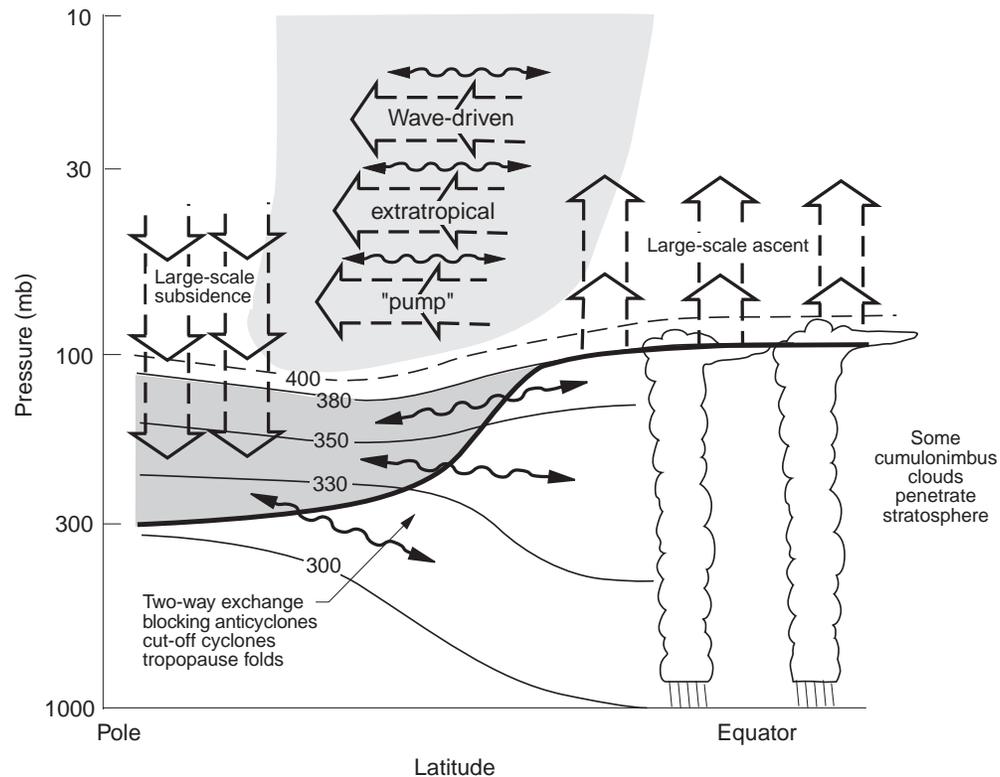


# Kapitel 10

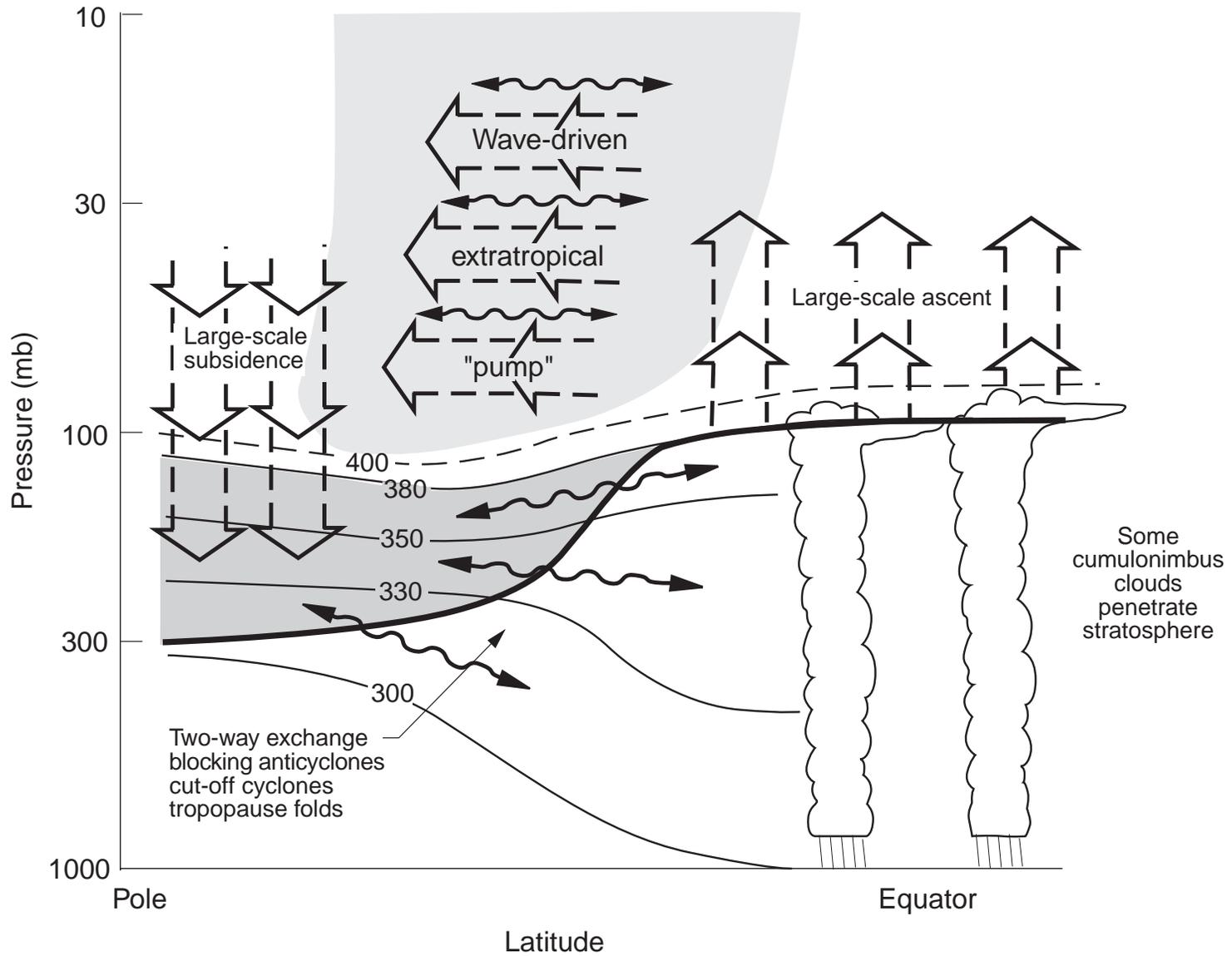
## Die Brewer-Dobson Zirkulation und Troposphären-Stratosphärenaustausch



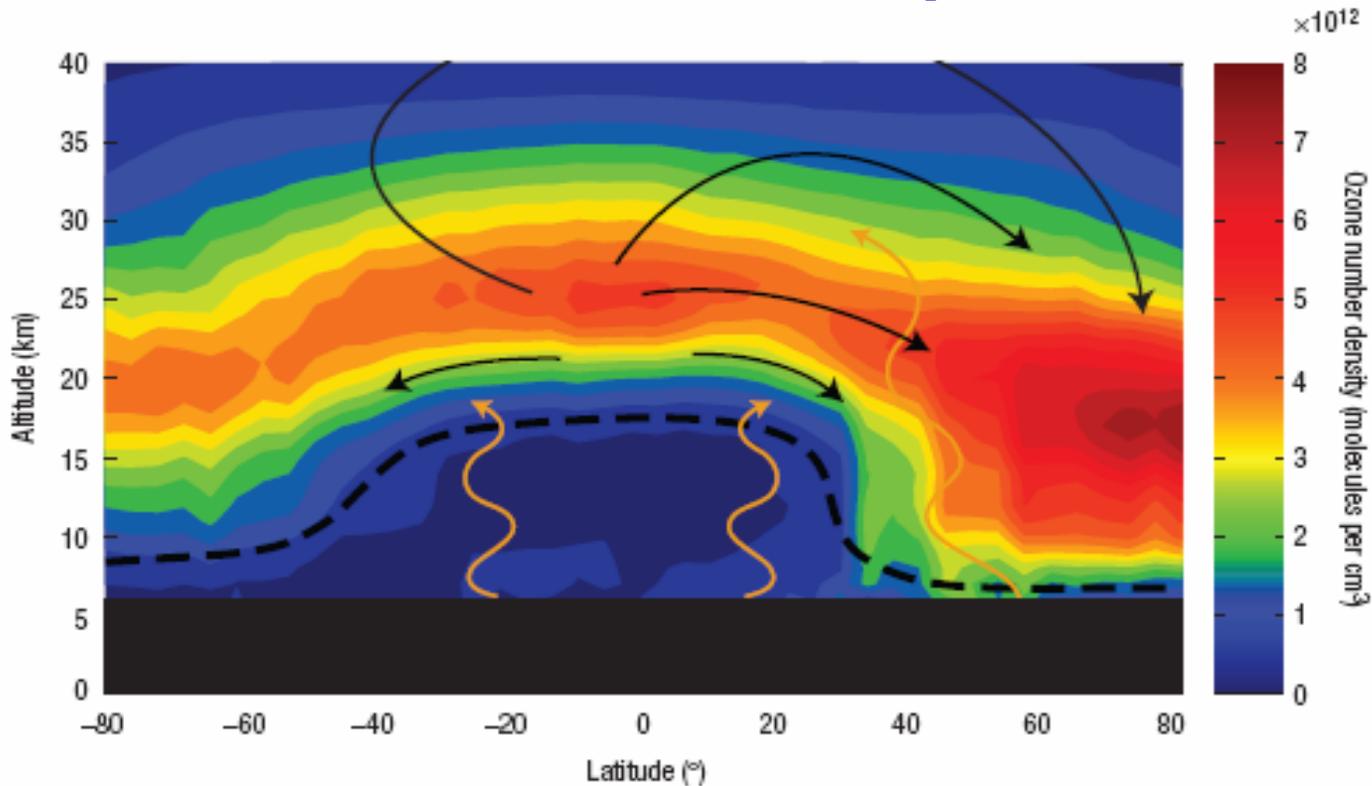
# Kapitel 10: Gliederung

- Einleitung
- Die meridionale Massenzirkulation
- Massenaustausch zwischen Tropo- und Stratosphäre
- Aufsteigen tropischer Luftmassen
- Tropisches Aufsteigen und das Alter der stratosphärischen Luft
- Veränderung des Alters der stratosphärischen Luft
- Einfluss des Klimawandels auf das Alter der stratosphärischen Luft

# Luftmassentransporte



# Luftmassentransporte



**Figure 1** Brewer–Dobson circulation and stratospheric ozone. A longitudinally averaged cross-section of the atmosphere shows a schematic of the stratospheric global circulation, or Brewer–Dobson circulation (black arrows), and the ozone distribution as measured by the OSIRIS satellite instrument in March 2004. The circulation is forced by waves propagating up from the troposphere (orange wiggly arrows), especially in the winter hemisphere, and it strongly shapes the distribution of ozone by transporting it from its source region in the tropical upper stratosphere to the high-latitude lower stratosphere. The dashed line represents the tropopause, or the boundary between the troposphere and stratosphere. Copyright OSIRIS Science Team. (Shaw and Shepherd, 2007.)

# Die meridionale Massenzirkulation (Brewer-Dobson Zirkulation)

- Durch das Brechen von planetaren Wellen in der Winter-Stratosphäre (und Mesosphäre) wird eine westwärts gerichtete Kraft erzeugt, die den Polarjet abbremst. Dies führt in den Tropen zum Aufsteigen von Luftmassen (adiabatische Kühlung) und zum Absinken der Luft über den Polen (adiabatische Erwärmung).
- Außerhalb der Tropen hängt die Temperaturstruktur der Stratosphäre ab von dem Gleichgewicht zwischen diabatischer Heizung durch Strahlung und adiabatischer Heizung durch vertikale Bewegung (verursacht durch Dissipation planetarer Wellen).

# Die meridionale Massenzirkulation (Brewer-Dobson Zirkulation)

- Eine Vielzahl von Wellen wird in der Troposphäre angeregt, sie breiten sich nach oben in die Stratosphäre aus und dissipieren. Sie bestimmen die räumliche und zeitliche Struktur der stratosphärischen Bewegung (Flüsse).
- Diese Sichtweise einer eher passiven Stratosphäre wird seit einiger Zeit zunehmend abgelöst durch die Einschätzung, dass die Stratosphäre nicht nur ihre eigene Entwicklung gestaltet, sondern auch die der Troposphäre mit bestimmt.

# Die meridionale Massenzirkulation (Brewer-Dobson Zirkulation)

- Die klimatologische Temperaturstruktur der Stratosphäre, wie auch der Jahresgang und ihre Variabilität, hängt entscheidend von der Dynamik atmosphärischer Wellen ab.
- Die sogenannte **Wellendynamik** kann man in drei Prozesse einteilen:
  - Anregungsmechanismus,
  - Ausbreitungscharakteristik und
  - Dissipation (vor allem durch "Brechen" der Wellen und thermische Dämpfung).

# Die meridionale Massenzirkulation (Brewer-Dobson Zirkulation)

- Die Klimatologie der extratropischen Stratosphäre wird im wesentlichen durch die Wellendynamik und den Jahresgang der strahlungsbedingten Erwärmung bestimmt.
- Beispiel: Die Ostwinde in der Sommerstratosphäre verhindern die vertikale Ausbreitung planetarer Wellen (Charney und Drazin, 1961) und somit ist die Stratosphäre im Sommer deutlich weniger gestört als im Winter.

# Die meridionale Massenzirkulation (Brewer-Dobson Zirkulation)

- Die Asymmetrie in der kontinentalen Landmassenverteilung zwischen der Nord- und der Südhemisphäre verursachen Asymmetrien in der Effizienz der Antriebsmechanismen planetarer Wellen.
- Aus diesem Grund ist die Aktivität planetarer Wellen in der nördlichen Winterstratosphäre erheblich größer als in der südlichen Winterstratosphäre.

# Die meridionale Massenzirkulation (Brewer-Dobson Zirkulation)

- Nach Edmon et al. (1980) sind die zonal gemittelten residualen Geschwindigkeiten  $[v^*]$  und  $[w^*]$  wie folgt definiert (im Drucksystem):

$$[w^*] = [w] + 1 / (a \cos\varphi) \partial/\partial\varphi \{ \cos\varphi [v'\theta'] / (\partial[\theta]/\partial p) \}$$
$$[v^*] = [v] - \partial/\partial p \{ [v'\theta'] / (\partial[\theta]/\partial p) \}$$

- Einsetzen in die zonal gemittelte Form der gewöhnlichen Gleichungen → Transformierte Euler'sche gemittelte (TEM) Formulierung; zum Beispiel die Kontinuitätsgleichung:

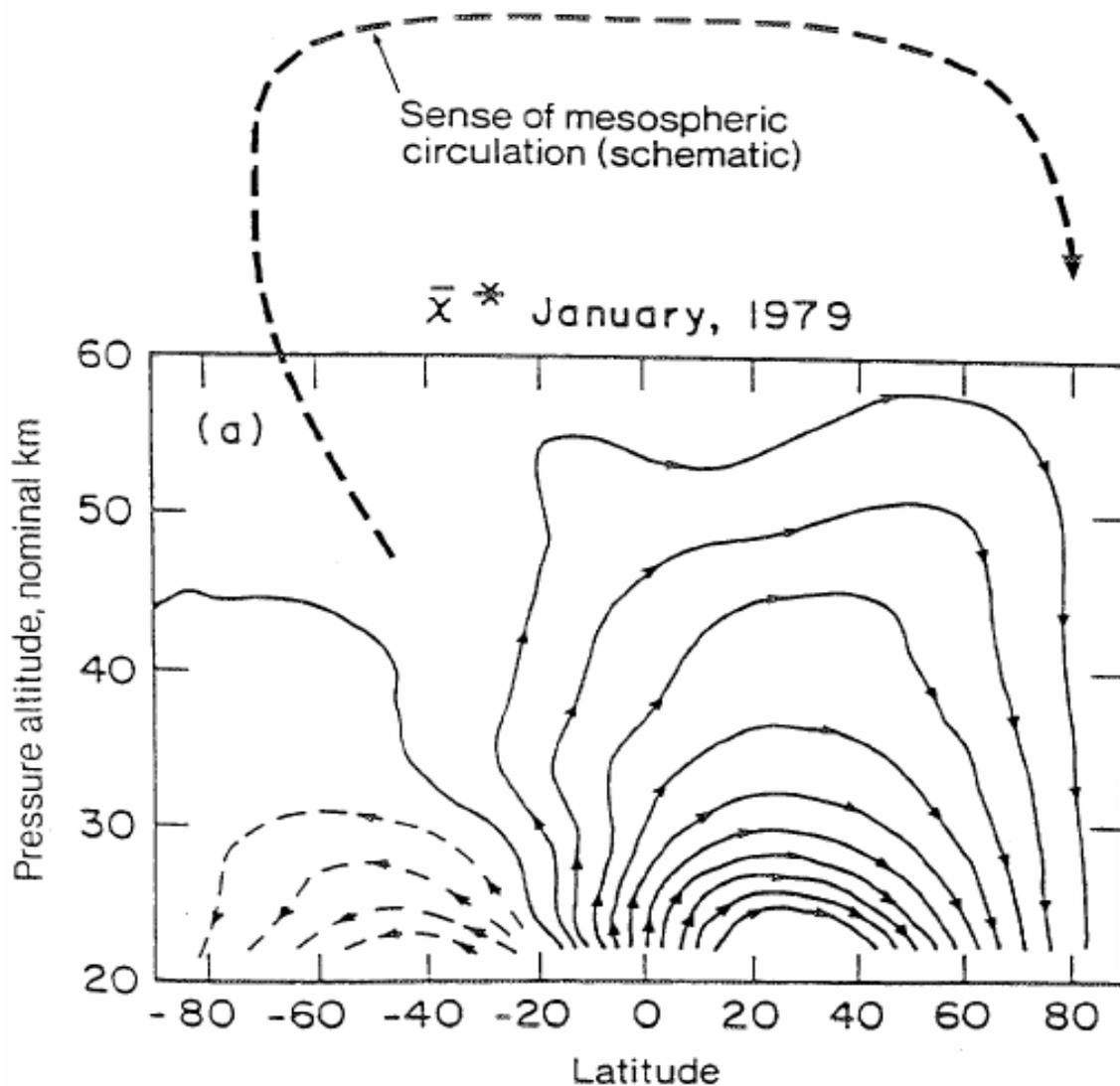
$$1 / (a \cos\varphi) \partial/\partial\varphi \{ [v^*] \cos\varphi \} + \partial/\partial p \{ [w^*] \} = 0$$

# Die meridionale Massenzirkulation (Brewer-Dobson Zirkulation)

- Daraus lässt sich die residuale Stromfunktion  $\psi$  definieren mit

$$\begin{aligned}\partial\psi/\partial p &= [v^*] \cos\varphi \\ 1 / (a \cos\varphi) \partial\psi/\partial\varphi &= - [w^*]\end{aligned}$$

# Darstellung des Massenflusses durch die mittlere residuale Meridionalzirkulation: $[\chi^*] = 2\pi a/g \psi$



# Definition des Eliassen-Palm (EP) Flussvektors $\underline{F}$

- Der EP-Vektor  $\mathbf{F}$  ( $0, F_\varphi, F_z$ ) mit den Komponenten

$$F_\varphi = \rho_0 a \cos\varphi \{ \partial[u]/\partial z [v'\theta'] / \partial[\theta]/\partial z - [v'u'] \}$$

$$F_z = \rho_0 a \cos\varphi \{ ( f - 1/ a \cos\varphi \partial([u] \cos\varphi)/\partial\varphi ) [v'\theta'] / \partial[\theta]/\partial z - [w'u'] \}$$

liefert Informationen über Richtung und Intensität des Energietransfers.

- Quasi-geostrophische Skalierung:

$$F_\varphi = -\rho_0 a \cos\varphi [u'v']$$

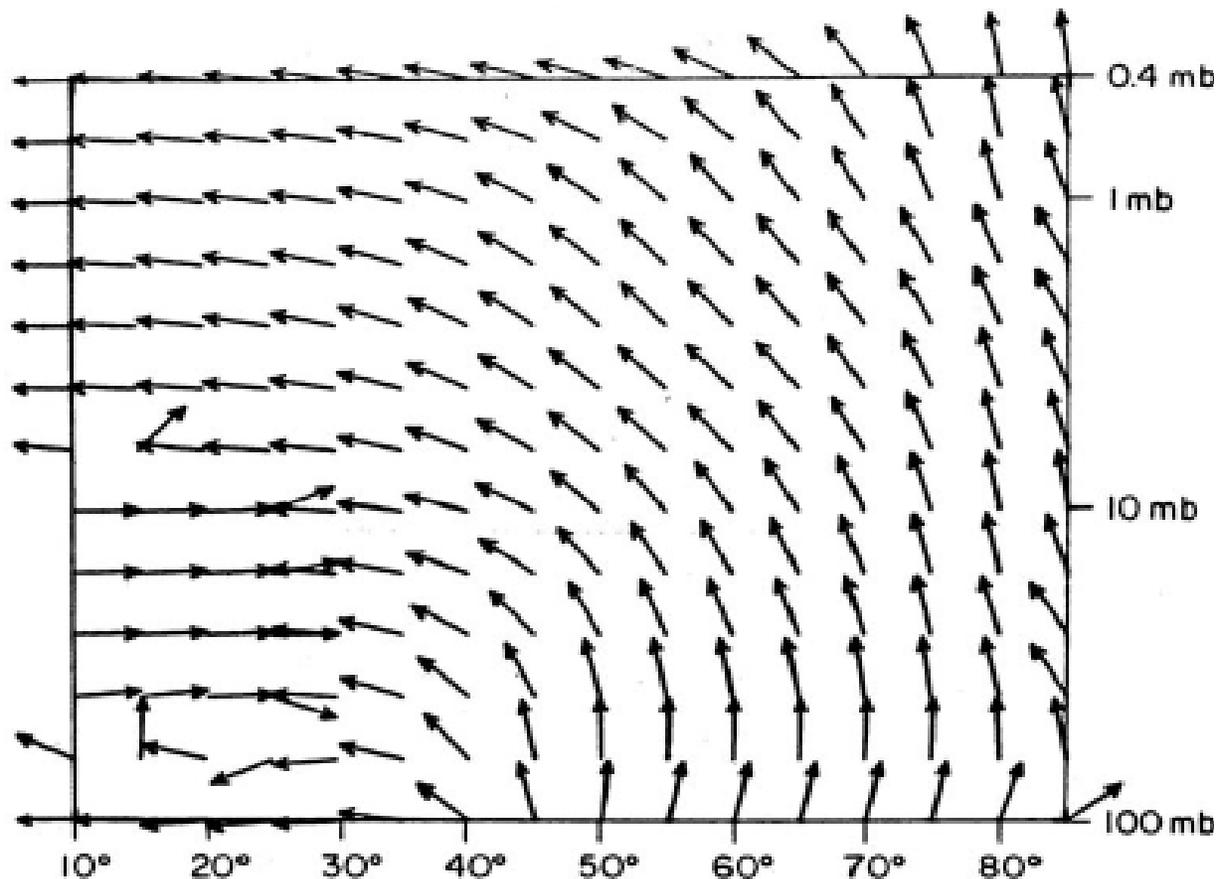
$$F_z = \rho_0 a \cos\varphi f [v'\theta'] / \partial[\theta]/\partial z$$

- Die Divergenz des EP-Vektors  $\mathbf{F}$  ist ein Maß für die Beschleunigung des Grundstroms durch Störungen (Wellen):

$$\text{div } \mathbf{F} = 1/a \cos\varphi \partial/\partial\varphi (F_\varphi \cos\varphi) + \partial/\partial z F_z$$

# EP-Flussvektoren

- Die EP-Flüsse sind ein Maß für den Transfer von Wellenenergie von einem Ort (Höhe, Breite) zu einem anderen Ort. Beispiel: Nordhemisphäre, Januar



# Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre

- Der Netto-Massenaustausch zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre ist verbunden mit der Brewer-Dobson Zirkulation (Holton et al., 1995; Shepherd, 2002), mit einem Netto aufwärts gerichteten Fluss in den Tropen, der durch einen Netto abwärts gerichteten Fluss in den Extra-Tropen ausgeglichen wird.

Holton, J.R., P.H. Haynes, M.E. McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood, und L. Pfister, Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33 (4), 403-440, 1995.

Shepherd, T.G., Issues in stratosphere-troposphere coupling, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80 (4B), 769-792, 2002.

- Nahe der Tropopause ist das Bild komplexer, mit einem Austausch in beide Richtungen durch die extra-tropische Tropopause auf der synoptischen Skala und darunter und einer vertikalen Mischung in der tropischen Tropopausenschicht (TTL) durch konvektive Prozesse (siehe Kapitel 11).

# Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre

- Dennoch ist oberhalb der untersten extra-tropischen Stratosphäre und an der Oberkante der TTL der Austausch mehr in einer Richtung, vor allem steigt oberhalb der TTL die Luft in die Stratosphäre auf.
- Modellstudien deuten darauf hin, dass der Klimawandel den Luftmassentransport durch die Tropopause beeinflussen wird (siehe auch Kapitel 14).

# Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre

- Rind et al. (2001) schätzten den Anstieg des Massenflusses bei einem doppelt so hohen CO<sub>2</sub>-Gehalt auf etwa 30%.
- Butchart und Scaife (2001) finden, dass der nach oben gerichtete Massenfluss oberhalb der TTL durch den Klimawandel um etwa 3%/Dekade zunehmen würde.

Rind, D., J. Lerner, und C. McLinden, Changes of tracer distributions in the doubled CO<sub>2</sub> climate, *J. Geophys. Res.*, 106 (D22), 28061-28080, doi: 10.1029/2001JD000439, 2001.

Butchart, N., und A.A. Scaife, Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and the troposphere in a changing climate, *Nature*, 410 (6830), 799-802, 2001.

- In beiden Studien zeigt sich, dass die Änderungen im Massenfluss das Ergebnis einer verstärkten Wellenausbreitung von der Troposphäre in die Stratosphäre ist.

# Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre

- Modellstudien über das troposphärische Ozon (Collins et al., 2003; Zeng und Pyle, 2003; Sudo et al., 2003) fanden ebenfalls heraus, dass der Klimawandel zu einem prozentual vergleichbaren Anstieg der außertropischen Ozonflüsse von der Stratosphäre in die Troposphäre führt.

Collins, W.J., R.G. Derwent, B. Garnier, C.E. Johnson, M.G. Sanderson, und D.S. Stevenson, Effect of stratosphere-troposphere exchange on the future tropospheric ozone trend, *J. Geophys. Res.*, 108 (D12), 8528, doi: 10.1029/2002JD002617, 2003.

Zeng, G., und J.A. Pyle, Changes in tropospheric ozone between 2000 and 2100 modeled in a chemistry-climate model, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (7), 1392, doi: 10.1029/2002GL016708, 2003.

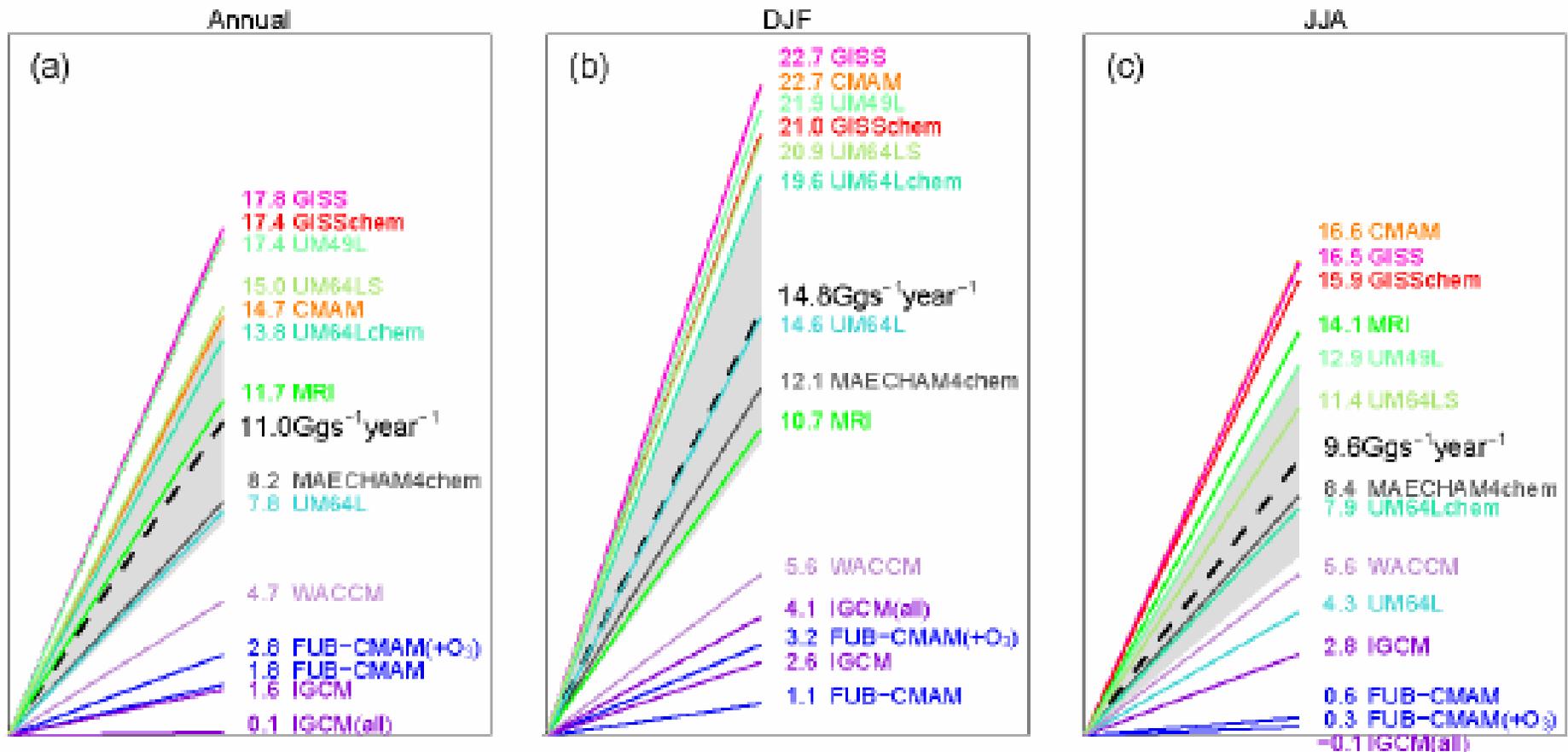
Sudo, K., M. Takahashi, und H. Akimoto, Future changes in stratosphere-troposphere exchange and their impacts on future tropospheric ozone simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24), 2256, doi: 10.1029/2003GL018526, 2003.

# Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre

- Für den Fall doppelt so hoher CO<sub>2</sub> Konzentration zeigen alle 14 von Butchart et al. (2006) verwendeten Klimaänderungssimulationen einen Anstieg in der Jahresgemittelten Massenaustauschrates von der Troposphäre in die Stratosphäre (siehe Abbildung), mit einem mittleren Trend von 11 Gg s<sup>-1</sup> Jahr<sup>-1</sup>, oder etwa 2% pro Dekade.

Butchart, N., A.A. Scaife, M. Bourqui, J. de Grandpre, S.H.E. Hare, J. Kettleborough, U. Langematz, E. Manzini, F. Sassi, K. Shibata, D. Shindell, und M. Sigmond, Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation, *Clim. Dyn.*, 27(7-8), 727-741, doi:10.1007/s00382-006-0162-4, 2006.

# Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre



Schematic representation of the trends in troposphere-to-stratosphere mass exchange rate computed in a set of 14 climate models that consider the complete stratosphere (Butchart et al., 2006). The trends (Gg s<sup>-1</sup> year<sup>-1</sup>) are given by the slope of the lines. The dashed line is the multi-model mean with the standard error given by the gray shading.

# Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre

- Der vorhergesagte Anstieg wird das ganze Jahr über gefunden, ist allerdings im Mittel im Nordwinter stärker als im Südwinter.
- Die Studie von Butchart et al. konnte nicht klären, ob stratosphärische Ozonänderungen oder Ozonrückkopplungen Einfluss auf die Trends in der Luftmassenaustauschrate haben.
- Andere Simulationen (z.B. Austin et al., 2006) zeigen, dass der positive Trend bei dem tropischen Luftmassenaufstieg nicht konstant ist. Perioden mit verstärktem Aufsteigen fallen mit Phasen deutlicher Ozonzerstörung zusammen.

Austin, J., J. Wilson, F. Li, und H. Vömel, Evolution of water vapor and age of air in coupled chemistry climate model simulations of the stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 33, L17807, doi:10.1029/2006GL026867, 2006.

# Aufsteigen tropischer Luftmassen

- Die Bestimmung der Stärke des tropischen Aufsteigens (oder des mittleren Alters der Luft, siehe unten) aus Messungen oder assimilierten Datensätzen ist sehr anspruchsvoll und es ist nicht möglich belastbare Trends zu berechnen.
- Berechnete Werte des Alters der Luft aus Transportmodellen mit meteorologischen Feldern (Schoeberl et al., 2003; Meijer et al., 2004; Scheele et al., 2005) ergeben Werte die deutlich kleiner sind als die, die direkt aus der Beobachtung von langlebigen Spurengasen stammen (z.B. Boering et al., 1996; Andrews et al., 2001, Schoeberl et al., 2005).
- Ähnliche Ergebnisse findet man bei der Analyse von Simulationen mit CCMs (Eyring et al., 2006).

Schoeberl, M.R., A.R. Douglass, Z. Zhu, and S. Pawson, A comparison of lower stratospheric age spectra derived from a general circulation model and two data assimilation systems, *J. Geophys. Res.*, 108 (D3), 4113, doi: 10.1029/2002JD002652, 2003.

Meijer, E.W., B. Bregman, A. Segers, and P.F.J. van Velthoven, The influence of data assimilation on the age of air calculated with a global chemistry-transport model using ECMWF wind fields, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23114, doi: 10.1029/2004GL021158, 2004.

Scheele, M.P., P.C. Siegmund, and P.F.J. van Velthoven, Stratospheric age of air computed with trajectories based on various 3D-Var and 4D-Var data sets, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1-7, 2005.

Boering, K.A., S.C. Wofsy, B.C. Daube, H.R. Schneider, M. Loewenstein, and J.R. Podolske, Stratospheric mean ages and transport rates from observations of CO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O, *Science*, 274 (5291), 1340-1343, 1996.

Andrews, A.E. K.A. Boering, B.C. Daube, S.C. Wofsy, M. Loewenstein, H. Jost, J.R. Podolske, C.R. Webster, R.L. Herman, D.C. Scott, G.J. Flesch, E.J. Moyer, J.W. Elkins, G.S. Dutton, D.F. Hurst, F.L. Moore, E.A. Ray, P.A. Romashkin, and S.E. Strahan, Mean ages of stratospheric air derived from in situ observations of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O, *J. Geophys. Res.*, 106 (D23), 32295-32314, 2001.

Schoeberl, M.R., A.R. Douglass, B. Polansky, C. Boone, K.A. Walker, and P. Bernath, Estimation of stratospheric age spectrum from chemical tracers, *J. Geophys. Res.*, 110, D21303, doi: 10.1029/2005JD006125, 2005.

# Tropisches Aufsteigen und das Alter der stratosphärischen Luft

- Das Aufsteigen tropischer Luftmassen ist umgekehrt proportional zum Alter der Luft (siehe Austin und Li, 2006), so dass sich das Alter der Luft verändert, wenn sich das stratosphärische Klima ändert.

Austin, J., und F. Li, On the relationship between the strength of the Brewer-Dobson circulation and the age of stratospheric air, *Geophys. Res. Lett.*, accepted, 2006.

- Einschub: Definition vom Alter der Luft ("age of air")

"The length of time that a stratospheric air mass has been out of contact with the well-mixed troposphere. The content of a unit element of air at a particular location and particular time of year in the stratosphere can be thought of as a mixture of different air parcels that have taken different routes from the tropopause to arrive at that location. The **mean age of air** at a specific location is defined as **the average transit times of the elements since their last contact with the tropopause.**"

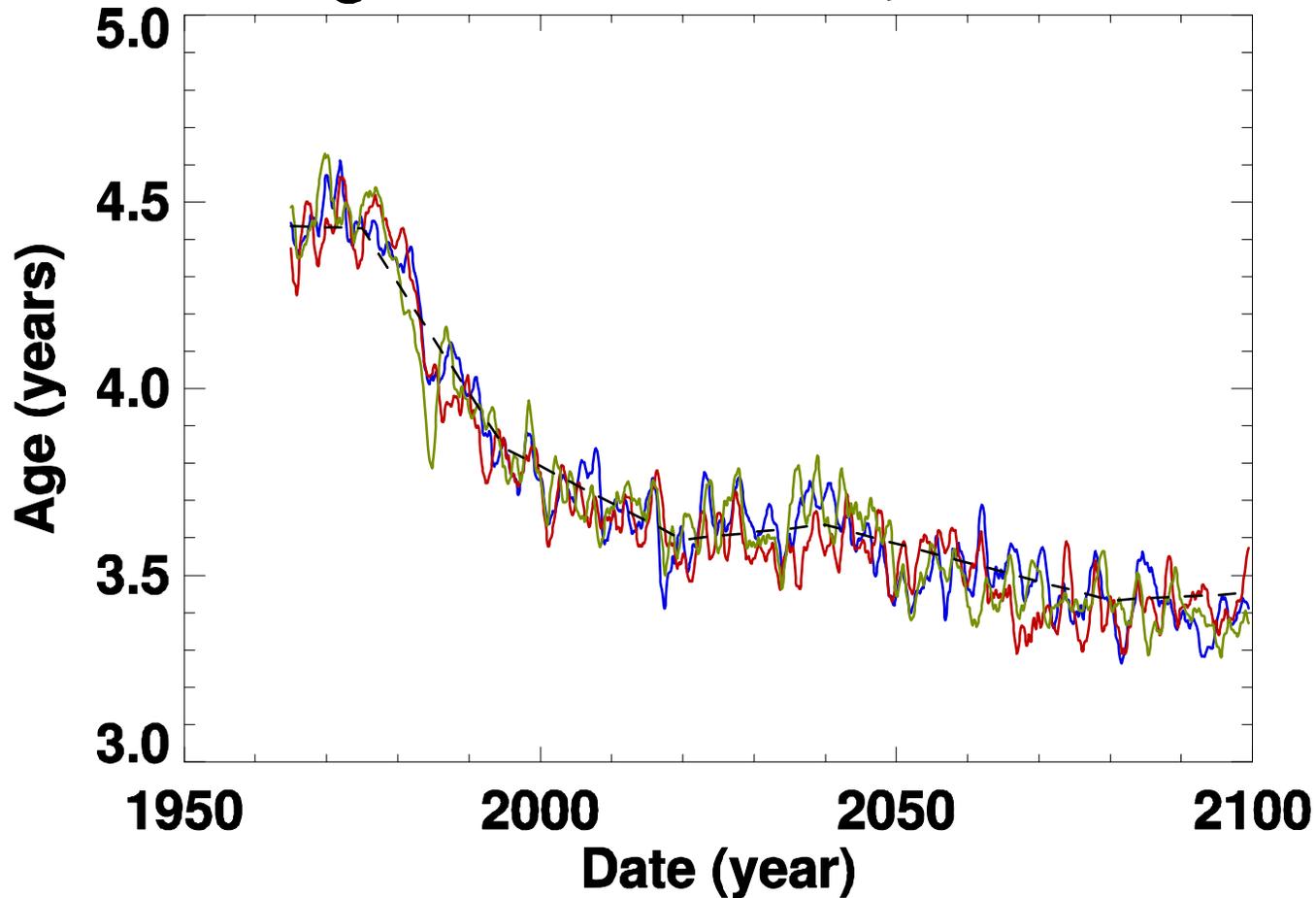
# Tropisches Aufsteigen und das Alter der stratosphärischen Luft

- Wie bereits im Zusammenhang mit dem tropischen Aufsteigen erwähnt, ändert sich das Alter der Luft nicht stetig (siehe Abbildungen).
- Sowohl im CCM AMTRAC (z.B. Austin et al., 2006) als auch in WACCM (z.B. Garcia et al., 2007) reduziert sich das Alter der Luft zwischen 1975 und 2000 signifikant, was mit dem Anwachsen des tropischen Aufsteigens von Luftmassen konsistent ist.

Garcia R. R., D. R. Marsh, D. E. Kinnison, B. A. Boville, F. Sassi, Simulation of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003, *J. Geophys. Res.*, 112, D09301, doi:10.1029/2006JD007485, 2007.

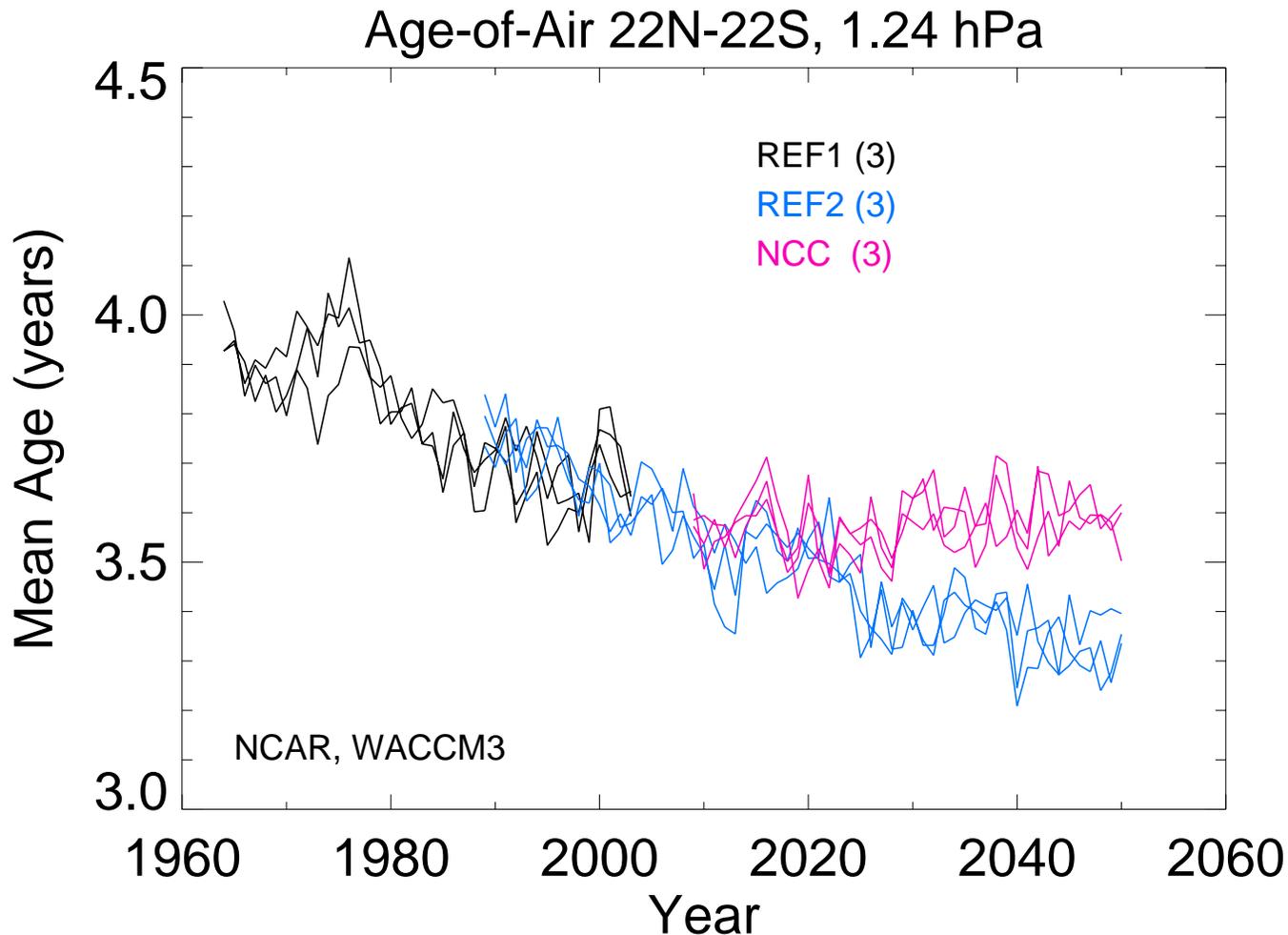
# Alter der stratosphärischen Luft

## Age of Air 20N-20S, 1.3 hPa



Mean age of air in the tropical upper stratosphere for the period 1960-2100 computed from the CCM AMTRAC. The three different colored curves indicate individual simulations. A piecewise linear curve (black broken line) is included to illustrate changes in trends (Austin und Li, 2006).

# Alter der stratosphärischen Luft



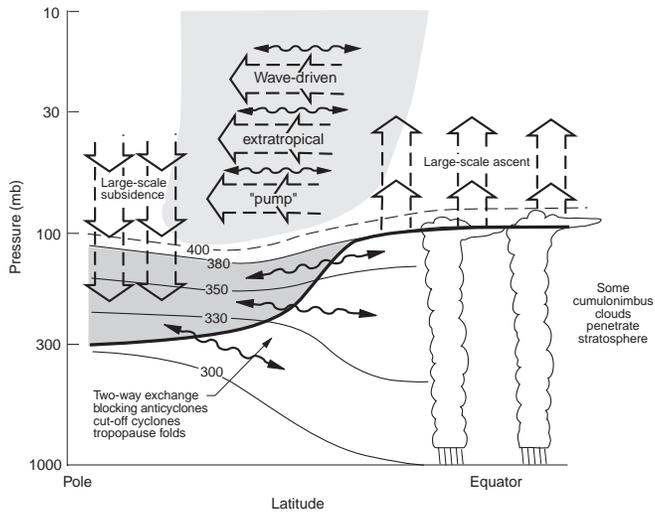
Mean age of air for the CCM WACCM in the tropical upper stratosphere. The individual simulations cover the recent past (REF1), the future (REF2) and an ensemble of simulations with fixed GHG concentrations.

# Einfluss des Klimawandels auf das Alter der stratosphärischen Luft

- In der letzten Abbildung zeigt sich ferner, dass in WACCM das Alter der Luft konstant bleibt, wenn der Gehalt an Treibhausgasen und die Meeresoberflächentemperaturen fixiert werden (siehe auch Kapitel 14).
- Dies zeigt, dass Änderungen durch den Klimawandel einen großen Einfluss auf das zukünftige Alter der Luft haben.
- Der generelle Rückgang des Alters der Luft und das verstärkte Aufsteigen tropischer Luftmassen auf klimatischen Zeitskalen bedeutet ferner ein schnelleres Entfernen von den langlebigen FCKW aus der gesamten Atmosphäre (Butchart und Scaife, 2001) sowie von Quellgasen wie  $\text{CH}_4$  und  $\text{N}_2\text{O}$ .

# Einfluss des Klimawandels

- Wenn jedoch Luftmassen mit erhöhten  $\text{CH}_4$  Konzentrationen die Stratosphäre erst einmal erreicht haben, hat dies eine erhöhte  $\text{CH}_4$  Oxidation zur Folge.
- Dies bedeutet, dass es zu einem schnelleren Anstieg des stratosphärischen Wasserdampfgehalts kommen kann, als man dies nur Aufgrund der erhöhten troposphärischen  $\text{CH}_4$  Konzentration erwartet.



**Ende Kapitel 10**