.1. Beschreibung des ENSO-Zyklus

Die enge Bindung zwischen SST-Anomalien im östlichen tropischen Pazifik und der Südlichen Oszillation, definiert als die Differenz des Bodendrucks zwischen Tahiti und Darwin, wurde erstmalig von BJERKNES (1966) ausführlich diskutiert und damit ein für die Entwicklung interannualer Variabilität bedeutender Zusammenhang gefunden. Seitdem wurden die Vorhersage und Modellierung dieses

Prozesses oft Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. Beispielsweise enthält die Arbeit von NEELIN u.a. (1992) eine Zusammenstellung von Ergebnissen 17 verschiedener gekoppelter Ozean-Atmosphäre-Modelle zur ENSO-Modellierung.

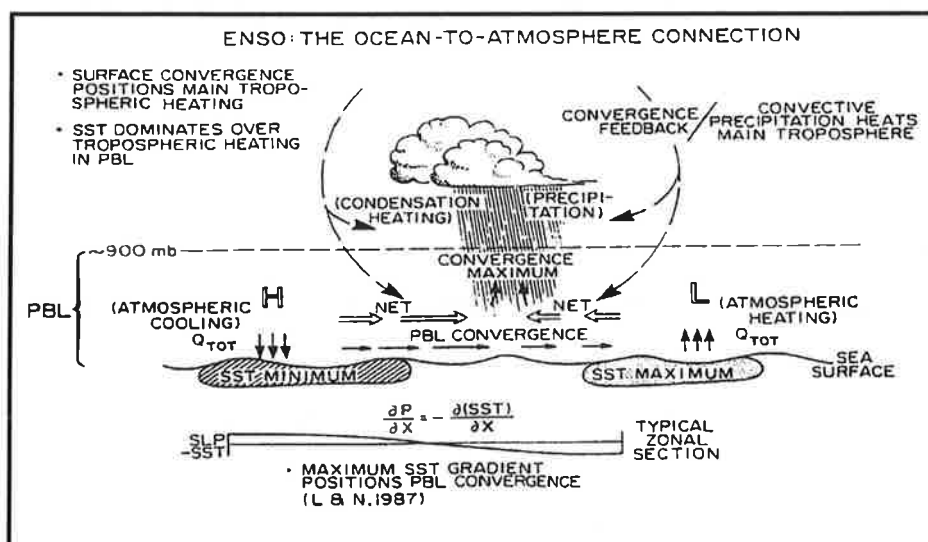
Im mittleren Jahresgang führt die Wanderung der südpazifischen Hochdruckzelle zum Pol während des südhemisphärischen Sommers zu einer Abschwächung des Auftriebs von kaltem Tiefenwasser vor der Peruanischen Küste während der Weihnachtszeit, so daß die ozeanische Komponente die Bezeichnung "El Niño" erhielt. In unregelmäßigen Abständen und nicht nur zur Weihnachtszeit kommt es zu ungewöhnlich lang anhaltenden positiven SST-Anomalien, die von einer negativen Phase der Südlichen Oszillation begleitet werden. Aus diesem Grund werden diese Perioden allgemein als ENSO (El Niño/Southern Oscillation) Ereignisse bezeichnet. ENSO-Ereignisse werden in einem Abstand von 3 bis 5 Jahren und einer Dauer der positiven SST-Anomalie zwischen 6 und etwa 18 Monaten beobachtet. Eine Klassifizierung von ENSO-Ereignissen nach der Stärke der SST-Anomalie und der Südlichen Oszillation wird bei van LOON und MADDEN (1981) sowie von RASUMUSSON & CHARPENTER (1983) angegeben. Eine Zusammenstellung aller extremen Ereignisse seit 1525 findet man bei QUINN u.a. (1978) sowie QUINN & NEAL (1987).

Die Darstellung der Ursachen für ein solches ENSO-Ereignis umfaßt die Beschreibung verschiedener Rückkopplungsprozesse, die sich sowohl aus der Wechselwirkung zwischen dem Ozean und der Atmosphäre als auch aus den konkreten äußeren Randbedingungen für den pazifischen Ozean ergeben. Die Randbedingungen üben bedeutenden Einfluß auf die Art der dynamischen Prozesse im Hintergrund der beobachteten Anomalien aus. Zwei Seiten der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre sind zu beschreiben. Einerseits wird durch den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre das bodennahe Windfeld und das troposphärische Druckfeld durch den Ozean gesteuert. Andererseits beeinflußt die Atmosphäre über das bodennahe Windfeld und die Wolkenbildung die thermische Struktur im Ozean. Beide Mechanismen sollen etwas ausführlicher erläutert werden, da sie die Ursache für den sogenannten "*delayed action oscillator*" darstellen (ZEBIAK & CANE, 1987) und die interannuale Variabilität in den Tropen eng mit diesem Prozeß verbunden ist.

Der vom Ozean gesteuerte Teil der Wechselwirkung wird nicht allein vom Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre beeinflußt, sondern auch durch das bodennahe Windfeld (BARNETT u.a., 1991a). Über Gebieten mit hohen Wassertemperaturen wird Energie aus dem Ozean in die Atmosphäre transportiert, umgekehrt nimmt der Ozean in den Regionen mit niedrigen Wassertemperaturen

aus der Atmosphäre Energie auf. Die Reaktion der atmosphärischen Grundschicht führt zu hohem Druck über den Gebieten mit geringer Wassertemperatur und umgekehrt zu niedrigem Druck über den Warmwassergebieten. Diese Druckdifferenz ist ausreichend, um zu einer Konvergenz der bodennahen Strömung außerhalb der Quellregion latenter Wärme zu führen (siehe Abb 6). Die Freisetzung der latenten Wärme erfolgt erst in dieser Konvergenzzone, so daß die Troposphäre überwiegend indirekt durch positive SST-Anomalien geheizt wird (LINDZEN & NIGAM, 1987). Die Region hochreichender Konvektion und großräumiger Niederschlagsanomalien in den Tropen bei Überschreiten einer Wassertemperatur von 28°C ist an die Strömungskonvergenz in der Grundschicht gebunden und stimmt nicht mit der Lage des Gebietes mit den hohen Wassertemperaturen überein (GRAHAM & BARNETT, 1987). Das führt zu einem positiven Rückkopplungsprozeß, der gleichermaßen durch die Atmosphäre beeinflusst wird und im nächsten Abschnitt erläutert wird.

Abb. 6. Der Einfluß der Meeresoberflächentemperatur auf die Atmosphäre im tropischen Pazifik (nach BARNETT u.a., 1991a)



Änderungen des Wassertemperaturfeldes können sowohl durch die Variation der Wärmeströme als auch durch advektive Prozesse hervorgerufen werden. Die direkte Umwandlung der latenten Wärme in Gebieten mit hoher Wassertemperatur trägt zu einer Stabilisierung der Verhältnisse bei. Die Verstärkung der Wolkenbildung führt zur geringeren Einstrahlung gleichbedeutend mit einer Verminderung der ozeanischen Temperatur. Durch diesen Prozeß werden die mittleren Verhältnisse im Ozean stabilisiert. Da durch hochreichende Konvektion auch das Windfeld in der Grundschicht verändert wird und die direkte Beeinflussung der Wassertemperatur durch die Windschubspannungen an der Wasseroberfläche erfolgt, wird durch die Strömungskonvergenz in der atmosphärischen Grundschicht das Wasser-

temperaturfeld in der Umgebung der hochreichenden Konvektion gesteuert. Die Advektion in der Deckschicht des Ozeans wird über den Ekman-Transport und eine geostrophische Komponente gesteuert. Westwinde am Äquator führen zu einer Konvergenz des warmen Oberflächenwassers. Die Kombination zwischen dem Ekman-Transport und den geostrophischen Meeresströmungen trägt nach BARNETT u.a. (1991a) zur Ausbreitung von ENSO-typischen SST- Anomalien nach Osten bei.

Da geringste Änderungen der Ausgangsbedingungen den positiven Rückkopplungsprozeß zwischen Ozean und Atmosphäre antreiben können, ist es schwierig einen allgemeinen Antriebsmechanismus für ENSO-Ereignisse zu finden. Nach WYRTKI (1975, 1985) steht die Stärke der ozeanischen Deckwasserschicht im Westteil des Pazifik in engem Zusammenhang mit dem ENSO-Zyklus. Die Ausbildung des Warmwasserberges bildet eine notwendige Voraussetzung für den ozeanischen Teil des Zyklus. Jahreszeitliche Schwankungen der Passatwinde oder andere Triggermechanismen, die zur Störung der Windverhältnisse in Äquatormähe führen, lösen das Abfließen des warmen Wassers aus. MATSUMOTO & YAMAGATA (1991) verweisen auf die Bedeutung der asiatischen Monsunströmung bei der Regulierung der Temperaturverhältnisse des pazifischen Oberflächenwassers westlich der Datumslinie. Die Ausbildung einer Initialanomalie der SST im zentralen Pazifik durch Westwindanomalien wird ebenso als Triggermechanismus für ENSO in der Literatur diskutiert (GRAF, 1985; KIRCHNER, 1986; GRAF, 1989). Die intensive Anregung von Kelvinwellen, die entlang der Thermokline ziehen, steht in engem Zusammenhang mit der Startphase von ENSO (RASUMUSSON & CARPENTER, 1982 und 1983). Die Entwicklung der positiven SST-Anomalie wird nach Untersuchungen von BARNETT u.a. (1991a) im Westpazifik durch eine von West nach Ost gerichtete Wanderung bis in die Nähe der Datumslinie bestimmt. Im Ostteil des tropischen Pazifik dominiert dagegen der stationäre Teil in den beobachteten und modellierten Anomalien.

Da die mit ENSO-Ereignissen hervorgerufene intensive Aufheizung der Troposphäre nicht nur über dem tropischen Pazifik von Bedeutung ist, sollen zuerst die Auswirkungen in den Tropen und im Anschluß die Auswirkungen für hohe Breiten diskutiert werden. Während extremer Ereignisse verschlechtern sich die ökonomischen Bedingungen der Volkswirtschaften in den Westküstenregionen Südamerikas. Sowohl der drastische Anstieg der Niederschläge führt durch die einsetzende Landerosion zu einer regionalen Katastrophe für die Landwirtschaft als auch durch die Unterbindung des Auftriebs nährstoffreichen Tiefenwassers, dadurch wandern die Fischeschwärme von der Südamerikanischen Pazifikküste weg, sinken die Fangquoten der peruanischen Küstenfischer (PHILLANDER, 1990). Die enge Beziehung zwischen ENSO und dem Asiatischen Monsun wird häufig in

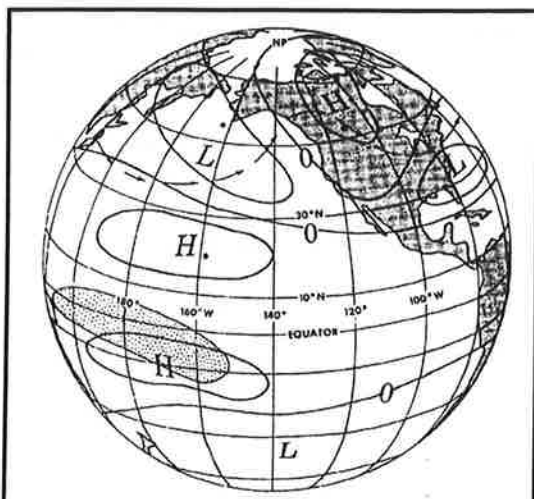
der Literatur diskutiert (RASUMUSSON & CARPENTER, 1983; SHUKLA & FENNESSY, 1988; MO, 1992; NIGAM, 1993). RASUMUSSON & CARPENTER (1983) zeigen, daß während der extremen ENSO-Ereignisse im ersten Sommer geringere Monsuntätigkeit in Indien zu beobachten ist. Diese Anomalie des Indischen Monsuns wiederum begünstigt Westwindanomalien im Westpazifik und trägt zu einer Verlängerung von ENSO bei (RASUMUSSON & CARPENTER, 1983). Einen bedeutenden Anteil an der Ausbildung von tropischen Anomalien, die während der ENSO-Ereignisse außerhalb der pazifischen Region beobachtet werden, hat die zonale Verschiebung der Strukturen der Walker-Zirkulation. Diese Verschiebung äußert sich sowohl in der Verstärkung des aufsteigenden Astes über dem westlichen und zentralen Pazifik und der Ausdehnung der konvektiven Zone auf den östlichen tropischen Pazifik als auch durch verstärktes Absinken über Nordafrika oder dem Indischen Ozean.

Sucht man nach einer Verbindung zu höheren Breiten muß von den Anomalien der mittleren Meridionalzirkulation ausgegangen werden. Durch die rapide Zunahme des latenten Wärmestromes durch die großräumige positive SST-Anomalie während des Höhepunktes von ENSO wird die Hadley-Zirkulation intensiviert. Die davon ausgehenden Auswirkungen auf höhere Breiten der Nordhemisphäre werden im nächsten Abschnitt diskutiert.

2.2.2. Die Beeinflussung mittlerer und hoher Breiten durch ENSO

Die Auswirkung eines ENSO-Ereignisses in höheren Breiten wird zunächst nur für die Troposphäre dargestellt. Im Anschluß daran wird die Wechselwirkung zwischen Stratosphäre und Troposphäre in die Erklärung außertropischer Anomalien in Zeiten mit positiver SST-Anomalie im Ostpazifik einbezogen.

Abb. 7. Schematische Darstellung der Zirkulation in der mittleren Troposphäre und der Anomalien im Geopotentialfeld der unteren und mittleren Troposphäre unter El-Niño-Bedingungen (Wolken- und Niederschlagszunahme im schraffierten Gebiet, nach HOREL & WALLACE 1981)



HOREL & WALLACE (1981) berechneten über Punktkorrelationen des Geopotentialfeldes mit dem Index der Südlichen Oszillation sogenannte Telekonnektionsmuster, die die Auswirkungen der tropischen Anomalien auf höhere Breiten wiedergeben sollen. Ein besonders starker Zusammenhang besteht zwischen den Anomalien über dem Nordpazifik, Nordamerika und ENSO (siehe Abb 7). Das Pazifik-Nordamerika (PNA) Muster wird besonders kräftig in der warmen Phase des ENSO-Zyklus angeregt (HOREL & WALLACE, 1981;

von STORCH & KRUSE, 1985; HENSE, 1986). Dieser Zusammenhang kann mit den Veränderungen der troposphärischen Meridionalzirkulation erklärt werden. Die zusätzliche Freisetzung von latenter Wärme in der Atmosphäre im zentralen und östlichen Pazifik verstärkt die Hadley-Zirkulation. Der polwärtige Transport von Energie und Impuls nimmt zu. Das verursacht eine Intensivierung der subtropischen Strahlströmung und wird durch die Verstärkung des Aleutentiefs begleitet.

Um den Einfluß von ENSO auf die Ausbildung von Zirkulationsanomalien zu verdeutlichen, muß der Zusammenhang zwischen positiven SST-Anomalien im tropischen Pazifik und den Zyklonen in mittleren Breiten diskutiert werden. FRAEDRICH u.a. (1992) zeigen, daß die Änderungen in den Zyklonenzugbahnen nördlich 30°N mit ENSO nur im Winter signifikant sind. Sowohl die Zahl der Tage mit zonaler Zirkulation, untersucht auf der Grundlage der Zirkulationstypisierung nach DZERDZEEVSKII (1962), erhöht sich in Wintern mit positiven SST-Anomalien im tropischen Ostpazifik als auch die Anzahl der Tage, die durch zonale Strömungstypen geprägt werden, sinkt in den Wintern mit negativer SST-Anomalie drastisch ab (FRAEDRICH, 1990 und FRAEDRICH u.a., 1992). Untersuchungen der Zirkulationsbesonderheiten im 500 hPa Niveau von MOLTENI u.a. (1990) verdeutlichen die unterschiedliche Struktur der Zirkulation bei positiver oder negativer Ladung des PNA-Musters. Die Analyse der Übergänge zwischen den unterschiedlichen Zirkulationsclustern nach MOLTENI u.a. (1990) offenbart eine deutlich diffusere Struktur bei den Zuständen, die einen hohen Anteil am negativen PNA-Muster haben. Das steht auch in engem Zusammenhang mit der Bedeutung von tropischen Anomalien für die außertropischen Regionen.

Um die Bedeutung tropischer Anomalien für das Klima in mittleren Breiten zu beurteilen, sollen die Resultate verschiedener Autoren genannt werden. SHUKLA & FENNESSY (1988) finden in mittleren Breiten keinen adäquaten Effekt zu tropischen Auswirkungen von ENSO in ihrem Modell. Die Persistenz der Vorhersage von Anomalien in mittleren Breiten sinkt deutlich im Vergleich zu den Tropen ab. Im pazifischen Sektor finden SHUKLA & FENNESSY (1988) auf der Grundlage verschiedener ENSO-Experimente noch das kräftigste Signal. Beobachtete tropische Anomalien besitzen nach MO & KALNAY (1991) nur ein geringes Vorhersagepotential für außertropische Anomalien. Die Ursache für die geringe Resonanz außertropischer Anomalien auf tropische SST-Anomalien liegt in der höheren Variabilität des Klimas mittlerer Breiten im Vergleich zu den Tropen. Nach Untersuchungen der Vorhersagegenauigkeit mit Zirkulationsmodellen (FREDERIKSEN, 1983; PALMER, 1988; O'LENIC & LIVEZEY, 1989) wird für Zeiten mit positiver Ladung des PNA-Musters eine höhere Persistenz der Vorhersage erzielt als in Perioden mit einer negativen Ladung des PNA-Musters.

Die Änderung in der Stärke des Aleutentiefs und der Ladung des PNA-Musters hat jedoch nicht nur Folgen für die troposphärische Zirkulation, sondern kann vor allem im Winter den stratosphärischen polaren Wirbel deutlich abschwächen (LABITZKE & van LOON, 1989a und 1989b). Nach van LOON & LABITZKE (1987) wird in Zeiten mit positiver SST-Anomalie im Ostpazifik ein warmer und schwacher stratosphärischer Wirbel beobachtet. In den ENSO-Wintern, die gleichzeitig durch starke Vulkaneruptionen beeinflusst waren (z.B. nach dem Ausbruch des El Chichón 1982), besteht dieser Zusammenhang jedoch nicht. Hinter diesen Beobachtungen könnte nach van LOON & LABITZKE (1987) ein positiver Rückkopplungsprozeß für das Zustandekommen von stratosphärischen Erwärmungen liegen, der seinen Ursprung bei ENSO-Ereignissen hat. HAMILTON (1993) benutzt als Test für die Güte seines Zirkulationsmodells die Fähigkeit der Modellstratosphäre auf ENSO zu reagieren und stratosphärische Erwärmungen zu simulieren. Wird das vertikal hoch auflösende globale Zirkulationsmodell (40 Schichten vom Boden bis zu einem Druck von ca. 0.0096 hPa, d.h. 80 km Höhe) von HAMILTON (1993) durch El Niño angetrieben, wird in der Modellatmosphäre eine positive, gut mit den Beobachtungen übereinstimmende Geopotentialfeldanomalie in der Stratosphäre (50 hPa) über den Aleuten erzeugt. Der von van LOON & LABITZKE (1987) erkannte Anregungsmechanismus von stratosphärischen Erwärmungen durch ENSO macht deutlich, daß die Auswirkungen von ENSO in mittleren und hohen Breiten auch von der Wechselwirkung zwischen Stratosphäre und Troposphäre abhängen und die stratosphärischen Anomalien bei der Interpretation von Telekonnectionen eine nicht zu vernachlässigende Rolle spielen.

2.3. Gegenüberstellung der beiden Antriebsfaktoren

Nach der getrennten Analyse des vulkanischen Klimaeinflusses und ENSO werden die Prozesse dargestellt, die für Auswirkungen in mittleren und hohen Breiten sowohl bei einer Kombination als auch zur Differenzierung des Einflusses der beiden Klimafaktoren von Bedeutung sind.

In mittleren und hohen Breiten werden winterliche Klimaanomalien wesentlich durch die Veränderungen der Struktur planetarer Wellen hervorgerufen (HOLTON, 1992). Da in dieser Zeit die stärksten Temperaturgegensätze zwischen Pol und Äquator gemessen werden, ist die Variabilität der planetaren Wellen im Nordwinter besonders hoch. GELLER & ALPERT (1980) und SCHMITZ & GRIEGER (1980) demonstrieren mit einfachen Atmosphäremodellen die Auswirkungen eines kräftigen stratosphärischen Zirkumpolarstromes auf die Wellenstruktur in den darunterliegenden Schichten. Die Energie der vertikal propagierenden planetaren Wellen wird an einer starken Westströmung reflektiert, und es stellt sich ein typisches Muster der planetaren Wellenstruktur ein, bei dem die stationären

Wellen der Zahlen eins bis drei dominieren. Im Fall eines östlichen Grundstromes wird die vertikal propagierende Wellenenergie planetarer Wellen im Grundstrom absorbiert und die Energie der stationären Wellen nimmt ab. Ergebnisse von BOVILLE (1983) sowie GRIEGER & SCHMITZ (1984) bestätigen diesen Zusammenhang zwischen den Starkwindbändern und dem Wellenmuster der darunterliegenden Strömung. KODERA (1993) (siehe auch GRAF u.a., 1993b) untersucht die Ausbreitung der Wellenenergie während der vulkanisch gestörten Winter 1963/64, 1982/83 und 1991/92 und vergleicht mit den Bedingungen in ENSO-Wintern. In den vulkanisch gestörten Wintern bildet sich im Gegensatz zu ENSO-Wintern im 500 hPa Niveau über dem Ural ein besonders kräftiger Trog, der nach KODERA (1993) durch die Wechselwirkung zwischen den Wellen und der Grundströmung hervorgerufen wird.

Sowohl der vulkantypische als auch der ENSO-typische Antriebsmechanismus von Klimaanomalien besteht aus zwei Teilen. Ein erster Teil wird durch die Wechselwirkung zwischen Stratosphäre und Troposphäre bestimmt. Ein zweiter Teil resultiert aus der Veränderung der unteren Randbedingung der Atmosphäre. In beiden Teilen unterscheidet sich der vulkantypische vom ENSO-typischen Antriebsmechanismus. Die Unterschiede in dem Teil, bei dem die Stratosphäre von Bedeutung ist, werden zuerst diskutiert.

Durch den meridionalen Energie- und Impulstransport während ENSO wird das PNA-Muster angeregt. Die Verstärkung des Aleuten-Tiefs als Teil dieses Musters kann im Winter sowohl zur Abschwächung als auch zur Asymmetrie des stratosphärischen Wirbels führen (van LOON & LABITZKE, 1987; LABITZKE & van LOON, 1989b). Im Unterschied dazu führt die Erwärmung der tropischen unteren Stratosphäre, die nach tropischen eruptiven Vulkanausbrüchen beobachtet wird, zu einer Verstärkung des meridionalen Temperaturgegensatzes zwischen dem Pol und dem Äquator in der unteren Stratosphäre und letztendlich dort zu einer Verstärkung des polaren zyklonen Wirbels im Winter.

Der zweite Unterschied zwischen dem vulkantypischen und dem ENSO-typischen Antriebsmechanismus kann folgendermaßen beschrieben werden: Vulkanisches Aerosol reduziert die einfallende Sonnenstrahlung durch Streuung. Der entstehende Energieverlust führt vor allem über den Kontinenten zu einer negativen Temperaturanomalie. Der absolute Energieverlust durch die Strahlungsreduktion wird in den Tropen am höchsten. Der relative Effekt wird jedoch in Breiten mit ganztägig sehr niedrigem Sonnenstand wegen der mit der Zenitdistanz zunehmenden Weglänge, die die Strahlung durch die Aerosolschicht zurücklegen muß, am wirksamsten. Im Gegensatz dazu stört die positive SST-Anomalie im ENSO-Fall die untere Randbedingung in der entgegengesetzten Richtung. Die Zunahme der Tempe-

ratur ist vergleichbar mit einer Heizung der Atmosphäre von unten, sowohl durch die Verstärkung des latenten als auch des fühlbaren Wärmestroms, und führt zu einer Zunahme der potentiellen Energie in der tropischen Troposphäre.

Aus dem Vergleich der verschiedenen Teile beider Antriebsmechanismen wird deutlich, daß vulkanisches Aerosol entgegen dem ENSO-spezifischen Klimaantrieb wirken muß. Nach GRAF u.a. (1993a) muß in mittleren und höheren Breiten im ENSO-Fall mit anderen Anomalie Mustern gerechnet werden als im vulkanisch angeregten Fall. Durch das nichtlineare Verhalten der Atmosphäre werden sich die Anomalien im Vulkanfall nicht nur durch das Vorzeichen vom ENSO-Fall unterscheiden. Auch jene Anomalien, die bei isolierter Wirkung eines Klimafaktors (Vulkanismus bzw. ENSO) erzeugt werden, können nicht durch die lineare Überlagerung den Klimaeffekt wiedergeben, der bei gleichzeitigem Wirken der Faktoren entstehen würde.

Die Untersuchung von Daten mit dem Ziel, die Auswirkungen von Vulkanausbrüchen auf das Klima zu studieren, berücksichtigen oftmals den Einfluß von ENSO ungenügend. Genausowenig wurde bislang der stratosphärische Teil des vulkanischen Antriebsmechanismus bei der Modellierung des Vulkaneinflusses beachtet. Untersuchungen, die den kombinierten Effekt von vulkanischem Aerosol und positiven SST-Anomalien im tropischen Ostpazifik abschätzen und alle in diesem Kapitel aufgeführten Gesichtspunkte berücksichtigen, sind aus der Literatur nicht bekannt. Die Ergebnisse dieser Arbeit sollen einen Teil der Auswirkungen vulkanischen Aerosols unter Beachtung der tropischen SST-Anomalien auf das Klimasystem aufdecken.

3. Die Daten und die Methodik zur Auswertung

Da die Qualität und der Umfang der verwendeten Daten große Unterschiede aufweisen, werden im ersten Teil dieses Kapitels alle verwendeten Datenquellen beschrieben. Zur Darlegung der Strategie bei der Analyse des Vulkaneinflusses auf das Klima unter Beachtung positiver SST-Anomalien im tropischen Pazifik ist es notwendig, verschiedene statistische Verfahren kurz zu erläutern. Die Methodik zur Trennung zwischen dem vulkantypischen und ENSO-typischen Signal im Klima wird am Ende dieses Kapitels vorgestellt.

3.1. Beschreibung der benutzten Datensätze

Bei der Analyse der Klimafaktoren Vulkanismus und El Niño wurde auf unterschiedliche Datenquellen zurückgegriffen. Eine erste Gruppe umfaßt sowohl Zeitreihen bestimmter komplexer Parameter zur Beschreibung der Vulkan- und El-Niño-Aktivität als auch Beobachtungen auf horizontalen Gitterpunktfeldern. Die zweite Datengruppe beinhaltet Modelldaten von 15 verschiedenen Experimenten mit dem Hamburger globalen Zirkulationsmodell in der Version ECHAM2. Die Modelldaten können in drei Klassen unterteilt werden: (a) Januar-Mode, (b) Juli-Mode und (c) transiente Experimente.

3.1.1. Die Beobachtungsdaten

Zunächst werden die verwendeten Beobachtungsdaten beschrieben. Die Abschätzung des vulkanischen Klimaantriebspotentials stützt sich im wesentlichen auf die Vulkanchronologie von SIMKIN u.a. (1981). Diese Klassifizierung nach dem VEI wurde um die letzten Jahre von ROBINSON & DeFOOR (1988) und den Angaben der IAVCEI *Task Group* (1993) ergänzt. Diese Angaben wurden mit Untersuchungen von ASATUROV u. a. (1986) und CRESS & SCHÖNWIESE (1990) verglichen. Zusätzliche Informationen wurden aus der Zusammenstellung wichtiger Vulkanereignisse nach ROBOCK (1991) eingearbeitet. Aus diesen Quellen wurde eine Liste mit Vulkanen zusammengestellt. Diese Liste (siehe Tab. 2 im Abschnitt 2.1.4 auf Seite 21) enthält alle wesentlichen Vulkanausbrüche, die seit 1850 beobachtet wurden und mit einiger Wahrscheinlichkeit Einfluß auf das Klima ausgeübt haben.

Im Gegensatz zur Beurteilung des Klimaeinflusses von Vulkaneruptionen bereitet die Auswahl von Jahreszeiten, die durch ENSO beeinflusst wurden, geringere Schwierigkeiten. Eine Größe zur Bewertung solcher Ereignisse ist der Index der Südlichen Oszillation (BJERKNES, 1966). Eine andere Möglichkeit ist die Einteilung direkt nach der SST-Anomalie im tropischen Ostpazifik. Der von WRIGHT (1984 und 1991) berechnete ENSO-Stärke-Index repräsentiert die SST-Anomalien in drei El-Niño-spezifischen Regionen des tropischen Pazifik (COADS [6°-2°N, 170°-90°W], [2°N-6°S, 180°-

90°W] und [6°-10°S, 150°-110°W] bzw. CAC [5°S-5°N, 150°-90°W]). Diese Analysen gingen für den Zeitraum 1854-1986 aus dem *Comprehensive Ocean Atmospheric Data Set* (COADS) hervor. Ab 1987 wurden die *Climate Analysis Center* (CAC) Daten zur Berechnung des ENSO-Indexes herangezogen. Historische Untersuchungen der ENSO-Stärke beziehen sich auf Ertragsangaben der Landwirtschaft, Fischfangquoten in Peru und andere nichtmeteorologische Quellen (QUINN u.a., 1978). Aus den Angaben von QUINN u.a. (1978), QUINN & NEAL (1987), WANG (1985) und GRAF (1989) wurden die Jahre ausgewählt, die durch positive SST-Anomalien bzw. durch ENSO gestört wurden. Diese Zusammenstellung und die SST-Anomaliezeitreihe nach WRIGHT (1991) bildeten die Grundlage für die Auswahl ENSO-gestörter Winter. Folgende Winter wurden in die Klasse mit positiver SST-Anomalie im tropischen Ostpazifik eingeordnet: 1850/51, 1852/53, 1854/55, 1855/56, 1857/58, 1862/63, 1866/67, 1868/69, 1871/72, 1873/74, 1875/76, 1876/77, 1877/78, 1880/81, 1884/85, 1885/86, 1887/88, 1888/89, 1895/96, 1896/97, 1899/1900, 1900/01, 1902/03, 1904/05, 1905/06, 1911/12, 1913/14, 1914/15, 1918/19, 1923/24, 1925/26, 1930/31, 1939/40, 1940/41, 1941/42, 1944/45, 1951/52, 1953/54, 1957/58, 1958/59, 1963/64, 1965/66, 1968/69, 1969/70, 1972/73, 1976/77, 1977/78, 1982/83, 1986/87, 1987/88, 1991/92.

Ein weiterer Teil der benutzten Beobachtungsdaten besteht aus verschiedenen Gitterpunktdatensätzen. Zuerst werden die Datensätze beschrieben, die aus der Hamburger Datenbank des Max-Planck-Institutes (MPI) für Meteorologie ausgesucht wurden. Die geopotentielle Höhe der 500 hPa Fläche und die Temperatur im 850 hPa Niveau wurden zur Analyse der Troposphäre ausgewählt. Diese Daten entstammen den Analysen des *National Meteorological Center* (NMC) des US-Wetterdienstes und wurden am MPI auf ein 5° x 5° Gitter von JESSEL (1990) transformiert. Diese Größen der freien Atmosphäre liegen für den Zeitraum ab Oktober 1957 (Geopotentialfeld) beziehungsweise ab Oktober 1962 (Temperaturfeld) bis zum Juni 1989 zur Auswertung bereit. Da diese Größen für eine umfangreiche Analyse nicht ausreichend sind, werden weitere Datensätze herangezogen.

Die Beobachtungen der bodennahen Lufttemperatur wurden von ROBOCK zur Verfügung gestellt. Dieser Datensatz wurde von JONES u.a. (1986a, 1986b und 1986c) ursprünglich auf einem globalen 5° x 10° Gitter aufbereitet und 1992 mit einer höheren Auflösung aktualisiert. Für die Untersuchungen wurde der aktualisierte Datensatz in seiner Originalauflösung von 5° x 5° und für den Zeitraum 1854-1992 benutzt. Weiterhin standen Daten der freien Atmosphäre zur Verfügung, die sowohl mit Methoden der Geofemerkung als auch mit Radiosonden gewonnen wurden.

Die aus Satellitenbeobachtungen abgeleiteten Messungen der troposphärischen und stratosphärischen Temperatur sind seit 1979 verfügbar und werden von SPENCER und Mitarbeitern ständig aktualisiert. Diese *Microwave Sounding Unit* (MSU) Daten werden mit einer Auslösung von $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ auf einem globalen Gitter angeboten (SPENCER & CHRISTY, 1991 and 1993). Für die Berechnung dieser Temperaturen werden verschiedene vertikale Gewichtsfunktionen mit den Maxima zwischen 700-400 hPa und 100-50 hPa (SPENCER & CHRISTY, 1993) verwendet. Damit repräsentieren die angegebenen Werte gut die gemittelten Temperaturverhältnisse der unteren Troposphäre und der unteren Stratosphäre. Da die bodennahe Lufttemperatur im Modell durch die Vorgabe der SST und der Randbedingung über Eis festgeschrieben wird, sind die MSU-Werte der unteren Troposphäre für den Vergleich mit den Modelldaten besser geeignet als die Beobachtungen der bodennahen Lufttemperatur.

Für die Stratosphäre werden außer den MSU-Daten auch Daten der freien Atmosphäre (im weiteren als Radiosondendaten bezeichnet) benutzt, die an der Freien Universität zu Berlin mit einer manuellen Auswertetechnik in der Arbeitsgruppe von LABITZKE (LABITZKE & NAUJOKAT, 1983) digitalisiert werden. Für die Temperatur im 30 hPa Niveau und das Geopotential der 50 hPa Fläche wurden diese Daten von PERLWITZ (1992) übernommen. Diese Daten sind für die Nordhemisphäre auf einem $10^\circ \times 10^\circ$ Gitter verfügbar und lagen für die Temperatur ab Oktober 1964 und für das Geopotential ab Juli 1957 zur Auswertung bereit.

3.1.2. Modell und Modellexperimente

Da ein wesentlicher Teil der Untersuchungen von Modellexperimenten ausgeht, werden das verwendete Modell und die durchgeführten Experimente hier kurz beschrieben. Für alle Experimente wurde das Hamburger Zirkulationsmodell ECHAM2 in T21-Auflösung benutzt. Da das Modell eine Standardversion des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) GmbH ist, sollen die Details an dieser Stelle nicht beschrieben werden. Eine ausführliche Modellbeschreibung ist bei ROECKNER u.a. (1989) oder CUBASCH (1991) zu finden. Die vertikale Auflösung beträgt in der benutzten Version 19 Schichten. Das oberste Niveau befindet sich bei 10 hPa. Die horizontale Auflösung liegt zonal wie meridional bei $5,625^\circ$. Damit werden planetare Wellen gut erfaßt. Mit der vorliegenden Version wurden bereits mehrere vergleichbare Experimente von anderen Autoren (z.B. PONATER u.a., 1992; SAUSEN, 1991b) durchgeführt. Dieser Vorteil war ein wichtiger Grund für die Auswahl der Modellvariante, obwohl die vertikale Auflösung im Bereich der Stratosphäre, die nur durch etwa fünf Schichten modelliert wird,

noch nicht befriedigen kann. Da eine höhere Auflösung der Stratosphäre erst mit einer zukünftigen Modellversion zur Verfügung steht, wurde auch auf eine die synoptischen Prozesse besser auflösende T42-Variante des Modells verzichtet.

Da für die statistische Auswertung der Ergebnisse eine hohe Anzahl unabhängiger Stichprobenelemente erforderlich ist, die Integration des Modells über viele Jahre mit unterschiedlichem Antrieb aber einen hohen Rechenaufwand erfordert, wurden zuerst Experimente im permanenten Januar- und Juli-Mode und zum Vergleich im Anschluß wenige Integrationen im transienten Mode durchgeführt.

Im permanenten Mode werden die Solarparameter am Ende einer 30tägigen Integration auf die Monatsanfangswerte zurückgesetzt. Die Daten des letzten Zeitschrittes nach einem Monat dienen als neue Initialisierungsdaten. Nach diesem Schema wurden je vier Experimente (Vulkanexperiment, El-Niño-Experiment, Experiment mit beiden Klimafaktoren und Kontrolllauf) für die Monate Januar und Juli gerechnet. Für die Januar-Experimente wurde über 60 Monate integriert. Im Juli-Fall wurden die Experimente nach dem 36sten Monat beendet. Die Daten der ersten Monate werden wegen der Startdrift bei der Auswertung nicht berücksichtigt. Die Parameterisierung der verschiedenen Klimafaktoren soll im nächsten Abschnitt beschrieben werden.

Für die Kontrollsimulationen wurde das Atmosphärenmodell mit der klimatologischen Meeresoberflächentemperatur (berechnet aus den Beobachtung von 1970 bis 1988) angetrieben (REYNOLDS, 1988). Für den El-Niño-Fall wurden die SST-Anomalien vom Januar und Juli 1983 zwischen 40°N und 40°S zu den klimatologischen SST-Werten addiert und als untere Randbedingung eingesetzt. Für die Berechnung der vulkanisch bedingten Antriebsfelder wurde das globale Zirkulationsmodell unter Ankopplung eines eigens für Strahlungsrechnungen mit Aerosol (SCHULT, 1990) entwickelten Strahlungstransportmodells (BAKAN, 1982) für wenige Monate mit simultan berechneten Heizraten und Strahlungsflußanomalien getrieben. Für die Integration über 60 bzw. 36 Monate wurden diese simultan berechneten Antriebsfelder konstant belassen. Für die Experimente mit beiden Klimafaktoren wurden die El-Niño-SST-Anomalien mit dem Vulkanantrieb kombiniert. In den Abb. 8 und 9 (oben und Mitte) sind der stratosphärische Teil des Vulkanantriebes und die modifizierte untere Randbedingung für die permanenten ENSO-Experimente dargestellt. Der kurzweilige Teil des Vulkanantriebes wird in den Abb. 8 und 9 (unterer Teil) mit den Strahlungsflußanomalien der verschiedenen permanenten Experimente verglichen. Die Parameterisierung der vulkanspezifischen und ENSO-typischen Antriebsfunktion steht im Einklang mit den Beobachtungen (vgl. Kapitel 2).

Abb. 8. Antriebsfunktionen für die Januar-Experimente (Heizratenänderungen für die Vulkanexperimente [isolierter Antrieb und in Kombination mit SST-Anomalie] im oberen Teil, SST-Anomalie der El-Niño-Experimente in der Mitte, unten Anomalien der kurzwelligen Nettostrahlungsflüsse am Boden und der kurzwellige Teil des Vulkanantriebes)

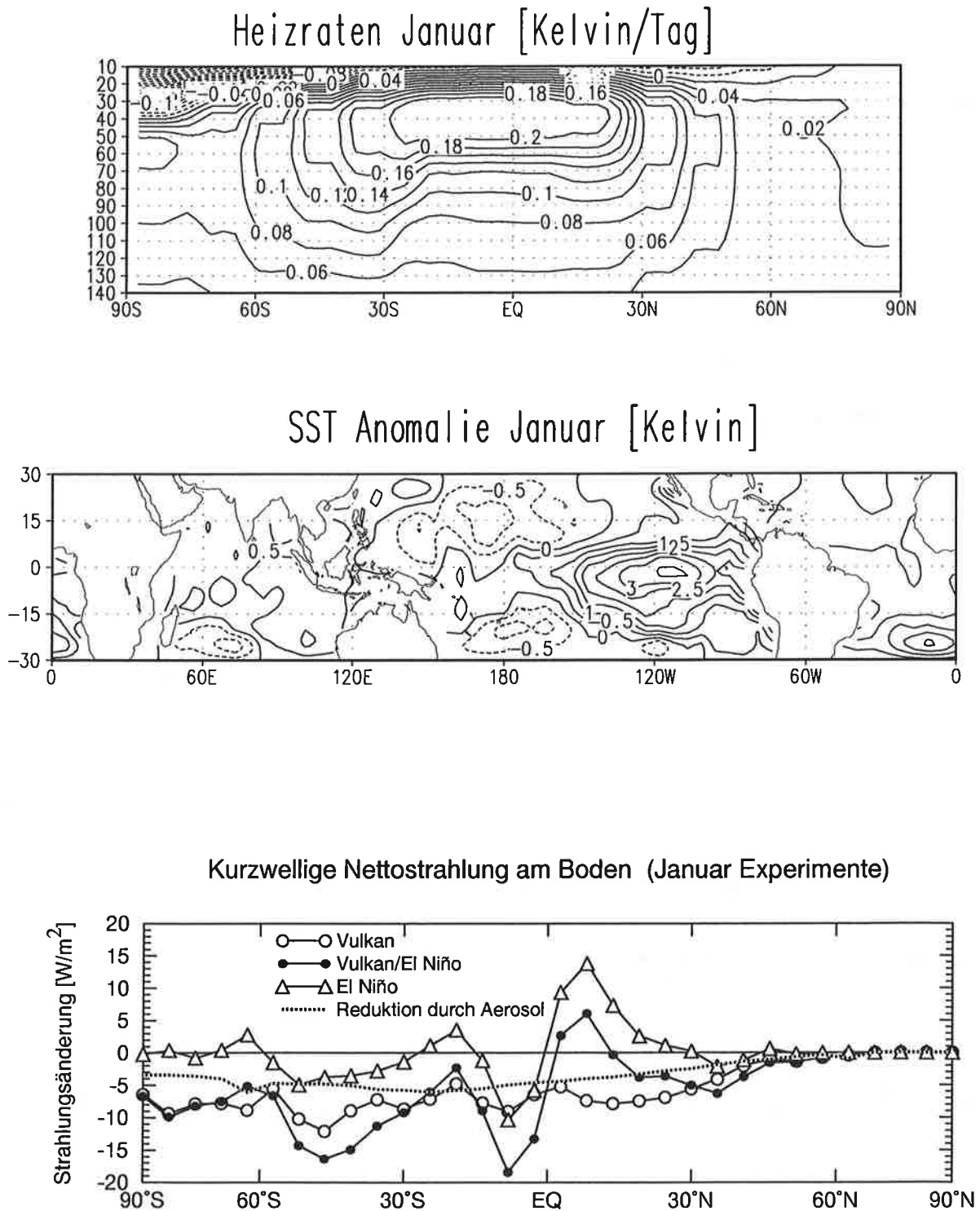


Abb. 9. Antriebsfunktionen für die Juli-Experimente (Heizratenänderungen für die Vulkanexperimente [isolierter Antrieb und in Kombination mit SST-Anomalie] im oberen Teil, SST-Anomalie der El-Niño-Experimente in der Mitte, unten Anomalien der kurzwelligen Nettostrahlungsflüsse am Boden und der kurzwellige Teil des Vulkanantriebes)

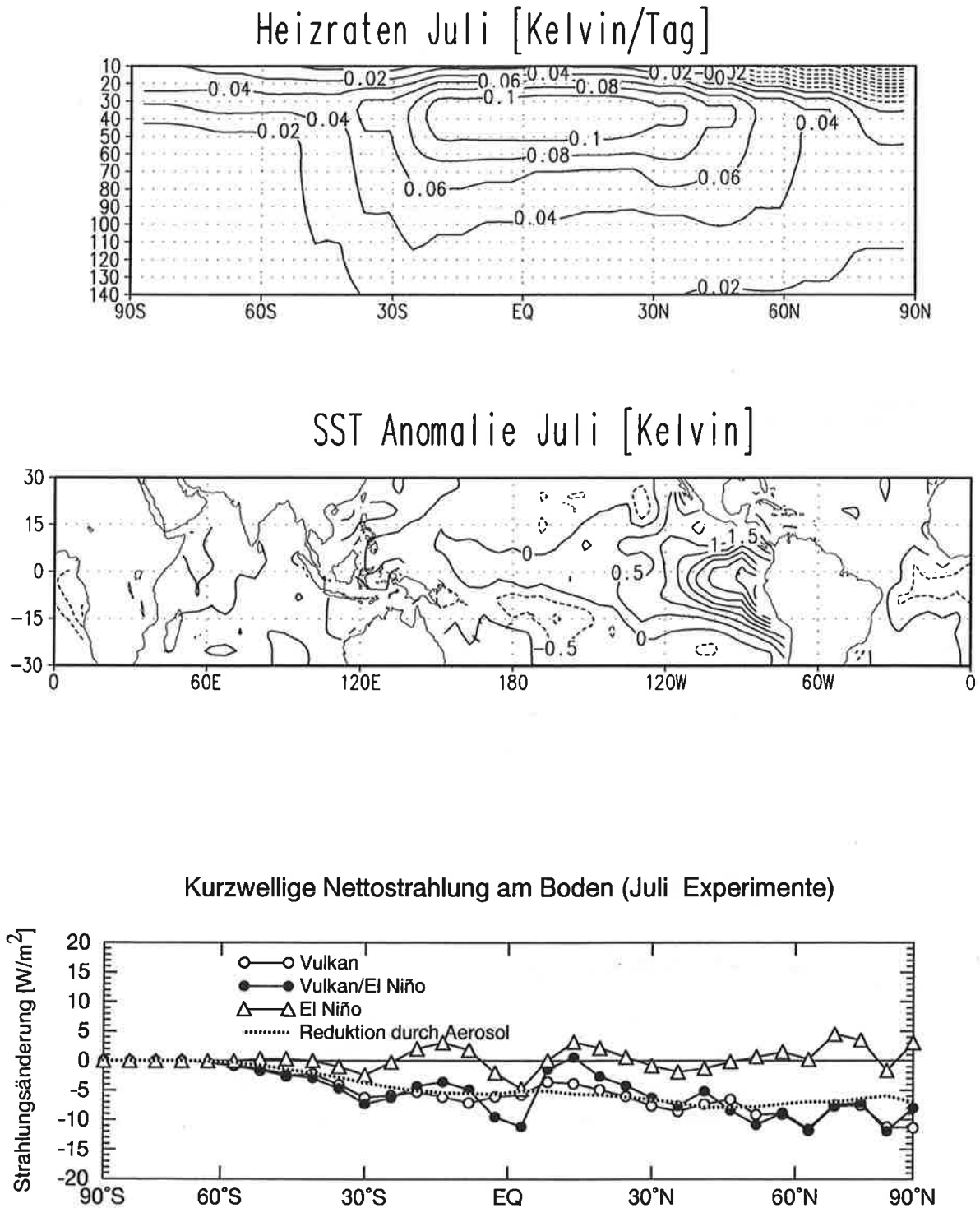


Abb. 10. Hovmöllerdiagramm der SST-Anomalie bei 2.8°N im Pazifik (als El-Niño-typische Antriebsfunktion für transiente Simulationen benutzt)

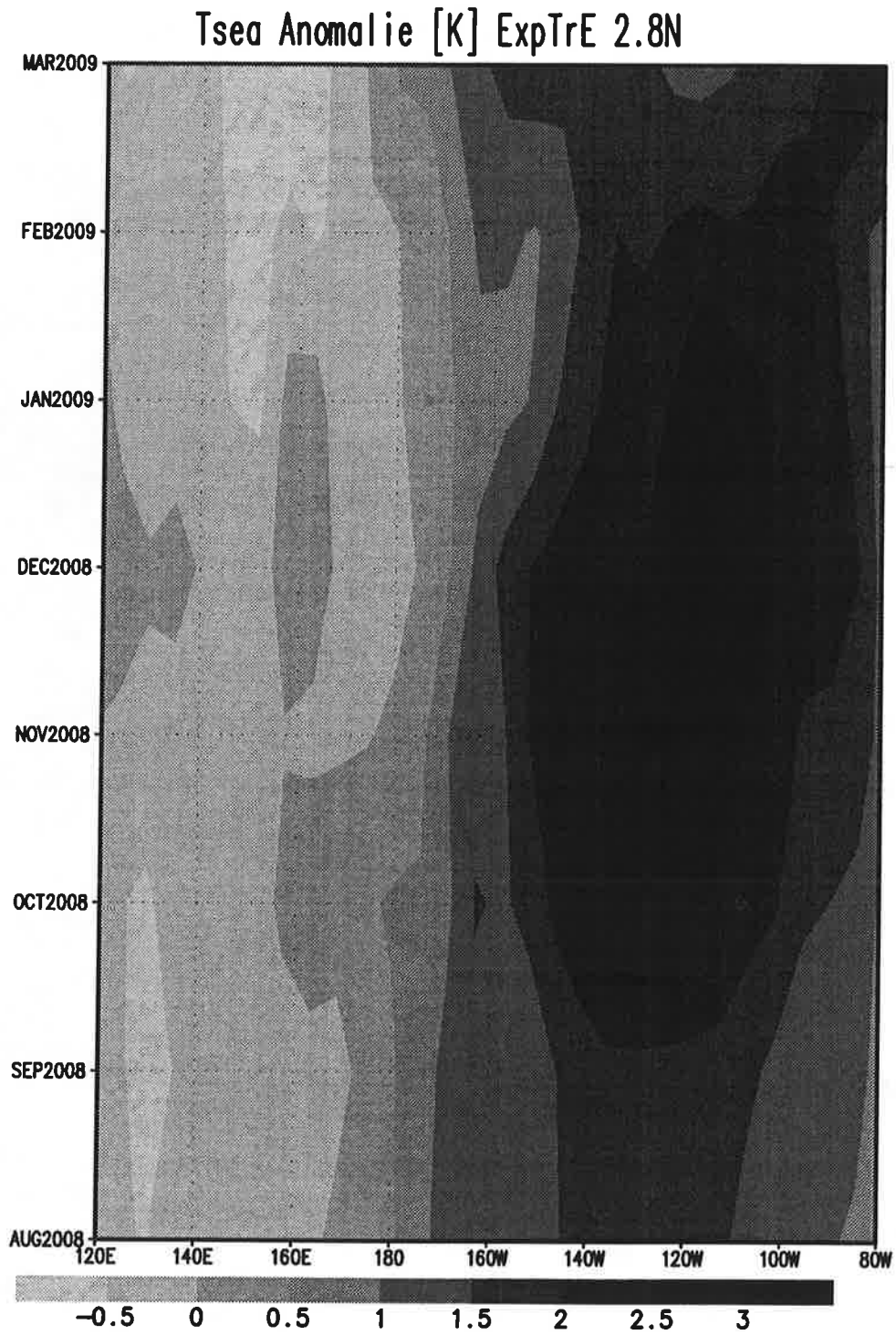
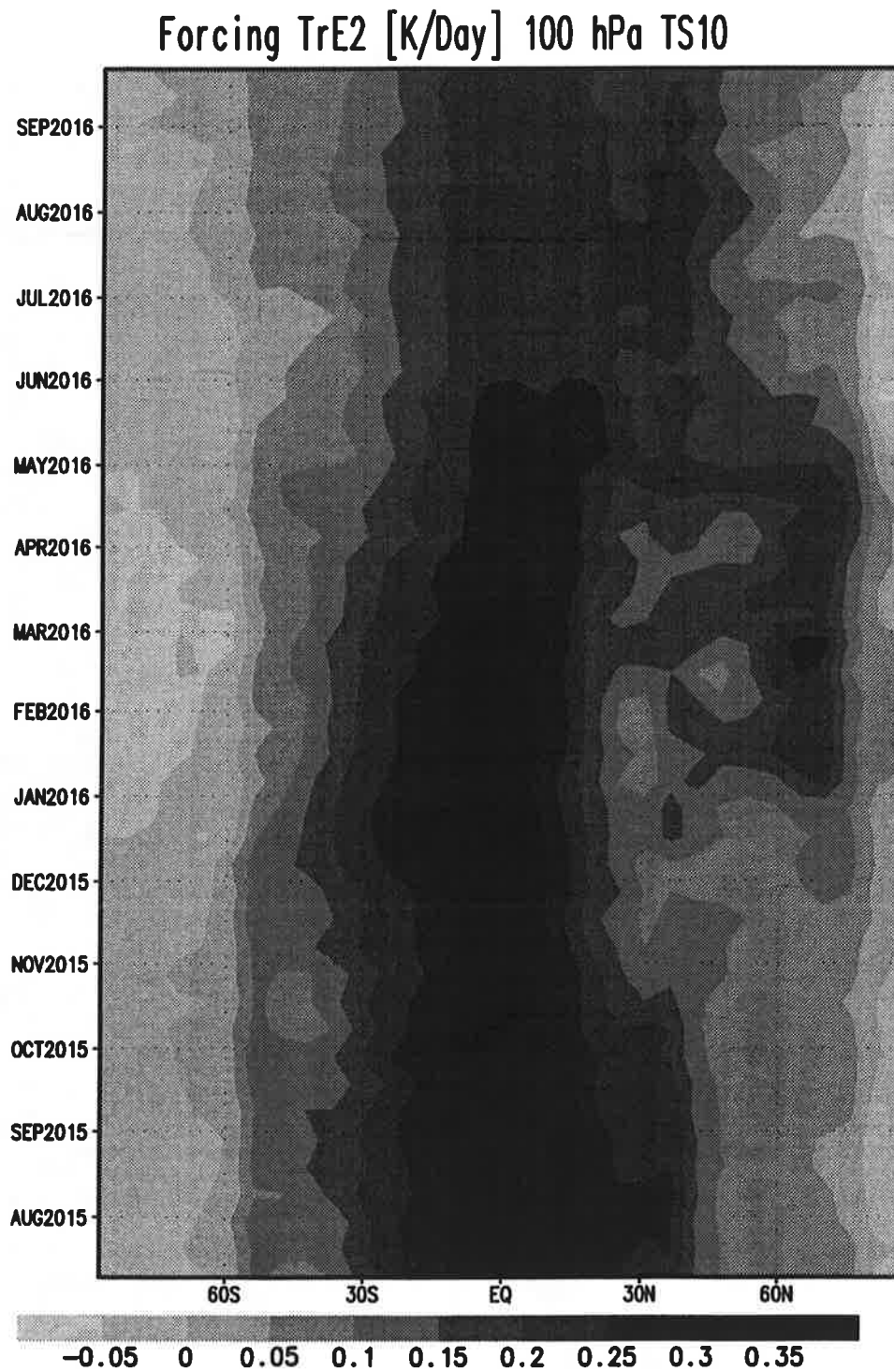


Abb. 11. Hovmöllerdiagramm der simulierten Heizratenanomalien im 100 hPa Niveau (für das transiente Vulkanexperiment benutzt)



Für die Untersuchung des transienten Falls wurden fünf El-Niño-Simulationen (PONATER u.a., 1992), ein 20jähriger Kontrolllauf und ein Vulkanexperiment herangezogen. Im El-Niño-Fall wurde über einen Zeitraum von acht Monaten mit fünf verschiedenen atmosphärischen Startbedingungen integriert. Diese verschiedenen Initialisierungsdatensätze für den ersten August entstammen dem Kontrolllauf. Die tropische Meeresoberflächentemperatur wurde entsprechend einem starken El Niño angenommen (siehe Abb. 10).

Tabelle 3: Zusammenstellung der Modellexperimente

Experiment ^(a)	Integrationszeit	Beschreibung der Antriebsfunktion
permanenter Januar-Mode		
Kontrolllauf (1)	60 x 1 Monat	klimatologische SST für Januar
Vulkan (1)	60 x 1 Monat	klimatologische SST für Januar, Heizraten, kurzwellige Strahlungsreduktion
Vulkan + El Niño (1)	60 x 1 Monat	SST Anomalie Januar 1983, Heizraten, kurzwellige Strahlungsreduktion
El Niño (1)	60 x 1 Monat	SST Anomalie Januar 1983
permanenter Juli-Mode		
Kontrolllauf (1)	36 x 1 Monat	klimatologische SST für Juli
Vulkan (1)	36 x 1 Monat	klimatologische SST für Juli, Heizraten, kurzwellige Strahlungsreduktion
Vulkan + El Niño (1)	36 x 1 Monat	SST Anomalie Juli 1983, Heizraten, kurzwellige Strahlungsreduktion
El Niño (2)	36 x 1 Monat	SST Anomalie Juli 1983
Experimente mit Jahresgang		
Kontrolllauf (3)	20 Jahre	Jahresgang der SST
Vulkan (1)	1 x 15 Monate	Jahresgang der SST, Aerosolmessungen nach Pinatubo Ausbruch (1991)
El Niño (4)	5 x 8 Monate	SST Anomalien entsprechen einem kräftigen ENSO

(a) Die Betreuung der Experimentdurchführung ist in Klammern angegeben: 1 = I. KIRCHNER, 2 = O. ROLL, 3 = D. SCHRIEVER, 4 = M. PONATER

Im Vulkanfall wurden die Beobachtungen nach dem Ausbruch des Pinatubo für die Berechnung der Antriebsfunktion verwendet. Das Zirkulationsmodell wurde mit einem extern parallel arbeitenden Strahlungscode (SCHULT, 1990) zur Berechnung der Aerosolheizraten und Strahlungsflußänderungen betrieben. Mit einer Schrittweite von 10 Tagen wurden neue Heizraten und Strahlungsreduktionen unter Benutzung der Daten des Zirkulationsmodells berechnet und an das Zirkulationsmodell übergeben. Da dieses Verfahren sehr aufwendig ist, wurde die Integration nur einmal über einen Zeitraum von 15 Monaten ausgeführt. Die Integration beginnt am 1. Juli mit den Aerosolwerten vom Juli 1991. Für die 15 Monate wurde die Änderung der vulkanspezifischen Heizraten in der Stratosphäre in Abb. 11

gezeigt. Die Größenordnung der berechneten Werte entspricht den leider nur vereinzelt vorliegenden Beobachtungen gut (siehe dazu Kapitel 2). Der Abfall der Antriebsfunktion infolge der abnehmenden Aerosolkonzentration wird auch realistisch simuliert.

Da die Rechnungen mit dem gekoppelten Strahlungsschema sehr aufwendig sind, eine verbesserte Version des Zirkulationsmodells (die es ermöglicht, vulkanisches Aerosol im Strahlungsschema zu variieren) erst in Vorbereitung ist und für die objektive Beurteilung der Experimentergebnisse aber mehrere unabhängige Simulationen erforderlich sind, konnte die Modellierung des kombinierten Effektes für den transienten Fall nicht in die Untersuchungen einbezogen werden. Zur Übersicht werden in der Tab. 3 die verschiedenen Experimente abschließend zusammengefaßt. Für die technische Bearbeitung der Daten wurden zahlreiche Programme der Modulbibliothek des Max-Planck-Instituts für Meteorologie angewandt (BORGERT & WELKE, 1991). Die graphischen Darstellungen wurden überwiegend mit dem Programmpaket GrADS realisiert (DOTY, 1992).

3.2. Die statistischen Werkzeuge

Die Untersuchung der Auswirkungen verschiedener Klimafaktoren erfordert eine eindeutige Zuordnung von typischen Anomalien. Diese Anomaliefelder können sowohl aus Modellexperimenten als auch aus Beobachtungen berechnet werden. Für diese Abgrenzung muß ein Grundzustand definiert werden. Die Einordnung von Klimasignalen, die durch konkrete Antriebsfunktionen bestimmt werden, ist möglich, wenn mit statistischen Methoden die Abweichung vom Grundzustand gemessen und geprüft wird. Um die richtigen Prüfverfahren im hier zu untersuchenden Fall auszuwählen, wird zuerst die Formulierung der Testhypothese kurz erläutert. Die Unterschiede, Vor- und Nachteile der möglichen Testverfahren werden diskutiert und die Optimierung der Signalfindung wird in einem weiteren Abschnitt beschrieben.

3.2.1. Formulierung der Testhypothese

Ausgehend von einer Einteilung des Datenmaterials in zwei deutlich zu unterscheidende Klassen soll die Problemstellung aus statistischer Sicht beschrieben werden. Liegen mit den Daten eines Experimentes X mit definiertem Antrieb (1) und den Daten Y des ungestörten Modellexperimentes (2) zwei verschiedene Schätzungen eines unbekanntes Basiszustandes der räumlichen Dimension p für t_n unabhängige Zeitschritte vor, entspricht der Nachweis eines Signals der statistischen Prüfung folgender Hypothesen:

H_0 : Das Klima im ungestörten Experiment unterscheidet sich **nicht** vom Zustand, der durch den

Klimafaktor hervorgerufen wird;

H1: Das Klima im ungestörten Experiment unterscheidet sich vom Zustand, der durch den Klimafaktor hervorgerufen wird;

$$(1) \quad X_e = [X_{t_1}, X_{t_2}, \dots, X(x_1, x_2, \dots, x_p)_{t_n}]$$

$$(2) \quad Y_c = [Y_{t_1}, Y_{t_2}, \dots, Y(y_1, y_2, \dots, y_p)_{t_n}]$$

Bemerkt sei an dieser Stelle, daß mit Ablehnung der Hypothese *H0* die alternative Aussage *H1* nicht notwendig wahr ist. Die beiden Klassen (1) und (2) können auch aus der Einteilung von Beobachtungsdaten erzeugt werden. Der Vergleich beider Zustände eines Systems kann im wesentlichen nach drei verschiedenen Gesichtspunkten untersucht werden. Unterschiede können im mittleren Zustand, in der Variabilität und in der Form der Verteilung der einzelnen Realisierungen unter den verschiedenen Systemzuständen bestehen. Diese drei Eigenschaften eines Systemzustandes entsprechen im Zustandsraum dem Schwerpunkt, der Ausdehnung und der Form einer Punktwolke, die durch die individuellen Realisierungen im Ortsraum (i.a. die 3-dimensionale Atmosphäre) erzeugt wird. Die Qualität der Testaussage ist abhängig vom Stichprobenumfang und vom Testverfahren zur Prüfung der Hypothese. Die Konstruktion des Testverfahrens kann unter verschiedenen Gesichtspunkten erfolgen. Um die Unzulänglichkeiten der einzelnen Verfahren auszugleichen, wurden im vorliegenden Fall verschiedene Prüfungen angewandt. Der Unterschied besteht jeweils in der Informationsmenge, die *a priori* aus physikalischen Erfahrungen in den Test eingebunden wird.

Alle Testverfahren können in zwei Klassen unterteilt werden, die univariaten Testverfahren (SHUKLA, 1975; CHERVIN & SCHNEIDER, 1976; KATZ, 1982; LIVEZEY & CHEN, 1983) und die multivariaten Testverfahren (PREISENDORFER & BARNETT, 1977; HASSELMANN, 1979; LIVEZEY, 1985; BARNETT, 1991b). Die univariaten Verfahren gehen von der Unabhängigkeit räumlicher und zeitlicher Änderungen der Datenfelder aus. Multivariate Methoden berücksichtigen die räumlichen und zeitlichen Beziehungen der Daten im Ortsraum. Zur Untersuchung atmosphärischer Größen sind die multivariaten Testverfahren besser geeignet, da die physikalisch begründeten Korrelationen dabei besser in die Schätzung eingehen. Die Konstruktion von multivariaten Testgrößen wird allgemein durch Analogiebetrachtungen aus den bekannten univariaten Verfahren abgeleitet, und bei der Prüfung kann

sowohl auf bekannte Testverteilungen als auch auf durch Monte-Carlo-Rechnungen konstruierte Testverteilungen zurückgegriffen werden. ZWIERS (1987) sowie ZWIERS & THIEBAUX (1987) geben einen Überblick über verschiedene univariate und multivariate Verfahren (siehe auch von STORCH, 1985; SANTER, 1988). Die multivariaten Verfahren unterteilen sich wiederum in Verfahren, die Möglichkeiten zur Reduktion der Freiheitsgrade nutzen (z.B. HASSELMANN, 1979 und 1992), und in Prozeduren, die auf Monte-Carlo-Studien aufbauen (z.B. PREISENDORFER & MOBILEY, 1984; BARNETT, 1991b).

Allgemein existieren sowohl für univariate als auch für multivariate Methoden parameterbezogene und parameterfreie Testverfahren. Die vorliegenden Experimente sollen weitestgehend mit parameterbezogenen Tests untersucht werden. Der Vorteil von univariaten Testverfahren liegt in der problemlosen Berechnung eindeutig definierter Parameter, welche gut an bekannten Wahrscheinlichkeitsverteilungen geprüft werden können, sofern die Grundgesamtheit einer Gaußverteilung genügt. Bei den multivariaten Verfahren dagegen erweist es sich als problematisch, eine einfach zu konstruierende Testgröße zu finden, die einer bekannten Wahrscheinlichkeitsverteilung genügt.

Beispiele für parameterbezogene Testverfahren finden sich bei von STORCH & KRUSE (1985), HANNOSCHÖCK & FRANKIGNOUL (1985) oder von STORCH & ZWIERS (1988). Neben dem Student's t-Test findet sich ein weiteres Beispiel für ein univariates Verfahren bei von STORCH & ZWIERS (1988): Die Rekurrenzanalyse von Modelldaten liefert ein Maß für die Unabhängigkeit zweier Verteilungen voneinander, das bei großen Stichproben unabhängig vom Stichprobenumfang ist.

Um die Nachteile der einzelnen Verfahren auszugleichen, bietet sich die Kombination verschiedener Testverfahren an. HANNOSCHÖCK & FRANKIGNOUL (1985) benutzen eine Testhierarchie, die bei univariaten Tests beginnt und bis zur Anwendung multivariater Analysemethoden geht. Da es keine allgemeingültigen Regeln für die Anwendung von Testverfahren gibt, wurden im vorliegenden Fall verschiedene Verfahren zur Optimierung der Aussage über Klimaänderungen durch vulkanisches Aerosol herangezogen und im anschließenden Abschnitt näher erläutert.

3.2.2. Der Vergleich verschiedener Verfahren zur Messung der Differenz zwischen einem Signal und dem Klima

Ausgehend von den beiden Schätzungen der Grundgesamtheiten (1) und (2) kann der Unterschied beider Mittelwerte an jedem Gitterpunkt unter Anwendung des Student's t-Tests (z.B. STORM, 1979) geprüft werden. Dieser Test setzt normalverteilte Grundgesamtheiten voraus und die Varianzen beider

Grundgesamtheiten müssen gleich sein. Diese Voraussetzungen sind für meteorologische Feldverteilungen nicht vollständig erfüllt, da die einzelnen Elemente zeitlich und räumlich miteinander korreliert sind. Möglichkeiten, diesen Nachteil durch eine Korrektur bei der Berechnung der Testgröße auszugleichen, sollen kurz diskutiert werden.

$$(3) \quad t_e(x_i) = \frac{\overline{X_e(x_i)} - \overline{Y_c(x_i)}}{S_{e,c}} \Big|_{i=1,p}$$

$$(4) \quad S_{e,c}^2 = \frac{[(n_e - 1)S_e^2 + (n_c - 1)S_c^2]}{n_e + n_c - 2}$$

Die Testgröße (3), berechnet aus den zeitlichen Mittelwerten von X und Y und einer gewichteten Streuung $S_{e,c}$, in die der Stichprobenumfang n und die Streuung S des Experimentes (n_e, S_e) sowie des Grundzustandes (n_c, S_c) gemäß (4) eingehen, kann mit dem zweiseitigen t-Test für eine definierte Irrtumswahrscheinlichkeit α bewertet werden (siehe (5)).

$$(5) \quad t_e(x_i) \geq t_\alpha$$

Eine Verfeinerung des Verfahrens kann durch die Berücksichtigung der räumlichen Korrelationen zwischen verschiedenen Gitterpunkten einer Feldgröße erreicht werden.

Tabelle 4: Mindestflächenanteile mit lokal nachgewiesenen Anomalien (95 % Signifikanzgrenze) für das 700 hPa Geopotentialfeld (nach LIVEZEY & CHEN, 1983)

zeitlicher Freiheitsgrad	relativer Flächenanteil (%)
100	9,5
50	11,3
40	12,5
30	13,3
20	16,5

nen zwischen verschiedenen Gitterpunkten einer Feldgröße erreicht werden. LIVEZEY & CHEN (1983) zeigen für das Geopotentialfeld im 700 hPa Niveau, daß erst mit Überschreiten einer Mindestfläche mit lokal signifikanten Unterschieden ein globales Signal gleichfalls signifikant ist. Tab. 4 gibt die relativen Flächenanteile für den Nachweis globaler Signifikanz für das Geopotentialfeld der 700 hPa Fläche an. Nach dieser Methode kann die parameterabhängige räumliche Kor-

relation abgeschätzt werden. Durch die enge physikalische Kopplung der meteorologischen Größen sind diese Schwellenwerte auch eine konservative Schätzung für die Temperatur, den Wind und das Geopotential in anderen Niveaus.

Ein einfacher Weg zur Eliminierung des Fehlers, der durch die zeitliche Korrelation der Daten entsteht, ist die Reduzierung der Anzahl zeitlicher Stützstellen. Ansätze dazu finden sich bei SHUKLA (1975) und KATZ (1982). Eine Möglichkeit zur Reduzierung des zeitlichen Freiheitsgrades und zur

Konstruktion eines effektiven Stichprobenumfanges benutzt das Integral der Autokorrelationsfunktion. Das Integral der Autokorrelationsfunktion zwischen dem Ursprung und der ersten Nullstelle wird in der Literatur auch als "integraler Zeitscale" bezeichnet und wird zur Berechnung der "Bartels'schen Erhaltungszahl" (BARTELS, 1935) benutzt. Die Bestimmung der Autokorrelation erfordert jedoch einen hinreichend großen Stichprobenumfang (CHERVIN & SCHNEIDER, 1976). Andernfalls wird die statistische Sicherheit zur Ablehnung der Nullhypothese überschätzt.

Durch die Erhöhung des Stichprobenumfanges kann die Signifikanzgrenze so lange gesenkt werden, bis jede lokale Anomalie statistisch signifikant wird. Um diesen Effekt zu unterbinden, entwickelten von STORCH & ZWIERS (1988) den univariaten Rekurrenztest. Bei diesem Verfahren wird die Überlappung zweier Verteilungen gemessen. Dazu wird die Wahrscheinlichkeitsverteilung beider Stichproben aus den gemessenen Häufigkeitsverteilungen geschätzt und die Bereiche beider Verteilungen, die sich gegeneinander ausschließen, abgewogen. Von STORCH & ZWIERS (1988) konstruieren mit diesem Verfahren einen Wert für den Unterschied zweier Verteilungen, der unabhängig vom Umfang der Stichproben ist und zur Prüfung des Unterschiedes globaler Anomalieverteilungen gitterpunktweise angewendet wird.

Der Übergang von lokalen Anomalien zu globalen Feldern, die an diskret verteilten Stützstellen abgetastet werden, führt auf den Hotelling's T^2 -Test (MORRISON, 1988; PREISENDORFER, 1988). Dabei handelt es sich um die multivariate Verallgemeinerung des univariaten Student's t-Tests. In die Berechnung (6) der Testgröße T^2 gehen die räumliche Auflösung beider Datenfelder p_e und p_c , die zeitlichen Mittelwerte beider Felder X und Y und eine Schätzung S der Kovarianzmatrix ein.

$$(6) \quad T^2 = \frac{(p_e + p_c)}{(p_e p_c)} (\bar{X}_e - \bar{Y}_c)^T S^{-1} (\bar{X}_e - \bar{Y}_c)$$

Die Prüfung der T^2 Testgröße erfolgt an der Fisherverteilung. Die Matrix S kann aus der vollständigen Kovarianzmatrix abgeleitet werden. Im allgemeinen ist jedoch die Zahl verfügbarer unabhängiger Stichprobenelemente zu gering, um den Test mit der erforderlichen Stärke im originalen Datenraum durchzuführen (BELL, 1986). Der Übergang in den Zustandsraum, der durch Empirische Orthogonal Funktionen (EOF) aufgespannt wird, kann zur Verbesserung des Signalnachweises führen, wenn die Anzahl der notwendigen Basisvektoren, die den physikalischen Zusammenhang beschreiben, dadurch drastisch reduziert werden kann und außerdem die Kovarianzmatrix hinreichend genau bekannt ist. Da in den meisten Fällen die räumliche Dimension ungleich höher als die Anzahl zeitlich unabhängiger

Elemente ist, kann jedoch die Kovarianzmatrix nicht vollständig geschätzt werden. Durch die EOF-Methode gelangen zusätzliche, durch die Schätzung der Kovarianz in einem sehr stark verringerten Unterraum des vollständigen Zustandsraumes bedingte - sogenannte "sampling" - Fehler in die Analyse (BELL, 1986). BARNETT u.a. (1991b) schätzen diese Fehler durch Monte-Carlo-Tests ab.

Der Unterschied zwischen einem Signal und einem Grundzustand kann bei genauer Kenntnis der Kovarianzmatrix C_{ij} im Zustandsraum nach (7) bestimmt werden (HASSELMANN, 1979).

$$(7) \quad \tau^2(\Delta X) = \sum_{i,j} C_{ij}^{-1} (\Delta x_i \Delta x_j)$$

Diese Maßzahl τ^2 für den Unterschied eines Signalmusters vom Grundzustand wird an der χ^2 -Verteilung geprüft. HANNOSCHÖCK & FRANKIGNOUL (1985) zeigen, daß durch die Projektion des mittleren Signals auf die Basis, die nach der maximalen Varianz ausgerichtet wird, eine Optimierung der τ^2 Statistik erfolgt.

$$(8) \quad \tau_{n_c}^2 = \sum_{k=1}^{n_c} \frac{\delta x_k^2}{\lambda_k^2}$$

In die Darstellung nach (8) gehen die Zeitserien δx_k der Basisvektoren und die Eigenwerte λ_k der Kovarianzmatrix ein. Die Zeitserien δx_k werden durch die Projektion des Signals auf die optimal gedrehte Basis berechnet (PREISENDORFER, 1988; SANTER u.a., 1993). Eine Möglichkeit zur Bestimmung der optimalen Basis für die Darstellung eines Signals und der Abschätzung der Aussagekraft dieser Darstellung im EOF-Raum soll deshalb erläutert werden.

Eine Einschränkung der Anzahl räumlicher Stützstellen ist einerseits durch die räumliche Mittelung der meteorologischen Feldgrößen möglich. Dadurch verbessert sich die Schätzung der Kovarianzmatrix. Andererseits können durch die Bestimmung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses die meteorologischen Größen ausgesucht werden, bei denen eine Unterscheidung zwischen Signal und Referenzzustand am besten möglich ist (HASSELMANN, 1979). Das Problem besteht darin, ein Koordinatensystem zu finden, das ein Signal möglichst ohne verzerrendes Rauschen darstellt. Für die Wahl eines solchen Koordinatensystems kann nach der Methode von HASSELMANN (1979, 1992) vorgegangen werden. Bei SANTER u.a. (1993) wird das Signal-zu-Rausch-Verhältnis durch die Projektionen auf verschiedene Orthonormalsysteme des reduzierten Zustandsraumes abgeschätzt. BARNETT u.a. (1991b) definieren das Signal-zu-Rausch-Verhältnis als die Differenz der Mittelwerte zwischen einem

Experiment und dem Kontrolllauf relativ zur Varianz des Kontrolllaufes und untersuchen verschiedene CO₂-Experimente. Die Rangfolge der statistischen Verfahren für die Unterscheidung der Signale von vulkanischem Aerosol und ENSO wird im anschließenden Abschnitt dargestellt.

3.2.3. Möglichkeiten zur Optimierung der Signalerkennung

Für die Darstellung des vulkanbedingten und des El-Niño-bedingten Signals wurde eine auf dem univariaten lokalen t-Test aufbauende Testhierarchie benutzt. Zum besseren Vergleich mit Beobachtungen werden vorzugsweise Größen ausgewählt, die auch als Beobachtungsdaten für den Vergleich zur Verfügung stehen. Die lokal nachgewiesenen Anomalien werden bezüglich der Rekurrenz untersucht. Zur besseren Darstellung der Signalstärke wird eine Analyse im EOF-Raum durchgeführt, die an dieser Stelle ausführlicher erläutert werden soll.

Die Projektion auf die v -te Komponente einer reduzierten Basis k des vollständigen p -dimensionalen Zustandsraumes wird wie folgt berechnet:

$$(9) \quad PC(t_j)_{Basis_k}^v = \sum_{i=1}^p X(x_i)_{t_j} \cdot V(x_i)_{Basis_k}^v$$

Die Anzahl k unabhängiger Basisvektoren V hängt von der Dimension des p -dimensionalen euklidischen Ortsraumes und des verfügbaren Stichprobenumfangs n zur Schätzung der Basisvektoren ab. Diese Anzahl der Vektoren, die für die reduzierte Basis benutzt werden, kann mit folgender Monte-Carlo-Simulation abgeschätzt werden (PREISENDORFER, 1988): Es wird ein Ensemble von (p,n) -dimensionalen Zufallsdatensätzen erzeugt und der Analyse unterzogen. Man erhält eine EOF-Rangbezogene Häufigkeitsverteilung für die Varianz der zufälligen EOFs. Bei Vorgabe eines Signifikanzniveaus wird für jeden Rang der EOFs ein Schwellenwert für die Varianz definiert, die mindestens von den aus dem Datensatz geschätzten EOFs beschrieben werden muß, um mehr als weißes Rauschen zu erklären. Nur so ausgewählte Basisvektoren sollten in die Projektion (9) einfließen. Die erklärte kumulative Varianz der so reduzierten Basis liegt im allgemeinen unter dem bei SANTER u.a. (1993) benutzten Wert von 95 %. Bei der Analyse der globalen Felder in den Januar-Experimenten ($p=2048$, $n=58$) zeigt sich, daß in diesem Fall nur 80-90 % der vollständigen Varianz einer Variablen geschätzt werden können. 10-20 % der vollständigen Varianz verschwinden im zufälligen Rauschen. Außer dieser objektiv bedingten Grenze für den Nachweis eines Signals beeinflußt die Orthogonalität zwischen Signal und Basiszustand des Systems den Erfolg der Trennung zwischen Signal und Basiszustand.

Eine Größe zur Beurteilung der Qualität der Signalbestimmung im EOF-Raum ist das Signal-zu-Rausch-Verhältnis. Für das Signal-zu-Rausch-Verhältnis wurde die bei SANTER u.a. (1993) angegebene Definition verwendet. Mit (10) wird aus dem Verhältnis der Projektion eines Datensatzes auf eine beliebige Basis und der vollständigen Varianz des Datensatzes ein Maß für die Abweichung von der Orthogonalität angegeben. Beschreiben die benutzten Basisvektoren den Datensatz vollständig, wird V^μ gleich eins. Werden die Basisvektoren dagegen aus einem orthogonalen Datensatz geschätzt, ist V^μ gleich Null. Zur Berechnung der Abweichung von der Orthogonalität zwischen Signal und Rauschen nach (11) können einerseits die Basisvektoren, die aus den Experimentdaten resultieren, andererseits die Basisvektoren des Kontrolllaufes zur Berechnung der Projektion herangezogen werden.

$$(10) \quad V_{Basis_k, Exp}^\mu = \frac{\sum_{i=1}^{\mu} \sum_{\tau} (PC(\tau)_{Basis_k, Exp})^2}{\sum_{j=1}^p \sum_{\tau} (X(x_j)_{\tau})^2} \Bigg|_{Exp = V, V + E, E, K}$$

$$(11) \quad Signal \perp Rauschen = \frac{V_{Exp}}{V_{Ref}} \Bigg|_{Basis_{Ref}}$$

Das Verhältnis (11) ist sehr stark von den untersuchten meteorologischen Variablen abhängig. Durch die Wahl der Größen mit einem günstigen Signal-zu-Rausch-Verhältnis läßt sich ein Signal besonders gut beschreiben und der Nachweis eines Signals in Beobachtungen wird für diese Größen am wahrscheinlichsten. Dadurch wird es möglich, die signalspezifischen Variablen auszuwählen und für Analysen der Beobachtungsdaten einzusetzen.

Bei der Untersuchung globaler Klimaanomalien kann davon ausgegangen werden, daß wenige Freiheitsgrade genügen, um das System umfassend darzustellen (HASSELMANN 1979). Da die Wahl eines orthonormierten Koordinatensystems recht willkürlich ist, wird das Koordinatensystem aus den Anomalien des Experimentes mit dem Antriebsfaktor geschätzt. Die Projektion auf das am Signal ausgerichtete Koordinatensystem und das zugehörige Signal-zu-Rausch-Verhältnis geben Auskunft über die Stärke eines Signals. Die Skala für die Messung dieses Signals kann nur empirisch definiert werden. Beispielsweise kann eine komponentenweise Prüfung der Zeitserien mit dem t-Test durchgeführt wer-

den. Unter Vorgabe einer statistischen Sicherheit zur Prüfung des Unterschiedes im Mittelwert zwischen Experiment- und Kontrolllauf-PC kann mit den so aussortierten Komponenten ein mittleres Muster aus den Zeitserien und Basisvektoren gebildet werden.

Die Anwendung aller vorgestellten Methoden liefert ein Ensemble von Darstellungen eines Signals. Die Unsicherheiten der einzelnen Verfahren können durch den Vergleich untereinander ausgeglichen werden. Durch die Gegenüberstellung der Verfahren kann das für die Trennung des Vulkansignals bzw. des El-Niño-Signals am günstigsten geeignete ausgesucht und für spätere Untersuchungen allein herangezogen werden.

3.3. Die Methodik zur Trennung des Klimasignals der Vulkane vom El-Niño-Signal

Die quantitative Bestimmung der Klimaeffekte in mittleren und höheren Breiten von Vulkanen und positiven tropischen SST-Anomalien wird durch die hohe Variabilität des Klimas außerhalb der Tropen erschwert. Deshalb soll die Trennung beider Signale durch eine Kombination von Modellergebnissen und der Auswertung von Beobachtungsdatensätzen erfolgen. Der Vergleich verschiedener Modellexperimente untereinander gibt Auskunft über die räumliche Struktur der zu erwartenden Effekte. Dabei wird durch die Anwendung univariater und multivariater statistischer Methoden die Information über die Stärke eines erwarteten Signals verdichtet. Die Darstellung des vulkantypischen und des El-Niño-typischen Musters wird folgendermaßen optimiert und mit Beobachtungsergebnissen verglichen:

Aus den Modelldaten werden signaltypische räumliche Verteilungen verschiedener meteorologischer Größen der unteren Troposphäre und der Stratosphäre herausgefiltert. Damit werden die räumlichen Gewichte für die Stärke der spezifischen Signale (Vulkanismus und El Niño) bestimmt und mit dem Signal, das bei dem kombinierten Auftreten von Vulkaneinfluß und El Niño entsteht, verglichen. Der Vorteil der Modellexperimente liegt in der Verfügbarkeit beliebiger Variablen in globaler dreidimensionaler Auflösung. Da nicht alle diese Größen optimal geeignet sind, ein Signal nachzuweisen, erlaubt die Signal-zu-Rausch-Analyse der Modelldaten die Auswahl der Variablen mit der optimalen Signalinformation, um später gezielt auf Beobachtungsdaten zuzugreifen und nach dem Signalmuster zu suchen. Da die Beobachtungsdaten aber nicht immer den Variablen mit der maximalen Signalausbeute entsprechen, muß die Diskrepanz zwischen möglicher Variablenauswahl und objektiven Nachweisgrenzen für diese Variablen bei der Interpretation berücksichtigt werden. Dadurch wird die anschließende Verifikation erschwert und nicht immer optimal. Deshalb ist der Vergleich zwischen

modelliertem Signal und Beobachtungen ein wesentlicher Bestandteil der Untersuchungen und wird im folgenden Abschnitt beschrieben.

Nach der Bestimmung der räumlichen Signalstruktur werden Korrelationen zwischen den modellierten Mustern und verschiedenen Beobachtungsdatensätzen berechnet. Die räumliche Auflösung der Beobachtungsdaten y entspricht in der Regel nicht der des Modellgitters, so daß für den Vergleich die auf die Gitterstruktur der Beobachtungsdaten transformierten Modelldaten x verwendet werden. Gitterpunkte mit fehlenden Beobachtungsdaten gehen nicht in die Analyse ein. Nach dieser Datenaufbereitung wird mit p_d räumlichen Punkten für jeden verfügbaren Zeitschritt t_i der Musterkorrelationskoeffizient KK (auch als Anomaliekorrelationskoeffizient bezeichnet) zwischen modellierten und beobachteten Anomalien nach (12) bestimmt.

$$(12) \quad KK_{t_i} = \frac{\sum_{j=1}^{p_d} (x_j - \bar{x}^p) \cdot (y_j - \bar{y}^p)}{\sqrt{\left(\sum_{j=1}^{p_d} (x_j - \bar{x}^p)^2 \right) \left(\sum_{j=1}^{p_d} (y_j - \bar{y}^p)^2 \right)}} \Bigg|_{t_i}$$

Die Zeitserien für den Korrelationskoeffizienten werden den empirischen Ereignisstatistiken für Vulkanereignisse und El-Niño-Ereignisse gegenübergestellt. Da die Musterkorrelationen und die Ereignisstatistiken unabhängig voneinander entstanden, kann erstens geprüft werden, mit welcher Wahrscheinlichkeit die Signalmuster nach einem beobachteten Ereignis signifikant nachweisbar sind. Zweitens kann ein Einfluß bestimmter Einzelereignisse im Gesamtfeld der Beobachtungen quantifiziert werden. Damit können zurückliegende Vulkanereignisse besser nach dem Klimaeinfluß differenziert werden. Dieses Verfahren eignet sich besser für die Einordnung von Einzelereignissen und für die Zusammenstellung von sogenannten "Composites" (Mittel über alle Elemente einer ausgewählten Gruppe eines meteorologischen Parameters, beispielsweise das Mittel der bodennahen Lufttemperatur über alle vulkanisch gestörten Wintermonate). Wegen des geringen Stichprobenumfangs liefert die Bildung von Composites, abgesehen von den Unsicherheiten bei der Auswahl der Einzelereignisse, nur in sehr geringem Umfang statistisch sicherbare Ergebnisse. Außer der besseren Einordnung vergangener Vulkanausbrüche besitzt die Aufstellung von Häufigkeitsauszählungen der Musterkorrelationskoeffizienten prognostischen Wert. Für den recht einfach zu realisierenden statistischen Test dieser Häufigkeitsauszählungen wird die χ^2 -Verteilung verwendet (STORM, 1979).

Da es zur Untersuchung des anthropogenen Treibhauseffektes notwendig ist, den Einfluß von natürlichen Klimafaktoren auszuschließen, wäre folgendes Verfahren denkbar, um das Vulkansignal aus Beobachtungen der globalen Mitteltemperatur zu eliminieren. Dazu wird vor der globalen Mittelung das vulkanische mit dem Musterkorrelationskoeffizienten gewichtete Signalmuster von den Beobachtungen abgezogen. Die regionalen Unterschiede der natürlichen Klimaänderungen fließen in eine derartige Abschätzung besser ein. Das ist ein Vorteil gegenüber einer nur flächengewichteten globalen Mittelung verschiedener Beobachtungsdaten. Außerdem erleichtert die Kenntnis der wesentlichen Freiheitsgrade des Systems die Abschätzung einer Klimavorhersage.

4. Ergebnisse

Die Bildung von Composites, die nach der Einteilung aller Winter in verschiedene Klassen aus den Beobachtungen z.B. der Temperatur berechnet werden, ist eine Möglichkeit zur Darstellung der klimatischen Auswirkungen von Vulkanausbrüchen unter Berücksichtigung des Einflusses positiver SST-Anomalien im tropischen Pazifik im Winter. Diese Form des Signalnachweises muß aber sehr kritisch betrachtet werden. Deshalb sollen für den vorliegenden Fall die Vor- und Nachteile dieser Methode untersucht werden. Es schließt sich die Diskussion der Modellsimulationen an, die für die Ableitung des charakteristischen Klimasignals von vulkanischem Aerosol und von ENSO benutzt werden. Die ausführlich im Kapitel 3 erörterten Gründe verlangen eine Verifikation der Muster. Deshalb werden für den Winter die modellierten Signale mit verschiedenen Beobachtungen verglichen. Mit Hilfe der Modelldaten lassen sich gut Unterschiede zwischen den Klimafaktoren am Beispiel verschiedener komplexer Prozesse erläutern, so daß zur Abrundung Unterschiede der Zyklonenhäufigkeit, der Häufigkeit von blockierten Tagen, im Energiezyklus und in den Ausbreitungsbedingungen für planetare Wellen untersucht werden.

4.1. Analyse des Beobachtungsmaterials

Für die Analyse des Beobachtungsmaterials werden alle Winter der letzten anderthalb Jahrhunderte in verschiedene Klassen einsortiert. Eine Unterscheidung der Klassen erfolgt nach der Intensität der stratosphärischen Aerosolladung (unter Beachtung der klimawirksamen Einflußfaktoren von Vulkanen) und den ostpazifischen tropischen SST-Anomalien. Die Einordnung der Winter in die verschiedenen Klassen erfolgt nach der Stärke des Einflusses der beiden Klimafaktoren. Die Häufigkeit von El-Niño-Ereignissen und Vulkanausbrüchen wird diskutiert. Auf der Grundlage der Klasseneinteilung für vulkanisch bzw. El-Niño-beeinflußte Winter werden Composites des globalen Temperaturfeldes der bodennahen Lufttemperatur (JONES u.a., 1992) analysiert und mit der Stärke des polaren Winterwirbels in der unteren Stratosphäre verglichen.

4.1.1. Klasseneinteilung und Häufigkeitsstatistik von Vulkanereignissen und El Niño

Auf der Grundlage der El-Niño-Liste (siehe Kapitel 3.1.1) und der Zusammenstellung der potentiell klimawirksamen Vulkane (siehe Kapitel 2.1.4) wurde die Häufigkeit sowohl der vulkanisch gestörten und El-Niño-beeinflußten Winter als auch die Anzahl der Winter, in denen beide Klimafaktoren wirken,

für den Zeitraum von 1850 bis 1992 ausgezählt. Für die Ermittlung des vulkanischen Störungspotentials wurden nur Vulkanausbrüche mit einem VEI über 3 und/oder einem DVI Wert von mindestens 200 in Anlehnung an ROBOCK & MAO (1992) einbezogen.

Der Einfluß der Breitenlage der Vulkane wird folgendermaßen bei der Einteilung berücksichtigt: Die globale Ausbreitung der Vulkanwolke für tropische, stark eruptive Vulkane ist nach Beobachtungen (z.B. BLUTH u.a., 1992) relativ gut bekannt. Nach dem Ausbruch vergehen ca. zwei bis drei Monate, bis sich die Aerosolschicht in der unteren tropischen Stratosphäre in voller Stärke entwickelt hat. Der kräftige zyklonale polare Wirbel in der Stratosphäre verhindert im Winter eine meridionale Ausbreitung dieses Aerosols. Im Sommer wird die meridionale Ausbreitung durch die antizyklonale Zirkulation über dem Pol erschwert. Nur in der Phase der Zirkulationsumstellung im Frühjahr und Herbst können die Aerosolpartikel in höhere Breiten verfrachtet werden, um dort wirksam zu werden.

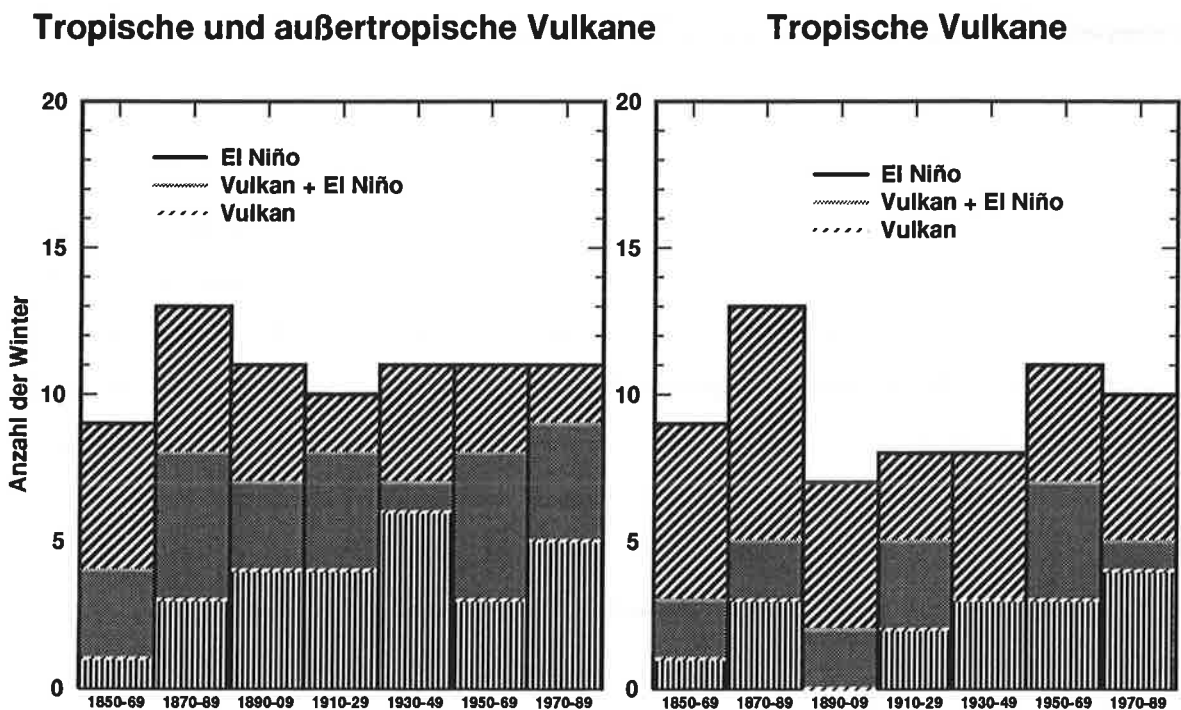
Da Messungen der Aerosolausbreitung für Vulkanausbrüche polwärts von 40° nicht zur Verfügung stehen, kann für diese Ausbrüche nur eine angenäherte Ausbreitung der Aerosolwolke abgeleitet werden. Aus der mittleren stratosphärischen Zirkulation resultiert, daß der Transport des Aerosols von höheren Breiten in die Tropen nicht so effektiv verläuft wie aus den Tropen in höhere Breiten. Es wird deshalb angenommen, daß für außertropische Ausbrüche, die im Winter beobachtet werden, mindestens zwei Zirkulationsumstellungen notwendig sind, um das Aerosol dieser außertropischen Vulkanausbrüche in die tropische Stratosphäre zu transportieren. Für im Sommer induziertes außertropisches Aerosol wird bereits im folgenden Winter Aerosol in der tropischen Stratosphäre wirken. Die geringere Wahrscheinlichkeit des äquatorwärtigen Transportes außertropisch entstandenen Aerosols dämpft das Klimastörungspotential außertropischer Vulkanausbrüche.

Tabelle 5: Klasseneinteilungskriterien für die Vulkan-El-Niño-Statistik seit 1850 (nur Winter)

Einteilung A (alle Vulkane)		Anzahl
1	hohes Störungspotential durch vulkanische Aerosol	26
2	hohes Störungspotential und El-Niño-SST	25
3	nur positive SST-Anomalie im tropischen Ostpazifik	25
4	Winter ohne Störung durch Vulkane oder El Niño	64
Einteilung B (nur tropische Vulkane)		
5	hohes Störungspotential durch vulkanische Aerosol	16
6	hohes Störungspotential und El-Niño-SST	14
7	nur positive SST-Anomalie im tropischen Ostpazifik	36
8	Winter ohne Störung durch tropische Vulkane oder El Niño	74

Da sowohl Angaben zur Aerosolausbreitung als auch zur Aerosolkonzentration für die Einzelereignisse weitestgehend unbekannt waren, wird nur untersucht, ob eine Periode mit hohem Störungspotential vorliegt. Weil im ersten Winter nach einem Vulkanausbruch ein Klimaeffekt am wahrscheinlichsten ist, wird jeweils diesem Winter ein hohes Störungspotential zugeordnet und nur diese Winter bei der Zuordnung in die Klassen 1, 2 bzw. 5 und 6 berücksichtigt (siehe Tab. 5). Außerdem wird sowohl der Einfluß tropischer und außertropischer gemeinsam als auch der Einfluß nur bei Berücksichtigung tropischer Vulkane auf die Klassenhäufigkeiten untersucht. Alle Winter nach 1850 können nach den Statistiken A und B nach Tab. 5 eingeordnet werden. Die Klassenhäufigkeiten werden in Abb. 12 in Intervallen von je 20 Jahren zusammengefaßt.

Abb. 12. Klassenhäufigkeiten der Vulkan-El-Niño-Statistik A (linke Seite) und Statistik B (rechte Seite) (schräge Schraffur für alle Winter mit El-Niño-Einfluß, grau Winter mit beiden Effekten, vertikale Schraffur für die Winter mit wahrscheinlicher Störung durch vulkanisches Aerosol)



Bei Beachtung aller Vulkanausbrüche können insgesamt 26 Winter in die Vulkanklasse ohne El-Niño-Störung eingeordnet werden. In die Klasse mit El-Niño-Antrieb werden 25 Winter eingestuft. Die kombinierten Effekte sind in 25 Wintern zu suchen. In 64 Wintern ist keiner der beiden Faktoren wirksam. Werden alle Winter, in denen vulkanisches Aerosol, El Niño oder beide Faktoren beobachtet werden, zusammengenommen, wird deutlich, daß in ca. 50 % der Winter mit Vulkanstörung auch der Klimafaktor El Niño wirkt. Dieses Verhältnis bleibt im Mittel über alle 140 analysierten Winter unver-

ändert, wenn nur tropische Vulkane in die Auszählung eingehen (siehe Statistik B). Dieser Trend wird sehr deutlich zwischen 1930 und 1950 gestört. In dieser Zeit werden nur wenige Winter gleichzeitig durch vulkanisches Aerosol und positive SST-Anomalien im tropischen Pazifik beeinflusst. Das suggeriert eine gute Chance zur Trennung der Effekte beider Klimafaktoren für diese Periode. Aus den DVI-Werten folgt aber, daß in dieser Periode keine außergewöhnlich kräftigen Vulkanausbrüche beobachtet wurden, so daß ein vulkanisches Signal nicht deutlich vom ungestörten Zustand zu unterscheiden ist. Wird die Statistik A zugrunde gelegt, muß in 50 % der Winter mit El-Niño-Antrieb ebenfalls mit Vulkaneffekten gerechnet werden. Die Häufigkeiten in den vier verschiedenen Klassen verändern sich zwischen 16 und 44 %, wenn die außertropischen Vulkane von der Untersuchung ausgeschlossen werden. Beispielsweise werden in der Statistik B deutlich mehr durch positive SST-Anomalien beeinflusste Winter in die Klasse 7 als in die Klasse 3 der Statistik A einsortiert. Deshalb wird die Interpretation von Composites, die stark von der subjektiven Auswahl der Vulkanausbrüche abhängen, schwierig und führt zu falschen Schlußfolgerungen, wenn keine zusätzlichen Vergleichsmöglichkeiten (z.B. Modellexperimente) herangezogen werden.

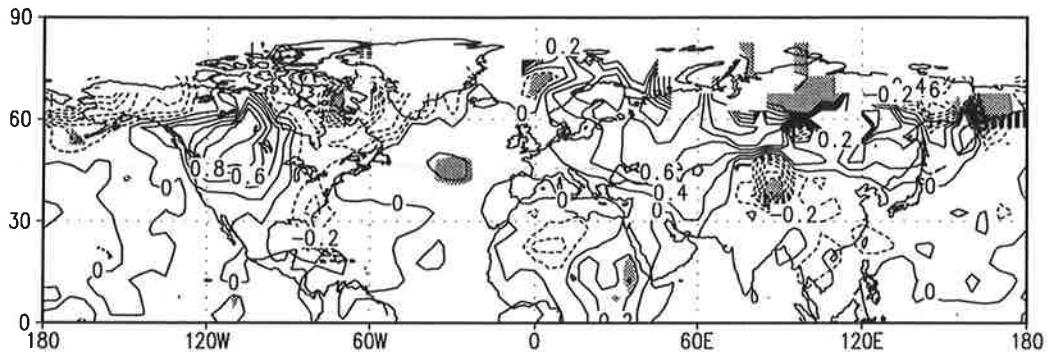
Die Gegenüberstellung der Statistiken A und B demonstriert die problematische Trennung der Signale beider Klimafaktoren (Vulkanismus und ENSO) in Composites aus Beobachtungen. Bedenkt man, daß nur nach den sehr wenigen Großeruptionen (11 mit VEI > 4, 12 mit DVI mindestens 500 oder 8 mit VEI > 5 und DVI mindestens 500 im Zeitraum 1850-1989) ein Klimaeffekt sehr wahrscheinlich ist, wird die Datenanalyse auf der Grundlage einer Klasseneinteilung nur relativ unsichere Hinweise für ein Signal geben können. Durch die hohe Zahl der Fälle mit gemeinsamen Auftreten von vulkanischem Aerosol und positiver SST-Anomalie wird jedoch eine Anomalie in meteorologischen Feldern nicht eindeutig dem jeweiligen Faktor zuzuordnen sein. Trotz der *a priori* geringen Chancen für den Nachweis eines Signals bei der Bildung von Composites wurde die Einteilung der Winter sowohl nach Statistik A als auch Einteilung B auf den Temperaturdatensatz der bodennahen Lufttemperatur (JONES u.a. 1992) angewandt.

4.1.2. Analyse der bodennahen Lufttemperatur

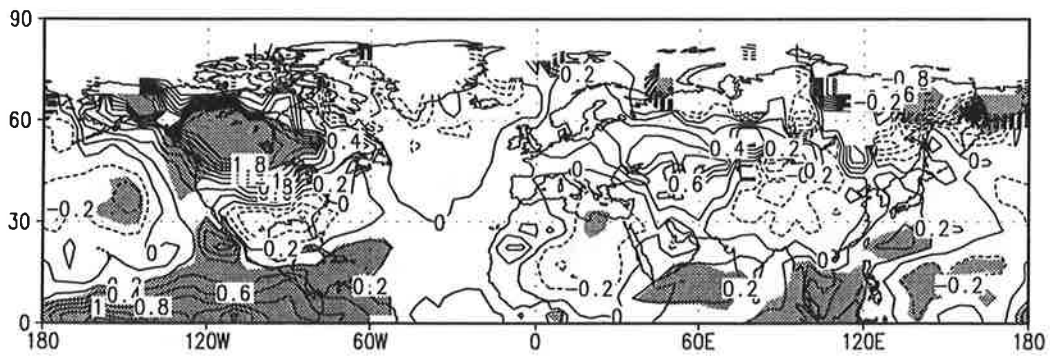
Die Analyse der bodennahen Lufttemperatur wurde zuerst nach der Vulkan-El-Niño-Klasseneinteilung untersucht. Die Composites der beobachteten Lufttemperatur in den Wintern aus den Klassen eins bis drei (siehe Tab. 5) wurden relativ zum Mittel der Lufttemperatur aller Winter der ungestörten Klasse vier in Abb. 13 dargestellt. Die Abb. 14 zeigt die Composites nach Statistik B (nur tropische Vulkane). Die Regionen mit signifikanten Differenzen, geprüft mit dem Student's t-Test auf 95%ige Signifikanz, wurden in den Abb. 13 und 14 schraffiert.

Abb. 13. Composites der bodennahen Lufttemperatur (JONES u.a., 1992) auf der Grundlage der Klasseneinteilung A (tropische und außertropische Vulkane) für Winter im Zeitraum 1854-1992 (Überschreitung der Signifikanzgrenze für 95 % schraffiert)

Vulkan Statistik A Tsfc [Kelvin]



Vulkan + El Nino Statistik A Tsfc [Kelvin]



El Nino Statistik A Tsfc [Kelvin]

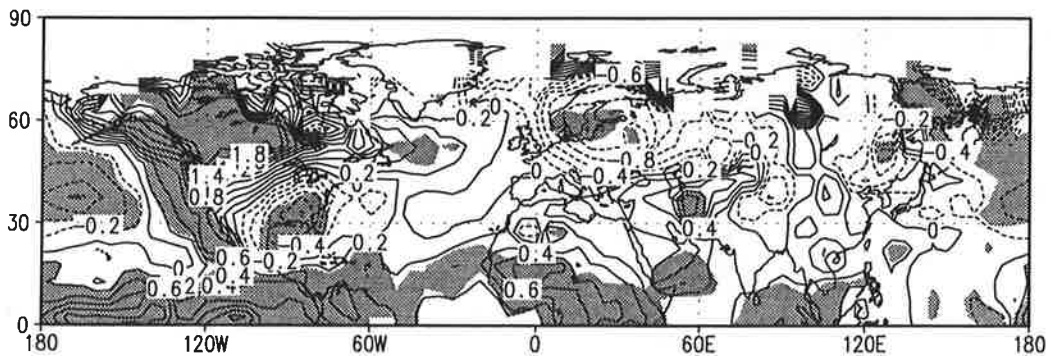
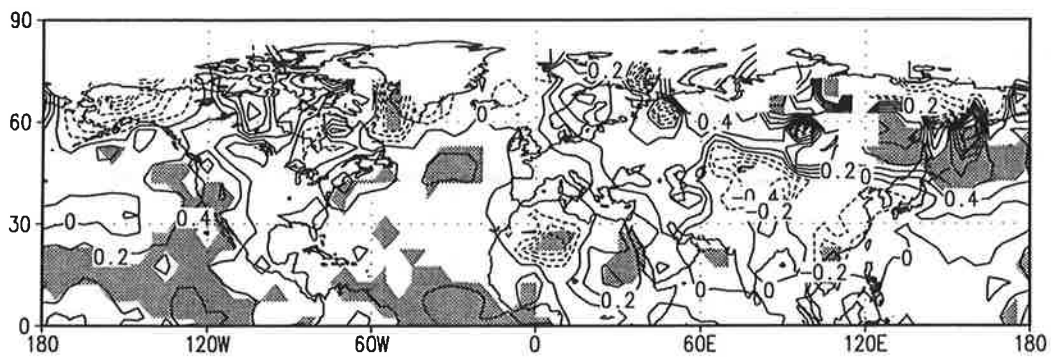
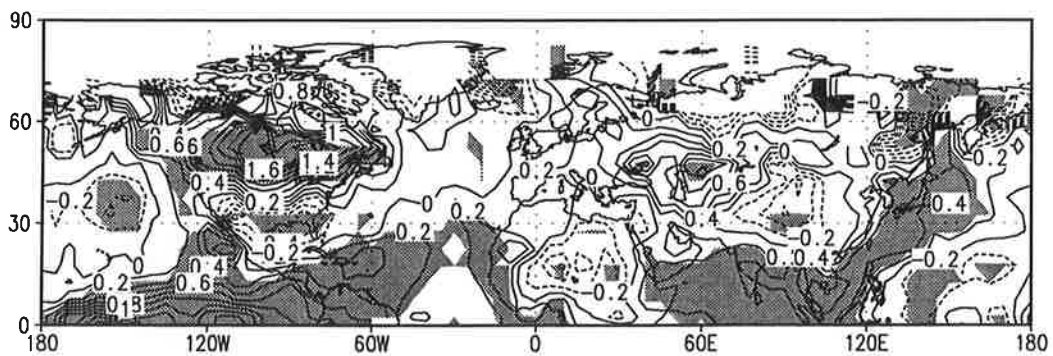


Abb. 14. Composites der bodennahen Lufttemperatur (JONES u.a., 1992) auf der Grundlage der Klasseneinteilung B (tropische Vulkane) für Winter im Zeitraum 1854-1992 (Überschreitung der Signifikanzgrenze für 95 % schraffiert)

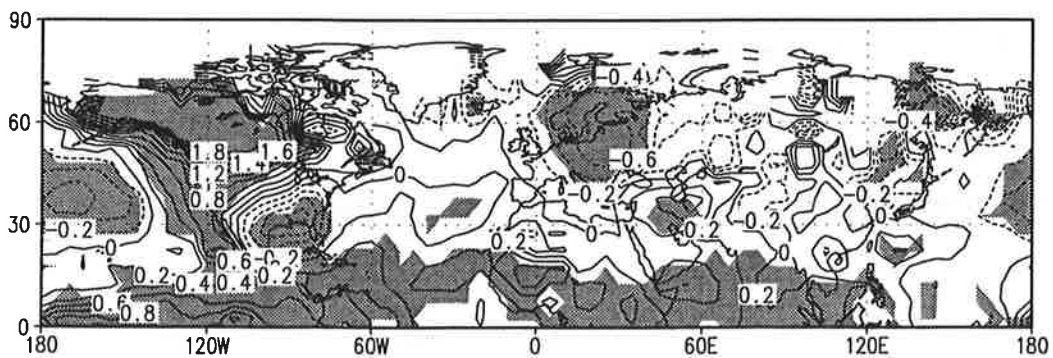
Vulkan Statistik B Tsfc [Kelvin]



Vulkan + El Nino Statistik B Tsfc [Kelvin]



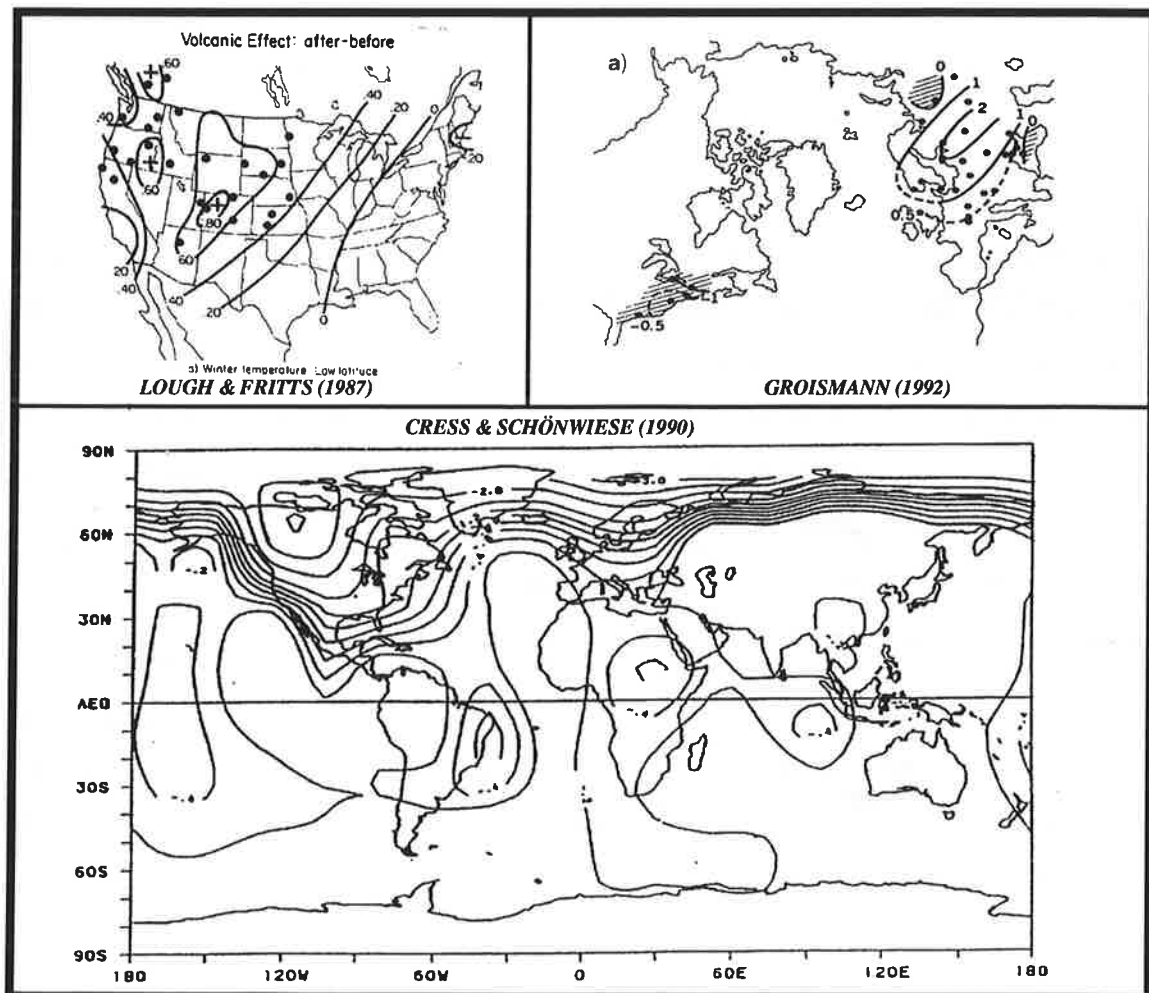
El Nino Statistik B Tsfc [Kelvin]



Im El-Niño-Fall wird über dem tropischen Pazifik das Muster erwartungsgemäß durch die SST-Anomalie bestimmt. Unabhängig von der zugrunde liegenden Auswahl (Statistik A oder B) sind die tropischen Anomalien mit 95 % signifikant. In höheren Breiten hebt sich ein positives Signal über Nordamerika und ein negatives Signal über Europa ab. Im Gegensatz zum El-Niño-Signal sind die Anomalien in höheren Breiten im Vulkanfall auf einer kleineren Fläche signifikant.

Durch das in Abschnitt 4.1.1 erläuterte schwächere Klimastörungspotential von außertropischen Vulkanausbrüchen bleibt das Vulkansignal in der bodennahen nach Statistik A gemittelten Wintertemperatur schwach. Die Einschränkung der Auswahl auf tropische Vulkanausbrüche verringert die absolute Klassenhäufigkeit in den Klassen 5 und 6, so daß der Stichprobenumfang zu gering ist, um ein Vulkansignal sicher nachzuweisen. Ein Vergleich mit anderen Analysen des Vulkansignals ist notwendig (Abb. 15).

Abb. 15. Gegenüberstellung verschiedener Analysen der bodennahen Wintertemperatur nach Vulkanausbrüchen (Angaben in Kelvin)



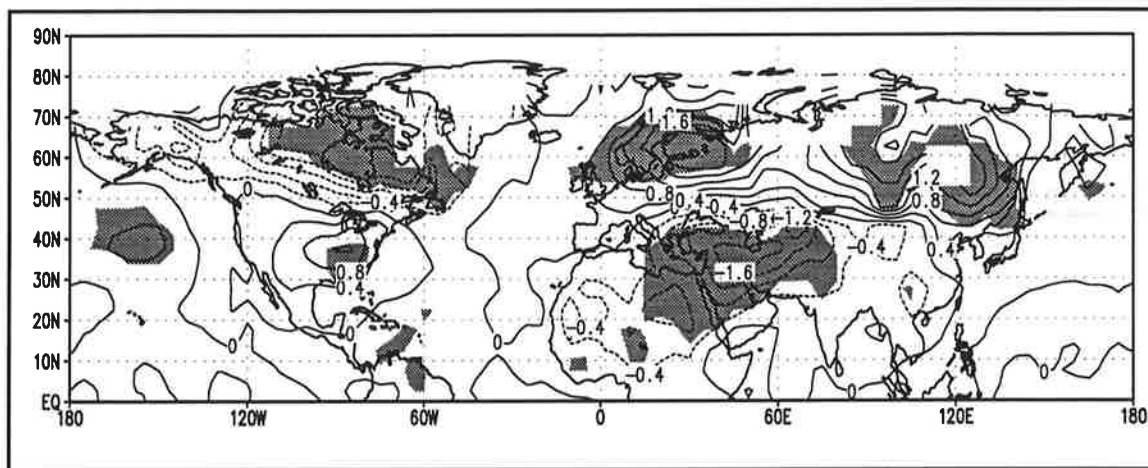
Differenzen und Gemeinsamkeiten zwischen den verschiedenen Analysen des Vulkansignals werden festgestellt: LOUGH & FRITTS (1987) untersuchen Baumringdaten und finden in Wintern nach tropischen Vulkanausbrüchen über Nordamerika sowohl im Ostteil negative Anomalien als auch im Westteil die durchgehend positiven Temperaturanomalien analog der Analyse nach Statistik A und B. Auch GROISMANN (1992) analysiert über Eurasien nach Vulkanausbrüchen im Winter positive Temperaturanomalien, die der bodennahen Lufttemperatur gemittelt über alle Winter jeweils der Klassen 1 und 2 bzw. 5 und 6 entsprechen. Untersuchungen des Wintermusters der Temperaturanomalien nach den 12 stärksten Ausbrüchen des letzten Jahrhunderts von ROBOCK & MAO (1992) bestätigen die Analysen von LOUGH & FRITTS sowie GROISMANN. Im Gegensatz dazu finden CRESS & SCHÖNWIESE (1990) in mittleren und hohen Breiten im Winter mit einer vierdimensionalen Regressionsanalyse überwiegend negative Anomalien in der bodennahen Lufttemperatur. Da über Nordamerika sowohl bei positiven SST-Anomalien im tropischen Pazifik als auch bei vulkanischem Aerosol ein positives Temperatursignal festgestellt wird (Abb. 13 und 14), muß das Vulkansignal, das nach regressiver Entfernung des ENSO-Signals von CRESS & SCHÖNWIESE (1990) berechnet wird, angezweifelt werden. Die häufige Kombination von Vulkanausbrüchen und El-Niño-Ereignissen verbietet es, diese Methode für die Bestimmung des Vulkansignals auf Messungen der bodennahen Lufttemperatur anzuwenden.

Eine Erwärmung in der tropischen Stratosphäre führt zu einer Zunahme des meridionalen Temperaturgradienten und damit zu einem stärkeren zyklonalen Wirbel über dem Pol in der unteren Stratosphäre. Ein wesentlicher Teil des Antriebsmechanismus durch vulkanisches Aerosol wird durch die Zunahme des polaren stratosphärischen Wirbels im Winter erklärt (GRAF u.a. 1993b). Im Gegensatz dazu führt El Niño zu einer Abschwächung der stratosphärischen polaren Strömung im Winter (van LOON & LABITZKE, 1987). Dieser Überlegung folgend wurde die Stärke des polaren Wirbels als Einteilungskriterium benutzt, um die bodennahe Lufttemperatur im Winter zu untersuchen.

Nach Ergebnissen von PERLWITZ (1992) beschreibt die erste EOF des Geopotentialfeldes der 50 hPa Fläche sehr gut die Variabilität des stratosphärischen Wirbels. Die zugehörige Zeitserie (PC) gibt demzufolge über die beobachtete Stärke des zyklonalen polaren Wirbels in der unteren Stratosphäre Auskunft. Die Unter- und Überschreitungen der einfachen Standardabweichung der ersten PC konzentrieren sich auf die Wintermonate, da im Vergleich zum Winter während des Sommers die Zirkulation in der Stratosphäre sowohl weniger variabel als auch antizyklonal ist. Von der ersten PC des Geopotentialfeldes der 30 hPa Fläche ausgehend, werden alle Monate zwischen Juli 1957 und August

1992 in zwei Klassen eingeteilt. Monate, in denen der Betrag der Ladung der ersten PC geringer als eine Standardabweichung ist, werden ausgeklammert. Die Beobachtungen der bodennahen Lufttemperatur können dann nach der Stärke des polaren stratosphärischen Wirbels sortiert werden. Die Differenz zwischen dem Mittelwert des Composites für starken zyklonalen Wirbel und dem Mittelwert des Composites für starken antizyklonalen Wirbel verdeutlicht den Einfluß des polaren stratosphärischen Wirbels auf das bodennahe Temperaturfeld (siehe Abb. 16).

Abb. 16. Differenz der bodennahen Lufttemperatur zwischen Monaten mit starkem und Monaten mit schwachem stratosphärischen polaren Wirbel (Juli 1957 bis August 1992, Unterschiede in schraffierten Gebieten sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 1 % signifikant)



Die Auswirkungen eines kräftigen zyklonalen Wirbels in der unteren Stratosphäre über der Nordhemisphäre werden in vier Gebieten mit deutlich signifikanten Anomalien in der bodennahen Lufttemperatur gemessen. Positive Anomalien werden über Nordeuropa-Westasien und Ostsibirien beobachtet. Negative Anomalien sind sowohl über dem Nordosten Nordamerikas als auch über Kleinasien und Nordostafrika zu finden. Der Vergleich zwischen dem Signal, hervorgerufen durch einen starken polaren Wirbel in der unteren Stratosphäre (Abb. 16) und den Temperaturanomalien in Wintern nach Vulkanausbrüchen (Abb. 13 und 14) belegt indirekt die Verbindung zwischen einer Aerosolstörung der Stratosphäre und der gleichzeitigen Zunahme des polaren Wirbels. Positive Wintertemperaturanomalien über Eurasien werden sowohl in Wintern mit starkem polaren Wirbel als auch in den Wintern, die durch vulkanisches Aerosol gestört werden, beobachtet. Die schwach signifikanten negativen Anomalien der bodennahen Temperatur über Europa sowohl in El-Niño-Wintern (Klassen 3 und 7 der Statistik A und B) als auch bei schwachem stratosphärischen Wirbel stimmen mit den Untersuchungen von van LOON & LABITZKE (1987) überein (siehe Abschnitt 2.2.2).

Die Übereinstimmung der Muster kann aber noch nicht als endgültiger Beweis für einen Zusammenhang zwischen der Störung der stratosphärischen Zirkulation durch vulkanisches Aerosol und den resultierenden bodennahen Temperaturanomalien gewertet werden. Durch die häufige Kombination von Vulkanausbrüchen und El Niño stehen nur wenige Winter zur Verfügung, die bzgl. der isolierten Auswirkungen beider Faktoren untersucht werden können. Ein Signal ist demzufolge nur mit geringer statistischer Sicherheit nachweisbar. Für einen wesentlichen Teil des Vulkanmusters wird die Signifikanzschranke von 95 % für den lokalen t-Test nicht überschritten. Die Analyse von Modellexperimenten mit definiertem Vulkanantrieb auch in Kombination mit El Niño wird im nächsten Abschnitt mehr Aufschluß über den zu erwartenden Effekt bringen.

4.2. Berechnung von typischen Signalmustern aus Modellexperimenten

Obwohl die Analyse von Beobachtungen qualitative Aussagen zur Auswirkung von vulkanischem Aerosol und El Niño in mittleren und höheren Breiten erlaubt, ist diese Darstellung mit einer hohen Unsicherheit behaftet. Ein wesentlicher Teil der Untersuchungen beinhaltet deshalb die Auswertung von Modellexperimenten. Für die Auswertung der modellierten Signalmuster werden sechs verschiedene Parameter ausgewählt. Das sind sowohl troposphärische als auch Parameter aus der Modellstratosphäre. Die bodennahe Lufttemperatur, die Temperatur im 850 hPa Niveau, das Geopotential der 500 hPa Fläche und der Zonalwind im 200 hPa Niveau werden zur Darstellung der troposphärischen Verhältnisse herangezogen. Die Temperatur und der Zonalwind in 50 hPa repräsentieren die stratosphärischen Verhältnisse. Um den Einfluß des benutzten statistischen Verfahrens auf die Ergebnisse zu prüfen, werden zunächst die Resultate verschiedener Verfahren miteinander verglichen. Danach werden mit der Signal-zu-Rausch-Analyse die Bedingungen der Signaldarstellung im EOF-Raum untersucht und im Anschluß die im EOF-Raum gefilterten Signale diskutiert. Die Gegenüberstellung der Signale im Winter und der modellierten Effekte im Sommer schließt die Darstellung der Modellergebnisse.

4.2.1. Eine Gegenüberstellung der Resultate des lokalen t-Tests, der Rekurrenzanalyse und des gefilterten Signals am Beispiel der Geopotentialanomalien im 500 hPa Niveau

Im folgenden Abschnitt werden am Beispiel des Geopotentials der 500 hPa Fläche die Ergebnisse des lokalen t-Tests, der Rekurrenzanalyse und der Signaldarstellung mit EOFs gegenübergestellt. Da in den ersten beiden Monaten der Experimente eine Modelldrift auftritt, werden diese Monate von der Analyse ausgeschlossen. Zum Vergleich der Ergebnisse des lokalen t-Tests mit der Rekurrenzanalyse wird bei beiden Verfahren die Nullhypothese H_0 (vgl. Abschnitt 3.2.1) bei einem Unterschied von mindestens 0,5 Standardabweichungen zwischen den zu vergleichenden Mittelwerten abgelehnt.

Beträgt der Unterschied der Mittelwerte für die Stichprobe der Experimentdaten (58 verschiedene Monate je Experiment) mindestens eine halbe Standardabweichung, so muß der t-Test Wert an einem Gitterpunkt über 2,69 liegen. Zur Bestimmung des effektiven Stichprobenumfangs (in diesem Fall 29) wird die zeitliche Autokorrelation berücksichtigt. Die Berechnung der Bartels'schen Erhaltungszahl ergibt unter Verwendung von Monatsmittelwerte eine Größe zwischen ein und zwei Monaten mit Ausnahme der polaren Gebiete. Dort ist die Bartels'sche Erhaltungszahl größer als zwei Monate. Aus diesem Grund werden Regionen polwärts von 80° nicht weiter erörtert. Unter Berücksichtigung der Autokorrelation (Freiheitsgrad 29) ist ein Unterschied von 0,5 Standardabweichungen im vorliegenden Fall bereits mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit (zweiseitiger t-Test nach STORM 1979, S.168ff) von 2 % signifikant. Damit werden auch Anomalien signifikant, die in keiner Beziehung zu den physikalischen Prozessen stehen. Durch die geringe Variabilität in den Tropen sind Anomalien zwischen 30°S und 30°N trotz ihrer geringen Amplitude mit einer sehr hohen statistischen Sicherheit mit dem lokalen t-Test nachweisbar. Das wird in den El-Niño-Experimenten deutlich sichtbar. Auch im Vulkanexperiment sind weite Teile der Tropen durch signifikante Anomalien belegt. Das erscheint aber physikalisch nicht sehr sinnvoll.

Von dem notwendigen Unterschied von 0,5 Standardabweichungen ausgehend, werden in der Abb. 17 die Regionen schraffiert, in denen eine Anomalie mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von höchstens 2 % vom Klimamittel abweicht bzw. die Testgröße den Wert 2,69 überschreitet. Bei der Anwendung des Rekurrenztests müßte ein mindestens (70 %,50 %) rekurrentes Signal an diesen Gitterpunkten auftreten, wenn die Grundgesamtheiten einer Normalverteilung genügen. Ist das Signal (70 %,50 %) rekurrent, bedeutet das, daß an diesem Punkt 70 % aller Realisierungen im Experiment entweder größer (der zeitliche Mittelwert ist im Experiment größer) oder kleiner als der Mittelwert im Referenzfall sind. Zur Untersuchung der Stabilität der Signale wurden verschiedene Teilmengen der Experimentdaten der Rekurrenzanalyse unterzogen. Die Struktur der gefundenen Anomalien bleibt erhalten, wobei die tropischen Anomalien unverändert rekurrent sind. Die Rekurrenz der Signale in den Außertropen ist in der zweiten Hälfte des Experimentzeitraumes nicht mehr so deutlich.

Abb. 17. Lokaler t-Test für das Geopotential im 500 hPa Niveau für drei permanente Januar-Experimente (iso = isolierter Antrieb, comb = kombinierter Antrieb, schraffiert sind Gebiete mit einem 98 % sicheren Signal; ergänzt durch die Summe der Anomalien aus den beiden Experimenten mit isoliertem Antrieb, ohne Signifikanztest)

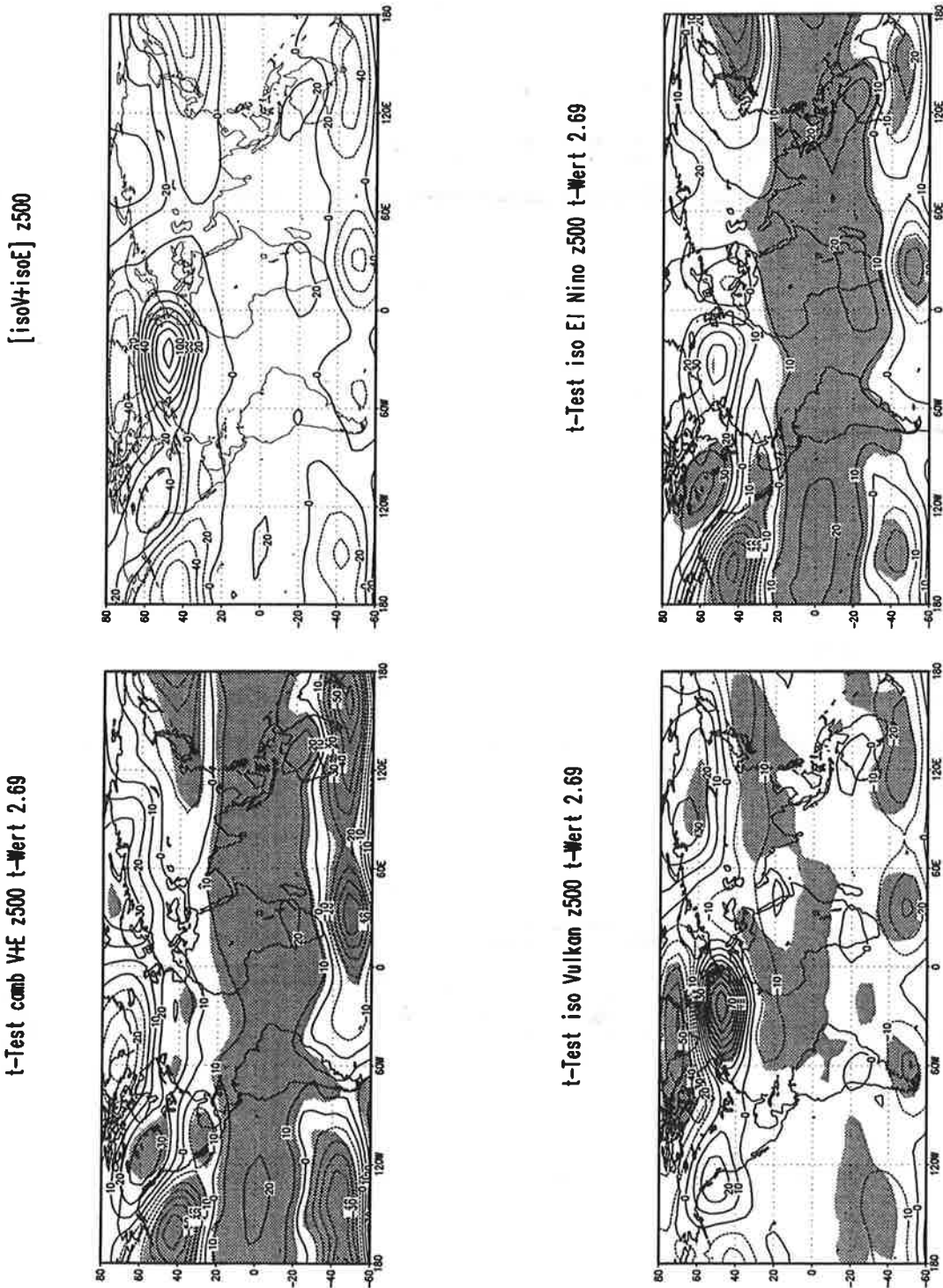


Abb. 18. Rekurrenztest der Anomalien des Geopotentialfeldes im 500 hPa Niveau für drei permanente Januar-Experimente (29 Monate), schraffiert sind Gebiete mit einem (70%,50%) rekurrenten Signal

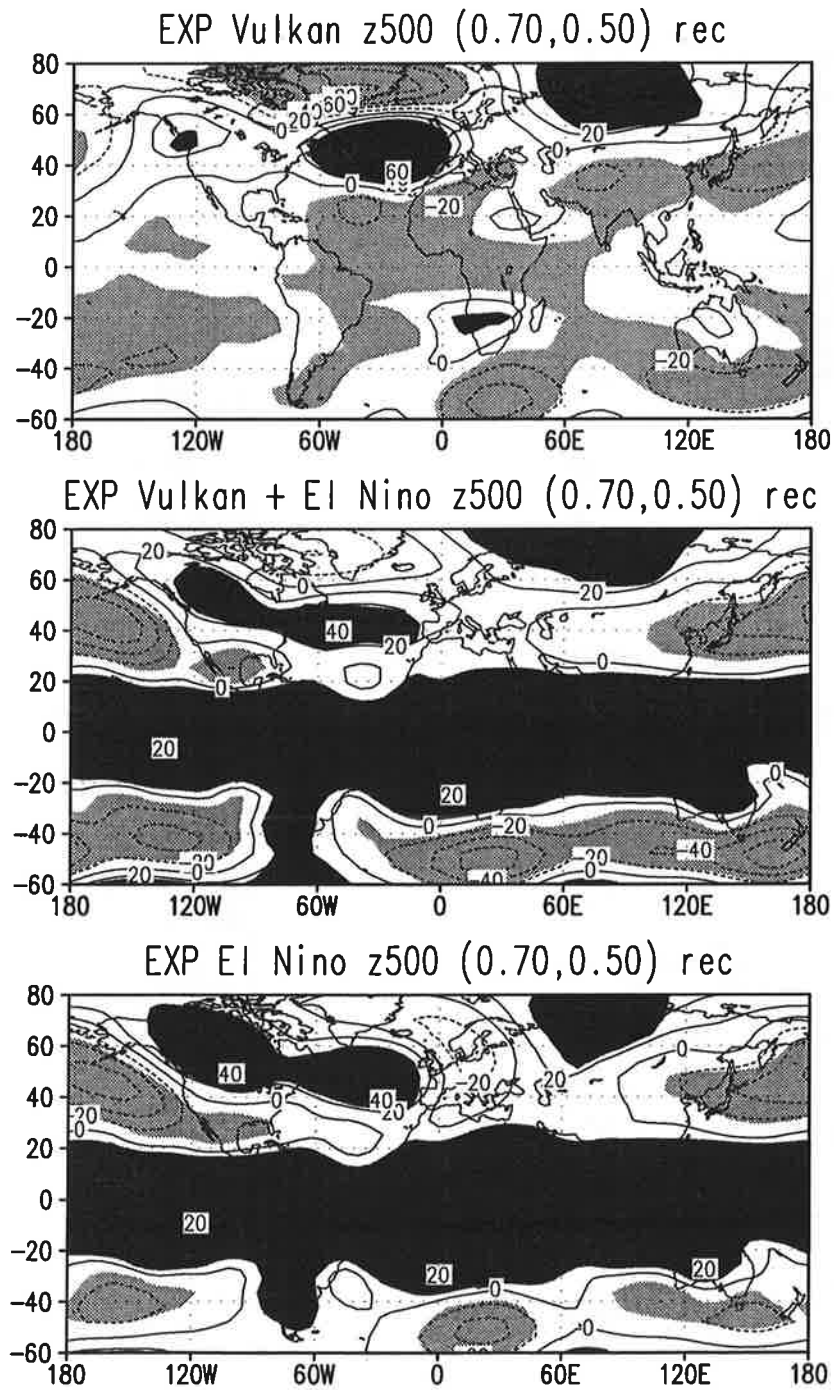
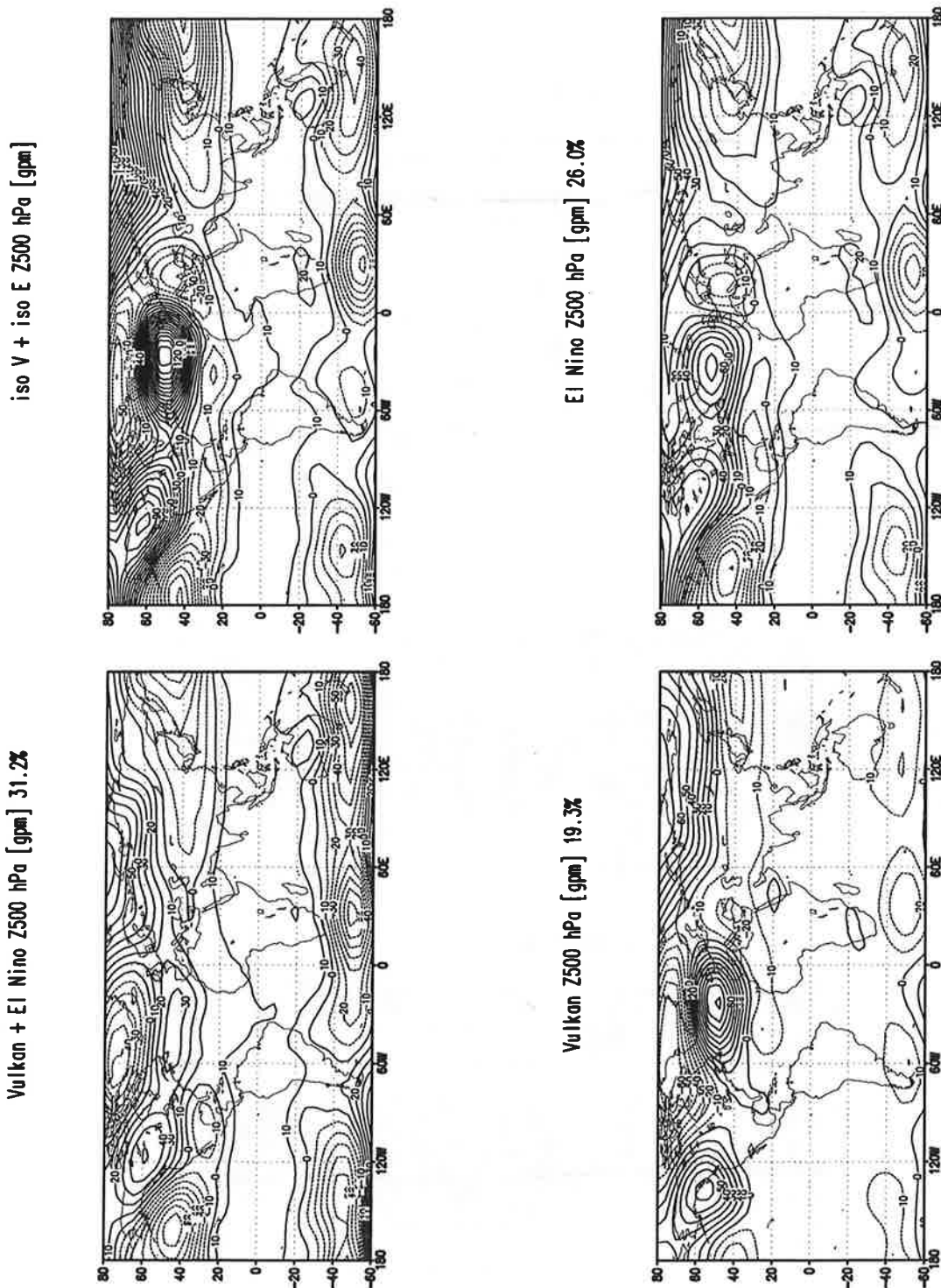


Abb. 19. Optimiertes EOF-Signal für das Geopotential im 500 hPa Niveau für drei permanente Januar-Experimente mit Angabe der beschriebenen Varianz, isolierter Antrieb im El-Niño- und Vulkanfall, kombinierter Antrieb, ergänzt durch die Summe der Signale aus den beiden Experimenten mit isoliertem Antrieb (iso V + iso E)



Sowohl bei der Rekurrenzanalyse als auch beim lokalen t-Test ändert sich die Lage der signifikanten Regionen in allen drei Experimenten nicht. Dabei ist die Ausdehnung der signifikanten Flächen in den Außertropen generell geringer als in den Tropen. Auch im Vulkanexperiment werden außerhalb der Tropen wesentlich weniger Flächen mit Signifikanz als in den El-Niño-Experimenten gekennzeichnet. Die Ursache liegt in der höheren Variabilität des Referenzzustandes und einer schwächeren Amplitude der nachzuweisenden Signale in mittleren und höheren Breiten. Obwohl durch die hohe Stichprobenzahl eine Überschätzung der Signifikanz beim t-Test erfolgt, kann bei gleicher Signifikanzgrenze mit der Rekurrenzanalyse im El-Niño-Fall eher ein Signal über dem Nordatlantik nachgewiesen werden. Die Anwendung des lokalen t-Tests für die statistische Prüfung der modellierten Signale erscheint im vorliegenden Fall als ausreichend.

Da neben der statistischen Prüfung der Anomalien die Signalstärke, die an der Amplitude der Anomalien gemessen wird, ein vergleichbares Maß darstellt, wird die Optimierung der Amplitude im EOF-Raum durchgeführt. Die Analyse der Anomalien im EOF-Raum berücksichtigt die räumliche und zeitliche Korrelation bei der Bestimmung des Signals besser als die empirischen Korrekturmethode der univariaten Tests. Der Vergleich zwischen den Mittelwertdifferenzen (Abb. 17) und dem im EOF-Raum gefilterten Signal (Abb. 19) für das Geopotential der 500 hPa Fläche zeigt unabhängig vom Experiment, daß durch die Filterung die Zentren der positiven und negativen Anomalien unwesentlich verschoben, die Extremwerte der Anomalien jedoch höher und damit deutlicher wiedergegeben werden. Die Filterung der Signale im EOF-Raum durch die Auswahl weniger Muster bestätigen die Ergebnisse der univariaten Tests. Die Darstellung im optimal auf das Signal ausgerichteten EOF-Raum zeigt deutlich kräftigere Anomalien als der lokale t-Test.

4.2.2. Die multivariate Abschätzung der Stärke des Vulkansignals und des El-Niño-Signals

Die Transformation der Daten in den EOF-Raum ist nur dann sinnvoll, wenn es dadurch möglich wird, ein Signal besser vom Referenzzustand zu trennen. Eine objektive Grenze für den Nachweis eines Signals im EOF-Raum ergibt sich aus dem Signal-zu-Rausch-Verhältnis. Im n-dimensionalen EOF-Raum entsprechen die Ensembles der Kontrollsimulation und der Experimente verschiedenen Punktwolken. Die Unterschiede zwischen einem Experiment- und einem Kontrollensemble werden durch die Lage dieser Punktwolken zueinander und durch die Gestalt der Punktwolken bestimmt. Im Idealfall repräsentieren beide Punktwolken zwei verschiedene Unterräume im n-dimensionalen EOF-Raum. Das Signal ist in diesem Fall orthogonal zu dem Kontrolllauf. Ein Maß für die Bestimmung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses (SRV) wurde in Anlehnung an SANTER u.a. (1993) im Abschnitt 3.2.3 beschrie-

ben und soll bei der Untersuchung der Modellexperimente angewendet werden.

Tabelle 6: Anzahl der sinnvollen Basisvektoren, berechnet für die permanenten Januar-Experimente

Parameter		Experiment			
		Vulkan	Vulkan/El Niño	El Niño	Klima
T_{sfc}	<i>global</i>	16	14	15	16
	30° - $80^{\circ}N$	12	12	14	13
T_{850hPa}	<i>global</i>	20	18	16	18
	30° - $80^{\circ}N$	13	13	14	12
Z_{500hPa}	<i>global</i>	17	15	16	18
	30° - $80^{\circ}N$	11	11	12	11
U_{200hPa}	<i>global</i>	22	13	14	24
	30° - $80^{\circ}N$	12	14	13	12
T_{50hPa}	<i>global</i>	4	4	10	10
	30° - $80^{\circ}N$	6	6	7	7
U_{50hPa}	<i>global</i>	12	11	12	13
	30° - $80^{\circ}N$	7	8	8	9

Im Fall von normalverteilten Grundgesamtheiten liefert die Größe des Winkels zwischen den beiden Hauptachsen im n -dimensionalen Zustandsraum ein Maß für die Abweichung von der Orthogonalität beider Stichproben und damit ein Maß für die Möglichkeit eines Signalnachweises. Die Untersuchung der Orthogonalität zwischen den drei Modellexperimenten (Vulkan, Vulkan/El Niño und El Niño) und der Referenzsimulation wird sowohl durch die Dimension des Unterraumes, in dem das Signal dargestellt werden kann, als auch durch den unbekanntem Schätzfehler der Kovarianzmatrix beeinflusst. Wegen des Dimensionsproblems - die Dimension des Zustandsraumes ist viel größer als die Anzahl zeitlich unabhängiger Realisierungen - kann normalerweise nur ein kleiner Teil der Basisvektoren geschätzt werden. Diese Grenze μ wird mit Monte-Carlo-Abschätzungen (siehe Kap. 3.2) festgelegt. Die damit bestimmte Anzahl der sinnvollen Basisvektoren (Tab. 6) variiert stark von Parameter zu Parameter. Die Anzahl der Basisvektoren unterscheidet sich außer bei der Temperatur in 50 hPa mit Vulkanantrieb und beim Zonalwind in 200 hPa im El-Niño-Fall nur unwesentlich vom Kontrolllauf. Die

erwarteten Signale werden im Normalfall nicht durch wenige Basisvektoren beschrieben. Dadurch wird eine Trennung zwischen den Experimentdaten und den Referenzdaten im EOF-Raum erschwert. Das entspricht den Ergebnissen des lokalen t-Tests und der Rekurrenzanalyse.

Tabelle 7: Die Ergebnisse der globalen Signal-zu-Rausch-Analyse für drei permanente Januar-Experimente

Experiment	Vulkan		Vulkan + El Niño		El Niño	
	Experiment	Klima	Experiment	Klima	Experiment	Klima
Bodennahe Lufttemperatur						
V _{Experiment}	84 %	59 %	83 %	54 %	84 %	50 %
V _{Klima}	64 %	84 %	61 %	84 %	63 %	84 %
SignalLRauschen	0,76	0,70	0,73	0,64	0,75	0,60
Temperatur in 850 hPa						
V _{Experiment}	83 %	53 %	82 %	46 %	80 %	43 %
V _{Klima}	55 %	81 %	54 %	81 %	52 %	81 %
SignalLRauschen	0,66	0,65	0,66	0,57	0,65	0,53
Geopotentielle Höhe in 500 hPa						
V _{Experiment}	87 %	70 %	86 %	63 %	87 %	61 %
V _{Klima}	67 %	88 %	65 %	88 %	66 %	88 %
SignalLRauschen	0,77	0,80	0,76	0,72	0,76	0,69
Zonalwind in 200 hPa						
V _{Experiment}	85 %	56 %	83 %	52 %	82 %	49 %
V _{Klima}	53 %	85 %	40 %	85 %	43 %	85 %
SignalLRauschen	0,62	0,66	0,48	0,61	0,52	0,58
Temperatur in 50 hPa						
V _{Experiment}	96 %	60 %	94 %	55 %	87 %	75 %
V _{Klima}	62 %	87 %	62 %	87 %	77 %	87 %
SignalLRauschen	0,65	0,69	0,66	0,63	0,89	0,86
Zonalwind in 50 hPa						
V _{Experiment}	89 %	76 %	87 %	76 %	88 %	74 %
V _{Klima}	74 %	88 %	72 %	88 %	73 %	88 %
SignalLRauschen	0,83	0,86	0,83	0,86	0,83	0,84

Tabelle 8: Die Ergebnisse der nordhemisphärischen (30°N - 80°N) Signal-zu-Rausch-Analyse für drei permanente Januar-Experimente

Experiment	Vulkan	Vulkan + El Niño	El Niño
Basis	Experiment	Experiment	Experiment
Bodennahe Lufttemperatur			
$V_{\text{Experiment}}$	85 %	85 %	87 %
V_{Klima}	74 %	74 %	76 %
SignalLRauschen	0,87	0,87	0,88
Temperatur in 850 hPa			
$V_{\text{Experiment}}$	88 %	88 %	88 %
V_{Klima}	75 %	77 %	76 %
SignalLRauschen	0,86	0,88	0,87
Geopotentielle Höhe in 500 hPa			
$V_{\text{Experiment}}$	92 %	90 %	92 %
V_{Klima}	84 %	84 %	84 %
SignalLRauschen	0,91	0,93	0,92
Zonalwind in 200 hPa			
$V_{\text{Experiment}}$	88 %	89 %	88 %
V_{Klima}	75 %	78 %	77 %
SignalLRauschen	0,85	0,87	0,87
Temperatur in 50 hPa			
$V_{\text{Experiment}}$	94 %	95 %	95 %
V_{Klima}	90 %	90 %	92 %
SignalLRauschen	0,95	0,95	0,97
Zonalwind in 50 hPa			
$V_{\text{Experiment}}$	93 %	94 %	94 %
V_{Klima}	86 %	88 %	89 %
SignalLRauschen	0,92	0,94	0,94

Um den unbekanntem Fehler für die Schätzung der Kovarianzmatrix auszugleichen, werden zur Abschätzung des SRV's zwei verschiedene EOF-Systeme benutzt und die Ergebnisse verglichen. Die erste Basis wird aus den Experimentdaten geschätzt. Diese Basisvektoren sind nach der maximalen Varianz des Signals ausgerichtet. Die zweite Basis benutzt die Kontrolldaten. Diese Vektoren beschrei-

ben die Varianz des Klimarauschens maximal. Vor der Berechnung der Koordinatensysteme wurde von allen Daten der Mittelwert des Kontrolllaufes abgezogen. Durch diese unterschiedliche Schätzung der Kovarianzmatrix kann der Fehler bei der Messung des SRV's angegeben werden. Dieser Meßfehler liegt zwischen 1 % und 15 %. Obwohl die Werte für das SRV sowohl global (Tab. 7) als auch für die Nordhemisphäre zwischen 30°N und 80°N (Tab. 8) berechnet wurden, wird dieser Fehler nur für die globalen Analysen angegeben. Da durch die Verringerung der Anzahl räumlicher Stützstellen das Dimensionsproblem noch nicht gelöst wird, verbessert sich die Schätzung der Kovarianzmatrix beim Übergang zur nordhemisphärischen Analyse nicht entscheidend. Dieser Schätzfehler des SRV's, der durch die Berechnung und Auswahl der Basis bedingt ist, muß bei der Interpretation der Unterschiede zwischen den verschiedenen Parametern beachtet werden. Diese Unterschiede betragen für die globalen Analysen maximal 41 %. Für die nordhemisphärischen Analysen liegen die Unterschiede des SRV's für die untersuchten Parameter in der Größenordnung des Schätzfehlers, so daß kein für die Signaldarstellung besonders geeigneter Parameter bestimmt werden kann.

Der Vergleich der globalen mit der nordhemisphärischen Analyse zeigt, daß die Richtung der Hauptachsen der globalen Signale stärker vom Klima als die der regionalen Signale (mittlere Breiten zwischen 30°N und 80°N) abweichen. Die Temperaturanomalien in 850 hPa und die Anomalien des Zonalwindes in 200 hPa haben unabhängig vom Antrieb den größten Unterschied der Hauptachsenrichtung relativ zum Klima. Das gilt sowohl für die globale als auch für die nordhemisphärische Analyse. Ein Signal wird bei diesen beiden Parametern am deutlichsten nachweisbar sein. Ein Vergleich der Experimente untereinander läßt vermuten, daß das El-Niño-Signal, global gesehen, deutlicher als das Vulkansignal aus dem Hintergrundrauschen des Modellklimas herausragt. Bei der Reduzierung auf die mittleren Breiten der Nordhemisphäre wird das Vulkansignal deutlicher als das El-Niño-Signal. Die Unterschiede zwischen der bodennahen Temperatur und der Temperatur in 850 hPa sind nicht mehr so stark wie bei der globalen Betrachtung. Trotzdem wird deutlich, daß sowohl das Vulkan- als auch das El-Niño-Signal im EOF-Raum ohne zusätzlichen Filter nicht vom Referenzzustand zu trennen ist. Die Trennung der Signalmuster vom Modellklima wird im nächsten Abschnitt behandelt.

4.2.3. Die optimierte Darstellung der Wintersignale von Vulkanen und El Niño

Für die Berechnung und Filterung der Signale im EOF-Raum muß eine Basis bestimmt werden. Um das maximale Signal darzustellen, wird die Basis aus den Anomalien der untersuchten Parameter geschätzt. Die gefilterten Signalmuster werden teilweise aus verschiedenen EOFs zusammengesetzt. Die Auswahl erfolgt nach dem Unterschied zwischen der Projektion auf das Signal einerseits und der

Projektion auf das Modellklima andererseits. Als Auswahlkriterium wurde der zweiseitige Student's t-Test benutzt (STORM, 1979, S.169). Da im EOF-Raum dieser Test die Irrtumswahrscheinlichkeit unterschätzt, wurde die Testgröße auf das 0,1%-Quantil der t-Verteilung gesetzt. Monte-Carlo-Tests (KIRCHNER & GRAF, 1993) bestätigen, daß dieses Kriterium für die Auswahl der signalspezifischen EOFs geeignet ist. Die Anzahl der so ausgewählten EOFs vermittelt einen Eindruck von der Stärke des Signals. Im Falle eines starken Signals wird es gelingen, das Signal mit einer EOF vollständig zu beschreiben. Die Summe der erklärten Varianz der ausgesuchten EOFs ist die Maßzahl für den Anteil des Signals, der im EOF-Raum bestimmt werden kann.

Aus der Tab. 9 folgt, daß im El-Niño-Fall in der unteren und mittleren Troposphäre etwa 25 bis 30 % der globalen Variabilität durch die erste EOF beschrieben werden. In der unteren Stratosphäre dagegen wird das Signal auf mehrere Anteile verteilt. Im Vulkanfall liegen die Verhältnisse umgekehrt. Das stationäre Signal in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre ist einer EOF zuzuordnen. In der Troposphäre verteilt sich das globale Signal auf mehrere orthogonale Anteile. Die Einschränkung der Analyse auf mittlere Breiten bringt keine stärkere Konzentration auf ein stationäres Muster, sondern auch das El-Niño-Signal wird auf mehrere, vom Referenzzustand verschiedene Anteile verteilt. Nach der notwendigen Abschätzung der Möglichkeiten zur Trennung des Vulkansignals vom ENSO-Signal durch die EOF-Analyse werden die gefilterten Signal beschrieben.

Tabelle 9: Anzahl der ausgewählten EOFs und erklärbare Varianz der Signale

Parameter	globale Analyse						Analyse für 30°N bis 80°N					
	Vulkan		Vulkan El Niño		El Niño		Vulkan		Vulkan El Niño		El Niño	
T _{sfc}	3	37 %	1	28 %	1	26 %	4	51 %	2	26 %	5	21 %
T _{850hPa}	3	30 %	1	29 %	1	28 %	4	47 %	2	33 %	2	39 %
Z _{500hPa}	2	36 %	1	31 %	1	26 %	1	22 %	1	24 %	2	46 %
U _{200hPa}	1	20 %	1	53 %	1	47 %	1	33 %	3	44 %	1	27 %
T _{50hPa}	1	88 %	1	83 %	3	56 %	2	62 %	2	65 %	2	3 %
U _{50hPa}	1	29 %	2	55 %	2	41 %	1	38 %	3	72 %	2	40 %

Abb. 20. Gefiltertes Januar-Signal für den Zonalwind im 200 hPa Niveau für die Experimente mit isoliertem Antrieb (Vulkan bzw. El Niño), kombiniertem Antrieb und der Summe der isolierten Signale (isoV + isoE)

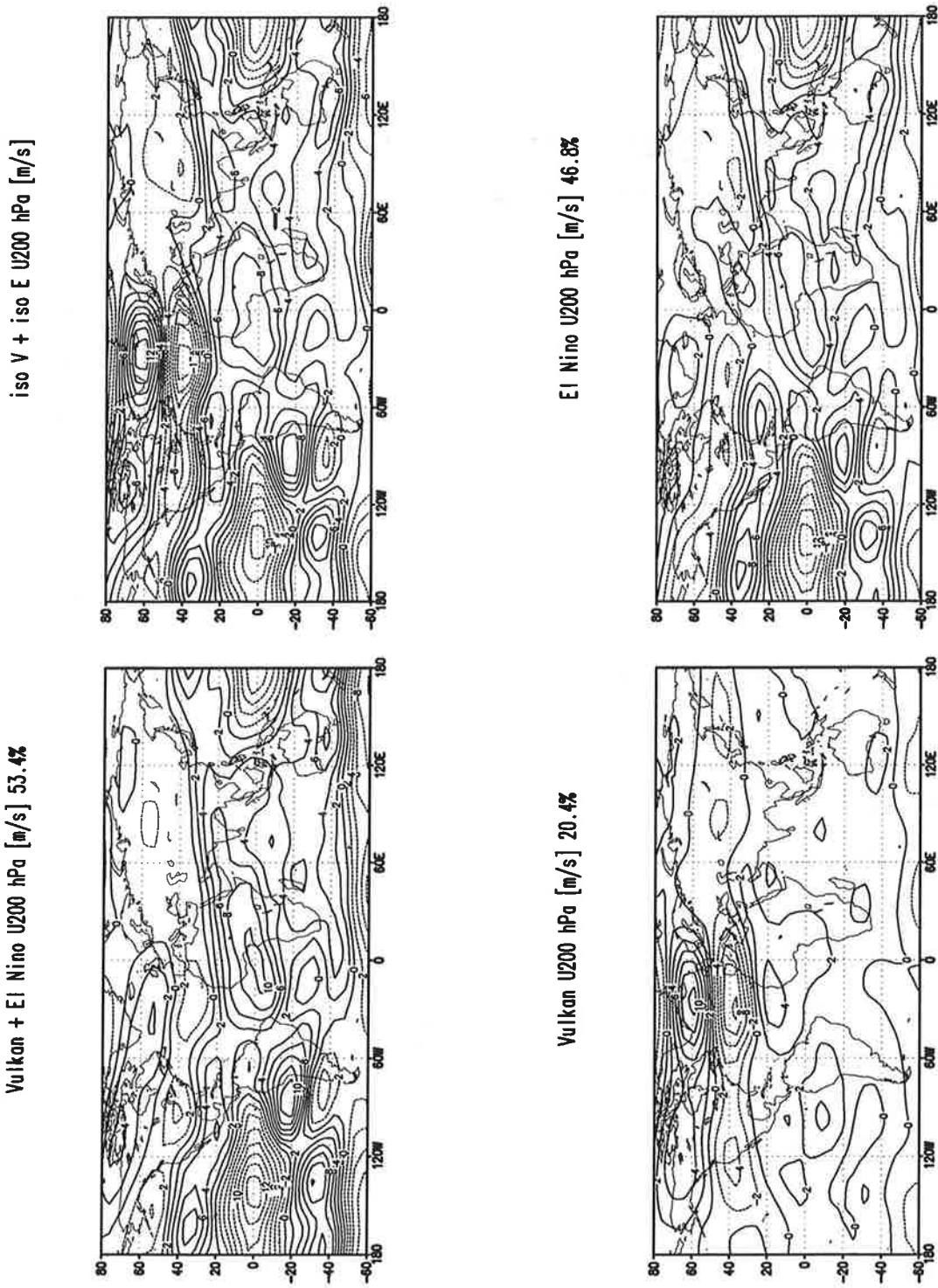


Abb. 21. Gefiltertes Januar-Signal für die Temperatur im 850 hPa Niveau für die Experimente mit isoliertem Antrieb (Vulkan bzw. El Niño), kombiniertem Antrieb und der Summe der isolierten Signale (isoV + isoE)

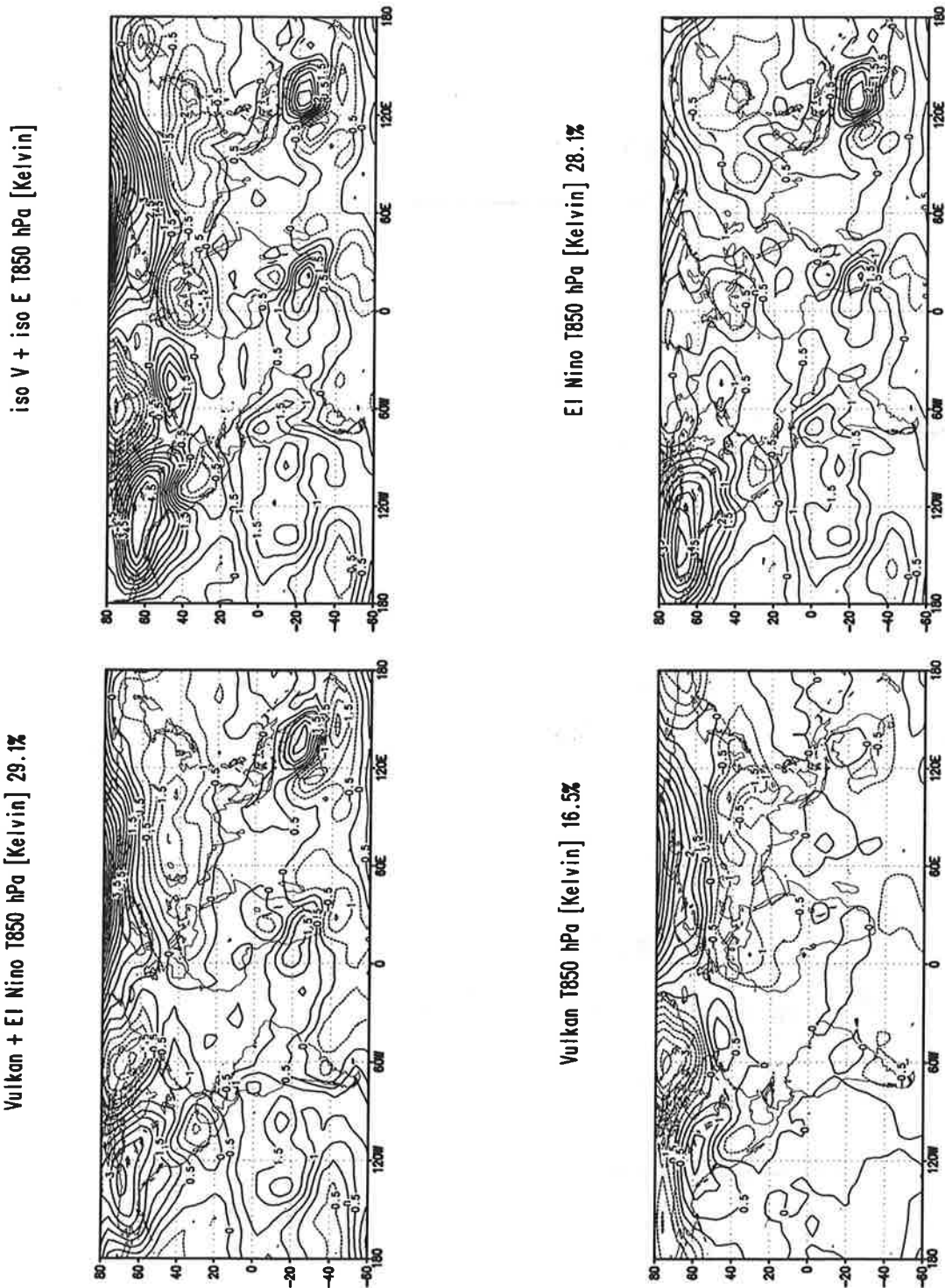


Abb. 22. Gefiltertes Januar-Signal für die Temperatur in Bodennähe (2 Meter) für die Experimente mit isoliertem Antrieb (Vulkan bzw. El Niño), kombiniertem Antrieb und der Summe der isolierten Signale (isoV + isoE)

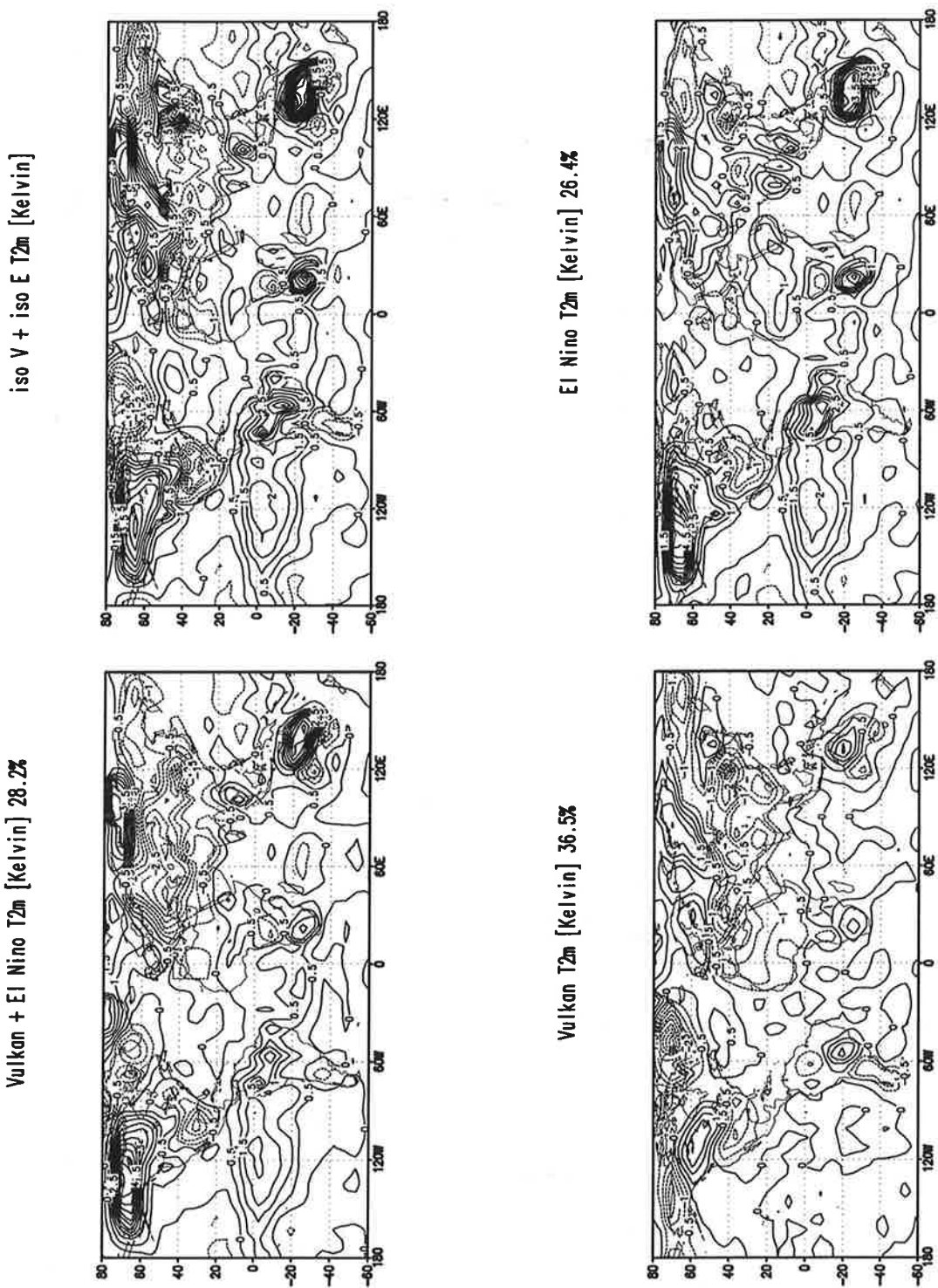


Abb. 23. Gefiltertes Januar-Signal für den Zonalwind im 50 hPa Niveau für die Experimente mit isoliertem Antrieb (Vulkan bzw. El Niño), kombiniertem Antrieb und der Summe der isolierten Signale (isoV + isoE)

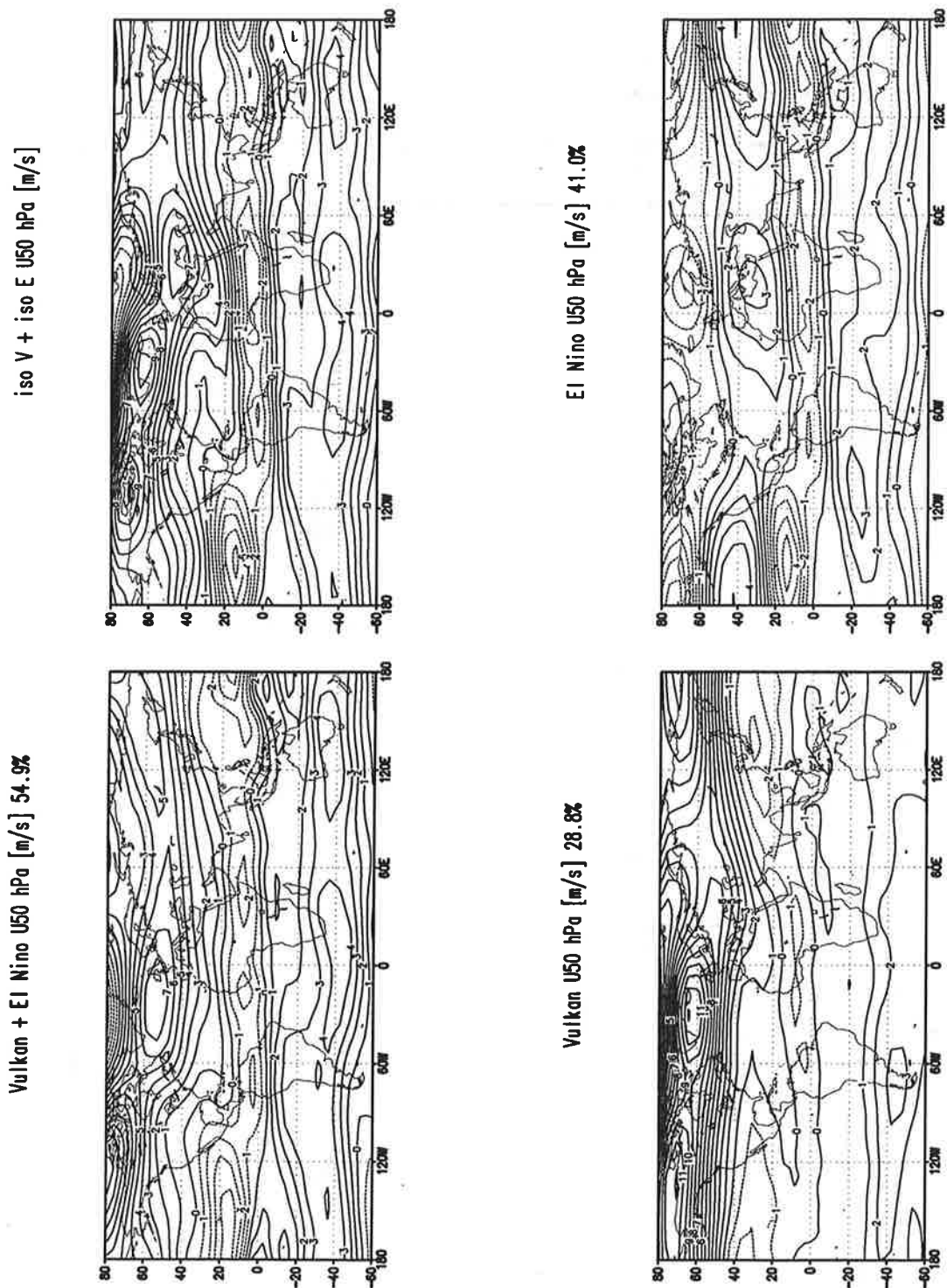


Abb. 24. Gefiltertes Januar-Signal für die Temperatur im 50 hPa Niveau für die Experimente mit isoliertem Antrieb (Vulkan bzw. El Niño), kombiniertem Antrieb und der Summe der isolierten Signale (isoV + isoE)

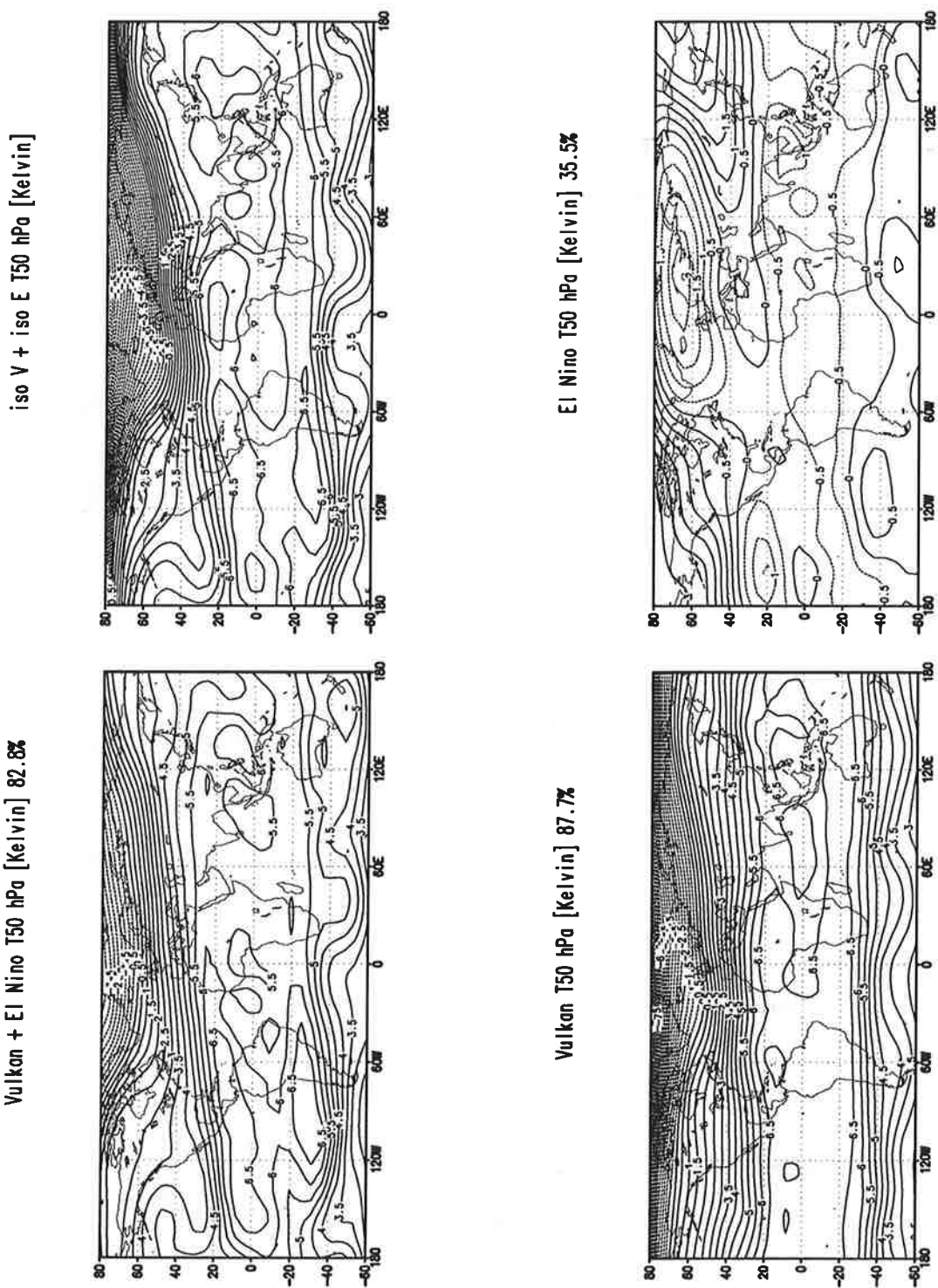
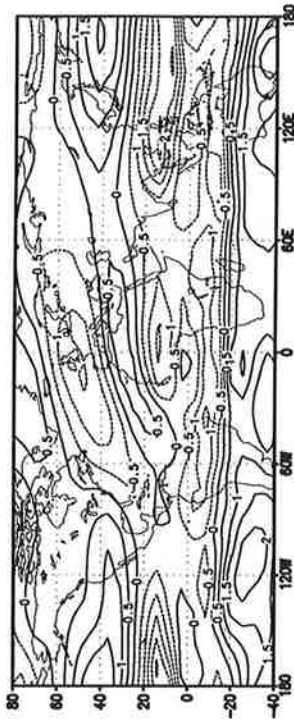
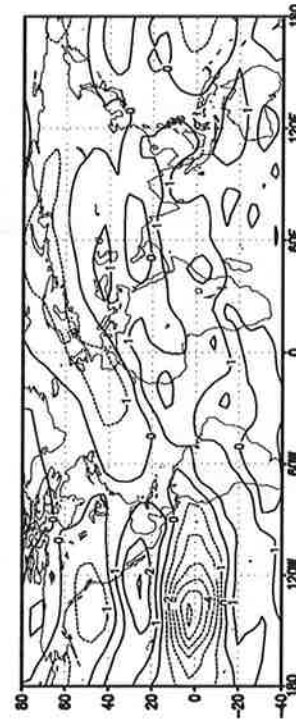


Abb. 25. Mittlere Anomalien im Januar für das transiente El-Niño-Experiment für T850, U200, Z500, U50 (Mittel über 5 Realisierungen; Darstellung der mittleren Differenz zwischen Experiment und Kontrolllauf relativ zur Standardabweichung der Kontrolllaufdaten)

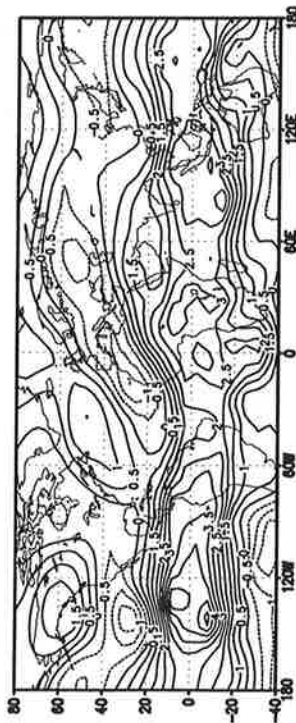
trans El Nino U 50hPa JAN



trans El Nino U 200hPa JAN



trans El Nino Z 500hPa JAN



trans El Nino T 850hPa JAN

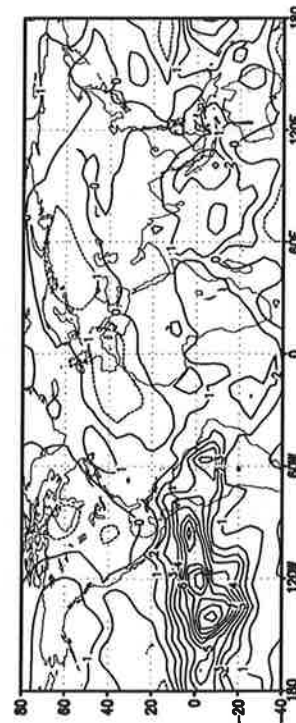
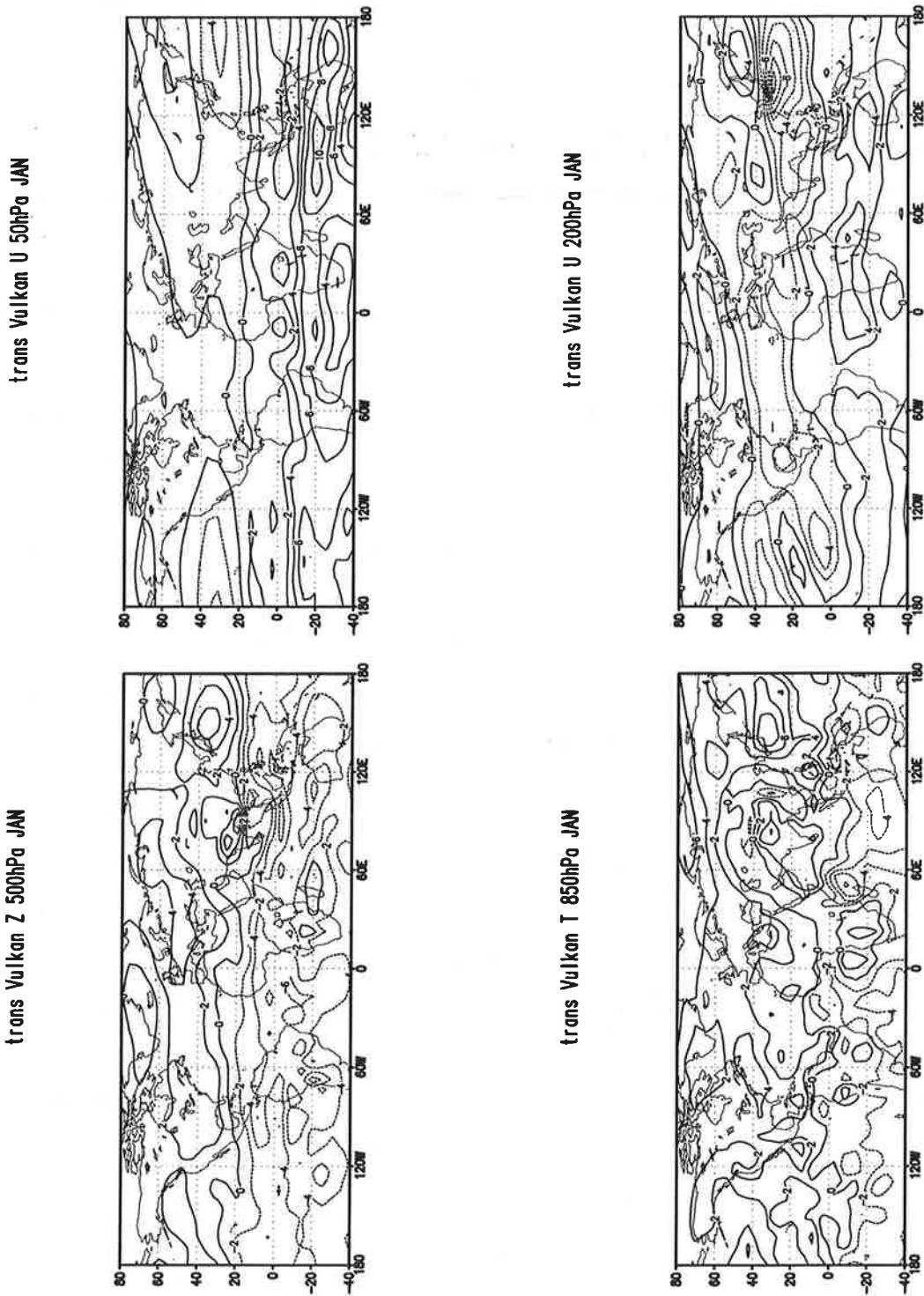


Abb. 26. Mittlere Anomalien im Januar für ein transientes Vulkan-Experiment für T850, U200, Z500, U50 (Darstellung der Differenz zwischen Experiment und Kontrolllauf relativ zur Standardabweichung der Kontrolllaufdaten)



Um den Vergleich der Signale zu erleichtern, werden jeweils die drei Experimente für einen speziellen Parameter in einer Abbildung zusammengefaßt. Ein viertes Muster wurde additiv aus dem isolierten Vulkansignal und dem isolierten El-Niño-Signal berechnet. Der Vergleich zwischen diesem Muster und dem Signal, das aus dem Experiment mit beiden Antriebsfaktoren berechnet wird, verdeutlicht die nichtlinearen Effekte. Die Diskussion der Muster wird nach den Experimenten gegliedert und beginnt mit dem isolierten El-Niño-Signal. Anschließend wird das isolierte Vulkansignal diskutiert, und dieser Abschnitt schließt ab mit einer Gegenüberstellung der Ergebnisse des Experimentes mit beiden Antriebsfaktoren und der additiven Muster, die aus den Experimenten mit isoliertem Antrieb berechnet werden.

Das El-Niño-Signal im Zonalwind in 200 hPa (Abb. 20) wird durch Ostwindanomalien über dem gesamten tropischen Pazifik charakterisiert. Westwindanomalien erstrecken sich ausgehend vom tropischen Atlantik über Afrika und Indien bis nach Indonesien. In den Subtropen schließt sich nur über dem Pazifik nach beiden Hemisphären ein Gebiet mit Westwindanomalien an. In höheren Breiten werden diese Westwindanomalien durch Ostwindanomalien abgelöst. Über dem Nordatlantik ist im Strahlstromniveau kein Signal nachweisbar. Die Temperaturanomalien in der unteren Troposphäre (Abb. 21) werden in den Tropen durch das SST-Feld bestimmt. Die positiven Anomalien über Australien sind das Ergebnis der reduzierten Konvektion im Westteil des Pazifik. In den Außertropen wird in Übereinstimmung mit Experimenten anderer Autoren (z.B. CUBASCH, 1985) nur über dem westlichen Nordamerika ein ausgedehntes Gebiet mit positiven Anomalien nachgewiesen.

Das transiente El-Niño-Experiment (Abb. 25) bestätigt das positive Temperatursignal über dem westlichen Nordamerika. Dieses Gebiet mit positiven Temperaturanomalien ist aber nicht so ausgedehnt wie im permanenten Januar-Experiment und wird von einer kräftigen negativen Anomalie über Eurasien begleitet. Die Anomalien im Geopotentialfeld (Abb. 19) entsprechen über dem Nordpazifik gut dem PNA-Muster (HOREL & WALLACE, 1981). Im transienten Experiment (Abb. 25) dominiert eher die kräftige positive Anomalie über dem Nordatlantik. Diese findet sich auch mit geringerer Amplitude im permanenten Januar-Signal in 500 hPa. Das stratosphärische Signal im Zonalwind im 50 hPa Niveau für den El-Niño-Fall (Abb. 23) wird einerseits durch Ostwindanomalien in den Tropen, Westwindanomalien in einem Gürtel zwischen 25°N und 50°N sowie 10°S und 40°S und einer Schwächung des Polarnachtstrahlstromes nördlich 60°N beschrieben. Andererseits kann das Muster des Tem-

peraturfeldes in 50 hPa (Abb. 24) mit dem Minimum über Eurasien und dem Maximum über dem Pazifik durch die Welle eins beschrieben werden. LABITZKE & van LOON (1989b) beobachten ein ähnliches Muster im Temperaturfeld in Wintern mit El Niño.

Im Vulkanexperiment erreicht über dem Nordatlantik das Signal im 200 hPa Niveau die stärksten Anomalien (Abb. 20). In mittleren Breiten mit dem Zentrum bei 60°N werden Westwindanomalien beobachtet. Diese Verstärkung der Westströmung in Tropopausennähe wird südlich von Ostwindanomalien flankiert. Dieses Anomaliemuster im zonalen Windfeld der oberen Troposphäre entspricht der beobachteten Dipolstruktur im Geopotentialfeld (Abb. 19). Über Grönland befindet sich eine kräftige negative Anomalie und über dem Ostatlantik zwischen 30° und 60°N ein Zentrum positiver Anomalien. Über dem Nordpazifik wird im Vergleich zum El-Niño-Signal eher eine Abschwächung des Aleutentiefs registriert. Die simulierten Anomalien im Wind- und Geopotentialfeld schlagen sich naturgemäß im Temperaturfeld der unteren Troposphäre (Abb. 21) und den bodennahen Temperaturanomalien (Abb. 22) nieder. Durch die Verstärkung der Westströmung über dem Atlantik wird einerseits maritime Luft weit nach Eurasien geleitet und führt dort zu anomal warmen Verhältnissen. Andererseits wird über den Nordosten Nordamerikas, die Davis Straße und Grönland arktische Kaltluft herangeführt. Diese Anomalien können mit einer Änderung der Phasenlage planetarer Wellen erklärt werden (GRAF u.a. 1993). Der Effekt der bodennahen Abkühlung durch die reduzierte Solarstrahlung bleibt auf den subtropischen Teil von Asien und die Mittelmeerregion beschränkt. Dabei wird ein Teil der negativen Anomalie über dem Mittelmeergebiet durch die Zufuhr polarer Luft an der Rückseite des verstärkten Troges über dem Ural verursacht. Die Amplituden des Signals in den Subtropen sind aber allgemein sehr schwach im Vergleich mit den dynamisch bedingten Effekten in höheren Breiten. In der Stratosphäre werden die Anomalien durch den unnormal verstärkten Temperaturgradienten zwischen Pol und Äquator (Abb. 24) bedingt. Die stärkere Aufheizung in den Tropen führt vor allem auf der Winterhemisphäre zur Verstärkung des polaren stratosphärischen Wirbels (Abb. 23) und bewirkt eine zusätzliche dynamisch bedingte Abkühlung über dem Pol.

Das Signal im Experiment mit dem kombinierten Antrieb gibt den Effekt des El-Niño-Experimentes über dem pazifischen Sektor gut wieder. Das Vulkansignal wird im kombinierten Fall über dem Nordatlantik schwächer. Dabei dominiert noch die negative Geopotentialanomalie in der mittleren Troposphäre über Grönland (Abb. 19). Die südlich davon beobachtete positive Anomalie erreicht nur noch die halbe Intensität und ist mit Brücken zu einem positiven Zentrum über Nordamerika und Eurasien verbunden. Die Struktur des Temperaturfeldes der unteren Troposphäre (Abb. 21) und der bodennahen

Temperatur (Abb. 22) wird in höheren Breiten der Nordhemisphäre in wesentlichen Zügen durch den isolierten Vulkaneeffekt bestimmt. Über dem Westen Nordamerikas verstärkt der El-Niño-Antrieb die schwache positive Anomalie des Vulkansignals. In unmittelbarer Bodennähe ist das Gebiet mit negativen Anomalien in Asien nicht mehr wie im Vulkanexperiment auf die Subtropen beschränkt. In der Stratosphäre wird das Muster vom Vulkanantrieb kontrolliert. Die Amplitude im stratosphärischen Zonalwindfeld (Abb. 23) ist sowohl über Nordamerika als auch über dem Atlantik geringer als im Vulkanexperiment.

Das Signal im Experiment mit kombiniertem Antrieb entspricht nicht der linearen Überlagerung der Signale mit isoliertem Antrieb. Deutliche Unterschiede sind vor allem über Eurasien zu finden. Die Dipolstruktur im Zonalwindfeld im 200 hPa Niveau über dem Atlantik (Abb. 20) ist im kombinierten Experiment viel schwächer als in der Summe beider isolierter Signale. Im kombinierten Fall dominieren negative Temperaturanomalien in Bodennähe über Europa (Abb. 22). Die positiven Temperaturanomalien in der unteren Troposphäre sind im kombinierten Experiment über Nordamerika und Eurasien schwächer in der Amplitude als die Summe aus den Anomalien der isoliert angetriebenen Experimente. Die gleichzeitige Wirkung von vulkanischem Aerosol und El Niño erzeugt nicht das Signal, das durch lineare Überlagerung der beiden Effekte entstehen würde. Deshalb wird die Anwendung regressiver Verfahren die Effekte beider Signale nicht trennen können.

4.2.4. Vergleich der Signale im Winter und im Sommer

Nach dem ausführlichen Studium des Wintersignales wird untersucht, ob Unterschiede zwischen den Effekten im Januar und im Juli bestehen. Aus der Analyse des SRV's unter Winterbedingungen wird deutlich (Abschnitt 4.2.2), daß im Temperaturfeld der 850 hPa Fläche und im Zonalwind in 200 hPa die höchste Wahrscheinlichkeit für den Signalnachweis besteht. Deshalb werden nur für diese Größen die Anomalien in Abb. 27 bis 30 dargestellt. Für den Vergleich der Winter- und Sommerexperimente ist der lokale t-Test ausreichend (siehe Abschnitt 4.2.1). Durch die Ausmessung der Flächenanteile mit signifikanten Überschreitungen kann vom lokalen t-Test ausgehend ein praktikables Maß für die Signalstärke abgeleitet werden.

Die Flächenanteile der lokal signifikant nachgewiesenen Anomalien werden mit den Schwellenwerten, die nach LIVEZEY & CHEN (1983) für eine räumlich korrelierte Feldgröße notwendig sind, verglichen. Da diese Schwellenwerte für das Geopotentialfeld in 700 hPa berechnet wurden, können sie nur als Anhaltspunkt dienen, um die Signifikanz von Anomalien im Wind- und Temperaturfeld abzu-

schätzen. Wird der lokale t-Test mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 95 % durchgeführt, muß bei einem effektiven Freiheitsgrad von 30 mindestens auf 14 % der untersuchten Fläche im Geopotentialfeld das Signal die Testschwelle überschreiten, um ein Signal global anzuerkennen. Die Grenze von 14 % der Flächenanteile wurde auch für die anderen Parameter als Kriterium benutzt. Unterschiede zwischen den Experimenten können somit recht einfach gemessen werden.

Tabelle 10: Relative Flächenanteile (in Prozent) mit Überschreitung der 95 % Signifikanzgrenze, Ergebnisse des lokalen t-Testes für den Januar

Parameter	Vulkan		Vulkan und El Niño		El Niño	
	global	0-90°N	global	0-90°N	global	0-90°N
T _{sfc}	13,0	18,5	46,1	45,7	48,7	48,2
T _{850 hPa}	27,4	31,2	57,8	47,3	51,3	44,0
Z _{500 hPa}	39,1	41,3	67,4	55,7	62,3	58,2
U _{200 hPa}	25,2	27,0	60,9	47,4	56,3	51,7
T _{50 hPa}	90,4	82,6	92,2	85,2	47,1	34,9
U _{50 hPa}	45,1	34,1	59,0	48,0	54,1	41,2

Die Flächenanteile werden relativ zur untersuchten Gesamtfläche ermittelt. Ein Signal ist "global" signifikant, wenn der Flächenanteil mit signifikanten Anomalien relativ zur betrachteten Fläche den Schwellenwert überschreitet. Als Bezugsfläche wird sowohl der gesamte Globus als auch die Nordhemisphäre betrachtet. Die Auszählung der Flächenanteile des lokalen t-Testes der Januar-Experimente wird in der Tab. 10 zusammengefaßt. Die Testergebnisse der Juli-Experimente sind in der Tab. 11 gelistet. Alle Flächenanteile, die weniger als 14 % der Gesamtfläche ausmachen, wurden kursiv gedruckt. Erreicht ein Flächenanteil mehr als 50 %, werden die Werte kräftiger hervorgehoben. Deutliche Unterschiede sind sowohl zwischen den Signalen in der Stratosphäre und der Troposphäre, zwischen Sommer- und Wintersignal als auch zwischen Vulkan- und El-Niño-Effekten zu finden.

Im Winter kann für alle Antriebe ein deutliches Signal in der Stratosphäre registriert werden. Die relative Flächenausdehnung wird geringer, wenn nur die Nordhemisphäre untersucht wird. Im Sommer kann in der Stratosphäre nur für den Vulkanfall (isoliert und in Kombination) ein Signal nachgewiesen werden. Die relativen Flächenanteile mit positivem t-Test werden bei Begrenzung der Analyse auf 0° bis 90°N im Vulkanfall im Sommer größer. Die Flächenanteile im Zonalwindfeld in 50 hPa liegen im Sommer über den Winterwerten. Im Winter wird der umgekehrte Fall beobachtet.

Tabelle 11: Relative Flächenanteile (in Prozent) mit Überschreitung der 95 % Signifikanzgrenze, Ergebnisse des lokalen t-Testes für den Juli

Parameter	Vulkan		Vulkan und El Niño		El Niño	
	global	0-90°N	global	0-90°N	global	0-90°N
T _{sfc}	27,0	40,6	42,0	55,0	29,1	30,2
T _{850 hPa}	31,7	52,0	36,4	52,6	24,8	26,2
Z _{500 hPa}	52,5	68,4	39,8	52,0	41,8	49,0
U _{200 hPa}	7,5	14,8	32,2	40,4	26,0	21,6
T _{50 hPa}	78,5	81,7	81,7	85,8	5,0	3,2
U _{50 hPa}	60,9	88,4	68,1	96,0	1,2	2,4

In der Troposphäre sind im Winter für den El-Niño-Fall (kombiniert und isoliert) analoge Verhältnisse wie in der Stratosphäre festzustellen. Das Signal wird bei Einschränkung der Analyse auf die Nordhemisphäre schwächer. Das Vulkansignal verhält sich umgekehrt, es nimmt an Flächenausdehnung zu. Die relativen Flächenanteile des Vulkansignales werden in mittleren und höheren Breiten größer, bleiben aber unter den Werten für den El-Niño-Fall. Zwei Schlußfolgerungen können aus der Analyse der relativen Flächenanteile gezogen werden: Im Sommer wird das Vulkansignal stärker als das El-Niño-Signal und in der Troposphäre konzentrieren sich die Signale im Sommer auf die Nordhemisphäre. Abgesehen von der unmittelbaren Antriebsregion des Vulkansignals, der unteren Stratosphäre, ist das stärkste Vulkansignal im Sommer im Geopotential der 500 hPa Fläche und im niedertroposphärischen Temperaturfeld der mittleren und höheren Breiten nachzuweisen. Im Gegensatz dazu zeigt sich das El-Niño-Signal am deutlichsten im Winter in der mittleren und oberen Troposphäre in den Tropen. Nach der Beurteilung der Signalstärke werden die Muster für die Temperatur im 850 hPa Niveau und für den Zonalwind im 200 hPa Niveau diskutiert.

Abb. 27. Lokaler *t*-Test für die Temperatur im 850 hPa Niveau der permanenten Januar-Experimente (iso = isolierter Antrieb, comb = kombinierter Antrieb, schraffiert sind Gebiete mit einem 95 % sicheren Signal; ergänzt durch die Summe der Anomalien aus den beiden Experimenten mit isoliertem Antrieb, ohne Signifikanztest)



Abb. 28. Lokaler t -Test für die Temperatur im 850 hPa Niveau der permanenten Juli-Experimente (iso = isolierter Antrieb, comb = kombinierter Antrieb, schraffiert sind Gebiete mit einem 95 % sicheren Signal; ergänzt durch die Summe der Anomalien aus den beiden Experimenten mit isoliertem Antrieb, ohne Signifikanztest)

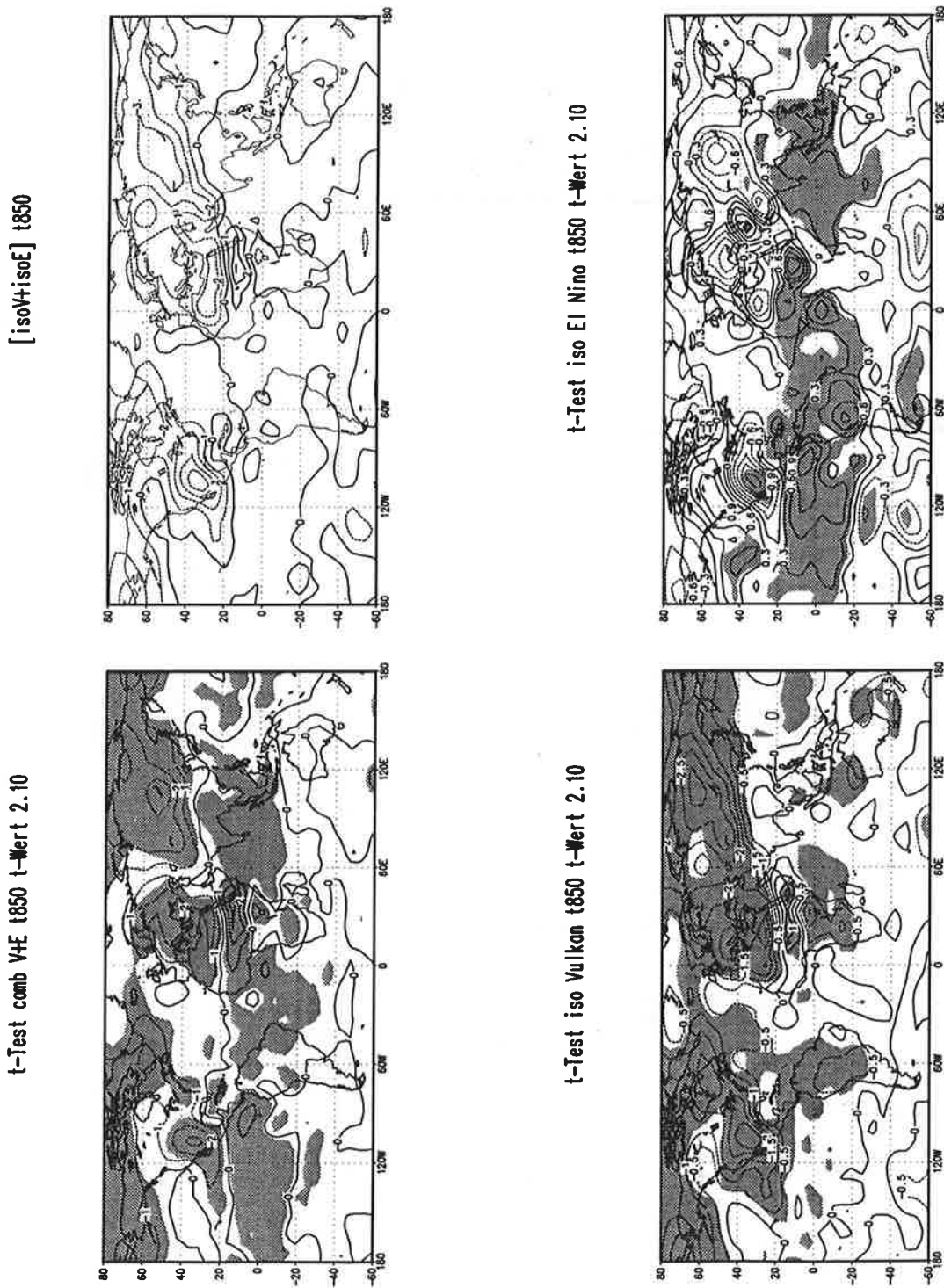


Abb. 29. Lokaler t-Test für den Zonalwind im 200 hPa Niveau der permanenten Januar-Experimente (iso = isolierter Antrieb, comb = kombinierter Antrieb, schraffiert sind Gebiete mit einem 95 % sicheren Signal; ergänzt durch die Summe der Anomalien aus den beiden Experimenten mit isoliertem Antrieb, ohne Signifikanztest)

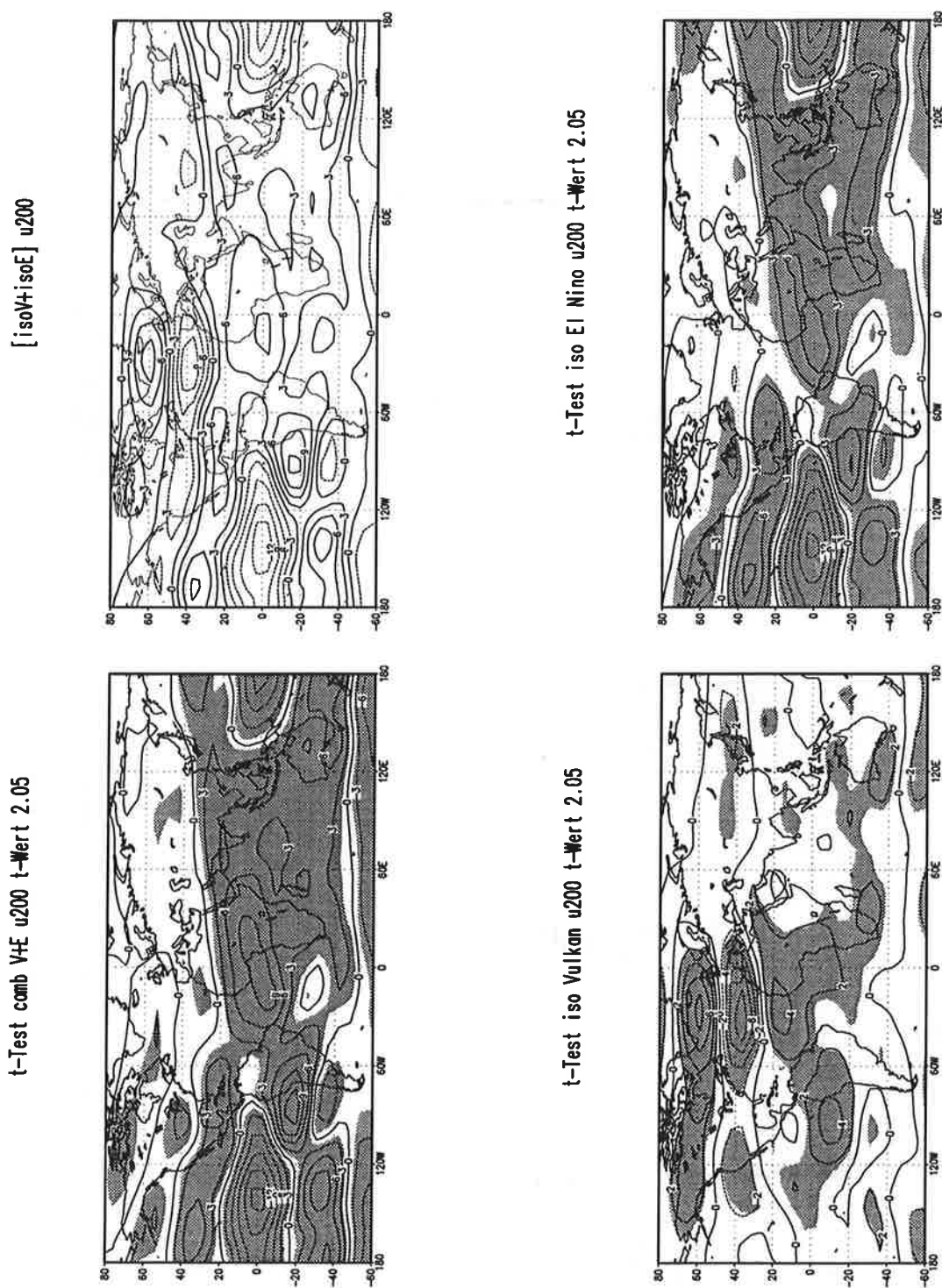
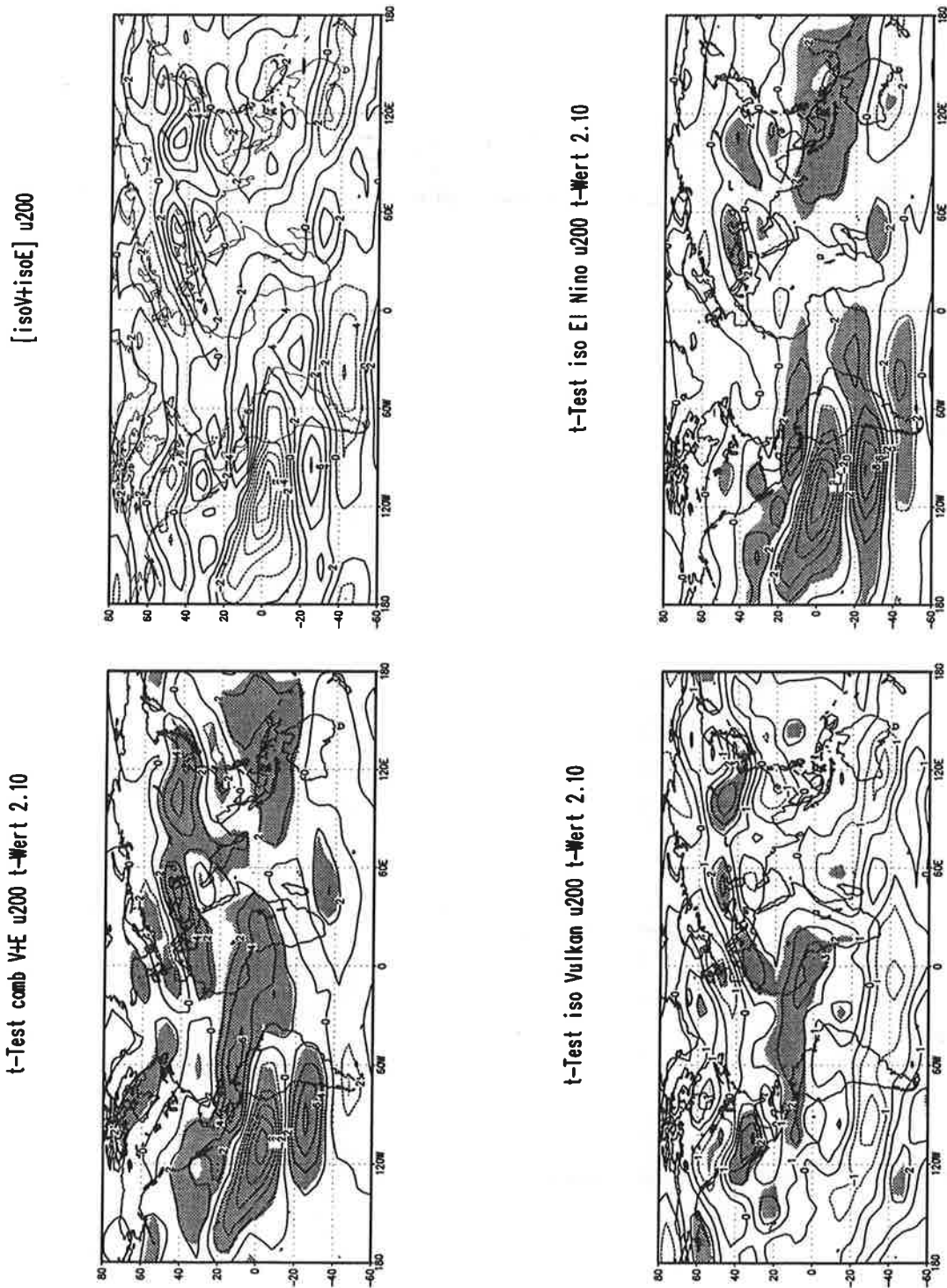


Abb. 30. Lokaler t -Test für den Zonalwind im 200 hPa Niveau der permanenten Juli-Experimente (iso = isolierter Antrieb, comb = kombinierter Antrieb, schraffiert sind Gebiete mit einem 95 % sicherem Signal; ergänzt durch die Summe der Anomalien aus den beiden Experimenten mit isoliertem Antrieb, ohne Signifikanztest)



Das tropische Muster des El-Niño-Signals im Sommer unterscheidet sich nur unwesentlich vom Winterfall. Da im Juli 1983 die beobachtete Anomalie, die als Experimentantrieb verwendet wurde, gemäß der Entwicklung 1982/83 geringer war als die Anomalie, die im Winter 1982/83 beobachtet wurde, sind die Unterschiede zwischen modelliertem Sommer- und Wintersignal zu erklären. Die positive Temperaturanomalie über den Aleuten und Nordamerika im El-Niño-Fall ist im Sommer nicht mehr signifikant und nur auf ein kleines Gebiet im Nordwesten Nordamerikas zusammengeschrumpft. Es dominieren im Juli über dem südlichen Nordamerika negative Anomalien (Abb. 28). Für den Vulkanfall werden im Gegensatz zum El-Niño-Experiment deutliche Differenzen im Signalmuster für die Temperatur der unteren Troposphäre sichtbar. Im Sommer fehlt das dynamisch bedingte Wintermuster. Sowohl über dem Nordatlantik und auch über Nordeurasien werden keine positiven Temperaturanomalien mehr festgestellt. Über dem Festland sind im Juli negative Anomalien durchgehend signifikant. Damit wird deutlich, daß im Sommer die kurzweilige Reduktion der Solarstrahlung wesentlich zum Klimaeffekt des vulkanischen Aerosols beiträgt, im Winter dagegen ein bedeutender Teil des Vulkansignals nur dynamisch durch die Wechselwirkung zwischen Stratosphäre und Troposphäre erklärt werden kann. In den Tropen und Subtropen konzentriert sich das Vulkansignal auf Afrika und kann folgendermaßen charakterisiert werden: Eine positive Anomalie zwischen 0 und 20°N wird durch negative Temperaturanomalien im Norden und Süden flankiert. Wie das Juli-Experiment mit kombiniertem Antrieb zeigt, wird einerseits durch den Effekt des vulkanischen Aerosols die positive Anomalie in der Sahelzone verstärkt, andererseits dominieren in mittleren und hohen Breiten die vulkanisch bedingten negativen Anomalien.

Da die El-Niño-Antriebsfunktion im Sommer schwächer als im Winter ist, konzentriert sich das Signal im Zonalwind in 200 hPa im Juli-Fall auf den Pazifik (Abb. 30). Das kräftigste Signal in mittleren und höheren Breiten wird sowohl im Januar- als auch im Juli-Experiment jeweils auf der Winterhemisphäre gefunden. Die Verstärkung des Zonalwindes zwischen 20° und 40° ist im Winter über dem Nordpazifik (Abb. 29) nicht so kräftig wie im Sommer über dem Südpazifik. Das Vulkansignal im Winter unterscheidet sich deutlicher vom Sommersignal im Zonalwind in 200 hPa (Abb. 30). Die Anomalien im Sommer konzentrieren sich auf die kontinentalen Subtropen und den tropischen Atlantik. Die Westwindanomalien in diesen Regionen sind vor allem über Asien im kombinierten Fall verstärkt. Obwohl durch den abnehmenden Land-See-Kontrast im Sommer eine Abschwächung des Sommermonsuns über Indien erwartet werden kann, wird dieser Effekt im permanenten Juli-Experiment nicht beobachtet. Wie Untersuchungen von GRAF (1992) zeigen, wird die Abschwächung des Monsuns

durch den Aerosoleffekt wesentlich im Frühjahr bestimmt. Das längere Vorhandensein einer Schneedecke im Frühjahr kann jedoch im permanenten Mode nicht simuliert werden und somit fehlt der Monsuneffekt im Juli-Experiment.

Da die physikalischen Prozesse im Modell parameterisiert werden, ist es notwendig, die Modellergebnisse mit Beobachtungen zu vergleichen. Der Vergleich der Signale zwischen permanentem und transientem Experiment stimmt für den Winter gut überein. Im Sommer werden wesentliche Teile des Vulkansignals im Juli-Mode nicht eindeutig simuliert, deshalb werden die Experimentergebnisse vorrangig für den Winterfall mit Beobachtungen verglichen.

4.3. Der Nachweis der modellierten Signale in Beobachtungen - Verifikation der Muster

Der Vergleich zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen gliedert sich in zwei Abschnitte. Zuerst werden für die drei Experimente (Vulkan, El Niño und beide Antriebsfunktionen) typische Winter ausgesucht und die beobachteten mit den simulierten Anomalien verglichen. Da diese Auswahl sehr subjektiv ist, werden im zweiten Teil der Verifikation die simulierten Muster mit den beobachteten Anomaliefeldern korreliert. Die Zeitreihen der Musterkorrelationskoeffizienten werden sowohl mit den Zeitpunkten der beobachteten Vulkanausbrüche als auch mit der Häufigkeit von ENSO verifiziert.

4.3.1. Die letzten bedeutenden Vulkanereignisse und El-Niño-Ereignisse - Fallstudien

Am Beispiel von typischen Wintern werden die simulierten Anomalien mit den Beobachtungen des Temperaturfeldes der unteren Troposphäre und des Geopotentials in 500 hPa verglichen. Obwohl die bodennahe Lufttemperatur über einen längeren Zeitraum als die Temperatur der unteren Troposphäre vorhanden war, mußte aus folgendem Grund von einer Gegenüberstellung der Anomalien der bodennahen Lufttemperatur Abstand genommen werden: Einerseits wurde im Experiment gezeigt, daß das Signal-zu-Rausch-Verhältnis für die Temperatur in 850 hPa günstiger als für die bodennahe Temperatur ausfällt. Andererseits wird im Experiment die Ozeantemperatur global und die Eismasse in polaren Breiten klimatologisch vorgeschrieben, so daß Änderungen der bodennahen Temperatur nur über dem Land simuliert werden können. Deshalb wurden für den Vergleich sowohl die Temperatur im 850 hPa Niveau (NMC-Beobachtungen) als auch die MSU-Troposphärentemperatur herangezogen. Da für den Vergleich nicht für jeden Fall alle Daten vorhanden waren, wurden im kombinierten Fall für die Darstellung des beobachteten Signals in der unteren Troposphäre die NMC- und MSU-Daten von verschiedenen Wintern benutzt.

Abb. 31. Vergleich des modellierten Vulkansignals mit den beobachteten Werten der Temperatur in 850 hPa und dem Geopotential in 500 hPa für die Winter 1974/75 und 1991/92 (NMC = Beobachtungen des National Meteorological Centre, MSU = Microwave Sounding Unit Beobachtungen)

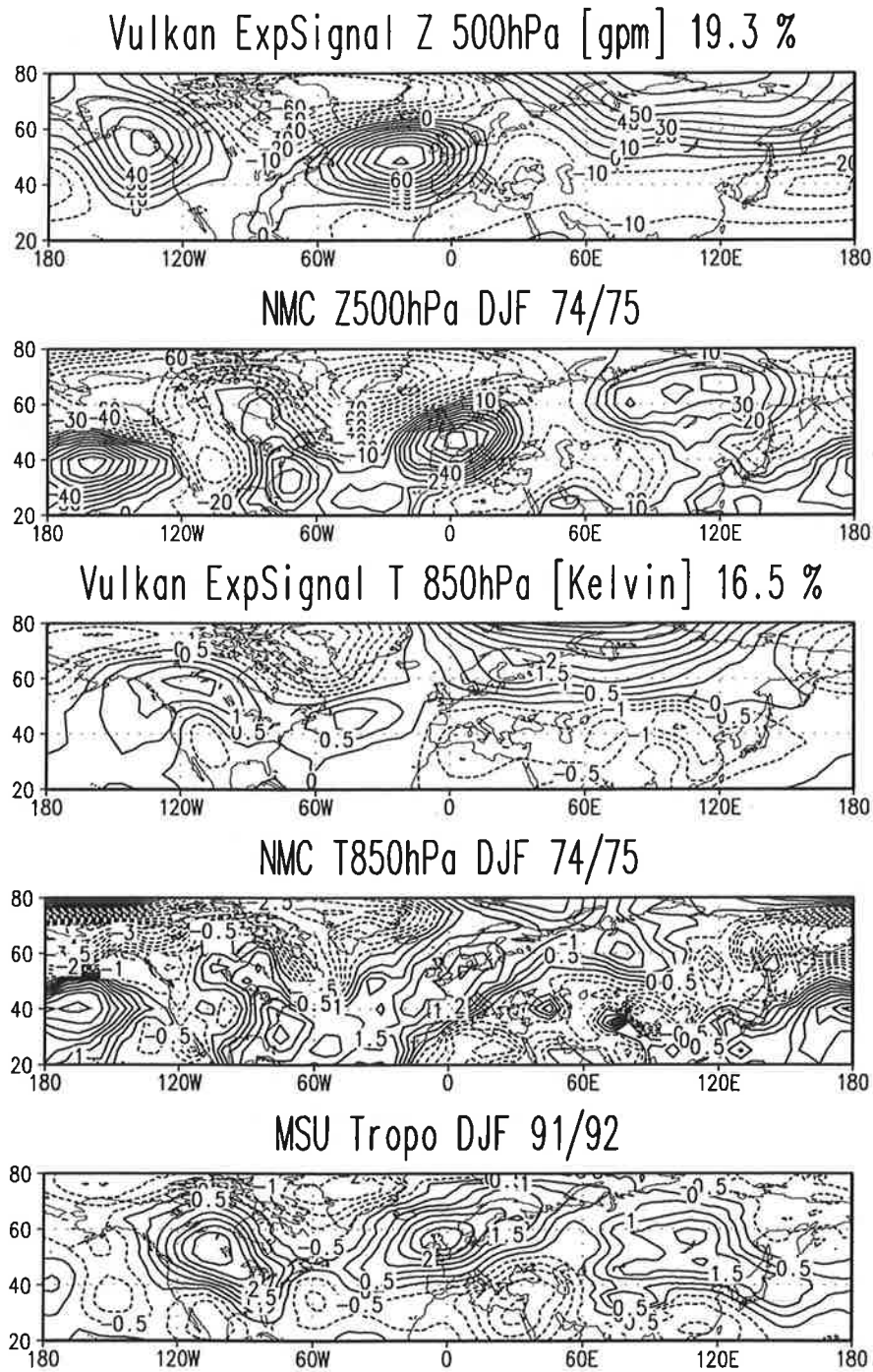


Abb. 32. Vergleich des modellierten El-Niño-Signals mit den beobachteten Werten der Temperatur in 850 hPa und dem Geopotential in 500 hPa für den Winter 1986/87 (NMC = Beobachtungen des National Meteorological Center, MSU = Microwave Sounding Unit Beobachtungen)

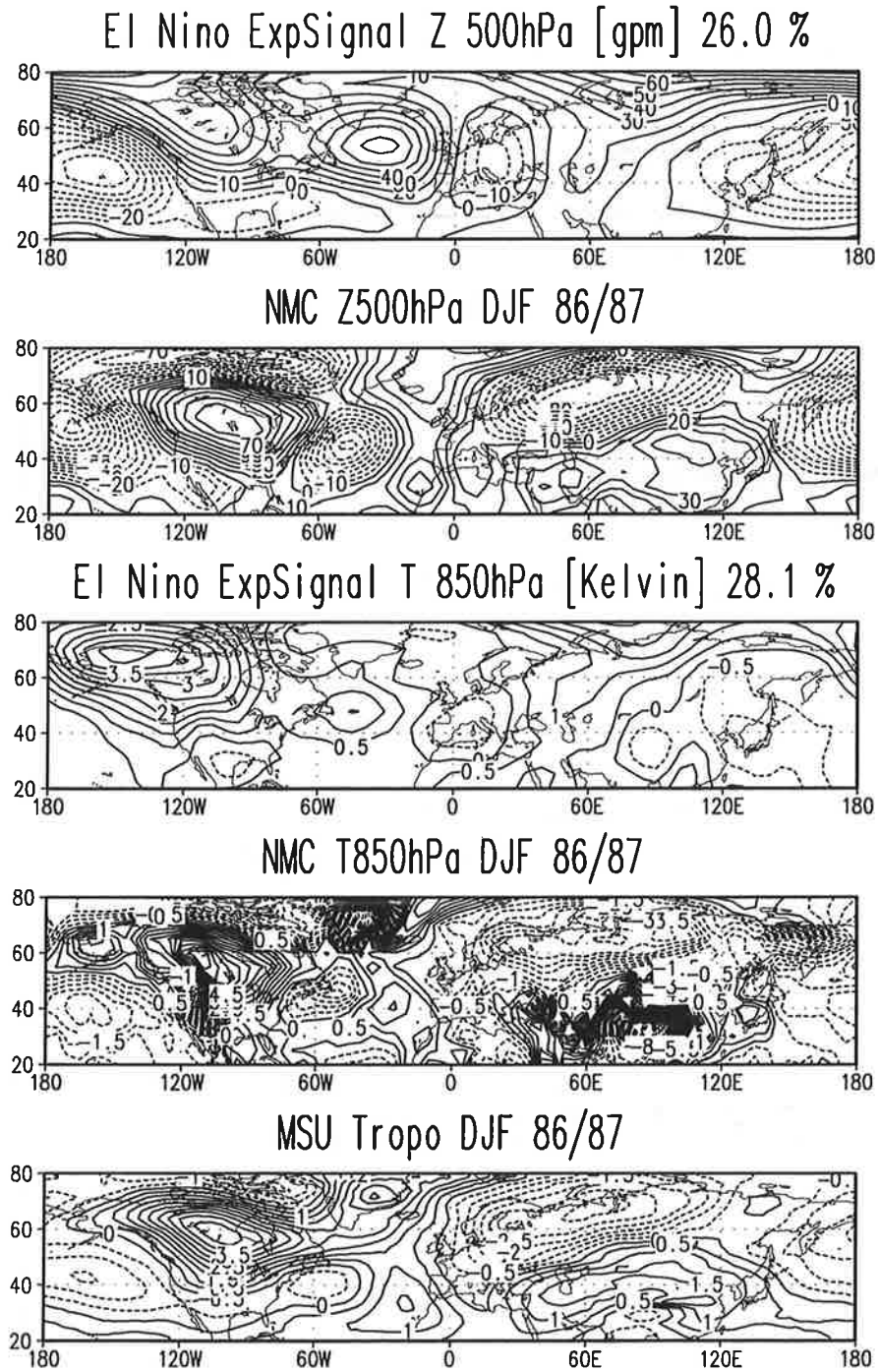
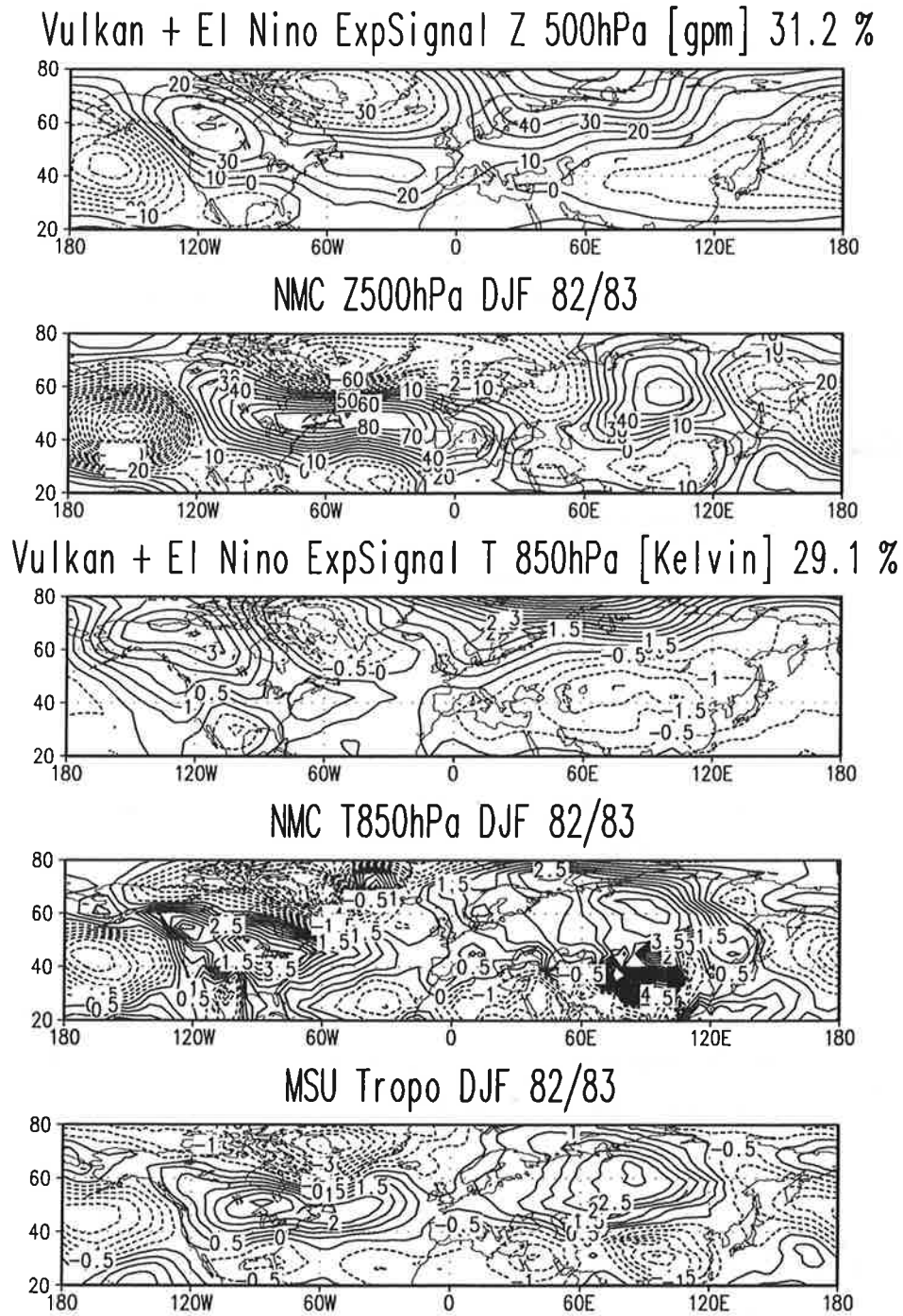


Abb. 33. Vergleich des modellierten Signals der Kombination beider Antriebsfaktoren (Vulkan und El Niño) mit den beobachteten Werten der Temperatur in 850 hPa und dem Geopotential in 500 hPa für den Winter 1982/83 (NMC = Beobachtungen des National Meteorological Center, MSU = Microwave Sounding Unit Beobachtungen)



Für diese Studie wurden folgende Winter ausgesucht:

(1) Das Vulkanexperiment wird mit den Wintern 1974/75 und 1991/92 verglichen. Der Winter 1974/75 wurde durch den Ausbruch des Fuego (Oktober 1974, 14°N) mit einem Eintrag von 3,2 Tg SO₂ in die Stratosphäre gestört (ROSE u.a., 1982). Im Juni 1991 transportierte der Mount Pinatubo ca. 20 Tg SO₂ in die Stratosphäre, so daß im Winter 1991/92 ein kräftiges Vulkansignal zu verzeichnen war. Der Einfluß des Fuego war aber schwach im Vergleich zum Pinatubo Ausbruch. Trotz des schwachen El-Niño-Ereignisses im Winter 1991/92 war das Vulkansignal in diesem Winter vor allem in mittleren und höheren Breiten dominant.

(2) Der Winter 1982/83 wurde durch ein starkes El Niño geprägt. Außerdem wurde die stratosphärische Aerosolschicht global durch den Ausbruch des El Chichón kräftig gestört. Im April 1982 wurden etwa 7 Tg SO₂ zusätzlich in die Stratosphäre emittiert (KRÜGER 1983). Dieser Winter dient als typisches Beispiel für den kombinierten Fall.

(3) Zuletzt wird der Winter 1986/87 mit dem El-Niño-Experiment verglichen. Der Ausbruch der Vulkane Augustine und Pavloff (Aleuten) im Frühjahr 1986 brachte keinen entscheidenden Beitrag für die stratosphärische Aerosolschicht. In diesem Winter prägte das El-Niño-Signal die Klima-anomalien entscheidend.

Im vulkanisch gestörten Winter 1974/75 wird über dem Nordatlantik die aus dem Experiment bekannte kräftige Dipolstruktur beobachtet (Abb. 31). Die Lage der negativen Anomalie über Grönland stimmt dabei im Experiment und den Beobachtungen besser überein als der positive Gegenpol. Dieser liegt im Experiment mit dem Zentrum 20°-30° westlicher als in den Beobachtungen. Die positiven Geopotentialanomalien über Sibirien stimmen im Experiment mit den Beobachtungen überein. Nur über Nordamerika existieren große Unterschiede zwischen Simulation und NMC-Daten. In diesem Gebiet wurden negative Anomalien beobachtet, im Experiment dominieren positive Anomalien. Damit wird deutlich, daß in dieser Region der Einfluß der dynamischen Wirkung vulkanischen Aerosols wesentlich geringer ausfällt als über der östlichen Hemisphäre. Das Temperaturfeld der unteren Troposphäre wurde in den Vulkanwintern 1974/75 und 1991/92 durch weiträumig positive Anomalien über Europa und Nordasien geprägt. Dieses Muster konnte auch simuliert werden. Die kräftige negative Anomalie über Grönland und dem Nordosten Nordamerikas ist sowohl in den Beobachtungen als auch in der Simulation sichtbar. Große Unterschiede zwischen den Wintern 74/75 und 91/92, sowie dem Modell und den Beobachtungen werden über dem Nordpazifik und dem Westteil Nordamerikas festgestellt.

Die Unterschiede der stratosphärischen Aerosolladungsstärke könnten eine Ursache dafür sein. Die Aerosolladung lag entsprechend der Ausbruchsstärke zwischen Fuego (1974) und Pinatubo (1991) im Winter 1974/75 weit unter der im Winter 1991/92. Die beobachteten Temperaturverhältnisse 1991/92 und die aus dem Modell entsprechen nicht nur über dem eurasischen Teil früheren Beschreibungen (LOUGH & FRITTS, 1987; SEAR u.a., 1987; GRAF, 1989; GROISMANN, 1992), sondern auch die beobachteten und modellierten positiven Anomalien über dem Westen Nordamerikas und die negativen Temperaturanomalien an der Ostküste stimmen gut überein.

Im El-Niño-Winter 1986/87 wurde das typische PNA-Muster im Geopotentialfeld in 500 hPa beobachtet (Abb. 32). In der Simulation dominiert die Verstärkung des Aleutentiefs. Die positive Anomalie über Nordamerika ist stärker als beobachtet und über dem Atlantik wird gleichfalls eine kräftige positive Anomalie simuliert. Der modellierte Dipol mit positiver Anomalie über dem Atlantik und negativer Anomalie über Osteuropa wird mit umgekehrtem Vorzeichen im Winter 1986/87 beobachtet. Der Vergleich zwischen Beobachtungen und Simulation für den El-Niño-Fall verdeutlicht, daß die beobachteten Temperaturanomalien über Nordamerika gut simuliert werden und einen wesentlichen Teil des El-Niño-Signals in hohen Breiten definieren. Über Eurasien dagegen werden weiträumig negative Anomalien beobachtet und schwach positive Anomalien simuliert. Dort kann ein definierter Einfluß durch positive SST-Anomalien nicht nachgewiesen werden.

Im kombinierten Fall (Abb. 33) bleibt über dem Nordatlantik der vulkantypische Dipol im Geopotentialfeld erhalten, wird aber schwächer simuliert als beobachtet. Die beobachtete Vertiefung des Geopotentialfeldes über den Aleuten spiegelt sich gut im Experiment wieder. Nur über dem Nordwesten Asiens und Nordeuropa werden die negativen Anomalien nicht simuliert. Der im Experiment angedeutete Trog über der Nordsee, ausgedehnt bis zum Mittelmeer und nach Kleinasien reichend, lag im Winter 1982/83 30° bis 40° weiter östlich, d.h. mit seiner Achse über dem Ural. Das simulierte Band positiver Temperaturanomalien, ausgehend vom Westen Nordamerikas, bei 40°N über den Atlantik verlaufend und den Norden Eurasiens streifend, wird in den NMC-Daten und auch durch die MSU-Messungen im Winter 1982/83 nachgewiesen.

Die Übereinstimmung zwischen den simulierten Signalen und den beobachteten Anomalien kann statistisch geprüft werden. Wegen der subjektiven Auswahl der Beobachtungsdaten für Einzelwinter ist die Berechnung von Anomaliekorrelationen nur für diese Winter nicht ausreichend. Eine höhere Objektivität bei der Beurteilung sowohl der simulierten Muster als auch der ursächlichen Verbindung dieser

Signale mit den positiven SST-Anomalien bzw. den explosiven Vulkanausbrüchen wird durch die Auswertung der Anomaliekorrelationen, wie sie im nächsten Abschnitt dargestellt wird, erreicht.

4.3.2. Projektion der Wintermuster auf verschiedene Datenzeitreihen

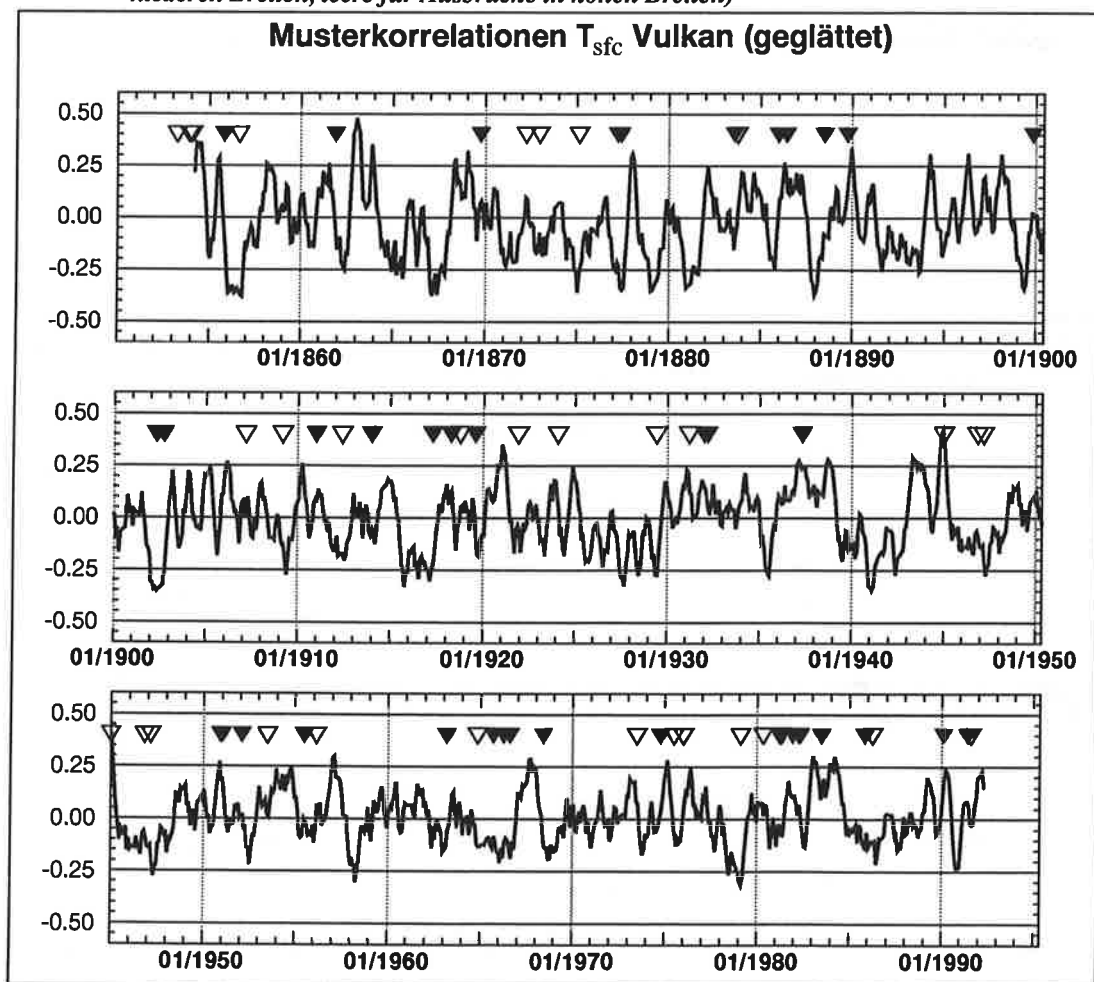
Die Stabilität des vulkantypischen und des El-Niño-typischen Wintermusters steht im Mittelpunkt der folgenden Untersuchung. Die simulierten Signale für die bodennahe Lufttemperatur und die Temperatur in 50 hPa werden mit Beobachtungsdaten korreliert. Der Musterkorrelationskoeffizient (siehe Abschnitt 3.3) ist ein Maß für die Übereinstimmung zwischen den simulierten Mustern und den beobachteten Anomalien. Da sich die beobachteten Anomalien sehr stark mit der Zeit verändern, kann der Musterkorrelationskoeffizient als ein zeitabhängiges Maß für die Dominanz des modellierten Signals im beobachteten Feld angesehen werden. Die Häufigkeit der Übereinstimmung zwischen hohem Korrelationskoeffizienten und den signalspezifischen Ereignissen kann zur Verifikation der signaltypischen Muster herangezogen werden. Deshalb werden die Zeitserien der Musterkorrelationskoeffizienten anschließend mit den Vulkanereignissen, der El-Niño-Aktivität und der Stärke des polaren Wirbels verglichen. Für die verschiedenen Gegenüberstellungen werden Kontingenztafeln aufgestellt, die mit einfachen statistischen Tests (STORM, 1979, S.251ff) geprüft werden.

Obwohl die Beobachtungsdaten auf regulären Gittern vorhanden sind, enthalten die Datenfelder (z.B. die Beobachtungen der bodennahen Lufttemperatur) zeitweise recht große Lücken. Im ersten Schritt der Analyse wird deshalb das simulierte Signal auf das Datengitter der Beobachtungen transformiert. Da die Diskussion der nordhemisphärischen Anomalien im Mittelpunkt steht, wird auch der südhemisphärische Teil der Daten ausgeblendet. Danach werden die Musterkorrelationen unter Beachtung aller Datenlücken berechnet. Durch die Verschiebung der Datenfelder um drei bzw. zwei Gitterpunkte in Ost-West- sowie Nord-Süd-Richtung werden die möglichen Unterschiede in der räumlichen Zuordnung der Modellorographie und der Realität ausgeglichen.

Die Auswertung der Musterkorrelationen beginnt für die Beobachtungen der bodennahen Lufttemperatur. In den Abb. 34 und 36 werden zur Erhöhung der Übersichtlichkeit geglättete Kurven gezeigt. Die Glättung wurde durch gleitende Mittelbildung der Musterkorrelationskoeffizienten über Intervalle von drei Monaten bewerkstelligt. Die Monate mit Schalterereignissen, d.h. Vulkanausbrüche mit vermutlicher Beeinflussung der stratosphärischen Aerosolschicht bzw. El-Niño-Ereignisse, werden durch Dreiecke gekennzeichnet. Die gefüllten (offenen) Dreiecke symbolisieren in der Abb. 34 Ausbrüche in niederen (höheren) Breiten.

Die erste Analyse (Abb. 34) zeigt die Korrelation zwischen der modellierten bodennahen Temperatur des Vulkanexperimentes und der beobachteten bodennahen Temperatur nach JONES u.a. (1992). Da die Verifikation des simulierten Vulkanmusters nur für Winterverhältnisse sinnvoll ist, wird die Über- bzw. Unterschreitung einer Signifikanzschränke des Musterkorrelationskoeffizienten nur für Dezember, Januar und Februar ausgezählt. Bei der Festlegung der Signifikanzgrenze wird die Anzahl der räumlichen Freiheitsgrade auf ein Neuntel der Gitterpunktzahl reduziert, um die Korrelation zwischen benachbarten Gitterpunkten zu berücksichtigen. Da die Prüfung des Korrelationskoeffizienten mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % erfolgt, sind die Beobachtungen und die simulierten Muster signifikant korreliert, wenn der Musterkorrelationskoeffizient größer als 0,2 oder kleiner als -0,2 ist.

Abb. 34. Darstellung der geglätteten Zeitserien des optimierten Korrelationskoeffizienten zwischen Vulkan-signal und beobachteter bodennaher Lufttemperatur (JONES u.a., 1992) im Vergleich mit potentiell klimawirksamen Vulkanausbrüchen (markiert als Pfeile: ausgefüllte für Ausbrüche in niederen Breiten, leere für Ausbrüche in hohen Breiten)



Ausgehend von den Korrelationskoeffizienten und der Zeitreihe für die Vulkanbeobachtungen wird die Kontingenztafel (siehe Tab. 12) aufgestellt. Die Anzahl der Über- und Unterschreitungen der Signifikanzschränke der Musterkorrelation im ersten und zweiten Winter (DJF) nach Ausbruch eines tropischen oder außertropischen Vulkans muß an der Gesamtanzahl der Über- und Unterschreitungen getestet werden. Wenn die Unterschiede der Häufigkeit zwischen negativen und positiven Korrelationskoeffizienten signifikant durch die Vulkane verursacht werden, muß bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 % die Testgröße über 4,61 liegen. Bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % muß ein Wert von 5,99 erreicht werden. Der Kontingenztest ergibt eine signifikante Zunahme der positiven Korrelation im ersten Winter nach tropischen Vulkanausbrüchen mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit, die unter 10 % (fast 5 %) liegt. Die Wahrscheinlichkeit für das tatsächliche Auftreten des simulierten Vulkansignals der bodennahen Lufttemperatur im Winter liegt bei 56 %. Im Durchschnitt wird das vulkan-typische Muster jedoch nur mit einer Wahrscheinlichkeit von 45 % im Winter beobachtet. Somit wird durch tropische Vulkanausbrüche die Wahrscheinlichkeit für positive Temperaturanomalien über Eurasien im Winter um 11 % erhöht. Mit 24%iger Wahrscheinlichkeit kann aber auch der negative Fall eintreten, sofern weitere Einflußfaktoren oder die natürliche Variabilität dazu führen. Die Wahrscheinlichkeit für eine positive Musterkorrelation zwischen Experiment und Beobachtungen ist mehr als doppelt so groß wie eine negative Musterkorrelation.

Tabelle 12: Auszählung der Über- und Unterschreitungen eines Schwellenwertkorrelationskoeffizienten (95 %) für die Musterkorrelation zwischen modellierter und beobachteter bodennaher Lufttemperatur für Wintermonate (DJF) im Zeitraum 1854 bis 1992 für den Vulkanfall

	Kriterium für Korrelationskoeffizienten (KK)			Testgröße
	KK > 0,2	KK < -0,2	-0,2 bis 0,2	
Tropische Vulkane (40°S bis 40°N)				
erster Winter	66	28	23	5,65
zweiter Winter	55	37	22	0,40
Außertropische Vulkane (polwärts von 40°)				
erster Winter	42	28	19	0,27
zweiter Winter	35	31	21	0,78
Alle Wintermonate				
	186	142	86	

Dieser relativ schwache Zusammenhang zwischen dem modellierten Vulkansignal und den beobachteten Anomalien der bodennahen Lufttemperatur in Wintern nach Vulkanausbrüchen wird durch die

unsichere Einordnung der Vulkane nach ihrer Klimawirksamkeit verursacht. Deshalb werden die Musterkorrelationskoeffizienten für Perioden mit den stärksten Vulkaneruptionen gesondert dargestellt (Abb. 35). Für sechs der ausgewählten tropischen Vulkane ist ein deutliches Signal im folgenden Winter festzustellen. Für den Bandai (1888) wird erst im zweiten Winter nach dem Ausbruch das positive Signal beobachtet. Nur nach dem Ausbruch des Agung (1963) ist der Korrelationskoeffizient im folgenden Winter am schwächsten aber auch positiv. Die Korrelation in den Wintern nach den kräftigen außertropischen Vulkanausbrüchen ist ebenfalls positiv aber nicht so deutlich wie nach den tropischen Ausbrüchen. Damit werden die Ergebnisse des Signifikanztests (Tab. 12) bestätigt.

Abb. 35. Darstellung der Musterkorrelation zwischen der beobachteten bodennahen Lufttemperatur und dem simulierten Vulkansignal in Jahren mit extrem starken Vulkanausbrüchen (die Angaben zum SO₂-Eintrag nach GRAF u.a. [1993b], der Punkt markiert den Ausbruchsmonat, die Zeitachse umfasst jeweils 3 Jahre und beginnt im Januar des Ausbruchsjahres)

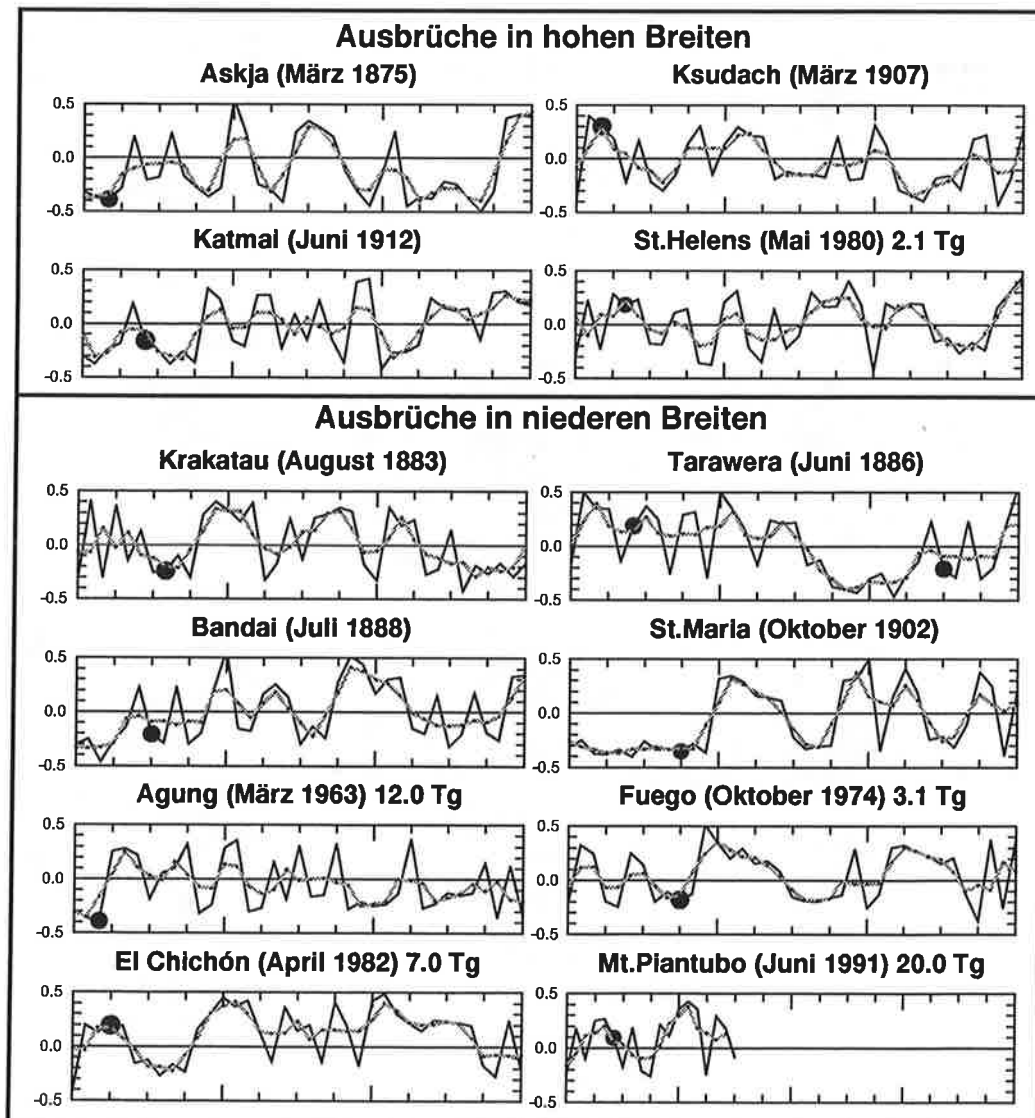
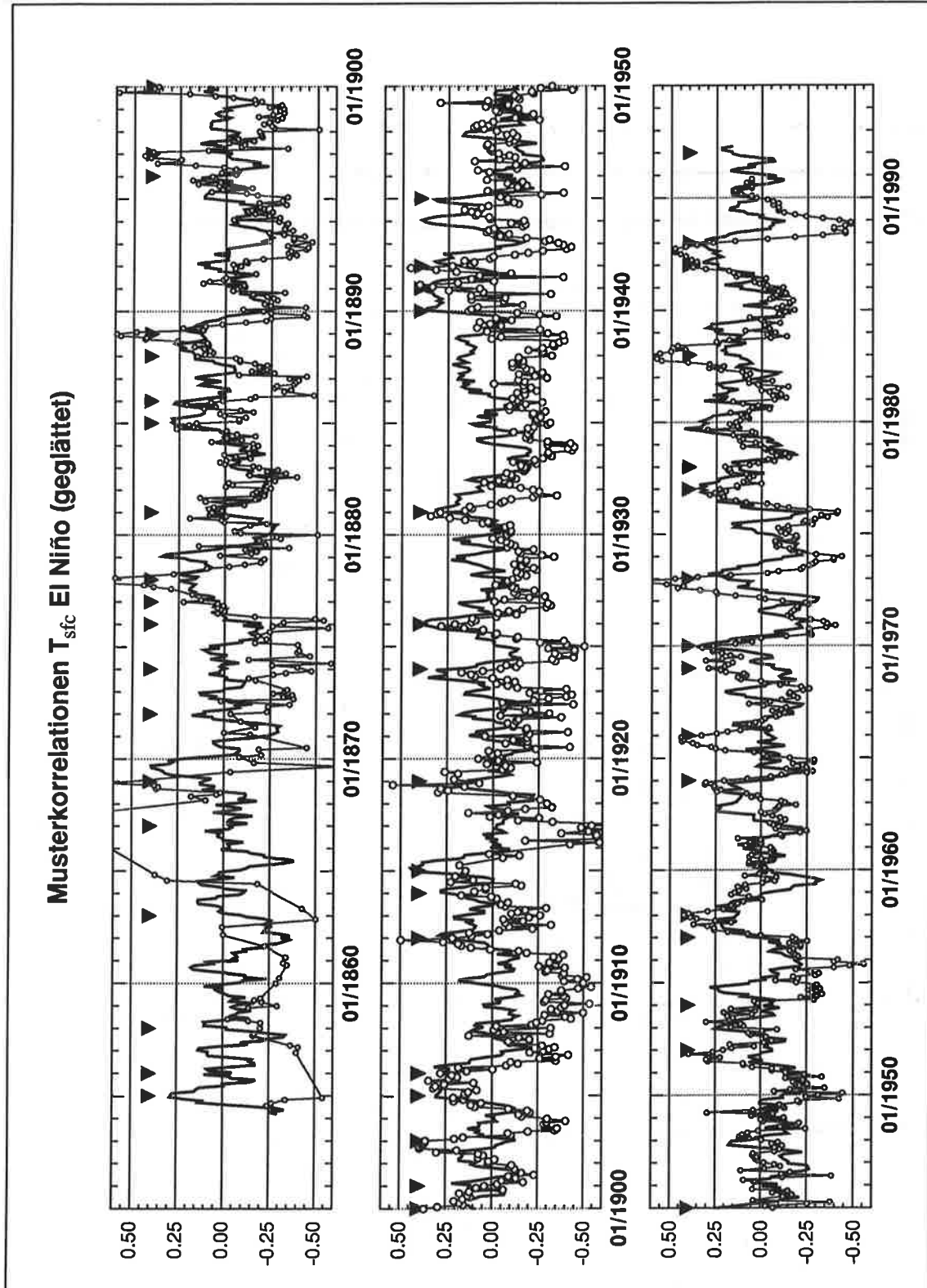


Abb. 36. Darstellung der geglätteten Zeitserien des optimierten Korrelationskoeffizienten zwischen El-Niño-Signal und beobachteter bodennaher Lufttemperatur (JONES u.a., 1992) im Vergleich mit beobachteten ENSO-Ereignissen sowie der SSTA-Zeitreihe (unterbrochene Linie mit als Kreise markierten Beobachtungswerten nach WRIGHT, 1991),



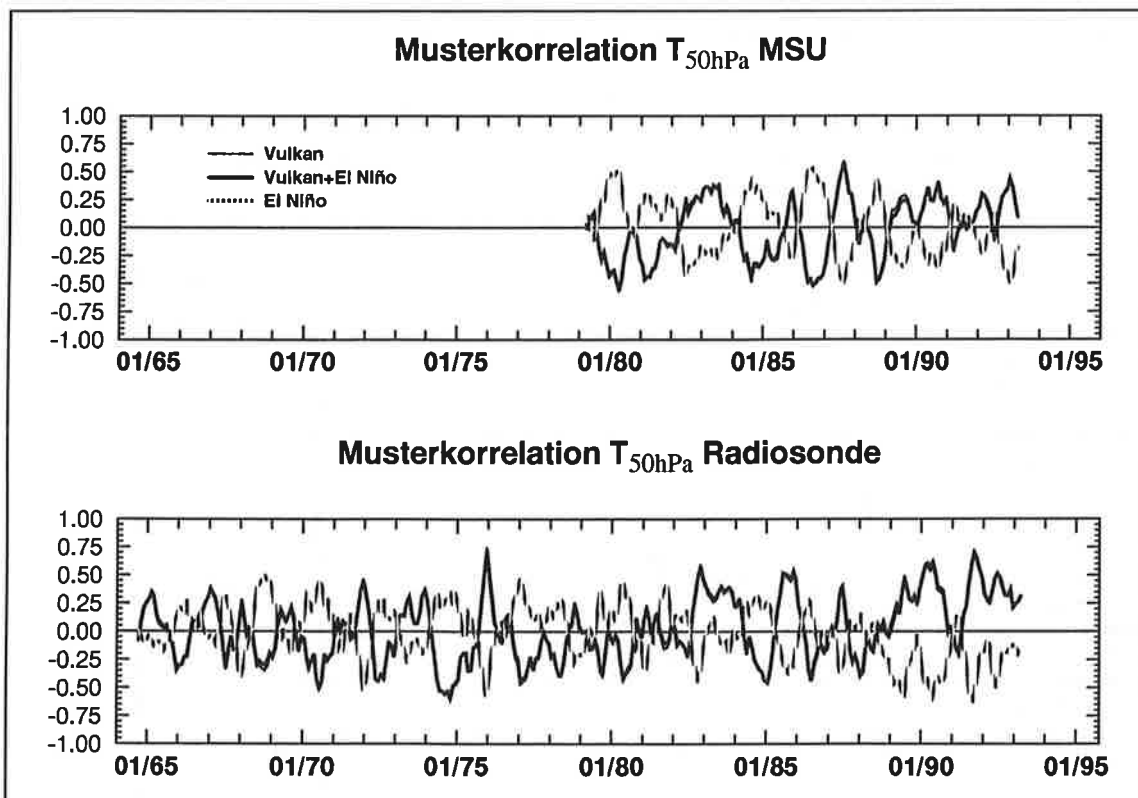
Für den El-Niño-Fall bot sich der Vergleich zwischen der Musterkorrelation auf der einen und der empirischen ENSO-Liste bzw. der SSTA-Zeitreihe (WRIGHT, 1991) auf der anderen Seite an. Als Grenzwert für den Korrelationskoeffizienten gilt ebenso wie im Vulkanfall 0,2. Es wird die Anzahl der ENSO-Winter nach der empirischen Liste ausgezählt und mit der Statistik aller Wintermonate verglichen. Die Auszählung der Über- und Unterschreitungen bei positiven und negativen SST-Anomalien wird mit einer zeitlichen Verschiebung zwischen 0 und 3 Monaten untersucht (siehe Tab. 13). Die Dominanz des simulierten El-Niño-Temperaturmusters wird in jedem Fall mit 95%iger statistischer Sicherheit nachgewiesen. Im Durchschnitt wird das El-Niño-typische Muster mit einer Wahrscheinlichkeit von 40 % im Winter beobachtet. In Wintern mit El-Niño-SST-Anomalie steigt diese Wahrscheinlichkeit auf 56 bis 57 % (je nach Parameter zur Beschreibung von El Niño) und ist damit genau so groß wie das vulkantypische Wintermuster in vulkanisch gestörten Wintern. Für den La-Niña-Fall wird der umgekehrte Temperatureffekt mit geringerer Stärke nachgewiesen. Eine leichte Zunahme der Wahrscheinlichkeit für ein inverses Signal im Temperaturmuster von 30 % im Normalfall auf 35 % im La-Niña-Fall ist nur mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 % gesichert.

Tabelle 13: Auszählung der Über- und Unterschreitungen eines Schwellenwertkorrelationskoeffizienten (95 %) für die Musterkorrelation zwischen modellierter und beobachteter bodennaher Lufttemperatur für Wintermonate (DJF) im Zeitraum 1854 bis 1992 für den El-Niño-Fall

	Kriterium für KK			Testgröße
	KK > 0,2	KK < -0,2	-0,2 bis 0,2	
Empirische ENSO Ereignisse				
	83	29	35	11,7
Positiver SOI-Index				
Vorlauf 0 Monate	72	23	36	10,6
Vorlauf 1 Monat	71	18	35	14,7
Vorlauf 2 Monate	69	18	38	13,5
Vorlauf 3 Monate	70	24	36	8,95
Negativer SOI-Index				
Vorlauf 0 Monate	70	75	71	3,90
Vorlauf 1 Monat	72	79	77	4,86
Vorlauf 2 Monate	75	83	75	4,53
Vorlauf 3 Monate	77	76	79	3,26
Alle Wintermonate				
	167	123	124	

In der nächsten Analyse werden die Verhältnisse in der unteren Stratosphäre studiert. Für diese Untersuchung werden sowohl die Radiosondentemperaturdaten für das 50 hPa Niveau (LABITZKE, 1993) als auch die stratosphärischen MSU-Messungen (SPENCER & CHRISTY, 1991 and 1993) verwendet. Da die beiden Datensätze unterschiedliche Längen aufweisen, können sie nur ab 1979 miteinander verglichen werden. In der Abb. 37 wurde sowohl die Korrelation zwischen den Radiosondendaten und Experimentdaten (Vulkan, El Niño und kombinierter Antrieb) als auch die Korrelation zwischen MSU-Messungen und Experimenten abgebildet. Im vergleichbaren Zeitraum 01/1979 bis 06/1993 liefern beide Datensätze zeitlich übereinstimmende Extrema. Die Unterschiede werden vor allem in der Amplitude beobachtet. In den Radiosondendaten (unterer Teil in Abb. 37) ist in den letzten Jahren ein leichter Trend zu positiven Anomalien festzustellen.

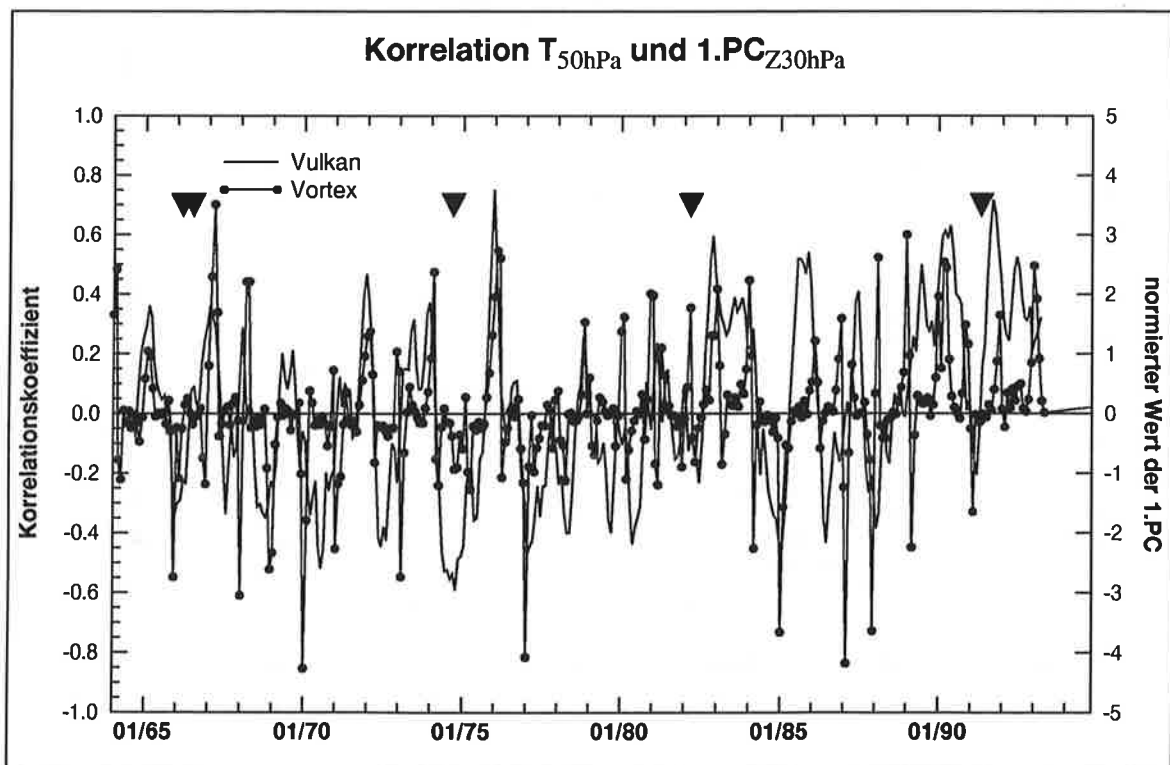
Abb. 37. Darstellung des Vergleichs der Musterkorrelation zwischen simuliertem Signal und MSU-Beobachtungen (SPENCER & CHRISTY, 1991) sowie simuliertem Signal und Radiosondenbeobachtungen (LABITZKE, 1993) für die Januar-Experimente (Vulkan, El Niño und kombinierter Fall)



Die Gegensätzlichkeit der Effekte im Vulkanfall gegenüber dem El-Niño-Fall in der Stratosphäre wird durch den Vergleich der Musterkorrelation der verschiedenen Januar-Experimente deutlich. Da im kombinierten Experiment der Vulkanantrieb in der Stratosphäre dominiert, unterscheidet sich die

Größe des Korrelationskoeffizienten im kombinierten Experiment nur geringfügig von der Musterkorrelation mit der Temperatur des Vulkanexperiments im 50 hPa Niveau. Da die vulkantypische Erwärmung der tropischen unteren Stratosphäre in der Intensivierung des polaren Wirbels zum Ausdruck kommen muß, wird die Stärke des polaren stratosphärischen Wirbels und die Musterkorrelation zwischen der im Vulkanexperiment simulierten Temperatur im 50 hPa Niveau und der beobachteten Temperatur der unteren Stratosphäre untersucht (Abb. 38). Da die Radiosondenbeobachtungen über einen längeren Zeitraum vorliegen, werden diese Daten für den Vergleich herangezogen. Die Stärke des polaren Wirbels wird mit der ersten normierten PC des Geopotentials im 30 hPa Niveau approximiert (PERLWITZ, 1992). Diese Darstellung der Wirbelstärke wurde bereits im Abschnitt 4.1.2 benutzt. Die stärksten Vulkane in diesem Zeitraum werden in Abb. 38 durch Dreiecke markiert.

Abb. 38. Vergleich der ersten PC des Geopotentialfeldes in 30 hPa mit der Musterkorrelation zwischen simuliertem Vulkansignal und Radiosondenbeobachtungen in der unteren Stratosphäre (Daten nach LABITZKE, 1993, Analyse der Wirbelstärke von PERLWITZ, 1992)



Aus der Abb. 38 kann einerseits geschlußfolgert werden, daß eine hohe Musterkorrelation zwischen dem vulkantypischen Muster der Temperatur in 50 hPa und den Beobachtungen häufig in Monaten mit einer starken Ladung der ersten PC des Geopotentials in 30 hPa, d.h. starker zyklonaler Wirbel, auftritt. Außerdem können in den Jahren 1966 (Kelut, Awu, Olynoyo Lengai), 1974 (Fuego), 1982 (El Chichón) und 1991 (Pinatubo) Vulkane für eine Ausprägung des vulkanspezifischen Musters

(modelliert im Vulkanexperiment) auch in den Beobachtungen den Ausschlag gegeben haben. Die starken positiven Korrelationen außerhalb der vulkanisch nachweisbar gestörten Perioden bestätigen indirekt, daß vulkanisches Aerosol nur einen natürlichen Mode stark anregt. Dieser Mode, der auch durch andere Klimafaktoren oder durch die natürliche Variabilität verstärkt wird, kann das Klima zufällig bestimmen.

Tabelle 14: Auszählung der Über- und Unterschreitungen eines Schwellenwertkorrelationskoeffizienten (95 %) für die Musterkorrelation zwischen modellierter und beobachteter Lufttemperatur für Wintermonate (DJF) im Zeitraum 1964 bis 1993 für den Vulkanfall

Zeitverschiebung zwischen KK(DJF) und der ersten PC _{Z30} (DJF+MM)	Kriterium			Testgröße
	KK > 0,2	KK < -0,2	-0,2 bis 0,2	
Ladung der ersten PC negativ (schwacher Wirbel)				
MM = -2	43	24	10	0,09
MM = -1	35	25	8	0,20
MM = 0	22	29	11	5,00
MM = 1	27	28	9	2,17
MM = 2	37	24	8	0,06
Ladung der ersten PC positiv (starker Wirbel)				
MM = -2	4	5	1	1,10
MM = -1	12	4	3	1,11
MM = 0	25	0	0	17,87
MM = 1	20	1	2	9,08
MM = 2	10	5	3	0,33
Alle Monate	47	29	11	

Die Kombination zwischen der Musterkorrelationszeitserie (Temperatur im 50 hPa Niveau zwischen Vulkanexperiment und Beobachtungen) einerseits und der Stärke des stratosphärischen Wirbels im Winter im 30 hPa Niveau auf der anderen Seite macht deutlich, daß in Perioden mit starker Ausprägung des vulkantypischen Temperaturmusters in der unteren Stratosphäre im Winter auch der stratosphärische zyklonale Wirbel kräftig ist. Wie aus Tab. 14 hervorgeht, besteht dieser Zusammenhang sowohl zwischen starkem zyklonalen Wirbel und kräftigem Temperaturgefälle als auch im umgekehrten Fall, d.h. schwaches Temperaturgefälle zwischen Pol und Äquator ist stark mit kräftigem antizyklonalen

nalem Wirbel in der unteren Stratosphäre verbunden. Die Korrelation zwischen kräftigem Temperaturgefälle und starkem zyklonalem Wirbel ist deutlich höher. Diese Untersuchung bestätigt die Steuerung der stratosphärischen Zirkulation durch vulkanisches Aerosol.

4.4. Prozeßstudien zur Gegenüberstellung des Vulkan- und El-Niño-Signals

Der letzte Teil der Arbeit beinhaltet komplexe Untersuchungen, um den dynamischen Hintergründen für die Ausprägung der vulkantypischen und El-Niño-typischen Anomalien in mittleren und hohen Breiten im Winter nachzugehen. Zwei wesentliche Größen zur Beschreibung der dynamischen Verhältnisse in synoptischen Größenordnungen sind die Zyklonenhäufigkeit und die Häufigkeit von Blockierungssituationen. Beide Größen werden für die vier permanenten Januar-Experimente untersucht. Anschließend werden die Verhältnisse im Energiezyklus unter Modellbedingungen mit Vulkanantrieb und unter El-Niño-Bedingungen miteinander verglichen. Im letzten Teil dieses Abschnitts werden die Bedingungen für die Ausbreitung der Energie planetarer Wellen für die verschiedenen Antriebsmechanismen diskutiert und durch Beispiele aus den Modellexperimenten veranschaulicht.

4.4.1. Analyse der Zyklonenhäufigkeit und der Blockierungssituationen

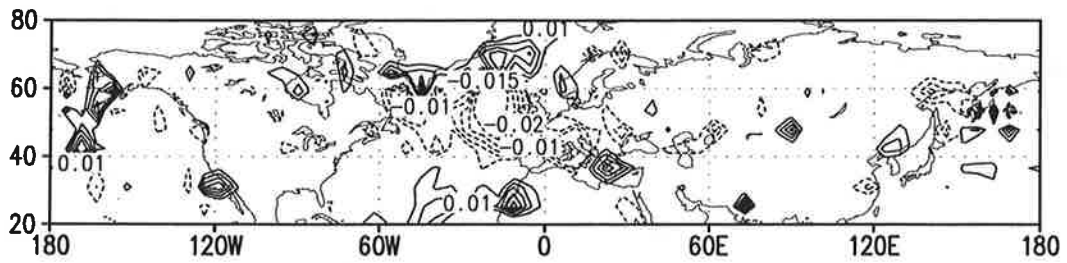
Zur Berechnung der Zyklonenhäufigkeit (KÖNIG u.a., 1991) und der Blockierungssituationen (SAUSEN u.a., 1991a) existieren am Meteorologischen Institut der Universität in Hamburg zwei verschiedene Programmpakete, die im vorliegenden Fall unter Hilfestellung von SIELMANN auf die Modelldaten der Winterexperimente angewendet wurden.

Im Programm zur Zyklonenanalyse werden neben den lokalen Geopotentialminima im 1000 hPa Niveau die zeitliche Dauer und die Vorticity in 850 hPa in einer Umgebung dieser Tiefdruckzentren ausgewertet (KÖNIG u.a., 1991). Mit dieser objektiven Auswertetechnik ist sowohl die Bestimmung der Lage von Zyklonen als auch die Berechnung der Verlagerungsrichtung von Tiefdruckzentren möglich. Das erlaubt neben der Angabe der absoluten Häufigkeit von Zyklonen an einzelnen Gitterpunkten auch die Zugbahnen von Zyklonen zu analysieren.

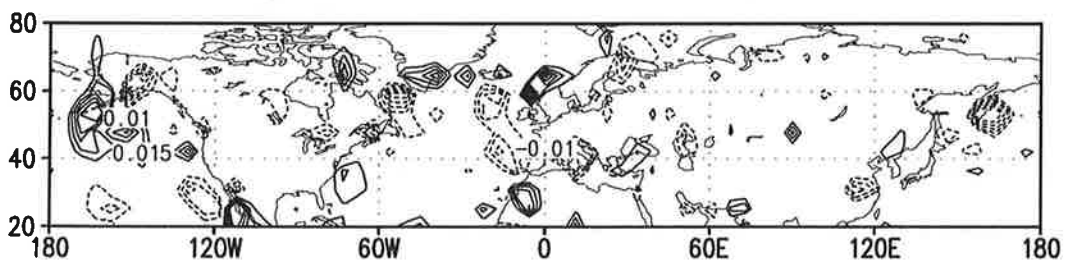
Im vorliegenden Fall soll nur die Häufigkeit von Zyklonen in mittleren Breiten der Nordhemisphäre untersucht werden. Deshalb werden in der Abb. 39 die Anomalien der Zyklonenhäufigkeit unter den Bedingungen der drei Januar-Experimente (Vulkan, El Niño und kombiniert) nur zwischen 20°N und 80°N dargestellt und werden zuerst für den Vulkanfall diskutiert.

Abb. 39. Abweichungen der Zyklonenhäufigkeit vom modellierten Klima für drei permanente Januar-Experimente (Vulkanantrieb, El-Niño-Antrieb und kombiniert)

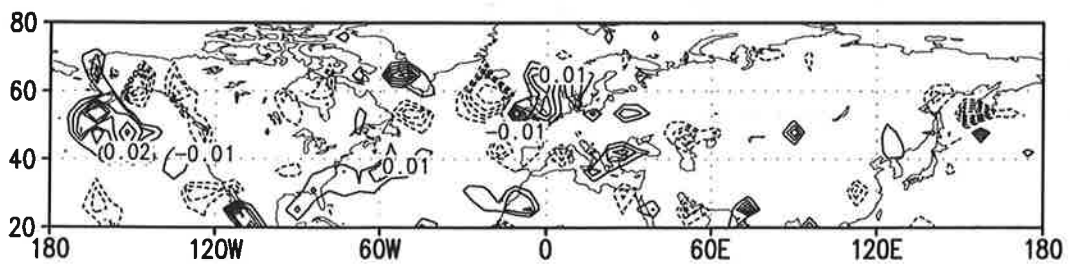
PermJan Vulkan Zyklonen



PermJan Vulkan+El Nino Zyklonen



PermJan El Nino Zyklonen



Im Vulkanfall wird über dem Atlantik ein großes Gebiet mit reduzierter Zyklonenhäufigkeit zwischen 50° und 60°N beobachtet. Nördlich davon erstreckt sich ein Gebiet mit schwacher Zunahme der Zyklonenhäufigkeit. Die Dipolstruktur über dem Atlantik im Zonalwind in 200 hPa (siehe Abschnitt 4.2) entspricht der nordwärtigen Verlagerung der Zyklonenbahnen. Diese Zyklonen sind dafür verantwortlich, daß im Vulkanfall häufiger maritime Luft im Winter weit nach Asien transportiert wird. Über Nordafrika und dem östlichen Mittelmeer erkennt man gleichfalls eine Zunahme der Zyklonenhäufigkeit. Diese ist aber nicht auf den Vulkanfall beschränkt, sondern auch im El-Niño-Fall zu verzeichnen.

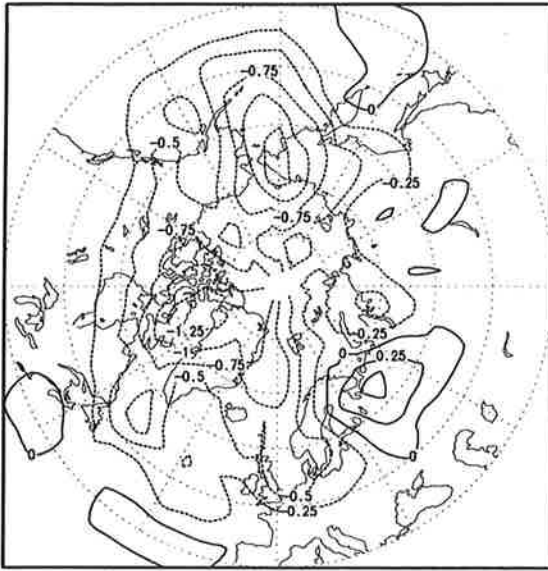
Sowohl im kombinierten als auch im El-Niño-Fall dominiert die Zunahme der Zyklonen über dem Nordpazifik. Im atlantischen Raum wird der vulkantypische Dipol nur sehr schwach im kombinierten Experiment wiedergegeben. Das im kombinierten Experiment schwächer als im Vulkanexperiment ausgebildete Gebiet mit negativen Anomalien über Südwesteuropa ist im El-Niño-Fall nicht mehr zu finden. Im El-Niño-Fall bestimmt eine Zunahme der Zyklonenhäufigkeit über dem Nordpazifik und schwächer ausgeprägt über der Nordsee das Signal.

Diese Verlagerung der Zyklonenbahnen könnte die Folge von überdurchschnittlich vielen oder langen Blockierungen sein. Zur Untersuchung dieser Frage wurden die Daten der Modellexperimente einer diesbezüglichen Analyse unterzogen (SIELMANN, 1993, pers. Mitt.). Die benutzte Prozedur erfaßt Anomalien im 500 hPa Geopotentialfeld, die in ihrer Amplitude mindestens eine Abweichung von 300 gpm bzgl. des zeitlichen Mittels aufweisen (SAUSEN u.a., 1991a). Die Dauer dieser Anomalien muß, um als Blockierung zu gelten, mehr als vier Tage betragen. Bei dieser raum-zeitlichen Filterung werden Verlagerungen der Druckgebilde berücksichtigt. Die vorliegende Untersuchung bezieht sich auf Breiten polwärts von 40°N.

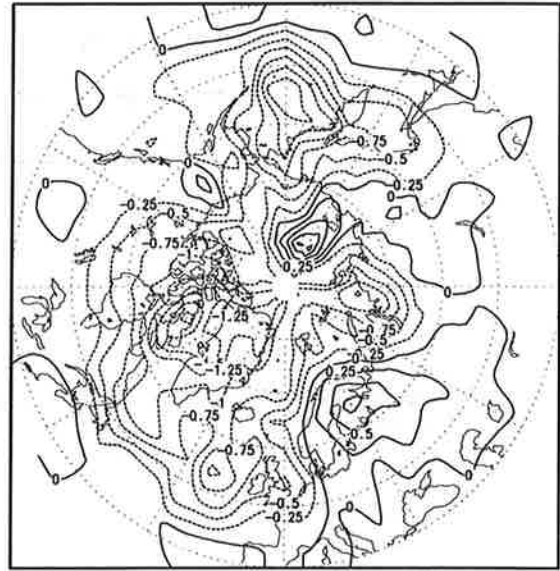
In allen permanenten Januar-Experimenten wird generell eine Abnahme der Blockierungshäufigkeit relativ zum ungestörten Modellauf festgestellt. Die beobachtete mittlere Häufigkeit von Tagen mit Blockierungssituation im europäisch-atlantischen Raum liegt im Januar und Februar bei jeweils fünf bis sechs Tagen (GRAF & FUNKE, 1986). Im verwendeten Modell wird dieser Wert bereits im Referenzexperiment (ohne zusätzlichen Antrieb) unterschritten (siehe Abb. 40). Dieser Effekt wurde bereits in anderen Modellstudien mit der hier verwendeten Version des ECHAM festgestellt (SAUSEN, 1991b). Für die Diskussion der Anomalien kann dieser Effekt jedoch vernachlässigt werden.

Abb. 40. Die Anomalie der Anzahl von Tagen mit Blockierung pro Monat für drei permanente Januar-Experimente relativ zum Kontrolllauf, sowie die Summe aus Vulkanfall und El-Niño-Experiment Anomalie

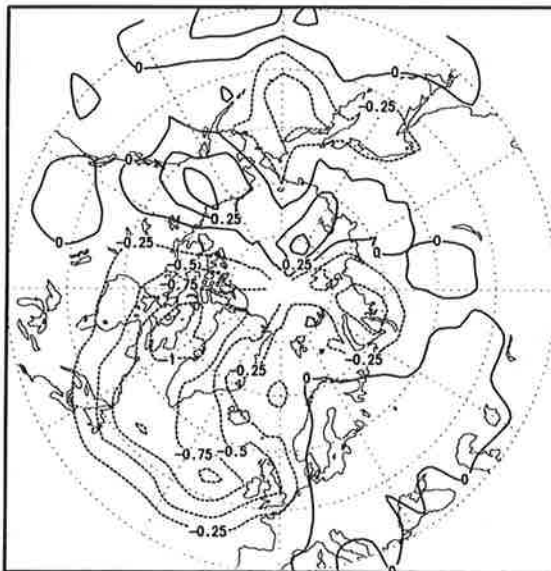
Vulkan/El Nino JAN ano [Block.Tage/Monat]



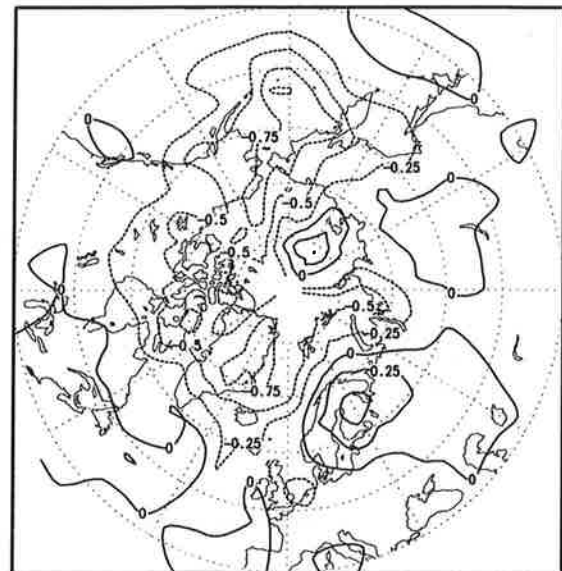
V.iso+E.iso JAN ano [Block.Tage/Monat]



Vulkan JAN ano [Block.Tage/Monat]

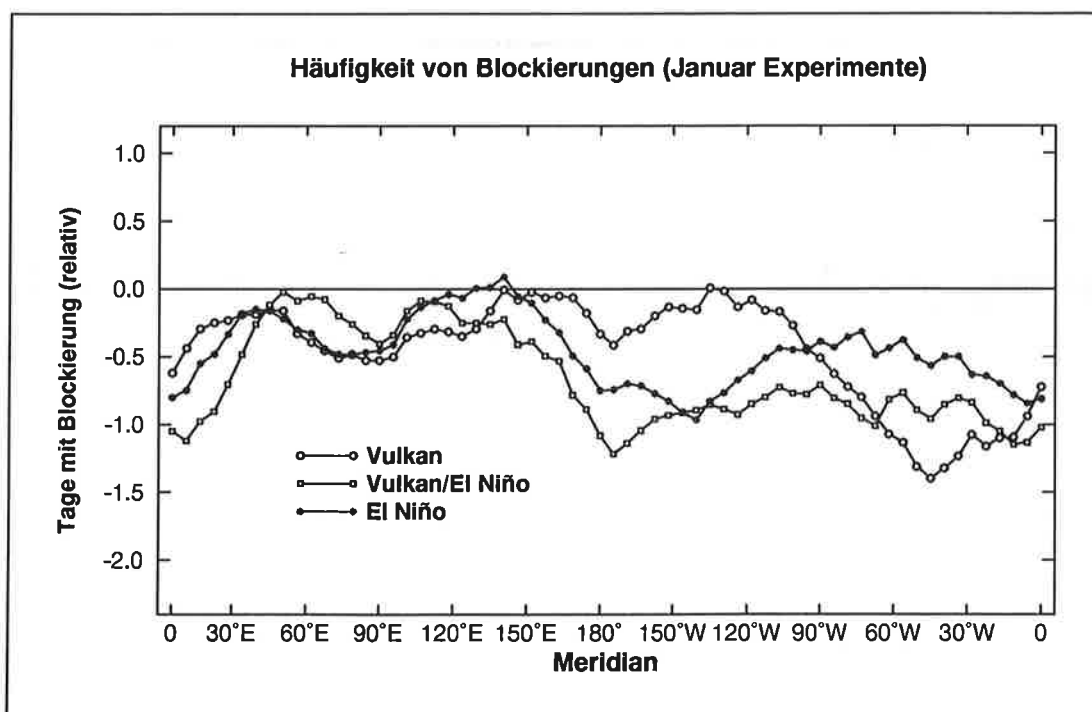


El Nino JAN ano [Block.Tage/Monat]



Von der geographischen Verteilung der Blockierungszentren (Abb. 40) ausgehend, kann die Anzahl der Tage mit Blockierung als Funktion des Meridians dargestellt werden (Abb. 41). Die Nord-Süd-Position der Blockierung kann bei dieser Auszählung unberücksichtigt bleiben, da mehrere Blockierungen gleichzeitig in unterschiedlichen Breiten bei gleichem Meridian sehr unwahrscheinlich sind (siehe auch TIBALDI & MOLteni, 1990).

Abb. 41. Zahl blockierter Tage als Funktion des Meridians für die Nordhemisphäre für drei verschiedene Januar-Experimente relativ zur Häufigkeit von Blockierungstagen im Kontrolllauf



Die Unterschiede zwischen dem Vulkan und dem El-Niño-Experiment sind in der Region zwischen 30°E und 120°E nicht bedeutend. Im Gegensatz dazu geht im pazifischen Sektor die Anzahl blockierter Tage im El-Niño-Fall weiter zurück als im Vulkanfall. Über dem Atlantik reduziert der Vulkanantrieb die Blockierungshäufigkeit stärker als der El-Niño-Antrieb. Im kombinierten Experiment erfolgt eine stärkere Reduzierung der Anzahl blockierter Tage zwischen 180° und 10°E als in anderen Sektoren. Obwohl alle Abweichungen der Anzahl blockierter Tage in allen Experimenten die Standardabweichung des Referenzlaufes nicht übersteigen, wird die Tendenz deutlich: Sowohl die Verlagerung der Zyklonenbahnen über Nordwesteuropa nach Norden im Vulkanexperiment entspricht der starken Abnahme von Tagen mit einer Blockierung bei 40°W als auch die Zunahme der Zyklonenhäufigkeit über dem Pazifik im El-Niño-Fall stimmt mit der relativ starken Abnahme der Blockierungshäufigkeit zwischen 180° und 120°W überein.

4.4.2. Gegenüberstellung des Energiezyklus im Vulkan- und El-Niño-Winterexperiment

In der Atmosphäre werden alle Prozesse durch die ablaufenden Energieumwandlungen angetrieben. Die Analyse des Energiezyklus liefert wertvolle Hinweise zur Interpretation der atmosphärischen Erscheinungen und damit zum Verständnis der ablaufenden Prozesse unter den Bedingungen der definierten Antriebsfunktionen. Die Berechnung und der Vergleich der wichtigen Energiegrößen für das Experiment sowohl mit vulkanischem Antrieb als auch mit positiven SST-Anomalien im tropischen Ostpazifik werden untersucht. Daß die hier vorgestellten Analysen nicht in allen Punkten mit der Realität übereinstimmen, liegt nicht zuletzt an der Unvollkommenheit des Modells. Die gewonnenen Erkenntnisse liefern aber Hinweise über die Antriebsmechanismen, die in Zukunft durch weitere Untersuchungen umfassender aufgeklärt werden können.

Die Formulierung des Energiezyklus geht auf LORENZ (1955) zurück. Eine ausführliche Darstellung der Bilanzgleichungen wird bei PEIXOTO & OORT (1974) diskutiert. Mit den hier benutzten Abkürzungen nehmen die Bilanzgleichungen für den Energiezyklus folgende Gestalt an:

$$(13) \quad \frac{\partial}{\partial t} AZ = E_{AZ} - CA - CZ$$

$$(14) \quad \frac{\partial}{\partial t} AE = E_{AE} + CA - CE \Big|_{st, tr}$$

$$(15) \quad \frac{\partial}{\partial t} KZ = E_{KZ} + CZ + CK - D_{KZ}$$

$$(16) \quad \frac{\partial}{\partial t} KE = E_{KE} + CE - CK - D_{KE} \Big|_{st, tr}$$

In der atmosphärischen Energetik wird zwischen der verfügbaren potentiellen Energie (AZ und AE) und der kinetischen Energie (KZ und KE) unterschieden. Bei diesen beiden Energieformen wird nach Energie des zonalen Grundstromes (AZ bzw. KZ) und Energie der Wellenstörungen (AE bzw. KE) unterteilt. Die Energie der Wellen wird in einen stationären (st) und einen transienten (tr) Anteil aufgeteilt. In der vorliegenden Untersuchung werden die Unterschiede zwischen dem Vulkan- und dem El-Niño-Winterexperiment für die vier Hauptkomponenten und die Übergangsterme des Energiezyklus verglichen. Da die Erzeugung (E-Terme) und Vernichtung (D-Terme) der Energiearten im stationären Zustand (permanenter Januar) ausgeglichen ist, werden diese Anteile nicht weiter untersucht. Die Berechnung der einzelnen Terme wurde mit einem schon mehrfach für energetische Betrachtungen genutzten Programmpaket an der Universität Köln von ULBRICH und Mitarbeitern durchgeführt. Die

Diskussion der Anomalien stützt sich im El-Niño-Fall auf eine Untersuchung von ULBRICH u.a. (1993) und im Vulkanfall auf Untersuchungen von RUPPRECHT & LECKEBUSCH (1993, pers. Mitt.). In der Arbeit von ULBRICH u.a. (1993) werden die modellierten Anomalien des Energiezyklus mit Beobachtungen aus El-Niño-gestörten Wintern verglichen. Im Unterschied dazu werden hier die Experimente unabhängig von den Beobachtungen diskutiert.

Zuerst werden die energetischen Größen des Grundstromes der einzelnen Experimente gegenübergestellt (Abb. 42). Die Zunahme der troposphärischen Temperatur durch den latenten Wärmestrom beim Antrieb mit positiven SST-Anomalien im Pazifik äußert sich deutlich in der signifikanten (99 %) Zunahme der verfügbaren potentiellen Energie in den Tropen. Auch in mittleren Breiten (40° - 70°S und 30° - 50°N) erhöht sich die verfügbare potentielle Energie im El-Niño-Fall. Im Vulkanfall wird im Gegensatz dazu in mittleren Breiten der Nordhemisphäre eine Abnahme registriert. Nördlich von 60°N wird im Vulkanfall der Anteil verfügbarer potentieller Energie höher. Da potentielle Energie sowohl durch eine Erwärmung in den Tropen als auch eine Abkühlung in hohen Breiten erzeugt wird, ist im Vulkanfall die polare Abkühlung in der Stratosphäre eine stärkere Quelle für die verfügbare potentielle Energie als die Heizung der tropischen unteren Stratosphäre. In der unteren Troposphäre verringert sich dagegen AZ. Unter den Bedingungen auf der Sommerhemisphäre sind die Verhältnisse umgekehrt und in der vertikalen Ausdehnung geringer. In der unteren Stratosphäre wirkt die zusätzliche Aufheizung durch das Aerosol nicht so effektiv und sorgt für einen geringeren meridionalen Temperaturgradienten als auf der Nordhemisphäre. In der unteren Troposphäre wirkt dagegen die Reduktion der Solarstrahlung sehr effektiv und erzeugt AZ.

Die Änderungen der kinetischen Energie des Grundstromes (KZ) verdeutlichen Unterschiede zwischen beiden Antriebsmechanismen (Abb. 42, unterer Teil). Die Erhöhung der kinetischen Energie des Grundstromes ergibt sich im El-Niño-Fall aus der Verstärkung der subtropischen Strahlströme auf beiden Hemisphären. Im Vulkanfall dagegen wird die kinetische Energie im Polarnachtstrahlstrombereich erhöht. Die negativen Anomalien von KZ an der äquatorseitigen Flanke sprechen für eine zusätzliche Verlagerung des Energiemaximums in Richtung Pol. Im El-Niño-Fall muß eher von einer Verlagerung zum Äquator gesprochen werden. Im Umwandlungsterm zwischen verfügbarer potentieller Energie und kinetischer Energie des Grundstromes (CZ) wird im El-Niño-Fall die Intensivierung der Hadley-Zirkulation sehr deutlich. Im Bereich der polwärts anschließenden Ferrelzellen sind die Anomalien deutlich geringer, aber noch mit 99 % signifikant. Im Vulkanfall dagegen kann nur eine schwache Zunahme des Umwandlungsterms im Bereich der nördlichen Ferrelzelle festgestellt werden.

Abb. 42. Energiegrößen des Grundstromes und der Übergangsterm CZ zwischen der verfügbaren potentiellen Energie des Grundstromes AZ und der kinetischen Energie des Grundstromes KZ für das Vulkan- und El-Niño-Januar-Experiment (die Überschreitung des Signifikanzniveaus für 95 % wurde schraffiert)

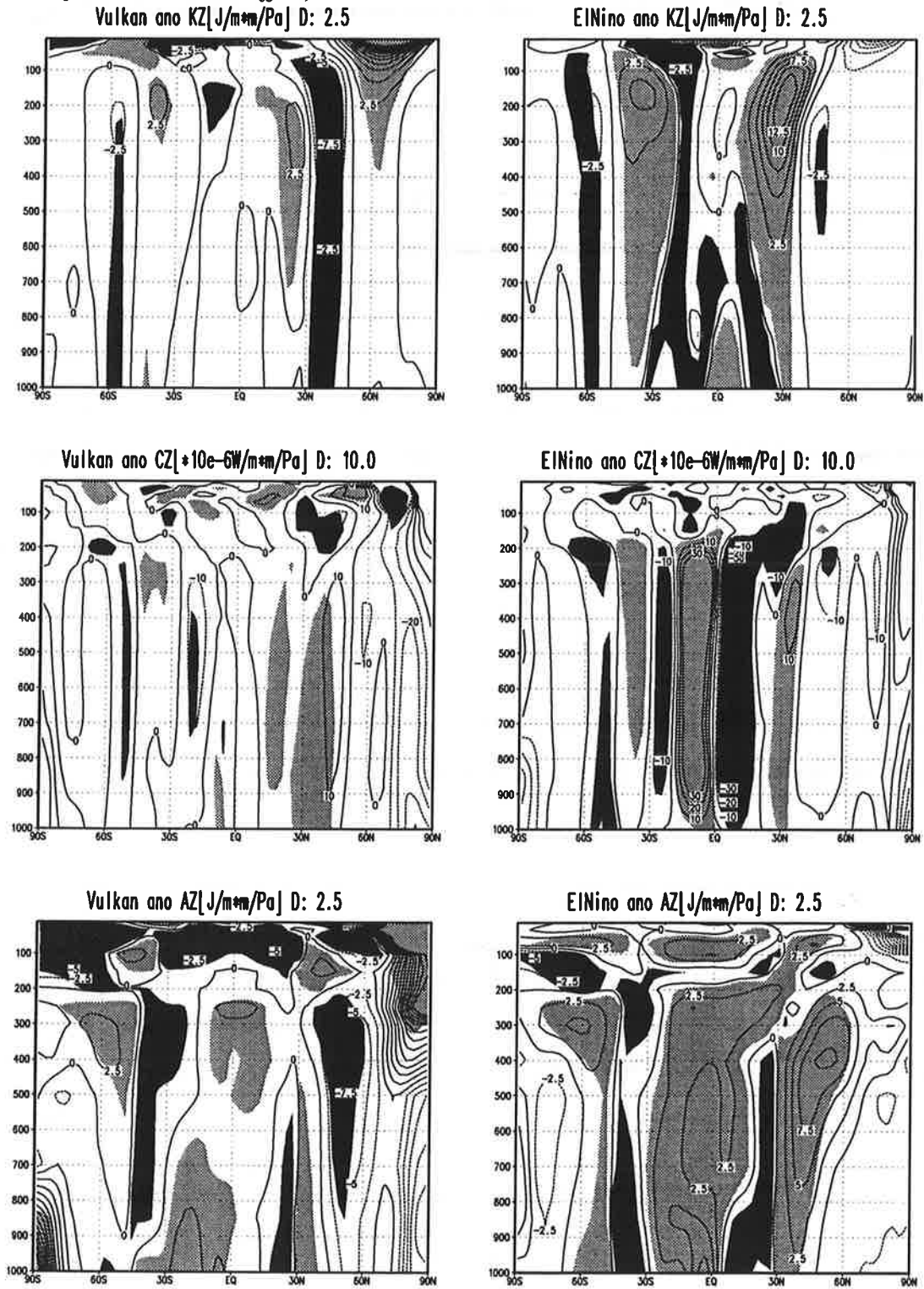


Abb. 43. Energiegrößen der Wellen und Übergangsterme CE zwischen der verfügbaren potentiellen Energie (AE) der Wellen und der kinetischen Energie (KE) der Wellen für das Januar-Vulkanexperiment (die Überschreitung des Signifikanzniveaus für 95 % wurde schraffiert)

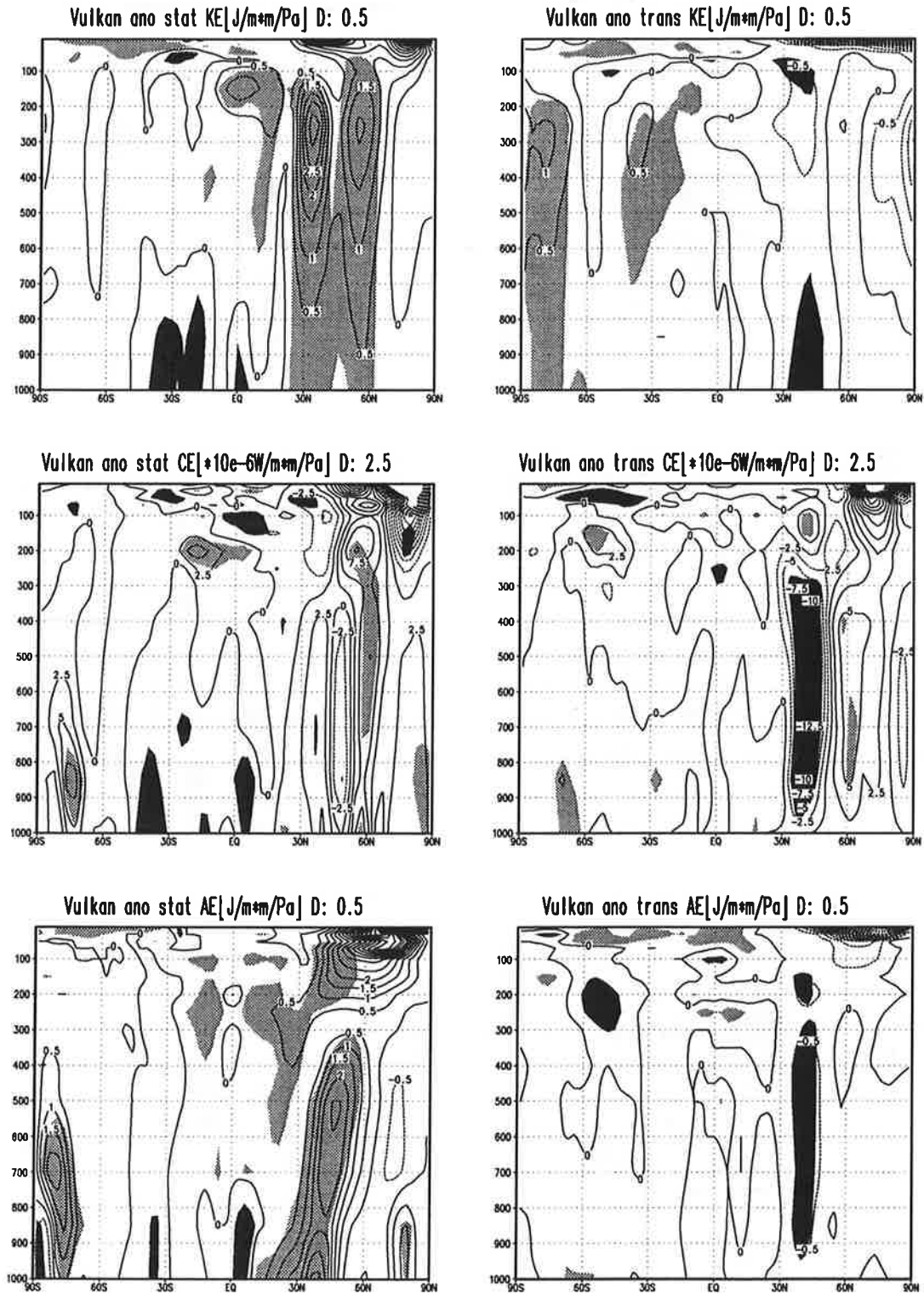


Abb. 44. Energiegrößen der Wellen und Übergangsterme CE zwischen der verfügbaren potentiellen Energie (AE) der Wellen und der kinetischen Energie (KE) der Wellen für das El-Niño-Januar-Experiment (die Überschreitung des Signifikanzniveaus für 95 % wurde schraffiert)

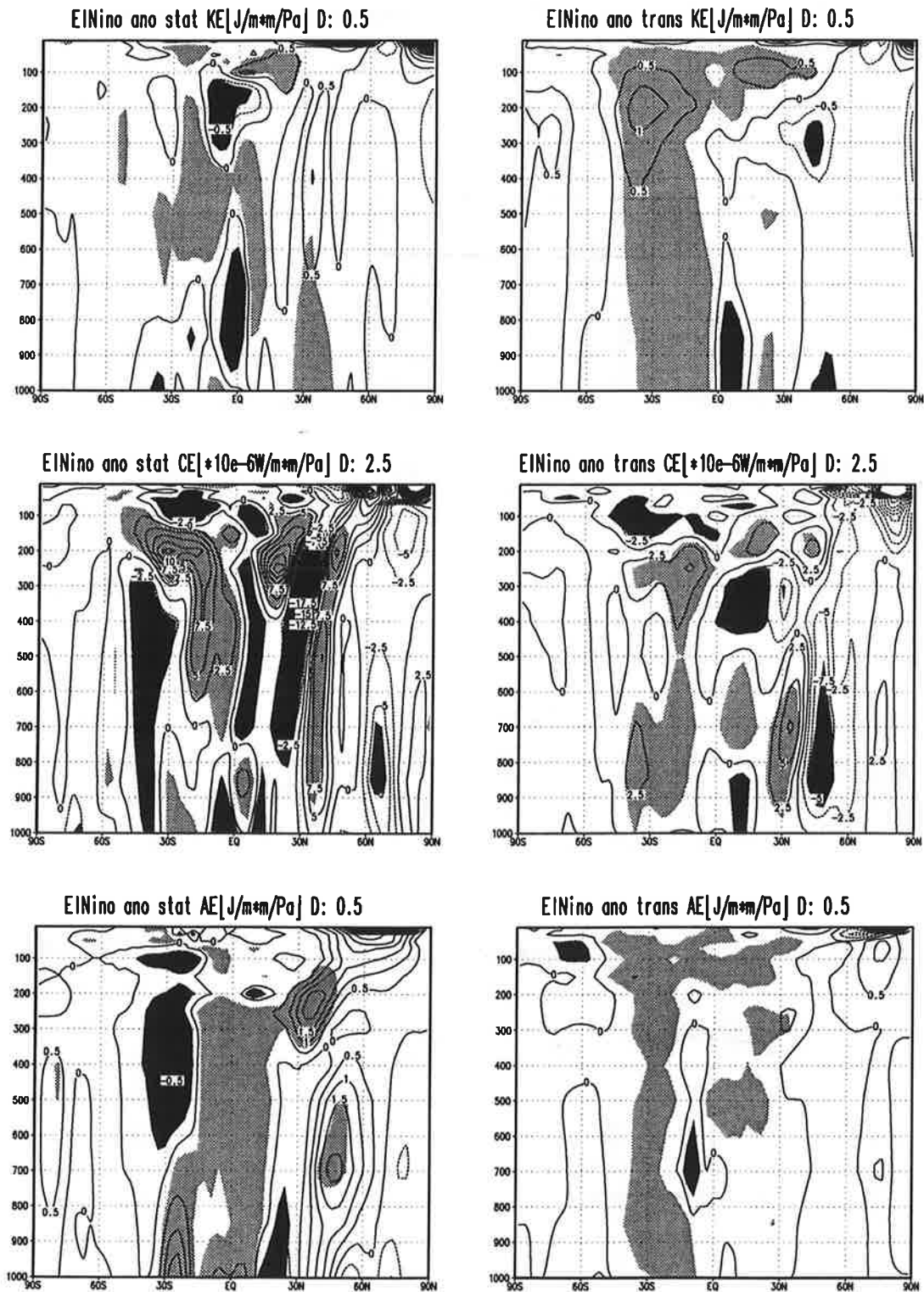
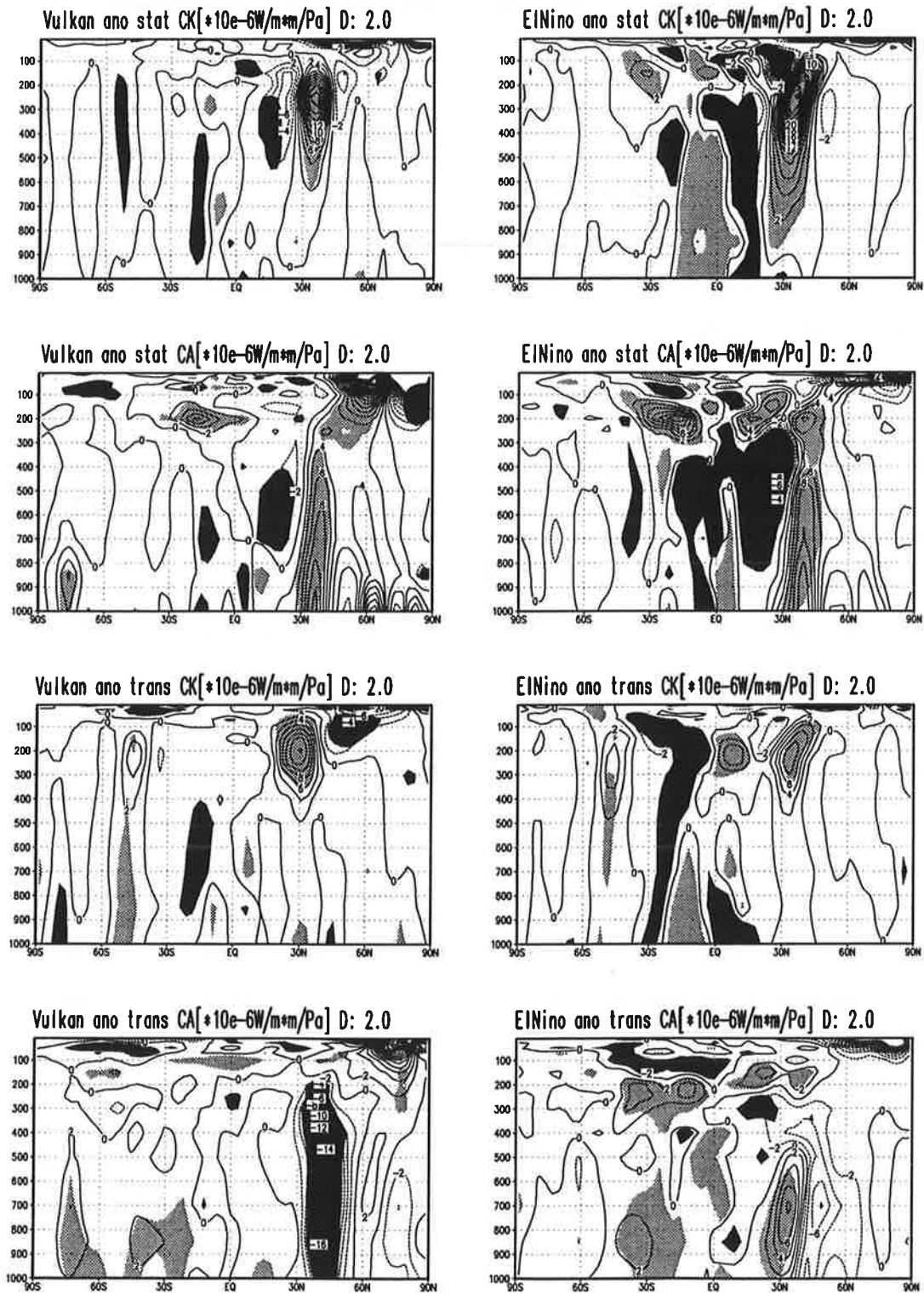


Abb. 45. Übergangsterme zwischen der potentiellen (CA) und kinetischen (CK) Energie des Grundstromes und der Wellen für das Vulkan- und El-Niño-Januar-Experiment (die Überschreitung des Signifikanzniveaus für 95 % wurde schraffiert)



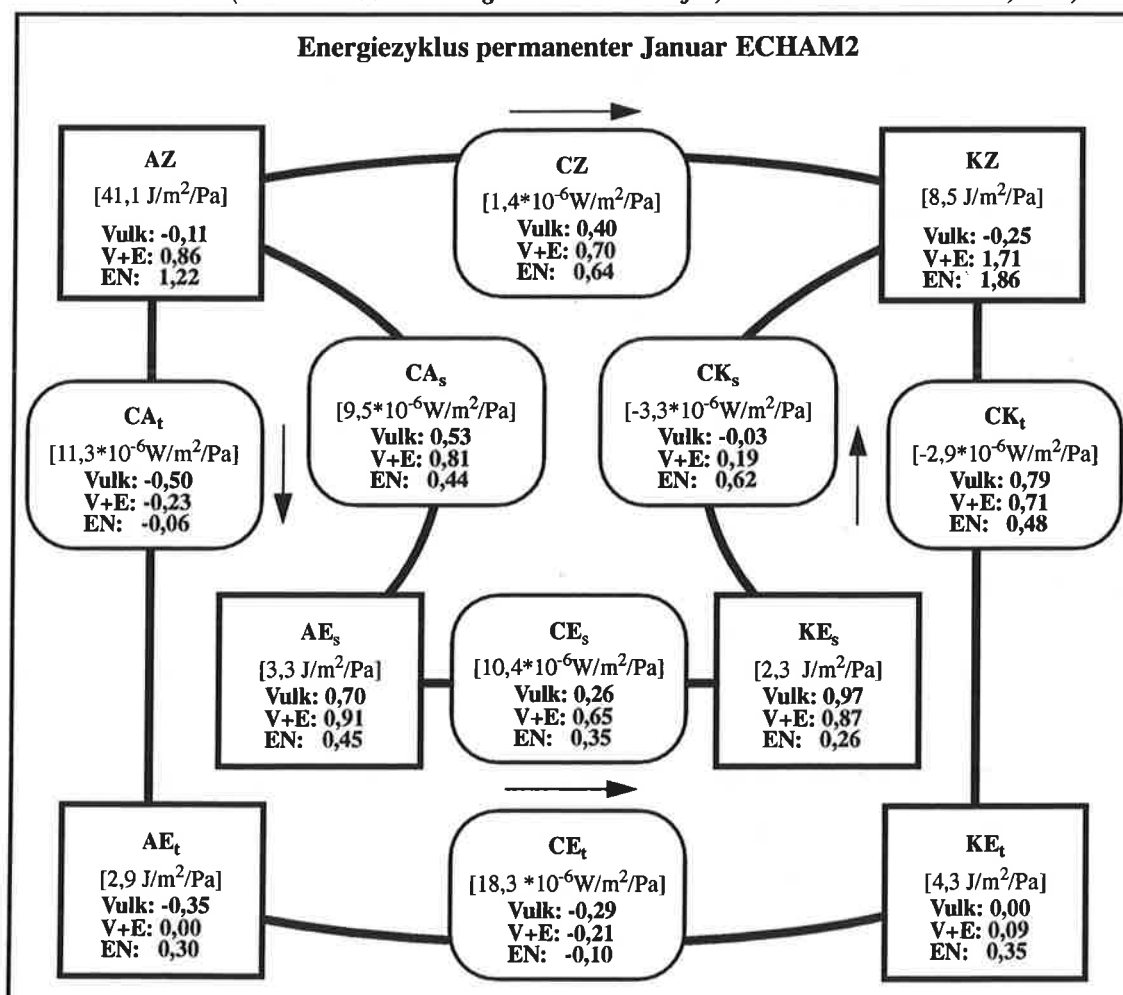
Der nächste Abschnitt behandelt die Veränderungen in den Energieanteilen der Wellen (Abb. 43 und 44). Der Gewinn im Bereich der potentiellen Energie stationärer Wellen (AE stationär) ist in mittleren Breiten (30° - 60° N) für beide Experimente fast identisch. Der Zuwachs an kinetischer Energie der stationären Wellen (KE stationär) ist im Vulkanexperiment doppelt so hoch wie im El-Niño-Fall. Der Energiegewinn der stationären Wellen entsteht in beiden Experimenten in mittleren Breiten auf Kosten der transienten Wellen (rechte Seite in den Abb. 43 und 44). In der kinetischen Energie der transienten Wellen sind für beide Experimente im Bereich mittlerer Breiten der Nordhemisphäre keine signifikanten Anomalien nachzuweisen. Der Dipolcharakter der Anomalien in den Umwandlungsraten (CE) zwischen verfügbarer potentieller und kinetischer Energie der transienten Wellen in mittleren Breiten ist Hinweis auf eine äquatorwärtige Verlagerung des Maximums dieser Energieumwandlung im El-Niño-Fall, im Vulkanfall dagegen auf eine polwärtige Verschiebung. Das korrespondiert gut zu der Verschiebung der Strahlströme in beiden Experimenten (Abb. 42).

Der folgende Teil der energetischen Betrachtungen bezieht sich auf die baroklinen und barotropen Umwandlungsterme zwischen dem Grundstrom und den Wellen (Abb. 45). In beiden Experimenten wird ein Maximum der baroklinen Umwandlung von verfügbarer potentieller Energie des Grundstromes zu den stationären Wellen zwischen 30° und 40° N festgestellt (Abb. 45, CA stationär). Das entspricht einer Zunahme der meridionalen Wärmetransporte durch stationäre Wellen in beiden Fällen. Die baroklinen Umwandlungen im transienten Bereich (CA transient) liefern dagegen nur im Vulkanfall ein kräftiges Minimum zwischen 30° und 60° N. Das bedeutet, daß im Vulkanfall durch die transienten Wellen weniger Wärme in meridionaler Richtung transportiert wird als normal und als im El-Niño-Experiment. Die barotropen Umwandlungsterme (CK) weisen in mittleren Breiten keine wesentlichen Unterschiede zwischen beiden Experimenten auf. In beiden Experimenten und in beiden Komponenten (stationär und transient) wird bei 30° N ein Maximum in Tropopausenhöhe beobachtet. Diese Maxima haben jedoch verschiedene Ursachen. Im El-Niño-Fall wird das Maximum durch die Intensivierung des subtropischen Strahlstromes verursacht. Im Vulkanfall entsteht das Maximum durch die Verstärkung des Polarnachtstrahlstromes.

Zum Abschluß werden die global gemittelten Größen des Energiezyklus für alle drei Fälle (Vulkan, El Niño und Kombination) beschrieben (siehe Abb. 46). Die Änderungen der energetischen Größen sind relativ zur Streuung der Kontrollaufdaten angegeben. Da 60 Einzelmonate in die Berechnung eingehen, kann bei einer konservativen Abschätzung der Signifikanzgrenze eine Änderung um mehr als eine halbe Standardabweichung mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 1 % akzeptiert

werden. Im El-Niño-Experiment wird sowohl die verfügbare potentielle als auch die kinetische Energie der planetaren Grundströmung deutlich erhöht. Im Gegensatz zum El-Niño-Experiment kommt es im Vulkanfall zu einer Verringerung der Energie des Grundstromes, die jedoch deutlich im Betrag geringer ausfällt. Die Erhöhung der kinetischen Energie der stationären Wellen ist vor allem in den Experimenten mit Vulkanantrieb sehr intensiv, aber auch im El-Niño-Fall kommt es zu einer Erhöhung der Wellenenergie. Im kombinierten Experiment ändert sich die potentielle Energie der stationären Wellen stärker als die anderen Größen. Die Erhöhung des Energie des Grundstromes erreicht nicht das im El-Niño-Experiment gemessene Niveau. Damit wird deutlich, daß beide Faktoren (Vulkanismus und El Niño) eine signifikante Änderung im Energiezyklus bewirken, die im Vulkanfall vor allem in den Wellen zu messen ist. Im El-Niño-Fall dagegen dominiert die Änderung der Energie des Grundstromes, der durch den Gewinn an latenter Wärme in den Tropen seine Ursache hat.

Abb. 46. Änderungen des Energiezyklus für Januar-Experimente (Vulkan, El Niño, Vulkan+El Niño und Kontrolllauf), angegeben werden die absoluten Werte vom Kontrolllauf (in eckigen Klammern, die Pfeile definieren die Zählrichtung der Übergangsterme) und die Anomalien im gestörten Zustand (in Standardabweichungen des Kontrolllaufes, Daten von ULBRICH u.a., 1993)



4.4.3. Die Untersuchung der Wellenausbreitung im Winterexperiment

Die Signale von El Niño und Vulkanen werden in mittleren und hohen Breiten vor allem durch Änderungen in der Stärke und Struktur der Allgemeinen Zirkulation hervorgerufen. Die Analyse des Energiezyklus für beide Experimente kann nur Gebiete mit starken Änderungen des Energieinhaltes diagnostizieren. Die Transportrichtung und damit die Herkunft dieser Energie kann nur vermutet werden. Um den Transport und die Ausbreitung der Energie näher zu untersuchen, werden die Ausbreitungsbedingungen von planetaren Wellen in den Daten der Modellexperimente untersucht.

Der entscheidende Transportmechanismus für Energie und Impuls in mittleren Breiten sind die Wellenprozesse. Die Ausbreitungsrichtung der Wellenenergie bestimmt die Neubildung, die weitere Entwicklung und den Zerfall von Rossbywellen. Dabei kommt es auch zur Wechselwirkung zwischen den planetaren und synoptischen Wellen. Die Ausbreitung der Energie planetarer Wellen wird durch die Stärke der Strömungsgeschwindigkeit, die Intensität von Wirbeln geringerer Größenordnung und der vertikalen Stabilität der Strömung bestimmt. Verändert sich eine dieser Größen, wird eine neue Form und Lage der planetaren Tröge und Rücken hervorgerufen, und damit variiert die beobachtete Witterung in mittleren Breiten. Kommt es zu Veränderungen in der Grundströmung, folgen Änderungen in der Struktur der Wellen und damit regionale Klima-anomalien.

Das vulkanische Aerosol wie auch die tropischen SST-Anomalien verändern die Grundströmung in den Außertropen. Der El-Niño-Antrieb sorgt für eine Verstärkung des subtropischen Strahlstromes. Im Vulkanfall wird der Polarnachtstrahlstrom verstärkt. Aus der linearen Theorie zur Wechselwirkung des Grundstromes mit den Wellen (MATSUNO, 1970; SCHMITZ & GRIEGER, 1980; GELLER & ALPERT, 1980) folgt, daß die Energie der planetaren Wellen mittlerer Breiten an einem starken Polarnachtstrahlstrom ebenso wie an einem kräftigen subtropischen Strahlstrom reflektiert wird. Das im Vulkanfall typische Muster der Zirkulation über dem Nordatlantik kann durch die Reflektion am polaren zyklonalem Wirbel in der unteren Stratosphäre über dem Nordpol erklärt werden (GRAF u.a., 1993b).

Eine analytische Größe, mit der die Ausbreitung planetarer Wellen dargestellt werden kann, ist der Eliassen-Palm-Fluß (EPF). Dieser Vektor charakterisiert in komplexer Weise den Transport von Wärme, Impuls und quasi-geostrophischer potentieller Vorticity durch die Wellen. Der EPF eignet sich gut für diagnostische Untersuchungen der Wechselwirkungen zwischen Grundströmung und Wellen (z.B. GRIEGER & SCHMITZ, 1984; BOVILLE, 1991). Die Berechnung und Darstellung des EPF Vektors $F(F_f, F_z)$ erfolgte in Anlehnung an DUNKERTON u.a. (1981). Für die Berechnung des Fluß-

vektors müssen das Windfeld (u,v) und die vertikale Schichtung der potentiellen Temperatur Θ bekannt sein. Der Erdradius R , die Schwerebeschleunigung g und der Coriolisparameter f gehen in die Berechnung ein. Unter quasi-geostrophischen Bedingungen, mit einer mittleren Skalenhöhe H von 7km und einem Standarddruck p_0 von 1000 hPa können die Komponenten des EPFes nach (17) und (18) berechnet werden.

$$(17) \quad F_{\phi} = -\frac{Rp_0 \cos \phi}{gH} \overline{(u'v')}$$

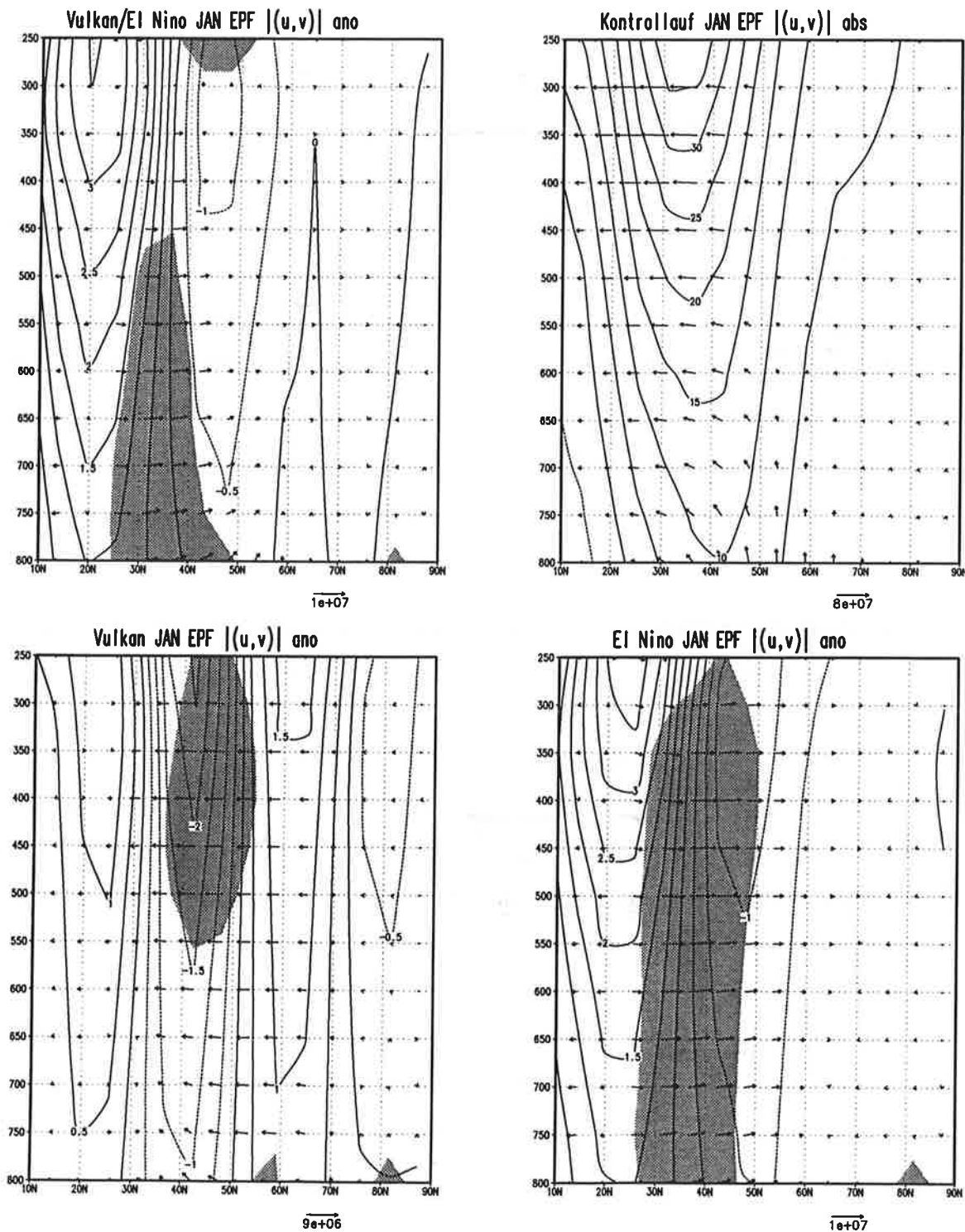
$$(18) \quad F_z = \frac{Rp_0 f \cos \phi}{gH} \frac{\overline{(v'\Theta')}}{\overline{\partial z}}$$

Die gestrichelten Größen repräsentieren die Abweichung vom zonalen Mittel. Die horizontale Komponente (17) wird durch den mittleren zonalen Impulstransport bestimmt. Der vertikale Anteil (18) entsteht durch den mit der vertikalen Stabilität gewichteten zonalen Wärmetransport.

In der Abb. 47 werden die Anomalien der zonal gemittelten mittleren Windgeschwindigkeit und die Anomalien des EPF-Vektors für die drei Experimente dargestellt. Für eine übersichtliche Darstellung des kompletten EPF-Vektors wird die vertikale Komponente mit 100 multipliziert.

Unter ungestörten Bedingungen wird die Wellenenergie ausgehend von Breiten zwischen 45°N und 65°N in der oberen Troposphäre am Maximum der Windgeschwindigkeit in Richtung Äquator gelenkt (Abb. 47 rechts oben). Die Unterschiede zwischen dem Vulkan und El-Niño-Fall werden in Breiten von 30°N bis 60°N am deutlichsten. Im Vulkanfall besteht in der mittleren und oberen Troposphäre eine äquatorwärts gerichtete EPF-Anomalie. Im El-Niño-Fall wird in dieser Region die umgekehrte Richtung bevorzugt. Im kombinierten Experiment dominiert die polwärtige El-Niño-Komponente des EPF-Vektors in der unteren Troposphäre. Im Vulkanfall wird der mittlere EPF verstärkt, so daß mehr Energie in den Wellen der Troposphäre dissipieren kann. Im El-Niño-Fall dagegen wird der Transport der Wellenenergie im Mittel abgeschwächt. In den Wellen kann weniger Energie dissipieren. Dieser Prozeß wird, wie die Anomalien der mittleren Windgeschwindigkeit zeigen, durch die Zunahme der Stärke der Zonalströmung in der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre in hohen Breiten im Vulkanfall sowie durch die Verstärkung der subtropischen Strahlströmung im El-Niño-Fall verursacht.

Abb. 47. Anomalien des Eliassen-Palm-Fluß-Vektors (in m^3/s^2 , in der Vertikalen mit 100 vervielfältigt, schraffiert Gebiete mit starken Anomalien des EPF-Vektors) und des mittleren Zonalwindes (Isolinien) für das Vulkan-, El-Niño- und kombinierte Experiment im Vergleich mit den ungestörten Verhältnissen im Kontrollexperiment (rechts oben absolute Werte)



Die Untersuchung des Energiezyklus und die Ausbreitung von Wellenenergie verdeutlichen, daß sowohl durch vulkanisches Aerosol als auch durch positive SST-Anomalien im tropischen Pazifik die meridionale Ausbreitung von Wärme, Impuls und quasi-geostrophischer Vorticity durch die Anomalien des mittleren Windfeldes gesteuert wird.

Die Trennung des Vulkansignals vom Einfluß tropischer SST-Anomalien wurde aus verschiedenen Blickwinkeln durchgeführt. Die Ergebnisse der Beobachtungsanalyse, die Auswertung der Modellexperimente, der Datenvergleich und die Prozeßstudien wurden im Detail diskutiert und die Untersuchung schließt mit einer Zusammenfassung der Ergebnisse im folgenden Kapitel ab.

5. Schlußfolgerungen und Ausblick

5.1. Das nutzbare Vorhersagepotential - eine Zusammenfassung

Aus der Beobachtung der Vulkanereignisse jüngster Zeit wurden die typische Struktur und die globale Verteilung des stratosphärischen Aerosols abgeleitet. Aus dieser idealisierten Darstellung des Klimafaktors Vulkanismus lassen sich für stark eruptive tropische Vulkanausbrüche charakteristische Änderungen der Temperatur in der unteren Stratosphäre sowie des kurzwelligen Strahlungsflusses ableiten. Bei der Einschätzung der Wirksamkeit einer Eruption für Klimavariationen genügt der gegenwärtige Erkenntnisstand über länger zurückliegende Ereignisse nicht. Ein wichtiger und entscheidender Parameter für die Beurteilung der Effektivität eines Ausbruchs (der in die Stratosphäre gelangende Schwefel) ist nur unzureichend und nur von einem Bruchteil der in Frage kommenden Vulkane bekannt.

Die Kombination von El-Niño-Auswirkungen mit dem Einfluß von vulkanischem Aerosol erschwert den Nachweis des Vulkan- und El-Niño-Signals in mittleren und höheren Breiten. Die höhere Variabilität in mittleren Breiten im Gegensatz zu den Tropen wirkt negativ auf die Nachweisschwelle eines Signals. Die Untersuchung von Beobachtungen der bodennahen Lufttemperatur zeigt in den Anomalien Unterschiede, die einerseits von vulkanischem Aerosol, andererseits durch die positiven SST-Anomalien in den Tropen erklärt werden können. Die natürliche Variabilität erschwert jedoch den statistischen Nachweis der Signale in außertropischen Regionen. In mittleren Breiten wird im Vulkanfall die 95 % Signifikanzgrenze nur kleinräumig im asiatischen Raum überschritten. In El-Niño-geprägten Wintern wird im Gegensatz dazu ein kräftiges Signal über Nordamerika gefunden. Dieses Signal dominiert auch in den beobachteten Parametern in Wintern mit beiden Antriebsfaktoren.

Die modellierten Auswirkungen beider Klimafaktoren wurden mit verschiedenen statistischen Verfahren analysiert. Die Auswertung der Modellexperimente lieferte unabhängig vom Verfahren stabile Ergebnisse. Die Anwendung der verschiedenen Verfahren zeigte, daß bereits mit dem lokalen t-Test bei Beachtung der Autokorrelation nutzbare Resultate zu erzielen sind. Die weitere Prüfung mit multivariaten Verfahren bestätigte die räumlichen Anomalieverteilungen und lieferte zusätzlich Informationen über die Einbettung beider Signale ins Klimarauschen. Die stärksten Anomalien werden in der Darstellung der Signale mit dem optimal gedrehten EOF-System sichtbar. Im EOF-Raum werden die Unterschiede in den Hauptachsen zwischen den Signalen von Vulkanen bzw. El Niño und dem Klima nach Eingrenzung der Analyse auf die Nordhemisphäre geringer als bei den globalen Analysen. Für das Temperaturfeld der 850 hPa Fläche und das Zonalwindfeld in 200 hPa sind die Unterschiede der Haupt-

achsenrichtungen am größten (das Maß für die Abweichung von der Orthogonalität zwischen Signal und Rauschen ist minimal). Diese meteorologischen Parameter sind somit am besten geeignet, das Signal beider Faktoren darzustellen.

Tabelle 15: Gegenüberstellung des vulkanischen und El-Niño-bedingten Wintersignals

	Vulkan	Vulkan/El Niño	El Niño
Hohe und mittlere Breiten			
Stratosphäre	Verstärkung des polaren zyklonalen Wirbels		Abschwächung des polaren zyklonalen Wirbels
	Abkühlung	geringere Abkühlung als im Vulkanfall mit Zentrum über Spitzbergen	Erwärmung über dem Nordpazifik, Abkühlung über Skandinavien
Troposphäre	Verstärkung des Polarstrahlstromes im nordatlantischen Raum	schwache Westwindanomalien über Nordamerika und dem Nordatlantik	Verstärkung des subtropischen Strahlstromes im nordpazifischen Raum
	Grönland extrem kalt, Eurasien extrem warm	Grönland kalt, Eurasien und Nordwestamerika warm, Zentralasien kalt	Westküste Nordamerikas warm
	weniger Blockierungen im atlantischen Raum		
		weniger Blockierungen im pazifischen Raum	
Tropen und Subtropen			
Stratosphäre	kein deutliches Signal im Windfeld	nördlich des Äquators negative Windanomalien, südlich des Äquators positive Windanomalien	
	Erwärmung		Abkühlung
Troposphäre	kein deutliches Signal	Westwindanomalien im pazifischen Raum, starke Ostwindanomalien über dem Atlantik, Afrika und dem Indik	
	Nordafrika und indischer Raum schwache negative Anomalien	positive Temperaturanomalien mit Schwerpunkt über dem Ostpazifik	
Globaler Energiezyklus			
	Gewinn bei der Energie der stationären Wellen		
		Gewinn bei der potentiellen und kinetischen Energie des Grundstromes	

Die regionalen Unterschiede des Vulkan- und El-Niño-Signals im Winter sind in Tab. 15 zusammengefaßt. Im Modell und in den Beobachtungen ist das Signal des Vulkaneinflusses auf Eurasien und Nord-Ost-Amerika konzentriert. Im El-Niño-Fall ist, abgesehen von den tropischen Auswirkungen, in mittleren Breiten nur im pazifischen Sektor ein Signal deutlich nachweisbar. Im kombinierten Fall ist das modellierte und beobachtete Signal über Eurasien nicht mehr so kräftig wie über dem Nordpazifik und auch stärker modifiziert. Im Winterfall wirken sich beide Faktoren signifikant auf die untere Stratosphäre aus. Im Sommerexperiment dominiert in der Stratosphäre nur noch der Vulkaneinfluß. Verallgemeinernd kann gesagt werden, daß in den Experimenten das El-Niño-Signal auf die Troposphäre konzentriert ist.

Im Winter wie im Sommer nimmt das Vulkansignal im Vergleich zum El-Niño-Signal in höheren Breiten an Stärke zu. Global gesehen, ergibt der El-Niño-Antrieb ein jahreszeitlich unabhängiges Signal. Das Vulkansignal in mittleren Breiten dagegen besitzt im Sommer und Winter ein entgegengesetztes Vorzeichen. Im Winter bestimmt die Verlagerung der Zyklonenbahnen den positiven Temperatureffekt über weiten Teilen von Eurasien. Im Sommer wirkt verstärkt die Strahlungsreduktion in entgegengesetzter Richtung auf die Temperatur in der unteren Troposphäre in höheren Breiten. Dieser Effekt zeigt sich nicht nur im Sommer in den Subtropen. Im Jahresmittel dominiert dieser Abkühlungseffekt.

Die Korrelation zwischen Modellmustern und Beobachtungen ergibt im Vulkanfall eine signifikante Zunahme der Häufigkeit des modellierten Wintermusters in der bodennahen Temperaturverteilung im ersten Winter nach tropischen Vulkanausbrüchen mit fast 95%iger statistischer Sicherheit. Eine hohe Korrelation zwischen dem modellierten Signal und Anomalien in El-Niño-gestörten Wintern konnte ebenfalls mit 95%iger Sicherheit signifikant nachgewiesen werden.

Der vulkanische Einfluß auf die Stratosphärentemperatur wurde mit verschiedenen Datensätzen verifiziert. Ein Zusammenhang zwischen Anomalien der stratosphärischen Temperatur und Vulkanausbrüchen konnte nur für weniger als 30 % der Vulkanausbrüche, die möglicherweise ein hohes Klimastörungspotential besitzen, nachgewiesen werden. Die Berechnung des vulkantypischen Musters auf Beobachtungsbasis wird damit sehr stark von der Auswahl der Ereignisse abhängig. Mit den wenigen in Frage kommenden Ereignissen ist eine aussagekräftige statistische Auswertung nicht möglich. Die Bindung zwischen der Stärke des polaren zyklonalen Wirbels im Winter und der Stratosphärentempe-

ratur ist dagegen eindeutig festzustellen. Das Maximum des polaren Wirbels wird in Zeiten mit vulkantypischer Aufheizung der tropischen unteren Stratosphäre beobachtet.

Das Witterungsvorhersagepotential von Vulkanausbrüchen wird nur für extrem kräftige tropische Vulkanausbrüche ansteigen und verwertbar sein. Gleiche Ergebnisse für die Vorhersage von extrem milden Wintern in Eurasien könnten bei Verwendung der Stärke des polaren Wirbels als Eingangsgröße für die Vorhersage erzielt werden. Das vulkantypische Muster wird in Wintern mit kräftigem zyklonalen Wirbel über dem Pol unabhängig von der Aerosolladung der Stratosphäre hervorgebracht. Das vulkanische Aerosol begünstigt jedoch die Anregung dieses Musters mit positiven Temperaturanomalien über Eurasien und negativen Anomalien der bodennahen Temperatur über Grönland.

Die Prozeßstudien verdeutlichen die wesentlichen Unterschiede im Antriebsmechanismus beider Faktoren. Im Vulkanfall reagiert die Modellatmosphäre mit einer Verstärkung des polaren Strahlstromes, bzw. das Maximum der mittleren zonalen Windgeschwindigkeit verschiebt sich nach Norden. Die Anomalien im 200 hPa Niveau zeigen, daß dieser Prozeß im wesentlichen über dem Nordatlantik vor sich geht. Die Zunahme der Energie planetarer stationärer Wellen steht eng in Verbindung mit der beobachteten Vertiefung des Trogas über dem Ural und damit verändert sich der zirkulationsbedingte Wetterablauf am drastischsten über Europa und dem Nordatlantik. Im El-Niño-Fall kommt es zur Verstärkung der subtropischen Strahlströmung. Diese Verstärkung konzentriert sich auf den pazifischen Sektor. Bei beiden Antriebsmechanismen werden die meridionalen Wärmetransporte durch die stationären Wellen erhöht. Die baroklinen Umformungen von Energie im Bereich der transienten Wellen zeigen nur im Vulkanfall ein deutliches Minimum, das mit einer nördlichen Verschiebung der Zyklonenzugbahnen über dem Atlantik zusammenfällt, aber global gesehen nicht signifikant ist. Im El-Niño-Fall ist nichts Vergleichbares zu finden. Dort muß eher von einer Verstärkung der Zyklonenhäufigkeit auf den mittleren Zugbahnen im pazifischen Sektor gesprochen werden. Die Analyse der Ausbreitungsbedingungen für die Energie planetarer Wellen verdeutlicht die Unterschiede für beide Antriebsmechanismen (Vulkan, El Niño). Im Vulkanfall wird mit der Zunahme der Energie der stationären Wellen mehr Wellenenergie dissipiert. Die Verstärkung des subtropischen Strahlstromes im El-Niño-Fall führt im Mittel eher zu einer geringeren Dissipation von Wellenenergie in mittleren Breiten.

Nach den vorliegenden Untersuchungen können für die Vorhersage von Klima-anomalien unter Beachtung vulkanischen Aerosols und El-Niño-SST-Anomalien folgende Regeln abgeleitet werden:

(1) Nur im Fall eines kräftigen tropischen Vulkanausbruches mit nachfolgender deutlicher Verstärkung der polaren Strahlströmung im Winter in der unteren Stratosphäre und bei Abwesenheit einer positiven SST-Anomalie im tropischen Pazifik erhöht sich die Wahrscheinlichkeit für einen milden Winter in Europa und Nordasien um 11 % und ist damit doppelt so hoch wie die Wahrscheinlichkeit für einen unnormal kalten Winter. In Kombination mit positiven SST-Anomalien im El-Niño-Gebiet wird ein Signal über Europa schwächer.

(2) Die Stärke des stratosphärischen polaren Wirbels eignet sich als Indikator für die Abschätzung der Klimavariationen im saisonalen Bereich und besitzt als Auslöser des troposphärischen dynamischen Effektes in mittleren Breiten ein höheres Vorhersagepotential im Winter als der Eintrag von vulkanischem Aerosol in die untere Stratosphäre.

5.2. Ausblick auf weitere Fragestellungen

In der Arbeit standen die Fragen nach den Auswirkungen der Klimafaktoren Vulkanismus und El Niño und den Möglichkeiten der Trennung im Mittelpunkt der Untersuchungen. Die Verbindung der Beobachtungsanalyse mit Modellsimulationen konzentrierte sich auf den Winter und auf mittlere und höhere Breiten. Die jahreszeitlichen Unterschiede konnten nur kurz in einer Gegenüberstellung der Winter und Sommer Experimente berührt werden. Im Zusammenhang mit der vorliegenden Untersuchung sind jedoch noch viele Fragen offen oder nicht vollständig aufgeklärt. Einige Anknüpfungspunkte sollen nachfolgend dargelegt werden.

Die Simulation der Effekte beider Faktoren wurde mit einem relativ grob auflösenden Zirkulationsmodell durchgeführt. Die Erhöhung der Auflösung des Modells im horizontalen Bereich genügt sicher für eine bessere Beschreibung der baroklinen Prozesse, jedoch bedarf es für die Simulation der Wechselwirkung zwischen Stratosphäre und Troposphäre einer vertikalen Ausdehnung des Modells unter Berücksichtigung der physikalischen Besonderheiten der Stratosphäre. Das muß in folgenden Modellgenerationen verwirklicht werden. Die Aerosolprozesse und Wechselwirkungen an Aerosolteilchen werden in diesen Modellen ein wichtiger neu zu entwickelnder Bestandteil sein.

Die Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und dem Ozean wurde in den Modellexperimenten nicht simuliert. Die Ausdehnung auf weitere transiente Experimente mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell stellt eine Erweiterung der Fragestellung dar. Der Aufwand scheint aber nur bei besserer Darstellung der Aerosolprozesse im Modell sinnvoll und ist damit an eine Weiterentwicklung der Atmosphärenmodelle gebunden. Gezielte Fallstudien könnten aber bereits diese zukünftigen Experimente vorbereiten. Die notwendigen Rechnerkapazitäten für transiente Experimente liegen aber um ein Mehrfaches über denen für stationäre Rechnungen wie beispielsweise im permanenten Januar- oder Juli-Mode und der Aufwand für eine statistisch wertvolle Auswertung wird höher.

Die sekundären Auswirkungen der Anomalien im Vulkan- oder El-Niño-Fall auf tropische Zirkulationssysteme, ausgehend von mittleren und höheren Breiten, liefern Stoff für weitere Untersuchungen zum Verständnis des Klimasystems und zur Aufdeckung von internen Wechselwirkungen zwischen den Tropen und mittleren Breiten. Die Erwartungen für eine Vorhersage dürften aber sehr gering werden, sofern sich keine positiven Rückkopplungen isolieren lassen. Denkbar wäre solch ein Rückkopplungsprozeß durch die Störung der Monsunzirkulation während der frühlommerlichen Startphase des Sommermonsuns, die eine anomale Walker-Zirkulation über dem Pazifik hervorrufen und dadurch andere Wechselwirkungen auslösen kann.

Nach der ausführlichen Beschreibung des stationären Signals vulkanischen Aerosols im Winter und im Sommer kann die Stärke des Signals in verschiedenen Beobachtungsdatensätzen analysiert (für den Winterfall wurde das in der Arbeit vorgeführt) und von den Beobachtungen eliminiert werden. Die mit dieser Prozedur vom Vulkaneffekt bereinigten Datenfelder könnten unter dem Aspekt anderer Faktoren untersucht werden. Da diese Untersuchungen entscheidend von der Klassifizierung der Vulkane abhängen, die gegenwärtig verfügbaren Beobachtungen über Vulkane aber nicht ausreichen, besteht in dieser Richtung ebenfalls Forschungsbedarf und bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten.

6. Danksagung

Mein Dank gilt Herrn Prof. Dr. K. Fraedrich für seine Bereitschaft zur Übernahme des ersten Gutachtens.

Bei Herrn Privat-Doz. Dr. H.-F. Graf möchte ich mich für die Anregung und Betreuung der Arbeit sowie die hilfreichen Ratschläge und fruchtbaren Diskussionen bedanken.

Mein Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. K. Hasselmann, der es mir ermöglichte, im Rahmen der Doktorandenförderung die ausgezeichneten technischen Möglichkeiten am Max-Planck-Institut für Meteorologie zu nutzen.

Aus der Diskussion innerhalb unserer Arbeitsgruppe und mit den Kolleginnen und Kollegen des Max-Planck-Institutes sowie aus der Zusammenarbeit mit den Kolleginnen und Kollegen der Meteorologischen Institute sowohl der Universität Hamburg als auch der Universität Köln entsprangen Ideen, die meine Arbeit beeinflussten und für die ich dankbar bin.

Für die Anleitung bei der Durchführung der Modellexperimente gilt mein Dank Herrn Dipl.-Met. U. Schleese ebenso wie allen Kolleginnen und Kollegen des Deutschen Klima-Rechenzentrums GmbH für die technische Unterstützung. Die Berechnung der Antriebsfelder für die Vulkanexperimente war nur mit freundlicher Unterstützung durch Frau Dr. I. Schult möglich und ihr gilt mein Dank dafür. Dankbar bin ich auch für die Zusammenarbeit mit Herrn Dr. B. Santer, der mir Unterstützung bei der statistischen Auswertung der Modellexperimente gewährte.

Die Arbeit wurde vom Bundesministerium für Forschung und Technik finanziell gefördert. Diese Förderung ermöglichte mir einen mehrwöchigen Studienaufenthalt an der Universität von Maryland. Aus dieser Kooperation ergaben sich Anregungen zur graphischen Darstellung und Präsentation der Ergebnisse.

7. Literaturverzeichnis

- Adria, A., F. Congeduti, G. Fiocco, G.P. Gobbi; 1983**
One-year lidar observations of the stratospheric aerosol at Frascati, march 1982 - march 1983.
 Geophys. Res. Lett., 10, 1005-1008
- AGU; 1992**
Volcanism and climate change.
 American Geophysical Union, Special Report, 27pp
- Allard, P., J. Carbonnelle, D. Dajlevic, J. Le Bronec, P. Morel, M.C. Robe, J.M. Maurenas, R. Faivre-Pierret, D. Martin, J.C. Saubroux, P. Zettwoog; 1991**
Eruptive and diffusive emissions of CO₂ from Mount Etna.
 Nature, 351, 387-391
- Ardanuy, P. E. & H.L. Kyle; 1986**
Observed perturbations of the earth's radiation budget: Response to the El Chichon stratospheric aerosol layer?
 J. Clim. App. Meteor., 25, 505-516
- Asaturov, M.L., M.I. Budyko, K.Ya. Vinnikov, P.Ya. Groisman, A.S. Kabanov, I.L. Karol, M.P. Kolomeev, S.I. Pibobarova, E.V. Rosanov, S.S. Khmelevtsov; 1986**
Vulkani, stratosferi aerosol i klimat semli.
 Leningrad, 1986
- Bakan, S.; 1982**
Strahlungsgetriebene Zellularkonvektion in Schichtwolken.
 Dissertation, Universität Hamburg, 99S.
- Baker, C.B., W.R. Kuhn, E. Ryznar; 1984**
Effects of the El Chichon Volcanic Cloud on direct and diffuse solar irradiances.
 J. Clim. Appl. Meteor., 23, 449-452
- Barnett, T.P.; 1991a**
The interaction of multiple time scales in the tropical climate system.
 J. Climate, 4, 269-285
- Barnett, T.P.; 1991b**
An attempt to detect the greenhouse-gas signal in a transient GCM simulation.
 In: Greenhouse-Gas-Induced Climate Change: A critical appraisal of simulations and observations. M.E. Schlesinger (ed.), 559-568.
- Barnett, T.P., M.Latif, E.Kirk, E.Roeckner; 1991a**
On ENSO physics
 J. Climate, 4, 487-515
- Barnett, T.P., M.E. Schlesinger, X. Jiang; 1991b**
On greenhouse gas signal detection strategies.
 In: Greenhouse-Gas-Induced Climate Change: A critical appraisal of simulations and observations. M.E. Schlesinger (ed.), 537-558.
- Bartels, J.; 1935**
Zur Morphologie geophysikalischer Zeitfunktionen.
 Sitz.-Ber. preuss. Akad. Wiss., 30, 504-522
- Barth, C.A., R.W. Sanders, R.J. Thomas, G.E. Thomas, B.M. Jakosky, R.A. West; 1983**
Formation of the El Chichon aerosol cloud.
 Geophys. Res. Lett., 10, 993-996
- Bates, T.S, B.K. Lamb, A. Guenther, J. Dignon, R.E. Stoiber; 1992**
Sulfur emissions to the atmosphere from natural sources.
 J. Atm. Chem., 14, 315-337
- Bell, T.L.; 1986**
Theory of optimal weighting of data to detect climatic change.
 J. Atm. Sci., 43, 1694-1710
- Bergtson, R.W.; 1973**
Extinktions-Absorptionskoeffizient des atmosphärischen Aerosols als Funktion der Teilchengröße.
 Beitr. Phys. Atm., 46, 223-234
- Berreshein, H. & W. Jaeschke; 1983**
The contribution of volcanos to the global atmosphere.
 J. Geophys. Res., 88D, 3732-3740

- Bjerknes, J.; 1966**
A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature
 Tellus 18, 820-829
- Bluth, G.J.S., S.D. Doiron, A.J. Krueger, L.S. Walter, C.C. Schnetzler; 1992**
Global tracking of the SO₂ clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruption.
 Geophys. Res. Lett., 19, 151-154
- Borgert, H. & W. Welke; 1991**
Description of programs handling files in EXTRA and GRIB format.
 Version 0.
- Boville, B.A.; 1983**
The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation in a GCM
 J. Atmos. Sci., 41, 1132-1142
- Boville, B.A.; 1991**
Sensitivity of simulated climate to model resolution.
 J. Climate, 4, 469-485
- Chervin, R.M. & S.H. Schneider; 1976**
On determining the statistical significance of climate experiments with general circulation models.
 J. Atmos. Sci., 33, 405-412.
- Cress, A. & C.-D. Schönwiese; 1990**
Vulkanische Einflüsse auf die bodennahe und stratosphärische Lufttemperatur der Erde.
 Ber. Inst. Meteor. Geophys. der Universität Frankfurt/Main, Projektbericht 82
- Crutzen, P.J., R. Mueller, Ch. Bruehl, Th. Peter; 1992**
On the potential importance of the gas phase reaction $CH_3O_2 + ClO \rightarrow ClOO + CH_3O$ and the heterogeneous reaction $HOCl + HCl \rightarrow H_2O + Cl_2$ in Ozone Hole chemistry.
 Geophys. Res. Lett., 19, 1113-1116
- Cubasch, U.; 1985**
The mean response of the ECMWF global model to the El Niño anomaly in extended range prediction experiments.
 Atmos. Ocean, 23, 43-66
- Cubasch, U. (ed.); 1991**
First joint climate modelling planning workshop 24th - 25th June 1991.
 Deutsches Klimarechenzentrum, Report
- DeFoor, T.E., E. Robinson, S. Ryan; 1992**
Early lidar observations of the June 1991 Pinatubo Eruption plume at Mauna Loa Observatory, Hawaii
 Geophys. Res. Lett., 19, 187-190
- Deshler, T., D.J. Hofmann, B.J. Johnson, W.R. Rozier; 1992**
Balloonborne measurements of the Pinatubo aerosol size distribution and volatility at Laramie, Wyoming during the summer of 1991.
 Geophys. Res. Lett., 19, 199-202
- Deshler, T., B.J. Johnson, W.R. Rozier; 1993**
Balloonborne measurements of Pinatubo aerosol during 1991 and 1992 at 41N, vertical profiles, size distribution, and volatility.
 Im Druck bei Geophys. Res. Lett.
- Doty, B.E.; 1992**
Using the grid analysis and display system (GrADS).
 Version 1.3.1.
- Dunkerton, T., C.-P.F. Hsu, M.E. Melntyre; 1981**
Some Eulerian and Lagrangian Diagnostics for a Model Stratospheric Warming.
 J. Atmos. Sci., 38, 819-843
- Dutton, E.G. & J.J. DeLuise; 1983**
Spectral extinction of direct solar radiation by the El Chichón cloud during December 1983.
 Geophys. Res. Lett., 10, 1013-1016
- Dzerdzeevskii, B.L.; 1962**
Fluctuations of climate and the general circulation of the atmosphere in extratropical latitudes of the Northern Hemisphere and some problems of dynamic climatology.
 Tellus, 14, 328-336

- Ferrare, R.A., S.H. Melfi, D.N. Whiteman, K.D. Evans; 1992**
Raman lidar measurements of Pinatubo aerosols over southeastern Kansas during November-December 1991.
 Geophys. Res. Lett., 19, 1599-1602
- Fraedrich, K.; 1990**
European Grosswetter during the warm and cold extremes of the El Niño/Southern Oscillation.
 Inter. J. Clim., 10, 21-31
- Fraedrich, K., K. Müller, R. Kuglin; 1992**
Northern hemisphere circulation regimes during the extremes of the El Niño/Southern Oscillation.
 Tellus, 44, 33-40
- Frederiksen, J.S.; 1983**
The onset of blocking and cyclogenesis: linear theory
 Aust. Meteor. Mag., 31, 15-26
- Geller, M.A. & J.C. Alpert; 1980**
Planetary wave coupling between the troposphere and the middle atmosphere as possible sun-weather mechanism.
 J. Atmos. Sci., 37, 1197-1215
- Giorgi, F. & W.L. Chameides; 1986**
Rainout lifetimes of highly soluble aerosols and gases as inferred from simulations with a general circulation model.
 J. Geo. Res., 91, 14367-14376
- Gobbi, G. P., A. Adriani, F. Congeduti; 1989**
Stratospheric aerosol mass content estimated by lidar after El Chichon eruption
 J. Geophys. Res., 94, 9909-9916
- Gobbi, G.P., F. Congeduti, A. Adriani; 1992**
Early stratospheric effects of the Pinatubo eruption.
 Geophys. Res. Lett., 19, 997-1000
- Graf, H.-F., 1985**
Eine globale Eigenschwingung des Systems Ozean-Atmosphäre.
 Z. Meteorol., 35, 223-226
- Graf, H.-F., Funke, H.; 1986**
Blockierungssituationen im europäisch-atlantischen Raum, Teil I: Phänomenologische Untersuchungen.
 Z. Meteorol., 36, 104-112
- Graf, H.-F.; 1989**
El Niño/Südliche Oszillation des Systems Ozean-Atmosphäre und ihre externe Anregung.
 Humboldt Universität Berlin, Dissertation B
- Graf, H.-F.; 1992**
Forced cooling of the polar T21 atmosphere and tropical climate variability.
 MPI-Report, 43, 25pp.
- Graf, H.-F., I. Kirchner, A. Robock, I. Schult, 1993a**
Pinatubo eruption winter climate effects: model versus observations.
 Climate Dynamics, 9, 81-93
- Graf, H.-F., J. Perlwitz, I. Kirchner; 1993b**
Northern hemisphere tropospheric midlatitude circulation after violent volcanic eruptions.
 MPI Report, 107, 18pp.
- Graham, N.E. & T.P. Barnett; 1987**
Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans.
 Science, 238, 657-659
- Grant, W.B., J. Fishman, E.V. Browell, V.G. Brackett, D. Nganga, A. Minga, B. Cros, R.E. Veiga, C.F. Butler, M.A. Fenn, G.D. Nowicki; 1992**
Observations of reduced Ozone concentration after the eruption of Mt. Pinatubo.
 Geophys Res. Lett., 19, 1109-1112
- Graßl, H.; 1986**
Einfluß des Aerosols auf das Klima.
 Promet, 19-26

- Grieger, N. & G. Schmitz; 1984**
The northern hemisphere stationary planetary waves and associated Eliassen-Palm cross-sections of the stratosphere and mesosphere.
 Z. Meteor., 34, 341-353
- Groisman, P. Ya.; 1992**
Possible regional climate consequences of the Pinatubo eruption: an empirical approach.
 Geophys. Res. Lett., 19, 1603-1606
- Hamill, P., R.P. Turco, C.S. Kiang, O.B. Toon, R.C. Whitten; 1982**
An analysis of various nucleation mechanisms for sulfate particles in the stratosphere.
 J. Aerosol Sci., 13, 561-585
- Hamill, P. & O.B. Toon; 1991**
Polar stratospheric clouds and the ozone hole.
 Physics Today, 12/91, 34-42
- Hamilton, K.; 1993**
A general circulation model simulation of El Niño effects in the extratropical northern hemisphere stratosphere.
 Geophys. Res. Lett., 20, 1803-1806
- Hammer, C.U.; 1977**
Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities.
 Nature, 270, 482-486
- Hammer, C.U., H.B. Clausen, W. Dansgaard; 1980**
Greenland ice sheet evidence of postglacial volcanism and its climate impact.
 Nature, 288, 230-235
- Hannoschöck, G. & Frankignoul, C.; 1985**
Multivariate statistical analysis of a sea surface temperature anomaly experiment with the GISS general circulation model I.
 J. Atm. Sci., 42, 1430-1450
- Hasselmann, K.; 1979**
On the signal-to-noise problem in atmospheric response studies.
 Meteorology over the tropical oceans, Roy. Met. Soc. London, 251-259
- Hasselmann, K.; 1992**
Optimal fingerprints for the detection of time dependent climate change.
 MPI Report, 88, 41pp
- Helmes, L.; 1987**
Klimatologie der atmosphärischen Trübung der letzten 100 Jahre basierend auf Langzeitmessungen der Sonnenscheindauer und des Bedeckungsgrades.
 Universität Mainz, Dissertation
- Hense, A.; 1986**
Multivariate statistical investigations of the northern hemisphere circulation during the El Niño event 1982/83.
 Tellus, 38A, 189-204
- Hobbs, P. V., J.P. Tuell, D.A. Hegg, L.F. Radke, M.W. Eltgroth; 1982**
Particles and gases in the emissions from the 1980-1981 volcanic eruptions of Mt. St. Helens.
 J. Geophys. Res., 87, 11062-11086
- Hofmann, D.J., J.M. Rosen, T.J. Pepin, R.G. Pinnick; 1975**
Stratospheric aerosol measurements I: Time variations at northern midlatitudes.
 J. Atm. Sci., 32, 1446-1456
- Hofmann, D.J. & J.M. Rosen; 1987**
On the prolonged lifetime of the El Chichon sulfuric acid aerosol cloud.
 J. Geophys. Res., 92, 9825-9830
- Holton, J.R.; 1992**
An introduction to dynamic meteorology.
 R. Dmowska and J.R. Holton (ed.). Intern. Geophys. Series, 48, third edition, Academic Press Inc., 512pp
- Horel, J.D. & J.M. Wallace; 1981**
Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the southern oscillation.
 Mon. Wea. Rev., 109, 813-829

IAVCEI Task Group; 1993

The newsletter of the International Association of Volcanism and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI).

Volc. Earth. Atmos., 1

Jaenicke, 1988

Aerosol physics and chemistry.

In Meteorology: Physical and chemical properties of air, Landolt-Boernstein, New York

Jessel, I.; 1990

Inventory of available observed data sets.

DKRZ, Technical Report 1.

Jones, P.D., S.C.B. Raper, B.S.G. Cherry, C.M. Goodness, T.M.L. Wigley, B. Santer, P.M. Kelly, R.S. Brandley, H.F. Diaz; 1986a

A global grid point surface air temperature data set: 1851-1984.

CDIC Numeric Data Collection, NDP-020

Jones, P.D., S.C.B. Raper, R.S. Bradley, H.F. Diaz, P.M. Kelly, T.M.L. Wigley; 1986b

Northern hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984.

J. Clim. Appl. Meteor., 25, 161-179

Jones, P.D., S.C.B. Raper, T.M.L. Wigley; 1986c

Southern hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984.

J. Clim. Appl. Meteor., 25, 1213-1230

Junge, C.E., C.W. Chagnon, J.R. Manson; 1961

Stratospheric aerosol.

J. Meteor., 18, 81-108

Katz, R.W.; 1982

Statistical evaluation of climate experiments with general circulation models: A parameter time series modelling approach.

J. Atmos. Sci., 39, 1446-1455

Kelly, P.M. & C.B. Sear; 1982

The formulation of Lamb's dust veil index.

In Atmospheric Effects and Potential Climatic Impact of the 1980 Eruptions of Mount St. Helens, A. Deepak, (ed.), NASA Conference Publication 2240, NASA, Washington, DC, pp. 293-298

Kirchner, I.; 1986

Klimadiagnostische Untersuchungen zur Auslösung und zum Ablauf von El Niño/Southern Oscillation-Ereignissen.

Diplomarbeit, Humboldt Universität Berlin, 133pp.

Kirchner, I. & H.-F. Graf; 1993

Volcanos and El Niño - signal separation for the winter case.

MPI Report, 121, 57pp

Kodera, K.; 1993

Influence of volcanic eruptions on the troposphere through stratospheric dynamical processes in the northern hemisphere winter.

In Vorbereitung

Koenig, W., R. Sausen, F. Sielmann; 1991

Objective identification of individual cyclones in a climate model.

In Studying climate with the atmospheric model ECHAM, Meteor. Inst. Universität Hamburg, Report 9

Krueger, A., M. Schoeberl, P. Newman, R. Stolarski; 1992

The 1991 antarctic ozone hole, TOMS observations

Geophys. Res. Lett. 19, 1215-1218

Krueger, A.J.; 1983

Sighting of El Chichon sulfur dioxide clouds with the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer.

Science, 220, 1377-1379

Labitzke, K. & H.v. Loon; 1989a

Association between the 11-Yr solar cycle, the QBO, and the atmosphere. part III: aspects of the association.

J. Climate, 2, 554pp

Labitzke, K. & H.v. Loon; 1989b

The Southern Oscillation. Part IX: The influence of volcanic eruptions on the S.O. in the stratosphere.
J. Climate, 2, 1223-1226

Labitzke, K. & B. Naujokat; 1983

Temperature effects on the stratosphere of the April 4, 1982 eruption of El Chichon, Mexico.
Geophys. Res. Lett., 10, 24-26

Lamb, H.H.; 1970

Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance.
Phil. Transactions R. Met. Soc., A266, 425-533

Lamb, H.H.; 1977

Supplementary volcanic dust veil index assessments.
Climate Monitor, 6, 57-67

Lamb, H.H.; 1983a

Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance.
Phil. Trans. Roy. Soc., London, A266, 424-533

Lamb, H.H.; 1983b

Update of the chronology of assessments of the volcanic dust veil index.
Climate Monitor, 12, 79-90

Langner, J. & H. Rodhe; 1991

A global three-dimensional model of the tropospheric sulfur cycle.
J. Atm. Chem., 13, 225-263

Legrand, M. & R.J. Delmas; 1987

A 220-year continuous record of volcanic H₂SO₄ in the Antarctic ice sheet.
Nature, 327, 671-676

Lindzen, R. & S. Nigam; 1987

On the role of sea surface temperature gradients and forcing, low level winds, and convergence in the tropics.
J. Atmos. Sci., 44, 2418-2436

Livezey, R.E.; 1985

Statistical analysis of general circulation model climate simulations: sensitivity and prediction experiments.
J. Atmos. Sci., 42, 1139-1149

Livezey, R.E. & W.Y. Chen; 1983

Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques.
Mon. Wea. Rev., 111, 46-59

Loon H.v. & K. Labitzke; 1987

The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the northern hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation.
Mon. Weat. Rev., 115, 357-369

Loon H.v. & R.A. Madden; 1981

The Southern Oscillation. Part I: Global associations with pressure and temperature in northern winter.
Mon. Wea. Rev., 109, 1150-1162

Lorenz, N.L.; 1955

Available potential energy and the maintenance of the general circulation.
Tellus, 7, 157-167

Lough, J.M. & H.C. Fritts; 1987

An assessment of the possible effects of volcanic eruptions on north american climate using tree-ring data, 1602 to 1900 A.D.
Climate Change, 10, 219-239

Lyons, W.B., P.A. Mayewski, M.J. Spencer, M.S. Twickler, T.E. Graedel; 1990

A northern hemispheric volcanic chemistry record (1869-1984) and climate implications using a south greenland ice core.
Ann. Glac., 14, 176-182

Martini, M.; 1991

In: Stromboli.
SEAN Bull. 16 (5), 21

- Masumoto, Y. & T. Yamagata; 1991**
The response of the western tropical Pacific to the Asian winter monsoon: The generation of the Mindanao Dome.
 J. Phys. Ocean., 21, 1386-1398
- Matsuno, T.; 1970**
Vertical propagation of stationary waves in the winter northern hemisphere.
 J. Atmos. Sci., 27, 871-883
- McCormick, M.P. & T.J. Swisler; 1983**
Stratospheric aerosol mass and latitudinal distribution of the El Chichon cloud for October 1982.
 Geophys. Res. Lett., 10, 877-880
- McCormick, M.P. & R.E. Veiga; 1992**
SAGE II Measurements of early Pinatubo Aerosols.
 Geophys. Res. Lett., 19, 155-158
- McCormick, M.P., T.J. Swisler, W.H. Fuller, W.H. Hunt, M.T. Osborn; 1984**
Airborne and ground-based lidar measurements of the El Chichon stratospheric aerosol from 90°N to 56°S.
 Geof. Int., 23, 187-221
- Michalsky, J.J., E.W. Pearson, B.A. LeBaron; 1990**
An assessment of the impact of volcanic eruptions on the northern hemisphere's aerosol burden during the last decade.
 J. Geophys. Res., 95, 5677-5688
- Mo, K.C. & Kalnay, E.; 1991**
Impact of sea surface temperature anomalies on the skill of monthly forecasts.
 Mon. Wea. Rev., 119, 2771-2793
- Mo, K.C.; 1992**
Impact of Sea Surface Temperature Anomalies on the Skill of Seasonal Forecasts and Northern Summer Monsoons.
 J. Climate, 5, 1249-1266
- Molteni, F., S. Tibaldi, T.N. Palmer; 1990**
Regimes in the wintertime circulation over northern extratropics. I: Observational evidence.
 Quart. J. Royal. Met. Soc., 116, 31-67
- Morrison, D.F.; 1988**
Multivariate statistical methods.
 McGraw-Hill, 1988, 140-143
- Neelin, J.D., M. Latif, M.A.F. Allaart, M.A. Cane, U. Cubasch, W.L. Gates, P.R. Gent, M. Ghil, C. Gordon, N.C. Lau, C.R. Mechoso, G.A. Meehl, J.M. Oberhuber, S.G.H. Philander, P.S. Schopf, K.R. Sperber, A. Sterl, T. Tokioka, J. Tribbia, S.E. Zebiak; 1992**
Tropical air-sea interaction in general circulation models.
 Climate Dynamics, 7, 73-104
- Newhall, C.G. & S. Self; 1982**
The volcanic explosivity index (VEI): An estimation of explosive magnitude for historical volcanism.
 J. Geophys. Res., 87, 1231-1238
- Nigam, S.; 1993**
On the dynamical basis for the Asian summer monsoon rainfall - El Niño relation ship.
 In Vorbereitung für J. Climate
- O'Lenic, E.A. & R. Livezey; 1989**
Relationships between systematic errors in medium-range forecasts and some of the principal modes of low-frequency variability of the Northern Hemisphere 700-mb circulation.
 Mon. Wea. Rev., 117, 1262-1280
- Oberbeck, V.R., E.F. Danielson, K.G. Snetsinger, G.V. Ferry, W. Fong, D.M. Hayes; 1983**
Effect of the eruption of El Chichon on stratospheric aerosol size and composition.
 Geophys. Res. Lett., 10, 1021-1024
- Ockelmann, G.; 1988,**
Großräumige Verteilung des atmosphärischen Schwefeldioxides in der Troposphäre und unteren Stratosphäre - Ergebnisse einer experimentellen Untersuchung.
 Ber. Inst. Meteor. Universität Frankfurt/Main, Nr. 75

Palmer, T.N.; 1988

Medium and extended range predictability and stability of the Pacific/North American mode.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 114, 691-713

Peixoto, J.P. & Oort, A.H.; 1974

The annual distribution of atmospheric energy on a planetary scale.
J. Geo. Res., 79, 2149-2159

Perlwitz, J.; 1992

Untersuchung des statistischen Zusammenhangs zwischen troposphärischer und stratosphärischer Zirkulation der Nordhemisphäre im Winter mit multivariaten statistischen Analyseverfahren.
Diplomarbeit, Humboldt Universität Berlin, 48pp

Philander, S.G.; 1990

El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation.
International Geophys. Series, 46, Academic press, R.Dmowska and J.R.Holton (ed.), 291 pp.

Pinto, J.P., R.P. Turco, O.B. Toon; 1989

Self-Limiting Physical and Chemical Effects in Volcanic Eruption Clouds.
J. Geophys. Res., 94, 11165-11174

Pitari, G., G. Visconti, V. Rizi; 1991

Sensitivity of stratospheric ozone to heterogeneous chemistry on sulfate aerosols.
Geophys. Res. Lett., 18, 833-836

Pollack, J.B., O.B. Toon, E.F. Danielsen, D.J. Hofman, J.M. Rosen; 1983

The El Chichon volcanic cloud: An introduction.
Geophys. Res. Lett., 10, 989-992

Pollack, J.B., F.C. Witteborn, K. O'Brien, B. Flynn; 1991

A Determination of the infraed optical depth of the El Chichon volcanic cloud.
J. Geophys. Res., 96, 3115-3122

Ponater, M., R. Sausen, S. Schubert; 1992

On the sensitivity of extratropical variability patterns to interannual sea surface temperature fluctuations.
Paper held on the Second international conference on modelling of global climate change and variability. 7-11 Sep. 1992.

Preisendorfer, R.W. & T.P. Barnett; 1977

Significance tests for empirical orthogonal functions.
Preprints 5th Conf. on Probability and Statistics in Atmospheric Science, Las Vegas. Amer. Meteor. Soc., 169-172

Preisendorfer, R.W. & C.D. Mobley; 1984

Climate forcing verifications, United States mainland, 1974-83.
Mon. Wea. Rev., 112, 809-825

Preisendorfer, R.W.; 1988

Principal component analysis in meteorology and oceanography.
Amsterdam, 425 pp.

Pueschel, R.F., K.G. Snetsinger, P.B. Russell, S.A. Kinne, J.M. Livingstone; 1992

The effects of the 1991 Pinatubo volcanic eruption on the optical and physical properties of stratospheric aerosols.
Proceedings, IRS92: Current problems in atmospheric radiation, S.Keevalik, ed., A.Deepak Publishing Co.

Pueschel, R.F., J.M. Livingstone, P.B. Russell, S. Verma; 1993

Physical and optical properties of the pinatubo volcanic aerosol: aircraft observations with impactors and suntracking photometer.
Entwurf für Geophys. Res. Lett.

Quinn, W.H., D.O. Zopf, K.S. Short, R.T.W. Yang; 1978

Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño and Indonesian droughts.
Fish. Bull., 76, 663-678

Quinn, W.H. & V.T. Neal; 1987

El Niño occurrences over the past four and a half centuries.
J. Geophys. Res., 92, 14449-14461

Radke, L. F.; 1982

Sulphur and sulphate from Mt Erebus.
Nature, 299, 710-712

Rampino, M.R. & S.Self; 1982

Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatoa (1883) and Agung (1963), their stratospheric aerosol and climatic impact.

Quat. Res., 18, 127-163

Rasmusson, E.M & T.H. Carpenter; 1982

Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño.

Mon. Wea. Rev., 110, 354-384

Rasmusson, E.M. & T.H. Carpenter; 1983

The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka.

Mon. Wea. Rev., 111, 517-528

Reiter, R. & H.Jäger; 1986

Results of 8-Year continuous measurements of aerosol profiles in the Stratosphere with discussion of the importance of stratospheric aerosols to an estimate of effects on the global climate.

Meteor. Atm. Phys., 35, 19-48

Reiter, R., H. Jäger, W.Carnuth, W.Funk; 1983

The El Chichon cloud over central europe, observations by Lidar at Garmisch-Partenkirchen during 1982.

Geophys. Res. Lett., 10, 1001-1004

Reynolds, R.W.; 1988

A real-time global sea surface temperature analysis.

J. Clim., 1, 75-86

Robinson, E. & T.E. DeFoor; 1988

Stratospheric aerosol conditions over Mauna Loa during recent quiescent volcanic periods.

In Aerosols and Climate. P.V. Hobbs and M.P. McCormick (ed.), A. Deepak, Hampton, VA, 325-335

Robock, A. & J. Mao; 1992

Winter warming from large volcanic eruptions.

Geophys. Res. Lett., 12, 2405-2408

Robock, A.; 1983

Circumglobal transport of the El Chichon volcanic dust cloud.

Science, 221, 195-197

Robock, A.; 1991

The Volcanic Contribution to Climate Change of the Past 100 Years, A Critical Appraisal of Simulations and Observations,

M.E.Schlesinger (Editor). Greenhouse-Gas-Induced Climatic Change: 1991 Elsevier Science Publisher B.V. Amsterdam

Roeckner, E., L. Dümenil, E. Kirk, F. Lunkheit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schleese; 1989

The Hamburg version of the ECMWF model (ECHAM).

In Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation, G.J. Boer (ed.). Report, 13, WMO/TD, 332. 7.1 - 7.4.

Rose, W.I. Jr., R.E. Stoiber, L.L.Malinconico; 1982

Eruptive gas compositions and fluxes of explosive volcanoes: Budget of S and Cl emitted from Fuego volcano Guatemala.

In: R. Thorpe (Editor), Organic Andesites and Related Rocks. Wiley, New York, NY, pp. 669-676

Russell, P.B., J.M. Livingston, E.G. Dutton, R.F. Pueschel, J.A. Reagan, T.E. DeFoor, M.A. Box, D. Allan, P. Pilewskie, B.M. Herman, S.A. Kinne, D.J. Hofmann; 1993a

Pinatubo and pre-Pinatubo optical depth spectra: Mauna Loa measurements, comparisons, inferred particle size distributions, radiative effects, and relationship to lidar data.

In Vorbereitung für J. Geophys. Res.

Russell, P.B., R. Pueschel, S. Kinne, E. Dutton, T. Deshler, E. Browell, L. Stowe, M.J. Post; 1993b

Size Distribution and Optical Properties of Post-Pinatubo Aerosols.

Gordon Conference on the Impact of Volcanism on Climate, Henniker, NH, July 26-30, 1993

Santer, B.D.; 1988

Regional validation of general circulation models.

Clim. Res. Uni. Publ., 9, 375 pp, Univ. of East Anglia, Norwich, England

- Santer, B.D., W. Brüggemann, U. Cubasch, K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz; 1993**
Signal-to-noise analysis of time-dependent greenhouse warming experiments. Part 1: Pattern analysis.
 MPI Report 98, in Vorbereitung für Climate Dynam.
- Sausen, R.; 1991a**
Über die Verwendung von Korrekturverfahren in Zirkulationsmodellen.
 Ber. Zentr. Meeres- und Klimaforsch. Universität Hamburg, Nr. 17, 102pp
- Sausen, R. (ed.); 1991b**
Studying climate with the atmospheric model ECHAM.
 Report 9, Meteor. Inst. Universität Hamburg, 186pp
- Schmincke, H.U.; 1986**
Vulkanismus.
 Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, 164pp.
- Schmincke, H.U. & Bogaard, P.; 1990**
Tephra layers and tephra events.
 In: Cycles and events in stratigraphy. Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.) Springer Verlag Heidelberg Berlin, 392-429
- Schmincke, H.U.; 1993**
Beitragsserie: Vulkanismus und Klima: Transfer von festen, flüssigen und gasförmigen Stoffen aus Vulkanen in die Atmosphäre.
 Z. Umweltchem. Ökotox. 5, 27-44
- Schmitz, G. & N. Grieger; 1980**
Model calculations of the structure of planetary waves in the upper troposphere and lower stratosphere as a function of the wind field in the upper stratosphere.
 Tellus, 32, 207-214
- Schütz, L., R. Jaenicke, P. Winkler; 1989**
Chemische Zusammensetzung des troposphärischen Aerosols.
 Promet, 19, 101-109
- Schult, I.; 1990**
Bildung und Transport von Aerosolteilchen in der Stratosphäre und ihre Bedeutung für den Strahlungshaushalt.
 MPI, Examensarbeit Nr. 11
- Schult, I. & H.F. Graf; 1992**
Globaler Klimaeffekt von Vulkanaerosol - Aerosolbildung und Strahlungswirkung.
 UWSF-Z., Umweltchem. Ökotox. 4, 296-302
- Sear, C.B., P.M. Kelly, P.D. Jones, C.M. Goodess; 1987**
Global surface-temperature response to major volcanic eruptions.
 Nature, 330, 365-367
- Shaw, D.T. (ed.); 1978**
Recent developments in Aerosol science.
 State University of New York at Buffalo, 327 p.
- Sheridan, P.J., R.C. Schnell, D.J. Hofmann, T. Deshler; 1992**
Electron microscope studies of Mt. Pinatubo aerosol layers over Laramie, Wyoming during summer 1991.
 Geophys. Res. Lett., 19, 203-206
- Shukla, J.; 1975**
Effect of Arabian sea surface temperature anomaly on Indian summer monsoon: A numerical experiment with the GFDL model.
 J. Atmos. Sci., 32, 503-521
- Shukla, J. & Fennessy, M.J.; 1988**
Prediction of time mean atmospheric circulation and rainfall influence of Pacific SST anomaly.
 J. Atmos. Sci., 45, 9-40
- Sigurdson, H., J.D. Devine, A.N. Davis; 1985**
The petrologic estimation of volcanic degassing.
 Jökull 35, 1-8
- Simkin, T., L. Siebert, L. McClelland, D. Bridge, C.G. Newhall, J.H. Latter; 1981**
Volcanoes of the World.
 Hutchinson Ross, Stroudsburg, PA, 240 pp.

- Spencer, R.W. & J.R. Christy; 1991**
Global temperature update to 31 October 1991, Lower Troposphere: MSU 2R, Lower Stratosphere: MSU 4
NASA Headquarters, Washington DC
- Spencer, R.W. & J.R. Christy; 1993**
Precision lower stratospheric temperature monitoring with the MSU: Technique, Validation, and Results 1979-1991.
J. Climate, 6, 1194-1204
- Spiro, P.A., D.J. Jacob, J.A. Logan; 1992**
Global inventory of Sulfur Emission with 1°x1° resolution.
J. Geophys. Res., 97, 6023-6036
- Stith, J.L., P.V. Hobbs, L.F. Radke; 1978**
Airborne particle and gas measurements in the Emissions from six volcanoes.
J. Geophys. Res., 83, 4009-4017
- Stoiber, R.E., S.N. Williams, B. Huebert; 1986**
Annual contribution of sulfur dioxide to the atmosphere by volcanoes
J. Volc. Geoth. Res., 33, 1-8
- Storch, H.v.; 1985**
Über die Verifikation atmosphärischer Zirkulationsexperimente.
Internal Report, 112pp, Met. Inst. Universität Hamburg
- Storch, H.v. & F.W. Zwiers; 1988**
Recurrence analysis of climate sensitivity experiments.
J. Climate, 1, No.2, 157-171,
- Storch, H.v. & H.A. Kruse; 1985**
The extra-tropical atmospheric response to El Niño events - a multivariate significance analysis.
Tellus, 37A, 361-377
- Storm, R.; 1979**
Wahrscheinlichkeitsrechnung, mathematische Statistik und statistische Qualitätskontrolle.
Fachbuchverlag Leipzig, 360pp
- Swissler, T.J., M.P. McCormick, J.D. Spinhirne; 1983**
El Chichon eruption cloud: Comparison of lidar and optical thickness measurements for October 1982.
Geophys. Res. Lett., 10, 885-888
- Tabazadeh, A. & Turco, R.P.; 1993**
Stratospheric Chlorine injection by volcanic eruptions: HCl scavenging and implication for Ozone.
Science, 260, 1082-1086
- Takahashi, M. & J.R. Holton; 1991**
The Mean Zonal Flow Response to Rossby Wave and Gravity Wave Forcing in the Equatorial Lower Stratosphere: Relationship to the QBO.
J. Atm. Sci., 48, 2078ff
- Taran, Y.A., A.M. Rozhkov, E.K. Serafimova, A.D. Esikov; 1991**
Chemical and isotropic composition of magmatic gases from the 1988 eruption of Klyuchevsky volcano, Kamchatka.
J. Volc. Geotherm. Res., 46, 255-263
- Tedesco, D., J.P. Toutain, P. Allard, R. Cosno; 1991**
Chemical variations in fumarolic gases at Vulcano Island (Southern Italy): Seasonal and volcanic effects.
J. Volc. Geotherm. Res., 45, 325-334
- Thordarson, T. & S. Self; 1993**
The Laki (Skaftar Fires) and Grimsvotn eruptions in 1783-1785.
Bull. Volc., 25, 233-263
- Tibaldi, S. & F. Molteni; 1990**
On the operational predictability of blocking.
Tellus, 42A, 343-365
- Tomita, T. & T. Yasunari; 1993**
On the two types of ENSO.
J. Meteor. Soc. Japan, 71, 273-284

- Toon, O.E.B., B. Gary, L. Lait, J. Livingston, P. Newmann, R. Pueschel, P. Russell, M. Schoeberl, G. Toon, W. Traub, F. Valero, H. Selkirk, J. Jordan; 1993**
Heterogeneous reaction probabilities, solubilities, and physical state of cold volcanic aerosols.
Science, im Druck
- Trautmann, T., P.J. Elliott, M.A. Box; 1992**
Shortwave radiation effects of standard aerosol models: a perturbation approach.
Contr. Atmos. Phys., 65, 59-78
- Ulbrich, U., H.-F. Graf, I. Kirchner; 1993**
The impact of ENSO- and volcanic forcing on the atmospheric energy cycle.
Entwurf
- Valero, F.P.J. & P. Pilewskie; 1992**
Latitudinal survey of spectral optical depths of the Pinatubo volcanic cloud - derived particle sizes, columnar mass loadings, and effects on planetary albedo.
Geophys. Res. Lett., 163-166
- Wang, S.; 1985**
The El Niño events in 1860-1979.
Kexue Tongbao, 30, 927-931.
- Wendler, G.; 1984**
Effects of the El Chichon volcanic cloud on Solar radiation received at Fairbanks, Alaska.
Bull. Am. Meteor. Soc., 65, 216-218
- Wright, P.B.; 1984**
Notes and Correspondence
Mon. Wea. Rev., 112, 1913-1919
- Wright, P.B.; 1991**
Homogenised sea surface temperature from the COADS and sea surface temperature from Climate Diagnostic Bulletin of the Climate Analysis Centre.
- Wyrтки, K.; 1975**
El Niño - The dynamic response of the equatorial pacific ocean to atmospheric forcing.
J. Phys. Ocean., 5, 572-584
- Wyrтки, K.; 1985**
Water displacements in the Pacific and the Genesis of El Niño cycles.
J. Geophys. Res., 90, 7129-7132
- Zebiak, S.E. & M. Cane; 1987**
A model El Niño - Southern Oscillation.
Mon. Wea. Rev., 115, 2262-2278
- Zwiers, F.W.; 1987**
Statistical considerations for climate experiments II, multivariate tests.
J. Climate Appl. Meteor., 26, 477-487
- Zwiers, F.W. & H.J. Thiebaux; 1987**
Statistical consideration for climate experiments I. Scalar tests.
J. Clim. Appl. Meteor., 26, 464-476

MPI Examensarbeit-Referenz:

- EXAMENSARBEIT Nr. 1**
Juli 1990
**Modellierung des gekoppelten Systems
Ozean-Atmosphäre in den Tropen**
Mojib Latif
- EXAMENSARBEIT Nr. 2**
Juli 1990
Zur Dynamik des antarktischen Zirkumpolarstromes
Jörg-Olaf Wolff
- EXAMENSARBEIT Nr. 3**
Juli 1990
**Zur Erniedrigung des atmosphärischen Kohlendioxidgehalts
durch den Weltozean während der letzten Eiszeit**
Christoph Heinze
- EXAMENSARBEIT Nr. 4**
August 1990
**Analysis and Prediction of the El Niño Southern Oscillation
Phenomenon using Principal Oscillation Pattern Analysis**
Jin-Song Xu
- EXAMENSARBEIT Nr. 5**
Dezember 1990
**Untersuchung zur niederfrequenten Variabilität der
Meeresoberflächentemperatur im Nordpazifik**
Ute Luksch
- EXAMENSARBEIT Nr. 6**
Dezember 1990
Meereismodellierung im Südlichen Ozean
Achim Stössel
- EXAMENSARBEIT Nr. 7**
Dezember 1990
**Principal Interaction/Oscillation Patterns Theorie und
Analysen zum El Niño/Southern Oscillation Phänomen**
Udo Weese
- EXAMENSARBEIT Nr. 8**
Dezember 1990
**Bestimmung des Temperaturprofils der
Troposphäre mit einem Zwei-Frequenz-LIDAR**
Felix A. Theopold
- EXAMENSARBEIT Nr. 9**
Januar 1991
**Modellierung des gekoppelten Systems:
Inlandeis, Übergangszone und Schelfeis
der Antarktis**
Wolfgang Böhmer
- EXAMENSARBEIT Nr. 10**
Januar 1991
**Interne Variabilität in einem stochastisch angetriebenen
ozeanischen Zirkulationsmodell**
Uwe Mikolajewicz
- EXAMENSARBEIT Nr. 11**
Februar 1991
**Bildung und Transport von Aerosolteilchen und ihre
Bedeutung für den Strahlungshaushalt**
Ingrid Schuit
- EXAMENSARBEIT Nr. 12**
März 1991
**Strahlungsübertragung in klaren Atmosphären
im IR mit k-Verteilungs- und Linie-für-Linie Modellen**
Heinz-Dieter Hollweg
- EXAMENSARBEIT Nr. 13**
November 1991
Die bodennahe Luftströmung über inhomogenen Oberflächen
Martin Claußen
- EXAMENSARBEIT Nr. 14**
März 1992
**Windinduzierte interannuale Variabilität in der
Warmwassersphäre von 1981 bis 1987
Teil II: Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf**
Arne M. E. Winguth

EXAMENSARBEIT Nr. 15
Dezember 1992

**Fernerkundung der optischen Eigenschaften von Seen
mit Landsat 5 Thematic Mapper**
Waltraud Manschke

EXAMENSARBEIT Nr. 16
Juli 1993

**Baroklin instabile Wellen der Atmosphäre:
Empirisch abgeleitete Moden im Vergleich
zu quasi-geostrophischer Theorie**
Reiner Schnur

EXAMENSARBEIT Nr. 17
September 1993

**Messung des Wasserdampfverlustes in der konvektiven
Grenzschicht mit DIAL und RADAR-RASS**
Christoph Senff

EXAMENSARBEIT Nr. 18
November 1993

**Zur saisonalen Variation des ozeanischen
Kohlendioxidpartialdrucks**
Katharina D. Kurz

EXAMENSARBEIT Nr. 19
Januar 1994

**Dynamisch-stochastische Vorhersage-Experimente
mit Modellen der allgemeinen Zirkulation
für einen Zeitraum von 10 Tagen bis 100 Jahren**
Ulrich Cubasch

EXAMENSARBEIT Nr. 20
Februar 1994

**Deposition radioaktiver Tracer in einem Transportmodell
der Atmosphäre**
Stefan Rehfeld

EXAMENSARBEIT Nr. 21
Februar 1994

**Der Einfluß vulkanischen Aerosols und simultaner Temperatur-
anomalien der tropischen Meeresoberfläche (El Niño) auf das
Klimasystem**
Ingo Kirchner