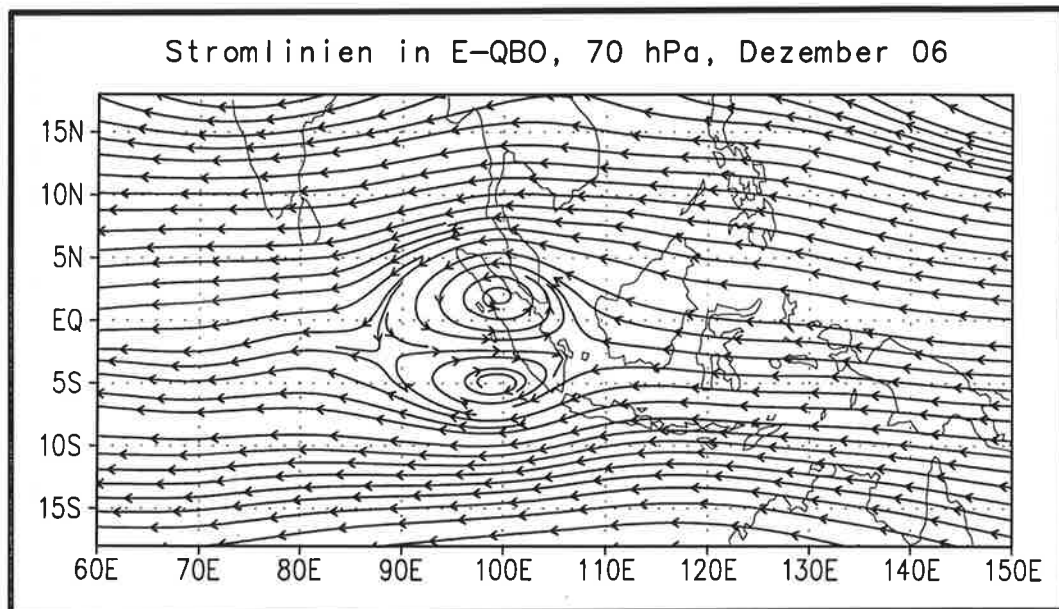




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 40



DER EINFLUSS DER QUASI-ZWEIJÄHRIGEN OSZILLATION AUF DIE ALLGEMEINE ZIRKULATION: MODELLSIMULATIONEN MIT ECHAM4

VON

Marco Andrea Giorgetta

HAMBURG, Juni 1996

Dissertation im Rahmen des Promotionsverfahrens

Autor:

Marco Andrea Giorgetta

Max-Planck-Institut
für Meteorologie

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

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

**Der Einfluß der quasi-zweijährigen Oszillation auf die
allgemeine Zirkulation:
Modellsimulationen mit ECHAM4**

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

vorgelegt von
Marco Andrea Giorgetta
aus St.Gallen, Schweiz

Hamburg 1996

ISSN 0938-5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
aufgrund der Gutachten

von Prof. Dr. K. Fraedrich
und Prof. Dr. L. Bengtsson

Hamburg, den 26. April 1996

Prof. Dr. M. Dunst
Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

1. Einleitung	1
1.1 Beschreibung der QBO	2
1.2 Einordnung der QBO ins Klimasystem	7
1.3 Theorie der QBO	9
1.3.1 Anfängliche Irrwege	9
1.3.2 Kelvin- und Rossby-Schwerewellen	10
1.3.3 Das QBO-Standardmodell	13
1.3.4 Validierung der Theorie	15
2. Fragestellung, experimentelles Design und Auswertung	21
2.1 Fragestellung	21
2.2 Experimentelles Design	21
2.3 Auswertungsstrategie	23
2.4 Anmerkungen	25
3. Assimilation der QBO	27
3.1 Ansatz	27
3.2 Die Assimilation der QBO	28
3.3 Das QBO-Signal	31
3.4 Amplituden der vorgeschriebenen QBO	33
3.5 Verifikation der assimilierten QBO	34
3.5.1 Sensitivität bzgl. der Dämpfungskonstante N_0	34
3.5.2 Klimatologische Querschnitte des zonalen Windes	36
3.5.3 Zeitreihen des äquatorialen zonalen Windes	37
3.6 Bilanz der künstlichen Impulsquellen	38
3.7 Abschließender Kommentar	41
4. Die sekundäre Zirkulation der QBO in ECHAM4	43
4.1 Die postulierte sekundäre meridionale Zirkulation der QBO	43
4.2 Qualitative Begründung und einfache Modelle	44
4.3 Validierung des QBO-Signals in der Temperatur	45
4.3.1 Temperatursignale in Beobachtungen	45
4.3.2 Temperatursignale im Modell	46
4.4 Potentielle QBO-Signale in Z und Geostrophie am Äquator	47
4.4.1 Signal in der geopotentiellen Höhe	47
4.4.2 Geostrophie in der QBO	48
4.5 Die meridionale Zirkulation	49
4.6 Eddy-Forcing, eine dynamische Dämpfung der QBO	51
4.7 Zusammenfassung	51
5. Dynamik im QBO Bereich	55
5.1 Ein transienter Kelvinmode	56
5.1.1 Die horizontale Struktur	56
5.1.2 Die vertikale Struktur	58
5.1.3 Der transiente Charakter	60
5.1.4 Das auslösende Moment: eine barotrope Instabilität	62
5.1.5 Amplituden und zonale Ausdehnung im Sommer und Winter	67

5.2	ENSO-Abhängigkeit	67
5.3	Beobachtungen	71
5.3.1	REANALYSIS	71
5.3.2	FGGE	71
5.4	Dynamische Auswirkungen auf die QBO	72
5.4.1	Verlangsamung der Ostphase der QBO im Winter	72
5.4.2	Beschleunigung in der westlichen Scherungszone	75
5.5	Wechselwirkung zwischen QBO und extratropischen planetaren Wellen	76
6.	QBO-Signale in der Troposphäre	79
6.1	Zonal gemittelte QBO-Signale	79
6.2	Hypothetische Mechanismen	80
6.2.1	Modulation der Tropopausentemperatur	80
6.2.2	Modulation der vertikalen Scherung des zonalen Windes an der Tropopause	83
6.3	Zirkulationsänderung von Juli bis September	83
6.3.1	Beobachtete Niederschlagsmuster	89
7.	Der indische Südwestmonsun und die QBO	91
7.1	Beobachtungen	91
7.2	Modellergebnisse	92
7.2.1	ECHAM3-MONEG-Experimente	92
7.2.2	ECHAM4-QBO Experimente	94
7.3	Schlußfolgerung	102
8.	Winterzirkulation auf der Nordhemisphäre	105
8.1	Die TTO, ein Exkurs	105
8.2	Modellspezifische Einschränkungen	107
8.3	QBO-Kompositesignale der geopotentiellen Höhe in Analysen und Modell	108
8.3.1	November und Dezember in den Analysen und im Modell	108
8.3.2	Januar und Februar in den Analysen und im Modell	110
9.	QBO-Signal im Wasserdampftransport in die Stratosphäre	113
9.1	Modellspezifische Einschränkungen	113
9.2	QBO-Abhängigkeit der spezifischen Feuchte und des Vertikaltransports	114
9.3	Transiente QBO- und ENSO-Signale der spezifischen Feuchte	117
10.	Zusammenfassung und Ausblick	121
	Appendix A: Modellbeschreibung	129
	Appendix B: Zonal gemittelte monatliche QBO-Signale	131
	Literatur	139

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird der Einfluß der QBO auf die allgemeine Zirkulation mit Hilfe des allgemeinen Zirkulationsmodells ECHAM4 untersucht. Dazu werden einerseits mögliche QBO-Signale gesucht und diese andererseits auf ihre Wichtigkeit bzgl. des ENSO-Einflusses getestet. Für den ersten Teil wurden zwei Experimente durchgeführt, deren interannuale, atmosphärische Varianz sowohl durch die Vorgabe von klimatologischen Meeresoberflächentemperaturen als auch durch eine zeitlich konstante, assimilierte QBO reduziert wurde. Die QBO wurde dabei in West- bzw. Ostphase jeweils über 10 Jahre vorgegeben. Aus diesen Experimenten wurden potentielle QBO-Signale abgeleitet. Die Wichtigkeit dieser potentiellen QBO-Signale wurde durch das Vergleichen der Variabilität von drei weiteren Experimenten abgeschätzt. Erstens wurde ein Kontrollexperiment ohne QBO-Assimilation integriert, in dem die interannuale Varianz ebenfalls durch die Vorgabe einer klimatologischen Meeresoberflächentemperaturverteilung reduziert wurde. Aus diesem Experiment wurde das von der internen Variabilität der Atmosphäre verursachte Rauschen im potentiellen QBO-Signal abgeschätzt. Zweitens wurden Daten eines weiteren Experiments ohne QBO-Assimilation untersucht, wobei allerdings die beobachteten Meeresoberflächentemperaturen der Jahre 1979 bis 1992 vorgeschrieben wurden. Dieses Experiment diente dazu, den Anteil der ENSO-Varianz in einem potentiellen QBO-Signal abzuschätzen. Drittens wurde ein Experiment durchgeführt, worin sowohl die Meeresoberflächentemperaturen als auch die QBO gemäß den Beobachtungen der Jahre 1979 bis 1992 vorgegeben wurden. Daraus konnte dann die Wichtigkeit des QBO-Signals bei einer realitätsnahen atmosphärischen Varianz analysiert werden.

In dieser Arbeit wurden fünf verschiedene potentielle Einflußgebiete der QBO untersucht. Dies sind die Dynamik im QBO-Bereich, physikalische Mechanismen, durch die die QBO die Zirkulation in der Troposphäre modulieren kann, der QBO-Beitrag zur Variabilität des indischen Südwestmonsuns, die Beeinflussung der stratosphärischen Winterzirkulation und die Modulation des Wasserdampftransports durch die tropische Tropopause.

Die Analyse der Zirkulationsanomalien in der tropischen unteren Stratosphäre, also im QBO-Bereich, führte zur Entdeckung eines transienten Modes mit großer Ähnlichkeit zu einer Kelvinwelle mit zonaler Wellenzahl 4, wovon allerdings nur drei Wellenlängen gut erkennbar sind. Dieser Mode hat eine meridionale Skala von 5° Breite, ist im wesentlichen stationär gegenüber dem Boden und wird vor allem in den Monaten Dezember bis Februar angeregt, wenn sich die QBO in Ostphase befindet. Dieser Mode wird durch eine barotrope Instabilität des östlichen äquatorialen Jets über Indonesien angeregt. Diese Instabilität hat die Form eines Doppelvortex mit Rotationsachsen zu beiden Seiten des Äquators, die in östlicher Richtung ansteigen. Dadurch werden am Äquator starke Westwindanomalien erzeugt, die von unten her

bis in die QBO-Ostphase reichen. Diese Kelvinwelle und die sie erzeugende barotrope Instabilität können somit zur physikalischen Erklärung der oft beobachteten Verzögerung der Ostphasenpropagation der QBO im borealen Winter beitragen.

Aus den Experimenten konnte abgeleitet werden, daß die QBO durch die Modulierung der Tropopausentemperatur über ihre sekundäre meridionale Temperatur die tiefe Konvektion regulieren kann. Eine Temperaturänderung an der Tropopause verursacht eine Änderung des Temperaturgegensatzes zwischen der Tropopause und der Meeresoberfläche, der die Effizienz der thermodynamischen Prozesse limitiert. Dieser erste Prozeß wird durch eine positive Rückkopplung über Cirrus cloud forcing verstärkt und führt zu einem QBO-Signal im Juli-August-Niederschlag in Ostasien, das mit Beobachtungen qualitativ übereinstimmt.

Eine Analyse des indischen Südwestmonsuns bestätigte Beobachtungen, die eine Erhöhung der Niederschläge bei West-QBO gegenüber Ost-QBO feststellen. Hiervon betroffen sind die nördliche Westküste und die südöstliche Küste zur Bengalischen See. Die klimatologische Differenz der Niederschläge zwischen West-QBO und Ost-QBO beträgt im Juli und August in diesen zwei Gebieten ca. 100 mm/Monat. Allerdings zeigen die Monsunniederschläge eine beträchtliche Varianz. Es konnte jedoch gezeigt werden, daß eine um zwölf Monate vorangehende QBO-Ostphase auf 30 hPa als notwendiges Kriterium für eine QBO-bedingte überdurchschnittliche Niederschlagsmenge gebraucht werden kann.

Der aus Beobachtungen postulierte Einfluß der QBO auf die stratosphärische Winterzirkulation konnte nicht weiter konkretisiert werden. Die Untersuchung der geopotentiellen Höhe auf 30 hPa in hohen Breiten ergab zwar eine erstaunliche Ähnlichkeit der modellierten potentiellen QBO-Muster zu den aus den Analysen der Freien Universität Berlin abgeleiteten Mustern. Dies gilt sowohl für die Monate November und Dezember, als auch für die Monate Januar und Februar, wenn dem Modell ein Hoch der TTO zugestanden wird. Aus statistischer Sicht hingegen konnte keines dieser Muster gesichert werden.

Der Wasserdampftransport von der tropischen Tropopause in die Stratosphäre wird von der QBO über zwei Mechanismen reguliert. Erstens wird die Intensität des Stratosphären-Troposphären-Austausch bei QBO-Westphase gegenüber QBO-Ostphase um ca. 10% gebremst. Zweitens wird die spezifische Feuchte in der Stratosphäre durch die Tropopausentemperatur limitiert, so daß in den Experimenten, die keine Photochemie berücksichtigen, ein QBO-Signal mit einer Amplitude von 0.05 ppmv entsteht.

1. Einleitung

In der Atmosphäre lassen sich verschiedene Phänomene anhand der typischen Dauer oder Periode und anhand der räumlichen Ausdehnung klassifizieren. Im allgemeinen haben Systeme mit einer großen räumlichen Ausdehnung auch eine lange Zeitskala und umgekehrt. Ein spezielles Phänomen ist die *quasi-zweijährige Schwingung*, die unter dem englischen Namen *quasi-biennial oscillation*, abgekürzt *QBO*, bekannt ist. Wie in der Literatur allgemein üblich soll auch hier nachfolgend die Abkürzung *QBO* gebraucht werden. Dieses Phänomen hat eine räumliche Ausdehnung, die sich auf die tropische untere Stratosphäre beschränkt. Innerhalb dieses Raumes besteht die *QBO* aus einer Schwingung des zonalen Windes mit einer Periode von ca. zwei Jahren, die praktisch unabhängig von der geographischen Länge auftritt. Dieses Phänomen kann möglicherweise auch die Zirkulation außerhalb des genannten Raumes beeinflussen, was in dieser Arbeit untersucht werden soll. Die *QBO* selbst wird in den folgenden Unterkapiteln genauer beschrieben, gefolgt von einer Einordnung des Phänomens in das Klimasystem, die auch erklärt, warum es im Rahmen der Klimaforschung von Interesse ist, dieses Phänomen und dessen Relation zum Klima zu untersuchen. Danach wird ein Überblick über die bestehende Theorie der *QBO* und die zur Verifikation durchgeführten Analysen und Experimente gegeben.

Das zentrale Thema dieser Arbeit ist nicht die Ursache der *QBO*, sondern die möglicherweise von der *QBO* verursachte Modulation der Zirkulation in der Troposphäre und in der extratropischen Stratosphäre. *Mukherjee et al. (1985)* fanden beispielsweise, daß die Varianz des indischen Monsuns zu 15% durch die *QBO* erklärt werden kann, und *Labitzke (1987)* beschreibt eine in November und Dezember beobachtete Korrelation zwischen der Nordpoltemperatur in der unteren Stratosphäre und der *QBO*. Solche Auswirkungen sind prinzipiell möglich, da durch die *QBO* die obere Randbedingung der tropischen Troposphäre und die äquatorwärts liegende laterale Randbedingung der extratropischen Stratosphäre moduliert werden. Dies betrifft in erster Linie die Scherung des zonalen Windes, sowohl in vertikaler, als auch in meridionaler Richtung und die Temperatur entlang der genannten Grenzflächen. Wie wichtig die möglichen Auswirkungen sind, hängt jedoch vor allem vom Anteil der *QBO*-bedingten Variabilität an der gesamten Variabilität einer Variablen ab. Zur Untersuchung der möglichen *QBO*-bedingten Auswirkungen und der Abschätzung ihrer Wichtigkeit eignen sich insbesondere Daten globaler Zirkulationsmodelle (allgemein abgekürzt als *GCM*). Dies hat zwei wesentliche Vorteile gegenüber der Analyse von Beobachtungsdaten. Erstens fallen die in einem Modell erzeugten Daten auf einem räumlichen und zeitlichen Gitter an und sind dabei innerhalb der im Modell vorgeschriebenen Physik konsistent, während beobachtete Daten räumlich und zeitlich unregelmäßig und mit unterschiedlicher Güte anfallen. Zweitens lassen sich in einem Zirkulationsmodell sowohl der Zustand der *QBO*, als auch die Randbedingungen der

Integration kontrollieren, was eine gezielte Anlage verschiedener Experimente erlaubt. Daher werden in dieser Arbeit Daten verschiedener spezieller Experimente untersucht, um herauszufinden, wie die QBO die Zirkulation modulieren kann und ob diese Änderungen signifikant sind. Die hier durchgeführten Experimente stellen eine Erweiterung schon bestehender numerischer Experimente von *Hamilton (1995)* dar, die speziell den Einfluß der QBO auf die Nordpoltemperatur in der unteren Stratosphäre mittels allgemeiner Zirkulationsmodelle untersuchten. Ähnliche Experimente wurden zudem von *Kodera et al. (1991)*, *Balachandran und Rind (1995)* und *Rind und Balachandran (1995)* durchgeführt, wobei allerdings primär der Einfluß der mit dem Sonnenfleckenzyklus variierenden UV-Einstrahlung, bei vorgegebener QBO-Phase, auf die allgemeine Zirkulation untersucht wurde.

Die auf die Einleitung folgenden Kapitel sind wie folgt gegliedert. Kapitel 2 enthält eine genauere Beschreibung der Fragestellung, der für die Untersuchung ausgewählten Experimente und der Auswertungsmethodik. In Kapitel 3 wird die Assimilationsmethode dargestellt, mittels derer die QBO in einem ausgewählten Zustand im allgemeinen Zirkulationsmodell realisiert werden kann. Die dadurch erzeugte QBO wird anschließend validiert. In Kapitel 4 wird die erzeugte QBO anhand der sekundären Merkmale der QBO innerhalb der tropischen unteren Stratosphäre verifiziert. In den weiteren Kapiteln werden Resultate zu ein paar ausgewählten Themen gezeigt. In Kapitel 5 wird gezeigt, wie die planetaren Wellen innerhalb der tropischen unteren Stratosphäre moduliert werden, und es werden eine bisher unbekannte Kelvinwelle mit zonaler Wellenzahl 3 bis 4 und eine barotrope Instabilität dargestellt, durch die sich bisher statistisch erfaßte Eigenschaften der QBO physikalisch erklären lassen. In Kapitel 6 wird ein Mechanismus gezeigt, der der QBO eine Modulation der troposphärischen Zirkulation in den Tropen ermöglicht und es wird das dadurch verursachte troposphärische QBO-Signal in Juli und August dargestellt. In Kapitel 7 wird die Beeinflussung des indischen Südwestmonsuns durch die QBO untersucht. Kapitel 8 enthält eine Diskussion des möglichen Einflusses der QBO auf die extratropische stratosphärische Winterzirkulation und Kapitel 9 stellt die durch die QBO bedingte Modulation des Wasserdampftransports durch die tropische Tropopause in die untere Stratosphäre dar. Zum Schluß folgt eine Zusammenfassung und ein Ausblick (Kapitel 10).

1.1 Beschreibung der QBO

In diesem Kapitel werden die wichtigen Merkmale der QBO vorgestellt, durch die die Variabilität in der unteren tropischen Stratosphäre dominiert wird. Umfassende klimatologische Beschreibungen der verschiedenen Aspekte der QBO wurden schon von *Hamilton (1984)*, *Dunkerton und Delisi (1985)*, *Naujokat (1986)* und *Pawson et al. (1993)* zusammengestellt.

Entdeckt wurde die QBO Ende der 50er Jahre, praktisch zeitgleich von *Reed et al. (1961)* und *Ebdon und Veryard (1961)*. Die relativ späte Entdeckung dieses in der unteren tropischen Stratosphäre dominanten Phänomens hängt mit der Entwicklung der Radiosondentechnik zusammen, die erst ab Mitte der 50er Jahre Aufstiege in die untere tropische Stratosphäre ermöglichte. Bis zu diesen Publikationen hin hatte man gemeinhin die Vorstellung von stationären, vertikal geschichteten zonalen Windgürteln, nämlich den sogenannten Berson-Westwinden zwischen ca. 20 km und 27 km Höhe und den sogenannten Krakatau-Ostwinden, die zwischen ca. 27 km und mindestens 40 km Höhe liegen sollten (*Palmer, 1954*). Von Berson hatte die Westwinde zuerst in Zentralafrika entdeckt. Die Ostwinde bekamen ihren Namen vom Vulkan Krakatau, der bei seinem Ausbruch im Jahre 1883 Asche bis in die obere Stratosphäre hinauf schleuderte, wo sie als Spurenstoffe rund um den Globus beobachtet werden konnte. Die meridionale Ausdehnung der Berson-Westwinde beschränkte sich gemäß *Palmer (1954)* auf einen Gürtel innerhalb 7°N bis 7°S, die der Krakatau-Ostwinde auf einen Bereich zwischen 15°N und 15°S. Die mittlere Stärke der Ostwinde wurde mit 30 m/s angegeben.

Dieses stationäre Modell mußte ernsthaft angezweifelt werden, nachdem *McCreary (1959)* das erste Mal beobachtet hatte, wie die Westwinde durch absteigende Ostwinde verdrängt wurden. Der Autor hatte monatsgemittelte Winddaten über Christmas Island [2°N, 157°W] von Oktober 1956 bis ins Jahr 1958 ausgewertet. Schließlich führte die zunehmende Länge von Zeitreihen des stratosphärischen zonalen Windes zur Verwerfung des stationären Modells und zur Entdeckung der QBO.

Die Hauptmerkmale der QBO lassen sich in einem Zeitdiagramm des vertikalen Profils des zonalen Windes darstellen, der an einer meteorologischen Station in Äquatornähe gemessen wurde. Abbildung 1.1 zeigt ein solches Zeitdiagramm basierend auf Daten der Jahre 1979 bis 1992, die in Singapur [103°55'E, 1°22'N] gemessen und an der Freien Universität Berlin von der Stratosphärenforschungsgruppe zusammengestellt wurden. Singapur ist eine der Hauptstationen für die Bestimmung des Status der QBO.

Aus Abbildung 1.1 lassen sich die zwei Hauptmerkmale der QBO ablesen. Dies sind zum einen der ständige Wechsel von West- und Ostwinden und zum anderen die absteigende Bewegung der einzelnen Windregime. Die mittlere Dauer einer Schwingung beträgt ca. 28 Monate, wobei beispielsweise auf 30 hPa schon Zyklen mit Längen von nur 20 Monaten bzw. mit bis zu 34 Monaten gemessen wurden (*Naujokat, 1986*). Die Variabilität des äquatorialen zonalen Windes wird von 10 hPa bis 70 hPa von der QBO dominiert. Oberhalb von 10 hPa beginnt der Bereich der stratosphärischen *semi annual oscillation* (Abkürzung: *SAO*), d.h. der halbjährigen Schwingung des zonalen Windes, die von *Reed (1965a)* entdeckt wurde. Unterhalb von 70 hPa klingt die QBO rasch ab.

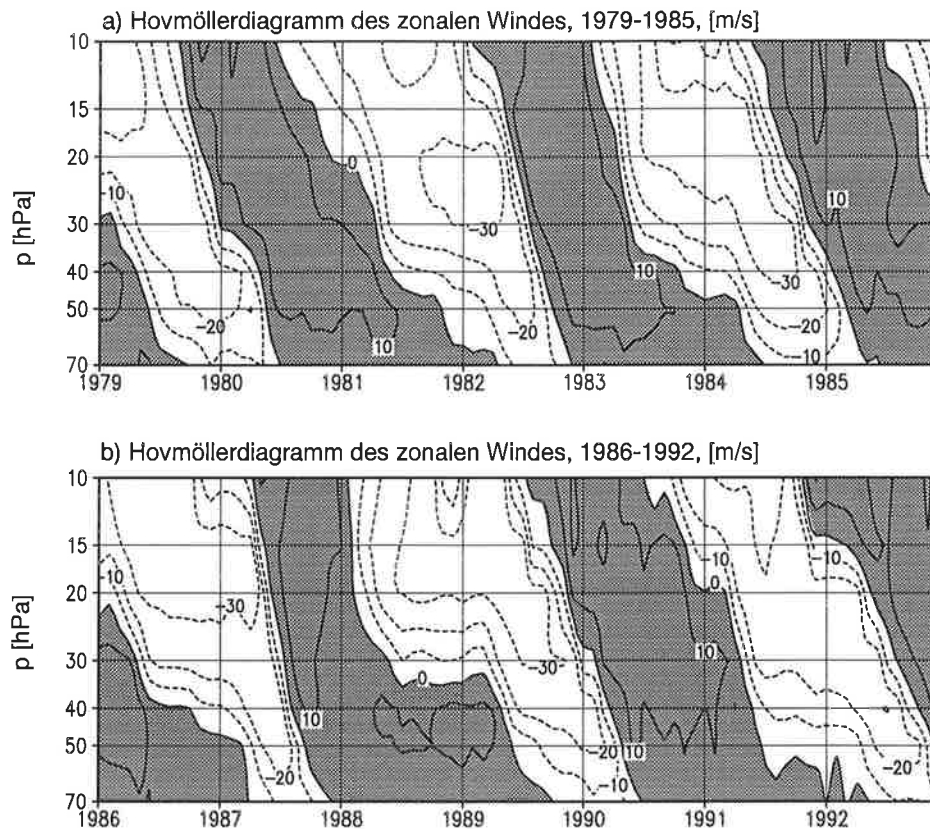


Abb. 1.1 Zeitdiagramm des monatlich gemittelten vertikalen Profils des zonalen Windes $u(z,t)$ [m/s] in Singapur von a) Januar 1979 bis Dezember 1985 und b) Januar 1986 bis Dezember 1992. Flächen mit westlichen Winden sind schattiert.

Die West- und Ostwinde erreichen im Mittel auf 20 hPa die größte Stärke, wobei die Ostwinde generell kräftiger ausfallen als die Westwinde. Die zonalen Winde liegen normalerweise im Intervall von -35 m/s bis +15 m/s. Die vertikale Propagation der einzelnen Windphasen geschieht mit einer mittleren Geschwindigkeit von -1 km/Monat, d.h. die QBO-Phasen auf 10 hPa und 70 hPa sind meistens um 180° verschoben. Es zeigt sich jedoch eine deutliche Asymmetrie im Verlauf des Abstiegs der West- und der Ostphasen. Die Westphasen bewegen sich mit großer Gleichmäßigkeit von 10 hPa abwärts bis 70 hPa, mit einer mittleren Geschwindigkeit von -1.2 km/Monat, während die Ostphasen weniger regelmäßig und langsamer propagieren. Der Abstieg der Ostphase wird häufig zwischen 30 hPa und 50 hPa unterbrochen, z.B. 1988/89, und erst mit einer Verzögerung von einigen Monaten fortgesetzt (*Dunkerton und Delisi, 1985*). Diese Unterbrechung ereignet sich gehäuft in den Monaten von August bis Februar und stellt somit eine schwache Kopplung der QBO an den Jahresgang dar (*Dunkerton, 1990*). Zusätzlich wird durch diese Unregelmäßigkeit der Ostphasenpropagation die Prognostizierbarkeit der QBO-Phase mittels statistischer Modelle stark eingeschränkt (*Fraedrich et al.*

1993, Wallace et al., 1993). Die mittlere Geschwindigkeit der Ostphase zwischen 10 hPa und 70 hPa beträgt deshalb nur -0.8 km/Monat (Naujokat, 1986). Dies führt dazu, daß sich die relative Häufigkeit der West- und Ostwinde mit der Höhe ändert. Während im oberen Bereich, d.h. zwischen 10 hPa und 30 hPa, die Ostphase im Mittel länger dauert als die Westphase, gilt zwischen 50 hPa und 70 hPa das Gegenteil.

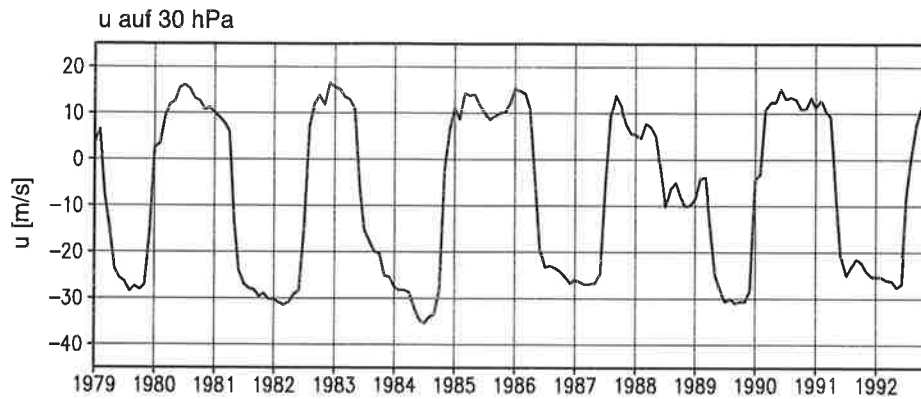


Abb. 1.2 Zeitreihe des monatlich gemittelten zonalen Windes u [m/s] auf 30 hPa über Singapur von Januar 1979 bis Dezember 1992.

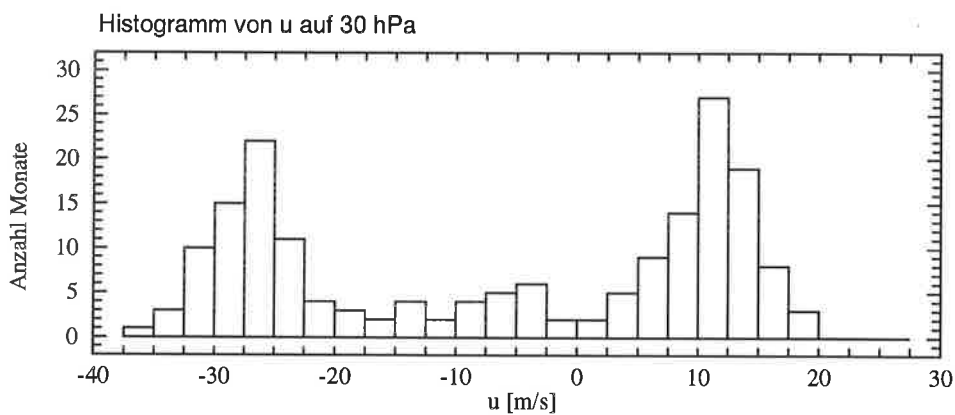


Abb. 1.3 Histogramm des monatlich gemittelten zonalen Windes u [m/s] auf 30 hPa über Singapur von Januar 1979 bis Dezember 1992. Die Klassenbreite beträgt 2.5 m/s.

Die vertikalen Scherungszonen des zonalen Windes sind deutlich ausgeprägt, insbesondere am unteren Rand der Westphase. Dies hat zur Folge, daß die Übergangsphasen zeitlich kürzer sind als die Verweilzeiten in den West- oder Ostphasen, so daß die Zeitreihen, wie in Abbildung 1.2 für 30 hPa gezeigt, näherungsweise ein Rechteckprofil annehmen. Die statistische Verteilung der monatlich gemittelten zonalen Winde ist infolgedessen nicht unimodal sondern bimodal (Naujokat, 1986), wie es in Abbildung 1.3 für die in Abbildung 1.2 gezeigte Zeitreihe demonstriert wird.

Bis hierher wurden die Charakteristika der QBO anhand der in Singapur gemessenen zonalen Winde beschrieben. Ein Vergleich von Zeitreihen des stratosphärischen zonalen Windes anderer Stationen ergibt sehr ähnliche Abläufe bzw. keine signifikanten Differenzen bezogen auf die kleine Anzahl verfügbarer Stationen (*Dunkerton und Delisi, 1985*). Daher wird die QBO als ein zonal symmetrisches Phänomen betrachtet, das anhand einer äquatorialen Station genügend genau beschrieben werden kann.

In meridionaler Richtung wurde schon von *Reed (1965b)* eine äquatoriale Symmetrie der QBO postuliert, mit einem Maximum am Äquator und einer Halbwertsbreite von ca. 12° . Diese Annahme wurde später von *Dunkerton und Delisi (1985)* bestätigt, die von den Zeitreihen des zonalen Windes einzelner tropischer Stationen die Jahres- und Halbjahresgänge subtrahierten und aus der verbleibenden Varianz eine QBO-Amplitude in Abhängigkeit von der geographischen Breite bestimmten. Werden jedoch meridionale Profile des zonalen Windes aus Daten verschiedener tropischer Stationen zusammengesetzt (unter Annahme der zonalen Symmetrie), so lassen sich gewisse Abweichungen von der äquatorialen Symmetrie, wie sie für die QBO-Varianz gilt, feststellen. So haben *Dunkerton und Delisi (1985)* aus Messungen gewonnene Daten des zonalen Windes auf 30 hPa in vier Klassen eingeteilt, die sich aus den Kombinationen der West- bzw. Ostphase der QBO auf 30 hPa (ohne den Übergangsphasen) mit den Monaten Januar/Februar bzw. Juli/August ergeben. Sie fanden, daß die Position des Westwindjets jeweils auf der Winterhemisphäre bei ca. 4° Breite liegt, während die Position des Ostwindjets schlecht definiert ist und irgendwo zwischen 10°N und 10°S liegen kann.

In den Übergangsphasen zeigt sich ein weiterer interessanter Unterschied in der meridionalen Struktur der Fälle *West* \rightarrow *Ost* und *Ost* \rightarrow *West*. *Hamilton (1984)* fand, daß die anfängliche westliche Beschleunigung in einem schmalen am Äquator zentrierten Bereich von nur 10° Breite auftritt, der also deutlich schmaler ist als die QBO mit einer meridionalen Weite von 25° Breite. Dieses Phänomen zeigt sich am deutlichsten solange sich die QBO auf der betreffenden Höhe noch in der Ostphase befindet. Die östliche Beschleunigung ist gleichmäßiger über den QBO-Breitenbereich verteilt und zeigt keine besondere Konzentration in einem schmalen Bereich, wie dies in der anfänglichen westlichen Beschleunigung der Fall ist. Dieser Sachverhalt wurde von *Dunkerton und Delisi (1985)* bestätigt und durch eine Mittelung der *West* \rightarrow *Ost*- und *Ost* \rightarrow *West*-Übergänge verdeutlicht. Abbildung 1.4 zeigt die entsprechende Abbildung von *Dunkerton und Delisi*, die die mittleren zonalen Winde und zonalen Beschleunigungen auf 30 hPa im Zeitfenster von sechs Monaten vor bis sechs Monaten nach dem *West* \rightarrow *Ost*- bzw. *Ost* \rightarrow *West*-Übergang darstellt.

Die QBO besteht im engeren Sinne aus der oben beschriebenen quasi-periodischen Schwingung des zonalen Windes in der unteren tropischen Stratosphäre. Zusätzlich lassen sich jedoch

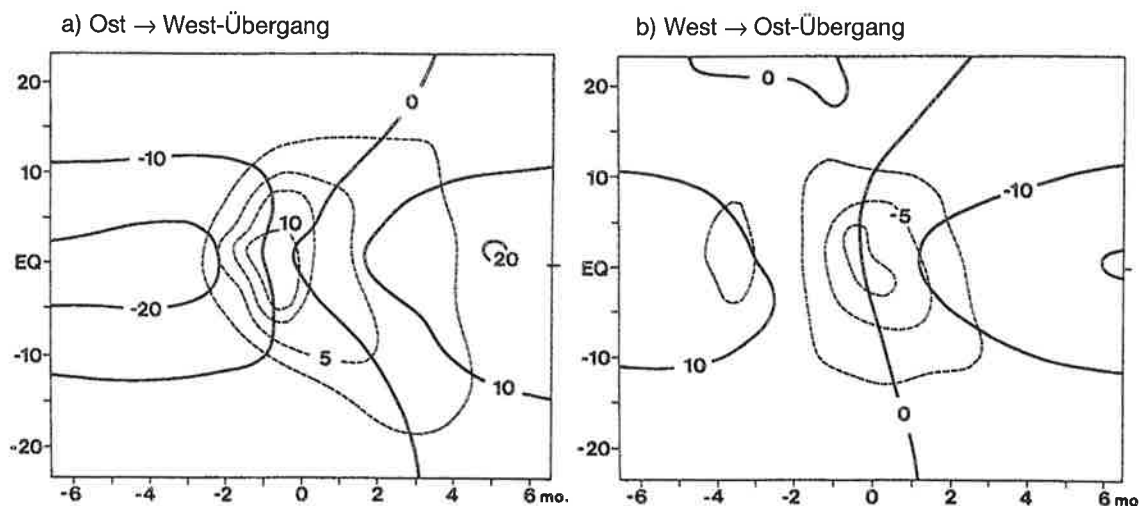


Abb. 1.4 Zonale Winde [m/s], mit durchgezogenen Linien, und Beschleunigungen [m/s/Monat], mit gestrichelten Linien, auf 30 hPa im Zeitfenster von sechs Monaten vor bis sechs Monaten nach dem Phasenübergang der QBO, a) Ost→West-Übergang, b) West→Ost-Übergang, aus *Dunkerton und Delisi (1985)*.

in diesem Bereich auch synchrone Schwankungen der Temperatur (entdeckt von *Veryard und Ebdon, 1961*) und der Kolonnenozonkonzentration (entdeckt in den Extratropen von *Funk und Garnham, 1962* und in den Tropen von *Ramanathan, 1963*) feststellen, die als physikalische und chemische Folgen der QBO des zonalen Windes auftreten. Dies sind die sekundären Komponenten des QBO-Systems. Die QBO der Temperatur wird genauer im Kapitel 4 beschrieben. Auf die QBO des Ozons soll in dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden. Eine gute Übersicht zu diesem Themenkreis wird in *Tung und Yang (1994a, 1994b)* gegeben.

1.2 Einordnung der QBO ins Klimasystem

In der Atmosphäre lassen sich Schwankungen verschiedener meteorologischer Variablen über große Bereiche der Zeitskala nachweisen, von einigen 10000 Jahren in der Kohlendioxidkonzentration, gemessen in Eisbohrkernen, bis zu Sekundenbruchteilen in der kleinskaligen Turbulenz. Die verschiedenen meteorologischen Phänomene können in drei Kategorien eingeteilt werden:

1. Extern verursachte Variabilität

Extern verursachte atmosphärische Variabilität entsteht durch die Änderung der atmosphärischen Randbedingungen. Das prominenteste Beispiel ist der Jahresgang verschiedener meteorologischer Größen, der durch die Variation der solaren Einstrahlung entlang der Erdumlaufbahn entsteht.

2. Gekoppelte Systeme

Diese entstehen durch eine Wechselwirkung an einer Grenzfläche zwischen Komponenten des Klimasystems, z.B. zwischen der Atmosphäre und dem Ozean. Das bekannteste Beispiel dieser Art ist das *ENSO*-System, bestehend aus dem ozeanischen El Niño (*EN*) und der atmosphärischen Southern Oscillation (*SO*). ENSO hat eine typische Dauer von drei bis sieben Jahren.

3. Intern verursachte Variabilität

Diese entsteht in der Atmosphäre selbst, ohne daß Variationen der Randbedingungen notwendig sind. Ursache sind Instabilitäten der Zirkulation selbst, wie z.B. die barokline Instabilität und Frontenentwicklung oder kleinskalige Turbulenz.

Innerhalb dieser Einteilung gehört die QBO in die Kategorie der intern verursachten Variabilität. Die QBO zeichnet sich dabei durch zwei besondere Eigenschaften aus. Erstens hat die QBO die längste Zeitdauer aller unumstrittenen Systeme, die zur internen Variabilität beitragen. Damit ist nicht ausgeschlossen, daß die Atmosphäre allein auch Variabilität auf längeren Skalen entwickeln kann, nur ist der Nachweis bis jetzt nicht gelungen. Zweitens ist die QBO das einzige bekannte System dieser Kategorie, das sich näherungsweise periodisch verhält. Die halbjährige Oszillation des zonalen Windes in der oberen Stratosphäre und in der Mesosphäre (bekannt als SAO = semi-annual oscillation) gehört nicht hierzu, da der Jahresgang eine notwendige Voraussetzung für dieses Phänomen ist. Andere Phänomene, wie die Entstehung von baroklinen Wellen und Fronten, haben zwar typische Längen- und Zeitskalen, sind aber unperiodisch.

Die oben vorgenommene Einteilung entspricht der Sicht des Meteorologen. Bei einer umfassenderen Betrachtung des Klimasystems der Erde werden die gekoppelten Systeme häufig als Elemente der internen Variabilität eines erweiterten Systems betrachtet. Von der internen Variabilität ausgeschlossen werden generell nur die Schwankungen der solaren Einstrahlung, sowohl auf Grund der Erdumlaufbahn, der Variation der Umlaufbahn, als auch der Sonnendynamik und die antropogen bedingten klimawirksamen Einflüsse, wie z.B. die Emission von Spurengasen oder die Veränderung der Vegetationsverteilung. Von speziellem Interesse in der aktuellen Klimaforschung ist die qualitative und quantitative Einschränkung gerade dieses antropogenen Einflusses auf das Klima. Eine experimentelle Bestätigung der erwarteten Klimaänderung ist jedoch wegen der hohen internen Variabilität des Klimasystems, im speziellen der Atmosphäre, die die anfänglich kleinen antropogenen Klimaänderungen maskieren können, äußerst schwierig (siehe z.B. *Hegerl et al., 1995*). Daher besteht ein wichtiger Anteil der Klimaforschung im Studium der internen Variabilität sowohl der einzelnen Komponenten des Klimasystems: Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Biosphäre, Geosphäre, als auch des gesamten

Klimasystems. In diesen Bereich ist auch diese Arbeit einzuordnen, in der es um mögliche Einflüsse der QBO auf das Klima außerhalb des QBO-Bereichs geht.

Eine zweite Motivation besteht in der Tatsache, daß die QBO bis heute von keinem allgemeinen Zirkulationsmodell (GCM) reproduziert werden kann. Die Ursachen hierfür sind nicht genau bekannt, da die Theorie der QBO zwar ein allgemein akzeptiertes Fundament besitzt, aber nach wie vor unvollständig ist.

1.3 Theorie der QBO

1.3.1 Anfängliche Irrwege

Von der Entdeckung des Phänomens im Jahre 1961 bis zur Entwicklung der QBO-Standardtheorie durch *Lindzen und Holton (1968)* und überarbeitet in *Holton und Lindzen (1972)* verging ein Jahrzehnt, in dem verschiedene Hypothesen zur Entstehung der QBO vorgeschlagen und verworfen wurden. Die ersten Hypothesen konzentrierten sich darauf, die QBO als Folge eines externen Einflusses zu erklären. So postulierte *Staley (1963)*, unterstützt durch spektrale Analysen der Sonnenfleckenhäufigkeit von *Shapiro und Ward (1962)*, daß die QBO durch einen ca. 26-monatigen Zyklus in der Sonnenaktivität angetrieben werden könnte. Die mit diesem Zyklus einhergehende postulierte Variation in der UV-Einstrahlung sollte in der oberen äquatorialen Stratosphäre zu Temperaturvariationen führen, die durch Diffusionsprozesse in die untere Stratosphäre absteigen und die QBO als thermischen Wind der Temperaturanomalie erzeugen sollten. Diese Theorie wurde jedoch mit der Entdeckung der Beschränkung der QBO auf die untere Stratosphäre und der Existenz der SAO in der oberen Stratosphäre hinfällig (*Reed, 1965a*).

Ein generelles Problem dieser und anderer Theorien, die sich auf zonal symmetrische thermische Antriebe bezogen, bestand darin, die Existenz von Westwinden am Äquator erklären können zu müssen. Wegen der zonalen Symmetrie der thermischen Störung müßte die Störung des zonalen Windes durch zonal symmetrische meridionale Zirkulationszellen verursacht werden, die westliches Drehmoment zum Äquator advehieren. Ein zonales Strömungsfeld, das dies am Äquator ermöglichte, hätte einen negativen meridionalen Gradienten der potentiellen Vorticity, wäre also barotrop instabil.

Ein zweiter Ansatz bestand in der Hypothese, daß der Westwind am Äquator durch die meridionale Divergenz des transienten Eddy-Flusses des zonalen Impulses innerhalb der tropischen Stratosphäre zwischen 25 und 30 km Höhe verursacht werden sollte (*Tucker, 1964*). Dies konnte jedoch nicht die abwärtsgerichtete Propagation der QBO-Phasen erklären, ohne daß eine starke, am Äquator abwärtsgerichtete Advektion angenommen wurde. Die Existenz einer

solchen Advektion hätte jedoch in den Subtropen meridionale und zonale Winde vorausgesetzt, die nicht mit Beobachtungen vereinbar gewesen wären (*Wallace, 1967*).

Für die Erklärung der Westwinde und der vertikalen Propagation der QBO-Phasen mußte also eine Impulsquelle postuliert werden, die sich selbst vertikal bewegt. Hinweise auf eine solche Möglichkeit wurden durch die theoretische Arbeit von *Matsuno (1966)* über vertikal propagierende äquatoriale Wellen und die folgende Entdeckung von entsprechenden Wellen in Beobachtungsdaten durch *Maruyama (1967)* und *Wallace und Kousky (1968)* gefunden. Diese Wellen sind die Kelvin- und Rossby-Schwerewellen.

1.3.2 Kelvin- und Rossby-Schwerewellen

Matsuno bestimmte analytische Lösungen für vertikal propagierende äquatoriale Wellen in einem linearisierten, quasi-geostrophischen Modell auf der äquatorialen β -Ebene. Die Modellatmosphäre hatte einen ruhenden Grundzustand $u=v=0$, eine Skalenhöhe H und Brunt-Väisälä-Frequenz N . Die Kelvinwelle resultiert aus der Annahme, daß die Welle keine meridionale Windkomponente besitzt, d.h. $v'=0$ und hat die in (Gl. 1.1)-(Gl. 1.3) beschriebene Struktur. Die Welle mit Amplitude u_0 , Anfangsphase ϕ_0 , zonaler Kreiswellenzahl k , vertikaler Wellenzahl λ und Kreisfrequenz ω ist symmetrisch bzgl. des Äquators. In meridionaler Richtung ist nur die Lösung mit positivem y_L^2 , d.h. mit einer Gauß'schen Verteilung um den Äquator mit Halbwertsbreite y_L und ostwärts gerichteter Phasengeschwindigkeit $c=\omega/k > 0$ physikalisch sinnvoll. Der zweite Strukturfaktor ist durch die mit Skalenhöhe H exponentiell abfallende Dichte der Modellatmosphäre bedingt. Der Phasenfaktor beschreibt für positives λ^2 eine vertikal propagierende Welle mit abwärts gerichteter Phasengeschwindigkeit und aufwärts gerichteter Gruppengeschwindigkeit.

$$u'(x, y, z, t) = \operatorname{Re} \left[u_0 \cdot e^{-y^2/y_L^2} \cdot e^{z/2H} \cdot e^{i(kx - \lambda z - \omega t + \phi_0)} \right] \quad (\text{Gl. 1.1})$$

$$y_L^2 = \frac{2\omega}{\beta k} \quad (\text{Gl. 1.2})$$

$$\lambda^2 = \frac{N^2 k^2}{\omega^2} - \frac{1}{4H^2} \quad (\text{Gl. 1.3})$$

Abbildung 1.5a zeigt die horizontale Struktur des Windfeldes und der geopotentiellen Höhe. Das Windfeld befindet sich in exaktem geostrophischen Gleichgewicht zum Geopotentialfeld. Die vertikale Struktur der Kelvinwelle ist in Abbildung 1.6a dargestellt und besteht aus ost-

wärts ansteigenden Linien konstanter Phase. Die Phasengeschwindigkeit ist ostwärts und abwärts gerichtet, so daß die Gruppengeschwindigkeit aufwärts gerichtet ist, die Wellenenergie also aufwärts transportiert wird. Die vertikale Windkomponente ist in Phase mit der zonalen Komponente und der resultierende Eliassen-Palm-Fluß nach unten gerichtet.

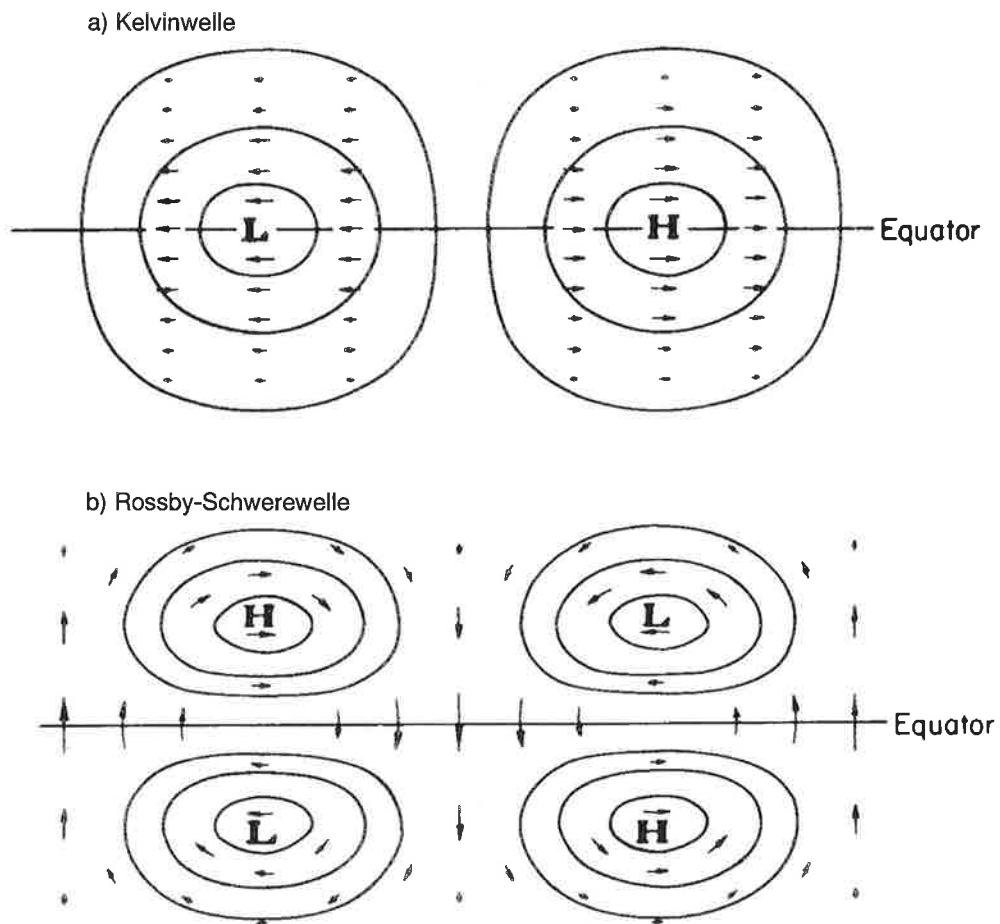


Abb. 1.5 Horizontale Struktur des Windfeldes und des Geopotentials der von Matsuno hergeleiteten Kelvinwelle (a) und Rossby-Schwerewelle (b), aus *Matsuno (1966)*.

Die von Wallace und Kousky analysierten Kelvinwellen haben Wellenzahl 1 und 2, eine Periode von 15 Tagen und eine vertikale Wellenlänge von 6 bis 10 km. Beobachtet wurden diese Wellen bei einer östlichen mittleren Strömung. Die mittlere zonale Phasengeschwindigkeit beträgt +25 m/s gegenüber dem Boden und +50 m/s gegenüber dem maximalen Ostwind. Die Amplituden betragen $u' = 8$ m/s, $v' = 0$ m/s, $w' = 0.0015$ m/s, $T^* = 2 - 3$ °C und $Z = 4$ gpm.

Das meridionale und zonale Geschwindigkeitsfeld von Matsunos Rossby-Schwerewelle ist in (Gl. 1.4) - (Gl. 1.7) beschrieben. Das meridionale Windfeld ist symmetrisch zum Äquator und

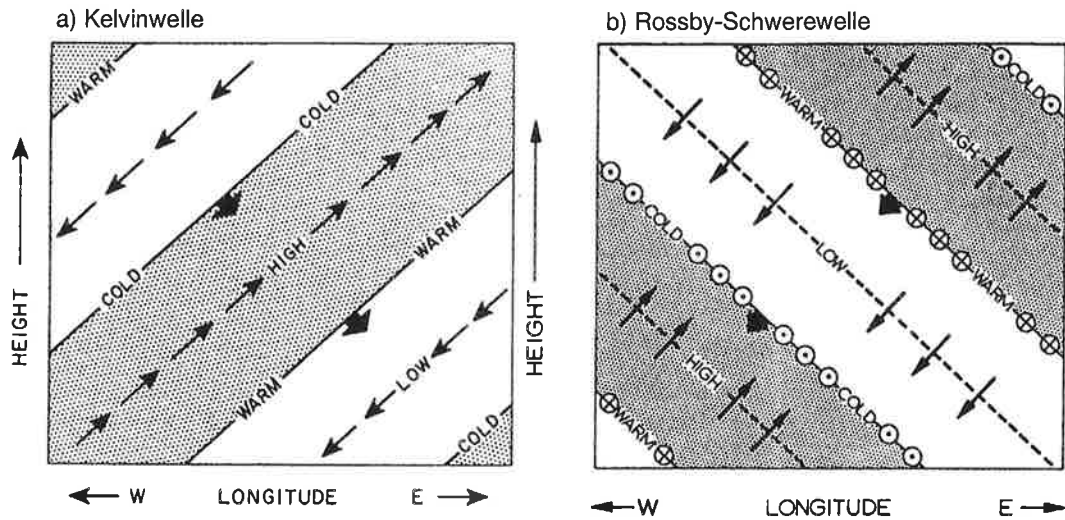


Abb. 1.6 Vertikale Struktur der von Matsuno gefundenen Wellen im zonalen und vertikalen Wind, in der Temperatur und in der geopotentiellen Höhe. a) Kelvinwelle entlang des Äquators: die dicken Pfeile zeigen die Richtung der Phasengeschwindigkeit, dünne Pfeile das Windfeld in der zonalen Ebene, weiße Flächen Tiefs und schattierte Flächen Hochs. b) Rossby-Schwerewelle entlang eines Breitengrades nördlich des Äquators: gleiche Zeichen wie in a) plus zusätzlich Pfeilspitzen und Pfeilenden für nördliche und südliche meridionale Winde, aus *Holton (1979)*.

bei positivem y_L^2 gaußverteilt, mit einer Halbwertsbreite y_L . Bei westwärts wandernden Rossby-Schwerewellen, d.h. mit $c = \omega/k < 0$, trifft dies zu, falls $-\omega k < \beta$. Das zonale Windfeld ist antisymmetrisch zum Äquator und gegenüber dem meridionalen Windfeld um 180° phasenverschoben. In vertikaler Richtung nimmt die Amplitude der Welle wegen der exponentiell abfallenden Dichte exponentiell zu. Der Phasenfaktor beschreibt für positives λ^2 wiederum eine vertikal propagierende Welle mit abwärts gerichteter Phasengeschwindigkeit und aufwärts gerichteter Gruppengeschwindigkeit.

$$v' = \operatorname{Re} \left[v_0 \cdot e^{y^2/y_L^2} \cdot e^{z/2H} \cdot e^{i(kx + \lambda z - \omega t + \phi_0)} \right] \quad (\text{Gl. 1.4})$$

$$u' = \operatorname{Re} \left[v_0 \cdot e^{y^2/y_L^2} \cdot e^{z/2H} \cdot e^{i(kx + \lambda z - \omega t + \phi_0)} \cdot \left(i\beta y \cdot \left(1 + \frac{k\omega}{\beta} \right) \cdot \frac{1}{\omega} \right) \right] \quad (\text{Gl. 1.5})$$

$$y_L^2 = \frac{2\omega}{\beta k \cdot \left(1 + \frac{\beta}{\omega k} \right)} \quad (\text{Gl. 1.6})$$

$$\lambda^2 = \frac{N^2 k^2}{\omega^2} \cdot \left(1 + \frac{\beta}{\omega k}\right)^2 - \frac{1}{4H^2} \quad (\text{Gl. 1.7})$$

Abbildung 1.5b zeigt die horizontale Struktur von Geschwindigkeit und Geopotential. Das Geopotential ist wie die zonale Geschwindigkeit antisymmetrisch zum Äquator und gegenüber der meridionalen Geschwindigkeit um 180° phasenverschoben. Abbildung 1.6b zeigt einen vertikalen Schnitt entlang eines Breitengrades nördlich des Äquators. Die vertikale Phasengeschwindigkeit ist in Phase mit der zonalen Geschwindigkeit, wie bei der Kelvinwelle, während die Temperatur in Phase mit der meridionalen Geschwindigkeit ist. Die Rossby-Schwerewelle hat also einen aufwärts gerichteten Eddytransport von westlichem Impuls und einen polwärts gerichteten Eddywärmtransport. Der aus beiden Eddyflüssen resultierende EP-Fluß ist aufwärts gerichtet.

Die von Maruyama analysierten Rossby-Schwerewellen haben Wellenzahlen 3 und 4, eine Periode von 4 bis 5 Tagen und eine vertikale Wellenlänge von 6 bis 8 km. Beobachtet wurden diese Wellen bei einer westlichen mittleren Strömung. Die zonale Phasengeschwindigkeit beträgt -23 m/s gegenüber dem Boden und -30 m/s gegenüber der mittleren zonalen Strömung. Die gefundenen Amplituden betragen $u' = 2-3$ m/s, $v' = 2-3$ m/s, $w' = 0.0015$ m/s, $T' = 1^\circ\text{C}$ und $Z' = 30$ gpm.

1.3.3 Das QBO-Standardmodell

Die entscheidende Idee von *Lindzen und Holton (1968)* bzw. *Holton und Lindzen (1972)* bestand darin, daß die Kelvin- bzw. die Rossby-Schwerewellen über eine Wechselwirkung mit der zonal gemittelten Grundströmung die West- bzw. die Ostphase der QBO erzeugen können. Entscheidend ist die vertikale Scherung der mittleren zonalen Strömung in der unteren Stratosphäre, die eine höhenabhängige Dopplerverschiebung verursacht. Je kleiner die dopplerverschobene Frequenz einer Welle ist, desto länger bleiben Luftpakete in ausgelenktem Zustand, wodurch die Welle verstärkt durch Diffusion und langwellige Strahlungsprozesse gedämpft wird. Dieser Effekt führt zu einer verstärkten Absorption der Kelvinwellen in einer westlichen Scherungszone (mit Westwinden oberhalb von Ostwinden). Der abwärts gerichtete EP-Fluß der Kelvinwelle divergiert in der Scherungszone und die zonal gemittelte Strömung erfährt eine westliche Beschleunigung. Die westliche Scherungszone verschiebt sich dadurch nach unten. Rossby-Schwerewellen werden in der östlichen Scherungszone gedämpft. Der aufwärts gerichtete EP-Fluß konvergiert in der Scherungszone und führt zu einer östlichen Beschleunigung, wodurch die östliche Scherungszone absinkt. Beide Wellentypen können also eine Abfolge von absteigenden West- und Ostwindphasen verursachen, wie es schematisch in Abbildung 1.7 dargestellt ist. Ein anfänglich vorhandener Westwind (Abbildung 1.7a) wird im

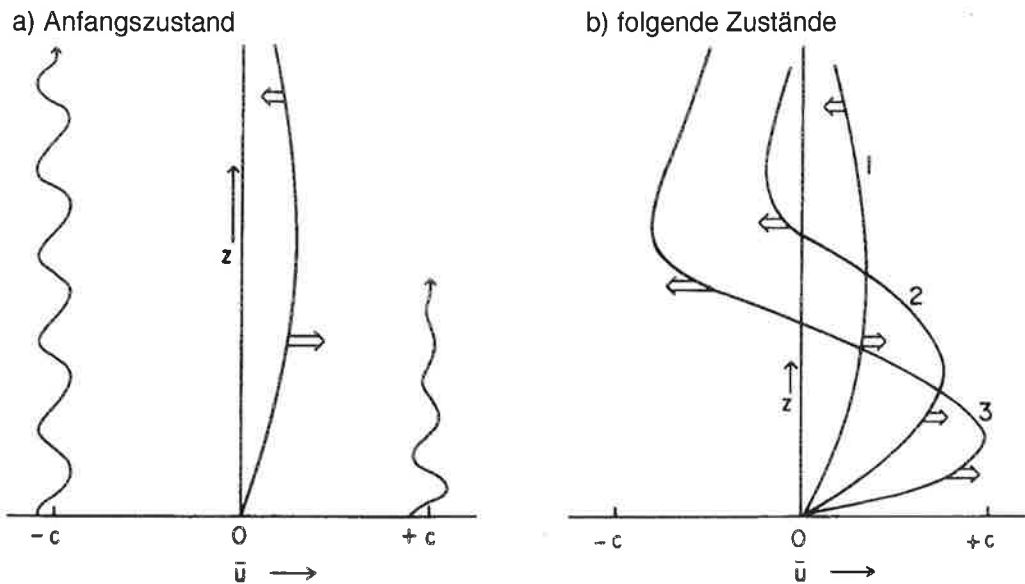


Abb. 1.7 Schematische Darstellung der Erzeugung der QBO durch westliche und östliche vertikal propagierende Wellen, aus *Plumb und Bell (1982)*. vertikal propagierende Wellen mit Phasengeschwindigkeiten $+c$ (westlich) und $-c$ (östlich) werden im anfänglichen Westwind unterschiedlich absorbiert und führen zu absteigenden West- und Ostwinden.

unteren Bereich durch die Absorption der westlichen Wellen verstärkt, während im oberen Bereich durch die östlichen Wellen zuerst eine Abschwächung erfolgt und später Ostwinde entstehen (Abbildung 1.7b, Zustand 2 und 3). In der unteren, hier westlichen Phase, verstärken sich die vertikalen Gradienten des zonalen Windes bis sie durch die Vertikaldiffusion aufgezehrt wird.

Dieser Prozeß funktioniert prinzipiell auch mit anderen Typen von vertikal propagierenden Wellen, wie z.B. mit Schwerewellen, die sich sowohl in westliche als auch in östliche Richtung ausbreiten können. Für die QBO schienen jedoch die Kelvin- und Rossby-Schwerewellen, wie sie von Wallace und Kousky bzw. von Maruyama beobachtet worden waren, die gesuchten Wellen zu sein. Die Hauptindizes waren erstens die meridionale Ausdehnung dieser Wellen, die vergleichbar ist mit der Breite der QBO, und zweitens die aus Beobachtungen abgeschätzten vertikalen EP-Flüsse beider Wellentypen, die die richtige Größenordnung hatten, um die QBO erzeugen zu können.

Mit dieser Theorie konnten Holton und Lindzen sowohl die Existenz von äquatorialen Westwinden, als auch die absteigende Bewegung der West- und Ostwindphasen theoretisch erklären. Aus der Theorie folgt auch die zonale und äquatoriale Symmetrie der QBO. Sie erklärt

jedoch nicht apriori, warum die mittlere Periode der QBO 28 Monate beträgt oder warum die Westphase schneller und regelmäßiger absteigt als die Ostphase.

1.3.4 Validierung der Theorie

Die Überprüfung dieser Theorie erfolgte hauptsächlich durch numerische Modelle, von anfänglich eindimensionalen Modellen bis hin zu dreidimensionalen mechanistischen Zirkulationsmodellen. Der erste Modellversuch wurde von *Holton und Lindzen (1972)* durchgeführt. Sie modellierten die meridional und zonal gemittelte zonale Strömung in der unteren Stratosphäre. Die meridionale Mittelung bezog sich auf eine äquatoriale β -Ebene, die in ihrer Breite der meridionalen Ausdehnung der QBO, der Kelvinwelle und der Rossby-Schwerewelle entspricht. Die einzige prognostische Gleichung beschrieb die Änderung des mittleren zonalen Windes durch die vertikale Divergenz des mittleren vertikalen Flusses des zonalen Impulses, durch die vertikale Diffusion des zonal gemittelten zonalen Windes und im oberen Randbereich durch eine vorgeschriebene halbjährige Oszillation. Der vertikale Fluß des zonalen Impulses wurde für Kelvinwellen und Rossby-Schwerewellen berechnet, die in ihren Ausdehnungen und Amplituden den beobachteten Wellen entsprachen und die einzig durch Newton'sche Abkühlung gedämpft wurden. Dabei wurde angenommen, daß sich die Zeitskalen der Wellen einerseits und der gemittelten Strömung andererseits stark unterscheiden, so daß sich die Wellen scheinbar in einer stationären Grundströmung ausbreiten. Die Newton'sche Dämpfung hatte eine mit zunehmender Höhe abnehmende Zeitkonstante von 21 Tagen am unteren Rand bei $z = 17$ km und 7 Tage am oberen Rand. Die Integration dieses stark vereinfachten Modells ergab tatsächlich eine Abfolge von abwärts propagierenden West- und Ostwindphasen mit einer mittleren Periode von 26.5 Monaten, was eine großartige Bestätigung der Theorie war. Im Gegensatz zu den Beobachtungen waren jedoch die östlichen Scherungszonen stärker ausgeprägt als die westlichen, anstatt umgekehrt. Später wurde dieses Modell von *Plumb (1977)* eingehend auf die Sensitivität bzgl. verschiedener Parameter untersucht. So konnte gezeigt werden, daß die Höhenabhängigkeit der Newton'schen Dämpfung nicht eine notwendige Voraussetzung für das Funktionieren dieses Modells ist. Ebenso wenig ist die SAO notwendig für das alternierende Einsetzen von West- und Ostwinden am oberen Rand des Modells bei 30 km Höhe. Von zentraler Bedeutung ist jedoch die vertikale Diffusion unterhalb von 23 km Höhe, die dort das Umschalten von einer Phase zur nächsten ermöglicht.

Unabhängig von numerischen Experimenten wurde die Theorie auch durch ein analoges Laborexperiment von *Plumb und McEwan (1978)* bestätigt, in dem, in einem Wassertank, durch Wellen eine oszillatorische mittlere Strömung erzeugt werden konnte. Sie konstruierten einen zylindrischen ringförmigen Wassertank, einen sogenannten Annulus, dessen untere Randfläche in 16 Sektoren mit flexiblen Membranen eingeteilt war, siehe Abbildung 1.8. Diese Membrane ließen sich durch einen externen Antrieb alternierend absenken und anheben, so

daß eine stehende Welle mit Wellenzahl 8 angeregt werden konnte, deren Frequenz und Amplitude durch den Antrieb vorgegeben werden konnte. Die stehende Welle läßt sich natürlich als die Überlagerung zweier in entgegengesetzte Richtungen wandernden Schwerewellen darstellen. Der Tank selbst hatte eine Höhe von 0.50 m, einen inneren Radius von 0.183 m und einen äußeren Radius von 0.300 m und war mit salzhaltigem Wasser gefüllt. Durch die Salinität wurde die Füllung vertikal geschichtet mit einer Auftriebsfrequenz von ca. 1.5 s^{-1} . Wurde bei einer anfänglich stehenden Flüssigkeit der Wellenantrieb angeschaltet, so entstand nach einer bis zwei Stunden eine mittlere Strömung die analog zur QBO aus abwärts propagierenden Phasen mit Amplituden von 5 mm/s bestand, die im Uhrzeigersinn und im Gegenuh-
 zeigersinn durch den Tank strömten. Dies gelang bei vorgegebenen Perioden der stehenden Welle im Bereich von 15 bis 30 s und Membranamplituden oberhalb eines Grenzwertes von ca. 6 mm. Die Periode der erzeugten Oszillation der mittleren Strömung betrug ca. eine Stunde. Die experimentellen Ergebnisse stimmten mit den Resultaten eines numerischen Experiments überein. Diese Oszillation ist also ein zur QBO analoges Phänomen. Der einzige wesentliche Unterschied besteht in der Art, wie die Wellen gedämpft werden. In der Atmosphäre geschieht dies primär durch Strahlungsprozesse im Infrarotbereich, im Wassertank jedoch durch die Viskosität der Flüssigkeit.

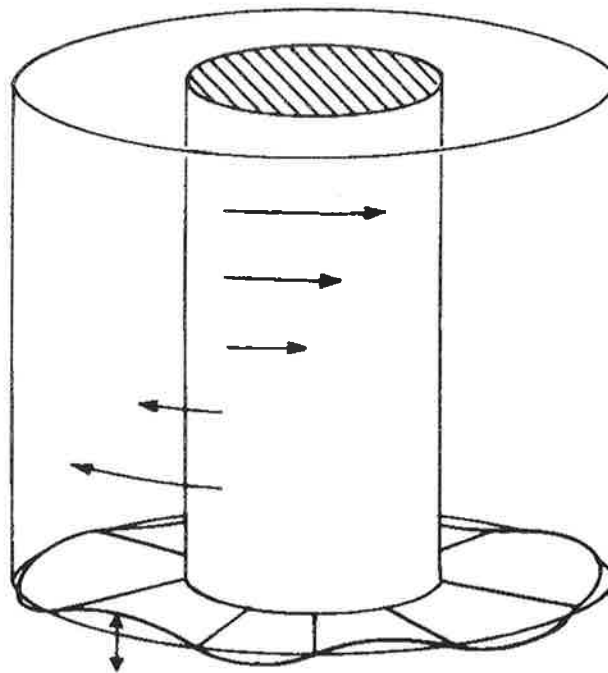


Abb. 1.8 Schematische Darstellung des Wassertanks von *Plumb und McEwan (1978)*, aus *Andrews et al. (1987)*.

Später führten *Plumb und Bell (1982)* und *Dunkerton (1985, 1990)* numerische Experimente mit zweidimensionalen Modellen durch, in denen die meridionale Struktur der Wellen und der

Grundströmung berücksichtigt werden konnte (*Plumb und Bell 1982a,b*). Nach wie vor wurde die Wechselwirkung von Wellen und Grundströmung durch die Trennung der Zeitskalen vereinfacht. In diesen Modellen variiert nicht nur der zonal gemittelte zonale Wind, sondern auch die zonalen Mittel des meridionalen und vertikalen Windes und der Temperatur. Dies sind die sekundären Komponenten der QBO, die durch den β -Effekt und die thermische Windgleichung hervorgerufen werden. (Eine eingehende Beschreibung dieser sekundären Merkmale der QBO befindet sich in Kapitel 4.) In diesen Experimenten wurde im Gegensatz zu den eindimensionalen Experimenten eine qualitativ korrekte Asymmetrie der Scherungszonen gefunden, d.h. die westliche Scherungszone war stärker und stieg schneller ab als die östliche Scherungszone. Die Theorie von Holton und Lindzen kann also die wichtigen Merkmale der QBO in diesen vereinfachten mechanistischen Modellen qualitativ richtig reproduzieren.

Bei Versuchen mit allgemeinen Zirkulationsmodellen gelang jedoch bis heute keine befriedigende Simulation der QBO. Die anfängliche "Fehlersuche" konzentrierte sich auf die vertikale Auflösung der Zirkulationsmodelle, da diese die Darstellung von Kelvinwellen und Rossby-Schwerewellen stark beeinflusst. Nach *Boville und Randel (1992)* muß die vertikale Auflösung kleiner als 1 km gewählt werden, um diese Wellen realistisch darstellen zu können. Die in allgemeinen Zirkulationsmodellen übliche vertikale Auflösung beträgt in der Stratosphäre ca. 4 km. Experimente von *Boville und Randel (1992)* und *Hamilton und Yuan (1992)* zeigten jedoch, daß auch bei einer vertikalen Auflösung von 0.7 km und realistischen Amplituden der zwei genannten Wellentypen keine QBO erzeugt werden konnte. Die Schlußfolgerung war, daß die QBO auch durch andere vertikal propagierende äquatoriale Wellen angeregt werden muß, die jedoch bei den verwendeten Modellgittern nicht dargestellt oder durch die verwendeten Parametrisierungen nicht angeregt werden können. Diese Sicht der Dinge wurde auch durch Untersuchungen von *Takahashi und Boville (1992)* und *Hayashi und Golder (1994)* gestützt. Takahashi und Boville integrierten ein mechanistisches Zirkulationsmodell der Stratosphäre mit einer vertikalen Auflösung von 0.5 km, an dessen unteren Rand die Kelvinwellen und Rossby-Schwerewellen durch die Geopotentialverteilung vorgeschrieben wurden. In diesem Experiment konnte eine realistische QBO angeregt werden, jedoch nur bei Vorgabe von unrealistisch starken Kelvinwellen und Rossby-Schwerewellen. Es bewies jedoch, daß der Kern der Theorie von Holton und Lindzen, nämlich die Wechselwirkung von Wellen mit der zonal gemittelten Strömung, auch in einem dreidimensionalen Modell funktioniert, in dem die Wellenprozesse explizit aufgelöst werden. Hayashi und Golder fanden in ihrem Modell eine mit Beobachtungen übereinstimmende Intensität der Kelvinwellen und Rossby-Schwerewellen, jedoch keine QBO. Sie kamen deshalb zum Schluß, daß die QBO, wie die SAO, primär durch ein Spektrum von äquatorialen Schwerewellen mit verschiedenen zonalen Wellenzahlen angetrieben wird.

Unterstützt wird diese These durch numerische Experimente, in denen QBO-ähnliche Schwingungen auftraten, die von Schwerewellen angetrieben wurden. So fanden *Held et al. (1993)* und *Takahashi (1993)* in zweidimensionalen Modellen, die die Feuchtekonvektion berücksichtigen, QBO-ähnliche Schwingungen mit einer Periode von ca. 60 Tagen. Später integrierten *Takahashi und Shiobara (1995)* ein Zirkulationsmodell, das in zonaler Richtung explizit auf einen Fünftel des Erdumfangs beschränkt ist, jedoch periodisch rund um den Globus fortgesetzt wird. Diese Beschränkung erlaubte die Wahl einer ungewöhnlich hohen horizontalen Auflösung von 1.125° . Die vertikale Auflösung betrug 1 km. In diesem Modell wurde eine kräftige, QBO-ähnliche Oszillation des zonalen Windes mit einer Amplitude von 30 m/s gefunden. Diese Oszillation hatte allerdings eine Periode von nur 400 Tagen und lag in der oberen anstatt der unteren Stratosphäre. Da die Simulation ohne Jahresgang bei konstanter Tagundnachtgleiche gerechnet wurde, konnten die Autoren deshalb nicht entscheiden, ob dies eher eine zu hoch gelegene QBO mit halber Periode oder eine SAO mit doppelter Periode sein sollte. Die Wellenanalyse zeigte, daß diese Schwingung durch westliche und östliche Schwerewellen mit einer Periode von ca. 2.5 Tagen verursacht wurde. Tatsächlich wurde in diesem Periodenbereich in Stationsdaten von Singapur eine beträchtliche Aktivität von korrelierten Störungen in u und T festgestellt (*Maruyama, 1994, Sato et al., 1994*), die in ihrem vertikalen Transport von westlichem Impuls mit der QBO korreliert ist. *Maruyama (1994)* fand, daß der Beitrag dieser Störungen zum vertikalen Fluß des westlichen Impulses gleich groß ist, wie jener der Kelvinwellen mit Perioden im Bereich von 7.4 bis 32 Tagen. *Sato et al. (1994)* bestimmten für Störungen mit ca. 2 Tagen Periode eine vertikale Wellenlänge von etwa 5 km.

Abschließend soll noch ein Experiment von *Cariolle et al. (1993)* erwähnt werden. Die Autoren berichteten von einer QBO-ähnlichen Schwingung, die in ihren Experimenten gefunden wurden. Allerdings betrug die Amplitude des Signals nur 2.5 m/s und war ohne Anwendung des Bandpaßfilters (mit einem Bereich von 24 bis 32 Monaten) kaum zu erkennen. Dieses Signal war zu schwach, um einen äquatorialen Westwind zu verursachen, so daß nicht von einer realistischen QBO-Simulation gesprochen werden kann.

Aus all diesen Experimenten und Analysen kann also geschlossen werden, daß für die Erzeugung der QBO äquatoriale, vertikal propagierende, westliche und östliche Wellen notwendig sind, die durch ihre graduelle Absorption in der unteren Stratosphäre westliche und östliche zonale Winde entstehen lassen, wie dies prinzipiell in *Holton und Lindzen (1972)* beschrieben wird. Das Wellenspektrum, das den für die QBO notwendigen Impulsfluß erzeugt, ist jedoch gegenüber der klassischen Theorie beträchtlich erweitert worden. Nebst den Kelvinwellen und Rossby-Schwerewellen spielen mit Bestimmtheit auch Schwerewellen mit Perioden im Bereich von 2 Tagen eine wichtige Rolle. Die QBO-Theorie hat also einen gesunden Kern, ist

aber noch nicht abgeschlossen, und die numerische Simulation der QBO in einem allgemeinen Zirkulationsmodell bleibt nach wie vor ein anspruchsvolles Ziel.

2. Fragestellung, experimentelles Design und Auswertung

2.1 Fragestellung

Mit dieser Arbeit sollen zwei Probleme untersucht werden, die sich im Zusammenhang von QBO und Klima stellen:

- 1 . Wie groß sind die potentiellen Auswirkungen der QBO auf die Zirkulation in der Troposphäre und in der extratropischen Stratosphäre?
- 2 . Wie wichtig sind diese Auswirkungen gemessen an der internen Variabilität und der durch den ENSO-Zyklus verursachten Schwankungen?

Unter der *potentiellen Auswirkung* soll hier die klimatologische Differenz der allgemeinen Zirkulation zwischen zwei um 180° verschobenen Phasenzuständen der QBO verstanden werden, in denen die Windkerne bei 50 bis 30 hPa und bei 10 hPa liegen. Die *Wichtigkeit* eines als potentielle Auswirkung gefundenen Signals ergibt sich aus der Häufigkeit und der Intensität mit der es in einer mit Beobachtungen zusammenhängenden Zeitreihe wieder auftaucht. Diese zwei Fragen sollen unter Annahme eines stationären Klimas untersucht werden.

2.2 Experimentelles Design

Zur Untersuchung der zwei obengenannten Probleme wurden fünf Experimente mit dem globalen Zirkulationsmodell ECHAM4 (siehe Appendix A für eine Modellbeschreibung und Diskussion der oberen Randbedingung) in der Standardauflösung T42-L19 durchgeführt. Diese Experimente unterscheiden sich durch die am unteren Rand während der Integration vorgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen (im folgenden abgekürzt als SST = sea surface temperature) und Eisverteilungen und durch den Zustand der QBO während der Integration. Die Experimente werden der Einfachheit halber im Text mit den Namen CONTROL, W-QBO, E-QBO, AMIP und AMIP&QBO bezeichnet und sind folgendermaßen angelegt:

CONTROL ist eine Integration mit dem unveränderten Modell unter Verwendung der klimatologischen SST-Felder. Die QBO ist demzufolge in diesem Experiment nicht vorhanden, d.h. die äquatorialen zonalen Winde haben generell eine östliche Richtung. Die SST-Felder haben jedes Jahr den gleichen Zyklus. CONTROL wurde über 10 Jahre integriert.

W-QBO unterscheidet sich von CONTROL durch die vorgeschriebene QBO-Phase. Die QBO befindet sich während der ganzen Integrationsdauer in Westphase, d.h. die äquatorialen zonal-

len Winde sind westlich auf 30, 50 und 70 hPa, aber östlich auf 10 hPa. W-QBO wurde über 10 Jahre integriert.

E-QBO ist das Gegenstück zu W-QBO. Die QBO befindet sich während der ganzen Integrationsdauer in Ostphase, d.h. die äquatorialen zonalen Winde sind östlich auf 30, 50 und 70 hPa, aber westlich auf 10 hPa. E-QBO wurde über 10 Jahre integriert.

AMIP ist wie CONTROL eine Integration mit dem unveränderten Modell, d.h. die QBO ist nicht existent. Es unterscheidet sich von CONTROL durch die monatsgemittelten beobachteten SST-Felder, die anstatt der klimatologischen Felder vorgeschrieben wurden. Das Experiment dauert von Januar 1979 bis Dezember 1992, hat also eine Länge von 14 Jahren. Dieses Experiment wurde von Monika Esch im Laufe der ECHAM4-Entwicklung durchgeführt und für diese Untersuchung zur Verfügung gestellt.

AMIP&QBO unterscheidet sich von AMIP durch die vorgeschriebene QBO. Die QBO-Phase folgt der monatsgemittelten, in Singapur beobachteten Phase von Januar 1979 bis Dezember 1992, die allgemein als Indikator der QBO-Phase verwendet wird. Die QBO und die SST wurden also synchron vorgeschrieben. Das Experiment hat wie AMIP eine Länge von 14 Jahren.

Die ersten drei Experimente, CONTROL, W-QBO und E-QBO, dienen der Bestimmung von potentiellen Auswirkungen der QBO, die Experimente AMIP und AMIP&QBO der Untersuchung der Wichtigkeit der Signale. Tabelle 2.1 zeigt diese fünf Experimente in schematischer Anordnung, geordnet nach den verwendeten SST-Feldern und dem Zustand der QBO. Die Experimente in der ersten Reihe von Tabelle 2.1 weisen dabei nur interne Variabilität auf, wodurch eine Erkennung von potentiellen Auswirkungen der QBO vereinfacht werden soll. Bei den Experimenten in der zweiten Reihe ist die Variabilität durch äußere Einflüsse vergrößert, bei AMIP durch ENSO, bei AMIP&QBO durch ENSO und QBO. Diese erhöhte Variabilität dient dazu, die Wichtigkeit von QBO-Signalen gegenüber ENSO einzuschätzen.

TABELLE 2.1 Schematische Anordnung der Experimente nach vorgeschriebener SST und Zustand der QBO.

	ohne QBO	QBO in Westphase	QBO in Ostphase	beobachtete QBO
klim. SST 10 Jahre	CONTROL	W-QBO	E-QBO	-
beob. SST 14 Jahre	AMIP	-	-	AMIP&QBO

2.3 Auswertungsstrategie

Die Auswertung wird in drei Abschnitten durchgeführt. Im ersten Abschnitt werden potentielle Auswirkungen der QBO untersucht, wobei die QBO-Phase anhand des zonalen Windes auf 30 hPa definiert wird. Diese potentiellen Auswirkungen der QBO können entweder von einem physikalischen Modell der Wechselwirkung zwischen QBO und der umgebenden Atmosphäre abgeleitet werden, oder sie werden durch Vergleichen von Klimatologien verschiedener meteorologischer Felder in W-QBO und E-QBO bestimmt. Physikalische Modelle sind prinzipiell zu bevorzugen, da sie kausale Zusammenhänge darstellen. Sie sind jedoch wegen der Komplexität der atmosphärischen Zirkulation nicht einfach zu erraten.

Ist einmal ein Signal gefunden worden, so wird im zweiten Abschnitt für die gleiche Variable und die gleiche Saison ein Referenzsignal bzgl. des Kontrollklimas aus CONTROL konstruiert. Hierfür stehen die klimatologischen Differenzen von W-QBO und CONTROL bzw. jene von E-QBO und CONTROL zur Verfügung. Wegen der ausgeprägten Nichtlinearität der allgemeinen Zirkulation wird das QBO-Signal, bestimmt aus W-QBO und E-QBO, generell ungleichmäßig und mit ungleicher Struktur auf die Differenzen von W-QBO und E-QBO zu CONTROL aufgeteilt. Man wird in einer dieser Differenzen ein deutlicheres Signal finden als in der zweiten. Dieses deutlichere Signal wird als Referenzsignal der QBO bzgl. des Kontrollklimas aus CONTROL definiert. Der erste Abschnitt dient somit der Untersuchung der ersten Frage obiger Problemstellung, während der zweite beiden Fragestellungen dient. Der ersten, weil die Referenzsignale potentielle Auswirkungen der QBO auf das Kontrollklima des verwendeten allgemeinen Zirkulationsmodells darstellen, der zweiten, weil die erzeugten Referenzsignale als Wiedererkennungsmuster im dritten Abschnitt gebraucht werden.

Im dritten Abschnitt soll die Wichtigkeit der in den ersten zwei Abschnitten bestimmten QBO-Signale untersucht werden. Dazu wird anhand eines Referenzsignals ein Index konstruiert. Dieser Index erzeugt, gemäß Konstruktion, in den Experimenten W-QBO (oder E-QBO) und CONTROL deutlich verschiedene klimatologische Werte. Dieser Index wird dann für jedes Jahr der Experimente AMIP und AMIP&QBO berechnet, so daß zwei Indexzeitreihen erhalten werden. Die AMIP-Indexzeitreihe zeigt das Verhalten dieses auf CONTROL bezogenen Referenzindex bei fehlender QBO, aber erhöhter Variabilität, hervorgerufen durch die beobachtete SST. Sie zeigt also im wesentlichen die Sensitivität des Index gegenüber ENSO während den 14 Jahren von 1979 bis 1992. Andere Prozesse, die die SST beeinflussen können, wie Vulkanausbrüche oder hypothetischerweise auch die QBO, sind von geringerer Bedeutung als ENSO. Ein idealer Index wäre natürlich unabhängig von ENSO. Die zweite Indexreihe zeigt, in welchen Jahren die QBO als Ursache in Betracht kommt. Dabei soll unterschieden werden, ob die QBO als notwendige oder hinreichende Voraussetzung für das Auftauchen einer Indexanomalie angesehen werden kann. Notwendigkeit heißt, daß bei jedem Erscheinen einer Index-

anomalie eine bestimmte Phasenbeziehung zur QBO (z.B. definiert durch den zonalen Wind u am Äquator auf 30 hPa) bestand, hinreichend bedeutet, daß in jedem QBO-Zyklus eine Indexanomalie mit einer bestimmten Phasenbeziehung auftaucht. Hinreichende Indextypen sind natürlich vorzüglich geeignet für QBO-bezogene Prognosen. Notwendige Indextypen sind zu erwarten, wenn der Index durch andere Prozesse wesentlich mitbeeinflusst wird. Der dritte Abschnitt zielt also auf die Beantwortung der zweiten Hauptfrage. Der ganze Auswertungsprozeß ist in Abbildung 2.1 schematisch dargestellt.

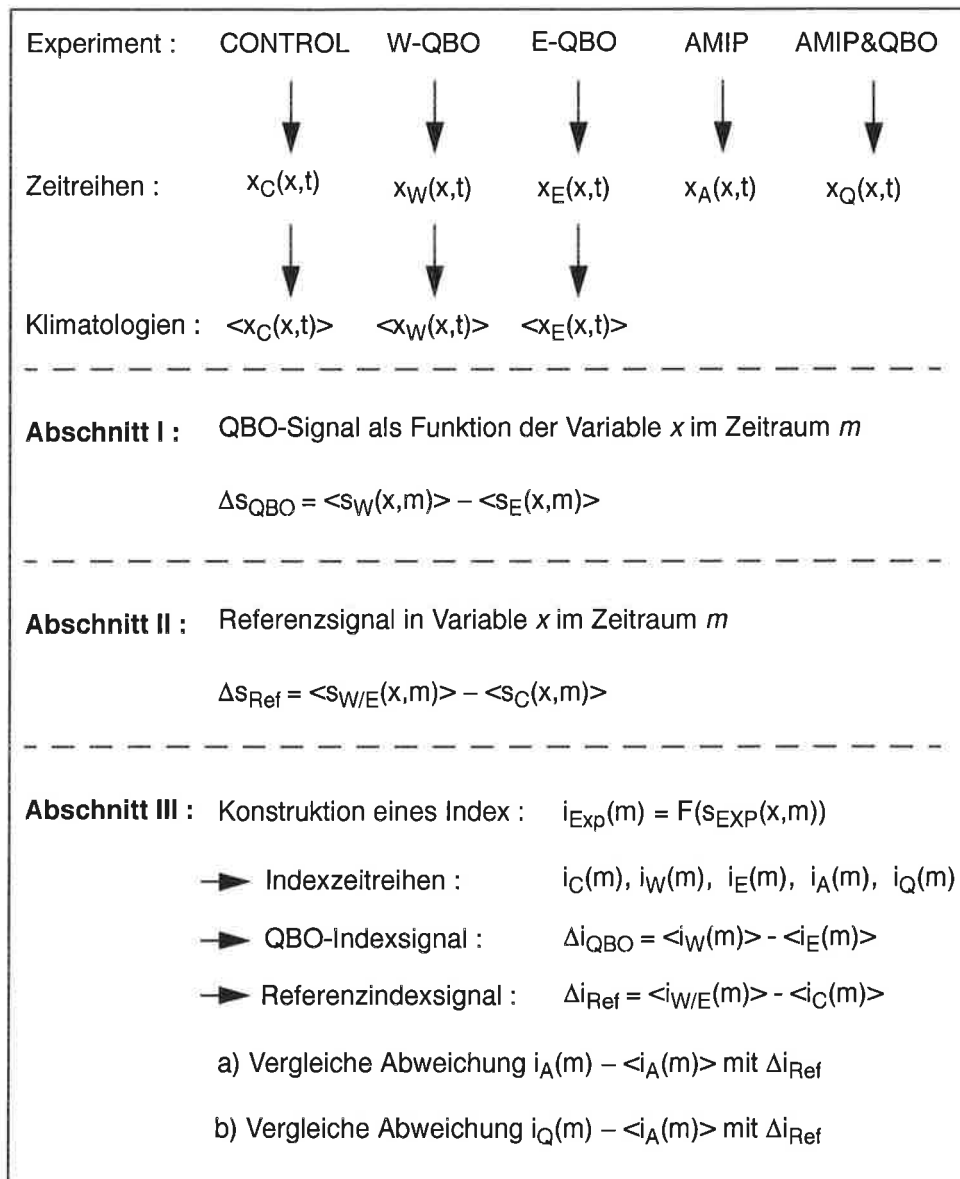


Abb. 2.1 Schematische Darstellung der Experimente und deren Auswertung

2.4 Anmerkungen

Die Analyse stützt sich somit in den ersten zwei Abschnitten auf Kompositfelder für verschiedene QBO-Zustände. Eine wichtige Eigenschaft solcher Kompositanalysen besteht darin, daß kein theoretisches Modell über die ursächlichen Zusammenhänge angenommen wird. Die Methode ermöglicht somit das Auffinden von Signalen, auch wenn der physikalische Mechanismus hochgradig nichtlinear ist.

Die Glaubwürdigkeit der potentiellen QBO-Signale kann entweder durch ein physikalisches Modell, das die kausalen Zusammenhänge von QBO und Signal beschreibt oder durch statistische Verfahren untermauert werden. Für die statistische Abschätzung der Signifikanz der Indexsignale Δi_{QBO} und Δi_{Ref} können verschieden statistische Tests angewendet werden, wie z.B. ein Rekurrenztest oder ein t-Test, oder die Trennung der Zeitreihen in zwei oder mehr Teile mit getrennter Signalbestimmung.

In der oben gewählten Anordnung der Experimente (siehe Tabelle 2.1) fehlen Experimente, die man analog als W-AMIP, E-AMIP und CONTROL&QBO bezeichnen würde. Diese Experimente wurden auf Grund von Samplingproblemen nicht durchgeführt. In W-AMIP und E-AMIP würde die durch ENSO verstärkte Variabilität das Auffinden von robusten, potentiellen Auswirkungen der QBO insgesamt erschweren, auch wenn man von einer Orthogonalität von QBO- und ENSO-Signalen in der gewählten Variable ausginge. Bei Nichtorthogonalität müßten die QBO-Signale in Abhängigkeit der einzelnen ENSO-Ereignisse untersucht werden, da sich z.B. die El Niños von 1982 und 1986 stark unterscheiden. Dadurch hätte man zu jedem ENSO-Zyklus nur noch ein Ereignis, mit einer definierten Phasenbeziehung zwischen ENSO und QBO, also Samples mit Umfang eins. Dieses Problem könnte prinzipiell durch einen Monte-Carlo-Ansatz gelöst werden, ist aber wegen des hohen Aufwandes praktisch nicht durchführbar.

Ein CONTROL&QBO-Experiment würde wegen der fehlenden strengen Kopplung der QBO an den Jahresgang genauso ein Samplingproblem verursachen. Durch die Nähe der statistisch gemittelten QBO-Periode zum doppelten Jahresgang müßte eine solche Integration über viele Jahre gerechnet werden, um brauchbare Samplegrößen zu bekommen, in denen der Jahresgang und die QBO eine vergleichbare Phasenbeziehung haben. Eine solche Integration würde dafür die Analyse von potentiellen Auswirkungen der QBO für verschiedene Phasenkombinationen von QBO und Jahresgang erlauben, während die ausgeführten Experimente W-QBO und E-QBO diese Analyse auf die Kombinationen einschränkt, in denen die QBO ihre Phase bei ca. 20 hPa wechselt. Dieses Problem würde sich auch kaum vereinfachen wenn in CONTROL&QBO eine QBO mit konstanter Periode im Bereich von 26 bis 28 Monaten vorgeschrieben würde.

Mit den durchgeführten Experimenten W-QBO, E-QBO und CONTROL wurde somit ein Weg gewählt, der bei machbarem Aufwand eine Erkennung von QBO-Signalen erlaubt. Die Einschränkungen bestehen darin, daß diese Signale nur für die gewählten QBO-Phasen der Experimente W-QBO und E-QBO analysiert werden können und deswegen als potentielle QBO-Auswirkungen bezeichnet werden.

Wechselwirkungen zwischen dem Jahresgang und der in W-QBO und E-QBO vorgeschriebenen QBO können nur in dem Maße vorkommen, wie sie durch die Assimilationsmethode nicht unterdrückt werden. Solche Wechselwirkungen führen zu Variationen in den künstlichen Antriebsfeldern, die die QBO erzeugen. Die Assimilationsmethode selbst wird im nächsten Kapitel beschrieben.

3. Assimilation der QBO

3.1 Ansatz

Der Gegenstand dieser Arbeit besteht darin, den einseitigen Einfluß der QBO auf die allgemeine Zirkulation zu untersuchen, also eine mögliche Rückwirkung der tropischen stratosphärischen Zirkulation auf die umgebende Atmosphäre herauszufinden. Die Generierung der QBO hingegen, bedingt durch Prozesse in der tropischen Troposphäre, wird in der Fragestellung ausgeklammert. Da nur diese eine Richtung der komplexen Wechselwirkung zwischen Troposphäre und Stratosphäre analysiert werden soll, eignet sich hierfür insbesondere ein Zirkulationsmodell ohne selbsterzeugte QBO, in dem sich mittels vorgeschriebener Antriebsterme eine QBO in beliebiger Phase vorschreiben läßt. Dies erst ermöglicht eine Entkoppelung von Jahresgang und QBO-Zyklus und damit eine Reduktion des Problems auf eine durchführbare Größe (siehe auch Kapitel 2.4).

Das ECHAM4-Zirkulationsmodell, das in dieser Arbeit benutzt wird, versagt in der Erzeugung einer eigenen QBO. Dies wird deutlich anhand des in Abbildung 3.1 gezeigten Zeitdiagramms des zonal gemittelten zonalen Windes über dem Äquator zwischen 70 und 10 hPa. Die Daten wurden dem AMIP-Experiment entnommen und zeigen einen vierjährigen Ausschnitt. Anstatt der in natura vorkommenden QBO findet man durchwegs östliche Winde, mit Amplituden von 0 bis -20 m/s. Das Zeitdiagramm wird oberhalb von 30 hPa von einer halbjährigen Oszillation dominiert. Diese halbjährige Oszillation erinnert an die halbjährige Oszillation, abgekürzt SAO, die in diesem Modell auf Grund der fehlenden vertikalen Ausdehnung und der unzureichenden Modellphysik nicht korrekt erzeugt werden kann. Vertikal propagierende Moden analog zur QBO sind nicht erkennbar. Dieses Versagen ist symptomatisch für heutige allgemeine Zirkulationsmodelle (siehe Kapitel 1). ECHAM4 eignet sich deshalb grundsätzlich für eine Studie dieser Art, indem die QBO nach einer Vorgabe assimiliert wird.

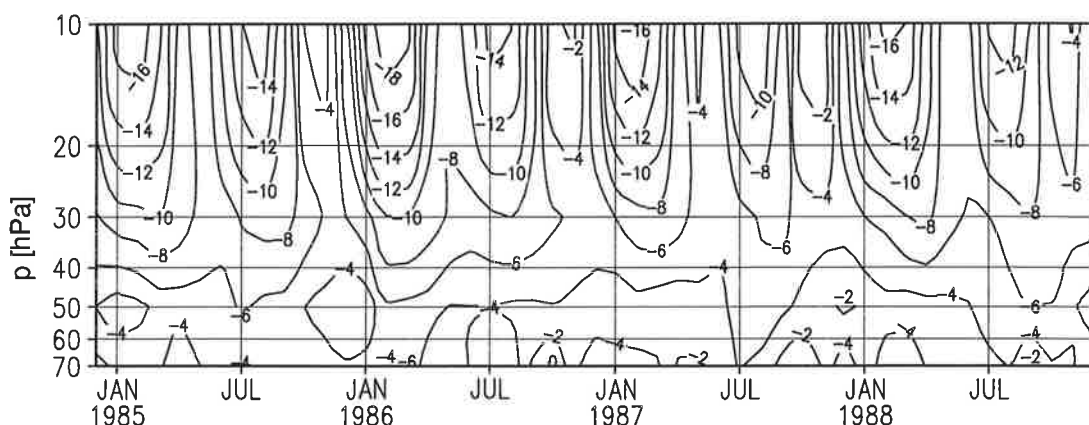


Abb. 3.1 Zonal gemittelter zonaler Wind [m/s] über dem Äquator zwischen 70 und 10 hPa. Vierjähriger Ausschnitt 1985 - 1988 aus dem ECHAM4-AMIP-Experiment.

Zunächst wird die Assimilationsmethode beschrieben, mittels derer die QBO generiert wird, und das QBO-Signal, das als Vorlage benutzt wird. Danach werden die assimilierte QBO und die damit zusammenhängende sekundäre Zirkulation analysiert und mit Beobachtungen verglichen. Abschließend folgt eine bilanzierende Analyse der Impulsquellenfelder, die für die Assimilation der QBO aufgewendet werden.

3.2 Die Assimilation der QBO

Die Assimilation der QBO wird mittels einer ortsabhängigen linearen Dämpfung des zonalen Windes zum vorgegebenen Zustand hin erreicht. Dieses Verfahren läßt sich im allgemeinen auch gleichzeitig auf mehrere Variablen anwenden, wobei die Dämpfungsstärke sowohl von Ort und Zeit als auch von der Variablen abhängen kann. Für die Initialisierung von Vorhersagemodellen wurde es schon von *Krishnamurti et al. (1990)* eingesetzt. Diese Methode wurde ebenfalls schon speziell zur QBO-Assimilation in GCMs angewandt, so von *Kodera et al. (1991)*, *Hamilton (1995)*, *Balachandran and Rind (1995)* and *Rind and Balachandran (1995)*. Im Englischen wird diese einfache Art der Assimilation auch als *nudging* bezeichnet, von *to nudge = heimlich anstoßen*.

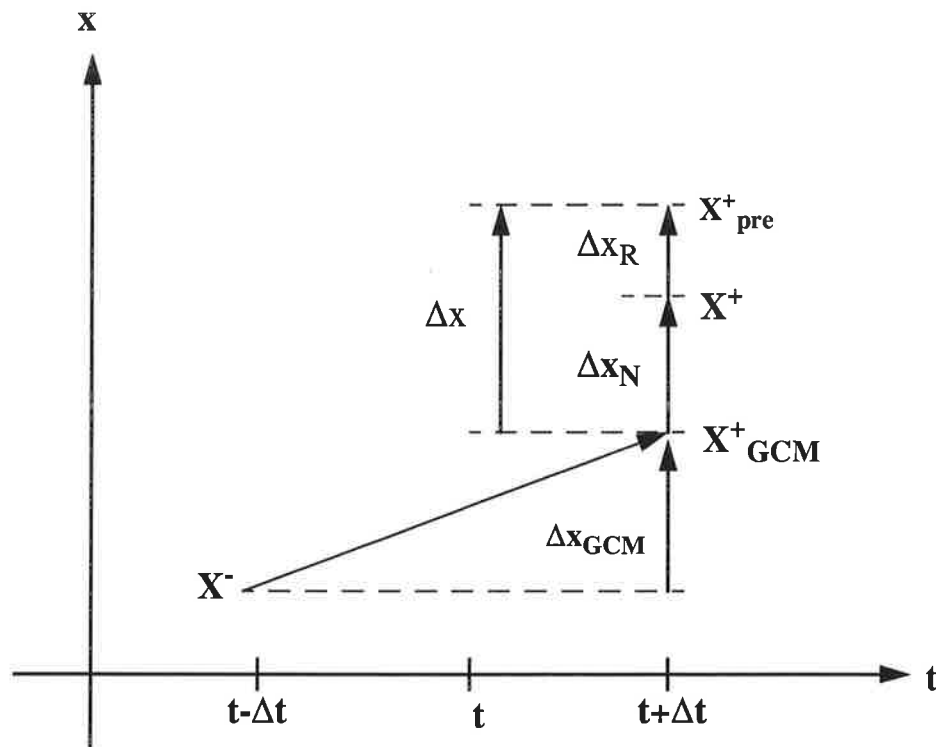


Abb. 3.2 Assimilation durch lineare Dämpfung. Die Modelldynamik führt von X^- nach X^+_{GCM} und die Assimilation zum nächsten Zeitschritt X^+ . Das Korrekturverhältnis $\Delta x_N/\Delta x$ ist in jedem Gitterpunkt definiert.

Abbildung 3.2 illustriert dieses Verfahren. In jedem Zeitschritt wird zunächst durch die im GCM realisierten prognostischen Gleichungen das Windfeld für den folgenden Zeitschritt bestimmt: $X^+_{GCM} = X^- + \Delta x_{GCM}$. Im allgemeinen wird dieses neue Feld nicht mit dem Feld X^+_{pre} übereinstimmen, das erreicht werden soll, d.h. es gibt eine Abweichung $\Delta x = X^+_{pre} - X^+_{GCM}$. Diese Differenz wird nun im verwendeten Assimilationsverfahren durch einen künstlichen Term zu einem bestimmten Bruchteil überwunden, so daß von der anfänglichen Differenz Δx nach Korrektur um Δx_N die kleinere Differenz Δx_R überbleibt. Diese Korrektur wird in jedem Gitterpunkt in der tropischen Stratosphäre durchgeführt. Die künstliche Tendenz des zonalen Windes wird gemäß (Gl. 3.1) durch den in der Integration verwendeten Zeitschritt Δt und eine Zeitkonstante τ_N definiert.

$$\frac{\Delta x_N}{2\Delta t} = \frac{\Delta x_R}{\tau_N} \equiv \frac{\Delta x}{\tau_N + 2\Delta t} \quad (Gl. 3.1)$$

In dieser Arbeit wurden alle Experimente mit einem Zeitschritt von $\Delta t = 24$ Minuten integriert. Dies ist der Standardzeitschritt der ECHAM-Modelle in T42-L19-Auflösung.

Die Wahl der Dämpfungszeit wird nach empirischen Gesichtspunkten festgelegt. Nützliche Grundregeln sind dabei:

1. τ_N soll so groß wie möglich gewählt werden, so daß das Ziel der Assimilation gemäß bestimmter Kriterien noch erreicht wird und Prozesse, die schneller und kleinskaliger als die QBO sind, dadurch nicht gestört werden.
2. Wird dieses Verfahren eingesetzt, um einen spezifischen physikalischen Prozeß, der im Modell fehlt, zu approximieren, so soll τ_N der hierfür typischen Zeitskala entsprechen.

Im Falle der Assimilation der QBO in ECHAM4 wurde eine mit Höhe und geographischer Breite variierende Zeitkonstante τ_N bzw. Dämpfungskonstante $N \equiv 1/\tau_N$ benutzt, da sich das Phänomen der QBO auf die tropische untere Stratosphäre beschränkt. Der Bereich der Assimilation, d. h. das Gebiet in dem $N \neq 0$ ist, wird daher auf die obersten Modellschichten bei 70, 50, 30 und 10 hPa und auf die geographischen Breiten innerhalb von 20°N und 20°S beschränkt. Innerhalb dieses Volumens wird die Dämpfungskonstante nach (Gl. 3.2), (Gl. 3.3) und (Gl. 3.4) definiert.

$$N(\phi, p) = N_0 \cdot \alpha(\phi) \cdot \beta(p), \quad N_0 = 1/10 \text{ d}^{-1} \quad (Gl. 3.2)$$

$$\alpha(\phi) = \begin{cases} 1 & : |\phi| \leq 10^\circ \\ \frac{20^\circ - |\phi|}{10^\circ} & : 10^\circ < |\phi| \leq 20^\circ \end{cases} \quad (\text{Gl. 3.3})$$

$$\beta(p) = \begin{cases} 1.0 & : p = 10, 30, 50 \text{ hPa} \\ 0.5 & : p = 70 \text{ hPa} \end{cases} \quad (\text{Gl. 3.4})$$

Im Kerngebiet innerhalb von 10°N und 10°S und oberhalb von 70 hPa wird die QBO somit mit $N = 1/10 \text{ d}^{-1}$ assimiliert. Zwischen 10° und 20° Breite fällt die Dämpfungskonstante linear auf Null ab, und auf 70 hPa wird nur halb so stark gedämpft wie in den höheren Schichten.

Kodera et al. (1991) beschränkten den Assimilationsbereich auf 15° geographische Breite und $17 \text{ km} < z < 39 \text{ km}$. Innerhalb dieses Volumens wird die Dämpfung nach (Gl. 3.5) und (Gl. 3.6) in Abhängigkeit der Höhe, nicht aber der Breite, variiert. Die Dämpfung erreicht ihr Maximum $N = N_0$ auf einer Höhe von $z = 28 \text{ km}$, entsprechend ca. $p = 20 \text{ hPa}$. In der Faktorisierung (Gl. 3.2) ergäbe Koderas Ansatz die Dämpfungsfaktoren $\alpha(\phi) = 1$, $\beta(70 \text{ hPa}) = 0.02$, $\beta(50 \text{ hPa}) = 0.3$, $\beta(30 \text{ hPa}) = 0.7$ und $\beta(10 \text{ hPa}) = 0.8$.

$$N_{\text{Kodera}}(z) = N_0 \cdot b(z), \quad N_0 = 1/10 \text{ d}^{-1} \quad (\text{Gl. 3.5})$$

$$b(z) = \cos^2\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{z - 28 \text{ km}}{11 \text{ km}}\right) : 17 \text{ km} < z < 39 \text{ km} \quad (\text{Gl. 3.6})$$

In *Hamilton (1995)* wird die Assimilation auf den Bereich $1.5 \text{ hPa} < p < 103 \text{ hPa}$ und $|\phi| < 25.5^\circ$ eingeschränkt. Die maximale Dämpfungsrate beträgt $N_0 = 1/5 \text{ d}^{-1}$, wobei das Feldmaximum über dem Äquator in der mittleren Stratosphäre liegt, von wo es in vertikaler und lateraler Richtung schnell abfällt. Genauere Angaben fehlen.

Balachandran und Rind (1995) beschränken die Assimilation lateral auf 27°N bis 27°S . Die Dämpfungskonstante erreicht ihr Maximum $N_0 = 1/30 \text{ d}^{-1}$ über dem Äquator auf den Modellevel $p = 15$ und 32 hPa , von wo aus die Dämpfung sowohl in vertikaler, als auch in meridionaler Richtung exponentiell abfällt. Genauere Angaben fehlen.

In einer Sensitivitätsstudie wurde das in ECHAM4 benutzte Dämpfungsfeld [(Gl. 3.2)-(Gl. 3.4)] auch mit $N_0 = 1/1 \text{ d}^{-1}$, $N_0 = 1/5 \text{ d}^{-1}$ und $N_0 = 1/20 \text{ d}^{-1}$ benutzt. Damit konnte jedoch keine befriedigende Assimilation erreicht werden, wie im Kapitel 3.5 dargestellt wird.

3.3 Das QBO-Signal

Das für die Assimilation benutzte QBO-Signal hat die in (Gl. 3.7), (Gl. 3.8) und (Gl. 3.9) beschriebene Struktur. Sie stützt sich im wesentlichen auf die in hohem Maße gegebene zonale Symmetrie der QBO und eine in erster Näherung beobachtete meridionale Gaußstruktur. Diese zonalen und meridionalen Symmetrien der QBO wurden schon von *Reed (1965b)* postuliert und später von *Dunkerton und Delisi (1985)* und *Naujokat (1986)* bestätigt.

$$u^{pre}(\lambda, \phi, p, t) = u_{Singapore}^{obs}(p, t) \cdot \gamma(\phi, p) \quad (Gl. 3.7)$$

$$\gamma(\phi, p) = \exp\left(\ln\frac{1}{2} \cdot \frac{\phi^2}{\phi_{1/2}^2(p)}\right) \quad (Gl. 3.8)$$

$$\phi_{1/2}(p) = \begin{cases} 15.0^\circ : & p = 10hPa \\ 12.5^\circ : & p = 30hPa \\ 10.0^\circ : & p = 50, 70hPa \end{cases} \quad (Gl. 3.9)$$

Die Amplitude selbst wird durch Beobachtungsdaten des zonalen Windes über Singapur (*Naujokat, 1986*) in Abhängigkeit von Zeit und Druck vorgegeben. Die Halbwertsbreite der Gaußkurve hat eine größte Weite von 15° auf 10 hPa und verjüngt sich auf 10° auf 50 und 70 hPa, in Anlehnung an *Reed (1965b)*, wie gezeigt in Abbildung 3.3.

Kodera et al. (1991) verwenden eine vollständig analytisch definierte QBO-Struktur (Gl. 3.10). Die tanh-Skalierung hat ihren Nulldurchgang bei $z = 28$ km und erreicht eine Sättigung von näherungsweise +1 für $z < 25$ km, bzw. eine Sättigung bei -1 für $z > 31$ km. Die meridionale Struktur wird mittels einer Cosinusfunktion mit Knotenpunkten bei 15° Breite beschrieben. Die Amplitude $u_0 = 15$ m/s führt zu gleich starken und zonal symmetrischen West- und Ostphasen des QBO-Signals.

$$u_{QBO}(\phi, z) = u_0 \cdot \tanh\left(\frac{28km - z}{3km}\right) \cdot \cos\left(\pi \cdot \frac{\phi}{30^\circ}\right), \quad u_0 = 15m/s \quad (Gl. 3.10)$$

Hamilton (1995) benutzte ein zonal symmetrisches QBO-Signal mit einer maximalen Amplitude von $u_0 = 21$ m/s bei $p = 21.3$ hPa. Die meridionale Struktur ist durch eine Gaußfunktion (Gl. 3.8) mit einer Halbwertsbreite von $\phi_{1/2} = 15^\circ$ bestimmt. In der Vertikalen fällt das Signal

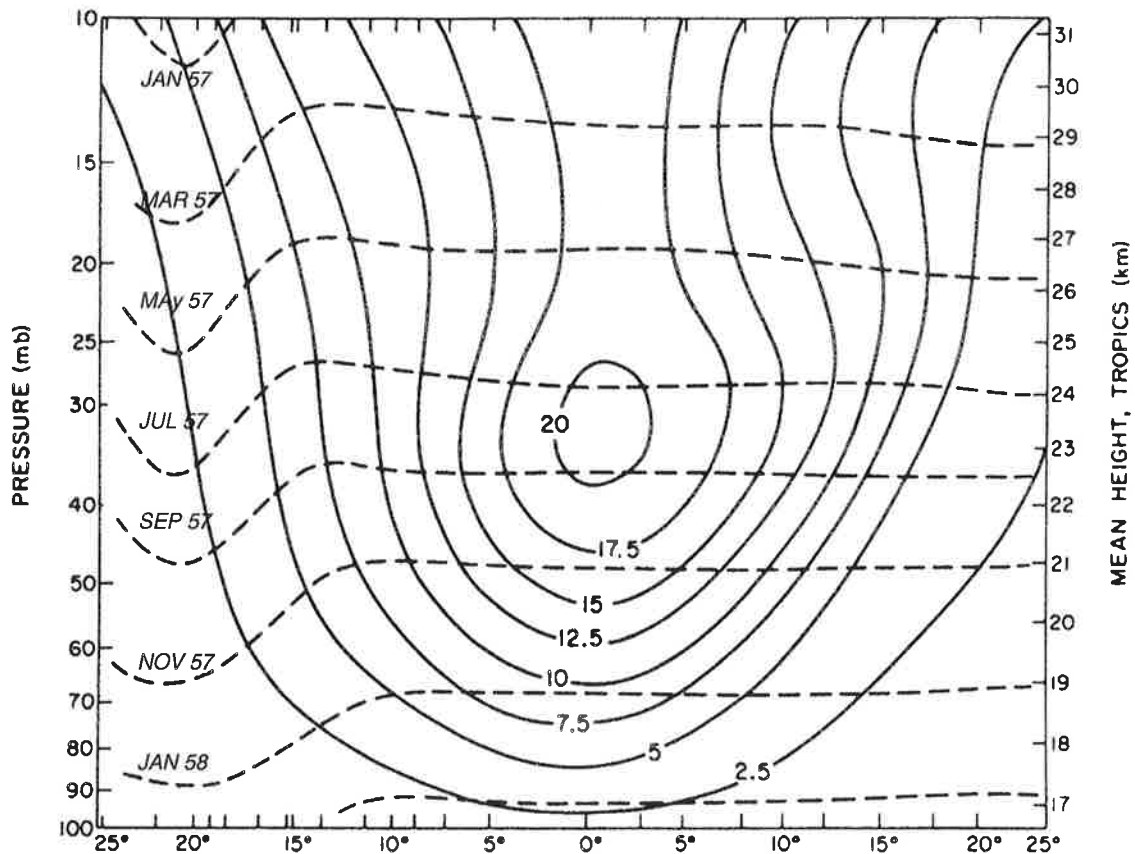


Abb. 3.3 Vertikaler Querschnitt mit Amplitude und Phase der QBO des zonalen Windes. Amplitude (durchgezogene Linie) [m/s] und Phase (gestrichelt) in monatlichen Intervallen von oben nach unten. Aus *Reed (1965b)*.

nach oben und unten ab, so daß die 10 m/s Isotache des QBO-Signals über dem Äquator bei $p = 2.82 \text{ hPa}$ und bei $p = 49.9 \text{ hPa}$ zu liegen kommt.

In *Balachandran und Rind (1995)* fehlen genauere Angaben zur Struktur des vorgeschriebenen QBO-Signals. Die Amplituden sind $+25 \text{ m/s}$ bzw. -25 m/s für West- bzw. Ostphase der QBO.

Die in dieser Arbeit gewählte Struktur des in der Assimilation verwendeten QBO-Signals unterscheidet sich somit von den anderen hauptsächlich durch die Flexibilität in der Wahl der vertikalen Struktur und damit der Phasenlage der QBO. Mit der Verwendung von Beobachtungsdaten wird auch eher die Asymmetrie der West- und Ostphasenamplitude wiedergegeben als durch die symmetrischen Vorgaben in den anderen Arbeiten.

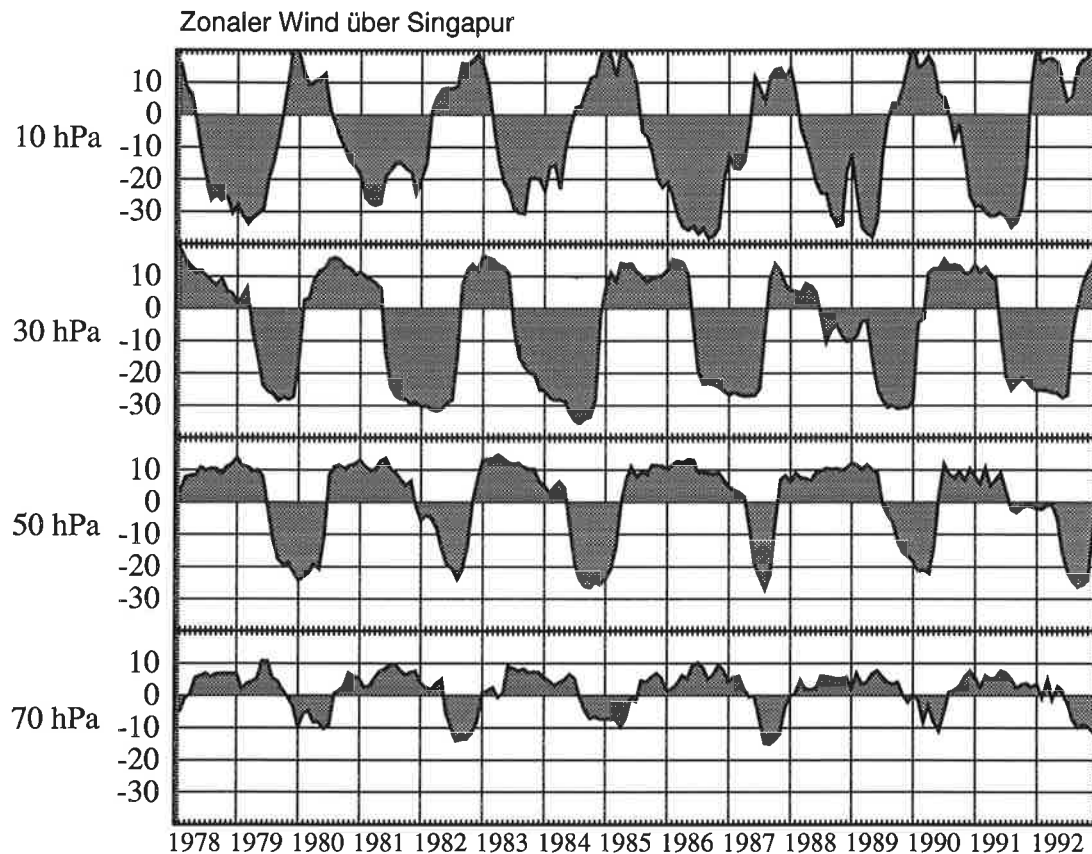


Abb. 3.4 Monatsgemittelter zonaler Wind [m/s] beobachtet über Singapur ($1^{\circ}22'N$, $105^{\circ}55'E$) von 1978 bis 1992. Die Daten wurden von B. Naujokat am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin zusammengestellt.

3.4 Amplituden der vorgeschriebenen QBO

Die Amplituden der QBO wurden den in Berlin zusammengestellten Daten entnommen (Naujokat, 1986, Pawson et al., 1993). Abbildung 3.4 zeigt diese Beobachtungsdaten für die Jahre 1978 bis 1992. In den Experimenten werden nur die Daten der Druckflächen von 70, 50, 30 und 10 hPa verwendet, die auch in ECHAM4 vorkommen. Diese Beobachtungsdaten liegen als Monatsmittelwerte vor, so daß die Assimilation, die in jedem Zeitschritt durchgeführt wird, eine Interpolation notwendig macht. Diese erfolgt linear von Monatsmitte zu Monatsmitte.

Die QBO wird in drei Experimenten durch das oben besprochenen Verfahren erzeugt (siehe Kapitel 2). Im Experiment AMIP&QBO, in dem QBO und SST zeitgleich vorgeschrieben werden, werden die Zeitreihen aus Abbildung 3.4 von Januar 1979 bis einschließlich Dezember 1992 verwendet. In den Experimenten W-QBO und E-QBO wird die QBO jeweils in West-

bzw. Ostphase festgehalten. Für beide Experimente wurde jeweils ein Monat aus den ganzen Zeitreihen ausgewählt, in dem die West- bzw. die Ostphase in der unteren Stratosphäre, d. h. auf 30 und 50 hPa, stark ausgeprägt ist. Zusätzlich wurde darauf geachtet, daß der zonale Wind auf 70 hPa die gleiche Richtung hat wie auf 50 und 30 hPa, aber auf 10 hPa in entgegengesetzter Richtung steht. So erhält man nicht nur Windamplituden wie sie in der QBO auftreten, sondern auch vertikale Scherungen des zonalen Windes, sowohl an der äquatorialen Tropopause, wie auch in der oberen Stratosphäre. Nach diesen Kriterien kommen folgende Monate für die Assimilation einer QBO-Westphase bzw. einer QBO-Ostphase in Frage (siehe Abbildung 3.4):

- W-QBO: Mai 78, März 81, Mai 83, **Februar 86**, März 88, Februar 91
- E-QBO: November 79, Juni 82, **Oktober 84**, Juni 87, Dezember 89, Juni 92

Für das W-QBO Experiment wurde das Windprofil vom Februar 1986 gewählt, für das E-QBO Experiment jenes vom Oktober 1984. Beide Profile sind in Abbildung 3.5 dargestellt.

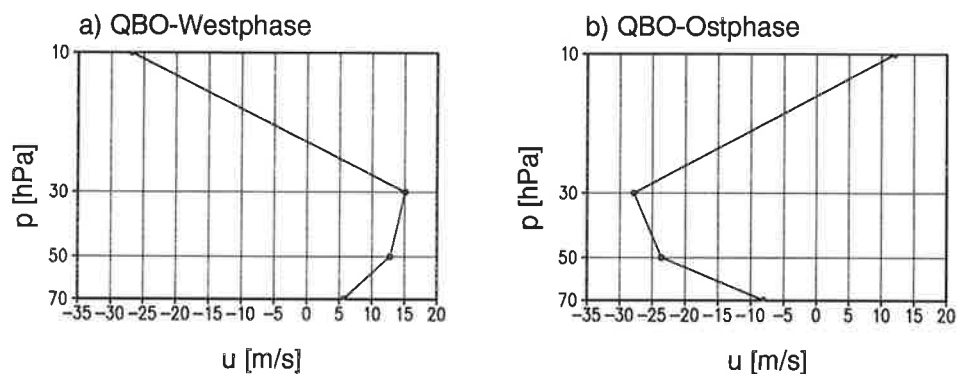


Abb. 3.5 Monatsgemittelte zonale Windprofile [m/s] über Singapur. a) QBO-Westphase vom Februar 1986, b) QBO-Ostphase vom Oktober 1984.

3.5 Verifikation der assimilierten QBO

Nachfolgend werden die durch das oben beschriebene Assimilationsverfahren in der tropischen unteren Stratosphäre erzeugten zonalen Windfelder mit den vorgeschriebenen Windfeldern verglichen. Zuerst wird die Sensitivität der Assimilation bzgl. der Dämpfungskonstanten N_0 analysiert. Anschließend folgen Analysen der erreichten, zonal gemittelten Windfelder.

3.5.1 Sensitivität bzgl. der Dämpfungskonstante N_0

In einer Vorstudie wurde das oben erklärte Assimilationsverfahren mit den Dämpfungskonstanten $N_0 = 1/5 \text{ d}^{-1}$, $1/10 \text{ d}^{-1}$ und $1/20 \text{ d}^{-1}$ getestet. Die erste Dämpfungskonstante verursachte im ersten Dezember der Integration gleich ein Aufbrechen des polaren Vortex, also ein *Major Warming*. Generell waren die Auswirkungen unrealistisch stark, weswegen diese starke Zeit-

konstante ausschied. Ein weiterer Grund gegen diese rigorose Dämpfungskonstante besteht in der Konkurrenz zu tropischen Rossby-Gravity- und Kelvinwellen, die ebenfalls Perioden im Bereich von 4 bis 10 Tagen haben und durch diese schnelle Dämpfung beeinträchtigt werden. Die zweite Konstante entspricht dabei dem Wert der auch von *Kodera (1991)* und *Hamilton (1995)* verwendet wurde.

Abbildung 3.6 zeigt ungefilterte Zeitreihen des zonal gemittelten zonalen Windes am Äquator in Testintegrationen mit den Dämpfungskonstanten $N_0 = 1/20 \text{ d}^{-1}$ (obere Reihe) und $N_0 = 1/10 \text{ d}^{-1}$ (untere Reihe). Die Zeitreihen zeigen die ersten 90 Tage, wobei die zonalen Winde in der linken Spalte zur QBO-Westphase vom Februar 1986 und in der rechten Spalte zur QBO-Ostphase vom Oktober 1984 hingedrängt werden (vergleiche mit Abbildung 3.5). Es

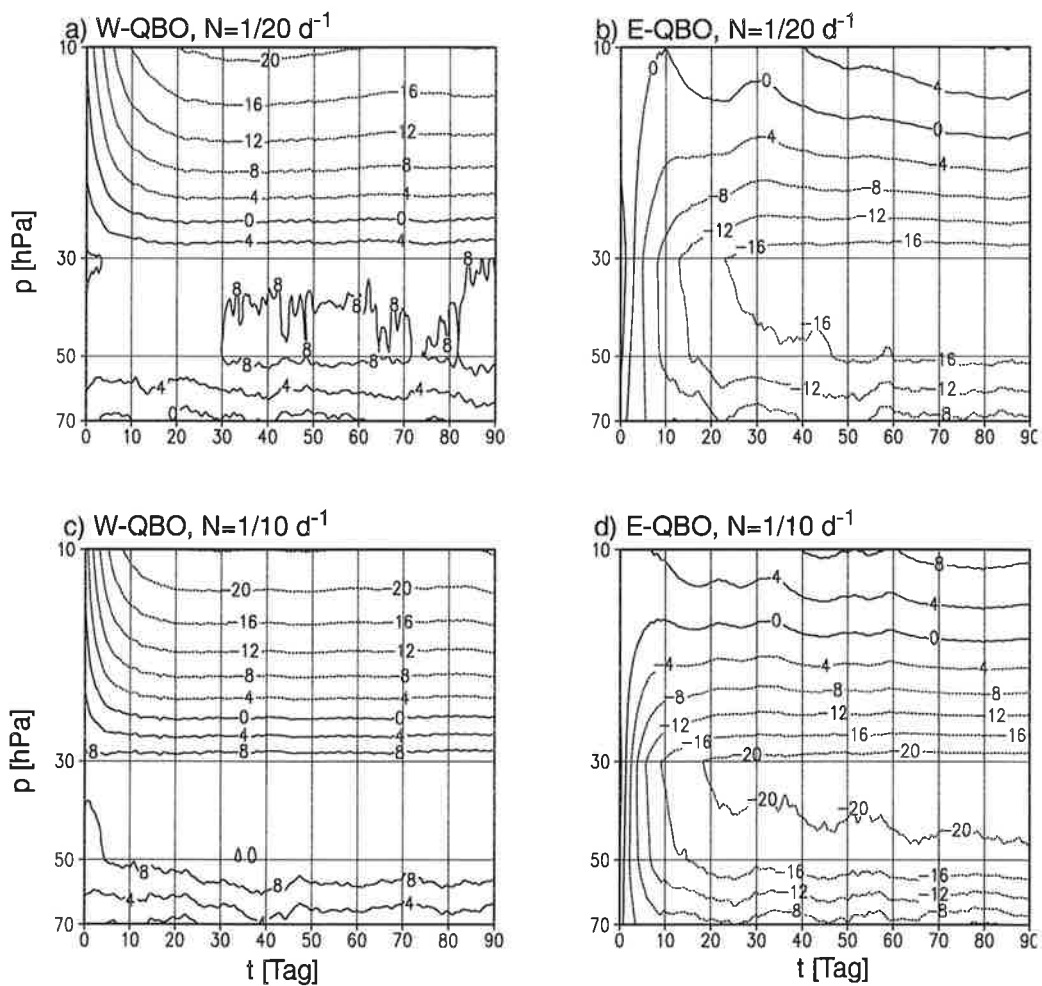


Abb. 3.6 Die ersten 90 Tage der Assimilation der ungefilterten zonalen Winde [m/s] am Äquator zwischen 70 und 10 hPa. Obere Reihe: Assimilation mit $N_0 = 1/20 \text{ d}^{-1}$, untere Reihe: Assimilation mit $N_0 = 1/10 \text{ d}^{-1}$, linke Spalte: Assimilation der QBO-Westphase vom Februar 1986, rechte Spalte: Assimilation der QBO-Ostphase vom Oktober 1984.

stellt sich heraus, daß die Zeitkonstante von $\tau_N = 20$ d nicht effizient genug ist. Erstens wird der Sättigungsbereich bei Westphase erst nach ca. 45 Tagen erreicht, bei Ostphase sogar erst nach ca. 60 Tagen, wenn man das 50 hPa Niveau betrachtet, während bei einer Zeitkonstante von $\tau_N = 10$ d die Sättigung in beiden Phasen schon nach 30 Tagen erreicht wird. Zweitens sind die Amplituden der erreichten zonalen Winde bei $\tau_N = 20$ d ungenügend. Dies wird in Abbildung 3.7 deutlich, die die assimilierten Windprofile, gemittelt von Tag 60 bis Tag 90, und die vorgeschriebenen Profile zeigt.

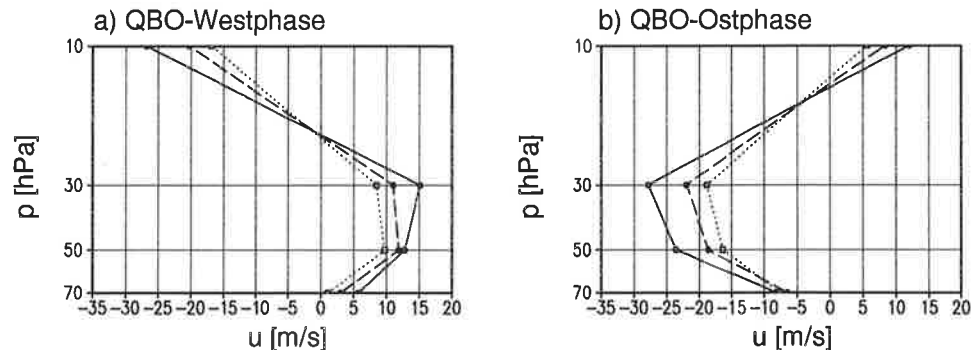


Abb. 3.7 vorgeschriebene QBO-Profile vom Februar 1986 und Oktober 1984 für West- bzw. Ostphase (durchgezogen) und die von Tag 60 bis Tag 90 gemittelten assimilierten Windprofile mit $N_0 = 1/10 \text{ d}^{-1}$ (gestrichelt) und $N_0 = 1/20 \text{ d}^{-1}$ (gepunktet).

In der unteren Stratosphäre, gemittelt über 30 und 50 hPa, hat die vorgeschriebene QBO in Westphase eine Amplitude von 13 m/s, während die assimilierten Winde Amplituden von 11 m/s ($N_0 = 1/10 \text{ d}^{-1}$) und 8 m/s ($N_0 = 1/20 \text{ d}^{-1}$) erreichen. Bei Ostphase hat die vorgeschriebene QBO, gemittelt über 30 und 50 hPa, eine Amplitude von -25 m/s, während die assimilierten Winde Amplituden von -20 m/s ($N_0 = 1/10 \text{ d}^{-1}$) und -17 m/s ($N_0 = 1/20 \text{ d}^{-1}$) erreichen. Die Assimilation führt somit in Westphase zu durchwegs realistischen Amplituden (vgl. Zeitreihen in Abbildung 3.4), da das vorgeschriebene Profil von Februar 1986 eine stark ausgeprägte Amplitude aufweist. In Ostphase ist die erreichte Amplitude von -20 m/s eher unter dem typischen Mittelwert, entspricht jedoch recht gut der typischen Amplitude, wie sie auf 50 hPa erreicht wird (vgl. Abbildung 3.4). Bei Verwendung von $N_0 = 1/20 \text{ d}^{-1}$ werden die Amplituden in beiden Phasen deutlich verfehlt.

3.5.2 Klimatologische Querschnitte des zonalen Windes

Die in den Experimenten W-QBO, E-QBO und AMIP&QBO vorgeschriebenen zonalen Winde haben das oben erwähnte meridionale Gaußprofil (Gl. 3.8), mit einer von der Höhe abhängigen Halbwertsbreite (Gl. 3.9). Die daraus resultierende meridionale Struktur, der

innerhalb von 70 hPa bis 10 hPa und 20°N bis 20°S assimilierten Winde, ist in Abbildung 3.8 dargestellt. Sie zeigt das klimatologische Jahresmittel des zonal gemittelten zonalen Windes der Experimente W-QBO und E-QBO und das Differenzfeld mit der Halbwertsbreite.

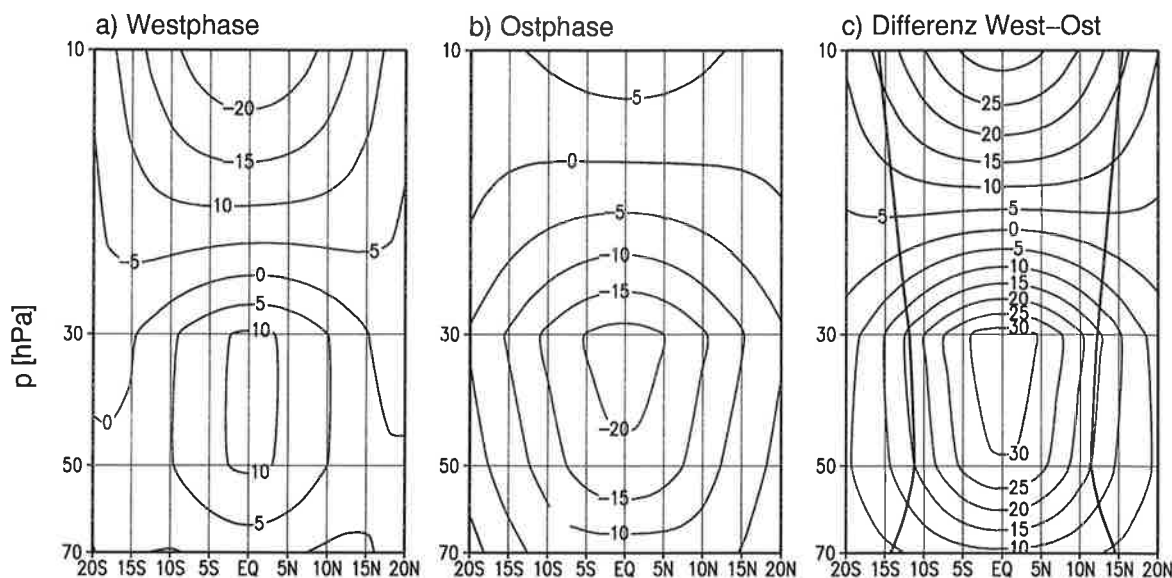


Abb. 3.8 Zonale Mittel der klimatologischen Jahresmittel der assimilierten zonalen Winde in den Experimenten W-QBO (a) und E-QBO (b) und deren Differenz W-QBO – E-QBO (c) mit Halbwertsbreite (dicke Linien).

Die meridionalen Schnitte zeigen einen Westwind- bzw. Ostwindkern positioniert am Äquator im Bereich von 30 bis 50 hPa, so wie das angestrebt wurde. Das QBO-Signal, definiert als Differenz der West- und Ostphasenklimatologien, hat Amplituden von -30 m/s in der unteren Stratosphäre und 30 m/s am oberen Rand bei 10 hPa. Die Halbwertsbreiten betragen 16° auf 10 hPa, 12° auf 30 hPa, 11° auf 50 hPa und 19° auf 70 hPa.

3.5.3 Zeitreihen des äquatorialen zonalen Windes

Im Experiment AMIP&QBO wird die QBO gemäß den in Singapur beobachteten Windprofil- daten von Januar 1979 bis Dezember 1992 assimiliert. Abbildung 3.9 zeigt vertikal geschnittene Zeitdiagramme des zonal gemittelten zonalen Windes am Äquator, sowohl der beobachteten als auch der assimilierten Zeitreihen. Wie oben schon erwähnt werden nicht die vollen Amplituden erreicht, jedoch stimmen die Phasenlagen weitgehend überein. Kleine Differenzen treten nur bei $p = 70$ hPa auf, wo die Westwinde schneller wegerodiert werden, wie z.B. in den ersten Monaten des Jahres 1982.

Von diesen Zeitreihen des zonalen Windes läßt sich analog zu *Dunkerton und Delisi (1985)* eine äquivalente Amplitude der QBO berechnen. Die von Dunkerton und Delisi aus den Beo-

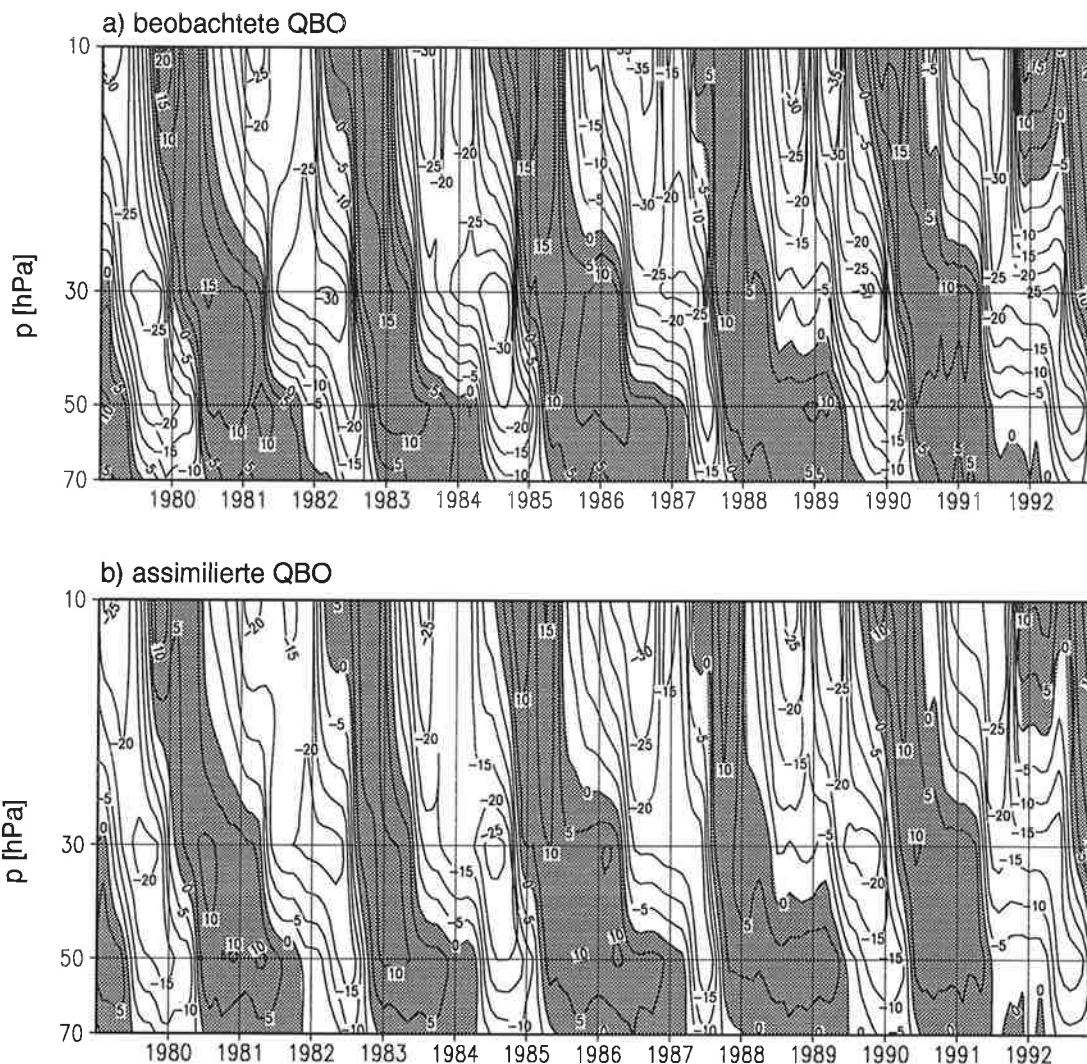


Abb. 3.9 Zonal gemittelter zonaler Wind am Äquator [m/s], zwischen 70 und 10 hPa. a) die in Singapur beobachtete QBO und b) die im Experiment AMIP&QBO assimilierte QBO. Westwinde sind grau schattiert.

bachtungen bestimmte äquivalente Amplitude des zonalen Windes auf 30 hPa beträgt am Äquator 24 m/s. Im Experiment AMIP&QBO werden 17.5 m/s erreicht, entsprechend 73% des analysierten Wertes.

3.6 Bilanz der künstlichen Impulsquellen

In diesem Kapitel werden die künstlichen Impulsquellen dargestellt, die durch die Assimilation eingeführt wurden. Diese sind durch die Konstruktion per definitionem auf geographische Breiten zwischen 20°N und 20°S und auf die vier Schichten bei 70, 50, 30 und 10 hPa eingeschränkt, auf denen sie in Abbildung 3.10 wiedergegeben sind. An dieser Stelle soll nur die Verteilung der Impulsquellen und deren Bilanz besprochen werden. Eine weitere Analyse die-

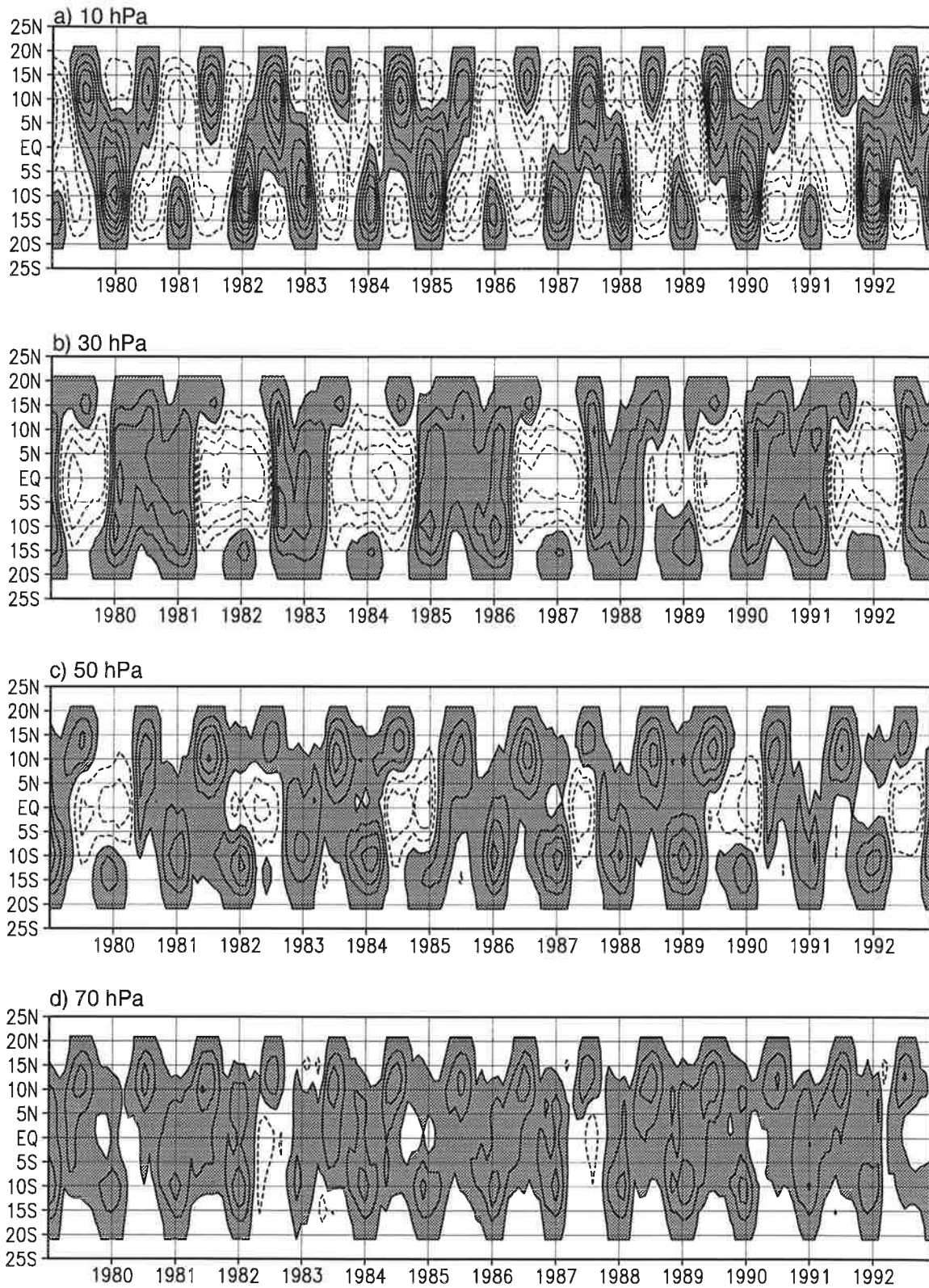


Abb. 3.10 Hovmöllerdiagramme der in der Assimilation angewendeten Impulstendenzen, von 10 hPa (a) bis 70 hPa (d). Westliche Impulstendenzen sind grau schattiert, Isolinenabstand = 0.0005 N/m^2 .

ser in der Assimilation benötigten Antriebsfelder befindet sich im Kapitel 5, in dem die Dynamik innerhalb der tropischen unteren Stratosphäre, d.h. im QBO-Bereich untersucht wird.

Auf 10 hPa befinden sich die lokalen Maxima und Minima nicht am Äquator, wo die stärksten Windamplituden erzeugt werden müssen, sondern bei 10 bis 15° Breite. Die Maxima der westlichen Impulstendenzen treten auf beiden Hemisphären jeweils im Sommerhalbjahr auf, die stärksten östlichen Impulstendenzen jeweils im Winterhalbjahr. Die auf der Sommerhemisphäre in den Subtropen vorherrschenden Ostwinde werden also generell vermindert, auch wenn sich die QBO auf 10 hPa in Ostphase befindet. Ebenso werden die subtropischen Westwinde auf der Winterhemisphäre geschwächt. Die Tendenzen liegen im Bereich von 0.003 bis -0.002 N/m², am Äquator jedoch nur innerhalb von 0.0015 bis -0.002 N/m².

Auf 30 hPa sind die östlichen Impulstendenzen in erster Linie am Äquator konzentriert, wo sie während der QBO-Ostphase bis zu -0.002 N/m² erreichen. Die westlichen Impulstendenzen sind am Äquator weniger stark ausgeprägt und haben während der QBO-Westphase typischerweise Werte von 0.0015 N/m² innerhalb von 10°N - 10°S. Schwächere lokale Maxima treten jeweils im Sommer bei ca. 15° Breite auf.

Auf 50 hPa sind die östlichen Impulstendenzen wie auf 30 hPa am Äquator konzentriert, erreichen aber nur -0.0015 N/m². Die westlichen Impulsmaxima sind wieder, wie auf 10 hPa, im Sommerhalbjahr bei 10° bis 15° Breite auf der Sommerhemisphäre konzentriert, mit einer Amplitude von ca. 0.0015 N/m². Am Äquator sind die westlichen Impulstendenzen sehr gering und erreichen nur 0.0005 N/m².

Auf 70 hPa findet man ein ähnliches Muster wie auf 50 hPa. Allerdings treten östliche Impulstendenzen kaum mehr auf, da das ECHAM4 schon ohne Assimilation Ostwinde mit realistischer Amplitude aufweist.

Die westlichen und die östlichen Impulstendenzen haben also ungleiche Verteilungen und Stärken, so daß sich die Felder gemittelt von 1979 bis 1992 nicht gegenseitig aufheben, sondern sich zu dem in Abbildung 3.11 gezeigten Muster mitteln.

Die für die Ostphase der QBO benötigten zusätzlichen östlichen Impulstendenzen müssen in erster Linie am Äquator, innerhalb von 5°N bis 5°S, aufgebracht werden, während die westlichen Impulstendenzen in zwei nach oben laufenden Ästen konzentriert sind, wovon der südliche Ast oberhalb von 50 hPa stärker ist (um 0.0001 N/m² auf 30 hPa) und bis auf 10 hPa hinaufreicht.

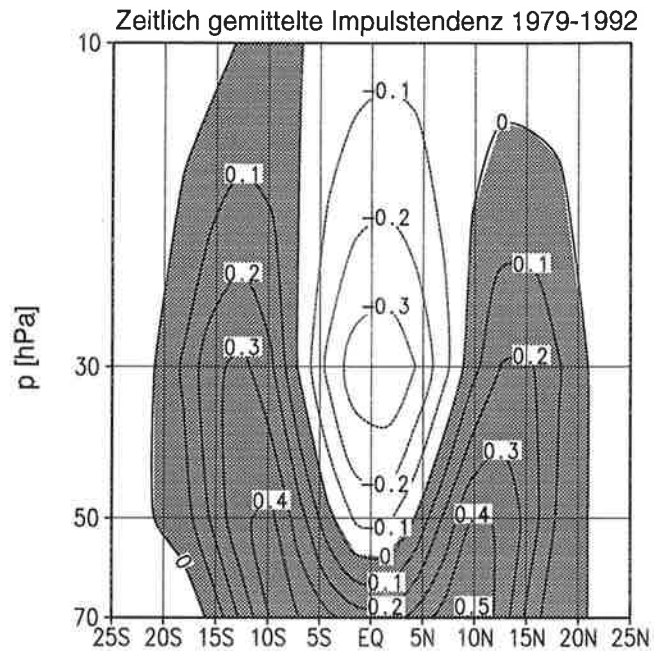


Abb. 3.11 Zeitmittel der zonal gemittelten zonalen Impulstendenzen [0.001N/m^2], die in der Assimilation auftreten. Die Mittelung erfolgt über den gesamten Zeitraum 1979-1992.

3.7 Abschließender Kommentar

In diesem Kapitel wurde die lineare, lokale Assimilation dargelegt, mittels derer die QBO dem Zirkulationsmodell ECHAM4 aufgezwungen werden kann. Die damit erreichte Modell-QBO weist eine realistische meridionale Struktur auf. Die QBO-Phasen zeigen ebenfalls eine realistische, fast mit der Vorlage identische Phasenabfolge. Einzig die Amplituden fallen geringer aus als dies vorgeschrieben wird. Dies ist ein prinzipielles Problem dieser einfachen Methode, da nur erwartete Differenzen verkleinert werden. Die Wahl einer stärkeren Dämpfungskonstante würde diese Differenzen vermindern, würde aber auch zu wesentlich stärkeren künstlichen Impulstendenzen führen. Zudem würden dann auch Prozesse mit Zeitskalen von wenigen Tagen, wie z.B. Kelvin-Wellen, stärker gedämpft.

4. Die sekundäre Zirkulation der QBO in ECHAM4

In diesem Kapitel wird die sogenannte sekundäre Zirkulation der QBO in den Experimenten W-QBO, E-QBO und AMIP&QBO untersucht. Das Ziel besteht darin zu zeigen, daß die sekundäre, meridionale Zirkulation im Modell mit Beobachtungen übereinstimmt. Von den zwei folgenden Unterkapiteln umfaßt das erste das Temperatursignal der QBO, das damit zusammenhängende Signal in der geopotentiellen Höhe und die Abweichung des zonalen Windes von der Geostrophie. Das zweite Unterkapitel beinhaltet jahresgemittelte Signale der meridionalen Zirkulation und der dynamischen Dämpfung der QBO, wie sie im Rahmen der TEM-Gleichungen hergeleitet werden können. (TEM = transformierte eulerische Mittel, siehe z.B. *Andrews et al., 1987*)

4.1 Die postulierte sekundäre meridionale Zirkulation der QBO

Die QBO des zonalen, äquatorialen Windes ist mit einer sekundären Zirkulation in der meridionalen Ebene verbunden. Erste Hinweise wurden schon zur Zeit der QBO-Entdeckung von *Veryard und Ebdon (1961)* gefunden, die als erste eine quasi-zweijährige Oszillation der Temperatur in Äquaturnähe entdeckt hatten. *Reed (1965b)* postulierte eine sekundäre meridionale Zirkulation, die von der QBO des zonalen Windes verursacht wird und mittels derer die Temperaturoszillation erklärt werden konnte. Grundlage dieses Modells ist die Annahme, daß sich die Strömung in der tropischen unteren Stratosphäre näherungsweise in geostrophischem Gleichgewicht befindet und die Gleichung des thermischen Windes auch in unmittelbarer Umgebung des Äquators noch gilt. Diese Annahme gilt auf Grund der sehr langen Zeitskala der QBO. Die daraus resultierende sekundäre meridionale Zirkulation ist qualitativ, gemäß *Reed (1965b)*, in Abbildung 4.1 wiedergegeben.

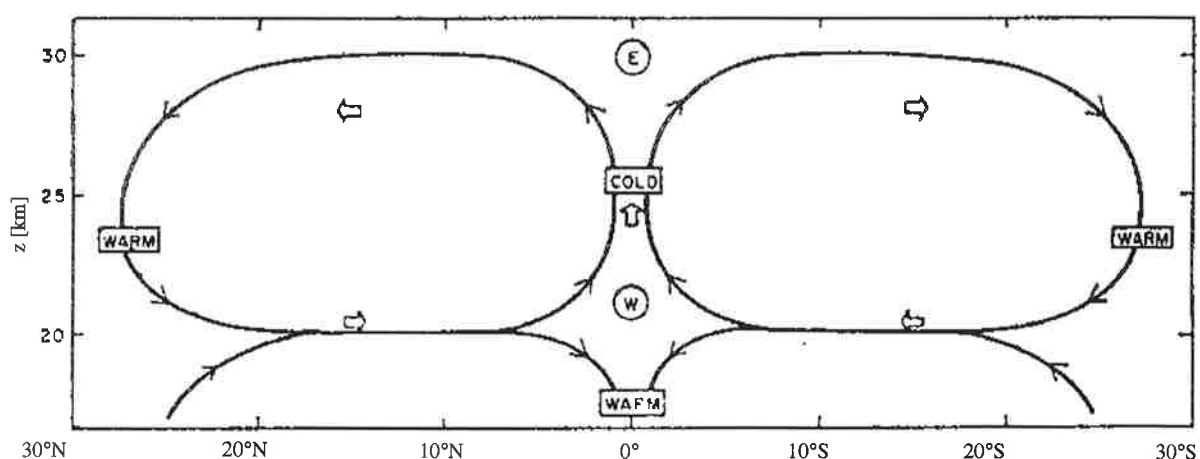


Abb. 4.1 Von *Reed (1965b)* postulierte sekundäre meridionale Zirkulation der QBO.

In diesem Kapitel wird die in den Experimenten W-QBO, E-QBO und AMIP&QBO erzeugte sekundäre Zirkulation der QBO untersucht und mit den Analysen von *Dunkerton und Delisi (1985)* verglichen.

4.2 Qualitative Begründung und einfache Modelle

Der Mechanismus, der die sekundäre meridionale Zirkulation entstehen läßt, ist der β -Effekt in Kombination mit dem am Äquator verschwindend kleinen Coriolisparameter f . Innerhalb von ca. 15° geographischer Breite wird nämlich die geostrophische Balance nicht mehr erreicht, so daß die restliche ageostrophische zonale Strömung, wie sie innerhalb eines West- oder Ostwindkernes der QBO vorkommt, am Äquator horizontal konvergieren (Westwindkern) oder divergieren muß (Ostwindkern). Dies hat gemäß dem Kontinuitätssatz vertikale Divergenz (Westwindkern) bzw. Konvergenz (Ostwindkern) zur Folge. Die horizontale Divergenz führt allgemein zu aufsteigender Luftbewegung oberhalb und absteigender Luftbewegung unterhalb des Westwindkernes und zur umgekehrten Situation bei einem Ostwindkern. Die so bewirkte vertikale Luftbewegung verläuft adiabatisch und führt zu einer Erwärmung unterhalb und Abkühlung oberhalb eines Westwindkernes bzw. einer Abkühlung unterhalb und Erwärmung oberhalb eines Ostwindkernes. Die horizontale Zuströmung bzw. Abströmung, die mit der horizontalen Konvergenz bzw. Divergenz zusammenhängt, wird meridional durch die mit der Breite zunehmende Corioliskraft eingegrenzt. Aus diesen qualitativen Argumenten läßt sich also eine sekundäre meridionale Zirkulation der QBO postulieren, wie sie in Abbildung 4.1 gezeigt wird.

In dieser ganzen Kette ist die nur unvollständig erreichbare Geostrophie wesentlich. Diese erst ermöglicht nämlich die andauernde adiabatische Erwärmung bzw. Abkühlung und damit verbunden ein Signal im Geopotential, obwohl die langwelligen Strahlungsprozesse Temperaturanomalien beständig erodieren. Diese Strahlungsprozesse dämpfen Temperaturanomalien in der unteren Stratosphäre mit einer typischen Zeitskala von ca. 20 Tagen. Nebst dieser Strahlungsdämpfung wird die QBO auch durch dynamische Prozesse gedämpft, wie später demonstriert wird.

Auf einer äquatorialen β -Ebene läßt sich die Amplitude der adiabatischen Erwärmung durch einfache Skalenargumente abschätzen (*Andrews et al., 1987*). Nimmt man nämlich eine äquatorial symmetrische Verteilung des zonalen Windes und der Temperatur an, so erhält man am Äquator die thermische Windgleichung (Gl. 4.1). Setzt man für die vertikale Windscherung $5 \text{ ms}^{-1}/\text{km}$ ein und benutzt eine meridionale Skala von 1200 km für die Temperaturanomalie, so ergibt sich aus (Gl. 4.1) eine Erwärmung von 3 K gegenüber einem Zustand ohne vertikaler Scherung.

$$\bar{u}_z = -\frac{R}{H\beta} \cdot T_{yy} \quad (\text{Gl. 4.1})$$

Daß ein solches Temperatursignal und eine sekundäre meridionale Zirkulation durch die QBO erzeugt werden können, wurde schon mit zweidimensionalen mechanistischen Modellen gezeigt. *Plumb und Bell (1982)* und *Dunkerton (1985)* integrierten zweidimensionale Modelle, in denen die QBO durch einen am unteren Rand vorgegebenen Eliassen-Palm-Fluß generiert wurde. In beiden Modellen entstanden QBO-Signale in der Temperatur und sekundäre meridionale Zirkulationen.

Im Experiment von Plumb und Bell wurden Temperaturschwankungen von ca. 2 K gegenüber dem Grundzustand festgestellt, wobei die QBO-Ostphase in diesem Experiment etwa 10 m/s zu schwach war. In Dunkertons Experiment betragen die Temperaturschwankungen nur ca. 0.5 K, wobei die zonalen Winde beider Phasen mit $-8.5 \text{ m/s} < u < 10.5 \text{ m/s}$ unrealistisch schwach ausgeprägt waren.

4.3 Validierung des QBO-Signals in der Temperatur

4.3.1 Temperatursignale in Beobachtungen

Die meridionale und die vertikale Geschwindigkeit der sekundären Zirkulation der QBO sind nicht meßbar, so daß sich einzig in der Temperatur die Existenz der sekundären meridionalen Zirkulation der QBO direkt verifizieren läßt. Eine eingehende Analyse von Temperaturmessungen auf 30 hPa Höhe wurde von *Dunkerton und Delisi (1985)* für eine Vielzahl tropischer Stationen durchgeführt. In einer harmonischen Analyse unterteilten Dunkerton und Delisi die Zeitreihen jeder Station in einen Jahresgang, einen Halbjahresgang und ein Residuum (Gl. 4.2). Von diesem Residuum berechneten sie die Standardabweichung, woraus sie gemäß (Gl. 4.3) eine äquivalente Amplitude für das Temperatursignal der QBO auf 30 hPa herleiteten.

$$T_{res}(t) = T(t) - T_{ann}(t) - T_{semi}(t) \quad (\text{Gl. 4.2})$$

$$dT_{QBO} = \sqrt{2} \cdot rms(T_{res}(t)) \quad (\text{Gl. 4.3})$$

Das so berechnete Signal erreicht am Äquator maximale Werte zwischen 3 und 3.5 K und fällt zwischen dem Äquator und 12°N beinahe linear auf ca. 1.5 K ab. Auf der Südhemisphäre sind in diesem Band nur wenige Stationen, doch gibt es keine Gründe anzunehmen, daß das Signal zwischen dem Äquator und 12°S wesentlich anders verläuft als nördlich des Äquators. Zwischen 12° und 20° Breite bleibt die Amplitude im Bereich von 1.5 K. Dabei befanden sich die

Stationen innerhalb von 10°N bis 10°S in Phase, gefolgt von einem graduellen Phasenwechsel von 180° zwischen 10° und 14° Breite.

4.3.2 Temperatursignale im Modell

Das zonal gemittelte Temperatursignal der QBO wird in Abbildung 4.2 auf zwei verschiedene Arten dargestellt. Abbildung 4.2a zeigt die klimatologische Differenz der Jahresmittel der Temperatur in W-QBO und E-QBO, Abbildung 4.2b die äquivalente Amplitude, berechnet wie in *Dunkerton und Delisi (1985)*.

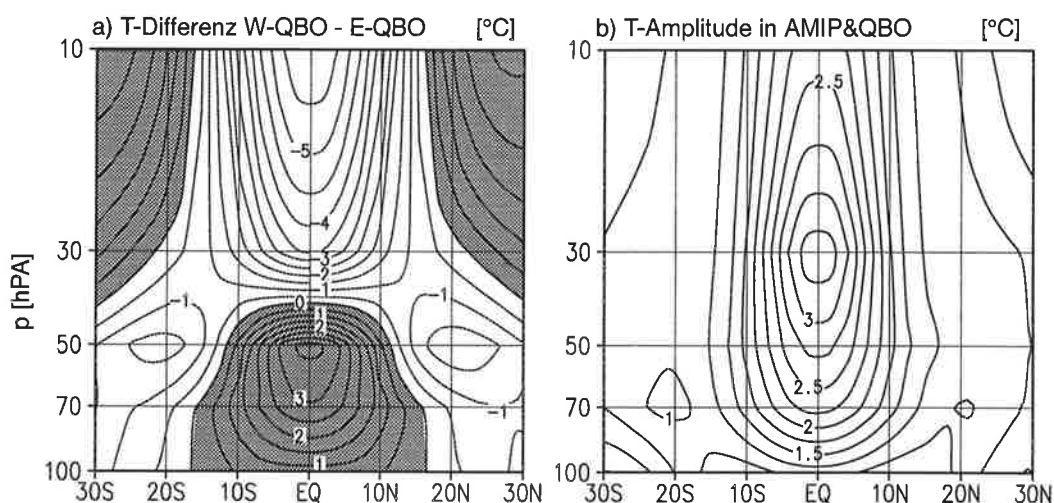


Abb. 4.2 QBO-Signale in der zonal gemittelten Temperatur [°C], a) Klimatologische Differenz der Jahresmittel in W-QBO und E-QBO, positive Werte sind schattiert, b) äquivalente Amplitude in AMIP&QBO.

Das Differenzmuster zeigt am Äquator eine Erwärmung auf 100, 70 und 50 hPa und eine Abkühlung auf 30 und 10 hPa. Die maximale Erwärmung von 3,5°C liegt auf 50 hPa, die stärkste Abkühlung von 5,9°C auf 10 hPa. Außerhalb der äquatorialen Breiten findet man lokale Abkühlungsextrema bei 21° Breite auf 50 hPa und erhöhte Temperaturen außerhalb von 15° Breite auf 30 und 10 hPa, die sich in die Extratropen erstrecken. Der Übergang vom primären Temperatursignal am Äquator zu den sekundären Elementen liegt generell bei ca. 15° Breite.

Die äquivalente Amplitude hat ein Maximum von 3,4°C auf 30 hPa. Auf 10, 50, 70 und 100 hPa beträgt die Amplitude am Äquator 2,2, 2,8, 2,3 und 1,2°C. Zwischen dem Äquator und 12° Breite nimmt die Amplitude stark ab und während sie zwischen 12° und 30° Breite einen beinahe konstanten Wert von 1 bis 1,5°C einnimmt. Die Amplitude stimmt somit auf 30 hPa sowohl in der Stärke als auch in der meridionalen Struktur mit Dunkerton und Delisi

überein. Die Abnahme der äquivalenten Amplitude oberhalb und unterhalb von 10 hPa in Abbildung 4.2 läßt sich durch die einseitige Verteilung der Ost- bzw. Westphasen der QBO erklären. Während auf 10 hPa die Ostphase durchschnittlich wesentlich länger anhält als die Westphase, gilt auf 50 und 70 hPa das Gegenteil. Nur auf 30 hPa sind beide Phasen gleich häufig vertreten und können in der oben angewandten Analyseverfahren ein optimales Signal entwickeln, während auf 10, 50 und 70 hPa die West- und Ostphasen der QBO ungleich gewichtet werden.

4.4 Potentielle QBO-Signale in Z und Geostrophie am Äquator

Die Existenz eines QBO-Temperatursignals, trotz der fortwährenden Dämpfung durch Strahlungsprozesse, ist auf die unvollständige geostrophische Balance am Äquator zurückzuführen. Im folgenden wird das modellierte QBO-Signal in der geopotentiellen Höhe und die erreichte Geostrophie dargestellt, basierend auf jahresgemittelten Klimatologien in W-QBO und E-QBO.

4.4.1 Signal in der geopotentiellen Höhe

Das Signal der geopotentielle Höhe stellt im wesentlichen ein vertikales Integral des Temperatursignals dar. Abbildung 4.3 zeigt die klimatologische, jahresgemittelte Differenz der Experimente W-QBO und E-QBO.

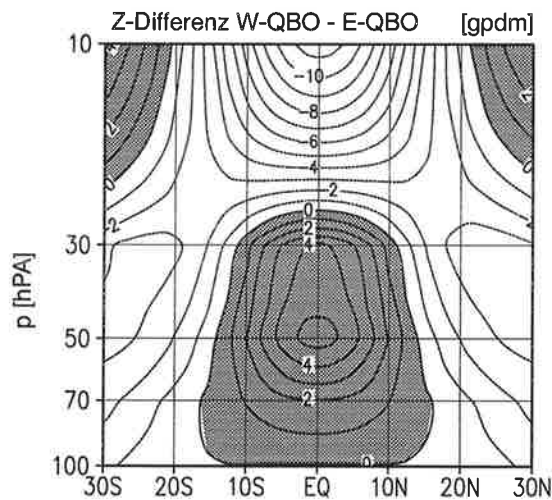


Abb. 4.3 QBO-Signal in der zonal gemittelten geopotentiellen Höhe [gpdm] als klimatologische Differenz der Jahresmittel in W-QBO und E-QBO, positive Werte sind schattiert.

Das Differenzsignal erreicht auf 50 hPa ein Maximum von 5.4 gpdm, beträgt auf 30 hPa 4.0 gpdm und hat auf 10 hPa ein ausgeprägtes Minimum von -11.5 gpdm. Wie beim Temperatursignal in Abbildung 4.2a wechselt das Vorzeichen des Signals zwischen 15 und 20° Breite.

4.4.2 Geostrophie in der QBO

Die QBO verursacht im Modell Signale in der geopotentiellen Höhe bzw. in der Temperatur, die tatsächlich auf ein approximiertes geostrophisches Gleichgewicht schließen lassen. Um dies zu veranschaulichen, werden in Abbildung 4.4 klimatologische Jahresmitteldifferenzen des ageostrophischen Anteiles des zonalen Windes sowie der horizontalen Divergenz und der vertikalen Scherung des zonalen Windes in den Experimente W-QBO und E-QBO gezeigt.

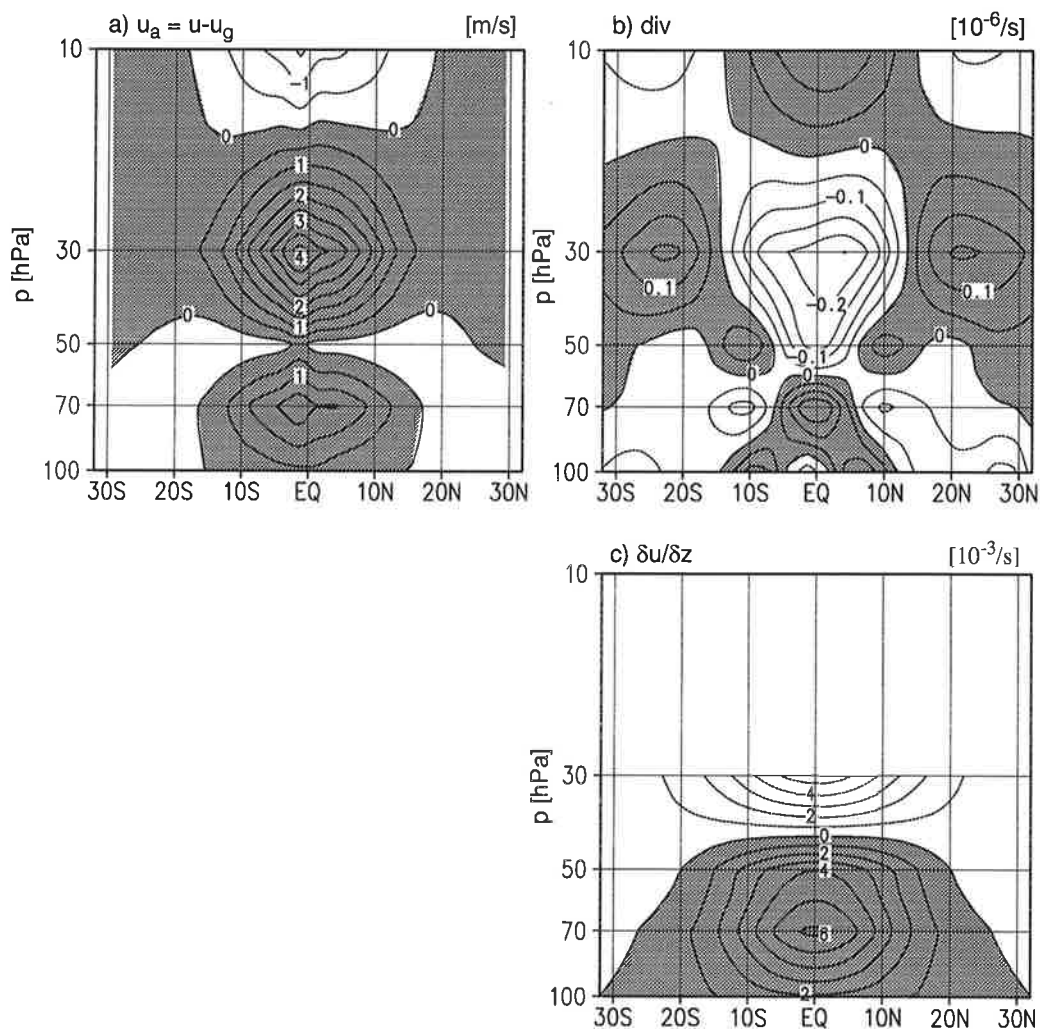


Abb. 4.4 a) Ageostrophische Komponente des QBO-Signals im zonal gemittelten zonalen Wind [m/s], berechnet als klimatologische Differenz der Jahresmittel in W-QBO und E-QBO, b) analog berechnete horizontale Divergenz [$10^{-6}/s$] und c) vertikale Scherung des zonal gemittelten QBO-Signals im zonalen Wind [$10^{-3}/s$]. Positive Werte sind schattiert.

Das QBO-Signal im zonal gemittelten zonalen Wind ist außerhalb von 15° Breite im geostrophischen Gleichgewicht, weicht aber am Äquator selbst deutlich davon ab. Die ageostrophische Komponente (Abbildung 4.4a) erreicht auf 30 hPa eine maximale Amplitude von 4 m/s ($u = 32$ m/s), hat ein lokales Maximum von 1.7 m/s auf 70 hPa ($u = 9$ m/s) und ein Minimum von -1.6 m/s auf 10 hPa ($u = -33$ m/s). Auf 50 hPa gilt die Geostrophie auch am Äquator. Das QBO-Signal in der horizontalen Divergenz (Abbildung 4.4b) zeigt am Äquator das wegen des β -Effekts erwartete Muster, bestehend aus Konvergenz im Westwindkern auf 30 und 50 hPa und Divergenz im Ostwindkern auf 10 hPa. In den Subtropen, bei 22° Breite auf 30 hPa und 24° Breite auf 10 hPa, befinden sich lokale Maxima der Divergenz (30 hPa) und Konvergenz (10 hPa), wie sie bei einer sekundären meridionalen Zirkulation zustande kommen müssen. Der β -Effekt verursacht am Äquator Konvergenz auf 30 hPa, infolgedessen eine von 30 auf 10 hPa aufsteigende und dort divergierende indirekte Zirkulation, die bei 24° Breite konvergiert, bis auf 30 hPa absinkt und wieder zum Äquator hin divergiert. In der unteren Scherungszone der QBO, d.h. von 50 bis 100 hPa zeigt sich in der Divergenz eine kleinskaligere Struktur als in der oberen Hälfte der QBO-Struktur, die von 50 bis 10 hPa reicht. Von 50 bis 100 hPa wechseln sich am Äquator Konvergenz und Divergenz ab. Parallel dazu liegen bei 10° Breite alternierend lokale Extrema von Divergenz und Konvergenz. Gemittelt von 10°N bis 10°S ist die Zirkulation auf 70 und 100 hPa jedoch divergent, wie dies aus dem eingangs entworfenen Bild der sekundären meridionalen Zirkulation der QBO erwartet wird. Die kleinskaligere Struktur in der unteren Scherungszone des Westwindkernes ist auf die Wechselwirkung der QBO mit der Troposphäre zurückzuführen, durch die ein transienter Kelvinmode angeregt werden kann und wird später besprochen.

In der unteren Scherungszone der QBO, gezeigt als $\delta u/\delta z$ in Abbildung 4.4c, liegt ein weiteres lokales Maximum der ageostrophischen Komponente des zonalen Windes in Abbildung 4.4a. Der in der unteren Scherungszone abwärts advehierte Westwind kann nur unvollständig geostrophisch ausgeglichen werden.

Die Abwärtspropagation von Westwind durch die untere Scherungszone des Westwindkernes gilt als eine wichtige Ursache für die schnellere Propagation der QBO-Westphase gegenüber der QBO-Ostphase (*Dunkerton und Delisi, 1985*).

4.5 Die meridionale Zirkulation

Die meridionale und die vertikale Komponente der sekundären Zirkulation der QBO sind in Abbildung 4.5 dargestellt. Es handelt sich dabei nicht um die zonal gemittelten Werte von v und w , sondern um die Variablen v^* und w^* , siehe (Gl. 4.4) und (Gl. 4.5), aus dem TEM-Gleichungssystem (*Andrews et al., 1987*), so daß sie das Geschwindigkeitsfeld des Materialflusses

in der meridionalen Ebene zeigen. Wegen der vertikalen Differenzierung können v^* und w^* nur bis 50 hPa bzw. bis 30 hPa berechnet werden.

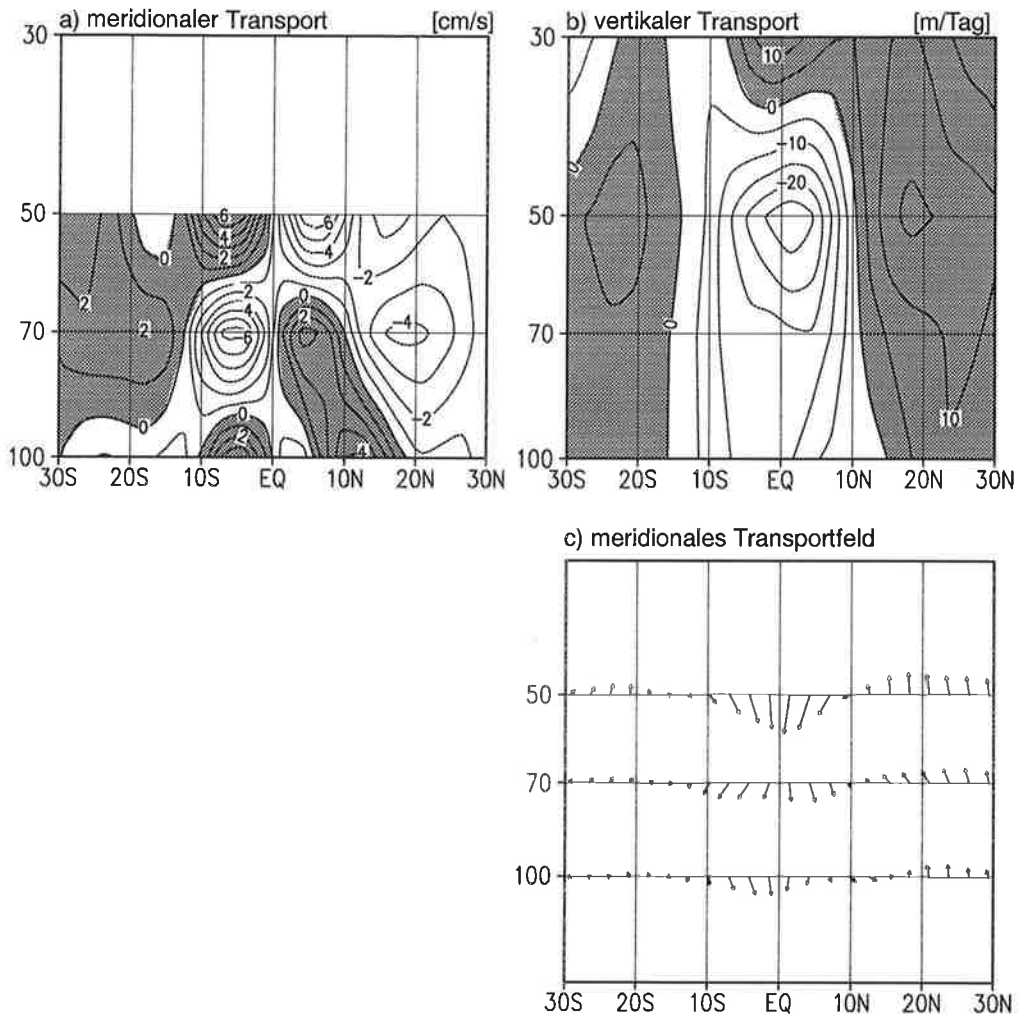


Abb. 4.5 QBO-Signale a) im meridionalen Transport v^* [cm/s], b) im vertikalen Transport w^* [m/Tag], und c) im Vektorfeld (v^*, w^*) als klimatologische Differenz der Jahresmittel in W-QBO und E-QBO, positive Werte sind schattiert. (Die vertikalen Vektorkomponenten in c) sind entsprechend dem Achsenverhältnis der Abbildung gestreckt.)

$$v^* \equiv \bar{v} - \rho_0^{-1} \left(\rho_0 \overline{v' \vartheta'} / \bar{\vartheta}_z \right)_z \quad (\text{Gl. 4.4})$$

$$w^* \equiv \bar{w} + (a \cdot \cos \phi)^{-1} (\cos \phi \cdot \overline{v' \vartheta'} / \bar{\vartheta}_z)_\phi \quad (\text{Gl. 4.5})$$

Die sekundäre meridionale Zirkulation (v^*, w^*) bestätigt das schon aus den QBO-Signalen in der Divergenz und der Temperatur erwartete Muster. Am Äquator steigt die Luft auf 30 hPa mit $1.6 \cdot 10^{-4}$ m/s (14 m/Tag) während sie auf 50 hPa mit $3.4 \cdot 10^{-4}$ m/s (29 m/Tag) und auf 70 und 100 hPa mit $1.5 \cdot 10^{-4}$ m/s (13 m/Tag) sinkt. Polwärts von 15° Breite befinden sich aufsteigende Äste mit Maxima bei 22°S und 18°N . Der Aufstieg in diesen Maxima ist auf der Nordhemisphäre mit $1.9 \cdot 10^{-4}$ m/s (16 m/Tag) doppelt so stark wie auf der Südhemisphäre.

Die meridionale Komponente strömt auf 50 hPa mit bis zu 0.06 m/s äquatorwärts, wobei die Maxima bei 5° Breite liegen. Auf 70 hPa strömt die Luft bei 5°S mit 0.06 m/s südwärts und bei 5°N mit 0.03 m/s nordwärts.

4.6 Eddy-Forcing, eine dynamische Dämpfung der QBO

Die QBO des zonalen Windes wird gemäß klassischer Theorie primär durch die langwellige Emission des Temperatursignals gedämpft. In diesem Abschnitt wird gezeigt, daß auch im Bereich der QBO erzeugte Wellen zu einer Dämpfung beitragen. Die Hypothese, daß Eddies in der Dämpfung der QBO wichtig sind, wurde schon von *Hamilton (1984)* aus beobachteten Vorticitygradienten in Äquatornähe abgeleitet. Hamilton zeigte, daß die Rayleigh-Bedingung für barotrope Stabilität während der Ostphase der QBO oft nicht erfüllt wird. Regionen, in denen diese Bedingung nicht erfüllt war, traten oft nach dem Maximum der Ostphase auf und blieben bis zu zwei Monate lang erhalten, was wiederum zeigte, daß die barotrope Instabilität nicht sehr effizient war im Abbau der negativen Gradienten der absoluten Vorticity. Solche negativen Gradienten der absoluten Vorticity können gemäß *Newell et al. (1974)* auch im Übergang zur Westphase auftreten.

Abbildung 4.6 zeigt die klimatologische Differenz der Jahresmittel des EP-Flusses in W-QBO und E-QBO (Abbildung 4.6a) und die dadurch verursachten Beschleunigung des zonalen Windes (Abbildung 4.6b). Der EP-Fluß ist auf den gezeigten Schichten gegen den Äquator gerichtet, d.h. der EP-Fluß konvergiert und verursacht auf dynamische Art und Weise eine Dämpfung der QBO. Abbildung 4.6c und d zeigen die für die Assimilation der QBO aufgebrachte zonale Beschleunigung innerhalb von 10° Breite und das Verhältnis dieser zu jener der dynamischen Dämpfung. Am Äquator werden somit ein Drittel der Assimilation auf 50 hPa und beinahe zwei Drittel der Assimilation auf 70 hPa durch Eddies abgebaut. Die restlichen Anteile werden durch langwellige Strahlungsprozesse und durch die Diffusion weggedämpft.

4.7 Zusammenfassung

Die Validierung der sekundären Zirkulation steht insgesamt auf einem relativ schmalen Fundament, da nur das Temperatursignal direkt gemessen wird. Dieses stimmt jedoch sehr gut mit

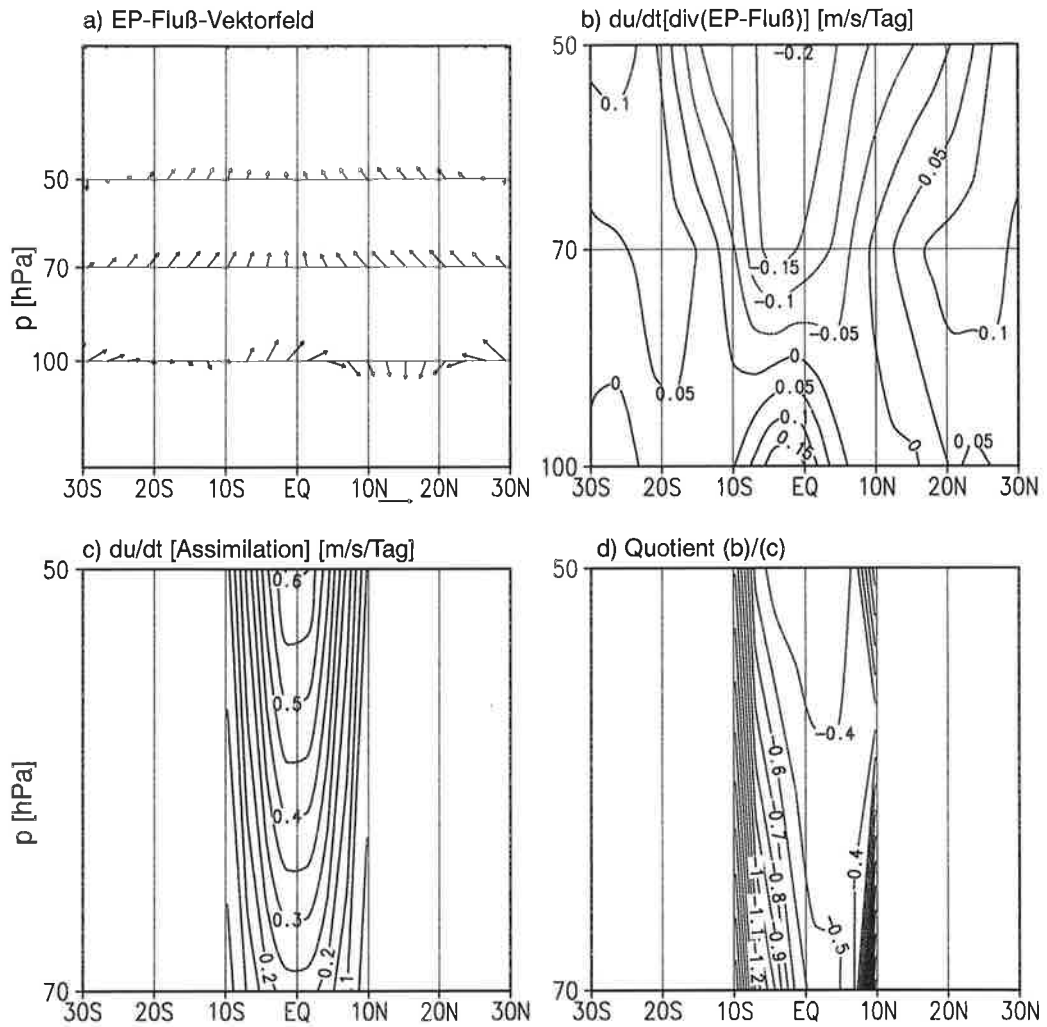


Abb. 4.6 a) QBO-Signale im EP-Fluß-Vektorfeld, b) QBO-Signal in der zonalen Beschleunigung verursacht von der Divergenz des EP-Flusses [m/s/Tag], c) Zonale Beschleunigung durch die QBO-Assimilation [m/s/Tag] und d) Quotient der zonalen Beschleunigungen von EP-Fluß-Divergenz und Assimilation. Die Signale sind berechnet als klimatologische Differenzen der Jahresmittel in W-QBO und E-QBO.

der von Dunkerton und Delisi gefundenen Amplitude überein. Die sekundäre Zirkulation entspricht im wesentlichen den Erwartungen, die aus theoretischen Überlegungen und aus vereinfachten zweidimensionalen Modellen herrühren. Die indirekte Zirkulation konvergiert im Westwindkern und divergiert im Ostwindkern. In der unteren Scherungszone zeigt sich in der Divergenz eine kleinskalige Struktur, die auf die Wechselwirkung mit der Troposphäre zurückzuführen ist und in den vereinfachten Modellen, die erst an der Tropopause beginnen, nicht auftreten kann. Diese kleinskalige Struktur kann im Jahresmittel als Störung erster Ordnung der sekundären meridionalen Zirkulation betrachtet werden. Ein neuer Aspekt zeigt sich in der

dynamischen Dämpfung der QBO durch Eddies und in der Quantifizierung derselben gegenüber dem künstlichen Antrieb, wie er zur Assimilation der QBO verwendet wird. Der künstliche Antrieb wird auf 50 hPa zu einem Drittel durch Eddies kompensiert.

5. Dynamik im QBO Bereich

In diesem Kapitel werden dynamische Aspekte der Zirkulation im QBO-Bereich, d.h. in der unteren tropischen Stratosphäre dargestellt, die von der QBO moduliert werden. Besprochen werden ein transienter Mode, der einer Kelvinwelle mit zonaler Wellenzahl 4 gleicht, eine barotrope Instabilität, die den Mode anregt und die Ausdehnung extratropischer planetarer Wellen hinein in die Tropen.

Der transiente kleinskalige Kelvinmode wird durch barotrope Instabilität im borealen Winter angeregt. Er wird je nach Phasenlage der QBO in unterschiedlichen Höhen teilweise absorbiert und reflektiert und beeinflusst so auch die Tropopause. Dieser Mode ermöglicht die partielle Erklärung zweier Phänomene, nämlich der Verlangsamung der Propagation der Ostphase im borealen Winter und der anfänglich am Äquator gebündelten westlichen Beschleunigung der QBO in der westlichen Scherungszone. Somit läßt sich ein Teil des westlichen Impulstransportes erklären, der für die Generierung der beobachteten QBO-Westphase notwendig ist. Aus mechanistischen Modellen ist nämlich bekannt, daß die klassischen Kelvinwellen in ihrer beobachteten Intensität nicht ausreichen, um eine den Beobachtungen entsprechende QBO-Westphase zu erzeugen (*Takahashi und Boville, 1992*). Zusätzlich stellt die barotrope Instabilität aufgrund der schief verlaufenden Phasenlinien eine Impulsquelle für die QBO dar. Es wird damit die Annahme relativiert, daß kleinskalige Schwerewellen die einzige Alternative zur klassischen Kelvinwelle darstellen bzgl. des für die QBO-Westphase notwendigen Impulstransportes. Zusätzlich wird auch die Aussage von *Hayashi und Golder (1994)* in Frage gestellt, wonach kleinskalige Schwerewellen den hauptsächlichen Antrieb der QBO darstellen.

Extratropische planetare Wellen, die im Winter in der Stratosphäre angeregt werden, können sich in Abhängigkeit der QBO-Phase verschieden weit in Richtung Äquator ausdehnen. Dies führt zu einer QBO-Abhängigkeit der Eddytransporte von Wärme und Impuls zwischen den Tropen und den Subtropen in der unteren Stratosphäre. Dadurch besteht die Möglichkeit, daß die QBO die stratosphärische Winterzirkulation in ihrer Entwicklung und in ihrem Umfang moduliert, wie das schon seit längerem vermutet wurde (*Holton und Tan, 1980*).

Das Konzept der kritischen Flächen des zonalen Windes spielt somit in der Wechselwirkung der QBO mit der Zirkulation außerhalb des QBO-Bereichs eine zentrale Bedeutung. An kritischen Linien oder Flächen verschwindet die relative Phasengeschwindigkeit einer Welle gegenüber der zonal gemittelten Grundströmung, in der sich die Welle entwickelt. Im Falle des transienten Modes bestimmt die kritische Linie die Höhe, bis zu welcher der Mode propagieren kann, bevor er reflektiert oder absorbiert wird. Im Falle der extratropischen, planetaren Wellen wird die laterale Ausdehnung dieser Wellen durch die Position der kritischen Fläche bestimmt.

5.1 Ein transienter Kelvinmode

Der Kelvin-Mode wird durch eine barotrope Instabilität des östlichen, äquatorialen Jets angeregt, der durch die intensive und hochreichende Konvektion angetrieben wird. Der Kelvin-Mode ist also ein erzwungener Mode. Angeregt wird er von Dezember bis Februar. Der vertikale Ausbreitungsbereich dieses Modes erstreckt sich von der Tropopause bis zur westlichen Scherungszone der QBO, weswegen sich dieser Mode im Experiment W-QBO im wesentlichen nur bis 70 hPa ausdehnt, in E-QBO aber bis in die oberste Schicht reicht. Im Experiment CONTROL gibt es in der Stratosphäre keine Westwinde, weswegen sich dieser Mode ebenfalls bis in die oberste Schicht ausbreiten kann. In der westlichen Scherungszone wird dieser Mode im klimatologischen Mittel absorbiert und (partiell) reflektiert. Da dieser Mode in den Experimenten in jedem Jahr angeregt wird, kann seine Struktur sowohl in einzelnen Monatsmitteln, als auch in den klimatologischen Monatsmitteln erkannt werden. Im folgenden wird die Struktur dieses Modes anhand der Daten aus dem Experiment E-QBO in den Wintermonaten präsentiert.

5.1.1 Die horizontale Struktur

Abbildung 5.1 zeigt die im Januar bestehenden klimatologischen Abweichungen verschiedener Felder von ihrem zonalen Mittel auf 50 hPa. Von oben nach unten geordnet werden der zonale Wind, das Vektorfeld der horizontalen Geschwindigkeit, die Temperatur und das Geschwindigkeitspotential gezeigt.

Der Mode ist symmetrisch zum Äquator und lateral auf ca. 10°N bis 10°S eingeschränkt, wobei die Halbwertsbreite nur 5° beträgt. Das horizontale Windfeld ist zonal ausgerichtet und besitzt am Äquator nur sehr geringe meridionale Komponenten. Die Wellenlänge beträgt ca. 10000 km, wobei der Wellenzug nur drei klare Maxima und Minima aufweist. Würde sich dieser Mode wie eine ideale Welle rund um den Globus ausbreiten, so wäre dies ein Mode mit Wellenzahl 4. Es zeigt sich also die typische Struktur einer klassischen Kelvinwelle, wie sie von *Matsuno (1966)* im Rahmen der quasi-geostrophischen Theorie analytisch gefunden und wie sie erstmals von *Wallace und Goussy (1968)* in Beobachtungsdaten analysiert wurde. Dieser klassische Kelvinmode hat eine zonale Wellenzahl 1 bis 2 und eine meridionale Halbwertsbreite von ca. 10° . Die geometrischen Skalen des neuen Modes sind somit nur $1/2$ bis $1/4$ derjenigen des klassischen Modes.

Der Wellenzug offenbart sich auf 50 hPa im Geschwindigkeitspotential (Abbildung 5.1d) besonders deutlich. Er besteht aus einem Hauptmaximum bei 160°E , gefolgt von weiteren Minima und Maxima bei 150°W , 100°W , 45°W und 20°W . Der Wellenzug des zonalen Windes ist demgegenüber um 25° , derjenige der Temperatur um 10° nach Westen verschoben. Die

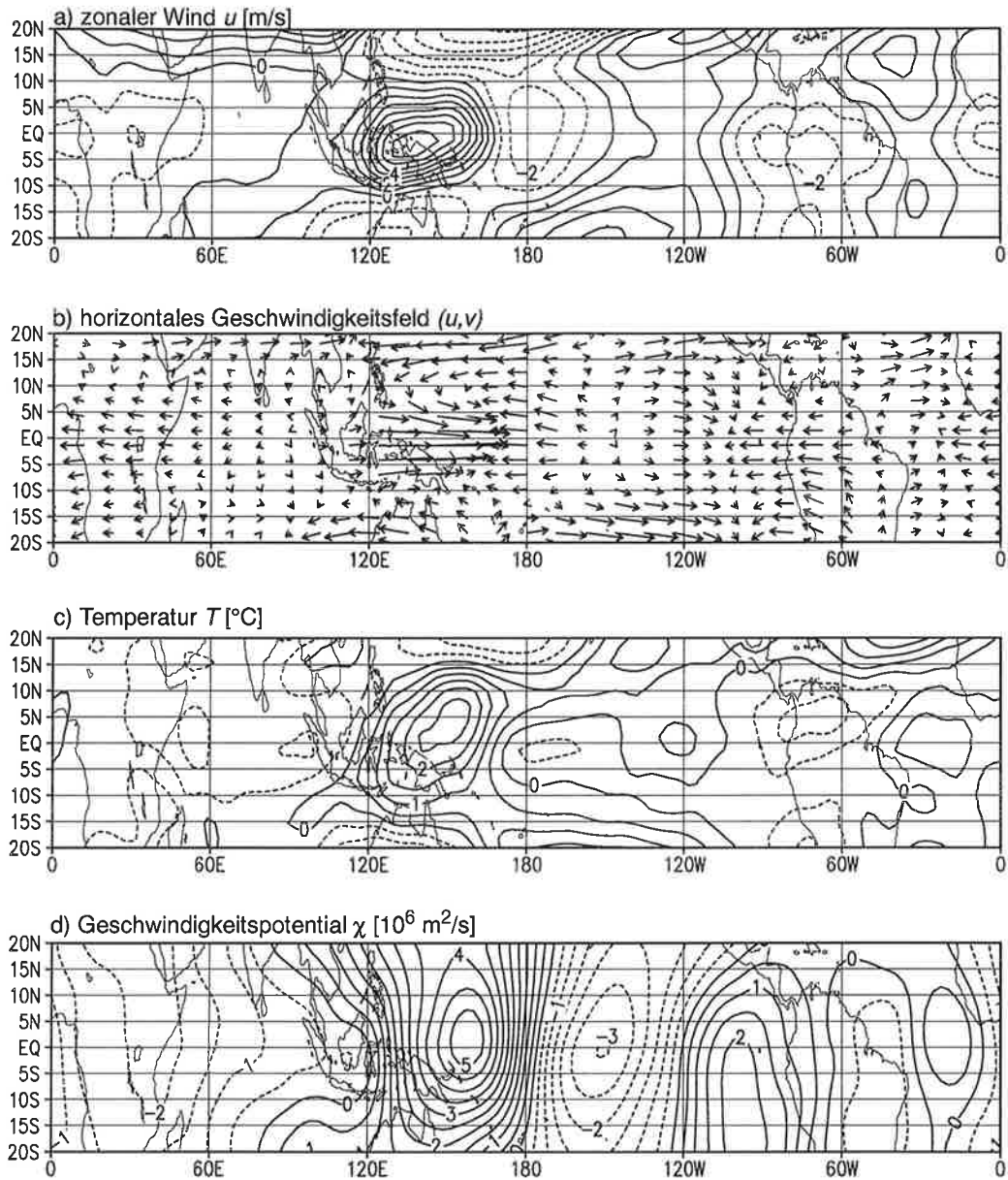


Abb. 5.1 Januarklimatologie des Kelvinmodes auf 50 hPa in E-QBO. a) zonaler Wind u [m/s], b) horizontales Vektorfeld (u, v) [skaliert gemäß u in Bild (a)], c) Temperatur T [°C], d) Geschwindigkeitspotential χ [10^6 m²/s]

Auslenkungen im Hauptmaximum betragen 7.5 m/s in u , 2.5°C in T und $5.2 \cdot 10^6$ m²/s in χ . In den ostwärts anschließenden äquatorialen Maxima und Minima sind die Auslenkungen deutlich geringer und betragen typischerweise 2 m/s in u , 1.5°C in T und $2 \cdot 10^6$ m²/s in χ . Im Falle des zonalen Windes muß zudem beachtet werden, daß das Anomaliefeld sowohl bei 120°W als auch bei 35°W am Äquator Sattelpunkte bildet, da die extratropischen Anomalien das gleiche Vorzeichen, aber eine größere Amplitude besitzen.

5.1.2 Die vertikale Struktur

Die vertikale Struktur wird anhand des Temperaturfeldes in Abbildung 5.2 dargestellt. Sie zeigt die klimatologische Abweichung der Temperatur vom zonalen Mittel im Januar, gemittelt von 5°N bis 5°S in den Experimenten E-QBO, W-QBO und CONTROL.

Abbildung 5.2a zeigt eine klare Wellenstruktur mit ostwärts ansteigenden Linien konstanter Phase, in Übereinstimmung mit der Theorie der Kelvinwellen. Die Welle hat ihren Ursprung im Westpazifik, in einer Wärmeanomalie bei [160°E, 325 hPa] und setzt sich vertikal fort mit weiteren Kälte- und Wärmeanomalien bei [150°E, 100 hPa], [145°E, 50 hPa], [140°E, 30 hPa] und [140°E, 10 hPa]. Östlich dieser Anomalien zeigen sich auf 70 bis 10 hPa periodisch fortgesetzte Anomalien, die die oben gezeigte horizontale Struktur besitzen. Diese Wellenzüge sind dabei auf 50, 30 und 10 hPa jeweils um 180° phasenverschoben, d.h. der aufwärts propagierende Mode wird im klimatologischen Mittel partiell reflektiert und erzeugt eine abwärts propagierende Kelvinwelle mit ostwärts absteigenden Linien konstanter Phase. Wie unten gezeigt wird, führt die Überlagerung der auf- und abwärts propagierenden Wellen, deren Wellenvektoren horizontal gespiegelt sind zu einer langsamen Ostwärtsbewegung des stratosphärischen Wellenmusters. Die vertikale Wellenlänge dieser stratosphärischen Welle beträgt ca. 10 km. Daß Reflexionen in der Ausbreitung von Kelvinwellen eine Rolle spielen, wurde schon von *Salby et al. (1984)* gefunden. Sie analysierten satellitengestützte Temperaturmessungen in der mittleren Atmosphäre und fanden sowohl aufwärts als auch abwärts propagierende Kelvinwellen, woraus sie folgerten, daß die zweite durch eine partielle Reflexion der ersteren entstanden sein mußte.

In Abbildung 5.2b, d.h. im Experiment W-QBO mit westlicher QBO-Phase über der Tropopause, zeigt sich in der oberen Troposphäre eine ähnliche Struktur wie im Experiment E-QBO. Oberhalb der Tropopause, d.h. schon bei 70 hPa gerät der Mode in die westliche Scherungszone und wird partiell reflektiert, erkennbar am Knick in den Linien konstanter Phase, siehe z.B. die Nulllinie um die positive Anomalie bei [120°E, 70 hPa]. Die Welle ist auf 50 hPa nur schwach ausgeprägt und auf 30 und 10 hPa nicht mehr vorhanden.

In Abbildung 5.2c, d.h. im Experiment CONTROL, wird dieser Mode ebenfalls angeregt und ist insbesondere auf 50 und 30 hPa gut zu erkennen. Die Welle wird auf 50 hPa partiell reflektiert, da dort die zonal gemittelte zonale Strömung in der tropischen Stratosphäre nur geringe östliche Geschwindigkeiten erreicht und damit eine stärkere Absorption und Reflexion der vertikal propagierenden Welle ermöglichen, als in der kräftigen QBO-Ostphase in E-QBO.

Da die Welle in allen drei Experimenten auf 70 und 50 hPa erkennbar ist, können zwei Fehlermöglichkeiten ausgeschlossen werden. Erstens zeigt die Existenz dieses Modes in E-QBO und

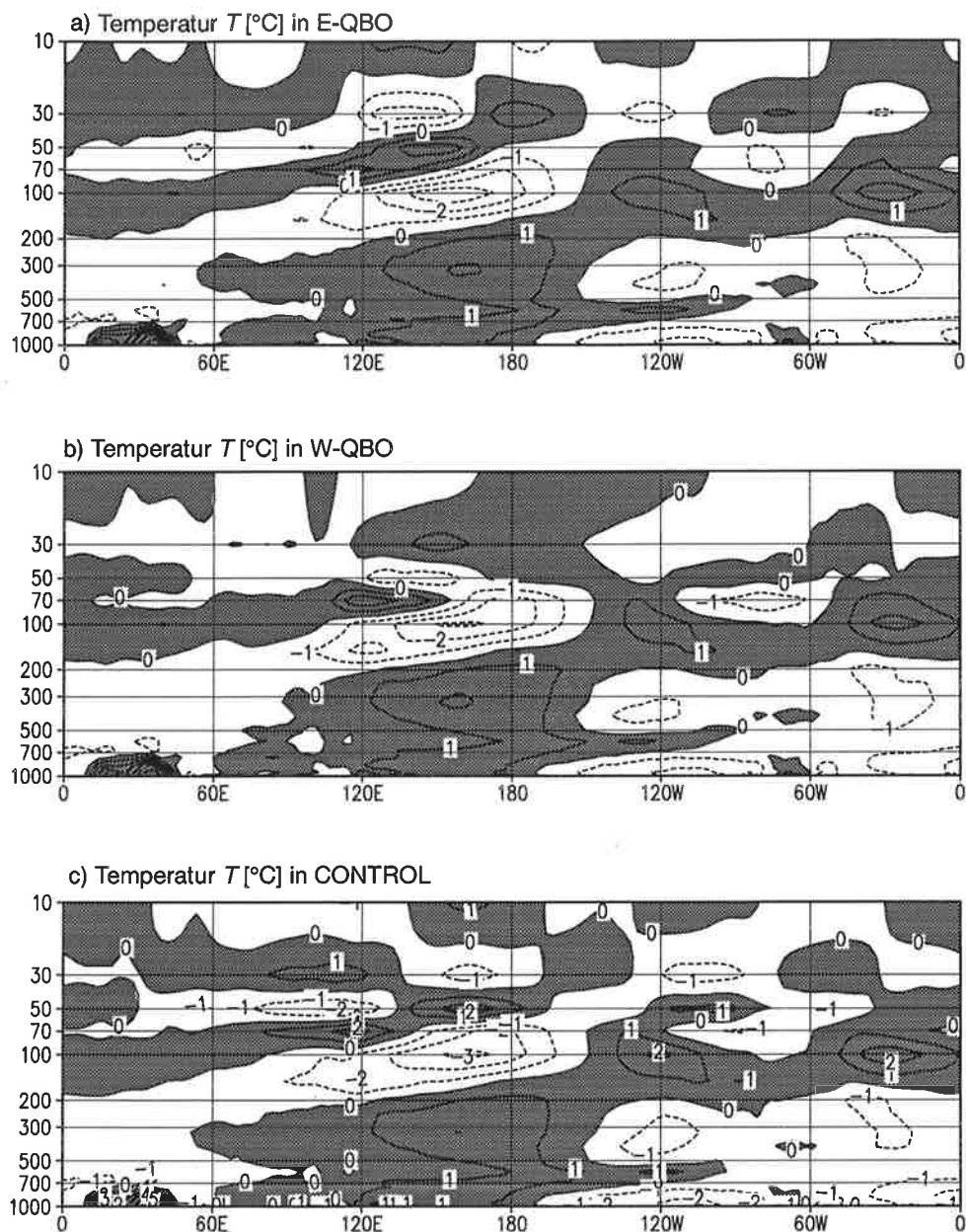


Abb. 5.2 Vertikale Schnitte entlang des Äquators der klimatologischen Abweichung der Temperatur T [°C] vom zonalen Mittel im Januar, a) in E-QBO, b) in W-QBO, c) in CONTROL.

beschränkt auf 70 und 50 hPa in W-QBO, daß der Mode nicht durch den oberen Rand ausgelöst wird. Zweitens beweist die Existenz dieser Welle in E-QBO und in CONTROL, daß die Anregung der Welle nicht durch die Assimilationsmethode bedingt ist.

Entscheidend ist das vertikale Profil des zonal gemittelten zonalen Windes am Äquator und somit die Position von eventuell vorhandenen kritischen Linien oder Flächen des zonalen Windes. An solchen Linien oder Flächen verschwindet die relative zonale Phasengeschwindigkeit

einer Welle gegenüber der zonalen Grundströmung. In der linearen Theorie würde somit ein Luftpaket auf einer kritischen Linie beliebig lang mit beliebig starker Amplitude in ausgelenktem Zustand verharren, was in natura durch Dissipation, Turbulenzen und Strahlungsprozesse verhindert wird. Diese nichtlinearen Prozesse führen zur Absorption und partiellen Reflexion einer Welle in der Scherungszone, innerhalb der sich die kritische Linie befindet (siehe z.B. *Warn und Warn, 1978*). Abbildung 5.3 zeigt die zonal gemittelten Profile des zonalen Windes am Äquator für die drei Experimente W-QBO, E-QBO und CONTROL. In W-QBO ist der

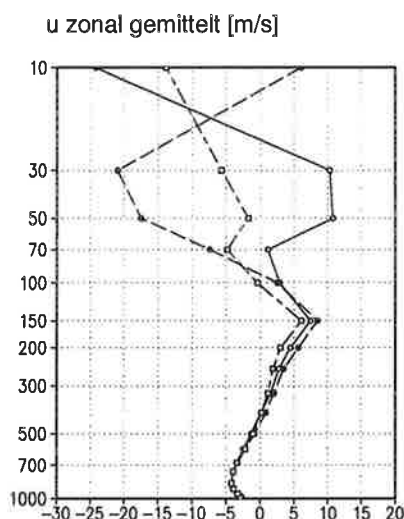


Abb. 5.3 Januarklimatologie des zonal gemittelten zonalen Windes am Äquator [m/s] für W-QBO (durchgezogene Linie), E-QBO (gestrichelte Linie) und CONTROL (punktgestrichelte Linie).

zonale Wind von 400 hPa bis einschließlich 30 hPa westlich, hat jedoch ein Minimum bei 70 hPa, in dem der Westwind nur noch 1.5 m/s beträgt. Solche Bedingungen verhindern die Entwicklung eines ungehindert vertikal propagierenden Kelvinmodes, da dieser de facto durch eine kritische Linie bei 70 hPa gefangen wird. In E-QBO befindet sich die untere Stratosphäre von 70 bis 30 hPa in der Ostphase und erlaubt einer Kelvinwelle die vertikale Ausbreitung bis in die Scherungszone zwischen 30 und 10 hPa, in der sich wiederum eine kritische Linie des zonalen Windes befindet. In CONTROL sind die zonal gemittelten zonalen Winde oberhalb von 100 hPa östlich, haben jedoch auf 50 hPa ein relatives Extremum von nur -1.8 m/s. Der Mode kann sich somit vertikal ausbreiten, wird jedoch wegen der geringen relativen Geschwindigkeit teilweise auf 50 hPa absorbiert und reflektiert.

5.1.3 Der transiente Charakter

Der kleinskalige Kelvinmode wird jeweils ab Dezember angeregt und propagiert in den folgenden drei Monaten ostwärts, wobei der Mode insgesamt einen stark transienten Charakter

hat. Dies wird anhand der Entwicklung der Temperaturkomponente auf 30 hPa in E-QBO in Abbildung 5.4 dargestellt. Das Hovmöllerdiagramm zeigt die Klimatologie von Mai bis Juni

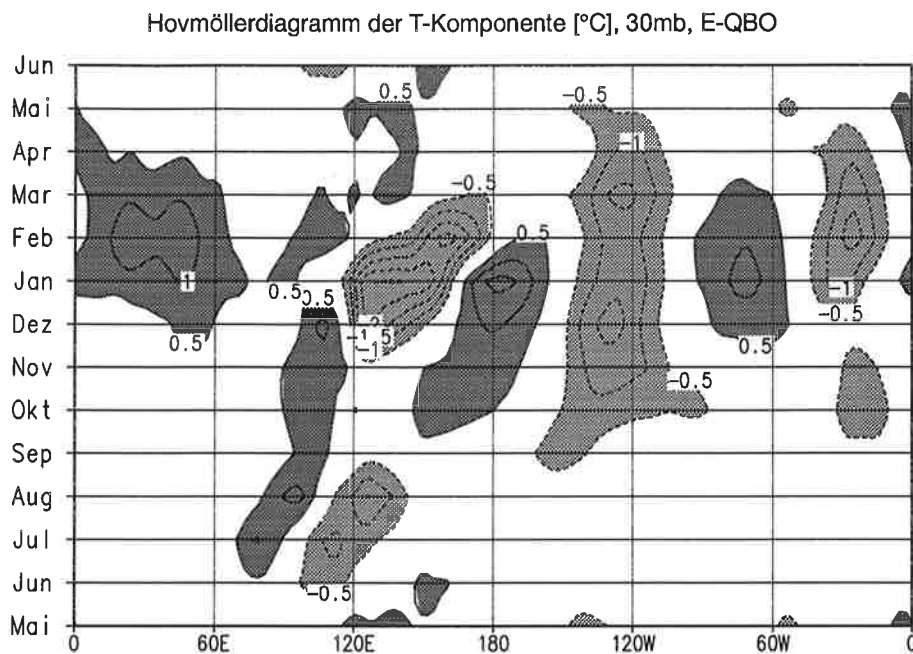


Abb. 5.4 Hovmöllerdiagramm der Temperaturkomponente der transienten Kelvinwelle auf 30 hPa am Äquator in E-QBO [°C]. Positive Werte größer als 0,5°C sind dunkel schraffiert, negative Werte kleiner als -0,5°C sind hell schraffiert.

des folgenden Jahres. Von Oktober bis März existiert ein Wellenzug mit variabler Wellenlänge, mit Wellenzahl 3 bis 4 und ebenfalls variabler Phasengeschwindigkeit. Die erste negative Anomalie entwickelt sich ab Dezember bei 130°E und wandert in 3 Monaten um 1/6 des äquatorialen Umfangs ostwärts, mit einer Geschwindigkeit von +0,86 m/s. Die folgende positive Anomalie entwickelt sich ab Oktober und propagiert ostwärts mit einer geringeren Geschwindigkeit von 1/12 des äquatorialen Umfangs innerhalb von 4 Monaten, entsprechend +0,32 m/s. Die folgende negative Anomalie existiert von Oktober bis April und ist de facto stationär, wie auch die zwei weiteren, weiter ostwärts liegenden Anomalien, die sich erst ab Dezember bzw. Januar entwickeln und nur bis März bzw. April andauern. Die letzte Anomalie des Wellenzuges, zwischen 0 und 60°E, ist ebenfalls stationär.

Die Propagation der ersten zwei Temperaturanomalien und die Stationarität der östlich nachfolgenden Komponenten zeigt sich auch in Hovmöllerplots auf 10, 50, 70 und 100 hPa. Auf 10 hPa haben jedoch beide propagierenden Anomalien die gleiche Phasengeschwindigkeit von +0,86 m/s.

Dieser Mode hat somit eine sowohl räumlich als auch zeitlich begrenzte Ausdehnung und entspricht daher nur mit Einschränkungen einer klassischen Welle. Berechnet man trotzdem eine Periode gemäß $T(m)=\lambda(m)/c$, mit $\lambda(m) = \text{äquatorialer Umfang}/m$, und $c = 0.87 \text{ m/s}$, so erhält man für die Wellenzahlen $m=3$ und $m=4$ die Perioden $T(3) = 6 \text{ Monate}$ und $T(4) = 4.5 \text{ Monate}$.

Von Juni bis August entwickeln sich zwischen 70°E und 150°E eine positive und eine negative Anomalie, allerdings mit geringerer Amplitude. Diese Anomalien setzen sich dann jedoch nicht in einer Kelvinwelle fort, wie in den Monaten Dezember bis Februar. Die Gründe dafür werden unten diskutiert.

5.1.4 Das auslösende Moment: eine barotrope Instabilität

Bisher wurden verschiedene Aspekte der in den Modellrechnungen gefundenen neuen Welle beschrieben. Hier soll nun gezeigt werden, daß die direkte Ursache der Welle die barotrope Instabilität des östlichen Jets am Äquator ist, der natürlich auf die starke und hochreichende Konvektion im indonesischen und westpazifischen Raum zurückzuführen ist. In unmittelbarer Umgebung dieses Jets entstehen Gebiete mit negativem meridionalen Gradienten der absoluten Vorticity. Dies ist ein notwendiges und hinreichendes Kriterium für das Auftreten einer barotropen Instabilität. Diese Art von Instabilität tritt sowohl in den Monaten Dezember bis Februar als auch von Juli bis August auf, ist aber im borealen Winter stärker ausgeprägt. Die Instabilität tritt unabhängig von der QBO-Phase auf, wobei die vertikale Ausrichtung von der QBO-Phase bestimmt wird. Die Instabilität bleibt gegenüber dem Grund beinahe stationär, so daß sie teilweise sogar in monatlichen Mitteln gefunden werden kann. In klimatologischen Monatsmitteln ist diese Instabilität praktisch nicht mehr erkennbar. Nachfolgend wird die Instabilität exemplarisch für den Monat Dezember im sechsten Jahr des Experiments E-QBO dargestellt, weil sie dann besonders klar auftritt.

Abbildung 5.5 zeigt für diesen Monat das Stromlinienfeld, den zonalen Wind und das Temperaturfeld auf 70 hPa. Die Anomalie besteht aus einem Doppelvortex, der auf beiden Hemisphären zyklonal rotiert. Die longitudinale Ausdehnung des Doppelvortex beträgt ca. 20° Länge, die meridionale Ausdehnung ca. 15° Breite. Die Zentren haben einen meridionalen Abstand von 7° Breite. Am Äquator dreht sich die zonale Windrichtung in diesem Bereich von Ost auf West. Während die Amplitude des stromaufwärts liegenden östlichen Jets bis zu -20 m/s erreicht, liegt sie zwischen den Wirbeln bei $+9 \text{ m/s}$. Im Temperaturfeld entsteht dadurch im Gebiet des Doppelvortex eine Anomalie von ca. $+4 \text{ K}$ bzgl der Temperaturen stromaufwärts bei 140°E oder stromabwärts bei 70°E , d.h. in der westlichen Strömung sinkt die Luft und erwärmt sich adiabatisch.

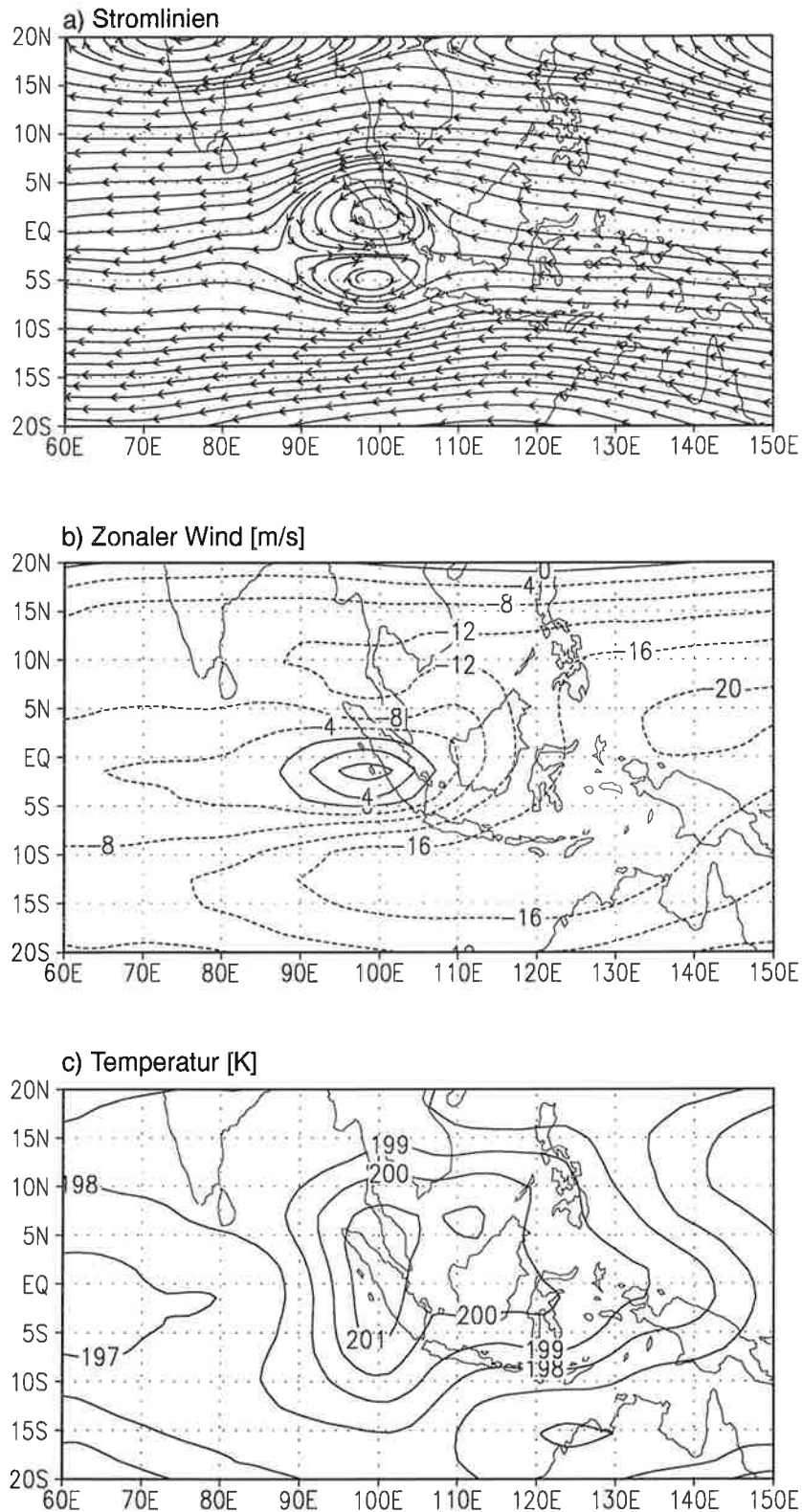


Abb. 5.5 Barotrope Instabilität auf 70 hPa, als Monatsmittel im Dezember des Jahres 06 in E-QBO, a) Stromlinienfeld, b) zonaler Wind [m/s] und c) Temperatur [K].

Das Kriterium für eine barotrope Instabilität ist erfüllt, wenn der meridionale Gradient der absoluten Vorticity negative Werte annimmt. Diese Bedingung ist erfüllt und wird in Abbildung 5.6 für den Monat Dezember im Jahr 06 in E-QBO gezeigt. Auf der Polseite beider Rotationszentren treten stark negative Gradienten auf. Trotzdem kann die Strömungsanomalie relativ große Amplituden erreichen, siehe Abbildung 5.5, bis ihrem Wachstum Einhalt geboten wird. Der gezeigte Doppelvortex ist also uneffizient in der Beseitigung der barotropen Instabilität, die primär durch den zu dieser Jahreszeit am Äquator stark gebündelten östlichen Jet verursacht wird.

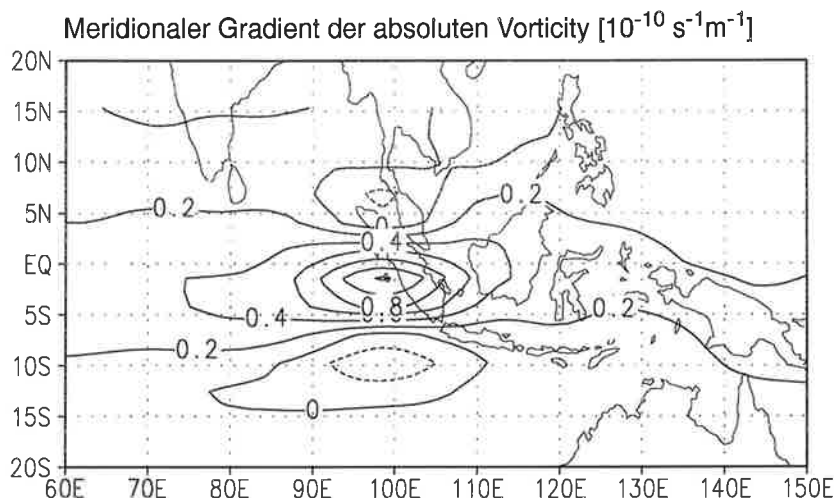


Abb. 5.6 Meridionaler Gradient der absoluten Vorticity [$10^{-10} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$] auf 70 hPa im Dezember des Jahres 06 in E-QBO.

In Abbildung 5.5 wurde ein ausgewählter, beinahe symmetrischer und isolierter Doppelvortex gezeigt. Diese Symmetrie wird nur gelegentlich erreicht. Häufig ist ein Vortex dominant. Gelegentlich setzt sich dieser Doppelvortex in einer westwärts, stromabwärts liegenden Turbulenzzone fort. Die vertikale Ausdehnung reicht in der Regel von 100 hPa bis 70 hPa in W-QBO bzw. bis 50 hPa in E-QBO und CONTROL. Der Doppelvortex entsteht also nur in einer östlichen Strömung, was dadurch erklärt werden kann, daß ein westlicher Jet, wie er z.B. in W-QBO auf 50 hPa existiert, am Äquator prinzipiell barotrop stabil ist. Die Wirbel verschiedener Druckschichten sind zonal verschoben, mit ostwärts ansteigenden Linien konstanter Phase. Diese drei Aspekte, die Asymmetrie, die Turbulenzzone und die vertikale Versetzung werden in Abbildung 5.7 anhand eines ausgewählten Zeitschritts demonstriert (20. Dezember, Jahr 06, E-QBO). Die Wirbel reichen von 90°E auf 100 hPa bis 130°E auf 50 hPa, haben also in diesem Fall eine totale horizontale Verschiebung der Zentren von 40° über eine vertikale Distanz von ca. 5 km. Gleichzeitig ist auf 70 hPa die stromabwärts folgende Turbulenz zu sehen.

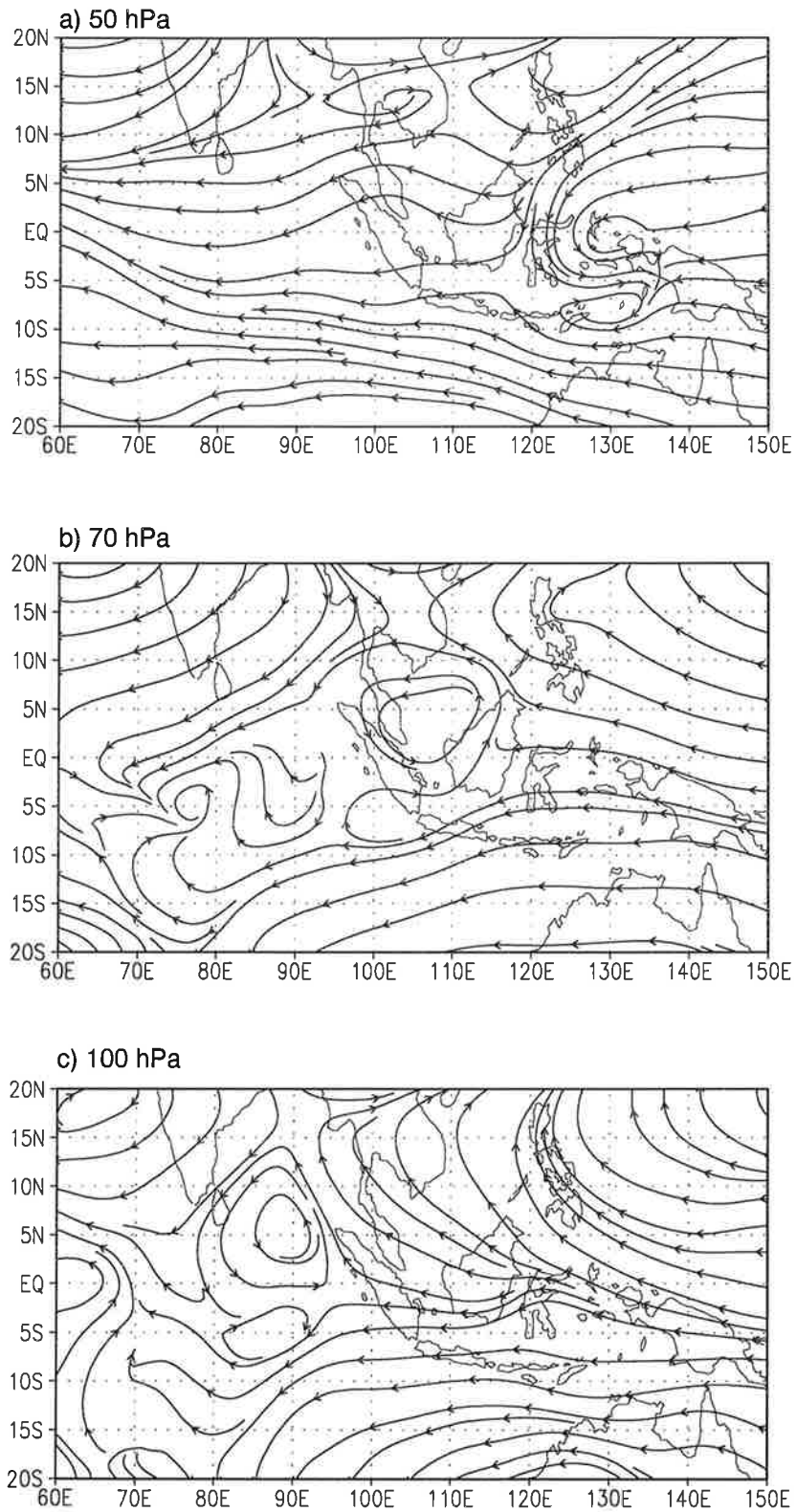


Abb. 5.7 Barotrope Instabilität für einen Zeitschritt (20. Dezember, Jahr 06, Experiment E-QBO) auf a) 50 hPa, b) 70 hPa und c) 100 hPa.

Die in der barotropen Instabilität selbst entstehende Temperaturanomalie bildet den Anfang einer vertikal nach oben fortgesetzten Kette von Temperaturanomalien mit alternierenden Vorzeichen. Dies wird hier anhand der Temperaturanomalien bzgl. des zonalen Mittels für die in Abbildung 5.7 gezeigte Strömungsanomalie in Abbildung 5.8 gezeigt.

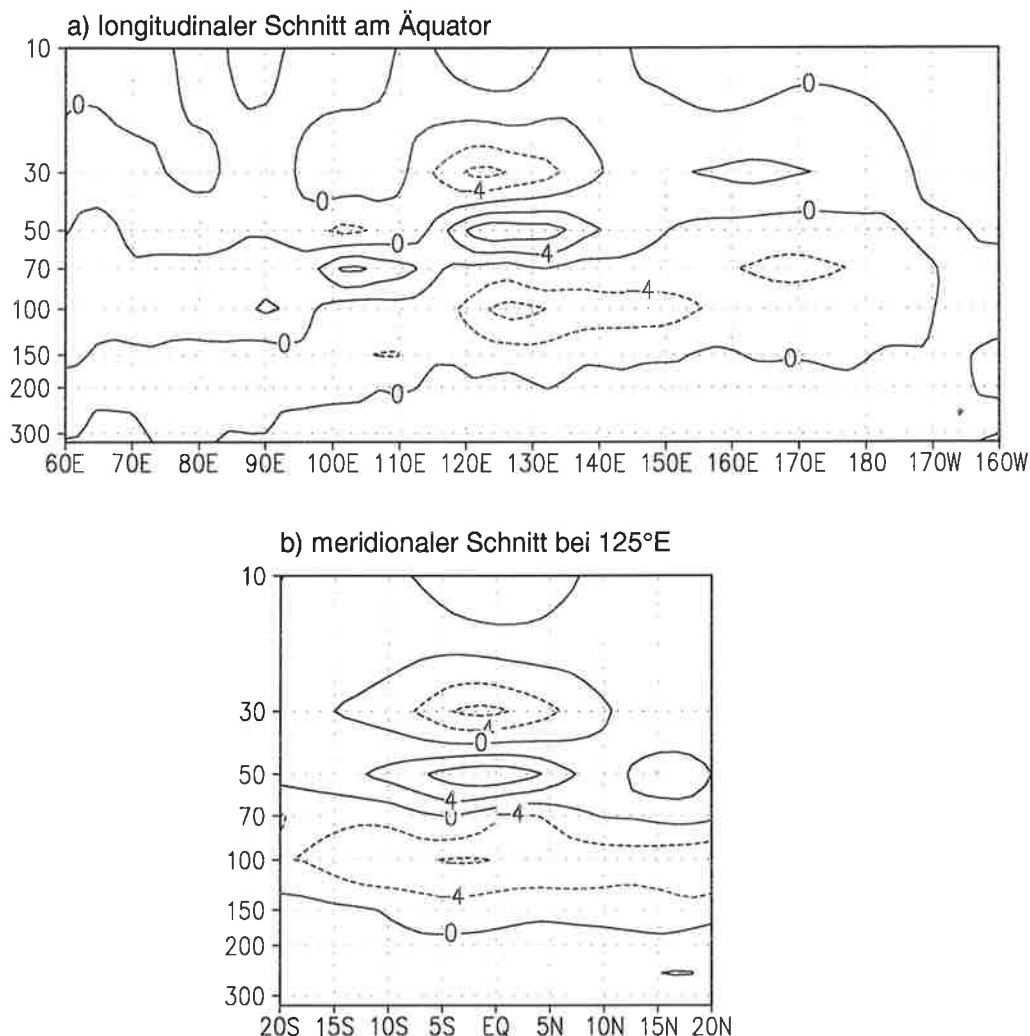


Abb. 5.8 a) Vertikaler Schnitt der zonalen Temperaturanomalien [K] entlang des Äquators und b) Vertikaler Schnitt bei 125°E, für 20. Dezember, Jahr 06, Experiment E-QBO.

Die Temperaturanomalien erreichen Werte von +9 bis -8 K, sind also ungewöhnlich groß. Die longitudinale und meridionale Ausdehnung entspricht derjenigen des Wirbels. Der longitudinale Schnitt zeigt, daß die Temperaturanomalien von 100 hPa aufwärts bis 30 hPa zunehmend westlicher, d.h. zunehmend stromabwärts, liegen. Im klimatologischen Mittel erhält man die in Abbildung 5.2 dargestellten Temperaturanomalien. Dieses Bild zeigt auch, wie sich diese Temperaturanomalien in E-QBO und in CONTROL auf 50 und 30 hPa weiter ostwärts zu einer Welle fortsetzen, zum vorgehend diskutierten Kelvinmode.

5.1.5 Amplituden und zonale Ausdehnung im Sommer und Winter

Der kleinskalige Kelvinmode wird jeweils von Dezember bis Februar, nicht jedoch von Juni bis August angeregt, obwohl in beiden Zeitspannen auf 30 hPa bei ca. 120°E ähnliche Temperaturanomalien auftreten. Die Amplituden und die zonale Ausdehnung der Anomalien sind aber im ersten Zeitraum wesentlich größer als im Zeitraum von Juni bis August. Der Grund für die verschiedenen starken Temperaturanomalien dürfte in der unterschiedlichen Intensität des Konvektionszentrums im westpazifischen Raum liegen. Die Ursache für die verschiedenen zonalen Ausdehnungen liegt in der Phasenbeziehungen des Kelvinmodes zu den subtropischen Windanomalien.

Abbildung 5.9 zeigt die Amplituden der Temperaturkomponenten T des Kelvinmodes auf 30 hPa im Januar und August in E-QBO und die korrespondierenden Geschwindigkeitspotentiale χ auf 100 hPa, die die Stärke der hochreichenden Konvektion anzeigen. Ein Minimum in χ entspricht einem Maximum in der Divergenz. Die ersten negativen Anomalien der Temperaturkomponenten haben Werte von -2.5°C in Januar und -1.5°C in August, entsprechend 60% des Januarwertes. Das Geschwindigkeitspotential erreicht Werte von $-21 \cdot 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ in Januar und $-14 \cdot 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ in August, entsprechend 66% des Januarwertes. Während sich im Januar ein Wellenzug von 90°E aus mit geringer Dämpfung gegen Osten ausbreitet, reicht der Wellenzug im August im wesentlichen nur bis 150°E, was mit der unterschiedlichen Phasenbeziehung des Kelvinmodes zu den subtropischen Anomalien des zonalen Windes, gezeigt in Abbildung 5.10, erklärt werden kann. Im borealen Winter dehnen sich die extratropischen planetaren Wellen von Norden her bis 10°N aus. Der extratropische Ausläufer mit negativer Anomalie des zonalen Windes befindet sich nördlich der zonalen Konvergenz am Äquator bei 170°E, wodurch die horizontale Rezirkulation des Kelvinmodes verstärkt wird. Im borealen Sommer sind die extratropischen Anomalien genau um 180° phasenverschoben gegenüber den extratropischen Januaranomalien. Dies führt zum gegenteiligen Effekt, nämlich zu einer Abschwächung der horizontalen Rezirkulation. Die zonale Ausbreitung des Modes in Richtung Osten wird dadurch stark gedämpft.

5.2 ENSO-Abhängigkeit

Bisher wurde der neue Kelvinmode im wesentlichen anhand der Januardaten aus dem Experiment E-QBO dargestellt. Es stellt sich nun die Frage, wie dieser Mode durch die ENSO-Zyklen beeinflusst wird, da während einer El Niño-Periode das Konvektionszentrum vom Westpazifik in den Zentralpazifik wandert und sich somit die longitudinale Phasenbeziehung dieses Zentrums zu den extratropischen planetaren Wellen zwangsweise stark ändert. Dazu sollen die Daten des Experiments AMIP&QBO untersucht werden, die den Zeitraum von 1979 bis 1992 abdecken. In diesem Zeitraum liegt die QBO im Januar der Jahre 1980, 1982, 1985,

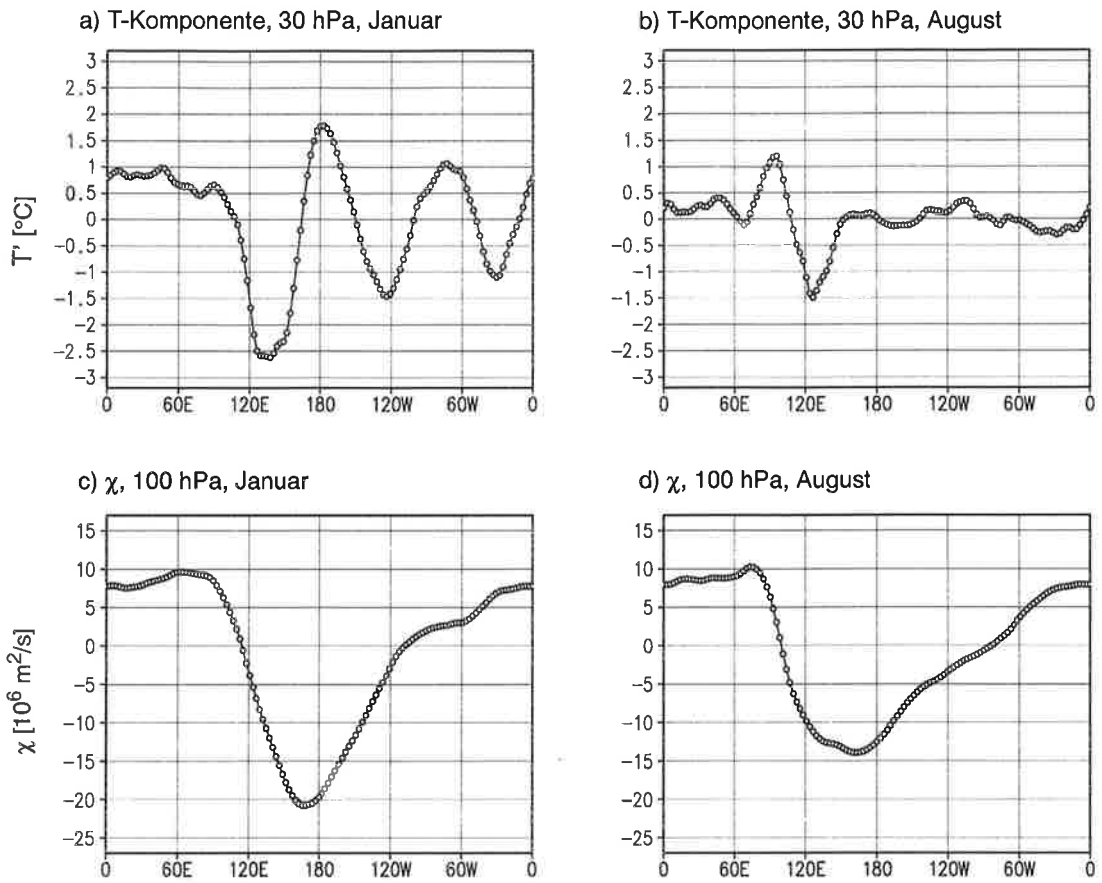


Abb. 5.9 Amplitude der Temperaturkomponente T [°C] des Kelvinmodes am Äquator auf 30 hPa in a) Januar und b) August und Amplituden des Geschwindigkeitspotentials χ [10^6 m²/s] am Äquator auf 100 hPa in c) Januar und d) August.

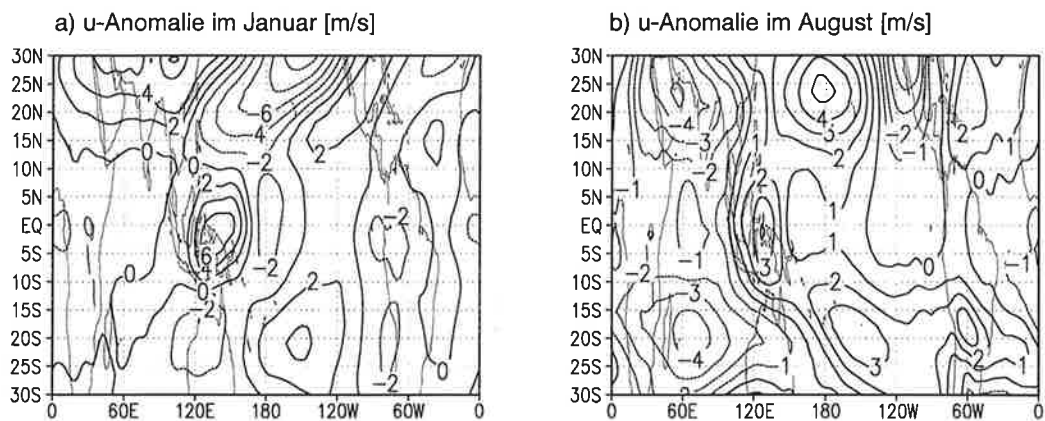


Abb. 5.10 Anomalien des zonalen Windes [m/s] auf 50 hPa in E-QBO, a) im Januar, b) im August.

1990 und 1992 in Ostphase, d.h. der äquatoriale zonale Wind über Singapur war auf 30 und 50 hPa östlich. In den drei Jahren 1980, 1985 und 1990 war die QBO auch auf 70 hPa östlich, im Jahr 1982 auch auf 10 hPa (siehe Abbildung 3.4). Von diesen fünf Wintern gehören 1985 und 1992 zu La Niña- bzw. El Niño-Ereignissen. Es kann also nur eine Einzelfalluntersuchung gemacht werden.

Abbildung 5.11 zeigt analog zur Abbildung 5.2 vertikale Schnitte entlang des Äquators der Temperaturanomalie, gemittelt von 5°N bis 5°S, für Januar 1979 bis Januar 1992. Tatsächlich findet man in den Jahren 1980, 1982, 1985 und 1990 wieder die aus dem Experiment E-QBO bekannte Struktur. Im Januar 1992 sind die Amplituden jedoch generell gering und die Welle nicht erkennbar. Insgesamt gleicht das Muster sehr stark demjenigen vom Monat Januar 1987, der ebenfalls in eine El Niño-Periode fällt, wohingegen sich die QBO erst im Übergang von der West- zur Ostphase befindet. Das dritte El Niño-Jahr, nämlich 1983, unterscheidet sich auf Grund der wesentlich weiter ostwärts verschobenen Anomalien und der von 10 bis 70 hPa reichenden QBO-Westphase deutlich von den Januaranomalien der Jahre 1987 und 1992. Im La Niña-Jahr 1985 sind die Anomalien des Kelvinmodes sowohl auf 30, als auch auf 50 hPa, innerhalb dieser Zeitreihe am deutlichsten ausgeprägt. Im La Niña-Jahr 1989 ist die QBO im Übergang von der West- zur Ostphase und der Mode nicht präsent.

Innerhalb der wenigen verfügbaren Fälle ist der Mode, der nur bei QBO-Ostphase angeregt wird, im Januar von La Niña 1985 am stärksten ausgeprägt und im El Niño 1992 praktisch nicht erkennbar. Ob die Welle 1985 signifikant stärker ist als in den anderen Jahren kann hier nicht beurteilt werden. Die praktisch nicht erkennbare Anregung dieses Modes im Januar 1992 ist jedoch außergewöhnlich, da der Mode in allen Jahren des Experiments E-QBO gut zu erkennen war (ohne Abbildung). Physikalisch kann dies wiederum mit der longitudinalen Phasenbeziehung der extratropischen planetaren Wellen auf der Nordhemisphäre und der Position des tropischen Konvektionszentrum erklärt werden. Während eines El Niños verschiebt sich das Konvektionszentrum aus dem Westpazifik ostwärts in den Zentralpazifik (1987, 1992) oder bis in den Ostpazifik (1983). Die extratropischen planetaren Wellen der Nordhemisphäre werden jedoch in ihrer Position wenig beeinflusst, da sie durch die Lage der Kontinente gegeben ist. Das Argument für die Unterdrückung des Modes im Januar 1992 ist also dasselbe wie in der Erklärung der Unterdrückung des Modes in den Sommermonaten Juli und August (Kapitel 5.1.5), nämlich eine ungünstige Phasenbeziehung. Da in dieser Reihe nur eine einzige Kombination von QBO-Ostphase und El Niño auftritt, bleibt dies vorerst eine mögliche Hypothese.

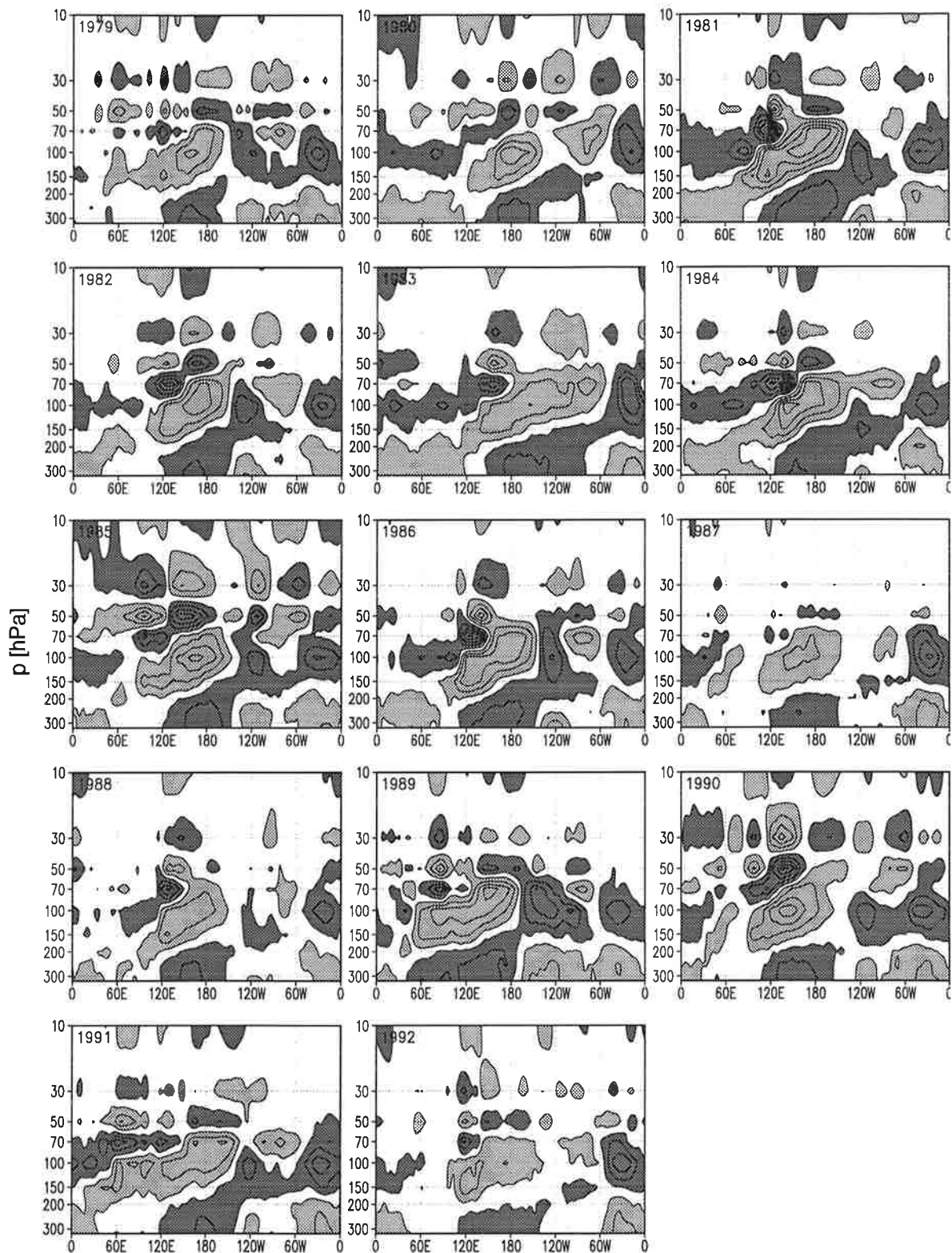


Abb. 5.11 Äquatoriale Januartemperaturanomalien zwischen 325 und 10 hPa, gemittelt von 5°N bis 5°S. Januar 1979 bis Januar 1992 sind von links nach rechts und oben nach unten angeordnet. Anomalien größer als 0.5°C und kleiner als -0.5°C sind dunkel bzw. hell schattiert, der Isolinienabstand beträgt 1°C.

5.3 Beobachtungen

Alle bisherigen Darstellungen des Kelvinmodes mit zonaler Wellenzahl 3 und 4 bezogen sich auf Modelldaten. Nach dessen Diskussion soll hier gezeigt werden, daß dieser Mode mit großer Wahrscheinlichkeit kein Modellartefakt ist.

5.3.1 REANALYSIS

Im Rahmen des REANALYSIS-Projekts werden am Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersagen (ECMWF) in Reading die Beobachtungsdaten seit 1979 neu analysiert. Daten dieser neuen Analyse haben gegenüber dem alten Datensatz den großen Vorteil, daß sie alle mit dem gleichen Modell an die Beobachtungen assimiliert wurden und daher zeitliche Diskontinuitäten, historisch bedingt durch Modellwechsel, entfallen. Zusätzlich konnten durch die Einbeziehung von Satellitendaten die Dichte der Meßdaten außerhalb von 20° Breite erhöht werden. Die Auflösung des verwendeten Modells liegt spektral bei T106, entsprechend 1.125°, und 17 Schichten, wobei die obersten Schichtgrenzen wie in ECHAM4 bei 70, 50, 30 und 10 hPa liegen. Von den REANALYSIS-Daten konnte ein vorläufiger Datensatz von monatsgemittelten Größen von Januar 1979 bis Mai 1988 für die Validierung des Kelvinmodes verwendet werden.

Diese REANALYSIS-Daten geben die QBO (des zonalen Windes) qualitativ richtig wieder (pers. Mitteilung, Per Kållberg, ECMWF). Daher kann in den Jahren 1980, 1982 und 1985 ebenfalls die Anregung des Modes erwartet werden, was tatsächlich auch der Fall ist. Wie im Experiment AMIP&QBO ist der Mode im Januar 1985 am deutlichsten ausgeprägt. Abbildung 5.12 zeigt für diesen Monat die Abweichungen von zonalem Wind, Temperatur und Geschwindigkeitspotential vom jeweiligen zonalen Mittel auf 50 hPa. Wie in Abbildung 5.1 kann der Mode deutlich als dominantes Merkmal der äquatorialen Anomalien erkannt werden. Dieser Mode kommt also in den REANALYSIS-Daten genau so vor, wie in den ECHAM4-Experimenten E-QBO und AMIP&QBO.

5.3.2 FGGE

Im Zusammenhang mit diesem Mode ist die Studie von *Hayashi und Golder (1994)* sehr interessant. Sie vergleichen Kelvin- und Rossby-Schwerewellen im SKYHI-Modell mit jenen in den FGGE-Daten. Dieser Datensatz wurde einer vierdimensionalen Assimilation unterzogen, so daß mit beiden Datensätzen eine Wellenzahl-Frequenz-Analyse durchgeführt werden konnte. In ihrer Abbildung 3b zeigen sie die Wellenzahl-Frequenz-Analyse im FGGE-Datensatz auf 30 hPa. In dieser Abbildung erscheint bei Wellenzahl 3 bis 4 und quasistationärer Periode (d.h. $T > 45$ Tagen) ein lokales Maximum, das dem oben im Modell gefundenen Kelvinmode entsprechen könnte.

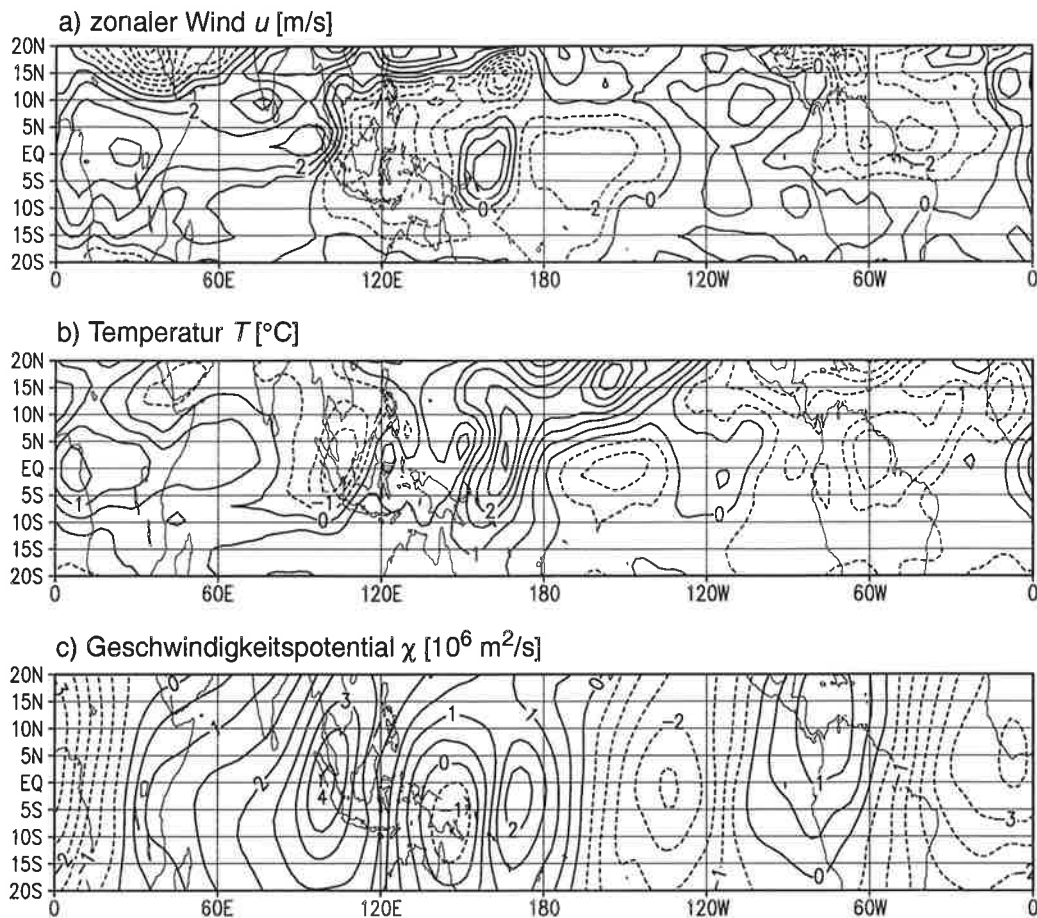


Abb. 5.12 Kelvinmode auf 50 hPa in REANALYSIS-Daten im Januar 1985, a) Anomalie im zonalen Wind u [m/s], b) Anomalie in der Temperatur T [°C] und c) Anomalie im Geschwindigkeitspotential χ [10^6 m²/s]

5.4 Dynamische Auswirkungen auf die QBO

Die Existenz eines solchen Modes erlaubt die zumindest partielle Erklärung zweier bekannter Probleme im Verständnis der QBO. Diese sind zum einen die Verlangsamung der Entwicklung der Ostphase der QBO vom Frühwinter bis ins Frühjahr und zum anderen die innerhalb von ca. 5°N bis 5°S gebündelte westliche Beschleunigung der QBO in der unteren westlichen Scheerungszone.

5.4.1 Verlangsamung der Ostphase der QBO im Winter

Aus statistischen Untersuchungen (*Dunkerton und Delisi, 1985*) ist bekannt, daß die QBO-Ostphase in den Wintermonaten der Nordhemisphäre oft ins Stocken gerät und erst wieder ab Mai weiter abwärts propagiert. Dies zeigt sich deutlich auf 50 hPa, wie Dunkerton und Delisi

gezeigt haben. Der Zeitpunkt des Einsetzens der Ostphase der QBO liegt gehäuft im Zeitraum von Ende Mai bis Mitte Juli, jedoch nur vereinzelt in den anderen neun Monaten. Dies läßt sich mit dem oben gefundenen Mode erklären, da dieser von Dezember bis April und mit geringerer Intensität und Ausdehnung von Juni bis August angeregt wird. Die inaktive Zeit umfaßt nur die vier Monate Mai und September bis November.

Diese Hypothese kann anhand der durchgeführten Experimente nicht direkt geprüft werden, da die Phasenlage der QBO direkt vorgeschrieben wird. Es läßt sich jedoch zeigen, daß der oben beschriebene Mode in der Ostphase der QBO und in der darüberliegenden westlichen Scheerungszone absorbiert wird. Hierzu wird in Abbildung 5.13 die klimatologische zonal gemittelte Tendenz des zonalen Windes gezeigt, die in der Assimilation der QBO aufgebracht werden muß, um die Erosion der QBO zu verhindern.

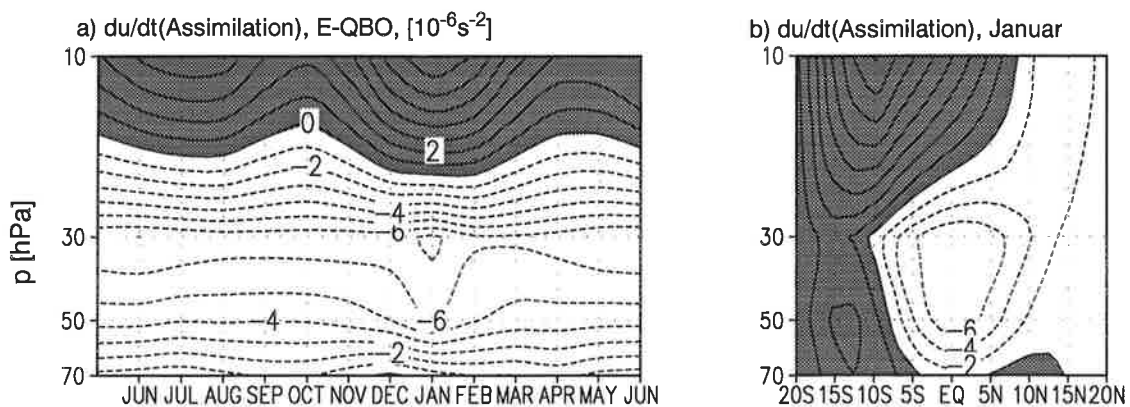


Abb. 5.13 a) Hovmöllerplot des klimatologischen zonalen Mittels der in der Assimilation angewandten Tendenz des zonalen Windes, in E-QBO, gemittelt von 5°N-5°S und b) der meridionaler Querschnitt im Januar, [10^{-6} s^{-2}], positive Werte sind schattiert.

Im Hovmöllerdiagramm sind die künstlichen Tendenzen grundsätzlich positiv auf 10 hPa, wo Westwinde vorgeschrieben werden, und negativ auf 30, 50 und 70 hPa, wo sich die QBO in Ostphase befindet. Auf 10 hPa zeigt sich eine halbjährige Modulation, die auf die Unterdrückung der vom Modell generierten "SAO" zurückzuführen ist. (Diese "SAO" besteht in CONTROL aus einer schwachen halbjährigen Schwingung der zonalen Winde, ohne daß jedoch Westwinde entstehen.) Das Profil von 30 bis 70 hPa ist während des ganzen Jahres ziemlich uniform, mit Ausnahme des Monats Januar. Im Januar muß die künstliche Tendenz auf 50 hPa gegenüber den anderen Monaten um $2 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}^2$, entsprechend 50%, gesteigert werden, um die Ostphase der QBO zu bewahren. Diese hohen künstlichen Tendenzen müssen innerhalb von 5°N bis 5°S aufgebracht werden. Es stimmt also sowohl der Zeitraum als auch die meridionale Ausdehnung dieser hohen künstlichen Tendenzen mit der Anregung und Breite des transienten

Kelvinmodes überein. Es ist somit naheliegend, einen direkten Zusammenhang zwischen einem solchen Kelvinmode und der beobachteten Verzögerung der QBO-Ostphase anzunehmen.

Eine solche Interpretation wird durch die Analyse der EP-Flußdivergenz bestätigt, wobei sich diese Größe wegen der vertikalen Differentiale auf dem gegebenen vertikalen Gitter nur bis 50 hPa berechnen läßt. Abbildung 5.14 zeigt ein Hovmöllerdiagramm der von der EP-Flußdivergenz in E-QBO verursachten klimatologischen Beschleunigung auf 50 hPa. Innerhalb von 5°N bis 5°S wird der zonal gemittelte Ostwind durch Wellenaktivität gebremst. Die Amplitude ist in diesem Streifen gering, außer in den Monaten November bis März, in denen das Hauptmaximum auftritt und in geringerem Maße in den Monaten Juli und August mit einem Nebenmaximum. Im Januar wird eine maximale Abbremsung der Ostwinde von $-2 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}^2$ (-5.2 m/s/Monat) erreicht. Die Ostphase der QBO wird somit durch diesen transienten Kelvinmode in den Monaten November bis März deutlich und im Juli und August leicht geschwächt.

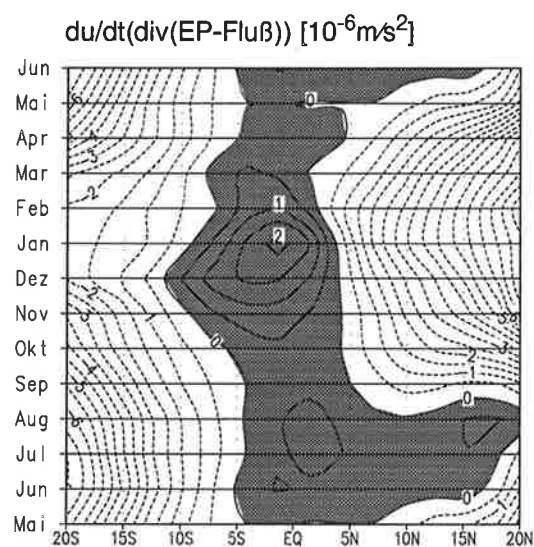


Abb. 5.14 Klimatologische Beschleunigung durch EP-Flußdivergenz auf 50 hPa in E-QBO, $[10^{-6} \text{ m/s}^2]$

Es läßt sich damit folgende Hypothese aufstellen. Befindet sich eine Westphase der QBO mit bereits relativ geringer vertikaler Ausdehnung über der Tropopause, so wird im Winter der Kelvinmode teilweise in dieser fortgeschrittenen Westphase absorbiert und reflektiert, partiell aber auch durch diese Schicht hindurch transmittiert und erst in der Ostphase der QBO absorbiert. Im Winter wird auf diese Weise bei gegebener QBO-Phase eine Westphase verstärkt und die darüberliegende Ostphase geschwächt. Die Ostphase wird somit in ihrer Entwicklung gehemmt.

5.4.2 Beschleunigung in der westlichen Scherungszone

In einer Untersuchung von mehr als 5000 Monatsmitteln des zonalen Windes von 79 Stationen innerhalb von 20°N und 20°S hat *Hamilton (1984)* festgestellt, daß die westliche Beschleunigung im oberen Bereich der Ostphase jeweils stark meridional gebündelt auftritt. Im meridionalen Windprofil auf 30 und 50 hPa zeigt sich dann bei fortgeschrittener Ostphase eine schmale Nase, mit einer meridionalen Weite von 5 bis 10° Breite, so daß anstatt eines Minimums zwei Minima in Äquatornähe auftreten. Dieses Phänomen konnte nicht mittels der bekannten Kelvinwellen erklärt werden, da deren meridionale Ausdehnung ca. 20° Breite beträgt.

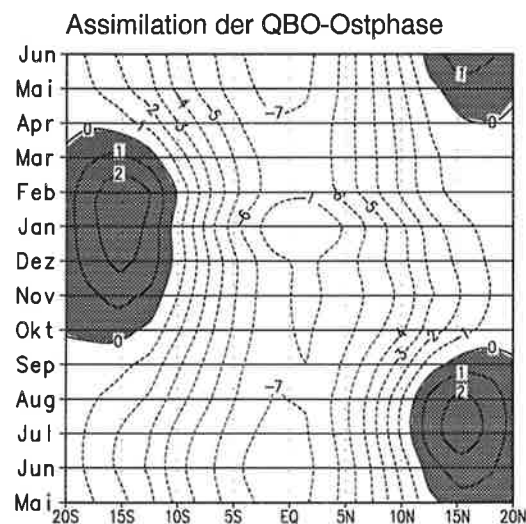


Abb. 5.15 Klimatologische Tendenzen des zonalen Windes in der Assimilation der Ostphase auf 30 hPa in E-QBO, [10^{-6} m/s^2].

Dieses Phänomen kann teilweise ebenfalls mit dem neuen, kleinskaligen Kelvinmode in Zusammenhang gebracht werden. Dieser wird, wie oben gezeigt, in der Ostphase der QBO absorbiert und hat eine meridionale Ausdehnung von etwa 10° Breite. Im Experiment E-QBO befindet sich die westliche Scherungszone zwischen 30 und 10 hPa, so daß hier die Absorption von zonalem Impuls auf 30 hPa untersucht werden soll. Da dies die zweitoberste Modellschicht ist, kann die EP-Flußdivergenz nicht berechnet werden und es müssen statt dessen die in der Assimilation eingesetzten künstlichen Tendenzen des zonalen Windes analysiert werden. Abbildung 5.15 zeigt die klimatologischen Tendenzen auf 30 hPa, wie sie in E-QBO eingesetzt wurden. Diese Tendenzen sind am Äquator gebündelt, und nicht etwa in den Scherungszonen zu den Subtropen hin. Im Juni und Januar treten zwei lokale Maxima mit $-7.5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}^2$ auf, wovon das erste mit großer Wahrscheinlichkeit dem Kelvinmode zuzuordnen ist, da gleichzeitig die Dämpfung auf 50 hPa ein Maximum erreicht (siehe Abbildung 5.14).

5.5 Wechselwirkung zwischen QBO und extratropischen planetaren Wellen

Im Winter entwickeln sich in der Stratosphäre auf der Nordhemisphäre planetare Wellen. Diese Wellen haben Wellenzahlen 1 bis 2 und sind quasistationär, werden also gemäß der linearen Wellentheorie durch eine kritische Linie, an der der zonal gemittelte zonale Wind verschwindet, meridional eingeschränkt. Die Position dieser Linie, und damit die Weite des Wellenleiters, wird durch die QBO bestimmt. (Ein Wellenleiter ist das Gebiet zwischen kritischen Linien, in dem sich eine Welle entfalten kann.) Dieser Mechanismus führt somit auf der Nordhemisphäre theoretisch zu einer Modulierung der Winterzirkulation durch die QBO (Holton und Tan, 1980).

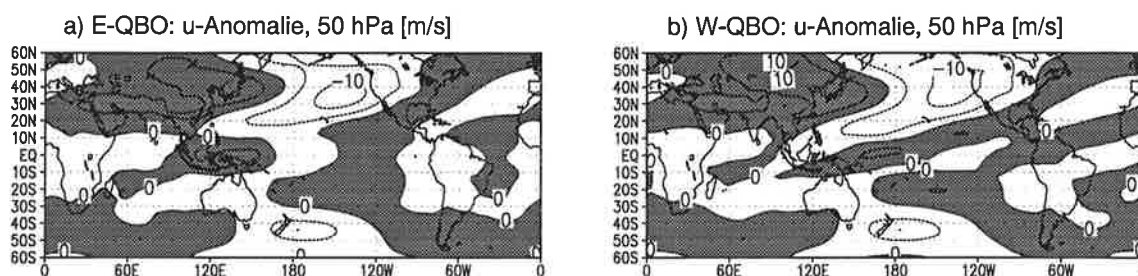


Abb. 5.16 Klimatologische Anomalie des zonalen Windes [m/s] im Januar auf 50 hPa, a) in E-QBO und b) in W-QBO.

In den Experimenten E-QBO und W-QBO entsteht tatsächlich eine stark unterschiedliche Ausbreitung der planetaren Wellen in die Subtropen, wie es in Abbildung 5.16 anhand der Januaranomalien des zonalen Windes auf 50 hPa gezeigt wird. In W-QBO befinden sich die äquatorialen zonalen Winde in westlicher Phase, mit kritischen Linien bei 10°S. In E-QBO hingegen sind die zonalen Wind am Äquator östlich und führen dazu, daß die kritischen Linien ca. 25° nördlicher liegen, nämlich bei 18°N. Die Auswirkung davon ist klar zu sehen. In W-QBO breitet sich die planetare Welle bis 10°S aus, in E-QBO aber nur bis 10°N. Die Weite des Wellenleiters wird somit durch die QBO tatsächlich stark beeinflusst.

Auf 30 hPa verhalten sich die extratropischen planetaren Wellen qualitativ gleich wie auf 50 hPa. Dieses Phänomen findet von November bis Februar statt und ist in Dezember und Januar besonders stark ausgeprägt. Auf der südlichen Hemisphäre spielt die Position der kritischen Linie eine weit geringere Rolle als auf der Nordhemisphäre. Der Grund liegt in den hohen zonalen Windgeschwindigkeiten, die im Winter an der Tropopause vorherrschen, die eine Anregung stratosphärischer Wellen durch troposphärische Wellen unterdrücken (Charney und Drazin, 1961).

Es stellt sich somit die Frage, was durch diese unterschiedliche Breite des Wellenleiters beeinflusst wird. In Betracht kommen die Orientierung, Position und Stärke der extratropischen planetaren Wellen und damit der meridionale Transport von Impuls, Wärme und Material aus den äquatorialen Breiten in die nördlichen Extratropen. Eine durch die QBO verursachte Modulation dieser Welleneigenschaften könnte zum Schluß auch zu einer unterschiedlichen Entwicklung des polaren Vortex im borealen Winter führen. Dies wird im Kapitel 8 weiter untersucht.

6. QBO-Signale in der Troposphäre

In den vorhergehenden Kapiteln wurde die künstlich generierte QBO und die zugehörige sekundäre meridionale Zirkulation validiert, und es wurden spezielle dynamische Prozesse im QBO Bereich vorgestellt. In diesem Kapitel wird der Einfluß der QBO auf die troposphärische Zirkulation vorgestellt. Primär werden potentielle QBO-Signale, d.h. klimatologische Differenzen der Experimente W-QBO und E-QBO betrachtet.

Die systematische Suche nach potentiellen QBO-Signalen wurde in erster Linie anhand von zonal gemittelten Feldern durchgeführt. In einer zweiten Stufe wurden ausgewählte Felder auf isobaren Flächen oder in vertikalen Schnitten untersucht. Von den verschiedenen meteorologischen Variablen sind prinzipiell integrierte Felder, wie die geopotentielle Höhe Z , die geostrophische Stromfunktion Ψ oder das Geschwindigkeitspotential χ am geeignetsten, um Signale zu finden, da sie als integrierte Felder kleinskaliges Rauschen unterdrücken und großskalige Strukturen deutlicher zeigen als direkt meßbare oder abgeleitete Felder. Nachteilig ist jedoch, daß sich die Potentiale Ψ und χ nicht direkt mit Messungen vergleichen lassen. Der Schwerpunkt wird deshalb bei meßbaren Feldern, der geopotentiellen Höhe, der Temperatur und dem zonalen Wind gesetzt. Bezogen auf die Wahl der Zeitintervalle eignen sich am besten monatliche Mittel oder zweimonatige Mittel, selten jedoch saisonale Mittel. Für die Beurteilung der Relevanz der potentiellen QBO-Signale wurden lokale, zweiseitige t-Tests mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% durchgeführt. Der Leser soll sich jedoch bewußt sein, daß durch die geringe Anzahl von verfügbaren Jahren, nämlich nur je 10 Jahren für W-QBO und E-QBO, diese Signifikanztests mit entsprechender Skepsis zu genießen sind.

Zuerst wird ein Überblick über zonal gemittelte QBO-Signale gegeben. Danach werden zwei mögliche Mechanismen untersucht, mittels derer die QBO die tropische Troposphäre beeinflussen könnte, zum einen die Modulierung des Temperaturgegensatzes zwischen der Tropopause und der Meeresoberfläche im Westpazifik und zum anderen die Modulierung der vertikalen Scherung des zonalen Windes an der Tropopause. Danach werden die QBO-bedingten Zirkulationsunterschiede in den Monaten Juli und August dargestellt.

6.1 Zonal gemittelte QBO-Signale

Im Appendix B sind die klimatologischen Differenzen von Temperatur, geopotentieller Höhe und zonalem Wind in W-QBO und E-QBO für jeden Kalendermonat zusammengestellt. Im QBO-Signal der Temperatur treten nur im August und im September Signale auf, die in der Troposphäre in einem größeren Bereich signifikant sind. Im August umfaßt die relative Abkühlung die Breiten zwischen 15°N und 55°N , während im September die hohen Breiten nördlich von 75°N in W-QBO kälter sind als in E-QBO. Im QBO-Signal der geopotentiellen

Höhe zeigt sich im August das deutlichste troposphärische Signal. Das relative Tief der sekundären meridionalen Zirkulation der QBO setzt sich auf der Nordhemisphäre bis in die Troposphäre fort, wo es bis unter 500 hPa lokale Signifikanz erreicht. Zusätzlich entstehen im August zwei Streifen mit einem signifikanten, aber schwachen relativen Tief bei 15°N und 15°S. Im September findet man in der polaren Stratosphäre, oberhalb des entsprechenden troposphärischen Temperatursignals, ein signifikantes Tief. Die übrigen QBO-Signale in der geopotentiellen Höhe, z.B. im Juli bei 50°S oder im November bei 30°S und 50°N, sind schwach und nur in wenigen Punkten signifikant.

Das QBO-Signal des zonalen Windfeldes hat unterhalb der QBO häufig östliche Winde mit lokalen Maxima bei ca. 20°S bzw. 20°N, die jedoch nur im Monat April eine Stärke von -3 m/s erreichen und in einem größeren Bereich signifikant sind. Der Monat August ist eine Ausnahme, da sich in diesem Monat unterhalb der QBO ein relativer Westwind einstellt. Weiter polwärts befinden sich in allen Monaten außer im Juli und August Ausläufer der Westwindphase, die jedoch nur zwischen 200 und 100 hPa, also im Bereich des Tropopausenbruchs, signifikante Werte erreichen. Im Juli und August zeigen sich bei 40°S bzw. 40°N westliche Anomalien mit Amplituden von +2 m/s bzw. +1 m/s, wobei die Signifikanz nur in einem relativ kleinen Bereich auftritt. Die Ostwindanomalien, die sich aus der QBO-Ostphase nach unten fortsetzen erreichen einzig im August und November die Troposphäre als signifikante Signale.

6.2 Hypothetische Mechanismen

Die QBO kommt an der äquatorialen Tropopause in direkten Kontakt mit der Troposphäre, kann also durch die Modulation der oberen Randbedingung der Troposphäre in diesem Bereich direkt auf die troposphärische Zirkulation einwirken, ohne daß komplizierte Fernwirkungen erdacht werden müssen. Dies betrifft die Temperatur und die vertikale Scherung des zonalen Windes.

6.2.1 Modulation der Tropopausentemperatur

Durch die sekundäre meridionale Zirkulation der QBO wird die Temperatur an der äquatorialen Tropopause und im Bereich des Tropopausenbruchs moduliert. Direkt unterhalb der QBO, d.h. zwischen 12°N und 12°S, ist die Temperatur bei QBO-Westphase höher als bei QBO-Ostphase, während in den Subtropen das Gegenteil gilt (siehe z.B. die zonal gemittelten Temperatursignale in Appendix B). Ausgehend von dieser Tatsache läßt sich folgende Wirkungskette aufstellen:

1. *Die QBO moduliert die Tropopausentemperatur im indonesischen und westpazifischen Raum, in dem hochreichende Konvektion bis an die Tropopause reicht:*

$$T(100 \text{ hPa}, W\text{-QBO}) > T(100 \text{ hPa}, E\text{-QBO})$$

2. *Dadurch wird der Temperaturgegensatz zwischen der Tropopause und der darunter liegenden Meeresoberflächentemperatur (SST) verändert:*

$$SST - T(100 \text{ hPa, W-QBO}) < SST - T(100 \text{ hPa, E-QBO})$$
3. *Die Effizienz einer thermodynamische Maschine, wird durch den Temperaturgegensatz der Wärmepole des Carnotprozesses limitiert. Dabei entspricht die thermodynamische Maschine der hochreichenden Konvektion im indonesischen und westpazifischen Raum, und die Wärmepole entsprechen der Meeresoberfläche und der Tropopause:*

$$\text{Konvektionsintensität(W-QBO)} < \text{Konvektionsintensität(E-QBO)}$$
4. *Bei höherer Intensität der Konvektion erhöht sich die Wolkenbedeckung (CLC) unterhalb der Tropopause. Auf dieser Höhe sind dies in erster Linie Cirren.*

$$CLC(W-QBO) < CLC(E-QBO)$$
5. *Eine höhere Wolkenbedeckung durch Cirren führt zu einem stärkeren cloud forcing, d.h. die Tropopause wird über Strahlungsprozesse weiter abgekühlt.*

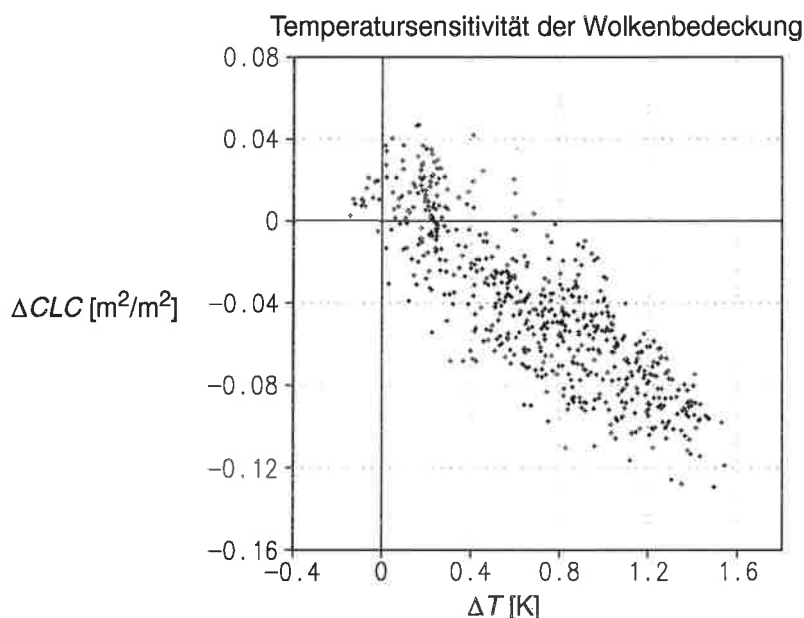


Abb. 6.1 Streudiagramm der klimatologischen Differenz der Wolkenbedeckung ΔCLC im August in W-QBO und E-QBO gegen die zugehörigen Differenzen der Temperatur ΔT , auf 100 hPa innerhalb von $15^\circ\text{N} - 15^\circ\text{S}$, für alle Punkte, an denen der Wolkenbedeckungsgrad größer als 0.2 ist.

Diese hypothetische Wirkungskette führt also in Gebieten, in denen es generell hochreichende Konvektion gibt, zu einer positiven Rückkopplung. Die Änderungen der Tropopausentemperatur und der Wolkenbedeckung sollten also im indonesischen und westpazifischen Raum am stärksten sein. Diese Auswirkungen lassen sich anhand der Experimente W-QBO und E-QBO

demonstrieren. Vergleicht man an den einzelnen Gitterpunkten auf 100 hPa oder 150 hPa die klimatologischen monatsgemittelten Unterschiede der Wolkenbedeckung in den Experimenten W-QBO und E-QBO mit den entsprechenden Temperaturdifferenzen, so findet man in äquatorialen Gebieten mit hoher Konvektion einen näherungsweise linearen Zusammenhang. Eine höhere Temperatur an oder unmittelbar unter der Tropopause führt zu einem geringeren Wolkenbedeckungsgrad. Im Bereich der vorkommenden Temperaturdifferenzen liegt die Proportionalitätskonstante bei -0.08 bis -0.12 K^{-1} . Dies wird in Abbildung 6.1 für den Monat August gezeigt. Die Änderungen der Temperatur und der Wolkenbedeckung konzentrieren sich dabei im Westpazifik (Abbildung 6.2). Dies ist ein Indiz, daß tatsächlich durch die Strahlungsprozesse eine positive Rückkopplung zu Stande kommt, wie sie von *Lohmann und Roeckner (1995)* beschrieben wird. Sie zeigten, daß die konvektive Aktivität im Westpazifik durch ein verstärktes cloud forcing von Cirren verstärkt wird

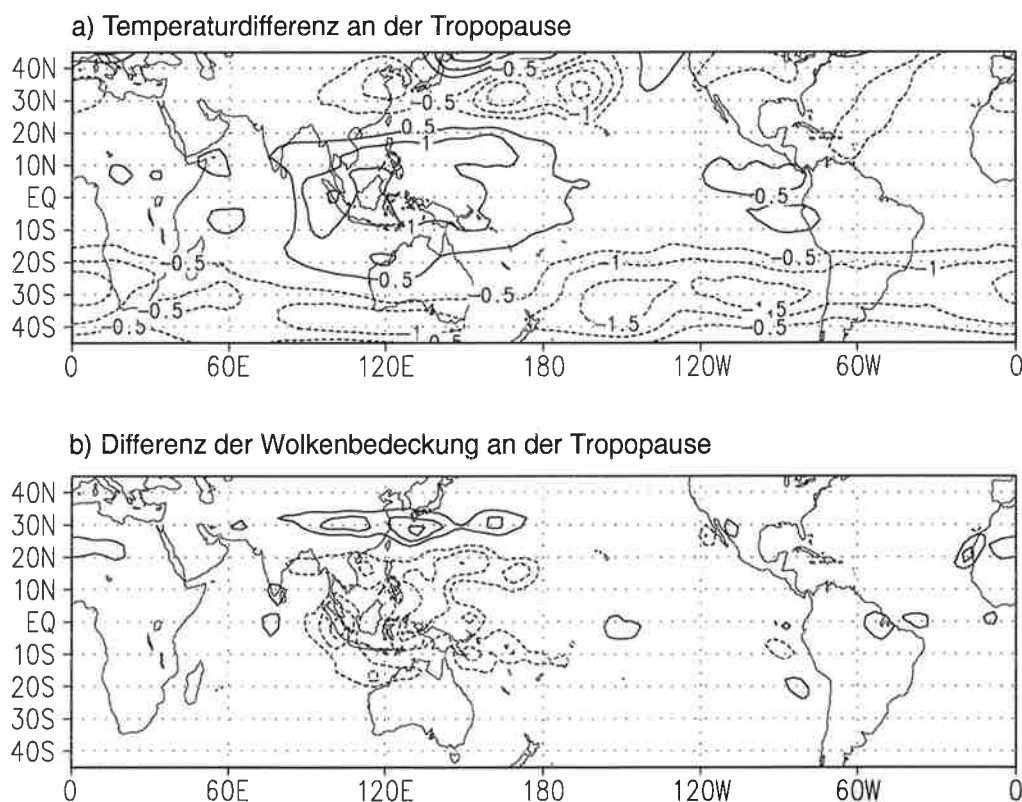


Abb. 6.2 Klimatologische Differenzen W-QBO - E-QBO von a) Temperatur [K] auf 100 hPa und b) Wolkenbedeckungsgrad [m^2/m^2] im August. Die Nulllinien werden nicht gezeigt. Der Isolinienabstand in b) beträgt 0.03.

Positive Rückkopplungen werden in natura generell durch gegenwirkende Mechanismen in Grenzen gehalten. In diesem Fall könnte eine höhere Wolkenbedeckung zu einer Reduktion der Erwärmung der Meeresoberfläche durch direkte Sonneneinstrahlung führen. Verursacht dies eine verringerte SST, so verkleinert sich dadurch auch der Temperaturgegensatz zwischen

Meeresoberfläche und Tropopause. Ob dieses Zusammenspiel zu einer Dämpfung oder zu einer Oszillation führen kann, wie es in einem leicht verschiedenen Szenario von *Ramanathan und Collins (1991)* vorgeschlagen wurde, kann hier nicht untersucht werden, da die SST in allen Experimenten eine vorgeschriebene Größe ist.

6.2.2 Modulation der vertikalen Scherung des zonalen Windes an der Tropopause

Durch die QBO-Phase wird die vertikale Scherung des zonalen Windes an der Tropopause direkt bestimmt. Gemäß einer Hypothese von *Gray und Sheaffer (1990)* könnte eine starke vertikale Scherung an der Tropopause die Entwicklung hochreichender Konvektionszellen erschweren. Entstehen überschießende Konvektionszellen, so führt die Vermischung von troposphärischer und stratosphärischer Luft zu einer leichten Erwärmung an der Tropopause, die wiederum eine leichte Bodendruckverminderung nach sich zieht. Überlagert sich dieses Gebiet mit der Konvergenzzone der Konvektionszelle, so kann sich die Feuchtekonvergenz verstärken, was wiederum zu einer Intensivierung der Konvektion führt. Bei einer starken vertikalen Scherung an der Tropopause werden diese zwei Gebiete jedoch gegeneinander versetzt, so daß die Rückkopplung nicht zu Stande kommt.

Im ECHAM4 zeigt sich jedoch kein Zusammenhang zwischen der Änderung der Wolkenbedeckung in W-QBO und E-QBO und der QBO-bedingten Änderung der vertikalen Scherung an der Tropopause. Abbildung 6.1 zeigt das Streudiagramm der Änderung beider Größen analog zur Abbildung 6.1. Die Wolkenbedeckung ist in W-QBO generell geringer als in E-QBO (wegen der Tropopausentemperatur), es gibt aber keinen ersichtlichen Zusammenhang zwischen der Änderung der Wolkenbedeckung und der Änderung der vertikalen Scherung des zonalen Windes.

6.3 Zirkulationsänderung von Juli bis September

In der Troposphäre ist hauptsächlich die Periode Juli bis September von einer Zirkulationsänderung betroffen, die sich durch die QBO-bedingte Temperaturmodulation an der Tropopause erklären läßt. Dieser Zeitraum wird hier genauer beschrieben. Abbildung 6.4 zeigt die klimatologischen Differenzen zwischen W-QBO und E-QBO des über Juli und August gemittelten zonalen Windes auf 200 und 850 hPa. Auf 200 hPa erscheint am Äquator im indonesischen Raum eine ausgedehnte westliche Differenz mit Amplituden von 2 bis 4 m/s. Unmittelbar südlich und nördlich davon liegen östliche Differenzen mit Amplituden von -4.5 m/s. Auf der nördlichen Hemisphäre folgen drei weitere zonal ausgerichtete Anomalien mit alternierendem Vorzeichen, deren Amplituden bei +8.5, -7.5 und +3.0 m/s liegen. Auf der Südhemisphäre sind zwei weitere Anomalien mit alternierenden Vorzeichen zu sehen, die jedoch schwächer ausfallen als auf der Nordhemisphäre und die keine lokal signifikanten Punkte enthalten. Das eine

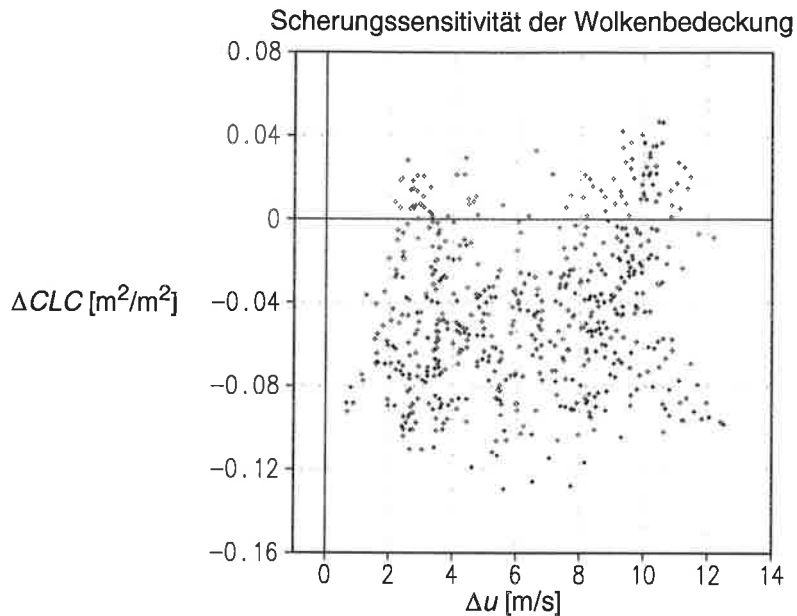


Abb. 6.3 Streudiagramm der klimatologischen Differenz der Wolkenbedeckung ΔCLC im August in W-QBO und E-QBO gegen die zugehörigen Differenzen der vertikalen Scherung des zonalen Windes Δu , auf 100 hPa innerhalb von $15^\circ N - 15^\circ S$, für alle Punkte, an denen der Wolkenbedeckungsgrad größer als 0.2 ist. Die vertikale Scherung ist als Differenz des zonalen Windes auf 70 und 150 hPa dargestellt.

relative Hoch bei $[120^\circ W, 35^\circ S]$ ist ebenfalls in einigen Punkten lokal signifikant. Ob es mit der QBO zusammenhängt ist allerdings ungewiß, da es wie die Anomalien bei $120^\circ E$ schon in den Bereich der südlichen Winterzirkulation gehört. Auf 850 hPa sind alle Anomalien bei $120^\circ E$, außer der äquatorialen, immer noch deutlich zu erkennen, wobei nur noch die drei Anomalien zwischen $10^\circ N$ und $60^\circ N$ eine größere Anzahl signifikanter Punkte enthalten. Die Amplituden dieser Anomalien liegen bei -4.0 , $+3.5$ und -2.0 m/s.

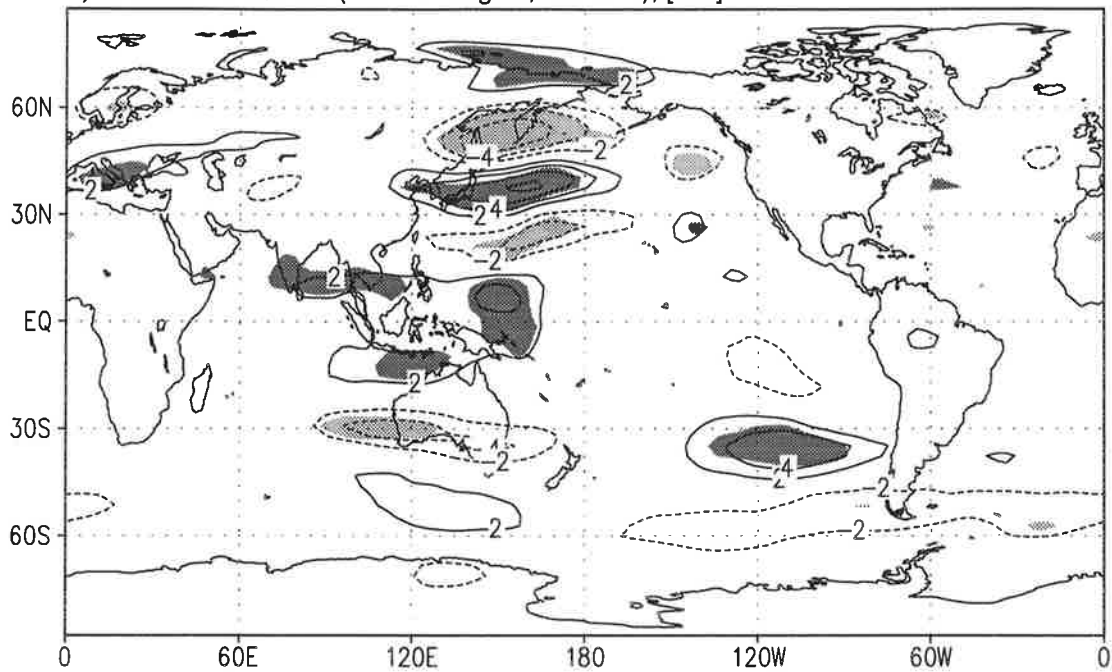
Die korrespondierenden Signale der geopotentiellen Höhe auf 200 und 850 hPa sind in Abbildung 6.5 dargestellt. Auf 200 hPa befinden sich bei $15^\circ N$ und $15^\circ S$ flache relative Tiefs, die sich von $90^\circ E$ bis $150^\circ E$ erstrecken. Die Amplituden betragen jedoch nur -15 gpm und -20 gpm nördlich bzw. südlich des Äquators, und sie erreichen keine statistische Signifikanz. Weiter nördlich, bei $[150^\circ E, 45^\circ N]$, liegt das relative Tief, mit einer Amplitude von -75 gpm, das die starken zonalen Winde zwischen $30^\circ N$ und $60^\circ N$ in Abbildung 6.4 verursacht. Auf 850 hPa dominiert ein relatives Hoch bei $25^\circ N$ mit einer Amplitude von $+18$ gpm, das vom asiatischen Kontinent bis zur Datumslinie reicht. Nördlich dieses relativen Hochs befindet sich ein kleineres relatives Tief, das zum starken relativen Tief auf 200 hPa gehört

Das Zirkulationsmuster ändert sich also zwischen der Datumslinie und dem asiatischen Kontinent deutlich. Folgende Hypothese könnte die Differenzmuster auf 850 hPa erklären:

1. *Im Experiment E-QBO ist die konvektive Aktivität stärker als in W-QBO (siehe Kapitel 6.2.1)*
2. *Bei höherer konvektiver Aktivität wird mehr latente Wärme freigesetzt und es entsteht mehr Wolkenwasser und mehr Niederschlag.*
3. *Die größere Freisetzung von latenter Wärme führt zu einem relativen Tief in der unteren Troposphäre.*
4. *Das nordpazifische Hoch wird im Westpazifik deformiert.*

Tatsächlich findet man in den klimatologischen Differenzfelder W-QBO – E-QBO des vertikal integrierten Wolkenwassers ein Muster mit einer hauptsächlich negativen Differenz in dem Gebiet, worin sich auf 850 hPa das relative Hoch befindet. Diese beiden Signale sind in Abbildung 6.6a überlagert dargestellt. Das im Nordpazifik zentrierte Hoch wird durch das relative Hoch in seiner westlichen Ausdehnung und Ausrichtung beeinflusst, siehe Abbildung 6.6b, während Position und Stärke praktisch unverändert bleiben. In W-QBO ist das Hoch jedoch in südwestlicher Richtung ausgerichtet, während in E-QBO das Hoch zonal ausgerichtet ist. Das von dieser Zirkulationsänderung im Modell verursachte Niederschlagsmuster hat in seiner Struktur eine große Ähnlichkeit mit dem Signal im vertikal integrierten Wolkenwasser und ist in Abbildung 6.6c wiedergegeben. Das Muster besteht aus einem zonal gerichteten Band zwischen 10°N und 30°N und 110°E und der Datumslinie, worin die Juli-August-Niederschläge in W-QBO bis zu 200 mm geringer ausfallen als in E-QBO. Das Gebietsmittel über diesen Streifen beträgt -97 mm. Nördlich davon liegt ein paralleler Streifen mit einer positiven Differenz, worin die Juli-August-Niederschläge in W-QBO bis zu 200 mm höher ausfallen als in E-QBO. Das Gebietsmittel über den Streifen von 30°N bis 40°N und 110°E bis zur Datumslinie beträgt +43 mm. Weiter nördlich schließt sich ein drittes Gebiet an, das sich von Korea über Japan bis Kamtschatka erstreckt, mit negativen Differenzen zwischen -40 und -80 mm, und in einem vierten, kleinen Gebiet mit positiven Differenzen bis +50 mm in Nordchina. Die Berechnung der lokalen Signifikanz ergibt jedoch nur in relativ wenig Punkten eine statistische Signifikanz, da Niederschlagsmuster generell stark verrauscht sind. Wird hingegen das Gebietsmittel des Juli-August-Niederschlags im Band zwischen 10°N und 30°N als Index benutzt, so ist die klimatologische Differenz der Experimente W-QBO und E-QBO statistisch signifikant (bzgl. eines zweiseitigen Wilcoxon-Mann-Whitney-Tests) bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%. Das beschriebene Differenzmuster W-QBO–E-QBO im Juli-August Niederschlag paßt also nicht nur in die vorgeschlagene physikalische Wirkungskette, sondern ist auch statistisch gesichert.

a) W-QBO – E-QBO: u (Juli und August, 200 hPa), [m/s]



b) W-QBO – E-QBO: u (Juli und August, 850 hPa), [m/s]

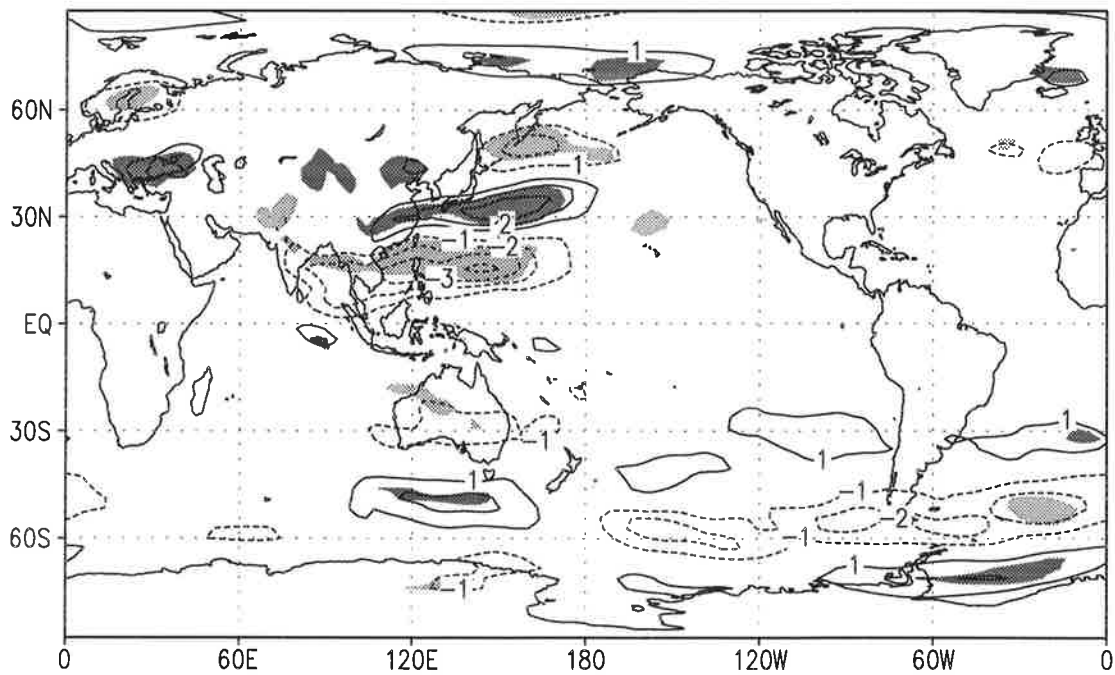


Abb. 6.4 Klimatologische Differenz des über Juli und August gemittelten zonalen Windes [m/s] auf a) 200 hPa und b) 850 hPa. Positive und negative, lokal signifikante Differenzen sind dunkel bzw. hell schattiert. Die Nulllinie ist unterdrückt, die Isolinienabstände betragen 2 m/s in a) und 1 m/s in b).

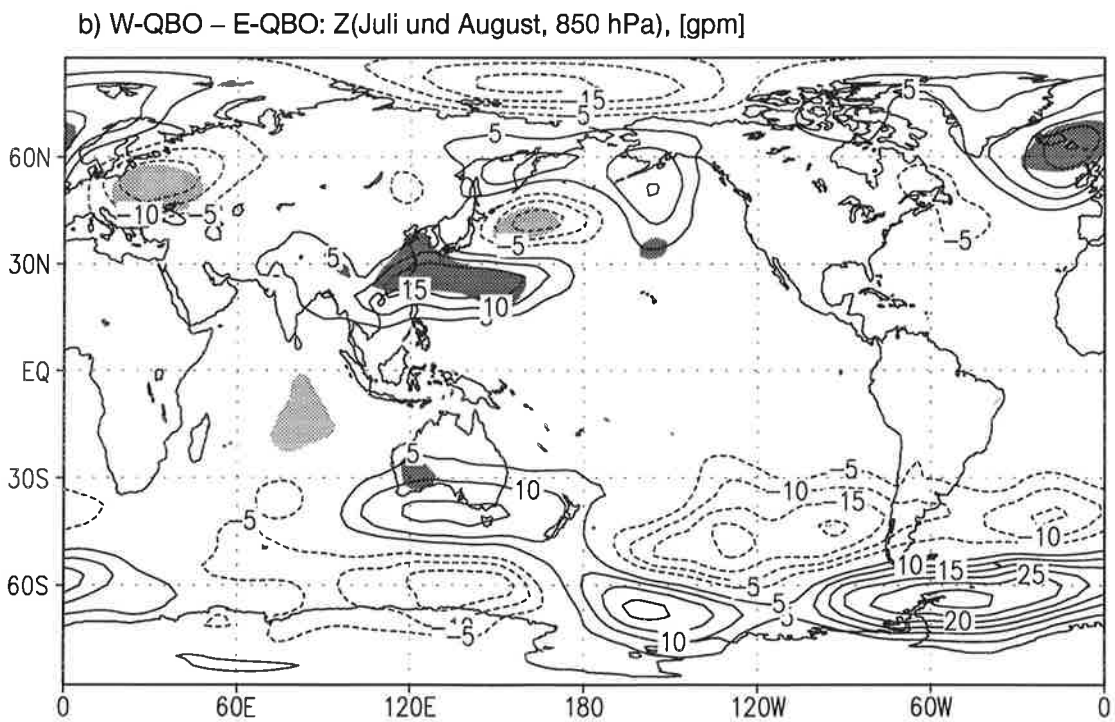
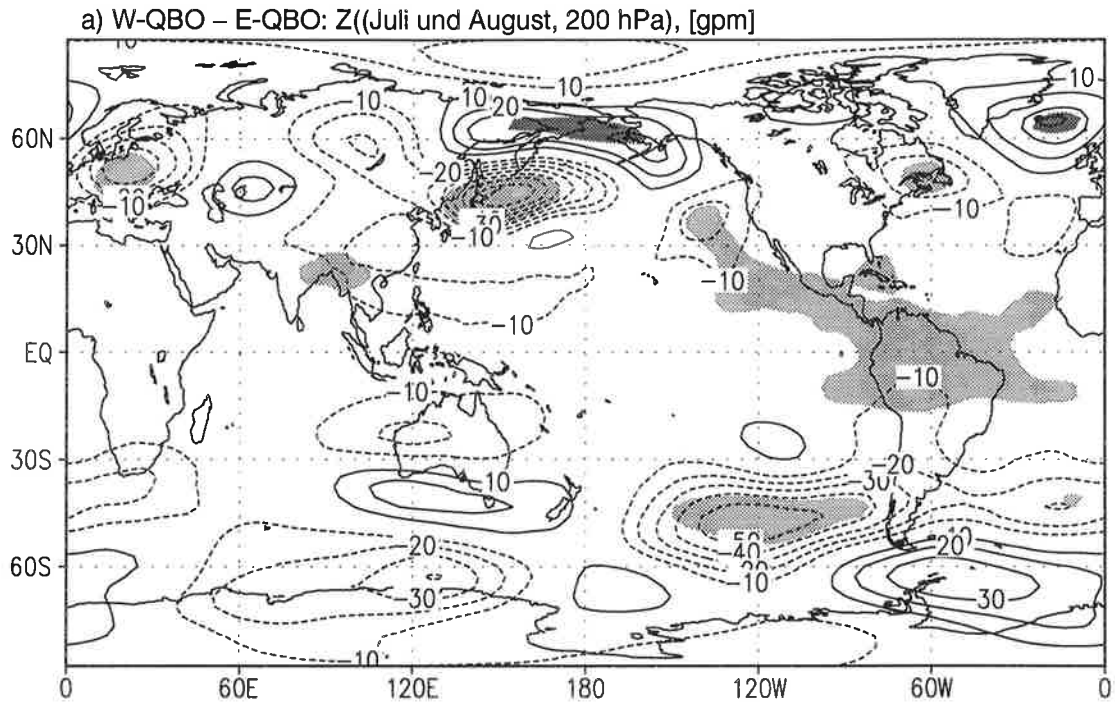


Abb. 6.5 Klimatologische Differenz der über Juli und August gemittelten geopotentiellen Höhe [gpm] auf a) 200 hPa und b) 850 hPa. Positive und negative, lokal signifikante Differenzen sind dunkel bzw. hell schattiert. Die Nulllinie ist unterdrückt, die Isolinienabstände betragen 19 gpm in a) und 5 gpm in b).

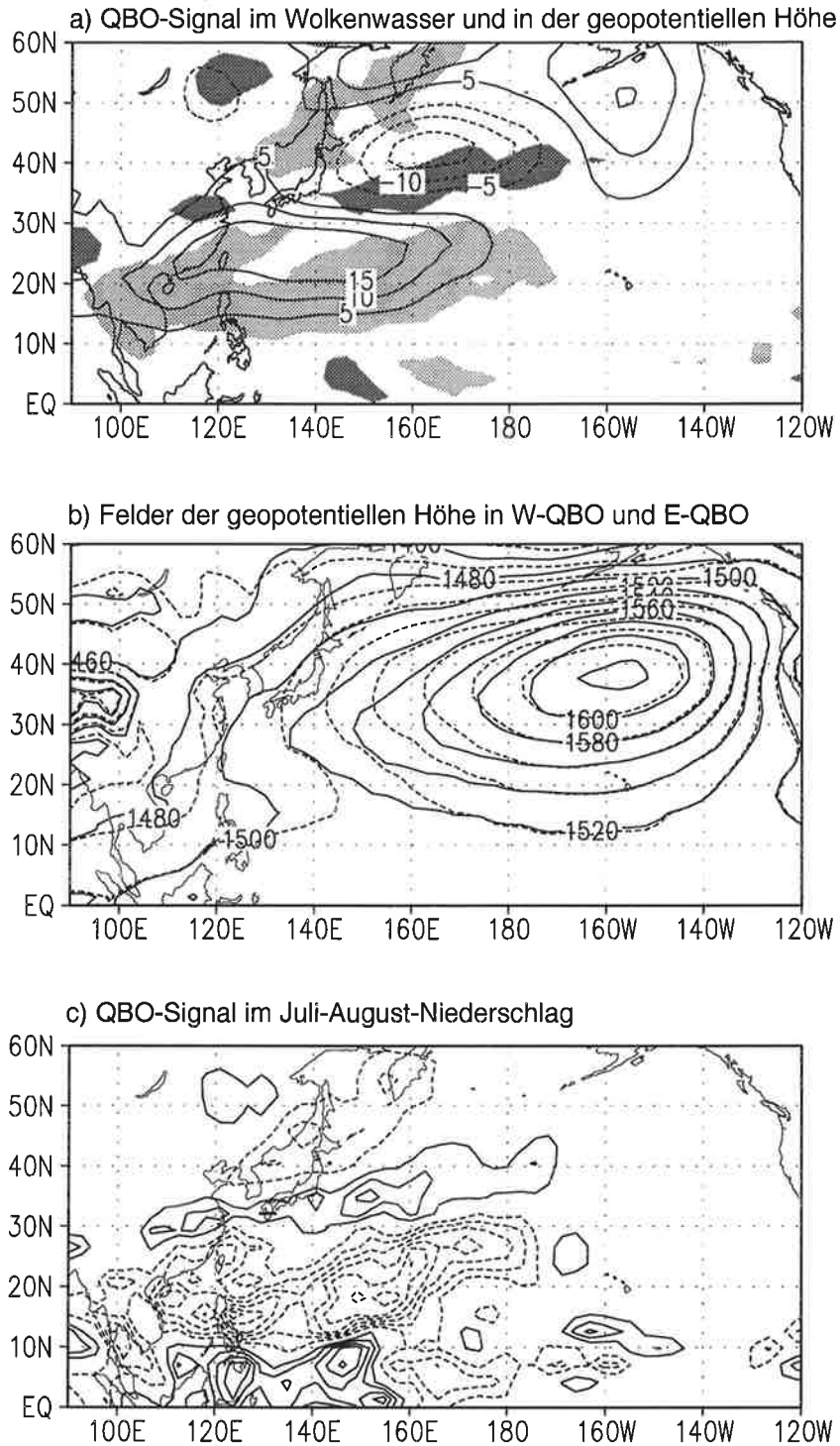


Abb. 6.6 a) QBO-Signal W-QBO–E-QBO des vertikal integrierten Wolkenwassers [kg/m^2], gemittelt über Juli und August, Differenzen größer bzw. kleiner als $+0.02$ bzw. $-0.02 \text{ kg}/\text{m}^2$ sind dunkel bzw. hell schattiert, sowie das QBO-Signal der geopotentiellen Höhe [gpm] auf 850 hPa, b) Geopotentielle Höhe, gemittelt über Juli und August in W-QBO (durchgezogene Linien) und E-QBO (gestrichelte Linien), c) QBO-Signal W-QBO–E-QBO im Juli-August-Niederschlag [mm] mit einem Isolinenabstand von 40 mm.

6.3.1 Beobachtete Niederschlagsmuster

Das im Modell gefundene QBO-Signal verursacht also im Zeitraum von Juli bis September bei QBO-Ostphase im erwähnten Gebiet eine intensivere Konvektion und infolgedessen höhere Niederschläge als bei QBO-Westphase. Dies betrifft vor allem Gebiete über Meer, aber auch die Küstenregionen des asiatischen Kontinents. Es wird somit der ostasiatische Sommermonsun beeinflusst. Genau dieser Monsun wurde von *Shen und Lau (1995)* bzgl. seiner Variabilität und seiner möglichen Beziehung zu Variationen der Meeresoberflächentemperatur im indischen Ozean und Pazifik untersucht.

Für die Analyse des Niederschlags standen 30-jährige Zeitreihen von Niederschlagsmessungen an 57 Stationen in China zur Verfügung. Diese Stationen liegen zwischen 20°N und 45°N und östlich von 100°E. Die Zeitreihen bestehen aus jeweils über fünf Tage akkumulierten Niederschlagsmengen der Monate April bis September, von 1956 bis 1985. Von diesen Daten wurden mittels einer EOF-Analyse die Sommerniederschlagsanomalien jeder Station untersucht. Von den sechs ersten Mustern, die zusammen 61.5% der Varianz repräsentieren, zeigten die ersten beiden Muster in ihren zugehörigen Zeitreihen ein deutliches zwei- bis dreijähriges Signal, kombiniert mit Varianz auf ENSO-Zeitskalen bzw. im dekadischen Bereich. Das erste Muster indizierte im gesamten Gebiet eine Zu- oder Abnahme, das zweite bestand jedoch aus zwei Anomalien mit entgegengesetzten Vorzeichen. Eine Erniedrigung des Niederschlags südlich von 30°N geht beispielsweise in diesem zweiten EOF-Muster mit einem erhöhten Niederschlag weiter nördlich zwischen 30°N und 36°N einher. Es zeigt sich also eine vergleichbare Struktur wie im QBO-Signal des Niederschlags in den Experimenten W-QBO und E-QBO.

Die Varianz des Niederschlags auf einer zwei- bis dreijährigen Zeitskala wurde in *Shen und Lau (1995)* mit entsprechenden Variationen von SST-Feldern in Verbindung gebracht. In einer Spektralanalyse untersuchten sie SST-Daten (COADS-Daten) des indischen Ozeans und des Pazifiks innerhalb von 30°N bis 30°S. Dabei fanden sie in den Gebieten nördlich des Äquators, zwischen 100°E und 120°E, eine Dominanz der Variabilität des Niederschlags im Zeitraum von zwei bis drei Jahren. Nach einer Bandpaßfilterung zwischen 6 und 96 Monaten konnten sie praktisch dem ganzen Gebiet zwischen 15°S und 15°N und zwischen 100°E und 140°E eine dominierende zwei- bis dreijährigen Zeitskala in der SST-Variabilität zuordnen. Eine statistische Untersuchung der kombinierten Datensets führte Shen und Lau dann zur Schlußfolgerung, daß es eine statistisch robuste Beziehung zwischen der zwei- bis dreijährigen Variation der tropischen SST und dem ostasiatischen Sommermonsun gibt, während die Beziehung zwischen ENSO und dem ostasiatischen Sommermonsun höchstens von marginaler Bedeutung ist.

Es gibt somit eine große Ähnlichkeit zwischen dem QBO-Signal des Niederschlags, extrahiert aus den Experimenten W-QBO und E-QBO, und Anomalieusername aus Beobachtungsdaten,

deren Zeitreihen durch zwei- bis dreijährige Variabilität dominiert wird. Die Modelldaten wurden jedoch mit klimatologischen SST-Feldern integriert, so daß das Differenzmuster des Niederschlags aus W-QBO und E-QBO auf die QBO zurückgeführt wurde, da diese die Tropopausentemperatur und damit den Temperaturgegensatz zwischen Meeresoberfläche und Tropopause beeinflußt. In den Beobachtungsdaten hingegen wurde ein systematischer Zusammenhang zwischen Niederschlag und SST im tropischen Westpazifik mit einer Zeitskala von zwei bis drei Jahren gefunden. Daraus lassen sich zwei verschiedene Hypothesen ableiten. Die erste, gewagte Hypothese besagt, daß die QBO über den besprochenen thermodynamischen Effekt tatsächlich im tropischen Westpazifik die SST beeinflussen kann. Diese Hypothese erklärt ohne Probleme die zwei- bis dreijährige Zeitskala, kehrt jedoch die übliche Wirkungsrichtung Troposphäre → Stratosphäre um. Die zweite Hypothese besagt, daß SST-Variationen zu einer Änderung des Temperaturgegensatzes zwischen Meeresoberfläche und Tropopause führen und dadurch die konvektive Aktivität über denselben Mechanismus modulieren, wie es in umgekehrter Richtung in der ersten Hypothese geschieht. Diese Hypothese entspricht mehr einem konventionellen Ansatz bzgl. Protagonisten und Antagonisten. Es ist jedoch apriori schwierig zu verstehen, warum dies zu einer Dominanz der Variabilität im Bereich von zwei bis drei Jahren führt.

Welche dieser Hypothesen die wahrscheinlichere ist, kann mittels der durchgeführten Experimente dieser Arbeit nicht entschieden werden. Es bleibt jedoch die verblüffende Übereinstimmung der unabhängig gewonnenen Niederschlagsanomalien in Südostasien.

7. Der indische Südwestmonsun und die QBO

Die vom indischen Südwestmonsun verursachten Niederschläge variieren beträchtlich von Jahr zu Jahr. Analysen der Monsunvariabilität deuten auf eine komplexe Einwirkung verschiedener Faktoren hin, so z.B. die Phase des ENSO-Systems (*Ropelewski und Halpert, 1987*), Schneeakkumulation auf der tibetanischen Hochebene und Bodenfeuchte in Sibirien (z.B. *Barnett et al., 1989*), 11-jähriger Sonnenfleckenzyklus (*Jagannathan und Bhalme, 1973*) und die QBO (*Mukherjee et al., 1985*). Zunächst wird eine Übersicht über die QBO-relevanten Analysen von Beobachtungsdaten gegeben, gefolgt von der Analyse der Modellrechnungen.

7.1 Beobachtungen

Erste Hinweise auf quasi-zweijährige Anteile in der Monsunvariabilität wurden Ende der 60er Jahre von *Bhargava und Bansal (1969)* und *Koteswaram und Alvi (1969)* gefunden. Diese Analysen bezogen sich auf Niederschlagsmessungen von relativ wenigen Stationen entlang der indischen Westküste.

Eine umfangreichere Studie wurde später von *Jagannathan und Bhalme (1973)* durchgeführt. Sie analysierten Niederschlagsdaten von 105 Stationen, verteilt über ganz Indien von 1901 bis 1951. In jedem Jahr betrachteten sie die Niederschläge der 25 Pentaden vom 31. Mai bis zum 2. Oktober. Eine Pentade wurde als eine fünftägige "Woche" definiert. Diese saisonalen Zeitreihen wurden für jedes Jahr und jede Station auf ein orthonormales Polynomsystem fünfter Ordnung projiziert, so daß der Datensatz auf sechs Parameter pro Jahr und Station reduziert wurde. Auf diese Art und Weise erhielten die Autoren für jede Station sechs Parameterzeitreihen über 51 Jahre, die sie einer Spektralanalyse unterzogen. Der stärkste spektrale Peak wurde für Perioden von 2.0 bis 2.9 Jahren gefunden und als quasizweijährige Oszillation bezeichnet. Dieser Peak war in allen sechs Parameterzeitreihen an mindestens 10 Stationen signifikant am 5% Limit. Interessanterweise wurde diese "QBO" des Monsunniederschlags von den Autoren noch als Harmonische des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus interpretiert. Genauere Angaben bzgl. der absoluten Anteile der "QBO" des Monsunniederschlags an der Gesamtvarianz fehlen jedoch.

Mukherjee et al. (1979) untersuchten Temperatur und Winddaten von Raketen- und Sondenmessungen, vorgenommen während der fünf Sommerhalbjahre 1971-73 und 1975-76. Raketen und Sondaufstiege wurden bei ca. 8.5°N, 77°E gestartet. Die Autoren bestimmten Korrelationswerte zwischen der Abweichung der Monsunaktivität vom Mittel und dem zonalen Wind auf verschiedenen Höhen. Sie fanden dabei eine positive Korrelation (+0.89) zum zonalen Wind auf einer Höhe von 25 km und negative Korrelationen von -0.85 und -0.84 zum zonalen Wind an der Stratopause bzw. bei 100 hPa. (Man beachte, daß die Korrelation auf Zeitreihen,

bestehend aus nur fünf Elementen beruhen.) Dies wurde interpretiert als Hinweis auf eine Korrelation zwischen der QBO und der Monsunaktivität.

In einer weiteren Studie untersuchten *Mukherjee et al. (1985)* den statistischen Zusammenhang zwischen der Monsunaktivität und dem äquatorialen zonalen Wind auf 30 hPa (gemessen in Balboa, 9°N, 80°W) über 32 Jahre von 1951 bis 82. Sie fanden dabei generell eine positive signifikante Korrelation von 0.39 zwischen der relativen jährlichen Monsunanomalie in ganz Indien und dem zonalen Wind in der unteren äquatorialen Stratosphäre. In 23 Jahren galt tatsächlich die dadurch angedeutete Beziehung West-QBO = starker Monsun. Von den 9 anderen Jahren waren 5 El Niño Jahre. Die Autoren schätzen, daß die QBO ca. 15% der Monsunvariabilität erklären kann.

Die Hypothese lautet also, daß die QBO die Monsunzirkulation so modifiziert, daß bei Westphase ergiebiger Niederschläge fallen. Die Beziehung ist jedoch schwach in dem Sinne, daß sie nicht für El Niño Jahre gilt.

7.2 Modellerggebnisse

Diese Hypothese läßt sich prinzipiell anhand von numerischen Experimenten mit globalen Klimamodellen, in denen die QBO vorgeschrieben wird, überprüfen. Einerseits stehen dazu die mit ECHAM4 gerechneten fünf Experimente CONTROL bis AMIP&QBO zur Verfügung, andererseits aber auch MONEG-Experimente, die mit ECHAM3 durchgeführt wurden.

7.2.1 ECHAM3-MONEG-Experimente

Bei den MONEG-Experimenten handelt es sich dem Charakter nach um Langzeitprognosen mit einer Integrationszeit von 90 Tagen. Globale Klimamodelle wurden mit Analysedaten für bestimmte Kalendertage initialisiert und dann unter Vorgabe der Randbedingungen (Meeresoberflächentemperaturen und Eisverteilungen) über drei Monate integriert. Die Ergebnisse, d.h. die Monsunniederschläge, wurden dann mit den beobachteten Werten verglichen. Experimente dieser Art wurden für die Jahre 1987 und 1988 durchgeführt. Im Jahr 1987 fielen die Monsunniederschläge bescheiden aus, während die Niederschläge 1988 reichlich waren.

Im Rahmen dieses MONEG Programms wurden in Hamburg verschiedene Sensitivitätsexperimente mit dem globalen Zirkulationsmodell ECHAM3 durchgeführt, um die Wichtigkeit verschiedener Einflußfaktoren auf die Monsunaktivität abzuschätzen. Diese Experimente werden in *Arpe et al. (1994)* und *Dümenil et al. (1994)* im Detail beschrieben. Unter anderem wurde auch der Einfluß der QBO untersucht. Die QBO befand sich im Sommer 1987, als der Monsun schwach war, in Ostphase, im Sommer 1988, in dem der Monsun stark war, jedoch in West-

phase. Dazu wurden ECHAM3-Integrationen durchgeführt, die jeweils am 1. Juni des Jahres 1987 bzw. 1988 gestartet und dann über drei Monate integriert wurden, wobei die monatsgemittelte beobachtete Meeresoberflächentemperatur und Eisverteilung als untere Randbedingung benutzt wurden. Untersucht wurden die Juliniederschläge, gemittelt über den indischen Subkontinent.

Für beide Jahre wurden Experimente mit assimilierter QBO gerechnet und mit ECHAM3-AMIP Experimenten verglichen, in denen die unbeeinflusste tropische Stratosphäre andauernd leichte Ostwinde aufweist. Die Assimilation wurde auf dieselbe Art und Weise durchgeführt wie in den ECHAM4-Experimenten (siehe Kapitel Assimilation), wobei die zonalen Winde in der tropischen Stratosphäre jeweils zur Juliphase der QBO in 1987 bzw. 1988 assimiliert wurde. Jedes dieser Experimente wurde drei mal mit leicht verschiedenen Initialisierungsfeldern durchgeführt, die drei verschiedenen ECHAM3-AMIP-Integrationen entnommen wurden. Diese ECHAM3-AMIP-Integrationen wurden als Kontrollexperimente benutzt. Die in den verschiedenen Experimenten resultierenden Juliniederschläge auf dem indischen Subkontinent sind zusammen mit Beobachtungswerten von *Rudolf et al. (1992)* in Tabelle 7.1 aufgelistet.

TABELLE 7.1 Juliniederschlag über Indien zwischen 9°N und 21°N in [mm]

Jahr	Beobachtung	ohne QBO	mit QBO
1987	155	164 132 162	115 102 167
1988	298	172 232 137	214 278 127

In den Experimenten mit Berücksichtigung der QBO fallen die Niederschläge im Jahr 1987 durchschnittlich geringer aus als in den AMIP-Experimenten der Jahre 1987, während 1988 der umgekehrte Fall eintritt. Der modellierte Kontrast zwischen den Niederschlagsmengen beider Jahre vergrößert sich also, wenn die QBO-Phase mitberücksichtigt wird.

Diese wenigen Experimente unterstützen die Hypothese, daß der Monsunniederschlag im Juli stärker ausfällt, wenn die QBO in Westphase ist, als wenn sie in Ostphase ist. Der Umfang der statistischen Samples ist allerdings so gering, daß daraus keine sichere Bestätigung der Hypothese abgeleitet werden kann. Ebenso ist eine genauere Abschätzung der Größenordnung des Effekts unmöglich.

Ob oder wie dieser Effekt durch ENSO moduliert wird, läßt sich aus diesen speziellen Experimenten nicht ableiten. Allerdings haben *Dümenil et al. (1994)* gezeigt, daß die Niederschläge in Indien in den ECHAM3-AMIP-Experimenten im Mai positiv und im September negativ mit ENSO korreliert sind, während im Juli keine Korrelation besteht.

7.2.2 ECHAM4-QBO Experimente

Die Experimente W-QBO, E-QBO und CONTROL erlauben eine Untersuchung der QBO-Monsun-Hypothese unter Ausschluß des ENSO-Phänomens. Zuerst soll die Niederschlagsmenge für den Indischen Subkontinent, definiert wie in der ECHAM3-Analyse, untersucht werden.

Tabelle 7.2 zeigt die klimatologischen monatsgemittelten Niederschläge in Indien in den Monsun- und Übergangsmonaten, berechnet für das gleiche Gebiet wie in den oben diskutierten MONEG-Experimenten. Die klimatologischen Mittel wurden berechnet als Mittelwerte über die 10 Jahre Integrationslänge der Experimente W-QBO und E-QBO. Die Monsunmonate Juni bis August sind hervorgehoben.

TABELLE 7.2 Klimatologische Monatsmittel des Niederschlags in Indien in [mm] in den Experimenten W-QBO und E-QBO und die Differenzen.

Monat	W-QBO	E-QBO	W-E
Mai	104	127	-23
Juni	202	235	-33
Juli	246	205	41
August	226	187	39
September	182	168	14
Mai-Sept.	960	922	38
Juni-Aug.	674	627	47
Juli-Aug.	472	392	80

Die Niederschlagsmenge erreicht ihr Maximum bei West-QBO im Juli, bei Ost-QBO schon im Juni. Die Differenzen W-E sind negativ in Mai und Juni, aber positiv in Juli, August und September. Der Gesamtniederschlag ist sowohl für die Gesamtperiode Mai-September als auch für die Monsunperiode Juni-August bei West-QBO höher als bei Ost-QBO. Juli und August verhalten sich auffallend ähnlich und ergeben akkumuliert eine Differenz von 80 mm.

Der Monsun fällt also bei West-QBO insgesamt stärker aus als bei Ost-QBO, wobei das maximale Monatsmittel bei West-QBO einen Monat später auftritt als bei Ost-QBO. Die Streuung der Niederschlagswerte über die einzelnen Jahre ist jedoch erheblich, auch bei Akkumulation über Juli und August, wie es in Abbildung 7.1 gezeigt wird.

Abbildung 7.1 zeigt die Histogramme der Juli-August Niederschläge in den Experimenten W-QBO und E-QBO. Es erweist sich, daß nicht nur der Mittelwert, sondern auch die Extrema und der Median bei West-QBO höher liegen als bei Ost-QBO. Die von den Daten aufge-

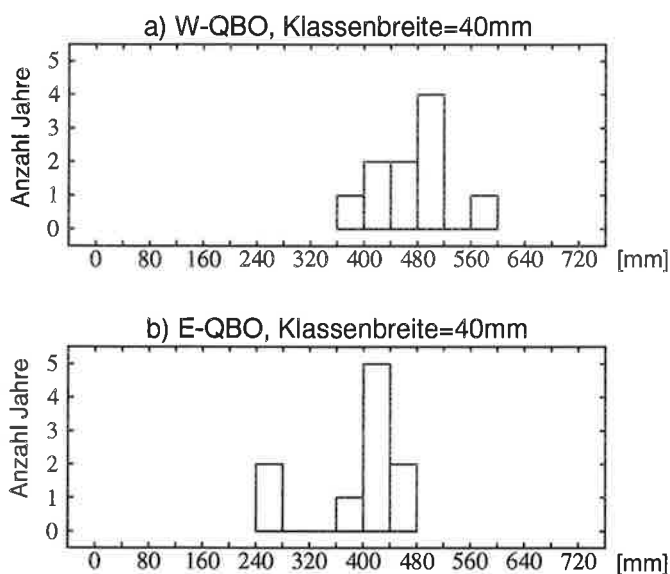


Abb. 7.1 Histogramm des Juli-August Niederschlags in 40 mm Klassen, a) 10 Jahre vom Experiment W-QBO, b) 10 Jahre vom Experiment E-QBO.

spannte Streuweite beträgt in beiden Histogrammen 240 mm. Die Differenz der Mittelwerte ist signifikant bzgl. eines zweiseitigen t-Tests mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit.

Die oben ausgeführte Analyse bezieht sich auf die Gitterpunkte zwischen 9°N und 21°N, die über dem indischen Subkontinent liegen. Diese Art der Mittelung ist sinnvoll für eine Validierung, ist aber nicht notwendigerweise optimal um Kompositesignale zu extrahieren. Aus diesem Grund zeigt Abbildung 7.2 die klimatologischen Juli-August-Niederschlagsverteilungen der beiden Experimente W-QBO und E-QBO und das Differenzmuster für das ganze Gebiet von 60°E bis 100°E und vom Äquator bis 40°N.

Die Niederschlagsverteilungen haben drei in diesem Zusammenhang wichtige lokale Maxima. Das erste befindet sich in Nordindien (24°N, 80°E) und erreicht die höchsten Werte (> 700 mm) in Indien. Dieses Maximum unterscheidet sich nur unwesentlich in den zwei Experimenten. Das zweite Maximum liegt über dem Bengalischen Golf (13°N, 84°E) und erreicht Werte von mehr als 1000 mm in W-QBO und mehr als 900 mm in E-QBO. Diese Maxima unterscheiden sich vor allem in südlicher und südwestlicher Richtung, wo Abweichungen von +80 mm verbreitet vorkommen und die maximalen Differenzen mehr als 160 mm betragen. Diese Differenzen sind signifikant bzgl. des lokalen zweiseitigen t-Tests mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit. Das dritte lokale Maximum liegt an der indischen Westküste (15°N, 73°E) und überschreitet 600 mm in W-QBO, bleibt aber in E-QBO unterhalb von 500 mm. Das Differenzmuster erreicht am gleichen Ort ein lokales Maximum von mehr als 160 mm.

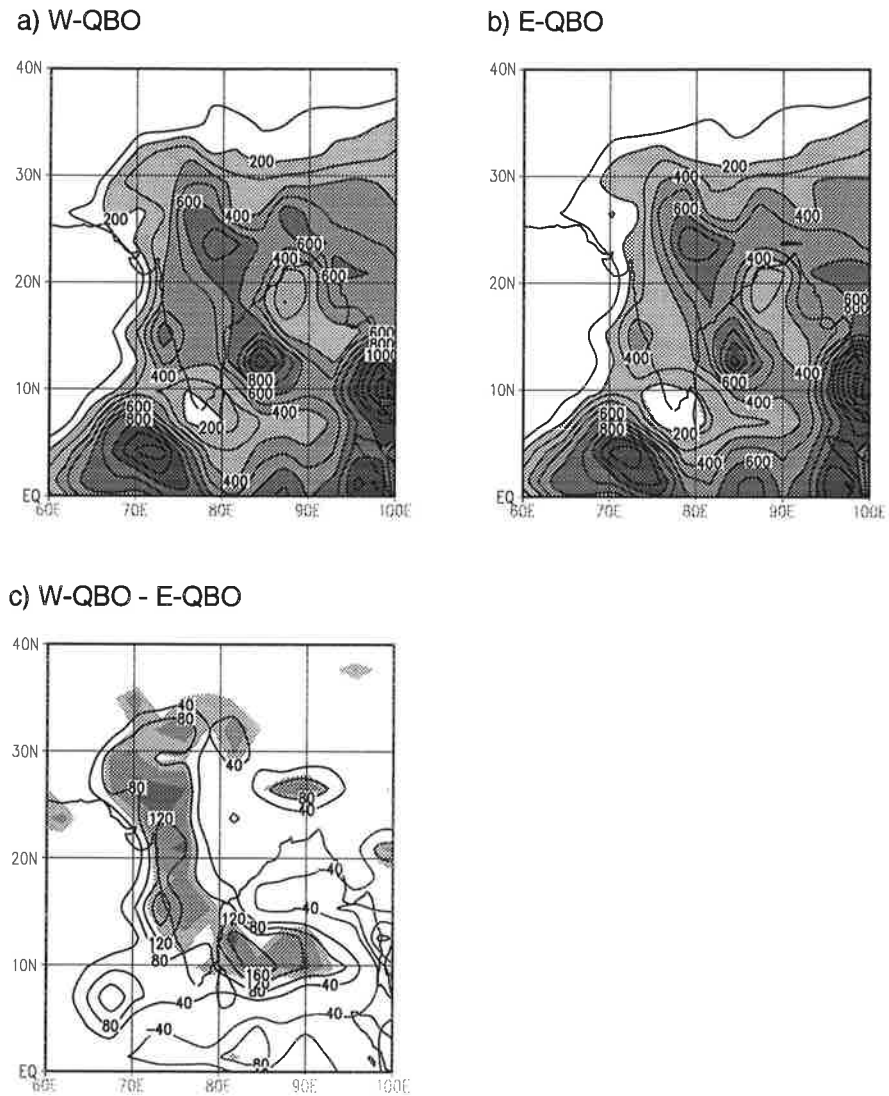


Abb. 7.2 Klimatologische Juli-August-Niederschlagsmengen [mm] in a) W-QBO, b) E-QBO und in c) die klimatologische Differenz W-QBO - E-QBO. In c) bezeichnen die drei Graustufen Gitterpunkte, an denen ein lokaler zweiseitiger t-Test signifikante Differenzen ergibt, mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10%, 5% und 2%.

Überhaupt unterscheiden sich die Niederschlagsmuster entlang der indischen Westküste generell um ca. 100 mm (man vergleiche beispielsweise die 400 mm Isolinie in Abbildung 7.2a mit der 300 mm Isolinie in Abbildung 7.2b). Diese Differenzen sind signifikant mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit.

Die Juli-August-Niederschlagsmengen unterscheiden sich also im wesentlichen in zwei Gebieten. Das erste Gebiet, *WI*, umfaßt Westindien, zwischen 70°E und 77°E und zwischen 12°N und 30°N, das zweite Gebiet, *BG*, liegt im südlichen Bengalischen Golf, zwischen der indischen Ostküste bei 80°E und 92°E und zwischen 9°N und 13°N.

Betrachtet man die Juli-August-Niederschlagsmengen in diesen zwei Gebieten, so findet man die in Abbildung 7.3 gezeigten Verteilungen für die Experimente W-QBO und E-QBO. Die Mittelwerte, Mediane und Extrema sind in beiden Gebieten im Experiment W-QBO höher. In Westindien betragen die Mittelwerte 385 mm (W-QBO) und 286 mm (E-QBO), die Mediane 368 mm (W-QBO) und 291 mm (E-QBO), die Differenzen also 99 mm (Mittelwert) bzw. 77 mm (Median). Diese Differenz ist statistisch signifikant bzgl. eines zweiseitigen t-Tests mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit. Die Histogramme haben Streuweiten von 240 mm (W-QBO) und 320 mm (E-QBO), sind also statistisch gesehen nicht signifikant verschieden.

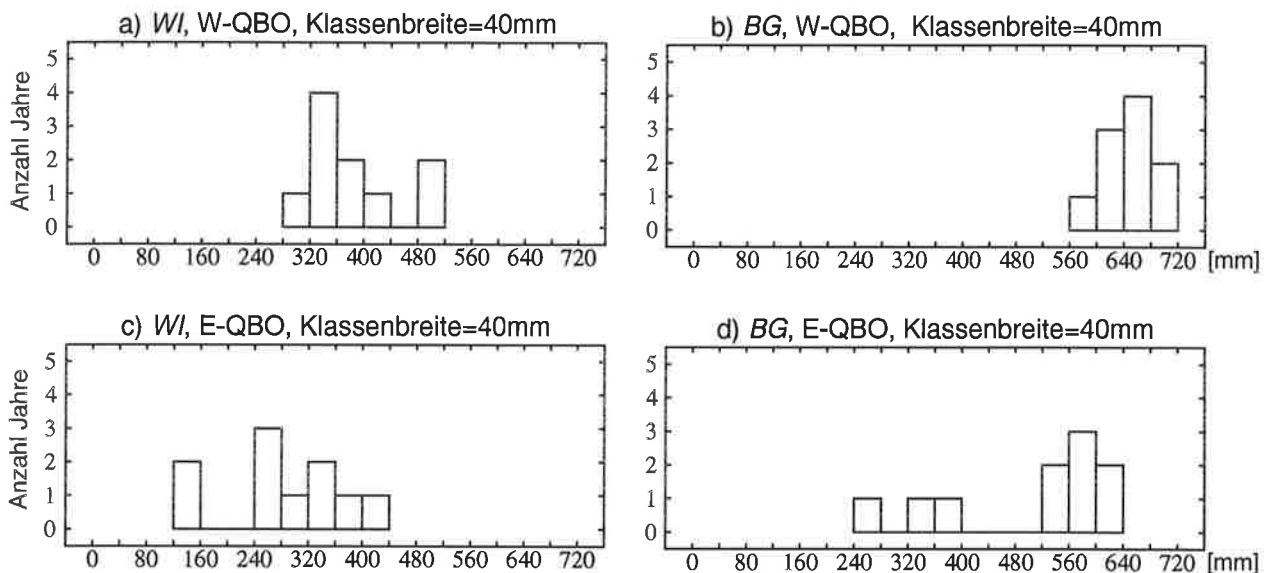


Abb. 7.3 Histogramme der Juli-August Niederschlagsmengen [mm], a) in Westindien (*WI*) in W-QBO, b) im Bengalischen Golf (*BG*) in W-QBO, c) in Westindien (*WI*) in E-QBO und d) im Bengalischen Golf (*BG*) in E-QBO.

Im zweiten Gebiet, *BG*, liegen die Werte wiederum in W-QBO deutlich höher. Allerdings häufen sich die jährlichen Niederschlagswerte im Experiment W-QBO auffallend eng, während die Verteilung für das Experiment E-QBO im wesentlichen in zwei Teile gespalten ist. Die Mittelwerte betragen 650 mm (W-QBO) und 504 mm (E-QBO), die Mediane 660 mm (W-QBO) und 563 mm (E-QBO). Die Mittelwerte unterscheiden sich um 146 mm, die Mediane um 97 mm. Der Median von W-QBO ist also größer als das Maximum von E-QBO, während das Minimum von W-QBO gleich ist wie der Median von E-QBO. Die Verteilungen unterscheiden sich signifikant.

Innerhalb dieser Experimente kann also gezeigt werden, daß die QBO-Phase einen signifikanten Einfluß auf die Juli-August-Niederschlagsmenge in Indien hat. Dies betrifft in erster Linie

das westliche Indien und die Südostküste angrenzend an das oben definierte Gebiet *BG*. Die Niederschläge sind in beiden Gebieten bei West-QBO ca. 100 mm höher als bei Ost-QBO.

Um die Stabilität dieses Signals in Gegenwart des ENSO-Zyklus zu untersuchen, soll ein neuer Index definiert werden, der optimal ist bzgl. der Abweichung von W-QBO bzw. E-QBO vom klimatologischen Mittel in CONTROL. Abbildung 7.4 zeigt die Differenzmuster der Juli-August-Niederschlagsmengen zwischen W-QBO bzw. E-QBO und CONTROL. Wie man sieht, liegt die Niederschlagsverteilung des CONTROL-Experimentes deutlich näher beim W-QBO-Experiment als beim E-QBO-Experiment, der Zusammenhang zwischen QBO und dem Monsunniederschlag ist also nichtlinear. Das Differenzmuster W-QBO – CONTROL erreicht in Nordindien Werte von ca. 40 mm, die nicht signifikant sind, jedoch die Hälfte der Amplitude nördlich von 20°N im Gebiet *WI* erklären. Werte gleicher Größenordnung treten ebenfalls westlich und südwestlich von Indien auf, sowie im Bengalischen Golf. Das Differenzmuster E-QBO – CONTROL hat eine ähnliche Struktur wie das in Abbildung 7.2 gezeigte Differenzfeld. Diese zwei Muster unterscheiden sich vor allem durch die Amplituden in der nördlichen und südlichen Hälfte des Gebietes *WI*. In der nördlichen Hälfte erreichen sie nur noch 40 bis 80 mm und sind statistisch nicht mehr signifikant, während die maximale Amplitude in der südlichen Hälfte 200 mm übersteigt, also noch kräftiger ist, als das am gleichen Ort liegende Extremum in Abbildung 7.2. Die Differenzen in der Umgebung dieses Ortes sind sta-

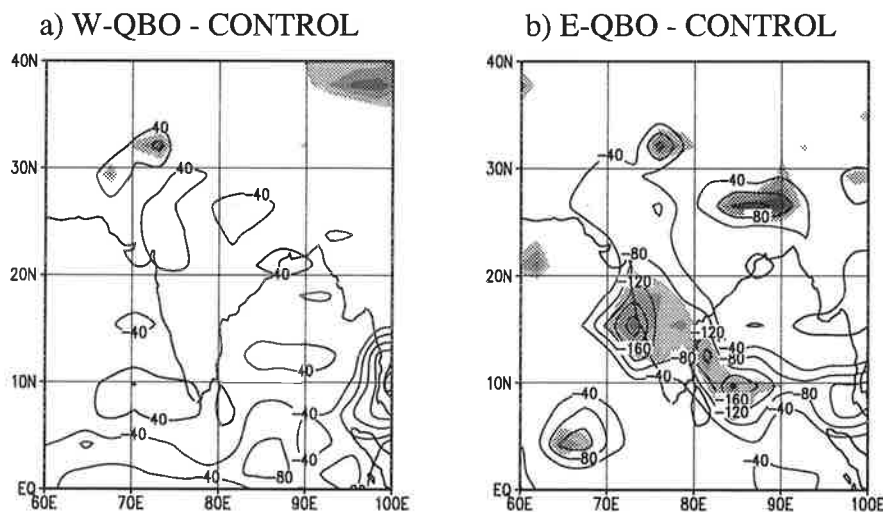


Abb. 7.4 Klimatologische Differenzen der Juli-August-Niederschlagsmengen [mm], a) Differenz W-QBO - CONTROL, b) Differenz E-QBO - CONTROL. Die Graustufen markieren Gitterpunkte, an denen die Differenzen gemäß einem lokalen zweiseitigen t-Test signifikant sind, mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10% (hellgrau), 5% (mittelgrau) und 2% (dunkelgrau).

tistisch signifikant bzgl. eines zweiseitigen t-Tests mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit. Diese südliche Hälfte des Gebietes *WI* soll nachfolgend als Gebiet *SWI* (12°N-20°N, 70°E-77°E) bezeichnet werden. Ein zweites Extremum befindet sich im Gebiet *BG* (10°N, 84°E) und erreicht 200 mm. Die Ausdehnung dieser zweiten Anomalie ist jedoch geringer als im Differenziert W-QBO – E-QBO (Abbildung 7.2).

Das Gebietsmittel des Juli-August-Niederschlags im Gebiet *SWI* soll nun als QBO-Monsun-Niederschlagsindex benutzt werden. Dieser Index liegt gemäß Konstruktion im statistischen Mittel wesentlich tiefer, wenn sich die QBO in Ostphase befindet, wie im Experiment E-QBO, als im CONTROL-Experiment, in dem die QBO nicht vorkommt. Zuerst soll die Sensitivität dieses Index bzgl. des ENSO-Zyklus ohne QBO getestet werden (Experiment AMIP) und anschließend die Verteilung bei Einschluß von ENSO und QBO untersucht werden.

Abbildung 7.5 zeigt die Histogramme des oben definierten Index für die Experimente E-QBO und CONTROL. Beide Histogramme haben eine ähnliche Streuweiten (E-QBO: 320 mm, CONTROL: 360 mm), wobei das E-QBO-Histogramm generell bei kleineren Werten liegt. Die Mittelwerte liegen bei 299 mm (E-QBO) und 414 mm (CONTROL), die Mediane bei 326 mm (E-QBO) und 398 mm (CONTROL). Die Differenzen E-QBO – CONTROL sind -115 mm (Mittelwert) und -72 mm (Median). Die Differenz der Mittelwerte ist signifikant bzgl. eines zweiseitigen t-Tests mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit.

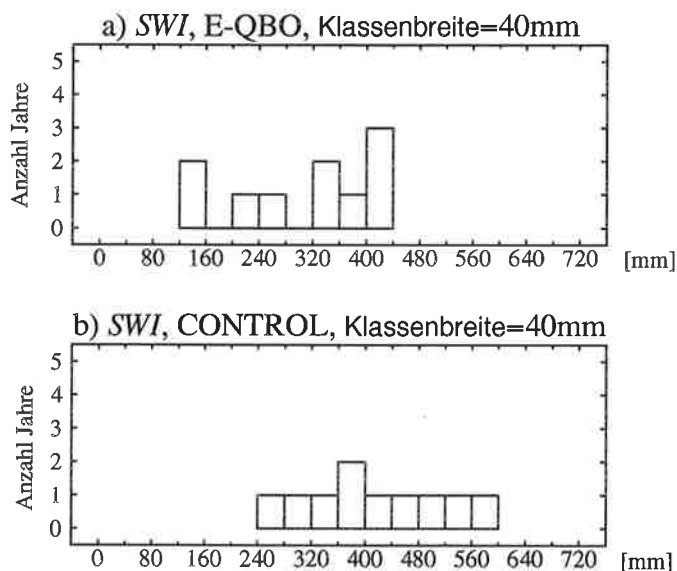


Abb. 7.5 Histogramme der Juli-August-Niederschlagsmengen [mm] in Südwestindien (*SWI*), a) in E-QBO, b) in CONTROL.

In den Experimenten AMIP und AMIP&QBO verhält sich der Index wie in Abbildung 7.6a und b gezeigt. Beide Indexzeitreihen haben Streuweiten (AMIP: 400 mm, AMIP&QBO:

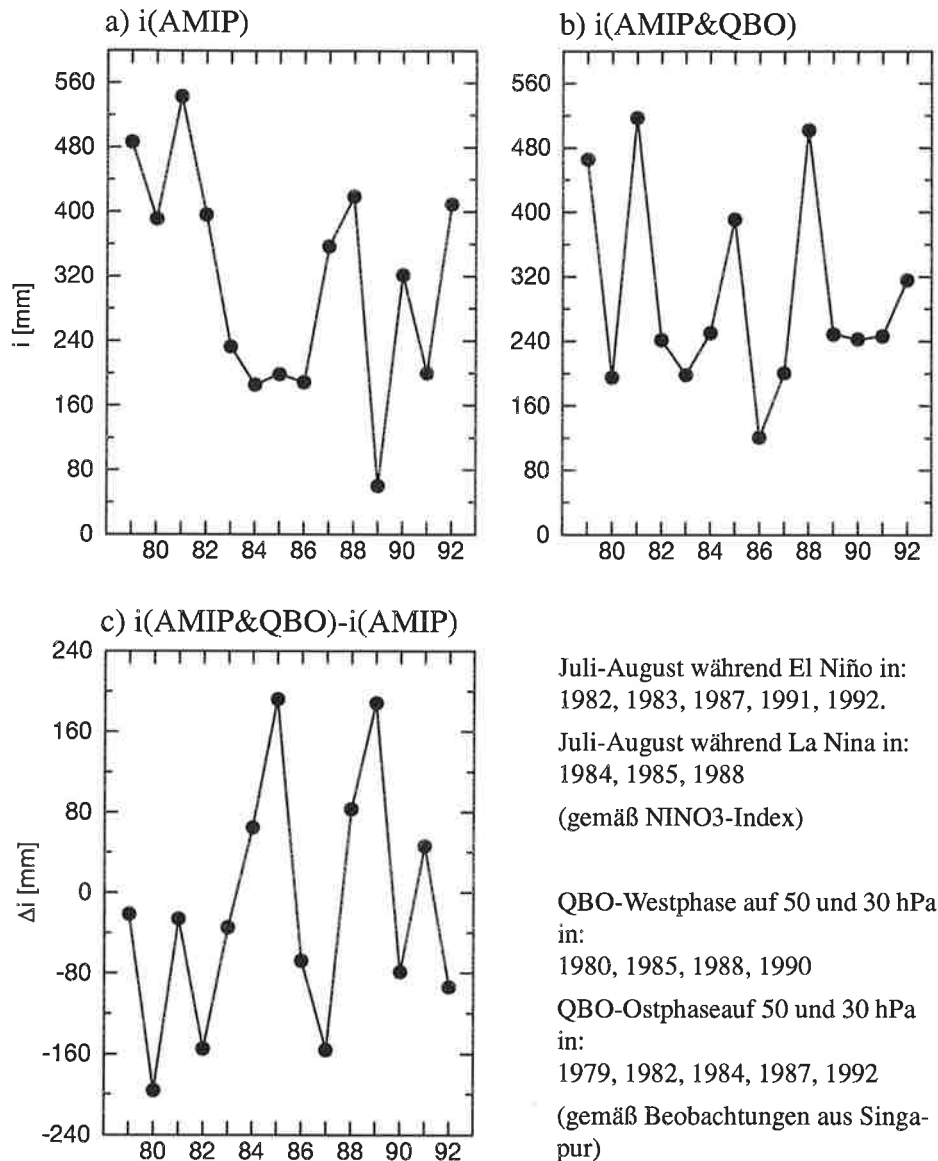


Abb. 7.6 Zeitreihen des Juli-August-Niederschlagsindex [mm] im Gebiet SWI von 1979 bis 1992, a) Indexzeitreihen für AMIP, b) für AMIP&QBO und c) die Differenz AMIP&QBO - AMIP der Indexzeitreihen.

520 mm), die größer sind als diejenige von CONTROL oder E-QBO. Innerhalb dieser Reihe fällt der Abschnitt von 1983 bis 1986 durch die kaum variierenden Indexwerte von ca. 200 mm auf. Allerdings läßt sich daraus keine Regel für eine ENSO-Sensitivität dieses Index ablesen, da sich sowohl der El Niño Sommer 1983 als auch die La Niña Sommer 1984 und 1985 in dieser Reihe finden und der Indexwert des El Niño Jahres 1991 ebenfalls bei ca. 200 mm liegt. Es soll deshalb im weiteren davon ausgegangen werden, daß der so konstruierte Index nicht systematisch vom ENSO-Zyklus beeinflusst wird, außer daß ENSO das Rauschen verstärkt.

Die Indexzeitreihe für das Experiment AMIP&QBO und deren Differenz zur AMIP-Zeitreihe sind in Abbildung 7.6b und c wiedergegeben. Gemäß Konstruktion des Index sollten Indexwerte mit einer deutlichen negativen Abweichung von der AMIP-Indexzeitreihe durch eine Ostphase der QBO erklärt werden können, falls der postulierte Zusammenhang besteht, da die tropische Stratosphäre sich in AMIP qualitativ gleich verhält wie in CONTROL. Wie in Abbildung 7.6c zu sehen, gilt es also die Indexwerte der Jahre 1980, 1982, 1987, 1990 und 1992 zu prüfen. Die Jahre 1983 und 1986 weisen zwar negative Abweichungen auf, sollen aber nicht berücksichtigt werden, da ihre Abweichung weniger als ein Viertel der Streuweite von CONTROL oder E-QBO beträgt und somit ohne Probleme durch interne Variabilität erklärt werden können. Nebenbei sei hier noch festgehalten, daß die Differenz der Niederschlagsmengen in 1987 und 1988 in AMIP&QBO bedeutend größer ist als in AMIP. Die Berücksichtigung der QBO verstärkt, also den Kontrast wie es auch schon in den ECHAM3-MONEG-Experimenten festgestellt wurde (*Dümenil et al., 1994* und *Arpe et al., 1994*).

Der oben gefundene hypothetische Zusammenhang von Juli-August-Niederschlagsmenge im Gebiet SWI und der QBO-Phase (in der unteren Stratosphäre) gilt für eine beliebige Zeitverschiebung zwischen der Windmessung, d.h. der Phasenbestimmung der QBO, und der Juli-August-Niederschlagsmessung, da die QBO-Phase in den Experimenten W-QBO und E-QBO stationär gehalten wurde. Daraus folgt, daß für die Begründung der Indexwerte eine Phasenverschiebung zwischen der QBO und der Juli-August-Niederschlagsmessung angenommen werden darf. Diese Phasenverschiebung ist generell eine Funktion der Höhe, unterliegt aber wegen der angenommenen Kausalität der Einschränkung, daß nur positive Vorlaufzeiten der QBO erlaubt sind. Eine optimale Vorlaufzeit liegt dann vor, wenn eine maximale Anzahl der oben aufgezählten Jahre durch die vorangegangene QBO-Ostphase erklärt werden kann. Die optimale Vorlaufzeit läßt sich für verschiedene Drucklevel bestimmen, wobei natürlich auf Grund der Abwärtspropagation der QBO ein monotoner Zusammenhang zwischen der optimalen Vorlaufzeit und der Höhe bzw. dem Druck bestehen muß.

Diese optimale Vorlaufzeit wird in Abbildung 7.7 dargestellt. Sie zeigt für die Jahre 1980, 82, 87, 90 und 92 wieviele Monate vor dem Monat August dieser Jahre die QBO auf 30 hPa in Ostphase war. Die Graustufen zeigen die Stärke des zonalen Windes mit Abstufungen bei -20, -10, -5 und 0 m/s. Man findet, daß in allen Fällen die QBO im Zeitraum von 8 bis 15 Monaten vor August der einzelnen Jahre (= Mai bis Dezember des Vorjahres) in Ostphase war und daß die Ostwinde in allen Fällen im Zeitraum von 9 bis 13 Monaten im voraus (= Juli bis November des Vorjahres) stärker waren als -20 m/s.

Die QBO war somit jedesmal auf 30 hPa von Juli bis November in Ostphase, wenn der oben aufgrund der Experimente W-QBO, E-QBO und CONTROL konstruierte Index im Experi-

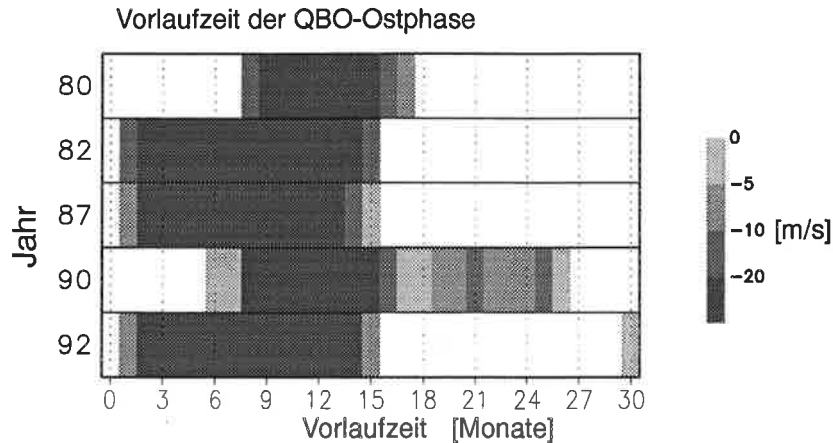


Abb. 7.7 Vorlaufzeit der QBO-Ostphase auf 30 hPa bzgl. des Monats August in den Jahren 1980, 1982, 1987, 1990 und 1992 [Monate], die Stärke der Ostwinde ist in Graustufen dargestellt.

ment AMIP&QBO im Folgejahr deutlich tiefer ausfiel als im Experiment AMIP. Die Ostphase war somit eine notwendige Voraussetzung für die stark negative Abweichung. Sie ist jedoch keine hinreichende Voraussetzung, wie man am Beispiel des Jahres 1985 sieht. Die äquatorialen zonalen Winde auf 30 hPa waren vom September 83 bis Oktober 84 stärker als -20 m/s, der Niederschlagsindex erreicht jedoch genau im Juli-August 1985 eine große positive Abweichung.

Die stark positiven Abweichungen des Index in den Jahren 1985 und 1989 (Abbildung 7.6c) fallen mit La Niña Jahren zusammen.

7.3 Schlußfolgerung

Die Experimente W-QBO und E-QBO, beide mit stationärer QBO-Phase und ohne ENSO-Zyklus, wurden verwendet, um ein hypothetisches QBO-Signal im indischen Sommermonsun abzuleiten. Es wurden zwei Gebiete gefunden, in denen der Niederschlag bei West-QBO im Juli und August deutlich höher ausfällt als bei Ost-QBO. Das erste Gebiet bedeckt Westindien und liegt zwischen 12°N und 30°N. Das zweite Gebiet liegt über dem südlichen Bengalischen Golf und grenzt an die südöstliche Küste Indiens. Die Niederschläge fallen in diesen Gebieten bei West-QBO ca. 100 mm reichlicher als bei Ost-QBO.

Im zweiten Schritt wurde ein QBO-Signal bzgl. der Experimente E-QBO und CONTROL für Juli-August-Niederschläge hergeleitet, da das CONTROL-Experiment keine QBO beinhaltet, wie das im folgenden Schritt benutzte Experiment AMIP. Die Hypothese die aufgrund dieser Muster aufgestellt wird ist, daß die QBO-Ostphase im entsprechenden Gebiet zu tieferen Nie-

erschlagsmengen führt, als dies bei Westphase (oder bei undefinierter QBO-Phase) zu erwarten wäre.

Die Analyse der Experimente AMIP (ohne QBO aber mit ENSO) und AMIP&QBO (mit QBO und ENSO) hat gezeigt, daß die Ostphase eine notwendige, aber keine hinreichende Vorbedingung für wesentlich tiefere Niederschlagsmengen in AMIP&QBO als in AMIP ist. Notwendig, da jede stark negative Anomalie mit einer QBO-Ostphase (stärker als -20 m/s auf 30 hPa von Mai bis November im Vorjahr) zusammenfiel, nicht hinreichend, weil in einem Fall (von insgesamt sechs Fällen) auf eine QBO-Ostphase keine stark negative Anomalie folgte.

Die QBO ist also ein Einflußfaktor mit einem potentiellen Signal von durchschnittlich 100 mm in Westindien und an der Südostküste Indiens. Die Vorhersagbarkeit dieses Einflusses ist jedoch in allgemeinen Zirkulationsmodellen schwierig, da diese die QBO noch nicht beinhalten. Es bleibt natürlich die Möglichkeit Prognosen aufgrund einfacher statistischer Modelle zu wagen. Für solche Zwecke wäre die QBO-Phase auf 30 hPa im Zeitraum Mai bis November des dem vorherzusagenden Monsun vorangehenden Jahres gut geeignet.

8. Winterzirkulation auf der Nordhemisphäre

Die stratosphärische Winterzirkulation auf der Nordhemisphäre besitzt eine große interannuale Variabilität. Die Erforschung dieser Variabilität konzentriert sich auf zwei Richtungen, zum einen auf die komplexen nichtlinearen Wechselwirkungen in der Winterzirkulation und zum anderen auf die Sensitivität der Winterzirkulation gegenüber externen Einflüssen, d.h. interannualen Schwankungen der Zirkulation außerhalb der hohen Breiten der Atmosphäre. Die intern bedingten Schwankungen können in allgemeinen Zirkulationsmodellen mit kontrollierten äußeren Randbedingungen untersucht werden (z.B. *Manzini und Bengtsson, 1994* oder *Hamilton, 1995*), während die potentiellen externen Einflüsse im wesentlichen durch statistische Analysen von mehrjährigen Zeitreihen der geopotentiellen Höhe oder der Temperatur in polaren Breiten abgeleitet werden. Diesen Analysen liegt die Annahme einer zeitlich linearen Reaktion der polaren Winterzirkulation auf mehrjährige, atmosphärische "Zyklen" zu Grunde, die ihren Ursprung außerhalb der hohen Breiten der Winterhemisphäre haben. Demnach verursacht ein Zyklus einer bestimmten Periodizität eine Reaktion gleicher Periode in der polaren Winterzirkulation. Als mögliche Kandidaten wurden die *Southern Oscillation*, d.h. der atmosphärische Anteil von ENSO, die QBO und ein zehn bis zwölfjähriger Zyklus (abgekürzt: TTO für *ten-to-twelve year oscillation*) untersucht. Als nichtperiodischer Faktor kommt zudem der Einfluß von Vulkanen hinzu. Pionierarbeiten in diesen Bereich sind die Arbeiten von *van Loon et al. (1982)* für den ENSO-Einfluß, *Holton und Tan (1980, 1982)*, *Wallace und Chang (1982)* und *Labitzke (1982)* für den QBO-Einfluß, *Labitzke (1987)* für den Einfluß von QBO und TTO und *Labitzke und Naujokat (1983)* für den vulkanischen Einfluß. Eine systematische Gegenüberstellung der möglicherweise von diesen "Zyklen" verursachten 30 hPa Signale der geopotentiellen Höhe, basierend auf den stratosphärischen Analysen der Freien Universität Berlin von 1957 bis 1992, ist in *Pawson et al. (1993)* wiedergegeben. Eine analoge Gegenüberstellung der verschiedenen Signale des meridionalen Gradienten der zonal gemittelten Temperatur und des zonal gemittelten geostrophischen zonalen Windes wird in *Kodera (1995)* diskutiert. In dieser Arbeit werden Analysen von NMC (U.S. National Meteorological Center) und CAC (Climate Analysis Center) der Jahre 1979 bis 1992 untersucht. In diesem Kapitel werden die in *Pawson et al. (1993)* beschriebenen QBO-Signale der geopotentiellen Höhe auf 30 hPa der Monate November bis Februar mit den in den ECHAM4-Experimenten gefundenen Signalen verglichen. Zuerst soll jedoch die TTO kurz beschrieben werden.

8.1 Die TTO, ein Exkurs

Mitte der 80er Jahre entdeckte *Labitzke (1987)* eine näherungsweise 11-jährige Modulation der stratosphärischen 30 hPa Temperatur am Nordpol. Dieser neue Zyklus erlaubte in Kombination mit der QBO eine umfassendere Erklärung der interannualen Variabilität der polaren Stra-

tosphäre durch externe Einflüsse als dies vorher möglich war. Wurden nämlich die Daten gemäß QBO-Phase in zwei Gruppen aufgeteilt, so offenbarte sich in beiden Teilgruppen eine Oszillation mit einer Länge von ca. 10 bis 12 Jahren, allerdings mit umgekehrten Vorzeichen. Diese Modulation ist in den Monaten Januar und Februar besonders deutlich ausgeprägt. Befindet sich dann die TTO im Maximum, so wird während der QBO-Westphase (auf 30 hPa) im Mittel eine höhere 30 hPa Temperatur beobachtet als im klimatologischen Mittel. Im Minimum der TTO hat die mittlere 30 hPa Temperatur bei QBO-Westphase jedoch einen geringeren Wert als das klimatologische Mittel. Bei QBO-Ostphase weist die Abweichung das entgegengesetzte Vorzeichen der Anomalie bei QBO-Westphase auf, d.h. für die im statistischen Mittel gefundenen Anomalien $\Delta T_{30hPa}(QBO: W \text{ bzw. } E, TTO: H \text{ bzw. } L)$ gilt dann (Gl. 8.1). Analog gilt im Januar und Februar für die Abweichungen der geopotentiellen Höhe auf 30 hPa (Gl. 8.2).

$$\Delta T_{30hPa}(W,H) \approx \Delta T_{30hPa}(E,L) \approx -\Delta T_{30hPa}(E,H) \approx -\Delta T_{30hPa}(W,L) \quad (\text{Gl. 8.1})$$

$$\Delta Z_{30hPa}(W,H) \approx \Delta Z_{30hPa}(E,L) \approx -\Delta Z_{30hPa}(E,H) \approx -\Delta Z_{30hPa}(W,L) \quad (\text{Gl. 8.2})$$

Anfängliche Zweifel an der Existenz einer solchen Oszillation in der Stratosphäre wurden durch die Erweiterung der Zeitreihen zunehmend kleiner und es werden mittlerweile auch troposphärische Signale dieser Oszillation faßbar (*Labitzke und van Loon, 1994*). Wesentlich schwieriger ist jedoch der Nachweis der Ursache dieser Oszillation. Wegen der Synchronizität zwischen dieser Oszillation und dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus war es naheliegend, einen ursächlichen Zusammenhang zwischen der Sonnenaktivität und dieser Oszillation anzunehmen. Bis heute fehlt allerdings ein allgemein akzeptierter Beweis, der die Nullhypothese, daß interne Variabilität der Atmosphäre die Oszillation verursacht, als nicht haltbar darstellt. (Eine ausführliche Diskussion der ganzen Problematik ist in *Nesme-Ribes (1994)* zusammengestellt.) Wegen dieser Unklarheit hat sich bis jetzt noch keine einheitliche Nomenklatur für dieses Phänomen durchgesetzt. Neben der von Labitzke und van Loon benutzten Bezeichnung TTO werden auch die Namen QDO für *quasi-decadal oscillation* (*Holton in Nesme-Ribes, 1994*) und QDV für *quasi-decadal variation* (*Dunkerton und Baldwin, 1992*) verwendet. Unabhängig von der Ursache der TTO bleibt jedoch die Tatsache, daß sich die Einflüsse der QBO und der TTO auf die polare Winterzirkulation in der Stratosphäre nicht voneinander trennen lassen.

In den letzten Jahren wurden zunehmend Versuche unternommen, die TTO in GCMs zu modulieren. Diesen Modellversuchen liegt die Annahme zu Grunde, daß die TTO tatsächlich durch die den Sonnenfleckenzyklus verursacht wird. Zusätzlich wird die Annahme getroffen, daß die TTO durch die Schwankung der solaren Ausstrahlung im UV-Bereich verursacht wird, da die

Amplitude des Sonnenfleckenzyklus im UV-Bereich mit ca. 3% (bei 205 nm) deutlich größer ist als die Amplitude der totalen Einstrahlung, die ca. 0.1-0.2% beträgt. Zudem werden in der oberen tropischen Stratosphäre tatsächlich Temperatur- und Ozonvariationen beobachtet, die auf diese UV-Variationen zurückzuführen sind (*Hood et al., 1993*). Ein erstes Experiment mit unterschiedlicher UV-Einstrahlung wurde von *Kodera et al. (1991)* durchgeführt, ein weit umfangreicheres von *Balachandran und Rind (1995)*. In keinem dieser Experimente fielen die Resultate jedoch so überzeugend aus, daß die Zweifel am tatsächlichen solaren Ursprung der TTO ausgeräumt werden konnten. Die Hauptpunkte der von den Autoren selbst angebrachten Kritik liegen in der teilweise unrealistisch hohen Variation der UV-Einstrahlung (*Kodera et al., 1991*: -30%, -20%, -10%, +0%, +10% Abweichung von der mittleren UV-Einstrahlung; *Balachandran und Rind, 1995*: 25%, 10%, 5%, 0% Abweichung von der mittleren UV - Einstrahlung) und in der fehlenden Kopplung der Ozonfelder an die UV-Variationen.

8.2 Modellspezifische Einschränkungen

Bevor die Modelldaten mit Analysedaten verglichen werden, soll hier auf das Problem der geringen vertikalen Erstreckung und Auflösung des benutzten Modells eingegangen werden. Das verwendete Modell besitzt nur 19 Schichten wodurch die Stratosphäre nur grob aufgelöst werden kann, mit Schichten bei 100, 70, 50, 30 und 10 hPa. In diesen Schichten ist zudem die Horizontaldiffusion verstärkt, um Anomalien in Randnähe zu dämpfen und damit Randproblemen vorzubeugen (siehe Appendix A). Aus diesen zwei Gründen können im ECHAM4 systematische Fehler im Mittelwert und in der Varianz entstehen. Dadurch könnte speziell die Untersuchung eines möglichen QBO-Einflusses auf die Temperatur oder die geopotentielle Höhe im borealen Winter in der polaren Stratosphäre beeinträchtigt werden, falls diese systematischen Fehler in der polaren Stratosphäre im Winter auftreten. Um dies abzuschätzen wurden geopotentielle Höhen auf 30 hPa der stratosphärischen Analysen der Freien Universität Berlin von 1957 bis 1992 mit den Daten der ECHAM4-Experimente CONTROL, W-QBO und E-QBO verglichen. Diese drei Experimente ergeben zusammen ein Sample von 30 Jahren, sind also von ähnlichem Umfang wie die Analysen. Da sich die drei Experimente in der polaren Winterstratosphäre nicht signifikant unterscheiden, wie es für W-QBO und E-QBO noch detailliert gezeigt wird, können sie problemlos für den Vergleich mit den Analysen kombiniert werden. Dabei stellt sich heraus, daß sich der Mittelwert des Modells in den hohen Breiten im Winter nicht signifikant von den Analysen unterscheidet, die Varianz im Modell jedoch signifikant unterschätzt wird. Im Januar erreichen das Modell und die Analysen nördlich von 80°N eine mittlere 30 hPa Höhe von 22423 gpm bzw. 22384 gpm. Die Varianzen der mittleren 30 hPa Höhe nördlich von 80°N liegen im Modell bei 85529 gpm², in den Analysen bei 197345 gpm². Die Varianz ist in der Analyse 2.3 mal größer als im Modell, d.h. daß das Modell die Varianz in diesem Punkt bzgl eines einseitigen F-Tests mit 5% Irrtumswahrschein-

lichkeit statistisch signifikant unterschätzt. Dieser systematische Mangel ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf die stark erhöhte Horizontaldiffusion zurückzuführen, die in den obersten zwei Schichten bei 10 und 30 hPa 16 mal so groß ist wie in der Troposphäre. Die Unterschätzung der Varianz muß bei der Bewertung der Signifikanz berücksichtigt werden.

8.3 QBO-Kompositesignale der geopotentiellen Höhe in Analysen und Modell

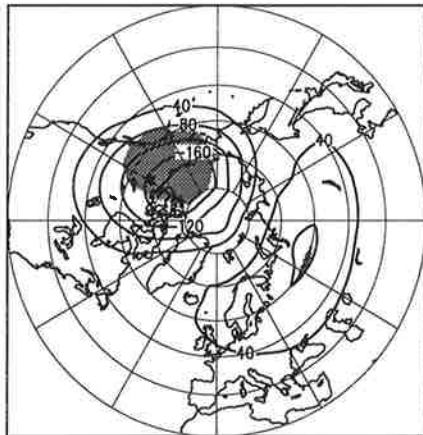
Ein wichtiges Resultat der Zusammenstellung liegt in der Feststellung, daß der Frühwinter, bestehend aus November und Dezember, vom Spätwinter, der die Monate Januar, Februar und März umfaßt, unterschieden werden muß. Im Frühwinter dominiert die QBO die anderen Faktoren, d.h. es läßt sich ein klar definiertes Signal $\Delta Z_{30hPa}(W-E)$ finden. Im Spätwinter ist die Situation wesentlich komplizierter, da das QBO-Signal von der Phase der TTO abhängt. Es muß also eine Fallunterscheidung gemacht werden, die die vier möglichen Kombinationen der QBO (W bzw. E) mit der TTO (H bzw. L) berücksichtigt. Deswegen soll der Vergleich von Analyse- und Modelldaten ebenfalls in Früh- und Spätwinter aufgeteilt werden. In den Monaten November und Dezember kann das modellierte Signal direkte mit dem Analysesignal verglichen werden. Im Januar und Februar hingegen verkompliziert sich die Situation durch die erwähnte TTO, da dieses Phänomen in den Experimenten prinzipiell nicht definierbar ist, weil die Integrationen nur 10 Jahre lang sind. Zusätzlich ist es unklar, ob das ECHAM4 eine Art von TTO erzeugen könnte, wenn die Integration genug lang wäre. Falls dies eintreten würde, so wäre dies im Modell ein interner Mode ohne Bezug zu Variationen äußerer Einflüsse wie z.B. einer interannualen Variation der solaren Einstrahlung. Für die Monate Januar und Februar kann deshalb grundsätzlich aus den Experimenten keine zwingende Schlußfolgerung abgeleitet werden, da das Vorzeichen des Analyse-QBO-Signals der geopotentiellen Höhe auf 30 hPa erst durch die Phase der TTO bestimmt ist (Gl. 8.2). Eine weitere generelle Einschränkung des Modells besteht in dessen ungenügender vertikalen Erstreckung und Auflösung, an die hier nochmals erinnert werden soll (siehe Appendix A). Als Hauptfolge hiervon wird die Variabilität der Stratosphäre im Winter in den obersten zwei Schichten, also bei 30 hPa und 10 hPa unterschätzt.

8.3.1 November und Dezember in den Analysen und im Modell

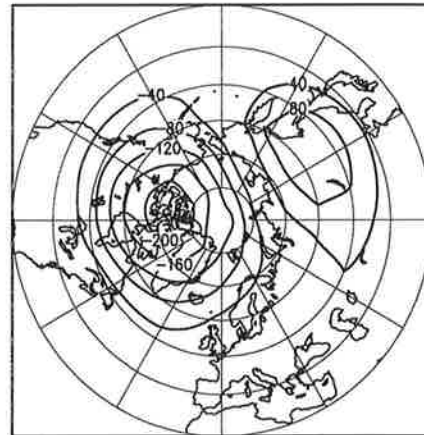
An der Freien Universität Berlin werden regelmäßig die Felder der geopotentiellen Höhe in der unteren Stratosphäre analysiert. Aus diesen Daten werden hier die QBO-Signale der geopotentiellen Höhe auf 30 hPa in den Wintermonaten konstruiert. Dazu werden zuerst die mittleren Felder für die Jahre mit QBO-Westphase bzw. mit QBO-Ostphase gebildet. Die Differenz dieser Mittel ergibt dann das QBO-Signal $\Delta Z_{30hPa}(W-E)$. Dieses aus den Analysen gewonnene Signal soll mit dem QBO-Signal aus den Experimenten W-QBO und E-QBO verglichen werden.

Abbildung 8.1 zeigt die QBO-Signale der geopotentiellen Höhe im November (linke Spalte) und Dezember (rechte Spalte) für die Analysen (obere Reihe) und die Experimente (untere Reihe). Die Analysen umfassen die Jahre 1957 bis 1992, also 36 Jahre. Sowohl im November als auch im Dezember gibt es jeweils 18 Jahre, in denen die QBO auf 30 hPa im Monatsmittel in West- bzw. in Ostphase war. Die Experimente sind jeweils nur über 10 Jahre integriert worden, sind also wesentlich kürzer als die Analysen. Sowohl für die Analysen als auch für die Experimente wurden lokale, zweiseitige t-Tests mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% berechnet. Gebiete, in denen das QBO-Signal demnach signifikante Werte erreicht, sind in der Abbildung schattiert.

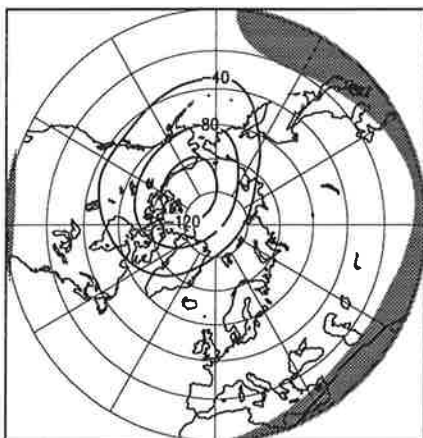
a) November, Berlin-Analyse



b) Dezember, Berlin-Analyse



c) November, ECHAM4



d) Dezember, ECHAM4

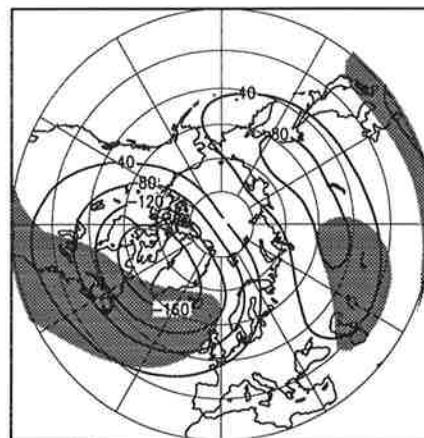


Abb. 8.1 QBO-Signal $\Delta Z_{30hPa}(W-E)$ [gpm] in den Analysen auf 30 hPa nördlich von 30°N, a) im November, b) im Dezember, c) QBO-Signal $\Delta Z_{30hPa}(W-E)$ [gpm] in ECHAM4 im November und d) im Dezember. Gebiete, worin das Signal lokal statistisch signifikant ist, sind schattiert.

In den Analysen besteht das QBO-Signal sowohl im November als auch im Dezember aus einem relativen Tief über Nordkanada und Grönland und einem relativen Hoch über Sibirien. Im November ist das Tief bei [70°N, 135°W] positioniert und erreicht -190 gpm, während das Hoch eine beträchtliche zonale Erstreckung aufweist, mit einem Maximum von +80 gpm bei [60°N, 75°E]. Im Dezember liegt das Tief bei [70°N, 100°W], mit einem Minimum von -220 gpm, und das Hoch erreicht bei [60°N, 130°E] +110 gpm. Diese Kompositmuster sind jedoch nur im November in einem Gebiet mit relativ kleiner Ausdehnung statistisch signifikant.

Das aus den Experimenten W-QBO und E-QBO abgeleitete QBO-Signal der geopotentiellen Höhe auf 30 hPa hat eine qualitativ gleiche Struktur wie das Signal aus den Analysen, d.h. ein relatives Tief über Nordkanada und Grönland und ein relatives Hoch über Sibirien. Die Unterschiede liegen in den Amplituden und den Positionen. Im Modell liegt das Tief im November bei [77°N, 140°W], mit einem Minimum von -140 gpm. Das relative Hoch erreicht in einem Streifen um 60°N, der von 15°E bis 115°E reicht, eine Amplitude von +35 gpm. Das Tief und das Hoch sind somit 50 bzw. 45 gpm flacher als in den Analysen und das Zentrum des Tiefs liegt im Modell 7° nördlicher als in den Analysen. Im Dezember erreichen das Tief und das Hoch Werte von -190 gpm und +85 gpm bei [66°N, 55°W] bzw. bei 60°N von 75°E bis 145°E. Das Tief und das Hoch sind also auch im Dezember flacher als im Modell, mit Differenzen von 30 bzw. 25 gpm. Zusätzlich liegt das Tief im Modell 45° östlicher als in den Analysen. In den höheren Breiten wird im Modell nur im Dezember im südlichen Bereich des Tiefs und im westlichen Bereich des Hochs eine lokale, statistische Signifikanz des Signals erreicht. Das Muster selbst ist allerdings nicht statistisch signifikant.

Ein Vergleich der QBO-Signale der geopotentiellen Höhe auf 30 hPa in den Analysen und im Modell zeigt also einerseits eine überraschende Übereinstimmung in der Struktur der Signale, wobei das Modell die Amplituden unterschätzt. Andererseits ist die Samplegröße sowohl in den Analysen als auch in den Experimenten zu gering, um diese Signale aufgrund der statistischen Tests allein auf die QBO zurückzuführen. Die gefundene qualitative Übereinstimmung könnte deshalb auch ein glücklicher Zufall sein.

8.3.2 Januar und Februar in den Analysen und im Modell

Aus den genannten Gründen gibt es im Modell keine TTO, d.h. es ist apriori unklar, ob das Signal im Modell gemäß dem Vorzeichen dem Analysesignal für TTO=H oder TTO=L entspricht. Deshalb wurden für die vier möglichen Kombinationen (*QBO:W* bzw. *E*, *TTO:H* bzw. *L*) die mittleren Abweichungen von den klimatologischen Monatsmitteln aller 36 Jahre der Analysen bestimmt und mit den halben klimatologischen Differenzen der Experimente W-QBO und E-QBO verglichen. Hierbei stellt sich heraus, daß die QBO-Signale des Modells von

der Struktur und dem Vorzeichen her den Abweichungen der Analysen bei $TTO=H$ entsprechen. Für diesen Phasenzustand werden in Abbildung 8.2 die QBO-Signale der Analysen und des Modells abgebildet. Signifikanzwerte werden nicht gezeigt, da sich weder in den Analysen, in denen acht Jahre der Kombination $QBO=W$ und $TTO=H$ vorkommen, noch im Modell eine statistische Signifikanz ergibt.

Die für $TTO=H$ gezeigten QBO-Signale bestehen im Januar aus einem Hoch bei $[70^{\circ}N, 80^{\circ}W]$, mit einer Maximum von $+210$ gpm und einem Tief bei $[60^{\circ}N, 120^{\circ}E]$, mit einem Minimum von -120 gpm. Im Februar zeigt sich ein einziges am Nordpol zentriertes Hoch mit einer Amplitude von $+310$ gpm.

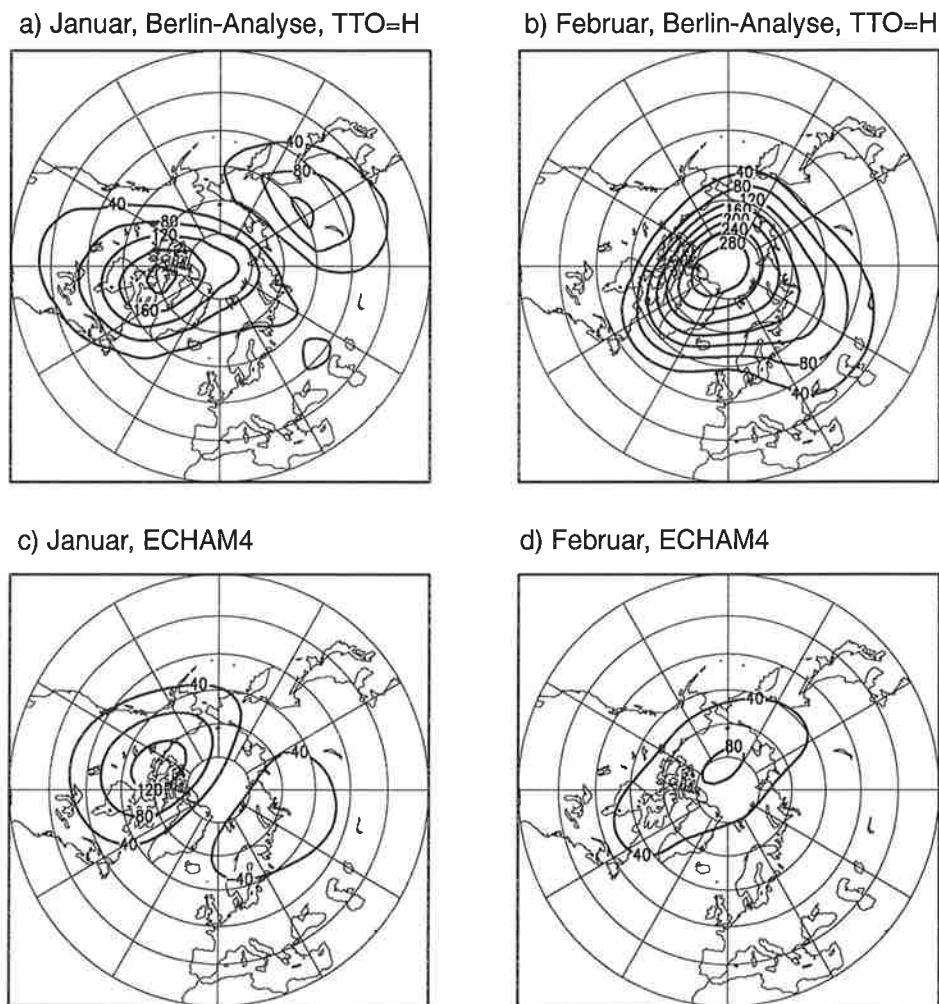


Abb. 8.2 QBO-Signal $\Delta Z_{30hPa}(W,H)$ [gpm] in den Analysen auf 30 hPa nördlich von $30^{\circ}N$, a) im Januar, b) im Februar, c) QBO-Signal $\Delta Z_{30hPa}(W-E)/2$ [gpm] in ECHAM4 im Januar und d) im Februar.

Im Modell findet man wiederum Signale mit einer qualitativ ähnlichen Struktur wie in den Analysen. Im Januar liegen ein Hoch mit einem Maximum von +130 gpm bei [70°N, 110°W] und ein Tief mit einem Minimum von -70 gpm bei [70°N, 75°E]. Das Hoch und das Tief erreichen also im Modell nur knapp 2/3 der in den Analysesignalen gefundenen Werte. Zudem liegen sie im Modell 30° bis 50° westlicher als in den Analysen. Im Februar findet man im Modell, wie in den Analysen, ein einziges Hoch, das in Polnähe bei [82°N, 170°W] liegt. Dieses erreicht jedoch nur +80 gpm, also nur 25% des Signals in den Analysen.

Wie in den Monaten November und Dezember findet man im Modell in den Monaten Januar und Februar QBO-Signale der geopotentiellen Höhe auf 30 hPa, die qualitativ mit den Analysen übereinstimmen, falls dazu die Jahre mit der TTO in der H-Phase gewählt werden. Das QBO-Signal des Modells erreicht allerdings wesentlich geringere Amplituden als in den Analysen. Statistische Signifikanz kann wiederum keinem der gezeigten Signale zugewiesen werden.

Insgesamt zeigt sich somit ein schwierig zu interpretierendes Bild. Im November und Dezember, wenn die TTO nicht relevant ist und das Modell direkt mit den Analysen verglichen werden kann, ist das QBO-Signal der geopotentiellen Höhe auf 30 hPa qualitativ vergleichbar in Modell und Analysen. Im Januar und Februar gilt dies genauso, wenn angenommen wird, daß das sich das Modell verhält, als ob die TTO in H-Phase wäre. Quantitativ fallen die Amplituden im Modell immer kleiner aus als in den Analysen. Dieser Grad an Übereinstimmung ist jedoch aus statistischer Sicht ziemlich erstaunlich, da wegen der hohen internen Variabilität weder im Modell noch in den Analysen den Signalen eine Signifikanz zugeordnet werden kann. Im Rahmen des benutzten Modells und der damit durchgeführten Experimente kann daher die Hypothese des QBO-Einflusses auf den polaren stratosphärischen Wintervortex hier nicht konkretisiert werden.

9. QBO-Signal im Wasserdampftransport in die Stratosphäre

In den bisherigen Kapiteln wurden jeweils QBO-Signale beschrieben, die als klimatologische Differenzen der Experimente W-QBO und E-QBO definiert wurden. Dies ist sinnvoll, wenn von einer Stationarität des Modellklimas ausgegangen werden kann. Dies trifft im allgemeinen zu, da die Initialisierungsdaten der durchgeführten Experimente das Resultat einer zehnjährigen vorangehenden Integration waren, so daß die Zirkulation genügend nah an einen mittleren Zustand kommt. Eine Ausnahme bildet die spezifische Feuchte in der Stratosphäre, worin sich im Experiment W-QBO ein deutlich positiver Trend zeigt, d.h. die QBO hat einen Einfluß auf den Stratosphären-Troposphären-Austausch. Wie dieser Austausch in Realität zustande kommt, wird durch verschiedenen Hypothesen beschrieben, die zur Zeit ein aktueller Gegenstand der Forschung sind, siehe z.B. *Holton et al. (1995)* und *Mote et al. (1995)*. In der ersten Studie wird anhand von zweidimensionalen mechanistischen Modellen gezeigt, wie die Absorption von Wellen in der extratropischen Stratosphäre zu einer diabatischen, meridionalen Zirkulation führt. Bei einer geeigneten Wahl des Wellenantriebs entsteht so an der tropischen Tropopause ein großräumiges Aufsteigen und an der extratropischen Tropopause ein entsprechendes Absinken. Die Wellenabsorption in der extratropischen Stratosphäre bildet bildlich gesprochen den Antrieb einer extratropischen Pumpe, die über den Tropen eine aufwärtsgerichtet Advektion verursacht. Würde demnach an der tropischen Tropopause ein Tracer mit einem zeitlich modulierten Mischungsverhältnis freigesetzt, so würde dieses zeitliche Signal vertikal in die Höhe transportiert und könnte mit einer gewissen höhenabhängigen zeitlichen Verschiebung wieder gelesen werden. Genau diesen Effekt versuchen *Mote et al. (1995)* durch beobachtete Wasserdampf- und Methanmischungsverhältnisse nachzuweisen. In dieser Studie wurde durch die Integration eines zweidimensionalen mechanistischen Modells auch gezeigt, daß die QBO sowohl den Transport als auch die Wasserdampfkonzentration selbst beeinflussen könnte. Das Modell zeigte bei QBO-Westphase einen langsameren Transport und eine höhere Konzentration als bei QBO-Ostphase. Eine direkte Validierung dieser Hypothesen war wegen der Kürze der Beobachtungszeitreihen nicht möglich. In diesem Kapitel soll versucht werden, die QBO-Modulation des Transports und der Wasserdampfkonzentration mit den Resultaten der ECHAM4-Experimente abzuschätzen.

9.1 Modellspezifische Einschränkungen

Bevor jedoch Resultate der Experimente besprochen werden, sollen hier ein paar Anmerkungen zum Modell gemacht werden, die die Resultate relativieren. Die erste und wichtigste Einschränkung besteht in der Vernachlässigung sämtlicher photochemischer Prozesse, d.h. insbesondere der Methanoxidation, durch die in der Stratosphäre Wasserdampf erzeugt wird. Es fehlt also eine wichtige Quelle.

Die zweite Einschränkung besteht in der vertikalen Auflösung an der Tropopause und im Bereich des Tropopausenbruchs. Diese ist so grob, daß die Transportprozesse, beispielsweise durch einzelne überschießende Kumuluswolken oder durch Tropopausenfaltungen, nicht realistisch dargestellt werden können. Es kann also nicht von einem realistischen Stratosphären-Troposphären-Austausch ausgegangen werden. Vielmehr geschieht der Austausch im Modell durch eine parametrisierte Vertikaldiffusion.

Die dritte Einschränkung ist numerischer Natur. Wasserdampf wird in ECHAM4 durch ein Semilagrangeverfahren transportiert, das im wesentlichen jenem von *Rasch und Williamson (1990)* entspricht. Dieses Verfahren ist positiv definit, d.h. es entstehen keine negativen Werte, ist aber nicht konservativ. Insgesamt wird durch dieses Semilagrangeverfahren Masse produziert (*J. Feichter, pers. Mitteilung*). Aus diesem Grund wird eine additive Korrektur durchgeführt, deren Größe proportional zum advektiven Transport und zur spezifischen Feuchte ist. Diese Proportionalitätskonstanten werden in jedem Zeitschritt so gewählt, daß die numerisch entstandene Masse im wesentlichen wieder verschwindet. Da diese Korrektur grundsätzlich negativ ist, können in diesem Schritt an einzelnen Gitterpunkten negative Werte entstehen, die jedoch sofort wieder auf Null gesetzt werden. Es entsteht also wiederum aus numerischen Gründen ein Massenzuwachs, der allerdings beträchtlich kleiner sein sollte, als der des eigentlichen Semilagrangeverfahrens. Das gesamte Transportverfahren ist somit nur näherungsweise konservativ. Zudem werden die Fehler, die lokal entstehen, nichtlokal korrigiert. Es entstehen daher numerisch bedingt Materialflüsse, so daß der stratosphärische Wasserdampf in ECHAM4 nicht als passiver Tracer betrachtet werden kann, wie man es wegen der fehlenden Photochemie erwarten könnte.

Aus diesen Gründen ist die spezifische Feuchte im Modell nicht realistisch wiedergegeben. Dies zeigt sich deutlich im vertikalen Profil der Feuchte in der Stratosphäre. Im Modell fällt diese mit zunehmender Höhe systematisch ab, während Messungen sowohl in den Extratropen (*Oltmans und Hofmann, 1995*), als auch in den Tropen (*Mote et al., 1995*) ein in der unteren Stratosphäre im Zeitmittel praktisch von der Höhe unabhängiges Mischungsverhältnis ergeben. Von 70 hPa bis 20 hPa liegen gemessene Werte typischerweise bei 5 ppmv = 3 ppmm (*Oltmans und Hofmann, 1995*), während im Modell die spezifische Feuchte typischerweise von 3 ppmm bei 70 hPa auf 2.5 ppmm bei 10 hPa abfällt.

9.2 QBO-Abhängigkeit der spezifischen Feuchte und des Vertikaltransports

In den QBO-Experimenten zeigt sich nun, daß die QBO den Wasserdampfgehalt in der unteren Stratosphäre beeinflusst. In den Experimenten mit festgehaltener QBO-Phase entsteht ein positiver (W-QBO) bzw. negativer Trend (E-QBO) gegenüber dem Kontrollexperiment (CON-

TROL). Der Trendunterschied ist am Äquator am größten, so daß die Differenz der zeitlichen Mittel dort ebenfalls am größten werden. Abbildung 9.1 zeigt die äquatoriale Zeitreihe und die zeitgemittelte meridionale Struktur der Wasserdampfkonzentration auf 50 hPa in W-QBO, E-QBO und CONTROL.

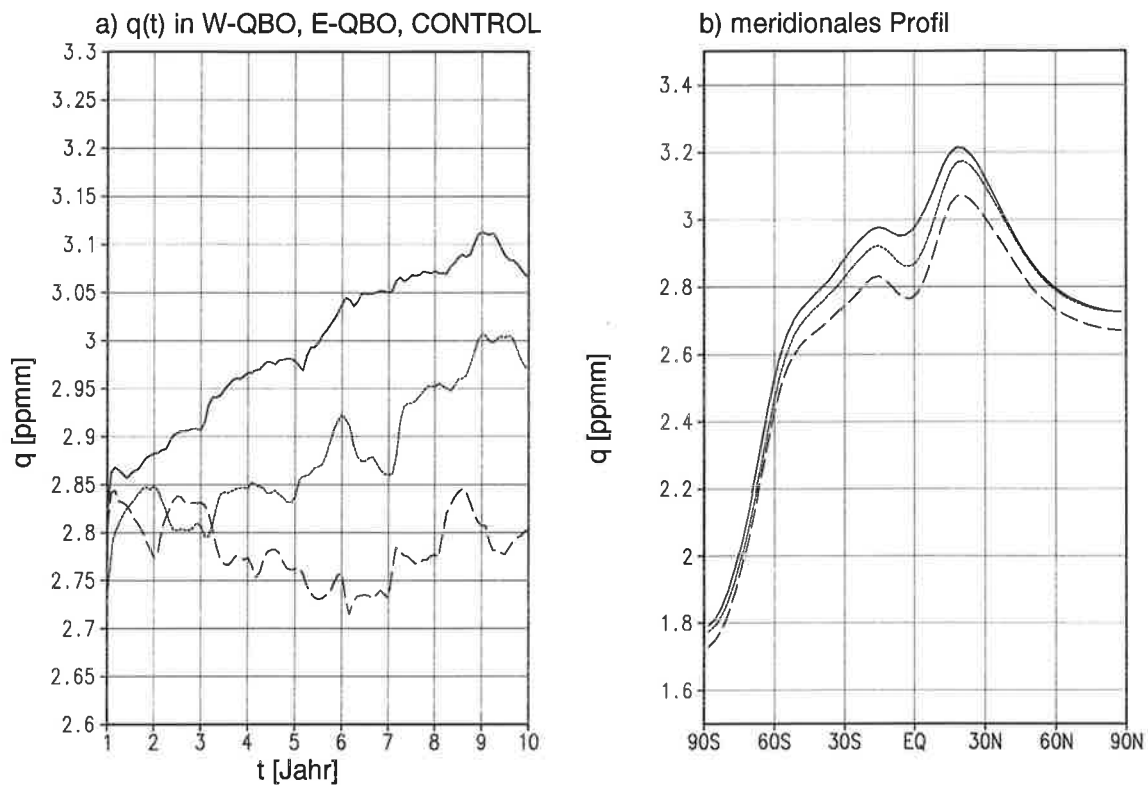


Abb. 9.1 a) Zeitreihen der zonal gemittelten spezifischen Feuchte am Äquator auf 50 hPa, geglättet mit einem gleitenden Mittel über 12 Monate. b) Meridionales Profil der spezifischen Feuchte [ppmm] auf 50 hPa in W-QBO (durchgezogene Linie), CONTROL (punktierter Linie) und E-QBO (gestrichelte Linie), gemittelt über 10 Jahre.

In CONTROL selbst zeigt sich ein positiver Trend von 0.02 ppmv/Jahr, da die Feuchte trotz vorangehender 10-jähriger Integration auf 50 hPa noch kein Gleichgewicht erreicht hat. Die Zeitreihen von W-QBO und E-QBO verlaufen oberhalb bzw. unterhalb der Zeitreihe von CONTROL. In W-QBO steigt die spezifische Feuchte auf 50 hPa während den ersten neun Jahren beinahe konstant um 0.03 ppmm/Jahr. In E-QBO verläuft die Kurve über die zehn Jahre in etwa stationär, zeigt dabei aber interannuale Schwankungen von ca. 0.05 ppmm.

Diese unterschiedlichen Trends können nur aufgrund unterschiedlicher Feuchtetransporte durch die Tropopause zu Stande kommen. Dieser Transport hängt sowohl von der vertikalen Geschwindigkeit, als auch von der spezifischen Feuchte an der Tropopause ab. Zuerst soll der Stratosphären-Troposphären-Austausch vereinfacht durch die zonal gemittelte diabatische

Vertikalgeschwindigkeit w^* (Gl. 4.5) auf 100 hPa abgeschätzt werden. Die 100 hPa Fläche bildet im ECHAM4 die tropische Tropopause. Diese Variable wird in Abbildung 9.2 als klimatologisches Jahresmittel für W-QBO und E-QBO abgebildet.

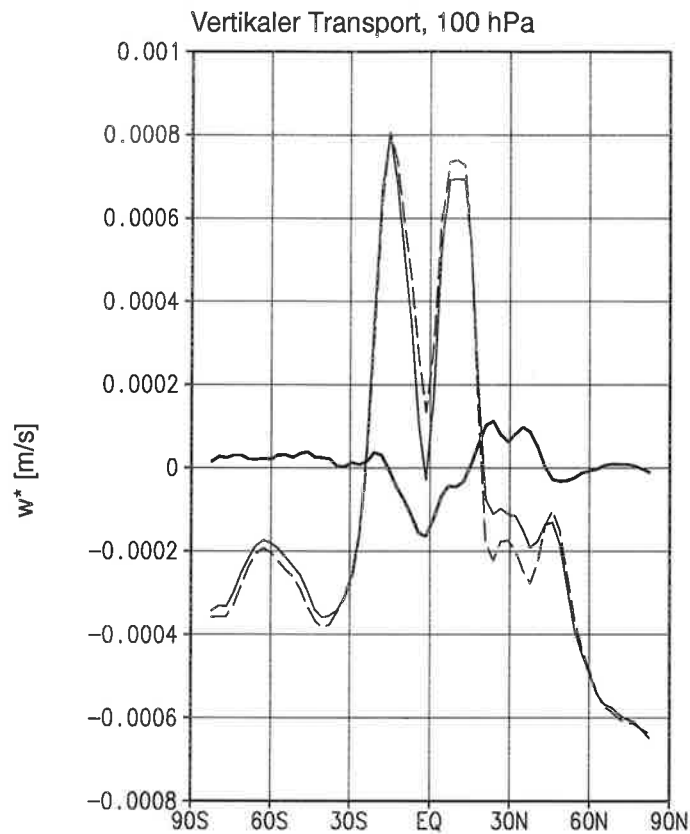


Abb. 9.2 Klimatologisches Jahresmittel des zonal gemittelten vertikalen Transports w^* [m/s] auf 100 hPa für W-QBO (durchgezogene Linie), E-QBO (gestrichelte Linie) und Differenz W-QBO – E-QBO (dicke durchgezogene Linie).

Der Transport findet zwischen 25°S und 20°N von der Troposphäre in die Stratosphäre, mit bis zu +0.8 mm/s, und außerhalb dieses Streifens umgekehrt von oben nach unten statt, mit Werten von -0.2 bis -0.6 mm/s. Direkt am Äquator ist der Transport jedoch sehr gering. Ein Vergleich der Experimente W-QBO und E-QBO zeigt, daß die Auftriebs- und die Abtriebsgebiete im wesentlichen am gleichen Ort bleiben, der Umsatz jedoch in W-QBO geringer ist als in E-QBO. So sinkt in W-QBO einerseits der Aufwärtstransport innerhalb von 15°S bis 15°N und andererseits der Abwärtstransport zwischen 15°N und 45°N um durchschnittlich 0.1 mm/s gegenüber E-QBO. Südlich von 15°S und nördlich von 45°N ändern sich die Transporte nur geringfügig. Die Änderungen zeigen aber auch da insgesamt eine Reduktion des Austauschs in W-QBO verglichen mit E-QBO. Die Intensität des Stratosphären-Troposphären-Austauschs wird also durch die QBO deutlich verändert, die Lage der Auf- und Abtriebsgebiete aber kaum.

Eine alleinige Veränderung des Umsatzes kann jedoch nicht zu einer Änderung des Wasserdampfgehalts in der Stratosphäre führen. Dazu ist (in den Modellintegrationen) eine Änderung der Wasserdampfkonzentration in den Auftriebsgebieten notwendig. Diese Größe hängt hauptsächlich von der Tropopausentemperatur in Gebieten mit hochreichender Konvektion ab. Bei geringerer Temperatur ist die Sättigungsfeuchte tiefer und die Luft an der Tropopause trockener. Genau dieses Temperatursignal tritt in den Experimenten W-QBO und E-QBO auf (siehe Kapitel 6.2.1). Die QBO reguliert also sowohl die Feuchte in den Auftriebsgebieten der tropischen Tropopause, als auch die Geschwindigkeit mit der die Feuchte von der Tropopause weg in die Stratosphäre transportiert wird. Diese Experimente zeigen somit die in *Mote et al. (1995)* vorgeschlagene und in einem zweidimensionalen Modell gefundene QBO-bedingte Variation der vertikalen Advektion und des Wasserdampfgehalts. In diesen Experimenten ändert sich die zonal gemittelte vertikale Advektion auf 100 hPa in den betroffenen Breiten typischerweise um 0.1 mm/s. Würde das Experiment W-QBO fortgesetzt bis die spezifische Feuchte ein Gleichgewicht erreicht, so wäre die spezifische Feuchte am Äquator auf 50 hPa in W-QBO mindestens um 0.25 ppmm höher als in E-QBO. Da sich die QBO-Phasen in der Natur jedoch stetig ablösen und die Dauer eines QBO-Zyklus mit ca. 27 Monaten viel kürzer ist als die Integrationsdauer von W-QBO oder E-QBO, kann aus dem in W-QBO gesehenen Trend und der typischen Dauer einer QBO-Westphase (auf 50 hPa) ein Unterschied von ca. 0.05 ppmm zwischen QBO-Westphasen und QBO-Ostphasen erwartet werden.

9.3 Transiente QBO- und ENSO-Signale der spezifischen Feuchte

Aus den Experimenten AMIP und AMIP&QBO können das QBO-Signal bei realistischen QBO-Zeitskalen und das ENSO-Signal untersucht werden. Veranschaulicht wird dies mit geglätteten Zeitreihen der spezifischen Feuchte am Äquator auf 50 hPa in Abbildung 9.3, analog zu den in Abbildung 9.1 gezeigten Zeitreihen. Die Glättung wurde durch ein gleitendes Mittel über 12 Monate erreicht.

In AMIP zeigt sich ein starker Einfluß der El Niño- und La Niña- Ereignisse auf die spezifische Feuchte in der unteren tropischen Stratosphäre. Die spezifische Feuchte liegt in AMIP zwischen 2.9 und 3.1 ppmm, d.h. die Schwankungsbreite beträgt 0.2 ppmm. Die El Niños verursachen Minima, die La Niñas Maxima. Die Zeitreihe aus AMIP&QBO besitzt ebenso Minima und Maxima, die zu den El Niño- oder La Niña-Ereignissen gehören. Allerdings sind die Kurven während des El Niños von 1982/83 zeitlich versetzt und unterscheiden sich nachher ab 1984, durch eine Erhöhung der spezifischen Werte in AMIP&QBO um etwa 0.08 ppmm gegenüber AMIP. Nach dem El Niño von 1986/87 tritt jedoch kein vergleichbarer Sprung auf. Dies zeigt sich auch deutlich im Differenzbild. Die Differenzkurve zeigt hauptsächlich Varianz im Bereich von zwei bis drei Jahren, mit einem Sprung im Jahr 1984. Ein Vergleich der Diffe-

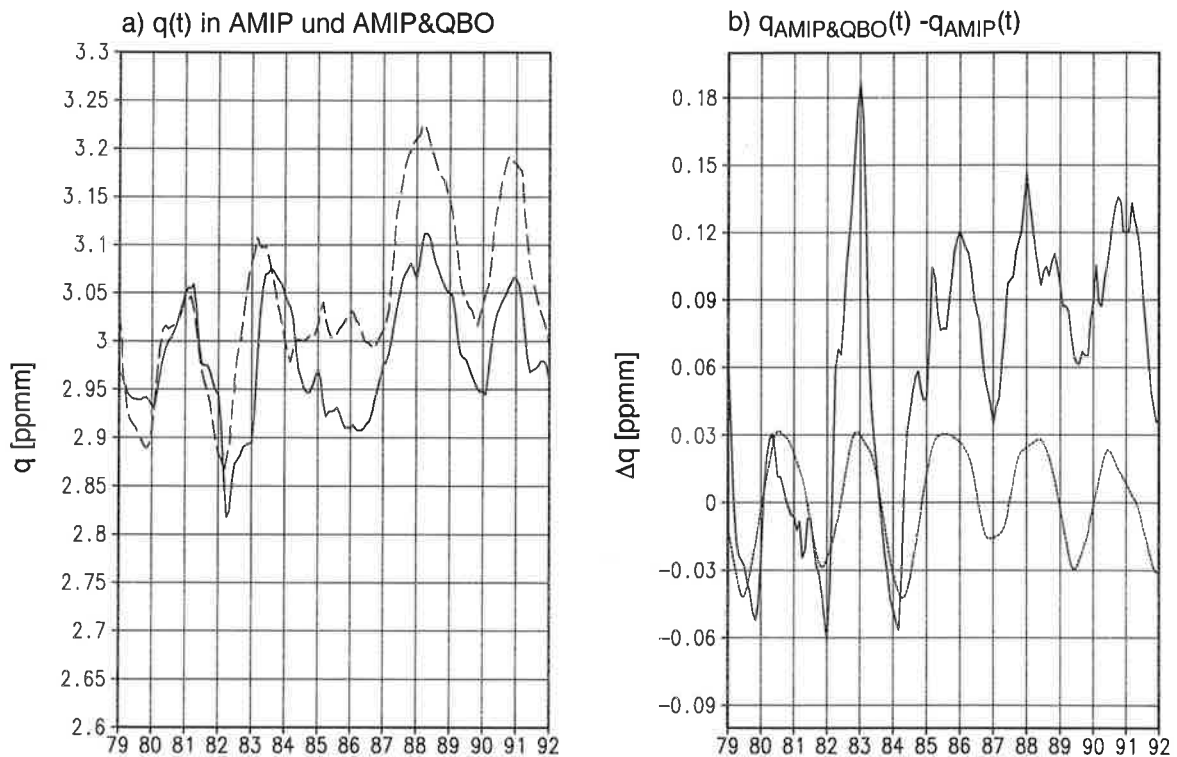


Abb. 9.3 a) Zeitreihen der zonal gemittelten spezifischen Feuchte [ppmm] in AMIP (durchgezogene Linie) und AMIP&QBO (gestrichelte Linie) am Äquator auf 50 hPa, geglättet mit einem gleitenden Mittel über 12 Monate, b) Differenz AMIP&QBO - AMIP der geglätteten Zeitreihen der spezifischen Feuchte (durchgezogene Linie) und QBO-Phase des zonalen Windes auf 50 hPa (gestrichelte Linie, beliebige Einheiten).

renzzeitreihe mit der ebenfalls gezeigten Zeitreihe des zonalen Windes am Äquator auf 50 hPa, also der QBO, zeigt eine hohe zeitliche Korrelation, so daß die Zeitreihe ohne Zweifel das QBO-Signal der spezifischen Feuchte zeigt. Die Differenzzeitreihe hat vor 1982 und nach 1986 eine Schwankungsbreite von 0.1 ppmm. Das QBO-Signal führt also zu Abweichungen von +0.05 ppmm während QBO-Westphase und -0.05 ppmm während der QBO-Ostphase, wie das anhand des Trends in W-QBO und der mittleren Dauer einer QBO-Westphase (auf 50 hPa) abgeschätzt wurde. Die zeitlich variierende QBO hat somit in ECHAM4-Modell nur halb so große Auswirkungen auf die spezifische Feuchte am Äquator auf 50 hPa wie ENSO, aber doppelt so große Auswirkungen wie die interne Variabilität in CONTROL oder E-QBO. Die Kombination von ENSO und QBO kann jedoch zu lang anhaltenden Sprüngen in der spezifischen Feuchte führen und zu Variabilität auf der dekadischen Zeitskala. Dies kann hier nicht genauer untersucht werden, da die Zeitreihen der Experimente AMIP und AMIP&QBO nur 14 Jahre lang sind.

Die QBO spielt somit in den gezeigten Experimenten eine wichtige Rolle für die spezifische Feuchte in der Stratosphäre. Inwiefern diese Resultate realistisch sind, ist schwierig zu bestimmen, da einerseits das Modell systematische Mängel hat und andererseits Messungen hoher Güte, wie z.B. die in *Mote et al. (1995)* gezeigten Zeitreihen aus Satellitenmessungen, nur 3 Jahre lang sind. Die Auswirkung des unterschiedlichen Wasserdampftransports auf die Stratosphäre selbst kann hier nicht abgeschätzt werden, da hierfür unbedingt eine Miteinbeziehung der Photochemie notwendig wäre. Diese kann von der QBO nicht nur über die Temperatur im QBO-Bereich, sondern auch durch die unterschiedlichen vertikalen Transportraten modifiziert werden.

10. Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde untersucht, inwiefern die QBO, als ein Phänomen der unteren äquatorialen Stratosphäre, einen Einfluß auf die Zirkulation in der Troposphäre und in der extratropischen Stratosphäre hat. Die Problematik gehört somit in den Bereich der Erforschung der Klimavariabilität, die prinzipiell durch die QBO erhöht wird, wobei das Maß der Vergrößerung bisher wenig erforscht wurde.

Um dies zu untersuchen, wurden Experimente mit dem allgemeinen Zirkulationsmodell ECHAM4 in seiner Standardauflösung T42, entsprechend 2.8° , mit 19 Schichten durchgeführt. Da dieses Modell, wie alle anderen allgemeinen Zirkulationsmodelle, selbst nicht in der Lage ist, die QBO zu erzeugen, wird diese im Modell durch ein Assimilationsverfahren generiert. Dieser generelle Mangel des Modells wird jedoch ausgenutzt, um verschiedene, ausgewählte QBO-Zustände zu erzeugen, wodurch sich erst eine systematische Untersuchung des Problems durchführen läßt. Insgesamt wurden fünf Experimente durchgeführt, die sich in der Assimilation der QBO und in der vorgeschriebenen Meeresoberflächentemperatur und Eisverteilung unterscheiden. In dreien dieser fünf Experimente wurde die Variabilität der Atmosphäre durch die Vorgabe von klimatologischen unteren Randbedingungen reduziert. Das erste dieser drei Experimente, das sogenannte Kontrollexperiment, wurde ohne Assimilation der QBO integriert, im zweiten und dritten Experiment wurde die QBO in zwei entgegengesetzten und während der ganzen Integration gleichbleibenden Phasen assimiliert. Diese erste Gruppe diente dazu, QBO-Signale als klimatologische Differenzen bei einer möglichst kleinen atmosphärischen Varianz zu finden. In einem vierten Experiment wurde diese Varianz durch die Vorgabe von beobachteten Meeresoberflächentemperaturen und Eisverteilungen erhöht, jedoch keine QBO assimiliert, wodurch der Einfluß der verschiedenen El Niños und La Niñas zwischen 1979 und 1992 abgeschätzt werden konnte. Im fünften und letzten Experiment wurden sowohl die unteren Randbedingungen als auch die QBO den Beobachtungen gemäß vorgegeben. In diesem Experiment ist die Varianz am größten. Damit läßt sich die Relevanz der troposphärischen QBO-Signale gegenüber ENSO untersuchen.

Die Assimilation wurde durch ein lokales Newtonsches Dämpfungsverfahren bewerkstelligt, wodurch allein der zonale Wind innerhalb des QBO-Bereichs an die vorgegebene QBO angeglichen wurde. Die Dämpfung erfolgt lokal bei jedem Zeitschritt, wodurch eine Interpretation der künstlichen Antriebsfelder selbst Rückschlüsse auf dynamische Prozesse im QBO-Bereich zuläßt. Die Dämpfungskonstante wurde mit 10 Tagen so stark wie nötig gegenüber den thermischen Strahlungsprozessen und so schwach wie möglich bzgl. der Wellenprozesse gewählt, um eine realistische Assimilation der QBO zu ermöglichen. Die Validierung der erreichten QBO zeigt, daß die Amplituden des zonalen Windes typischerweise um 2 bis 5 m/s unterschätzt wer-

den, während das durch die sekundäre meridionale Zirkulation der QBO verursachte Temperatursignal innerhalb der Meßgenauigkeit mit Beobachtungen übereinstimmt. Insgesamt wird eine im Rahmen der Validierungsmöglichkeiten realistische QBO erreicht.

Die Untersuchung der Zirkulation im QBO-Bereich führte zur Entdeckung eines transienten äquatorialen Modes, der höchstwahrscheinlich eine Kelvinwelle mit zonaler Wellenzahl 4 darstellt. Dieser Mode wird vorzüglich in der QBO-Ostphase in den Monaten Dezember bis Februar angeregt. Er hat eine meridionale Halbwertsbreite von 5° und ist relativ zum Boden ein stehender Mode. Ein solcher Mode ist aus theoretischen Arbeiten bekannt, wurde bis jetzt aber weder in Modellrechnungen noch in Beobachtungen beschrieben. Ein Vergleich mit ECMWF-Analysedaten (ERA) ergab allerdings eine Bestätigung, da auch in diesen Daten dieser Mode nachgewiesen werden konnte. Dieser Mode ist für die QBO selbst von Bedeutung, da er die physikalische Erklärung der Verzögerung der Ostphasenpropagation in den Wintermonaten ermöglicht. Ausgelöst wird dieser Mode durch eine barotrope Instabilität im östlichen Jet über dem Äquator. Diese ist relativ zum Grund beinahe stationär und entsteht unabhängig von der QBO-Phase. Die Struktur der Instabilität im Strömungsfeld wurde bisher nicht beschrieben, läßt sich aber ebenfalls in den ERA-Daten nachweisen. Diese Art von Instabilität wird in den Monaten Dezember bis März und Juli und August angeregt. Aus der Struktur der Anomalien ergibt sich, daß diese Anomalie, wenn sie in der Stratosphäre absorbiert wird, generell zu einer westlichen Beschleunigung führt. Sie könnte also einen wesentlichen Beitrag zur Generierung der QBO-Westphase liefern. Im Modell selbst liegt die Struktur der Störungsfelder an der Grenze der Auflösungsmöglichkeit, weswegen eine quantitative Abschätzung des natürlichen Ausmaßes dieses Beitrages nicht möglich ist.

Die Analyse der Auswirkung der QBO auf die troposphärische Zirkulation brachte einzig für die Monate Juli bis September, mit Schwerpunkt im August, eine bis zur Oberfläche reichende Änderung der Zirkulation, die im Rahmen der verfügbaren Zeitreihen als signifikant eingeschätzt werden konnte. Diese betrifft die Region zwischen der Datumslinie und dem asiatischen Kontinent. Bei QBO-Ostphase wird die Konvektion über dem Westpazifik, zwischen 10°N und 25°N , deutlich verstärkt gegenüber dem Fall mit QBO-Westphase. Die zusätzlich freiwerdende latente Wärme verursacht in diesem Gebiet ein relatives Wärmetief, das die südwestliche Ausdehnung des nordpazifischen Hochs verändert. In diesem Gebiet erhöht sich ebenfalls der Niederschlag um 30 bis 150 mm/Monat. Diese Anomalie hat die gleiche Struktur wie das zweite EOF-Muster einer Analyse von Niederschlagsdaten in Südostchina, als deren Ursache eine Variation der SST vorgeschlagen wurde, deren Spektralanalyse eine maximale Dichte bei ca. 2.5 Jahren besitzt. Da in den hier durchgeführten Experimenten die SST direkt vorgeschrieben wird, zeigt sich hier erstmals ein Indiz für eine zumindest lokale Ankopplung der SST an die QBO. Im Rahmen dieser Experimente konnte diese Möglichkeit jedoch nicht

untersucht werden, da hierfür ein gekoppeltes Modell von Atmosphäre und Ozean oder ozeanischer Deckschicht notwendig wäre.

Als potentielle Ursachen für diese Änderung der troposphärischen Zirkulation wurden zwei Mechanismen untersucht. Der erste beruht auf der von der sekundären meridionalen Zirkulation der QBO an der Tropopause verursachten Temperaturmodulation. Die QBO beeinflusst so den Temperaturgegensatz zwischen Meeresoberfläche und Tropopause, der einen limitierenden Faktor für die Effizienz der thermodynamischen Prozesse in hochreichenden Konvektionszellen darstellt. Bei QBO-Ostphase ist dieser Gegensatz größer als bei QBO-Westphase. Tatsächlich zeigt sich in diesen Experimenten in äquatorialen Gebieten mit hochreichender Konvektion ein linearer Zusammenhang zwischen der Tropopausentemperatur und dem Wolkenbedeckungsgrad auf 100 hPa, der durch die Cirren bestimmt wird. Die Wolkenbedeckung steigt um ca. 0.1 pro Grad Temperaturabnahme an der äquatorialen Tropopause. Eine höhere Wolkenbedeckung durch Cirren führt weiter durch *cloud forcing* zu einer zusätzlichen Abkühlung an der Tropopause, wodurch eine positive Rückkopplung entsteht. Der Zusammenhang von Tropopausentemperatur und Wolkenbedeckung auf 100 hPa kann in allen Monaten nachgewiesen werden. Allerdings ist die Ausdehnung der davon betroffenen Fläche nur in den Monaten Juli bis September und Dezember bis Februar substantiell, wobei der Temperaturgegensatz zwischen der West- und Ostphase der QBO in den betroffenen Gebieten im Mittel bei 0.5 K liegt. In der Realität könnte dieser Effekt durch einen sogenannten Thermostateffekt relativiert werden, da eine Erhöhung der Bewölkung tendenziell zu einer Abkühlung der SST führt, wodurch der vertikale Temperaturgegensatz wieder verkleinert werden könnte. Da in den Experimenten die SST direkt vorgeschrieben wird, kann dieser dämpfende Effekt nicht auftreten, wodurch das QBO-Signal möglicherweise im Modell in seiner Intensität oder Dauer überschätzt wird. Von Juli bis September entsteht durch diesen Mechanismus das einzige in den Experimenten wichtige QBO-Signal in der troposphärischen Zirkulation.

Der zweite untersuchte Mechanismen betrifft die vertikale Scherung des zonalen Windes an der Tropopause, die direkt von der QBO-Phase abhängt. Durch diese könnte die relative horizontale Verschiebung der Konvergenz- und Divergenzzentren von Konvektionszellen beeinflusst werden. Sind diese Zentren gegeneinander genügend weit verschoben, so kann die nahe der Tropopause freigesetzte latente Wärme nicht mehr zu einer Verstärkung des Bodentiefs und damit der Feuchtekonvergenz unterhalb der Konvektionszelle beitragen. Eine große Scherung könnte also die Entwicklung der hochreichenden Konvektion verlangsamen. Im Modell konnte jedoch kein systematischer Zusammenhang dieser Art bestätigt werden.

Eine spezielle Analyse des indischen Südwestmonsuns bestätigt Beobachtungen, die eine Erhöhung der Niederschläge bei West-QBO gegenüber Ost-QBO feststellen. Hiervon betref-

fen sind erstens die nördliche Westküste und zweitens die südöstliche Küste zur Bengalischen See. Die klimatologische Differenz der Niederschläge zwischen West-QBO und Ost-QBO beträgt im Juli und August in diesen zwei Gebieten ca. 100 mm/Monat. Allerdings zeigen die Monsunniederschläge eine beträchtliche Varianz, auch wegen ENSO. Es konnte jedoch gezeigt werden, daß innerhalb der verfügbaren Zeitreihen eine um zwölf Monate vorangehende QBO-Ostphase auf 30 hPa als notwendiges Kriterium für eine QBO-bedingte überdurchschnittliche Niederschlagsmenge gebraucht werden kann.

In der Stratosphäre wurde der Einfluß der QBO auf die Intensität des polaren Vortex auf der Nordhemisphäre untersucht. Aus Beobachtungen ist bekannt, daß synchron zur QBO die Tiefe des Wirbels bei West-QBO in den Monaten November und Dezember tiefer ist als bei Ost-QBO. In den Monaten Januar und Dezember wird die Tiefe zusätzlich von einer quasi-zehnjährigen Oszillation, der sogenannten TTO, beeinflusst. Das Modell zeigt in den Monaten November und Dezember ein qualitativ gleiches Signal wie in den Beobachtungen. Die natürliche Variabilität ist jedoch so groß, daß innerhalb der verfügbaren Zeitreihen aus den Experimenten selbst kein zwingender Zusammenhang mit der QBO folgt. Im Januar und Februar kann das Signal nicht validiert werden, da das Modell prinzipiell einen beliebigen Phasenzustand der beobachteten quasi-zehnjährigen Oszillation einnehmen kann. De facto zeigt das Modell in diesen Monaten ein Signal wie es während eines Hochs der quasi-zehnjährigen Oszillation beobachtet wird. Die Modellamplituden sind jedoch bedeutend kleiner als beobachtet. Die gefundene qualitative Übereinstimmung ist jedoch erstaunlich, weil die Signale weder in den Analysen noch in den Experimenten statistisch signifikant ausfallen. Generell zeigt sich zudem die Limitierung des verwendeten Modells durch die geringe vertikale Erstreckung und die ungenügende vertikale Auflösung der im Modell enthaltenen unteren Stratosphäre. Die Hypothese des QBO-Einflusses auf den polaren stratosphärischen Winter-vortex konnte daher nicht konkretisiert werden.

Ein unerwartetes QBO-Signal wurde im Wasserdampftransport durch die tropische Tropopause lokalisiert. Bei konstanter West-QBO steigt die spezifische Feuchte auf 50 hPa um 0.03 ppm/Jahr gegenüber dem Fall mit Ost-QBO. Dies ist in erster Linie auf die Abhängigkeit der spezifischen Feuchte an der Tropopause von der dortigen Temperatur zurückzuführen. Zudem wird der Stratosphären-Troposphären-Austausch von der QBO durch ihre sekundäre meridionale Zirkulation in den Tropen moduliert. Der aufwärts gerichtete vertikale Transport durch die Tropopause ist bei QBO-Westphase durchschnittlich 0.1 mm/s langsamer als bei QBO-Ostphase. Bei einer realistischen, d.h. zeitlich variierenden QBO, resultiert daraus ein QBO-Signal der spezifischen Feuchte mit einer Schwankungsbreite von 0.1 ppm, die halb so groß ist, wie die durch ENSO verursachten Variationen, aber doppelt so groß, wie die Schwankungsbreite ohne ENSO und QBO. Die kombinierten Einflüsse von ENSO und QBO können

sprungartige und langanhaltende Änderungen der spezifischen Feuchte verursachen. Die QBO erhöht also die Varianz der spezifischen Feuchte oberhalb der Tropopause. Dadurch könnten prinzipiell verschiedene photochemische Prozesse moduliert werden. Eine Abschätzung solcher Effekte würde allerdings den Einsatz photochemischer Modellrechnungen voraussetzen. Zusätzlich kann die Photochemie durch das Temperatursignal der QBO, mit einer Amplitude von 3 K, modifiziert werden. Die Abschätzungen der Konzentration und des Transports des Wasserdampfs werden durch das völlige Fehlen der Photochemie und die für die Modellierung der Stratosphären-Troposphären-Austauschprozesse ungenügende Auflösung zu einem unbestimmten Grad beeinflusst.

Wozu soll also eine QBO in einem allgemeinen Zirkulationsmodell berücksichtigt werden, außer aus akademischem Interesse am Phänomen und seiner Generierung selbst? Bezogen auf die Troposphäre spielt eindeutig das ENSO-System die wichtigste Rolle, da durch ENSO die Position der Hauptkonvektionsgebiete bestimmt wird. Die QBO hingegen kann im wesentlichen nur durch die Variation der Tropopausentemperatur die obere Randbedingung der hochreichenden Konvektion modulieren. Die QBO spielt also gegenüber ENSO eine zweitrangige Rolle. In den Experimenten wurde einzig im südostasiatischen und westpazifischen Raum in den Sommermonaten ein wesentlicher Einfluß lokalisiert, der für das Verständnis der Klimavariabilität wichtig ist. Für diesen Fall lohnt sich die Berücksichtigung der QBO auch unter pragmatischen Gesichtspunkten.

Die Stratosphäre ist naturgemäß ungleich stärker von der QBO betroffen. Die gefundene Welle und die barotrope Instabilität sind nicht nur aus dynamischer Sicht sehr interessant, da sie zum Verständnis der QBO beitragen, sondern auch wegen des Einflusses auf den vertikalen Transport, d.h. auf den Stratosphären-Troposphären-Austausch. Zusätzlich wird die Temperatur in der tropischen, unteren Stratosphäre wesentlich von der QBO bestimmt. Daher scheint es unumgänglich, die QBO insgesamt und diese speziellen Phänomene für eine zukünftige Modellierung der Transportphänomene und der Photochemie innerhalb der Stratosphäre zu berücksichtigen.

Eine Weiterführung QBO-bezogener Experimente zeichnet sich in drei Richtungen ab. Erstens wurde erwähnt, daß eine mögliche Ankopplung der SST im Westpazifik an die QBO besteht, die zu einer Dämpfung des troposphärischen QBO-Signals führen könnte. Dieses Problem könnte durch Experimente mit assimilierter QBO in West- bzw. Ostphase mit einem gekoppelten Zirkulationsmodell der Atmosphäre und der Ozeane bzw. von Atmosphäre und ozeanischer Deckschicht untersucht werden. Zweitens sollten die Entstehung und die Strukturen der barotropen Instabilität und des gefundenen Kelvinmodes genauer untersucht werden, wozu hochauflösende, episodische Experimente mit einer vertikalen Auflösung von ca. 500 m im Bereich

der Tropopause und unteren Stratosphäre und einer horizontalen Auflösung von ca. 100 bis 200 km notwendig wären. Für solche Experimente könnte die QBO ebenfalls durch Assimilation in einem definierten Phasenzustand gehalten werden. Die dritte Richtung wäre das große Experiment, nämlich die Integration eines allgemeinen Zirkulationsmodells, das die gesamte mittlere Atmosphäre umfaßt und die oben genannten vertikalen und horizontalen Auflösungen besitzt. Ziel dieses Experiments wäre die interne Generierung der QBO durch die Absorption von intern angeregten Wellen bzw. Instabilitäten, wie es in der Theorie beschrieben wird.

Danksagung

Das Gelingen einer solchen Arbeit hängt von verschiedenen Faktoren ab, ganz wesentlich aber auch von der Hilfe anderer, vom Arbeitsklima und von äußeren Umständen, weswegen ich vielen zu Dank verpflichtet bin.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Lennart Bengtsson für die Themenstellung, das stete Interesse an meiner Arbeit, die Diskussionen und die Motivierung. Seine Betreuung hat wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Herrn Dr. Erich Roeckner danke ich für sein Interesse an verschiedenen Aspekten meiner Arbeit und für das kritische Lesen des Manuskripts. Herr Dr. Klaus Arpe hat mich insbesondere in Sachen Monsun und Analysedaten unterstützt, besten Dank. Frau Dr. Elisa Manzini danke ich für die Einführung in die Stratosphärenmeteorologie. Herrn Prof. Dr. Klaus Fraedrich danke ich für sein Interesse und die Bereitschaft, die Arbeit als erster Gutachter zu bewerten.

Alle Tricks und Kniffs im Umgang mit dem ECHAM4-Klimamodell habe ich von Monika Esch und Dr. Uli Schlese gelernt, wofür ihnen mein spezieller Dank gilt.

Für das Korrekturlesen des Manuskripts schulde ich meinen Dank insbesondere Markus Olk, aber auch Prof. Dr. Lennart Bengtsson, Dr. Erich Roeckner und nicht zuletzt Beate Müller. Alle aus Büchern oder Zeitschriften übernommenen Bilder hat Norbert Noreiks eingescannt, ebenfalls besten Dank.

Die europäischen Reanalysedaten wurden mit dem Einverständnis von ECMWF und DWD benutzt. Für die Unterstützung in der Auswertung dieser Daten danke ich Dr. Martin Stendel und Dr. Per Kållberg.

Die Berliner-Analysen der nordhemisphärischen Stratosphäre wurden mit Erlaubnis von Frau Prof. Karin Labitzke von der Freien Universität in Berlin benutzt. Frau Prof. Karin Labitzke danke ich zudem für die interessanten Diskussionen in Berlin. Judith Perlwitz schulde ich Dank für die Hilfe in der Auswertung der Berliner-Analysen.

Besonders bedanken möchte ich mich bei meinen Eltern für ihre Unterstützung und Liebe. Des weiteren gilt mein Dank Catrin Pleiss, Dr. Wilhelm May, Ulrike Lohmann und allen Kollegen und Kolleginnen, die zur Lebensfreude und zum Spaß beigetragen haben.

Appendix A: Modellbeschreibung

Das verwendete globale Zirkulationsmodell ECHAM4 ist die vierte Version des am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelten globalen atmosphärischen Zirkulationsmodells, das seinen Ursprung im operationell eingesetzten globalen Zirkulationsmodell des europäischen Zentrums für mittelfristige Wetterprognosen (ECMWF) in Reading hat. Die Dynamik und Teile der Modellphysik wurden vom ECMWF-Modell übernommen (Roeckner *et al.* 1992). Die prognostischen Variablen sind Vorticity, Divergenz, Temperatur, Logarithmus des Bodendrucks und die Massenmischungsverhältnisse von Wasserdampf und Wolkenwasser (beinhaltend Wasser und Eis). In der Standardversion werden die Modellgleichungen für 19 Schichten gelöst, wobei für die Vertikale ein hybrides σ -p-Koordinatensystem benutzt wird. Die Dynamik wird im spektralen Raum berechnet, mit einer triangulären Abschneidung bei der Großkreiswellenzahl 42 (Standardmodell). Die nichtlinearen Terme und physikalische Parametrisierungen werden auf einem Gauss'schen Gitter mit einer Auflösung von ca. $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ berechnet.

Die horizontale und vertikale Advektion von positiv definiten Größen, wie Wasserdampf und Wolkenwasser, wird im ECHAM4 durch ein Semilagrangeverfahren ausgeführt (Rasch und Williamson, 1990), im Unterschied zum ECHAM3 in dem ein Euleradvektionsverfahren benutzt wird (Roeckner *et al.*, 1992). Der turbulente Transport von Impuls, Wärme, Wasserdampf und Wolkenwasser wird mittels eines Schließungsschemas höherer Ordnung berechnet (Brinkop und Roeckner, 1995).

Die Horizontaldiffusion der prognostischen Größen basiert in ECHAM4, wie in ECHAM3, auf Laursen und Eliassen (1989). Die Beiträge der Horizontaldiffusion zu den Tendenzen wird im Spektralraum berechnet. Die Stärke hängt von drei Faktoren ab. Dies sind eine größenabhängige Dämpfungskonstante, ein horizontaler Skalenfaktor und ein vertikales Verstärkungsprofil. In der T42-Darstellung ist dadurch die Horizontaldiffusion Null für Wellenzahlen $n \leq 16$ und verstärkt sich proportional zu $(n-16)^2$ für größere Wellenzahlen. In der Vertikalen wird die Horizontaldiffusion im 19-Schichtenmodell in den obersten 5 Schichten von, 100 hPa bis 10 hPa, um die Faktoren 2, 4, 8, 16 und 16 verstärkt. Die Horizontaldiffusion ist der einzige Prozeß, über den Schichten in der Nähe des oberen Randes des Modells gesondert behandelt werden.

Das Strahlungsschema von ECHAM4 ist eine adaptierte Version des Strahlungsschemas im ECMWF-Modell (Morcrette, 1989) und unterscheidet sich vollständig von der in ECHAM3 eingesetzten Parametrisierung (Hense *et al.*, 1982, Rockel *et al.*, 1991). Die Berechnung der langwelligen Strahlungsflüsse erfolgt in einem sechs-bandigen Zweistrommodell mit approxi-

mierter Voigt-Linienabsorption (*Giorgetta und Morcrette, 1995*) und revidierter Kontinuumsabsorption (*Giorgetta und Wild, 1995*). Die kurzwelligen Strahlungsflüsse werden in einem zwei-bandigen Modell bestimmt (*Fouquart und Bonnel, 1980*). Das Strahlungsmodell berücksichtigt Absorption durch H₂O, CO₂, O₃, CH₄, N₂O, CO und CFCs, sowie Streuung und Absorption durch vorgegebene Aerosolfelder und modellerzeugte Wolken. Die Streuungseigenschaften von Wassertröpfchen und Eiskristallen wird über effektive Radian parametrisiert (*Rockel et al. 1991*).

Die Berechnung des Wolkenwassergehaltes berücksichtigt Quellen und Senken in Form von Kondensation, Verdampfung und Niederschlagsbildung durch Koagulation von Wolkenröpfchen und Sedimentation von Schneekristallen (*Sundqvist, 1978, Roeckner et al., 1991*). Die Phasentrennung innerhalb der Wolken wird durch eine empirische Funktion der Umgebungstemperatur bestimmt (*Matveev, 1984*). Räumlich nicht auflösbare Kondensations- und Wolkenbildungsprozesse werden über höhenabhängige Grenzwerte der spezifischen Feuchtigkeit parametrisiert. Kumuluswolken werden unter Berücksichtigung von Entrainment und Detrainment aus den konvektiven Massenflüssen berechnet (*Tiedke, 1989*). Eine in ECHAM4 benutzte Erweiterung dieses Verfahrens enthält einen Schließungsansatz, der sich auf die konvektiv verfügbare potentielle Energie (CAPE) bezieht (*Nordeng, 1995*), anstatt auf die großräumige Konvergenz von Luftfeuchtigkeit, wie in ECHAM3.

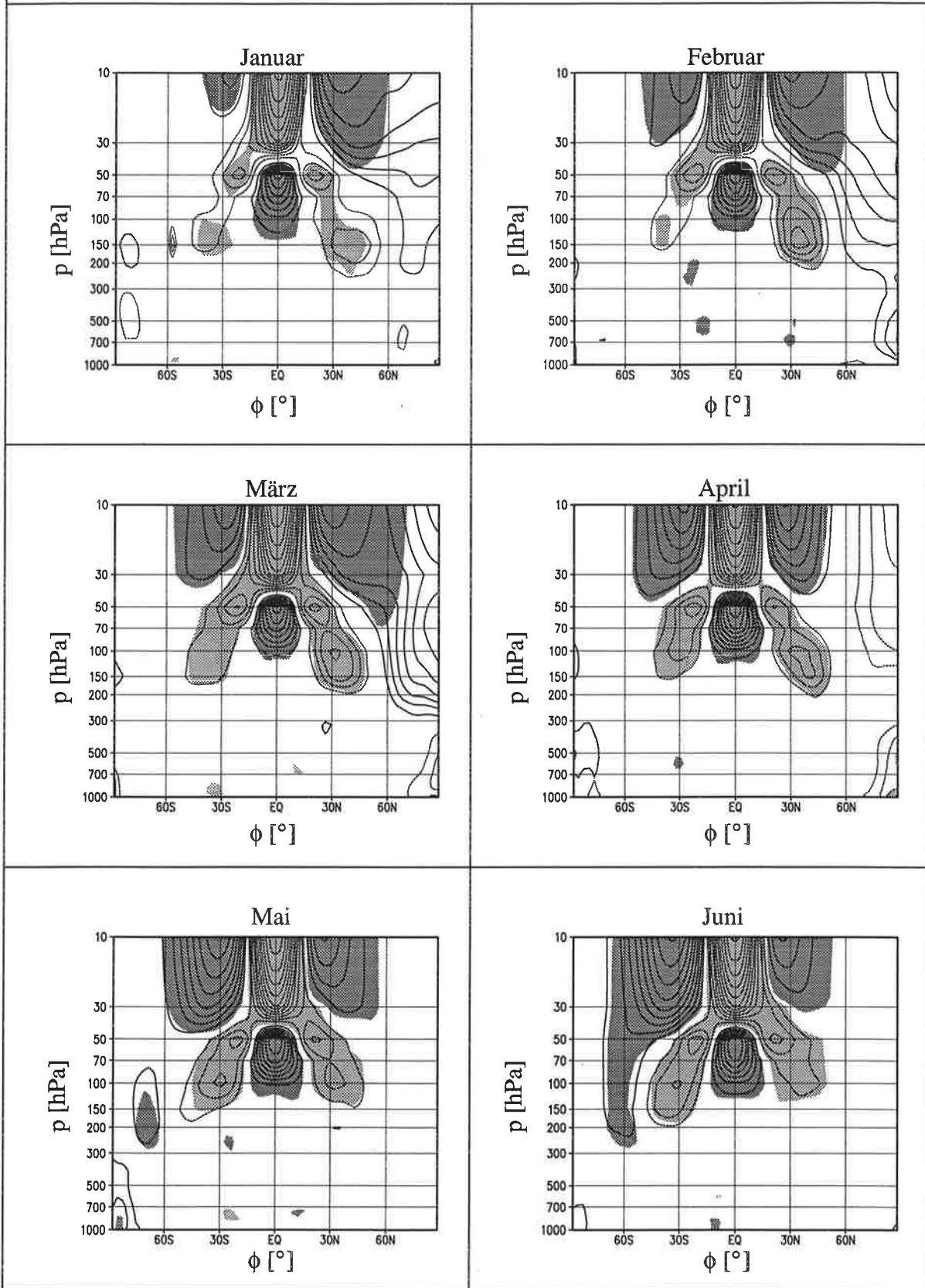
Für die Parametrisierung der Bodenprozesse werden in ECHAM4 neue globale Felder der Hintergrundalbedo, der Rauigkeitslänge, der Bodenspeicherkapazität, des Blattflächenindex und der fraktionellen Vegetations- und Waldbedeckung benutzt (*Claussen et al., 1994*).

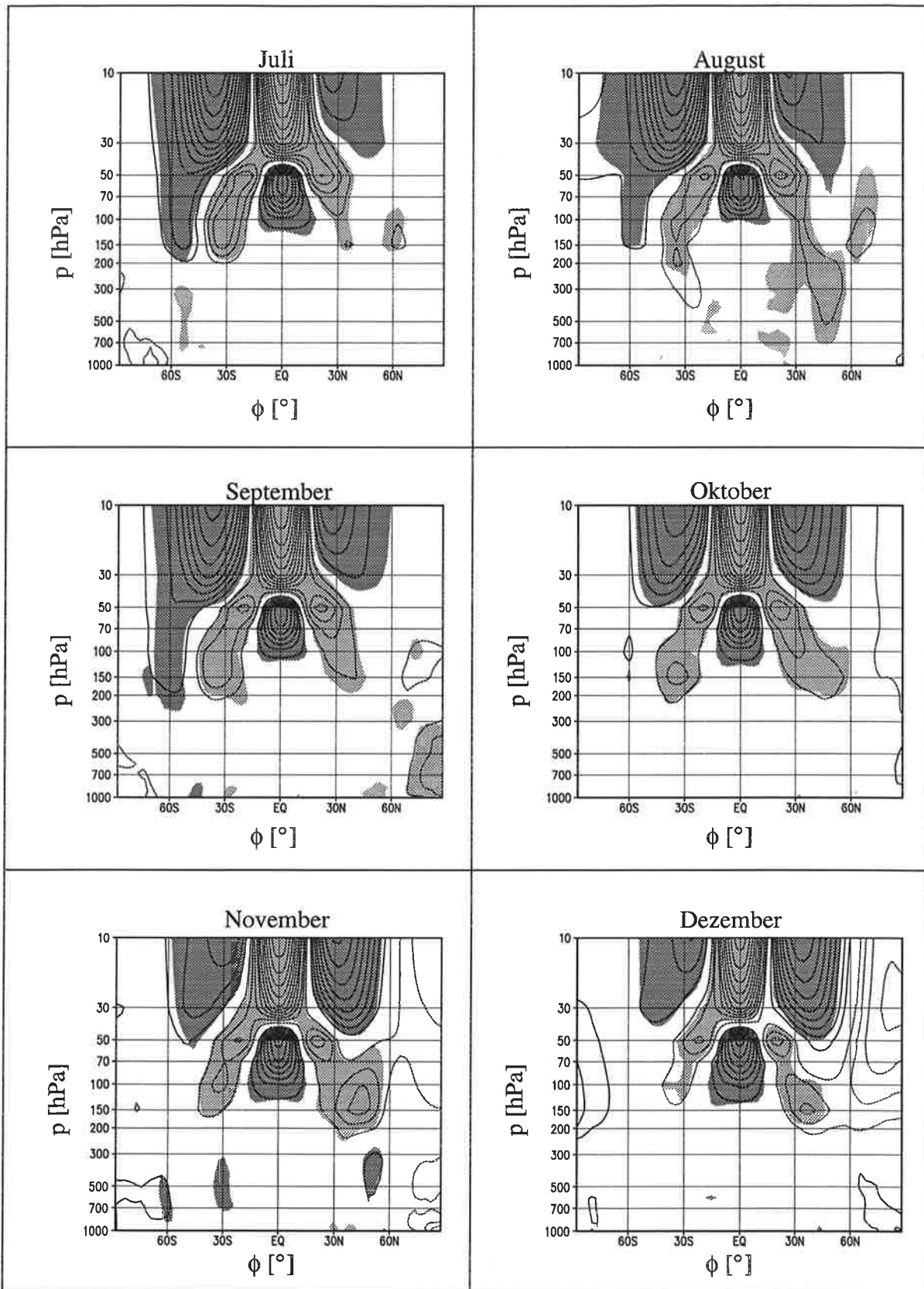
Appendix B: Zonal gemittelte monatliche QBO-Signale

In diesem Appendix werden für verschiedene Felder die klimatologischen zonal gemittelten QBO-Signale der einzelnen Monate in Übersichtsform gezeigt. Die QBO-Signale sind im Sinne von Kapitel 2 als potentielle QBO-Signale definiert, d.h. als klimatologische Differenzfelder der Experimente W-QBO und E-QBO. Das QBO-Signal wird jeweils für alle zwölf Kalendermonate gezeigt, wovon nur die wichtigen Signalteile im Haupttext besprochen werden. Der Haupttext bezieht sich meistens auf Mittel über zwei oder drei Monaten, um die statistische Sicherheit zu erhöhen. Die Differenzfelder der Monate Januar bis Juni sind jeweils auf einer linken Seite dargestellt, die Differenzfelder der Monate Juli bis Dezember jeweils auf der gegenüberliegenden Seite. Die Kopfzeilen enthalten Angaben über die Einheiten und den Isolinienabstand. Die hellen und dunklen Schattierungen kennzeichnen negative und positive Differenzen, die gemäß eines zweiseitigen t-Tests signifikant sind bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%. Die Zusammenstellung umfaßt folgende Felder:

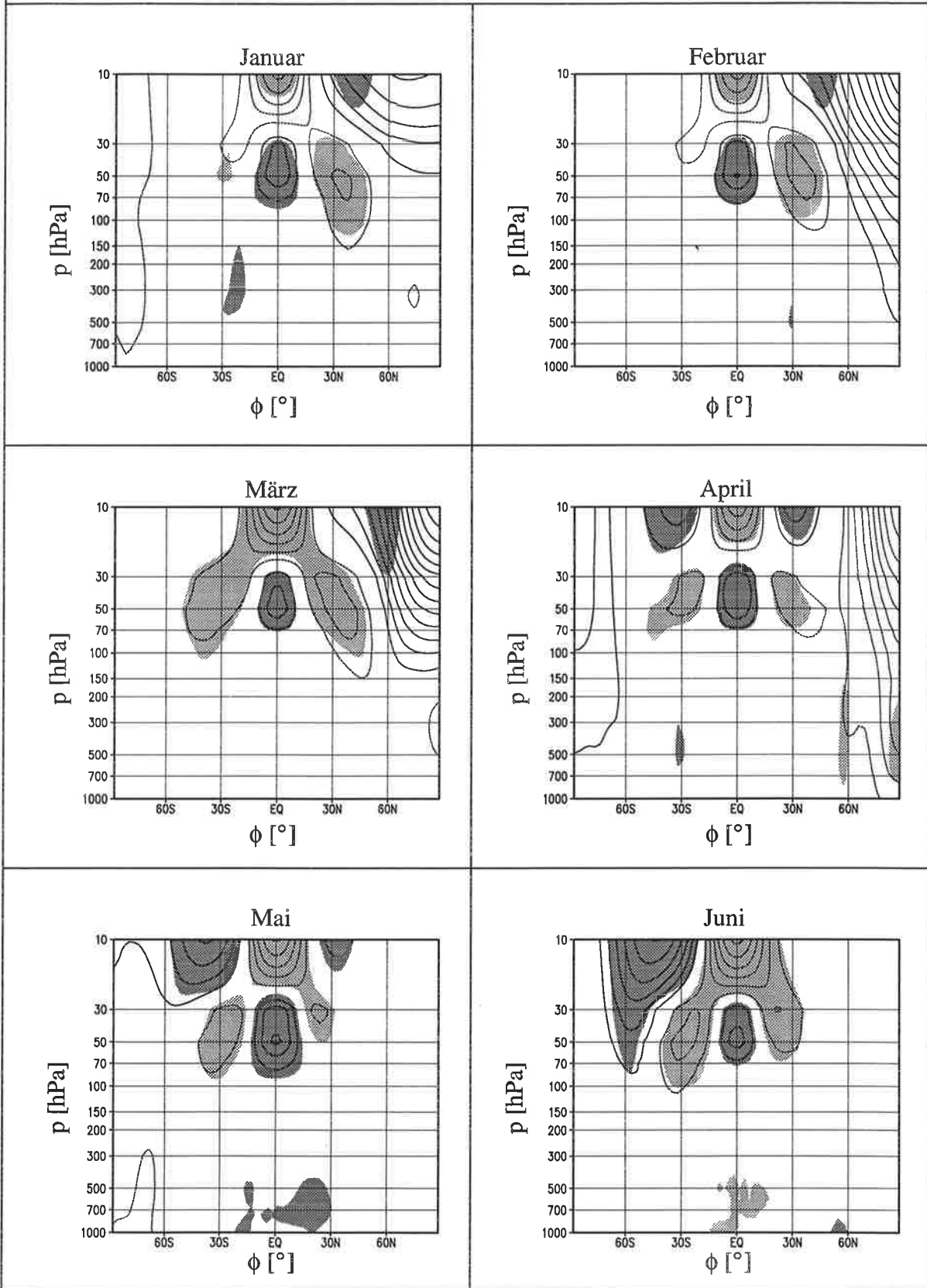
<u>Feld</u>	<u>Seiten</u>
Temperatur T :	Seite 132/Seite 133
Geopotentielle Höhe Z :	Seite 134/Seite 135
Zonaler Wind U :	Seite 136/Seite 137

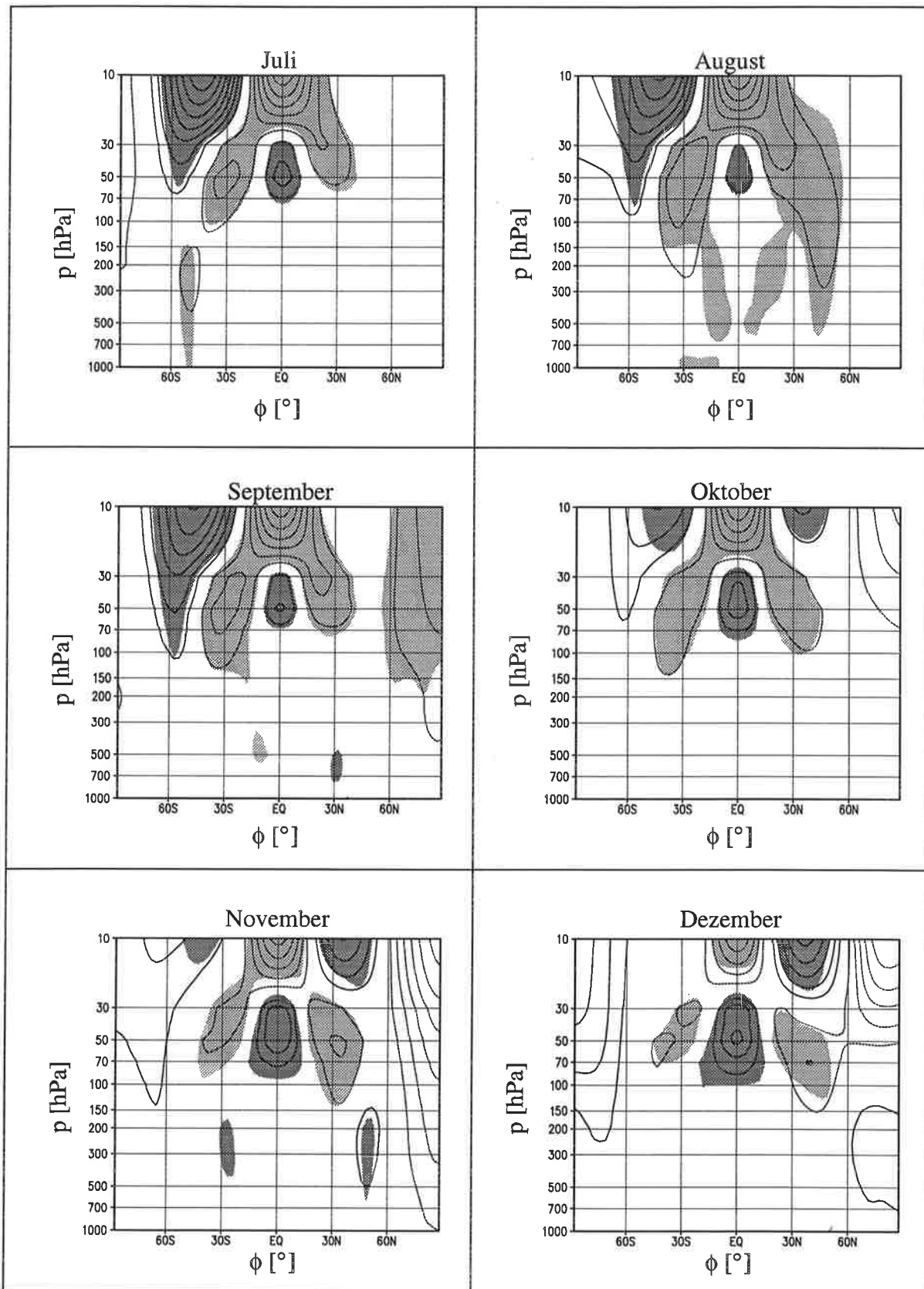
Temperatur T , Isolinienabstand = 0.5 °C , ohne Nulllinie
 positive/negative lokal sign. Differenzen sind dunkel/hell schattiert (zweis. t-Test, 5%)



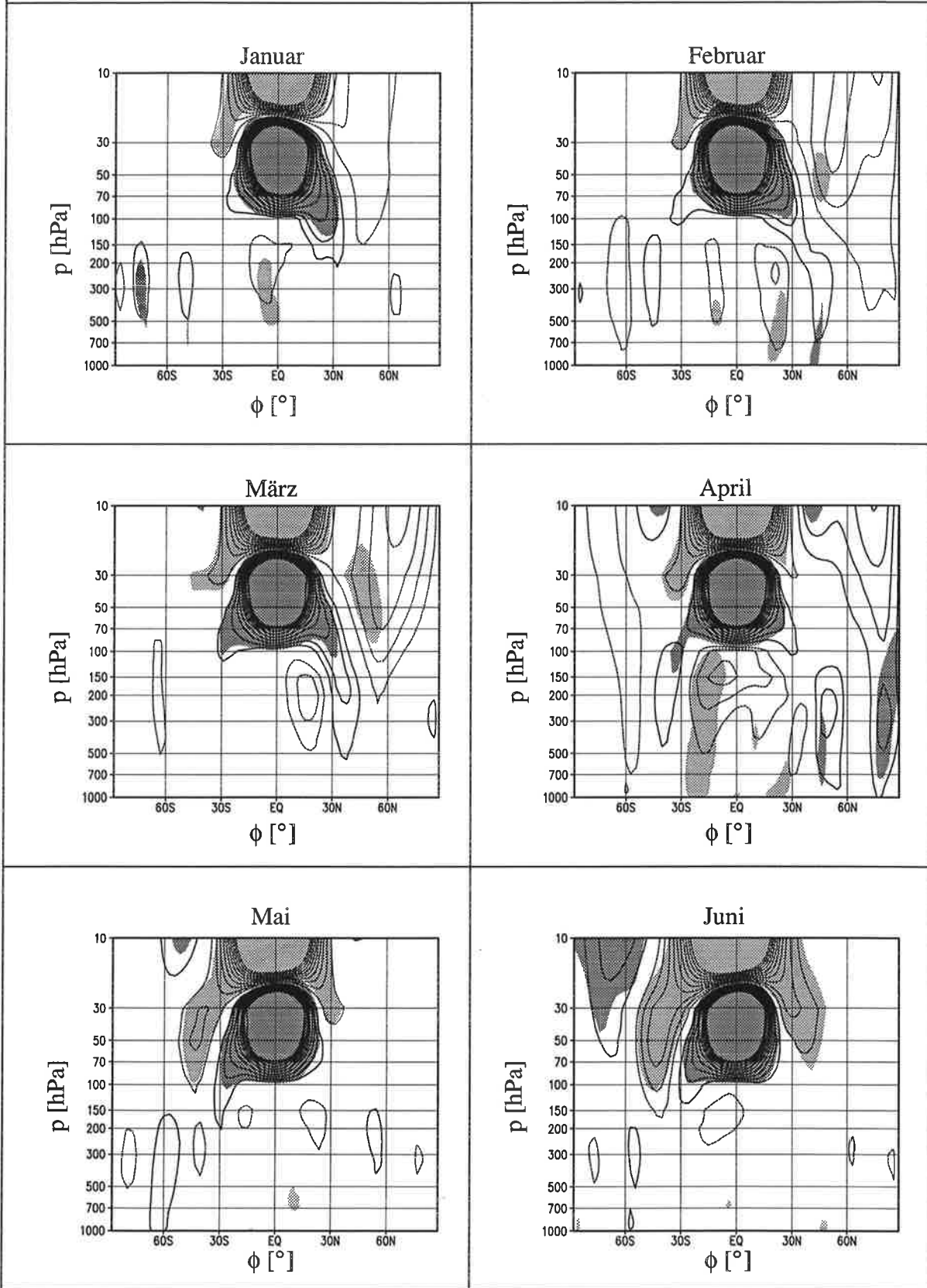


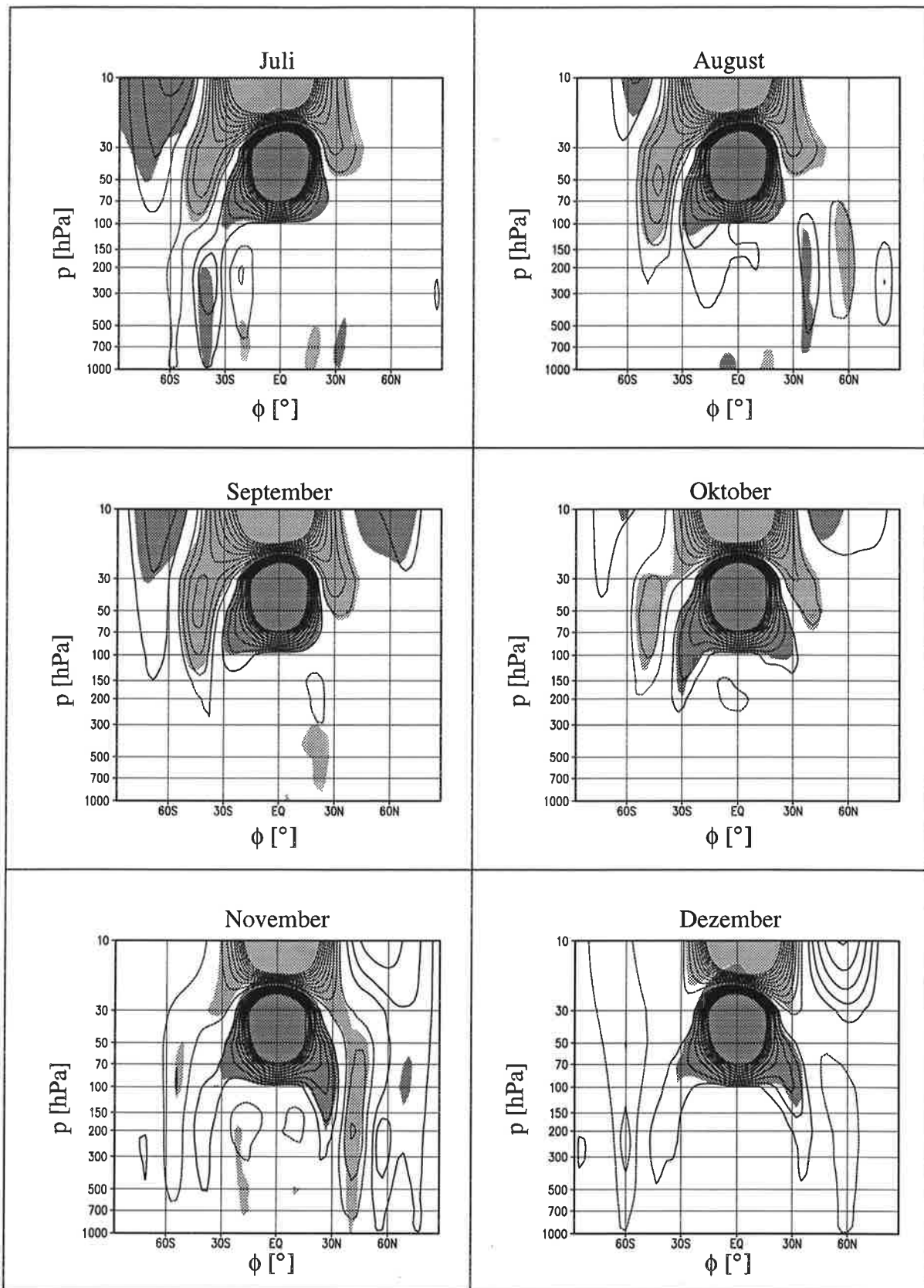
Geopotentielle Höhe Z, Isolinienabstand = 20 gpm, ohne Nulllinie
 positive/negative lokal sign. Differenzen sind dunkel/hell schattiert (zweis. t-Test, 5%)





Zonaler Wind u , Isolinienabstand = 1 m/s, ohne Nulllinie, Isolinien nur bis 10 m/s positive/negative lokal sign. Differenzen sind dunkel/hell schattiert (zweis. t-Test, 5%)





Literatur

- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987:** *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, 489 pp.
- Arpe, K., L. Dümenil, L. Bengtsson, and M. Giorgetta, 1994:** Variability of the Indian monsoon in the ECHAM3 model, Part II: Sensitivity to sea surface temperatures of the northern Indian ocean, soil moisture over Eurasia and the stratospheric QBO. *Conference on monsoon variability*, Trieste May 1994, WCRP-84, WMO/TD-No. 619, 621-628.
- Balachandran, N. K., and D. Rind, 1995:** Modeling the effects of UV variability and the QBO on the troposphere-stratosphere system. Part I: The middle atmosphere. *J. Climate*, **8**, 2058-2079.
- Barnett, T. P., L. Dümenil, U. Schlese, E. Roeckner, and M. Latif, 1989:** The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 661-685.
- Bhargava, B. N., and R. K. Bansal, 1969:** A quasi-biennial oscillation in precipitation at some Indian stations. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, **20**, Government of India press, New Delhi, 127-128.
- Boville, B. A., and W. J. Randel, 1992:** Equatorial waves in a stratospheric GCM: effects of vertical resolution. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 785-801.
- Brinkop, S., and E. Roeckner, 1995:** Sensitivity of a general circulation model to parameterizations of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer. *Tellus*, in press.
- Cariolle, D., M. Amodei, M. Déqué, J.-F. Mahfouf, P. Simon, and H. Teysseire, 1993:** A quasi-biennial oscillation signal in general circulation model simulations. *Science*, **261**, 1313-1316.
- Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961:** Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83-109.
- Claussen, M., U. Lohmann, E. Roeckner, and U. Schulzweida, 1994:** A global dataset of land surface parameters. *Report No. 135*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Germany, 23 pp.
- Dümenil, L., K. Arpe, and L. Bengtsson, 1994:** Variability of the Indian monsoon in the ECHAM3 model, Part I: MONEG and AMIP experiments. *Conference on monsoon variability*, Trieste May 1994, WCRP-84, WMO/TD-No. 619, 609-621.
- Dunkerton, T. J., 1985:** A two-dimensional model of the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1151-1160.

- Dunkerton, T. J., 1990:** Annual variation of deseasonalised mean-flow acceleration in the low tropical stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 499-508.
- Dunkerton, T. J., and M. P. Baldwin, 1992:** Modes of interannual variability in the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 49-52.
- Dunkerton, T. J., and D. P. Delisi, 1985:** Climatology of the equatorial lower stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 376-396.
- Dütsch, H. U., 1959:** Vertical ozone distribution over Arosa, *Final Rept., contract AF 61 (514)-905*, Lichtklimatisches Observatorium, Arosa.
- Ebdon, R. A., and R. G. Veryard, 1961:** Fluctuations in equatorial stratospheric winds. *Nature*, **189**, 791-793.
- Fouquart, Y., and B. Bonnel, 1980:** Computations of solar heating of the earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.* **53**, 35-62.
- Fraedrich, K., S. Pawson, and R. Wang, 1993:** An EOF analysis of the vertical-time delay structure of the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3357-3365.
- Funk, J. F., and G. L. Garnham, 1962:** Australian ozone observations and a suggested 24 month cycle. *Tellus*, **14**, 378.
- Giorgetta, M. A., and J.-J. Morcrette, 1995:** Voigt line approximation in the ECMWF Radiation scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3381-3383.
- Giorgetta, M. A., and M. Wild, 1995:** The water vapour continuum and its representation in ECHAM4. *Report No. 162*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Germany, 38 pp.
- Gray, W. M., and J. D. Sheaffer, 1990:** Influence of stratospheric QBO on ENSO variability. Proceedings of the fifteenth annual climate diagnostics workshop, Asheville, North Carolina, 87-92.
- Hamilton, K., 1984:** Mean wind evolution through the quasi-biennial cycle in the tropical lower stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2113-2125.
- Hamilton, K., 1995:** Interannual variability in the northern hemisphere winter middle atmosphere in control and perturbed experiments with the GFDL SKYHI general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 44-66.
- Hamilton, K., and Li Yuan, 1992:** Experiments on tropical stratospheric mean-wind variations in a spectral general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2464-2483.
- Hayashi, Y., and D. G. Golder, 1994:** Kelvin and mixed Rossby-gravity waves appearing in the GFDL "SKYHI" general circulation model and the FGGE dataset: Implica-

tions for their generation mechanism and role in the QBO. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 901-935.

Hegerl, G. C., H. von Storch, K. Hasselmann, B. D. Santer, U. Cubasch, and P. D. Jones, 1995: Detecting anthropogenic climate change with an optimal fingerprint method. MPI-Report No. 142, 59 pp.

Held, I. M., R. S. Hemler, and V. Ramaswami, 1993: Radiative-convective equilibrium with explicit two-dimensional moist convection. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3909-3927.

Hense, A., M. Kerschgens, and E. Raschke, 1982: An economical method for computing radiative transfer in circulation models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **108**, 231-252.

Holton, J. R., 1979: *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, 391 pp.

Holton, J. R., and R. S. Lindzen, 1972: An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1076-1080.

Holton, J. R., and H. C. Tan, 1980: The influence of the equatorial QBO in the global circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2200-2208.

Holton, J. R., and H. C. Tan, 1982: The quasi-biennial oscillation in the northern hemisphere lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 140-148.

Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister, 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, in press.

Hood, L. L., J. L. Jirikowic, and J. P. McCormack, 1993: Quasi-decadal variability of the stratosphere: Influence of long-term solar ultraviolet variations. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3941-3958.

Jagannathan, P., and H. N. Bhalme, 1973: Changes in the pattern of distribution of southwest monsoon rainfall over India associated with sunspots. *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 691-700.

Kodera, K., M. Chiba, and K. Shibata, 1991: A general circulation model study of the stratospheric circulation during the northern hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1209-1212.

Kodera, K., 1995: On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **100**, 14077-14087.

Koteswaram, P., and S. M. A. Alvi, 1969: Secular trends and periodicities in rainfall at west coast stations in India. *Current Science*, **38**, Bangalore press, Bangalore, 229-231.

Krishnamurti, T. N., J. Xue, H. S. Bedi, K. Ingles, and D. Oosterhof, 1990: Physical initialization for numerical weather prediction over the tropics. *Tellus*, **43AB**, 53-81.

- Labitzke, K., 1982:** On the interannual variability of the middle stratosphere during northern winter. *J. Meteor. Soc. Japan* **60**, 124-139.
- Labitzke, K., 1987:** Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the north polar region. *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 535-537.
- Labitzke, K., and H. van Loon, 1994:** Connection between the troposphere and stratosphere on a decadal scale. *Tellus*, **47A**, 275-286.
- Laursen, L., and E. Eliassen, 1989:** On the effects of the damping mechanisms in an atmospheric general circulation model. *Tellus*, **41A**, 385-400.
- Laursen, Lindzen, R. S., and J. R. Holton, 1968:** A theory of the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1095-1107.
- Lohmann, U., and E. Roeckner, 1995:** Influence of cirrus cloud radiative forcing on climate and climate sensitivity in a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **100**, 16305-16323.
- McCreary, F. E., 1959:** Stratospheric winds over the tropical Pacific Ocean. Paper presented at the Minneapolis Meeting of the American Meteorological Society.
- Manzini, E., and L. Bengtsson, 1994:** Stratospheric climate and variability from a general circulation model and observations. Part I: Results for the December-February season. *Report No. 148*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Germany, 38 pp.
- Maruyama, T., 1967:** Large scale disturbances in the equatorial lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 404-417.
- Maruyama, T., 1994:** Upward transport of westerly momentum due to disturbances of the equatorial lower stratosphere in the period range of about 2 days - A Singapore data analysis for 1983-1993. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 423-431.
- Matsuno, T., 1966:** Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Matveev, L. Y., 1984:** Cloud dynamics. *Atm. Sci. Library*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 340 pp.
- Morcrette, J.-J., 1989:** Description of the radiative scheme in the ECMWF model. *Technical Report No. 165*, ECMWF, UK, 26 pp.
- Mote, P. W., K. H. Rosenlof, M. E. McIntyre, E. S. Carr, J. R. Holton, J. S. Kinnnersley, H. C. Pumphrey, J. M. Russell III, J. W. Waters, and J. C. Gille, 1995:** An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperature on stratospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, accepted.

- Mukherjee, B. K., R. S. Reddy, and Bh. V. Ramana Murty, 1979:** High level warmings, winds and Indian summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1581-1588.
- Mukherjee, B. K., K. Indira, R. S. Reddy, and Bh. V. Ramana Murty, 1985:** Quasi-biennial oscillation in stratospheric zonal wind and Indian summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1421-1424.
- Naujokat, B., 1986:** An update of the observed quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds over the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1873-1877.
- Nesme-Ribes, E. (Ed.), 1994:** The solar engine and its influence on terrestrial atmosphere and climate. Springer-Verlag, NATO-ASI SERIES, Vol. I **25**, 561 pp.
- Nordeng, T. E., 1995:** Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the models in the tropics. *Submitted to Q. J. R. Meteorol. Soc.*
- Oltmans, S. J., and D. J. Hofmann, 1995:** Increase in lower-stratospheric water vapour at a mid-latitude northern hemisphere site from 1981 to 1994. *Nature*, **374**, 146-149.
- Palmer, C. E., 1954:** The general circulation between 200 mb and 10 mb over the equatorial Pacific. *Weather*, **9**, 341-356.
- Pawson, S., K. Labitzke, R. Lenschow, B. Naujokat, B. Rajewski, M. Wiesner, and R.-C. Wohlfart, 1993:** Climatology of the northern hemisphere stratosphere derived from Berlin analyses. Part I: Monthly means. *Meteorologische Abhandlungen, Serie A Monographien, Band 7 / Heft 3*, 299 pp.
- Plumb, R. A., 1977:** The interaction of two internal waves with the mean flow: implications for the theory of the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1847-1858.
- Plumb, R. A., and R. C. Bell, 1982a:** Equatorial waves in steady zonal shear flow. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **108**, 313-334.
- Plumb, R. A., and R. C. Bell, 1982b:** A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **108**, 335-352.
- Plumb, R. A., and A. D. McEwan, 1978:** The instability of a forced standing wave in a viscous stratified fluid: a laboratory analogue of the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1827-1839.
- Ramanathan, V., and W. Collins, 1991:** Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. *Nature*, **351**, 27-32.
- Rasch, P. J., and D. L. Williamson, 1990:** Computational aspects of moisture transport in global models of the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 1071-1090.

- Reed, R. J., 1965a:** The quasi-biennial oscillation of the atmosphere between 30 and 50 km over Ascension Island. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 331-333.
- Reed, R. J., 1965b:** The present status of the 26-month oscillation. *Bulletin American Meteorological Society*, **46**, 374-387.
- Reed R. J., W. J. Campell, L. A. Rasmusson, and D.G.Rogers, 1961:** Evidence of a downward-propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 813-818.
- Rind, D., and N. K. Balachandran, 1995:** Modeling the effects of UV variability and the QBO on the troposphere-stratosphere system. Part II: The troposphere. *J. Climate*, **8**, 2080-2095.
- Rockel, B., E. Raschke, and B. Weyres, 1991:** A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice, and mixed clouds. *Beitr. Phys. Atmos.*, **64**, 1-12.
- Roeckner, E., M. Rieland, and E. Keup, 1991:** Modelling of clouds and radiation in the ECHAM model. ECMWF/WCRP Workshop on "Clouds, radiative transfer and the hydrological cycle", 12-15.11.1990, ECMWF, UK, 199-222.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkheit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert and M. Windelband, 1992:** Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. *Report No. 93*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Germany, 172 pp.
- Ropelewski, C. E., and M. S. Halpert, 1987:** Global and regional scale precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.
- Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß, and U. Schneider, 1992:** The calculation of areal mean precipitation totals on a 2.5° grid by an objective analysis method. *Meteorol. Zeitschrift*, N. F. **1**, 32-50.
- Salby, M. L., D. L. Hartmann, P. L. Bailey, and J. C. Gille, 1984:** Evidence of equatorial Kelvin modes in NIMBUS-7 LIMS. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 220-235.
- Sato, K., F. Hasegawa, and I. Hirota: 1994:** Short-period disturbances in the equatorial lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 859-872.
- Shapiro, R., and F. Ward, 1962:** A neglected cycle in sunspot numbers? *J. Atmos. Sci.*, **19**, 506-508.
- Shen, S., and K.-M. Lau, 1995:** Biennial oscillation associated with the east asian summer monsoon and tropical sea surface temperatures. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 105-123.

- Stacey, F. D., and P. Westcott, 1962:** Possibility of a 26- or 27-month periodicity in the equatorial geomagnetic field and its correlation with stratospheric winds. *Nature*, **196**, 730-732.
- Staley, D. O., 1963:** A partial theory of the 26-month oscillation of the zonal wind in the equatorial stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 506-515.
- Sundqvist, H., 1978:** A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 677-690.
- Takahashi, M., 1993:** A QBO-like oscillation in a two dimensional model derived from a GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 641-654.
- Takahashi, M., and B. A. Boville, 1992:** A three dimensional simulation of the equatorial quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1020-1035.
- Takahashi, M., and M. Shiobara, 1995:** A note on a QBO-like oscillation in a 1/5 sector three-dimensional Model Derived from a GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 131-137.
- Tiedke, M., 1989:** A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3040-3061.
- Tucker, G. B., 1964:** Zonal winds over the equator. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **90**, 405-423.
- Tung, K. K., and H. Yang, 1994a:** Global QBO in circulation and ozone. Part I: Reexamination of observational evidence. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2699-2707.
- Tung, K. K., and H. Yang, 1994b:** Global QBO in circulation and ozone. Part II: A simple mechanistic model. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2708-2721.
- van Loon, H., C. S. Zerefos, and C. C. Repapis, 1982:** The southern oscillation in the stratosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 225-229.
- Veryard, R. G., and R. A. Ebdon, 1961:** Fluctuations in tropical stratospheric winds. *Meteor. Mag.*, **90**, 125-143.
- Viezee, W., 1958:** The mean circulation of the equatorial stratosphere. *Final rept., contract AF 19 (604)-2134*, Univ. Calif. Inst. Geophys., Los Angeles
- Wallace, J. M., 1967:** The role of mean meridional circulations in the biennial oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **93**, 176-185.
- Wallace, J. M., and V. E. Kousky, 1968:** Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 900-907.

- Wallace, J. M., and F.-C. Chang, 1982:** Interannual variability of the wintertime polar vortex in the northern hemisphere middle stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 149-155.
- Wallace, J. M., R. L. Panetta, and J. Estberg, 1993:** Representation of the equatorial stratospheric quasi-biennial oscillation in EOF Phase Space. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1751-1762.
- Warn, T., and H. Warn, 1978:** The evolution of a nonlinear critical level. *Stud. Appl. Math.*, **59**, 37-71.
- Yanai, M., and T. Maruyama, 1966:** Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 291-294.

- 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 Temperaturanomalien der tropischen Meeresoberfläche (El Niño) auf das Klimasystem
Ingo Kirchner
- EXAMENSARBEIT Nr. 22**
Juni 1994
ENSO induzierte Variabilität im Indischen Ozean
Andreas Villwock
- EXAMENSARBEIT Nr. 23**
Juni 1994
Untersuchungen zu Mechanismus und Vorhersagbarkeit von ENSO mit einem vereinfachten gekoppelten Ozean - Atmosphäre - Modell
Moritz Flügel
- EXAMENSARBEIT Nr. 24**
Juli 1994
Nordatlantische Variabilität in einem Ozeanzirkulationsmodell im Zeitbereich von Dekaden
Ralf Weiße
- EXAMENSARBEIT Nr.25**
August 1994
Inverse Modellierung des atmosphärischen Methan-Kreislaufs unter Verwendung eines drei-dimensionalen Modells des Transports und der Chemie der Troposphäre
Ralf Hein
- EXAMENSARBEIT Nr. 26**
August 1994
Optimierung eines Seegangmodells mit der Adjungierten Methode
Georg Barzel
- EXAMENSARBEIT Nr. 27**
März 1995
Stabile Wasserisotope im allgemeinen Zirkulationsmodell ECHAM
Georg Hoffmann

- EXAMENSARBEIT Nr. 28**
Mai 1995
The Atmospheric Response to North Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies in GCM Experiments
Viacheslav V. Kharin
- EXAMENSARBEIT Nr. 29**
Juni 1995
Einbindung der regionalen troposphärischen Chemie in die Hamburger Klimamodellumgebung: Modellrechnungen und Vergleich mit Beobachtungsdaten
Bärbel Langmann
- EXAMENSARBEIT Nr. 30**
Juli 1995
Messung des Ozonflusses in der unteren Troposphäre mit einem neuen Ozon-DIAL-System und einem Radar-RASS
Thorsten Schaberl
- EXAMENSARBEIT Nr. 31**
November 1995
Untersuchungen troposphärischen Ozons mit DIAL
Gunther C. Grabbe
- EXAMENSARBEIT Nr. 32**
November 1995
Die Schneedecke als Komponente des Klimasystems und ihre Modellierung
Bettina Loth
- EXAMENSARBEIT Nr. 33**
Dezember 1995
Der Einfluß des El Niño/Southern Oscillation Phänomens auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel: Beobachtungen und Modellsimulationen
Wilhelm May
- EXAMENSARBEIT Nr. 34**
Dezember 1995
DIAL-Messungen von vertikalen Wasserdampfverteilungen Ein Lasersystem für Wasserdampf- und Temperaturmessungen in der Troposphäre
Volker Wulfmeyer
- EXAMENSARBEIT Nr. 35**
Januar 1996
Der Einfluß von Datenassimilation auf ENSO Simulationen und Vorhersagen
Martin Fischer
- EXAMENSARBEIT Nr. 36**
Februar 1996
Bodengebundene Fernerkundung von Eiswolken im nahen Infrarot
Margarita Betancor Gothe
- EXAMENSARBEIT Nr. 37**
März 1996
Turbulenzcharakteristiken von Golfstromtrajektorien in einem quasigeostrophischen Zirkulationsmodell basierend auf Lagrange'schen Vorticitytracern
Miguel Zorita Calvo
- EXAMENSARBEIT Nr. 38**
Mai 1996
Entwicklung eines Kopplungsverfahrens zur Reduzierung der Rechenzeit von Atmosphäre-Ozean-Modellen
Reinhard Voß
- EXAMENSARBEIT Nr. 39**
Mai 1996
Kombination von Ensemble-Klimavorhersagen am Beispiel ENSO
Sven Marcus Metzger (März 1995)
- EXAMENSARBEIT Nr.40**
Juni 1996
Der Einfluß der quasi-zweijährigen Oszillation auf die allgemeine Zirkulation: Modellsimulationen mit ECHAM4
Marco Andrea Giorgetta

ISSN 0938-5177