



universität
wien



Diplomarbeit

Titel der Diplomarbeit

Der Einfluss des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Allgemeine Zirkulation in mittleren und hohen Breiten

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Verfasser : Marianne Bügelmayer
Matrikel-Nummer : 0502085
Studienrichtung : A415 (Meteorologie)
externer Betreuer : Privatdozent Dr. habil. Dieter H.W. Peters
interner Betreuer : Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Leopold Haimberger

Kühlungsborn, 17. Februar 2011

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle ganz herzlich bei meinem Betreuer Privatdozenten Dr. habil. Dieter H.W. Peters und auch bei Dr. Axel Gabriel für ihre geduldige Betreuung und wertvollen Verbesserungsvorschläge bedanken. Darüber hinaus gilt mein Dank Fr. Helga Voß und Fr. Brigitte Wecke für die Hilfestellungen bei GrADS Problemen und mit der Bearbeitung von Analyse- und Modelldaten.

Außerdem möchte ich meinem Betreuer am Institut für Meteorologie und Geophysik an der Universität Wien Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Leopold Haimberger dafür danken, dass er sich immer Zeit für meine Anliegen genommen hat.

Abschließend möchte ich mich noch bei meinen Freunden und vor allem bei meinem Freund und meiner Familie bedanken, die mich bei dieser Arbeit und während meines Studiums jederzeit mit Schokolade, Eis und viel Geduld unterstützt und ausgehalten haben.

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides Statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch noch nicht veröffentlicht.

Kühlungsborn, 17. Februar 2011

Zusammenfassung

Mehrere Sensitivitätsstudien der letzten Jahre haben auf die Bedeutung des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Allgemeine Zirkulation hingewiesen. Der Einfluss des zonal asymmetrischen Ozons auf die saisonale Entwicklung der Zirkulation vom Herbst zum Winter wurde bisher nicht untersucht. In der vorliegenden Studie werden die Mechanismen der Wirkung des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Allgemeine Zirkulation basierend auf den Modellexperimenten von Gabriel et al. (2007) untersucht. Datengrundlage sind der Kontrolllauf mit dem Dekadenmittelwert des zonal symmetrischen stratosphärischen Ozons, und der Lauf, der zusätzlich den zonal asymmetrische Anteil enthält. Die Experimente wurden mit dem GCM MAECHAM5 von September bis Februar der 1990er Dekade gerechnet. Die Januarergebnisse von Gabriel et al. (2007) ergaben signifikante Temperaturänderungen, eine westwärtige Verschiebung der Maxima der Geopotentialwelle und einen auf- und ostwärtsgerichteten Wellenzug. Eine harmonische Analyse der Januarergebnisse zur Bestimmung der beteiligten Wellenzahlen wird durchgeführt. Außerdem wird die zeitliche Entwicklung (Oktober bis Dezember) der zonal gemittelten und längenabhängigen Anteile der Temperatur-, Geopotential-, Zonal-, und Meridionalwindfelder untersucht. Als dritten Punkt wird ein lineares Wellenausbreitungsmodell aufgesetzt, um die Wirkung der stratosphärischen Wärmequelle aufgrund des längenabhängigen Ozons zu bestimmen. Dafür wurde die stratosphärische Wärmequelle des MAECHAM5 harmonisch zerlegt und als Eingangsdaten verwendet. Die harmonische Analyse ergibt, dass die Superposition der planetaren Wellen 1 und 2 die westwärtige Verschiebung in der Stratosphäre, und die Wechselwirkungen der Wellen 2, 3 und 4 die troposphärische Struktur bewirken. Die Ergebnisse des linearen Wellenmodells zeigen, dass der Anteil der Welle 1 der ozonbedingten stratosphärischen Wärmequelle eine zusätzliche Geopotentialwelle 1 mit einer Amplitude von 10% der troposphärisch angeregten Welle erzeugt. Die zeitliche Untersuchung der zonal gemittelten Felder ergibt, dass das längenabhängige Ozon die stratosphärische Schwingung mit einer Period von etwa 60 Tagen aufgrund verstärkter planetarer Wellenflüsse modifiziert. Die zeitliche Analyse der zonal asymmetrischen Felder zeigt eine ähnliche Schwingung mit wachsender Amplitude vom Oktober bis Dezember. Im Januar kommt es zu nichtlinearen troposphärischen Rückwirkungen, die die westwärtige Verschiebung und den auf- und ostwärts gerichteten Wellenzug bewirken.

Abstract

A series of recent sensitivity studies highlighted the important role of longitude dependent ozone for the general circulation. The role of longitude dependent ozone on the seasonal evolution of the atmospheric circulation from autumn to winter has not been studied so far. In this study the mechanisms of the effect of the longitude dependent ozone on the wintertime general circulation based on two model experiments made by Gabriel and Peters using the GCM MAECHAM5 are investigated. First, the control run with the decadal mean of zonally symmetric stratospheric ozone was performed from September to February of the 1990 decade and afterwards the run with the longitude dependent ozone distribution for the same period. Their January results revealed significant temperature changes increasing with height, a westward shift of the maxima and minima of the geopotential wave and an up- and eastward directed wave train.

To determine the wave numbers that contribute to the pattern found in January a harmonic decomposition is performed. Moreover, the time - development (October to December) of the zonal mean and zonal asymmetric parts of the temperature-, geopotential-, zonal and meridional wind fields is analyzed. As a third step a linear wave propagation model is set up to investigate the impact of the stratospheric ozone dependent heat source. Therefore, the stratospheric heat source derived from the MAECHAM5 is decomposed in its harmonic components and used as input data.

The harmonic decomposition reveals that the interaction of the planetary wave one and two causes the westward shift in the stratosphere, and the interaction of the wave two, three and four defines the tropospheric pattern. The linear model results display that the wave one fraction of the ozone dependent stratospheric heat source forces an additional geopotential wave one in the stratosphere with an amplitude of 10 % of the tropospheric forced wave one. The analyses of the time development of the zonal mean fields makes clear that the longitude dependent ozone modifies the stratospheric vacillation cycle with a period of about 60 days caused by enhanced planetary wave fluxes. Moreover, the analyses of the zonal asymmetric fields reveals a similar vacillation cycle with increasing amplitude from October to December and nonlinear tropospheric feedback in January causing the phase shift and the up- and eastward directed wave train.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	II
Eidesstattliche Erklärung	III
Zusammenfassung	IV
Abstract	V
1 Einleitung	1
2 Die Eigenschaften der Atmosphäre	7
2.1 Der globale Strahlungshaushalt und die Ozonverteilung	7
2.1.1 Die Energiebilanz der Atmosphäre	7
2.1.2 Die mittlere Ozonverteilung	9
2.2 Die großräumige Dynamik der Extratropen	11
2.2.1 Der zonal gemittelte Grundzustand	11
2.2.1.1 Der thermische Aufbau der Atmosphäre	11
2.2.1.2 Der zonal gemittelte Zonalwind	13
2.2.1.3 Die zonal gemittelte Zirkulation	13
2.2.2 Die Grundgleichungen und die primitiven Gleichungen auf der β - Ebene	14
2.2.2.1 Das Geostrophische Gleichgewicht	15
2.2.2.2 Die quasi - geostrophische Approximation	16
2.2.3 Planetare Wellen - ultralange Wellen	17
2.2.3.1 Die Eulersche Mittelung in zonaler Richtung	18
2.2.3.2 Anregungsmechanismen von Rossby - Wellen und die Wellengleichung	18
2.2.3.3 Ausbreitungscharakteristika von Rossby - Wellen und das Charney - Drazin Kriterium	19
2.2.4 Die transformierte Eulersche Mittelung und die Welle - Grundstromwechselwirkung	21
2.2.4.1 Die residuelle Zirkulation und die mittlere meridionale Massenstromfunktion	21
2.2.4.2 Der Einfluss der Wellen auf den Grundstrom - der Eliassen - Palm Fluss und dessen Divergenz	22
2.2.5 Der längenabhängige Wellenaktivitätsfluss - der Plumb - Fluss	24
2.2.6 Der Einfluss der planetaren Wellen auf die Ozonverteilung	24
3 Daten und Methodik	27

3.1	ERA-40 Reanalysen und MAECHAM5-Modellexperimente - Datensätze . . .	27
3.1.1	Die 40 - Jahre - Reanalysen des EZMW (ERA - 40)	27
3.1.2	Das atmosphärische allgemeine Zirkulationsmodell MAECHAM5 (Sensitivitätsexperimente)	28
3.2	Die Methodik der Auswertung	29
3.2.1	Die harmonische Wellenzahlanalyse der Grundgrößen und deren Beiträge zum Wellenaktivitätsfluss	29
3.2.2	Die zeitliche Entwicklung der dynamisch relevanten Größen	30
3.2.2.1	Der studentsche t-Test zur Berechnung der statistischen Signifikanz der Differenz zweier Durchschnitte	30
3.2.3	Das lineare Wellenausbreitungsmodell mit stratosphärischer Anregung	31
4	Resultate	35
4.1	Die saisonale Entwicklung der Grundgrößen vom Herbst zum Winter	35
4.1.1	Die Diagnose der zonal gemittelten großräumigen Zirkulation	35
4.1.1.1	Validierung der Ergebnisse	35
4.1.1.2	Die saisonale Entwicklung der zonal gemittelten Zirkulation	36
4.1.1.3	Die Veränderungen der zonal gemittelten Grundgrößen aufgrund des längenabhängigen Ozons	39
4.1.2	Die Diagnose der großräumigen längenabhängigen Zirkulation	44
4.1.2.1	Die Wellenzahldiagnose der längenabhängigen dynamischen Grundgrößen und des Wellenaktivitätsflusses	44
4.1.2.2	Die Veränderungen der planetaren Wellenstruktur aufgrund des längenabhängigen Ozons	49
4.2	Die lineare Anregung von planetaren Wellen aufgrund des längenabhängigen Ozons	55
5	Diskussion der isolierten Mechanismen	61
5.1	Einflussfaktoren des linearen Wellenausbreitungsmodells - Anregungsmechanismus	61
5.2	Die Wirkung planetarer Wellen in der Stratosphäre - der Welle-Grundstrom - Wechselwirkungsmechanismus	63
5.2.1	Die Vacillation im Grundzustand und dessen Rückwirkung	63
5.3	Die Kopplung zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre - der Kopplungsmechanismus	64
5.4	Die Schlussfolgerungen aus der Arbeit	67
6	Zusammenfassung und Ausblick	69
6.1	Die Mechanismen der Wirkung des längenabhängigen Ozons	69
6.1.1	Die ozonbedingte Anregung planetarer Wellen in der Stratosphäre . .	70
6.1.2	Der Einfluss der ozonmodifizierten planetaren Wellen auf den Grundstrom und dessen Rückwirkung - der Welle - Grundstrom Wechselwirkungsmechanismus	70
6.1.3	Die Rückwirkung der Stratosphäre auf die Troposphäre - der Kopplungsmechanismus	71
6.2	Ausblick	72

Lebenslauf	73
Literatur	79

1 Einleitung

Betrachtet man das System Erde, so wird deutlich, dass die Atmosphäre und ihre Zusammensetzung ausschlaggebend sind für das Leben auf der Erde. Veränderungen ihrer Zusammensetzung, wie zum Beispiel durch eine erhöhte CO_2 Konzentration, modifizieren das gesamte Klimasystem, deshalb hat der anthropogen bedingte Klimawandel noch nicht abschätzbare Folgen. Kommt es zu einer Klimaerwärmung, so ändert sich die damit verbundene atmosphärischen Zirkulation. Die Konsequenzen der beobachteten Temperaturzunahme sind für den Menschen und für die Natur noch ungewiss und werden anhand von Klimamodellen abgeschätzt. Die Auswirkungen des Klimawandels werden vor allem bei extremen Ereignissen, wie Stürmen, Starkniederschlägen und den damit oft einhergehenden Überschwemmungen sichtbar. Deshalb werden Klimaprognosen berechnet, um die globalen und regionalen Effekte der Klimaerwärmung zu erfassen.

Zur Abschätzung der zukünftigen Entwicklung, muss der Zustand der Atmosphäre berücksichtigt werden, denn die in der Luft vorhandenen Spurenstoffe bestimmen entscheidend die vorherrschende Temperaturverteilung. Dies kann anhand des globalen Strahlungshaushalts, der sämtliche Energieflüsse der Atmosphäre enthält, verdeutlicht werden. Die globale Strahlungsbilanz wird hauptsächlich von zwei Komponenten bestimmt, erstens der einfallenden kurzwelligen solaren Strahlung und zweitens von der langwelligen Abstrahlung der Erdoberfläche und der Luftpartikel. Die Luftteilchen sind sowohl für die Abstrahlung als auch für die Absorption der Strahlung verantwortlich. So wird die einfallende kurzwellige Strahlung hauptsächlich durch das stratosphärische Ozon absorbiert, die langwellige Abstrahlung erfolgt über CO_2 -, Wasserstoff- und Ozonmoleküle. Aufgrund der breitenabhängigen solaren Einstrahlung werden die Tropen stärker erwärmt als die mittleren und hohen Breiten, allerdings erfolgt die terrestrische Abstrahlung beinahe gleichmäßig über alle Breiten mit dem Maximum an den Polen. Der dabei entstehende Temperaturgradient zwischen den Tropen und den polaren Gebieten muss abgebaut werden, da sich die Atmosphäre im Klimamittel in einem globalen Gleichgewicht befindet. Der Ausgleich erfolgt einerseits über die großräumige Zirkulation, andererseits über meridionale und vertikale Wärmefflüsse bedingt durch die ultralangen Wellen. Diese entstehen aufgrund der Rotation der Erde und der dadurch auftretenden Corioliskraft. Kommt es zu einer meridionalen Auslenkung der Luftteilchen verändert

sich die Corioliskraft aufgrund ihrer Breitenabhängigkeit, woraufhin sich eine rückwirkende Kraft zur Erhaltung der potentiellen Vorticity ausbildet. Dadurch werden Wellen in der Atmosphäre erzeugt, nach ihrem schwedischen Entdecker C.G. Rossby auch Rossby - Wellen genannt. Rossby - Wellen sind nicht nur für den Temperatenausgleich sondern auch für die Ozonverteilung von großer Bedeutung, da die Verteilung der planetaren Temperaturwelle die Ozonchemie der oberen, photochemisch kontrollierten Stratosphäre bestimmt. Außerdem werden mit den ultralangen Wellen die Spurenstoffe der Atmosphäre, wie Ozon, in der unteren Stratosphäre umverteilt.

Die Prozesse der Atmosphäre sowie die Wechselwirkung zwischen den verschiedenen Klimakomponenten, wie zum Beispiel dem Ozean und der Atmosphäre, werden in den Modellen unterschiedlich berücksichtigt. In den für den IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) Bericht verwendeten Modellen werden die Dynamik der Atmosphäre, die Strahlung und der Ozean interaktiv betrachtet. Die chemischen Prozesse werden nur anhand von fest vorgegebenen Feldern einbezogen. Bei Chemie - Klima - Modellen werden die chemischen Prozesse explizit berechnet, allerdings wird die Oberflächentemperatur über den Ozeanen als SST (*Sea Surface Temperature*) vorgegeben. In den IPCC Modellen werden zonal gemittelte Ozonfelder verwendet. Es hat sich im Laufe der letzten Jahrzehnte jedoch herausgestellt, dass sich die längenabhängige Ozonstruktur mit dem Auftreten des Ozonlochs auf der Südhalbkugel verändert hat. Das Ozonloch wurde 1985 entdeckt und der negative Ozontrend konnte auf den anthropogenen Einsatz chemischer Verbindungen, die zum Beispiel Chlor enthalten, zurückgeführt werden. Sobald diese chemischen Verbindungen von UV - Strahlen getroffen werden, erfolgt eine Aufspaltung der Bestandteile. Dadurch werden zum Beispiel Chlor-Radikale freigesetzt, die den Ozonabbau beschleunigen. Auch auf der Nordhalbkugel hat sich das zonal gemittelte Ozon verringert und die zonal asymmetrische Verteilung soweit verstärkt, dass ihre Amplitude in den letzten Jahren dieselbe Größenordnung aufweist wie die des zonal symmetrischen Trends. In der Abb. 1.1 [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010] ist die dekadische Entwicklung der zonal asymmetrischen Ozonverteilung von 1960 bis 2000 dargestellt. Es wird gezeigt, dass das Maximum (Minimum) zwischen 1991-2000 den dreifachen Wert der Ozonverteilung von 1961-1970 aufweist. Peters et al. (2008) zeigten, dass es aufgrund von veränderten planetaren Wellenstrukturen und dem damit verbundenem Wellentransport zu der Verstärkung der zonal asymmetrischen Struktur kommt. Die veränderte Ozonstruktur wird bisher nur in den Chemie - Klima - Modellen berücksichtigt, jedoch werden die Muster der ultralangen Wellen unterschätzt [nach pers. Mitteilung D. Peters, 2010].

Die dynamische Wirkung der veränderten Ozonstruktur wurde von Gabriel et al. (2007) in einer Sensitivitätsstudie untersucht, insbesondere der Einfluss der zonal variierenden Komponente des Ozons auf die winterliche Zirkulation wurde bestimmt. Dafür verwendeten Gabriel et al. (2007) das GCM MAECHAM 5 (*General Circulation Modell Middle Atmosphere*

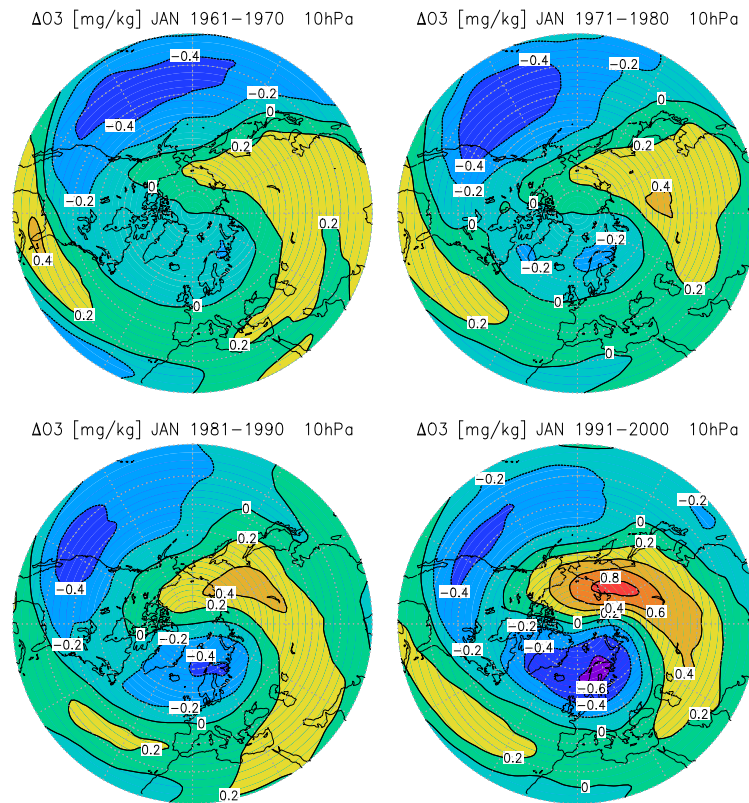


Abb. 1.1: Die Januar Ozonverteilung der letzten 4 Jahrzehnte in 10 hPa; links oben: 1960er, rechts oben: 1970er, links unten: 1980er, rechts unten: 1990er, [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010]

ECmwf HAMburg, Version 5 [Röckner (2003)]). Dieses Modell enthält die Strahlung und die Dynamik der Atmosphäre, wobei die chemischen Felder vorgegeben werden. Die Wechselwirkung mit dem Ozean wird anhand einer jährlich variierenden SST vorgegeben. Gabriel et al. (2007) analysierten in ihrer Sensitivitätsstudie die Wirkung des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Zirkulation mit dem Fokus auf den Januar der 1990 - Dekade. Dafür führten sie zwei Modellexperimente durch, erstens den im folgenden genannten Kontrolllauf und zweitens einen Anomalielauf (hier öfters Sternlauf genannt). Im Kontrolllauf wurde das Modell mit einer zonal gemittelten Ozonklimatologie [O3] und der AMIP-SST (*Atmospheric Model Intercomparison Project Sea Surface Temperature*, [Gates et al. (1999)]) für die einzelnen Jahre gerechnet. Im Anomalielauf wurde auf die zonal gemittelte Ozonverteilung der Mittelwert des längenabhängigen Ozons O3* des Januars der 1990 - Dekade addiert. Das Ozonfeld wurde aus den ERA-40 Daten (*ECMWF 40 Year Re-Analysis* [Uppala et al. (2005)]) berechnet. Die Modellergebnisse basieren auf zehn Winterläufen jeweils mit und ohne Ozonanomalie. Die Läufe wurden im September gestartet und bis Februar gerechnet. Beim Sternlauf wurde die modifizierte Ozonverteilung so im September aufgebaut, dass sie Ende September der Januar Verteilung entsprach. Die längenabhängige Ozonstruktur wurde

im weiteren Verlauf konstant gehalten, wodurch sich die Modelldynamik in den darauffolgenden Monaten an die neue Verteilung anpassen konnte. Diese Anpassungszeit, auch „spin-up“ Periode genannt, reicht etwa von Oktober bis Ende Dezember und wurde bisher nicht untersucht.

Gabriel et al. (2007) konzentrierten sich in ihrer Studie auf den Januarmittelwert der 1990 - Dekade und untersuchten die Unterschiede zwischen den beiden Experimenten. Dabei haben sie nachgewiesen, dass das zonal asymmetrische Ozon eine Verschiebung der Geopotentialstörung Φ^* ($\Phi^* = \Phi - [\Phi]$) um 60 Grad nach Westen bewirkt, was einer Verschiebung des Polarwirbels entspricht, siehe Abb. 1.2 [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010]. Außerdem kommt es zu einer Abschwächung des Wellenaktivitätsflusses [Plumb (1985)] in der oberen Stratosphäre der östlichen Hemisphäre und einer Intensivierung in der westlichen Hemisphäre. Das längenabhängige Ozon ($O3^*$) bewirkt eine Verschiebung der ost - und aufwärts gerichteten Energieflüsse in der Stratosphäre von der östlichen auf die westliche Hemisphäre. Als weiteres Ergebnis zeigten Gabriel et al. (2007), dass es zu signifikanten Veränderungen der längenabhängigen Temperatur in der Stratosphäre kommt, die jedoch nicht direkt auf das zusätzlich eingefügte Ozon, sondern auf eine Modifizierung der Dynamik zurückzuführen sind. Dies gilt vor allem in der unteren Mesosphäre wo keine Ozonanomalie vorgegeben wurde (nicht gezeigt). So bewirkt das $O3^*$ in der Temperaturstörung eine verstärkte Welle 1 Struktur und eine Temperaturabnahme in der unteren und oberen Stratosphäre, siehe dazu Abb. 1.3, [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010].

Eine ähnliche Studie wurde von Crook et al. (2008) für die Südhalbkugel durchgeführt. Da es auf der Südhemisphäre während des antarktischen Ozonlochs im Südfrühling zu großen Abweichungen von der zonal gemittelten Ozonverteilung kommt, ist der Einfluss des längenabhängigen Ozons von großer Bedeutung. Crook et al. (2008) verwendeten die realen Ozonwerte von 2000, wobei auch hier zwischen Kontroll- und Anomalielauf unterschieden wurde. In ihrer Arbeit fanden Crook et al. (2008), dass es aufgrund des $O3^*$ zur regionalen Abkühlung der Stratosphäre und oberen Troposphäre kommt, womit sie das Ergebnis von Gabriel et al. (2007) bestätigten. Darüber hinaus haben sie festgestellt, dass es zu signifikanten Veränderungen der zonal gemittelten Temperatur und des zonal gemittelten Geopotentials kommt. Gillett et al. (2009) zeigten auf, dass die Implementierung der längenabhängigen Ozonfelder in die Vorhersagemodelle wichtig für die Vorhersage der Ozontrends ist. Auch Waugh et al. (2009) untersuchten den Einfluss des zonal asymmetrischen Ozons auf simulierte Klimatrends der südlichen Hemisphäre. Dabei betrachteten sie die Jahre von 1960 bis 2050 und führten mit einem Chemie - Klima - Modell zwei Experimente durch. Einerseits den von ihnen genannten Kontrolllauf mit den gesamten, drei dimensional Ozonfeldern, und andererseits einen Lauf mit dem zonal gemittelten Ozon. Als Ergebnis zeigten sie eine relativ starke Abkühlung in der Stratosphäre, die bis zum Südsommer andauert, und dass

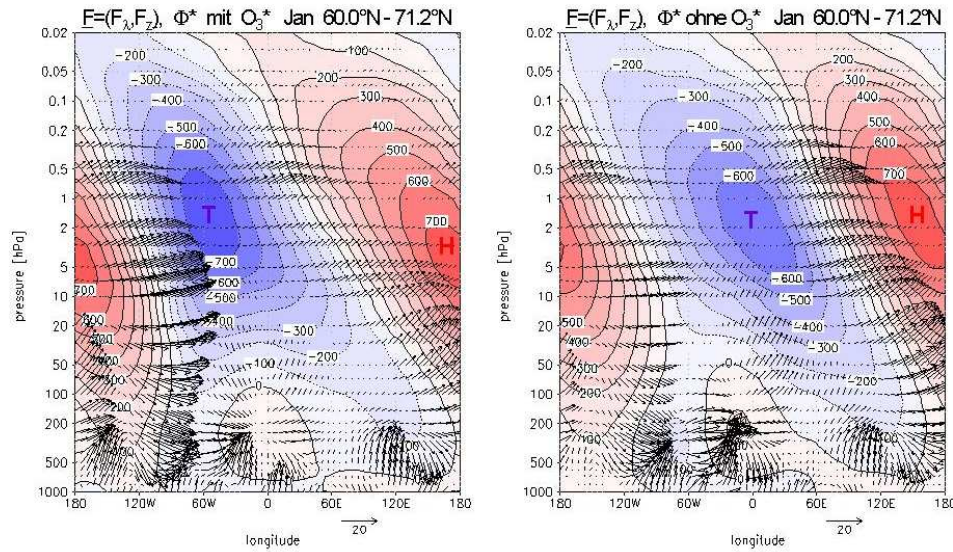


Abb. 1.2: Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss $((F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100))$, Januar 1990-1999, gemittelt von 60-71.2° N; links=Sternlauf, rechts=Kontrolllauf, oben Temperaturstörung ($T^* = T - [T]$) in 50 hPa; links: Kontrolllauf, mitte: Anomalielauf, rechts: Differenz (Anomalielauf - Kontrolllauf), [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010]

das Modell mit zonal gemitteltem Ozon den Einfluss des Ozonlochs der Südhalbkugel auf troposphärische Zirkulationstrends unterschätzt. Die oben genannten Arbeiten weisen auf die Bedeutung des längenabhängigen Ozons auch für die Klimavorhersagen hin.

Die bisher genannten Arbeiten untersuchten die Wirkung des zonal asymmetrischen Ozons auf die großräumige Zirkulation, allerdings wurden die Mechanismen, die die Unterschiede zwischen den Läufen bewirken, noch nicht genauer betrachtet. Deshalb sollen im Zuge dieser Diplomarbeit die Mechanismen der Wirkung des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Allgemeine atmosphärische Zirkulation anhand der Modellergebnisse von Gabriel et al. (2007) bestimmt werden. Dazu wurden die meteorologischen Größen zuerst in ihre Fourierkomponenten zerlegt, die zeitliche Entwicklung der dynamisch relevanten Größen, wie Temperatur, Geopotential, Meridional- und Zonalwind, untersucht und die Größenordnung der längenabhängigen Ozonanregung anhand eines linearen Wellenmodells abgeschätzt.

Die spektrale Zerlegung ergab, dass die ultralangenen Wellen 1-2 die Verschiebung der Maxima (Minima) der zonal asymmetrischen Komponente der geopotentielle Höhe um 60° erklären, sowie die Intensivierung (Abschwächung) des Wellenaktivitätsflusses auf der westlichen (östlichen) Hemisphäre. Die planetaren Wellen 2-4 bewirken die Veränderungen in der Troposphäre. Darüber hinaus konnte mithilfe eines linearen Wellenausbreitungsmodells gezeigt werden, dass es aufgrund des zonal asymmetrischen Ozons zu der Anregung einer planeta-

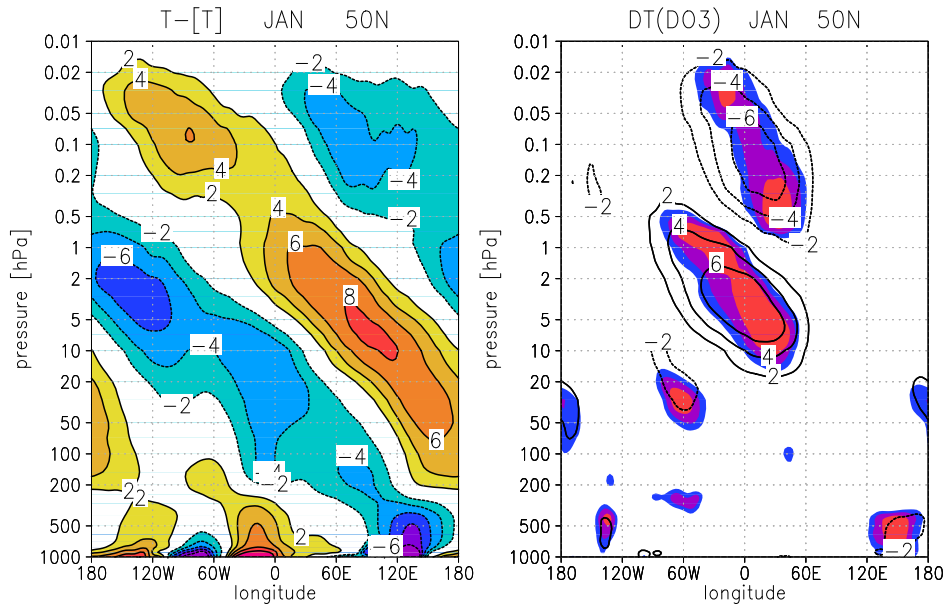


Abb. 1.3: links: Längen - Höhendarstellung der Temperaturstörung ($T^* = T - [T]$), rechts: Längen - Höhendarstellung der Differenz (Anomalielauf - Kontrolllauf), blau = 90 % Signifikanz, violett = 95 %, rot = 98 % [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010]

ren Welle in der Stratosphäre kommt (Anregungsmechanismus). Die Veränderung der Wellenaktivität hat direkte Auswirkungen auf die zeitliche Entwicklung des zonal gemittelten Zonalwinds, da die Divergenz (Konvergenz) des Eliassen - Palm Flusses diesen beschleunigt (abbremst). Aufgrund des modifizierten zonal gemittelten Grundwindes kommt es zu einem intensiviertem Schwingungsvorgang, auch Vacillation genannt, zwischen dem Grundstrom und der Wellenaktivität. Wobei die Veränderung des Grundstroms wiederum einen direkten Einfluss auf die planetaren Wellen ausübt und umgekehrt (Welle - Grundstrom - Wechselwirkungsmechanismus).

Eine genauere Beschreibung der atmosphärischen Grundgrößen und der Grundgleichungen folgt in Kapitel Zwei. Im dritten Kapitel werden die verwendeten Datensätze beschrieben und die Methodik genauer erläutert. Kapitel Vier widmet sich der detaillierten Untersuchung der Mechanismen. Im anschließenden Kapitel werden die isolierten Mechanismen und Auswirkungen diskutiert und das letzte Kapitel enthält die Zusammenfassung und den Ausblick.

2 Die Eigenschaften der Atmosphäre

Um die Mechanismen der Wirkung des zonal asymmetrischen Ozons auf die Zirkulation der Atmosphäre verstehen zu können, muss zuerst der allgemeine, globale Aufbau der Atmosphäre bekannt sein. Dominierend für den thermischen Aufbau ist der Strahlungshaushalt, da dieser, neben den planetaren Wellenflüssen, die zonal gemittelte Temperaturverteilung bestimmt. Über die thermische Windgleichung ergibt sich daraus das zonal gemittelte Windfeld, eine weitere wichtige Größe. Anschließend wird auf die zonal gemittelte Zirkulation und die Grundgleichungen der Atmosphäre eingegangen.

2.1 Der globale Strahlungshaushalt und die Ozonverteilung

2.1.1 Die Energiebilanz der Atmosphäre

Der globale Strahlungshaushalt umfasst alle Strahlungsflüsse, die in das Gesamtsystem Erde und Atmosphäre hineinkommen und aus diesem wieder hinausgehen. Die einkommende solare kurzwellige Strahlung wirkt erwärmend. In Abb. 2.1 wird gezeigt, dass die Atmosphäre ein Strahlungsfluß von 341 W m^{-2} , das entspricht einem Viertel der Solarkonstante, erreicht. Von der einkommenden solaren Strahlung werden sofort 79 W m^{-2} von der Atmosphäre und 23 W m^{-2} von der Erdoberfläche reflektiert und in den Weltraum zurückgestreut, das entspricht insgesamt etwa 30 %. Die Reflektion der einkommenden Strahlung erfolgt aufgrund der Albedo der Wolken und der Albedo der Erdoberfläche. Die Albedo ist ein Maß für das Rückstrahlvermögen der unterschiedlichen Oberflächen, so reflektieren helle und glatte Flächen besser als dunkle und raue. Von der einfallenden solaren Strahlung werden 78 W m^{-2} von der Atmosphäre absorbiert und terrestrisch wieder emittiert. In der Stratosphäre erfolgt die Absorption vor allem durch Ozon, in der Troposphäre hauptsächlich durch Treibhausgase und Aerosole. Schließlich werden 161 W m^{-2} von den 342 W m^{-2} von der Erdoberfläche

absorbiert. Um die einkommende Strahlung wieder auszugleichen, werden 396 W m^{-2} langwellig abgestrahlt, von denen ein kleiner Teil (40 W m^{-2}) sofort in den Weltraum gehen und der Rest von der Atmosphäre absorbiert wird. Die Atmosphäre fungiert somit als wichtiger Zwischenspeicher, da sie von der absorbierten langwelligen Strahlung wieder 333 W m^{-2} , also beinahe 85 %, zurück an die Erde emittiert, und nur 15% in den Weltraum. Berechnet man diese Werte, so erhält man einen Strahlungsüberschuss am Boden. Dieser wird mit Hilfe des latenten und des fühlbaren Wärmeflusses vom Boden in die Atmosphäre ausgeglichen, so dass im Klimamittel ein Gleichgewicht zwischen einkommender und ausgehender Strahlung herrscht [Trenberth et al. (2009)]. Betrachtet man die Absorption der einkommenden

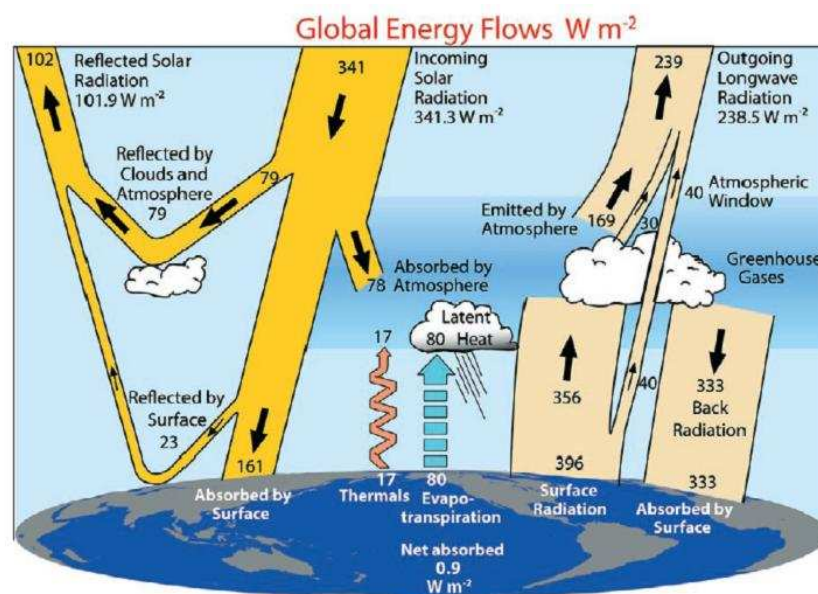


Abb. 2.1: Jahresgemittelter globaler Strahlungshaushalt der Erde von März 2000 bis Mai 2004 [W m^{-2}] [Trenberth et al. (2009)]

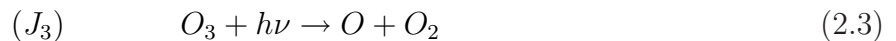
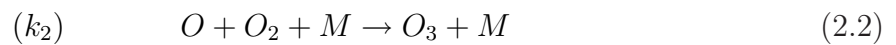
solaren Strahlung, so ergibt sich ein stark jahreszeitlich und breitenabhängiges Bild. So absorbiert der Pol der Sommerhemisphäre etwa 200 W m^{-2} , das Minimum der absorbierten Strahlung tritt am Pol der Winterhemisphäre mit etwa 0 W m^{-2} auf und das Maximum liegt in den mittleren Breiten mit etwa 350 W m^{-2} . Diese starken Unterschiede zwischen dem Pol der Winterhemisphäre und dem Äquator werden durch die langwellige Emission des Bodens noch zusätzlich verstärkt. So strahlen die polaren Gebiete das gesamte Jahr über am Meisten ab, wodurch es zu einer weiteren Abkühlung der winterlichen Polgebiete kommt [Peixóto and Oort (1984)]. Die großräumige zonal gemittelte atmosphärische Zirkulation trägt zum Ausgleich dieser Unterschiede bei, zusätzlich gleichen zonal gemittelte, dynamisch bedingte meridionale und vertikale Wärmeflüsse, die in Form von ultralangen Wellenflüssen auftreten, die Differenzen entsprechend aus.

Die einkommende kurzwellige solare Strahlung wird in der Stratosphäre vor allem durch Ozon absorbiert. Dieses emittiert die aufgenommene Strahlung im langwelligen Bereich auch in Richtung Boden, dadurch wirkt das Ozon wie eine lokale Wärmequelle. Die mittlere Ozonverteilung wird im nächsten Abschnitt erläutert.

2.1.2 Die mittlere Ozonverteilung

Das sich in der Atmosphäre befindende Ozon hat auch für den Menschen eine große Bedeutung. Es ist vor allem aufgrund seiner schützenden Wirkung vor einkommender UVB - Strahlung bekannt. Die Absorption der kurzwelligen Strahlung ist nicht nur für das Herausfiltern der den Menschen schädigenden Strahlung von Bedeutung, sondern auch für die Erwärmung der Stratosphäre verantwortlich.

Die mittlere Ozonverteilung wird durch die solare Einstrahlung, die ozonproduzierenden und abbauenden chemischen Prozesse und durch den atmosphärischen Transport bestimmt. Das meiste Ozon wird in der oberen tropischen Stratosphäre erzeugt und dann durch die großräumige Zirkulation in die untere Stratosphäre der mittleren und hohen Breiten transportiert. Dort verhält es sich wie ein quasi - konservativer Spurenstoff. Die erste Theorie zur Erzeugung von Ozon formulierte Chapman (1930). So erkannte er, dass der Ozonkreislauf mit der Photolyse von O_2 durch die einfallende solare Strahlung mit Wellenlängen kleiner als 250 nm beginnt. Der atomare Sauerstoff verbindet sich mit molekularem Sauerstoff und bildet so Ozon (Gleichung 2.2).



J_2 , J_3 entsprechen den Photodissoziationsraten, k_2 , k_3 den Reaktionskoeffizienten und M entspricht einem Stoßparameter [Andrews et al. (1987)]. In dem von Chapman aufgestellten Zyklus führt nur die Gleichung (2.4) zum natürlichen Ozonabbau, da sich das in Gleichung (2.3) freiwerdende O sofort wieder mit O_2 zu Ozon verbindet. Allerdings erfolgt der reale Ozonabbau viel schneller als es der Chapman - Zyklus erklärt, der Grund dafür sind katalytisch wirkende Moleküle, die zum Ozonabbau beitragen indem sie Ozon aufspalten und

dabei selbst unverändert bleiben. Darüber hinaus spielen heterogene chemische Prozesse eine wichtige Rolle im Ozonabbau. Diese finden innerhalb oder auf kondensierten Partikeln, die in Kontakt mit Gasmolekülen stehen, statt. Heterogene Reaktionen erfolgen vor allem auf den in sehr kalten Polarwintern auftretenden PSCs (*polar stratospheric clouds*). Dabei wird zum Beispiel molekulares Chlor frei, das katalytisch wirkt und Verbindungen mit dem atomaren Sauerstoff (ClO) eingeht. Außerdem kommt es mit dem Auftreten des Sonnenlichts zur Bildung von NO_2 das sich mit dem ClO verbindet und somit eine Rückführung des ClO_x verhindert.

Der zur Photolyse genutzte Anteil der kurzwelligen einfallenden Strahlung verringert sich mit zunehmender Entfernung vom Oberrand der Atmosphäre, die größte Abnahme erfolgt in mittleren und hohen Breiten. Deshalb ist die obere Stratosphäre der Tropen eine Ozonquelle. Das Maximum des Volumenmischungsverhältnisses der mittleren meridionalen Ozonvertei-

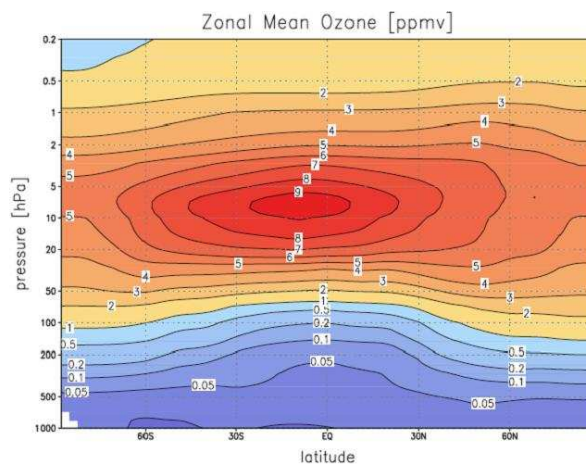


Abb. 2.2: Höhen - Breitendarstellung der mittleren meridionalen Ozonkonzentration [ppmv] gemittelt über die Jahre 1980 - 1991, [<http://www.atmosphysics.utoronto.ca/SPARC/index.html>]

lung in den Tropen beträgt 10 ppmv (Abb. 2.2). Betrachtet man die Ozonkonzentration in Dobson Unit, d.h. den Ozongehalt über eine Säule bei Bodendruck gemittelt, so beträgt das global gemittelte Ozon etwa 300 DU, wobei $1\text{DU} = 10^{-5}m$ [Andrews et al. (1987)]. In der Abb. 2.3 ist die mittlere totale Ozonkonzentration für den Januar, gemittelt von 1978 - 1988, dargestellt. Die Verteilung weist aufgrund der bereits erwähnten großräumigen Transporte auf der Nordhalbkugel eine Wellenstruktur mit einem Maximum über Ostrussland und einem Minimum über der Ostantlantik - Europa Region auf. Da die Ozonverteilung auch abhängig ist von der solaren Einstrahlung, unterliegt sie einem saisonalen Zyklus. In den mittleren und hohen Breiten tritt das Maximum der Ozonkonzentration im April auf, das Minimum im Oktober. Die solare Strahlung variiert nicht nur jahreszeitlich, sondern auch breitenabhängig, was wiederum auf die Ozonverteilung rückwirkt. Darüber hinaus wird die breitenabhängige

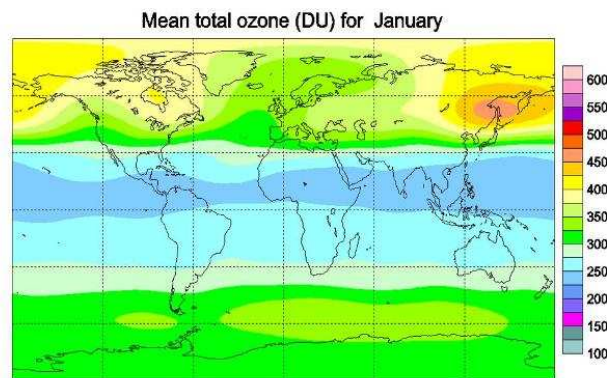


Abb. 2.3: Globale Ozonverteilung für den Januar gemittelt über die Jahre 1978 - 1988 [DU] [<http://es-ee.tor.ec.gc.ca/e/ozone>]

saisonale Ozonverteilung durch den meridionalen Ozontransport beeinflusst, welcher von den planetaren Wellen bestimmt wird.

Nachdem der globale Strahlungshaushalt und die mittlere Ozonverteilung näher behandelt wurden, wird im nächsten Abschnitt auf die großräumige Dynamik der Extratropen genauer eingegangen.

2.2 Die großräumige Dynamik der Extratropen

Ausgehend von der meridionalen Temperaturverteilung und der davon abhängigen Zonalwindverteilung werden die wichtigsten Eigenschaften der Atmosphäre beschrieben. Danach folgt die mathematisch - physikalische Formulierung der großräumigen Dynamik der Extratropen, in der sowohl auf den zonal gemittelten Grundstrom als auch auf die Abweichungen von diesem, die Wellenstörungen, eingegangen wird.

2.2.1 Der zonal gemittelte Grundzustand

2.2.1.1 Der thermische Aufbau der Atmosphäre

Die Temperaturverteilung bestimmt die Einteilung der Atmosphäre in unterschiedliche Regionen. Vom Erdboden bis in etwa 10 km (mittlere und hohe Breiten) reicht die Troposphäre, die durch einen konstanten Temperaturrückgang von ca. $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ gekennzeichnet ist. In der Tropopausenregion bleibt sie konstant, um dann in der Stratosphäre wieder zu zunehmen. Diese Temperaturzunahme entsteht durch die ozonbedingte Absorption der kurzwelligen einkommenden solaren Strahlung mit dem Maximum bei ungefähr 50 km Höhe in

der Stratopause. In der darüberliegenden Mesosphäre kommt es wieder zu einer stetigen Temperaturabnahme, die sich in der Thermosphäre umkehrt.

In der Troposphäre wird die zonal gemittelte Temperaturverteilung von drei Faktoren bestimmt. Erstens durch die Heizung des Bodens, zweitens den vertikalen Transport von fühlbarer und latenter Wärme von kleinskaligen Eddies und drittens durch den großskaligen Wärmetransport der Rossby - Wellen. Die Temperaturverteilung hat dadurch ein Maximum in der Tropenregion mit abfallenden Werten zu den Polen, wodurch sich ein meridionaler Temperaturgradient ausbildet.

In der Stratosphäre ergibt sich über den Tropen ein dynamisch bedingtes Minimum, da sich die Temperatur beim Aufsteigen adiabatisch abkühlt. Das Temperaturmaximum befinden sich oberhalb des Pols der Sommerhemisphäre in der Stratopause aufgrund der lokalen Ozonheizung. Das Minimum im Bereich des Pols der Winterhemisphäre kommt aufgrund der fehlenden Einstrahlung zustande. Zwar kommt es aufgrund der Abkühlung der Luft zum Absinken und damit wieder zur Erwärmung, allerdings ist diese schwächer und eine netto Abkühlung resultiert. Ab einer Höhe von 1 hPa zeigt sich ein einheitlicheres Bild, ausgehend von dem Temperaturmaximum nimmt die Temperatur vertikal kontinuierlich ab. In der Abb. 2.4 ist die Januartemperaturverteilung der 1990 - Dekade des Kontrolllaufs gezeigt, die die eben beschriebene beobachtete Struktur richtig wiedergibt.

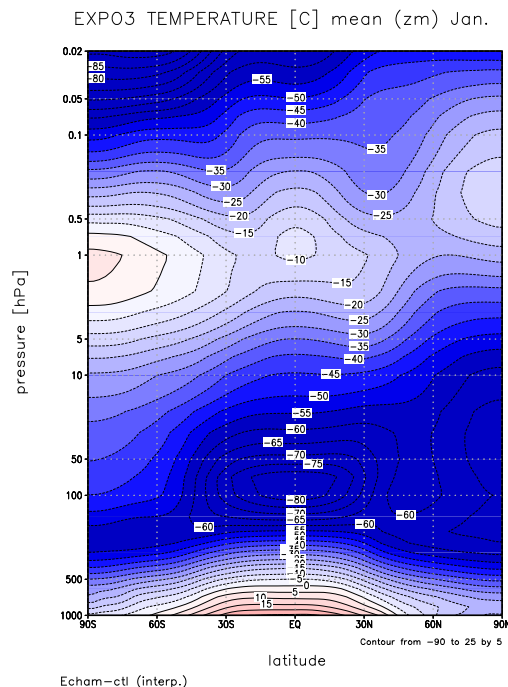


Abb. 2.4: Höhen - Breitendarstellung der zonal gemittelten Temperatur [T] [°C],
Januardekadenmittelwert des Kontrolllaufs

2.2.1.2 Der zonal gemittelte Zonalwind

Eine zweite sehr wichtig Größe zur Beschreibung des Grundzustandes ist der zonal gemittelte Zonalwind. Dieser wird von den Strahlströmen dominiert. Einerseits die Subtropenjets in der Troposphäre, die abhängig von der Jahreszeit zwischen 30° - 40° liegen und andererseits der Polarjet in der Stratosphäre. Die Jets sind anhand der thermischen Windrelation in erster Näherung interpretierbar [Andrews et al. (1987)]:

$$\frac{\partial[u_g]}{\partial z} = -\frac{R}{Hf_0} \frac{\partial[T]}{\partial y} \quad (2.5)$$

mit y der meridionalen Komponente, z der vertikalen Komponente, $[u_g]$ dem geostrophischen Zonalwind, $[T]$ der zonal gemittelten Temperatur, H ist die Skalenhöhe, f_0 der Corioliswert einer Referenzbreite ϕ_0 , und R entspricht der Gaskonstante für trockene Luft. Die thermische Windrelation gibt den Zusammenhang zwischen dem meridionalen Temperaturgradienten und dem vertikalen Windgradienten wieder. So bedeutet ein negativer meridionaler Temperaturgradient eine Windzunahme mit der Höhe.

Die subtropischen Strahlstrombänder kommen durch den starken Temperaturgradienten zwischen den tropischen und den subtropischen Luftmassen zustande. Die zusätzliche adiabatische Erwärmung der Luftmassen im absteigenden Ast der Hadley - Zelle verstärkt den Temperaturgradienten weiter.

Der Polarjet baut sich in der Stratosphäre mit starken Westwinden zum Winter hin auf. Das Maximum liegt in der Stratopausenregion mit Geschwindigkeiten von bis zu 70 m/s. Der Polarjet entsteht aufgrund des Temperaturgradienten zwischen den mittleren Breiten und der Polregion, die sich wegen der ausbleibenden Einstrahlung stark abkühlt.

2.2.1.3 Die zonal gemittelte Zirkulation

Betrachtet man die großräumige zonal gemittelte Zirkulation, so ergeben sich drei Zellen. Erstens die dominierende Hadley - Zelle in den Tropen. Diese entsteht aufgrund der diabatischen Heizung, so steigt die erwärmte Luft am Äquator auf, wird polwärts transportiert und kühlt dabei ab, deshalb sinkt sie bei etwa 30° N (S) wieder ab. In den mittleren Breiten tritt die indirekte Ferrel - Zelle bedingt durch die Eddy Impuls- und Wärmeflüsse auf. In den polaren Gebieten kommt es wiederum zu der thermisch direkten Polarzelle [Holton (1992)]. Insgesamt ist die zonal gemittelte Zirkulation aufgrund der saisonalen Variation der diabatischen Heizung und der Eddy Flüsse auf der Winterhemisphäre stärker ausgeprägt als

auf der Sommerhemisphäre. Dabei ist jedoch zu beachten, dass im Bild der zonal gemittelten Zirkulation der interhemisphärische Austausch in der Stratosphäre nicht berücksichtigt wird.

Der Zustand der Atmosphäre kann anhand weniger Gleichungen beschrieben werden. Dieses System an Gleichungen enthält die drei Bewegungsgleichungen, die Zustandsgleichungen, sowie die Kontinuitätsgleichung und die Energiegleichung. Im folgenden Abschnitt werden diese angegeben.

2.2.2 Die Grundgleichungen und die primitiven Gleichungen auf der β - Ebene

Um den Zustand der Atmosphäre, dessen Änderung und die der dynamische Komponenten vollständig beschreiben zu können, benötigt man sechs Gleichungen. Die erste beschreibt die Impulserhaltung, die sich in den drei Bewegungsgleichungen widerspiegelt, die vierte, die Energieerhaltung, entspricht dem Thermodynamischen Hauptsatz, die fünfte Gleichung erfasst die Erhaltung der Masse in Form der Kontinuitätsgleichung und die sechste Gleichung ist die Zustandsgleichung. Diese sechs bilden ein System gekoppelter Differentialgleichungen, die zum Beispiel in Holton (1992) explizit hergeleitet werden. Die Grundgleichungen werden in die sogenannten primitiven Gleichungen übergeleitet, da sie für mittel- und großskalige Phänomene, wie sie hier behandelt werden, zu komplex sind.

Der erste Schritt dieser Vereinfachung liegt in der Skalenanalyse. Jedes meteorologische Phänomen hat eine gewisse Größenordnung, oder Skala, im Raum und in der Zeit. Indem man die Skalen miteinander vergleicht, kann man kleine Terme vernachlässigen und so Signale höherer Frequenz herausfiltern. In der Stratosphäre sind die folgenden Größenordnungen für großräumige Bewegungen typisch. Die horizontale Geschwindigkeit beträgt in etwa 10 ms^{-1} , die vertikale 1 cms^{-1} , als typische Längen gelten $1000 - 10\,000 \text{ km}$, die vertikale Skalenhöhe beträgt in etwa 7 km . Außerdem wird eine charakteristische Zeit von 10 Tagen angenommen [Holton (1992)]. Mithilfe der Skalenanalyse zeigt sich, dass die mit der Horizontalkomponente des Erdrotationsvektors verbundenen Komponenten der Corioliskraft vernachlässigt werden können. Für die Corioliskraft und die Schwerkraft gelten in den mittleren Breiten konstante Referenzwerte. Außerdem wird die reale Distanz eines Punktes zum Erdmittelpunkt durch einen mittleren Radius ersetzt.

Als weiteren wichtigen Zusammenhang ergibt die Skalenanalyse, dass die Gleichung für die Vertikalkomponente der Impulsbilanzgleichung durch die hydrostatische Näherung ersetzt werden kann. Somit befindet sich das Druckfeld zu einer hohen Genauigkeit im hydrostatischen Gleichgewicht, das bedeutet, dass der Druck an einem beliebigen Punkt dem Gewicht

der darauf ruhenden Luftsäule entspricht. Die Gleichung für die Vertikalkomponente der Bewegungsgleichung lautet dann:

$$-g = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (2.6)$$

Wird ϕ_0 als eine Referenzbreite bei $y_0 = 0$ definiert, so gilt $f = f_0 + \beta y$, mit $f_0 = 2\Omega \sin \phi_0$, und $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}|_{\phi_0}$; und setzt man $z \equiv -H \ln \frac{p}{p_0}$, so erhält man folgendes System der primitiven Gleichungen auf der Beta - Ebene ($p_0 = 1000$ hPa):

$$\frac{Du}{Dt} = fv - \frac{\partial \Phi}{\partial x} - F_x \quad (2.7)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -fu - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - F_y \quad (2.8)$$

$$\frac{D\Phi}{Dz} = H^{-1} R \Theta \exp \frac{-\kappa z}{H} \quad (2.9)$$

$$\nabla_h \mathbf{v}_h + \rho_0^{-1} \frac{\partial(\rho_0 w)}{\partial z} = 0 \quad (2.10)$$

$$\frac{D\Theta}{Dt} = Q \quad (2.11)$$

mit $\Phi = gz$ und $\frac{\partial \Phi}{\partial \ln p} = -RT$, da aus der idealen Gasgleichung gilt $p = \rho RT$, F_x , F_y sind die x, y Komponenten der Reibung und Q entspricht der Wärmequelle. Dieses System gekoppelter Differentialgleichungen kann mit vorgegebenen Randbedingungen numerisch gelöst werden.

2.2.2.1 Das Geostrophische Gleichgewicht

Ausgehend von den Gleichungen 2.7 bis 2.11 können weitere Vereinfachungen eingeführt werden. So erfüllen großskalige, niederfrequente und außertropische Strömungen der Atmosphäre die geostrophische Näherung sehr gut. Die geostrophische Näherung, oder auch das geostrophische Gleichgewicht, ist ein diagnostischer Ausdruck, der die Beziehung zwischen dem Druckfeld und der Horizontalgeschwindigkeit großskaliger Bewegungen wiedergibt [Holton (1992)]. So balancieren sich Coriolisterm und der Horizontalgradient des Geopotentials in den horizontalen Bewegungsgleichungen (2.7, 2.8). Daher gilt unter der Annahme einer reibungsfreien, stationären und adiabatischen Atmosphäre:

$$u \approx u_g \quad v \approx v_g \quad (2.12)$$

mit dem geostrophischen Wind $\mathbf{u}_g \equiv (u_g, v_g, 0)$.

Definiert man nun die geostrophische Stromfunktion ψ (Φ_0 entspricht einem Referenzprofil

des Geopotentials)

$$\psi \equiv f_0^{-1} \Phi \quad \text{mit} \quad \Phi_0 = 0 \quad (2.13)$$

so gilt:

$$(u_g, v_g) = \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (2.14)$$

Im Falle der Geostrophie werden die zeitlichen Entwicklungsterme der Impulsgleichungen (2.7), (2.8), sowie die Reibungsterme in erster Näherung vernachlässigt.

2.2.2.2 Die quasi - geostrophische Approximation

Die geostrophische Näherung gilt in den Extratropen, jedoch nur stationär. Eine zeitliche Untersuchung des geostrophischen Flusses erlaubt die ageostrophische Komponente.

$$u_a \equiv u - u_g \quad v_a \equiv v - v_g \quad w_a \equiv w \quad (2.15)$$

wobei angenommen wird, dass $|u_a| \ll |u_g| \approx U$, $|v_a| \ll |v_g| \approx U$, U hat die typische Größenordnung des geostrophischen Windes ($\approx 10 \text{ m s}^{-1}$).

Setzt man nun Gleichung (2.15) in die primitiven Gleichungen (2.7) bis (2.11) ein und vernachlässigt die Produktterme, die aus zwei ageostrophischen Größen bestehen, so erhält man folgendes **quasi - geostrophisches (QG) System an primitiven Gleichungen**

$$\frac{D_g u_g}{Dt} = f_0 v_a + \beta y v_g - F_x \quad (2.16)$$

$$\frac{D_g v_g}{Dt} = -f_0 u_a + \beta y u_g - F_y \quad (2.17)$$

$$u_{ax} + v_{ay} + \rho_0^{-1} \frac{\partial(\rho_0 w_a)}{\partial z} = 0 \quad (2.18)$$

$$\frac{D_g \Theta_e}{Dt} + w_a \frac{\partial \Theta_0}{\partial z} = Q \quad (2.19)$$

mit

$$\frac{D_g}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y} \quad (2.20)$$

Θ_e entspricht der Abweichung der potentiellen Temperatur vom Referenzwert Θ_0 . Wendet man nun den Differentialoperator $\mathbf{k} \bullet \nabla_h \times$ auf die Bewegungsgleichungen (2.16) und (2.17)

an, und verbindet die daraus resultierende Gleichung mit der thermodynamischen Gleichung (2.19), so ergibt sich die Vorticity Gleichung

$$\frac{D_g \zeta_g}{Dt} = f_0 \rho_0^{-1} \frac{\partial(\rho_0 w_a)}{\partial z} - \frac{\partial F_x}{\partial y} + \frac{\partial F_y}{\partial x} \quad (2.21)$$

wobei ζ_g die geostrophische Form der vertikal Komponente des absoluten Vorticityvektors ist.

$$\zeta_g \equiv f_0 + \beta y - \frac{\partial u_g}{\partial y} + \frac{\partial v_g}{\partial x} = f_0 + \beta y + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \quad (2.22)$$

Aus der Vorticity - und der thermodynamischen Gleichung, (2.21) und (2.19), kann im nächsten Schritt die Vertikalgeschwindigkeit w_a eliminiert werden; daraus folgt die **quasi - geostrophische (QG) potentielle Vorticitygleichung**

$$\frac{D_g q_g}{Dt} = f_0 \rho_0^{-1} \frac{\partial \left(\frac{\rho_0 Q}{\Theta_{0z}} \right)}{\partial z} - \frac{\partial F_x}{\partial y} + \frac{\partial F_y}{\partial x} \quad (2.23)$$

mit

$$q_g \equiv \zeta_g + f_0 \rho_0^{-1} \frac{\partial \left(\frac{\rho_0 \Theta_e}{\Theta_{0z}} \right)}{\partial z}; \quad \Theta_{0z} = \frac{\partial \Theta_0}{\partial z} \quad (2.24)$$

Die QG potentielle Vorticitygleichung gibt die zeitliche Entwicklung der geostrophischen Vorticity wieder, wobei sie keine ageostrophischen Terme mehr enthält. Aus dieser Gleichung kann, mit entsprechenden Randbedingungen, u_g, v_g und T_g berechnet werden. Die quasi - geostrophische Theorie ist Ausgangspunkt vieler klassischer Studien zur Wellenanregung und Welle - Grundstromwechselwirkung, da bei Reibungsfreiheit ($F_x = F_y = 0$) und adiabatischem Zustand ($Q = 0$), die QG potentielle Vorticity erhalten bleibt ($\frac{D_g q_g}{Dt} = 0$).

2.2.3 Planetare Wellen - ultralange Wellen

Bisher wurde in den theoretischen Formulierungen der atmosphärischen Dynamik keine Unterscheidung zwischen zonal symmetrischen und zonal asymmetrischen Komponenten gemacht. Die klassischen Studien haben gezeigt, dass es hilfreich ist die Wind-, Temperatur und Geopotentialfelder in ein zonales Mittel und die Abweichungen davon zu zerlegen, um die Vorgänge besser verstehen zu können (siehe Abschnitt 2.2.3.1).

2.2.3.1 Die Eulersche Mittelung in zonaler Richtung

Die Eulersche Mittelung entspricht konventionell einer Mittelung in zonaler Richtung, das heißt über sämtliche Punkte entlang eines Breitenkreises wird gemittelt.

$$[u](y, z, t) = \int_0^x u(x, y, z, t) dx \quad (2.25)$$

Somit gilt für die längenabhängige Komponente, auch Störung genannt,

$$u^*(x, y, z, t) \equiv u - [u] \quad \text{mit} \quad u^* \ll [u] \quad (2.26)$$

Die zonal gemittelten Größen werden als Grundstrom und die Abweichungen davon als Wellenstörung beziehungsweise Eddies bezeichnet. Der Grundstrom ist meridional und vertikal abhängig und weist höhere Werte auf als die Eddyterme.

Setzt man diesen Ansatz in die QG Vorticitygleichung ein und vernachlässigt Produktterme der Störungsgrößen, so erhält man die linearisierte quasi - geostrophischen Vorticitygleichung

$$[D_g]q_g^* + v^* \frac{\partial [q_g]}{\partial y} = f_0 \rho_0^{-1} \frac{\partial \left(\frac{\rho_0 Q^*}{\Theta_{0z}} \right)}{\partial z} - \frac{\partial F_x^*}{\partial y} + \frac{\partial F_y^*}{\partial x}; \quad \Theta_{0z} = \frac{\partial \Theta_0}{\partial z} \quad (2.27)$$

mit $[D_g] \equiv \frac{\partial}{\partial t} + [u_g] \frac{\partial}{\partial x}$, da $[v_g] = 0$ ist.

Wie erwähnt entsprechen die Abweichungen vom zonalen Mittel den Wellen in der Atmosphäre. Es existieren viele unterschiedliche Arten von Wellen. Man kann je nach Zeitskala zwischen transienten und stationären Wellen unterscheiden, sowie zwischen freien und angeregten Wellen. Die Wellen werden nach ihrer Rückstellkraft definiert. Hier sind die Rossby - Wellen mit der Corioliskraft als Rückstellkraft der Bewegung von Bedeutung. Für die winterliche Allgemeine Zirkulation werden vor allem die generierten quasi stationären Rossby - Wellen wichtig, da sie einen großen Beitrag zum Ausgleich der differentiellen Heizung liefern.

2.2.3.2 Anregungsmechanismen von Rossby - Wellen und die Wellengleichung

Planetare Rossby - Wellen sind großräumige Wellen mit einer Wellenlänge größer dem Erdradius und einer typischen Zeitskala von 10 bis zu 40 Tagen. Werden die Luftteilchen meridional ausgelenkt, so kommt es aufgrund der breitenabhängigen Corioliskraft zu einer veränderten Vorticity. Da die Erhaltung der Gesamt vorticity gewährleistet sein muss, erfährt die Störung eine rücktreibende Kraft in Richtung des Ausgangspunktes, wodurch sich eine Welle in zonaler Ausbreitungsrichtung ausbildet.

Die Störung des Grundstromes kann durch verschiedene Anregungsmechanismen erfolgen: erstens durch die orographische Anregung, zum Beispiel beim Überströmen hoher Gebirgsketten. Analog wirkt als zweiter Mechanismus die thermischen Anregung bedingt durch die Meer - Landverteilung. Hier kommt es, wie bei orographischen Hindernissen, zu einer vertikalen Auslenkung. Drittens können planetare Wellen auch von synoptischen Wellen angeregt werden, indem diese durch die Divergenz der transienten Eddies eine Projektion auf die Anregung langer Wellen haben. So kann es bei der Wechselwirkung zweier synoptischer Wellen zu der Generierung einer planetaren Welle kommen.

Zur Beschreibung der Wellen benötigt man die **lineare Wellengleichung**. Diese erhält man ausgehend von der reibungsfreien linearisierten QG Vorticitygleichung, Gleichung (2.27). Zuerst wählt man den Wellenansatz für die Störgrößen, wobei k der zonalen und l der meridionalen Wellenzahl entsprechen; $\omega = -kc$ mit c als der Phasengeschwindigkeit.

$$\psi^* = \tilde{\psi}^*(z) \exp i(kx + ly + \omega t) + CC \quad (2.28)$$

Mit diesem Ansatz - CC entspricht dem konjugiert komplexen Anteil, sowie der folgenden Schreibweise für die potentielle Temperatur $\Theta_0(z) = \Phi_0(z) \frac{H}{R} \exp\left(\frac{\kappa z}{H}\right)$ und mit der geostrophischen Vorticity $\zeta_g = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi$ [Andrews et al. (1987)], unter Berücksichtigung von (2.13) folgt eingesetzt in die linearisierte reibungsfreie QG potentielle Vorticitygleichung die vertikale Strukturgleichung, siehe Charney and Drazin (1961).

$$([u] - c) \frac{d}{dz} \left(\frac{[\rho]}{N^2} \frac{d\tilde{\Psi}^*}{dz} \right) - \left\{ \frac{d}{dz} \left(\frac{[\rho]}{N^2} \frac{d[u]}{dz} \right) + \frac{\beta[\rho]}{f_0^2 u_c} ([u] - c - u_c) \right\} \tilde{\Psi}^* = 0 \quad (2.29)$$

Die in der Gleichung auftretende Größe u_c wird im nächsten Abschnitt genauer erklärt.

2.2.3.3 Ausbreitungscharakteristika von Rossby - Wellen und das Charney - Drazin Kriterium

Charney and Drazin (1961) gingen der Frage nach wie viel von der troposphärischen Energie in die Stratosphäre gelangt, wobei der vertikale Energietransport über die Ausbreitung planetarer Wellen erfolgt. In der Wellengleichung (2.29) wurde die Größe u_c eingeführt, die auch **kritische Geschwindigkeit** genannt wird, mit

$$u_c \equiv \frac{\beta}{(k^2 + l^2)} \quad (2.30)$$

Charney and Drazin (1961) haben zum ersten Mal Rahmenbedingungen für die Ausbreitung von Rossby - Wellen bestimmt, denn diese ist nur möglich falls $0 < [u_0] - c < u_c$. Die kritische Geschwindigkeit entspricht somit jener Geschwindigkeit des Grundstroms bis zu der Ausbreitung möglich ist. Der bereits eingeführte Wellenansatz (Gleichung (2.28)) kann erweitert werden als

$$\tilde{\psi}^* = A \exp(inz) + B \exp(-inz) \quad (2.31)$$

wobei n der vertikalen Wellenzahl und n^2 dem **Brechungsindex** n^2 (siehe Gleichung (2.32)) entspricht. Aus diesem Ansatz (Gleichung (2.31)) ist erkennbar, dass im Falle von positivem n^2 der erste Term Ausbreitung nach oben, der zweite Term Ausbreitung nach unten repräsentiert. Im Falle der Strahlungsbedingung, die im linearen Wellenausbreitungsmodell als obere Randbedingung gilt, ist das jedoch physikalisch nicht möglich ($B=0$).

Der Zusammenhang zwischen der kritischen Geschwindigkeit und der Ausbreitung planetarer Wellen wird anhand des Brechungsindex n^2 noch verdeutlicht. Dieser wird nach [Charney and Drazin (1961)] definiert als :

$$n^2 \equiv - \left\{ \left(\frac{(k^2 + l^2)N^2}{f_0^2} \right) + \sqrt{\frac{N^2}{[\rho]}} \frac{d^2}{dz^2} \sqrt{\frac{[\rho]}{N^2}} \right\} + \frac{N^2}{[u] - c} \left\{ \frac{\beta}{f_0^2} - \frac{1}{[\rho]} \frac{d}{dz} \left(\frac{[\rho]}{N^2} \frac{d[u]}{dz} \right) \right\} \quad (2.32)$$

Je nachdem ob n real oder imaginär ist, kann sich die Welle nach oben ausbreiten oder wird gedämpft. Damit der Brechungsindex positiv werden kann, muss für den 3. Term gelten, dass erstens $[u] > 0$ sein muss, was einem Westwind entspricht, zweitens darf $[u]$ nicht größer als die kritische Geschwindigkeit sein. Im Herbst und Winter herrschen gute Ausbreitungsbedingungen für planetare Wellen vor, da sich im Herbst in der Stratosphäre der Polarjet mit starken Westwinden beginnt aufzubauen. Im Sommer herrschen Ostwinde vor, deswegen sind in der Stratosphäre keine planetaren Wellen vorhanden. Auch im Bereich der Nullwindlinie, das entspricht dem Übergang von Ost - zu Westwind, ist keine Ausbreitung möglich. Die kritische Geschwindigkeit ist proportional zu der meridionalen und zonalen Wellenzahl, das bedeutet, je kleiner die Wellenzahlen (größere Wellenlänge), desto größer kann die kritische Geschwindigkeit, und dadurch die Geschwindigkeit des Grundstroms, sein.

Der von Charney und Drazin definierte Brechungsindex gibt die Abhängigkeit der Welle vom Grundstrom wieder. Jedoch beeinflusst auch die Welle das Verhalten des Grundstroms, wie im nächsten Abschnitt genauer dargelegt wird.

2.2.4 Die transformierte Eulersche Mittelung und die Welle - Grundstromwechselwirkung

2.2.4.1 Die residuelle Zirkulation und die mittlere meridionale Massenstromfunktion

Das Charney - Drazin Kriterium macht deutlich, dass die Ausbreitung der planetaren Wellen abhängig ist vom Grundzustand. Nun stellt sich die Frage nach der Rückwirkung der Wellen auf den Grundstrom. Um den Einfluss der Eddy Anregung auf die Transportprozesse in der meridionalen Richtung besser untersuchen zu können, wurde die transformierte Eulersche Mittelung (TEM) eingeführt. Diese berücksichtigt, dass es in der thermodynamischen Gleichung zu einer fast vollständigen Ausbalancierung zwischen der Eddy Wärmefflusskonvergenz und der adiabatischen Abkühlung kommt und der diabatische Heizungsterm als Residuum überbleibt [Holton (1992)]. Die diabatische Heizung bestimmt die Temperaturänderung, da sie eine Erhöhung der potentiellen Temperatur und somit das Aufsteigen des Luftpakets bewirkt, als Folge daraus ergibt sich die residuelle mittlere Zirkulation. Die an die diabatischen Prozesse gekoppelte Zirkulation ist direkt mit dem mittleren meridionalen Massenfluss verbunden.

Die **residuelle Zirkulation** ist wie folgt definiert, wobei die Massenerhaltung beachtet werden muss:

$$[v]^r \equiv [v]_a - \rho_0^{-1} \frac{\partial \left(\rho_0 \frac{[v'\Theta']}{\Theta_{0z}} \right)}{\partial z} \quad [w]^r \equiv [w]_a + \frac{\partial \left(\frac{[v'\Theta']}{\Theta_{0z}} \right)}{\partial y} \quad (2.33)$$

Dabei entspricht die vertikale Geschwindigkeit $[w]^r$ einer mittleren vertikalen Geschwindigkeit, deren Anteil an Temperaturänderungen nicht durch die Eddywärmeflusskonvergenz ausbalanciert wird [Holton (1992)]. Der Aufbau der residuellen mittleren meridionalen Zirkulation ($[v]^r, [w]^r$) wird in einem 2 dimensional System eindeutig über die residuelle Massenstromfunktion bestimmt. Diese ist definiert als

$$\rho_0 [v]^r = - \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad \rho_0 [w]^r = \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad (2.34)$$

Daraus folgt, dass aus dem Integral der Komponenten der residuellen Zirkulation die Massenstromfunktion gewonnen werden kann. In der Abb. 2.5 ist die residuelle mittlere meridionale Massenstromfunktion für die Januardekade des Kontrolllaufs gezeigt. Der Massentransport der Winterhemisphäre ist deutlich stärker als jener der Sommerhemisphäre. Außerdem sind auf beiden Hemisphären nur zwei direkte Zellen erkennbar mit einer Vertiefung im Bereich

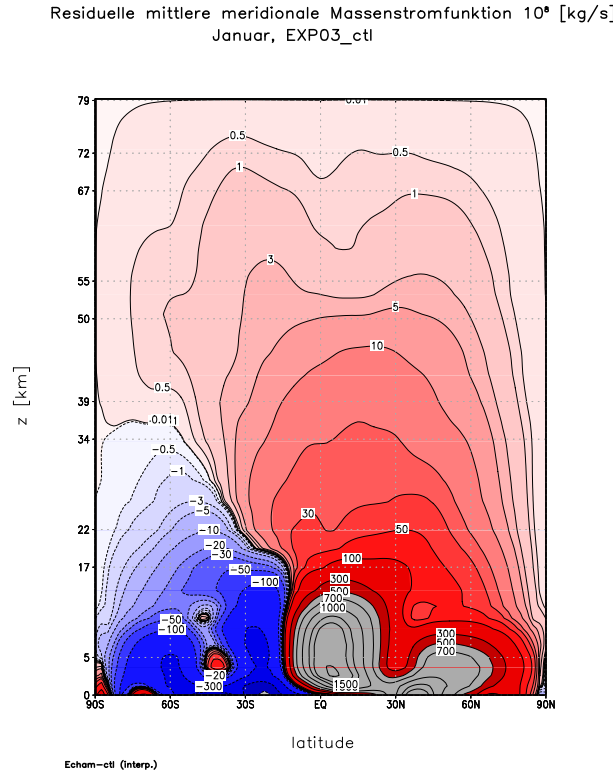


Abb. 2.5: Höhen - Breitendarstellung der residuellen mittleren meridionalen Massenstromfunktion für den Januar der 1990 - Dekade, Kontrolllauf

der Ferrel - Zelle. Die residuelle mittlere meridionale Zirkulation bildet eine großräumige Zirkulation über die gesamte Stratosphäre beider Hemisphären aus. Im zeitlichen Mittel beschreibt sie ein Maß für den mittleren advektiven Transport von Spurenstoffen, da sie aufgrund ihres diabatischen Ursprungs die mittlere Luftbewegung widerspiegelt.

2.2.4.2 Der Einfluss der Wellen auf den Grundstrom - der Eliassen - Palm Fluss und dessen Divergenz

Ausgehend von der residuellen Zirkulation können Aussagen über die Beeinflussung des Grundstroms durch planetare Wellen gemacht werden. Indem man die residuelle Zirkulation (Gleichung (2.34)) in das linearisierte System der QG Gleichungen einsetzt, Gleichung (2.16) bis (2.19) und mit dem Ansatz (2.25), erhält man die sogenannten **QG TEM Gleichungen**.

$$\frac{\partial[u_g]}{\partial t} - f_0[v]^r - [F_x] = \rho_0^{-1} \nabla \cdot \vec{F} \quad (2.35)$$

$$\frac{\partial[\Theta]}{\partial t} + [w]^r \frac{\partial \Theta_0}{\partial z} - [Q] = 0 \quad (2.36)$$

$$\frac{\partial[v]^r}{\partial y} + \rho_0^{-1} \frac{\partial(\rho_0[w]^r)}{\partial z} = 0 \quad (2.37)$$

$$f_0 \frac{\partial[u_g]}{\partial z} + H^{-1} R \exp\left(\frac{-\kappa z}{H}\right) \frac{\partial[\Theta]}{\partial y} = 0 \quad (2.38)$$

Wobei die in der Gleichung (2.35) vorkommende Größe $\vec{F}$ dem **Eliassen-Palm Fluss Vektor** entspricht. Er ist definiert durch:

$$\vec{F} = \begin{pmatrix} 0 \\ -\rho_0[v^*u^*] \\ \rho_0 f_0 \frac{[v^*\Theta^*]}{\frac{\partial \Theta_0}{\partial z}} \end{pmatrix} \quad (2.39)$$

woraus für die Divergenz des Eliassen-Palm Flusses folgt:

$$\nabla \cdot \vec{F} \equiv -\frac{\partial(\rho_0[v^*u^*])}{\partial y} + \frac{\partial\left(\frac{\rho_0 f_0 [v^*\Theta^*]}{\Theta_{0z}}\right)}{\partial z} \quad (2.40)$$

Es ist zu beachten, dass in dem TEM System der QG Gleichungen die Eddy Anregung des Grundstroms nur noch in der Divergenz des Eliassen - Palm Flusses auftritt. Dieses System stellt die zeitliche Entwicklung des zonal gemittelten Zonalwindes in direkten Zusammenhang zu der Divergenz der planetaren Wellenflüsse. Es kommt zu einer Beschleunigung (Abnahme) des Zonalwindes, wenn der Wellenaktivitätsfluss divergiert (konvergiert). Darüber hinaus ist die Divergenz des Eliassen-Palm Flusses die Summe aus dem zonal gemittelten Impuls- und Wärmefluss, das bedeutet, dass diese nicht getrennt voneinander auf den Grundstrom wirken.

Mit einem QG β - Ebenen Modell untersuchten Holton and Mass (1976) die Wellen - Grundstromwechselwirkungen in der Stratosphäre. Die zonal gemittelte Zirkulation des Modells wird durch die differentielle Heizung und durch die horizontalen Eddyflüsse, bedingt durch eine vertikal propagierende Wellenkomponente, angetrieben. Dabei haben Holton and Mass (1976) herausgefunden, dass es zu einem Schwingungsvorgang des zonal gemittelten Zonalwindes kommt. Abhängig von der konstruktiven (destruktiven) Interferenz der transienten und stationären Wellenflüsse variiert der Eddy Wärmefluss entsprechend.

Die Eliassen - Palm Fluss Divergenz gibt den Zusammenhang zwischen den zonal gemittelten Wärme - und Impulsflüssen und dem zonal gemittelten Zonalwind wieder. Dadurch wird dieser Welle - Grundstrom Mechanismus transparenter. Ein Nachteil ist jedoch die zonale Mittelung, da somit längenabhängige Strukturen der Wellenaktivität nicht untersucht werden

können. Für diesen Fall ist der längenabhängige Wellenaktivitätsfluss nach Plumb (1985) hilfreich, der im nächsten Abschnitt behandelt wird.

2.2.5 Der längenabhängige Wellenaktivitätsfluss - der Plumb - Fluss

Um den Einfluss des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Allgemeine Zirkulation zu untersuchen, wird der Plumb - Fluss benötigt. Plumb (1985) führte einen Wellenaktivitätsfluss (auch Plumb Fluss genannt) ein, der die drei - dimensionale Ausbreitung von Wellenenergie betrachtet. Er ist definiert als:

$$\vec{F} = p \cos \phi \begin{pmatrix} v^{*2} - \frac{1}{2\Omega a \sin(2\phi)} \frac{\partial(v^* \Phi^*)}{\partial \lambda} \\ -u^* v^* + \frac{1}{2\Omega a \sin(2\phi)} \frac{\partial(u^* \Phi^*)}{\partial \lambda} \\ \frac{2\Omega a \sin(2\phi)}{S} \left\{ v^* T^* - \frac{1}{2\Omega a \sin(2\phi)} \frac{\partial(T^* \Phi^*)}{\partial \lambda} \right\} \end{pmatrix} \quad (2.41)$$

mit $S = \frac{\partial[T]}{\partial z} + \frac{\kappa[T]}{H}$. Für diesen Fluss lässt sich folgende Erhaltungsgleichung herleiten, wobei A die Wellenaktivitätsdichte und C den Quellterm bezeichnet.

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{F} = C; \quad A = \frac{1}{2} p \left(\frac{q^{*2}}{\frac{\partial[q]}{\partial y}} \right); \quad C = p \left(\frac{q^* s^*}{\frac{\partial[q]}{\partial y}} \right) \quad (2.42)$$

q^{*2} ist die Störungsenstrophie, q die QG potentielle Vorticity und C entspricht dem Quellen- und Senkenterm der potentiellen Vorticity. Aus dieser Gleichung (2.42) folgt, dass $\vec{F}$ für stationäre ($\frac{\partial A}{\partial t} = 0$) konservative (C=0) Wellen nicht divergent ist. Für stationäre und nicht konservative Wellen ist die Konvergenz (Divergenz) des Plumb - Flusses gleich der Quelle (Senke). Ein weiterer Vorteil des Plumb-Flusses ist, dass er für planetare Wellen phasenunabhängig ist und für kleine Amplituden parallel zur Gruppengeschwindigkeit verläuft. Außerdem ist der zonal gemittelte Plumb-Fluss gleich dem Eliassen-Palm Fluss [Plumb (1985)].

Die planetaren Wellen sind nicht nur für die zonal gemittelte Zirkulation von Bedeutung, sondern beeinflussen über Transportprozesse die Ozonverteilung in der unteren Stratosphäre und über die Temperaturverteilung die Ozonchemie der oberen Stratosphäre.

2.2.6 Der Einfluss der planetaren Wellen auf die Ozonverteilung

Die Wirkung der planetaren Wellen auf die stratosphärische Ozonverteilung ist auch höhenabhängig. Denn die Stratosphäre kann in drei Bereiche eingeteilt werden, erstens in die photochemisch kontrollierte obere Stratosphäre, zweitens in die durch horizontale advective

Prozesse gekennzeichnete untere Stratosphäre und drittens in die mittlere Stratosphäre, wo beide Mechanismen zusammenwirken.

Hood and Zaff (1995), sowie Peters and Entzian (1996) beschäftigten sich mit dem Zusammenhang zwischen planetaren Wellen der unteren Stratosphäre und der Längenabhängigkeit der Ozontrends für die Winter von 1979 bis 1991. Dabei unterschieden sie zwei Mechanismen, die die Veränderungen im Ozon von 1979 bis 1991 Jahre bewirken. Erstens kann es zu den beobachteten Trends aufgrund von dekadischen Veränderungen im Transport in der unteren Stratosphäre kommen, zweitens können dekadische Trends in der Temperatur für eine veränderte Ozonchemie ausschlaggebend sein. Als Ergebnis stellten sie einerseits fest, dass es einen inversen Zusammenhang zwischen der Gesamtozonkonzentration und der geopotentiellen Höhe der 300 hPa Fläche gibt, so bewirkt ein starkes Aleuten Hoch zum Beispiel eine verringerte Ozonkonzentration. Andererseits zeigten sie jedoch auch, dass der horizontale Wellentransport die dominierende Größe ist.

Peters and Entzian (1999) untersuchten den Zusammenhang zwischen der geopotentiellen Höhe der 300 hPa Fläche und den längenabhängigen Ozonänderungen der Wintermonate von 1979 bis 1992 in den mittleren und hohen Breiten anhand eines quasi - geostrophischen Transportmodells mit dem sie den Anteil der horizontalen und vertikalen Advektion zum Ozontransport getrennt voneinander untersuchten. In dieser Arbeit zeigten Peters and Entzian (1999), dass im Dezember und im Januar die Änderungen des Gesamtozons hauptsächlich aufgrund der ultralangen Wellen 1 bis 4 auftreten. In der Abb. 2.6 sind die Modellresultate der Differenzen (1988 - 92) minus (1979 - 83) des Gesamtozons [DU] der Nordhemisphäre für Dezember, Januar und Februar aufgrund der planetaren Wellen 1 bis 4 gezeigt.

Fusco and Salby (1999) untersuchten den Zusammenhang zwischen dem beobachteten zonal

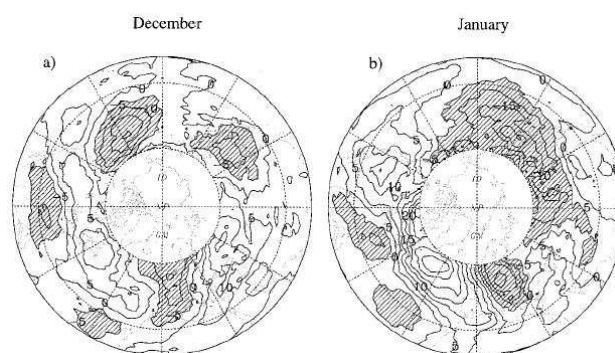


Abb. 2.6: Stereographische Projektion der Differenzen (1988 - 92) minus (1979 - 83) des Gesamtozon [DU] für den Winter der Nordhemisphäre (links: Dezember, rechts: Januar), Flächen mit Werten kleiner als -5 DU sind gestrichelt [Peters and Entzian (1999)].

gemittelten Ozontrend und dem Eliassen - Palm Fluss. Dabei hat sich herausgestellt, dass

sich Ozonschwankungen, die innerhalb eines Jahres auftreten, als Folge von Änderungen der vertikal ausbreitenden planetaren Wellen ergeben. Diese Abweichungen der Wellenaktivität modulieren den Ozontransport, sowie die chemische Produktion im Zuge der mittleren diabatischen Zirkulation. Wie in Abb. 2.7 gezeigt, besteht eine hohe Korrelation, $r = 0.74$, zwischen der aufwärtsgerichteten Komponente des Eliassen - Palm Flusses und den außergewöhnlichen außertropischen Gesamt ozonanstiegen der einzelnen Jahre. Fusco and Salby (1999) stellten jedoch fest, dass die Variation der Wellenaktivität nur eine Ozonänderung im selben Jahr bewirkt und sich nicht über einen längeren Zeitraum auswirkt.

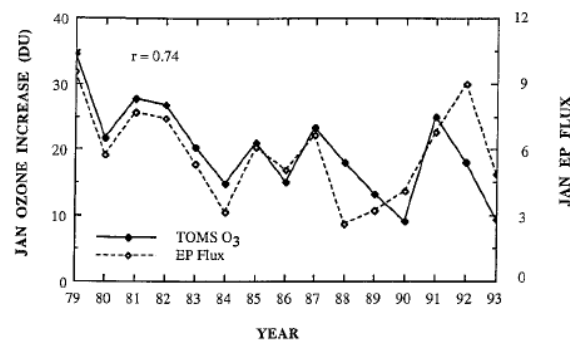


Abb. 2.7: Aufwärtsgerichteter Eliassen - Palm Fluss F_z (gestrichelt) bei 100hPa im Januar (normalisiert), gemittelt über die Winterhemisphäre und Anstieg des außertropischen totalen Ozons $\Delta O_3(\text{fest})$ [Fusco and Salby (1999)].

Im folgenden Kapitel werden die verwendeten Datensätze der hier vorliegenden Studie erklärt und es wird auf die Methodik näher eingegangen.

3 Daten und Methodik

In der Diplomarbeit werden die Modell - Datensätze von Gabriel et al. (2007) verwendet. Validiert werden die Ergebnisse anhand der ERA-40 Daten, weshalb auf diese und das GCM MAECHAM5 genauer eingegangen wird.

3.1 ERA-40 Reanalysen und MAECHAM5-Modellexperimente - Datensätze

3.1.1 Die 40 - Jahre - Reanalysen des EZMW (ERA - 40)

Die ERA - 40 Reanalysen wurden aus weltweiten meteorologischen Beobachtungen verschiedener Messungen von September 1957 bis August 2002 mithilfe eines Datenassimilationsverfahrens berechnet [Uppala et al. (2005)]. Das verwendete atmosphärische Modell heißt IFS CY23r4 (*Integrated Forecast System Cycle 23 Version 4* [<http://www.ecmwf.int/products/data/archive/descriptions/e4/index.html>]) und wird auf 60 vertikalen Schichten bis zur mittleren Mesosphäre gerechnet. Die dynamischen Felder werden durch Kugelflächenfunktionen mit einer horizontalen Auflösung von 159 zonalen Wellen dargestellt. Das Gaußsche Gitter weist etwa 125 km Abstand zwischen den einzelnen Gitterpunkten auf. Darüber hinaus ist das Atmosphärenmodell an ein Ozean - Wellenmodell gekoppelt welches 25 Wellenfrequenzen und 12 Wellenrichtungen auf einem 1,5° Gitternetz auflöst. Die Reanalysen werden hier auf einem 2,5° x 2,5° Gitternetz verwendet.

Für die Reanalyse der Ozonverteilung wurden einerseits Satellitenprofile verwendet, andererseits wurde der Transport anhand eines extern bestimmten Ozontransportmodells berücksichtigt.

3.1.2 Das atmosphärische allgemeine Zirkulationsmodell MAECHAM5 (Sensitivitätsexperimente)

Das GCM MAECHAM 5 (*General Circulation Modell Middle Atmosphere ECmwf HAMburg, Version 5* [Röckner (2003)]) ist ein komplexes nichtlineares allgemeines Zirkulationsmodell. Es enthält einen Strahlungsblock, in den auch die Ozonverteilung eingeht. Die Dynamik der Atmosphäre basiert auf den primitiven Gleichungen, der Ozean wird über die Meeresoberflächentemperatur berücksichtigt. Chemische Prozesse werden nicht betrachtet.

Die spektrale zonale Auflösung beträgt 42 Wellenzahlen und in der Vertikalen wird das Modell auf 39 Hybridschichten gerechnet, bis etwa 85 km. Es baut auf den primitiven Gleichungen für die feuchte Atmosphäre auf und enthält die vertikalen Impuls- und Wärmefflüsse in der Grenzschicht, sowie die verschiedenen Wolkenarten. Außerdem ist die Erhaltung der Gesamtenergie und des Drehimpulses gegeben. Die Heizung aufgrund von Strahlung, Phasenübergängen und interner Dissipation von kinetischer Energie wird berücksichtigt. Darüber hinaus sind auch die unterschiedlichen Formen von Niederschlag und die unaufgelösten horizontalen Skalen, durch geeignete Parametrisierungen, einbezogen.

Gabriel et al. (2007) verwendeten das MAECHAM5 für ihre Sensitivitätsstudie. Die dafür ausgeführten Modellexperimente werden in einen Kontroll- und einen Anomalielauf (auch Sternlauf genannt) unterteilt und bilden die Datengrundlage dieser Diplomarbeit. Bei dem Kontrolllauf wurde die zonal gemittelte Ozonklimatologie der 1990 - Dekade von Fortuin et al. (1998) verwendet. Beginnend im September 1989 wurden saisonale Modellrechnungen bis Februar durchgeführt. Jedes Jahr wurde für die entsprechende AMIP - SST (*Atmospheric Model Intercomparison Project Sea Surface Temperature* [<http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/AMIP2EXPDSN/BCS/bcsintro.php>]) gerechnet, wodurch sich 10 verschiedene Läufe ergaben. Die Mittelung über die 10 Jahre der einzelnen Monate liefert die Kontrollklimatologie.

Der Anomalielauf unterscheidet sich vom Kontrollexperiment insofern, dass eine veränderte Ozonverteilung berücksichtigt wurde. Auf die zonal gemittelten Ozonfelder von Fortuin et al. (1998) wurde der Dekadenmittelwert des längenabhängigen Ozons für den Januar der 1990 - Dekade aus den ERA-40 Daten addiert. Die somit erhaltene längenabhängige Ozonverteilung wurde in dem Breitenbereich von 30° bis 90° N und zwischen 500 und 1 hPa eingefügt. Außerdem wurde sie über den September hinweg linear aufgebaut, so dass Ende des Monats die Januarverteilung erreicht war. Mit dieser Ozonverteilung wurde das Modell bis Februar gerechnet, wobei nur die Ergebnisse bis Ende Januar berücksichtigt werden. Dadurch erhält man einerseits eine 10 - Jahresklimatologie der „spin - up“ Periode, die von Oktober bis Dezember reicht und der Einschwingphase des Modells entspricht, und andererseits eine 10

- Jahresklimatologie des Wintermonats Januar.

3.2 Die Methodik der Auswertung

Ausgehend von den zwei eben beschriebenen Datensätzen stellten Gabriel et al. (2007) fest, dass es durch den Einfluss des zonal asymmetrischen Ozons zu Temperaturstörungen von -2 K bis zu -4 K in 30 hPa und zu -4 K bis zu -8 K in 0,1 hPa kommt, wie in der Abbildung 1.3 gezeigt. Die Werte entsprechen einem Dekadenmittelwert. Darüber hinaus kommt es zu einer Verschiebung der Geopotentialstörung um bis zu 60 ° nach Westen, was einer Verschiebung des Polarwirbels entspricht, und zu starken regionalen Veränderungen im Wellenaktivitätsfluss (WAF) führt.

Um die Mechanismen, die zu diesen Veränderungen führen, zu untersuchen und zu verstehen, wurden die Januar Ergebnisse harmonisch analysiert, danach die Modellergebnisse in ihrer saisonalen Entwicklung untersucht und anschließend wurde ein lineares Wellenmodell konzipiert mit dessen Hilfe die Wirkung des längenabhängigen Ozons als zusätzliche Wärmequelle in der Stratosphäre untersucht werden konnte.

3.2.1 Die harmonische Wellenzahlanalyse der Grundgrößen und deren Beiträge zum Wellenaktivitätsfluss

Um den Einfluss der einzelnen Wellenzahlen auf die von Gabriel et al. (2007) gefundenen Ergebnisse zu bestimmen, wurden die Januardaten harmonisch analysiert. Dabei wurden die täglichen Modellergebnisse zu einem Monatsmittel zusammengefasst und in weiterer Folge zu einem Dekadenmittel. Davon wurde das zonale Mittel und dessen Abweichung berechnet. Der längenabhängige Anteil Φ^* , also die Abweichung, wurde für die Fourierzerlegung verwendet. Diese ist gegeben als

$$\Phi^* = \sum_{k=1}^N (\Phi_k^* \exp(ikx) + cc) \quad (3.1)$$

Die Fourierzerlegung erfolgte mithilfe der Prozedur „*realft.f*“ aus dem Buch „Numerical Recipes in Fortran“ [Press et al. (1992)]. Der Wellenaktivitätsfluss nach Plumb (1985), Gleichung (2.41), wurde für die einzelnen Wellenzahlen berechnet, wobei noch die Beiträge verschiedener Wellenklassen durch Superpositionen der Wellen 1 und 2, 1 bis 4, 1 bis 3, 2 bis 4 und 5 bis 10 bestimmt wurden.

3.2.2 Die zeitliche Entwicklung der dynamisch relevanten Größen

Um eine saisonale Diagnostik durchführen zu können, wurde jeweils ein Dekadenmittel des Oktobers, Novembers, Dezembers und Januars gebildet. Die Monatsmittelwerte des Geopotentials, des Zonalwindes, des Meridionalwindes und der Temperatur wurden in den zonalen Anteil und dessen Abweichungen unterteilt. Dadurch erhält man den in der Atmosphäre vorherrschenden Grundstrom und die überlagerten quasi - stationären Wellenstörungen. Der Monats- und Zonalmittelwert, sowie dessen Abweichungen wurden mit Routinen des *cdo* - Pakets (*engl.: Climate Data Operators* [<https://code.zmaw.de/projects/cdo>]) des Zentrums für Marine und Atmosphärische Wissenschaften berechnet.

Im nächsten Schritt wurden der Eliassen - Palm und der Plumb Fluss, siehe Sektion 2.2.4, für die einzelnen Monate berechnet. Diese geben Aufschluss über die Wechselwirkung zwischen den Wellen und dem Grundstrom. Da die Divergenz des Eliassen - Palm Flusses aus den Wärme - und Impulsflüssen berechnet wird und der Wärmefluss auch in die residuelle mittlere meridionale Massenstromfunktion eingeht, wurden diese, aufgespaltet in den transienten und den stationären Anteil, untersucht. Der Plumb Fluss ist auch längenabhängig und entspricht im zonalen Mittel dem Eliassen - Palm Fluss. Als nächste wichtige Größe wurde die residuelle meridionale Massenstromfunktion mit dem *cdo* Paket „*mastrfu*“ bestimmt. Zur Untermauerung der zeitlichen Entwicklung der Monatsmittelwerte wurden die vorhandenen Datensätze in 11 - Tagesmittelwerte unterteilt. Auch diese wurden zonal gemittelt und deren Abweichungen berechnet. Diese zweite Unterteilung des Datensatzes geschah, um den Zeitpunkt des Auftretens der ozonbedingten Anomalien genauer bestimmen zu können. Sie bestätigten die Ergebnisse der Monatsmittel, weshalb hauptsächlich die Ergebnisse der Monatsmittel in dem vierten Kapitel präsentiert werden.

3.2.2.1 Der studentsche t-Test zur Berechnung der statistischen Signifikanz der Differenz zweier Durchschnitte

Die Differenz der beiden Läufe (Anomalie- minus Kontrolllauf) wurde anhand des zweiseitigen t - Tests auf ihre statistische Signifikanz getestet, wobei zu beachten ist, dass die Aussage, dass ein Ergebnis zu 95% signifikant ist gleichbedeutend ist mit der Aussage, dass eine 5% Irrtumswahrscheinlichkeit vorliegt. Zur Berechnung der Signifikanz wurde der studentsche t - Test aus Taubenheim (1969) verwendet, dieser ist wie folgt definiert:

$$t = \frac{\| [x]_1 - [x]_2 \|}{s_{\Delta}} \sqrt{\frac{N_1 N_2}{N_1 + N_2}} \quad s_{\Delta}^2 = \frac{1}{N_1 + N_2 - 2} \{ (N_1 - 1) s_1^2 + (N_2 - 1) s_2^2 \} \quad (3.2)$$

mit $\parallel$ dem Betrag der Differenz Stichproben x_1, x_2 ; N_1, N_2 entsprechen den Stichprobenumfängen und s_1, s_2 definieren die Streuungen. Es ist zu beachten, dass Zusammenhänge, die nicht mit 90 % Signifikanz nachweisbar sind, trotzdem vorhanden sein können.

3.2.3 Das lineare Wellenausbreitungsmodell mit stratosphärischer Anregung

Das GCM MAECHAM5 ist ein nichtlineares und hochkomplexes Modell. Um nun die Ergebnisse besser verstehen und die Größenordnung der längenabhängigen Wärmequelle abschätzen zu können, wurde ein lineares Modell, welches die Ozonverteilung berücksichtigt, gesucht. Aufbauend auf den quasi - geostrophischen primitiven Gleichungen und der darausfolgenden Wellengleichung (3.3) wurde das Wellenmodell nach Peters (1985) verwendet. Ausgehend von der vertikalen Strukturgleichung, (mithilfe des Wellenansatzes wird die x und y Komponente abgespaltet) wurden die verschiedenen Anregungen (orographische -, thermische Anregung aus der Troposphäre, ozonbedingte thermische Anregung in der Stratosphäre) berechnet.

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \tilde{\psi}^*}{\partial z^2} - \frac{\partial \sigma}{\sigma} \frac{\partial \tilde{\psi}^*}{\partial z} + \left\{ \frac{\beta \sigma}{[u] f_0^2} - \frac{(k^2 + l^2) \sigma}{f_0^2} - \frac{1}{4H^2} - \frac{\partial \sigma}{\sigma} \frac{\partial [u]}{\partial z} - \frac{\partial^2 [u]}{\partial z^2} + \frac{1}{H} \frac{\partial [u]}{\partial z} \right\} \tilde{\psi}^* = \\ = \frac{\kappa \exp\left(\frac{-z}{2H}\right)}{[u] f_0 i k H} \left\{ -\frac{\partial \sigma}{\sigma} \tilde{Q}^* - \frac{1}{H} \tilde{Q}^* + \frac{\partial \tilde{Q}^*}{\partial z} \right\} \end{aligned} \quad (3.3)$$

mit $\sqrt{\sigma}$ der Brunt - Vaisälä - Frequenz und Q^* dem zonal asymmetrischen Quellterm ($\tilde{Q}^* = \text{Re}(\tilde{Q}^* \exp(ikx + ily)) + cc$). Für die Störungsgrößen wurde der Wellenansatz (Gleichung (2.28)) eingesetzt.

In dem Modell wurden einerseits die orographische und die thermische Anregung aus der Troposphäre, andererseits die ozonbedingte Wärmequelle in der Stratosphäre vorgegeben. Das GCM MAECHAM5 lieferte die ozonbedingte Quelle in der Stratosphäre, welche harmonisch analysiert wurde. Es ist zu beachten, dass die zonal asymmetrische Heizquelle, aufgrund des großen Aufwandes diese zu bestimmen, nur aus dem Winter des Jahres 1989/1990 bestimmt wurde. Weitere Eingangsgrößen sind der zonal gemittelte Zonalwind und die zonal gemittelte Temperatur, die für den Kontroll- und den Anomalielauf bei 50° N ermittelt wurden.

Der vertikale Gitterpunktsabstand liegt bei 55 m und die Interpolation wurde anhand einer spline - Prozedur „*spline.f*“ und „*splint.f*“ aus dem Buch „Numerical Recipes in Fortran“ [Press et al. (1992)] berechnet. Als obere Randbedingung gilt die Sommerfeldsche Strahlungsbedingung, wobei der zonal gemittelte Zonalwind und die zonal gemittelte Temperatur konstant gesetzt werden, wodurch sich die Wellengleichung (3.3) mit dem Ansatz Gleichung

(2.31) zu folgender Form vereinfacht:

$$\frac{\partial \tilde{\psi}^*}{\partial z} - im\tilde{\psi}^* = 0 \quad \text{mit} \quad m^2 = \frac{\sigma}{f_0^2} \left(\frac{\beta}{[u]} - (k^2 + l^2) \right) - \frac{1}{4H^2} \quad (3.4)$$

Wird der Brechungsindex negativ, so wird die obere Randbedingung folgendermaßen definiert:

$$\frac{\partial \tilde{\psi}^*}{\partial z} + \tilde{m}\tilde{\psi}^* = 0 \quad \text{mit} \quad m^2 = -\tilde{m}^2 \quad (3.5)$$

Die untere Randbedingung wird aus der thermodynamischen Gleichung (2.19) für $z=0$ und dem Wellenansatz gewonnen

$$ik[u] \left(\frac{\partial \tilde{\psi}^*}{\partial z} + \frac{1}{2H} \tilde{\psi}^* \right) - ik\tilde{\psi}^* \left(\frac{\partial [u]}{\partial z} + \tilde{w}^* \frac{\sigma}{f_0} \right) = \frac{\tilde{Q}^* \kappa}{f_0 H} \quad (3.6)$$

mit $\tilde{w}^* = ik[u]\tilde{h}^*$ und für die Orographie $h^*(x,y)$ gilt $h^* = \text{Re}(\tilde{h}^* \exp(ikx + ily) + cc)$. Die Anregung der unteren Randbedingung wird einerseits durch die Orographie und andererseits durch die thermischen Quellen bestimmt. Die Orographie wurde aus dem ECHAM Modell abgeleitet und wiederum in die einzelnen Wellenzahlen zerlegt. Die thermische Anregung wurde anhand des Ansatzes von Smagorinsky [Smagorinsky (1953)], Gleichung (3.7), und Lau [Lau (1979)], Gleichung (3.8), parametrisiert.

$$\tilde{Q}_s^* = \tilde{N} \exp \left(\frac{-z}{z_0} \right) \sin \left(\frac{\pi z}{z_T} \right) \text{Re}(\exp(ikx + ily)) \quad (3.7)$$

mit z_0 der Höhe des Maximums der latenten Wärmeüberführung (es wurde mit 4 km angesetzt), z_T entspricht der Höhe der Quelle ($z_T = 10$ km) und $\tilde{N}$ dem maximalen Wert.

$$Q_L^* = \text{Re}(\tilde{Q}_{L0} \exp(ikx + ily)) \quad (3.8)$$

der Ansatz nach Lau gilt für $z=0$.

Dabei wird mithilfe des Smagorinsky Ansatzes das Maximum der latenten Wärmeüberführung in der unteren Troposphäre berücksichtigt und der Ansatz nach Lau bewirkt, dass die Erwärmung der untersten Luftschichten in das Modell mit einfließt [Peters (1985)]. Die Newtonsche Kühlung (Gleichung 3.9) [Dickinson (1969)] ist nötig, um die Strahlungsabkühlung der Atmosphäre (jeder warme Körper strahlt ab) zu berücksichtigen.

$$\tilde{Q}_N^* = -\frac{\alpha}{\kappa} H f_0 \frac{\partial \tilde{\Psi}^*}{\partial z} \quad (3.9)$$

mit α der Newtonschen Abkühlungsrate, die über alle Höhengschichten als konstant angesetzt wurde. Zuerst wurde die Lösung des linearen Modells auf ihre Qualität überprüft indem nur die thermische und orographische Anregung berücksichtigt wurden. Die Ergebnisse entsprechen den GCM MAECHAM5 Resultaten unter Berücksichtigung der limitierenden Eigenschaften des linearen Modells genügend gut. Somit wurde als nächstes die Ozonanregung betrachtet.

Die Eingangsdaten für die thermische troposphärische Quelle und die Orographie befinden sich in der folgenden Tabelle. Bei der Orographie ist jedoch zu beachten, dass die Werte der Abweichung vom zonalen Mittelwert entsprechen. Darüber hinaus sind die Werte der ozonbedingten thermischen Anregung in 5 hPa für die Wellenzahlen 1 und 2 von Oktober bis Januar angegeben.

Thermische Quelle - Smagorinsky Q_s :

k=1 1 K/d 150° Ost

k=2 1 K/d 289° Ost

Thermische Quelle - Lau Q_L :

k=1 0,5 K/d 0° Ost

k=2 0,3 K/d 300° Ost

Orographie h :

k=1 32 m 280° Ost

k=2 62 m 178° Ost

k=3 41 m 53° Ost

k=4 35 m 50° Ost

Werte der Wellenzahl 1:

Oktober 7,2E-04 K/d 190° Ost

November 5,0E-04 K/d 177° Ost

Dezember 3,9E-04 K/d 167° Ost

Januar 4,2E-04 K/d 166° Ost

Werte der Wellenzahl 2:

Oktober 5,9E-05 K/d 40° Ost

November 3,0E-05 K/d 107° Ost

Dezember 5,5E-05 K/d 131° Ost

Januar 5,3E-5 K/d 67° Ost

Tabelle 3.1: Amplitude und Phase der Eingangsdaten für das lineare Wellenausbreitungsmodell aufgespaltet in die Wellenzahlen, 1. die Werte für den Ansatz von Smagorinsky, 2. die Werte für den Ansatz von Lau, 3. die Werte der Abweichungen von der zonal gemittelten Orographie, 4. die Werte der Wellenzahl 1 in 5 hPa von Oktober bis Januar, 5. wie 4. für die Wellenzahl 2

4 Resultate

4.1 Die saisonale Entwicklung der Grundgrößen vom Herbst zum Winter

4.1.1 Die Diagnose der zonal gemittelten großräumigen Zirkulation

4.1.1.1 Validierung der Ergebnisse

Bevor auf die Wirkung des längenabhängigen Ozons näher eingegangen wird, werden die Ergebnisse des Kontrolllaufs des GCM MAECHAM5 mit denen des ERA-40 Atlas (1979 - 2002) verglichen, um die Qualität des Modells zu testen. In der Abb. 4.1 ist der Mittelwert über die Wintermonate (Dezember, Januar, Februar) des zonal gemittelten Zonalwindes der 1990 Dekade des Kontrolllaufs gezeigt. Um die Modellergebnisse besser mit den ERA-40 Daten vergleichen zu können, ist das Windfeld von Nord nach Süd und nur bis 1 hPa dargestellt. Die ERA-40 Reanalysen sind in der Abb. 4.2 gezeigt. Im Fall des zonal gemittelten Zonalwindes ergibt sich ein recht zufriedenstellender Vergleich. So liegen die Subtropenjets in beiden Läufen im selben Breitenbereich wie beim ERA-40 Lauf, auch die Windgeschwindigkeiten stimmen sehr gut überein.

Außerdem wird noch das zonal gemittelte Temperaturfeld validiert. In der Abb. 4.3 ist der Mittelwert über die Wintermonate (DJF) der zonal gemittelten Temperatur der 1990 - Dekade des Kontrolllaufs gezeigt. Die ERA-40 Reanalysen sind in der Abb. 4.4 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Lage des Temperaturminimums in der tropischen Stratosphäre gut getroffen ist, die Ausdehnung ist etwas zu klein und das ECHAM überschätzt die Werte etwas, doch insgesamt ist die globale Struktur der zonal gemittelten Temperatur von der Lage und den Werten zufriedenstellend.

Die Validierung des GCM MAECHAM5 anhand der ERA-40 Daten ergibt, dass das ECHAM Modell die Struktur und die Größenordnung der winterlichen zonal gemittelten Grundgrößen der Atmosphäre gut wiedergibt.

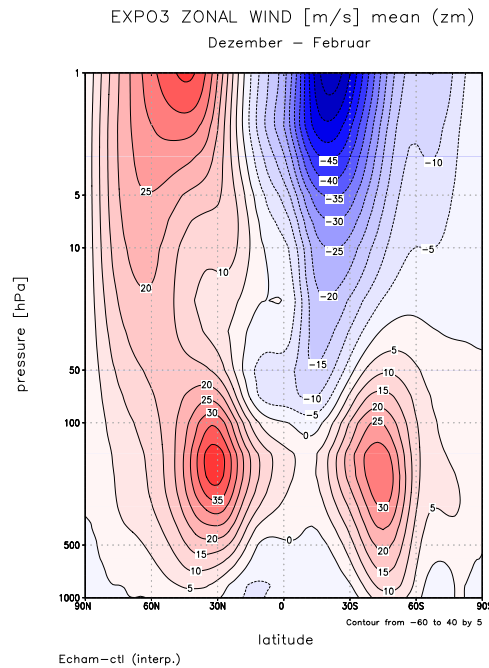


Abb. 4.1: Zonal gemittelter Zonalwind [u] in m/s, Winterdekadenmittelwert (DJF) 1990-1999 Kontrolllauf

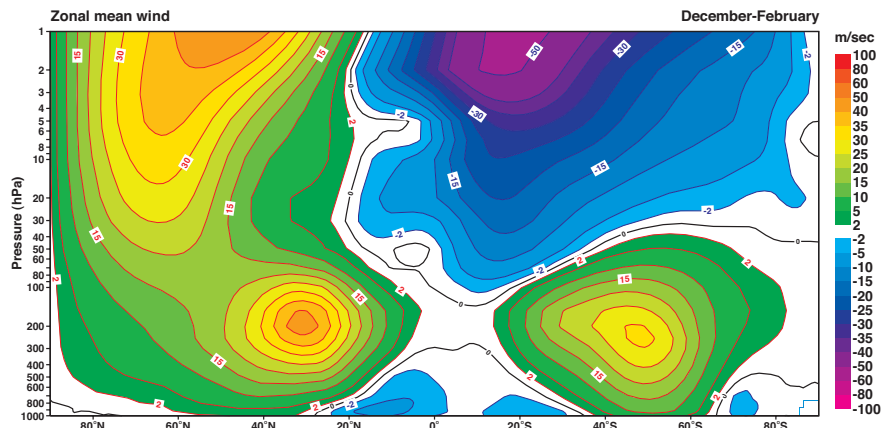


Abb. 4.2: Zonal gemittelter Zonalwind [u] in m/s, Winterdekadenmittelwert (DJF) aus dem Atlas der ERA-40 Reanalysen [http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/docs/section_D25/parameter_zmzwsp.html]

4.1.1.2 Die saisonale Entwicklung der zonal gemittelten Zirkulation

In der Abb. 4.5 ist das zonal gemittelte Windprofil beider Hemisphären bis 0,02 hPa dargestellt. In der Stratosphäre ist dieses charakterisiert durch Ostwinde auf der Sommerhalbkugel und Westwinde auf der Winterhemisphäre. In der Troposphäre kommt es aufgrund der Subtropenjets ganzjährig zu Westwinden. Die Strahlströme entstehen aufgrund der thermischen Windbeziehung. So bewirkt ein starker Temperaturgradient bei Vorhandensein eines relativ

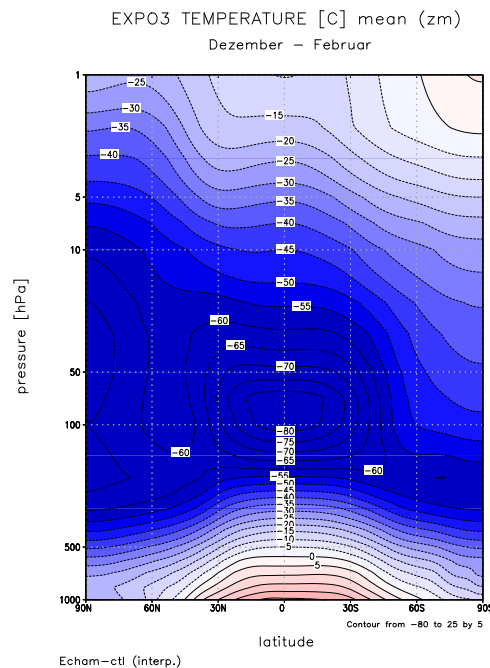


Abb. 4.3: Zonal gemittelte Temperatur $[T]$ in $^{\circ}\text{C}$, Winterdekadenmittelwert (DJF) 1990-1999, Kontrolllauf

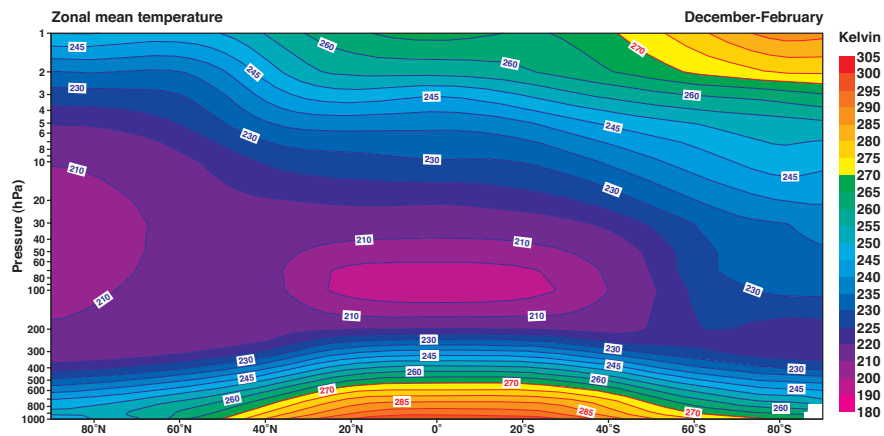


Abb. 4.4: Zonal gemittelte Temperatur $[T]$ in $^{\circ}\text{C}$, Winterdekadenmittelwert (DJF) aus dem Atlas der ERA-40 Reanalysen [http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/docs/section_D25/parameter_zmtsp.html]

schwachen Bodenwindes einen starken thermischen Wind. Von Oktober bis Januar verstärken sich die Ostwinde auf der Südhalbkugel und auf der Nordhalbkugel kommt es zur Ausbildung des Polarjets (Abb. 4.5). Außerdem verstärkt sich der Subtropenjet auf der Winterhemisphäre und breitet sich in Richtung des Äquators aus, auf der Sommerhemisphäre nimmt seine Intensität und seine Größe ab.

Der Aufbau der winterlichen zonal gemittelten Zirkulation über die Monate wurde anhand

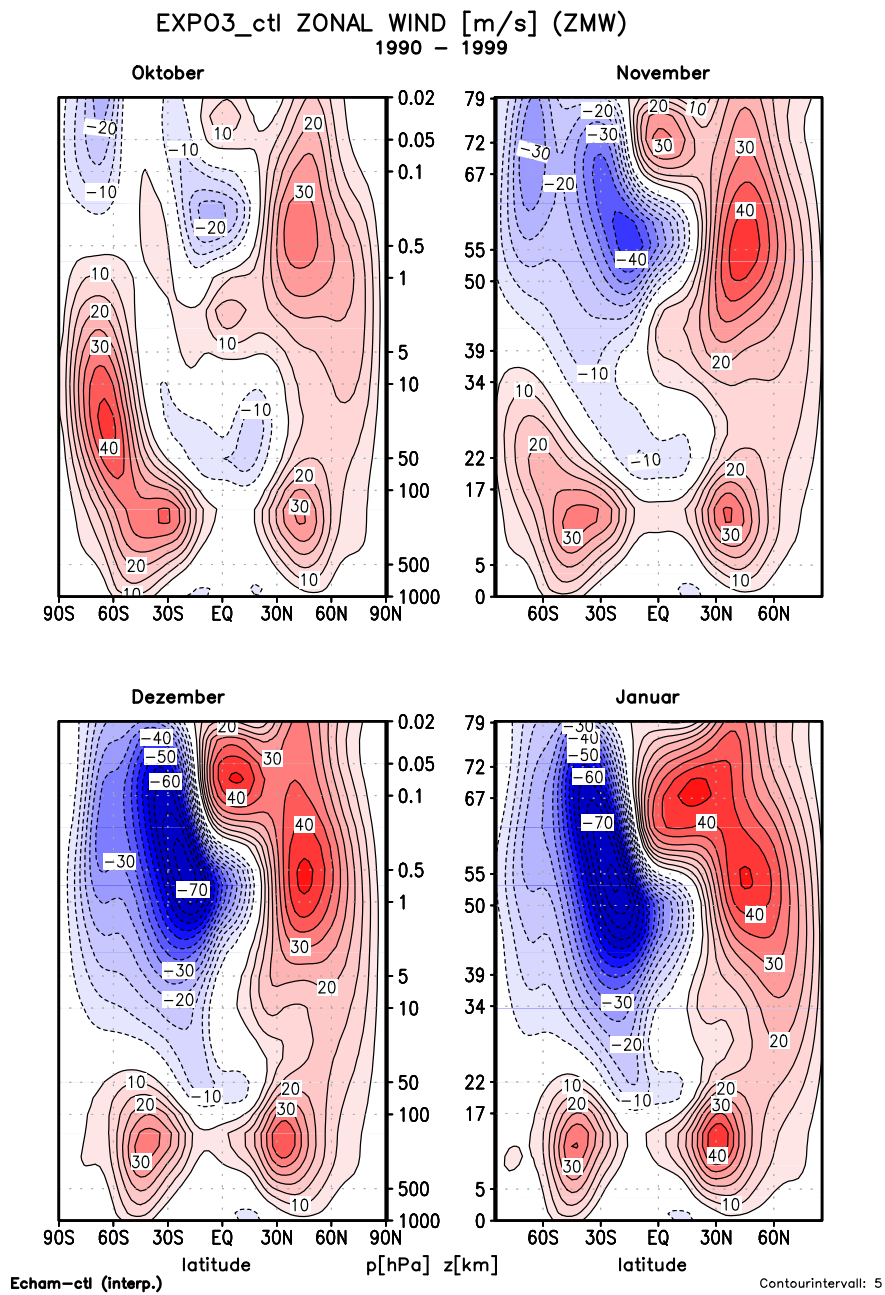


Abb. 4.5: Zeitlicher Aufbau der winterlichen (sommerlichen) Zirkulation auf der Nord- (Süd-) Hemisphäre von 1990-1999; Kontrolllauf

des Kontrolllaufs gezeigt. Somit bleibt zu untersuchen, wie das zonal asymmetrische Ozon den zonal gemittelten Grundzustand verändert.

4.1.1.3 Die Veränderungen der zonal gemittelten Grundgrößen aufgrund des längenabhängigen Ozons

Das zonal asymmetrische Ozon entspricht einer längenabhängigen Heizquelle, die Veränderungen in der Geopotential- und Temperaturwelle bewirkt, wie Gabriel et al. (2007) gezeigt haben. Über die Eliassen - Palm Fluss Divergenz besteht eine direkte Rückwirkung der Rossby - Wellen auf den zonal gemittelten Grundstrom, weshalb Veränderungen in der planetaren Wellenstruktur nichtlineare Auswirkungen auf den Grundzustand haben.

Um die Wirkung des längenabhängigen Ozons zu quantifizieren, wurden die Differenzen berechnet und dargestellt. Dabei wurde jeweils der Kontrolllauf vom Anomalielauf abgezogen. Als erste Größe wird das zonal gemittelte Geopotential behandelt. In Abb. 4.6 sind der zeitliche Verlauf der Differenz von Oktober bis Januar und die Signifikanzbereiche 90 und 95 % gezeigt. Im Oktober beträgt die Differenz beinahe Null, was zu erwarten war, da das längenabhängige Ozon erst im September aufgebaut wurde. Im November tritt im Monatsmittelwert ein starkes positives Signal in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre auf. Der Maximalwert liegt bei etwa 200 gpm in der Stratopausenregion. Das zeigt, dass das zonal variierende Ozon auf der Nordhalbkugel eine größere Geopotentialamplitude bewirkt. In der Tropopausenregion ist eine signifikante schwach negative Abweichung zu erkennen. Im Dezember liegt nun eine negative Anomalie in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre vor, die beinahe über den gesamten Bereich signifikant ist. Ihre Amplitude hat sich im Vergleich zum November weiter verstärkt. Einerseits hat sie sich bis in 80 km Höhe ausgebreitet, andererseits liegt der Minimalwert nun bei -630 gpm. Somit kommt es im Dezember im Sternlauf zu einem geringeren zonal gemittelten Geopotentialwert, was einem tieferen Polarwirbel entspricht. Die signifikante Abweichung in der Tropopausenregion hat ihr Vorzeichen geändert und ist schwach positiv. Der Januar bietet ein ähnliches Muster wie der November mit einer positiven Anomalie in der gesamten Stratosphäre und unteren Mesosphäre mit einem Maximalwert von 180 gpm. Die Signifikanz dieser Anomalie beschränkt sich auf die Stratopausenregion bei etwa 60° N. Insgesamt oszilliert die Abweichung mit einer Periode von etwa 60 Tage. Diese Schwingungsdauer wurde anhand von 11 - Tagesmittelwerten überprüft und konnte bestätigt werden. Das lässt darauf schließen, dass das längenabhängige Ozon eine Modifikation der stratosphärischen Schwingung, wie sie in Holton and Mass (1976) beschrieben ist, bewirkt.

Im zeitlichen Verlauf der Differenz der zonal gemittelten Temperatur kommt es wiederum zu der Oszillation der Differenz, wobei die Stratosphäre und die Mesosphäre gegensätzliche Vorzeichen aufweisen (nicht gezeigt). Da die zonal gemittelte Temperatur proportional zur vertikalen Ableitung des zonal gemittelten Geopotentials ist, ist die Struktur der Temperaturdifferenz auch physikalisch konsistent. Die Signifikanzbereiche liegen sehr ähnlich wie

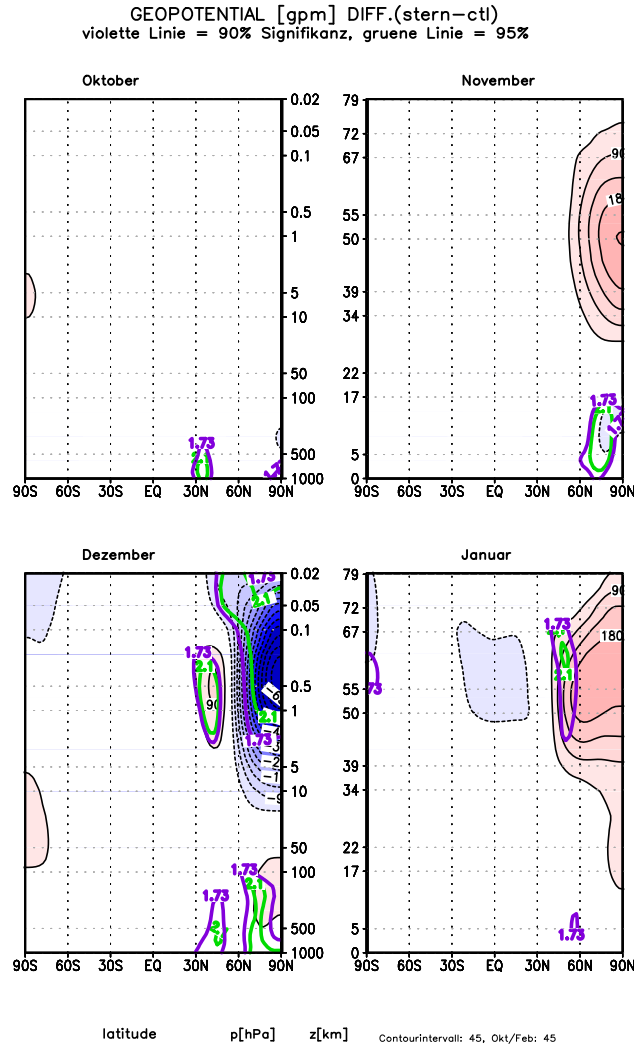


Abb. 4.6: Zeitlicher Aufbau der Differenz Anomalie- minus Kontrolllauf des zonal gemittelten Geopotentials; lila Kontourlinie entspricht 90% Signifikanz, grüne Linie 95%.

beim Geopotential (nicht gezeigt).

Das zonal gemittelte Geopotential und der zonal gemittelte Zonalwind sind über die geostrophischen Beziehung miteinander verbunden. Aus der geostrophischen Beziehung folgt, dass ein negativer Meridionalgradient des zonal gemittelten Geopotentials einem positiven zonal gemitteltem Zonalwind entspricht. Die zeitliche Entwicklung der Differenz $[u]_{stern} - [u]_{ctl}$, sowie die Signifikanzbereiche 90 und 95% sind in der Abb. 4.7 gezeigt. Im Oktober sind, wie beim Geopotential, noch keine starken Differenzen vorhanden. Im November jedoch kommt es im Stratopausenbereich zu einem negativem Signal und in der Tropopausenregion zu einem schwächer ausgeprägtem positiven, das auch signifikant ist. Im Dezember kommt es im Bereich der Stratosphäre, unteren Mesosphäre zu einer stark ausgeprägten positiven Abweichung, was einen schnelleren mittleren Westwind im Sternlauf widerspiegelt. Diese positive

Anomalie breitet sich über die gesamten mittleren und hohen Breiten aus und ist beinahe über den gesamten Bereich signifikant. Im Zusammenhang mit dem Geopotential ist daraus ersichtlich, dass ein tieferer Polarwirbel stärkere Westwinde ergibt. Bei etwa 40° N kommt es in der Stratopause zu einer signifikanten negativen Abweichung, so auch in der Troposphäre und unteren Stratosphäre. Der Januar ist geprägt von negativen Werten in den mittleren Breiten und entspricht der Verschiebung des Geopotentialgradienten in der Abb. 4.6. Außerdem folgt daraus, dass der zonal gemittelte Zonalwind durch das zonal asymmetrische Ozon im Januar abgebremst wird; wobei nur ein schmaler Bereich in den mittleren Breiten signifikant ist. Die zeitliche Veränderung der Signifikanz, von kleinräumiger Signifikanz im November und Januar, zu großräumiger im Dezember, lässt darauf schließen, dass im Dezember der Grundstrom an Stärke gewinnt und zum Januar die planetaren Wellen an Einfluss gewinnen. Eine weitere Größe, die in direktem Zusammenhang mit der zeitlichen Entwicklung des zonal gemittelten Zonalwind steht, ist die Divergenz des Eliassen-Palm Flusses (Gleichung (2.35)). So bewirkt die Divergenz (Konvergenz) des Eliassen - Palm Flusses eine Beschleunigung (Abbremsung) des zonal gemittelten Zonalwindes. Die y-Komponente des Eliassen-Palm Flusses enthält den zonal gemittelten nordwärtsgerichteten Impulsfluss und die z-Komponente den zonal gemittelten nordwärtsgerichteten Wärmefluss. Somit hat eine ozonbedingte Veränderung der planetaren Wellen direkten Einfluss auf die zeitliche Entwicklung des zonal gemittelten Zonalwinds. Die Abb. 4.8 zeigt die zeitliche Entwicklung der Differenz des zonal gemittelten Zonalwindes und der Divergenz des Eliassen-Palm Flusses, um den Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen zu verdeutlichen. Es ist markant erkennbar, dass die Schwankungen in der Stratopausenregion weitaus stärker sind als jene in der unteren Stratosphäre. Als zweites Ergebnis zeigt sich, dass die Konvergenz des Eliassen-Palm Fluss eine Abbremsung des Zonalwindes nach etwa zwei Wochen bewirkt. Dieser Zusammenhang weist darauf hin, dass das zonal variierende Ozon zuerst die planetaren Wellen verändert (parallel ändert sich die Divergenz (Konvergenz) des Eliassen-Palm Flusses) was in einer zeitverzögerten Beschleunigung (Abbremsung) des Grundstroms resultiert. Nachdem die Wellen mit dem Grundstrom in Wechselwirkung treten, beeinflusst dieser wiederum die Ausbreitung der Wellen, Abschnitt (2.2.4.2), siehe auch Charney and Drazin (1961) .

Als nächsten Punkt werden der zonal gemittelte nordwärtsgerichtete Impuls- und Wärmefluss in ihrer zeitlichen Entwicklung analysiert, da diese von großer Bedeutung für den planetaren Wellentransport und die Eliassen - Palm Fluss Divergenz sind. Damit die zeitliche Wirkung des längenabhängigen Ozons auf die Wellenflüsse sichtbar wird, sind in der Abb. 4.9 die Differenz des Impuls- und des Wärmeflusses dargestellt. Betrachtet man die Abb. 4.9, so zeigt sich, dass das zonal asymmetrische Ozon im Oktober einen abgeschwächten Impulsfluss in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre, und einen verstärkten Impulsfluss in der

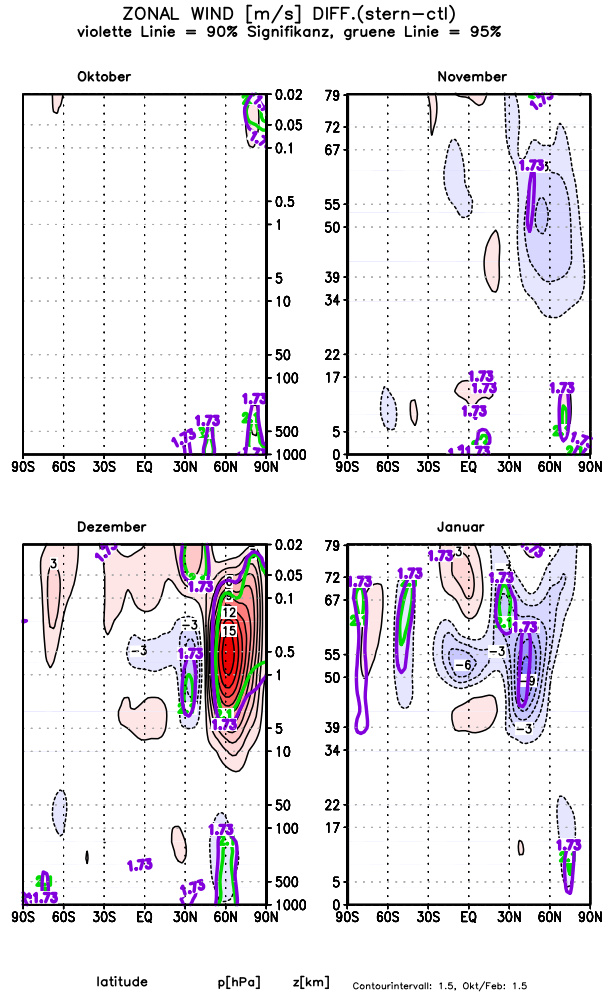


Abb. 4.7: Zeitlicher Aufbau der Differenz Anomalie- minus Kontrolllauf des zonal gemittelten Zonalwinds, lila Kontourlinie entspricht 90% Signifikanz, grüne Linie 95%.

Troposphäre und unteren Stratosphäre verursacht. Ab November dreht sich die Struktur in den mittleren Breiten um und es herrscht ein verstärkter Impulsfluss in der oberen Stratosphäre und ein abgeschwächter Fluss in der Troposphäre und unteren Stratosphäre. Diese Verteilung bleibt in den mittleren Breiten bis Januar unverändert, in den hohen Breiten kommt es im Dezember allerdings zu einem schmalen Bereich negativer Werte. Beim nordwärts gerichteten Wärmefluss kommt es in der ganzen Atmosphäre der polaren Breiten zu einer wechselnden Ab- und Zunahme, die im Oktober mit einem abgeschwächten Wärmefluss beginnt, im November eine positive Differenz aufweist. Im Dezember zeigen sich, bis auf ein schmales Band in der oberen Stratosphäre der mittleren Breiten wieder negative Werte und im Januar wiederum eine positive Differenz aufweist. Direkt mit dem zonal gemittelten nordwärtsgerichteten Wärmefluss verbunden ist die residuelle meridionale Zirkulation, die

Differenz (Stern-ctl) ZM Zonal Wind 11-Tagesmittel
Eliassen-Palm Fluss Divergenz Monatsmittel

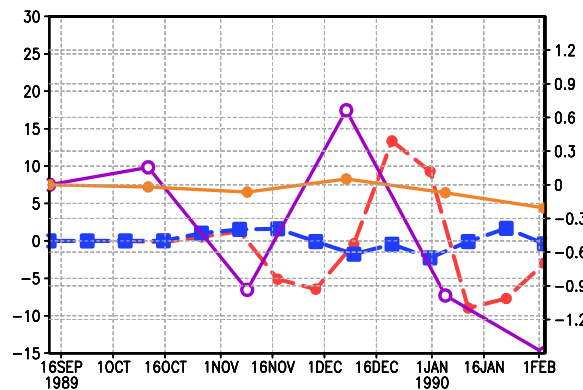


Abb. 4.8: Zeitreihe der Differenzen des Zonalwindes und der Divergenz des Eliassen-Palm Flusses. Der Zonalwind besteht aus 11-Tagesmittelwerten, die Divergenz aus Monatsmittelwerten; 100hPa: blau ([u] - gestrichelt), orange (∇EP - durchgezogen), 1hPa: rot ([u] - gestrichelt), violett (∇EP - durchgezogen)

in der transformierten Eulerschen Mittelung, Gleichungen (2.35) bis (2.38), eingeführt wurde. Ausgehend von der residuellen Zirkulation erhält man die residuelle mittlere meridionale Massenstromfunktion (Glg. (2.34)), welche ein Maß für den diabatisch bedingten mittleren meridionalen Massenfluss in der Atmosphäre ist. Die residuelle meridionale Zirkulation entspricht dem diabatischen Heizungsterm, der für die Bewegung der Luftmassen ausschlaggebend ist, da sich die Eddy Wärmeflusskonvergenz und die adiabatische Abkühlung beinahe vollständig balancieren [Andrews et al. (1987)]. In Abb. 4.10 ist die zonal gemittelte residuelle meridionale Massenstromfunktion dargestellt.

Die residuelle Zirkulation verstärkt sich von Oktober ausgehend immer mehr, und weist dasselbe Schwingungsmuster wie der Wärmefluss auf. So ist im zeitlichen Verlauf der residuellen mittleren Stromfunktion sichtbar, dass sich der Schwingungsvorgang in der Stratosphäre mit steigender Amplitude wieder findet.

Der im zonal gemittelten Grundzustand und der residuellen mittleren meridionalen Massenstromfunktion sichtbare Schwingungsvorgang ist auf eine Änderung der planetaren Wellenflüsse zurückzuführen. Da die zeitliche Veränderung des zonal gemittelten Zonalwindes direkt mit der Divergenz des Eliassen - Palm Flusses verbunden ist und sich die residuelle mittlere meridionale Massenstromfunktion aus dem zonal gemittelten nordwärtsgerichteten Wärmefluss zusammensetzt, ist es jedoch nicht eindeutig ob der Wärme-, oder der Impulsfluss die Schwingung hervorrufen. Es wurde allerdings gezeigt, dass diese aufgrund geänderter planetaren Wellenflüsse auftreten. Außerdem haben Gabriel et al. (2007) nachgewiesen, dass sich das Maximum (Minimum) der längenabhängigen geopotentiellen Höhe aufgrund des zonal

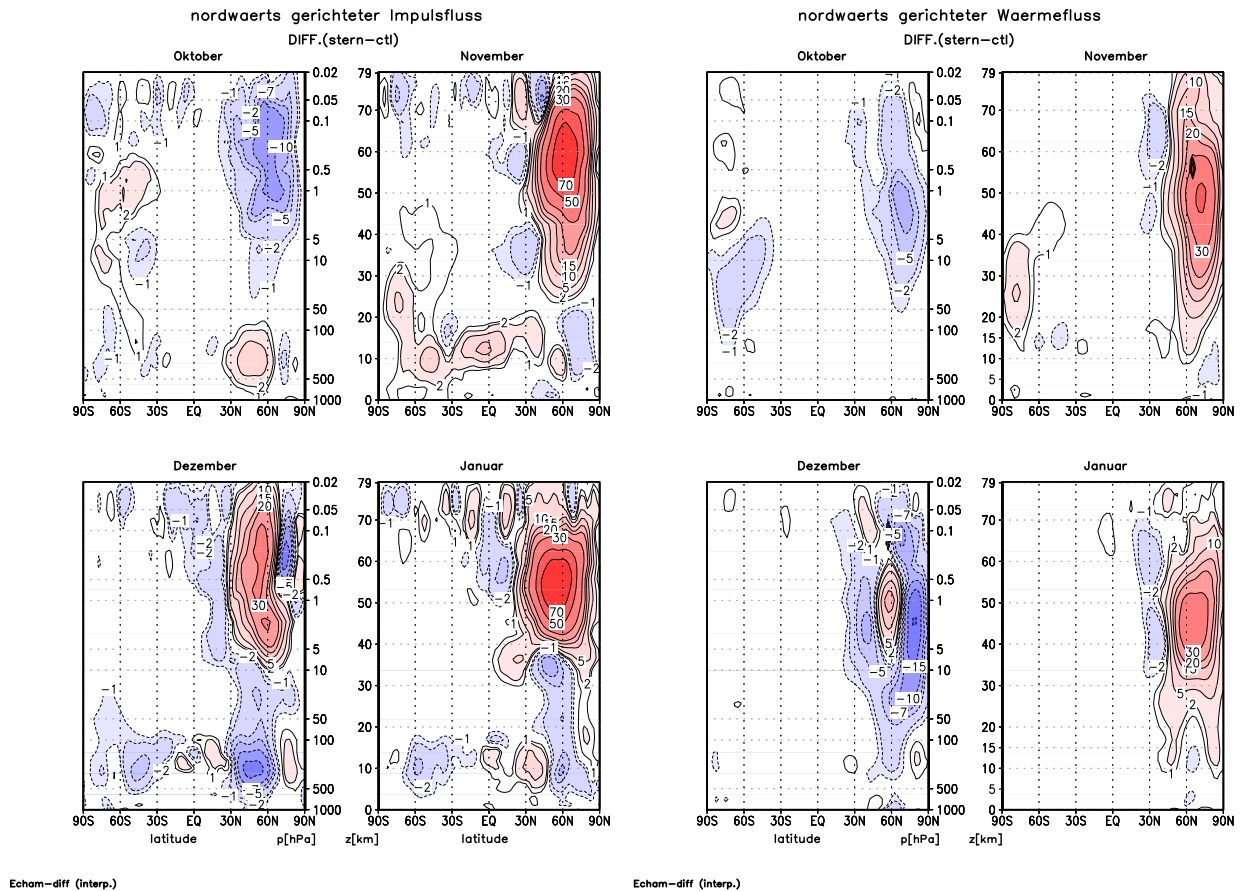


Abb. 4.9: Differenz (Ano-Ctl) des Impulsflusses (links) und Wärmeflusses (rechts) von Oktober bis Januar von 1990-1999

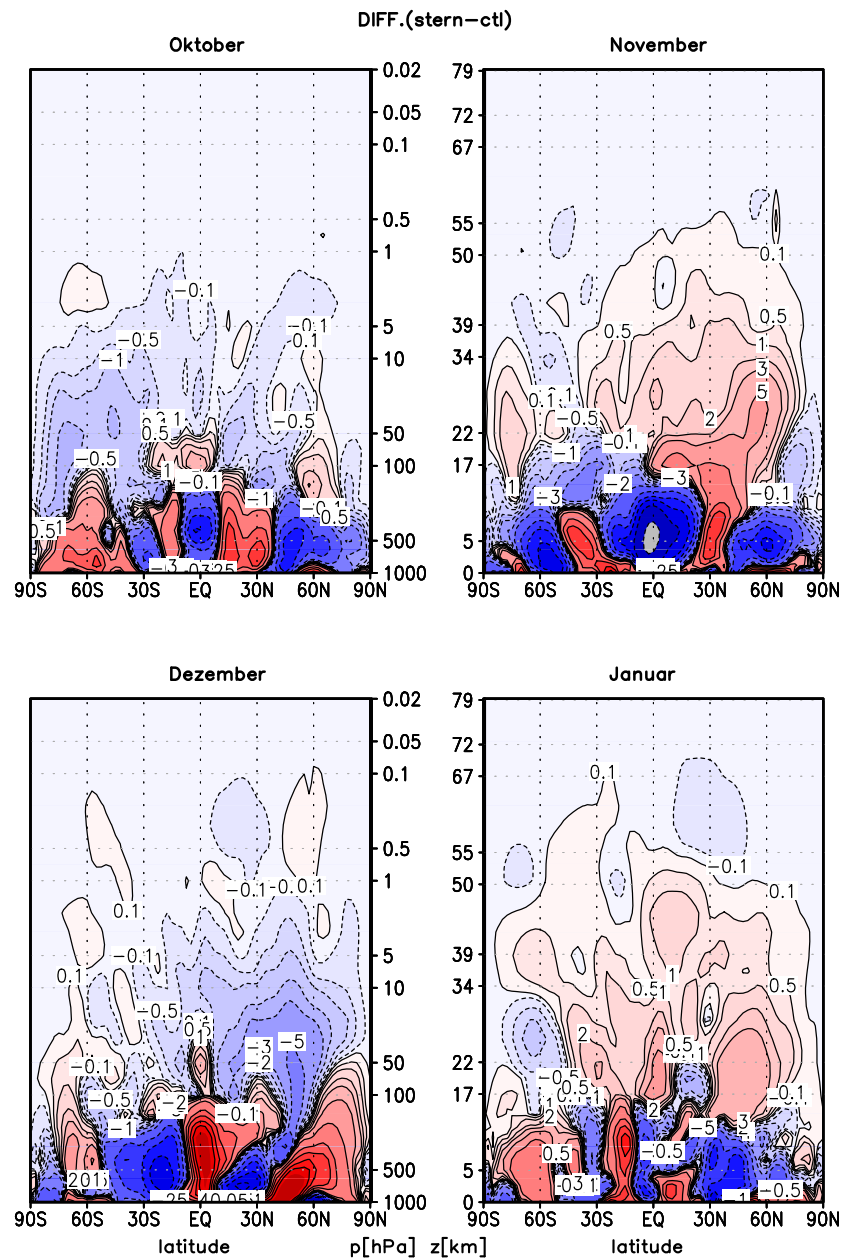
asymmetrischen Ozons um 60° nach Westen verschiebt. Somit liegt es nahe die Störungsgrößen in ihrer zeitlichen und längenabhängigen Entwicklung näher zu untersuchen.

4.1.2 Die Diagnose der großräumigen längenabhängigen Zirkulation

4.1.2.1 Die Wellenzahldiagnose der längenabhängigen dynamischen Grundgrößen und des Wellenaktivitätsflusses

Es wurde mit der harmonischen Analyse der Januarwerte begonnen, um zu verstehen welche Wellenzahlen für die längenabhängigen Komponenten von Bedeutung sind. So wurde der Beitrag der einzelnen Wellenzahlen zu der Änderung der Wellenaktivität [Gabriel et al. (2007)] untersucht. Die Abb. 4.11 zeigt noch einmal den Ausgangspunkt, die westwärtige Verschiebung der zonal variierenden geopotentiellen Höhe und die Intensivierung (Abschwächung) des Wellenaktivitätsflusses in der westlichen (östlichen) Stratosphäre. Die linke Abb.

Residuelle mittlere meridionale Massenstromfunktion 10^8 [kg/s]



Echam-diff (interp.)

Abb. 4.10: Differenz (Stern-Ctl) der residuellen mittleren meridionalen Massenstromfunktion von Oktober bis Januar von 1990-1999; die Isolinien sind nicht äquidistant

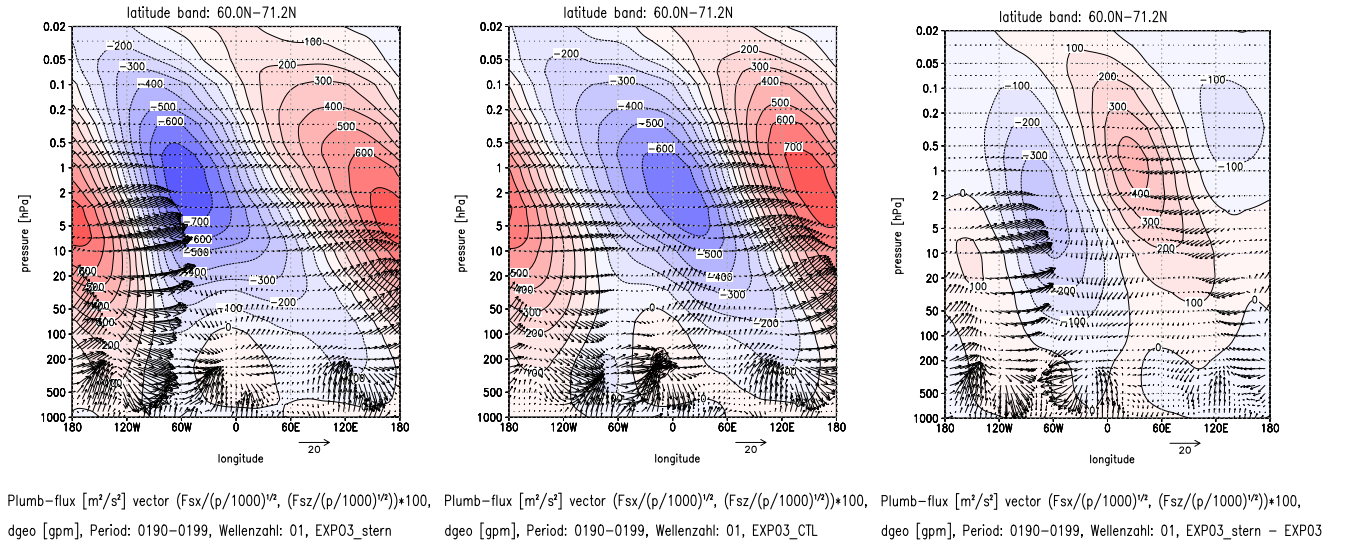


Abb. 4.11: Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss $((F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100))$, Januar 1990-1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (Ano-ctl)

zeigt die Ergebnisse des Anomalielaufs (Ano), in der Mitte ist das Kontrollexperiment (Ctl) dargestellt und ganz rechts befindet sich die Differenz, wobei hier der Kontrolllauf vom Anomalielauf abgezogen wurde. Für die Wellenklassen wurden die nichtlinearen Wechselwirkungen der Wellen miteinander berücksichtigt. Die Abb. 4.12 zeigt die Struktur der Welle 1 des längenabhängigen Anteils des Geopotentials in geopotentiellen Metern. Außerdem sind die x- und z-Komponente des Wellenaktivitätsflusses nach Plumb (1985) dargestellt, wobei die Vektoren skaliert sind mit $(F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100)$. Die Darstellung erfolgt wie in der Abb. 4.12. Im Differenzplot ist gut sichtbar, dass es aufgrund des zonal variierenden Ozons zu einer westwärtigen Verschiebung der geopotentiellen Höhe der Welle 1 kommt. Im Plumb - Fluss ist jedoch noch keine Verstärkung oder Abschwächung sichtbar, sowohl auf der Ost-, als auch auf der Westhemisphäre ist ein Wellenberg vorhanden was zwar auf eine Verschiebung hinweist, jedoch auf beiden Hemisphären gleichzeitig. Das Signal des Plumb-Flusses ist vor allem in der Stratosphäre sichtbar, in der Troposphäre liefert die Welle 1 nur einen sehr kleinen Beitrag. Betrachtet man nun die Struktur der Welle 2 (Abb. 4.13- dieselbe Darstellung wie bei der Welle 1) so erkennt man in der Differenz, dass auch hier im Geopotential die westwärtige Verschiebung auftritt. Die Differenz des Wellenaktivitätsflusses zeigt, dass sich der Einfluss der Welle 2 auf die Troposphäre und untere Stratosphäre beschränkt und mit zunehmender Höhe abnimmt. Die Wirkung der Wellenzahlen 3 und 4 beschränkt sich vor allem auf die Troposphäre. Deren Amplitude der Geopotentialstörung beträgt im Vergleich zur Welle 1 weniger als 10%. Auch der Beitrag der Wellenzahlen 3 und 4 zum Plumb-Fluss sind verschwindend klein (nicht gezeigt).

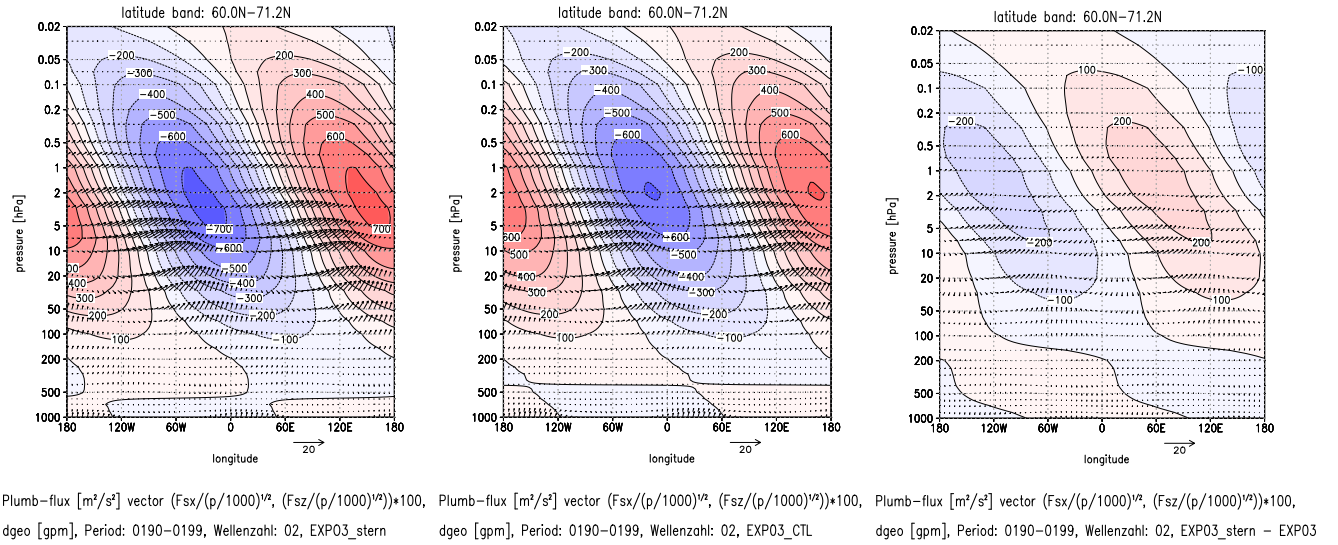


Abb. 4.12: Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss $((F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100))$, Januar 1990–1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (ano-ctl) der Wellenzahl 1

Die Wellenzahlen kommen in der Atmosphäre nicht getrennt voneinander vor, sondern als Superpositionen der einzelnen Wellen wodurch sich nichtlineare Wechselwirkungen ergeben. In der Abb. 4.14 ist der Wechselwirkungsbeitrag der Wellenzahl 1 und 2 zu sehen. Es ist erkennbar, dass sich im Anomalielauf das Tief in der westlichen Stratosphäre verstärkt, was mit einer Zunahme des ostwärts gerichteten Wellenzuges einhergeht. Im Kontrolllauf ist die analoge Struktur auf der östlichen Hemisphäre zu finden, wodurch in der Differenz ein aufwärts und ostwärtsgerichteter Fluss bei 90° West zu sehen ist. Dass diese Strukturen erst durch die Superposition der Wellenzahlen zustande kommen, weist auf die Bedeutung der nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen den Wellen hin. So ergibt sich eine Projektion auf die Struktur der Welle 3 in der Stratosphäre, wenn die Welle 1 und die Welle 2 sich überlagern. Auch in der Tropopausenregion und der Troposphäre ist eine Welle 3 Struktur erkennbar, somit verändert die Welle 1, obwohl sie in der Troposphäre nur ein schwaches Signal geliefert hat, mit der Welle 2 das Muster in der Troposphäre. In der Stratosphäre entspricht dieses Bild bereits sehr gut dem Ausgangspunkt, die Troposphäre ist jedoch noch nicht genügend gut repräsentiert. Für die auftretenden Änderungen in der Troposphäre und Tropopausenregion ist die Superposition der Wellen 2 bis 4 ausschlaggebend. Die Abb. 4.15 zeigt wiederum Anomalielauf, Kontrolllauf und die Differenz. Vergleicht man die Abb. 4.15 mit der Abb. 4.11, so sind die Unterschiede in den unteren Schichten bis zu dem Druckniveau 200 hPa sehr gering, einzig die Amplitude fällt noch zu klein aus, was auf die Bedeutung der Welle 1 hinweist. Um den Einfluss der Wellenzahlen 3 und 4 genauer zu untersuchen, sind in der Abb. 4.16 die Differenzen der Wellen 1 bis 3 (links), Wellen 1 bis 4 (mittig) und

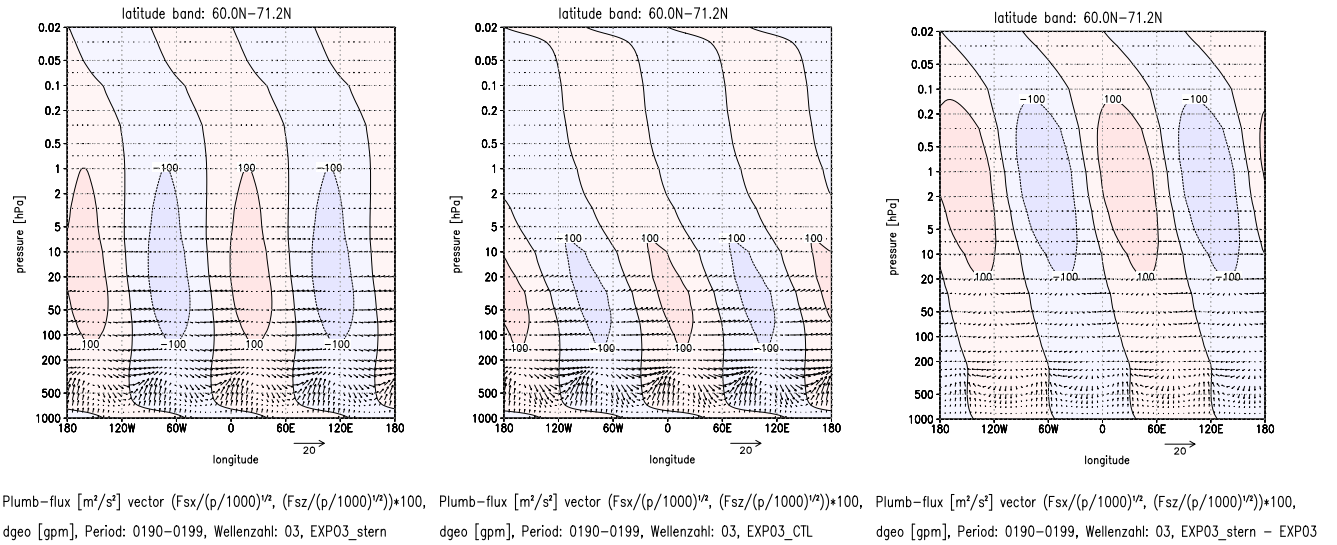


Abb. 4.13: Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss $((F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100))$, Januar 1990-1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (ano-ctl) der Wellenzahl 2

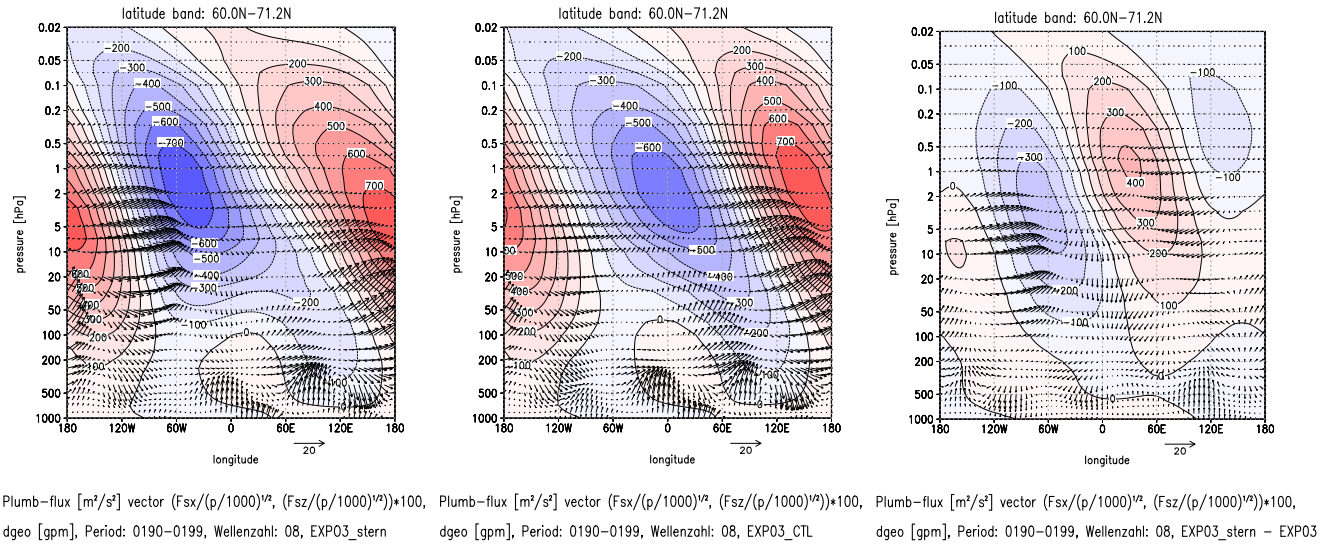


Abb. 4.14: Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss $((F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100))$, Januar 1990-1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (ano-ctl) der Wellenzahlen 1+2

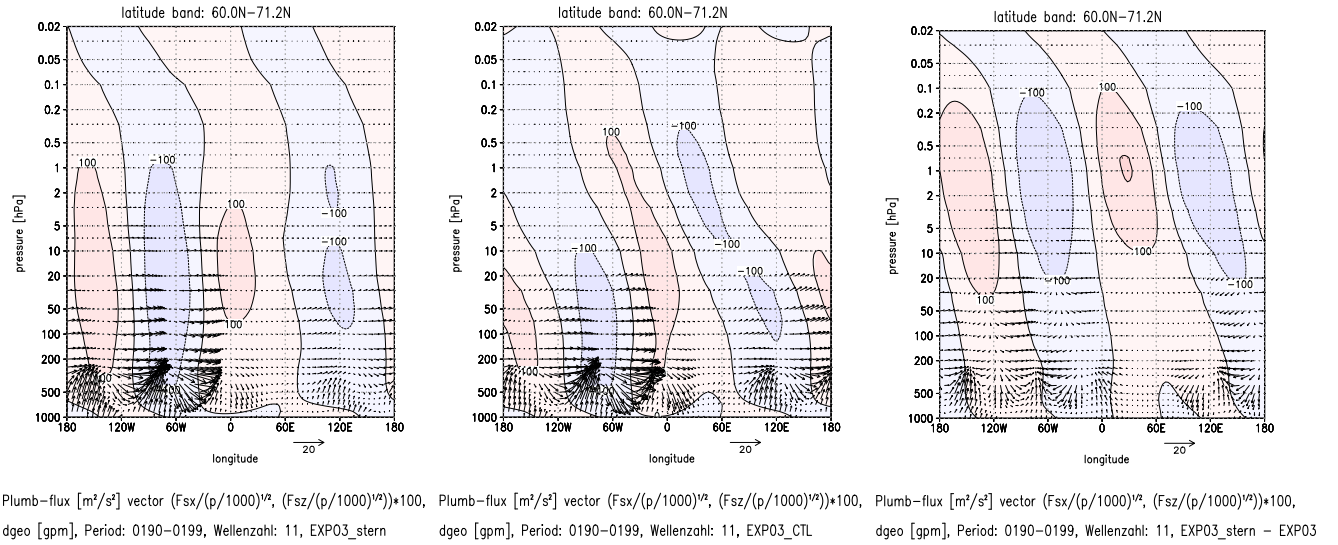


Abb. 4.15: Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss $((F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100))$, Januar 1990-1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (ano-ctl) der Wellenzahlen 2 - 4

das gesamte Wellenspektrum (rechts) gezeigt. Vernachlässigt man Welle 4, so stimmt vor allem die Struktur der östlichen Hemisphäre nicht gut überein. Vergleicht man das gesamte Wellenspektrum mit der Superposition der Wellen 1 bis 4, ist ersichtlich, dass die westliche Hemisphäre etwas zu schwach dargestellt wird, ansonsten das Muster jedoch sehr gut getroffen wird. Somit lässt sich als Ergebnis feststellen, dass der Wechselwirkungsbeitrag der Wellenzahlen 1 und 2 für die Stratosphäre dominierend und in der Troposphäre sehr wichtig für die Amplitude sind. Die Superposition der Wellen 2 bis 4 reproduziert das Verhalten in der Troposphäre sehr gut. Überraschend ist, dass selbst in der Troposphäre kleinskalige Wellen nahezu vernachlässigbar sind.

Nachdem für den Monat Januar gezeigt wurde, dass die ultralangen Wellen (1-4) die auftretenden Unterschiede zwischen dem Kontroll- und dem Anomalielauf nahezu erklären, wird im nächsten Abschnitt der Einfluss des zonal asymmetrischen Ozons auf die saisonale Entwicklung der planetaren Wellenstruktur betrachtet.

4.1.2.2 Die Veränderungen der planetaren Wellenstruktur aufgrund des längenabhängigen Ozons

In der Abb. 4.17 ist der zeitliche Verlauf der Temperaturwelle über die Monate Oktober bis Januar der 1990 - Dekade gezeigt (Darstellung wie bisher). Die westwärtige Neigung weist auf die vertikale Ausbreitung der Wellen hin. Im Kontrolllauf ist gut zu sehen wie sich die

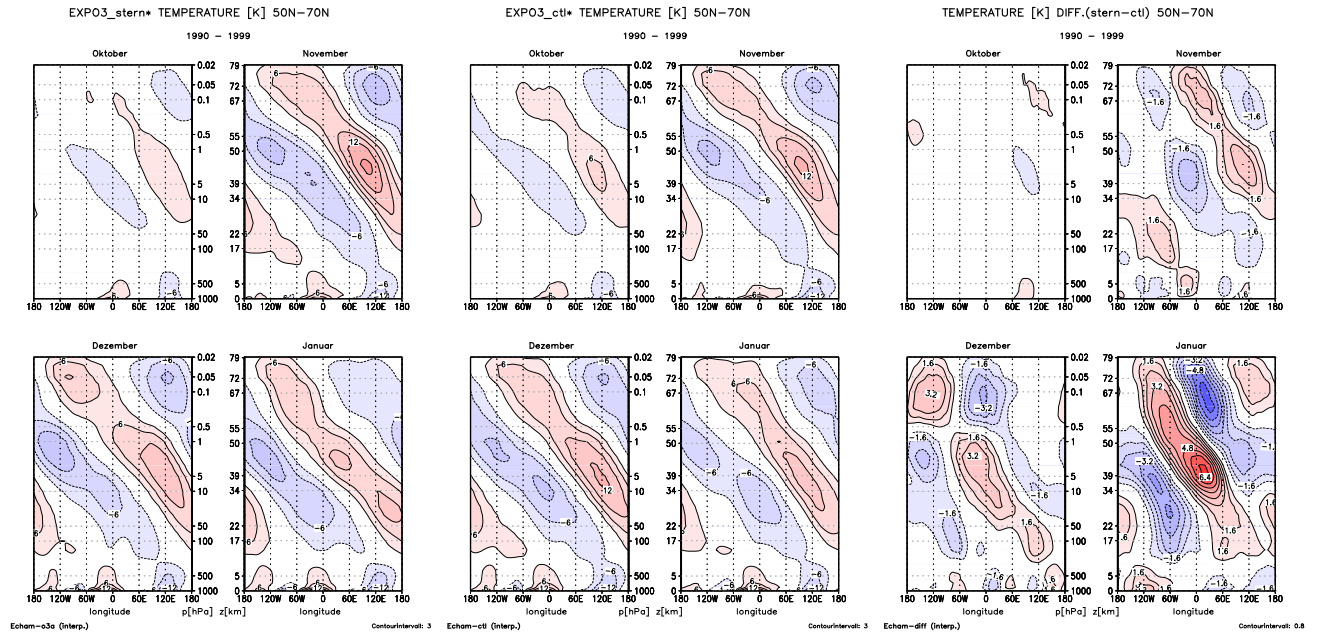


Abb. 4.17: Zeitlicher Verlauf der Temperaturstörung, links: Sternlauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (Ano-Ctl) von Oktober bis Januar von 1990-1999, gemittelt über 50°N-70°N

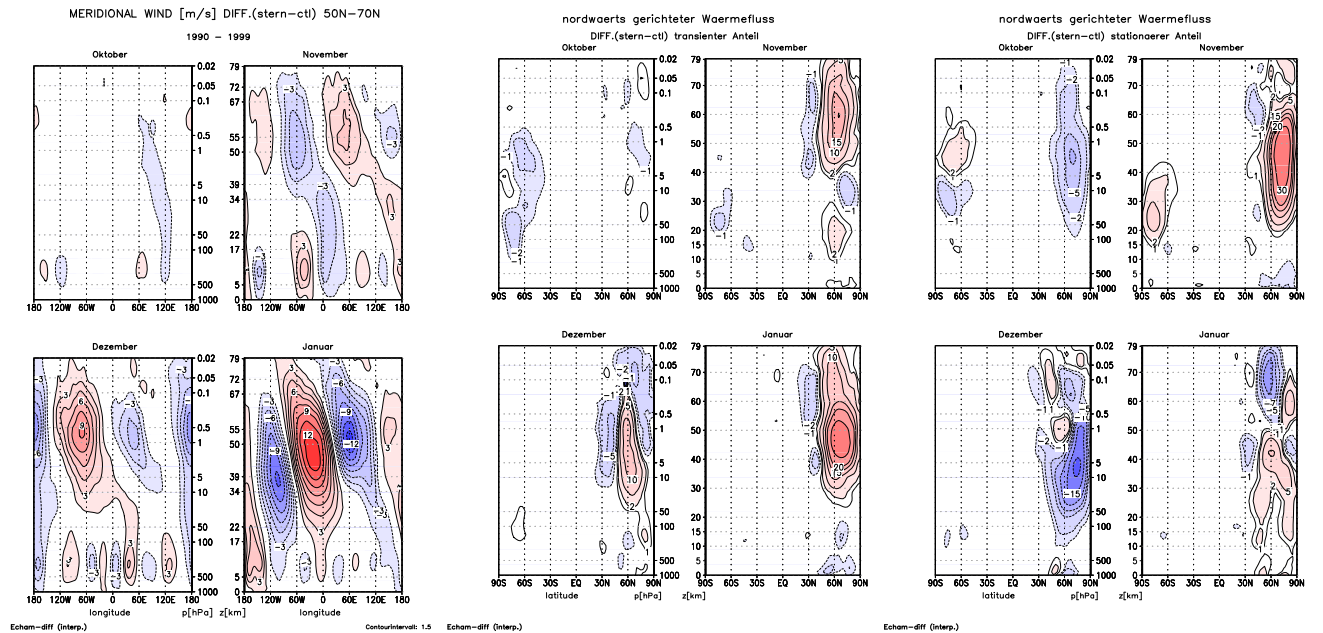


Abb. 4.18: Differenz (Ano-Ctl) der längenabhängigen Komponente des Meridionalwinds gemittelt über 50°N-70°N (links), des transienten Anteils des nordwärtsgerichteten Wärmeflusses (Mitte), des stationären Anteils des nordwärtsgerichteten Wärmeflusses (rechts) von Oktober bis Januar von 1990-1999

Einfluss der transienten Wellen im Dezember und vor allem im Januar lässt darauf schließen, dass die in der Stratosphäre eingefügte zusätzliche Wärmequelle zuerst eine Veränderung der ultralangen Wellen in der Stratosphäre bewirkt, welche dann auf die transienten Wellen Einfluss haben und diese modifizieren. Um diesen Effekt genauer zu untersuchen, wurden die einzelnen Störgrößen auf verschiedenen Druckniveaus berechnet (Abb. 4.19). Im Fall des Geopotentials zeigt sich, dass die Amplitude der Wellen in der oberen Stratosphäre größer ist als in der Tropopausenregion / unteren Stratosphäre. In 100 hPa ist kein auffälliges Signal sichtbar, in 5 hPa hingegen kommt es im November (Dezember) zu einem verstärkten (abgeschwächten) Wellenberg über Nordamerika und Wellental über Europa und Russland. Im Januar tritt eine verstärkte Differenz im Vergleich zum Dezember und eine Phasenverschiebung nach Westen auf. Diese wurde bereits von Gabriel et al. (2007) für den Januar der 1990 - Dekade gefunden. In der Abb. 4.20 ist nun die Differenz der zeitlichen Entwicklung der zonal asymmetrischen Komponente der geopotentiellen Höhe und des Plumb-Flusses zu sehen.

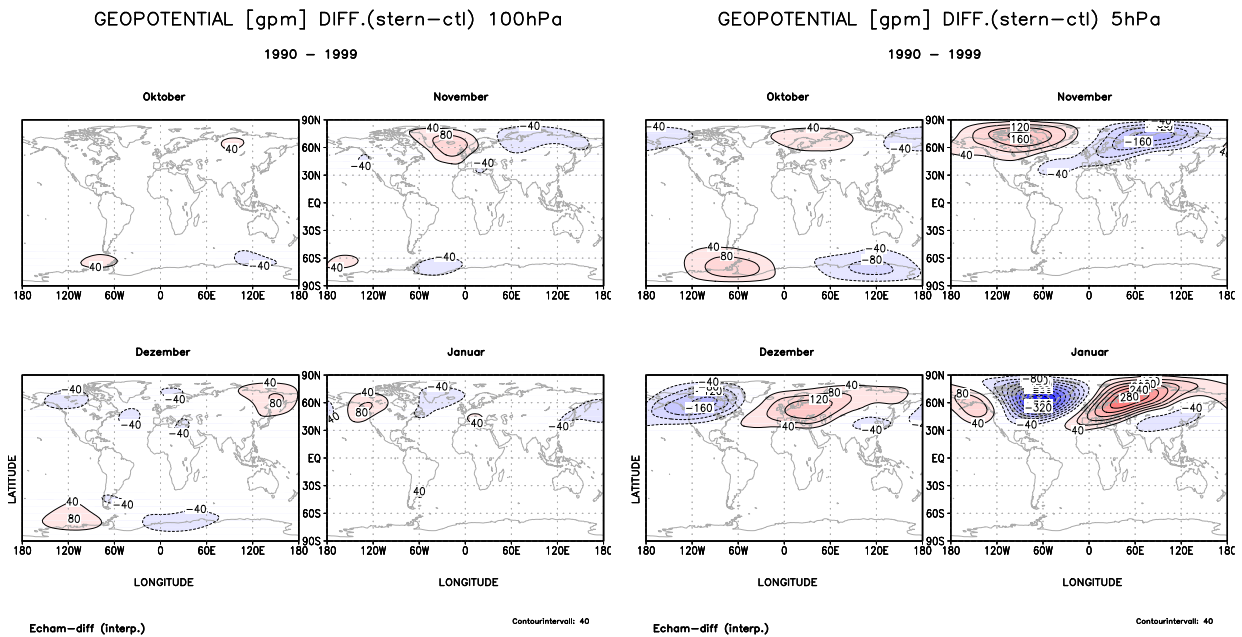


Abb. 4.19: Differenz (Ano-Ctl) der geopotentiellen Höhe, links=100hPa, rechts=50 hPa, Oktober bis Januar von 1990-1999

Das vertikale Muster der längenabhängigen geopotentiellen Höhe weist eine ähnliche westwärts geneigte Struktur auf wie die Temperatur- und Meridionalwindstörung. Bis Dezember kommt es wiederum zu einem Schwingungsvorgang zwischen den Modellexperimenten mit zunehmender Amplitude. Im Januar weist die Differenz die erwähnte Phasenverschiebung

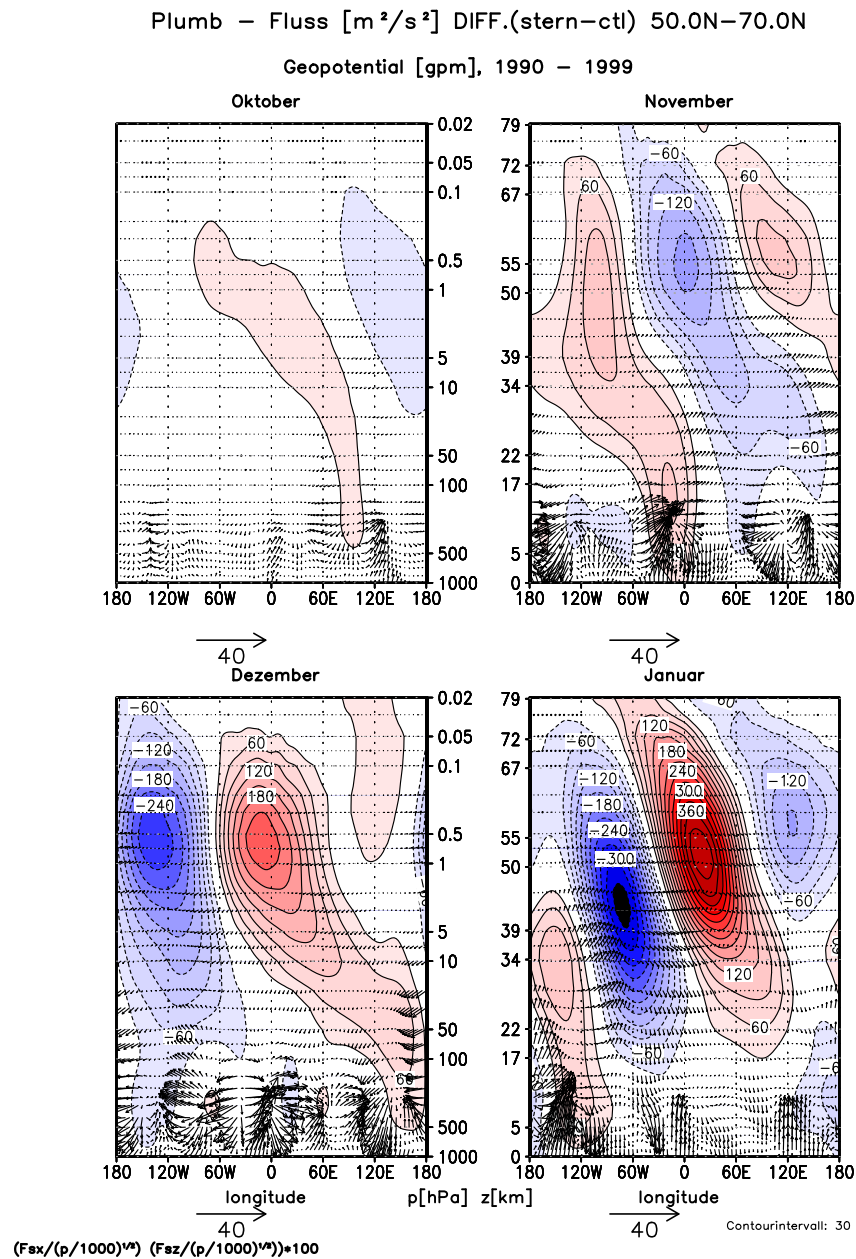


Abb. 4.20: Differenz (Ano-Ctl) der geopotentiellen Höhe und des Wellenaktivitätsflusses nach Plumb (1985), die Vektoren sind skaliert $(F_x \div (\frac{p}{1000})^{\frac{1}{2}}, F_z \div (\frac{p}{1000})^{\frac{1}{2}} * 100)$, Oktober bis Januar von 1990-1999

und den aus der Troposphäre ostwärts und aufsteigenden Wellenzug auf. In der Abb. 4.20 ist jedoch mit dem Wellenaktivitätsfluss eine zusätzliche Größe dargestellt. Hier zeigt sich, dass im Oktober und November die Wellenaktivität in der Stratosphäre auf der östlichen Hemisphäre stärker ausgeprägt ist als auf der Westhemisphäre. Die auftretenden Differenzen der Troposphäre sind auf die höhere Variabilität der synoptischen Wellen zurückzuführen.

Im Dezember ergibt die Differenz des Kontrolllaufs vom Anomalielauf erstmals negative Vektoren in der östlichen Stratosphäre. Das entspricht einem vermindertem Fluss in dieser Region im Falle des zonal asymmetrischen Ozons. Im Januar tritt in der unteren Stratosphäre der westlichen Hemisphäre ein starker aufwärtsgerichteter Wellenfluss auf, was einem Energietransport aus der Tropopausenregion nach oben entspricht. Außerdem bildet sich das Maximum des Wellenflusses in der oberen westlichen Stratosphäre aus.

Um die Verschiebung des Maximums des Wellenaktivitätsflusses von der östlichen auf die westliche Hemisphäre genauer zu untersuchen, ist in der Abb. 4.21 die Zeitreihe der Differenz der x-Komponente und der z-Komponente des Plumb-Flusses in 100 hPa und in 5 hPa dargestellt. Links ist jeweils die zeitliche Entwicklung bei 90° W und rechts bei 90° O aufgetragen. In dem Vergleich der beiden Zeitreihen ist sichtbar, dass die Differenz der x-Komponente

Plumb-Fluss Differenz (stern-ctl) – x,z Komponente Plumb-Fluss Differenz (stern-ctl) – x,z Komponente
 Zeitserie-1 Monatsmw., Laenge 90W, Breite 50.0N–70.0N Zeitserie-1 Monatsmw., Laenge 90E, Breite 50.0N–70.0N

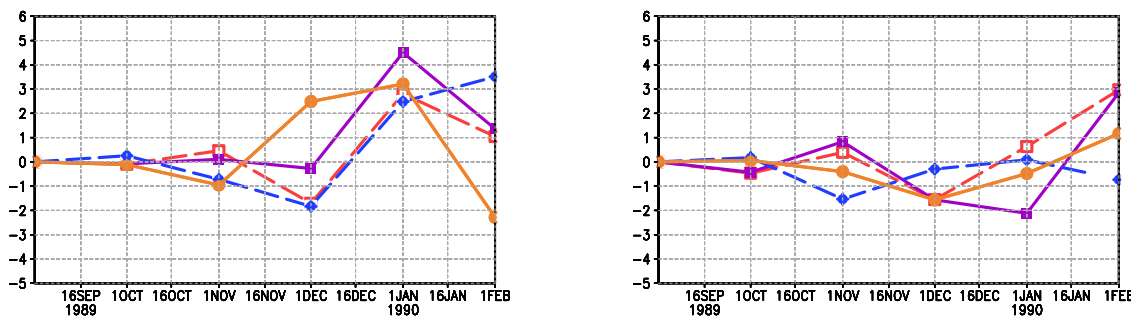


Abb. 4.21: Zeitreihe der Differenz (Stern-Ctl) der x-Komponente (gestrichelte Linie, 100hPa=blau, 5hPa=rot) und der z-Komponente (durchgezogene Linie, 100hPa=orange, 5hPa=lila) des Plumb-Flusses; links=90°W, rechts=90°Ost

bei 90° W eine monatliche Schwingung des ostwärtsgerichteten Energieflusses aufweist, die sich in beiden Druckschichten gleich verhält. Negative (positive) Werte entsprechen einem abgeschwächten (verstärkten) ostwärtsgerichtetem Energiefluss. Im Falle der z-Komponente erhält man in beiden Druckschichten ein ähnliches Bild. Der vertikale Energietransport wird zuerst in der unteren Stratosphäre modifiziert und setzt sich mit einer Verzögerung von etwa einem Monat bis in die obere Stratosphäre durch.

Betrachtet man nun die zeitliche Entwicklung bei 90° O, so zeigt sich in der x-Komponente in beiden Druckniveaus ein Schwingungsvorgang. Im Januar weist die untere Stratosphäre eine negative Differenz auf (abgeschwächter ostwärtsgerichtetem Energiefluss), in 5 hPa jedoch eine positive. Die Vertikalkomponente wird bis zum Januar negativ und danach wieder positiv. Insgesamt lässt sich aus der Abb. 4.21 herauslesen, dass die Unterschiede zwischen Kontroll- und Anomalielauf auf der westlichen Hemisphäre in beiden Höhenschichten deut-

lich höhere Werte aufweisen als auf der östlichen Hemisphäre und der aufwärtsgerichtete Wellenaktivitätsfluss sich zuerst in der Tropopausenregion und danach in der Stratosphäre der westlichen Hemisphäre modifiziert.

Bisher wurden die Auswirkungen des zonal asymmetrischen Ozons auf die winterliche allgemeine Zirkulation betrachtet, um nun die Größenordnung der dadurch zusätzlich eingeführten Heizquelle zu untersuchen, wird ein vereinfachtes lineares Modell erstellt.

4.2 Die lineare Anregung von planetaren Wellen aufgrund des längenabhängigen Ozons

Die Atmosphäre ist sehr komplex, deshalb ist es hilfreich mit einem vereinfachten Bild zu beginnen. Es wurde ein lineares Modell basierend auf der quasi-geostrophischen Wellengleichung (3.3) [Peters (1985)] erstellt. Dabei wird der Grundzustand anhand des zonal gemittelten Zonalwinds und der zonal gemittelten Temperatur vorgegeben. Die Newtonsche Kühlung und die thermische Anregung werden parametrisiert. Die Wellenkomponenten der Orographie und der zusätzlichen Wärmequelle stammen aus dem MAECHAM5, als thermische Quelle wurde der Ansatz nach Smagorinsky [Smagorinsky (1953)] und Lau [Lau (1979)] gewählt, siehe Kapitel 3.2, Abschnitt 3.2.3. Zuerst werden die Parameter so gewählt, dass die Ergebnisse genügend genau mit denen des MAECHAM5 übereinstimmen. Die Resultate der Welle 1 für Dezember (oben) und Januar (unten) sind in der Abb. 4.22 dargestellt. Die Abb. 4.22 zeigt den Vergleich der Amplituden und Phasen für Dezember und Januar von 1990 bis 99, jeweils für den Kontroll- und den Anomalielauf. Das Wind- und Temperaturfeld variiert zwischen den Läufen des linearen Modells. In der Abb. 4.23 sind die Vergleiche der beiden Monate für die Welle 2 durchgeführt worden. Betrachtet man die Struktur der Welle 1, so zeigt sich, dass bis zu einer Höhe von 60 km die Amplitude der vier Läufe sehr gut übereinstimmen. Die Amplitude nimmt kontinuierlich mit der Höhe zu und erreicht ihr Maximum von etwa 400 gpm in 50 km Höhe, das entspricht etwa dem Polarjetmaximum. Darüber nimmt sie aufgrund der abnehmenden Westwinde wieder ab. Ab einer Höhe von 60 km kommt es vor allem im Januar im linearen Modell zu einer Überschätzung. Diese ist dadurch zu erklären, dass die Dissipation der Energie in der Höhe nur über die Parametrisierung der Newtonschen Kühlung erfolgt. Auch der Phasenverlauf wird in den beiden Monaten für die Welle 1 gut getroffen. Auch die Welle 2 wird gut wiedergegeben, wobei sich hier die Ergebnisse der beiden Modelle weiter auseinander bewegen. Allerdings ist zu beachten, dass sich die einzelnen Läufe desselben Modells, also je nach Grundzustand, deutlicher

unterscheiden als im Fall der Welle 1. Im Hinblick auf die Güte des Modells sind die Ergebnisse jedoch zufriedenstellend, so dass als nächsten Schritt die thermische und orographische Anregung Null gesetzt werden und nur die längenabhängige Heizung in der Stratosphäre als Wärmequelle fungiert.

Für die thermische Anregung aufgrund des zonal asymmetrischen Ozons wird die Newtonsche Kühlung als sehr klein angesetzt, da das MAECHAM5 die Dissipationsvorgänge der Atmosphäre bis in etwa 80 km Höhe bereits berücksichtigt. In der Abb. 4.24 ist die zeitliche Entwicklung der längenabhängigen Quelle für die Welle 1 in einem Längen - Höhenschnitt dargestellt. Als Vergleich dazu werden in der Abb. 4.25 die Ergebnisse des linearen Modells mit thermischer und orographischer Anregung präsentiert. Einerseits wird der Lauf mit dem zonal gemittelten Zonalwind- und Temperaturfeld des Kontrolllaufs und andererseits der Lauf mit den Eingangsdaten aus dem Anomalielauf gezeigt. Anhand der Abbildungen, 4.24 und 4.25, ist sichtbar, dass die ozongenerierte planetare Welle 1 in der mittleren Stratosphäre eine Amplitude von etwa 10% der orographischen und thermischen angeregten Welle 1 aufweist. Die ozongenerierte Welle 1 verstärkt sich und weist auch eine Phasenverschiebung von Oktober bis Januar auf. Addiert man das Ergebnis der troposphärischen Anregung mit den Eingangsdaten des Anomalielaufs mit dem Ergebnis der ozonbedingten Anregung, so erhält man die Abb. 4.26. Die Summe aller Anregungen ergibt ein sehr ähnliches Bild wie das von Gabriel et al. (2007) gezeigte. Die Ozonmaxima - und minima überlagern sich mit denen der orographischen und thermischen Anregung, wodurch es insgesamt zu einer Vertiefung der Minima und einer Verstärkung der Maxima kommt. Dieses Modell zeigt auch, dass die Veränderung des zonal gemittelten Grundstroms aufgrund des längenabhängigen Ozons von großer Bedeutung für die Wellenanregung ist und eine Verschiebung der Maxima und Minima bewirken kann. Die Ozonheizung im linearen Modell trägt zur Intensivierung, jedoch nicht zur veränderten Phasenlage bei. Da bisher nur die Ergebnisse der Welle der Struktur 1 gezeigt wurden, sind in der Abb. 4.27 die Amplituden der Wellenzahlen 1 bis 4 für den Januar der 1990 - Dekade dargestellt. Die Welle 1 dominiert die Strukturen deutlich.

Zusammenfassend gesagt bewirkt das längenabhängige Ozon eine zusätzliche Wärmequelle in der oberen Stratosphäre, die eine zusätzliche planetare Welle 1 generiert, deren Amplitude etwa 10% der orographisch und thermisch bedingten Anregung aus der Troposphäre entspricht. Die sich über die Monate verändernde Phasenlage (Abb. 4.24) lässt sich auf die Veränderung des Grundstroms bedingt durch die Modifikation der planetaren Wellen zurückführen.

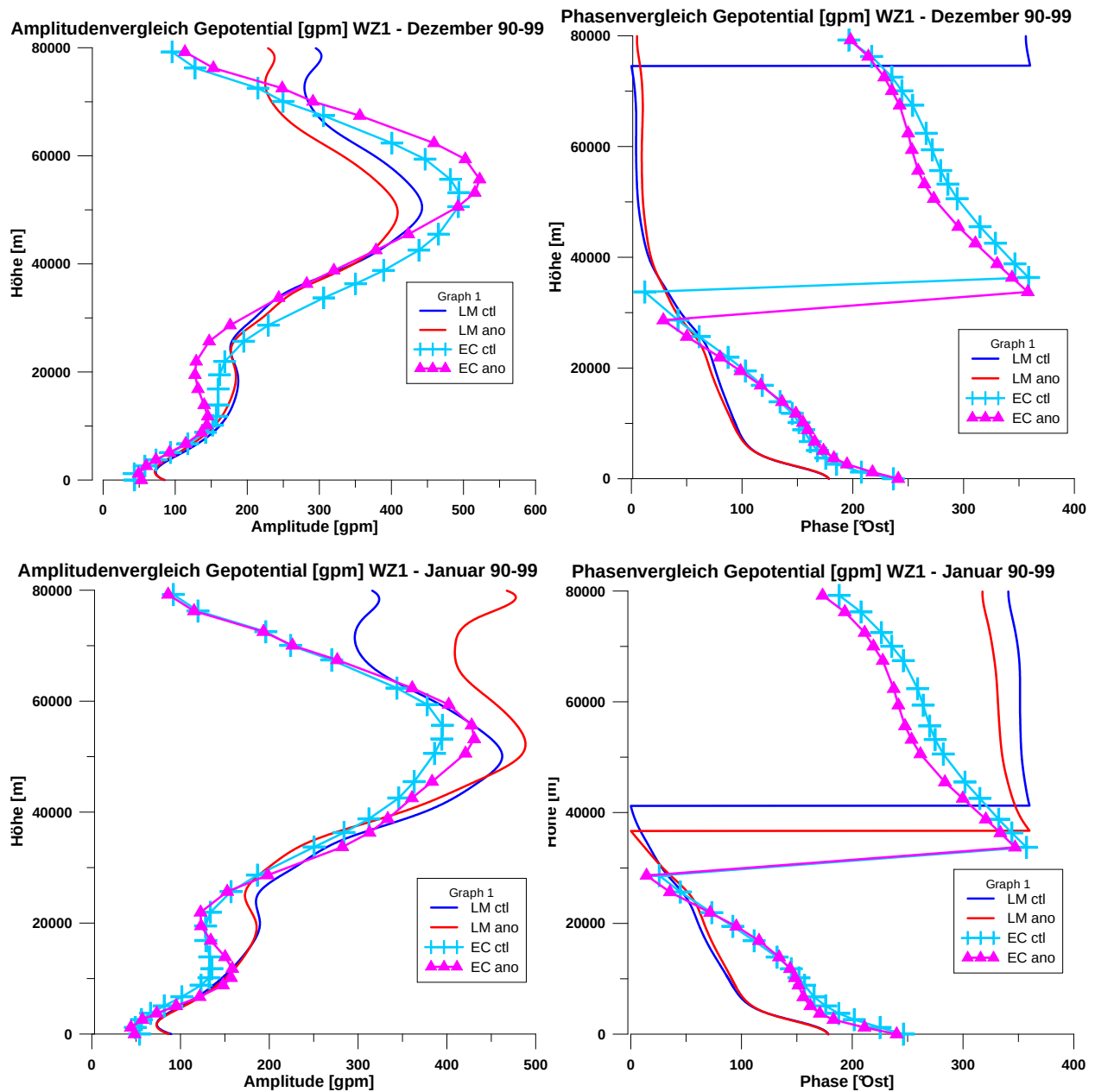


Abb. 4.22: Amplituden- und Phasenvergleich für die Wellenzahl 1, oben: Dezember 1990-99, unten: Januar, rot=Sternlauf des linearen Modells, blau=Kontrolllauf, rosa=Sternlauf des ECHAM, hellblau=Kontrolllauf

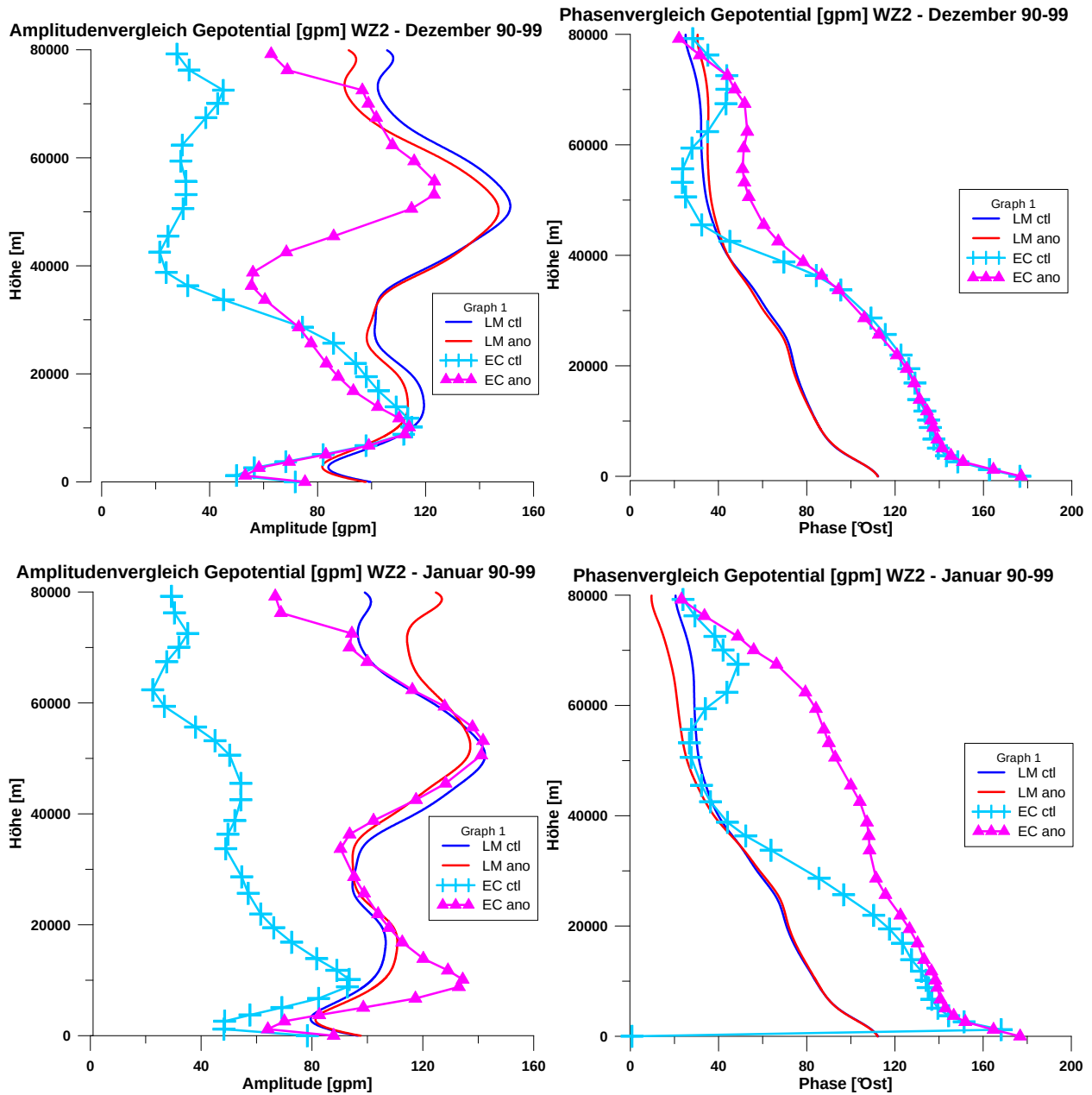


Abb. 4.23: Amplituden- und Phasenvergleich für die Wellenzahl 2, oben: Dezember 1990-99, unten: Januar, rot≙Sternlauf des linearen Modells, blau≙Kontrolllauf, rosa≙Sternlauf des ECHAM, hellblau≙Kontrolllauf

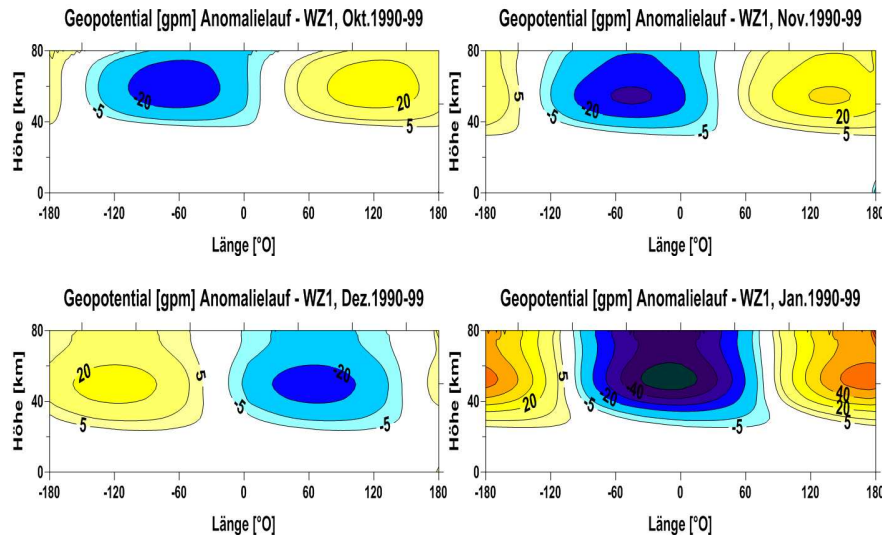


Abb. 4.24: Das Geopotential [gpm] der Welle 1 bedingt durch die thermische Anregung aufgrund des längenabhängigen Ozons; Oktober bis Januar, 1990-99

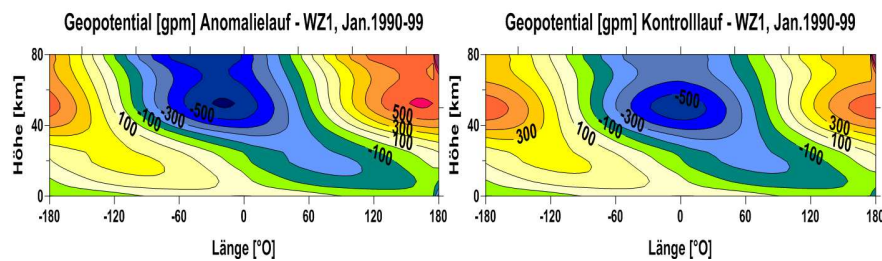


Abb. 4.25: Das Geopotential [gpm] der Welle 1 bedingt durch die thermische und orographische Anregung, links=Eingangsdaten des Anomalielaufs, rechts=Eingangsdaten des Kontrolllexperiments; Januar 1990-99

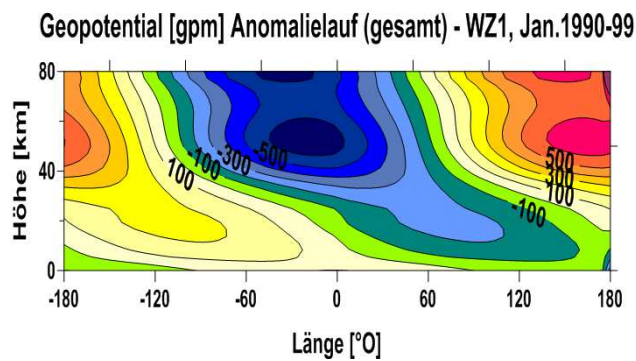


Abb. 4.26: Das Geopotential [gpm] der Welle 1 als Ergebnis aller Anregungsarten (orographisch und thermisch und Ozon) Januar 1990-99

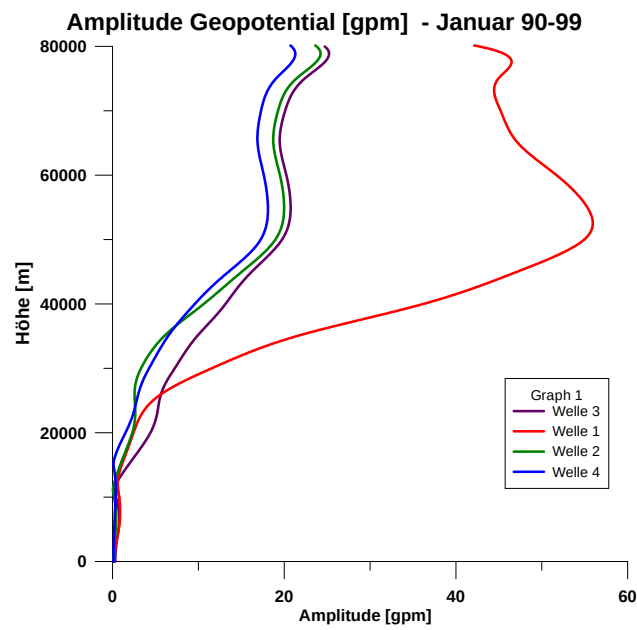


Abb. 4.27: Amplitudenvergleich der Wellenzahlen 1 bis 4; Geopotential [gpm] aufgrund der ozonbedingten Wärmequelle, Januar 1990-99

5 Diskussion der isolierten Mechanismen

Im Zuge der Diplomarbeit konnten zwei Mechanismen aufgezeigt werden. Erstens bewirkt das längenabhängige Ozon, das einer zonal asymmetrischen Wärmequelle in der Stratosphäre entspricht, die lineare Anregung planetarer Wellen in der Stratosphäre. Aufgrund dieser planetaren Wellen kommt es zu einer Modifizierung der Divergenz des Eliassen - Palm Flusses, wodurch sich zweitens der stratosphärische Vacillation Vorgang [Holton and Mass (1976)] verändert. Es bildet sich eine 60 Tage Schwingung mit verstärkten Amplituden - im Vergleich zum Kontrollexperiment - aus. Die gefundenen Mechanismen werden in diesem Kapitel auf ihre Robustheit untersucht, darüber hinaus wird ein dritter möglicher Mechanismus diskutiert.

5.1 Einflussfaktoren des linearen

Wellenausbreitungsmodells - Anregungsmechanismus

Wie in dem Abschnitt „Methodik“ beschrieben, werden das zonal gemittelte Zonalwind - und Temperaturfeld, sowie die ozonbedingte Heizquelle und die Orographie aus dem ECHAM Modell als Eingangsdaten verwendet. Das Modell wurde anhand der thermischen und orographischen Anregung validiert. Da der Quellterm für beide Läufe gleich war, ergaben sich die Unterschiede zwischen den Läufen aus den verschiedenen Wind - und Temperaturfeldern. Die Unterschiede sind konsistent mit der z.B. von Schmitz and Grieger (1980) und Peters (1985) gefundenen Abhängigkeit der Wellenamplitude von Windgeschwindigkeitsänderungen, so bewirkt ein verringerter zonal gemittelter Zonalwind in der unteren Stratosphäre eine vergrößerte Wellenamplitude. Dieses Muster ist im Januar gegeben, der etwas schwächere zonal gemittelte Zonalwind des Anomalielaufs bewirkt eine verstärkte Wellenamplitude. Die Temperaturunterschiede zwischen den Modellexperimenten sind gering.

Darüber hinaus wurde der Einfluss der Newtonschen Kühlung, anhand der Abkühlungsrate α , überprüft. Da die Werte der Ozonquelle aus dem MAECHAM5 stammen, sind Dissipationsvorgänge bereits enthalten. Deshalb wurde das α als sehr klein angenommen, 1 K über

20 Tage. Erst ab einer Höhe von 70 - 80 km spielt der Wert des α eine erkennbare Rolle. Bei orographischer und thermischer Anregung ist α bedeutender, hier hat sich herausgestellt, dass eine Kühlung von 1 K über 5 Tage zu dem besten Ergebnis führt. Setzt man α abhängig von der Höhe, so überschätzt das lineare Modell die Amplituden (nicht gezeigt).

Als weiteren Punkt wird die in der Parametrisierung der thermischen Quelle nach Smagorinsky, siehe Gleichung (3.7), vorkommende Höhe des Maximums des latenten Wärmeübergangs (z_0) betrachtet. Diese wurde zwischen 2 und 4 km variiert. Dabei hat sich herausgestellt, dass die Abhängigkeit von der Höhe sowohl in der Phase, als auch in der Amplitude sehr gering ist.

Einen Einfluss hat auch die obere Randbedingung, dieser sollte für das Ergebnis aber gering sein. Am oberen Rand des Modells wurde die Strahlungsbedingung angewendet, das bedeutet, dass von oben kein Energieeintrag in das System erlaubt wird. Außerdem werden der zonal gemittelte Zonalwind und die zonal gemittelte Temperatur konstant gesetzt. Die obere Randbedingung wurde hinsichtlich dieses Kriteriums geprüft und hat sich als stabil erwiesen (nicht gezeigt). Darüber hinaus wird mithilfe des Brechungsindex (n^2), Gleichung (2.32), für konstante Geschwindigkeit und Temperatur nach Charney and Drazin (1961) in der oberen Randbedingung (3.4) der Einfluss der in der oberen Atmosphäre vorherrschenden Windrichtung berücksichtigt. Da auf der Nordhalbkugel in der winterlichen Mesosphäre Ostwinde auftreten, kann es zu keiner Wellenausbreitung in diesem Gebiet kommen. Die Unterscheidung ob m , ($m=n$), real (Westwind) oder imaginär (Ostwind) ist, wurde in der Randbedingung berücksichtigt. Insgesamt hat sich das Modell als zufriedenstellend empfindlich auf die Wahl des Parameters der Newtonschen Kühlung und der Höhe des latenten Maximums und robust gegenüber der Wahl der oberen Randbedingung erwiesen.

Das lineare Wellenausbreitungsmodell hat gezeigt, dass die längenabhängige Wärmequelle planetare Wellen in der Stratosphäre generiert. Die Amplitude der Wellenzahl 1 beträgt etwa 10% der orographisch und thermisch angeregten Welle 1. Außerdem überlagern sich die Maxima (Minima) mit den Maxima (Minima) der troposphärisch generierten Welle der Struktur 1, was zu einer Verstärkung führt. Dieses Ergebnis ist, wie in der vorangegangenen Diskussion deutlich gemacht wurde, robust und wurde weiterhin von Axel Gabriel [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010] mit dem von ihm erstellten linearen Modell bestätigt. Allerdings ist zu beachten, dass in dem hier verwendeten linearen Modell die Anregung der transienten Eddies noch nicht berücksichtigt wurde.

5.2 Die Wirkung planetarer Wellen in der Stratosphäre - der Welle-Grundstrom - Wechselwirkungsmechanismus

Die Rossby - Wellen tragen bedeutend zur allgemeinen atmosphärischen Zirkulation durch Impuls - und Wärmetransporte bei. Der Zusammenhang zwischen der Ausbreitung planetarer Wellen und dem zonal gemittelten Zonalwind wurde erstmals von Charney and Drazin (1961) aufgezeigt. Über die transformierte Eulersche Mittelung wurde die zeitliche Entwicklung des zonal gemittelten Zonalwindes und die Divergenz der zonal gemittelten nordwärtsgerichteten Wärme- und Impulsflüsse miteinander in einen Kontext gebracht. Der bedeutende Zusammenhang zwischen dem Grundzustand und den planetaren Wellen wurde auch von Holton and Mass (1976) nachgewiesen. So entdeckten Holton and Mass (1976) in ihren Modellexperimenten einen Vacillationvorgang in der Stratosphäre als Form der Welle - Grundstrom Wechselwirkung.

Die Abhängigkeit der planetaren Wellen vom Grundzustand und umgekehrt lässt darauf schließen, dass eine veränderte Wellenstruktur oder Amplitude zu Modifikationen im Grundstrom führt.

5.2.1 Die Vacillation im Grundzustand und dessen Rückwirkung

Die zeitliche Diagnostik des zonal gemittelten Grundzustandes hat einen Vacillationvorgang für die Welle 1 [Holton and Mass (1976)] mit einer Schwingungsperiode von etwa 60 Tagen ergeben. Im Modellexperiment mit dem längenabhängigen Ozon hat sich die Amplitude der Schwingung des Grundzustandes verstärkt. Aufgrund der Abhängigkeit der Wellenausbreitung vom zonal gemittelten Grundzustand [Charney and Drazin (1961)] bewirkt dessen Modifikation eine Änderung in den zonal asymmetrischen Komponenten. Um die Schwingungsperiode genauer zu untersuchen, wurden 11 - Tagesmittelwerte gebildet. Anhand der 11 - Tagesmittel wurde überprüft, ob die Monatsmittel die auftretenden Unterschiede zu stark glätten oder eine kürzere Schwingungsdauer herausmitteln. Die 60 - Tagesperiode hat sich jedoch bestätigt, woraus folgt, dass die Monatsmittel eine gute Zeitmittelung darstellen. Außerdem wurde überprüft, ob die physikalischen Zusammenhänge richtig wieder gegeben werden. So ergibt die Summe der entsprechenden Ableitungen des zonal gemittelten nordwärtsgerichteten Impuls- und Wärmefflusses die Eliassen - Palm Fluss Divergenz, außerdem lässt sich die residuelle mittlere Massenstromfunktion mit dem zonal gemittelten nordwärtsgerichteten Wärmeffluss ableiten und der Vacillationvorgang tritt in beiden Größen konsistent in der Zeit auf.

Die in der Arbeit gefundene Schwingungsperiode von 60 Tagen wird von Holton and Mass

(1976) unterstützt. Sie erhielten eine Periode von 65 Tagen bei einer troposphärischen Anregung der Wellenzahl 1. Auch die von Madden and Julian (1971) aufgezeigte „Madden - Julian Oscillation“ in den Tropen weist eine Periode von 40 - 50 Tagen auf, die aufgrund der Rückwirkung zwischen der troposphärischen Zirkulation und konvektiven Prozessen in den Subtropen auftritt.

Die Welle - Grundstromwechselwirkung ist zum Beispiel in stratosphärischen Erwärmungen, darunter versteht man auch die Abnahme der winterlichen stratosphärischen Westwinde zu Ostwinden, von großer Bedeutung. Aufgrund verstärkter Wellenflüsse kommt es zum Abbremsen und schließlich zur Umkehr des zonal gemittelten Windes. Auf der Nordhalbkugel findet dieses Phänomen beinahe jeden Winter statt, nur in den Jahren 1989/1999 und 1997/1998 nicht [Manney et al. (2005)]. Im Jahr 2002 kam es zum ersten Mal auf der Südhalbkugel zu einem „major warming“, bei dem sich der Polarwirbel aufgespalten hat. Wie von Allen et al. (2003) aufgezeigt, kam es davor zu einem abnormalen Wärmefluss in der oberen Stratosphäre. Insgesamt war die Wellenaktivität in der unteren Stratosphäre im Bereich 0 - 90° O stark nach oben und polwärts gerichtet, wodurch die Abbremsung in den hohen Breiten zuerst auftrat [Manney et al. (2005), Scaife et al. (2005), Peters et al. (2007)].

Aus den Ergebnissen des linearen Wellenausbreitungsmodells und des MAECHAM5 konnten der Anregungsmechanismus und der Wechselwirkungsmechanismus isoliert werden. Zusätzlich weist das MAECHAM5 auf einen dritten, nichtlinearen Mechanismus hin, die Kopplung der Stratosphäre mit der Troposphäre und deren beiderseitige Rückwirkung. Auf diesen dritten Mechanismus wird im nächsten Abschnitt genauer eingegangen.

5.3 Die Kopplung zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre - der Kopplungsmechanismus

Valdes and Hoskins (1989) wiesen auf die Bedeutung der Eddyimpuls- und Wärmeflüsse bedingt durch die transienten planetaren Wellen hin. Sie untersuchten den Einfluss der orographischen-, der diabatischen- und der transienten Eddy-anregung auf den zeitlich und zonal gemittelten Grundzustand. Dabei haben Valdes and Hoskins (1989) nachgewiesen, dass die transienten Eddies für die Modellierung der realen planetaren Wellenstruktur von Bedeutung sind.

Da in dem entwickelten Wellenausbreitungsmodell nichtlineare Zusammenhänge nicht beinhaltet sind, lässt sich keine eindeutige Aussage bezüglich der Wirkung des längenabhängigen Ozons auf diese Prozesse machen, dieser Punkt wird im Folgenden noch genauer behandelt.

Konzentriert man sich auf die zeitliche Entwicklung der zonal asymmetrischen Grundgrößen, so weist diese von Oktober bis Dezember ein Schwingungsmuster mit einer zeitlichen Verstärkung der Amplituden auf. Im Januar verändert sich die Struktur auffällig. Im Falle des längenabhängigen Geopotentials kommt es zu einer Phasenverschiebung der Maxima um 60° West und zu dem Auftreten eines auf- und ostwärtsgerichteten Wellenzuges von der Troposphäre in die Stratosphäre. Der zeitliche Verlauf des Plumb - Flusses und die starke Änderung von Dezember auf Januar weisen auf nichtlineare Wechselwirkungen mit der Troposphäre hin. So beeinflussen die ultralangen Wellen der Stratosphäre die synoptischen Eddies in der Troposphäre durch Änderung der baroklinen Instabilität. Bei der Projektion der synoptischen Wellen entstehen wiederum planetare Wellen, die sich mit den stratosphärischen ultralangen Wellen superpositionieren und in der Stratosphäre ausbreiten. Die nichtlineare Entwicklung der zonal asymmetrischen Größen vom Dezember zum Januar weist auf einen Kopplungsmechanismus hin. So kommt es im Januar zur signifikanten Verschiebung der Geopotentialwelle. Außerdem deutet der zeitlichen Verlauf der z - Komponente des Plumb - Flusses (der aufwärtsgerichtete Fluss tritt zuerst in der unteren Stratosphäre der westlichen Hemisphäre auf, danach zeitverzögert auch in der oberen) auf den Einfluss der Troposphäre hin.

Der Einfluss der Stratosphäre auf die troposphärische Zirkulation wurde bereits von Bates (1977) und Geller and Alpert (1980) analysiert. Geller and Alpert (1980) untersuchten die Kopplung der planetaren Wellen zwischen der Troposphäre und der mittleren Atmosphäre. Mithilfe eines planetaren Wellenmodells konnten sie nachweisen, dass Änderungen des zonal gemittelten Grundzustands in etwa 35 km Höhe die planetaren Wellen der Troposphäre modifizieren.

Dieser Effekt wurde auch in den letzten Jahren von verschiedenen Autoren näher betrachtet. Simpson et al. (2009) analysierten den Einfluss der Eddies auf die troposphärische Reaktion auf eine verändert erwärmte Stratosphäre. So führten sie drei Versuche mit unterschiedlichen, aber nur breitenabhängigen Wärmequellen (Äquator, Pol, einheitlich erhöhte Stratosphärentemperatur) durch. Dabei interessierte Simpson et al. (2009) nicht nur das Ergebnis des Gleichgewichtszustandes des Modells, sondern auch die „spin-up“ Periode. Ähnlich wie Shindell et al. (1999) erhielten sie eine veränderte Zirkulation in der Troposphäre. Laut Simpson et al. (2009) kommt es aufgrund der Heizung in der Stratosphäre zu veränderten horizontalen oder vertikalen Temperaturgradienten, welche ihrerseits den Zonalwind in der Stratosphäre und Tropopause verändern. Dadurch kommt es zu modifizierten horizontalen Eddy Impulsflüssen, welche wiederum die mittlere meridionale Zirkulation beeinflussen. Diese wirkt beschleunigend auf den Zonalwind in der Troposphäre, siehe Fig.12 in Simpson et al. (2009). Eine breitenabhängige zonal gemittelte Temperaturänderung in der Stratosphäre hat somit Auswirkungen auf die Zirkulation der Troposphäre.

Eine weitere Arbeit, die sich mit der Auswirkung des winterlichen (Januar, Februar, März)

stratosphärischen Grundzustands auf die Troposphäre beschäftigt, stammt von Perlwitz and Harnik (2004). Sie verglichen die stratosphärische - troposphärische zeitverzögerte Kovarianz der zonal gemittelten und Wellenkomponenten der Zirkulation auf der Nordhemisphäre. Dadurch konnten sie nachweisen, dass sowohl die zonal gemittelten als auch die Wellenkomponenten zum „downward control“, das heißt zur Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre, beitragen. Perlwitz and Harnik (2004) unterscheiden zwischen zwei Grundzuständen. In jenen Wintern, in denen die Stratosphäre die Welle der Struktur 1 reflektiert, kommt es zu signifikanten Korrelationen zwischen den Wellenkomponenten und der Troposphäre. In den Wintern, in denen die Stratosphäre nicht reflektierend wirkt, bestimmt der zonal gemittelte Zustand die Rückkopplungen mit der Troposphäre. Perlwitz and Harnik (2004) vermuten, dass der Zustand der Stratosphäre die troposphärische Zirkulation stark mitbestimmt, und deshalb Einfluss auf das Auftreten von Extremereignissen hat.

Chang (2009) untersuchte mit einem globalen Zirkulationsmodell die Wirkung der unterschiedlichen troposphärischen Anregungsmechanismen (Orographie und zonal asymmetrische diabatische Heizung) sowie der Eddy Flüsse auf die winterlichen stationären Wellen der Nordhemisphäre und auf die Zugbahnen der Tiefdruckgebiete („*storm track*“). Dabei bestätigte Chang (2009) die Arbeit von Held et al. (2002), dass die diabatische Heizung ausschlaggebend für die beobachtete Wellenstruktur ist, die Eddy Flüsse vernachlässigbar sind und die Orographie vor allem für die Lage der Zugbahnen verantwortlich ist. Darüber hinaus argumentiert Chang (2009), dass die Konvergenz der Eddy Impulsflüsse für die Anregung der ozeanischen Tiefdruckgebiete in der unteren Troposphäre wichtig sind. Dieses Ergebnis zeigt, dass die Eddy Flüsse zwar nicht die Anregung der planetaren Wellen bestimmen, diese jedoch beeinflussen und eine Änderung der Eddy Flüsse somit Rückwirkungen auf die planetaren Wellen ergibt.

Diese Arbeit hat aufgezeigt, dass nicht nur die planetaren Wellen Einfluss auf die Ozonverteilung haben, sondern die Ozonverteilung signifikant das Verhalten der ultralangen Wellen und dadurch das des zonal gemittelten Grundzustands beeinflusst. Darüber hinaus konnte die Wirkungskette des längenabhängigen Ozons nachgewiesen werden. So kommt es zuerst zu der Generierung einer zusätzlichen planetaren Welle in der Stratosphäre, die sich mit den troposphärisch angeregten Wellen überlagert. Aufgrund der verstärkten Wellenaktivität verändert sich die Schwingung des Grundzustandes, die wiederum auf die Wellenstörungen rückwirkt. Als letzten Schritt wird angenommen, dass die stratosphärische veränderte Zirkulation über nichtlineare Prozesse die Dynamik der Troposphäre verändert und diese wiederum auf die Stratosphäre rückwirkt.

5.4 Die Schlussfolgerungen aus der Arbeit

Nachdem die Mechanismen isoliert und ihre Wirkungskette erkannt wurden, ist der Einfluss des längenabhängigen Ozons besser verständlich. Dieses Verständnis könnte dazu beitragen die stationäre Wellenstruktur in den Modellen richtig zu berechnen. Die Chemie - Klima Modelle enthalten die für die Ozonverteilung relevanten chemischen Prozesse und auch die drei - dimensionale Ozonverteilung, deshalb wird eine gute Auflösung der planetaren Wellenstruktur erwartet. Der SPARC (*Stratospheric Processes and their Role in Climate*) Report 2010 zur Evaluierung der Chemie - Klima Modelle [http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/SPARC_CCMValReport/SPARC_CCMValReport.html] hat nun gezeigt, dass die Lage des Maximums der Geopotentialwelle gut getroffen wird, die Amplitude auf der Nordhalbkugel jedoch unterschätzt wird. Außerdem wird der Jahresgang der planetaren Wellen auf der Nordhalbkugel - im Winter große Amplituden, im Sommer aufgrund der Ostwinde keine Ausbreitung in der Stratosphäre möglich - nicht hinreichend gut beschreibend [nach pers. Mitteilung D. Peters, 2010]. Darüber hinaus kommt es in den Chemie - Klima Modellen zu Problemen bei der Modellierung der Wärme Flüsse, die aufgrund der Fehler bei der planetaren Wellenstruktur auftreten könnten. Im Falle der Chemie - Klima Modelle könnten die Fehler aus der Parametrisierung der Ozeane stammen, da diese nur anhand der vorgegebenen Meeresoberflächentemperatur in die Modellrechnungen eingehen. Die Nichtberücksichtigung der realen Ozonverteilung könnte auch verantwortlich für die Probleme bei der Modellierung sein, da das längenabhängige Ozon die Amplitude und Phasenlage der stationären Wellen, wie gezeigt, mitbestimmt.

Eine Aufgabe des IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change* [<http://www.ipcc.ch/index.htm>]) ist die mögliche zukünftige Klimaentwicklung vorherzusagen, welche stark von der Temperaturverteilung abhängt. Die bisher dafür verwendeten Modellen enthalten nur die zonal gemittelte Ozonverteilung, wobei Studien der letzten Jahre auf die Bedeutung des längenabhängigen Ozons hingewiesen haben. Gabriel et al. (2007) und Crook et al. (2008) haben nachgewiesen, dass die Temperaturverteilung der Stratosphäre, die planetare Wellenstruktur und der zonal gemittelte Zonalwind von der zonal asymmetrischen Ozonverteilung beeinflusst werden. Darüber hinaus haben Waugh et al. (2009) herausgefunden, dass Modelle mit zonal gemitteltem Ozon den Einfluss des Ozonlochs auf der Südhalbkugel auf troposphärische Temperaturtrends unterschätzen, wodurch zu warme Temperaturen berechnet werden. Im Falle eines verringerten Ozonlochs unterschätzen sie den Anstieg der Temperatur. Dies erklärt die Unterschätzung der Kühlungsrate von 1960 bis 2000 und die der Erwärmungsrate von 2000 bis 2050. Dadurch weisen Waugh et al. (2009) auf die Bedeutung

des längenabhängigen Ozons auf die Klimavorhersagen hin. Auch Gillett et al. (2009) zeigten auf, dass die Implementierung der längenabhängigen Ozonfelder in die Vorhersagemodelle wichtig für die Vorhersage der Ozontrends ist.

Als letzte wichtige Auswirkung des längenabhängigen Ozons wird die Wirkung auf die Troposphäre und die damit verbundene Relevanz für das Wetter eingegangen. Kirchner and Peters (2003) analysierten die Folgen des winterlichen längenabhängigen Ozontrends der 1980iger Jahre in der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre über dem Nordatlantik und Europa. Dabei zeigten Kirchner and Peters (2003) auf, dass Ozonanomalien nahe der Tropopause die Zirkulation systematisch modifizieren. So wurde gezeigt, dass Ozonanomalien nahe der Tropopause die Stabilität aufgrund von positiven Rückkopplungen mittels Wasserdampftransporte stärker beeinflussen, als es allein durch die Ozonheizquelle anzunehmen wäre. So ergab sich für Kirchner and Peters (2003), dass die Rückkopplungen die Zyklonenaktivität über dem Nordatlantik steuern und es zu veränderten planetaren Wellenmustern kommt. Darüber hinaus haben Gabriel et al. (2010) in ihrer Studie über langzeitliche Änderungen im stratosphärischen längenabhängigen Ozon herausgefunden, dass es aufgrund der Wirkung des zonal asymmetrischen Ozons auf die westwärtsgerichtete großräumige Zirkulation, die Temperatur der mittleren Troposphäre, die geopotentielle Höhe auf Meeresniveau und den Bodendruck zu einer Verstärkung der negativen Phase der NAO (*North Atlantic Oscillation*) kommt. Negative Phasen der NAO sind durch ein abgeschwächtes Subtropenhoch und ein abgeschwächtes Islandtief bestimmt. Damit verbunden sind feuchtere Luftmassen im Mittelmeerraum, kälterer Luft über Nordeuropa, härtere Winter an der Ostküste der USA und milderen Wintern über Grönland [<http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/>]. Das zeigt, dass die Umverteilung der globalen Ozonverteilung zu einer verstärkten asymmetrischen Struktur während der letzten Jahrzehnten aufgrund veränderter dynamischer Vorgänge direkte Auswirkungen auf das Wetter hat.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Die Diplomarbeit baut auf dem Artikel von Gabriel et al. (2007) auf, in dem sie die Wirkung des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Zirkulation untersuchten. Dabei verwendeten Gabriel et al. (2007) das GCM MAECHAM5, um zwei Modellexperimente durchzuführen. Einerseits den sogenannten Kontrolllauf mit der zonal gemittelten Ozonklimatologie von Fortuin et al. (1998) und andererseits den Sternlauf, bei dem auf die Ozonklimatologie die längenabhängige Januarverteilung addiert wurde. Die Läufe wurden für die Wintermonate (September bis Februar) der Jahre 1989 bis 1999 berechnet, jedoch konzentrierten sie sich auf den Dekadenwert des Januars. Dabei stellte sich in der Auswertung heraus, dass es aufgrund des zonal asymmetrischen Ozons zu einer Verschiebung der Maxima (Minima) der längenabhängigen Komponente der geopotentiellen Höhe um 60° nach Westen und zu einer lokalen Veränderung des längenabhängigen Wellenaktivitätsfluss [Plumb (1985)] kommt; so verschiebt sich das Maximum des Wellenaktivitätsflusses von der östlichen auf die westliche Stratosphäre. Diese Verschiebung entspricht einem verstärkten (abgeschwächten) aufwärts- und ostwärtsgerichtetem Energiefluss auf der westlichen (östlichen) Hemisphäre.

Das Ziel dieser Arbeit ist die Mechanismen der Wirkung des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Allgemeine atmosphärische Zirkulation in den mittleren und hohen Breiten aufzuzeigen und zu prüfen. Dafür wurde in drei Schritten vorgegangen. Zuerst wurde die harmonische Analyse für den Dekadenmittelwert des Januars durchgeführt, anhand dieser dann die für die Verschiebung der Wellenflüsse ausschlaggebenden Wellenzahlen bestimmt werden konnten. Danach wurde die Diagnostik der zeitlichen Entwicklung der zonal gemittelten und der zonal asymmetrischen Komponente der physikalischen Grundgrößen durchgeführt. Schließlich wurde mithilfe eines linearen Ausbreitungsmodells die ozonbedingte Anregung planetarer Wellen analysiert.

6.1 Die Mechanismen der Wirkung des längenabhängigen Ozons

6.1.1 Die ozonbedingte Anregung planetarer Wellen in der Stratosphäre

Um die Wirkung der zusätzlichen Heizquelle in der Stratosphäre aufgrund des längenabhängigen Ozons zu untersuchen, wurde ein lineares Modell, aufbauend auf der quasi - geostrophischen Wellengleichung [Peters (1985)] konstruiert. Als Eingangsdaten wurden die zonal gemittelten Zonalwind - und Temperaturfelder der beiden Modellexperimente, sowie die Orographie des ECHAM Modells und die im Anomalielauf berechnete zusätzliche Wärmequelle harmonisch analysiert. Die Temperatur-, Geopotential- und Windfelder des Januardekadenmittels wurden in ihre Fourierkomponenten zerlegt, wodurch gezeigt werden konnte, dass die von Gabriel et al. (2007) gefundene Verschiebung des Maximums um 60° nach Westen und die lokalen Veränderungen des Plumb - Flusses in der Stratosphäre aufgrund der Superposition der Wellen 1 und 2 auftreten. In der Troposphäre dominiert der Wechselwirkungsbeitrag der Wellenzahlen 2 - 4, wobei die Welle 1 für die Amplitude von Bedeutung ist. Somit erklären die ultralangen Wellen 1 bis 4 beinahe vollständig die aufgezeigten Unterschiede zwischen den beiden Modellexperimenten. Deshalb wurde die lineare Ausbreitung für diese Wellenzahlen berechnet, wobei die Amplitude der Welle 1 eindeutig dominiert.

Als Ergebnis hat sich gezeigt, dass im Fall der Wellenzahl 1 eine planetare Welle in der Stratosphäre generiert wird, deren Amplitude etwa 10% der in der Troposphäre orographisch und thermisch angeregten Amplitude beträgt. Die Phasenlage der Maxima (Minima) der Welle der Struktur 1 stimmt mit jener der Maxima (Minima) der troposphärisch angeregten überein, wodurch es zu einer Verstärkung (Vertiefung) der Maxima (Minima) kommt. Die veränderte Wellenstruktur hat über die Divergenz des Eliassen - Palm Flusses direkten Einfluss auf den zonal gemittelten Grundstrom, wie im nächsten Abschnitt erläutert wird.

6.1.2 Der Einfluss der ozonmodifizierten planetaren Wellen auf den Grundstrom und dessen Rückwirkung - der Welle - Grundstrom Wechselwirkungsmechanismus

Aus den Modelldaten von Gabriel et al. (2007) wurden für die Monate Oktober bis Januar Monats- und daraus Dekadenmittelwerte gebildet. Diese wurden wiederum in ihre zonal gemittelte und zonal asymmetrische Komponente zerlegt, welche in weiterer Folge in ihrer zeitlichen Entwicklung untersucht wurden. Dabei hat sich für den zonal gemittelten Grundstrom herausgestellt, dass das längenabhängige Ozon den Schwingungsprozess der Atmosphäre verändert. Holton and Mass (1976) haben festgestellt, dass es in der Stratosphäre aufgrund der Wechselwirkung zwischen dem transienten und dem stationären Eddy - Wärmefluss je nach

positiver oder negativer Interferenz zu einem Schwingungsvorgang in der Wellenaktivität und damit zusammenhängend im Grundstrom kommt. Dieser wird durch das längenabhängige Ozon modifiziert. Wie im vorherigen Abschnitt beschrieben, bewirkt die zusätzliche Wärmequelle in der Stratosphäre eine zusätzliche planetare Welle, die sich mit den troposphärisch angeregten Wellen überlagert. Bei der Diagnostik der zeitlichen Entwicklung des zonal gemittelten Grundstroms hat sich gezeigt, dass es zu einer Modifizierung des Eliassen-Palm Flusses im Falle des Anomalielaufs kommt. Da die Divergenz des Eliassen - Palm Flusses direkt mit der zeitlichen Entwicklung des zonal gemittelten Zonalwindes zusammenhängt, wurde der Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen genauer untersucht. Dabei konnte festgestellt werden, dass der zonal gemittelte Wind mit einer Verzögerung von zwei Wochen auf die Divergenz (Konvergenz) des Eliassen - Palm Flusses mit einer Beschleunigung (Abbremsung) reagiert. Durch den Welle - Grundstrom Wechselwirkungsmechanismus kommt es zu der sich ausbildenden verstärkten Schwingung mit einer Periode von etwa 60 Tagen. Diese zeigt sich auch in der residuellen mittleren meridionalen Massenstromfunktion, in welcher die modifizierte Vacillation sichtbar ist. Wie in Charney and Drazin (1961) beschrieben, hängt die Ausbreitung der ultralangen Wellen vom zonal gemittelten Grundstrom direkt ab. Als Folge dessen weist der Anomalielauf aufgrund des veränderten Grundstroms auch eine modifizierte Wellenausbreitung und damit auch eine Schwingung in der Wellenaktivität auf.

6.1.3 Die Rückwirkung der Stratosphäre auf die Troposphäre - der Kopplungsmechanismus

Die Schwingung des Grundstroms ist wichtig für die Änderung der Ausbreitungsmöglichkeit der planetaren Wellen. So zeigt sich im zeitlichen Verlauf der Geopotentialstörung, dass es wiederum zu einem Vacillationvorgang mit zunehmender Amplitude kommt. Im Januar treten die auffällige Phasenverschiebung, die großen Amplituden und der aufwärts und ostwärts gerichtete Wellenzug auf. Anhand der Zeitreihe der vertikalen und zonalen Komponente des Plumb - Flusses wurde gezeigt (Abb. 4.21), dass es auf der westlichen Hemisphäre in der unteren Stratosphäre zuerst zu einem stark aufwärts gerichteten Energiefluss kommt, der etwa vier Wochen danach auch in der oberen Stratosphäre auftritt. Diese zeitliche Verzögerung zwischen der unteren und der oberen Stratosphäre lässt auch auf eine Rückkopplung der Stratosphäre auf die Troposphäre schließen. Somit bewirkt das stratosphärische längenabhängige Ozon zuerst eine Veränderung der planetaren Wellenstruktur in der Stratosphäre, welche den zonal gemittelten Grundzustand, sowie die mittlere meridionale Massenstromfunktion verändert. Aufgrund der Wechselwirkung des Grundstroms mit den Wellen kommt

es auch bei den Wellenstörungen zu einem ozonbedingten Schwingungsvorgang. Jedoch lässt die starke Veränderung von Dezember auf Januar darauf schließen, dass die Störungen in der Stratosphäre die baroklinen Wellen der Troposphäre modifizieren.

6.2 Ausblick

Die Bedeutung der ultralangen Wellen für die Dynamik der mittleren Atmosphäre, sowie für den Wärme-, Impuls- und Ozontransport ist bekannt. Deshalb ist es wichtig, dass die verschiedenen Modelle die Amplitude und Phase der planetaren Wellen gut wiedergeben. Die Struktur der ultralangen Wellen ist abhängig von der troposphärischen, aber auch von der stratosphärischen ozonbedingten Anregung, weshalb erwartet wird, dass Chemie - Klima Modelle diese gut darstellen. Allerdings zeigt sich, dass die ultralangen quasistationären Wellen nicht richtig berechnet werden, so existieren größere Differenzen in der Amplitude und der Phase [nach pers. Mitteilung D. Peters, 2010]. Dies könnte daran liegen, dass in Chemie - Klima Modellen der Einfluss des Ozeans über die SST parametrisiert wird oder die längenabhängige Ozonstruktur falsch dargestellt wird. Die Rekonstruktion der planetaren Wellenstruktur gilt es zu verbessern.

Ein weiterer wichtiger Punkt sind die zukünftigen Klimaabschätzungen und der damit eng verbundene neue IPCC - Bericht. Um die weiteren Klimaentwicklungen und deren Wirkung auf das alltägliche Leben abschätzen zu können, sollten die Vorgänge in der Stratosphäre in den Modellen besser berücksichtigt werden. Deshalb ist es von besonderer Bedeutung in die für den IPCC verwendeten Modelle die stationäre Ozonverteilung in Zukunft richtiger einzubauen, um die hier gezeigten Prozesse konsistent zu berücksichtigen.

Darüber hinaus gewinnt die Vorhersage von Extremereignissen in den letzten Jahren immer mehr an Bedeutung. An die Modelle wird die Anforderung gestellt die Änderung der Häufigkeit und der Lage von Extremereignissen besser zu erfassen. Allerdings kann diese Forderung nicht erfüllt werden, solange die troposphärische Zirkulation unabhängig von der längenabhängigen Ozonverteilung der Stratosphäre und der Struktur der planetaren Wellen betrachtet wird.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Atmosphäre ein komplexes und empfindliches System ist, deren Zirkulation sensitiv vom längenabhängigen Ozon abhängt, und diese von großer Bedeutung für die Menschen ist. Deshalb ist es wichtig die auftretenden Prozesse, deren Mechanismen und Wirkung, insofern sie erkannt werden, in den Modellen konsistent zu berücksichtigen.

Lebenslauf

DATEN

Name: Marianne Bügelmayer

Familienstand: ledig

Staatsbürgerschaft: Österreich

Geburtsdatum: 13.04.1987

Geburtsort:

Mödling

Mobiltelefon Nr.: +31 (0)613 909085

Adresse: Niederlande, 1183 DB Amstelveen, Uilenstede
354

E-mail: mariannebuegelmayer@gmail.com

AUSBILDUNG

Januar 2010 - Februar 2011

Verfassen der Diplomarbeit mit dem Titel *Der Einfluss des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Allgemeine Zirkulation in mittleren und hohen Breiten* betreut von Dr. Dieter H.W. Peters

seit Oktober 2008

Weiterführung des Meteorologiestudiums - mit Schwerpunkt Theorie, und Geophysik an der Universität Wien

Sept. 2007 - Juli 2008

Meteorologie und Geophysik an der Universidad Complutense de Madrid - Austauschprogramm Erasmus (Besuch von Lehrveranstaltungen mit Schwerpunkt Klima, Klimawandel, sowie Paleoklima und Paleomagnetismus)

Dezember 2006

Beginn des zweiten Studienabschnitt in Meteorologie sowie Geophysik

seit September 2005

Studium der Meteorologie und Geophysik an der Universität Wien

Juni 2005

Reifeprüfung mit ausgezeichnetem Erfolg, Bundesgymnasium Holabrunn

BERUFSERFAHRUNG

Juli/August 2009	Leibniz Institut für Atmosphärenphysik - IAP (Abteilung Theorie und Modellierung)
Sept. 2007 - Juni 2009	Studentenvertretung
Juli/August 2008	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - ZAMG (Abteilung Umweltemeteorologie)
Juli/August 2007	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - ZAMG (Abteilung Umweltemeteorologie)
Februar 2007	ARTE VIVA GmbH (Lifestyle Produkte) Praktikum
Juli/August 2007	Hagelflieger Flughafen Gneixendorf Praktikum
Februar 2006	ARTE VIVA GmbH (Lifestyle Produkte) Praktikum
Juli 2005	EVN Praktikum
Juli 2004	ARTE VIVA GmbH (Lifestyle Produkte) Praktikum

PRÄSENTATIONEN

Poster	<i>Beitrag der ultralangen Wellen zur Zirkulationsänderung infolge des zonal variierenden Ozons - Modellstudie</i> DACH Deutsch-Österreichisch-Schweizerischen Meteorologen-Tagung (September 2009)
--------	--

FACHLICHE KENNTNISSE

Niveau der Kenntnisse (Selbsteinschätzung):

+ Grundkenntnisse, ++ fortgeschritten, +++ sehr gut

Gebiet	Teilgebiet	Kenntnisse	in Jahren
Betriebssysteme	UNIX, LINUX	++	3
	Windows (XP,2000)	+++	9
Programmiersprachen	C++	+	1
	Fortran	++	2
	Matlab	++	2
	GrADS	++	1
	LASAT	++	2
Text	Office	++	7
	Latex	++	2
Sprachen	Deutsch	+++	-
	Englisch	++	8 Jahre in der Schule
	Französisch	++	6 Jahre in der Schule
	Spanisch	++	1 Jahr in Spanien
	Italienisch	++	4 Jahre in der Schule
Führerschein	Klasse B		seit 2004

PRIVATE INTERESSEN und PLÄNE

- * Reisen, fremde Menschen und Kulturen kennenlernen
- * Lesen, Musik (modern und Klassik), Kultur, Sport
- * Beitragen zum Wissen und besseren Verständnis des System Erde

Bildverzeichnis

1.1	Die Januar Ozonverteilung der letzten 4 Jahrzehnte in 10 hPa; links oben: 1960er, rechts oben: 1970er, links unten: 1980er, rechts unten: 1990er, [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010]	3
1.2	Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss $((F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100))$, Januar 1990-1999, gemittelt von 60-71.2° N; links=Sternlauf, rechts=Kontrolllauf, oben Temperaturstörung ($T^* = T - [T]$) in 50 hPa; links: Kontrolllauf, mitte: Anomalielauf, rechts: Differenz (Anomalielauf - Kontrolllauf), [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010]	5
1.3	links: Längen - Höhendarstellung der Temperaturstörung ($T^* = T - [T]$), rechts: Längen - Höhendarstellung der Differenz (Anomalielauf - Kontrolllauf), blau = 90 % Signifikanz, violett = 95 %, rot = 98 % [nach pers. Mitteilung A. Gabriel, 2010]	6
2.1	Jahresgemittelter globaler Strahlungshaushalt der Erde von März 2000 bis Mai 2004 [Wm^{-2}] [Trenberth et al. (2009)]	8
2.2	Höhen - Breitendarstellung der mittleren meridionalen Ozonkonzentration [ppmv] gemittelt über die Jahre 1980 - 1991, [http://www.atmosphysics.utoronto.ca/SPARC/index.html]	10
2.3	Globale Ozonverteilung für den Januar gemittelt über die Jahre 1978 - 1988 [DU] [http://es-ee.tor.ec.gc.ca/e/ozone]	11
2.4	Höhen - Breitendarstellung der zonal gemittelten Temperatur [T] [°C], Januardekadenmittelwert des Kontrolllaufs	12
2.5	Höhen - Breitendarstellung der residuellen mittleren meridionalen Massenstromfunktion für den Januar der 1990 - Dekade, Kontrolllauf	22
2.6	Stereographische Projektion der Differenzen (1988 - 92) minus (1979 - 83) des Gesamt Ozon [DU] für den Winter der Nordhemisphäre (links: Dezember, rechts: Januar), Flächen mit Werten kleiner als -5 DU sind gestrichelt [Peters and Entzian (1999)].	25
2.7	Aufwärtsgerichteter Eliassen - Palm Fluss F_z (gestrichelt) bei 100hPa im Januar (normalisiert), gemittelt über die Winterhemisphäre und Anstieg des außertropischen totalen Ozons ΔO_3 (fest) [Fusco and Salby (1999)].	26
4.1	Zonal gemittelter Zonalwind [u] in m/s, Winterdekadenmittelwert (DJF) 1990-1999 Kontrolllauf	36
4.2	Zonal gemittelter Zonalwind [u] in m/s, Winterdekadenmittelwert (DJF) aus dem Atlas der ERA-40 Reanalysen [http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/docs/section_D25/parameter_zmzwsp.html]	36

4.3	Zonal gemittelte Temperatur [T] in °C, Winterdekadenmittelwert (DJF) 1990-1999, Kontrolllauf	37
4.4	Zonal gemittelte Temperatur [T] in °C, Winterdekadenmittelwert (DJF) aus dem Atlas der ERA-40 Reanalysen [http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/docs/section_D25/parameter_zmtsp.html]	37
4.5	Zeitlicher Aufbau der winterlichen (sommerlichen) Zirkulation auf der Nord-(Süd-) Hemisphäre von 1990-1999; Kontrolllauf	38
4.6	Zeitlicher Aufbau der Differenz Anomalie- minus Kontrolllauf des zonal gemittelten Geopotentials; lila Kontourlinie entspricht 90% Signifikanz, grüne Linie 95%.	40
4.7	Zeitlicher Aufbau der Differenz Anomalie- minus Kontrolllauf des zonal gemittelten Zonalwinds, lila Kontourlinie entspricht 90% Signifikanz, grüne Linie 95%.	42
4.8	Zeitreihe der Differenzen des Zonalwindes und der Divergenz des Eliassen-Palm Flusses. Der Zonalwind besteht aus 11-Tagesmittelwerten, die Divergenz aus Monatsmittelwerten; 100hPa: blau ([u] - gestrichelt), orange (∇EP - durchgezogen), 1hPa: rot ([u] - gestrichelt), violett (∇EP - durchgezogen)	43
4.9	Differenz (Ano-Ctl) des Impulsflusses (links) und Wärmeflusses (rechts) von Oktober bis Januar von 1990-1999	44
4.10	Differenz (Stern-Ctl) der residuellen mittleren meridionalen Massenstromfunktion von Oktober bis Januar von 1990-1999; die Isolinien sind nicht äquidistant	45
4.11	Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss ($(F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100)$), Januar 1990-1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (Ano-ctl)	46
4.12	Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss ($(F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100)$), Januar 1990-1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (ano-ctl) der Wellenzahl 1	47
4.13	Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss ($(F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100)$), Januar 1990-1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (ano-ctl) der Wellenzahl 2	48
4.14	Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss ($(F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100)$), Januar 1990-1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (ano-ctl) der Wellenzahlen 1+2	48
4.15	Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss ($(F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100)$), Januar 1990-1999, links: Anomalielauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (ano-ctl) der Wellenzahlen 2 - 4	49
4.16	Zonal variierendes Geopotential [gpm] und Plumb-Fluss ($(F_\lambda, F_z) \rightarrow (p/p_0)^{1/2} * (F_\lambda, F_z * 100)$), Januar 1990-1999, links: Differenz Wellenzahl 1-3, mittig: Differenz 1-4, rechts: Differenz 1-42	50
4.17	Zeitlicher Verlauf der Temperaturstörung, links: Sternlauf, mittig: Kontrolllauf, rechts: Differenz (Ano-Ctl) von Oktober bis Januar von 1990-1999, gemittelt über 50°N-70°N	51

4.18	Differenz (Ano-Ctl) der längenabhängigen Komponente des Meridionalwinds gemittelt über 50°N-70°N (links), des transienten Anteils des nordwärtsgerichteten Wrmefflusses (Mitte), des stationären Anteils des nordwärtsgerichteten Wrmefflusses (rechts) von Oktober bis Januar von 1990-1999	51
4.19	Differenz (Ano-Ctl) der geopotentiellen Höhe, links=100hPa, rechts=50 hPa, Oktober bis Januar von 1990-1999	52
4.20	Differenz (Ano-Ctl) der geopotentiellen Höhe und des Wellenaktivitätsfluss nach Plumb (1985), die Vektoren sind skaliert ($F_x \div \left(\frac{p}{1000}\right)^{\frac{1}{2}}$, $F_z \div \left(\frac{p}{1000}\right)^{\frac{1}{2}} * 100$), Oktober bis Januar von 1990-1999	53
4.21	Zeitreihe der Differenz (Stern-Ctl) der x-Komponente (gestrichelte Linie, 100hPa=blau, 5hPa=rot) und der z-Komponente (durchgezogene Linie, 100hPa=orange, 5hPa=lila) des Plumb-Flusses; links=90°W, rechts=90°Ost	54
4.22	Amplituden- und Phasenvergleich für die Wellenzahl 1, oben: Dezember 1990-99, unten: Januar, rot=Sternlauf des linearen Modells, blau=Kontrolllauf, rosa=Sternlauf des ECHAM, hellblau=Kontrolllauf	57
4.23	Amplituden- und Phasenvergleich für die Wellenzahl 2, oben: Dezember 1990-99, unten: Januar, rot=Sternlauf des linearen Modells, blau=Kontrolllauf, rosa=Sternlauf des ECHAM, hellblau=Kontrolllauf	58
4.24	Das Geopotential [gpm] der Welle 1 bedingt durch die thermische Anregung aufgrund des längenabhängigen Ozons; Oktober bis Januar, 1990-99	59
4.25	Das Geopotential [gpm] der Welle 1 bedingt durch die thermische und orographische Anregung, links=Eingangsdaten des Anomalielaufs, rechts=Eingangsdaten des Kontrollperiments; Januar 1990-99	59
4.26	Das Geopotential [gpm] der Welle 1 als Ergebnis aller Anregungsarten (orographisch und thermisch und Ozon) Januar 1990-99	59
4.27	Amplitudenvergleich der Wellenzahlen 1 bis 4; Geopotential [gpm] aufgrund der ozonbedingten Wärmequelle, Januar 1990-99	60

Literatur

- Allen, D. R., R. M. Bevilacqua, G. E. Nedoluha, C. E. Randall, and G. L. Manney, 2003: Unusual stratospheric transport and mixing during the 2002 Antarctic winter. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (12), 120 000–1, doi:10.1029/2003GL017117. 64
- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: *Middle atmosphere dynamics*. 9, 10, 13, 19, 43
- Bates, J. R., 1977: Dynamics of stationary ultra-long waves in middle latitudes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **103**, 397–430, doi:10.1002/qj.49710343703. 65
- Chang, E. K. M., 2009: Diabatic and Orographic Forcing of Northern Winter Stationary Waves and Storm Tracks. *Journal of Climate*, **22**, 670–+, doi:10.1175/2008JCLI2403.1. 66
- 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, doi:10.1029/JZ066i001p00083. 19, 20, 41, 62, 63, 71
- Crook, J. A., N. P. Gillett, and S. P. E. Keeley, 2008: Sensitivity of Southern Hemisphere climate to zonal asymmetry in ozone. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, 7806–+, doi:10.1029/2007GL032698. 4, 67
- Dickinson, R. E., 1969: Vertical propagation of planetary Rossby waves through an atmosphere with Newtonian cooling. *J. Geophys. Res.*, **74**, 929–938. 32
- Fortuin, F., H. Kelder, and J. Paul, 1998: An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31 709–31 734, doi:10.1029/1998JD200008. 28, 69
- Fusco, A. C. and M. L. Salby, 1999: Interannual Variations of Total Ozone and Their Relationship to Variations of Planetary Wave Activity. *J. Climate*, **12**, 1619–1629, doi:10.1175/1520-0442(1999)012. 25, 26, 76
- Gabriel, A., D. Peters, I. Kirchner, and H. Graf, 2007: Effect of zonally asymmetric ozone on stratospheric temperature and planetary wave propagation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 6807–+, doi:10.1029/2006GL028998. IV, 2, 3, 4, 5, 27, 28, 29, 39, 43, 44, 52, 56, 67, 69, 70
- Gabriel, A., D. Peters, I. Kirchner, and H. Graf, 2010: Long-term changes in longitude-dependent stratospheric ozone and their influence on atmospheric circulation. *J. Climate*, eingereicht. 68
- Gates, W. L., et al., 1999: An Overview of the Results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 29–56, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<0029:AOOTRO>2.0.CO;2. 3

- Geller, M. A. and J. C. Alpert, 1980: Planetary wave coupling between the troposphere and the middle atmosphere as a possible Sun-weather mechanism. *Journal of Atmospheric Sciences*, **37**, 1197–1215, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<1197:PWCBTT>2.0.CO;2. 65
- Gillett, N. P., J. F. Scinocca, D. A. Plummer, and M. C. Reader, 2009: Sensitivity of climate to dynamically-consistent zonal asymmetries in ozone. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, 10 809–+, doi:10.1029/2009GL037246. 4, 68
- Held, I. M., M. Ting, and H. Wang, 2002: Northern Winter Stationary Waves: Theory and Modeling. *Journal of Climate*, **15**, 2125–2144, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<2125:NWSWTA>2.0.CO;2. 66
- Holton, J. R., 1992: *An introduction to dynamic meteorology*. 13, 14, 15, 21
- Holton, J. R. and C. Mass, 1976: Stratospheric Vacillation Cycles. *Journal of Atmospheric Sciences*, **33**, 2218–2225, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<2218:SVC>2.0.CO;2. 23, 39, 61, 63, 70
- Hood, L. L. and D. A. Zaff, 1995: Lower stratospheric stationary waves and the longitude dependence of ozone trends in winter. *J. Geophys. Res.*, **100**, 25 791–25 800, doi:10.1029/95JD01943. 25
- Kirchner, I. and D. Peters, 2003: Modelling the wintertime response to upper tropospheric and lower stratospheric ozone anomalies over the North Atlantic and Europe. *Annales Geophysicae*, **21**, 2107–2118, doi:10.5194/angeo-21-2107-2003. 68
- Lau, N. C., 1979: The observed structure of tropospheric stationary waves and the local balances of vorticity and heat. *Journal Atmos. Sci.*, **36**, 996–1106. 32, 55
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, **28**, 702–708, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2. 64
- Manney, G. L., et al., 2005: Simulations of Dynamics and Transport during the September 2002 Antarctic Major Warming. *Journal of Atmospheric Sciences*, **62**, 690–707, doi:10.1175/JAS-3313.1. 64
- Peixóto, J. P. and A. H. Oort, 1984: Physics of climate. *Reviews of Modern Physics*, **56**, 365–429, doi:10.1103/RevModPhys.56.365. 8
- Perlwitz, J. and N. Harnik, 2004: Downward Coupling between the Stratosphere and Troposphere: The Relative Roles of Wave and Zonal Mean Processes*. *Journal of Climate*, **17**, 4902–4909, doi:10.1175/JCLI-3247.1. 66
- Peters, D., P. Vargin, and H. Körnich, 2007: A Study of the zonally asymmetric tropospheric forcing of the austral vortex splitting during September 2002. *Tellus Series A*, **59**, 384–394, doi:10.1111/j.1600-0870.2007.00228.x. 64
- Peters, D. H. W., 1985: Zur vertikalen Struktur von ultralangen stationären Wellen in einem eindimensionalen quasigeostrophischen Modell. *Zeitschrift f. Meteorologie*, **35**, 188–196. 31, 32, 55, 61, 70
- Peters, D. H. W. and G. Entzian, 1996: Longitude-dependent decadal changes of total ozone in boreal Winter months during 1979-92 - Linear modelling of horizontal and vertical ozone transport by ultra-long waves. *Contr.Atmos.Phys.*, **69(4)**, 477–489. 25

- Peters, D. H. W. and G. Entzian, 1999: Longitude-dependent decadal changes of total ozone in boreal Winter months during 1979-92. *Journal of Climate*, **12**, 1038–1048. 25, 76
- Peters, D. H. W., A. Gabriel, and G. Entzian, 2008: Longitude-dependent decadal ozone changes and ozone trends in boreal winter months during 1960-2000. *Annales Geophysicae*, **26**, 1275–1286, doi:10.5194/angeo-26-1275-2008. 2
- Plumb, R. A., 1985: On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, **42**, 217–229, doi:10.1175/1520-0469(1985)042<0217:OTTDPO>2.0.CO;2. 4, 24, 29, 46, 53, 69, 78
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery, 1992: *Numerical recipes in FORTRAN. The art of scientific computing*. 29, 31
- Röckner, e. a., E., 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I. Model description. *MPI Report*, **349**. 3, 28
- Scaife, A. A., D. R. Jackson, R. Swinbank, N. Butchart, H. E. Thornton, M. Keil, and L. Henderson, 2005: Stratospheric Vacillations and the Major Warming over Antarctica in 2002. *Journal of Atmospheric Sciences*, **62**, 629–639, doi:10.1175/JAS-3334.1. 64
- Schmitz, G. and N. Grieger, 1980: Model calculations on the structure of planetary waves in the upper troposphere and lower stratosphere as a function of the wind field in the upper stratosphere. *Tellus*, **32**, 207–+. 61
- Shindell, D., D. Rind, N. Balachandran, J. Lean, and P. Lonergan, 1999: Solar Cycle Variability, Ozone, and Climate. *Science*, **284**, 305–+, doi:10.1126/science.284.5412.305. 65
- Simpson, I. R., M. Blackburn, and J. D. Haigh, 2009: The Role of Eddies in Driving the Tropospheric Response to Stratospheric Heating Perturbations. *Journal of Atmospheric Sciences*, **66**, 1347–+, doi:10.1175/2008JAS2758.1. 65
- Smagorinsky, J., 1953: The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **79**, 342–366, doi:10.1002/qj.49707934103. 32, 55
- Taubenheim, J., 1969: *Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten*. 30
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009: Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **90**, 311–+, doi:10.1175/2008BAMS2634.1. 8, 76
- Uppala, S. M., et al., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176. 3, 27
- Valdes, P. J. and B. J. Hoskins, 1989: Linear Stationary Wave Simulations of the Time-Mean Climatological Flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, **46**, 2509–2527, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<2509:LSWSOT>2.0.CO;2. 64
- Waugh, D. W., L. Oman, P. A. Newman, R. S. Stolarski, S. Pawson, J. E. Nielsen, and J. Perlwitz, 2009: Effect of zonal asymmetries in stratospheric ozone on simulated Southern Hemisphere climate trends. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, 18 701–+, doi:10.1029/2009GL040419. 4, 67