

EIN MÖGLICHER EINFLUSS VON ENSO AUF DIE ZIRKULATION IM OBEREN MESOPAUSENBEREICH MITTLERER BREITEN

Christoph Jacobi (1) und Dierk Kürschner (2)

(1) Institut für Meteorologie, Universität Leipzig,

Stephanstr. 3, D-04103 Leipzig,

jacobi@uni-leipzig.de

(2) Institut für Geophysik und Geologie, Universität Leipzig,

Observatorium Collm, D-04779 Wermsdorf,

kuersch@uni-leipzig.de

ZUSAMMENFASSUNG

Kombinierte tägliche Messungen des Windes im Höhenbereich um 95 km auf 3 Messstrecken werden seit 1979 kontinuierlich am Observatorium Collm der Universität Leipzig (52°N, 15°E) durchgeführt. Die inzwischen vorliegende Zeitreihe erlaubt damit die Analyse von Variationen des Windes im Zeitbereich von Tagen bis zu Dekaden. Insbesondere wurden ein langfristiger Trend, ein Einfluss des 11-Jährigen Sonnenfleckenzyklus und ein Einfluss der äquatorialen stratosphärischen quasi-zweijährigen Schwingung QBO auf die Zirkulation im Mesopausenbereich festgestellt.

In der vorliegenden Untersuchung wurden Monatsmittelwerte des zonalen Windes im Mesopausenbereich hinsichtlich eines möglichen Einflusses von El Niño/Southern Oscillation ENSO auf die Dynamik der mittleren und oberen Atmosphäre hin untersucht. Es zeigt sich, dass im Winter der mittlere zonale Westwind positiv mit dem SO-Index

korreliert ist. Dies stimmt qualitativ mit den Verhältnissen in der Stratosphäre überein, in welcher bei "Cold Events", also bei positivem SO-Index, ein besonders ausgeprägter Polarwirbel beobachtet wurde. Dies zeigt, dass der Einfluss von ENSO bis in den Bereich der unteren Thermosphäre reicht.

Im Sommer findet sich jedoch ein negativer Zusammenhang zwischen hochatmosphärischem zonalen Westwind und SO-Index. Eine mögliche Erklärung hierfür ist, dass bei positivem SO-Index eine verstärkte Ausbreitung von sich westwärts ausbreitenden planetaren Wellen in der Stratosphäre/Mesosphäre stattfindet, die in der hohen Atmosphäre durch Welle-Grundstrom-Wechselwirkung den Westwind abbremsen. Wegen des Einflusses der äquatorialen QBO auf die Ausbreitung planetarer Wellen muss eine experimentelle Untersuchung hierzu jedoch für QBO West- und Ostphase getrennt durchgeführt werden, so dass sich die Anzahl der verfügbaren

Datensätze reduziert. Daher müssen die Ergebnisse für die Sommerverhältnisse noch als vorläufig angesehen werden.

EINLEITUNG

Die "Southern Oscillation" (SO), oft in Verbindung mit El Niño betrachtet und dann mit ENSO abgekürzt, ist eine der stärksten Signale in der Zirkulation der tropischen Atmosphäre. ENSO beeinflusst ebenso außertropische Regionen. Die SO ist eine Oszillation des Bodendrucks zwischen dem tropischen Indischen Ozean/Ostpazifik und den anderen Teilen des tropischen Pazifiks, welche die troposphärische Temperatur und andere Parameter, insbesondere Niederschläge, auf der globalen Skala beeinflusst. Die typische Größenordnung der mit der SO verbundenen Klimaschwankungen beträgt 3 – 4 Jahre.

Wie von van Loon und Labitzke (1987) gezeigt wurde, beeinflusst ENSO auch die Stratosphäre. Während sogenannter "warm Events" (El Niño) wird im Winter das stratosphärische Aleutenhoch verstärkt und damit der polare Stratosphärenwirbel gestört, so dass es überdurchschnittlich oft zu großen Stratosphärenerwärmungen kommt. Der Grund dafür ist, dass während El Niño die Oberflächentemperaturen des tropischen Pazifik insgesamt höher liegen; dies führt zu stärkerer Konvektion und damit zu höheren und stärker ausgebildeten Eisschirmen. Dadurch wird die Ausstrahlung von der Wolkenoberseite verstärkt und dies führt zu einer kühleren Stratosphäre – zumindest in ihrem unteren Teil – als in anderen Jahren. Der Einfluss von ENSO auf die Stratosphäre ist also

umgekehrt zu dem auf die Troposphäre. Der geringere Temperaturgradient zwischen tropischer und polarer Stratosphäre führt dann zu einer Schwächung des stratosphärischen Polarwirbels (z.B. Labitzke, 1999).

Da die SO einen gewissen Einfluss auf die Stratosphäre hat, ist eine Wirkung auch auf die darüber liegenden Schichten zu vermuten, z.B. auf die Mesopausenregion (70 – 110 km), welche mit der Stratosphäre durch die Ausbreitung von Schwerewellen und planetaren Wellen dynamisch verbunden ist. Über Variationen des Windes in der Mesopausenregion im Zeitbereich von 2 – 5 Jahren wurden von Namboothiri *et al.* (1993, 1994) berichtet, welche Messdaten eines Mittelwellenradars aus Saskatoon, Kanada, untersuchten. Schwankungen auf denselben Zeitskalen wurden auch von Portnyagin (1986) und Portnyagin *et al.* (1993) gefunden, der Zeitreihen des Grundwindes untersuchte. Kürzlich fanden Kane *et al.* (1999), bei Untersuchungen von Winddaten aus Saskatoon, aber mit einer größeren Datenbasis als Namboothiri *et al.* Variationen des Winds im 3 – 4-jährigen Zeitbereich und stellten dar, dass dies auf einen Einfluss von ENSO zurückzuführen sein könnte. Gavrillov *et al.* (1999) fanden eine Variabilität der Schwerewellenaktivität im Zeitbereich von ENSO. Indem sie Zeitreihen mesosphärischer Winde, gemessen mit dem japanischen MU-Radar, untersuchten, fanden sie, dass während El Niño schwächere Westwinde im Winter und stärkere Ostwinde im Sommer vorherrschten, welche die Unterschiede in der Schwerewellenaktivität erklären könnten. Scheer und Reisin (2000) vermuteten nach Messung besonders niedriger OH und O₂-

Airglowintensitäten im Jahre 1997, dass ein Einfluss des besonders starken ENSO-Ereignisses auf die Mesopause vorliegen könnte.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass es in der Literatur einige Hinweise auf einen Einfluss von ENSO auf die Mesopausenregion gibt, jedoch das bisher untersuchte Datenmaterial eher gering ist. Um daher einen Beitrag zu liefern, inwieweit das Signal von ENSO in der Mesopausenregion sichtbar wird, untersuchen wir in diesem Beitrag Winddaten, gemessen mit dem Langwellenreflexionsverfahren am Observatorium Collm der Universität Leipzig. Die dort vorliegende Zeitreihe hochatmosphärischer Windmessungen ist eine der wenigen, die sich über einen wesentlich größeren Zeitraum als eine Dekade erstreckt und damit auch Rückschlüsse auf mögliche Trends erlaubt. Bei der Interpretation ist jedoch darauf Rücksicht zu nehmen, dass Ergebnisse basierend auf den Daten einer einzelnen Station nur von regionalem Charakter sein können. Obwohl die Zirkulation in der mittleren Atmosphäre oft als quasi zonalsymmetrisch angesehen wird, zeigen neuere Untersuchungen, dass auch in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre quasi stationäre Wellen und damit zonale Unsymmetrien auftreten, welche die Koppelungsprozesse zwischen den Schichten der Atmosphäre beeinflussen können. Zum Beispiel zeigten Jacobi et al. (2000), dass es in der Folge großer Stratosphärenenerwärmungen zu deutlichen Unterschieden in der Zirkulation über Kanada und Europa, also auf der gleichen geografischen Breite kommen kann. Die nachfolgend dargestellten

Ergebnisse können daher nur als repräsentativ für die Mesopausenregion über Europa angesehen werden.

WINDMESSUNG UND DATENVERARBEITUNG

Das horizontale Windfeld in der Mesopausenregion wird in Collm mit Hilfe täglicher D1 Radiowindmessungen im Langwellenbereich (LF) kontinuierlich überwacht. Bei der LF D1 Methode werden die in der unteren Ionosphäre reflektierten Radiowellen auf 3 Frequenzen (177, 225 und 270 kHz) verwendet. Die Messungen werden nach der "closely spaced receiver"-Technik durchgeführt. Für die Auswertung wird eine automatisierte Form der „similar fade“-Methode verwendet (Schminder und Kürschner, 1994). Das Verfahren basiert auf der Bestimmung von Zeitdifferenzen zwischen korrespondierenden Feldstärkeextremwerten der reflektierten Radiowelle an drei Messpunkten, welche ein rechwinkliges Dreieck mit einer Seitenlänge von 300 m darstellen. Diese Zeitdifferenzen sind ein Maß für die Bewegung von Feldstärkevariationen in der ionosphärischen E-Schicht und mithin – wegen der noch sehr geringen Elektronendichten in dieser Höhe – auch der Neutralgasbewegung in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre, also im Höhenbereich zwischen 80 und 110 km.

Die individuellen Windwerte werden zu halbstündigen Mittelwerten des Zonal- und Meridionalwindes auf jeder der 3 Frequenzen zusammengefasst. Im Mittel besteht ein solcher Halbstundenwert aus 30 – 60 Einzelwerten auf jeder Frequenz. Seit 1979 werden die Daten auf den 3 Frequenzen mit Hilfe einer Gewichtsfunktion, welche auf der

“chaotischen Geschwindigkeit” (Sprenger und Schminder, 1969) basiert, zusammengefasst. Der Grund für dieses Vorgehen liegt in der höheren statistischen Sicherheit der so errechneten Mittelwerte. Diese können einem Reflexionspunkt bei 52°N, 15°E zugeordnet werden.

Da während der Tagstunden die Absorption von Funkwellen durch die Ionisation in der D-Schicht oberhalb von 60 km stark wird, können während dieser Zeit oft keine Messungen durchgeführt werden. Dies ist insbesondere im Sommer der Fall, wenn in der hohen Atmosphäre die Tage sehr lang werden. Dies führt zu einer Gesamtheit von etwa 700 Halbstundenmittelwerten pro Monat in den Sommermonaten und etwa 1200 Werten im Winter.

Die Berechnungen des mittleren Grundwindes stützen sich auf die Halbstundenmittelwerte in der mittleren Reflexionshöhe von Langwellen. Das heißt, die Messungen basieren auf der Totalreflexion von Funkwellen, so dass zu jedem Zeitpunkt die Windwerte nur in einer Höhe vorliegen, welche wiederum während des Tages im Bereich zwischen etwa 80 und 110 km schwankt (z.B. Kürschner *et al.*, 1987). Da allerdings auch Variationen von Tag zu Tag auftreten, kann man mit Hilfe eines Regressionsverfahrens unter Verwendung der Halbstundenwerte z.B. eines ganzen Monats (im allgemeinen reichen auch schon die Daten von 5-7 Tagen aus) Windprofile im Höhenbereich zwischen etwa 85 und 105 km erstellen. Das Regressionsverfahren beruht auf eine quasi-harmonischen Analyse, welche die halbtägigen Gezeiten als das mit Abstand stärkste Signal im Zeitbereich innerhalb eines Tages berücksichtigt und die die Höhenabhängigkeit der Windparameter durch eine quadratische

Abhängigkeit der Regressionskoeffizienten approximiert (Groves, 1959; Kürschner und Schminder, 1986):

$$v_z = \sum_{k=0}^p \{h^k a_{k,z} + b_{k,z} h^k \sin \omega t + c_{k,z} h^k \cos \omega t\} \quad (1)$$

$$v_m = \sum_{k=0}^p \{h^k a_{k,m} + b_{k,m} h^k \sin \omega t + c_{k,m} h^k \cos \omega t\} \quad (2)$$

mit $p = 2$, ω als der Kreisfrequenz der halbtägigen Schwingung und h als der Reflexionshöhe, welche aus der virtuellen Reflexionshöhe unter der Annahme realistischer Elektronendichteprofile berechnet wird (z.B. Jacobi *et al.*, 1997). Die virtuellen Reflexionshöhen werden aus Zeitdifferenzen der in der Ionosphäre reflektierten Radiowelle und der sich direkt ausbreitenden Bodenwelle bestimmt, wobei, um die Eindeutigkeit zu gewährleisten, der Vergleich nicht auf der Trägerwelle sondern in einem Modulationsfrequenzband bei 1.8 kHz erfolgt (Kürschner *et al.*, 1987).

Die Reflexionshöhenmessungen werden seit September 1982 kontinuierlich durchgeführt, so dass mittlere Profile der Windparameter in der Mesopausenregion seit diesem Zeitpunkt gemessen werden können. Die Messungen vor 1982 hingegen können nur als mittlere Windwerte, gültig für die mittlere nächtliche Reflexionshöhe der Radiowellen, interpretiert werden. Zu diesem Zweck werden die Gleichungen (1) und (2) ohne Höhenabhängigkeit, d.h. mit $p = 0$ angewendet. Vergleiche zwischen Rechnungen mit und ohne Höhenausgleich zeigen jedoch, dass die Fehler bei Vernachlässigung der Höhenabhängigkeit gering sind (<http://www.uni-leipzig.de/~jacobi/collm/results/compare/compare.htm>). Der

hauptsächliche Vorteil der Profilrechnungen besteht also in der Information über die vertikale Windscherung, während die Rechnungen ohne Höhenausgleich einen längeren Zeitraum abdecken können. Da wir bei der Untersuchung eines Zirkulationsmusters mit einer Zeitskala von mehreren Jahren an möglichst langen Zeitreihen interessiert sind, werden wir, nach einer kurzen Darstellung der mittleren Profile des Zonalwindes im Winter und im Sommer, die Windwerte verwenden, welche ohne Höhenausgleich berechnet worden sind.

Die tägliche, quasi-regelmäßige Messlücke erschwert die Trennung von Grundwind und solaren Gezeiten. Um diese zu verbessern, wird die Tatsache verwendet, dass in mittleren Breiten die halbtägigen Gezeiten nahezu zirkular polarisiert sind (Kürschner, 1991), so dass:

$$b_{k,m} = -c_{k,z}, \quad \text{und} \quad c_{k,m} = b_{k,z} \quad (3)$$

Die Polarisation der Gezeiten wurde z.B. von Jacobi *et al.* (1999) überprüft, welcher Gezeitenwindwerte verschiedener Messstationen in mittleren Breiten, gemessen mit unterschiedlichen Verfahren die keine Messlücke am Tage aufweisen, verwendete. Der Zonalwind selbst wird aus den Regressionskoeffizienten nach:

$$v_{oz}(h) = \sum_{k=0}^p h^k a_{k,z} \quad (4)$$

berechnet. Das Verfahren ist z.B. bei Kürschner und Schminder (1986) und Jacobi *et al.* (1997) detailliert beschrieben. Mit seiner Hilfe wurden auch kombinierte Profile des Windes gemessen mit der LF D1-Methode in Collm und dem Mittelwellenradar des IAP Kühlungsborn in

Juliusruh berechnet, welche zusammen einen größeren Höhenbereich abdecken (z.B. Schminder *et al.*, 1997).

Zur Beschreibung der SO mit Hilfe einer einzelnen Zeitreihe wird oft der "Southern Oscillation Index" (SOI) verwendet. Dieser existiert in mehreren leicht unterschiedlichen Versionen. Wir verwenden hier die Differenz der normierten Bodendruckanomalien von Darwin und Tahiti (Trenberth, 1984; Ropelewski und Jones, 1987). Negative Werte des SOI bedeuten einen großen Druckunterschied quer über den Pazifik, schwächere Passatwinde und damit höhere Meeresoberflächentemperaturen. El Niño-Ereignisse sind mit negativen SOI verknüpft.

ERGEBNISSE

Der mittlere zonale Grundwind über Collm

Zur Einordnung der Messungen über Collm in die Windsysteme der mittleren und oberen Atmosphäre mittlerer Breiten zeigt Abbildung 1 Zonalwindwerte des empirischen Windmodells HWM93 (Hedin *et al.*, 1996). Die Kurven zeigen mittlere Werte für Winter (Dezember - Februar, DJF) und Sommer (Juni - August, JJA) für 52°N geografische Breite. Die Profile zeigen die stratosphärischen und Mesosphärischen Jets in Sommer und Winter sowie die Zonalwindumkehr in der unteren Thermosphäre, welche durch die Impulsübertragung durch Schwerewellen hervorgerufen wird. In der Mesopausenregion sind die mittleren Profile, die am Collm gemessen werden, mit eingetragen. Diese Werte sind Mittelwerte von 1983 - 1998. Wie man sieht, bildet das empirische Modell die mittlere Klimatologie sehr gut ab.

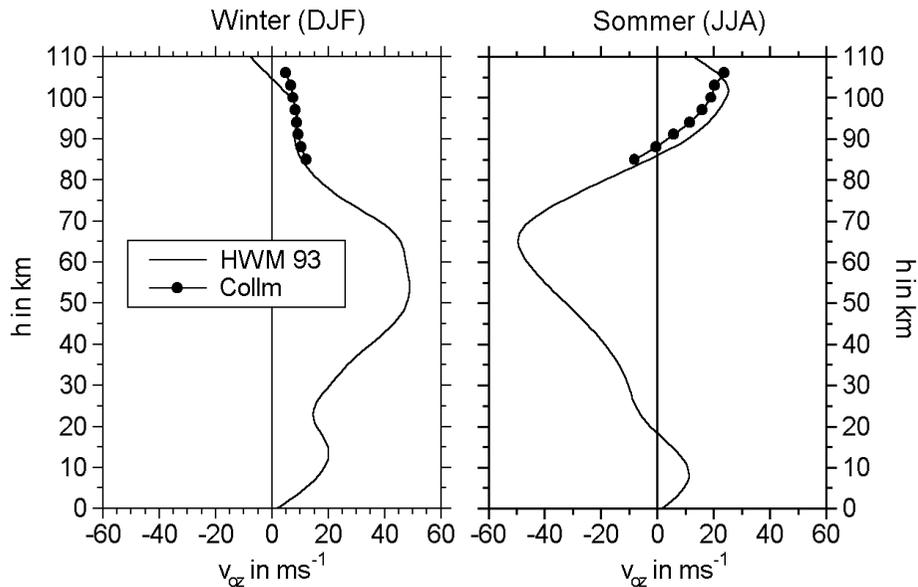


Abbildung 1: Mittlerer Zonalwind im Winter (Dezember – Februar, DJF, linke Seite) und Sommer (Juni – August, JJA, rechte Seite) bei 52°N aus dem HWM93-Modell und den LF D1-Windmessungen über Collm.

Höhenmessungen sind in Collm erst seit 1983 verfügbar. Daher wird, um eine längere Zeitreihe zu erhalten, im Folgenden auf die Methode der Analyse ohne Höhenausgleich zurückgegriffen, welche Daten für einen Bereich um 95 km liefert. In Abbildung 2 sind die Zeitreihen der Sommer- (JJA) und Wintermittel (DJF) zusammen mit den jeweiligen SOI-Werten dargestellt. Wenn man die Werte von Collm mit den Daten des MU-Radars vergleicht (Gavrilov *et al.*, 1999, ihre Abbildung 1) erkennt man, dass trotz der Unterschiede in Länge und Breite Gemeinsamkeiten auftreten: in beiden Zeitreihen findet sich das Minimum des Windes im Winter 1992; auch zeigen die Westwinde

im Sommer über Collm eine Zunahme in den 1990ern, was mit einer Abnahme der Ostwinde über Japan korrespondiert.

Ein Zusammenhang zwischen SOI und den Mesopausenwinden ist in den Zeitreihen für den Winter zu erkennen, z.B. in den gleichzeitigen Minima 1983, 1987, 1992 und 1998. Die Zeitreihen im Sommer erscheinen weniger deutlich gekoppelt; nur eine schwache Antikorrelation kann festgestellt werden. Zudem ist in den Windwerten über Collm ein deutlicher Langzeittrend mit einer Zunahme des Westwindes um $0.51 \text{ ms}^{-1}\text{a}^{-1}$ im Sommer und $0.29 \text{ ms}^{-1}\text{a}^{-1}$ im Winter zu erkennen, die in den Werten der SO nicht auftritt.

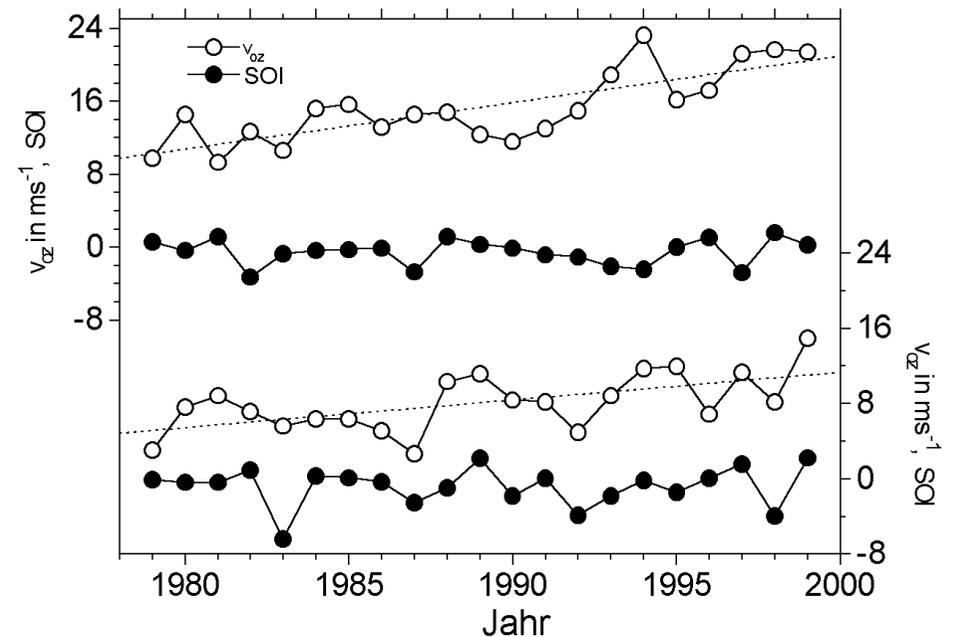


Abbildung 2: Zeitreihen des mittleren Zonalwindes v_{oz} bei 95 km (offene Kreise) und des SOI (ausgefüllte Kreise). Jeweils 3-monatige Mittelwerte für Sommer (JJA, oben) und Winter (DJF, unten).

Die Verbindung zwischen SO und zonalem Grundwind in der Mesopausenregion

Um eine mögliche Verbindung zwischen v_{oz} und SOI darzustellen, sind in Abbildung 3 die Korrelationskoeffizienten zwischen diesen Reihen für jeden Monat des Jahres dargestellt (ausgefüllte Kreise). Der Jahresgang dieser Werte zeigt deutliche Unterschiede zwischen Winter und Sommer, auch wenn die Korrelationskoeffizienten für die einzelnen Monate selbst jeweils nicht allzu groß sind. Die innere gepunktete Linie auf jeder Seite der Nulllinie gibt die Korrelationskoeffizienten für das 95%-Signifikanzniveau an; man erkennt, dass ein signifikanter Zusammenhang für die meisten Wintermonate besteht.

Es ist in der Literatur mehrmals festgestellt worden dass, wie es auch die Ergebnisse in Abbildung zeigen, die Dynamik der Mesopausenregion deutliche Langzeittrends und Variationen auf der dekadischen Zeitskala aufweist, die möglicherweise mit anthropogenen Klimaänderungen und dem 11-Jährigen solaren Zyklus in Verbindung stehen (Namboothiri *et al.*, 1993; Bremer *et al.*, 1997; Jacobi *et al.*, 2000). Da diese Klimasignale in der Zeitreihe des SOI nicht notwendigerweise auftreten müssen, verwenden wir einen Hochpassfilter durch die Betrachtung der Differenzen der jeweiligen Werte von Jahr zu Jahr:

$$\Delta v_{oz,i} = v_{oz,i+1} - v_{oz,i} \quad \Delta SOI_i = SOI_{i+1} - SOI_i \quad (5)$$

mit i als dem jeweiligen Jahr und v_{oz} und SOI als den Windwerten und SO-Indizes für den jeweiligen betrachteten Monat. Die

Korrelationskoeffizienten zwischen diesen neuen Zeitreihen sind als offene Symbole in Abbildung 3 dargestellt. Man sieht, dass in den meisten Sommermonaten die Korrelation stärker wird. Wenn man weiterhin die ΔSOI -Werte mit den Δv_{oz} -Werten des darauffolgenden Monats korreliert, wird die mögliche Verbindung der Zeitreihen noch deutlicher. Dies kann dadurch erklärt werden, dass möglicherweise die Koppelung der Troposphäre mit der hohen Atmosphäre durch planetare Wellen erfolgt, die durch die unterschiedlichen Phasen der SO modifiziert werden. Diese Wellen benötigen eine gewisse Zeit, um sich von der Troposphäre bis in die Mesosphäre/untere Thermosphäre auszubreiten.

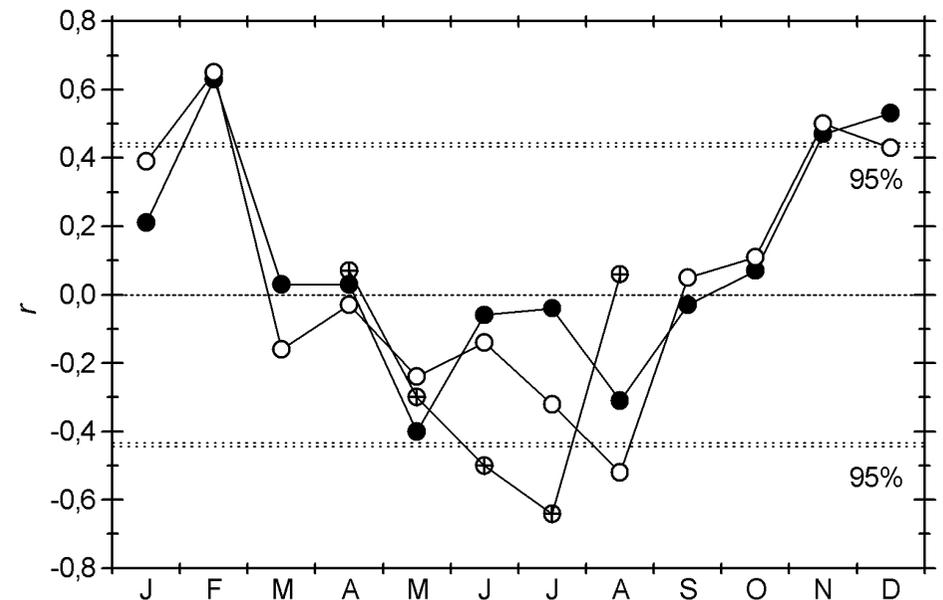


Abbildung 3: Ausgefüllte Kreise: Korrelationskoeffizienten r zwischen den Monatsmitteln des zonalen Grundwindes v_{oz} und des SOI für jeden Monat des Jahres. Offene Kreise: Korrelationskoeffizienten zwischen den jeweiligen

Jahr-zu-Jahr-Änderungen in den jeweiligen Monaten. Kreuze in Kreisen: Korrelationskoeffizienten zwischen den Zeitreihen der jährlichen Änderungen des SOI gegenüber dem Monat des Vorjahres für den auf der Abszisse angegebenen Monat und den Änderungen von v_{oz} im folgenden Monat gegenüber diesem Monat des Vorjahres. Das 95%-Signifikanzniveau (t-Test) wird durch die horizontale Linie dargestellt, da die Jahr-zu-Jahr-Differenzen einen Wert weniger haben, gilt für diese die äußere Linie.

In Abbildung 4 sind die Unterschiede des Zonalwindes über Collm von Jahr zu Jahr (Δv_{oz}) gegen die entsprechenden Änderungen des SOI (ΔSOI) für Winter (DJF) und Sommer (JJA) dargestellt. Die Korrelation ist positiv im Winter ($r = 0.54$). Dies ist zu erwarten, wenn man die Reaktion der Stratosphäre auf El Niño (entsprechen kleiner/negativer SOI) in Betracht zieht: der stratosphärische Wirbel ist wegen des intensivierten Aleutenhochs schwächer (van Loon und Labitzke, 1987) und dies führt zu schwächeren Westwinden in der Mesosphäre und auch in der unteren Thermosphäre. Im Sommer jedoch ist die Korrelation negativ, auch wenn sie vergleichsweise schwach ist ($r = -0.48$). Wenn man allerdings die Mittelwerte des SOI von Mai bis Juni mit den JJA-Mittelwerten des Zonalwindes korreliert und damit eine mögliche Verzögerung durch Wellenausbreitung in Betracht zieht, verstärkt sich die Korrelation ($r = -0.53$, in Abbildung 4 nicht dargestellt).

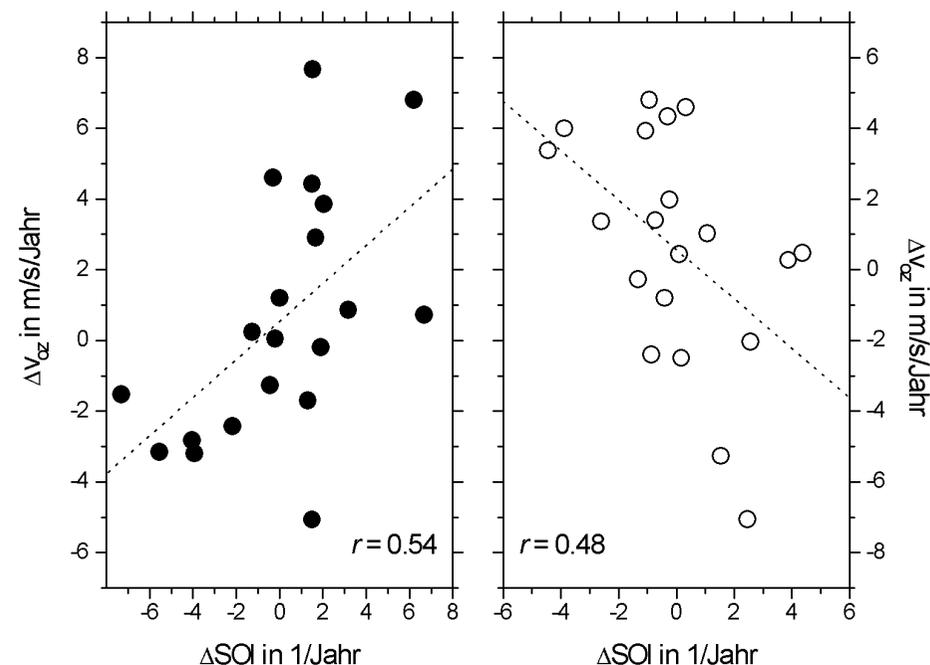


Abbildung 4: Änderungen des winterlichen (DJF, links) und sommerlichen (JJA, rechts) zonalen Grundwindes gegenüber dem Vorjahr, dargestellt gegenüber den entsprechenden Änderungen des SOI.

SO und die Ausbreitung planetarer Wellen im Sommer

Der mögliche negative Zusammenhang zwischen SOI und Mesopausenwinden, wie er im linken Teil von Abbildung 4 gezeigt wird, kann nicht durch eine einfache Änderung des Unterschiedes der Druckflächenhöhen zwischen Pol und niederen Breiten erklärt werden. Vielmehr sollten im Sommer geringere Temperaturen in der äquatorialen Stratosphäre zu einer Verstärkung des stratosphärischen Ostwindjets und damit oberhalb der Windumkehr zu schwächeren Westwinden in der unteren Thermosphäre führen. Somit wäre, im

Gegensatz zu den Ergebnissen in Abbildung 4, ein positiver Zusammenhang zu erwarten. Weiterhin zeigt eine Gegenüberstellung der Temperaturen in 30 hPa in der Nähe des Äquators (15°N) und des SOI – wieder unter Verwendung der Änderungen gegenüber dem Vorjahr, um Einflüsse durch die langfristige Abkühlung der Stratosphäre (z.B. Keckhut *et al.*, 1999) zu vermeiden – einen *negativen* Zusammenhang, wenn dieser auch schwach ausgeprägt ist ($r = -0.34, -0.56, -0.38$ für Juni, Juli und August). Das bedeutet, dass, im Gegensatz zu den Verhältnissen im Winter, bei El Niño-Ereignissen (negativer SOI) wärmere Temperaturen in der Stratosphäre auftreten als im Mittel. Dieser Zusammenhang ist aber nicht signifikant und sollte daher nicht überinterpretiert werden.

Wir vermuten aber, dass der negative Zusammenhang in Abbildung 3 mit sich ändernden Anregungs- oder Ausbreitungsbedingungen von planetaren Wellen im Zusammenhang stehen könnte. Falls während „Cold Events“ westwärts wandernde Wellen entweder stärker angeregt werden oder ihre Ausbreitungsbedingungen besser sind, würde dies in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre zu einer nach Westen gerichteten Beschleunigung und damit zu stärkeren Ostwinden in der Mesosphäre bzw. schwächeren Westwinden in der unteren Thermosphäre führen.

Planetare Wellen wie die quasi- 5-Tage-Welle, welche vergleichsweise kurze Perioden und damit hohe Ausbreitungsgeschwindigkeiten besitzen, können die sommerlichen Ostwinde in der Stratosphäre und Mesosphäre teilweise durchdringen. Allerdings wird ein sehr bedeutender Teil der sommerlichen Variabilität

des hochatmosphärischen Windfeldes durch die quasi-2-Tage-Welle verursacht, welche ihre Ursache in barokliner Instabilität des Stratosphärenjets hat (Plumb, 1983). Meyer und Forbes (1997) wiederum zeigten, dass auch eine planetare Welle mit einer Periode von 6.5 Tagen ihre Anregung Instabilitäten verdankt. Daher kann, bei der Untersuchung möglicher Koppelungen zwischen der Troposphäre und der hohen Atmosphäre, die Betrachtung von Wellen kurzer Periodendauer (kleiner als etwa 10 Tage) in die Irre führen, wenn eine klare Trennung zwischen troposphärisch und in situ angeregten Wellen nicht gelingt.

Wir betrachten daher die quasi-16-Tage-Welle (Forbes *et al.*, 1995) und ihre mögliche Ausbreitung in die Mesopausenregion. Anhand einer einzigen Station sind Wellenparameter wie die Wellenlänge selbst nicht abzuleiten. Weiterhin sind planetare Wellen in der hohen Atmosphäre sehr variabel; dies heißt einerseits, dass die Wellen oft nur in einer Folge von wenigen Wellenzügen auftreten, betrifft aber andererseits auch ihre Periodendauer, die als Folge von Dopplerverschiebung schwanken kann. Daher ist die Standardabweichung σ_{12-25} der Zeitreihe der täglichen mittleren Zonalwinde ein geeignetes Maß für die Wellenaktivität. Die täglichen Windwerte werden in ähnlicher Weise wie die Monatsmittel berechnet, nur dass hier die Halbstundenmittelwerte jeweils nur eines Tages Verwendung finden. Die Zeitreihe der täglichen Werte wird dann im Periodenbereich von 12 - 25 Tagen mit Hilfe eines Lanczosfilters (z.B. Thomson und Chow, 1980) mit 100 Gewichten gefiltert. Aus dieser gefilterten Zeitreihe wird ein Fenster von 32 Tagen ausgeschnitten und

die Standardabweichungen $\sigma_{z,12-25}$ und $\sigma_{m,12-25}$ des Zonal- und Meridionalwindes bestimmt. Diese Werte werden der Mitte des Zeitfensters zugeschrieben, und dann das Fenster um einen Tag weiterschoben. Auf diese Weise erhält man eine Zeitreihe von täglichen Werten der Standardabweichung – die natürlich nicht unabhängig voneinander sind – und ist in der Lage, aus diesen Monats- und 3-Monatsmittel zu bilden. Das Verfahren und Ergebnisse sind bei Jacobi *et al.* (1998) beschrieben. Die Gesamtstandardabweichung wird dann nach:

$$\sigma_{12-25} = \sqrt{\sigma_{z,12-25}^2 + \sigma_{m,12-25}^2}, \quad (6)$$

berechnet. Zeitreihen von σ_{12-25} und SOI für den Sommer (JJA) sind in Abbildung 5 dargestellt. Ein deutlicher und auf den ersten Blick sichtbarer Zusammenhang ist nicht erkennbar, was zwei Gründe hat:

Zum einen können sich während der Westphase der äquatorialen quasi-zweijährigen Schwingung (QBO) westwärts wandernde planetare Wellen durch den äquatorialen Wellenleiter in die untere Thermosphäre des Sommerhemisphäre ausbreiten (Dickinson, 1968). Jacobi *et al.* (1998) fanden das Signal der QBO in der Aktivität planetarer Wellen über Collm. Der Einfluss der QBO könnte also stärker sein als das schwache Signal der SO und einen möglichen Effekt verdecken. Daher müssen, um einen Einfluss der QBO auszuschließen, nur Jahre mit Ostwind in der äquatorialen Stratosphäre betrachtet werden. In Abbildung 5 sind diese mit ausgefüllten Kreisen dargestellt.

Zum anderen führen Vulkaneruptionen wie diejenige des El Chichon 1982 und des Pinatubo 1991 zu einer starken Erwärmung der unteren Stratosphäre, weil die Strahlungsabsorption vor allem durch Schwefelverbindungen stark erhöht wird (Angell, 1993; Labitzke *et al.*, 1997). Daher kann das Signal der SO in der Stratosphäre nicht in den auf die Vulkaneruptionen folgenden Jahren gesehen werden (Labitzke und van Loon, 1989). In Abbildung 5 sind die Jahre der Ausbrüche mit großen ausgefüllten Symbolen dargestellt. Leider handelt es sich dabei jeweils um QBO Ost-Jahre, so dass die verwendbare Datenbasis dadurch weiter verringert wird.

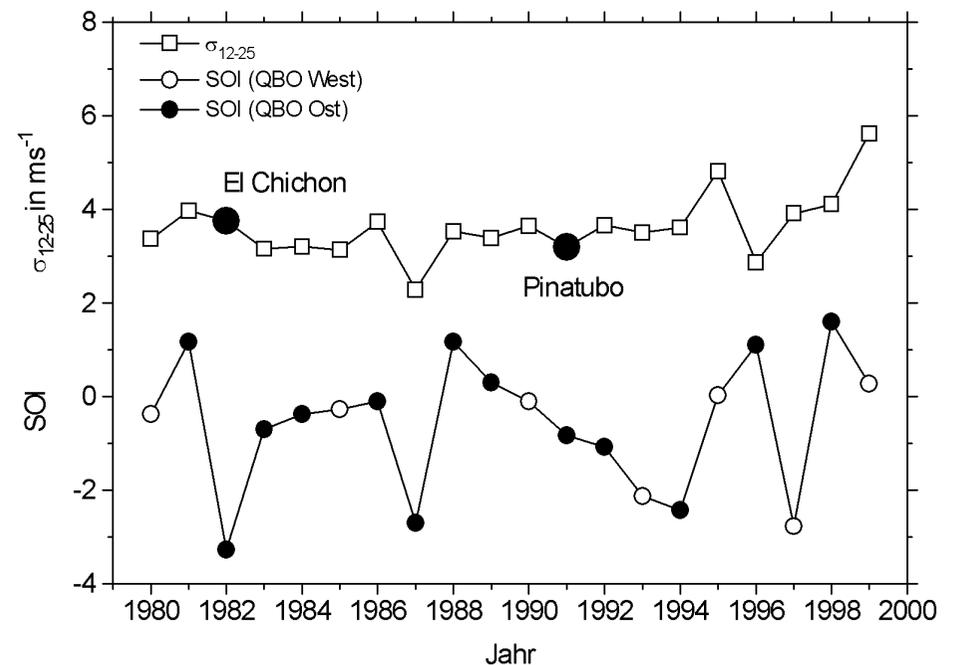


Abbildung 5: Zeitreihe der Standardabweichung σ_{12-25} im Periodenbereich von 12-25 Tagen und des SOI. Die Daten sind Sommermittelwerte (JJA).

QBO Ost-Jahre sind mit ausgefüllten Symbolen in der SOI-Zeitreihe gekennzeichnet; Jahre mit Vulkanausbrüchen sind angegeben.

Stellt man die Werte von σ_{12-25} und des SOI für Jahre mit Ostwind in der äquatorialen Stratosphäre dar (Abbildung 6), so findet man Hinweise auf einen möglichen Zusammenhang zwischen diesen Parametern so dass wie erwartet die Wellenaktivität in Jahren mit positivem SOI leicht erhöht ist. Dies ist auch der Fall für die planetaren Wellen in der Stratosphäre. Um dies zu untersuchen wurden Druckflächenhöhendaten auf die Amplitude der zonalen Welle 1 hin untersucht. In Abbildung 7 sind die Ergebnisse dargestellt. Die Daten sind Dreimonatsmittel, welche aus den täglichen Analysen durch ein Regressionsverfahren bestimmt wurden. Die Daten beziehen sich auf den Zeitraum 1980 – 1999. Im oberen Teil von Abbildung 7 ist der Korrelationskoeffizient zwischen den dreimonatigen Wellenamplitudenmitteln und dem SOI dargestellt, während im unteren Teil die mittlere Amplitude selbst zu sehen ist. Letztere ist, wie für Sommerverhältnisse in der Stratosphäre typisch, sehr klein. Die Korrelationskoeffizienten wiederum sind für mittlere Breiten positiv, was mit den Verhältnissen in der unteren Thermosphäre übereinstimmt.

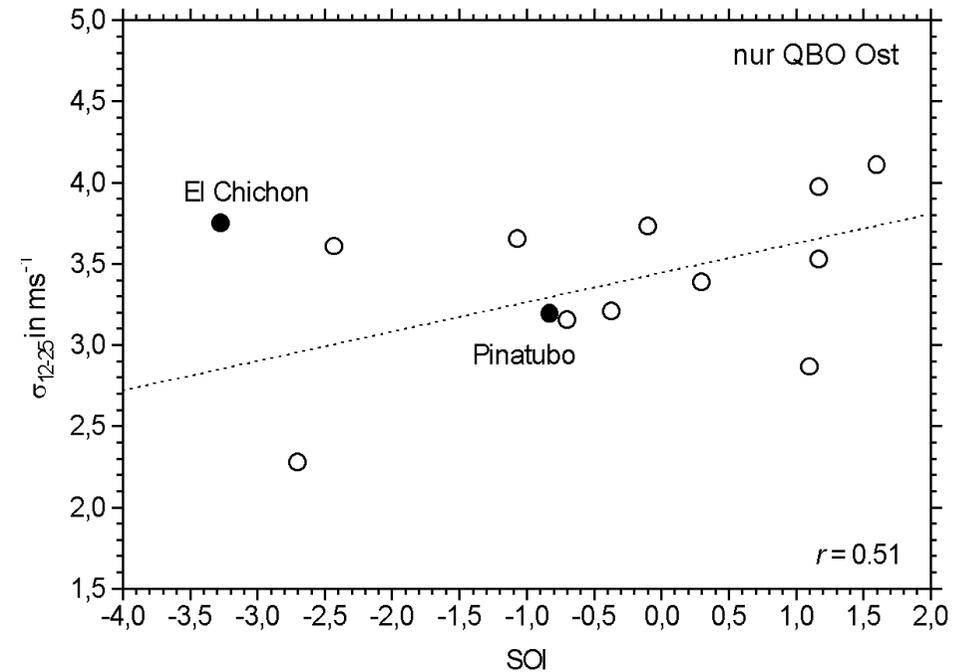


Abbildung 6: 3-monatiges Mittel (JJA) der Standardabweichung des Zonalwindes im Zeitbereich von 12-25 Tagen dargestellt gegen den SOI für QBO Ost Jahre. Gefüllte Symbole zeigen die Jahre an, in denen die Zirkulation möglicherweise durch Vulkanausbrüche gestört war.

Die Stratosphären Daten in Abbildung 7 wurden aus täglichen Radiosondenaufstiegen berechnet. Daher ist es nicht a priori auszuschließen, dass ein Einfluss der ganztägigen Gezeiten auf die Ergebnisse vorliegt. Allerdings sind die Amplituden der ganztägigen Gezeiten in niedrigen Breiten maximal (z.B. Forbes, 1982; Khattatov *et al.*, 1997; Geller *et al.*, 1997; Hagan *et al.*, 1999), während das Maximum des Korrelationskoeffizienten wie auch der Amplituden in Abbildung 7 in mittleren bis hohen Breiten vorzufinden ist. Man kann

daher folgern, dass die ganztägigen Gezeiten keine wesentliche Rolle bei der Analyse spielen.

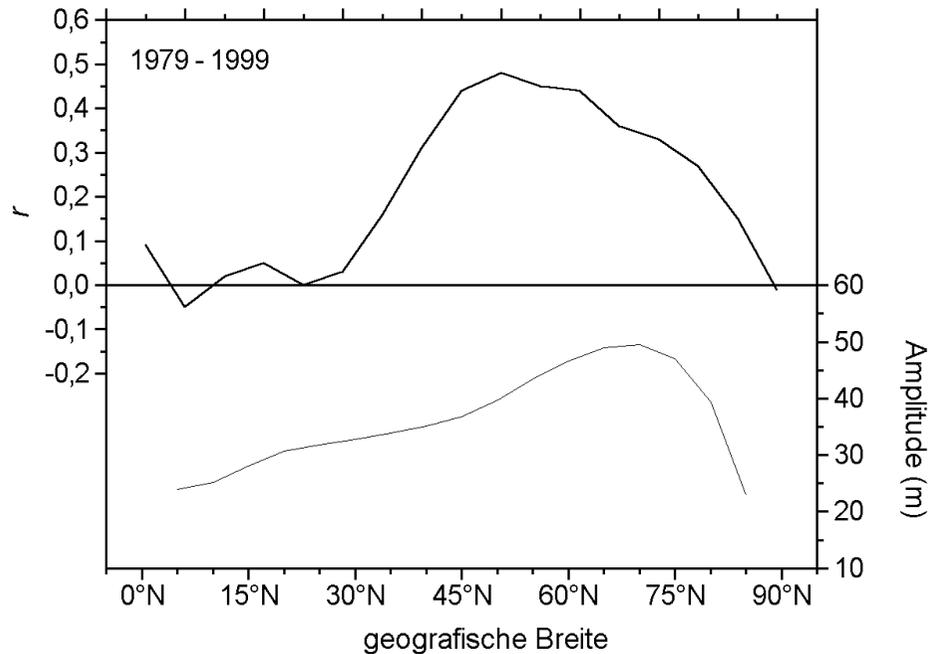


Abbildung 7: Korrelationskoeffizienten zwischen den 3-monatigen (JJA) Mittelwerten der Welle 1-Amplitude der Druckhöhenfläche 30 hPa und dem SOI (oben) und die mittleren Amplituden der Welle 1 (unten) für verschiedene geografische Breiten.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Untersuchungen zu einer möglichen Korrelation zwischen den mittleren monatlichen Zonalwinden in der unteren Thermosphäre und der Southern Oscillation zeigen im Winter einen Zusammenhang, welcher sich zwanglos aus der Reaktion der Stratosphäre auf ENSO-Ereignisse erklären lässt (van Loon und Labitzke, 1987). Das heißt, das in Jahren mit positivem SOI im Mittel stärkere Westwinde

vorherrschen. Dies ist auch in Übereinstimmung mit Ergebnissen vom japanischen MU-Radar, welche von Gavrilov *et al.* (1999) vorgestellt wurden.

In den Sommermonaten sind die Zonalwinde in der Mesopausenregion über Collm schwach negativ mit dem SOI korreliert, wobei eine etwas stärkere Korrelation gefunden wurde, wenn man eine Verzögerung der Wirkung von SO auf die Mesopausenregion von etwa einem Monat zulässt. Eine Verbindung zwischen SO und Mesopausenregion kann zumindest teilweise über die Ausbreitung planetarer Wellen erklärt werden, welche durch den mittleren Wind in der Stratosphäre beeinflusst wird. Diese Wellen wiederum geben in der Mesosphäre ihren Impuls auf den Grundstrom ab, so dass auf diese Weise eine Verbindung zwischen unterer und oberer Atmosphäre zustande kommt. Allerdings stimmen die Ergebnisse bezüglich des mittleren Windes nicht mit denjenigen überein, welche Gavrilov *et al.* (1999, s. Abbildung 1 dort) aus den Daten des MU-Radars ableiteten. Gavrilov *et al.* fanden in der Mesosphäre stärkere Ostwinde während El Niño, was einem positiven Zusammenhang zwischen SOI und v_{oz} entspricht. Wenn man allerdings den Trend aus der Zeitreihe des sommerlichen Windes im oberen Teil von Abbildung 2 entfernt, findet man, wie bei den MU-Radardaten auch, eine generelle Tendenz zu schwächeren thermosphärischen Westwinden (was stärkeren mesosphärischen Ostwinden entspricht) in den frühen 1990ern. Diese generelle Tendenz wird herausgefiltert, wenn man die Unterschiede von Jahr zu Jahr betrachtet, wie es in Abbildung 4 getan wurde.

Man muss weiterhin in Betracht ziehen, dass die SO im Sommer in der mittleren Atmosphäre nur ein schwaches Signal darstellt, wenn man sie z.B. mit der QBO vergleicht (z.B. Naujokat, 1986). Das bedeutet, dass die Ausbreitung planetarer Wellen in der mittleren Atmosphäre in sehr viel stärkerem Maße von der QBO als von der SO beeinflusst werden muss und auch wenn man, wie in Abbildung 6 nur die Daten einer Phase der QBO verwendet, eliminiert dies doch den Einfluss der äquatorialen Zirkulation nicht vollständig. Dies allein macht schon deutlich, dass der Einfluss des SO auf die Mesopausenregion schwach sein muss.

Zum Schluss soll noch einmal darauf hingewiesen werden, dass eine einzelne Punktmessung nicht notwendigerweise repräsentativ für die gesamte Hemisphäre bzw. für den gesamten Breitenbereich um 52°N sein muss. Jacobi *et al.* (2000) zeigten Ergebnisse von Hochatmosphärenwindmessungen über Collm und Saskatoon, Kanada (52°N ; 107°W), also für die gleiche geografische Breite. Vor allem im Winter zeigte sich, dass die Reaktion auf große Stratosphärenerwärmungen sehr unterschiedlich ist. Da ENSO die Wahrscheinlichkeit für solche Erwärmungen beeinflusst, folgt daraus auch eine unterschiedliche Reaktion der Mesopausenregion über Europa und Kanada auf ENSO. Eine erweiterte Untersuchung mit Daten mehrerer Stationen ist daher wünschenswert.

DANKSAGUNG

Die SOI-Daten wurden von der NCAR Climate Analysis Section bereitgestellt (Internet ftp://ftp.cgd.ucar.edu/pub/shear/soi_dir/soi, 9 Mai

2000). Die stratosphärischen Druckhöhendaten und Temperaturen wurden freundlicherweise vom Institut für Meteorologie der FU Berlin zur Verfügung gestellt.

LITERATUR

- Angell, J.K., 1993: Comparison of stratospheric warming following Agung, El Chichon und Pinatubo volcanic eruptions. *Geophys. Res. Lett.* **20**, 715 - 718.
- Forbes, J.M., 1982: Atmospheric tides 1. Model description und results for the solar diurnal component. *J. Geophys. Res.* **87**, 5222 - 5240.
- Forbes, J.M., M.E. Hagan, S. Miyahara, F. Vial, A.H. Manson, C.E. Meek und Yu.I. Portnyagin, 1995: Quasi 16-day oscillation in the mesosphere and lower thermosphere. *J. Geophys. Res.* **100**, 9149 - 9163.
- Gavrilov, N.M., S. Fukao und T. Nakamura, 1999: Peculiarities of interannual changes in the mean wind und gravity wave characteristics in the mesosphere over Shigaraki, Japan. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 2457 - 2460.
- Geller, M.A., V.A. Yudin, B.V. Khattatov und M.E. Hagan, 1997: Modeling the diurnal tide with dissipation derived from UARS/HRDI measurements. *Ann Geophysicae* **15**, 1198-1204.
- Groves, G.V., 1959: A theory for determining upper-atmosphere winds from radio observations on meteor trails. *J. Atmos. Terr. Phys.* **16**, 344 - 356.

- Hagan, M. E., M. D. Burrage, J. M. Forbes, J. Hackney, W. J. Randel und X. Zhang, 1999: GSWM-98: Results for migrating solar tides. *J. Geophys. Res.* **104**, 6813-6828.
- Hedin, A.E., E.L. Fleming, A.H. Manson, F.J. Schmidlin, S.K. Avery, R.R. Clark, S.J. Franke, G.J. Fraser, T. Tsuda, F. Vial und R.A. Vincent, 1996: Empirical wind model for the upper, middle und lower atmosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.* **58**, 1421 - 1447.
- Jacobi, Ch., R. Schminder und D. Kürschner, 1997: Measurements of mesopause region winds over Central Europe from 1983 through 1995 at Collm, Germany. *Contrib. Atmos. Phys.* **70**, 189 - 200.
- Jacobi, Ch., R. Schminder und D. Kürschner, 1998: Long-period (12-25 days) oscillations in the summer mesopause region as measured at Collm (52°N, 15°E) und their dependence on the equatorial quasi-biennial oscillation. *Contrib. Atmos. Phys.* **71**, 461 - 464.
- Jacobi, Ch., Yu.I. Portnyagin, T.V. Solovjova, P. Hoffmann, W. Singer, A.N. Fahrutdinova, R.A. Ishmuratov, A.G. Beard, N.J. Mitchell, H.G. Muller, R. Schminder, D. Kürschner, A.H. Manson und C.E. Meek, 1999: Climatology of the semidiurnal tide at 52°N - 56°N from ground-based radar wind measurements 1985 - 1995. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **61**, 975 - 991.
- Jacobi, Ch., M. Lange, D. Kürschner, A.H. Manson und C.E. Meek, 2000: A long-term comparison of Saskatoon MF radar und Collm LF D1 mesosphere-lower thermosphere wind measurements. IAGA Workshop "Lower atmosphere effects on the ionosphere und upper atmosphere"; Prague, 25 - 27.7.2000, *Phys. Chem. Earth*, im Druck.
- Kane, R.P., C.E. Meek und A.H. Manson, 1999: Quasi-biennial und higher-period oscillations in the mean winds in the mesosphere und lower thermosphere over Saskatoon, 52°N, 107°W. *J. Geophys. Res.* **104**, 2645 - 2652.
- Keckhut, P., F.J. Schmidlin, A. Hauchecorne und M.L. Chanin, 1999: Stratospheric und mesospheric cooling trend estimates from U.S. rocketsondes at low latitude stations (6°S-34°N), taking into account instrumental changes und natural variability. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **61**, 447 - 459.
- Khattatov, B.V., M.A. Geller und V.A. Yubin, 1997: Diurnal migrating tide as seen by the high-resolution Doppler imager / UARS. 2. Monthly mean global zonal und vertical velocities, pressure, temperature, und infrared dissipation. *J. Geophys. Res.* **102**, 4423 - 4435.
- Kürschner, D., und R. Schminder, 1986: High-atmosphere wind profiles for altitudes between 90 und 110 km obtained from D1 FL wind measurements over Central Europe in 1983/1984. *J. Atmos. Terr. Phys.* **48**, 447 - 453.
- Kürschner, D., R. Schminder, W. Singer und J. Bremer, 1987: Ein neues Verfahren zur Realisierung absoluter Reflexionshöhenmessungen an Raumwellen amplitudenmodulierter Rundfunksender bei Schrägeinfall im

- Langwellenbereich als Hilfsmittel zur Ableitung von Windprofilen in der oberen Mesopausenregion. *Z. Meteorol.* **37**, 322 - 332.
- Labitzke, K.*, 1999: Die Stratosphäre. Springer, Berlin, 177p.
- Labitzke, K., und H. van Loon*, 1989: The Southern Oscillation. Part IX: the influence of volcanic eruptions on the Southern Oscillation in the stratosphere. *J. Clim.* **2**, 1223 - 1226.
- Labitzke, K., S. Leder und H. van Loon*, 1997: The effect on the lower stratosphere of three volcanic eruptions. NCAR Tech. Note 433+PROC, Boulder, Colorado, 153 - 165.
- Meyer, C.K., und J.M. Forbes*, 1997: A 6.5-day westward propagating planetary wave: Origin und characteristics. *J. Geophys. Res.* **102**, 26173 - 26178.
- Namboothiri, S.P., A.H. Manson und C.E. Meek*, 1993: Variations of mean winds und tides in the upper middle atmosphere over a solar cycle, Saskatoon, Canada, 52°N, 107°W. *J. Atmos. Terr. Phys.* **55**, 1325 - 1334.
- Namboothiri, S.P., C.E. Meek und A.H. Manson*, 1994: Variations of mean winds und solar tides in the mesosphere und lower thermosphere over time scales ranging from 6 months to 11 yr: Saskatoon, 52°N, 107°W. *J. Atmos. Terr. Phys.* **56**, 1313 - 1325.
- Naujokat, B.*, 1986: An update of the observed quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds over the tropics. *J. Atmos. Sci.* **43**, 1873 - 1877.
- Plumb R.A.*, 1983: Baroclinic instability of the summer mesosphere: A mechanism for the quasi-two-day wave ? *J. Atmos. Sci.* **40**, 262 - 270.
- Portnyagin, Yu.I.*, 1986: The climatic wind regime in the lower thermosphere from meteor radar observations. *J. Atmos. Terr. Phys.* **48**, 1099 - 1109.
- Portnyagin, Yu.I., J.M. Forbes, G.J. Fraser, R.A. Vincent, S.K. Avery, I.A. Lysenko und N.A. Makarov*, 1993: Dynamics of the Antarctic und Arctic mesosphere und lower thermosphere regions - I. The prevailing wind. *J. Atmos. Terr. Phys.* **55**, 827 - 841.
- Ropelewski, C.F., und P.D. Jones*, 1987: An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 2161 - 2165.
- Scheer, J., und E.R. Reisin*, 2000: Unusually low Airglow intensities in the Southern Hemisphere midlatitude mesopause region. *Earth, Planets, Space* **52**, 261 – 266.
- Schminder, R., und D. Kürschner*, 1994: Permanent monitoring of the upper mesosphere und lower thermosphere wind fields (prevailing und semidiurnal tidal components) obtained from LF D1 measurements in 1991 at the Collm Geophysical Observatory. *J. Atmos. Terr. Phys.* **56**, 1263 - 1269.
- Schminder, R., Ch. Jacobi, D. Kürschner, P. Hoffmann, D. Keuer und W. Singer*, 1997: The upper mesosphere und lower thermosphere wind field over Central Europe from 1994 through 1996 obtained from a joint analysis of LF

windprofiler und MF radar measurements. *Meteorol. Z., N.F.* **6**, 225 - 229.

Sprenger, K., und R. Schminder, 1969: On some relationships between the correlation analysis und similar-fade analysis results of drift measurements in the lower ionosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.* **31**, 1085 - 1098.

Thomson, R.E., und K.Y. Chow, 1980: Butterworth und Lanczos-window cosine filters with application to data processing on

the UNIVAC 1106 computer. Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C., Pacific Marine Science Report 80-9.

Trenberth, K.E., 1984: Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* **112**, 326 - 332.

Van Loon, H., und K. Labitzke, 1987: The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the northern hemisphere in winter und a comparison with the quasi-biennial oscillation. *Mon Wea Rev.* **115**, 357 -369.