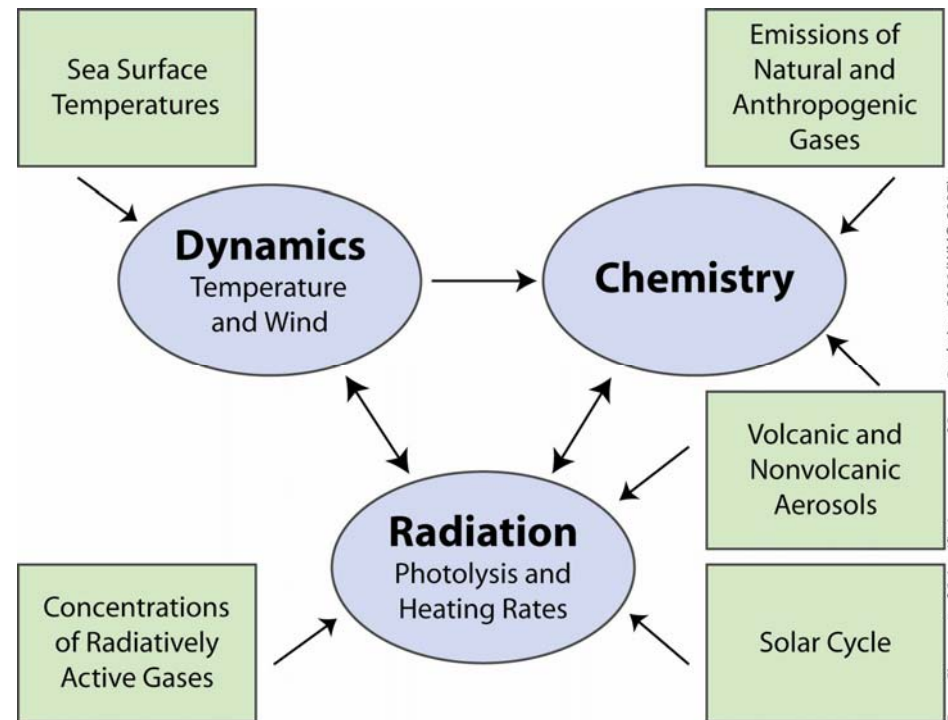


Wechselwirkungen von Klima und atmosphärischer Chemie



Wintersemester 2007/2008
Martin Dameris

Prof. Dr. Martin Dameris

Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.

Institut für Physik der Atmosphäre

Oberpfaffenhofen

Tel.: 08153 - 28 1558

E-mail: martin.dameris@dlr.de

Meteorologisches Institut

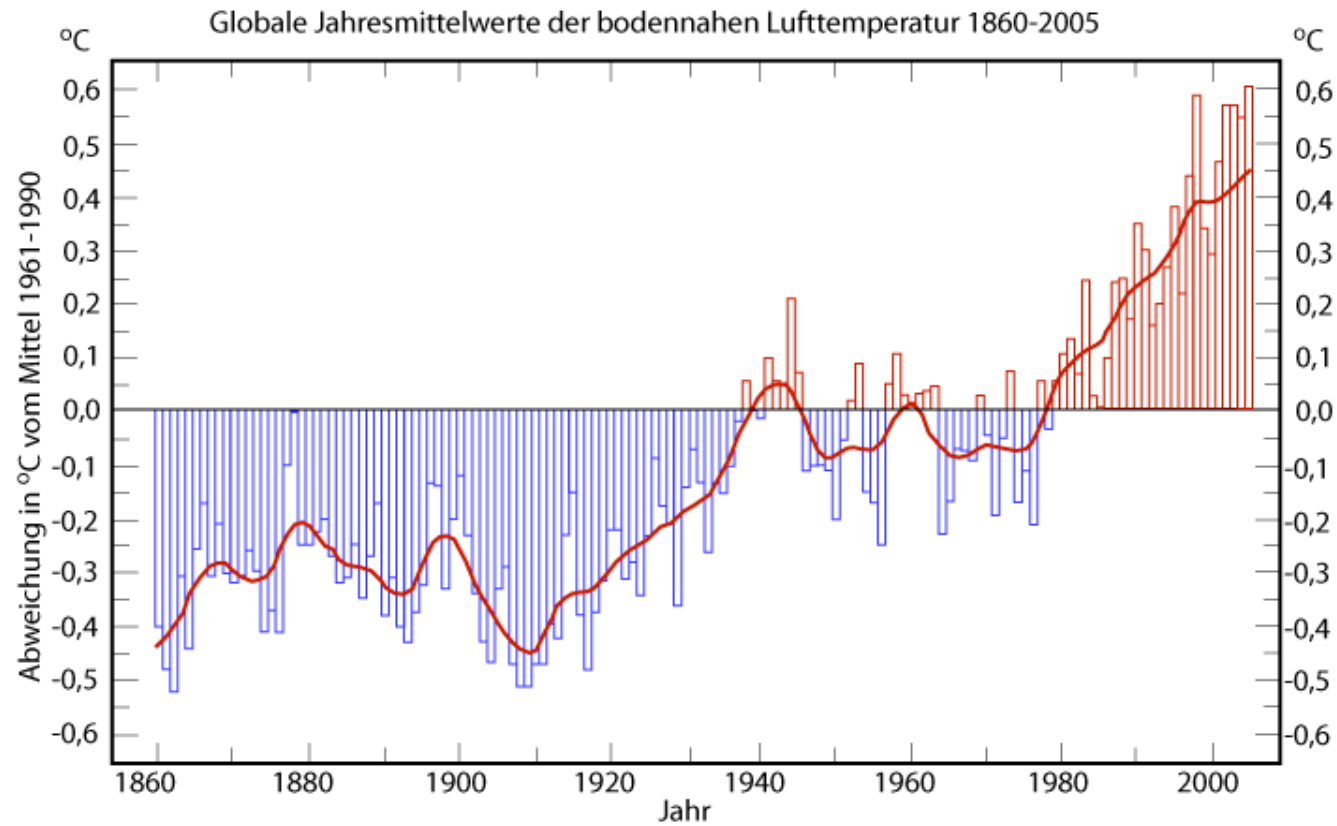
Ludwig-Maximilians Universität

München

Tel.: 089 - 2180 4570/4571

Kapitel 1

Einführung und Übersicht

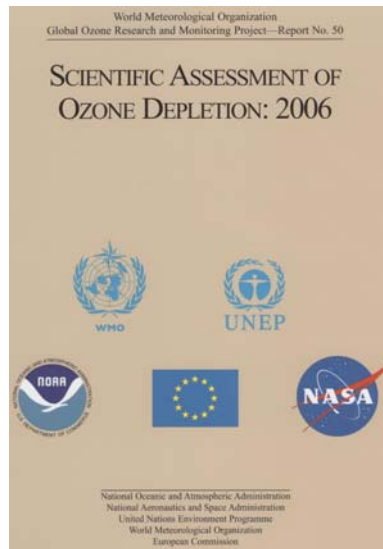


Kapitel 1: Gliederung

- Literatur
- Einführung in die Thematik
- Effekte der Klimaänderung in Troposphäre und Stratosphäre
- Dynamik und Chemie der Stratosphäre
- Wechselwirkungen zwischen Stratosphäre und Troposphäre
- Was bringt die Zukunft?
- Entwicklung der Ozonschicht

Literatur

- **WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006
- Kapitel 5: Klima-Ozon Beziehungen**
- Einzelne wissenschaftliche Artikel, die in hierin erwähnt und diskutiert werden.



Inhalt

Assessment Cochairs

Ayité-Lô Nohende Ajavon
Daniel L. Albritton
Robert T. Watson

Assessment Scientific Steering Committee

Marie-Lise Chanin
Susana B. Diaz
John A. Pyle
A.R. Ravishankara
Theodore G. Shepherd

Chapters and Lead Authors

I. Source Gases

Chapter 1. Long-Lived Compounds (*Cathy Clerbaux and Derek Cunnold*)
Chapter 2. Halogenated Very Short-Lived Substances (*Katherine S. Law and William T. Sturges*)

II. Ozone Changes

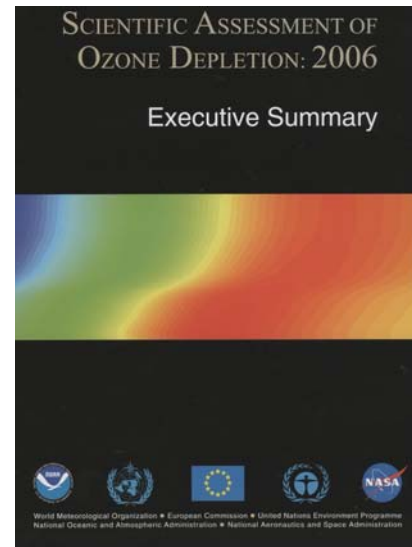
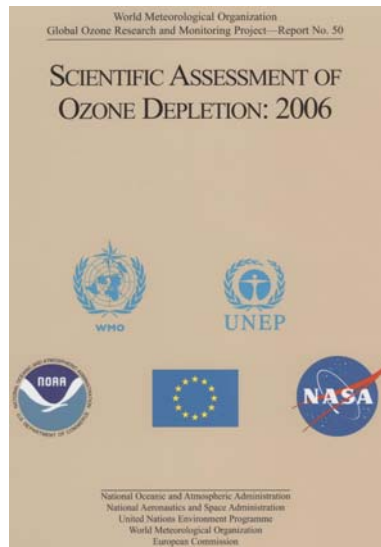
Chapter 3. Global Ozone: Past and Present (*Martyn P. Chipperfield and Vitali E. Fioletov*)
Chapter 4. Polar Ozone: Past and Present (*Paul A. Newman and Markus Rex*)

III. Future Expectations for Ozone, Ozone-Depleting Substances, and UV

Chapter 5. Climate-Ozone Connections (*Mark P. Baldwin and Martin Dameris*)
Chapter 6. The Ozone Layer in the 21st Century (*Greg Bodeker and Darryn W. Waugh*)
Chapter 7. Surface Ultraviolet Radiation: Past, Present, and Future (*Alkiviadis F. Bais and Dan Lubin*)
Chapter 8. Halocarbon Scenarios, Ozone Depletion Potentials, and Global Warming Potentials
(*John S. Daniel and Guus J.M. Velders*)

CHAPTER 5

Climate-Ozone Connections



- 5.1 Introduction
- 5.2 Coupling of the stratosphere and troposphere
- 5.3 Effects of anthropogenic climate change and of emissions on stratospheric ozone

Lead Authors:

M. Baldwin
M. Dameris

Coauthors:

J. Austin
S. Bekki
B. Bregman
N. Butchart
E. Cordero
N. Gillett
H.-F. Graf
C. Granier
D. Kinnison
S. Lal
T. Peter
W. Randel
J. Scinocca
D. Shindell
H. Struthers
M. Takahashi
D. Thompson

Contributors:

D. Battisti
P. Braesicke
R. Garcia
P. Haynes
E. Manzini
K. Matthes
G. Pitari
V. Ramaswamy
K. Rosenlof
B. Santer
R. Scott
A. Stenke
C. Timmreck

Klima-Chemie Wechselwirkungen

Um ein vollständiges Verständnis der stratosphärischen Dynamik und Chemie zu erlangen ist es erforderlich, die wechselwirkenden Mechanismen der Klimaänderung zu identifizieren und zu quantifizieren.

- ✓ Der Anstieg der Konzentrationen gut durchmischter Treibhausgase in der Atmosphäre führt zu höheren troposphärischen Temperaturen und niedrigeren stratosphärischen Temperaturen.
- ✓ Die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre ist direkt durch eine Vielzahl temperaturabhängiger chemischer Reaktionen beeinflusst.
- ✓ Darüber hinaus führen Änderungen in der Temperaturstruktur der Atmosphäre zu Zirkulationsänderungen in der Troposphäre und Stratosphäre, was wiederum den Transport von chemischen Substanzen und Partikeln verändert.

Kopplung der Stratosphäre und Troposphäre

Prozesse der Klimaänderung beeinflussen die Dynamik der Troposphäre und der Stratosphäre. Troposphäre und Stratosphäre sind auf vielfältige Weise miteinander gekoppelt.

- ✓ Die dynamische Kopplung der Troposphäre und der Stratosphäre wird primär durch Dynamik von großskaligen planetaren Wellen vermittelt; diese Wellen werden vor allem in der Troposphäre angeregt.
- ✓ Interannuale Variabilität und jede systematische Änderung (Trend) in der Erzeugung, Ausbreitung oder Dissipation von diesen Wellen wird systematische Änderungen in der Temperaturstruktur und Zirkulation der Stratosphäre zur Folge haben.
- ✓ Es ist davon auszugehen, dass stratosphärische Veränderungen die Troposphäre beeinflussen.

Einführung

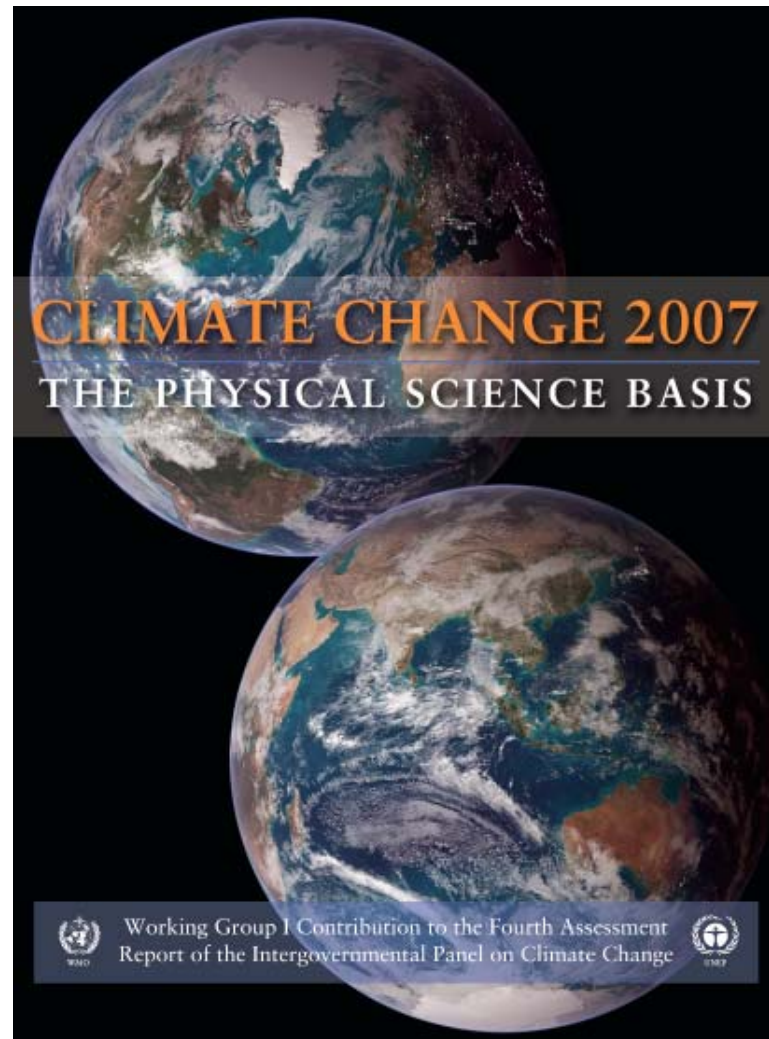
- Um den Einfluss der Klimaänderung auf die Stratosphäre zu bestimmen, muss folgende Frage beantwortet werden:

“Welches sind die wichtigsten physikalischen, dynamischen und chemischen Prozesse, die die Wechselwirkung zwischen Klimaänderung und Variationen der Stratosphäre bestimmen?”

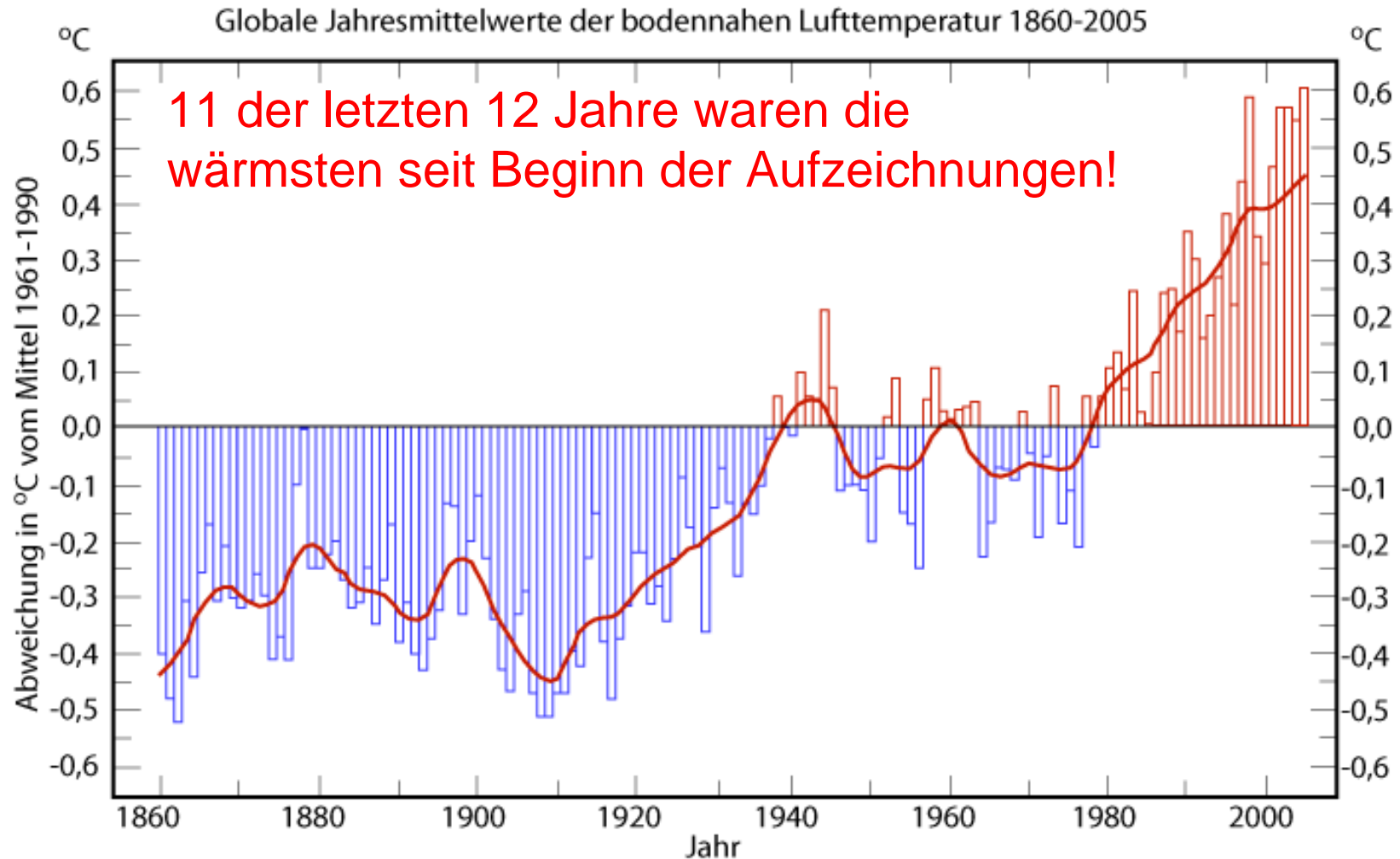
Einführung

- Um diese Frage zu beantworten, müssen Beobachtungen analysiert und Ergebnisse von Modellstudien untersucht werden.
- Atmosphärische Modelle helfen dabei, Prozesse zu **identifizieren** und zu **verstehen** und die Bedeutung einzelner Prozesse für das gesamte System zu **quantifizieren**.
- Gekoppelte Klima-Chemie Modelle (engl. Climate-Chemistry Models, CCMs) sind nützliche Werkzeuge, um die Wechselwirkungen zu untersuchen.
- Mit CCMs, die mittels Beobachtungen überprüft wurden, sind auch Abschätzungen zukünftiger Entwicklungen möglich.

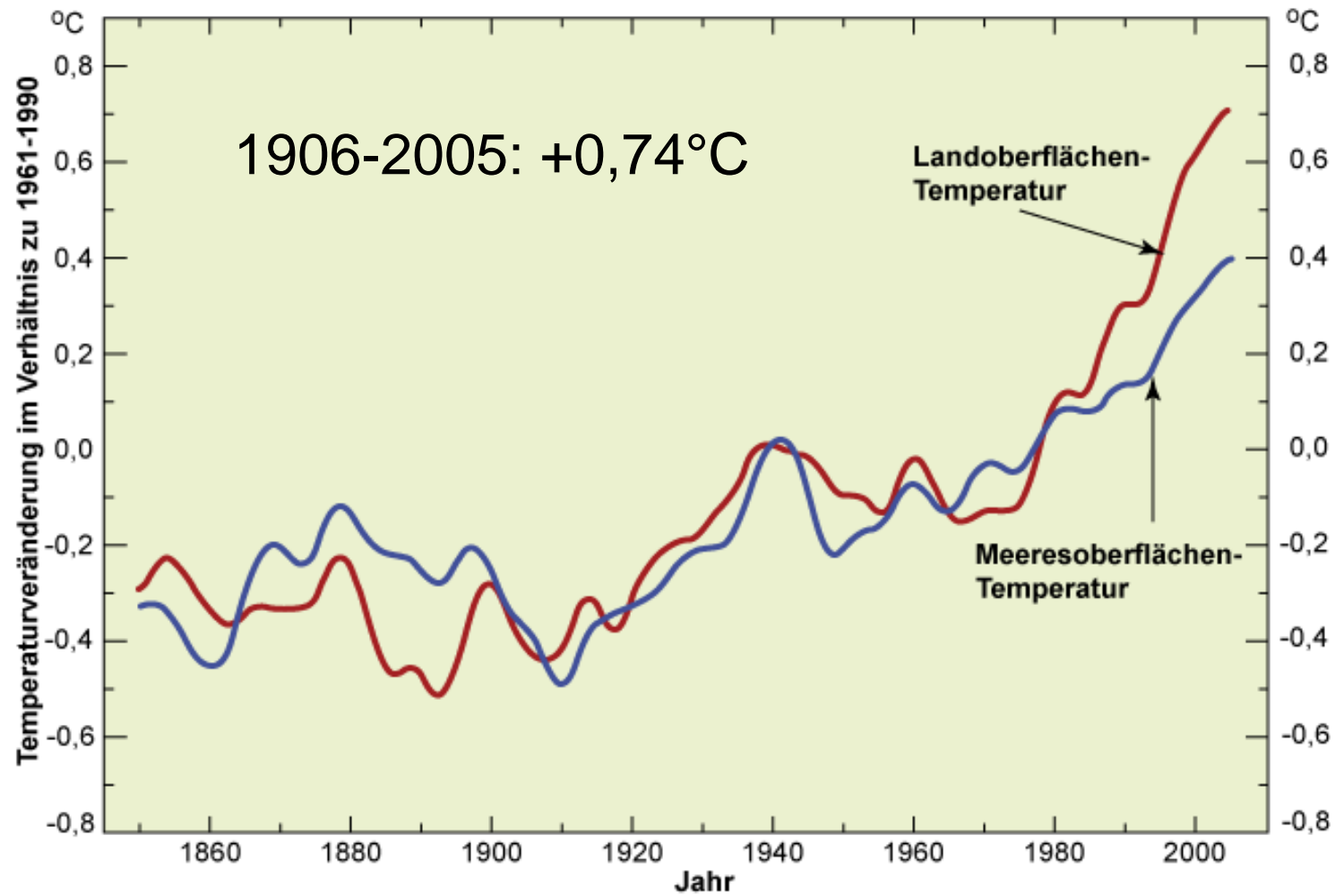
Kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse des IPCC-Berichts (2007)



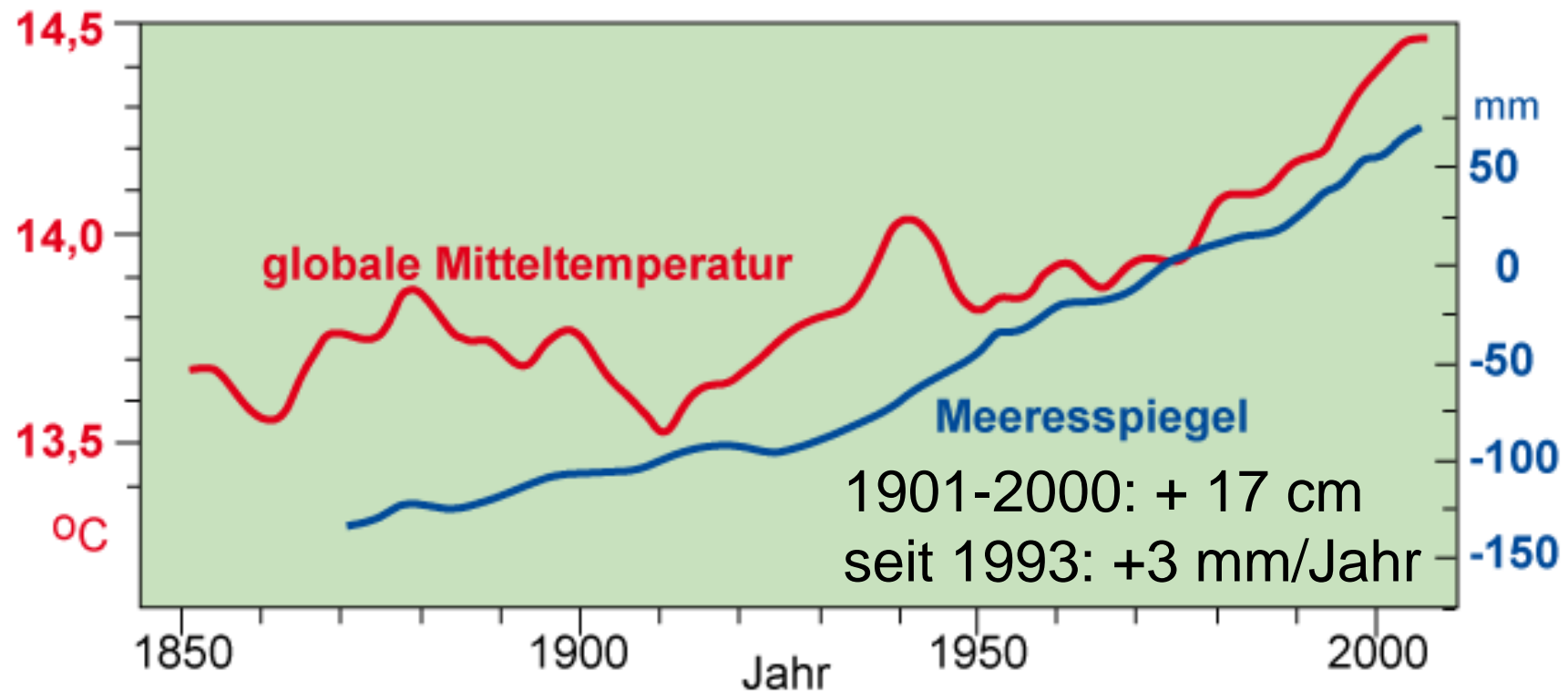
Abweichungen der globalen Jahresmittelwerte der bodennahen Lufttemperatur bezogen auf 1961-1990



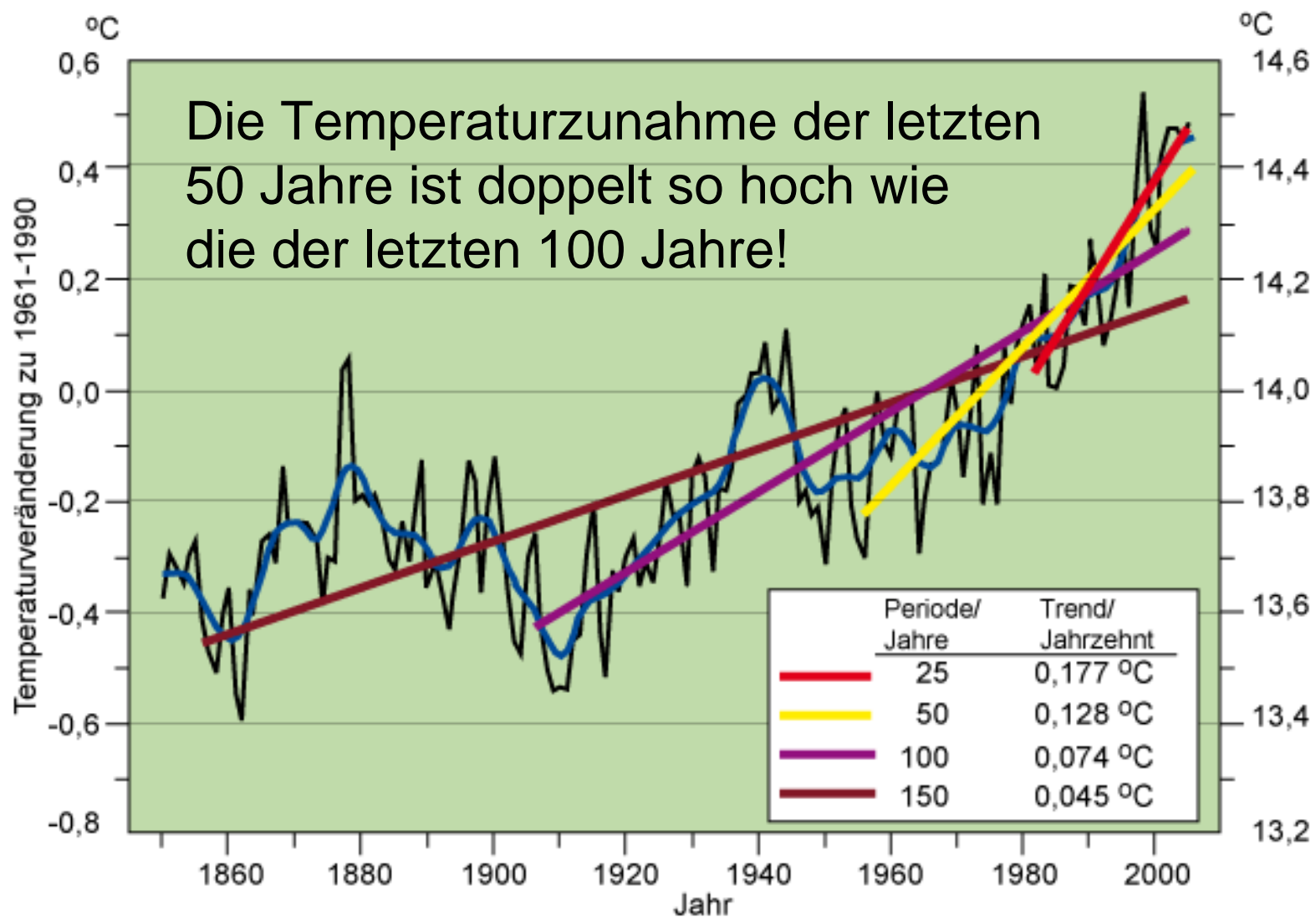
Globale Jahresmittelwerte der Oberflächentemperaturen



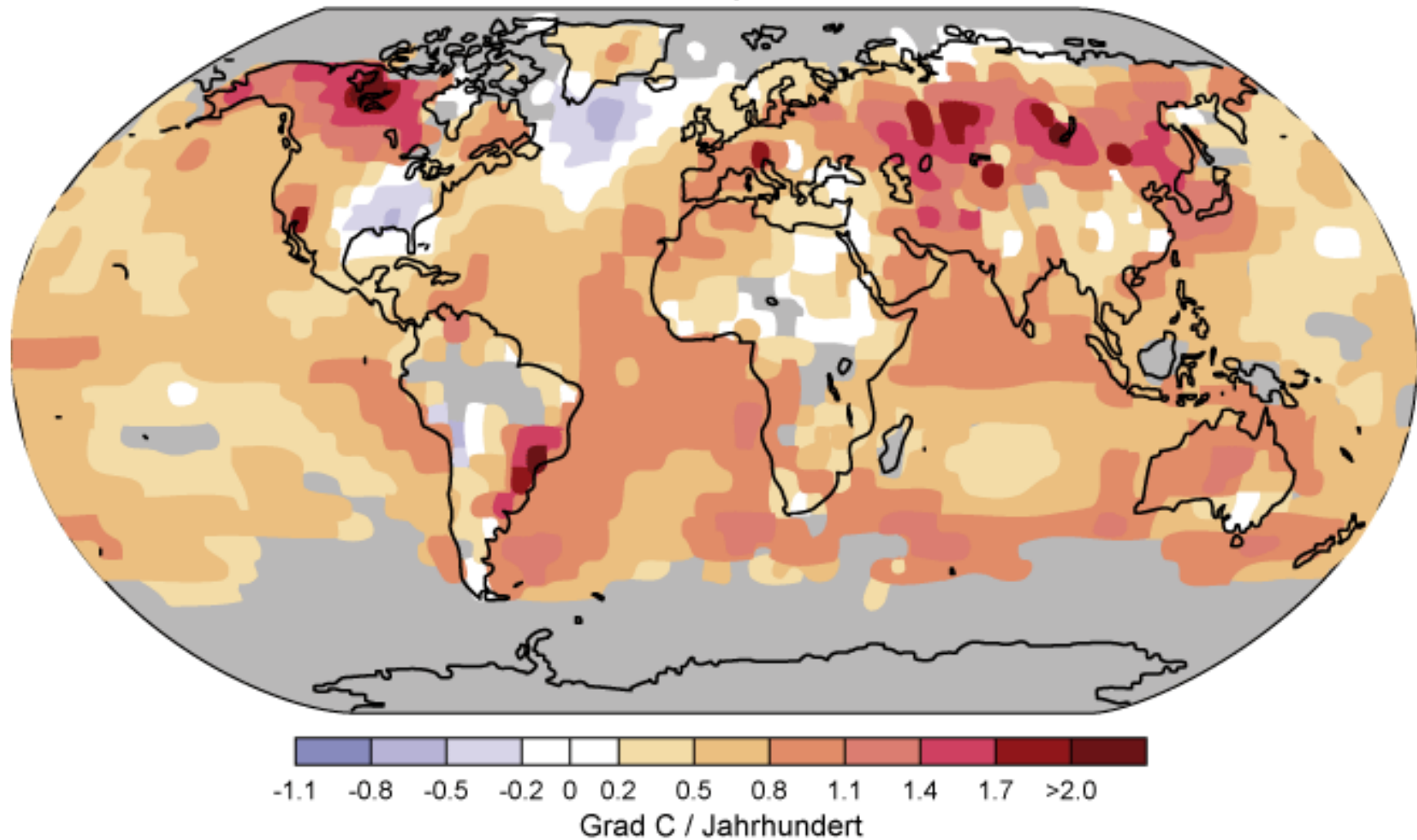
Globale Jahresmittelwerte der bodennahen Lufttemperatur und des Meeresspiegels



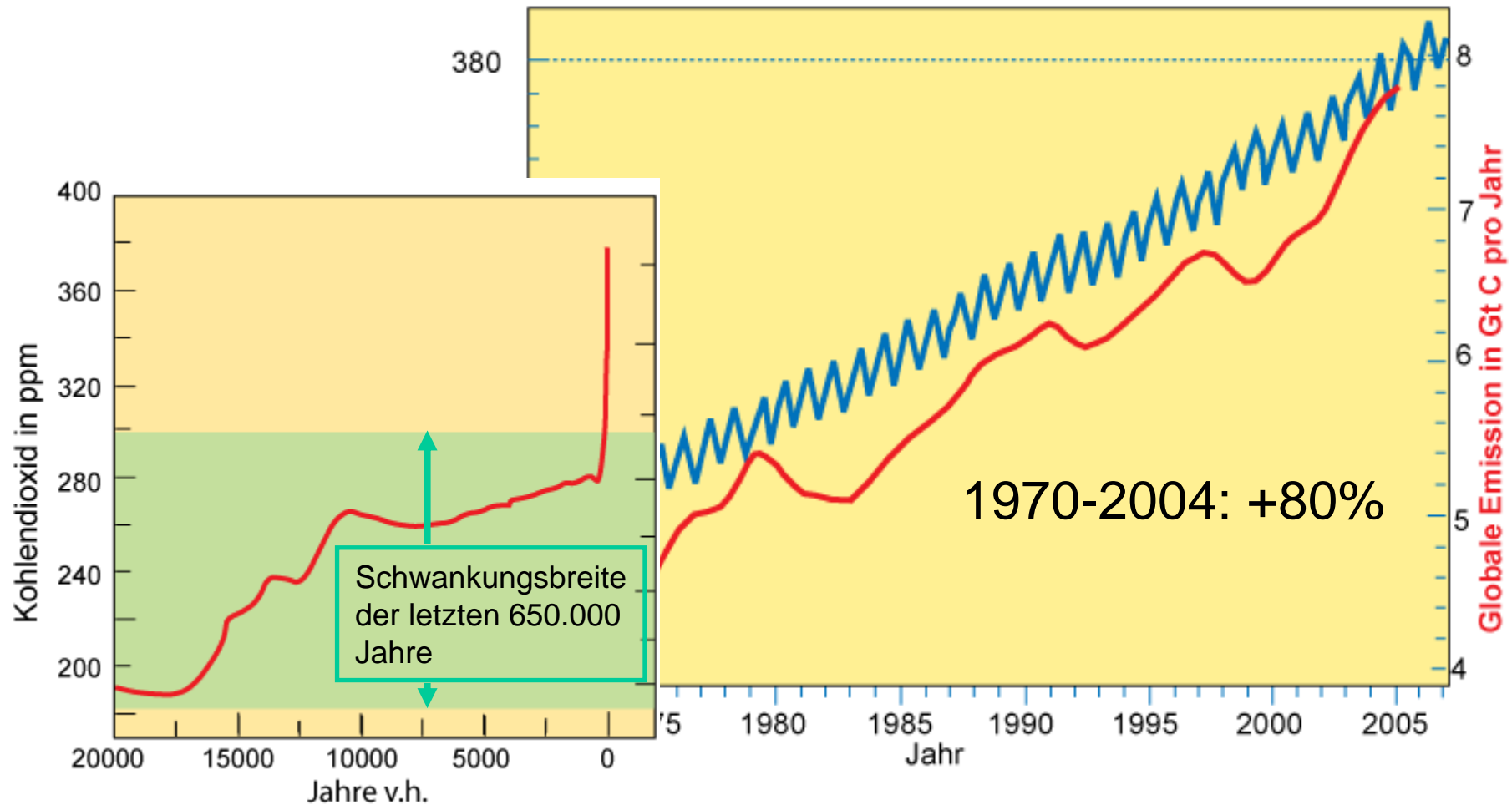
Temperatortrends



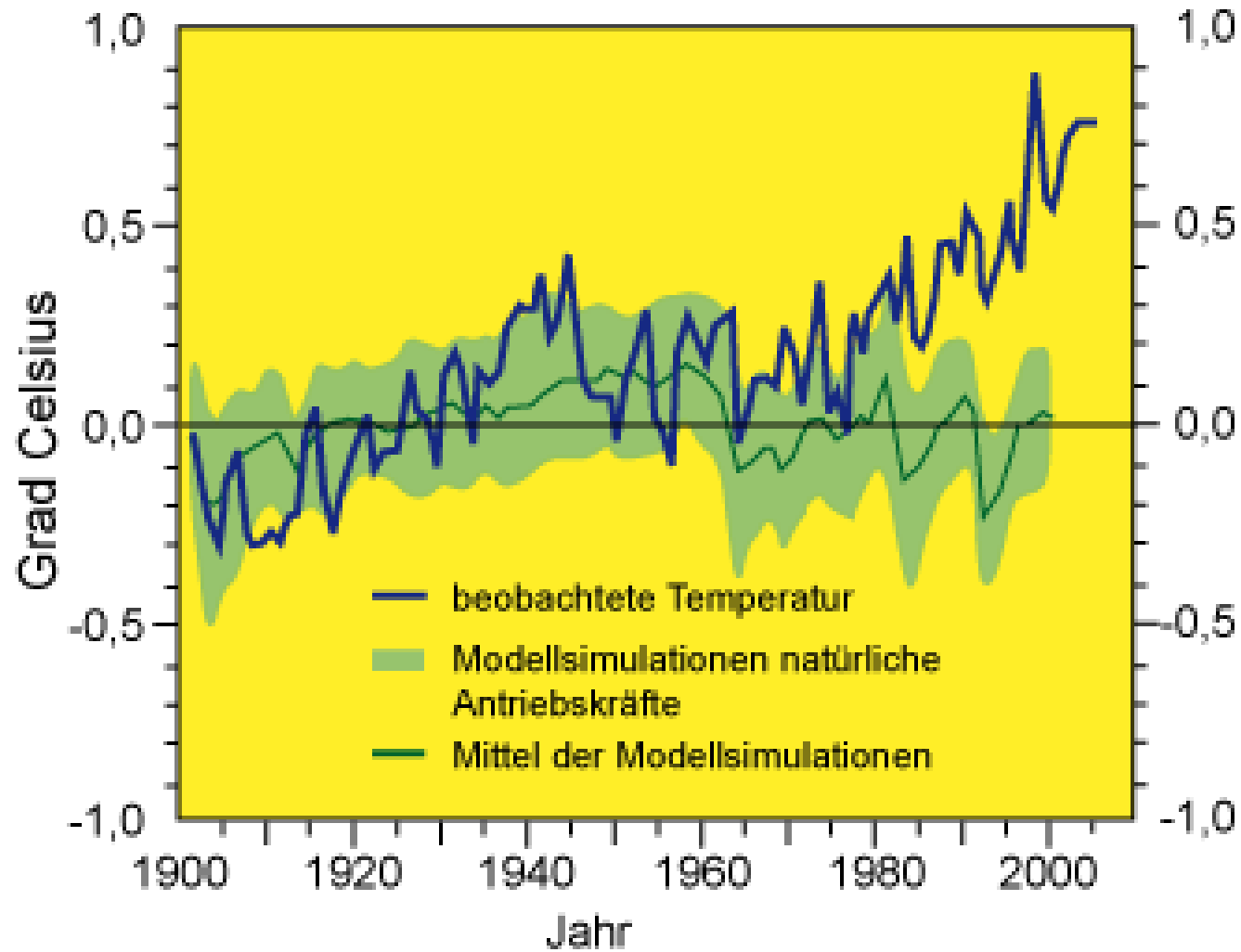
Trends der Jahresmitteltemperaturen 1901-2005



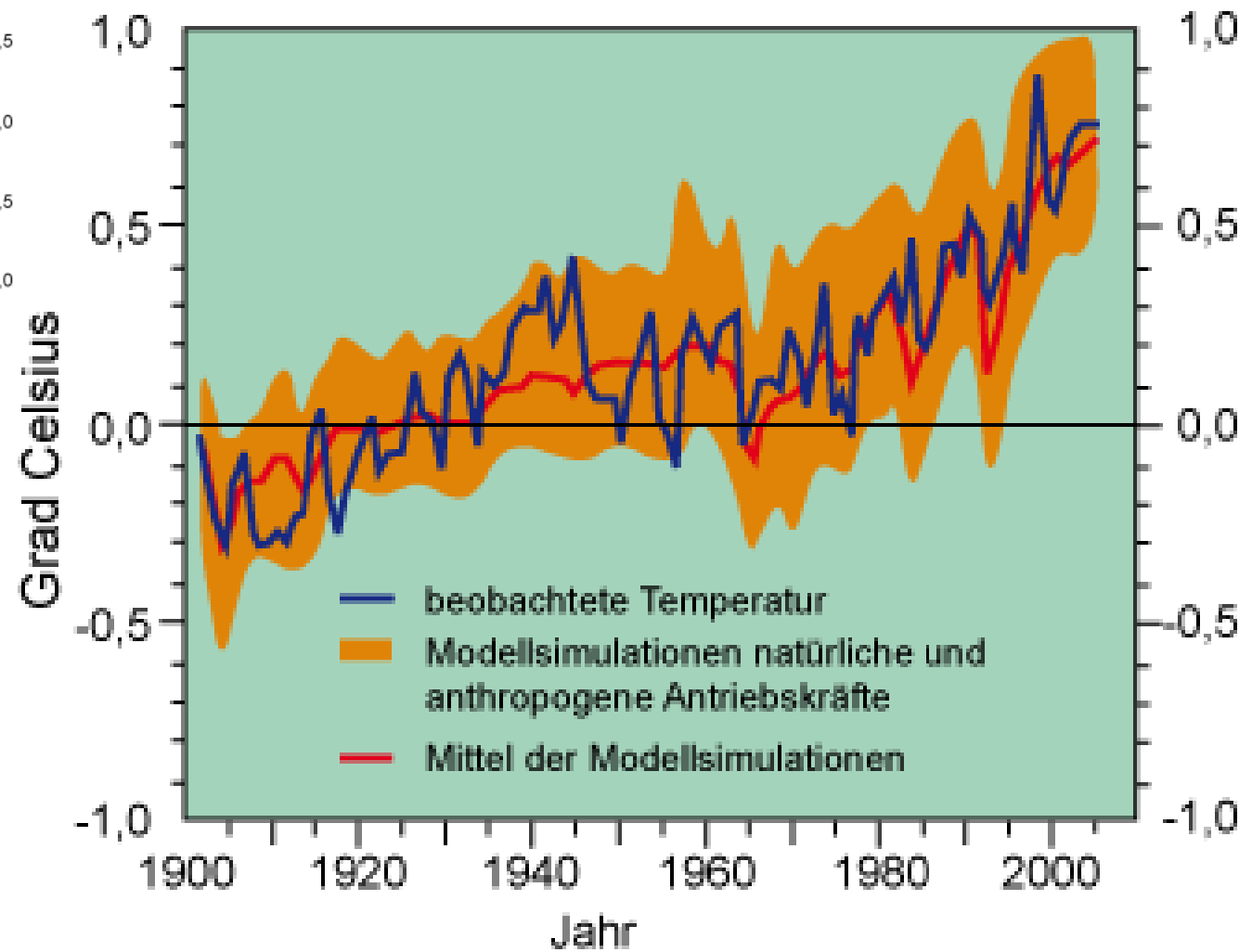
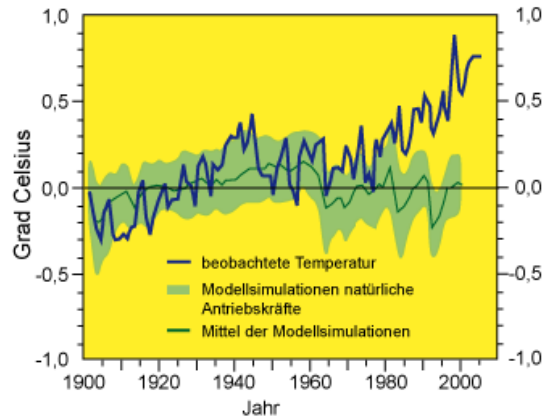
Entwicklung der Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre – Globale CO₂-Emissionen



Simulationen mit Klimamodellen

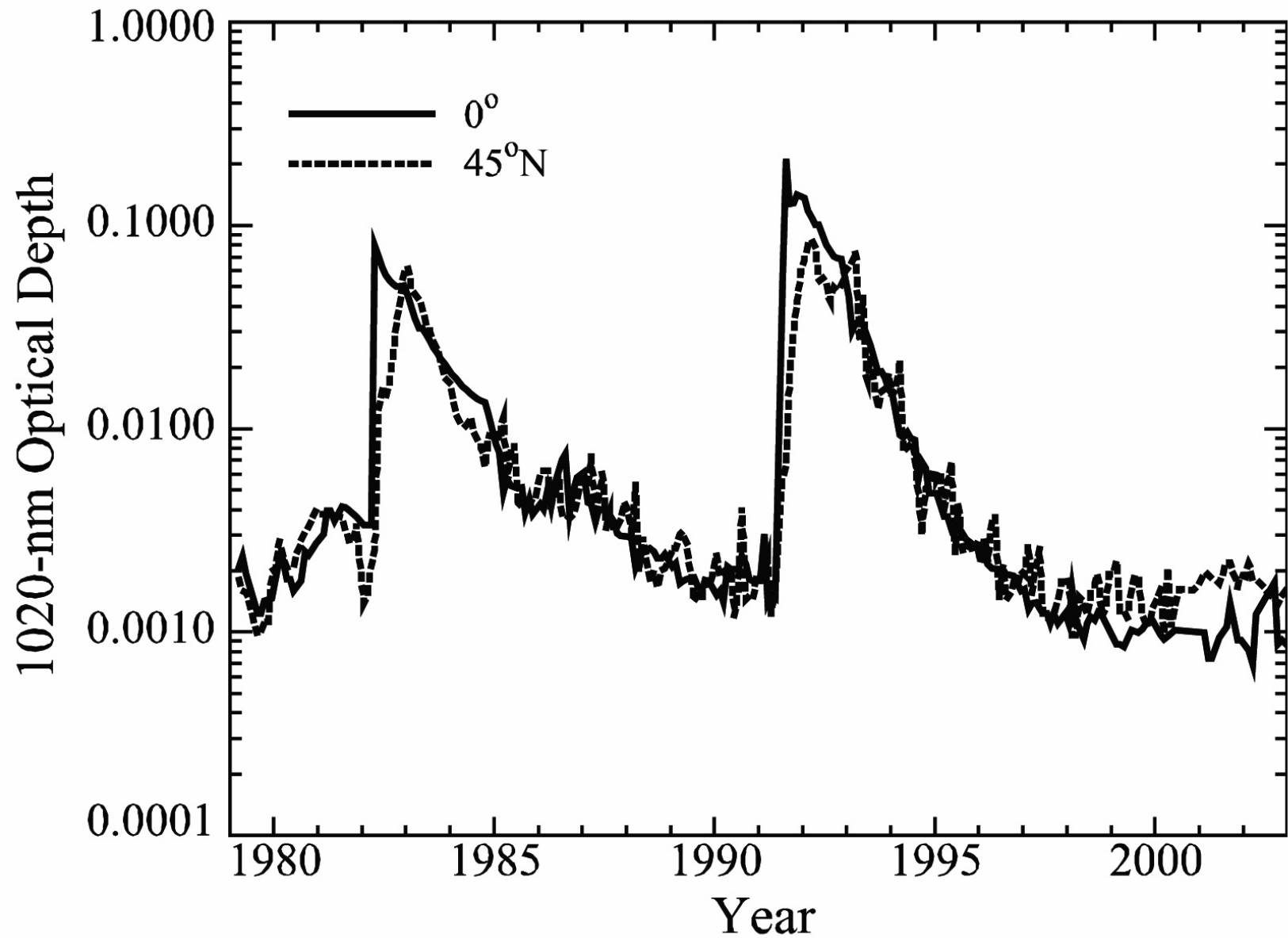


Simulationen mit Klimamodellen



Natürliche Einflussfaktoren

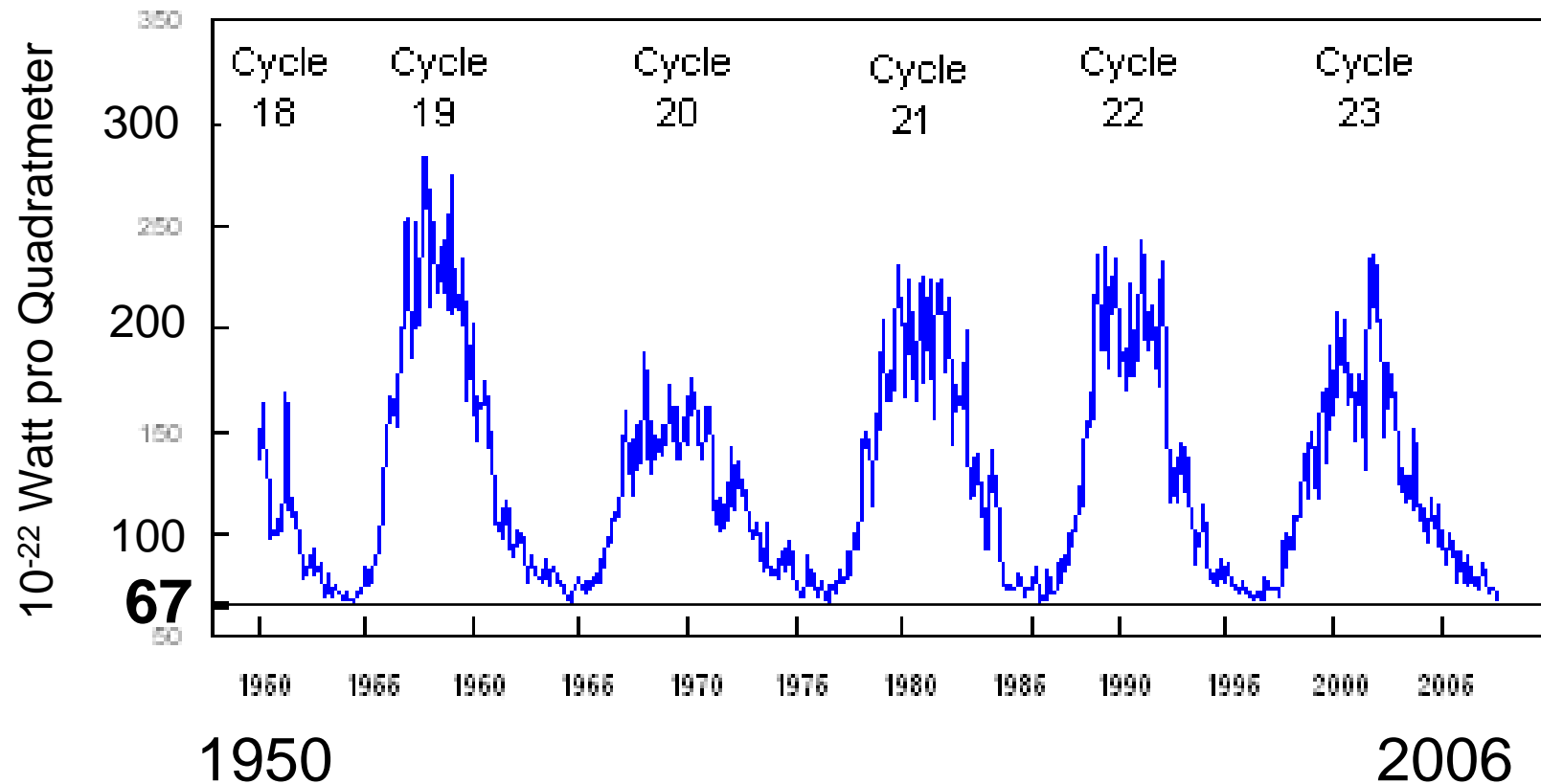
Vulkanisches Aerosol



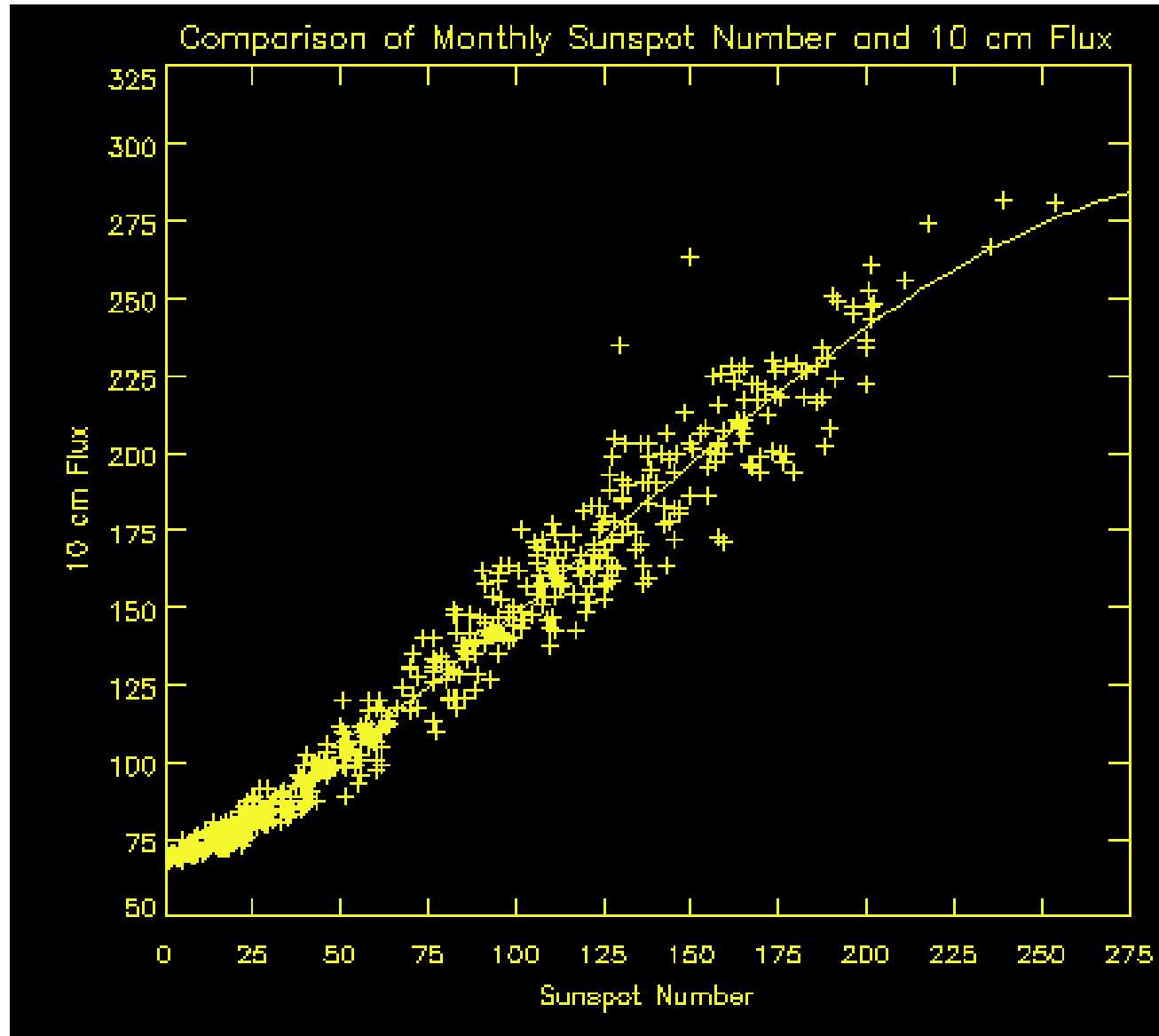
From Chapter 3 of Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 (WMO, 2007).

Aktivität der Sonne

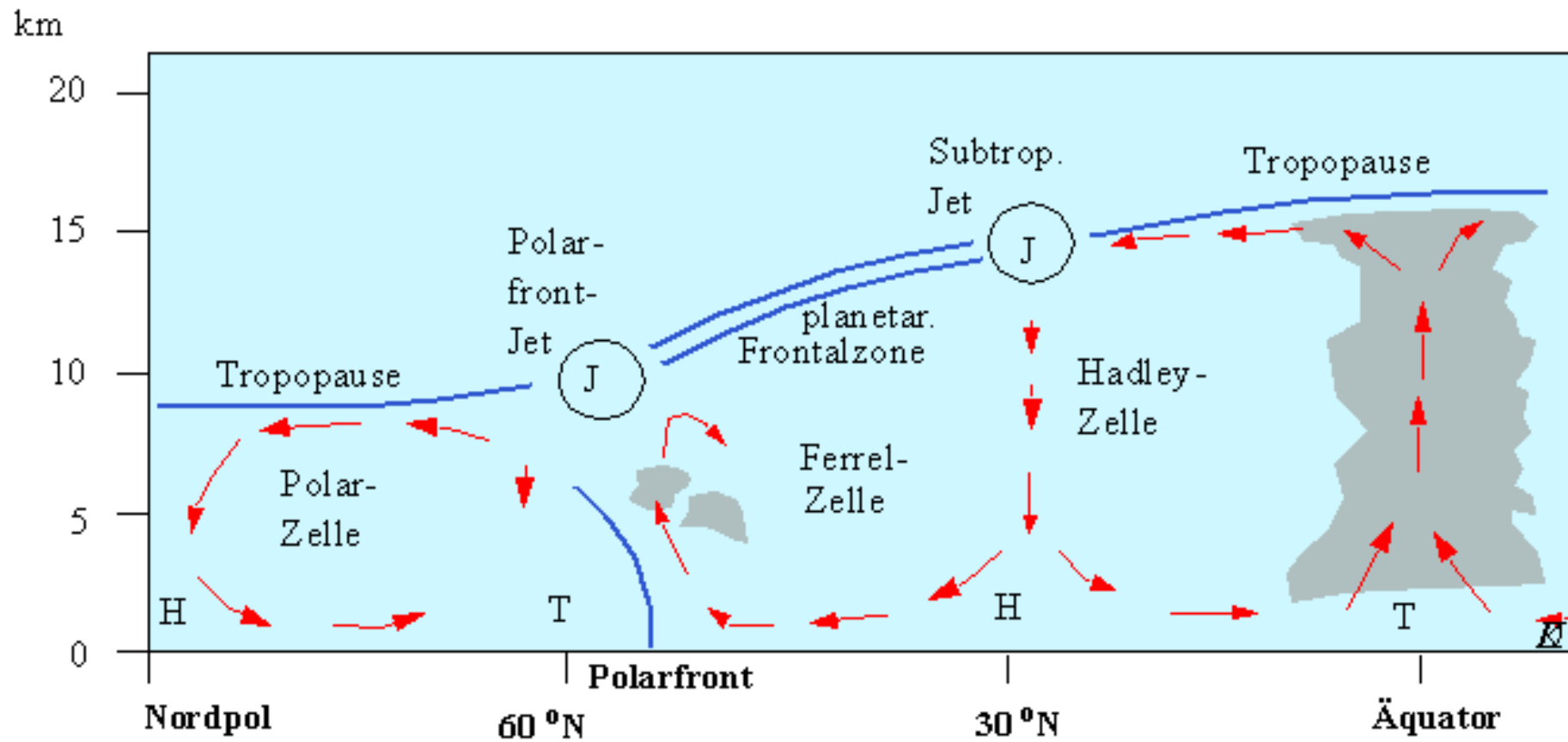
Monatsmittelwerte der 10,7 cm (2,8 GHz) Strahlung der Sonne - Zeitraum: Januar 1950 bis September 2007



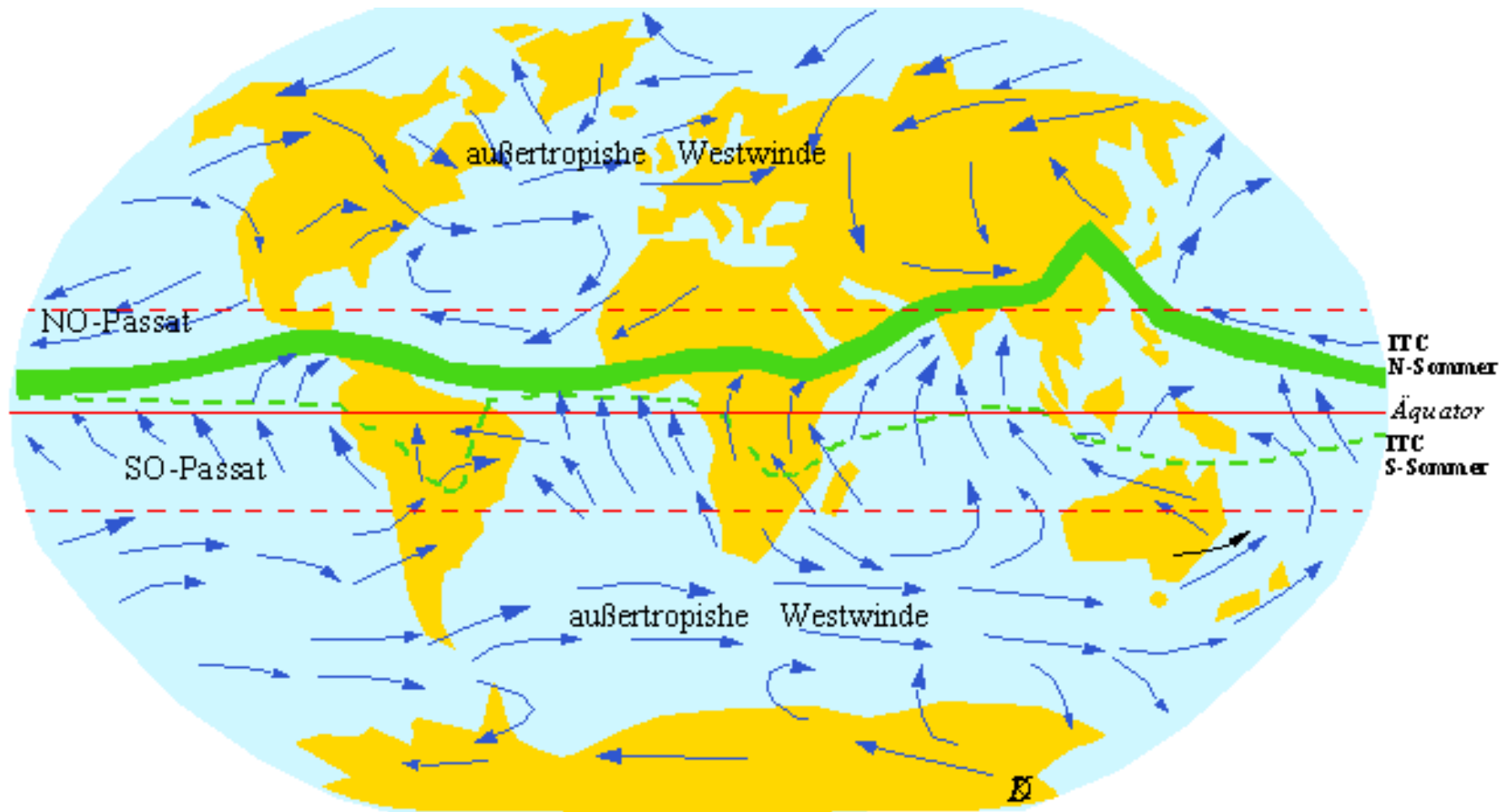
Aktivität der Sonne



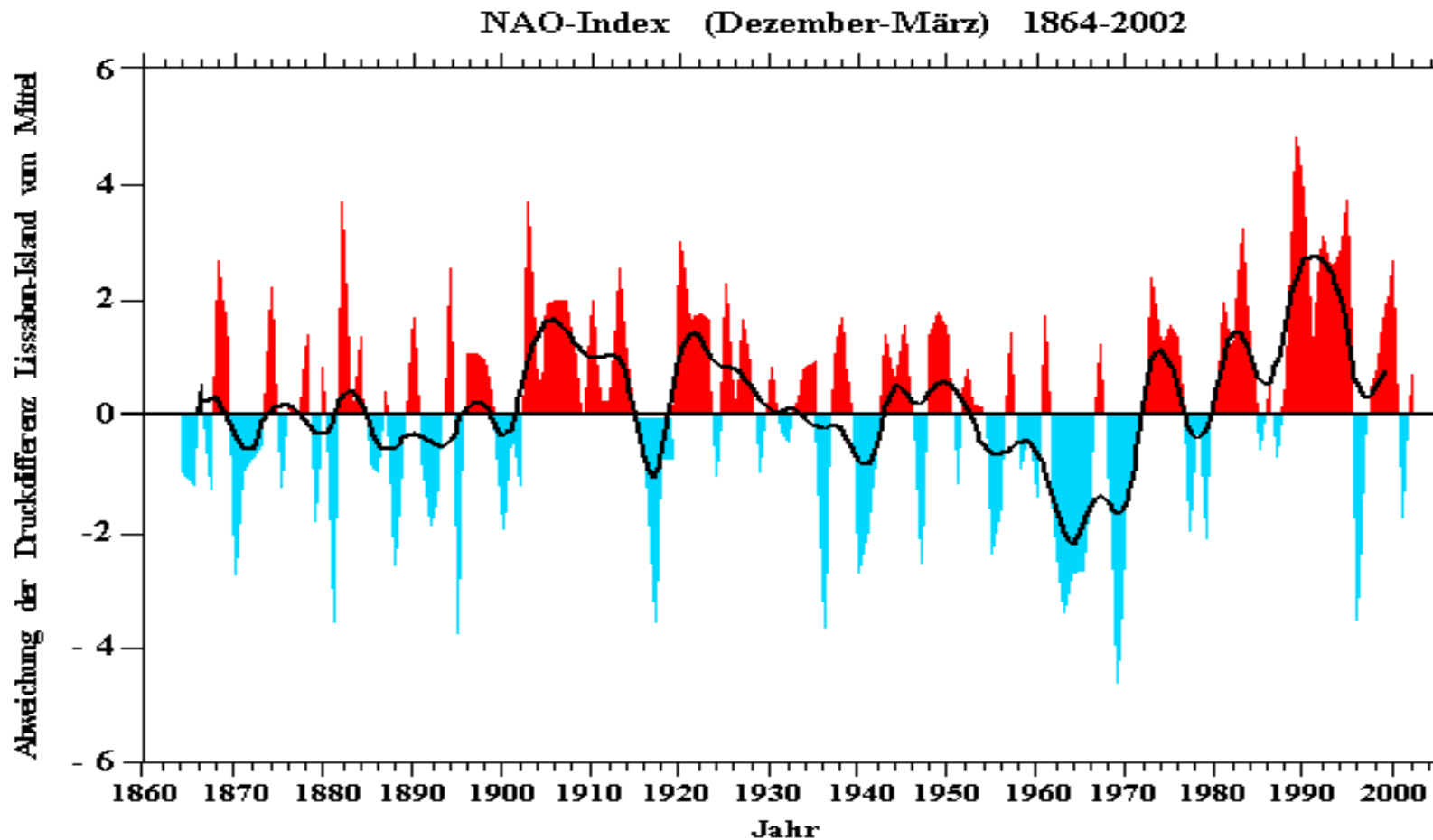
Troposphärische Zirkulation



Troposphärische Zirkulation

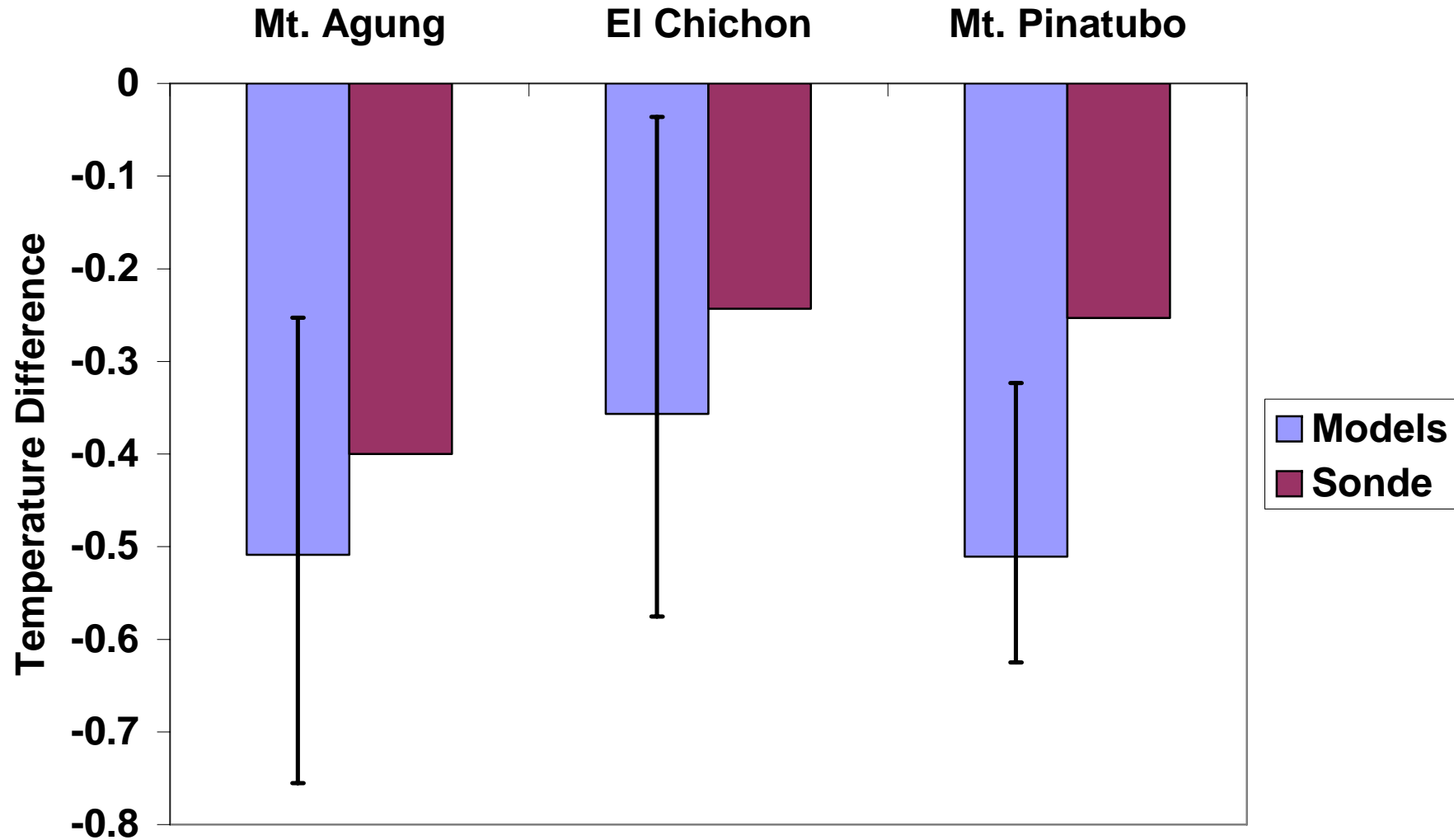


Troposphärische Zirkulation

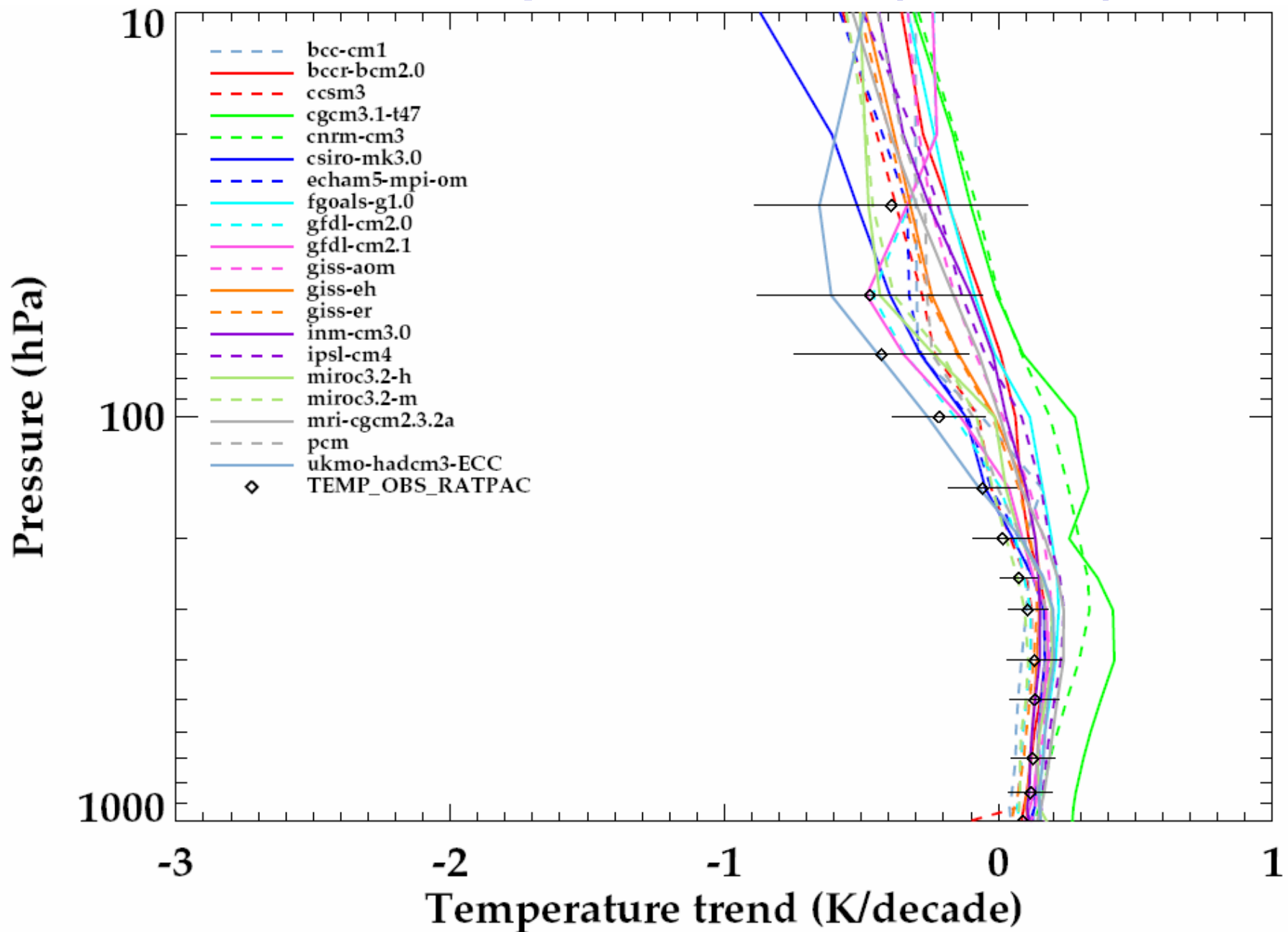


Der NAO-Index ist definiert als die Differenz zwischen dem normalisierten winterlichen Luftdruck in Meeressniveau in Lissabon und Stykkisholmur (Island). Die Normalisierung der Luftdruckanomalien an jeder Station wurde erzielt durch die Division jedes saisonalen Drucks durch den langjährigen Durchschnitt (seit 1864).

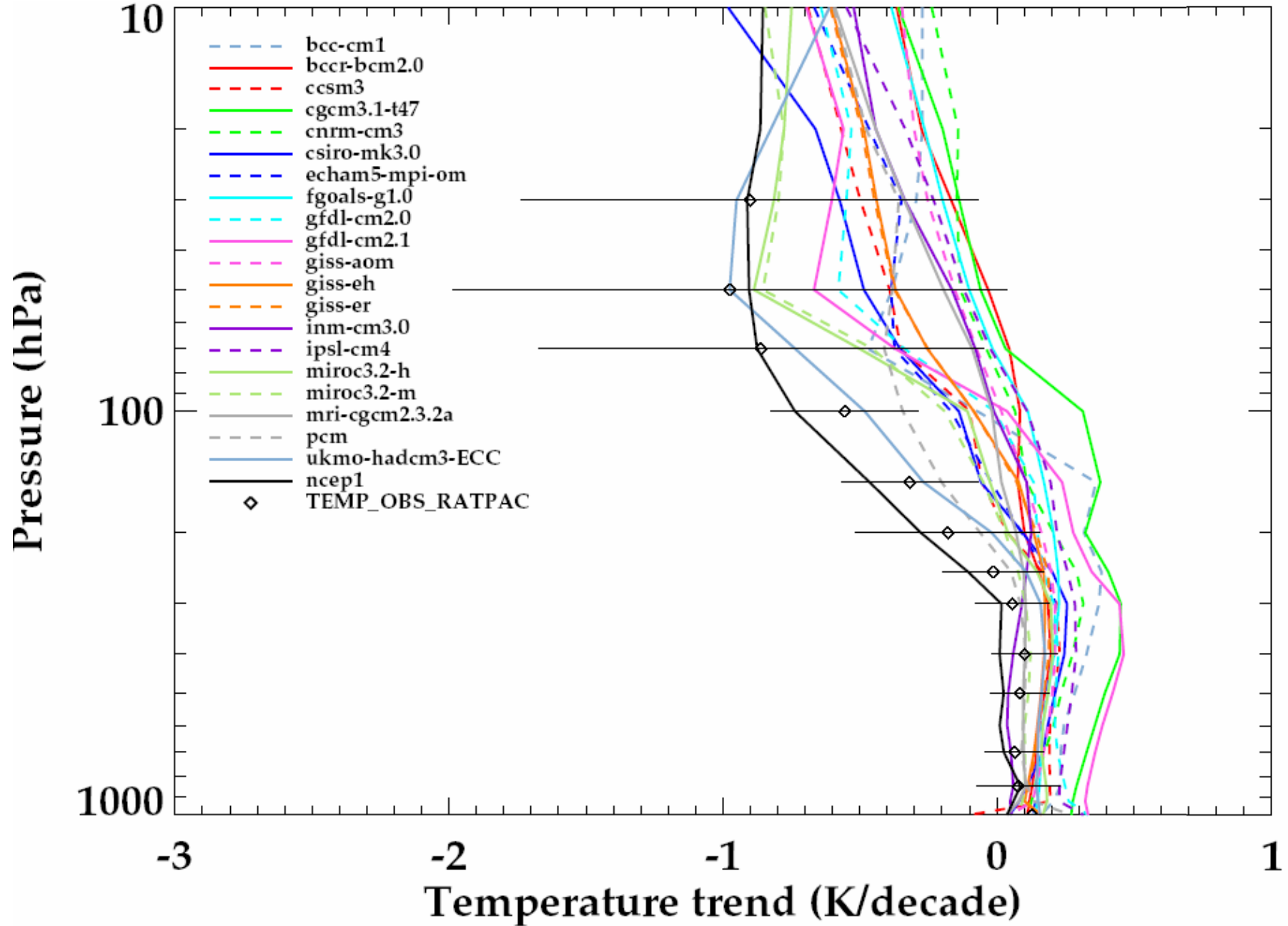
Temperaturresponse auf Vulkaneruptionen @ 500 hPa



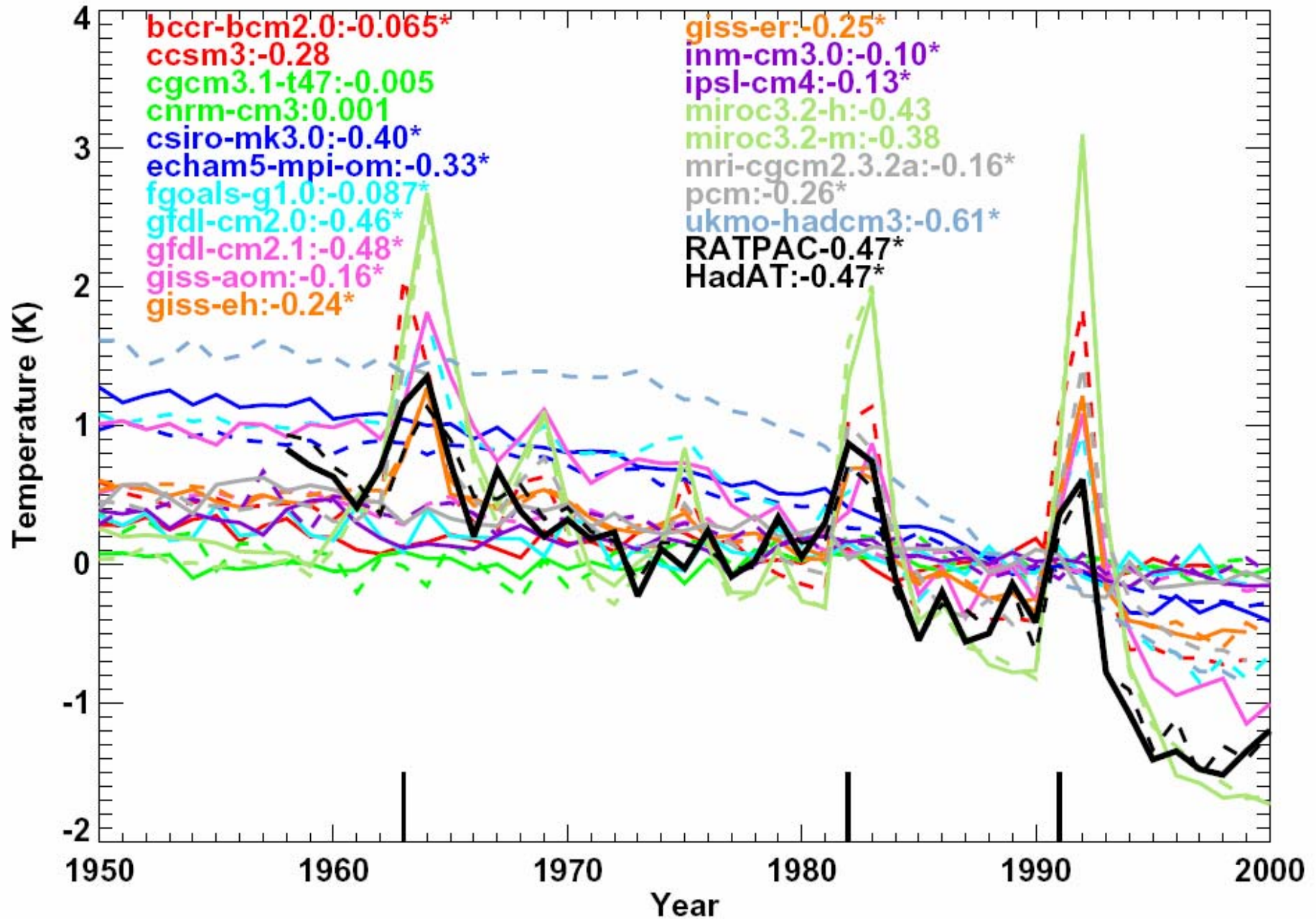
Globale Temperaturtrends (1958-99)



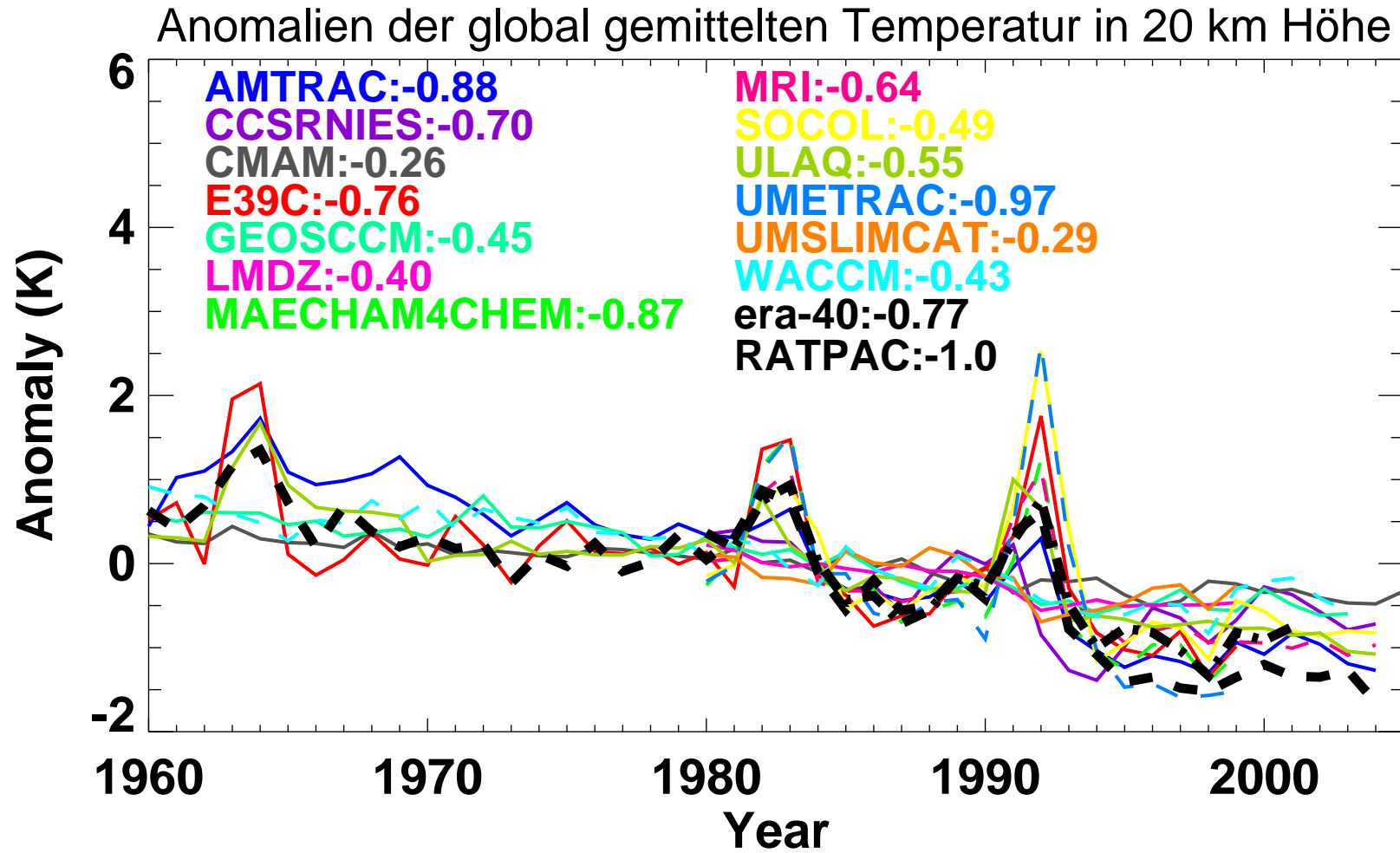
Globale Temperaturtrends (1979-99)



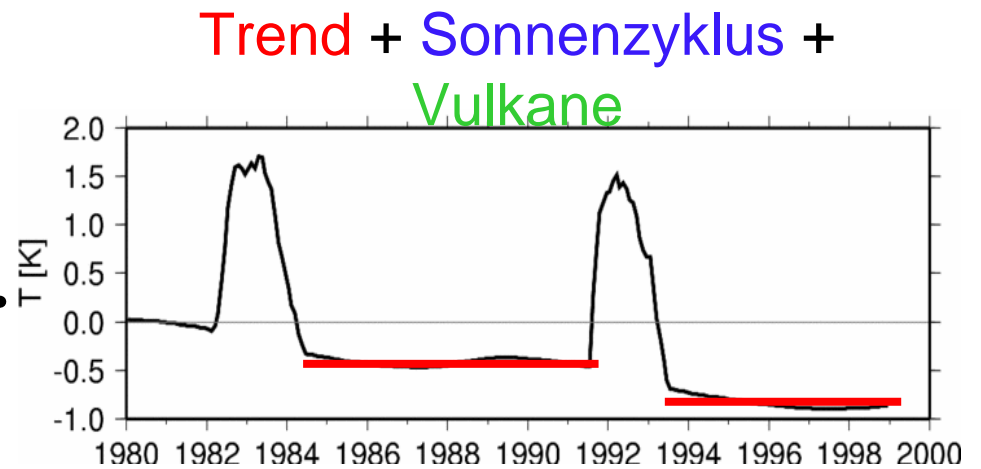
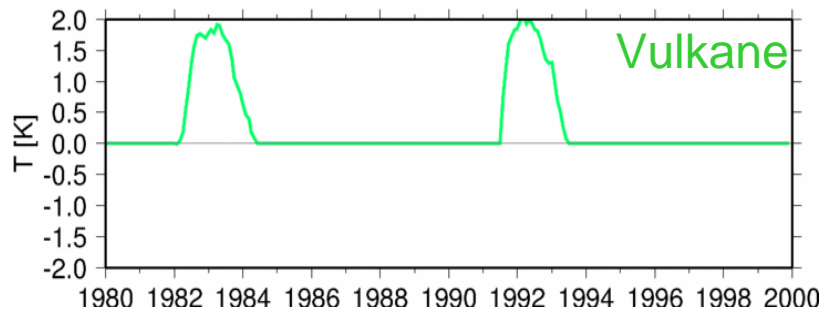
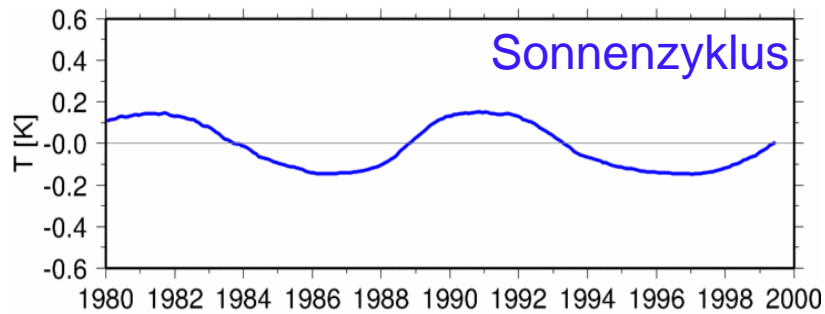
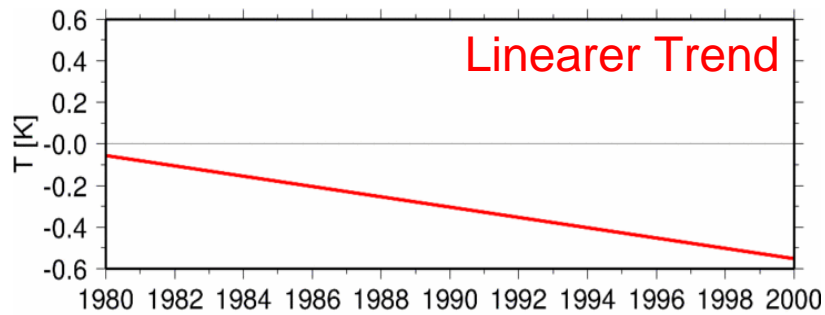
Jährliche globale Temperaturanomalien @ 50 hPa



Entwicklung der Temperatur in der Stratosphäre: Ergebnisse von CCMs

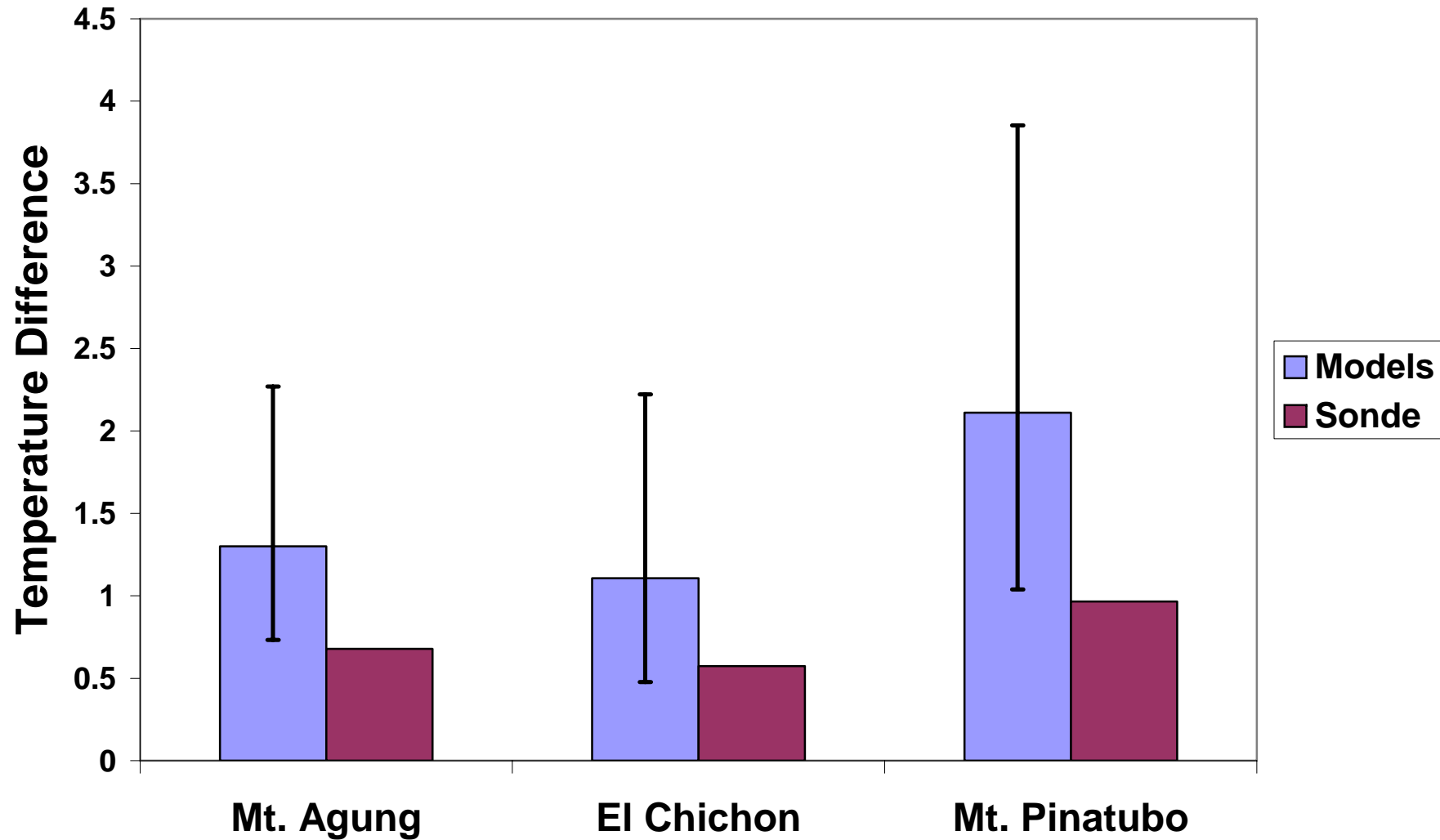


Variabilität und Trends in der US: Temperatur

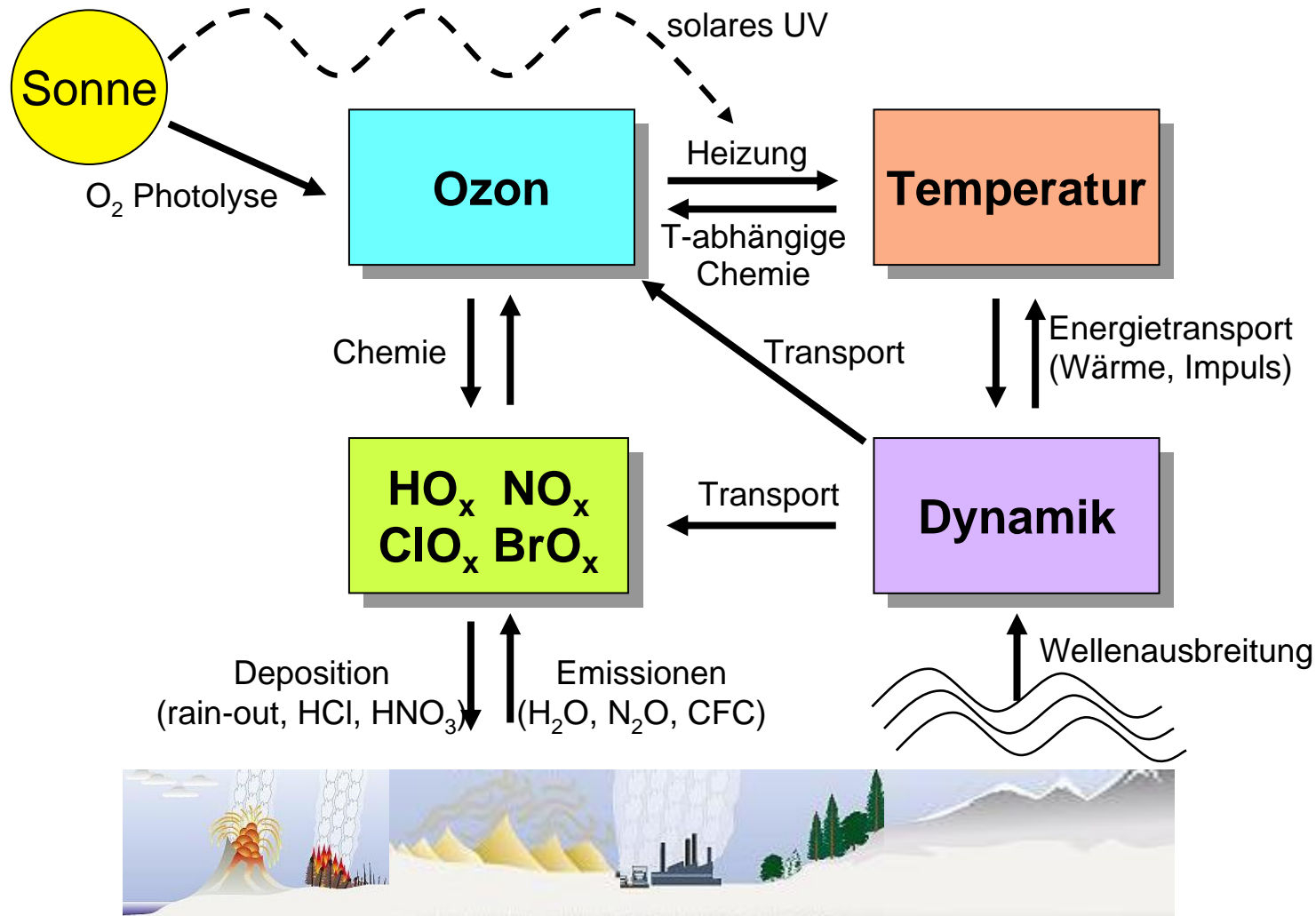


⇒ "stufenweise"
Abkühlung der
unteren
Stratosphäre

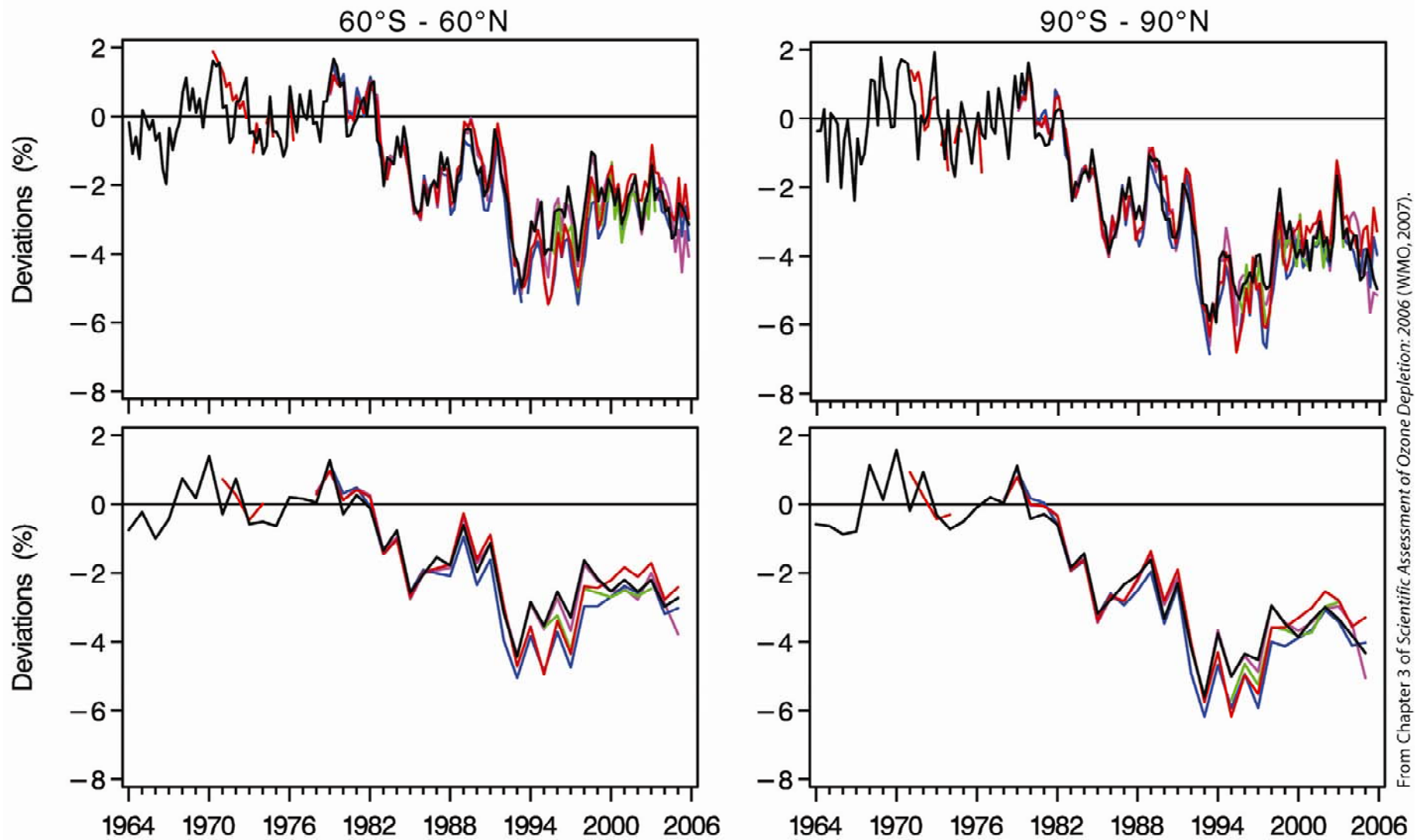
Temperaturresponse auf Vulkaneruptionen @ 50 hPa



Das stratosphärische System



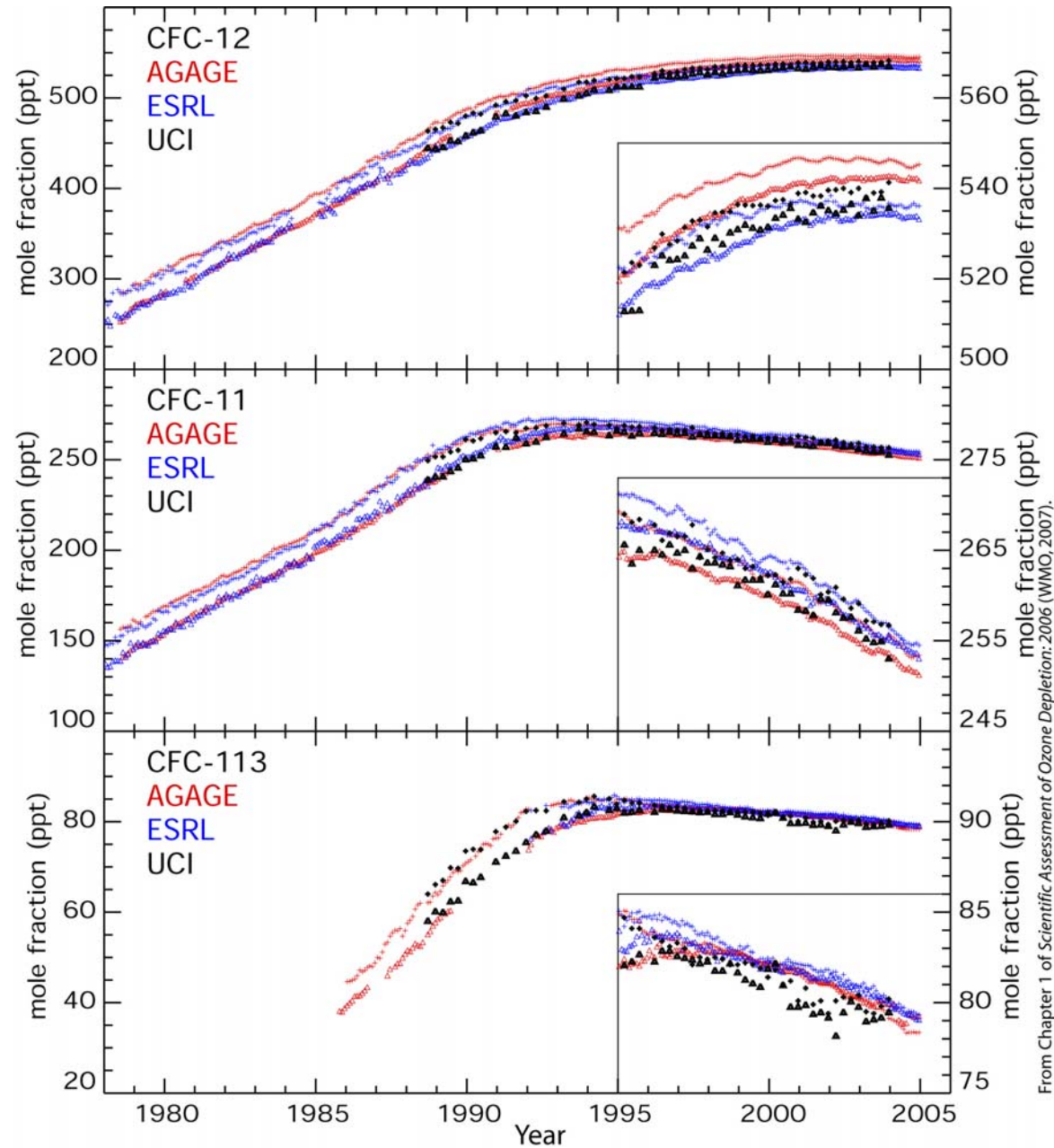
Stratosphärisches Ozon



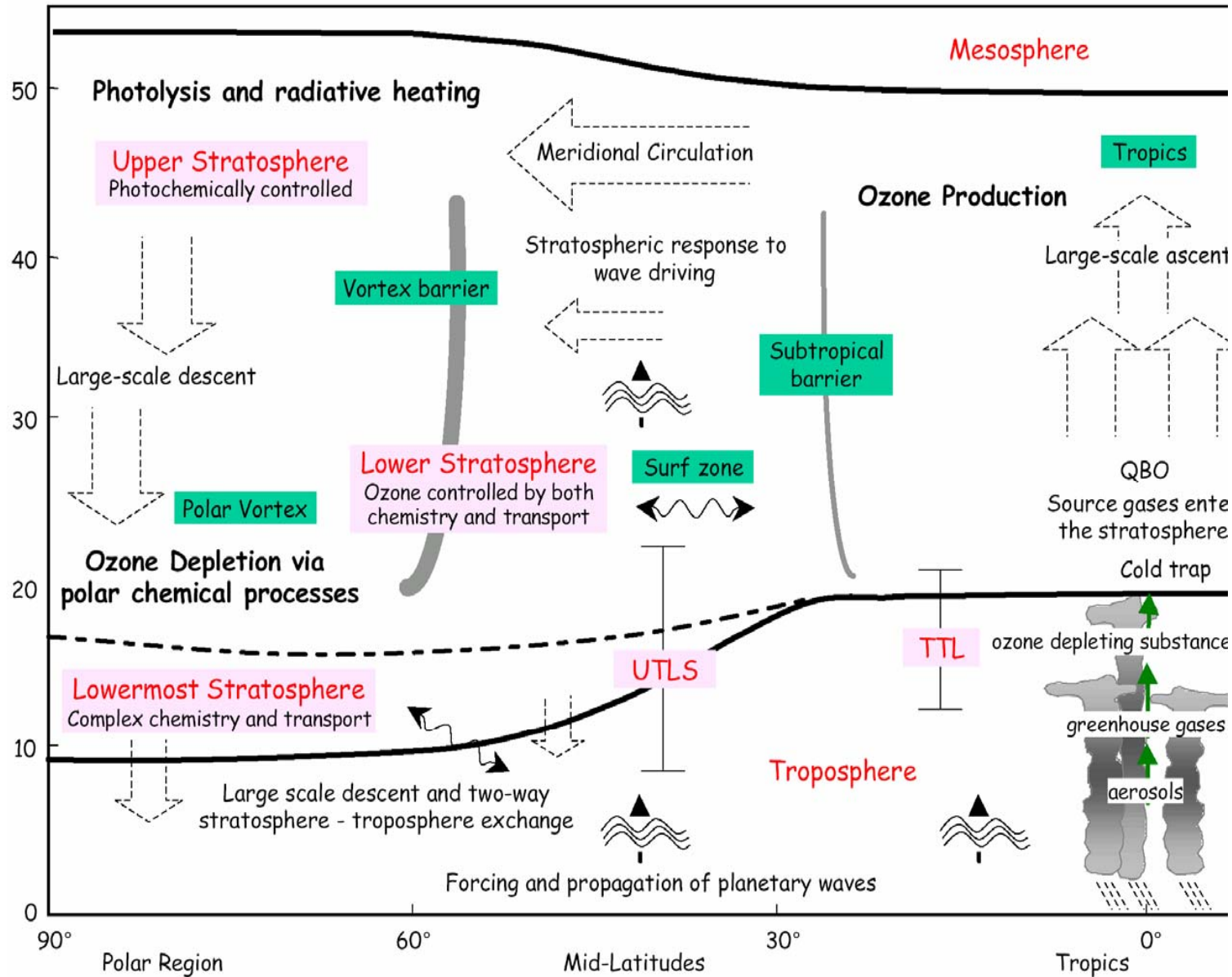
— Ground-based — Merged — SBUV — NIWA — GOME

From Chapter 3 of Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 (WMO, 2007).

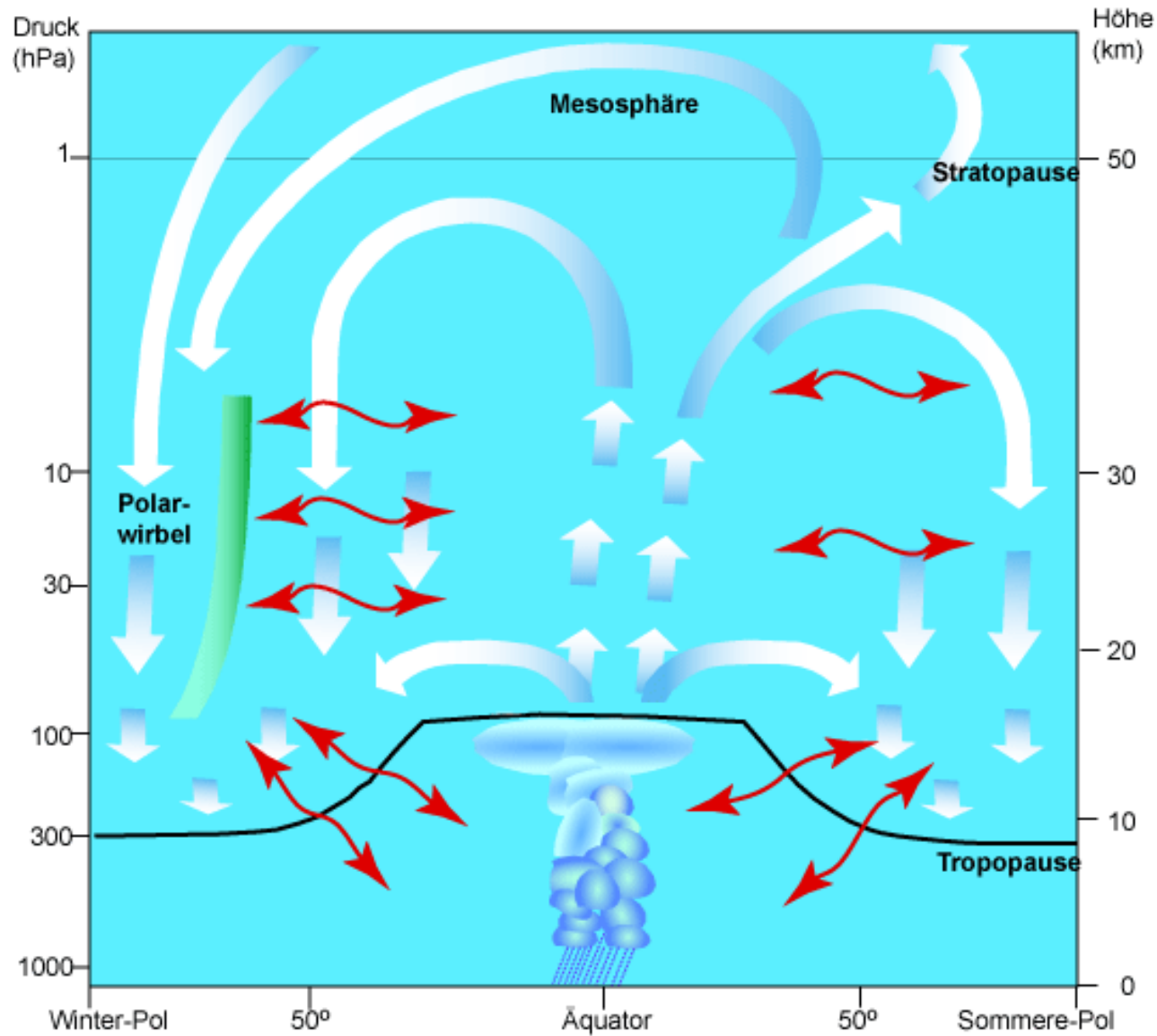
Entwicklung der Fluorchlorkohlenwasserstoffe



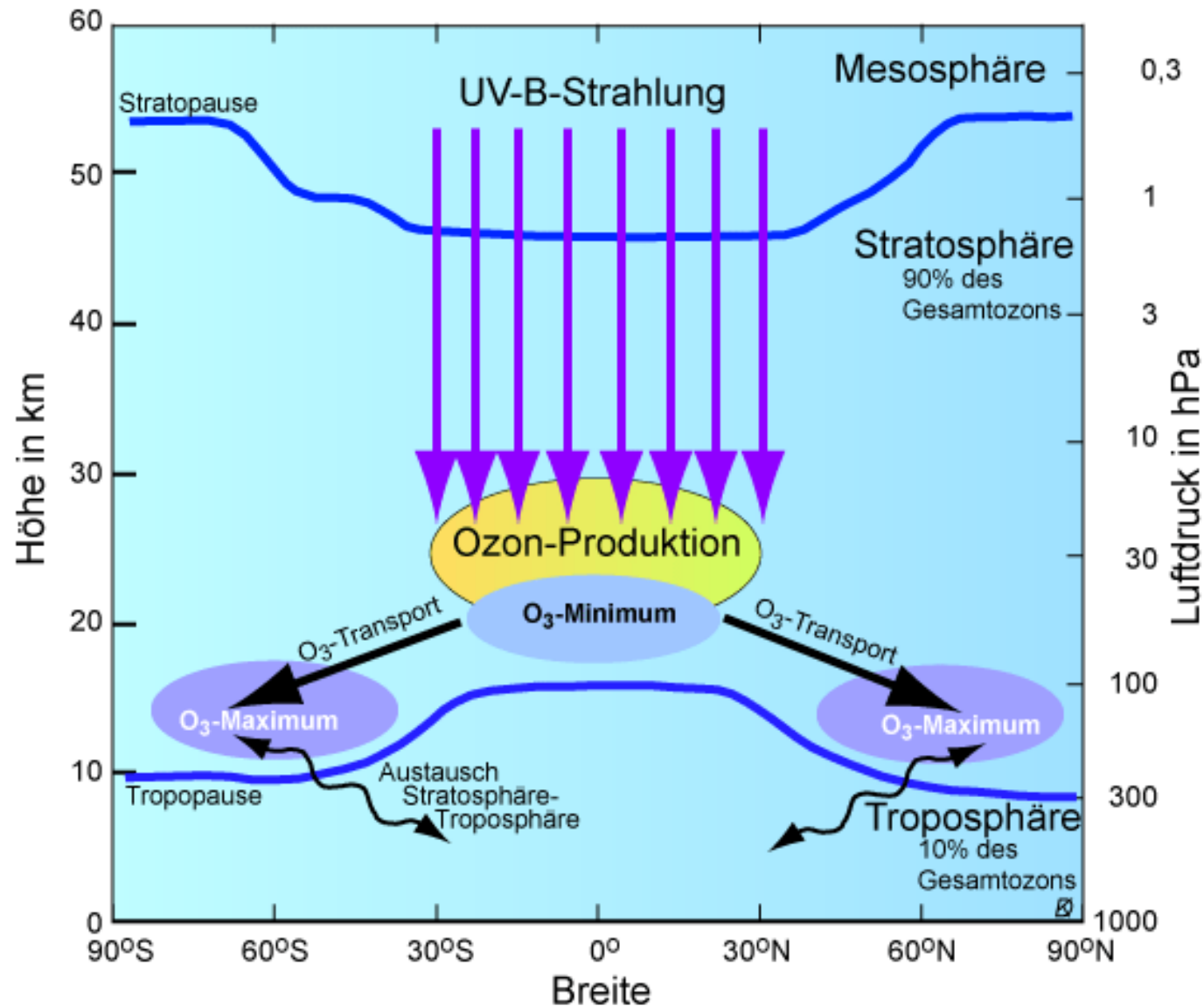
Atmosphärische Chemie und Klima



Wechselwirkung Troposphäre-Stratosphäre: Brewer-Dobson Zirkulation

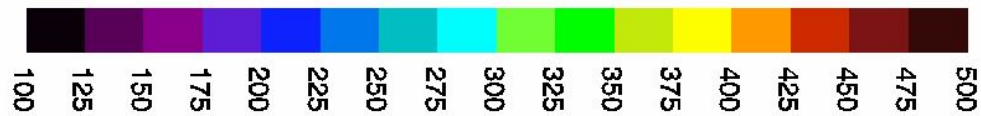
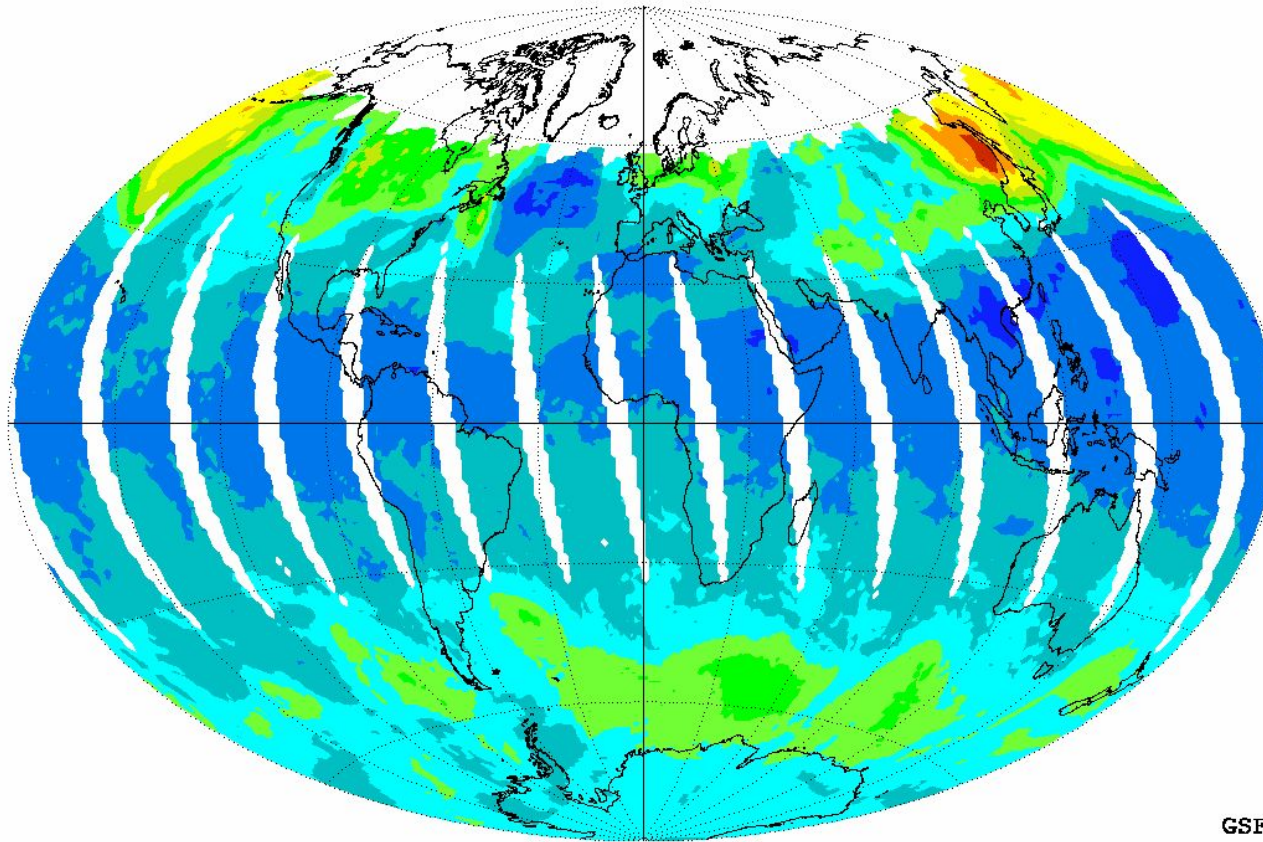


Wechselwirkung Troposphäre-Stratosphäre: Brewer-Dobson Zirkulation



Ozonverteilung

EP/TOMS Version 8 Total Ozone Dec 21, 2004



Dobson Units

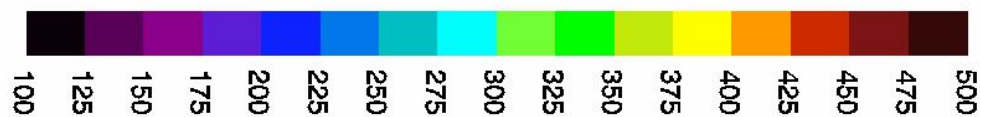
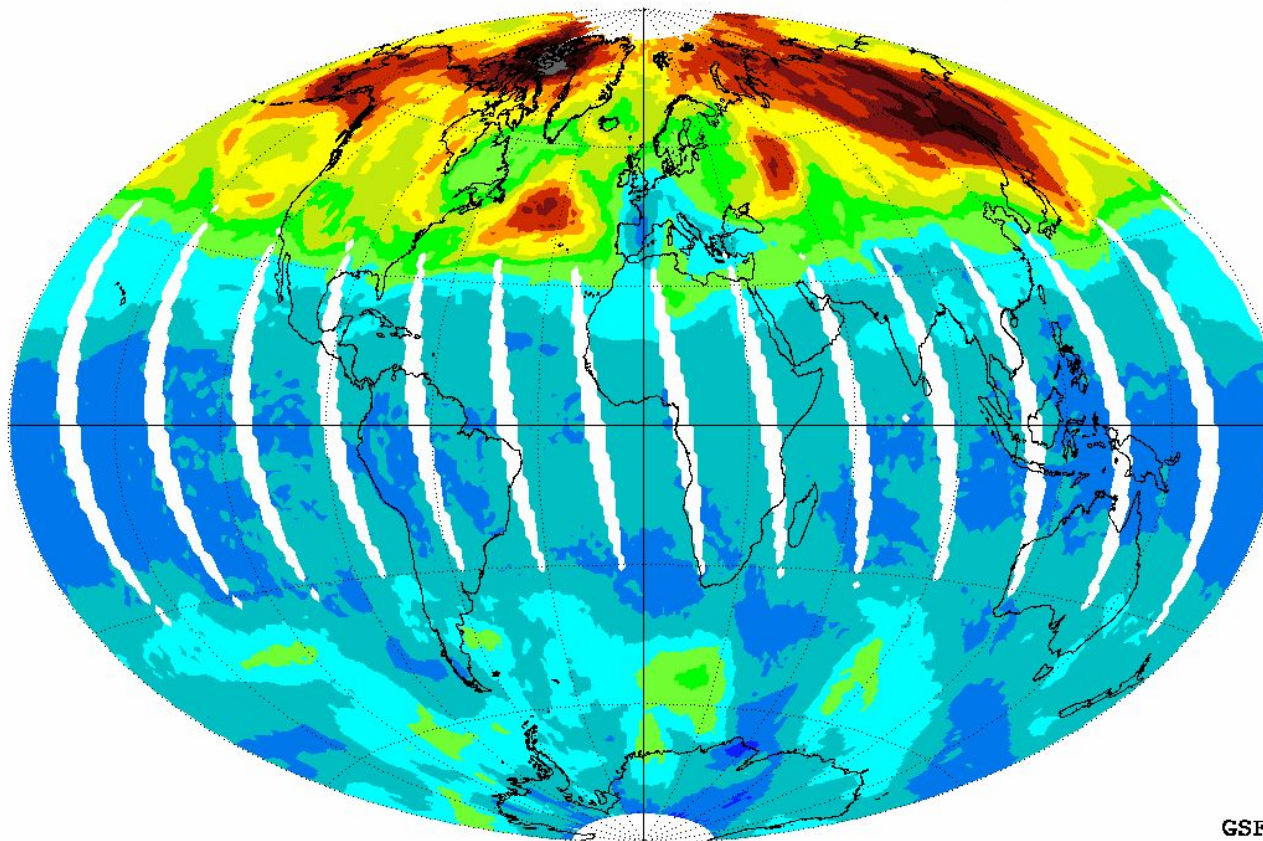
Dark Gray < 100 and > 500 DU

GSFC/916



Ozonverteilung

EP/TOMS Version 8 Total Ozone Mar 21, 2005



Dobson Units

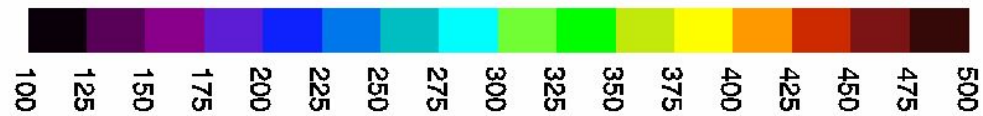
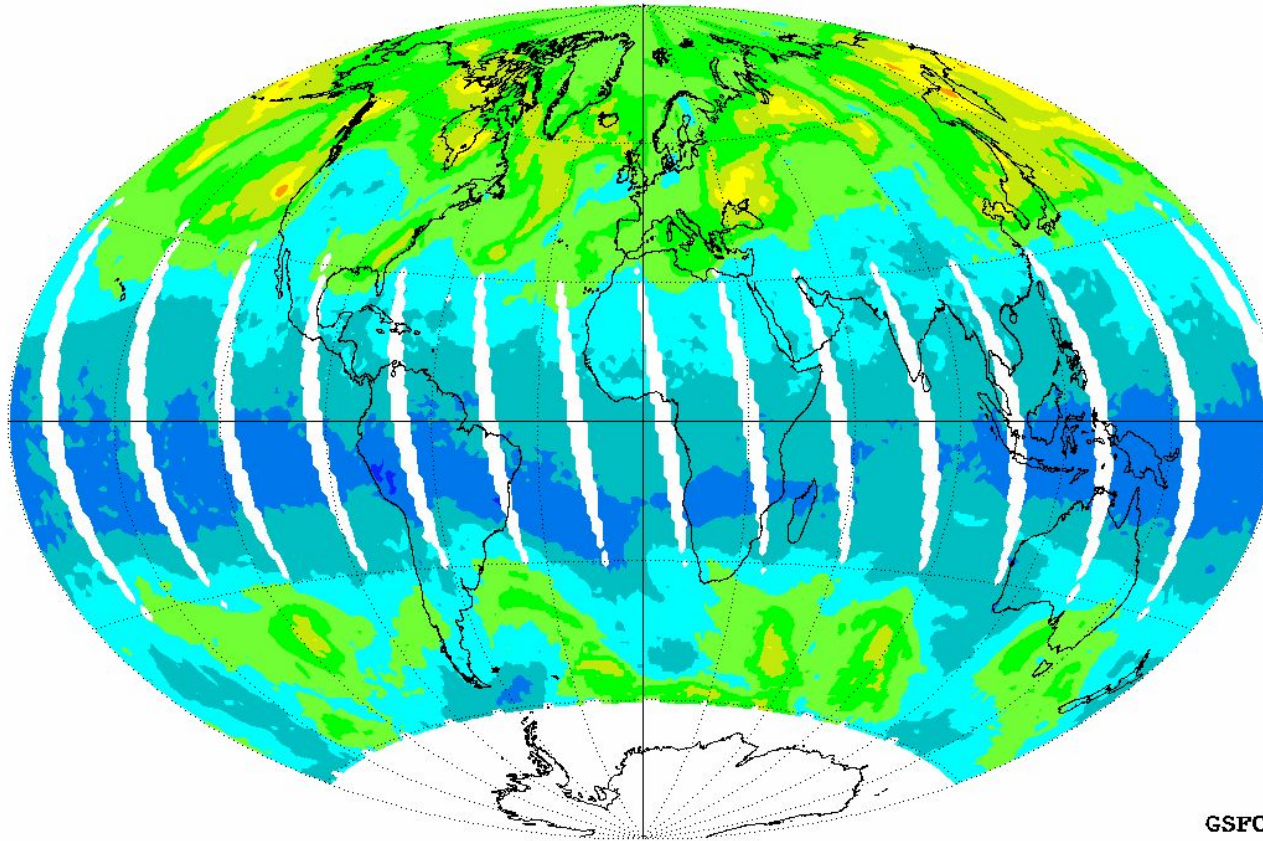
Dark Gray < 100 and > 500 DU

GSFC/916



Ozonverteilung

EP/TOMS Version 8 Total Ozone Jun 21, 2005



Dobson Units

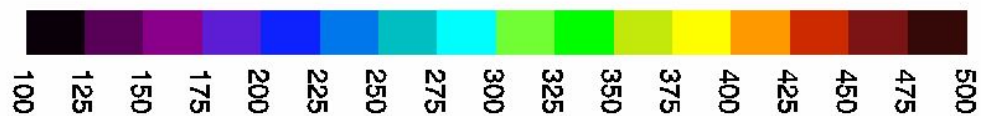
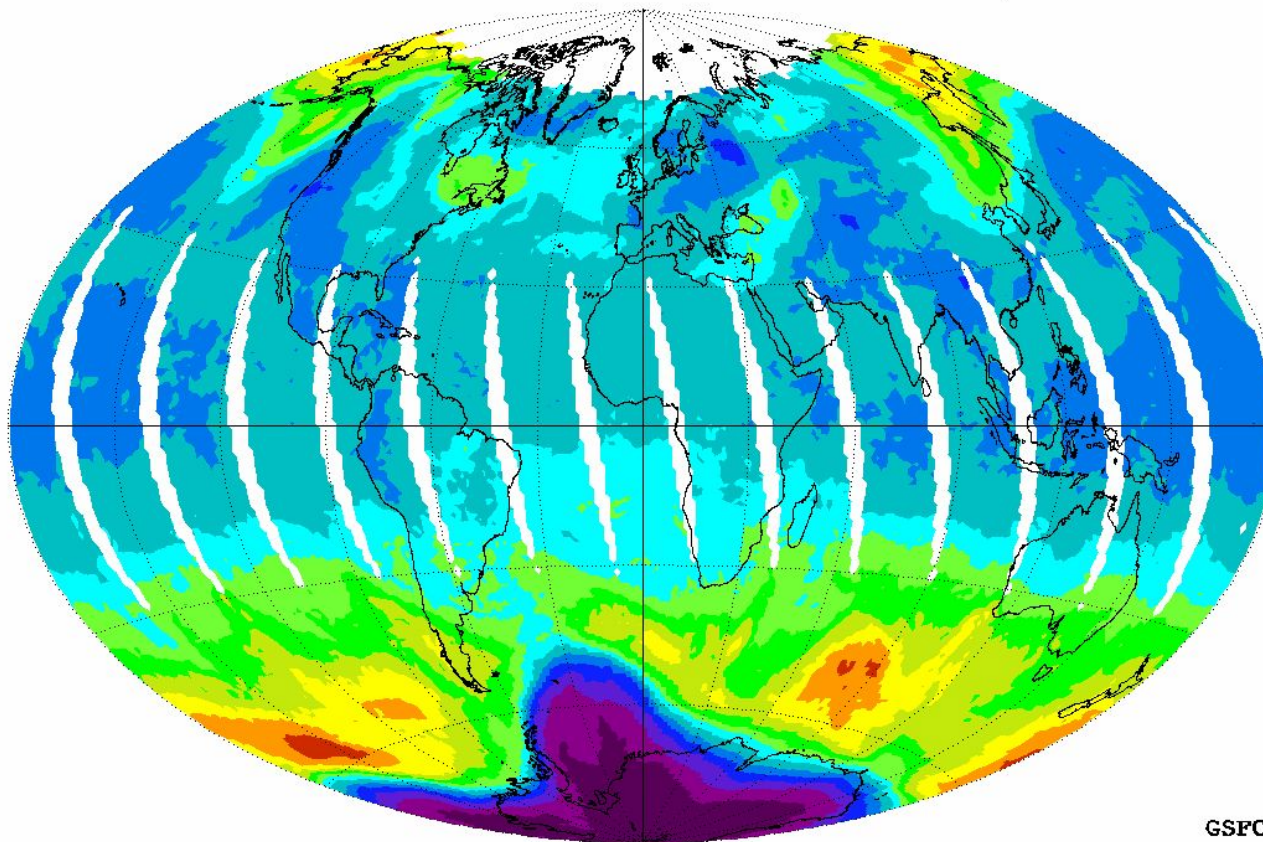
Dark Gray < 100 and > 500 DU

GSFC/613.3



Ozonverteilung

EP/TOMS Version 8 Total Ozone Oct 21, 2005



Dobson Units

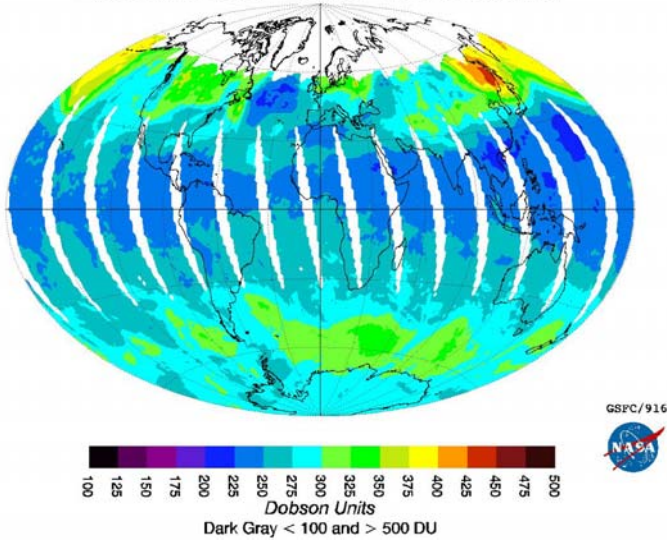
Dark Gray < 100 and > 500 DU

GSFC/613.3

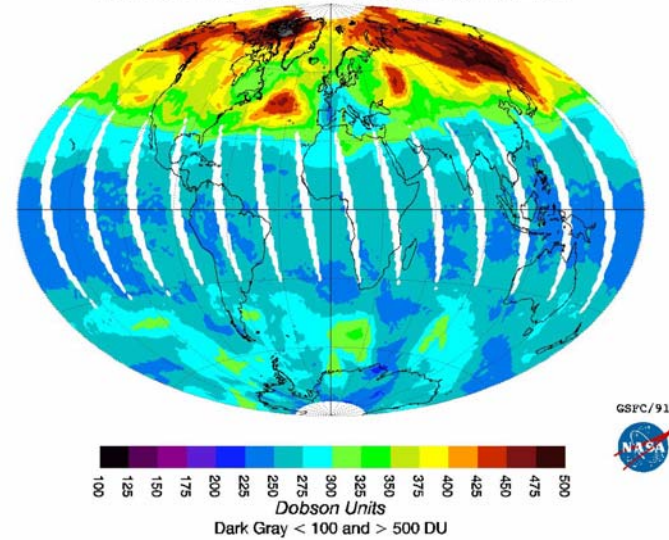


Ozonverteilung

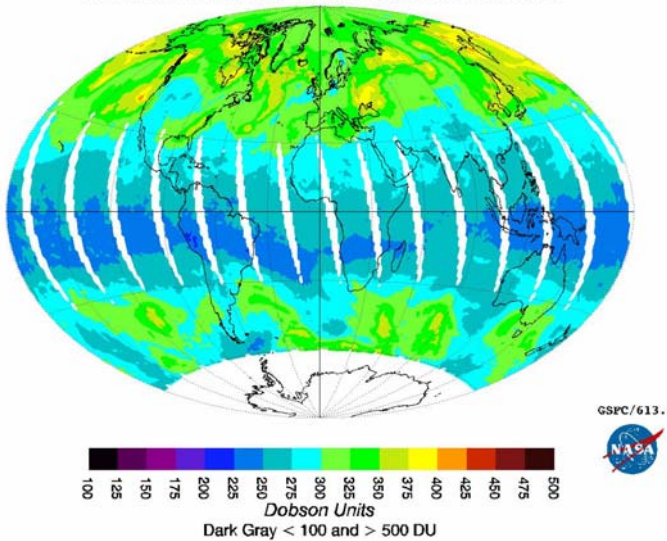
EP/TOMS Version 8 Total Ozone Dec 21, 2004



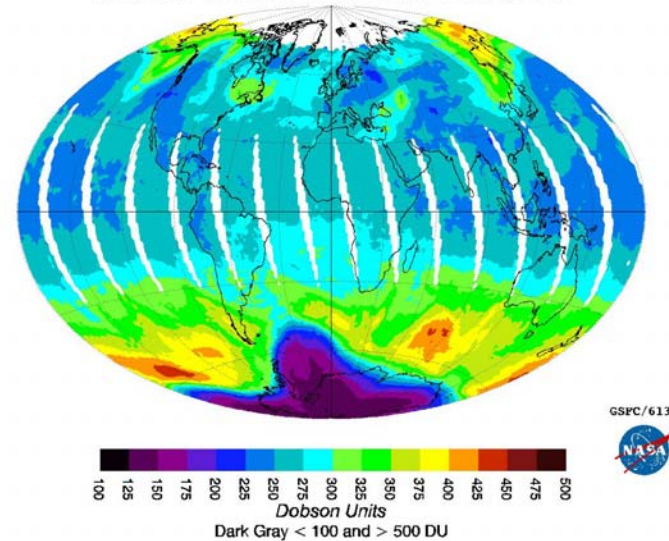
EP/TOMS Version 8 Total Ozone Mar 21, 2005



EP/TOMS Version 8 Total Ozone Jun 21, 2005



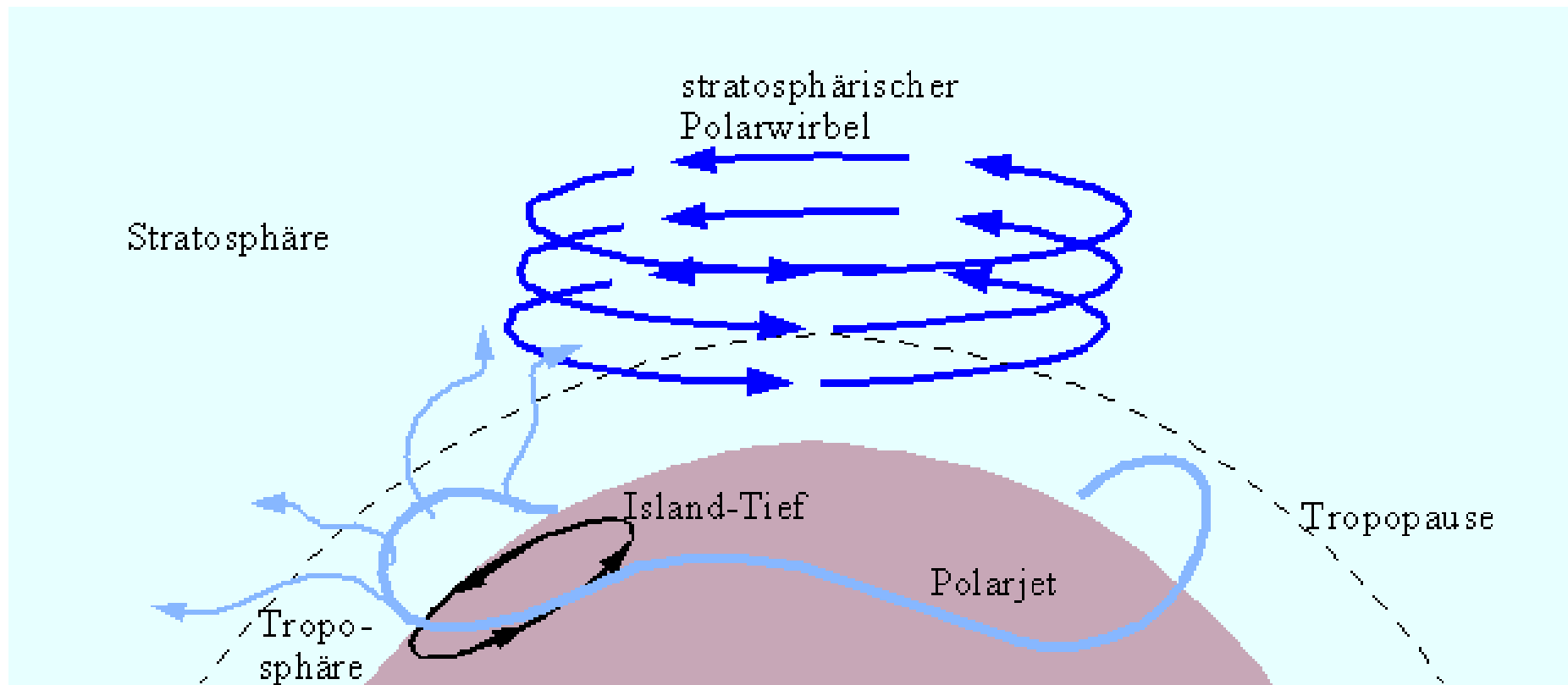
EP/TOMS Version 8 Total Ozone Oct 21, 2005



Änderungen der Aktivität planetarer Wellen

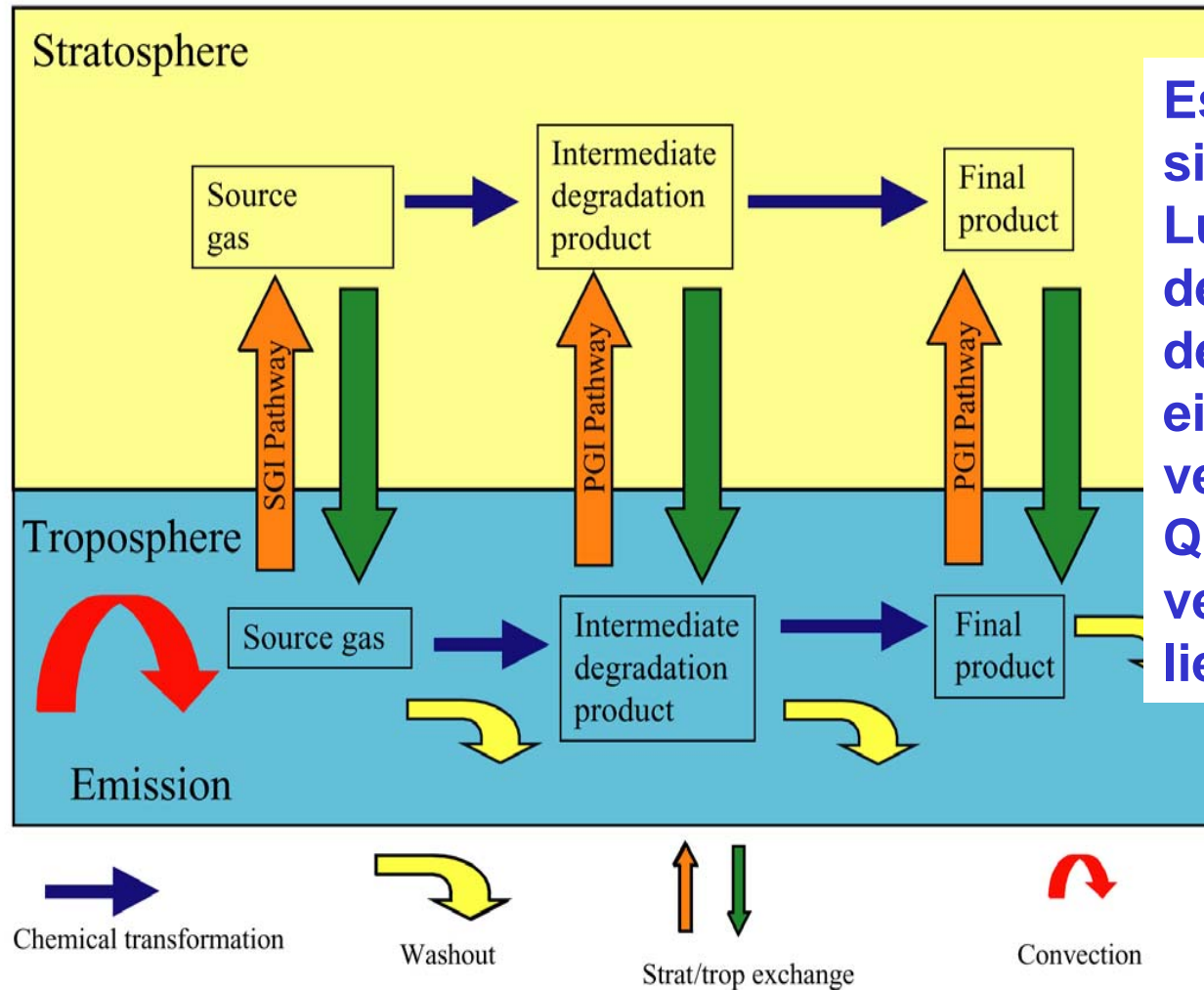
Klimaänderungen verändern die Erzeugung von planetaren Wellen in der Troposphäre. Ihr Ausbreitungsverhalten durch die Stratosphäre verändert sich. Die Dissipation dieser Wellen hängt vom Zustand der Stratosphäre ab. Es ist unklar, wie sich die stratosphärische Zirkulation entwickeln wird, vor allem in der Nordhemisphäre!

Änderungen der Aktivität planetarer Wellen



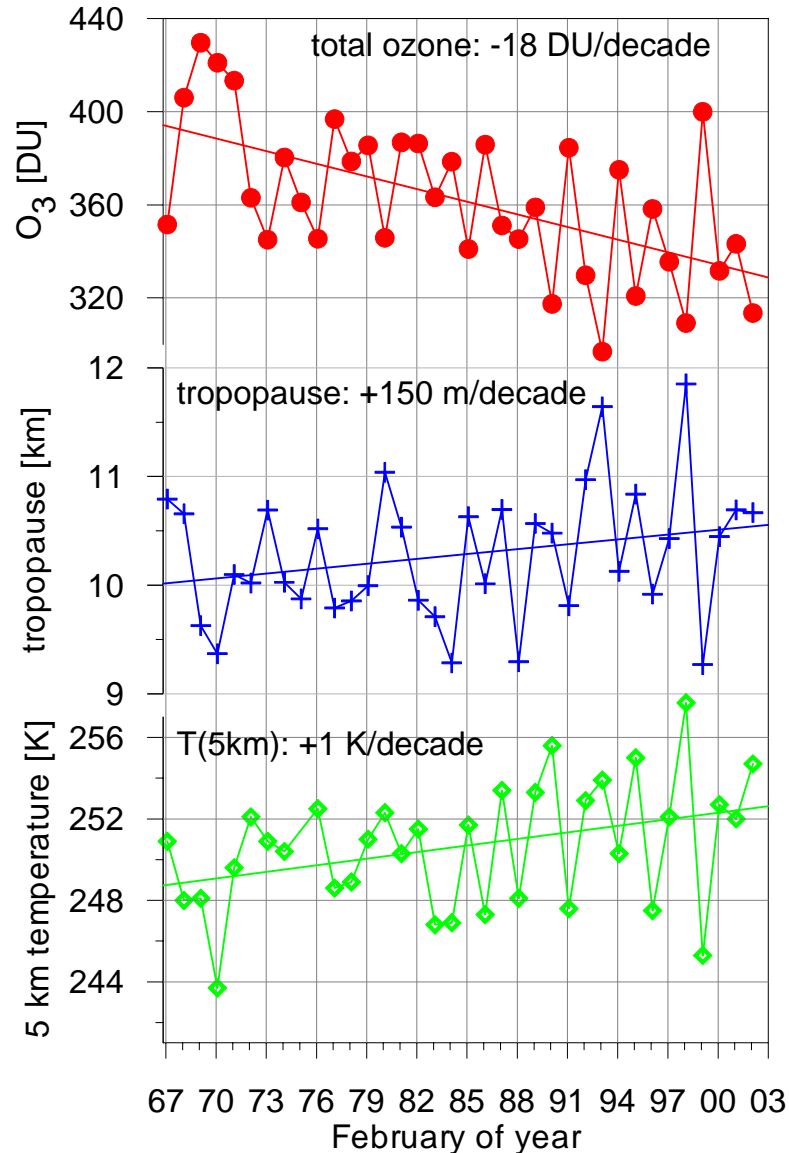
Schematische Darstellung des Einflusses planetarer Wellen des Polarjets auf den stratosphärischen Polarwirbel.

Änderungen in der UT/LS Region



Es ist zu erwarten, dass sich der Austausch von Luftmassen zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre bei einer Klimaänderung verändert! Eine genaue Quantifizierung der verschiedenen Prozesse liegt bis heute nicht vor.

Änderungen der Tropopausenhöhe



mittlere Breiten NH

Gesamtozon: -18 DU/Dekade

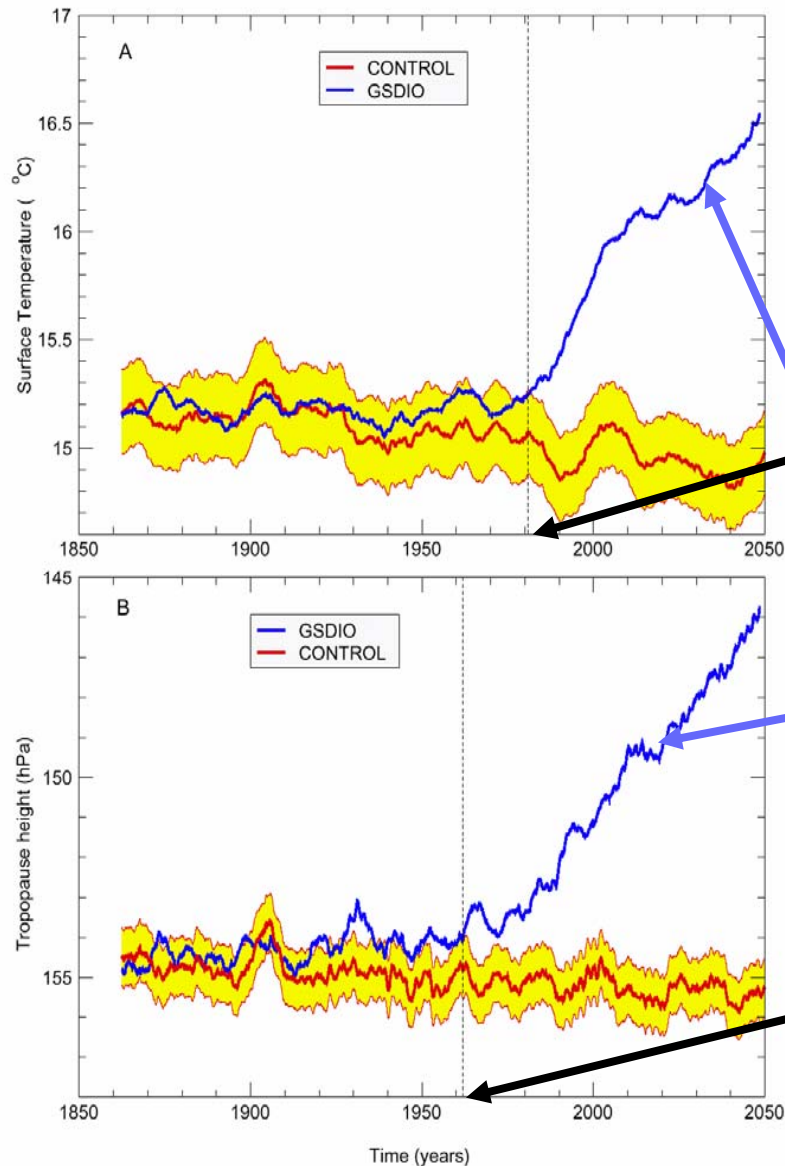
15% der Ozonänderung können durch den Anstieg der Tropopausenhöhe erklärt werden! [Hoinka (1999): +1 km entspricht -20 DU]

Tropopausenhöhe: +150 m/Dekade

Was kontrolliert die Tropopausenhöhe?

Temperatur in 5 km: +1 K/Dekade

Änderungen der Tropopausenhöhe



Die Tropopausenhöhe ist möglicherweise ein guter Indikator für die frühe Erkennung von Klimaänderungen!

- Bodentemperatur

1860-2050

1981

GSDIO berücksichtigt:
WMGHGs, Sulfataerosol, tropo. O₃,
nicht stratosphärischen O₃-Abbau!

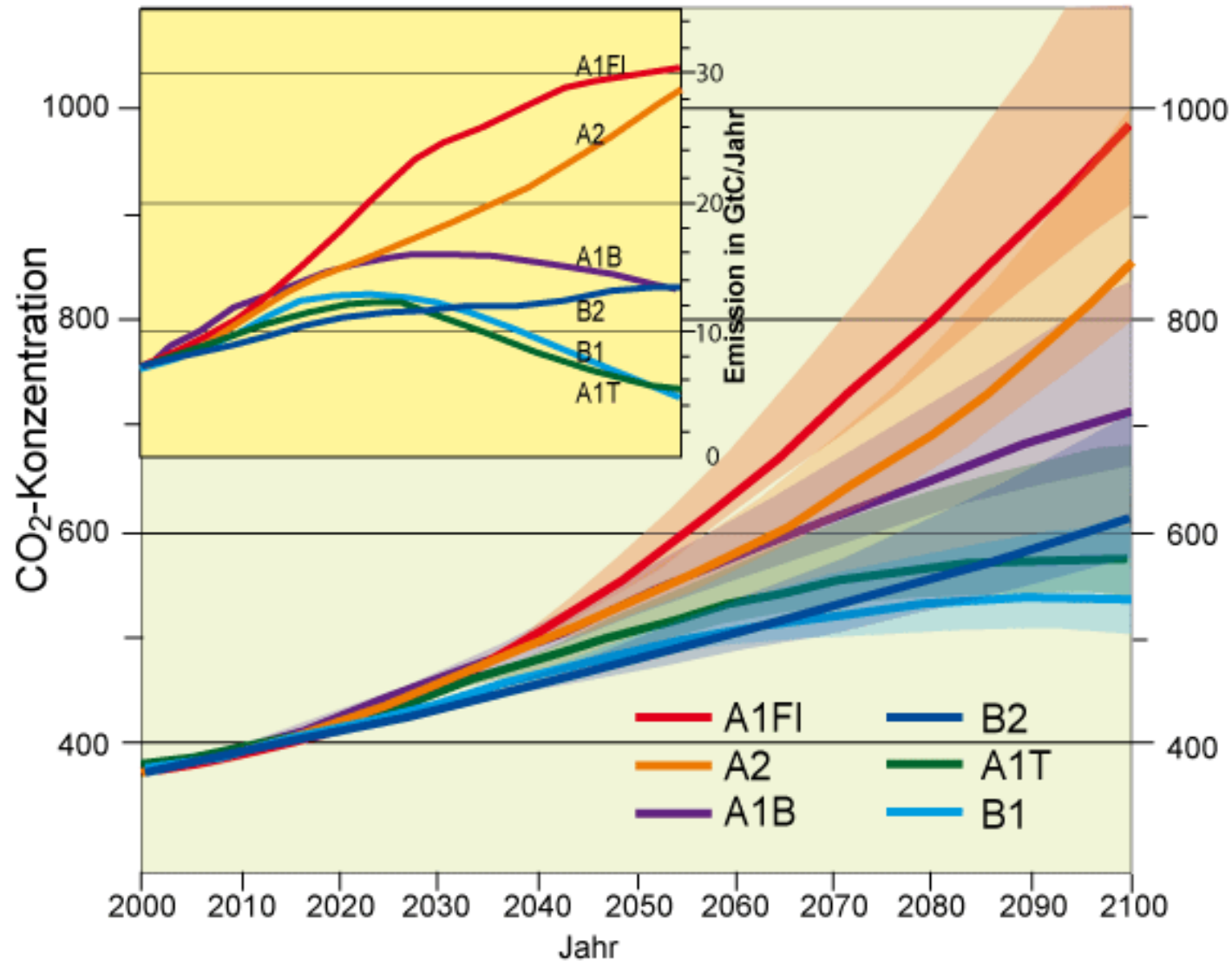
- Tropopausenhöhe (Druck)

1860-2050

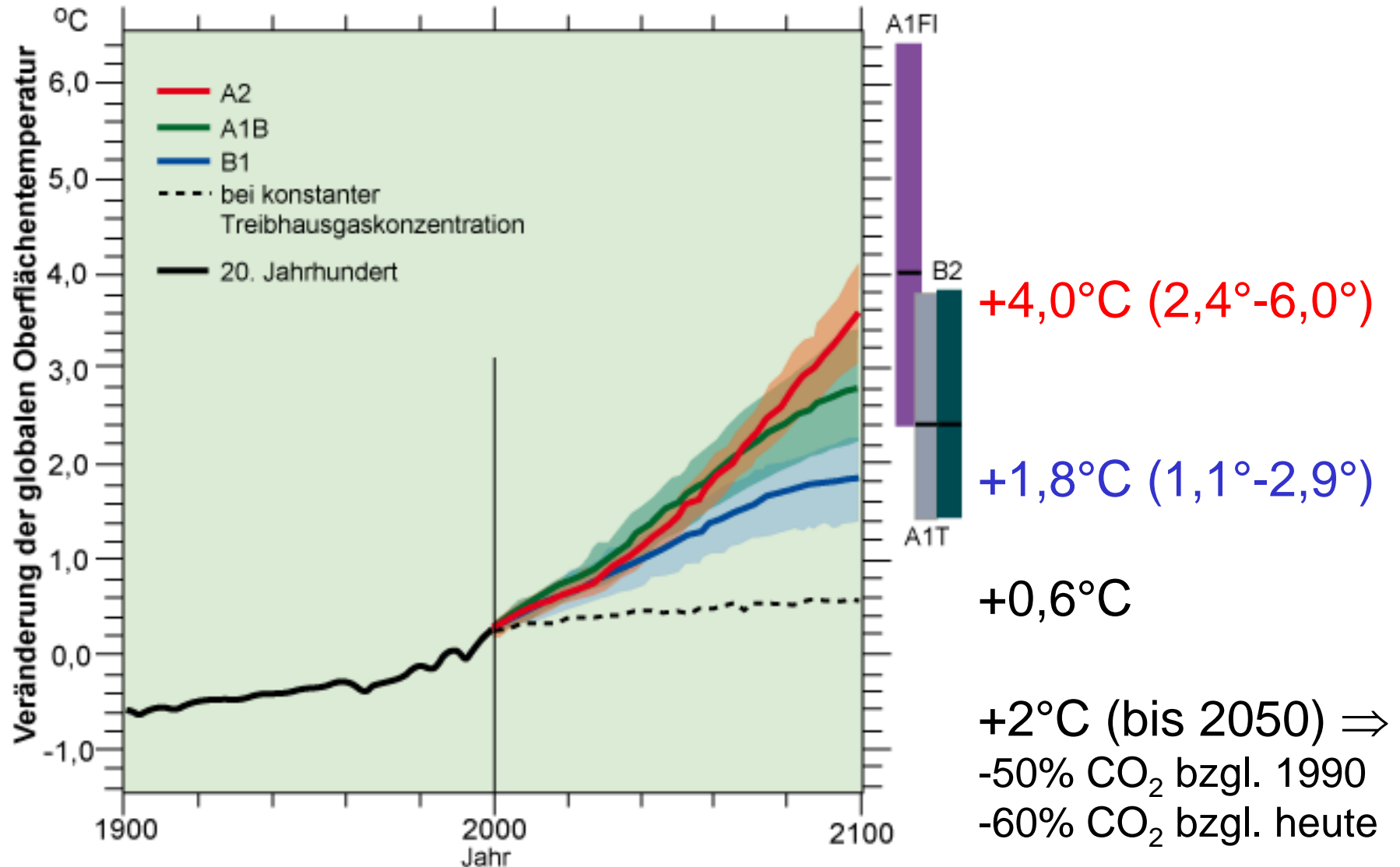
1962

Sausen und Santer, 2003

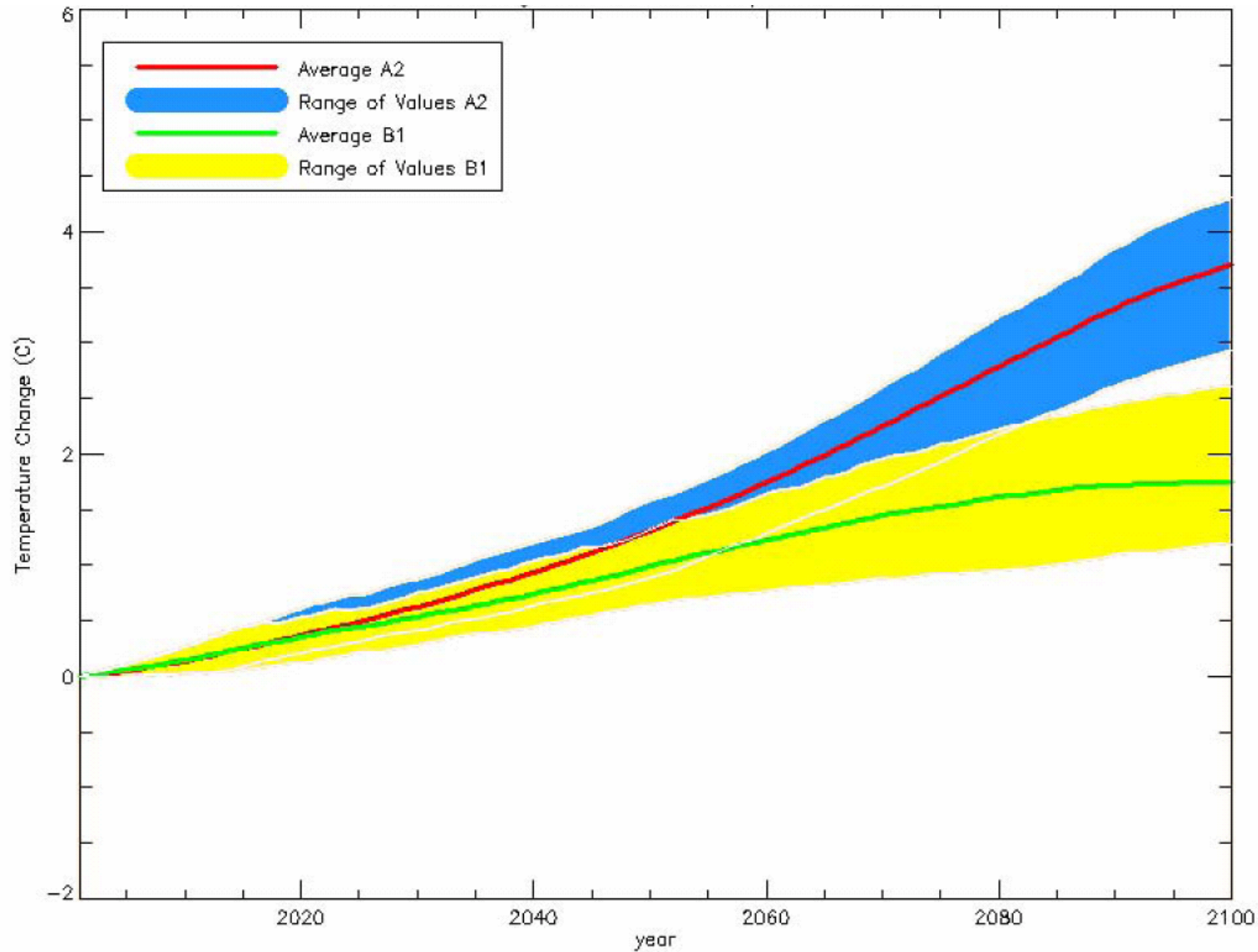
Szenarien der Zukunft (Konzentrationen und Emissionen)



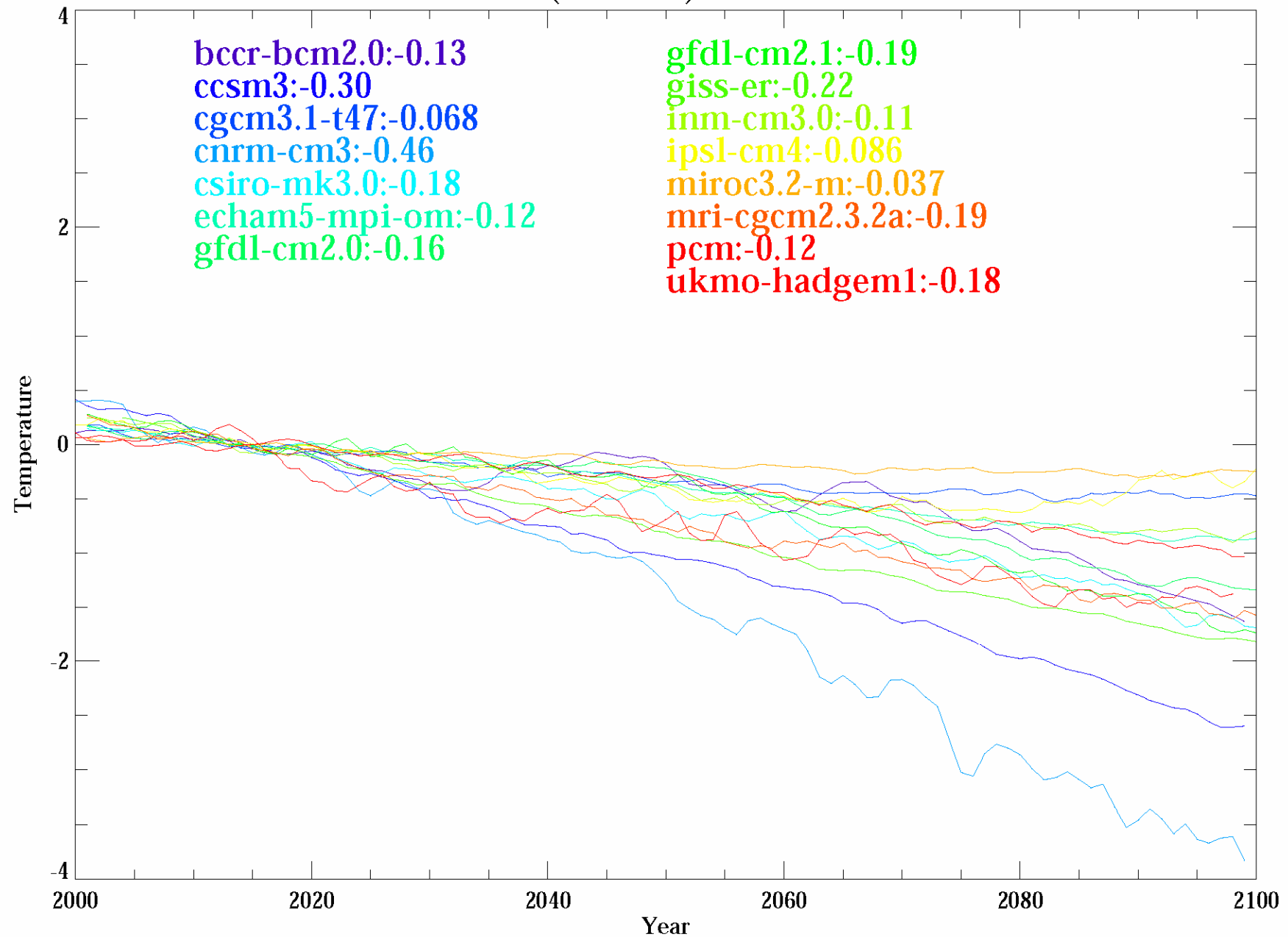
Zukünftige Entwicklung der globalen Oberflächentemperatur



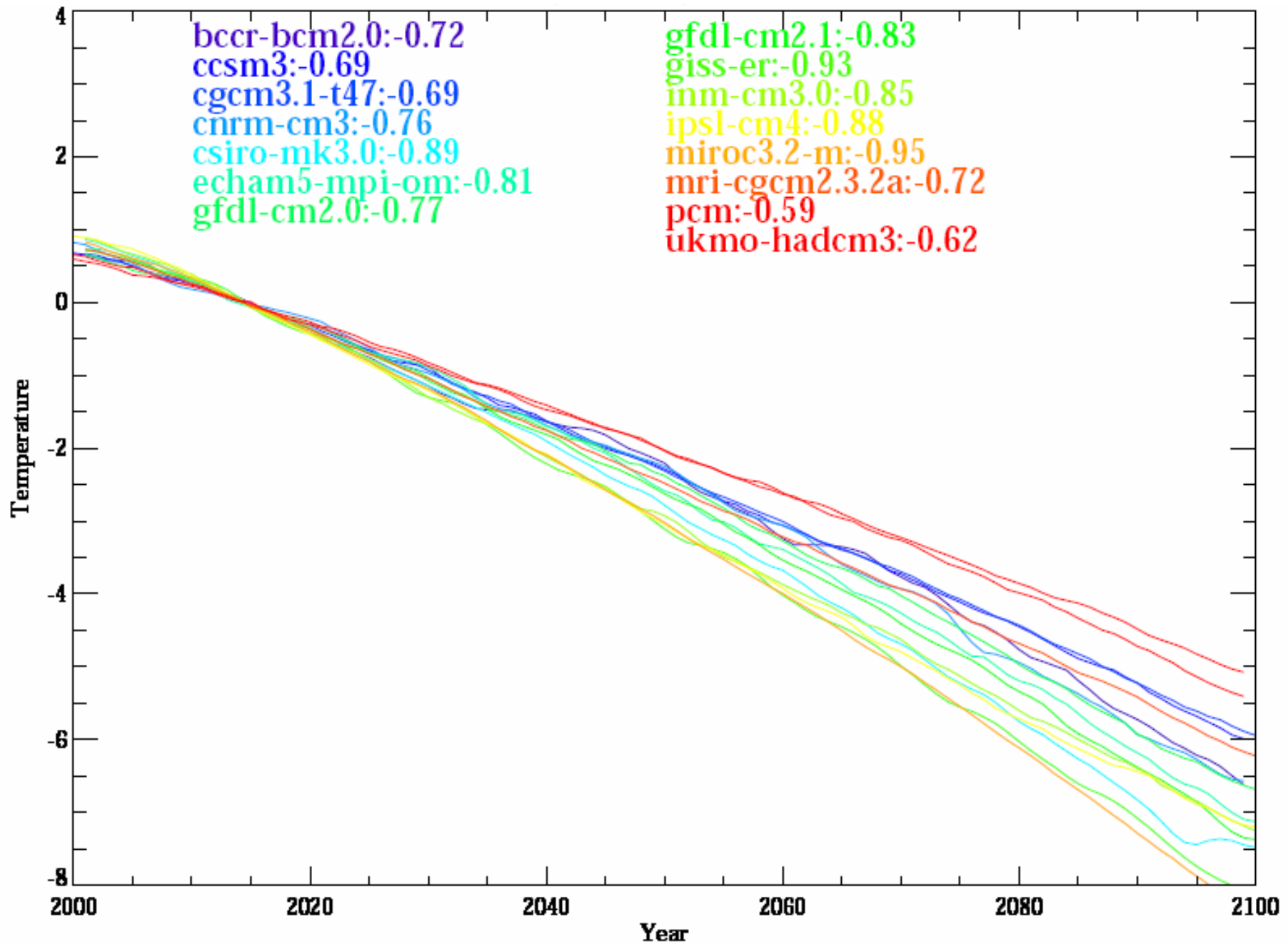
Global gemittelte Bodentemperaturen: A2 und B1 Szenarios



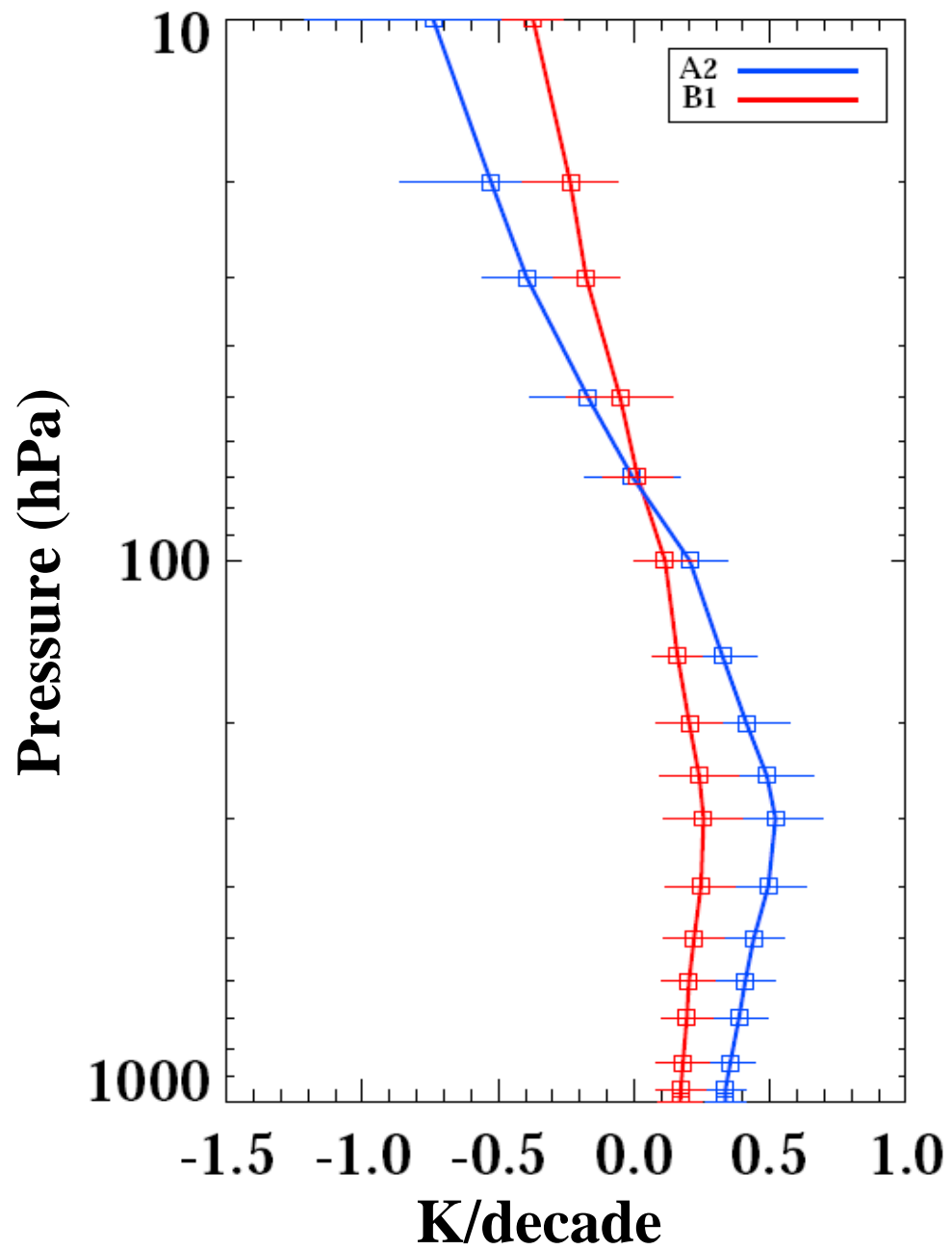
Global gemittelte Temperatur @ 50hPa: A2 Szenario



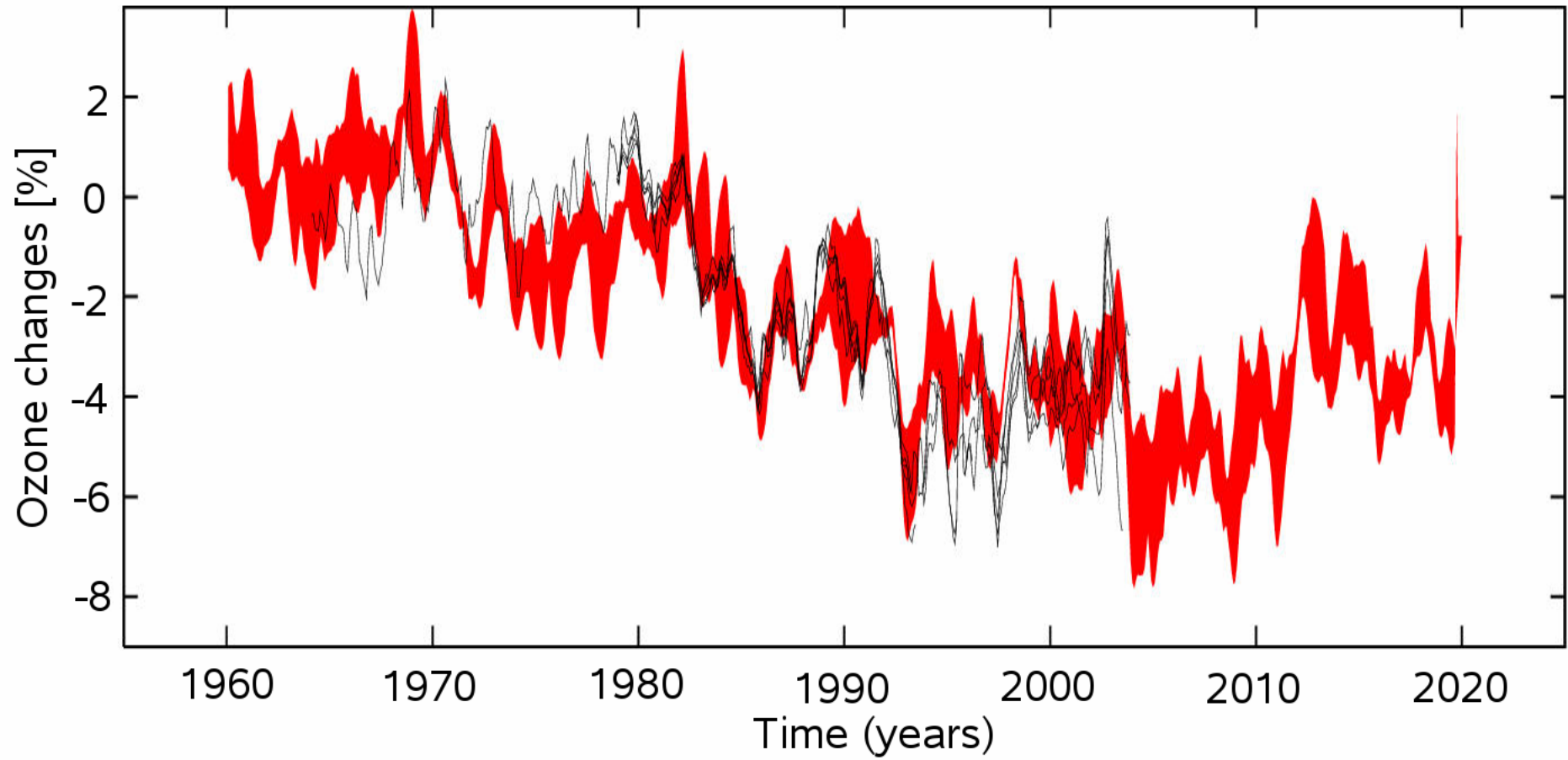
Global gemittelte Temperatur @ 10hPa: A2 Szenario



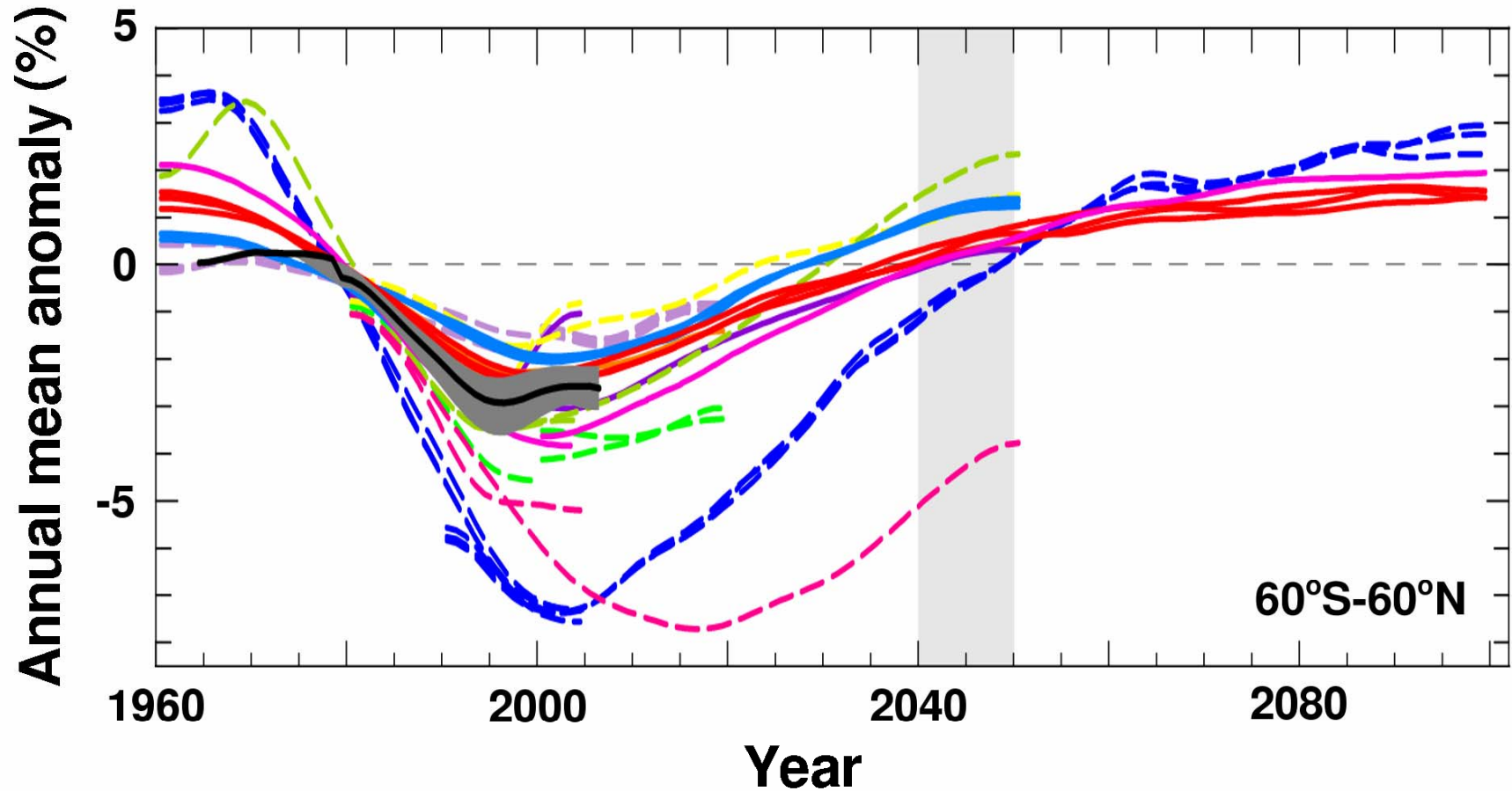
Global gemittelter Temperatortrend 2000-2100

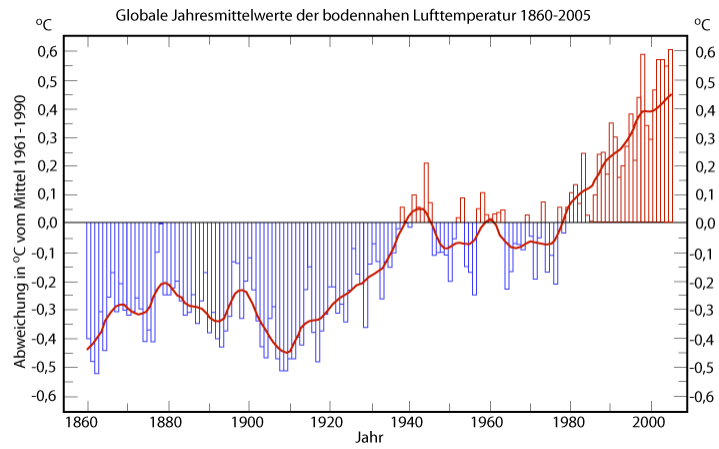


Entwicklung der Ozonschicht



Entwicklung der Ozonschicht

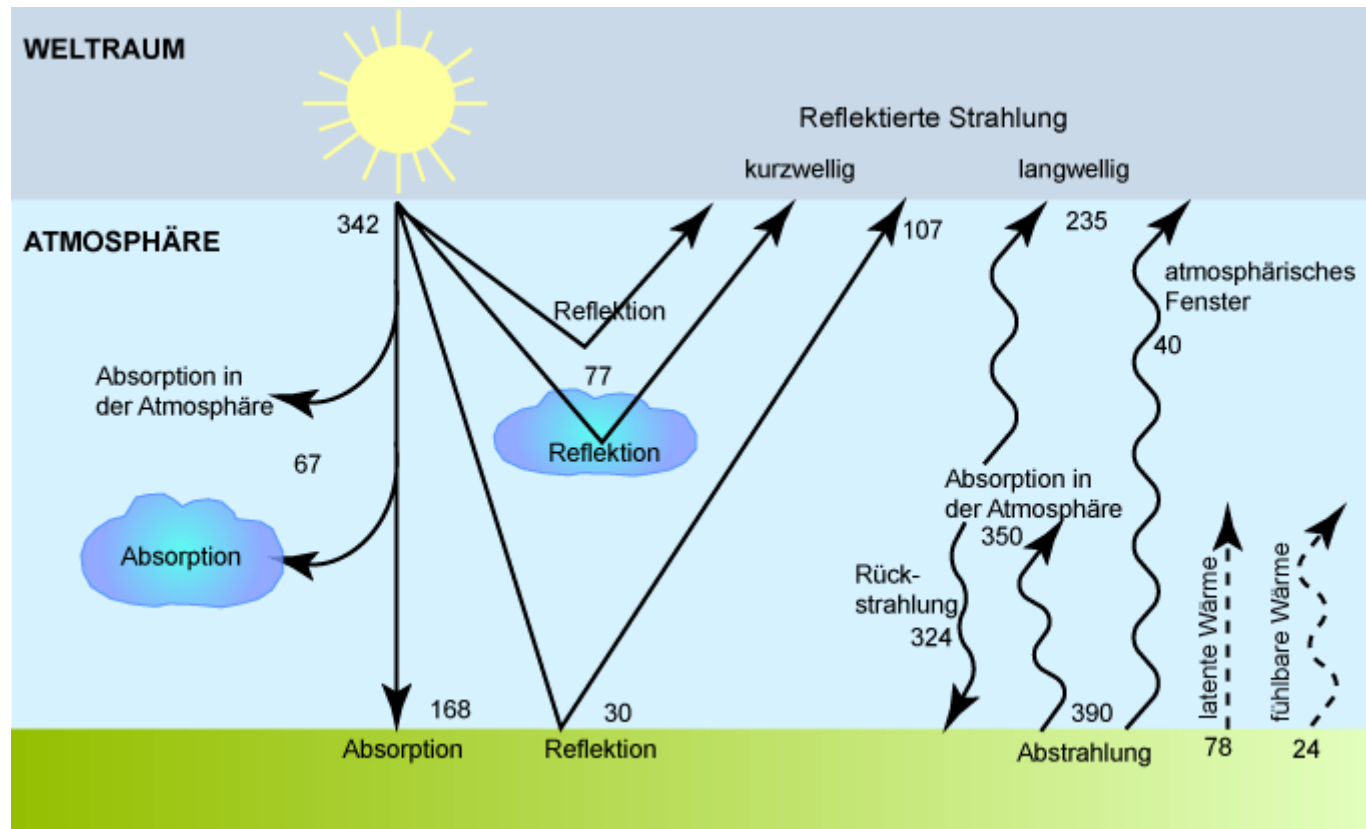




Ende Kapitel 1

Kapitel 2

Kopplung der Troposphäre und Stratosphäre: Strahlung



Kapitel 2: Gliederung

- Strahlung und Strahlungsantrieb
- Klimasensitivität
- Einfluss der Sonnenaktivität
- Wechselwirkungen der Sonnenaktivität und äquatorialer stratosphärischer Winde
- Andere mögliche Einflüsse

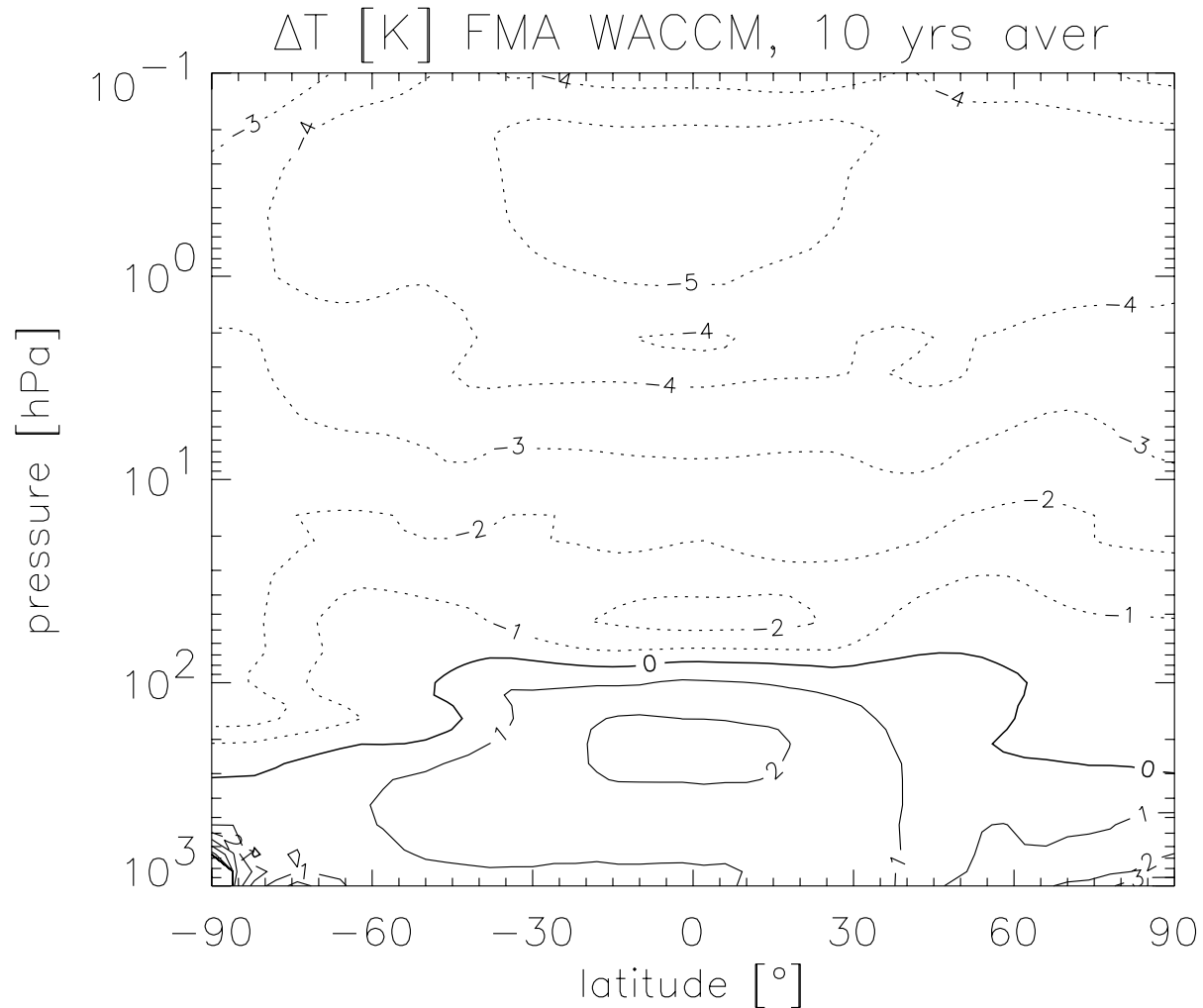
Strahlung

- Treibhausgase (engl. greenhouse gases, GHGs), vor allem CO₂ und Wasserdampf, erwärmen die Troposphäre durch Absorption von der Erde abgestrahlter infrarot (IR) Strahlung (langwellige Wärmestrahlung). Dies ist der allgemein gut bekannte **Treibhauseffekt**.
- Die Balance in der Troposphäre wird bestimmt einerseits durch die Freisetzung latenter Wärme, andererseits durch strahlungsbedingte Abkühlung durch Treibhausgase.
- In der Stratosphäre führen erhöhte Treibhausgaskonzentrationen zu einer Netto-Abkühlung, da sie mehr IR-Strahlung in den Weltraum emittieren als sie absorbieren.

Strahlung

- Die Emission von IR-Strahlung wächst mit der lokalen Temperatur an. Deshalb steigt der Abkühlungseffekt mit der Höhe an und erreicht an der Stratopause ein Maximum, da hier die Temperaturen am höchsten sind.
- Der Abkühlungseffekt der Stratosphäre durch Treibhausgase variiert mit der geographischen Breite, da er von der Balance zwischen der Absorption von IR-Strahlung von unten und lokalen Emissionen abhängt.
- Der Netto-Abkühlungseffekt durch Treibhausgase geht bis in tiefere Schichten in höheren geographischen Breiten, er folgt in etwa der Tropopause.

Muster der Temperaturänderung



Beispiel für die Änderung der troposphärischen und stratosphärischen Temperaturen in einer Modellsimulation.

Strahlungsantrieb

- Jede Änderung in der Konzentration eines strahlungsaktiven Spurengases ändert die Balance der Netto-Erwärmungsraten, die durch die in die Atmosphäre eintretende solare (kurzwellige) Strahlung und die austretende terrestrische (langwellige) Strahlung in die Atmosphäre bestimmt werden.
- Die Änderung dieses (Strahlungs-) Gleichgewichts nur durch Veränderung der Konzentration der entsprechenden Substanzen, unter Festhalten aller anderen Klimavariablen, nennt man **Strahlungsantrieb**.
- Der Strahlungsantrieb wird für gewöhnlich als Netto-Änderung des Strahlungsflusses an der Tropopause angegeben, da dieser ein akzeptabler Indikator für Änderungen der Bodentemperatur sein kann.

Strahlungsantrieb von Ozon

- Ozon absorbiert sowohl kurz- als auch langwellige Strahlung. Um den Strahlungsantrieb durch Ozonänderungen richtig zu bestimmen ist es wichtig, zwischen den unmittelbaren Effekten und den Effekten nach Angleichung der Stratosphärentemperatur zu unterscheiden.
- Eine Ozonzerstörung in der **unteren Stratosphäre** verursacht einen sofortigen Anstieg der kurzwelligen solaren Strahlungsflüsse an der Tropopause und eine leichte Reduzierung der nach unten gerichteten langwelligen Strahlung.

Strahlungsantrieb von Ozon

- Der unmittelbare Nettoeffekt ist ein positiver Strahlungsantrieb. Aber der Rückgang der Ozonkonzentration verursacht in der Folge eine geringere Absorption von solarer und terrestrischer Strahlung. Dies führt im Folgenden zu einer lokalen Abkühlung.
- Nachdem sich die untere Stratosphäre angepasst hat, ist der Nettoeffekt der Ozonzerstörung hier ein negativer Strahlungsantrieb.
- Im Gegensatz dazu führt eine Ozonzerstörung in der **mittleren und oberen Stratosphäre** zu einem leicht positiven Strahlungseffekt.

Strahlungsantrieb von Ozon

- Die höchste Empfindlichkeit des Strahlungsantriebs aufgrund von Ozonänderungen wird im Tropopausenbereich gefunden (siehe nächste Abbildungen).
- Die größte Empfindlichkeit von Änderungen der Bodentemperatur wird ebenfalls für den Bereich der Tropopause gefunden (Forster und Shine, 1997).

Forster, P.M. de F., und K.P. Shine, Radiative forcing and temperature trends from stratospheric ozone changes, *J. Geophys. Res.*, 102 (D9), 10841-10855, 1997.

Forster und Shine, 1997:

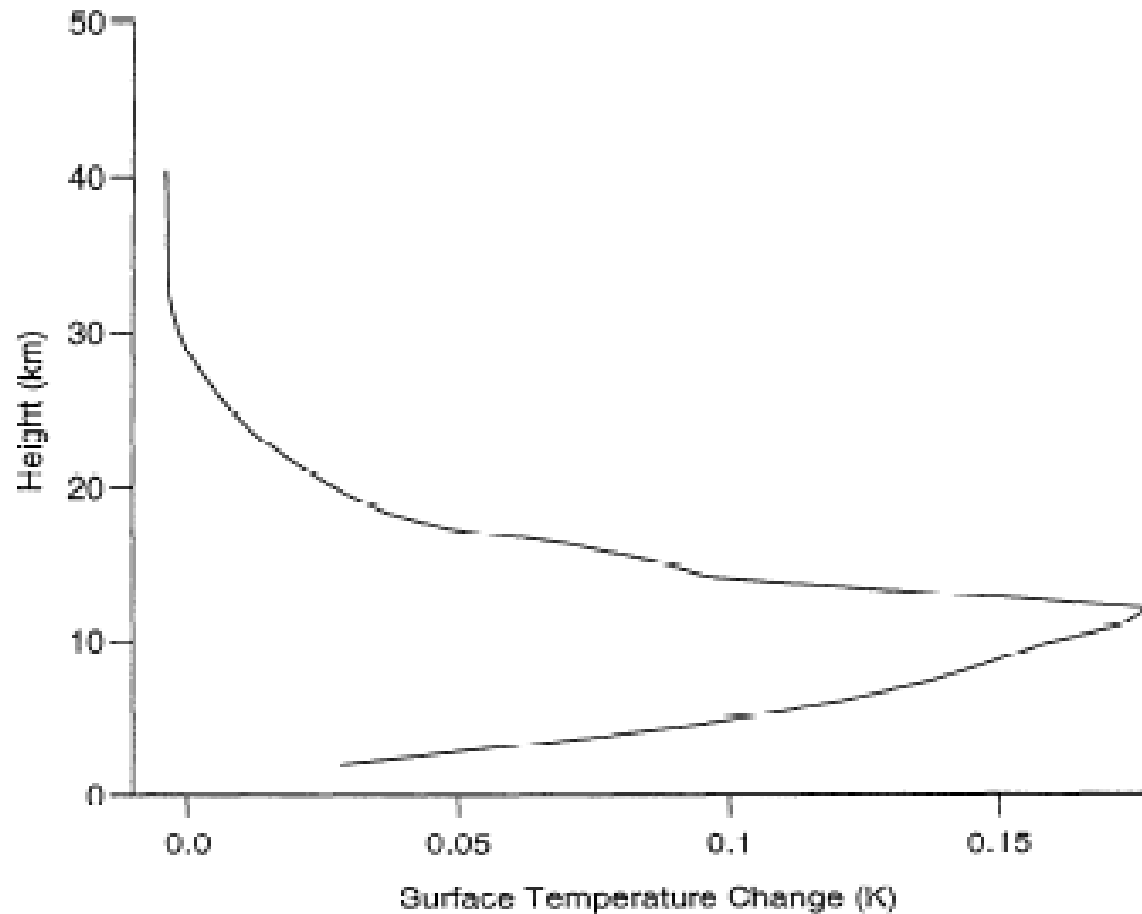


Figure 9. The change in surface temperature (Kelvin) as a function of height of ozone change. The figure was produced by adding 10 DU of ozone into each 1km thick layer of the atmosphere in turn. Results are from a radiative-convective model and are for the global mean atmospheric profile. No atmospheric feedbacks are included.

Forster und Shine, 1997:

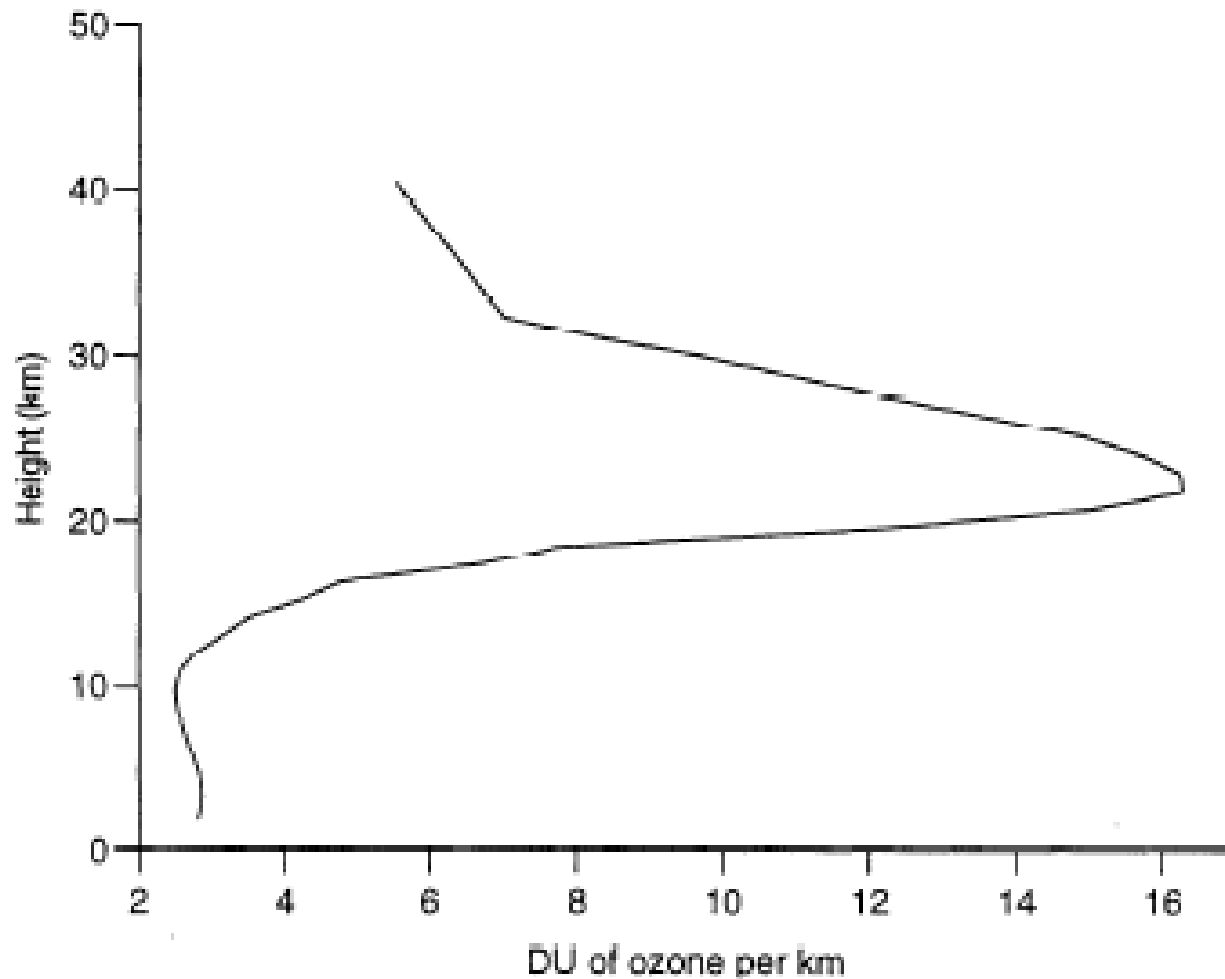


Figure 10. Dobson units (DU) of ozone per kilometer, as a function of height, for the global mean ozone profile.

Forster und Shine, 1997:

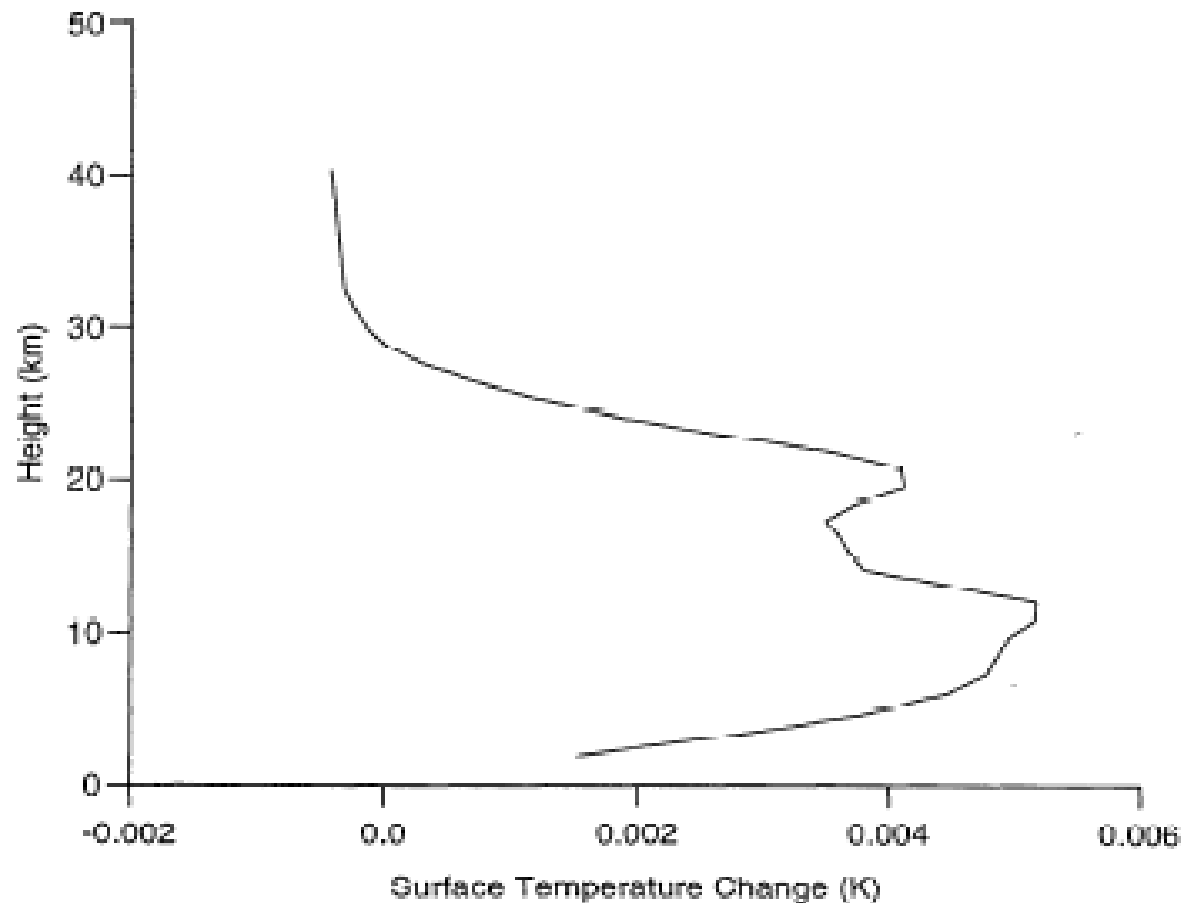


Figure 11. The change in surface temperature (Kelvin) as a function of height of ozone change. The figure was produced by increasing ozone concentrations by 10% in each 1 km thick layer of the atmosphere in turn. Results are from a radiative-convective model and are for the global mean atmospheric profile. No atmospheric feedbacks are included.

Klimasensitivität

- Die Quantifizierung des Einflusses stratosphärischer Ozonänderungen auf die Bodentemperaturen ist komplizierter als die Abschätzung des Strahlungsantriebs (engl. radiative forcing, RF).
- Der Grund dafür ist, dass ein sogenannter Klimasensitivitätsterm λ eingeführt werden muss, um den Strahlungsantrieb (RF) auf Änderungen der Bodentemperatur (T_{surf}) zu überführen.
- Die Beziehung zwischen λ und Änderungen von T_{surf} ist gegeben durch die Beziehung:

$$\Delta T_{\text{surf}} = \lambda \text{ RF},$$

wobei λ die Einheit $\text{K} (\text{W m}^{-2})^{-1}$.

Klimasensitivität

- ΔT_{surf} ist die Gleichgewichtsreaktion der mittleren globalen Bodentemperatur und RF ist die strahlungsbedingte Störung.
- Es wurde gezeigt, dass die Annahme der Linearität zwischen dem Strahlungsantrieb und Änderungen der Bodentemperatur für Ozonstörungen gültig ist (Forster und Shine, 1999).

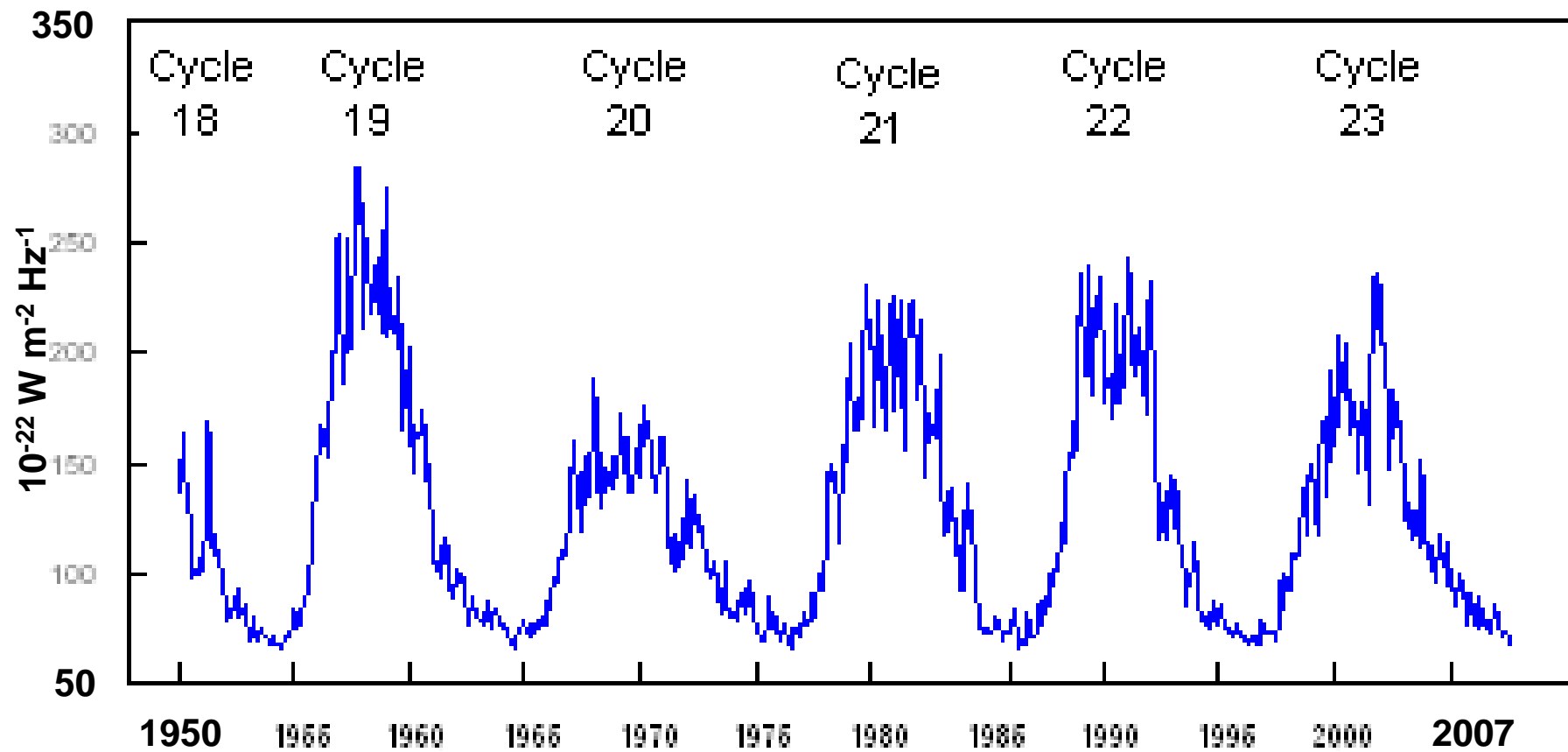
Forster, P.M. de F., und K.P. Shine, Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling, *Geophys. Res. Lett.*, 26 (21), 3309-3312, 1999.

Klimasensitivität

- λ ist durch Beobachtungen nur schlecht belegt und wird deshalb häufig durch Ergebnisse von Klimamodellen überprüft, gängigerweise als die Gleichgewichtsreaktion der mittleren globalen Temperatur aufgrund eines Strahlungsantriebs, der einer CO₂-Verdopplung entspricht.
- λ ist abhängig von der Stärke der Klimarückkopplungen, die zum Beispiel verknüpft sind mit Wolken, Wasserdampf, u.s.w., und daher variiert seine Größe von Modell zu Modell zum Teil beträchtlich. Der Wert von λ liegt im Bereich von 1.5 bis 4.5 K (W m⁻²)⁻¹.
- λ hängt deutlich von der Art des Antriebs ab, besonders im Falle von stratosphärischen Ozonänderungen und kann sich von der der CO₂-Verdopplung unterscheiden. (Siehe auch Kapitel 7.)

Einfluss der Sonnenaktivität

Monthly Mean 2800 MHz Solar Flux (Observed)
Jan 1950 - Sep 2007



Einfluss der Sonnenaktivität

- Variationen der solaren Strahlung mit dem 11-jährigen Sonnenaktivitätszyklus haben direkten Einfluss auf den Strahlungs- und Ozonhaushalt der Mittleren Atmosphäre (z.B. Haigh, 1994).

Haigh, J.D., The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate, *Nature*, 370 (6490), 544-546, 1994.

- In Jahren mit maximaler Sonnenaktivität ist die solare ultraviolette (UV) Strahlung erhöht. Dies führt zu einer erhöhten Produktion von Ozon und damit einer Erwärmung der Stratosphäre und der Atmosphäre darüber.
- Durch eine Änderung des meridionalen Temperaturgradienten können sich die Anregungs- und Ausbreitungsbedingungen für planetare und kleiner-skalige Wellen verändern, die die globale atmosphärische Zirkulation antreiben.

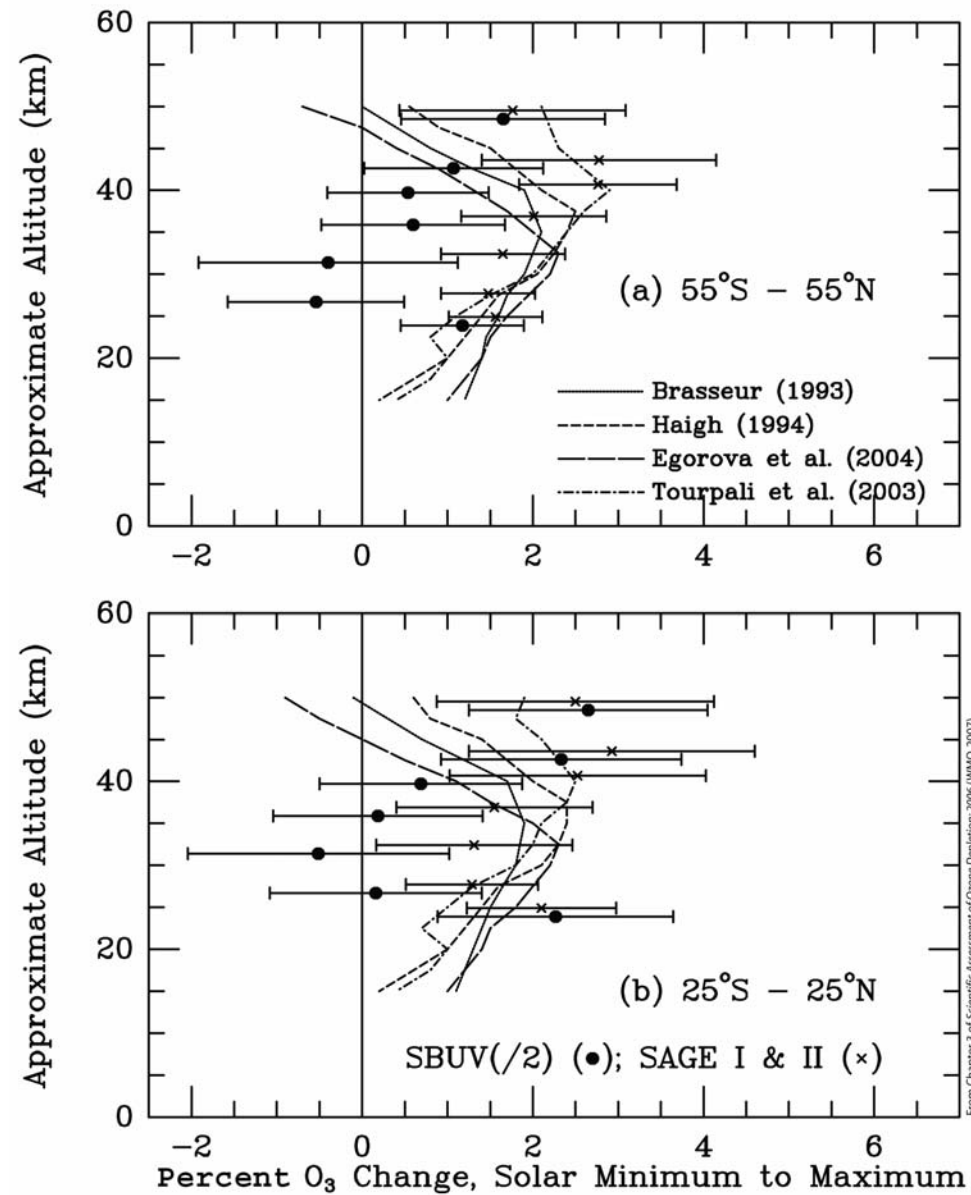
Einfluss der Sonnenaktivität

- Obwohl der direkte Strahlungsantrieb durch den Sonnenaktivitätszyklus im Bereich der oberen Stratosphäre relativ schwach ist, kann er zu großen indirekten, dynamischen Reaktionen in der unteren Atmosphäre führen und zwar durch die Veränderung des polaren stratosphärischen Jets (Polarwirbel in der Stratosphäre) und der Brewer-Dobson Zirkulation (Kodera und Kuroda, 2002).

Kodera, K., und Y. Kuroda, Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 107 (D24), 4749, doi: 10.1029/2002JD002224, 2002.

- Solche dynamisch bedingten Änderungen können sich wieder auf den Chemiehaushalt der Atmosphäre auswirken, einerseits über den Transport chemischer Spezies, andererseits über chemische Reaktionen, da viele Reaktionsraten temperaturabhängig sind.

Einfluss der Sonnenaktivität



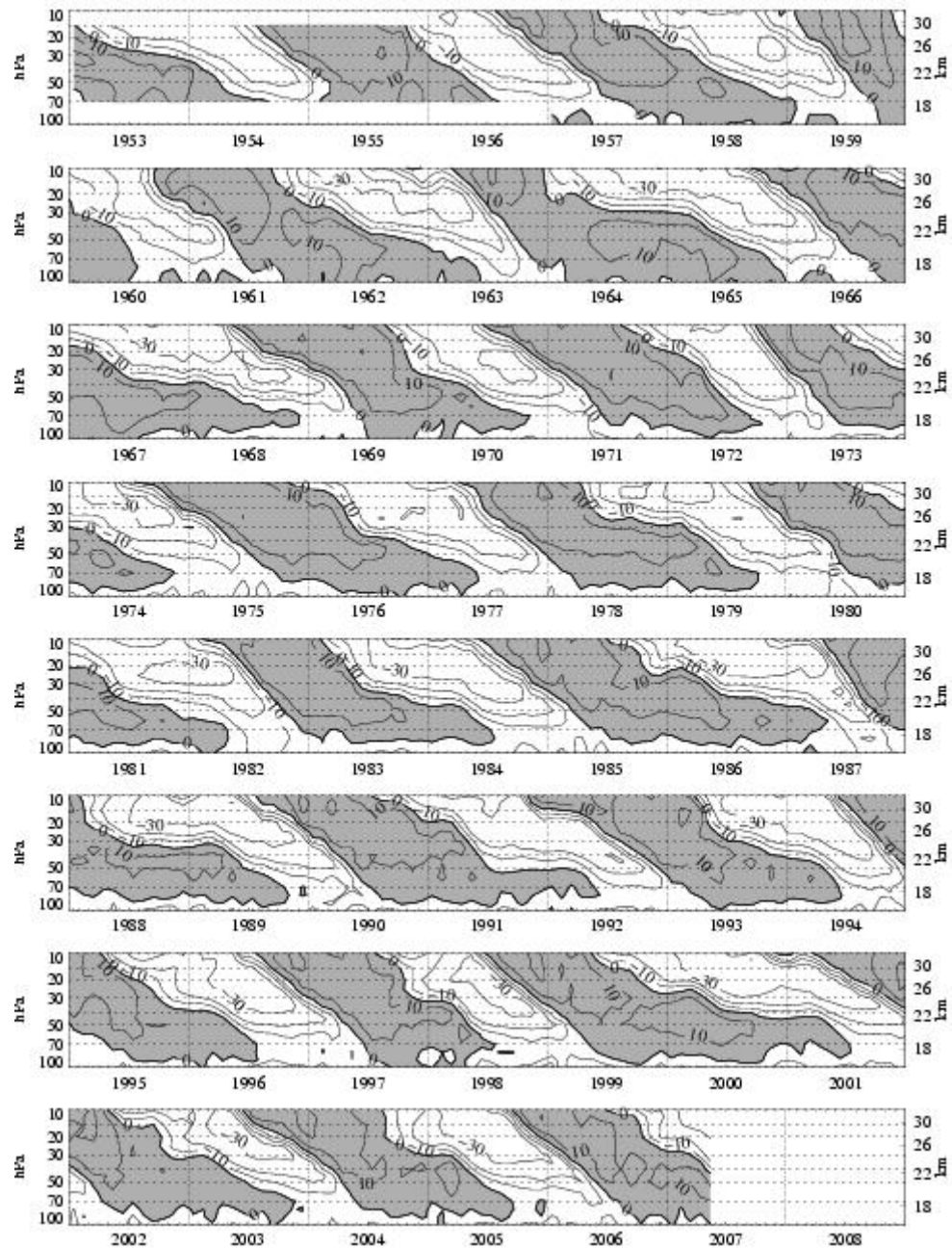
Sonnenaktivität und QBO

- Die arktische untere und mittlere Stratosphäre neigt dazu, während der Westwindphase der äquatorialen quasi-zweijährigen Oszillation (engl. Quasi-Biennial Oscillation, QBO) kalt und ungestört zu sein; sie ist warm und gestört während der QBO-Ostwindphasen (Holton und Tan, 1980; 1982).

Holton, J.R. und H.-C. Tan, The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200-2208, 1980.

Holton, J.R. und H.-C. Tan, The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 140-148, 1982.

Die äquatoriale quasi-zweijährige Oszillation: QBO



Die äquatoriale quasi-zweijährige Oszillation:

(siehe auch Kapitel 3)

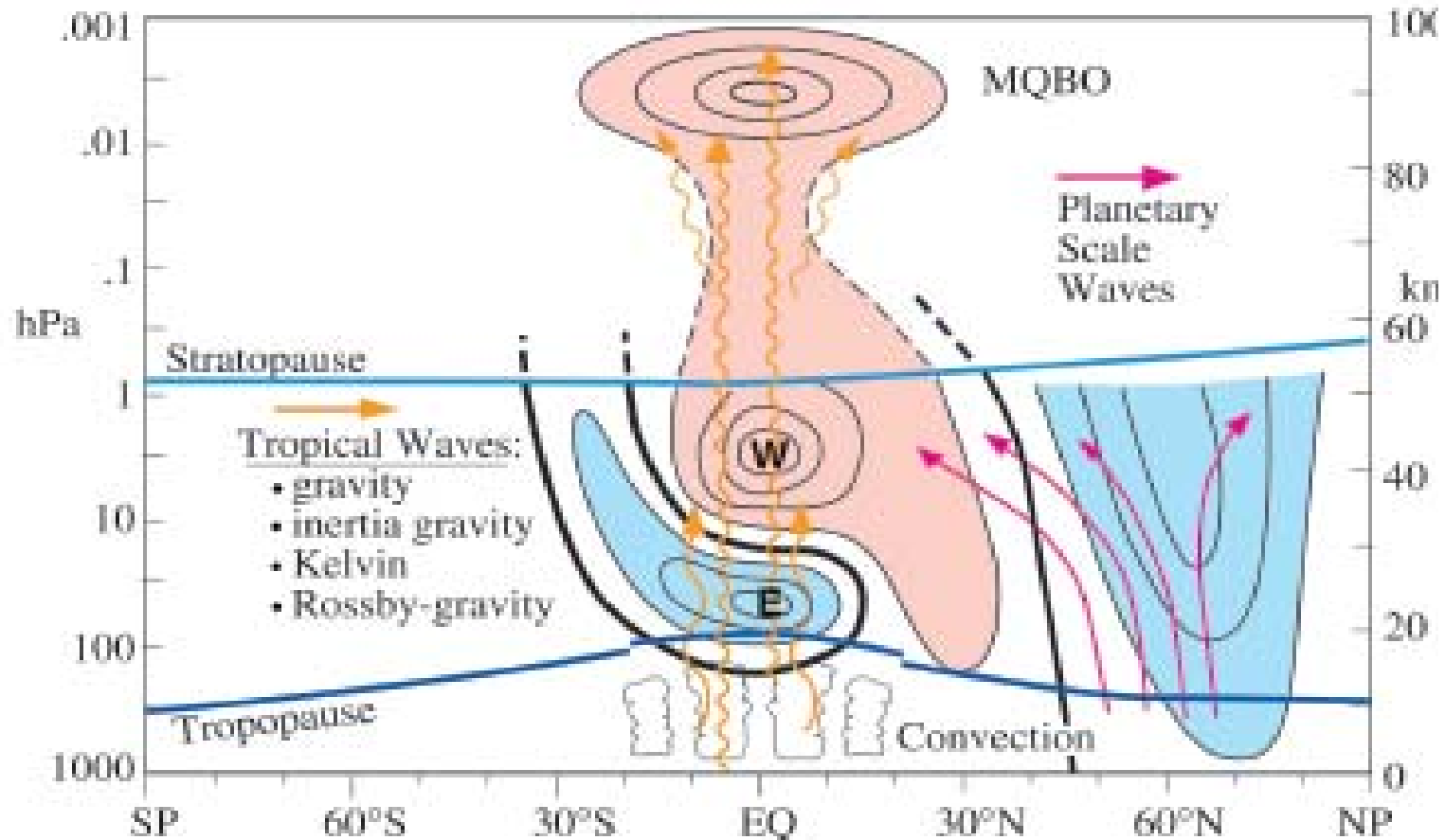
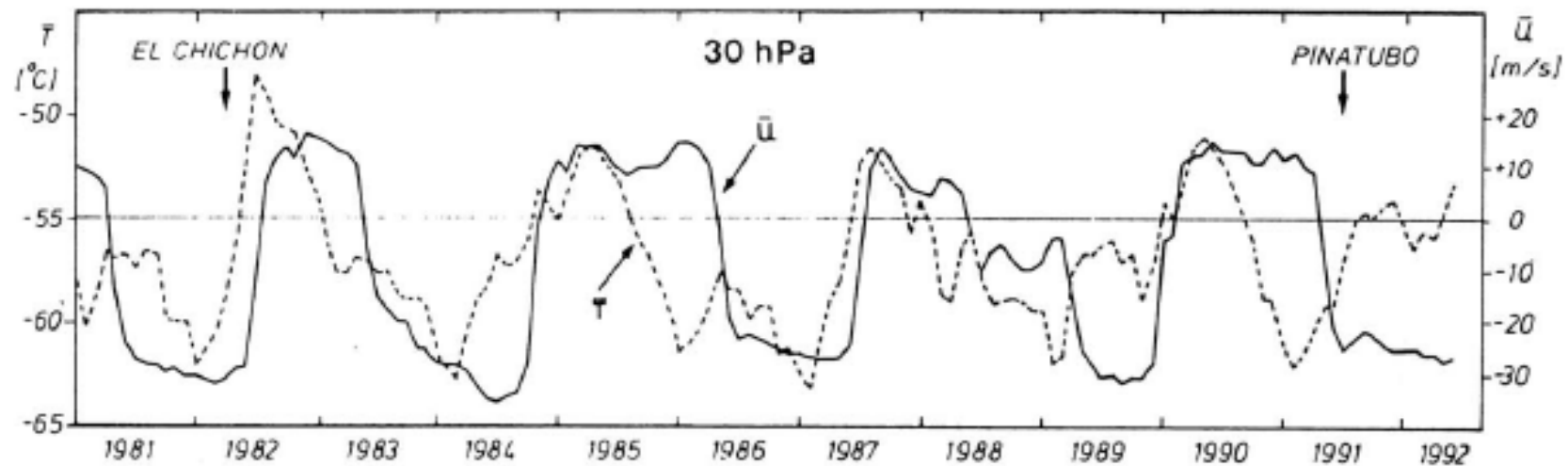


Plate 2. Dynamical overview of the QBO during northern winter. The propagation of various tropical waves is depicted by orange arrows, with the QBO driven by upward propagating gravity, inertia-gravity, Kelvin, and Rossby-gravity waves. The propagation of planetary-scale waves (purple arrows) is shown at middle to high latitudes. Black contours indicate the difference in zonal-mean zonal winds between easterly and westerly phases of the QBO, where the QBO phase is defined by the 40-hPa equatorial wind. Easterly anomalies are light blue, and westerly anomalies are pink. In the tropics the contours are similar to the observed wind values when the QBO is easterly. The mesospheric QBO (MQBO) is shown above ~ 80 km, while wind contours between ~ 50 and 80 km are dashed due to observational uncertainty.

Die äquatoriale quasi-zweijährige Oszillation:

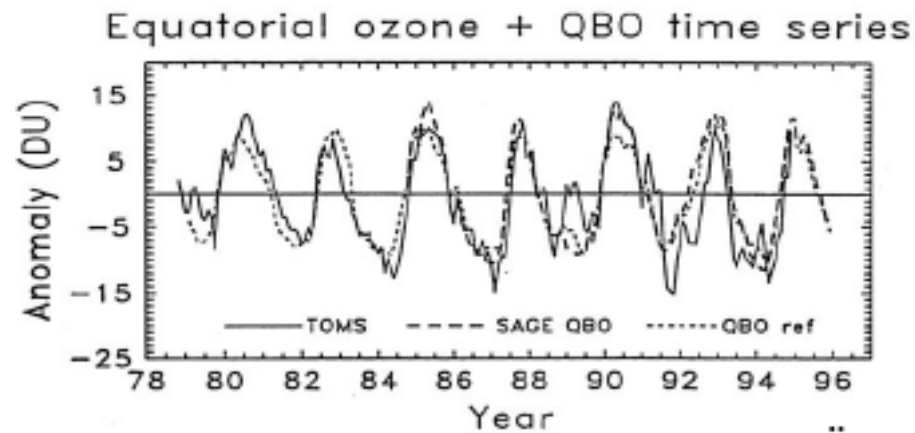
QBO-Signal in der Temperatur



Monatsmittel: 30 hPa zonaler Wind über Singapur und Breitenkreismittel 30 hPa Temperatur über dem Äquator (aus Analysen der Berliner Stratosphärengruppe)

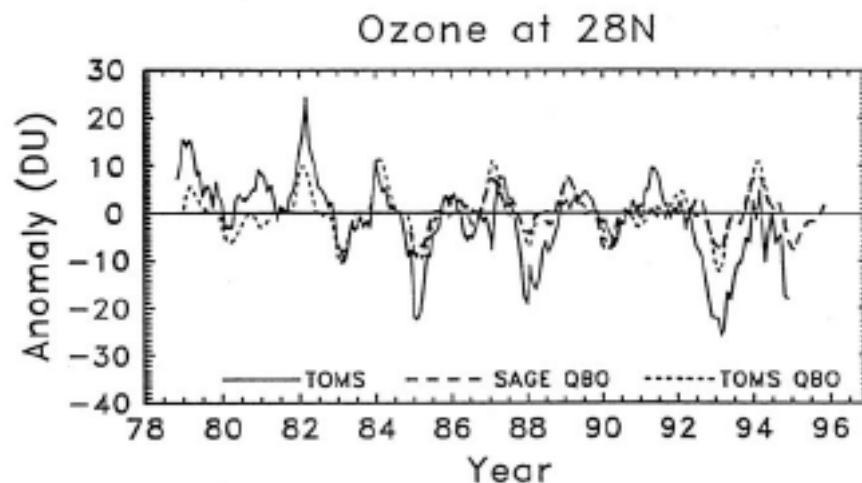
Die äquatoriale quasi-zweijährige Oszillation:

QBO-Signal im Ozon



Zeitreihe Anomalien im
Totalozon
ohne Jahresgang

Äquator



28°N

Sonnenaktivität und QBO

- Andere Analysen (Labitzke, 1987; Labitzke und van Loon, 1988) zeigten, dass die Beziehung zwischen der Sonnenaktivität und der Windphase der QBO stark ist zu Zeit geringer Sonnenaktivität und dass sie in Zeiten hoher Sonnenaktivität nicht besteht.

Labitzke, K., Sunspots, the QBO and the stratospheric temperature in the north polar region, *Geophys. Res. Lett.*, 14 (5), 535-537, 1987.

Labitzke, K., und H. van Loon, Associations between the 11-year solar cycle, the QBO, and the atmosphere, Part I: Troposphere and stratosphere in the Northern Hemisphere in winter, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 50, 197-206, 1988.

Labitzke, 1987:

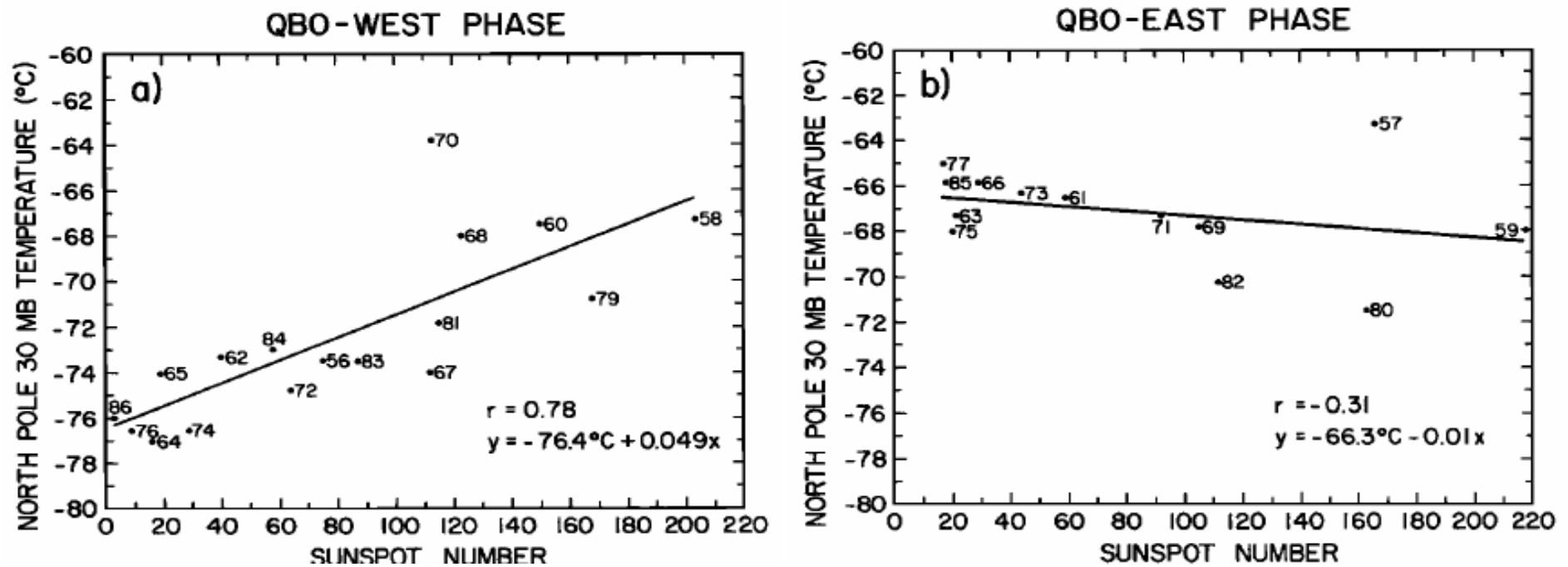
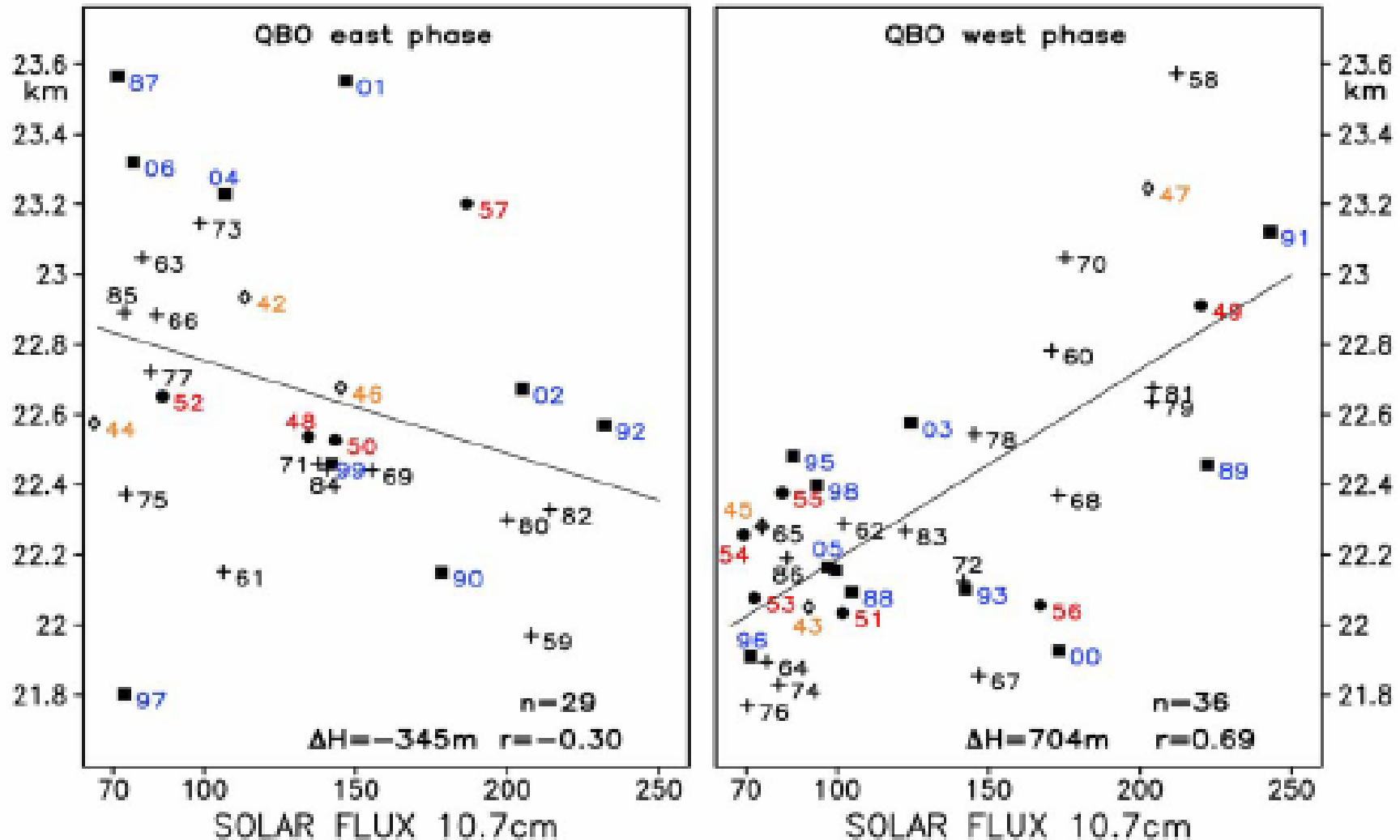


Fig. 1. 30-mb winter temperature (Nov. + Dec. + Jan. + Feb/4) at the North Pole plotted as a function of the sunspot numbers in January. The years plotted are those of January. A. In the west phase of the QBO; B. In the east phase of the QBO.

Labitzke et al., 2006:

North Pole February 30-hPa Heights NCEP/NCAR + ETH



QBO und extra-tropische Dynamik

- Äquatoriale Winde im Frühwinter der oberen Stratosphäre scheinen für die Entwicklung der winterlichen nördlichen Stratosphäre von Bedeutung zu sein, besonders für die Ausbildung von großen Stratosphärenerwärmungen (Gray et al., 2001a; 2001b; Gray, 2003; Gray et al., 2004).

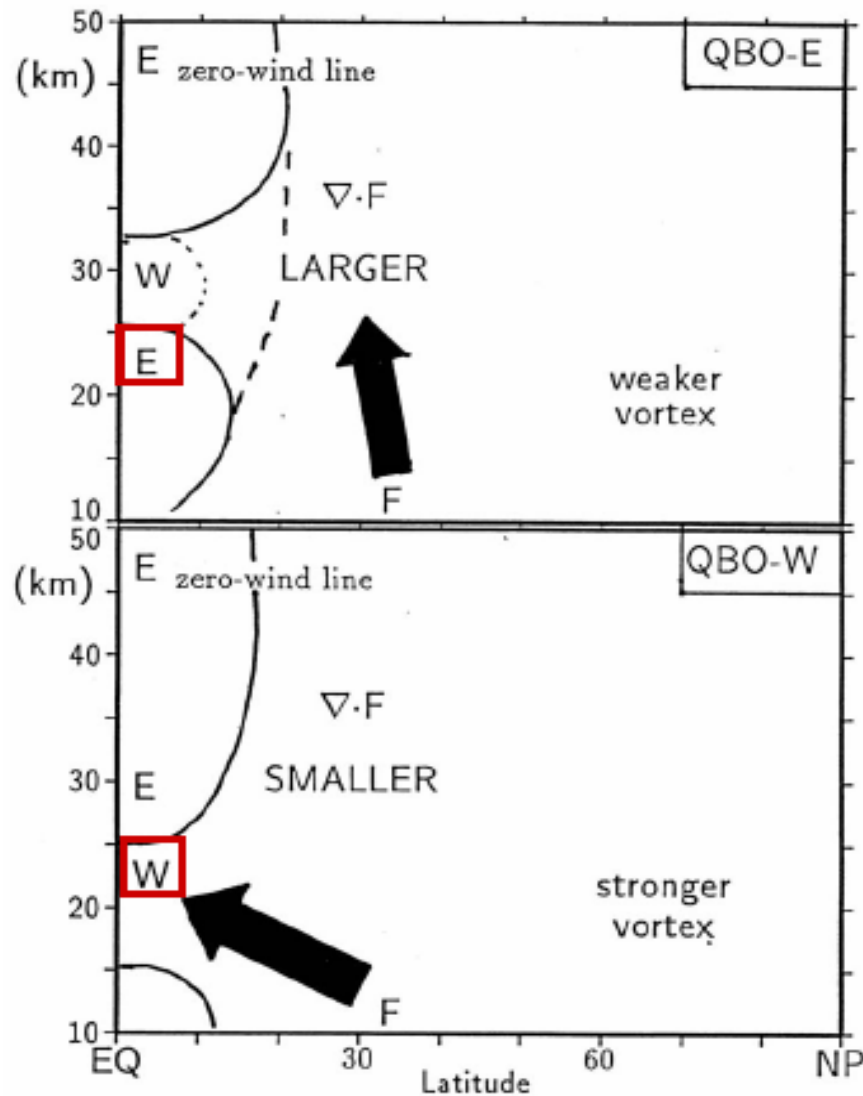
Gray, L.J., The influence of the equatorial upper stratosphere on stratospheric sudden warmings, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (4), 1166, doi: 10.1029/2002GL016430, 2003.

Gray, L.J., E.F. Drysdale, T.J. Dunkerton, und B.N. Lawrence, Model studies of the interannual variability of the northern hemisphere stratospheric winter circulation: the role of the Quasi Biennial Oscillation, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 127 (578), 1413-1432, 2001a.

Gray, L.J., S.J. Phipps, T.J. Dunkerton, M.P. Baldwin, E.F. Drysdale, und M.R. Allen, A data study of the influence of the equatorial upper stratosphere on northern hemisphere stratospheric sudden warmings, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 127, 1985-2003, 2001b.

Gray, L.J., S. Crooks, C. Pascoe, S. Sparrow, und M. Palmer, Solar and QBO influences on the timing of stratospheric sudden warmings, *J. Atmos. Sci.*, 61 (23), 2777-2796, 2004.

QBO und extra-tropische Dynamik



Einfluss der QBO auf
die Ausbreitung
planetarer Wellen im
Nordwinter

Ungehinderte Ausbreitung in
Westwinden

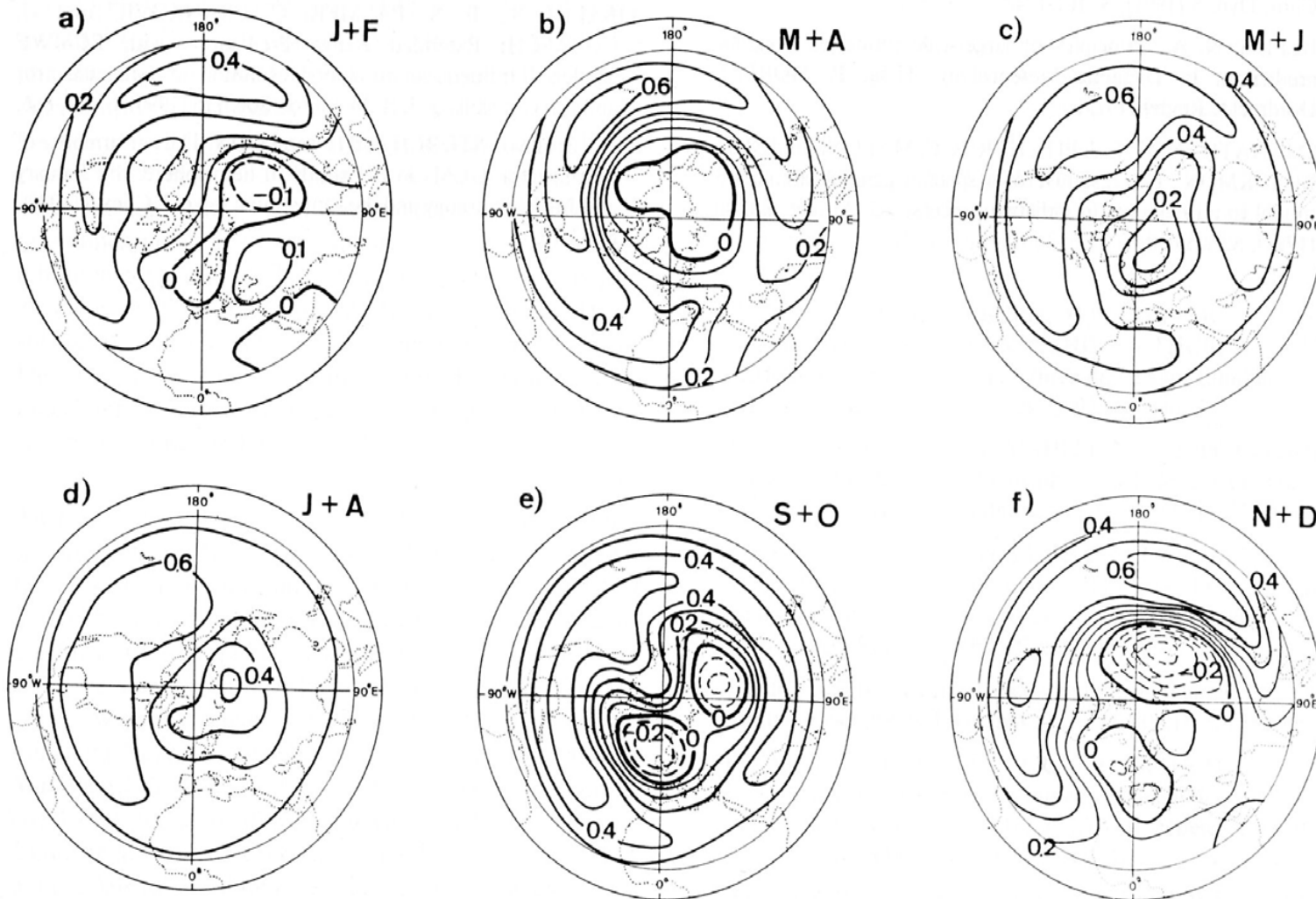
QBO-Westphase: vermehrte
Ausbreitung in die Tropen

QBO Ostphase: Konzentration
auf Extratropen

Sonnenaktivität und QBO

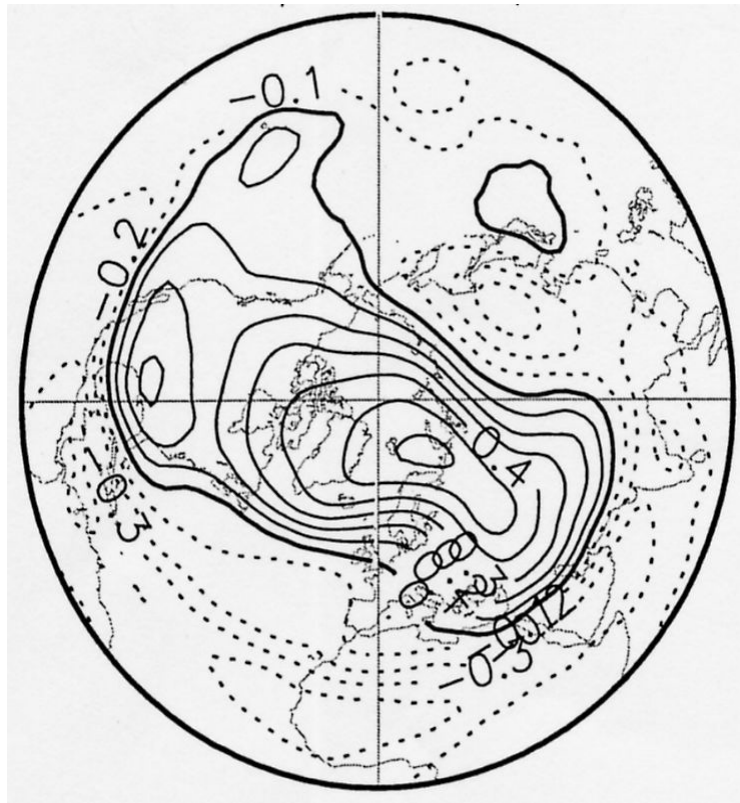
- Die Korrelation zwischen der Sonnenaktivität und den Höhen der 30 hPa-Fläche sind im Winter klein (im übrigen Jahr deutlich größer!).
- Labitzke (1987) zeigte, dass man auch im Winter große Korrelationen erhält, wenn man die Winter (NH) nach der QBO in West- bzw- Ostwind-Winter einteilt.
⇒ siehe folgende Abbildungen...

"Labitzke-Analysen": Korrelation zwischen Sonnenaktivität und Höhe der 30 hPa Fläche (Berliner Daten: 1956-1991) - NH

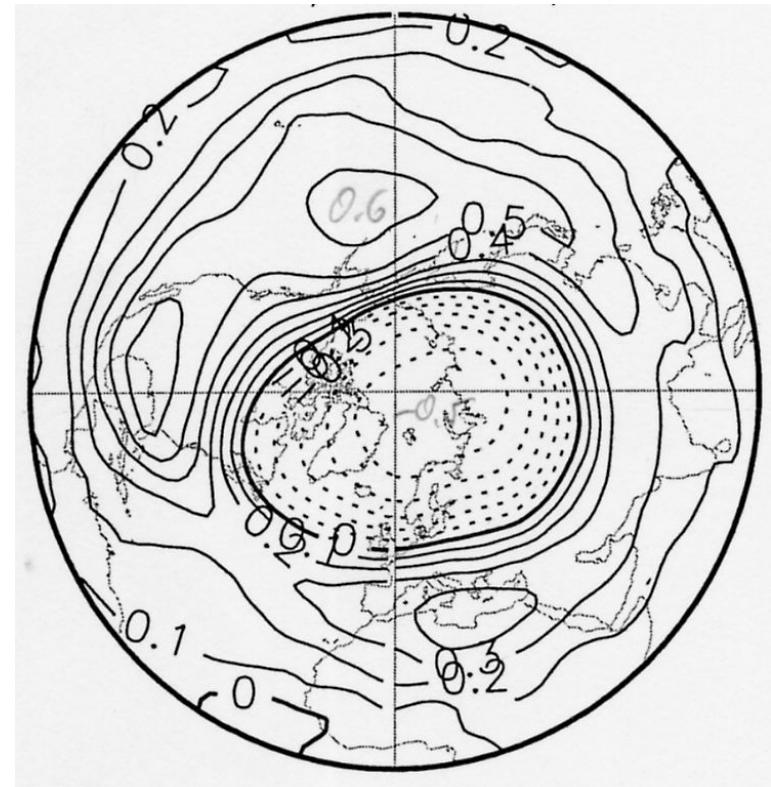


"Labitzke-Analysen": Korrelation zwischen Sonnenaktivität und Höhe der 30 hPa Fläche

QBO Westwind-Winter



QBO Ostwind-Winter



ERA-40

JF

Andere mögliche Einflüsse

- Einige Modellstudien belegen die Modulation der winterlichen Stratosphärenjets und der Brewer-Dobson Zirkulation durch die Sonnenaktivität (z.B. Matthes et al., 2004).

Matthes, K., U. Langematz, L.L. Gray, K. Kodera, and K. Labitzke, Improved 11-year solar signal in the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM), *J. Geophys. Res.*, 109, D06101, doi: 10.1029/2003JD004012, 2004.

Andere mögliche Einflüsse

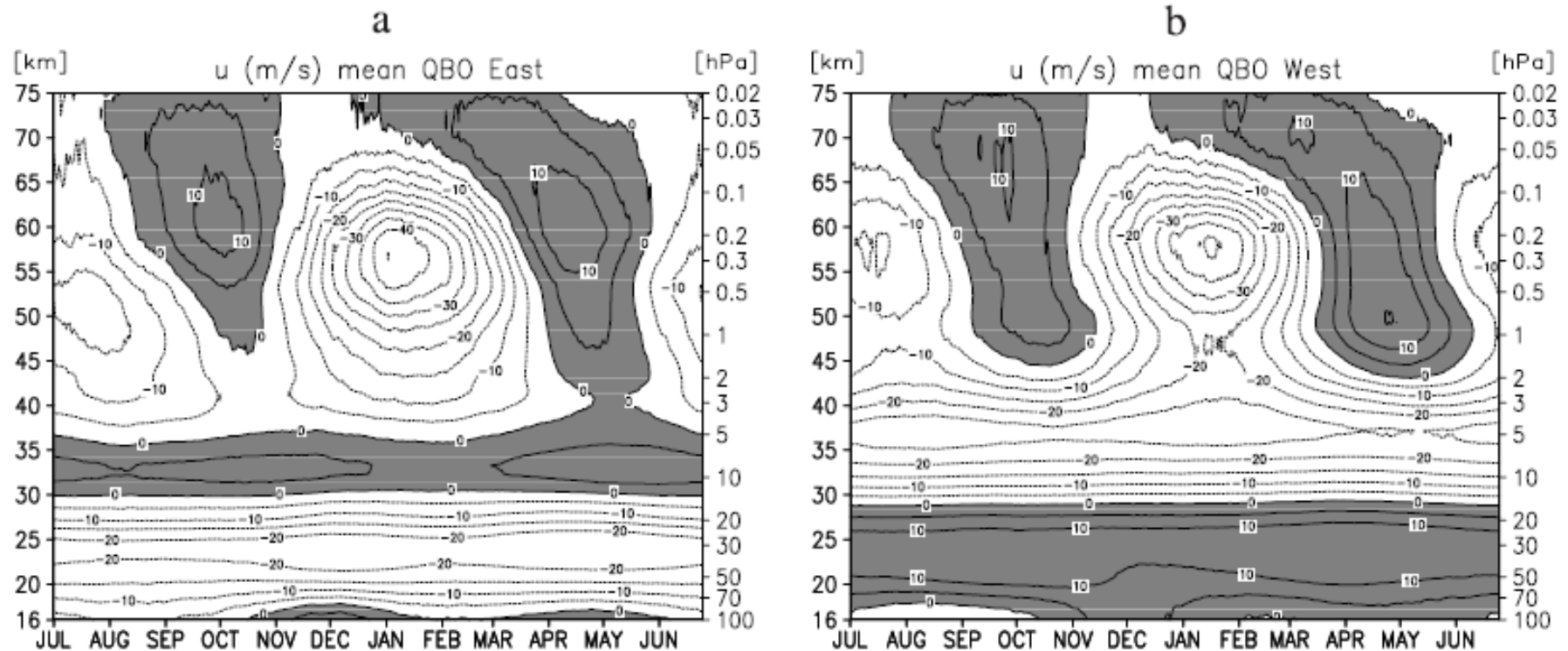


Figure 2. Long-term daily mean equatorial wind from the model after relaxation (averaged from 2.8°S to 2.8°N) from July until June for (a) mean QBOe and (b) mean QBOW in the equatorial lower stratosphere; west winds are shaded.

Andere mögliche Einflüsse

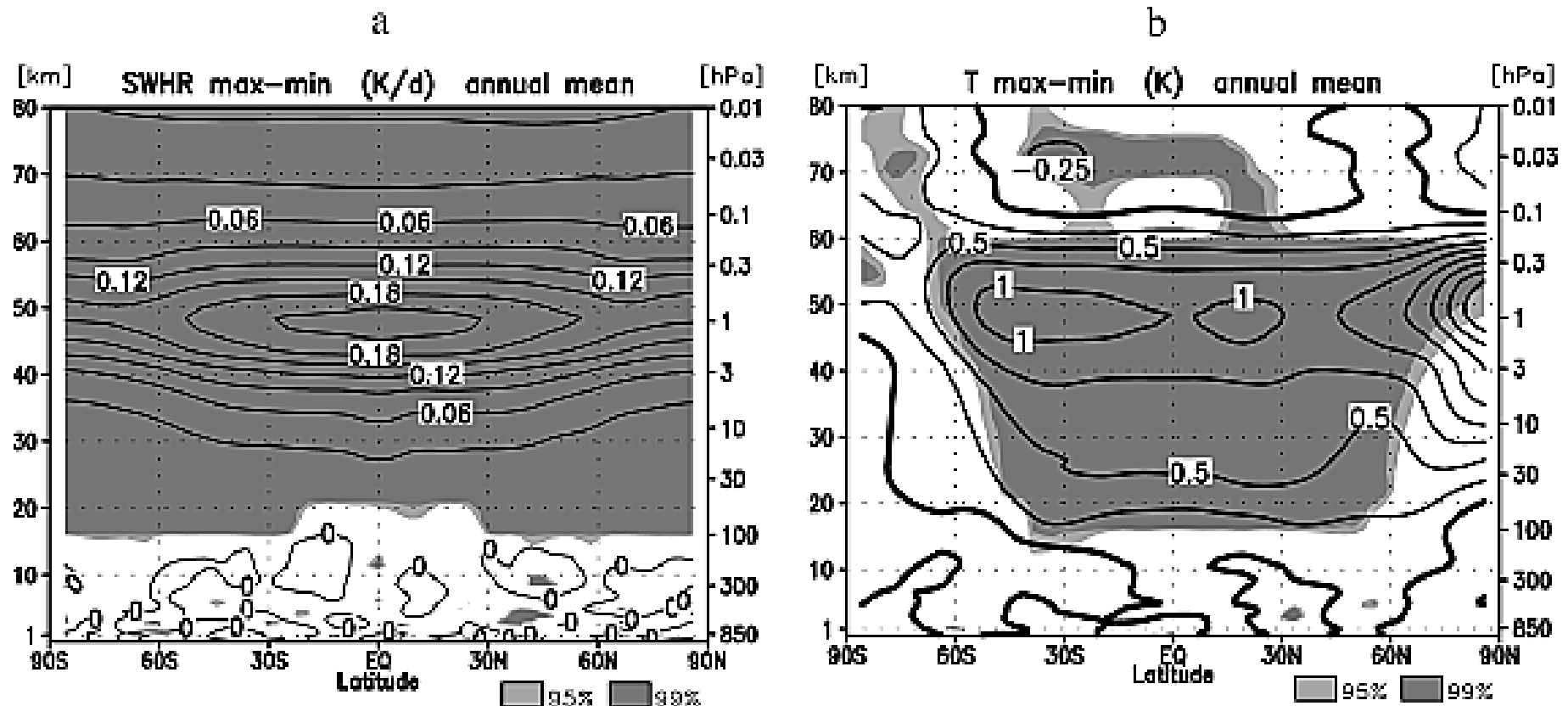


Figure 3. (a) Annual mean SW heating rate difference between 15 solar max and 15 solar min years in Kelvin per day (K d^{-1}); contour interval: 0.03 K d^{-1} . (b) Same as Figure 3a but for the annual mean temperature differences in K; contour interval: 0.25 K . Light (heavy) shading indicates the 95% (99%) significance level (Student's t test).

Andere mögliche Einflüsse

- Der Transfer des Sonnensignals von der Stratosphäre in die Troposphäre ist nach wie vor Gegenstand der aktuellen Forschung. Sie schließt die Modulation der Kopplungsmechanismen von Stratosphäre und Troposphäre ein (Kodera, 2002; Matthes et al., 2006) und Änderungen in der Vertikalbewegung und im Niederschlag in den Tropen (z.B. Kodera, 2004; Haigh et al., 2005; Matthes et al., 2006).

Kodera, K., Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the NAO, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (8), 1218, doi: 10.1029/2001GL14557, 2002.

Kodera, K., Solar influence on the Indian Ocean Monsoon through dynamical processes, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24209, doi: 10.1029/2004GL020928, 2004.

Haigh, J.D., M. Blackburn, und R. Day, The response of tropospheric circulation to perturbations in lower-stratospheric temperature, *J. Clim.*, 18 (17), 3672-3685, 2005.

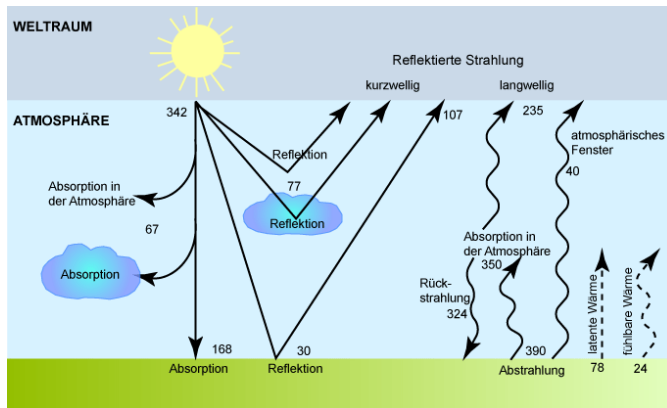
Matthes, K., Y. Kuroda, K. Kodera, und U. Langematz, Transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter, *J. Geophys. Res.*, 111, D06108, doi: 10.1029/2005JD006283, 2006.

Andere mögliche Einflüsse

- Möglich ist auch ein sogenannter "Wellen-Ozon-Rückkopplungsmechanismus", der das Sonnensignal auf die QBO überträgt (Cordero und Nathan, 2005), obwohl Mayr et al. (2006) zeigten, dass die Modulation der QBO durch die Sonnenaktivität in ihrem Modell auch ohne die Wellen-Ozon Rückkopplung möglich ist.

Cordero, E.C., und T.R. Nathan, A new pathway for communicating the 11-year solar cycle signal to the QBO, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18805, doi: 10.1029/2005GL023696, 2005.

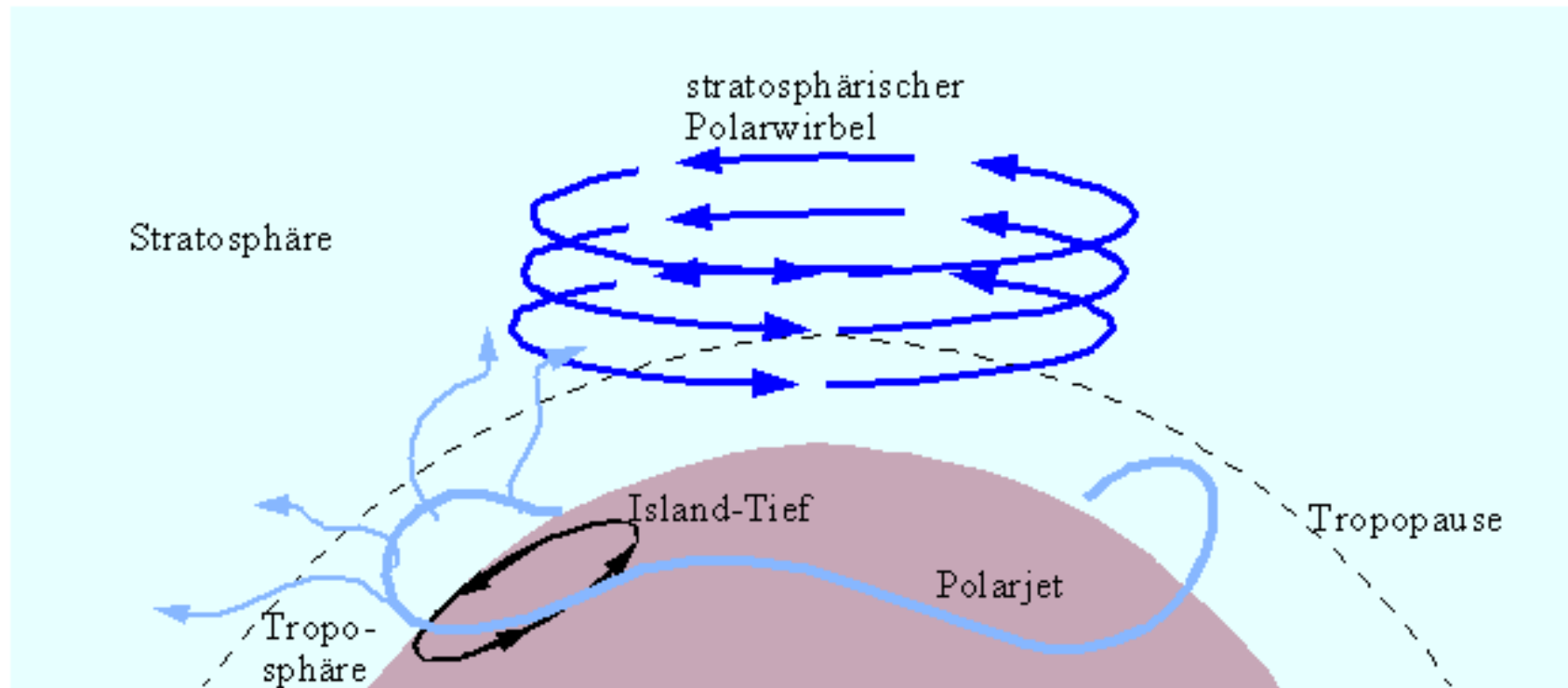
Mayr, H.G., J.G. Mengel, C.L. Wolff, H.S. Porter, QBO as potential amplifier of solar cycle influence, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05812, doi: 10.1029/2005GL025650, 2006.



Ende Kapitel 2

Kapitel 3

Kopplung der Troposphäre und Stratosphäre: Dynamik



Kapitel 3: Gliederung

- Einleitung
- Bedeutung von Wellen
- Interne Variabilität der Stratosphäre
- Transport von Luftmassen in die Stratosphäre
- Modellierung und Parametrisierung von klein-skaligen Wellen
- "Annulare" Moden
- Effekte stratosphärischer Variabilität auf die Troposphäre

Dynamik

- Obwohl sich die Troposphäre und Stratosphäre in vielen Dingen voneinander unterscheiden, ist die Atmosphäre durchgängig und stetig. Sie erlaubt die vertikale Ausbreitung von Wellen und eine Reihe anderer dynamischer Wechselwirkungen zwischen diesen beiden Regionen der Atmosphäre.
- Eine vollständige Beschreibung der Dynamik der Atmosphäre erfordert daher ein Verständnis beider Atmosphärenschichten. Die dynamische Kopplung der beiden Schichten ist vor allem durch die Dynamik von atmosphärischen Wellen gegeben.

Dynamik

- Eine Vielzahl von Wellen wird in der Troposphäre angeregt, sie breiten sich nach oben in die Stratosphäre aus und dissipieren. Sie bestimmen somit 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.

Bedeutung von Wellen

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

Bedeutung von Wellen

- 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). (Andrews et al., 1987).

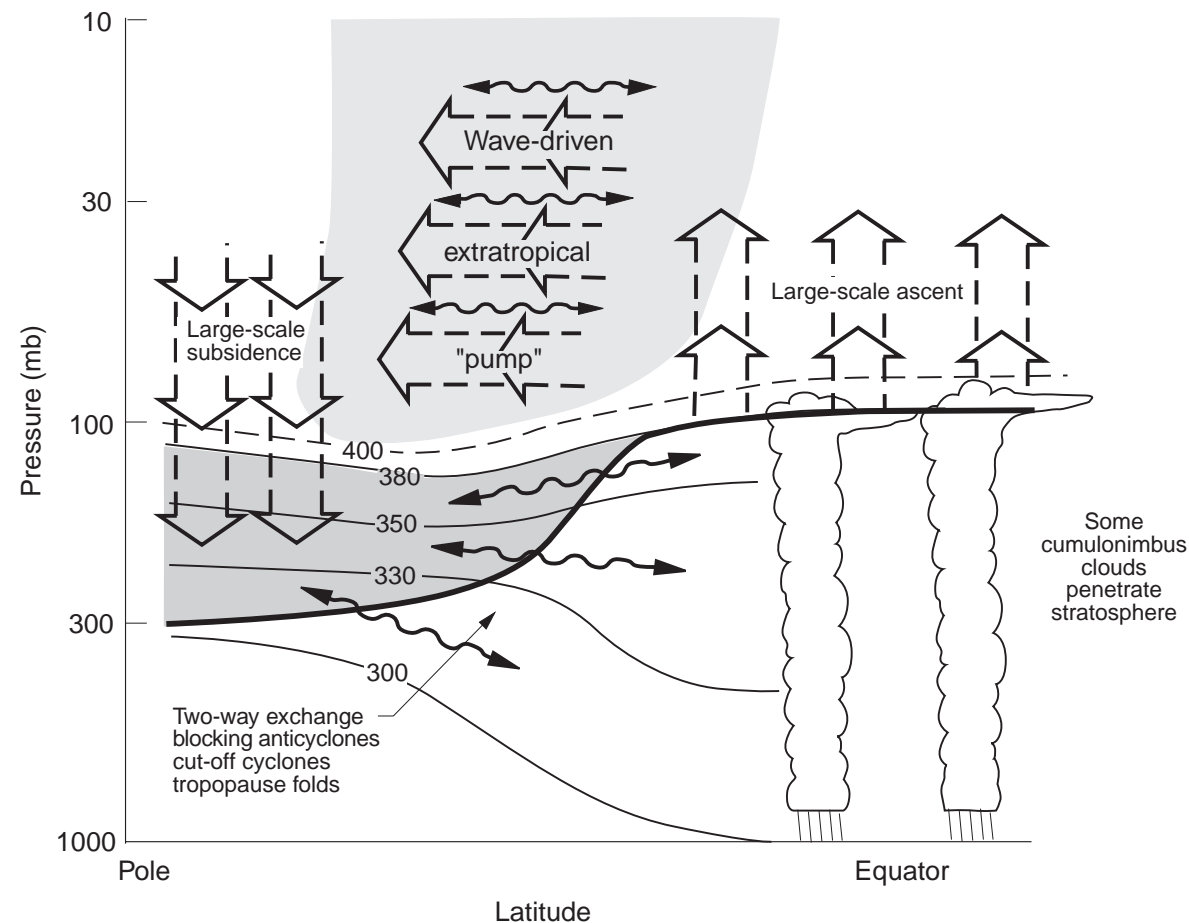
Andrews, D.G., J.R. Holton, und C.B. Leovy, *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, 489 pp., Orlando, Fla., 1987.

- 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) (Holton et al., 1995).

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.

Bedeutung von Wellen

- Dieses Reaktionsmuster beschreibt die meridionale Massenzirkulation, sie wird Brewer-Dobson Zirkulation genannt.



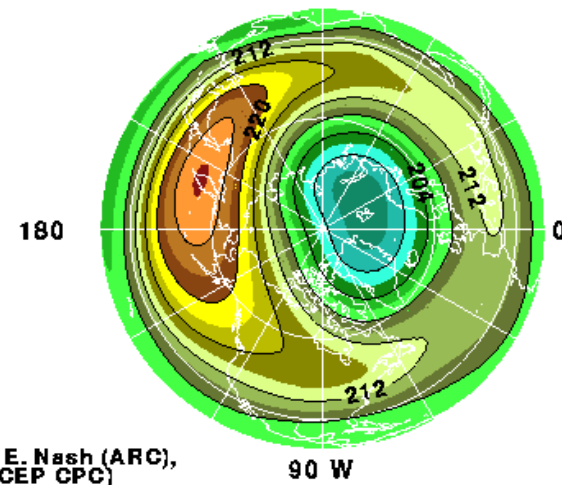
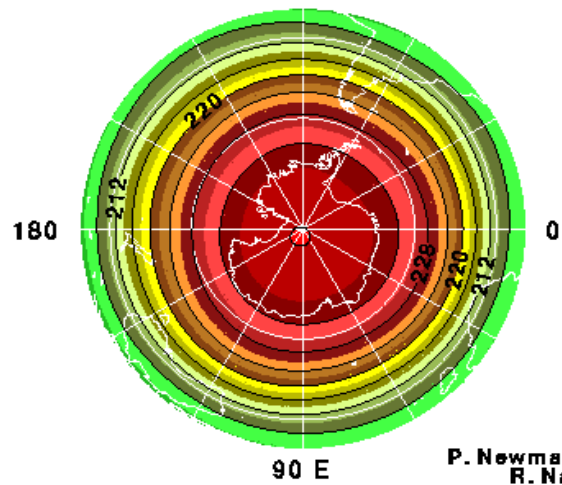
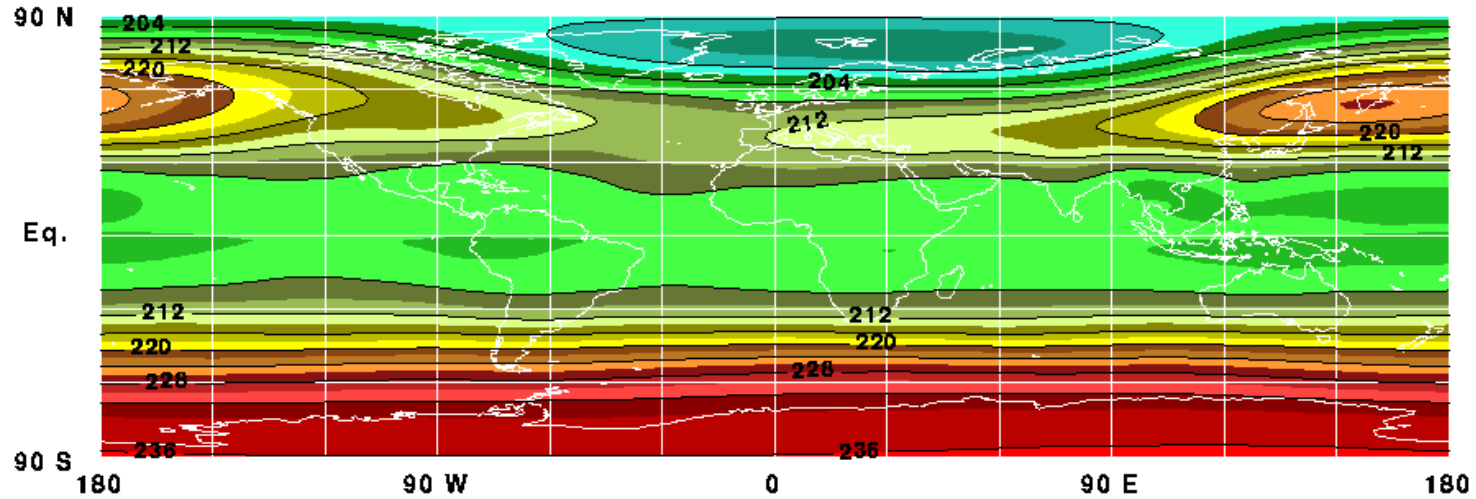
Dynamische Aspekte des Stratosphären-Troposphären Austauschs (Holton et al., 1995).

Bedeutung von Wellen

- 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 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.

Bedeutung von Wellen

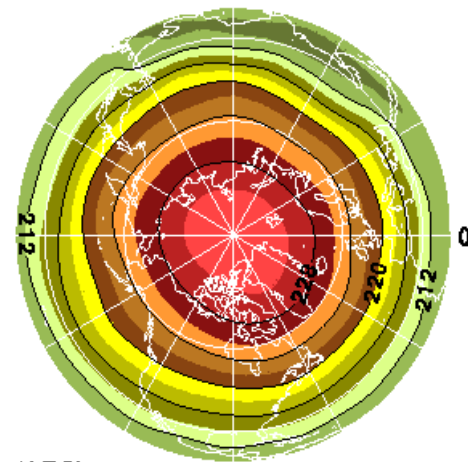
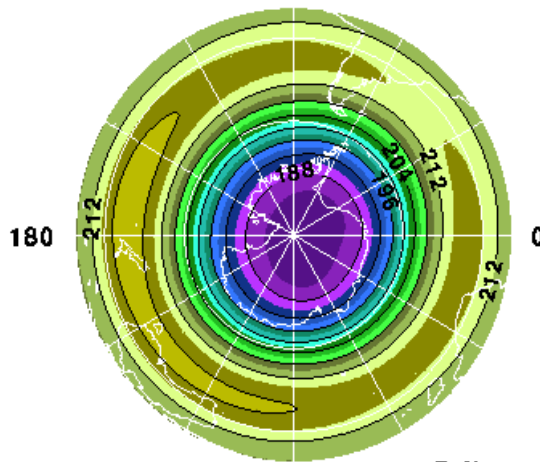
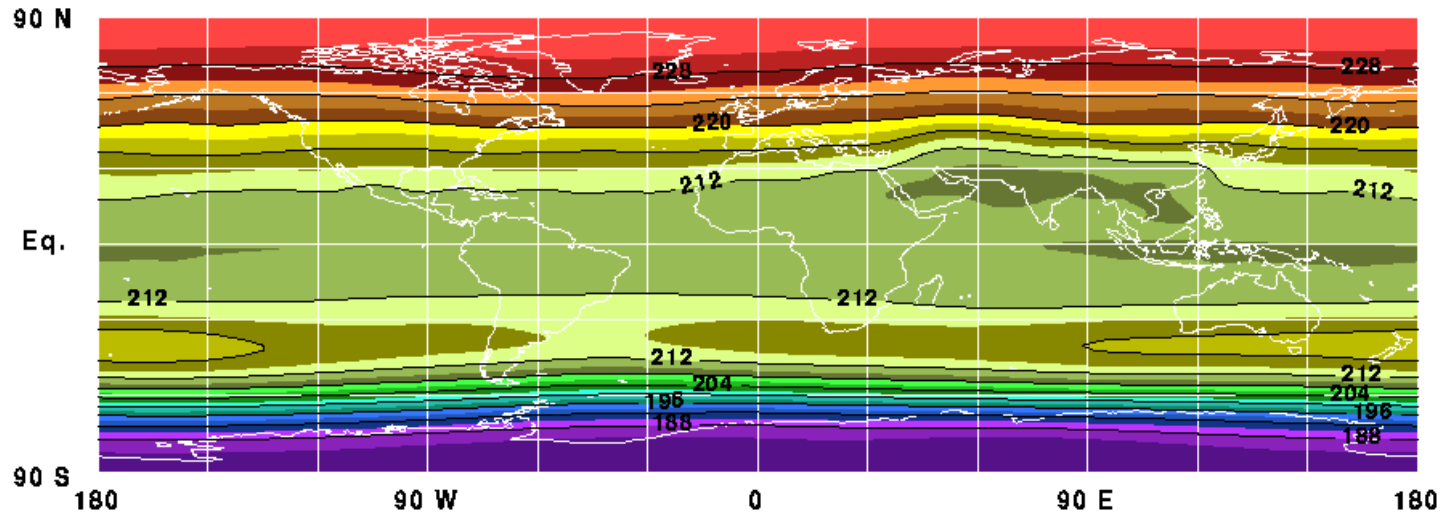
Temperature (K)
50 hPa January 1979-1995



P. Newman (NASA), E. Nash (ARC),
R. Nagatani (NCEP CPC)

Bedeutung von Wellen

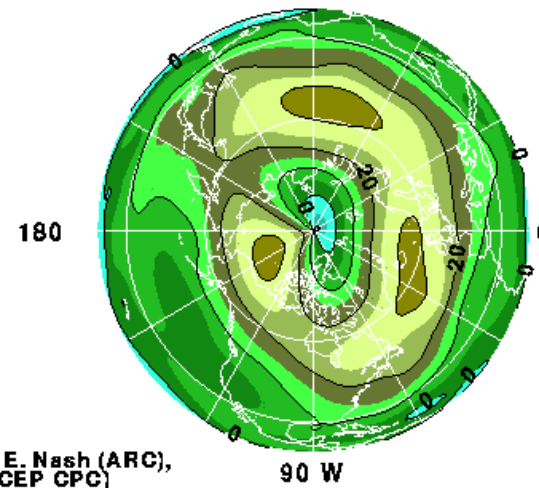
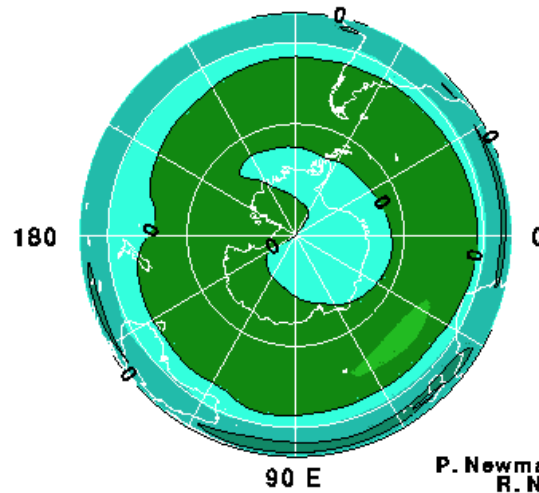
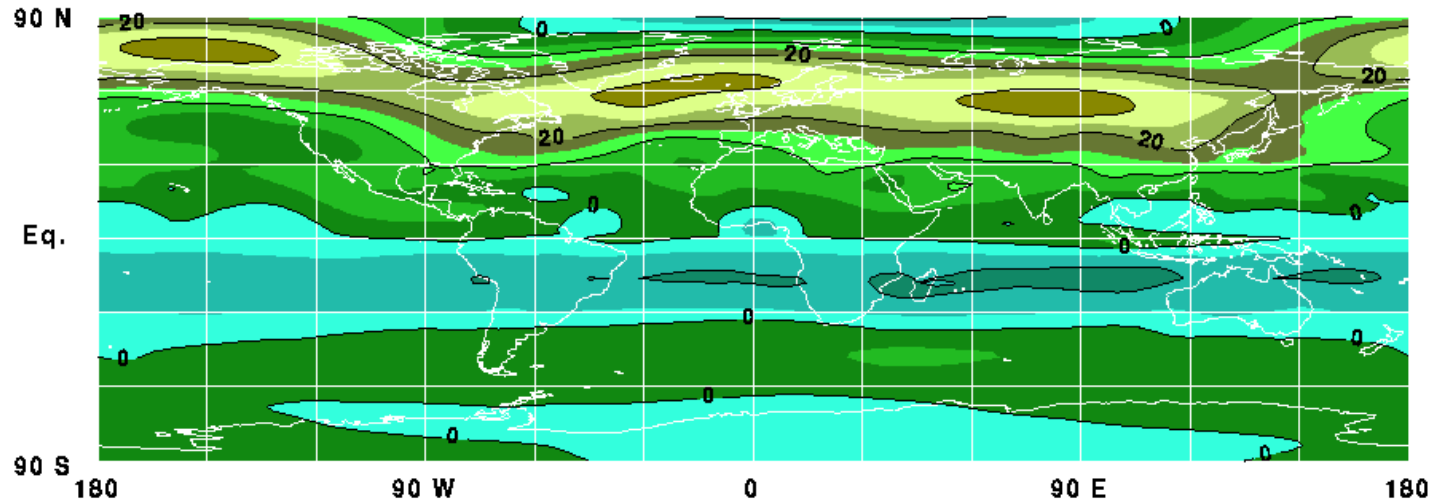
Temperature (K)
50 hPa July 1979-1995



P. Newman (NASA), E. Nash (ARC),
R. Nagatani (NCEP CPC)

Bedeutung von Wellen

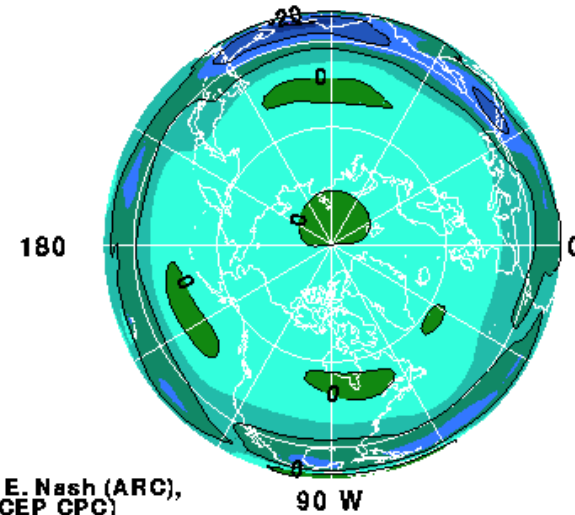
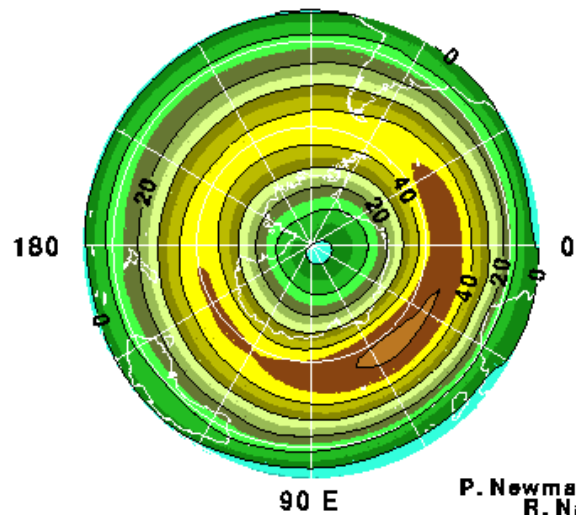
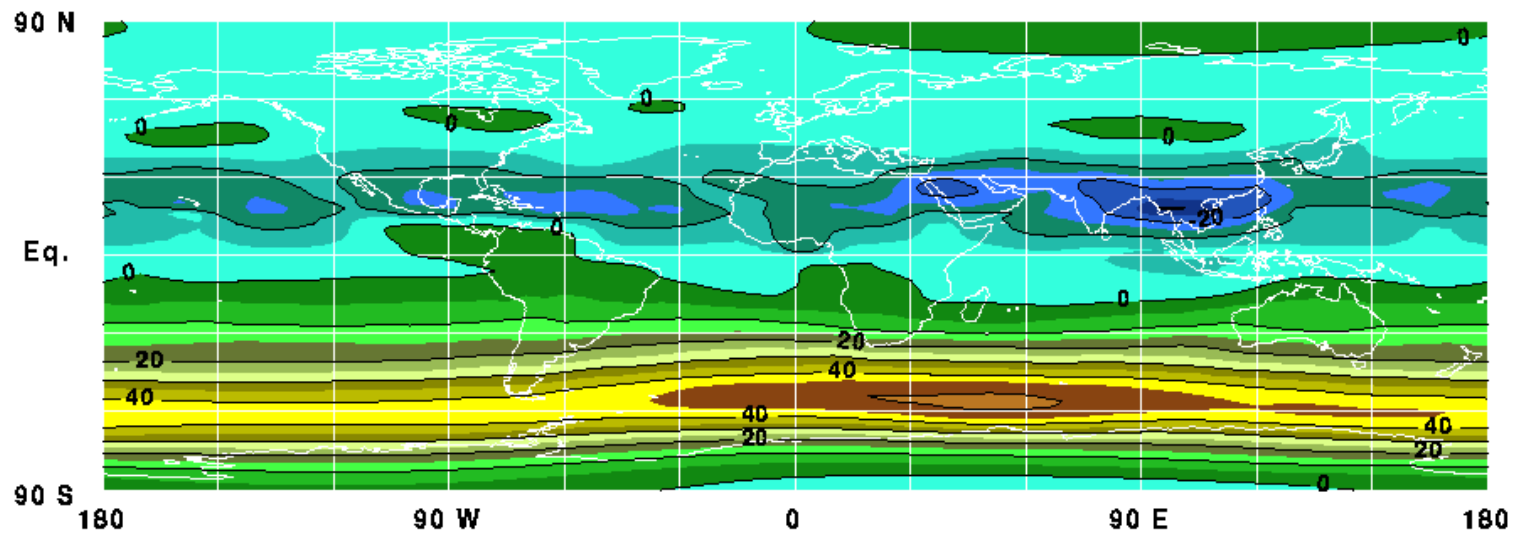
Balanced Zonal Wind (m/s)
50 hPa January 1979-1995



P. Newman (NASA), E. Nash (ARC),
R. Nagatani (NCEP CPC)

Bedeutung von Wellen

Balanced Zonal Wind (m/s)
50 hPa July 1979-1995



P. Newman (NASA), E. Nash (ARC),
R. Nagatani (NCEP CPC)

Bedeutung von Wellen

- In der tropischen Stratosphäre wird die dynamische Variabilität durch die QBO (siehe Kapitel 2) bestimmt.
- Die Gesamtamplitude der QBO im Zonalwind beträgt etwa 55 m/s in 25-30 km (Baldwin und Gray, 2005), in der Temperatur etwa 8 K.

Baldwin, M.P., und L.J. Gray, Tropical stratospheric zonal winds in ECMWF ERA-40 reanalysis, rocketsonde data, and rawinsonde data, *Geophys. Res. Lett.*, 32 (9), L09806, doi: 10.1029/2004GL022328, 2005.

Bedeutung von Wellen

- Die QBO beeinflusst die globale Stratosphäre! Sie beeinflusst eine Vielzahl extra-tropischer Phänomene, einschließlich der Stärke und Stabilität des stratosphärischen Polarwirbels und der Verteilung von Ozon und anderen Spurengasen (siehe Baldwin et al., 2001 für einen vollständigen Überblick).

Baldwin, M.P., L.J. Gray, T.J. Dunkerton, K. Hamilton, P.H. Haynes, W.J. Randel, J.R. Holton, M.J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D.B.A. Jones, J.S. Kinnnersley, C. Marquardt, K. Sato, und M. Takahashi, The Quasi-Biennial Oscillation, *Rev. Geophys.*, 39 (2), 179-229, 2001.

Bedeutung von Wellen

- Die QBO wird durch die Dissipation einer Reihe verschiedener äquatorialer Wellen angetrieben, die im wesentlichen durch die tiefe Cumulus Konvektion in der Tropen angetrieben werden (Lindzen und Holton, 1968; Dunkerton, 2001).

Lindzen, R.S., und J.R. Holton, A theory of the Quasi-Biennial Oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 25 (6), 1095-1107, 1968.

Dunkerton, T.J., Quasi-biennial and sub-biennial variations of stratospheric trace constituents derived from HALOE observations, *J. Atmos. Sci.*, 58 (1), 7-25, 2001.

(Siehe auch Abbildung in Kapitel 2.)

Interne Variabilität der Stratosphäre

- Obwohl die stratosphärische Variabilität traditionell als Reaktion auf die Veränderlichkeit troposphärischer Wellenaktivität gesehen wird, wird heute weitestgehend akzeptiert, dass der Zustand der Stratosphäre selbst eine wichtige Rolle bei der Bestimmung der vertikalen Wellenflüsse aus der Troposphäre spielt.
- Die ursprüngliche Theorie von Charney und Drazin (1961) besagt, dass nur wenn die vorherrschenden stratosphärischen Winde von Westen kommen, die längsten Wellen – hauptsächlich Wellen der Wellenzahlen 1 bis 3 – sich in der Vertikalen ausbreiten können.

Charney, J.G., und P.G. Drazin, Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 66 (1), 83-109, 1961.

Interne Variabilität der Stratosphäre

- Diese Theorie wurde mittlerweile erweitert, um der starken inhomogenen Beschaffenheit des stratosphärischen Hintergrundzustandes Rechnung zu tragen und auch der starken Gradienten der potentiellen Wirbelstärke (engl. potential vorticity, PV) am Rande des Polarwirbels (z.B. Scott et al., 2004).

Scott, R.K., D.G. Dritschel, L.M. Polvani, und D.W. Waugh, Enhancement of Rossby wave breaking by steep potential vorticity gradientis in the winter stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 61 (8), 904-918, 2004.

- Nimmt man eine stetige Quelle für Wellen in der Troposphäre an, so führt jede Veränderung im stratosphärischen PV-Gradienten zu einer Änderung der vertikalen Wellenflüsse, was zu einem Anstieg der Möglichkeit intern angetriebener Variabilität der Stratosphäre führt.

Interne Variabilität der Stratosphäre

- Studien mit numerischen Atmosphärenmodellen legen nahe, dass eine realistische stratosphärische Variabilität auch erzeugt werden kann, auch wenn troposphärische Variabilität nicht berücksichtigt wird (Scott und Polvani, 2004; 2006).

Scott, R.K., und L.M. Polvani, Stratospheric control of upward wave flux near the tropopause, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02115, doi: 10.1029/2003GL017965, 2004.

Scott, R.K., und L.M. Polvani, Internal variability of the winter stratosphere. Part I: Time independent forcing, *J. Atmos. Sci.*, 63 (11), 2758-2776, doi: 10.1175/JAS3797.1, 2006.

Interne Variabilität der Stratosphäre

- Die Modulation vertikaler Wellenflüsse in die Stratosphäre durch den Aufbau der Stratosphäre ist möglicherweise davon abhängig, in wie weit die Stratosphäre als Resonanzkörper agiert, einschließlich der Reflektion von (quasi-) stationären planetaren Wellen nach unten (McIntyre, 1982; Smith, 1989).

McIntyre, M.E., How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings?, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 60 (1), 37-65, 1982.

Smith, A.K., An investigation of resonant waves in a numerical model of an observed sudden stratospheric warming, *J. Atmos. Sci.*, 46 (19), 3038-3054, 1989.

- Des Weiteren ist die troposphärische Zirkulation selbst durch den Zustand der Stratosphäre, über diese Prozesse, beeinflusst.

Interne Variabilität der Stratosphäre

- Eine Reflektion der Energie stationärer planetarer Wellen kann statt finden, wenn der Polarwirbel einen kritischen Schwellwert in der unteren Stratosphäre übersteigt (hohe Windgeschwindigkeiten), was zu einer strukturellen Änderung der bestimmenden troposphärischen Variabilitätsmuster (Moden) führt (Perlwitz und Graf, 2001; Castanheira und Graf, 2003; Walter und Graf, 2005).

Perlwitz, J., und H.-F. Graf, Troposphere-stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (2), 271-274, doi: 10.1029/2000GL012405, 2001.

Castanheira, J.M., und H.-F. Graf, North Pacific - North Atlantic relationships under stratospheric control?, *J. Geophys. Res.*, 108 (D1), 4036, doi: 10.1029/2002JD002754, 2003.

Walter, K., und H.-F. Graf, The North Atlantic variability structure, storm tracks, and precipitation depending on the polar vortex strength, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 239-248, 2005.

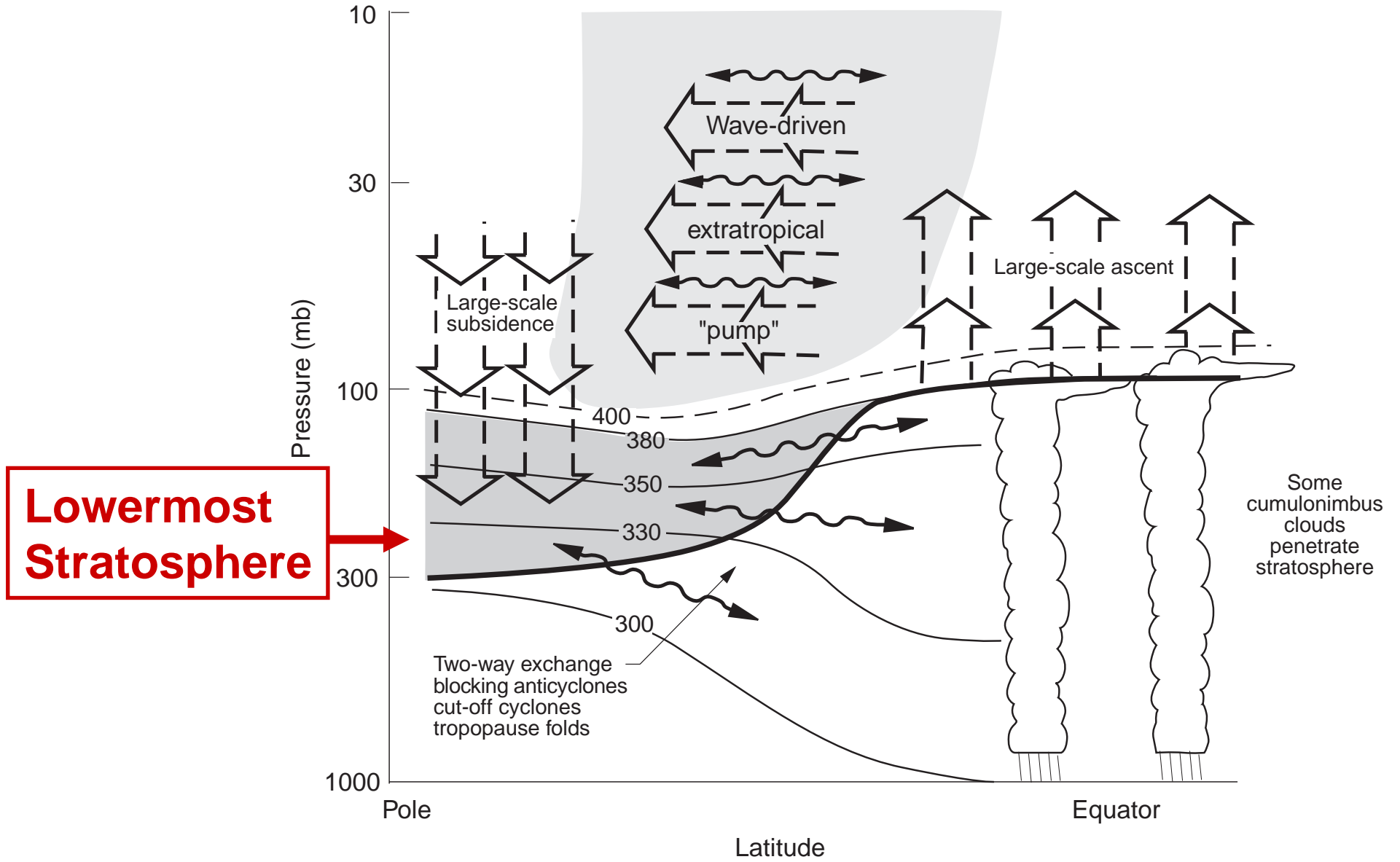
Transport von Luftmassen in die Stratosphäre

- Das Brechen planetarer Wellen in der Stratosphäre ist auch für den Transport von Luftmassen (chemische Substanzen, Partikel) aus der Troposphäre in die Stratosphäre und innerhalb der Stratosphäre wichtig.
- Die mittlere Zirkulation der Stratosphäre ist vor allem eine durch Wellen angetriebene Pumpe ("wave-driven pump", Holton et al., 1995) bei der die stratosphärischen Wellen ("wave drag") Luftmassen polwärts (meridional) und über den Polarregion abwärts verfrachten. (Siehe Kapitel 2.)
- Dies hat u.a. zur Folge, dass Luftmassen aus der tropischen unteren Stratosphäre langsam nach oben aufsteigen (0.2 - 0.3 mm/s) und ozonarme Luft aus der Troposphäre in die Stratosphäre verfrachten.

Transport von Luftmassen in die Stratosphäre

- Dort, mit zunehmender Höhe, wird die photochemische Ozonproduktion effektiver. Das Aufsteigen der Luft in den Tropen wird durch die jahreszeitlichen Veränderungen und die QBO moduliert (Baldwin et al., 2001).
- In der Westphase der QBO (in 40-50 hPa) ist die Aufstiegsrate geringer und somit ist mehr Zeit für die photochemische Ozonproduktion. Die tropische Ozongesamtsäule ist erhöht.
- In den Subtropen und Extra-Tropen gibt es einen Transport von Luftmassen aus der Troposphäre in die unterste Stratosphäre ("lowermost stratosphere") durch quasi-isentrope Bewegung im Zusammenhang mit synoptisch-skalierten und meso-skalierten Bewegungen (z.B. barokline Wirbel, Fronten). Siehe Abbildung.

Transport von Luftmassen in die Stratosphäre



Transport von Luftmassen in die Stratosphäre

- Mit der gleichen Zirkulation findet ein beträchtlicher Transport von der Stratosphäre in die Troposphäre statt.
- Eine Quantifizierung dieser Transporte in zwei Richtungen ($T \rightarrow S = TST$ und $S \rightarrow T = STT$) hat in den letzten Jahren Fortschritte gemacht (Auswertung von Messdaten und Modellsimulationen; siehe Stohl et al., 2003 – guter Übersichtsartikel).

Stohl, A., H. Wernli, P. James, M. Bourqui, C. Forster, M.A. Liniger, P. Seibert, and M. Sprenger, A new perspective of stratosphere-troposphere exchange. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1565-1573, 2003.

- Extra-tropische NH: großer nach oben gerichteter Massenfluss von $372.3 * 10^{17} \text{ kg yr}^{-1}$; nach unten gerichteter Massenfluss ist $376.7 * 10^{17} \text{ kg yr}^{-1} \Rightarrow$ kleiner jährlicher **Netto-Massenfluss von $4.4 * 10^{17} \text{ kg yr}^{-1}$ nach unten.**

Transport von Luftmassen in die Stratosphäre

- Trotzdem bleiben große quantitative Unsicherheiten, vor allem wegen der Bedeutung klein-skaliger Bewegungen, zum Beispiel bei konvektiven Systemen aber auch beim Transport von der Troposphäre in die Stratosphäre und anders herum.

Modellierung und Parametrisierung von klein-skaligen Wellen

- Bei der Bestimmung des klimatologischen Zustandes der Stratosphäre ist die Berücksichtigung der Wellendynamik von großer Bedeutung.
- Jede systematische Änderung in der Erzeugung, Ausbreitung oder Dissipation von Wellen (sowohl die "aufgelösten" als auch die parametrisierten) haben systematische Veränderungen in der Temperaturstruktur der Stratosphäre zur Folge.
- Die Fähigkeit, klimatologische und raum-zeitliche Änderungen stratosphärischer Eigenschaften zu simulieren, hängt ganz wesentlich davon ab, wie zuverlässig man die nicht-lineare Wellendynamik simulieren kann.

Modellierung und Parametrisierung von klein-skaligen Wellen

- Atmosphärenmodelle haben in der Regel eine unzureichende horizontale und vertikale Auflösung, um beispielsweise barokline Wirbel, die Wechselwirkung von Ozean und Landflächen bzw. die Charakteristika der Ausbreitung von planetaren und den Transport über die Tropopause zu beschreiben.
- Ein anderes Problem stellt die "tiefe" Konvektion dar, ein sehr wichtiger Anregungsmechanismus für Wellen, die sich in die Stratosphäre ausbreiten.
- In globalen Modellen ist die Konvektion ein sub-skaliger Prozess und muss daher parametrisiert werden.

Modellierung und Parametrisierung von klein-skaligen Wellen

- Eine der großen Herausforderungen bei der Modellierung der dynamischen Kopplung zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre ist die Parametrisierung nicht-aufgelöster Wellen, vor allem der nicht-orographisch angeregten Schwerewellen und ihre Rückkopplung auf den skaligen (d.h. vom Modell aufgelösten) Fluss.
- Es gibt nur wenige Beobachtungsdaten, um die troposphärischen Quellen und die grundlegende Klimatologie atmosphärischer Schwerewellen zu ermitteln (z.B. Fritts und Alexander, 2003; Kim et al., 2003).

Fritts, D.C., und M.J. Alexander, Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere, *Rev. Geophys.*, 41 (1), 1003, doi: 10.1029/2001RG000106, 2003.

Kim, Y.-J., S.D. Eckermann, und H.-Y. Chun, An overview of the past, present and future of gravity-wave drag parameterization for numerical climate and weather prediction models, *Atmos. Ocean*, 41 (1), 65-98, 2003.

Modellierung und Parametrisierung von kleinskaligen Wellen

- Parametrisierungen von zunehmender Komplexität werden entwickelt, um die Dynamik der Wellen realistischer zu modellieren.
- Achtung: Die hierbei frei wählbaren Parameter sind meistens so gewählt, dass sie das heutige Klima gut reproduzieren. Es stellt sich die Frage nach der Gültigkeit in einem zukünftigen Klima.
- Offene Frage: Sind diese Schwerewellenparametrisierungen ohne weiteres in Klimaänderungsszenarien gültig? (Siehe auch Kapitel 8.)

"Annulare" Moden

- Annulare Moden sind hemisphärische, räumliche Muster der Klimavariabilität, die durch Nord-Süd Verschiebung von Masse zwischen polaren und niedrigen Breiten charakterisiert sind (Thompson und Wallace, 2000).

Thompson, D.W.J., und J.M. Wallace, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Clim.*, 13 (5), 1000-1016, 2000.

- Troposphärische Signaturen stratosphärischer Variabilität sind häufig durch Muster annularer Moden gut beschrieben (z.B. Baldwin und Dunkerton, 2001; Gillett und Thompson, 2003).

Baldwin, M.P., und T.J. Dunkerton, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 244 (5542), 581-584, 2001.

Gillett, N.P., und D.W.J. Thompson, Simulation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, 302 (5643), 273-275, 2003.

"Annulare" Moden

- Sowohl in der Stratosphäre als auch in der Troposphäre kann man mittels annularer Moden ein Großteil der Variabilität beschreiben.
- Auf Zeitskalen von einem zum anderen Monat, ist die Variabilität annularer Moden in der Troposphäre mit der Variabilität annularer Moden in der Stratosphäre eng gekoppelt (Baldwin und Dunkerton, 1999; Thompson und Wallace, 2000).

Baldwin, M.P., und T.J. Dunkerton, Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophys. Res.*, 104 (D24), 30937-30946, 1999.

- Mit Hilfe von Zeitreihen annularer Moden kann man auch Aspekten der Stratosphäre-Troposphärenkopplung beschreiben (siehe unten).

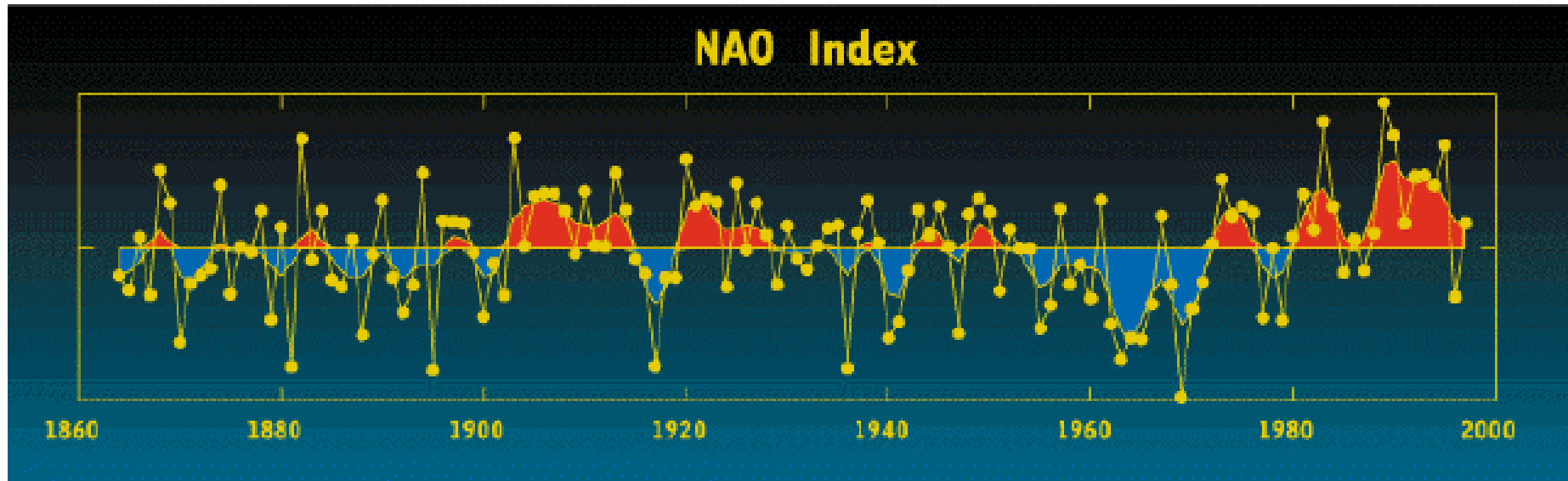
"Annulare" Moden

- Der "Northern Annular Mode" (**NAM**) nahe der Erdoberfläche ist auch bekannt als "Arctic Oscillation" (**AO**; Thompson und Wallace, 1998) oder die "North Atlantic Oscillation" (**NAO**; Hurrell, 1995).
- Der "Southern Annular Mode" (**SAM**) ist auch bekannt als die "Antarctic Oscillation" oder der "High Latitude Mode".

Thompson, D.W.J., und J.M. Wallace, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9), 1297-1300, 1998.

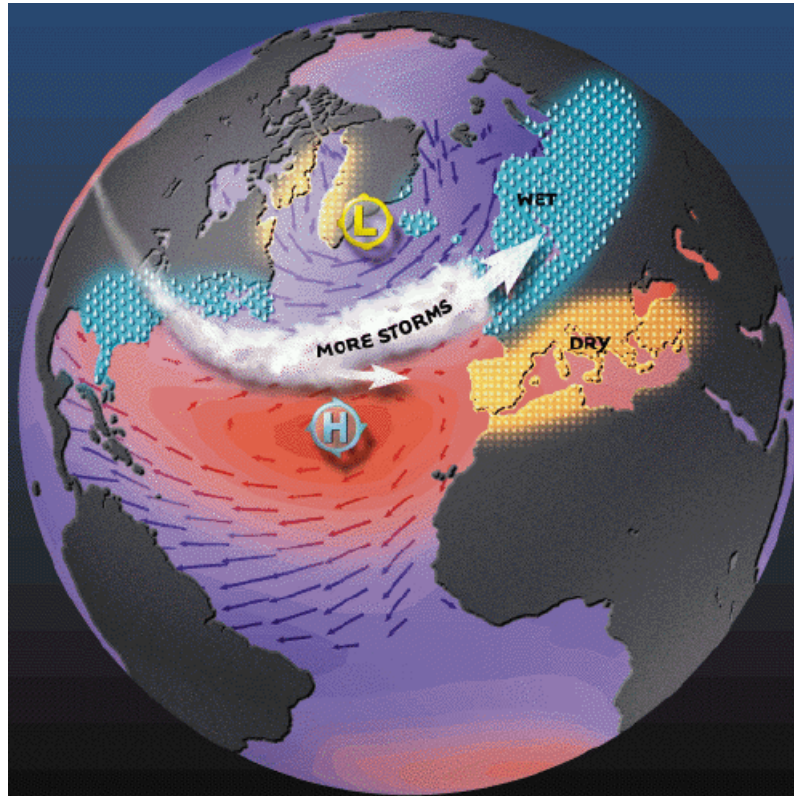
Hurrell, J.W., Decadal trend in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269 (5224), 676-679, 1995.

Beispiel: NAO



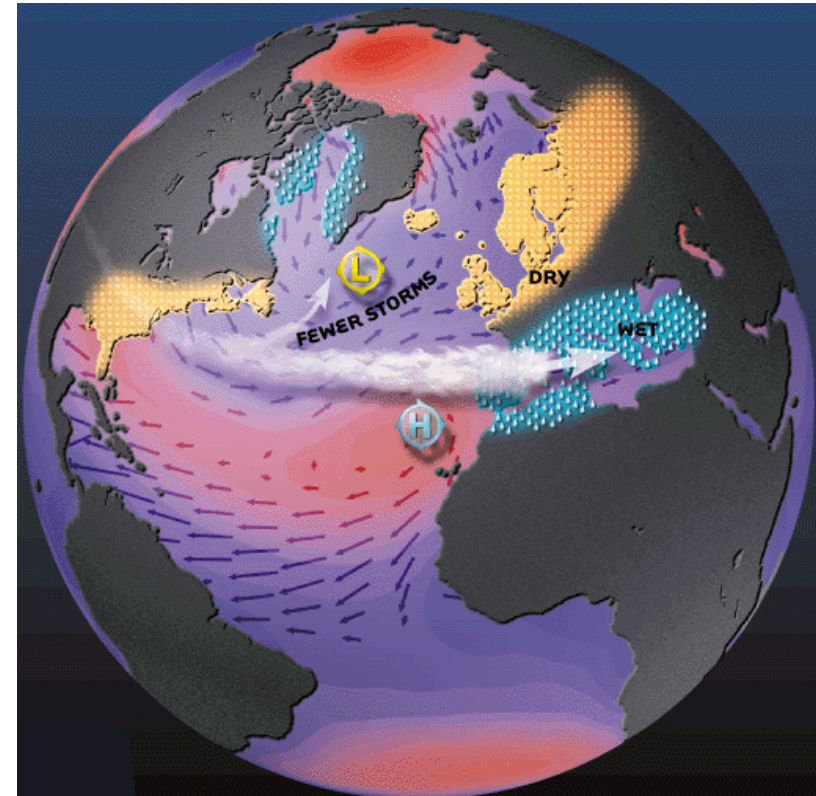
Der sogenannte **NAO Index** ist definiert als die Differenz der Druckanomalie zwischen dem Polartief und dem subtropischen Hoch während der (Nord-) Winter Saison (Dezember bis März).

Beispiel: NAO



Positive NAO Index

The positive NAO index phase shows a stronger than usual subtropical high pressure centre and a deeper than normal Icelandic low. The increased pressure difference results in more and stronger winter storms crossing the Atlantic Ocean on a more northerly track.



Negative NAO Index

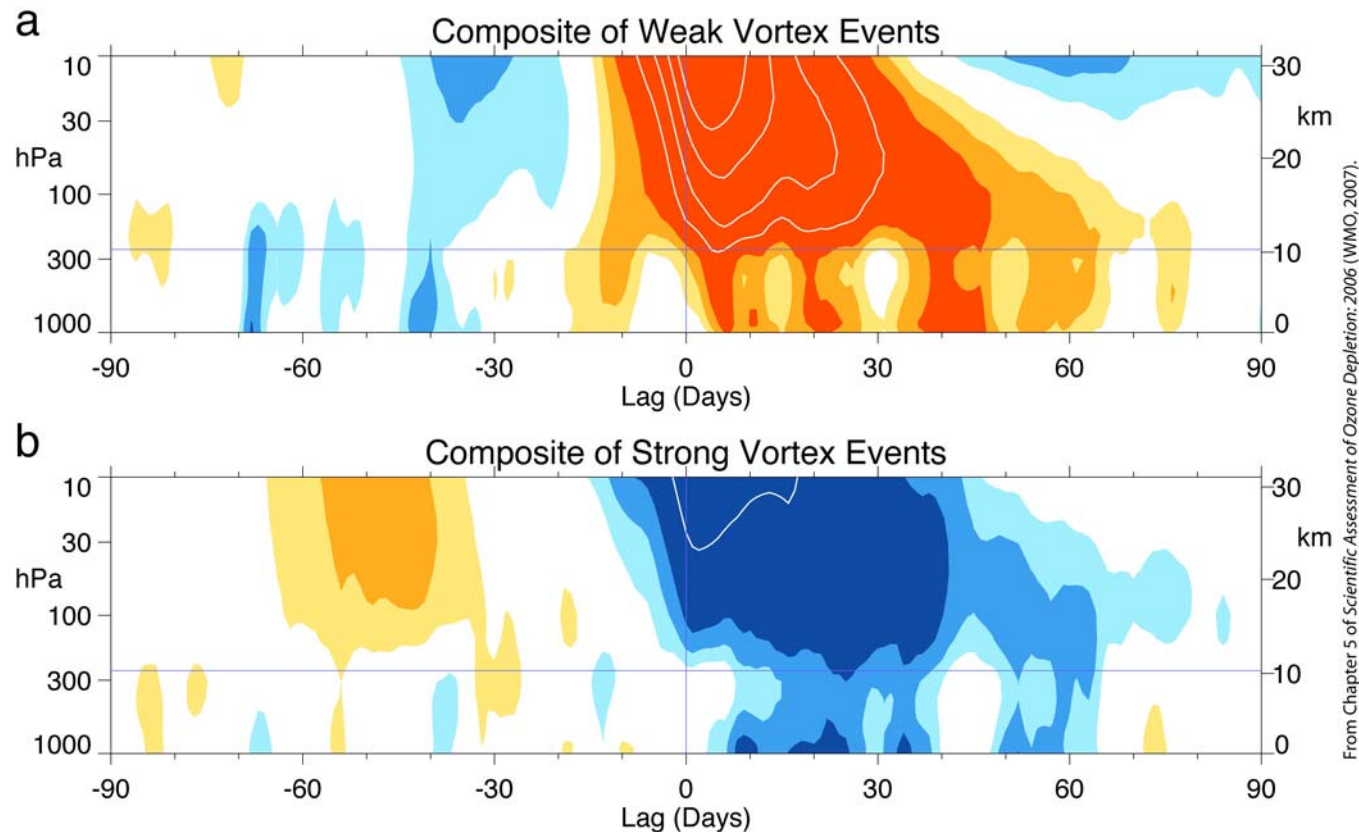
The negative NAO index phase shows a weak subtropical high and a weak Icelandic low. The reduced pressure gradient results in fewer and weaker winter storms crossing on a more west-east pathway.

Effekte stratosphärischer Variabilität auf die Troposphäre

- Analysen von Beobachtungen belegen, dass stratosphärische Prozesse Wetter und Klima beeinflussen (z.B. Scaife et al., 2005).

Scaife, A.A., J.R. Knight, G.K. Vallis, und C.K. Folland, A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18715, doi: 10.1029/2005GL023226, 2005.

Effekte stratosphärischer Variabilität auf die Troposphäre



The figure shows composites of indices of the Northern Hemisphere Annular Mode (NAM) during periods when the stratospheric vortex rapidly changes strength. It reveals that within the winter season when the stratospheric flow is westerly, changes to the strength of the northern polar vortex are, on average, accompanied by similarly signed and similarly persistent changes to the tropospheric flow (Baldwin and Dunkerton, 1999; 2001).

Effekte stratosphärischer Variabilität auf die Troposphäre

- Die gezeigte Abbildung würde entsprechend aussehen, wenn man anstelle des "Annular mode index" die Zonalwindgeschwindigkeit in höheren Breiten ($\sim 60^\circ\text{N}$) verwendet.
- Die Analyse deutet darauf hin, dass Änderungen in der Stärke des Polarwirbels, vor allem im Bereich der untersten ("lowermost") Stratosphäre, troposphärische Flüsse (Bewegungen) beeinflussen können.

Effekte stratosphärischer Variabilität auf die Troposphäre

- Trotz der offensichtlichen Zusammenhänge sind die prinzipiellen Mechanismen, die zur Übertragung der stratosphärischen Variabilität auf die troposphärische Zirkulation führen, nach wie vor unbekannt.
- Nach derzeitigem Kenntnisstand liegt die Erklärung für die beobachteten Kopplungen in einem oder mehreren der folgenden physikalischen Prozesse:

Effekte stratosphärischer Variabilität auf die Troposphäre

1. Geostrophische und hydrostatische Anpassung der troposphärischen Flüsse aufgrund anormaler Welleneffekte ("wave drag") (Haynes et al., 1991; Thompson et al., 2006) und anormaler diabatischer Heizung in der Stratosphäre (Thompson et al., 2006).

Haynes, P.H., C.J. Marks, M.E. McIntyre, T.G. Shepherd, und K.P. Shine, On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces, *J. Atmos. Sci.*, 48 (4), 651-678, 1991.

Thompson, D.W.J., J.C. Furtado, und T.G. Shepherd, On the tropospheric response to anomalous stratospheric wave drag and radiative heating, *J. Atmos. Sci.*, 63, 2616-2629, 2006.

Effekte stratosphärischer Variabilität auf die Troposphäre

2. Der Einfluss von anormaler Scherung der zonalen Bewegung in der unteren Stratosphäre auf den Impulsfluss durch barokline Wirbel (Shepherd, 2002; Kushner and Polvani, 2004; Wittman et al., 2004).

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

Kushner, P.J., and L.M. Polvani, Stratosphere-troposphere coupling in a relatively simple AGCM: The role of eddies, *J. Clim.*, 17 (3), 629-639, 2004.

Wittman, M.A.H., L.M. Polvani, R.K. Scott, and A.J. Charlton, Stratospheric influence on baroclinic lifecycles: connection to the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16113, doi: 10.1029/2004GL020503, 2004.

Effekte stratosphärischer Variabilität auf die Troposphäre

3. Verstärkung durch interne troposphärische Dynamik (Song and Robinson, 2004).

Song, Y., und W.A. Robinson, Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 61 (14), 1711-1725, 2004.

4. Einfluss anomaler Scherung im Tropopausenniveau auf die vertikale Ausbreitung von Wellen (Chen und Robinson, 1992; Shindell et al., 1999; Limpasuvan und Hartmann, 2000).

Chen, P., und W.A. Robinson, Propagation of planetary waves between the troposphere and stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 49 (24), 2533-2545, 1992.

Shindell, D., D. Rind, N. Balachandran, J. Lean, und P. Lonergan, Solar cycle variability, ozone, and climate, *Science*, 284 (5412), 305-308, 1999.

Limpasuvan, V., und D.L. Hartmann, Wave-maintained annular modes of climate variability, *J. Clim.*, 13 (24), 4414-4429, 2000.

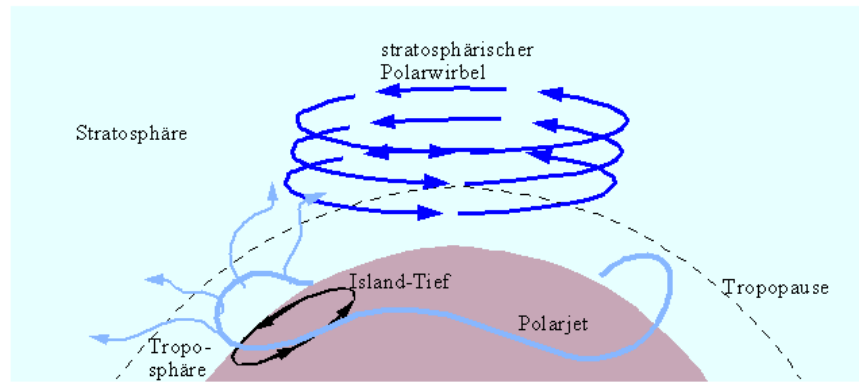
Effekte stratosphärischer Variabilität auf die Troposphäre

5. Reflektion von planetaren Wellen (Hartmann et al., 2000; Perlwitz und Harnik, 2004).

Hartmann, D.L., J.M. Wallace, V. Limpasuvan, D.W.J. Thompson, und J.R. Holton, Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change?, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 97 (4), 1412-1417, 2000.

Perlwitz, J., und N. Harnik, Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes, *J. Clim.*, 17 (24), 4902-4909, 2004.

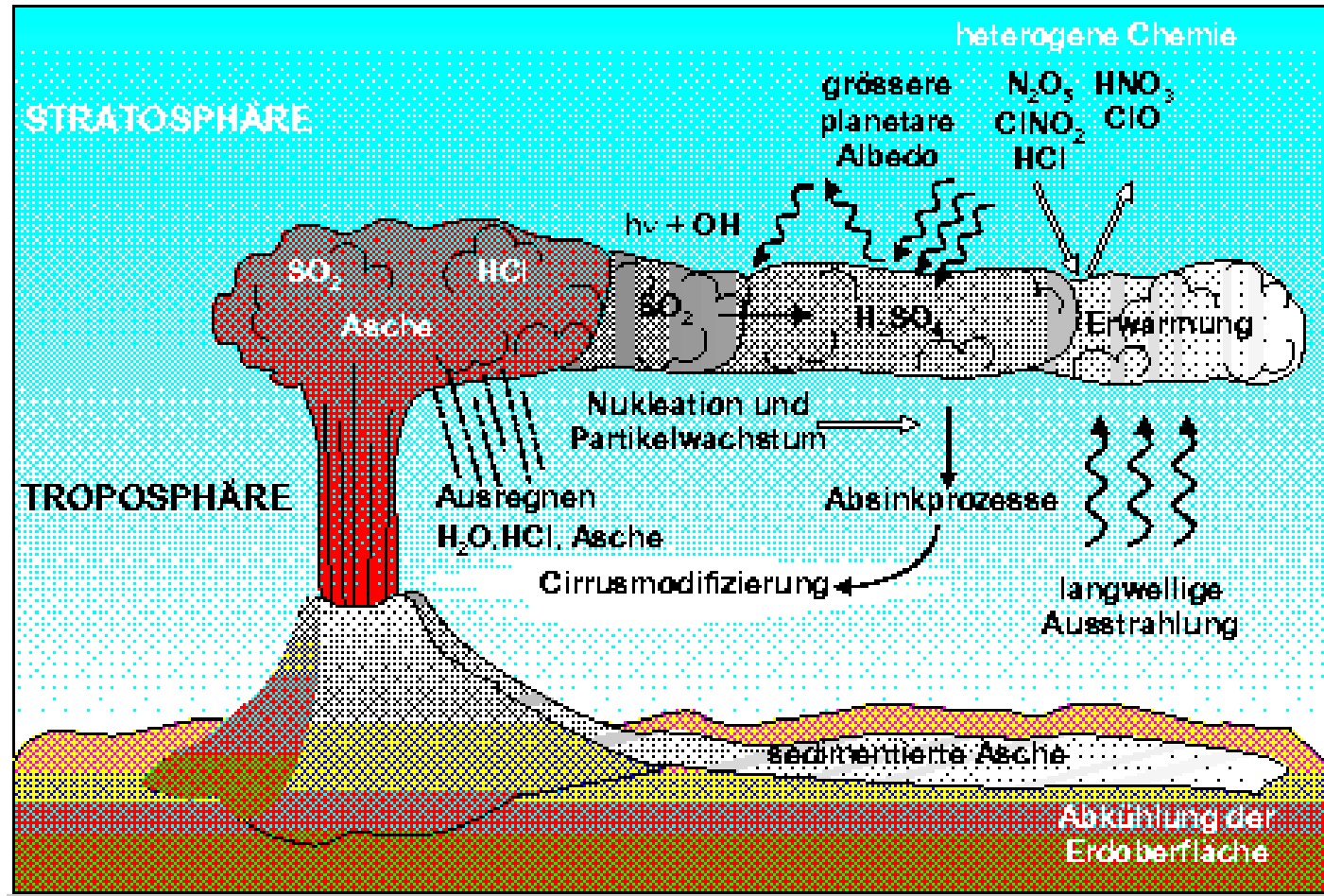
- Durch Mechanismen dieser Art können langzeitliche Veränderungen in der Temperatur und Zirkulation der Stratosphäre möglicherweise Wettermuster nahe der Erdoberfläche beeinflussen (z.B. Anomalien der Strahlungsheizung durch erhöhte Treibhausgaskonzentrationen oder Änderungen in der Ozonverteilung).



Ende Kapitel 3

Kapitel 4

Chemische Zusammensetzung der Troposphäre und stratosphärische Aerosole



Kapitel 4: Gliederung

- Einleitung
- Chemische Zusammensetzung der Troposphäre
- Herkunft stratosphärischer Aerosole
- Bedeutung stratosphärischer Aerosole

Einleitung

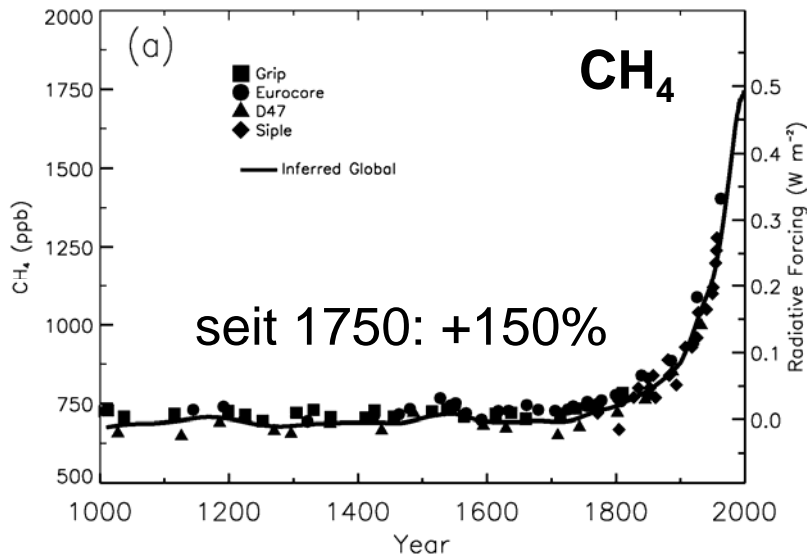
- Viele chemische Substanzen in der Stratosphäre haben ihre Quellen in der Troposphäre.
- Jede Änderung der chemischen Zusammensetzung der Troposphäre kann die chemische Zusammensetzung der Stratosphäre beeinflussen.
- Die chemischen Substanzen werden entweder direkt in der Troposphäre emittiert (die meisten davon nahe oder direkt an der Erdoberfläche) oder sie sind Oxidationsprodukte der emittierten Substanzen.

Chemische Zusammensetzung der Troposphäre

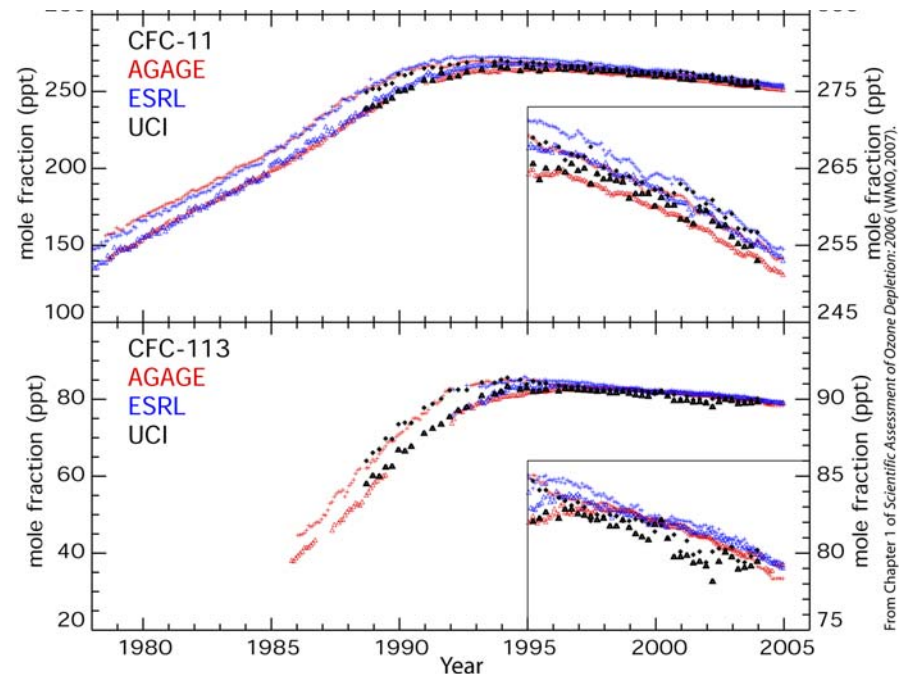
- Die bedeutendsten Quellgase für stratosphärischen Wasserstoff, Halogene (Cl, Br) und Schwefel nicht-vulkanischen Ursprungs sind langlebige Substanzen (H_2O , CH_4 , N_2O , organische Halogengase wie zum Beispiel FCKWs, Halone und Kohlenstoffsulfidoxid, engl. Carbon Oxide Sulfide: COS).
- Bodenemissionen von kurzlebigen Substanzen (SO_2 , Dimethylsulfid, engl. Dimethyl Sulfide: DMS) sind ebenfalls wichtige Quellen von Schwefel in der Stratosphäre sowie natürlich auch große vulkanische Eruptionen.

Chemische Zusammensetzung der Troposphäre

- Langzeitige Anstiege der Konzentrationen von CH_4 , N_2O und FCKWs wurden durch den Anstieg anthropogener Emissionen verursacht.
- Trotzdem haben die Emissionen der meisten stratosphärischen Quellgase eine bedeutende natürliche Komponente.



N_2O -Anstieg seit 1750: +16%



Chemische Zusammensetzung der Troposphäre

- Beispiel: Natürliche Emissionen machen etwa ein Drittel der CH₄ Quellen aus, mehr als die Hälfte der N₂O Quellen (IPCC, 2001) und sie sind die dominierende Quelle für Carbonylsulfid (engl. carbonyl sulfide: OCS) (SPARC, 2006).

SPARC (Stratospheric Processes And their Role in Climate), *SPARC Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP)*, edited by L. Thomason und T. Peter, *World Climate Research Program Report 124, SPARC Report 4*, 346 pp., Verrières le Buisson, France, 2006.

- Da natürliche Quellen sicherlich durch Klimaänderungen beeinflusst sind (Änderungen der Temperatur, der Niederschläge, der Vegetation), ist es wichtig ihre Empfindlichkeit auf Klimaänderungen abzuschätzen, um diesen Effekt bei Vorhersagen ihrer zukünftigen Entwicklung zu berücksichtigen.

Chemische Zusammensetzung der Troposphäre

- Natürliche Emissionen repräsentieren auch eine große Quelle von wichtigen kurzlebigen Substanzen, wie zum Beispiel die NO Emissionen aus dem Boden und durch Blitze, oder Emissionen von nicht-Methankohlenwasserstoffen (engl. non-methane hydrocarbons: NMHC; zum Beispiel Isopren).
- Im Kapitel 2 des WMO Ozonberichts (2007) findet man Details zu den Quellen und dem Transport von halogenierten kurzlebigen Substanzen sowie ihrer Bedeutung für die Stratosphäre. Auch viele dieser Substanzen sind meistens natürlichen Ursprungs.

Chemische Zusammensetzung der Troposphäre

- Die Lebenszeiten dieser kurzlebigen Substanzen sind im Vergleich zu den Transportzeiten derart, dass nur ein Bruchteil der Bodenemissionen die Stratosphäre erreicht.
- Sie beeinflussen auch die chemische Zusammensetzung der Troposphäre und somit potentiell auch die Lebenszeiten anderer Spurengase; zum Beispiel durch Änderungen der Konzentration des atmosphärischen Hydroxylradikals (engl. hydroxyl radical: OH).

Chemische Zusammensetzung der Troposphäre

- In den letzten Jahren wurden bei der Abschätzung der Klimasensitivität natürlicher Emissionen Fortschritte erzielt.
- Beispiel: Die Emissionen von CH₄ aus Feuchtgebieten könnten bei einem Temperaturanstieg von 1°C um 20% anwachsen (Walter und Heimann, 2000).

Walter, B.P., und M. Heimann, A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate, *Global Biogeochem. Cycles*, 14 (3), 745-765, 2000.

- Die Emissionen kurzlebiger Substanzen, zum Beispiel biogene Kohlenwasserstoffe, würden bei einem Temperaturanstieg ebenfalls anwachsen.

Chemische Zusammensetzung der Troposphäre

- Es ist ausgesprochen schwierig die durch den Klimawandel verursachten Änderungen der natürlichen Emissionen zu quantifizieren, da die Temperatur nicht der einzig bestimmende Faktor ist.
- Andere Faktoren spielen auch eine Rolle: Wasserspiegel, Bodenfeuchte, Vegetationsgrad, biogene Produktivität oder Freisetzung atmosphärischer Schadstoffe. Der Einfluss und die Bedeutung ist abhängig von der jeweils emittierten Substanz.
- Vernachlässigt man die Landnutzungsänderungen, so erwartet man einen Anstieg der meisten natürlichen Emissionen aufgrund der Erwärmung der Erdoberfläche.

Chemische Zusammensetzung der Troposphäre

- Für die Stratosphäre am wichtigsten sind die klimabedingten Anstiege der CH₄ und N₂O Emissionen.
- Beispiel: Ein weiterer Anstieg der CH₄ Konzentration würde die Erholung der Ozonschicht beschleunigen, wohingegen ein Anstieg der N₂O Konzentration zu einem verlangsamten Ozonanstieg führen würde (Randeniya et al., 2002; Chipperfield und Feng, 2003).

Randeniya, L.K., P.F. Vohralik, und I.C. Plumb, Stratospheric ozone depletion at northern mid latitudes in the 21st century: the importance of future concentrations of greenhouse gases nitrous oxide and methane, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (4), 1051, 2002.

Chipperfield, M.P., und W. Feng, Comment on: Stratospheric Ozone Depletion at northern mid-latitudes in the 21st century: The importance of future concentrations of greenhouse gases nitrous oxide and methane, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (7), 1389, doi: 10.1029/2002GL016353, 2003.

Chemische Zusammensetzung der Troposphäre

- Klimaänderungen können auch wichtige Transportprozesse verändern, die den Austausch chemischer Substanzen zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre bestimmen.
- Der vertikale Transport von Bodenemissionen in den Bereich der Tropopause ist vor allem abhängig von der Stärke der konvektiven Aktivität.
- Der Fluss von troposphärischer Luft in die Stratosphäre wird vor allem durch die Stärke des (tropischen) Aufsteigens von Luftmassen aus der Troposphäre bestimmt. Dieses Aufsteigen ist direkt mit der Stärke der Brewer-Dobson Zirkulation verbunden (siehe Kapitel 3).

Herkunft stratosphärischer Aerosole

- Schwefelsubstanzen, die aus Bodenemissionen von nicht-explosiven Vulkanen stammen (SO_2 , COS) sind wichtige Quellen für die stratosphärische Aerosolbelastung (Notholt et al., 2005).

Notholt, J., B.P. Luo, S. Fueglistaler, D. Weisenstein, M. Rex, M.G. Lawrence, H. Bingemer, I. Wohltmann, T. Corti, T. Warneke, R. von Kuhlmann, und T. Peter, Influence of tropospheric SO_2 emissions on particle formation and the stratospheric humidity, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07810, doi: 10.1029/2004GL022159, 2005.

- Stratosphärische Aerosole haben einen direkten Strahlungseinfluss, der zu einer Abnahme der Bodentemperatur führt, da mehr kurzwellige Strahlung in die Atmosphäre zurückreflektiert wird.

Herkunft stratosphärischer Aerosole

- Obwohl sich die stratosphärische, nicht-vulkanische Aerosolhintergrundverteilung in dem Zeitraum zwischen 1970 und 2004 nicht signifikant verändert hat (Deshler et al., 2006; siehe auch SPARC, 2006), könnte sie in der Zukunft ansteigen, wenn sich die konvektive Aktivität erhöht (Pitari et al., 2002), da Konvektion der Schlüsselprozess für den Transport der kurzlebigen Spezies SO₂ vom Erdboden in die obere Troposphäre und untere Stratosphäre ist.

Deshler, T., R. Anderson-Sprecher, H. Jäger, J. Barnes, D.J. Hofmann, B. Clemesha, D. Simonich, M. Osborn, R.G. Grainger, und S. Godin-Beekmann, Trends in nonvolcanic component of stratospheric aerosol over the period 1971-2004, *J. Geophys. Res.*, 111, D01201, doi: 10.1029/2005JD006089, 2006.

Pitari, G., E. Mancini, V. Rizi, und D.T. Shindell, Impact of future climate and emission changes on stratospheric aerosols and ozone, *J. Atmos. Sci.*, 59 (3), 414-440, 2002.

Herkunft stratosphärischer Aerosole

- Vulkanisches SO₂, welches in die Stratosphäre eingetragen wird, oxidiert dort zu Schwefelsäure, die kondensiert und Aerosole bildet, auf denen dann wiederum heterogene Reaktionen ablaufen.
- Vulkanische Eruptionen haben einen starken Einfluss auf die thermische Struktur der unteren Stratosphäre, da das vulkanische Aerosol einfallende solare Strahlung zurück streut und solare (nah-) infrarot und terrestrische infrarot (Wärme-) Strahlung absorbiert (z.B. Stenchikov et al., 1998; Timmreck et al., 2003).

Stenchikov, G.L., I. Kirchner, A. Robock, H.-F. Graf, J.C. Artuña, R.G. Grainger, A. Lambert, und L. Thomason, Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.*, 103 (D12), 13837-13857, 1998.

Timmreck, C., H.-F. Graf, und B. Steil, Aerosol chemistry interactions after the Mt. Pinatubo eruption, in *Volcanism and the Earth's Atmosphere*, edited by A. Robock, and C. Oppenheimer, *Geophysical Monograph 139*, 214-225, American Geophysical Union, Washington, D.C., 2003.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Heterogene Chemie, die auf den Aerosoloberflächen abläuft, beeinflusst die Ozonkonzentration; dies führt zu einem zusätzlichen (indirekten) Strahlungseffekt, der wiederum von der atmosphärischen Chlorkonzentration abhängt.
- Zusätzlich führen die daraus resultierenden geänderten meridionalen Temperaturprofile unter Umständen im Winter zu kälteren Polarwirbeln.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Der Einfluss eines Vulkanausbruchs auf die Ozonkonzentration hängt von der Menge und dem Material der Eruption ab, vor allem von der Schwefelmenge, und ob das Eruptionsmaterial die Stratosphäre erreicht.
- Auch ist die geographische Breite der Eruption sowie die Phase der QBO von Bedeutung.
- Die durch die Eruptionswolke erreichte Höhe hängt von der Explosivität der Eruption ab, nicht von der Lage des Vulkans.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Der Auswurf eines tropischen Vulkans wird nach oben verfrachtet und dann über die Brewer-Dobson Zirkulation polwärts transportiert.
- Aus diesem Grund verbreitet sich die Asche- (Gas-) Wolke weiter in einem Großteil der Stratosphäre mit einer langen Verweilzeit; entsprechende Auswürfe durch Eruptionen in mittleren und hohen Breiten werden deutlich schneller zurück in die Troposphäre verfrachtet, über den absinkenden "Ast" der Brewer-Dobson Zirkulation.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Der Einfluss zukünftiger großer Vulkaneruptionen wird von der Chlorkonzentration abhängen.
- Für geringe Chlorkonzentrationen kann die heterogene Chemie zu einem Anstieg der Ozonkonzentration in der Stratosphäre führen, wohingegen es bei hohen Chlorwerten (wie die in den letzten Jahren) zu einem zusätzlichen Ozonabbau kommt (Tie und Brasseur, 1995).

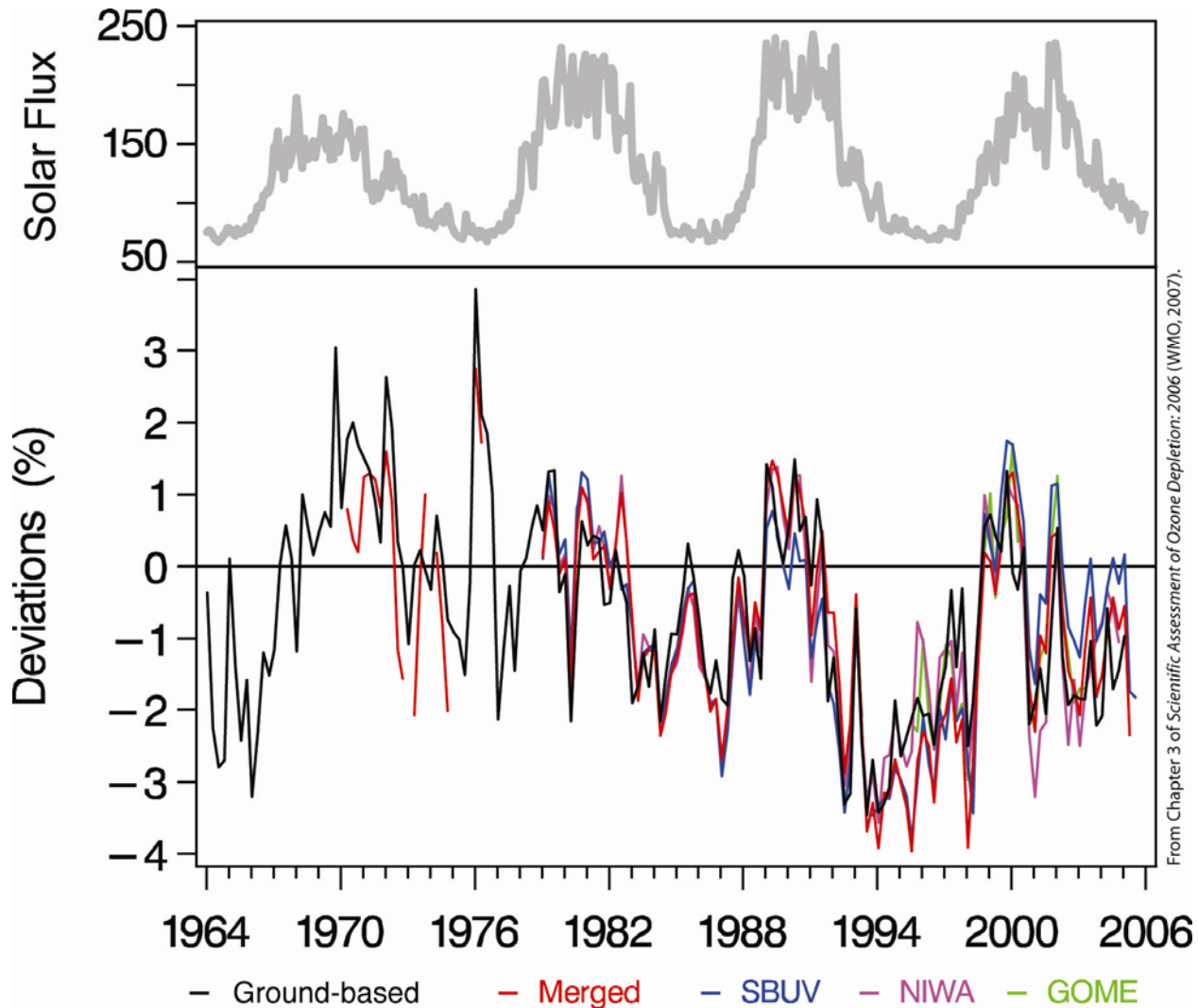
Tie, X., und G. Brasseur, The response of stratospheric ozone to volcanic eruptions: Sensitivity to atmospheric chlorine loading, *Geophys. Res. Lett.*, 22 (22), 3035-3038, 1995.

- Darüber hinaus kann das vulkanische Aerosol die Photolyseraten und somit die Ozonkonzentrationen verändern (Timmreck et al., 2003).

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Die Ergebnisse von neuesten Simulationen mit CCMs sind konsistent mit der Studie von Tie und Brasseur.
- Nach der Eruption des Vulkans Agung im Jahre 1963 war die Ozongesamtmenge deutlich reduziert, vor allem in den Tropen (siehe folgende Abbildung).

Bedeutung stratosphärischer Aerosole



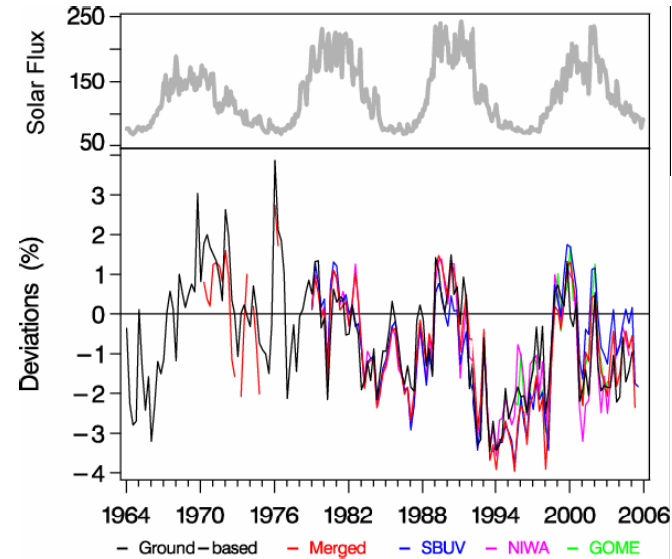
10,7 cm Solarstrahlung und Ozonanomalien in 25°S-25°N.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

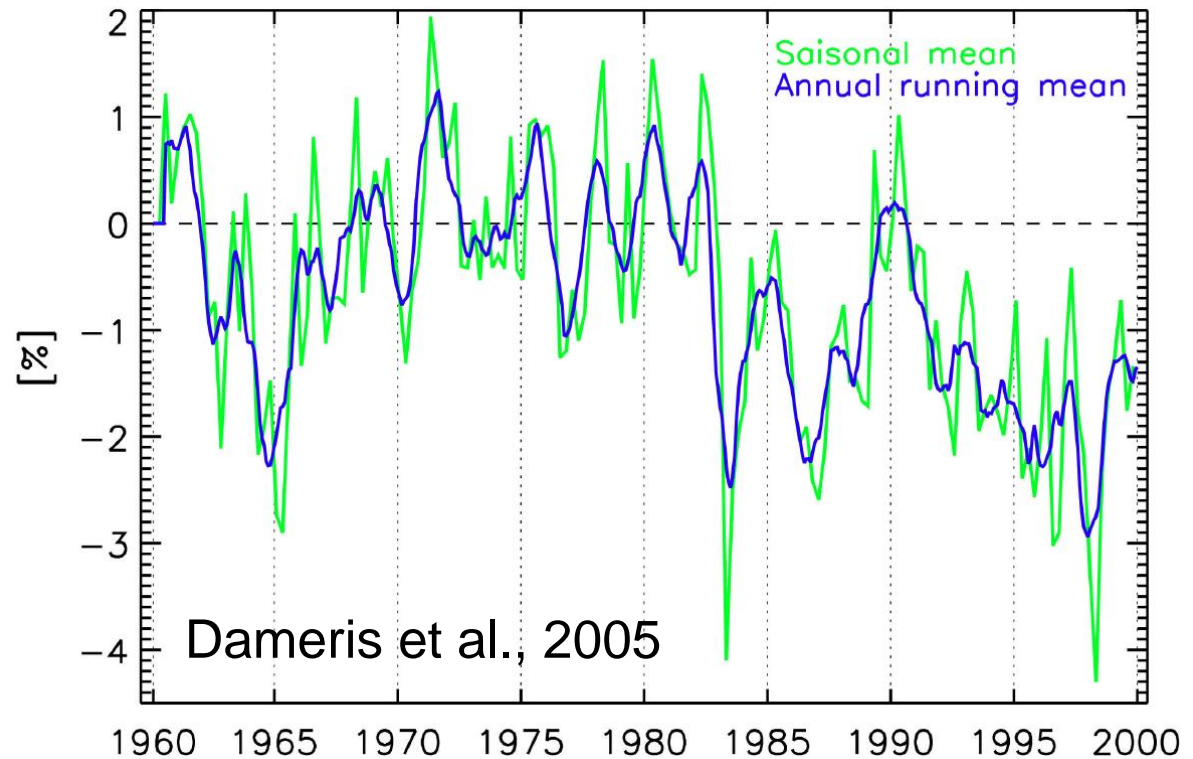
- Da die Chlorbeladung der Atmosphäre zu dieser Zeit gering war, spielte der Einfluss der Sonnenaktivität eine besondere Rolle.
- Beispiel: Das CCM E39C berechnete im Vergleich mit Beobachtungen die Abnahme der Ozonkonzentration in den Tropen um das Jahr 1965 richtig; hier wurde der Einfluss des 11-jährigen Sonnenaktivitätszyklus, der 1965 minimale Sonnenaktivität zeigte, berücksichtigt (Dameris et al., 2005).

Dameris, M., V. Grewe, M. Ponater, R. Deckert, V. Eyring, F. Mager, S. Matthes, C. Schnadt, A. Stenke, B. Steil, C. Brühl, und M.A. Giorgetta, Long-term changes and variability in a transient simulation with a chemistry-climate model employing realistic forcing, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2121-2145, 2005.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole



Beobachtung!



Modellrechnung!

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Im Anschluss an die großen Eruptionen von El Chichón (1982) und Mt. Pinatubo (1991), als die atmosphärische Chlorbeladung deutlich höher war und die Sonnenaktivität nahe dem Maximum, nahm die Ozonkonzentration in den Folgemonaten signifikant ab (in Beobachtungen und Modellrechnungen); nach zwei bis drei Jahren waren die Werte wieder "normal".
- Die in vielen Modellen simulierte globale mittlere Ozonabnahme lag bei etwa 2%, ähnlich wie beobachtet (Eyring et al., 2006; Fioletov et al., 2002; WMO, 2003).

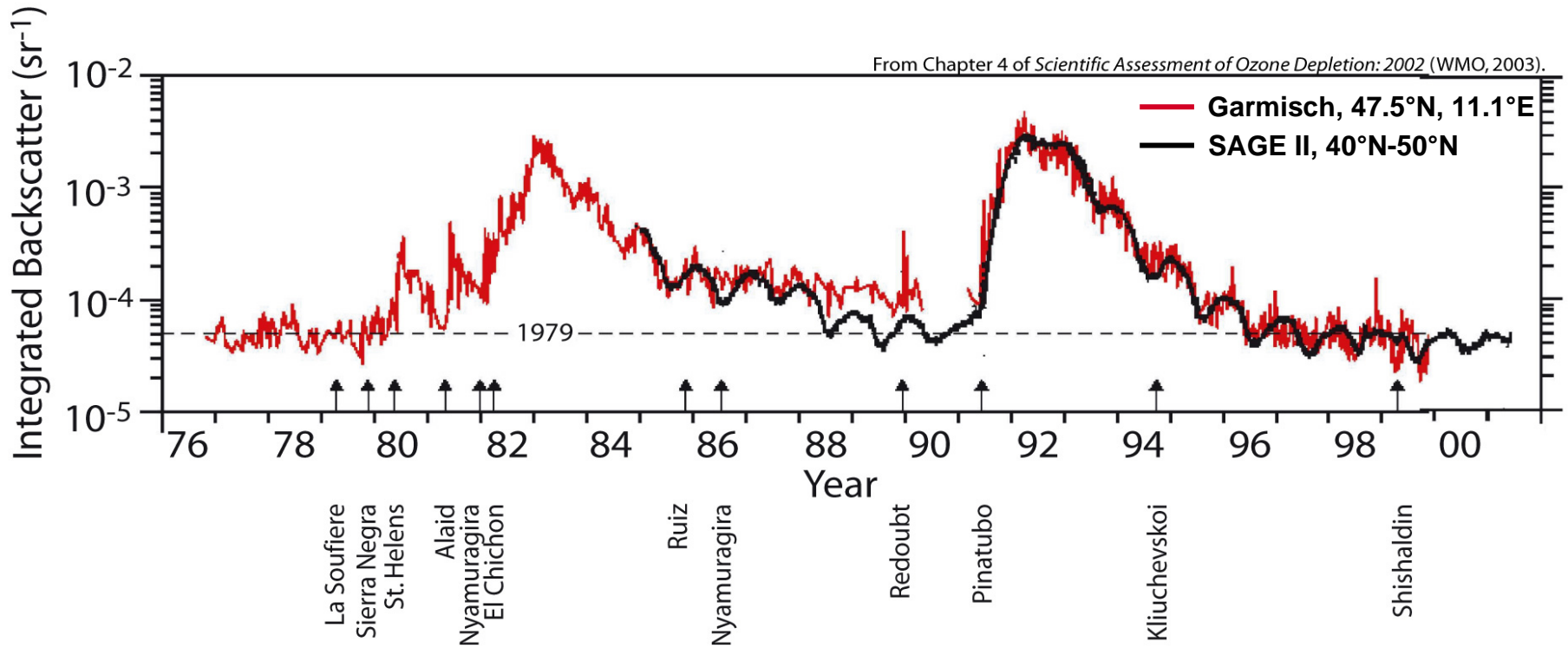
Eyring, V., et al., Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past, *J. Geophys. Res.*, 111, D22308, doi:10.1029/2006JD007327, 2006.

Fioletov, V.E., G.E., Bodeker, A.J. Miller, R.D. McPeters, und R. Stolarski, Global and zonal total ozone variations estimated from ground-based and satellite measurements: 1964-2000, *J. Geophys. Res.*, 107 (D22), 4647, doi: 10.1029/2001JD001350, 2002.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

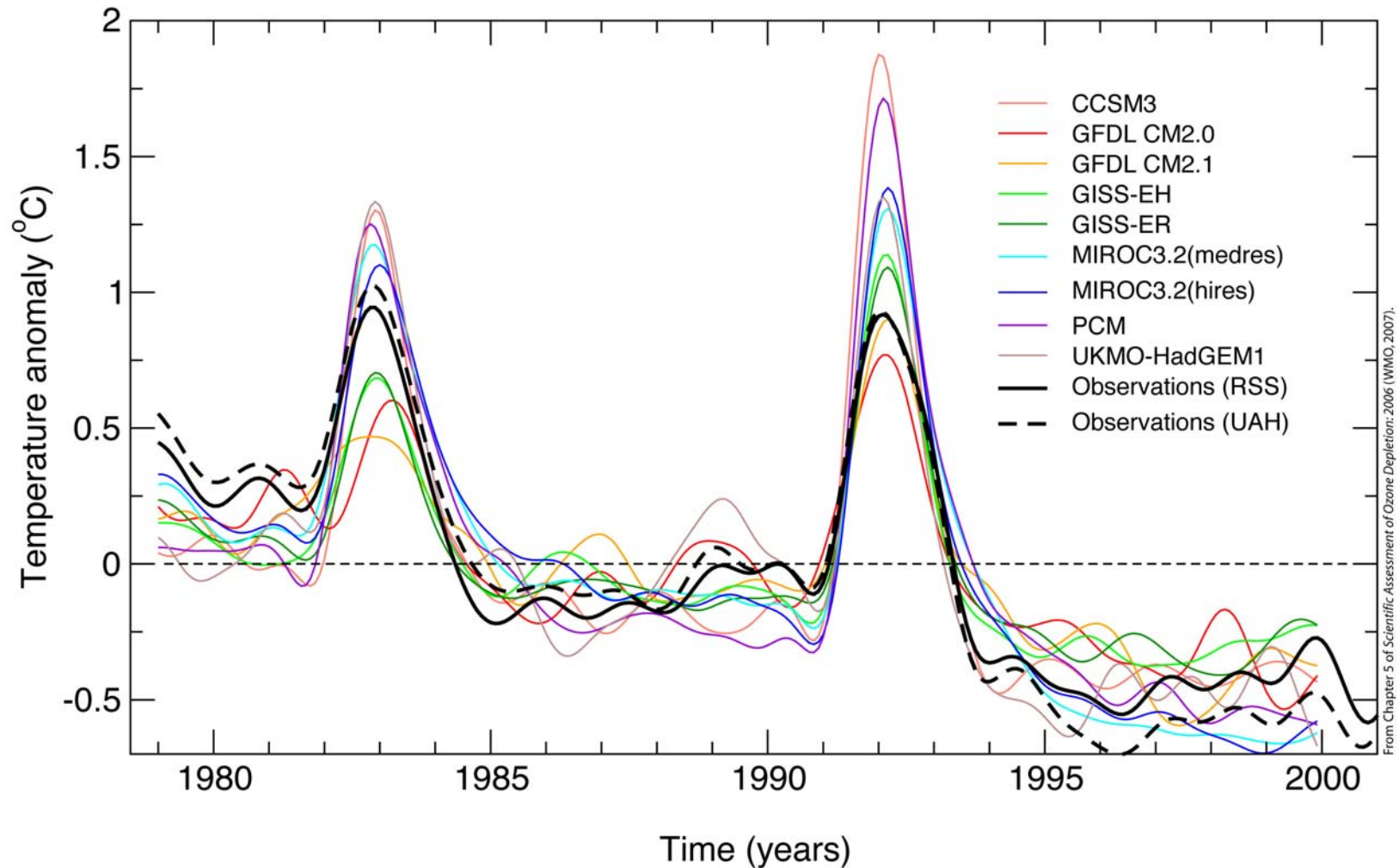
- In AGCM und CCM Simulationen ist die berechnete Temperaturstörung in der unteren Stratosphäre nach den Eruptionen von El Chichón und Mt. Pinatubo meist größer als 1 K, wohingegen die Beobachtungen einen Temperaturanstieg von etwa 1 K (Jahresmittel) zeigen (siehe nachfolgende Abbildungen).

Stratosphärische Aerosole

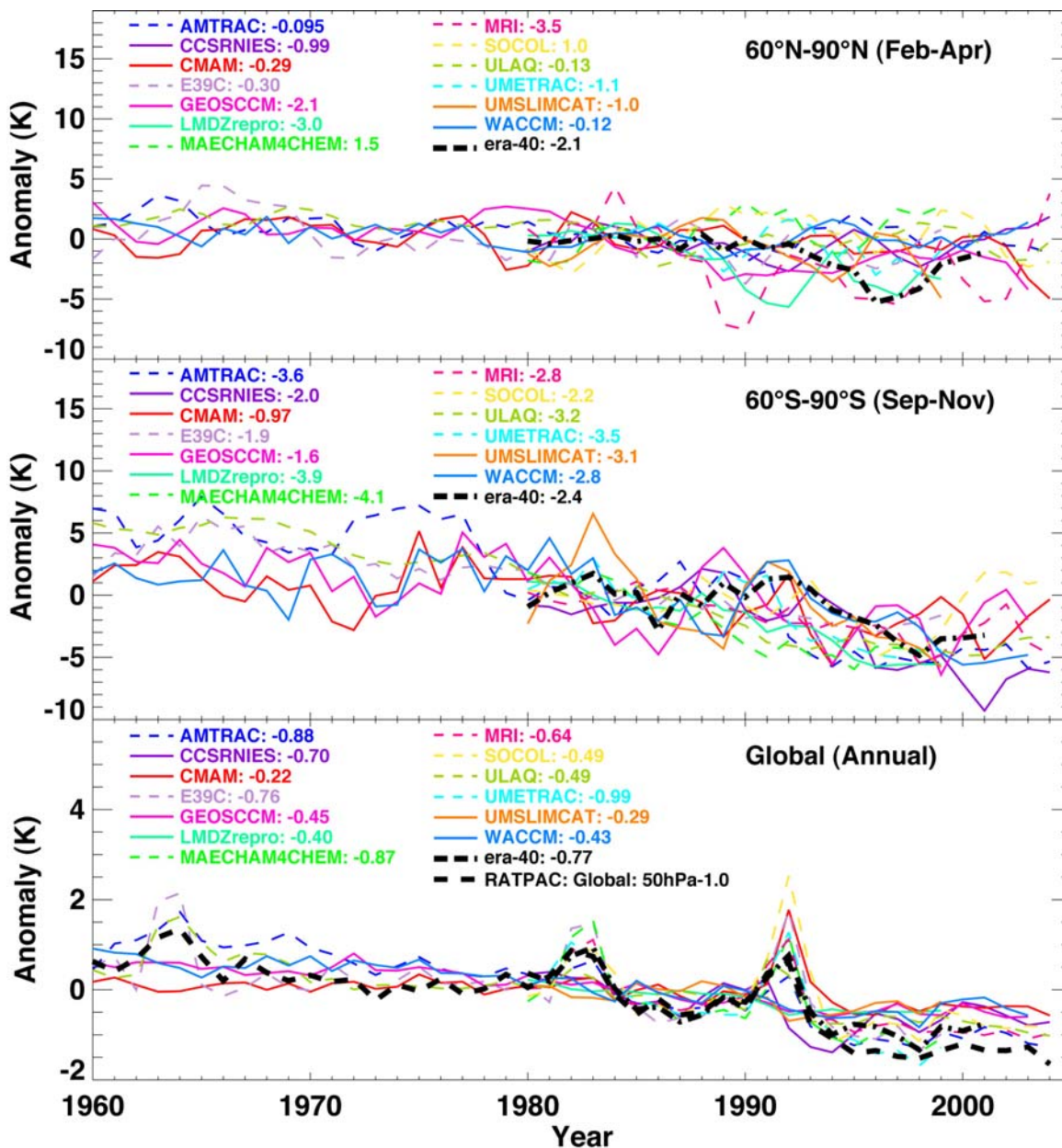


Bedeutung stratosphärischer Aerosole

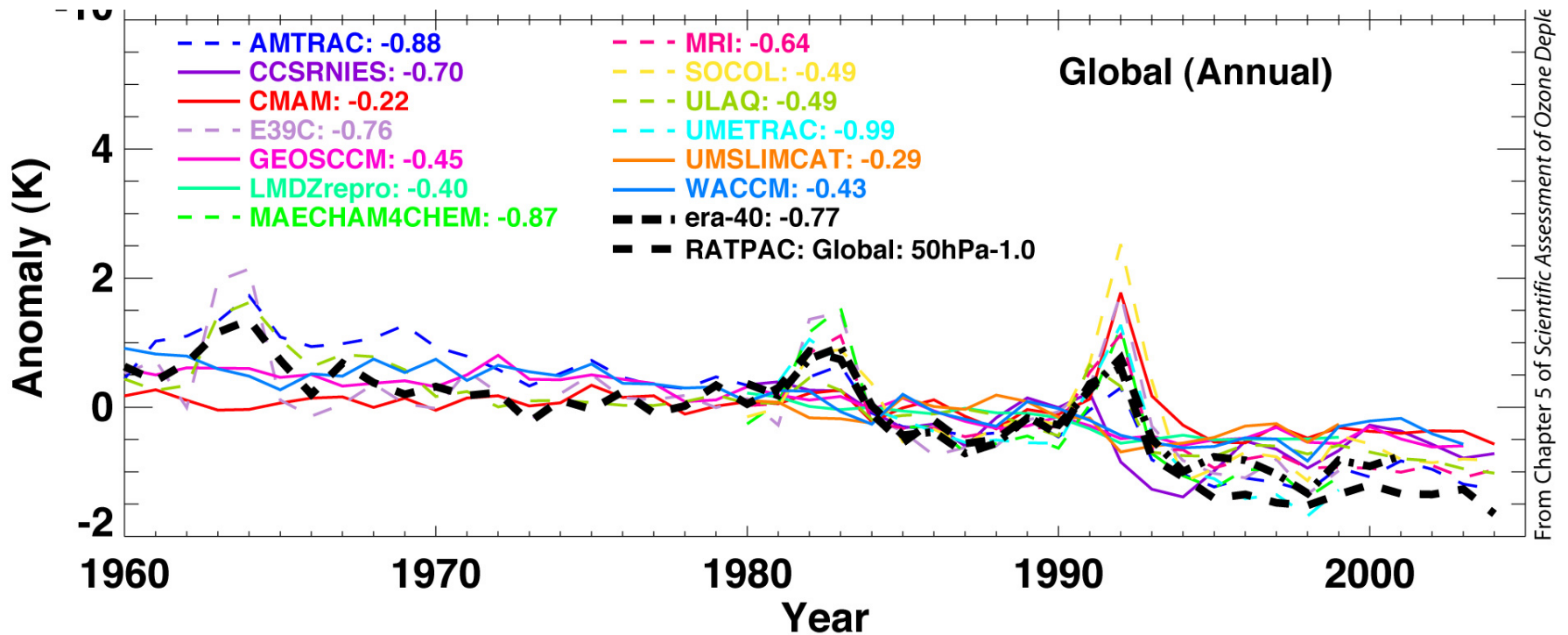
Simulated and Observed Stratospheric Temperature Changes



Bedeutung stratosphärischer Aerosole



Bedeutung stratosphärischer Aerosole



Bedeutung stratosphärischer Aerosole

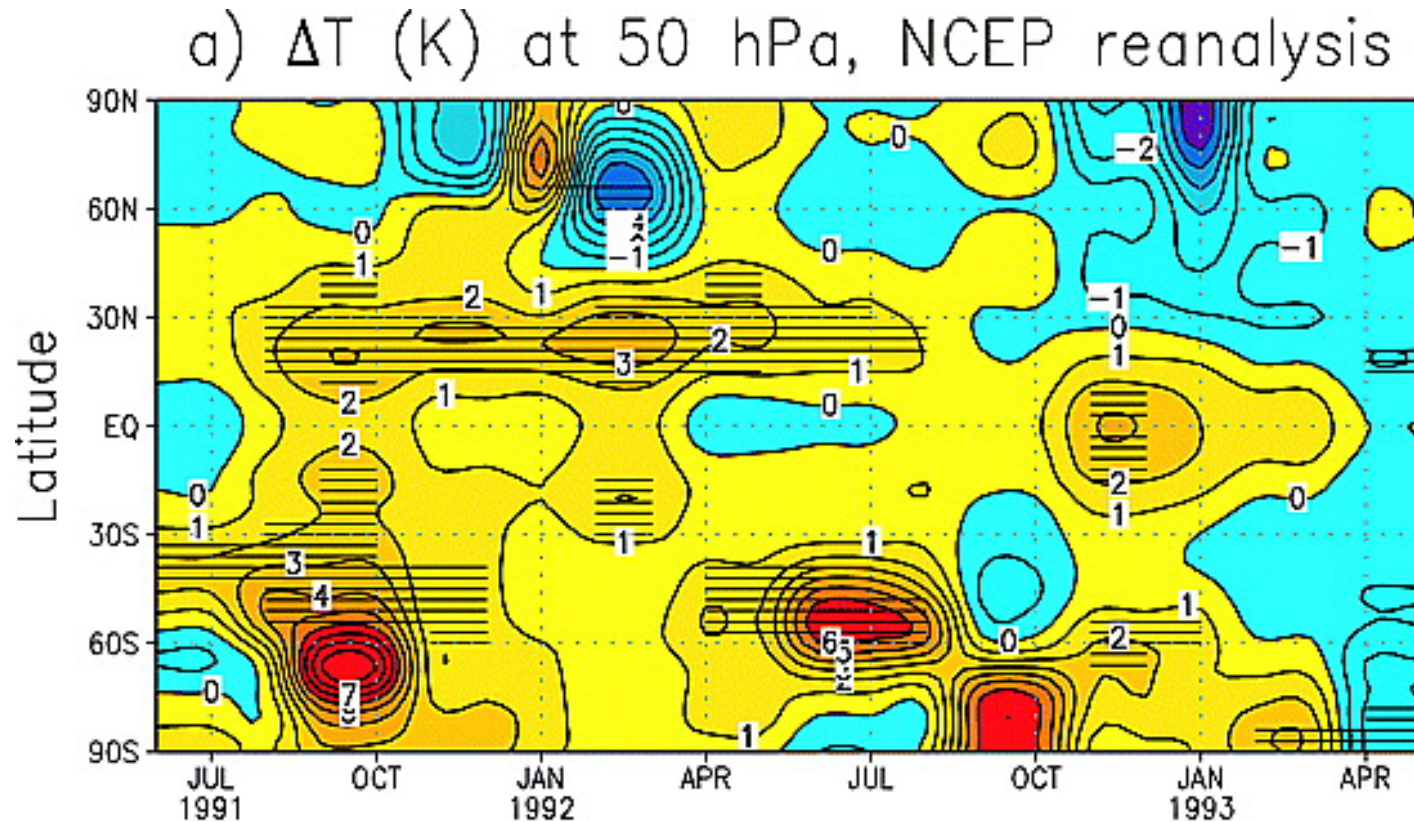
- Der Temperatureffekt ist wichtig, da dieser zu einem großen Teil die Störung in der Wasserdampfkonzentration bestimmt. Dies wiederum hat einen Einfluss auf die Ozonchemie in der unteren Stratosphäre (siehe Kapitel 12) sowie die Abkühlungsraten in der unteren Stratosphäre (siehe Kapitel 5).

Ramaswamy, V., M.D. Schwarzkopf, W.J. Randel, B.D. Santer, B.J. Soden, und G.L. Stenchikov, Anthropogenic and natural influences in the evolution of lower stratospheric cooling, *Science*, 311 (5764), 1138-1141, doi: 10.1126/science.1122587, 2006.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Temperaturvariationen, die durch vulkanische Eruptionen verursacht werden, sind für einige Jahre offensichtlich, mit einer fast überall zu beobachtenden Erwärmung; jedoch zeigen die Ergebnisse von Modellstudien, dass das von Vulkanen verursachte Temperatursignal recht unterschiedlich simuliert wird (siehe vorherige Abbildungen und Eyring et al., 2006).

Stratosphärische Erwärmung durch Aerosole



Zonal mean lower stratospheric temperature anomalies (K) at 50 hPa following the Mt. Pinatubo eruption on 15 June 1991. Calculated from NCEP reanalysis with respect to the mean for the years 1985–1990. The hatching corresponds to the 90% confidence level obtained for observations by a local Student's *t* test (Stenchikov et al., 2002).

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Sulfataerosole und Asche, die durch vulkanische Eruptionen in die Stratosphäre eingebracht werden, verursachen eine troposphärische Abkühlung (z.B. Wigley et al., 2005; Yokohata et al., 2005), obwohl Aschepartikel aufgrund der Schwerkraft absinken und somit nur eine kurze Verweilzeit in der Stratosphäre haben.

Wigley, T.M.L., C.M. Amman, B.D. Santer, und S.C.B. Raper, Effect of climate sensitivity on the response to volcanic forcing, *J. Geophys. Res.*, 110, D09107, doi: 10.1029/2004JD005557, 2005.

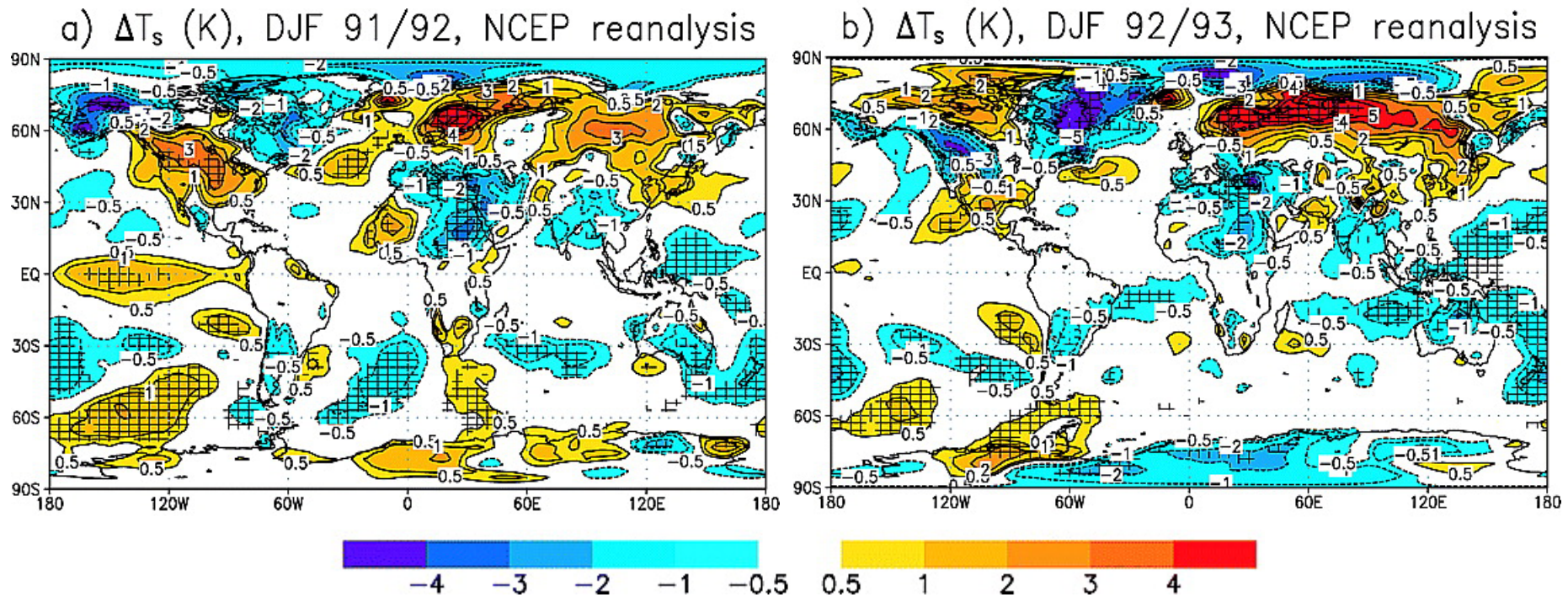
Yokohata, T., S. Emori, T. Nozawa, Y. Tsusima, T. Ogura, und M. Kimoto, Climate response to volcanic forcing: Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere-ocean circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21710, doi: 10.1029/2005GL023542, 2005.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Aufgrund einer troposphärischen Abkühlung erwartet man eine Änderung in der troposphärischen Zirkulation und auch in der Wechselwirkung zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre (Stenchikov et al., 2002).

Stenchikov, G., A. Robock, V. Ramaswamy, M.D. Schwarzkopf, K. Hamilton, und S. Ramachandran, Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion, *J. Geophys. Res.*, 107 (D24), 4803, doi: 10.1029/2002JD002090, 2002.

Troposphärische Abkühlung durch Aerosole



Seasonally averaged anomalies of the surface air temperature (K) obtained from NCEP reanalysis data for the winters (DJF) of 1991/1992 (a) and 1992/1993 (b). Anomalies are calculated with respect to the mean for the years 1985-1990. The hatching corresponds to the 90% confidence level (Stenchikov et al., 2002).

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Auf der Grundlage historischer Aufzeichnungen von Vulkanausbrüchen ist es sehr wahrscheinlich, dass in den nächsten 20 bis 30 Jahren ein großer Vulkanausbruch, ähnlich dem des Pinatubo, stattfinden wird, mit gleichen Einflüssen auf die Atmosphäre (Roscoe, 2001).

Roscoe, H.K., The risk of large volcanic eruptions and the impact of this risk on future ozone depletion, *Nat. Hazards*, 23 (2-3), 231-246, 2001.

- Die letzten 50 Jahre mit drei so großen Vulkanausbrüchen war eher unüblich. Sehr viel größere Eruptionen, wie zum Beispiel der des Toba vor 74,000 Jahren, sind theoretisch möglich; die "Erholungszeit" der Atmosphäre kann dann etwa 10 Jahre dauern (Bekki et al., 1996).

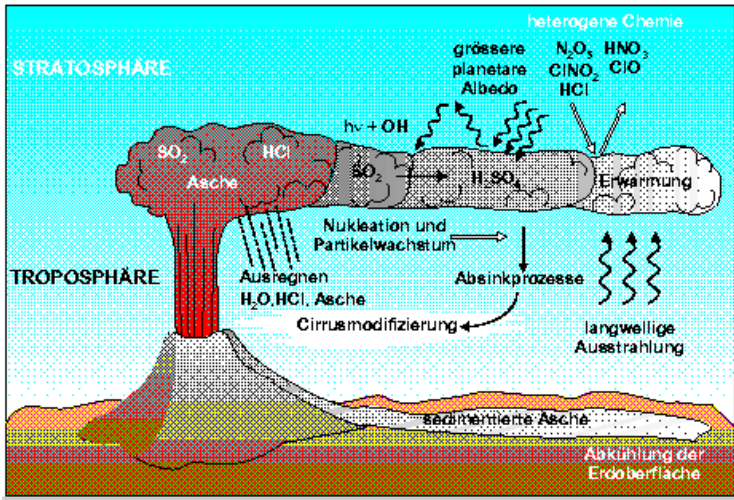
Bekki, S., J.A. Pyle, W. Zhong, R. Toumi, J.D. Haigh, und D.M. Pyle, The role of microphysical and chemical processes in prolonging the climate forcing of the Toba eruption, *Geophys. Res. Lett.*, 23 (19), 2669-2672, 1996.

Bedeutung stratosphärischer Aerosole

- Modellstudien von Rosenfield (2003), in denen ein dem Pinatubo vergleichbare Eruptionen etwa alle 10 Jahre für den Zeitraum zwischen 2010 und 2050 angenommen wird, zeigen, dass dadurch die langzeitliche Entwicklung der Ozonschicht nicht maßgeblich beeinflusst wird.

Rosenfield, J.E., Effects of volcanic eruptions on stratospheric ozone recovery, in *Volcanism and the Earth's Atmosphere*, edited by A. Robock, and C. Oppenheimer, *Geophysical Monograph 139*, American Geophysical Union, 227-236, 2003.

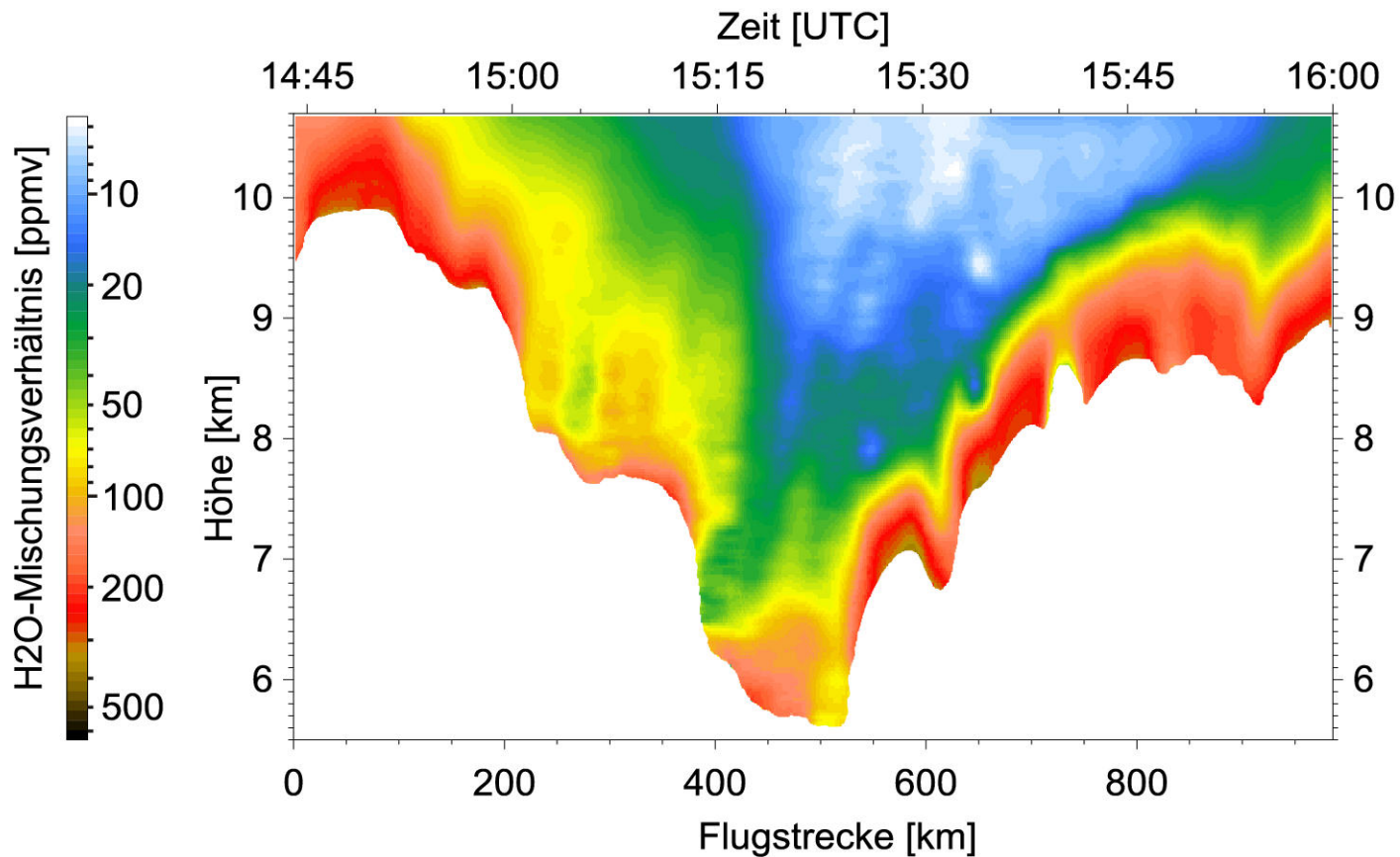
- Die Einflüsse auf Ozon selbst würden jeweils nur einige Jahre andauern und somit die langzeitliche Entwicklung der Erholung der Ozonschicht nicht nachhaltig beeinflussen, weil der Anstieg der Ozonkonzentrationen in den kommenden Jahren hauptsächlich durch die Halogenkonzentration bestimmt wird.



Ende Kapitel 4

Kapitel 5

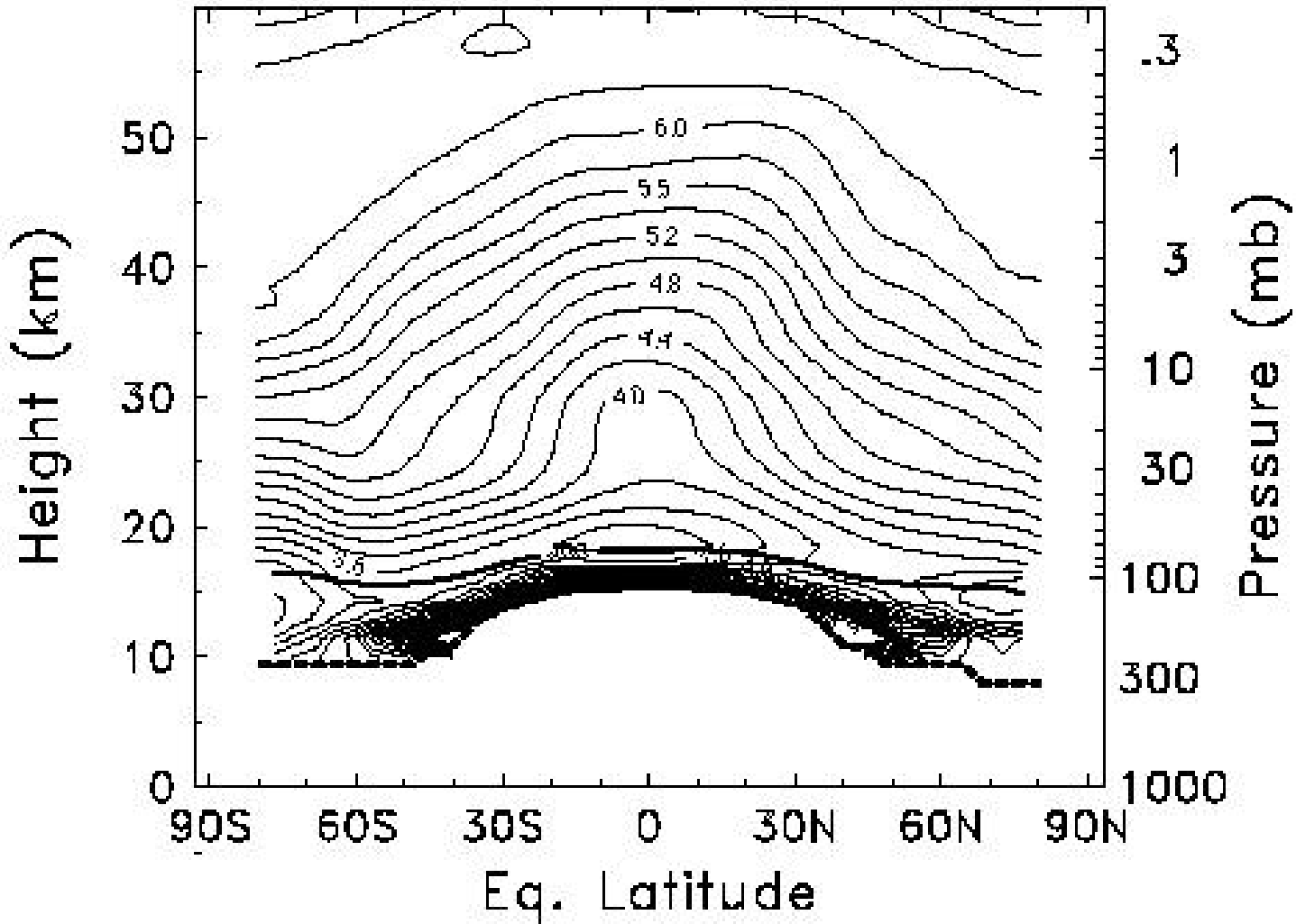
Stratosphärischer Wasserdampf in der Vergangenheit



Kapitel 5: Gliederung

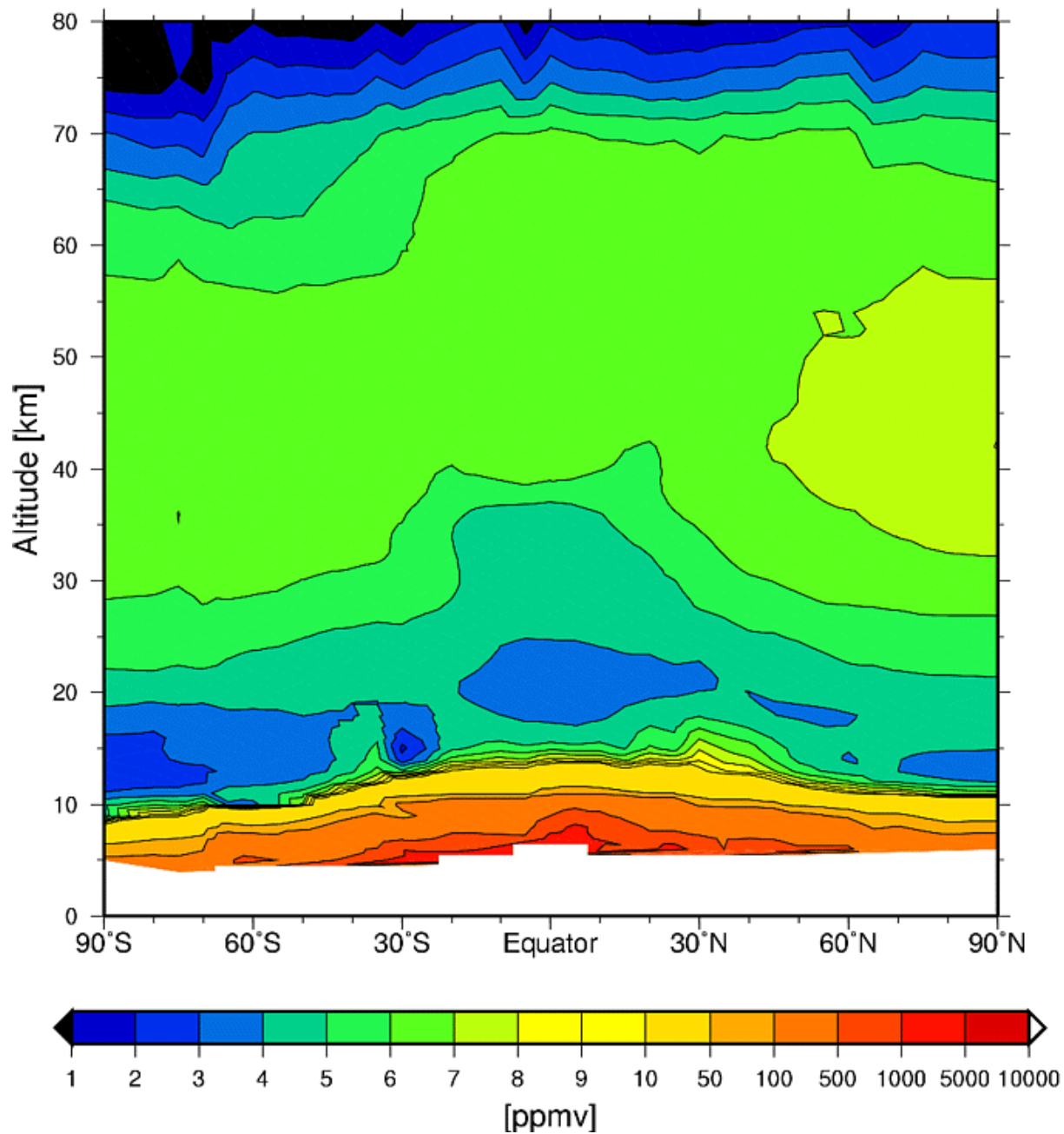
- Übersicht
- Quellen des stratosphärischen Wasserdampfs
- Messungen
- Wasserdampftrend

Annual mean water vapor



Annual zonal mean water vapour from HALOE and MLS data by height and equivalent latitude. Contour interval of 0.2 ppmv. The thick dashed line is the tropopause, and the thick solid line is the 400 K potential temperature surface.

MIPAS H₂O AP, 18.-27. Sep 2002



Übersicht

- Wasserdampf ist das wichtigste Treibhausgas. Es spielt eine Schlüsselrolle bei Klima-Chemie Wechselwirkungen.
- Frühere Studien belegen, dass sich Ozonstörungen in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre als Folge von Rückkopplungsprozessen mit Wasserdampf verstärken können (WMO, 2003).
- Jeder Anstieg in der Wasserdampfkonzentration kann zu einem Anstieg der HO_x Radikale führen, was die NO_x und ClO_x Zyklen beeinflussen kann und letztendlich zu einer Ozonzerstörung beiträgt (siehe auch Kapitel 11).

Quellen des stratosphärischen Wasserdampfs

- Eine Änderung in der Wasserdampfkonzentration kann ebenso die Bildungstemperaturen für polare Stratosphärenwolken verändern (siehe auch Kapitel 12).
- Luft wird vorzugsweise in den Tropen in die Stratosphäre eingebracht; stratosphärischer Wasserdampf ist primär durch die Temperaturen nahe der Tropopause bestimmt.
- Die damit verbundenen Prozesse wurden in den letzten Jahren im Detail studiert, zum Beispiel mittels Trajektorienstudien (z.B. Fueglistaler et al., 2005).

Fueglistaler, S., M. Bonazzola, P.H. Haynes, und T. Peter, Stratospheric water vapor predicted from the Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics, *J. Geophys. Res.*, 110, D08107, doi: 10.1029/2004JD005516, 2005.

Quellen des stratosphärischen Wasserdampfs

- Wasserdampf wird aber auch direkt in der Stratosphäre produziert und zwar durch die photochemische Oxidation von Methan; dabei werden zwei Wassermoleküle pro Methanmolekül produziert.
- Der Anstieg der troposphärischen Methankonzentration seit den 1950er Jahren (0.55 ppmv) ist daher zu einem Teil für den Anstieg der stratosphärischen Wasserdampfkonzentration in diesem Zeitraum verantwortlich (SPARC, 2000).

SPARC (Stratospheric Processes And their Role in Climate), *SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour*, edited by D. Kley, J.M. Russell III, and C. Phillips, *World Climate Research Program Report 113*, *SPARC Report 2*, 312 pp., Verrières le Buisson, France, 2000.

Messungen

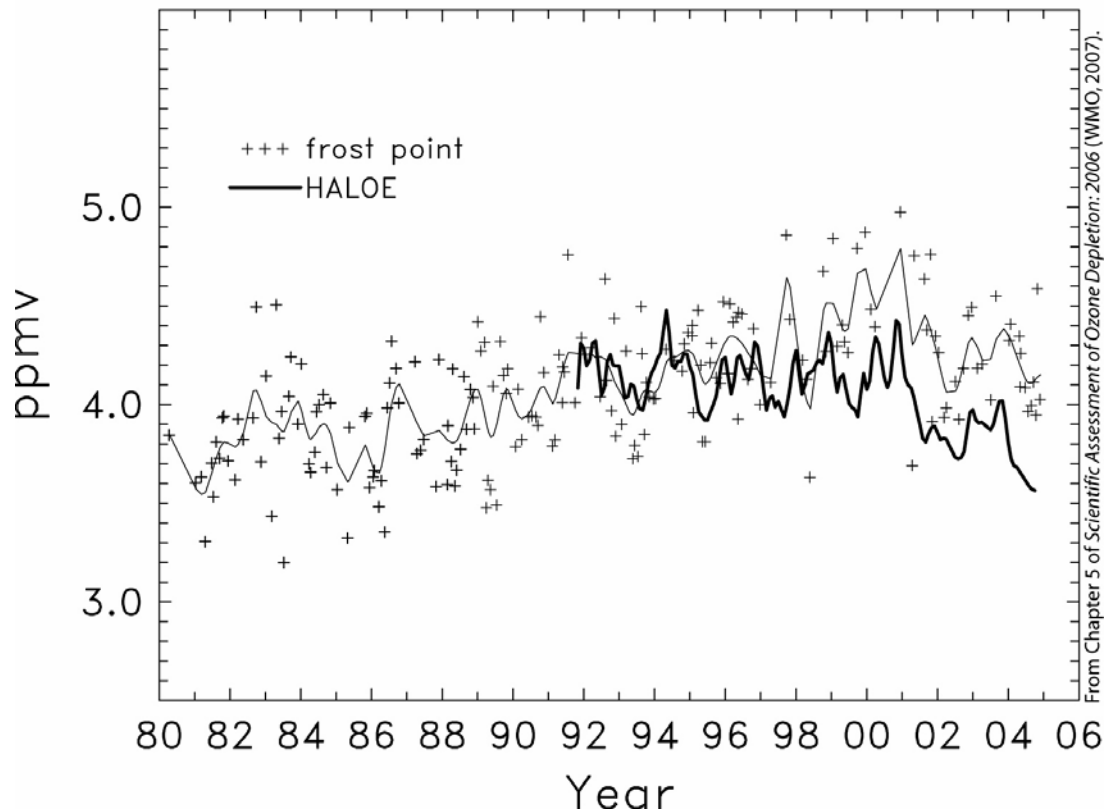
- Messungen des stratosphärischen Wasserdampfgehaltes sind durch Boden gestützte Instrumente, vom Flugzeug (Titelbild des Kapitels) und Ballonen sowie durch Satelliteninstrumenten verfügbar.
- Der längste kontinuierliche Datensatz existiert von einer einzelnen lokalen Station (Boulder, Colorado, USA); er basiert auf Ballon getragenen "Frost-point hygrometer" Messungen, die etwa einmal im Monat seit 1980 durchgeführt werden (Oltmans et al., 2000; siehe nachfolgende Abbildung).

Oltmans, S.J., H. Vömel, D.J. Hofmann, K.H. Rosenlof, und D. Kley, The increase in stratospheric water vapor from balloonborne frostpoint hygrometer measurements at Washington D.C., and Boulder, Colorado, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (21), 3453-3456, 2000.

Wasserdampftrend

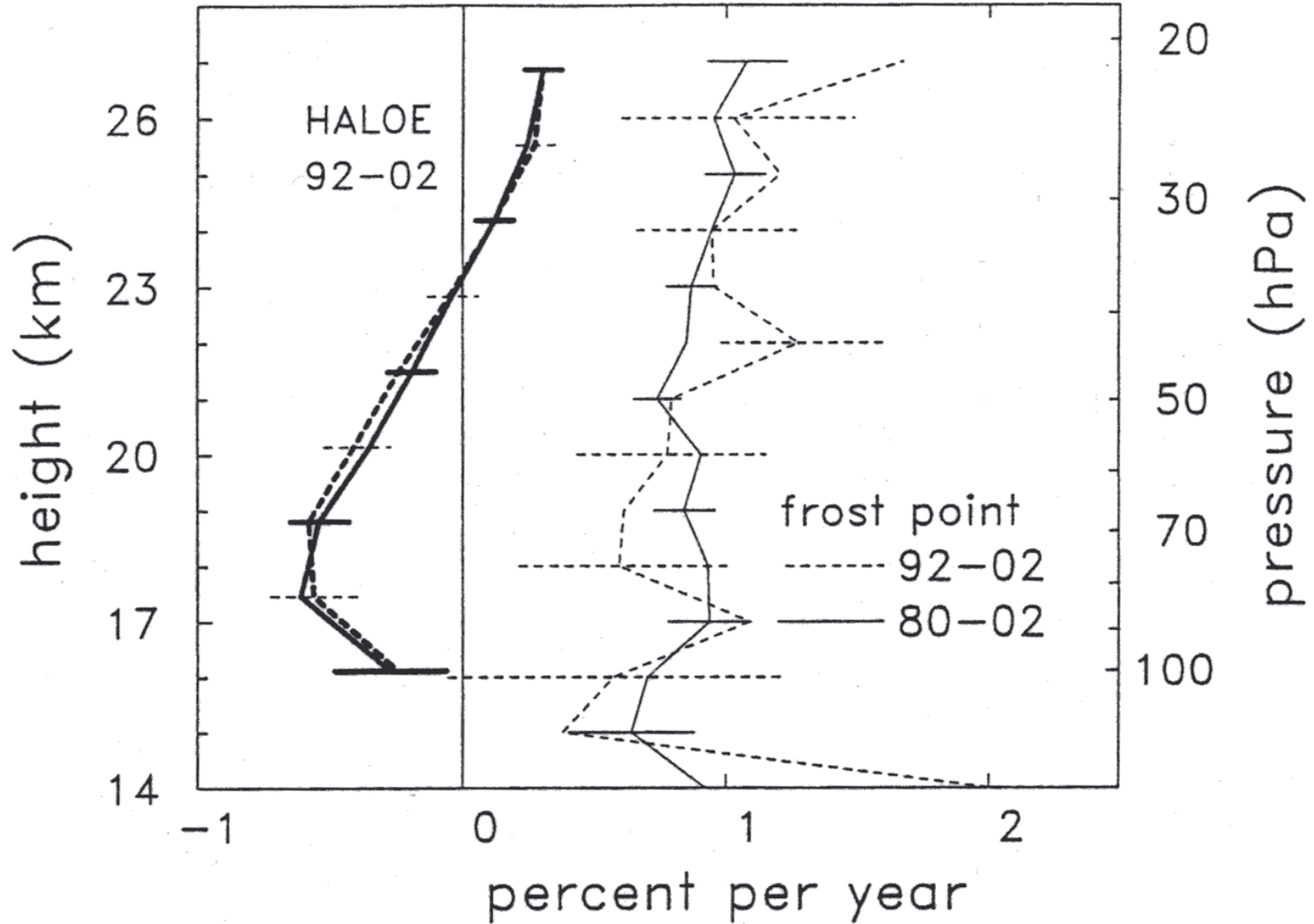
- Über den Zeitraum von 1980 bis 2005 beobachtet man einen statistisch signifikanten linearen Trend von etwa 5-10% pro Dekade in allen Höhen zwischen ungefähr 15 und 26 km.

Boulder H₂O 17–22km avg



Wasserdampftrend

Boulder H₂O trend



Wasserdampftrend

- Trotzdem ist zu beachten, dass obwohl man einen linearen Trend aus diesem 25-jährigen Datensatz ableiten kann, es eine hohe Variabilität gibt und der zu erkennende Anstieg nicht kontinuierlich und stetig ist.
- Vor allem ist zu beachten, dass die stratosphärische Wasserdampfkonzentration seit 2001 deutlich abgenommen hat.

Wasserdampftrend

- Langzeitliche Anstiege des stratosphärischen Wasserdampfgehaltes sind auch in einer Reihe anderer Datensätze erkennbar, die den Zeitraum zwischen 1980 und 2000 überdecken (Rosenlof et al., 2001), obwohl die Zeitreihen oft kurz sind und die Unsicherheiten in der Qualität zum Teil hoch ist (Homogenität der Daten).

Rosenlof, K.H., S.J. Oltmans, D. Kley, J.M. Russell III, E.-W Chiou, W.P. Chu, D.G. Johnson, K.K. Kelly, H.A. Michelsen, G.E. Nedoluha, E.E. Remsberg, G.C. Toon, und M.P. McCormick, Stratospheric water vapor increases over the past half-century, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (7), 1195-1198, 2001.

- Forschungsarbeiten der letzten Jahre haben sich vor allem auf die jährlichen Fluktuationen und langzeitliche Entwicklung der Wasserdampfverteilung konzentriert; dabei wurden besonders die globalen Beobachtungen des Satelliteninstrumentes "Halogen Occultation Experiment (HALOE)" verwendet.

Wasserdampftrend

- Diese Messungen überdecken nun mehr als eine Dekade (1991 bis 2005). Jährliche Schwankungen die mit HALOE beobachtet werden sind in sehr guter Übereinstimmung mit dem "Polar Ozone and Aerosol Measurement" (POAM) Satellitendatensatz (Randel et al., 2004b) und auch mit den SAGE II Daten (Thomason et al., 2004; Chiou et al., 2006).

Randel, W., P. Udelhofen, E. Fleming, M. Geller, M. Gelman, K. Hamilton, D. Karoly, D. Ortland, S. Pawson, R. Swinbank, F. Wu, M. Baldwin, M. Chanin, P. Keckhut, K. Labitzke, E. Remsberg, A. Simmons, und D. Wu, The SPARC intercomparison of middle-atmosphere climatologies, *J. Clim.*, 17 (5), 986-1003, 2004b.

Wasserdampftrend

Thomason, L.W., S.P. Burton, N. Iyer, J.M. Zawodny, and J. Anderson, A revised water vapor product for the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE) II version 6.2 data set, *J. Geophys. Res.*, 109, D06312, doi: 10.1029/2003JD004465, 2004.

Chiou, E.W., L.W. Thomason, and W.P. Chu, Variability of stratospheric water vapor inferred from SAGE II, HALOE and Boulder balloon measurements, *J. Clim.*, 19 (16), 4121–4133, 2006.

Wasserdampftrend

- Die Boulder- und HALOE-Daten zeigen im ersten Teil der gemeinsamen Messperiode (von 1992 bis 1996) eine ganz guten Übereinstimmung, jedoch liegen die in Boulder gemessenen Wasserdampfkonzentrationen nach 1997 um etwa 5 bis 8% höher.
- Diese Unterschiede sind innerhalb der Messgenauigkeit von beiden Beobachtungen, die bei etwa 10-20% liegt (SPARC, 2000).
- Wichtig ist, dass die Jahr-zu-Jahr Schwankungen in beiden Datensätzen korreliert sind und beide Zeitreihen nach 2001 einen Rückgang der Wasserdampfkonzentrationen zeigen.

Wasserdampftrend

- Ein Ergebnis der Unterschiede nach 1997 ist, dass die Änderungen, die man aus den beiden Datensätzen für die relativ kurze Überlappungsperiode (1992 bis 2005) erhält, sehr unterschiedlich sind, wobei die HALOE-Daten eine Netto-Abnahme zeigen, die in Boulder gewonnenen Daten aber nicht.
- Diese Unterschiede sind statistisch signifikant (Randel et al., 2004b); Randel et al. erhalten für die Zeitreihe von 1992 bis 2002 eine statistische Unsicherheit der linearen Trendabschätzung von weniger als $\pm 0.5\%/Jahr$.
- Der Grund für die Unterschiede in den beiden Datenreihen (für den gleichen Zeitraum und den gleichen Ort) in derzeit unklar!

Wasserdampftrend

- Jahr-zu-Jahr Änderungen in den von HALOE gemessenen Wasserdampfkonzentrationen während der Jahre von 1992 bis 2005 sind quantitativ in guter Übereinstimmung mit beobachteten Änderungen der tropischen Tropopausentemperatur während dieser Zeit (Randel et al., 2004a; Fueglistaler and Haynes, 2005).

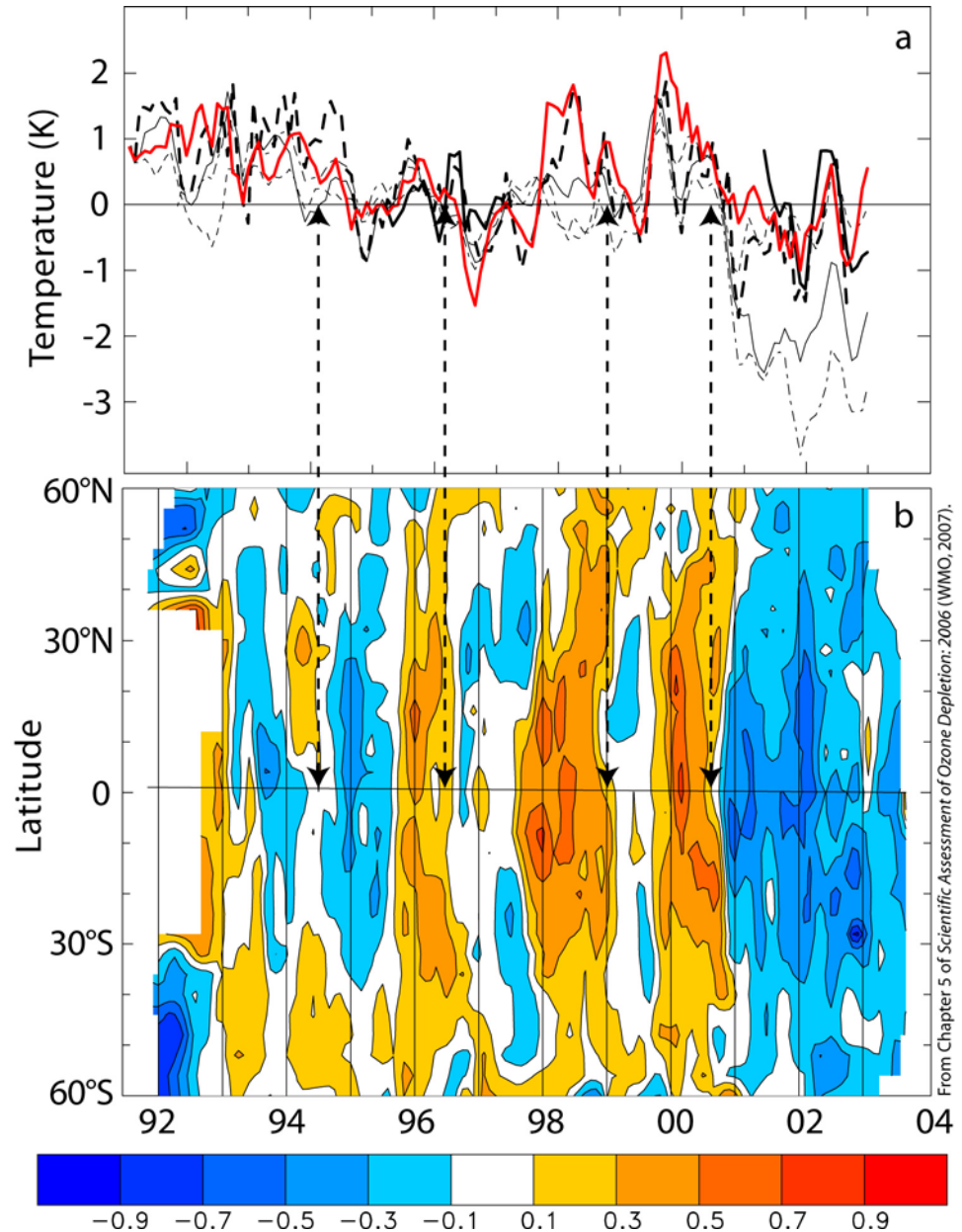
Randel, W.J., F. Wu, S.J. Oltmans, K. Rosenlof, und G.E. Nedoluha, Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures, *J. Atmos. Sci.*, 61 (17), 2133-2148, 2004a.

Fueglistaler, S., und P.H. Haynes, Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, 110, D24108, doi: 10.1029/2005JD006019, 2005.

- Beispiel: Variationen der Tropopausentemperatur sind verbunden mit der QBO (und zu einem geringeren Umfang auch mit der "El Niño-Southern Oscillation": ENSO) und auch erkennbar in beobachteten Änderungen des Wasserdampfgehalts (siehe Abbildung).

Wasserdampftrend

- Die anhaltende Abnahme der stratosphärischen Wasserdampfkonzentrationen nach 2001 steht im Zusammenhang mit anomal niedrigen Tropopausentemperaturen (Randel et al., 2004a; 2006; Fueglistaler and Haynes, 2005; siehe Abbildung).



Wasserdampftrend

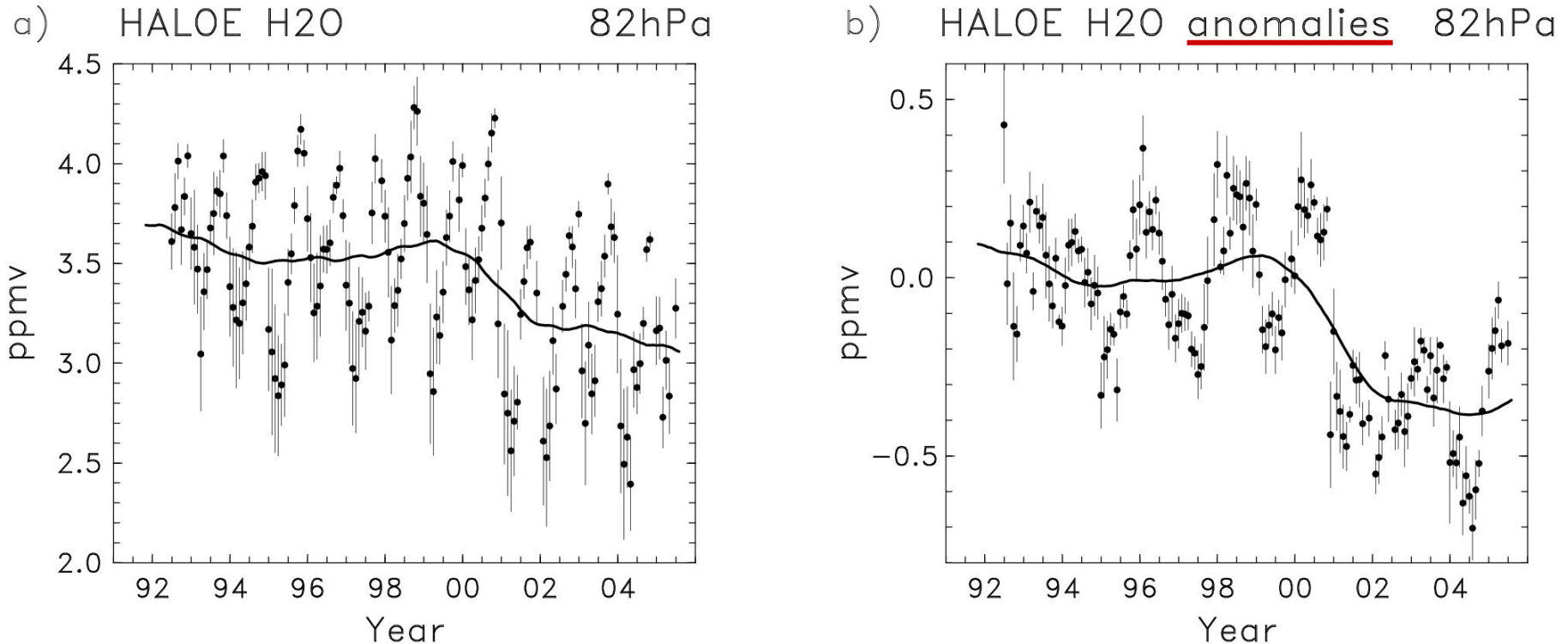
- Diese Übereinstimmung signalisiert ein gewisses Maß an Verständnis der Jahr-zu-Jahr Variationen des Wasserdampfgehalts während der HALOE-Messperiode; ferner ergibt sich die Möglichkeit, zukünftige Werte anhand der Tropopausentemperatur abzuschätzen.
- Im Gegensatz dazu ist der Trend in den Boulder-Ballondaten seit 1980 (Rosenlof et al., 2001) kaum in Einklang mit der langzeitlichen Entwicklung der Tropopausentemperatur zu bringen (z.B. Seidel et al., 2001).

Seidel, D.J., R.J. Ross, J.K. Angell, und G.C. Reid, Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes, *J. Geophys. Res.*, 106 (D8), 7857-7878, 2001.

Wasserdampftrend

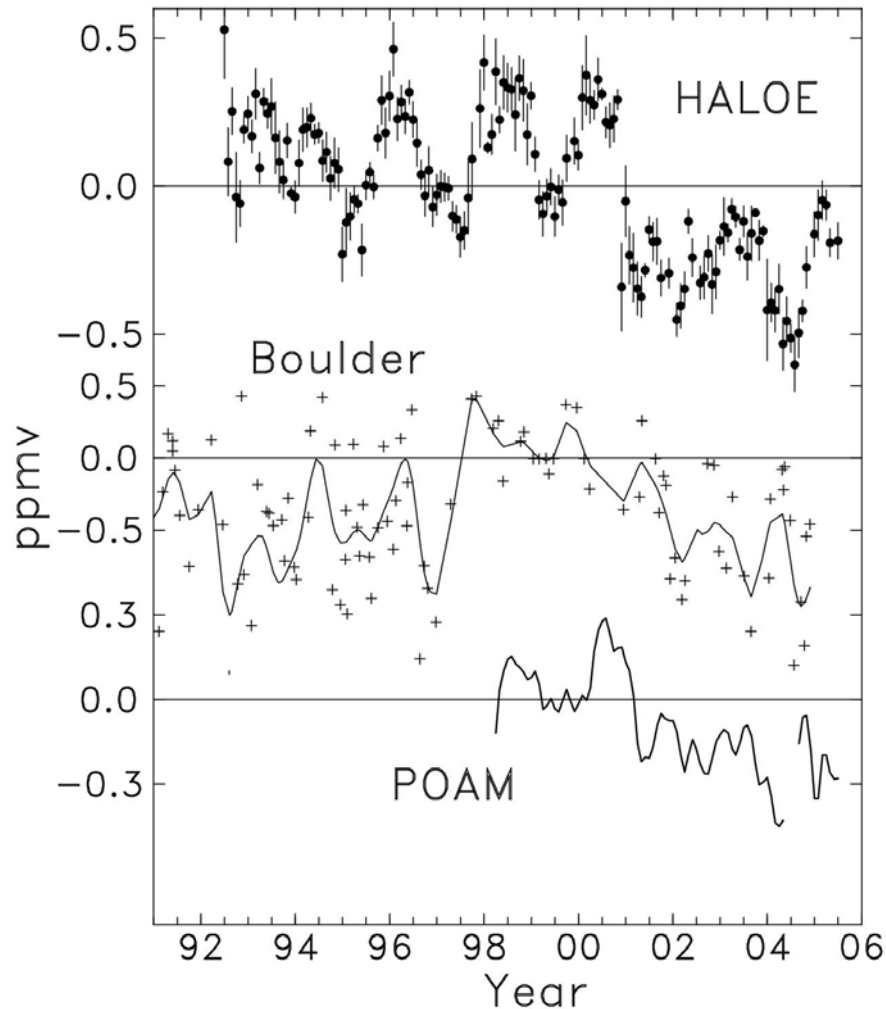
- Nur ein Teil der Änderungen kann durch den Anstieg des troposphärischen Methangehalts erklärt werden (Fueglistaler und Haynes, 2005).
- Während die Erklärung der Schwankungen im HALOE-Datensatz qualitativ gut verstanden ist, ist der Anstieg in der in Boulder gemessenen Zeitreihe größer, als sie durch beobachtete Änderungen der Tropopausentemperatur und den Anstieg im troposphärischen Methangehalt erklärt werden kann.

Wasserdampftrend (Fig. 1)



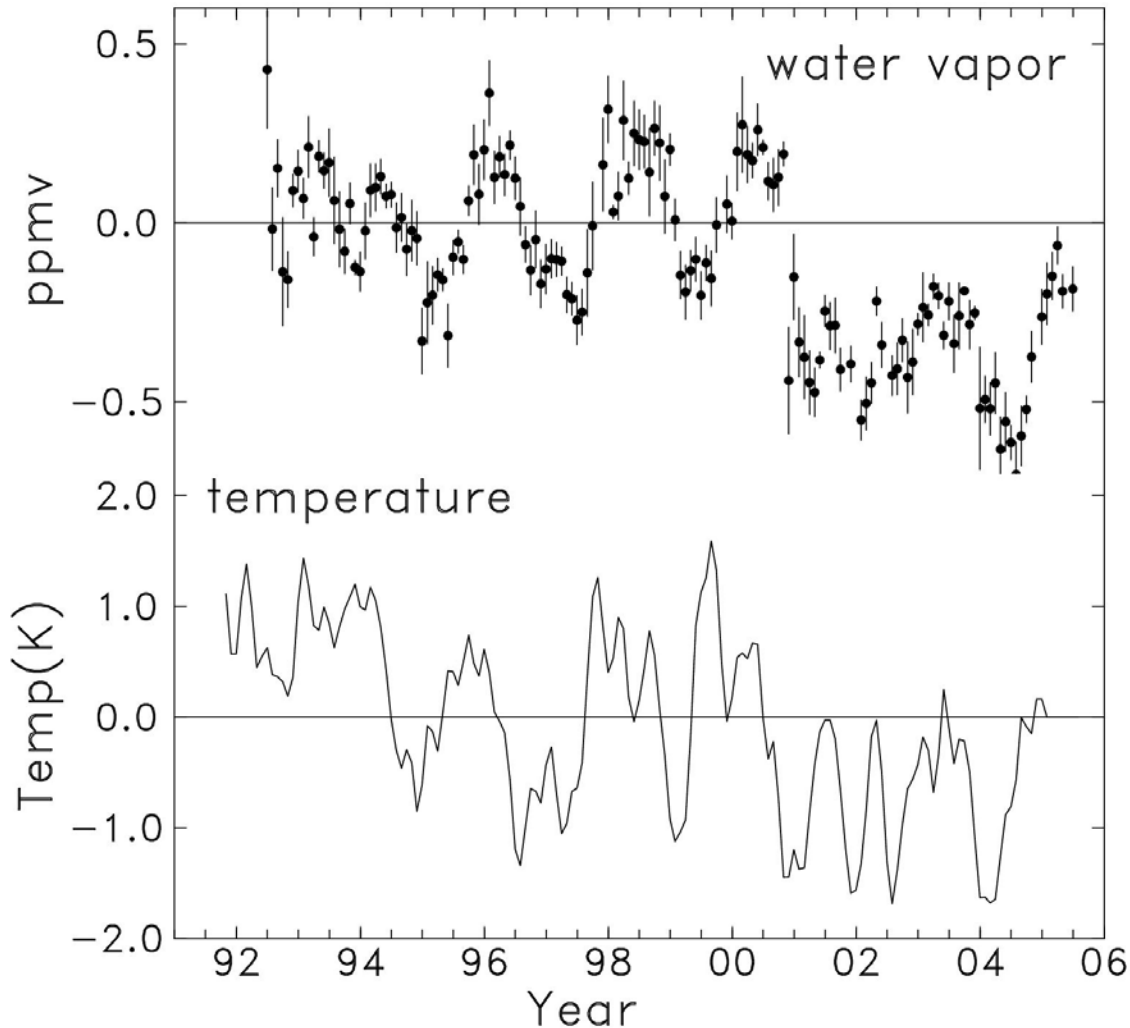
Time series of near-global mean ($\sim 60^\circ\text{N-S}$) water vapor at 82 hPa derived from HALOE data. The circles show monthly mean values, and error bars denote the monthly standard deviation. (b) Deseasonalized near-global mean H₂O anomalies at 82 hPa. In both panels the solid lines are running Gaussian-weighted means of the individual points (using a Gaussian half width of 12 months).

Wasserdampftrend (Fig. 2)



Comparison of lower-stratospheric water vapor anomalies derived from HALOE satellite data; balloon measurements from Boulder, Colorado (40°N); and POAM III satellite measurements. The HALOE data details are the same as in Figure 1b. The plus signs show the individual Boulder balloon measurements (averaged over 16-18 km), and the line is a smooth fit to the time series using a running Gaussian average with half width three months. The POAM III data represent Arctic latitudes (~55–70°N), are averaged over 16-18 km, and the monthly data have been smoothed with a running 1-2-1 average.

Wasserdampftrend (Fig. 4)



(top) Time series of deseasonalized anomalies in lower-stratospheric (82 hPa) water vapor derived from HALOE data (as in Figure 1b).

(bottom) Time series of deseasonalized anomalies in tropical cold point temperature, derived from 14 radiosonde stations over 10°N-10°S.

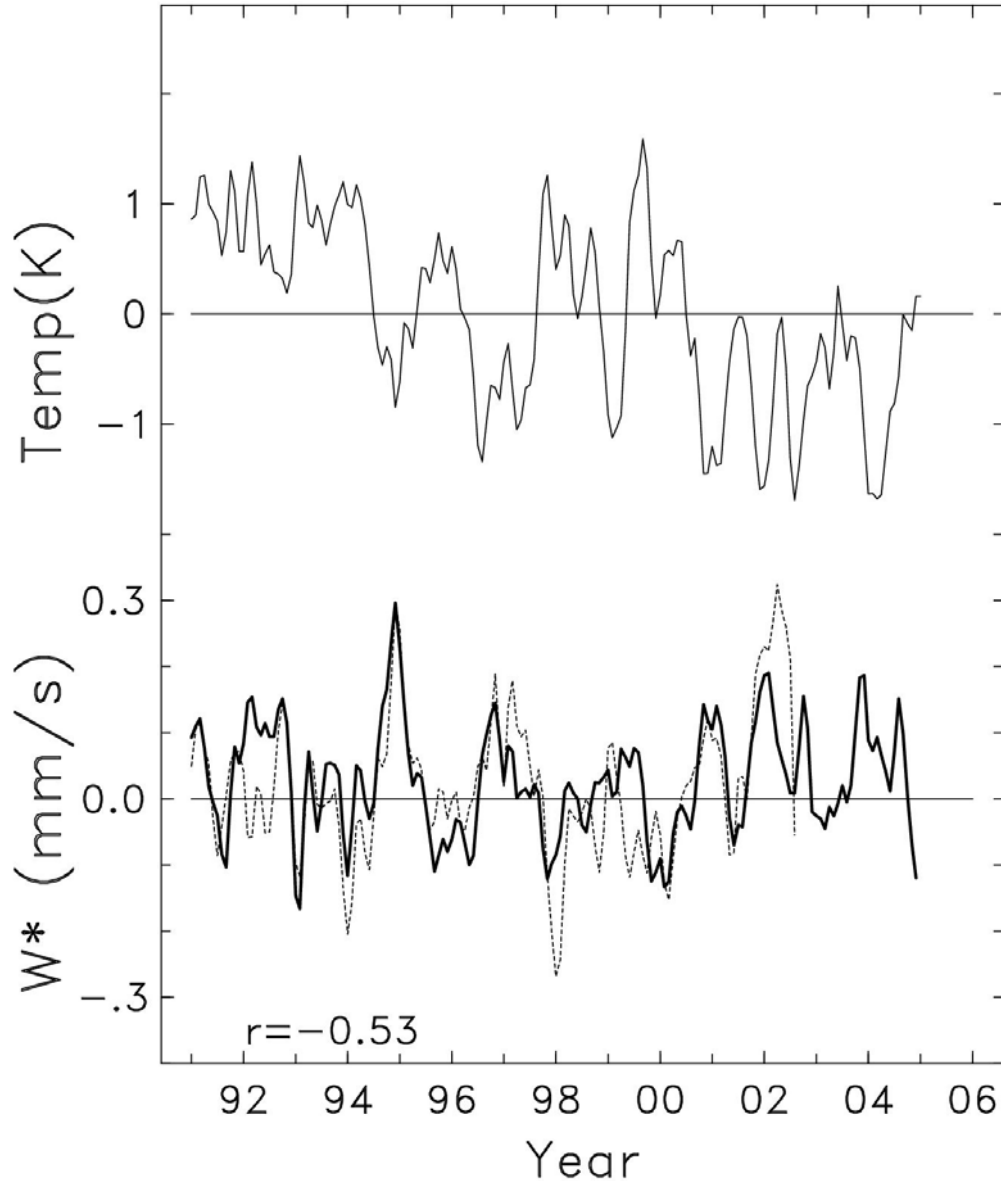
Wasserdampftrend (Randel et al., 2006)

- Sowohl Satelliten- als auch Ballonmessungen der stratosphärischen Wasserdampfkonzentration zeigen nachhaltig niedrige Werte seit 2001.
- Temperaturmessungen zeigen, dass die tropische Tropopause seit dieser Zeit außergewöhnlich kalt ist.
- Die beobachteten Änderungen im Wasserdampfgehalt (etwa -0.4 ppmv) sind konsistent mit der gemessenen Temperaturabnahme (etwa -1°C).
- Diese "Kälteanomalien" findet man in den Tropen in einer dünnen vertikalen Schicht zwischen 15 und 20 km Höhe.

Wasserdampftrend (Randel et al., 2006)

- In dem gleichen Zeitraum gibt es korrespondierende Änderungen in dem tropischen Ozonprofil, mit einer Reduktion von etwa 10% in einer ähnlich dünnen Schicht nahe der Tropopause.
- Die Variationen in Temperatur und Ozongehalt scheinen direkt miteinander verknüpft zu sein; die räumlichen Änderungsmuster seit 2001 sind konsistent mit einem Anwachsen der mittleren tropischen Aufwärtsbewegung (Brewer-Dobson Zirkulation).
- Abschätzungen des Aufsteigens tropischer Luft (aus statistischen Analysen) zeigt einen direkten Zusammenhang mit Jahr-zu-Jahr Temperaturänderungen, einschließlich einem konsistenten Anstieg nach 2001.

Wasserdampftrend (Fig. 5)

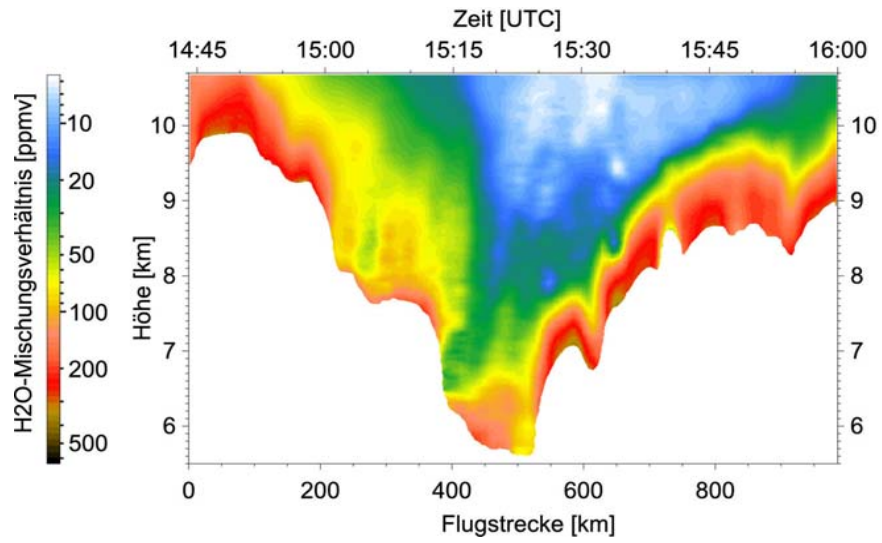


(top) Time series of cold point tropopause temperature anomalies, identical to Figure 4.
(bottom) Estimates of interannual variations in tropical vertical velocity at 100 hPa over 20°N-20°S, derived from subtropical momentum balance calculations. Results are shown on the basis of NCEP (solid line) and ERA40 reanalyses (dashed line).

Wasserdampftrend (Randel et al., 2006)

- Teilweise könnten die Temperaturänderungen auch als Strahlungseffekt aufgrund beobachteter, abnehmender Ozonkonzentrationen erklärt werden.
- Die Ergebnisse zeichnen ein konsistentes Bild von einer nach 2001 erhöhten tropischen Aufwärtsbewegung, was zu niedrigeren Wasserdampf- und Ozonkonzentrationen nahe der tropischen Tropopause führt (siehe auch Kapitel 14).
- Die seit 2001 beobachteten niedrigen Wasserdampfwerte beeinflussen entscheidend Trendabschätzungen von Temperatur und Ozon nahe der tropischen Tropopause.

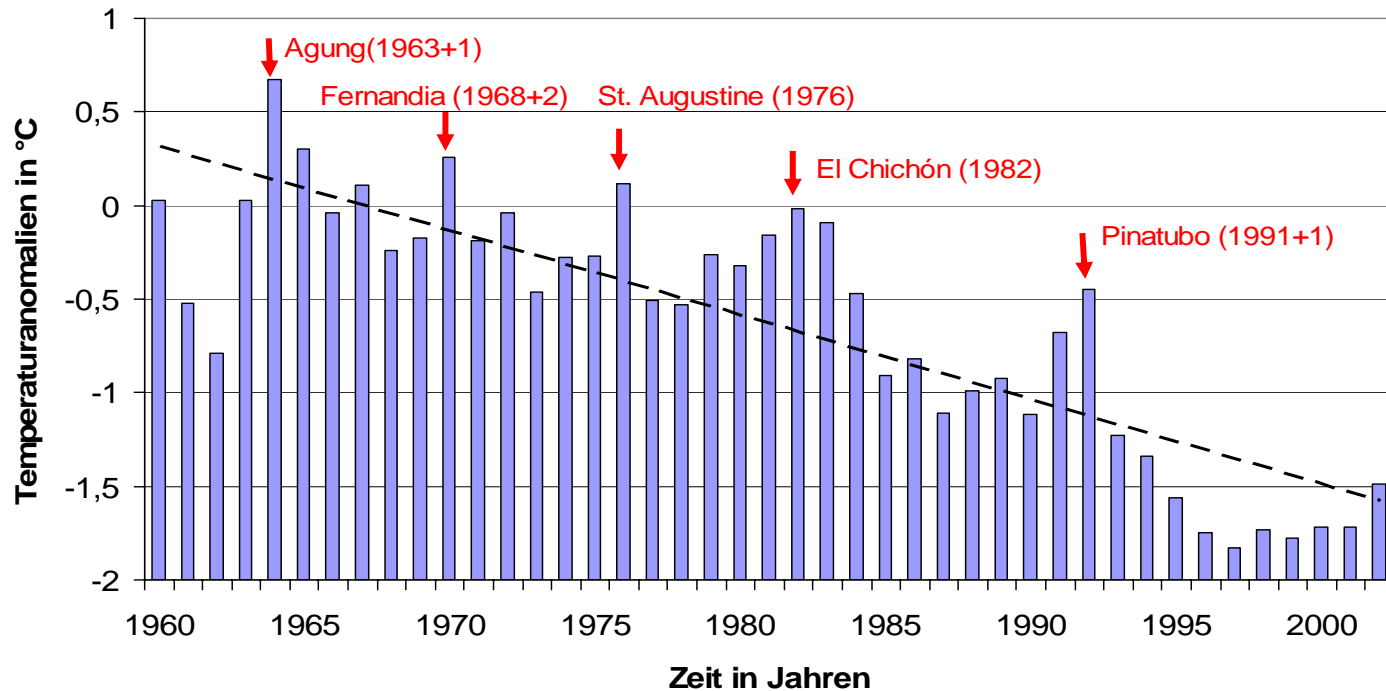
Randel, W.J., F. Wu, H. Vömel, G.E. Nedoluha, und P. Forster, Decreases in stratospheric water vapor since 2001: links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation, *J. Geophys. Res.*, 111, D12312, doi: 10.1029/2005JD006744, 2006.



Ende Kapitel 5

Kapitel 6

Stratosphärische Temperaturen in der Vergangenheit

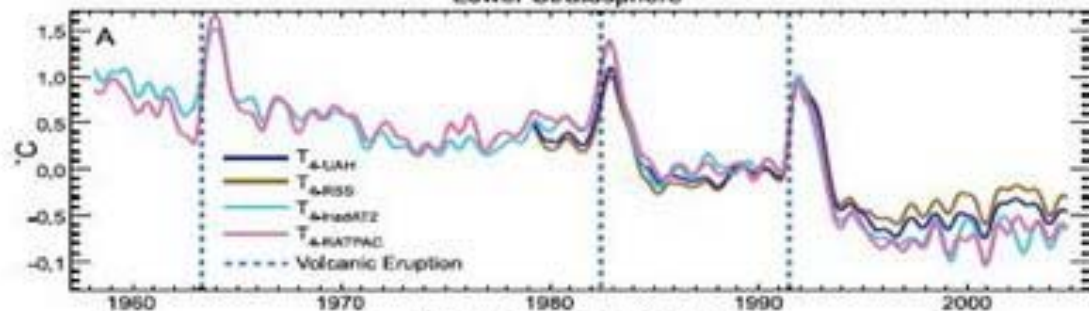


Kapitel 6: Gliederung

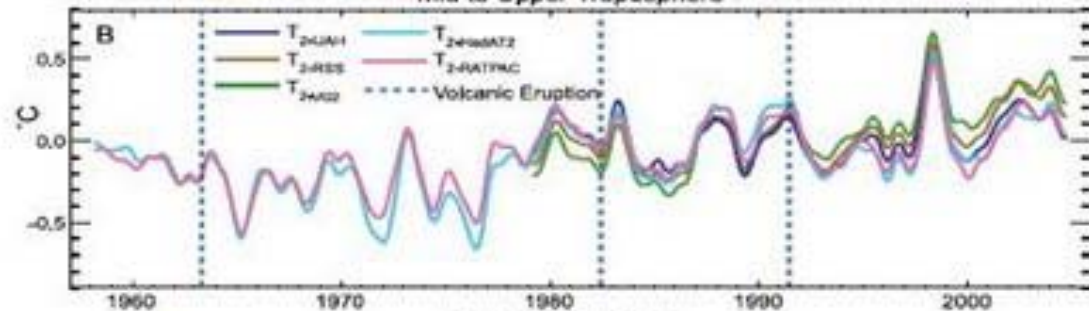
- Einleitung, Beobachtungen
- Temperatur und Ozon
- Temperaturtrend

Global Anomalies

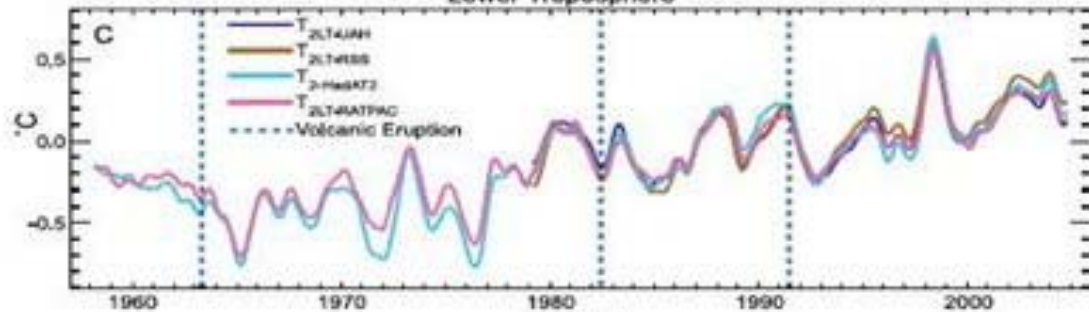
Lower Stratosphere



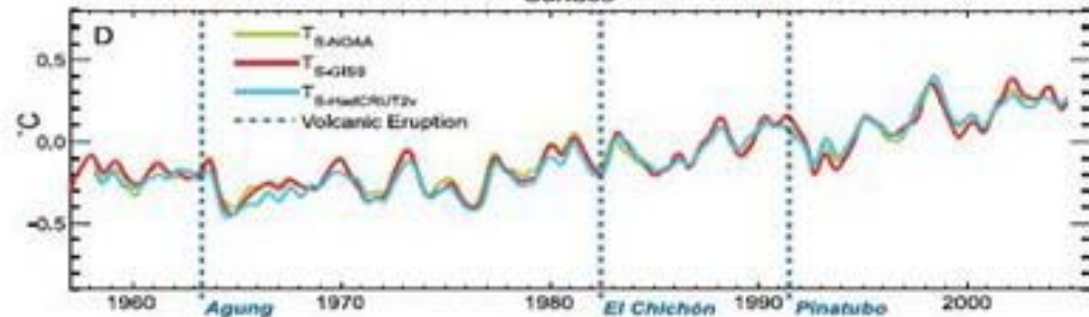
Mid to Upper Troposphere



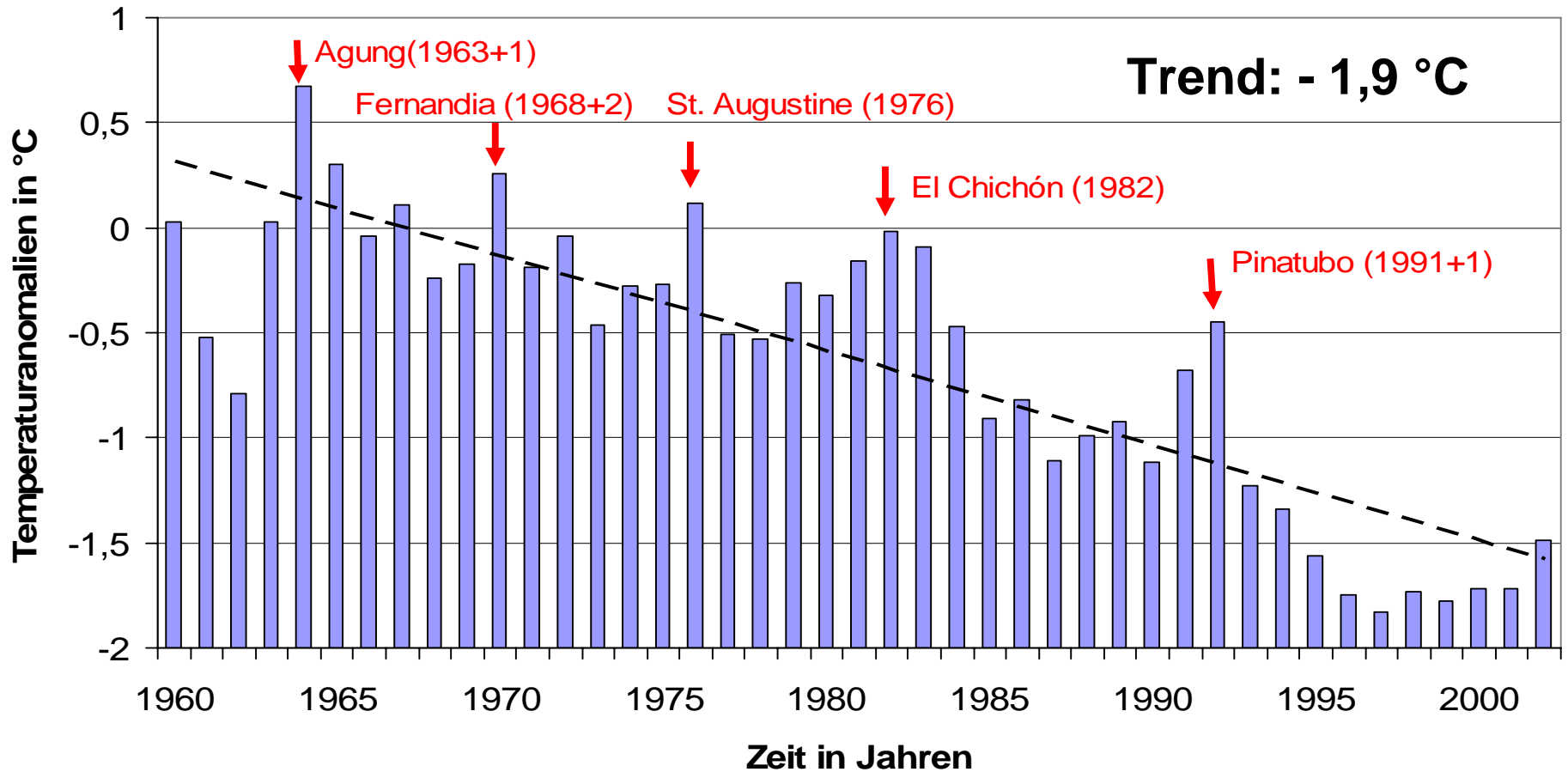
Lower Troposphere



Surface



Global gemittelte Temperatur der Stratosphäre (16 - 24 km) Anomalien 1960-2002 (relativ zu 1958-1977) und einige explosive Vulkanausbrüche



Temperatur- entwicklung in der Stratosphäre:

Ursachen:

Ozonrückgang

Wasserdampf-
zunahme

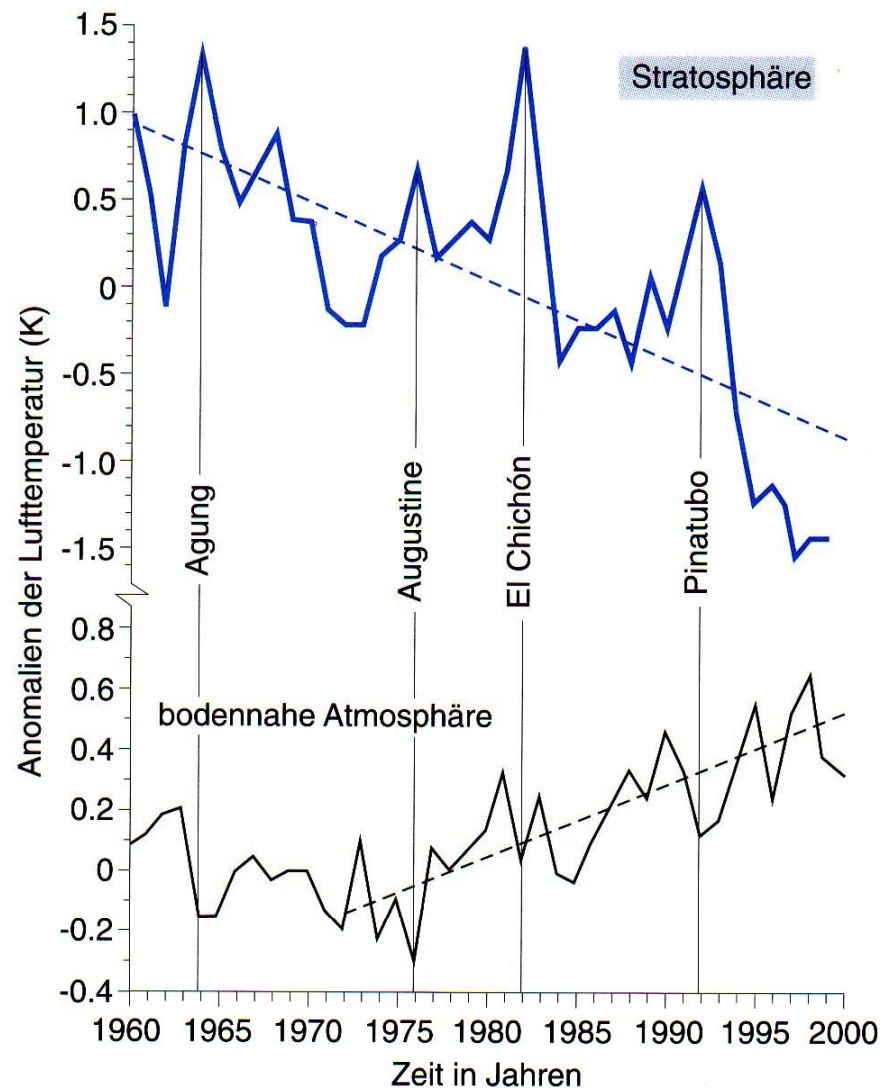
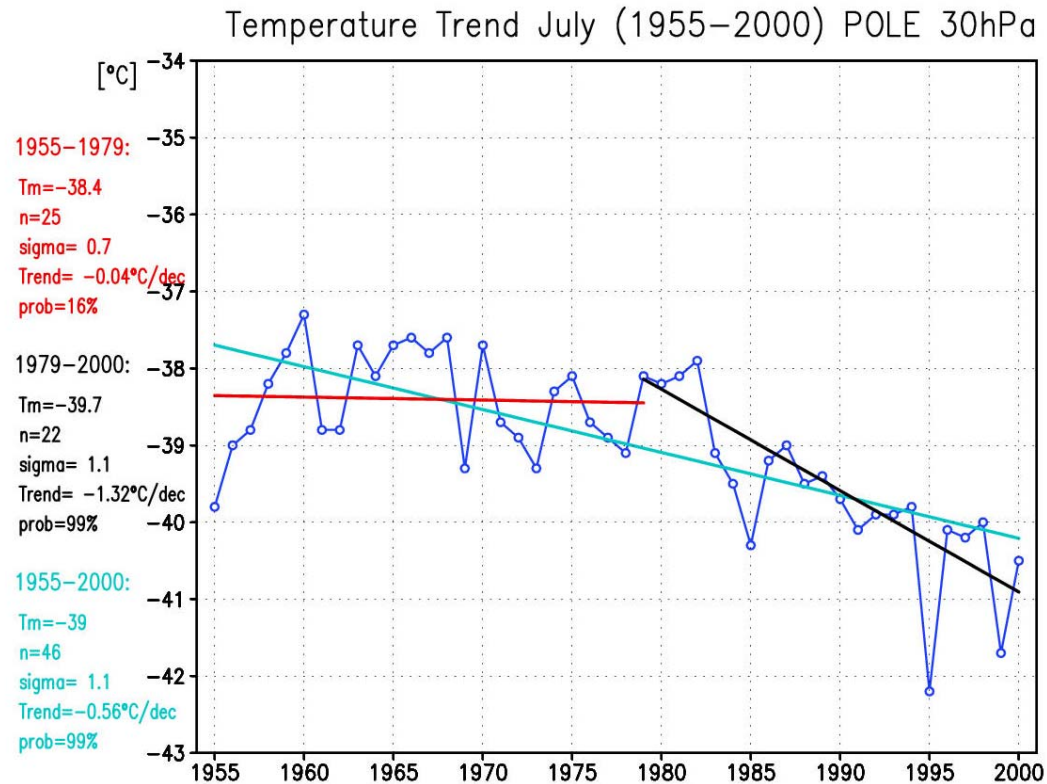


Abb. 150

Jahresanomalien 1960–2000 der nordhemisphärischen Mittelwerte der Temperatur in der Stratosphäre (30 hPa, entsprechend 24 km Höhe), oben, und bodennah, unten, mit Trends (gestrichelt; Stratosphäre: -1.8 K, bodennah ab 1972: $+0.7$ K); einige explosive Vulkanausbrüche (Agung 1963, Augustine, 1974, El Chichón 1982, Pinatubo 1991) haben sich (zum Teil im Folgejahr) insbesondere in stratosphärischen Erwärmungen, aber auch simultan in bodennahen Abkühlungen ausgewirkt (Datenquellen: LABITZKE et al. 1986, 1999, ANGELL 1999, sowie JONES et al., 1999, jeweils ergänzt, Vulkanausbrüche siehe nach Anhang A.5).

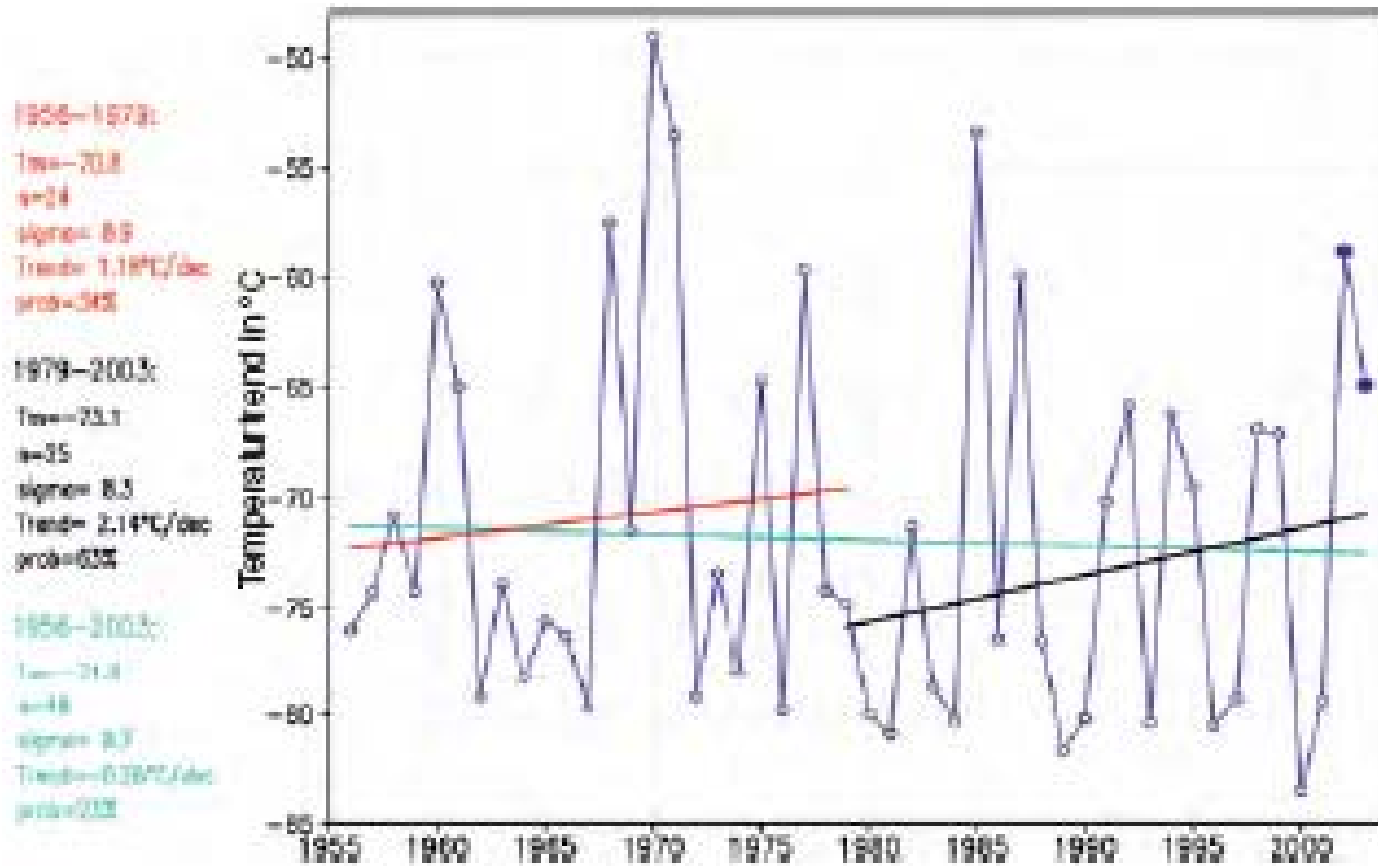
[Schönwiese, 2003]

Temperaturtrend in der Stratosphäre



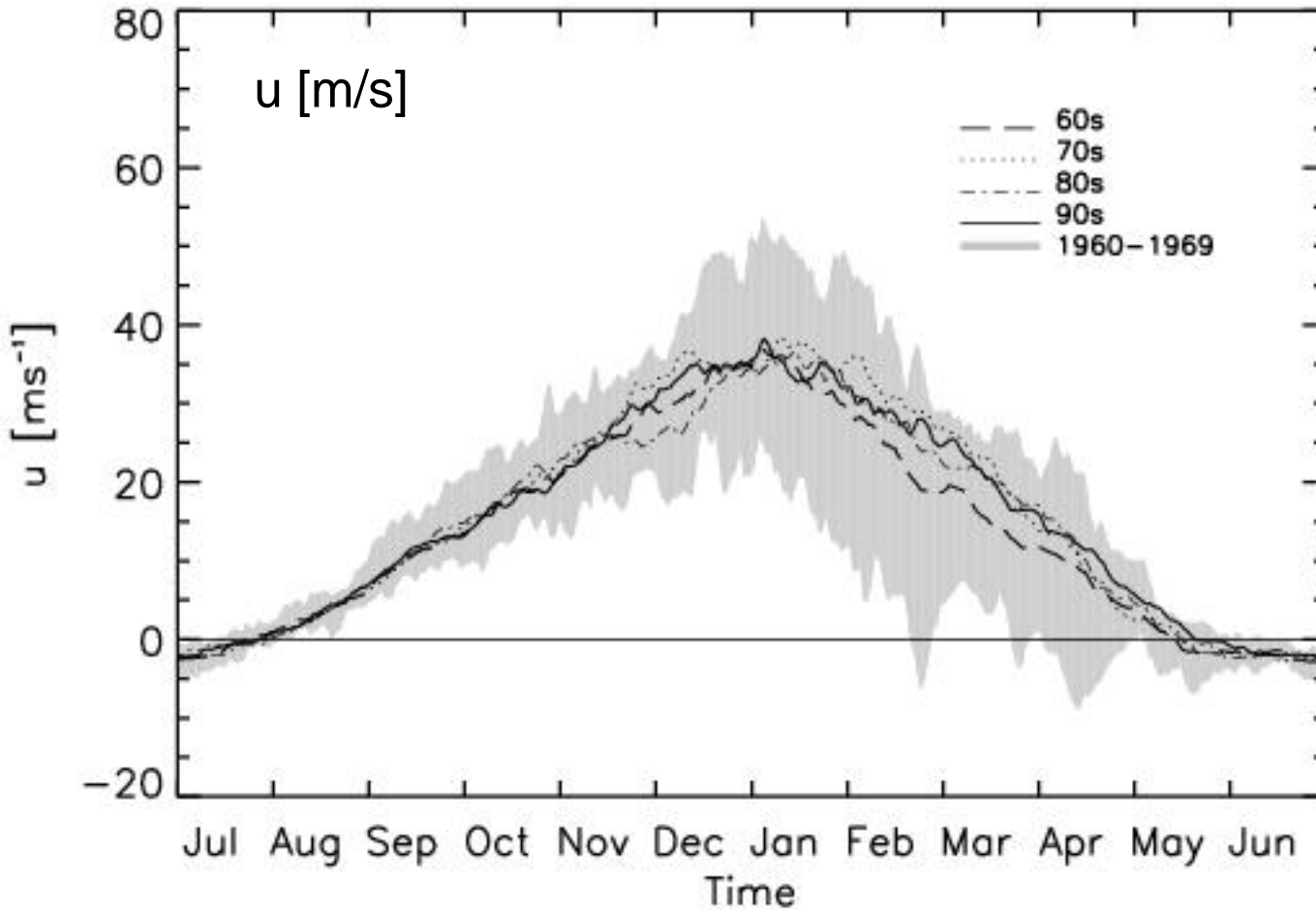
Monatsmittel der Temperatur im Juli über dem Nordpol in etwa 24 km Höhe (30 hPa Luftdruck) von 1955 bis 2000. Deutlich zu erkennen ist der Abkühlungstrend, der sich seit dem Beginn der 80er Jahre deutlich verstärkt hat (Quelle: K. LABITZKE, Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin). Am linken Bildrand sind für die Zeitspannen 1955–1979 (rot), 1979–2000 (schwarz) sowie 1955–2000 (blau) die folgenden Kennzahlen angegeben: T_m : Mitteltemperatur, n : Anzahl der Jahre, σ : Streuung, Trend, prob: Wahrscheinlichkeit.

Temperaturtrend in der Stratosphäre

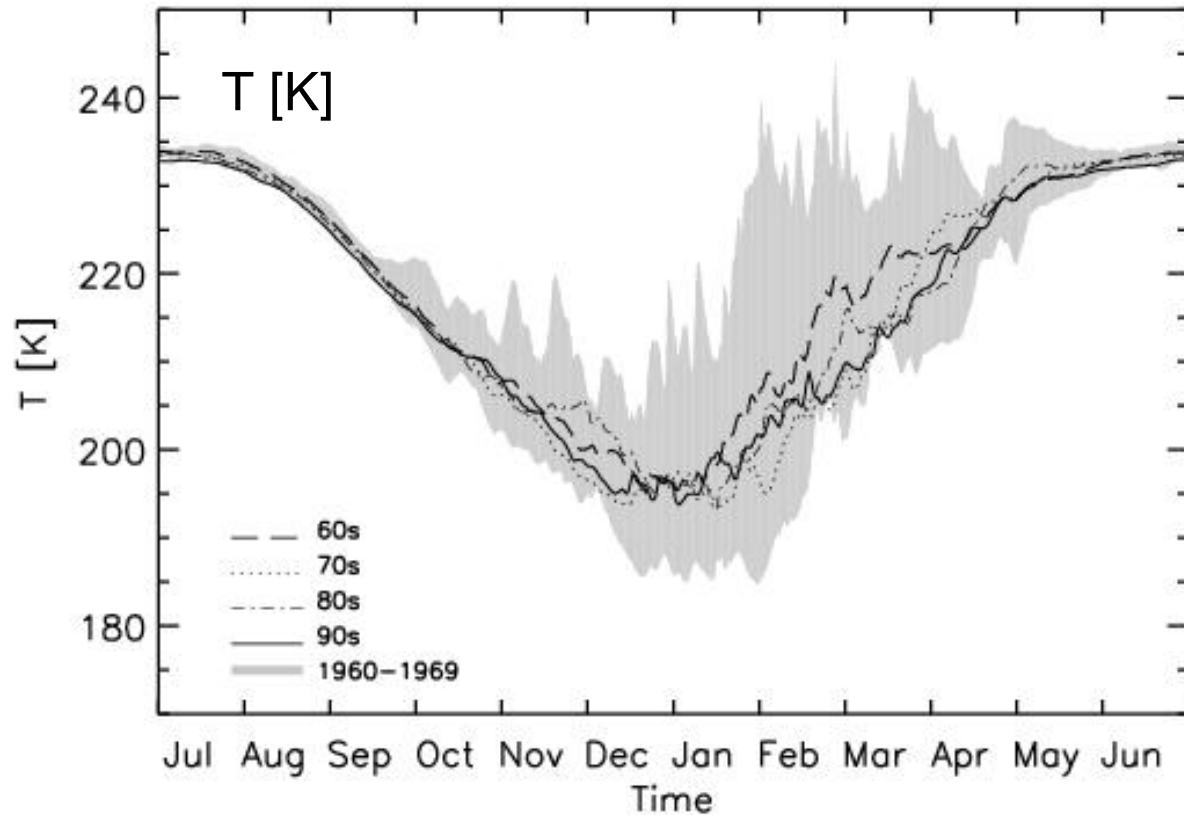
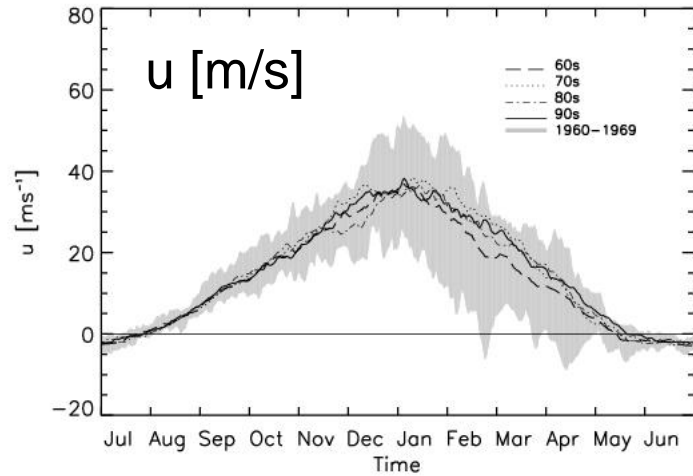


30 hPa Monatsmitteltemperaturen für den Januar über dem Nordpol von 1956 bis 2003 (in °C).

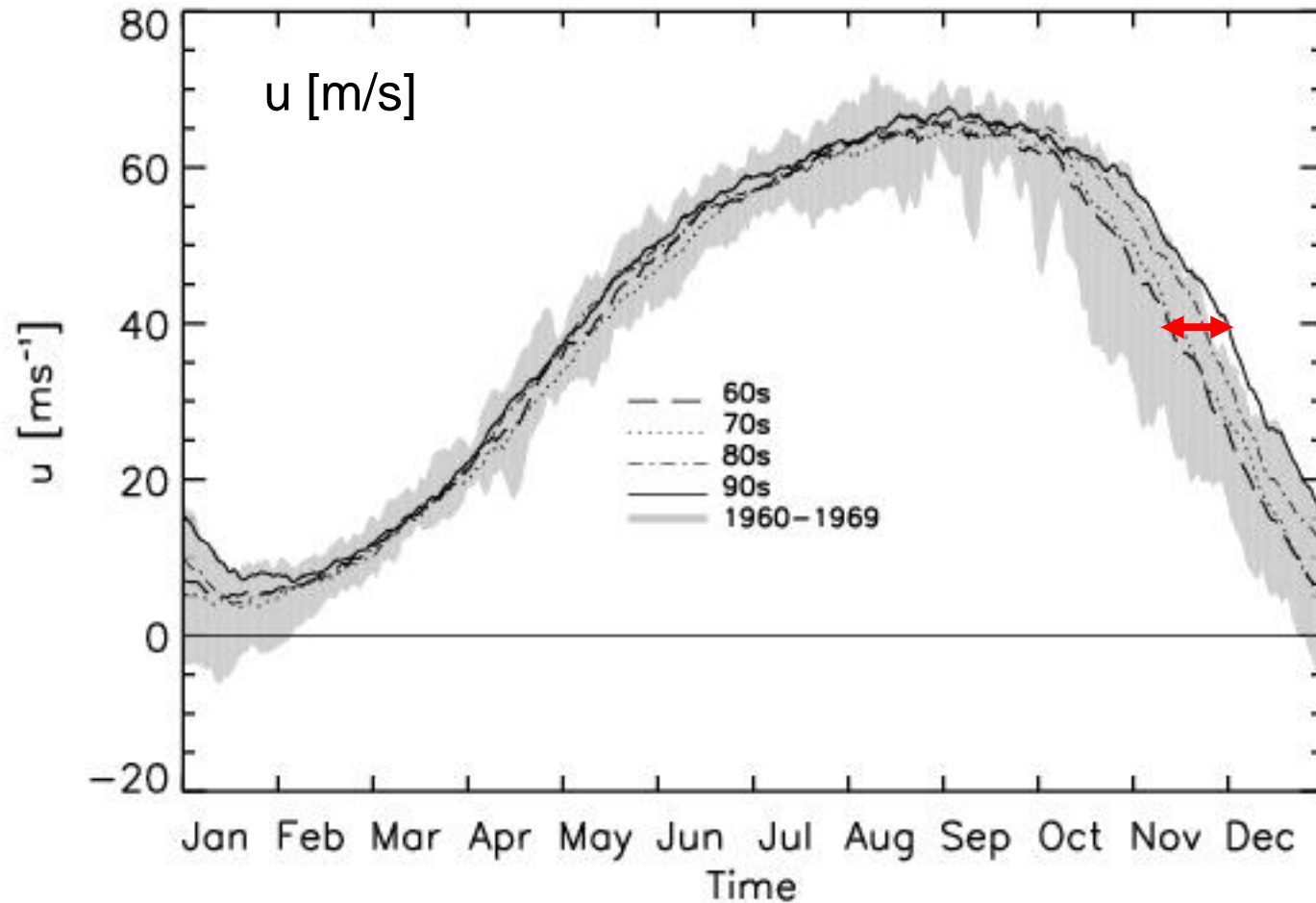
Zonalwind (60°N), 30 hPa (Modelldaten)



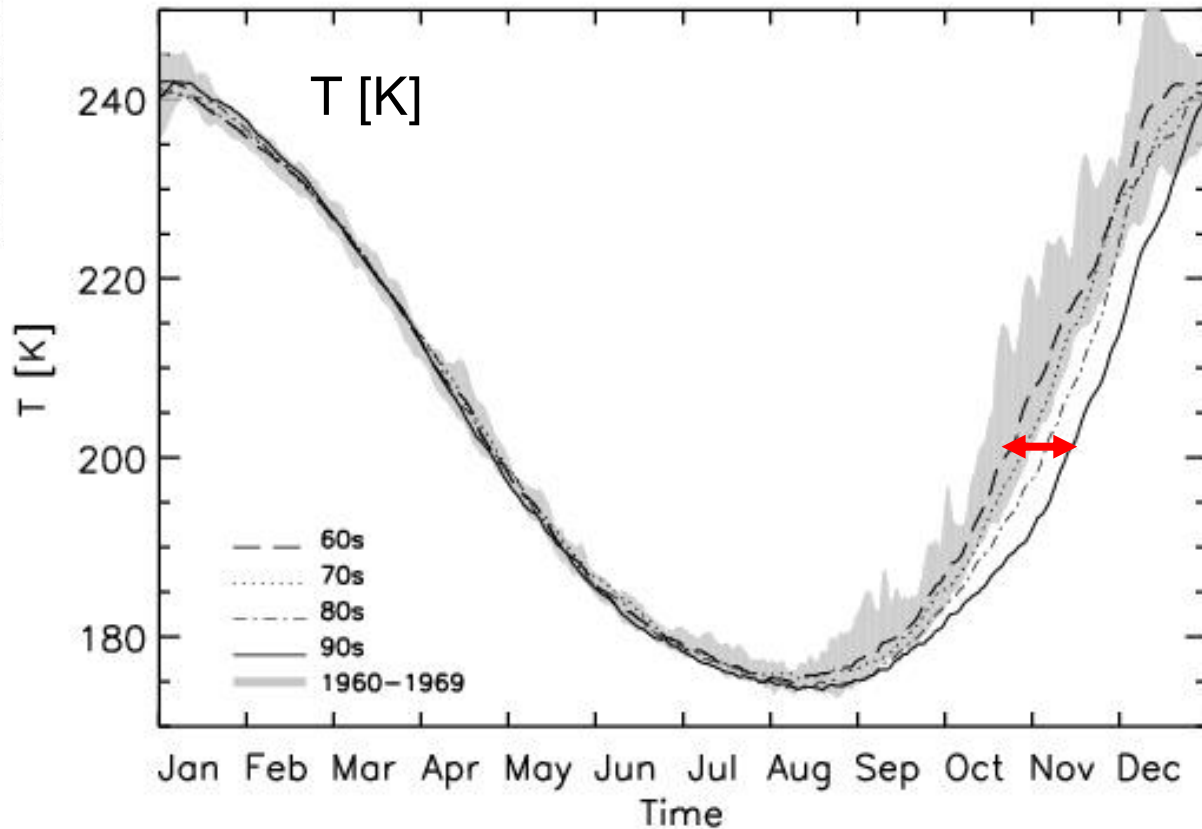
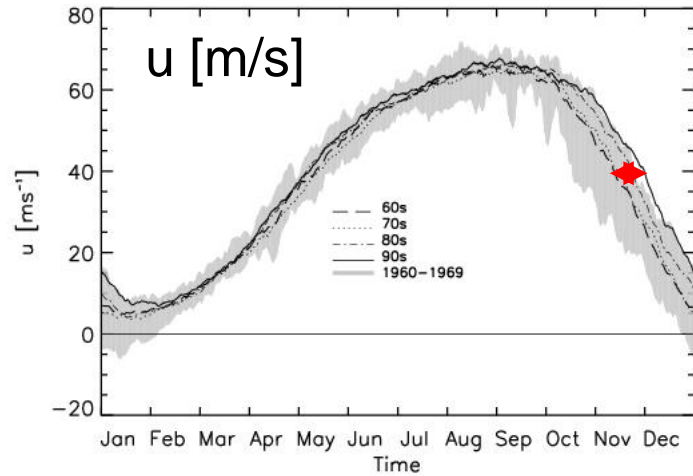
Zonalwind (60°N) und Temperatur (80°N), 30 hPa (Modelldaten)



Zonalwind (60°S), 30 hPa (Modelldaten)



Zonalwind (60°N) und Temperatur (80°N), 30 hPa (Modelldaten)



Temperatur und Ozon

- Stratosphärische Temperaturänderungen sind eng mit Änderungen des Ozongehalts verknüpft.
- Ozon ist eine entscheidende strahlungsaktive Substanz in der Stratosphäre und es ist sehr wichtig die Konsistenz zwischen beobachteten Ozon- und Temperaturänderungen zu bestimmen.
- Ferner ist zu beachten, dass die Ozonzerstörungsrate durch Halogene bei niedrigeren Temperaturen in der oberen Stratosphäre (global) reduziert ist, sich aber bei niedrigeren Temperaturen in der unteren (polaren) Stratosphäre erhöht.

Temperaturtrend

- Abschätzungen vergangener Temperaturänderungen in der Stratosphäre wurden auf der Grundlage von einigen verschiedenen Datensätzen durchgeführt.
- Die meisten dieser Datensätze wurden aber nicht für das "Klimamonitoring" erstellt; jede Datenreihe hat ihre Stärken und Schwächen, was eine sorgfältige Überprüfung erforderlich macht.
- Ein bedeutender Fortschritt der in den letzten Jahren erzielt wurde ist, dass man sich verstärkt um die Quantifizierung der Unsicherheiten der Trendbestimmungen gekümmert hat, begleitet von Vergleichen unabhängiger Datensätze und Analysen.

Temperatortrend

- Temperatortrends können von meteorologischen Analysen und Reanalysedaten abgeleitet werden, allerdings gibt es Hinweise, dass diese durch "künstliche" Änderungen verursacht werden, die aus der Inhomogenitäten der Datenreihen selbst stammen (z.B. Santer et al., 2004; Randel et al., 2004a; Birner et al., 2006) und daher nicht für jede Anwendung belastbar sind.

Santer, B.D., et al., Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis, *J. Geophys. Res.*, 109, D21104, doi: 10.1029/2004JD005075, 2004.

Birner, T., D. Sankey, und T.G. Shepherd, The tropopause inversion layer in models and analyses, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L14804, doi: 10.1029/2006GL026549, 2006.

Temperaturtrend

- Optimale Erkennungs- und Zuordnungstechniken wurden in der Vergangenheit vielfältig verwendet, um beobachtete Änderungen der Boden- und Troposphärentemperatur bestimmten externen Klimaeinflüssen zuzuordnen.
- Während jedoch einige Erkennungs- und Zuordnungsstudien den anthropogenen Einfluss auf bestimmte Variable unter Einschluss der Stratosphäre identifiziert haben, wie zum Beispiel die Tropopausenhöhe (Santer et al., 2003; 2004), hat sich bislang keine Studie ausschließlich mit der Stratosphärentemperatur beschäftigt.

Santer, B.D., M.F. Wehner, T.M.L. Wigley, R. Sausen, G.A. Meehl, K.E. Taylor, C. Ammann, J. Arblaster, W.M. Washington, J.S. Boyle, and W. Brüggemann, Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes, *Science*, 301 (5632), 479-483, doi: 10.1126/science.1084123, 2003.

Temperatortrend

- Ein Grund dafür ist möglicherweise, dass für solche Studien Klimamodelle (GCM mit Ozean) erforderlich sind, die allerdings meistens nur eine sehr begrenzte Auflösung der Stratosphäre aufweisen und die stratosphärische Variabilität stark unterschätzen (Tett et al., 2002).
- Allerdings ist eine realistische Abschätzung der internen Variabilität der Atmosphäre erforderlich, um die Reaktion der Atmosphäre auf externe Antriebe zu unterscheiden.

Tett, S.F.B., G.S. Jones, P.A. Stott, D.C. Hill, J.F.B. Mitchell, M.R. Allen, W.J. Ingram, T.C. Johns, C.E. Johnson, A. Jones, D.L. Roberts, D.M.H. Sexton, and M.J. Woodage, Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change, *J. Geophys. Res.*, 107 (D16), 4306, doi: 10.1029/2000JD000028, 2002.

Temperaturtrend

- Auf der Grundlage einer Serie von operationellen NOAA Satelliten ist seit 1979 eine nahezu kontinuierliche Aufzeichnung von stratosphärischen Temperaturmessungen verfügbar.
- Diese basieren auf den "Microwave Sounding Unit" (MSU) und den "Stratospheric Sounding Unit" (SSU) Instrumenten, welche auf insgesamt 10 individuellen Satelliten zwischen 1979 und 2005 eingesetzt wurden.
- Diese Daten repräsentieren jeweils mittlere Temperaturen für 10 bis 15 km dicke Schichten, die die untere bis obere Stratosphäre abdecken (siehe spätere Abbildung).

Temperaturtrend

- Aufzeichnungen stratosphärischer Temperaturen für den Zeitraum von 1979 bis 2005 werden zusammengestellt indem man die Daten individueller Instrumente kombiniert; diese werden "justiert" (Kalibration) indem man die Überlappungsperioden von aufeinander folgenden Instrumenten verwendet.
- Effekte durch Driften in der Umlaufbahn oder Einflüsse durch atmosphärische Gezeiten müssen ebenfalls berücksichtigt werden, wenn langzeitliche stratosphärische Zeitreihen konstruiert werden.
- Es gibt eine Reihe unabhängiger Analysen, die die Qualität dieser Zeitreihen der Stratosphärentemperatur sichern.

Temperatortrend

- Zur Zeit gibt es zwei detaillierte Analysen des kombinierten SSU Datensatzes (Scaife et al., 2000; Ramaswamy et al., 2001).

Scaife, A.A., J. Austin, N. Butchart, S. Pawson, M. Keil, J. Nash, und I.N. James, Seasonal and interannual variability of the stratosphere diagnosed from UKMO TOVS analyses, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 126 (568), 2585-2604, 2000.

Ramaswamy, V., M.-L. Chanin, J. Angell, J. Barnett, D. Gaffen, M. Gelman, P. Keckhut, Y. Koshelkov, K. Labitzke, J.-J. R. Lin, A. O'Neill, J. Nash, W. Randel, R. Rood, K. Shine, M. Shiotani, und R. Swinbank, Stratospheric temperature trends: observations and model simulations, *Rev. Geophys.*, 39 (1), 71-122, 2001.

Temperaturtrend

- Langzeitliche Temperaturänderungen können auch mittels historischer Radiosondendaten überprüft werden; hierzu sind stratosphärische Messungen (bis in Höhen von 30 km) seit ungefähr 1960 verfügbar.
- Unsicherheiten aus den Radiosonden-Temperaturmessungen sind gegeben durch die räumlich inhomogen verteilten Messungen (die meisten Messungen wurden in mittleren Breiten der Nordhemisphäre durchgeführt); wichtiger noch sind aber sind die im Laufe der Zeit vorgenommenen Veränderungen (Verbesserungen) an der Instrumentierung, was die Zeitreihen beeinflussen kann und die "Trends" verändert.

Temperaturtrend

- Temperaturtrends, die auf der Grundlage von verschiedenen Radiosondendatensätzen berechnet wurden, zeigen eine starke Abkühlung in der unteren Stratosphäre (Lanzante et al., 2003b; Thompson und Solomon, 2005; Free et al., 2005).

Lanzante, J.R., S.A. Klein, und D.J. Seidel, Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. Part II: Trends, sensitivities, and MSU comparisons, *J. Clim.*, 16 (2), 241-262, 2003b.

Thompson, D.W.J., und S. Solomon, Recent stratospheric climate trends as evidenced in radiosonde data: Global structure and tropospheric linkages, *J. Clim.*, 18 (22), 4785-4795, 2005.

Free, M., D.J. Seidel, J.K. Angell, J. Lanzante, I. Dure, und T.C. Peterson, Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate (RATPAC): A new data set of large-area anomaly time series, *J. Geophys. Res.*, 110, D22101, doi: 10.1029/2005JD006169, 2005.

Temperatortrend

- Diese Trends sind allerdings deutlich größer als die aus Satellitendaten abgeleiteten Trends (Seidel et al., 2004) oder Abschätzungen von derzeit verfügbaren Modellsimulationen (Santer et al., 2005; siehe spätere Abbildung).

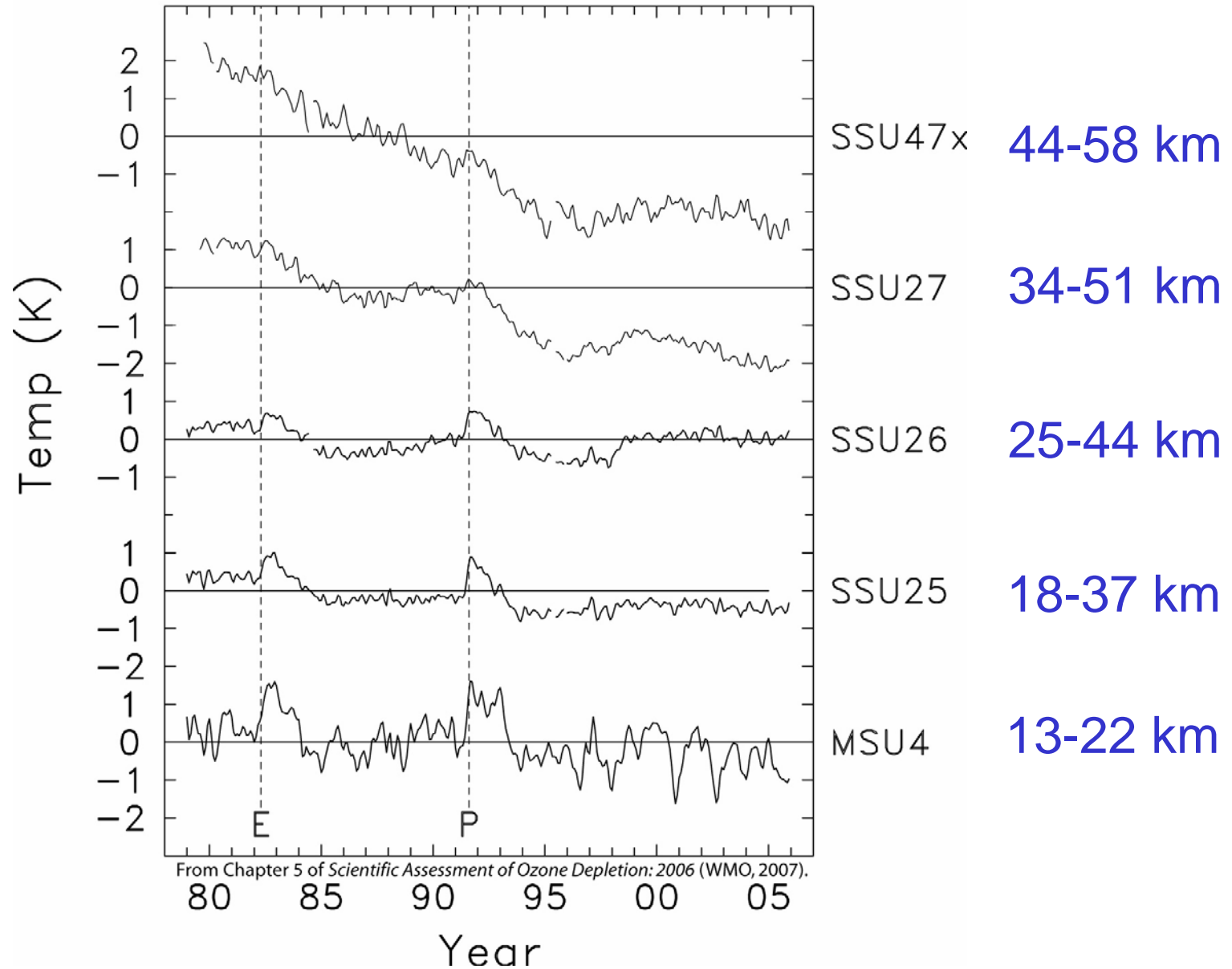
Seidel, D.J., J.K. Angell, J. Christy, M. Free, S.A. Klein, J.R. Lanzante, C. Mears, D. Parker, M. Schabel, R. Spencer, A. Sterin, P. Thorne, und F. Wentz, Uncertainty in signals of large-scale climate variations in radiosonde and satellite upper-air temperature datasets, *J. Clim.*, 17 (11), 2225-2240, 2004.

Santer, B.D., et al., Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere, *Science*, 309 (5740), 1551-1556, doi: 10.1126/science.1114867, 2005.

Temperaturtrend

- Es gibt deutliche Hinweise für eine starke und signifikante Abkühlung für den Großteil der Stratosphäre seit 1980.
- Die nachfolgende Abbildung zeigt die Anomalien der zwischen 60°S und 60°N gemittelten Stratosphären-temperaturen (von der unteren bis in die obere Stratosphäre) abgeleitet aus Satellitendaten zwischen 1979 und 2004.

Temperaturanomalien 60°S - 60°N

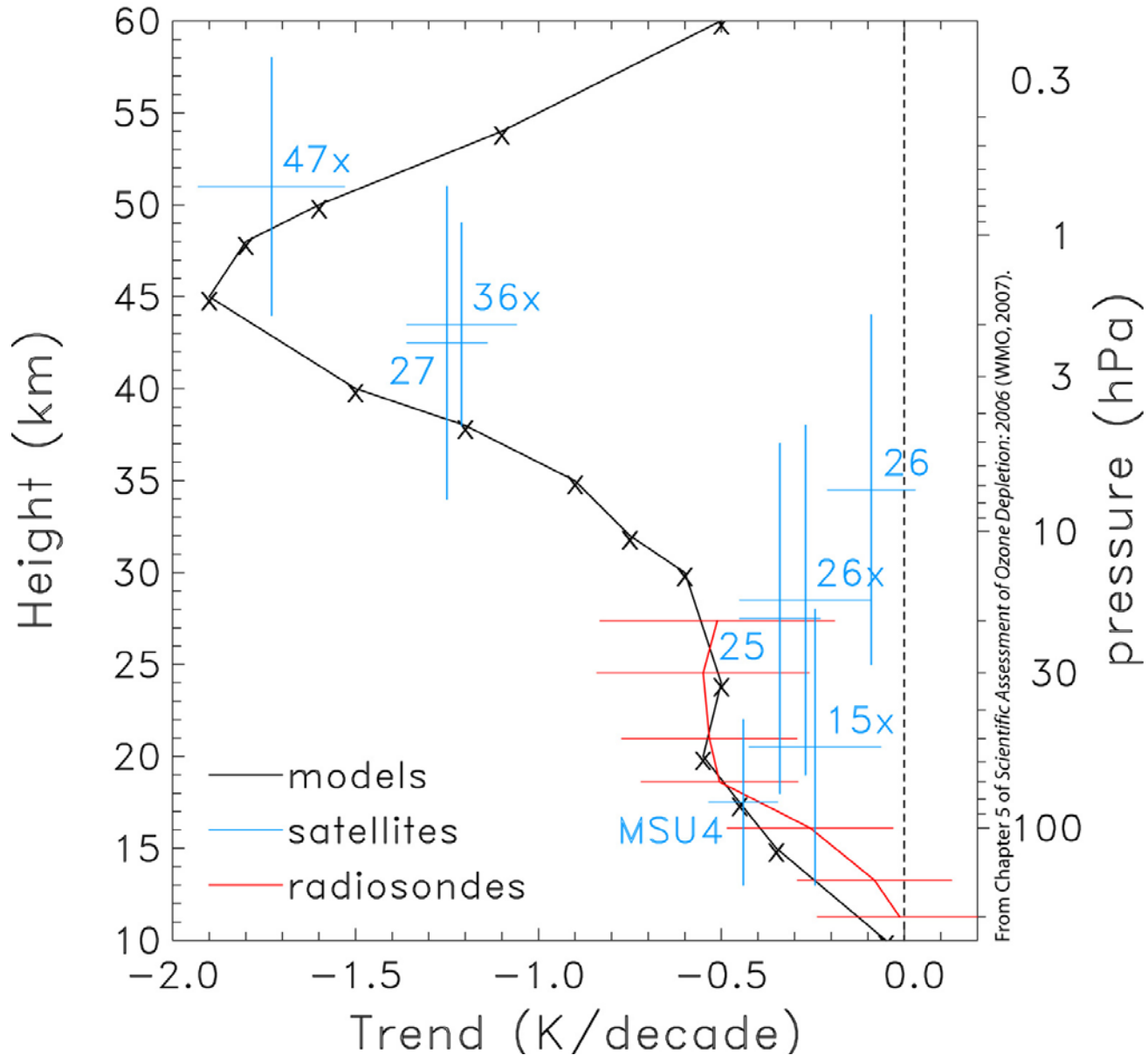


Temperaturtrend

- Das Vertikalprofil dieser nahezu globalen Temperaturtrends zwischen 1979 und 2004 wird in der nachfolgenden Abbildung dargestellt.
- Zusätzlich werden hier auch die aus Radiosondmessungen abgeleiteten Trends und eine Synthese von Modellergebnissen abgebildet (aus Shine et al., 2003).

Shine, K.P., M.S. Bourqui, P.M.F. Forster, S.H.E. Hare, U. Langematz, P. Braesicke, V. Grewe, M. Ponater, C. Schnadt, C.A. Smith, J.D. Haigh, J. Austin, N. Butchart, D.T. Shindell, W.J. Randel, T. Nagashima, R.W. Portmann, S. Solomon, D.J. Seidel, J. Lanzante, S. Klein, V. Ramaswamy, und M.D. Schwarzkopf, A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 129 (590), 1565-1588, 2003.

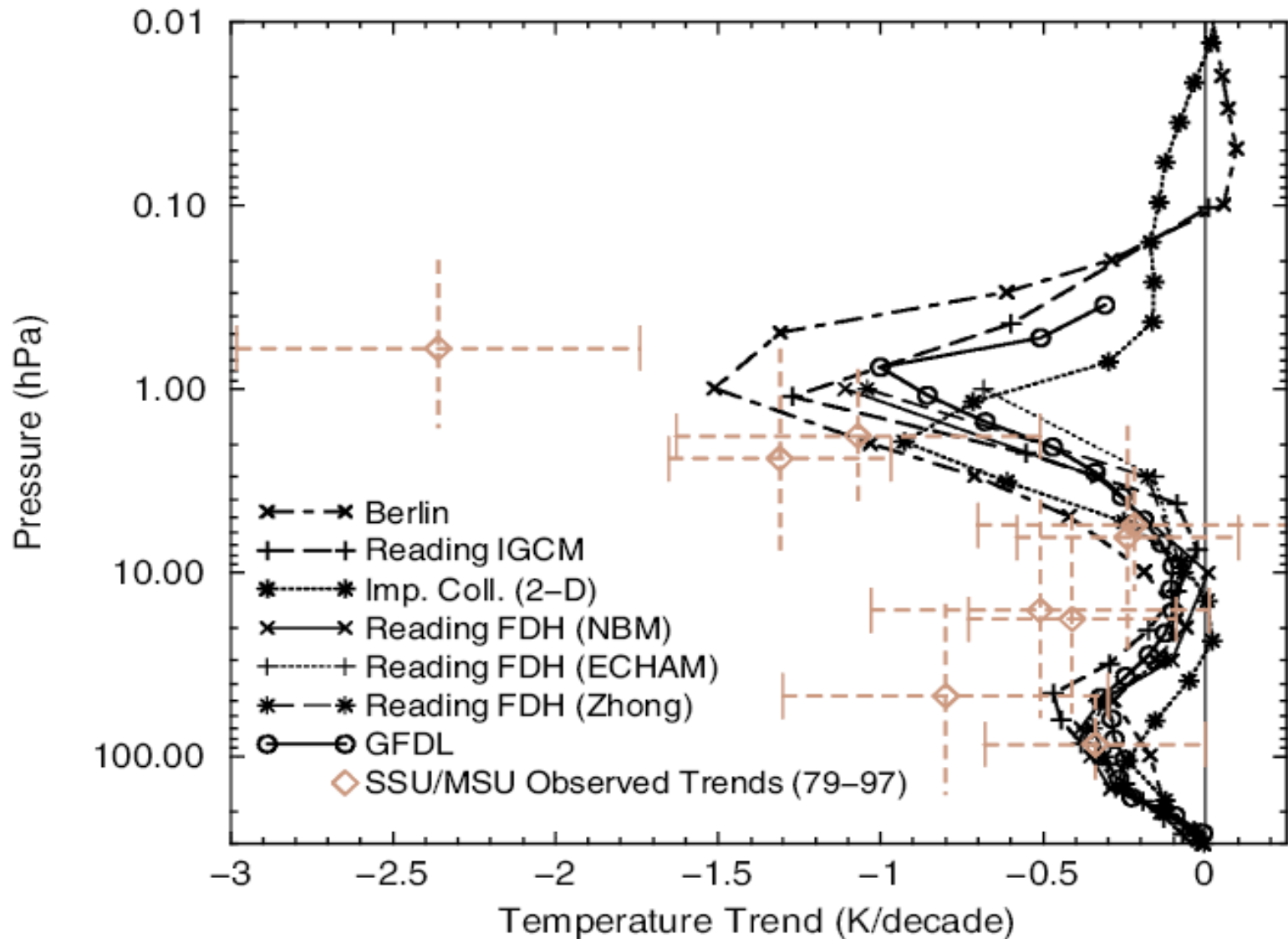
Temperatortrend 1979-2005: 60°S - 60°N



Temperatortrend

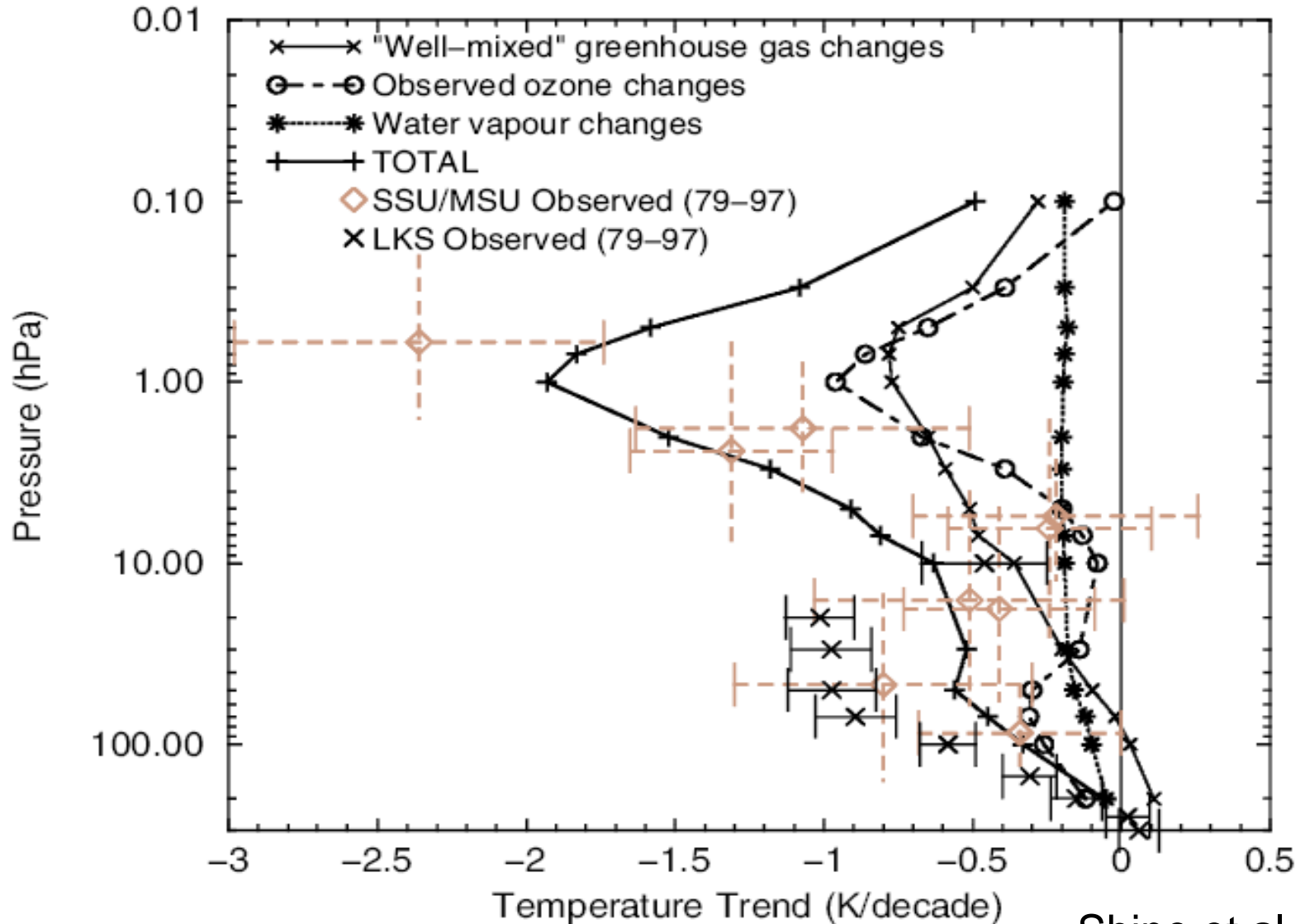
- Sowohl die Satelliten- als auch die Radiosondendaten zeigen eine generelle Abkühlung der Stratosphäre, mit Trendwerten von etwa 0.5 K/Dekade in der unteren Stratosphäre (< 20 km). Modellwerte sind entsprechend.
- In der oberen Stratosphäre (> 40 km) steigen die aus Satelliten- und Modelldaten abgeleiteten Werte auf 1 bis 2 K/Dekade an.
- Die Radiosondendaten zwischen 1979 und 2004 zeigen, dass es eine signifikante Abkühlung auch in stratosphärischen Höhen bis 30 hPa (etwa 26 km) für die meisten geographischen Regionen, einschließlich der Tropen, gegeben hat.

Temperaturtrend 1979-1997: 90°S - 90°N

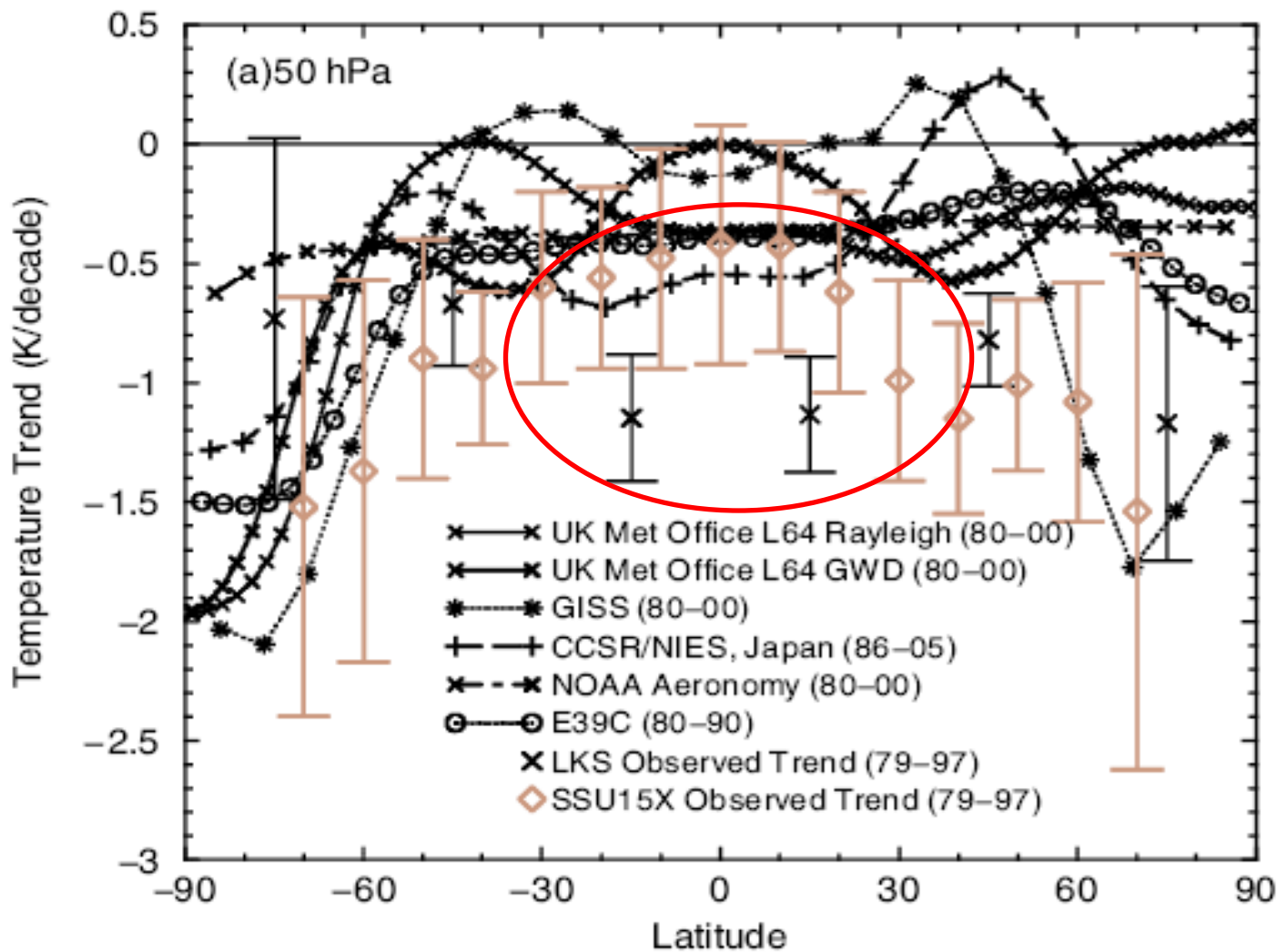


Temperaturtrend 1980-2000: 90°S - 90°N

Beobachtungen und "mittleres" Modellergebnis



Temperaturtrend 1980-2000: Beobachtungen und Ergebnisse von CCMs



Temperaturtrend

- Sowohl die aus MSU4 (Randel und Wu, 2006) als auch die aus Radiosondenaufstiegen abgeleiteten Temperaturtrends (Thompson und Solomon, 2005, Free et al., 2005, Randel und Wu, 2006) deuten auf eine Abkühlung der tropischen und extra-tropischen unteren Stratosphäre hin.

Randel, W.J., und F. Wu, Biases in stratospheric and tropospheric temperature trends derived from historical radiosonde data, *J. Clim.*, 19, 2094-2104, 2006.

- Die aus den SSU-Daten abgeleiteten Temperaturtrends zeigen dagegen eine signifikante Abkühlung in der unteren Stratosphäre, die lediglich auf die extra-tropischen Breiten begrenzt ist.
- Die unterschiedlichen Ergebnisse für die untere Stratosphäre sind derzeit nicht erklärbar.

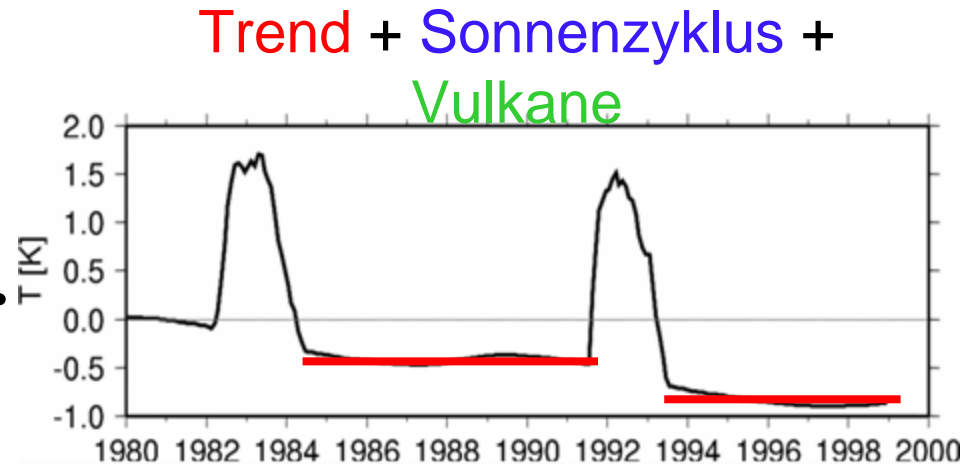
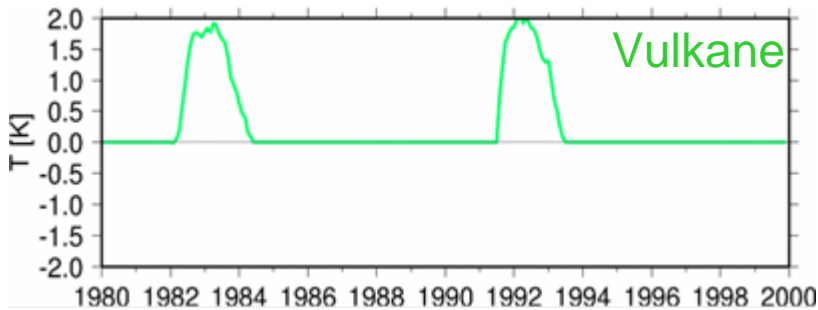
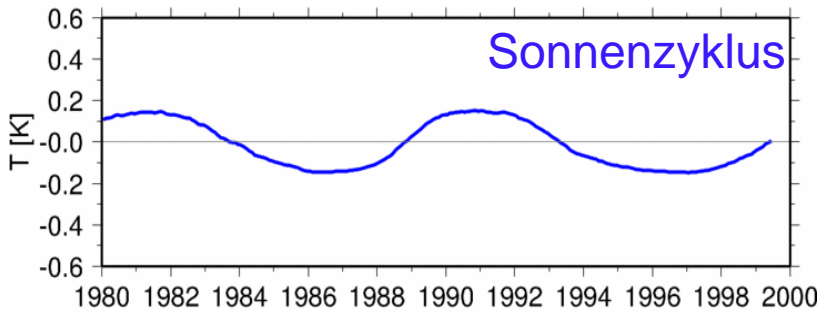
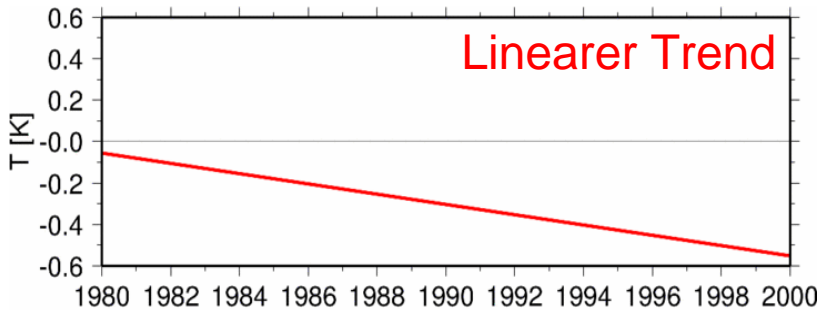
Temperaturtrend

- Die oben gezeigten Zeitreihen der Temperaturanomalien zeigen, dass es sich bei der beobachteten Abkühlung keineswegs um einen einfachen linearen Trend handelt.
- So werden zum Beispiel nach den großen Vulkanausbrüchen vorübergehend (1 bis 2 Jahre) Erwärmungen der unteren und mittleren Stratosphäre beobachtet.
- In der unteren Stratosphäre manifestiert sich die langzeitliche Abkühlung stufenweise (Pawson et al., 1998; Seidel und Lanzante, 2004).

Pawson, S., K. Labitzke, und S. Leder, Stepwise changes in stratospheric temperature, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (12), 2157-2160, 1998.

Seidel, D.J., und J.R. Lanzante, An assessment of three alternatives to linear trends for characterizing global atmospheric temperature changes, *J. Geophys. Res.*, 109, D14108, doi: 10.1029/2003JD004414, 2004.

Variabilität und Trends in der US: Temperatur



⇒ "stufenweise"
Abkühlung der
unteren
Stratosphäre

Siehe auch Ramaswamy et al. (2006).

Temperatortrend

- Die generelle starke Abkühlung der unteren Stratosphäre ist vor allem eine Reaktion auf die gleichzeitig voranschreitende Ozonzerstörung in diesen Jahren (1980 bis 2000) (Shine et al., 2003; Langematz et al., 2003), möglicherweise verbunden mit einem allerdings sehr viel kleineren Beitrag durch die Änderungen in der stratosphärischen Wasserdampfkonzentration.

Langematz, U., M. Kunze, K. Krüger, K. Labitzke, und G.L. Roff, Thermal and dynamical changes of the stratosphere since 1979 and their link to ozone and CO₂ changes, *J. Geophys. Res.*, 108 (D1), 4027, doi: 10.1029/2002JD002069, 2003.

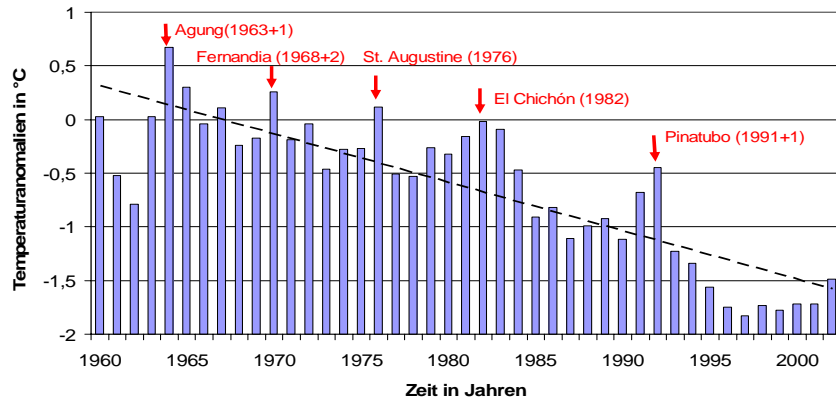
Temperaturtrend

- Nach 1995 wird eine Abflachung der Temperaturabnahme beobachtet (siehe auch vorherige Erklärung), allerdings ist zu beachten, dass nach 1995 auch in der oberen Stratosphäre und der unteren Mesosphäre ein deutlich schwächerer Trend beobachtet wird (siehe Abbildung oben), was durch die aus HALOE-Messungen abgeleiteten Trends für den Zeitraum zwischen 1992 und 2004 bestätigt wird (Remsberg und Deaver, 2005).

Remsberg, E.E., und L.E. Deaver, Interannual, solar cycle, and trend terms in middle atmospheric temperature time series from HALOE, *J. Geophys. Res.*, 110, D06106, doi: 10.1029/2004JD004905, 2005.

Temperaturtrend

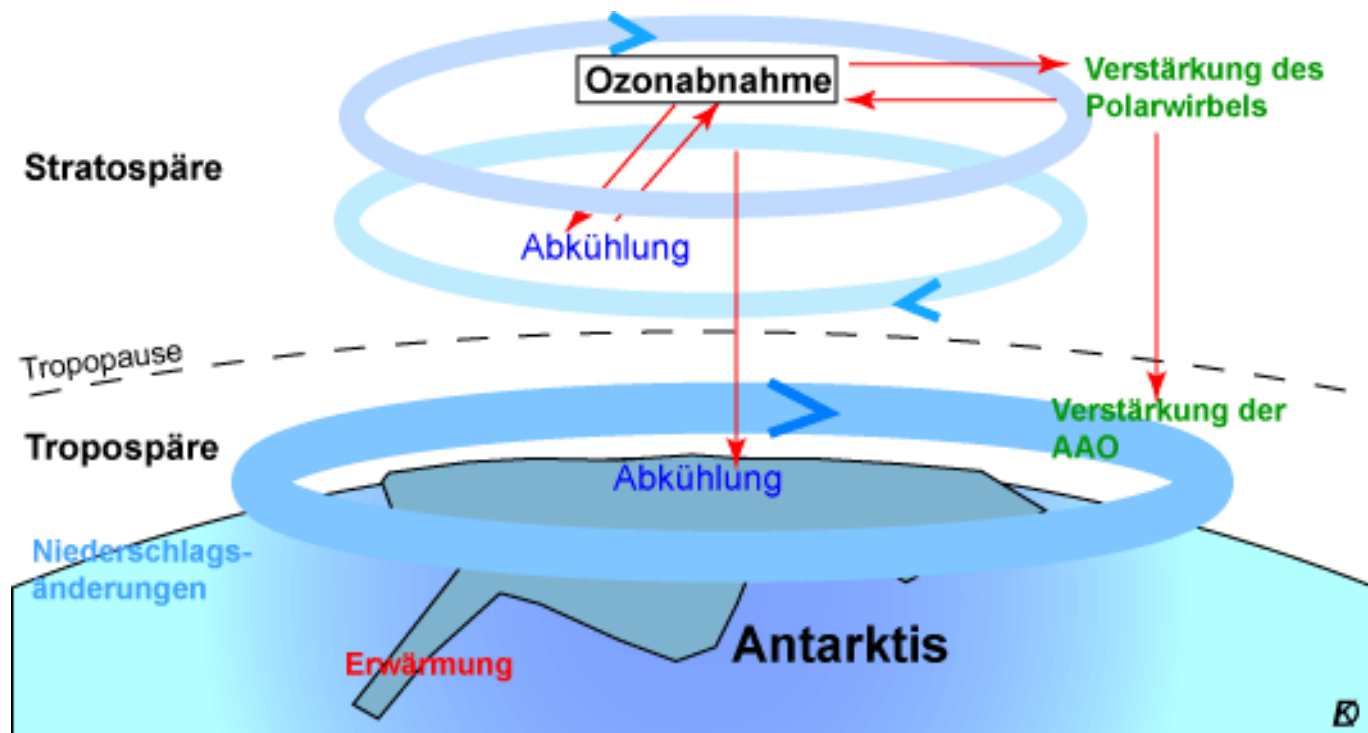
- Obwohl man diese Abflachung aufgrund der Änderungen in den Ozontrends erwarten könnte, ist die Deutlichkeit dieses Verhaltens überraschend in anbetracht der Tatsache, dass die Treibhausgaskonzentrationen während dieser Dekade (1995 bis 2004) weiter zugenommen haben.



Ende Kapitel 6

Kapitel 7

Einfluss stratosphärischer Ozonänderungen auf die Troposphäre



Kapitel 7: Gliederung

- Einleitung
- Änderungen in der Südhemisphäre
- Änderungen in der Nordhemisphäre

Einleitung

- Die Wechselwirkungen zwischen Klima (Klimaänderungen) und stratosphärischem Ozon sind komplex.
- Es lassen sich drei Aspekte unterscheiden:
 1. Einfluss troposphärischer Klimaänderungen auf die (klimatischen) Bedingungen in der Stratosphäre und in der Folge auf die Änderung der stratosphärischen Ozonkonzentration;
 2. Einfluss stratosphärischer Ozonänderungen auf das stratosphärische Klima mit Rückwirkungen auf die Ozonveränderung selbst;
 3. Einfluss stratosphärischer Ozonänderungen auf das troposphärische Klima.

zu Punkt 1:

- Die Erwärmung in den unteren Schichten der Atmosphäre durch die Emission von Treibhausgasen hat eine Abkühlung in der Stratosphäre zur Folge (siehe vorherige Kapitel).
- Diese Abkühlung fördert die Ozonzerstörung über den Polen durch die Bildung von PSC und begünstigt die (heterogene) Chlorchemie.
- Die globale Erwärmung hat außerdem Auswirkungen auf die atmosphärische Dynamik: So könnte es z.B. auf der Nordhalbkugel zu einer Veränderung der Nordatlantischen bzw. Arktischen Oszillation (NAO bzw. AO) kommen, mit entsprechenden Konsequenzen für die stratosphärische Dynamik.

zu Punkt 1:

- Auch auf der Südhalbkugel könnte durch Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation (hier der Antarktischen Oszillation AAO) die Isolation der polaren Stratosphäre über der Antarktis verändert werden.

zu Punkt 2:

- Das stratosphärische Ozon absorbiert nicht nur die kurzwellige Solarstrahlung, sondern ist darüber hinaus in der Stratosphäre wie in der Troposphäre ein Treibhausgas.
- Jede Veränderung in der Ozonmenge wirkt sich daher auch auf die Temperaturen in der Stratosphäre aus.
- Ein Ozonverlust in der Stratosphäre hat wie die Zunahme von Kohlendioxid in der Troposphäre eine Abkühlung der Stratosphäre zur Folge (siehe Kapitel 7).

zu Punkt 2:

- Dieser Abkühlungseffekt ist in der unteren Stratosphäre (in etwa 15 km Höhe) sogar stärker als der durch die Zunahme der troposphärischen Treibhausgase und wird auf $-0,5^{\circ}\text{C}$ pro Dekade geschätzt.
- In der oberen Stratosphäre spielt dagegen die Wirkung der Treibhausgase die dominierende Rolle (etwa $-0,8^{\circ}\text{C}$ pro Dekade in 20-35 km und $-2,5^{\circ}\text{C}$ pro Dekade in etwa 50 km Höhe).
- Die Abkühlung der Stratosphäre durch Ozonabnahme ist dort am größten, wo der Ozonverlust am stärksten ist, d.h. über den Polen (siehe unten).

zu Punkt 2:

- Die mittlere Temperatur in der südpolaren Stratosphäre hat während der Frühlingsmonate in etwa 18 km Höhe von 1969-1998 um etwa 6°C abgenommen.
- Diese Temperaturänderungen haben auch Auswirkungen auf die atmosphärische Dynamik.
- So ist eine deutliche Verstärkung des Polarwirbels festgestellt worden und eine Verschiebung des Zeitpunkts seines Zusammenbruchs (Umstellung auf Sommerbedingungen (siehe Kapitel 6)).
- Durch diesen positiven Rückkopplungseffekt verstärken Ozonverluste die Bedingungen für die Ozonzerstörung.

zu Punkt 3:

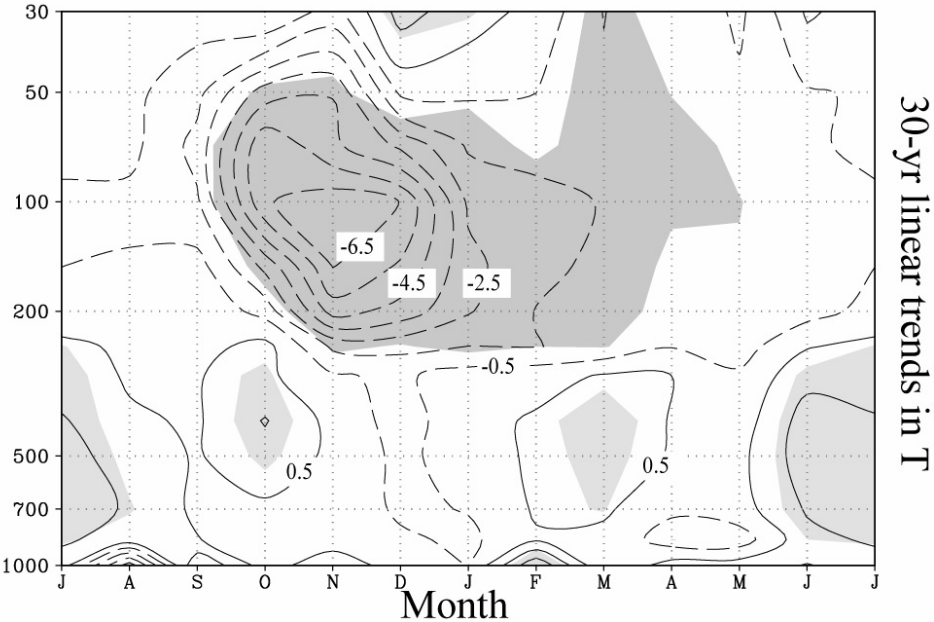
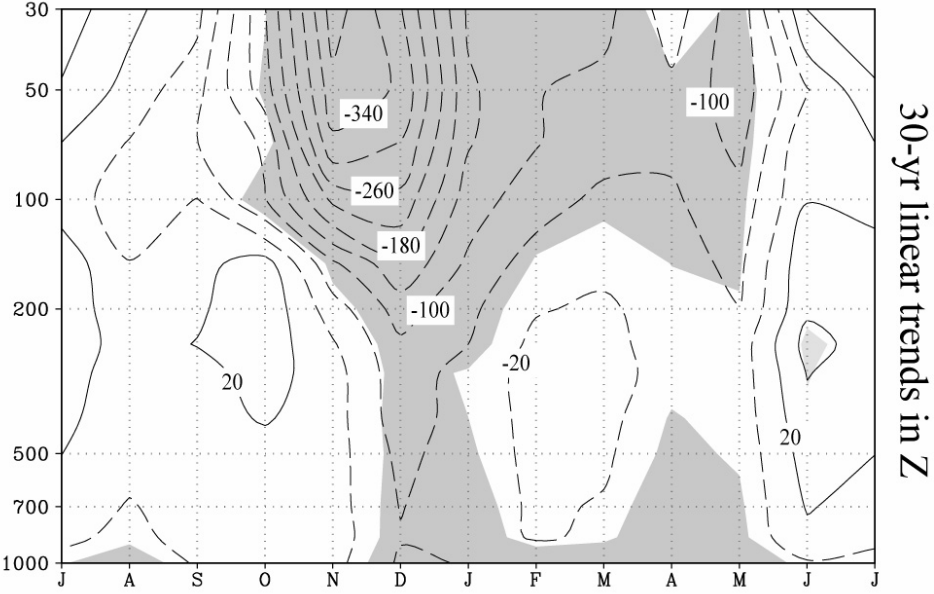
- Die stratosphärische Ozonabnahme hat in der unteren Troposphäre eine geringfügige Temperaturabnahme zur Folge.
- Zwar gelangt durch die stratosphärische Ozonabnahme etwas mehr UV-B-Strahlung (280-320 nm) in die bodennahe Luftschichten, dieser Effekt wird aber übertroffen durch die Abnahme der Wärmestrahlung aus der Stratosphäre in Richtung untere Troposphäre (wegen des Ozonverlusts).
- Während die Ozonzunahme in der Troposphäre den natürlichen Treibhauseffekt verstärkt und zur globalen Erwärmung beiträgt, verringert die Ozonabnahme in der Stratosphäre den Treibhauseffekt.

Änderungen in der Südhemisphäre

- Die stärkste stratosphärische Ozonzerstörung wird im antarktischen Frühling beobachtet. Deshalb erwartet man, dass der größte Effekt des stratosphärischen Ozonabbaus auf das troposphärische Klima dort am deutlichsten ist.
- Während man die größten Trends in der stratosphärischen Temperatur und der geopotentiellen Höhe im November beobachtet, in Übereinstimmung mit dem Bereich der maximalen Ozonzerstörung, findet man auch signifikante Abnahmen der geopotentiellen Höhe in der Troposphäre, allerdings 1 bis 2 Monate später (Thompson und Solomon, 2002; siehe nachfolgende Abbildung).

Thompson, D.W.J., und S. Solomon, Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, 296 (5569), 895-899, 2002.

Änderungen in der Südhemisphäre



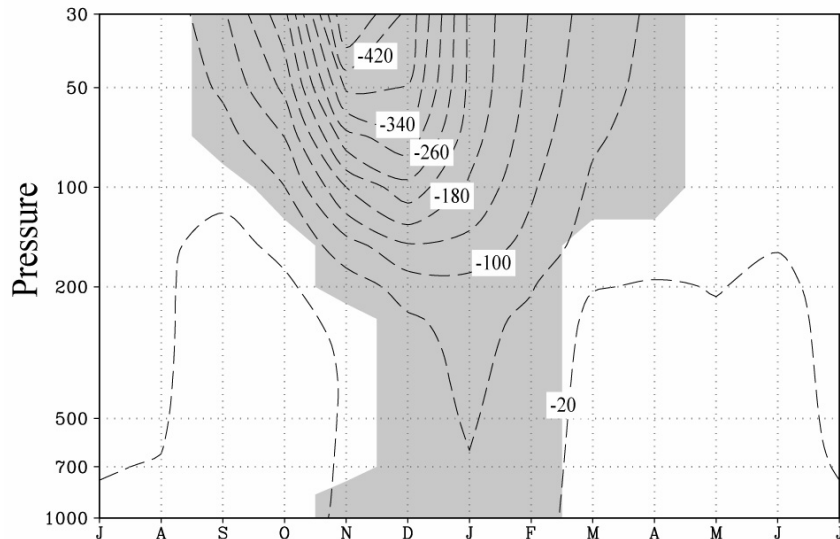
Änderungen in der Südhemisphäre

- Verschiedene Studien mit numerischen Atmosphärenmodellen haben die Reaktion der Troposphäre auf vorgegebene Änderungen des stratosphärischen Ozongehalts untersucht.
- Beispiel: Gillett und Thompson (2003) simulierten eine signifikante Reaktion der troposphärischen geopotentiellen Höhe auf vorgeschriebene Änderungen der stratosphärischen Ozonkonzentration, wobei die Treibhausgaskonzentrationen nicht verändert wurden (siehe nachfolgende Abbildung).

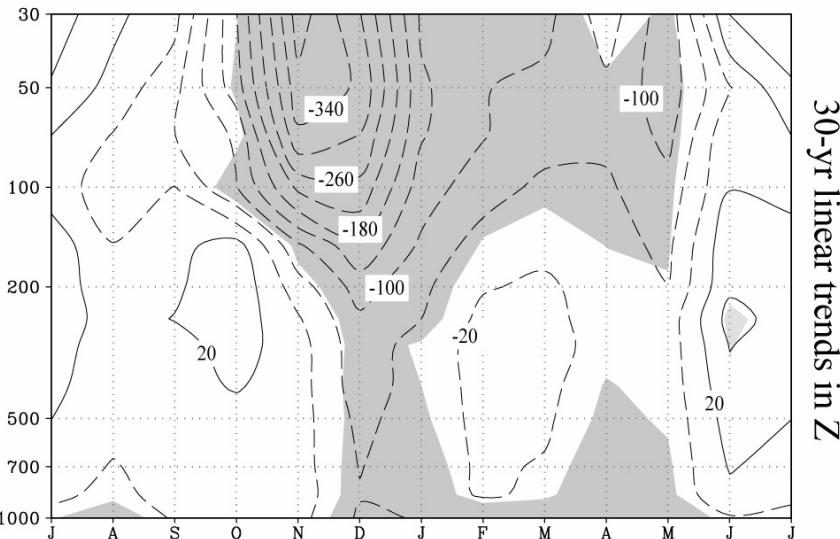
Gillett, N.P., und D.W.J. Thompson, Simulation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, 302 (5643), 273-275, 2003.

Änderungen in der Südhemisphäre

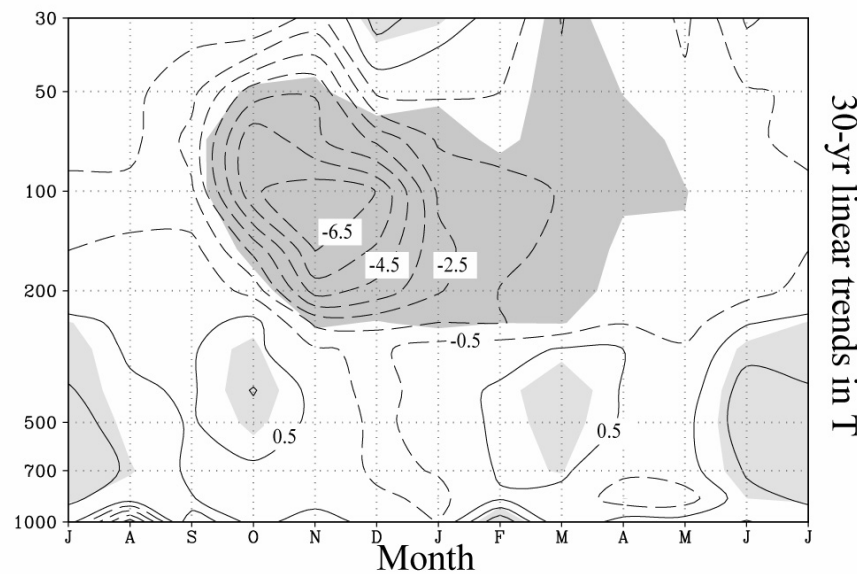
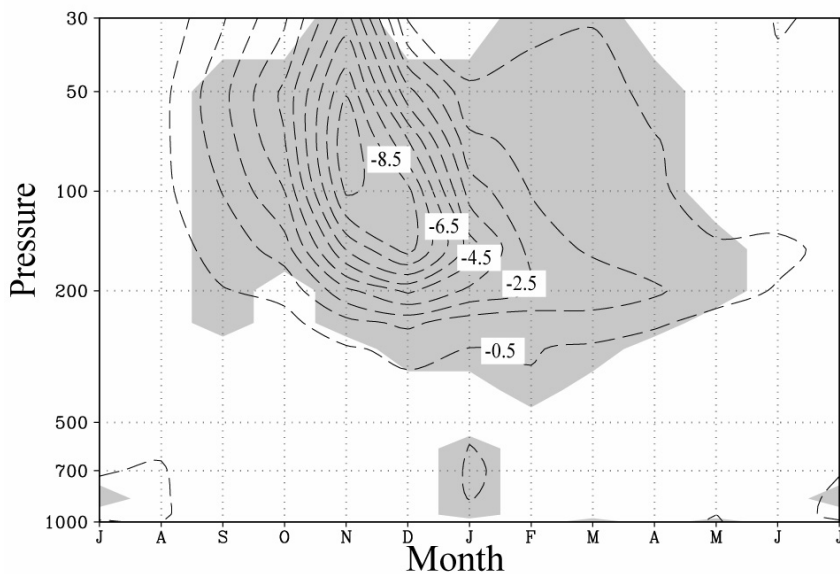
Model



Observations
(from Thompson and Solomon 2002)



30-yr linear trends in Z



30-yr linear trends in T

Änderungen in der Südhemisphäre

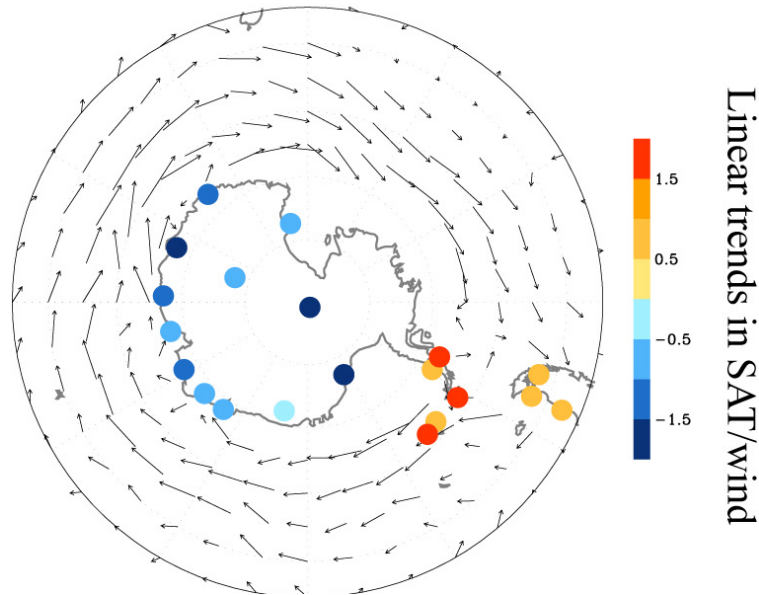
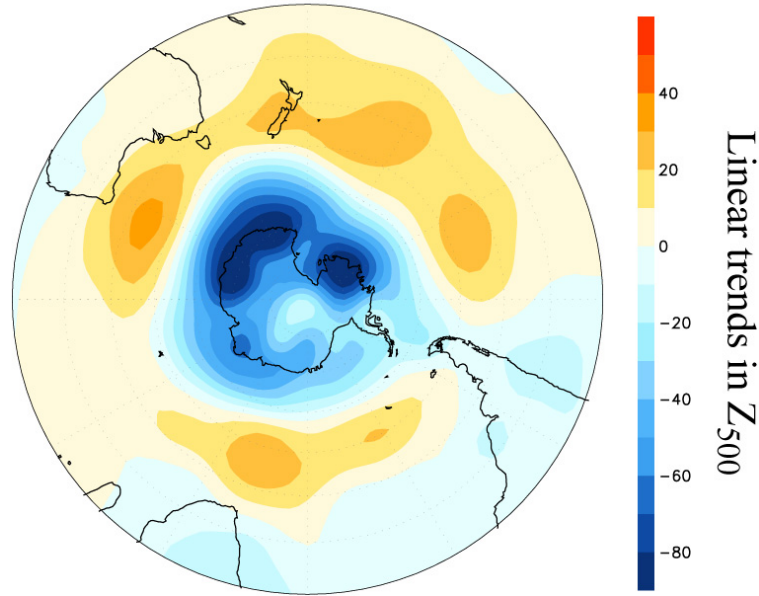
- Die simulierten und beobachteten Änderungen der geopotentiellen Höhe stimmen in Größe und Jahresgang gut überein.
- Dies stützt die Vermutung, dass die beobachteten Trends im Wesentlichen durch die stratosphärische Ozonzerstörung verursacht werden.

Änderungen in der Südhemisphäre

- Ferner wurde beobachtet:
 - eine Abkühlung der Oberfläche von etwa 1 K im Inneren des antarktischen Kontinents;
 - eine Erwärmung der antarktischen Halbinsel, der schottischen See und der südlichsten Spitze von Südamerika.

(Thompson and Solomon, 2002; siehe Abbildung).

Änderungen in der Südhemisphäre



Änderungen in der Südhemisphäre

- Ein ähnliches Muster der Erwärmung und Abkühlung der bodennahen Schichten wurde auch als Reaktion auf die stratosphärische Ozonzerstörung simuliert (Gillett und Thompson, 2003; siehe Abbildung) und auch als kombinierter Effekt der stratosphärischen Ozonzerstörung und dem Anstieg der Treibhausgas-konzentrationen (Shindell und Schmidt, 2004; Arblaster und Meehl, 2006).

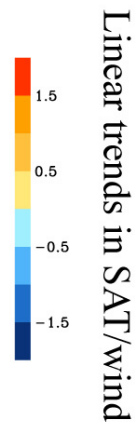
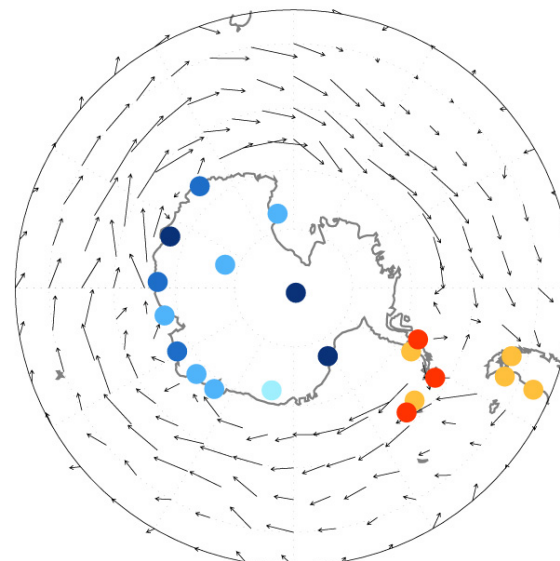
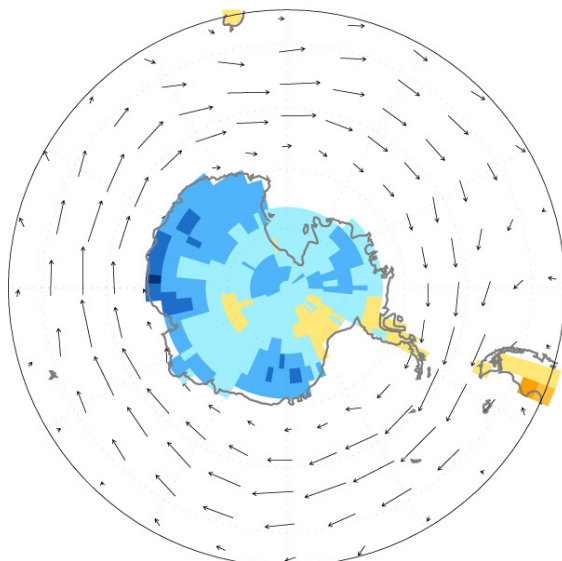
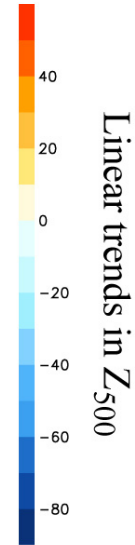
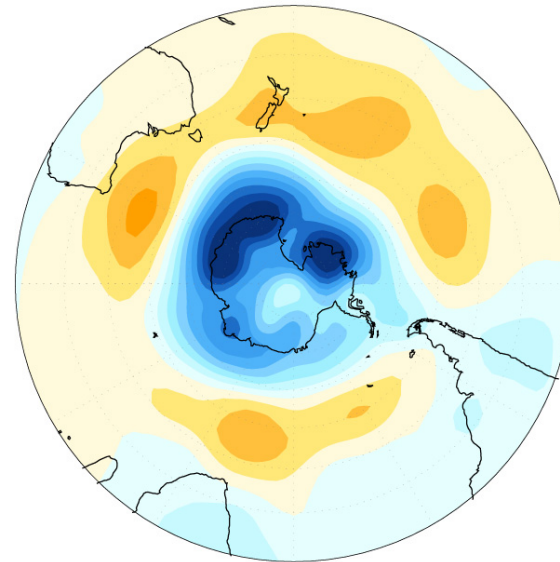
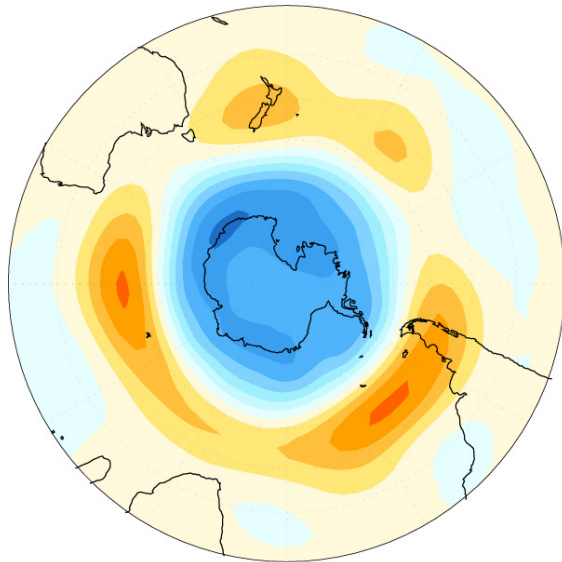
Shindell, D.T., und G.A. Schmidt, Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18209, doi: 10.1029/2004GL020724, 2004.

Arblaster, J.M., und G.A. Meehl, Contributions of external forcings to Southern Annular Mode trends, *J. Clim.*, 19, 2896-2905, 2006.

Änderungen in der Südhemisphäre

Model

Observations
(from Thompson and Solomon 2002)

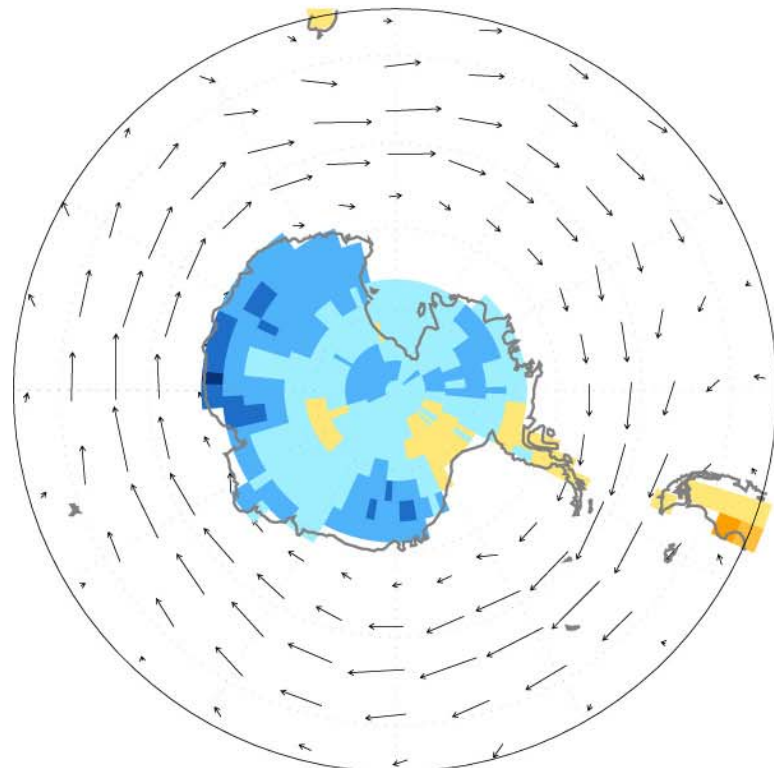


Änderungen in der Südhemisphäre

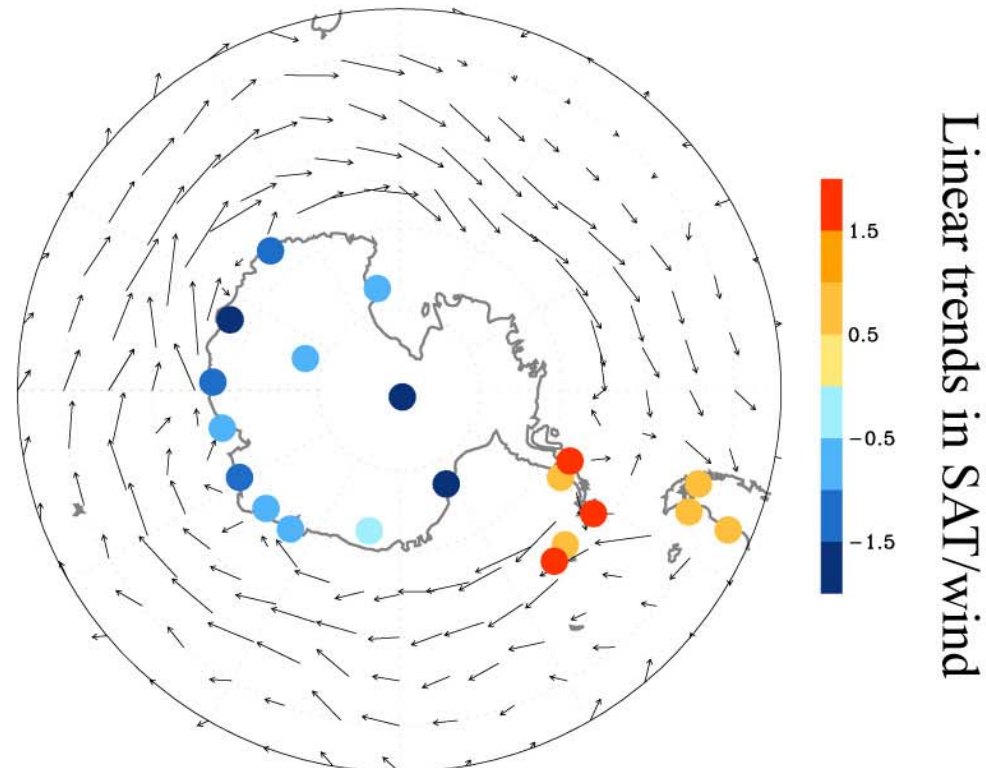
- Thompson und Solomon (2002) identifizierten darüber hinaus eine damit im Zusammenhang stehende Verstärkung der Westwinde über dem südlichen Ozean, entsprechend einer Verlagerung der Zugbahn der Tiefdruckgebiete in Richtung Südpol.
- Dies wurde ebenfalls als Reaktion auf die stratosphärische Ozonzerstörung nachsimuliert (Gillett und Thompson, 2003; Shindell und Schmidt, 2004; siehe auch nachfolgende Abbildung).
- Simulierte und beobachtete Windänderungen haben die Größenordnung von 1 m/s und werden bis etwa 30°S gefunden (Gillett und Thompson, 2003).

Änderungen in der Südhemisphäre

Model



Observations
(from Thompson and Solomon 2002)



Die längsten Vektoren entsprechen einer Änderung der Windgeschwindigkeit von etwa 4m/s.

Änderungen in der Südhemisphäre

- Die stratosphärische Ozonzerstörung beeinflusst das troposphärische Klima sowohl über Strahlungs- als auch über dynamische Prozesse.
- Die troposphärische Reaktion auf stratosphärische Störungen (Veränderungen) kann sich direkt durch die (planetare) Wellenaktivität und den Strahlungsantrieb in der Stratosphäre ergeben (Thompson et al., 2006; siehe auch Kapitel 3), obwohl diese direkten Antriebsmechanismen die breitenabhängige Struktur der troposphärischen Reaktion nicht erklären kann.

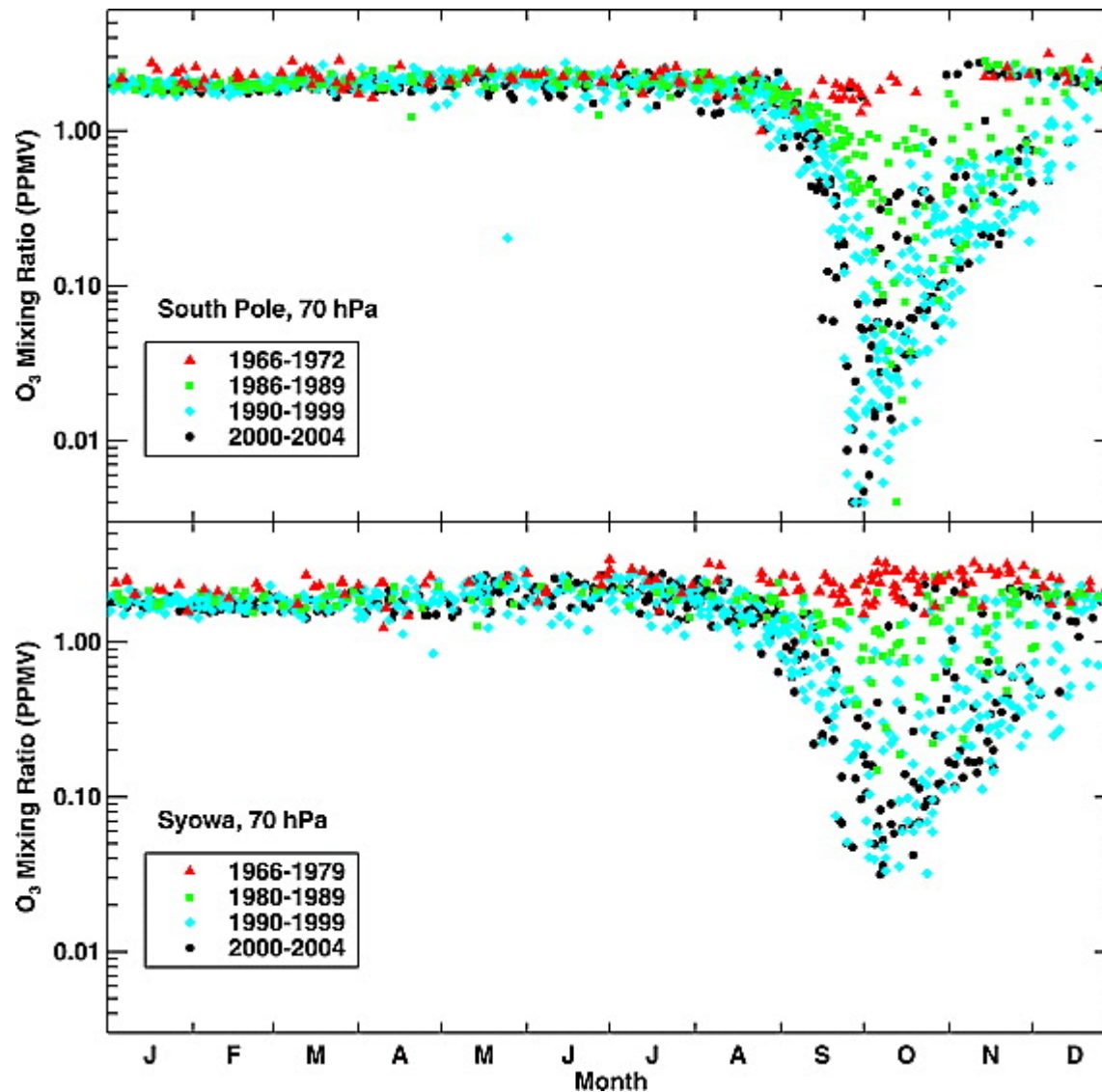
Thompson, D.W.J., J.C. Furtado, und T.G. Shepherd, On the tropospheric response to anomalous stratospheric wave drag and radiative heating, *J. Atmos. Sci.*, 63 (10), 2616-2629, 2006.

Änderungen in der Südhemisphäre

- Die Ozonzerstörung in der antarktischen Stratosphäre führt zu einer direkten strahlungsbedingten Abkühlungseffekt der Oberfläche (siehe oben und Kapitel 2).
- Maximale Ozonzerstörung nahe der Tropopause findet von Dezember bis Januar statt, über einen Monat nach dem stärksten Ozonabbau in 70 hPa (etwa 18 km).
- Diese Verzögerung ist durch den Abwärtstransport der ozonarmen Luftmassen verursacht (Solomon et al., 2005).

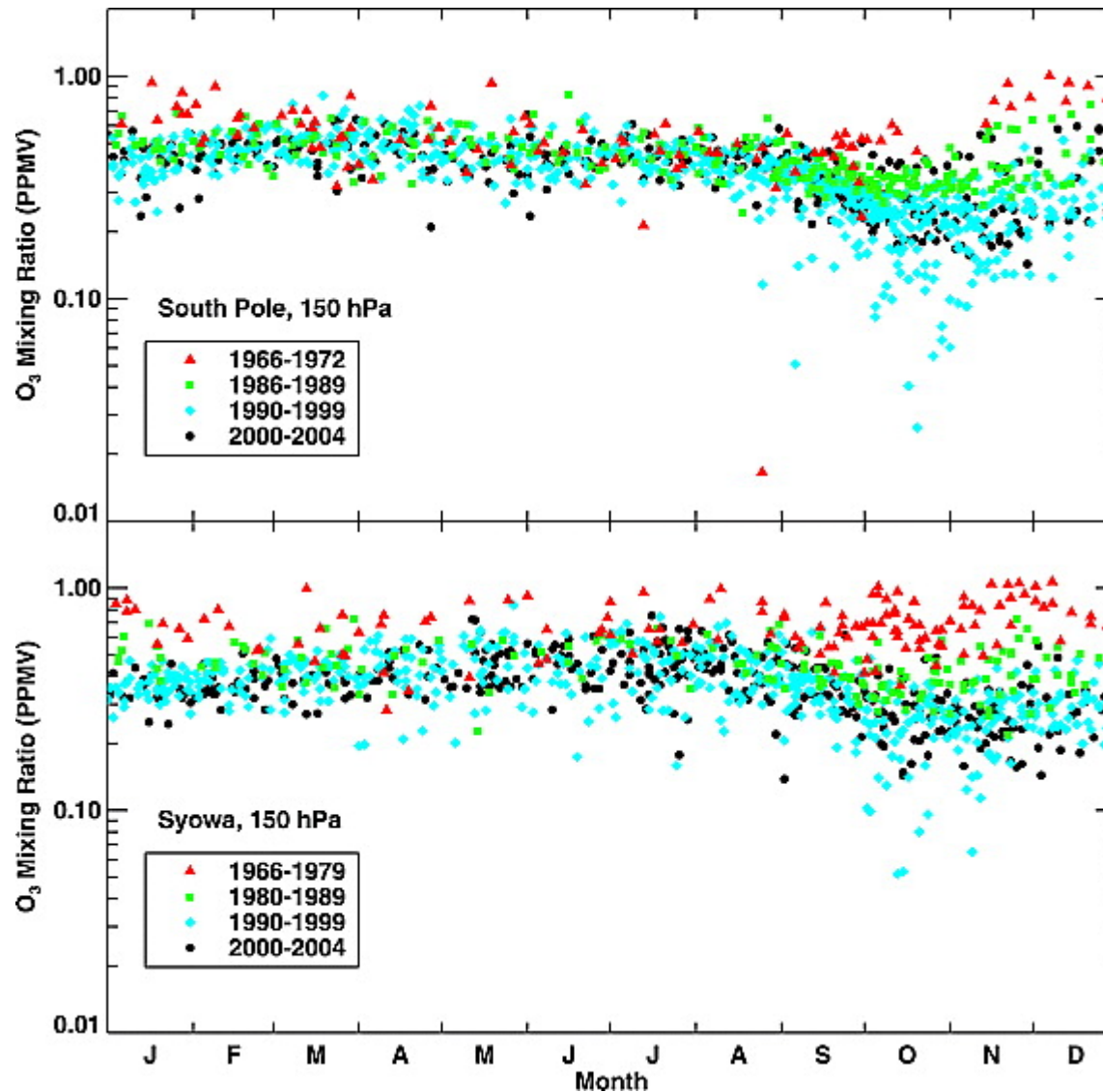
Solomon, S., R.W. Portmann, T. Sasaki, D.J. Hofman, und D.W.J. Thompson, Four decades of ozonesonde measurements over Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 110, D21311, doi: 10.1029/2005JD005917, 2005.

Änderungen in der Südhemisphäre



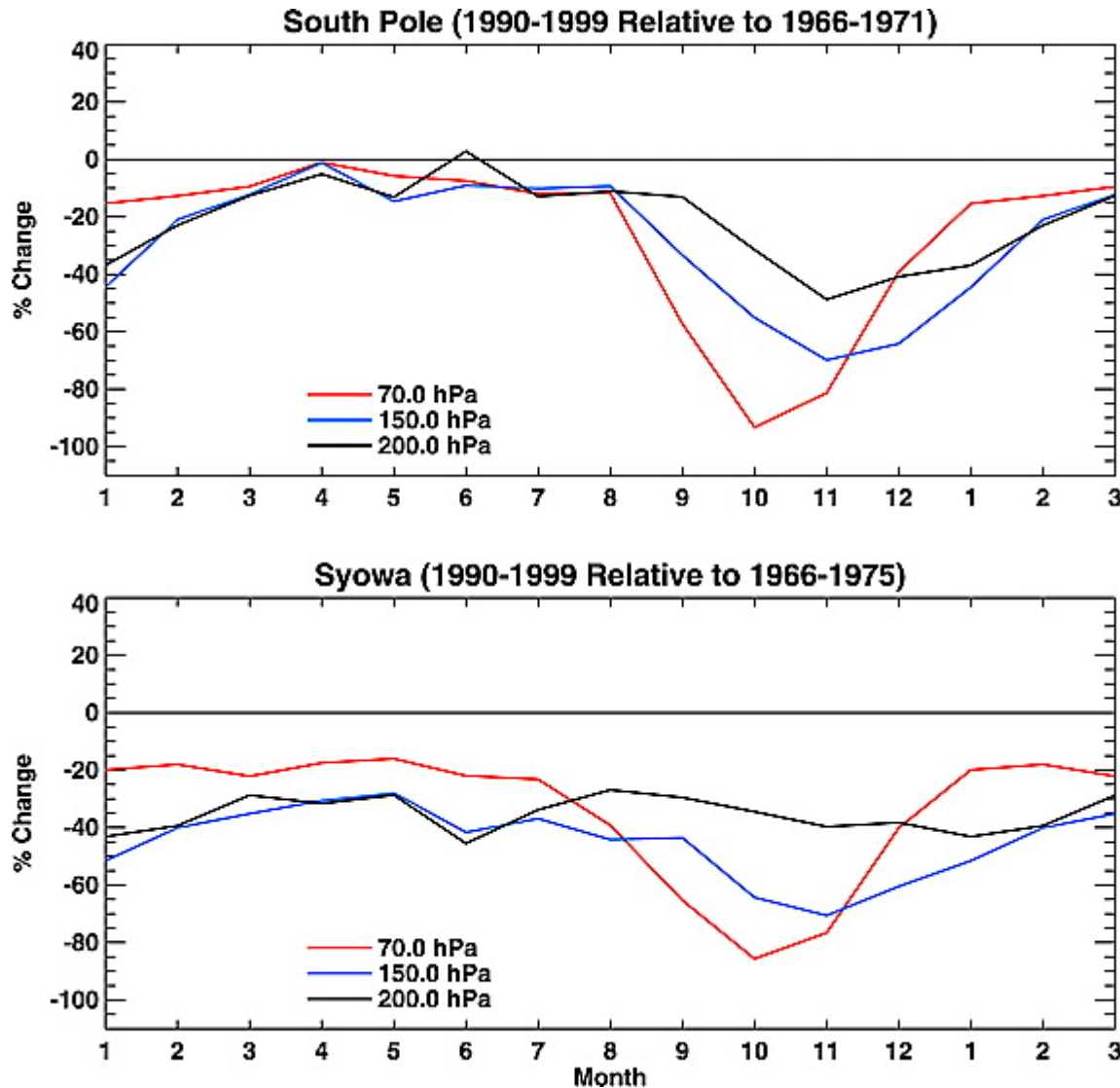
Observations of ozone mixing ratios at 70 hPa (about 18 km) over Antarctica throughout the year.

Änderungen in der Südhemisphäre



Observations of ozone mixing ratios at 150 hPa (about 13 km) over Antarctica throughout the year.

Änderungen in der Südhemisphäre



Percent changes in ozone for the 1990s relative to 1966–1975 for (top) South Pole and (bottom) Syowa by month at 70, 150, and 200 hPa.

Änderungen in der Südhemisphäre

- Da die Bodentemperatur besonders empfindlich auf Änderungen der Ozonkonzentration nahe der Tropopause ist (Forster und Shine, 1997; siehe Kapitel 2), spricht dies dafür, dass die Abkühlung der bodennahen Schichten strahlungsbedingt ist.
- Die offensichtliche Verzögerung zwischen stratosphärischer und troposphärischer Reaktion ist eher durch den abwärts gerichteten Transport ozonarmer Luft bedingt, als durch irgendwelche dynamischen Effekte.

Forster, P.M. de F., und K.P. Shine, Radiative forcing and temperature trends from stratospheric ozone changes, *J. Geophys. Res.*, 102 (D9), 10841-10855, 1997.

Änderungen in der Südhemisphäre

- Die meisten Studien zeigen, dass die größte Ozonzerstörung über der Antarktis in diesem Jahrzehnt (bis 2010) geschieht und sich die Ozonschicht innerhalb der nächsten 50 Jahre vollständig regeneriert (z.B. Eyring et al., 2007).

Eyring, V., et al., Multi-model projections of stratospheric ozone in the 21st century, *J. Geophys. Res.*, 112, D16303, doi:10.1029/2006JD008332, 2007.

Änderungen in der Südhemisphäre

- Aus diesem Grund sollten sich die daraus ergebenden Konsequenzen für die Troposphäre in den kommenden Jahrzehnten wieder entsprechend reduzieren. Dennoch kann ein weiteres Ansteigen der Treibhausgaskonzentrationen einen genau entgegengesetzten Effekt haben.
- Die Änderungen und Auswirkungen in der Zukunft sind bisher unklar.

Änderungen in der Nordhemisphäre

- Stratosphärische Ozonzerstörung hat auch auf der Nordhemisphäre stattgefunden.
- Die Abkühlung des arktischen Polarwirbels fiel jedoch schwächer aus mit maximalen Werten im Frühling, obwohl Modellstudien zeigen, dass nur eine Teil der beobachteten Abkühlung in der nördlichen Stratosphäre durch Ozonzerstörung erklärt werden kann.
- Einige Studien legen nahe, dass die Ozonzerstörung zu dem beobachteten Trend hin zu einer positiven Phase der NAO oder NAM beigetragen haben (siehe auch Kapitel 3).

Änderungen in der Nordhemisphäre

- So wurde zum Beispiel in Modellsimulationen gefunden, dass die Ozonänderungen einen kleinen Betrag hin zu einer positiven Phase der NAM liefern.
- Dieser Effekt ist allerdings deutlich kleiner als der durch erhöhte Treibhausgaskonzentrationen oder der wirklich beobachtete Effekt (Graf et al., 1998; Shindell et al., 2001).

Graf, H.F., I. Kirchner, and J. Perlwitz, Changing lower stratospheric circulation: The role of ozone and greenhouse gases, *J. Geophys. Res.*, 103 (D10), 11251-11261, 1998.

Shindell, D.T., G.A. Schmidt, R.L. Miller, and D. Rind, Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone solar and volcanic forcing, *J. Geophys. Res.*, 106 (D7), 7193-7210, 2001.

Änderungen in der Nordhemisphäre

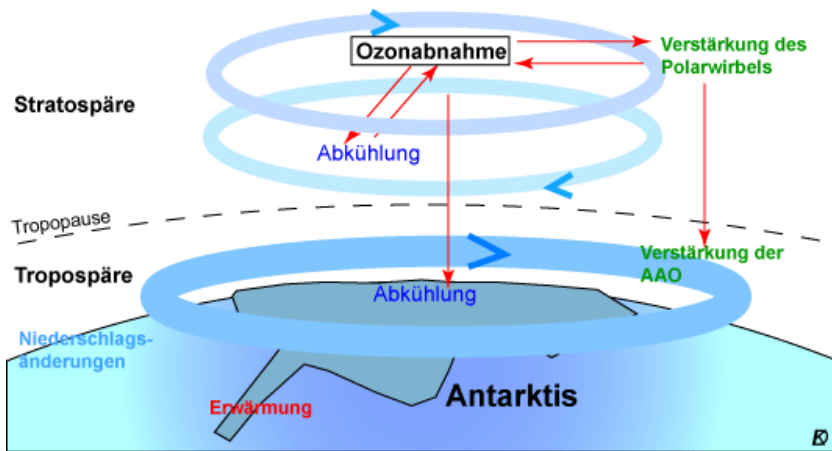
- Zu beachten ist dennoch, dass während die stärkste Reaktion auf die stratosphärische Ozonzerstörung in den Frühlingsmonaten simuliert wird (Graf et al., 1998) die stärksten Trends in den Wintermonaten beobachtet wurden (Thompson et al., 2000), also zu dem Zeitpunkt, wenn keine signifikanten Reaktionen auf die Ozonzerstörung simuliert werden (Gillett et al., 2003; Gillett, 2005).

Gillett, N.P., M.R. Allen, and K.D. Williams, Modelling the atmospheric response to doubled CO₂ and depleted stratospheric ozone using a stratosphere-resolving coupled GCM, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 129 (589), 947-966, 2003.

Gillett, N.P., Northern Hemisphere circulation, *Nature*, 437 (7058), 496, 2005.

Änderungen in der Nordhemisphäre

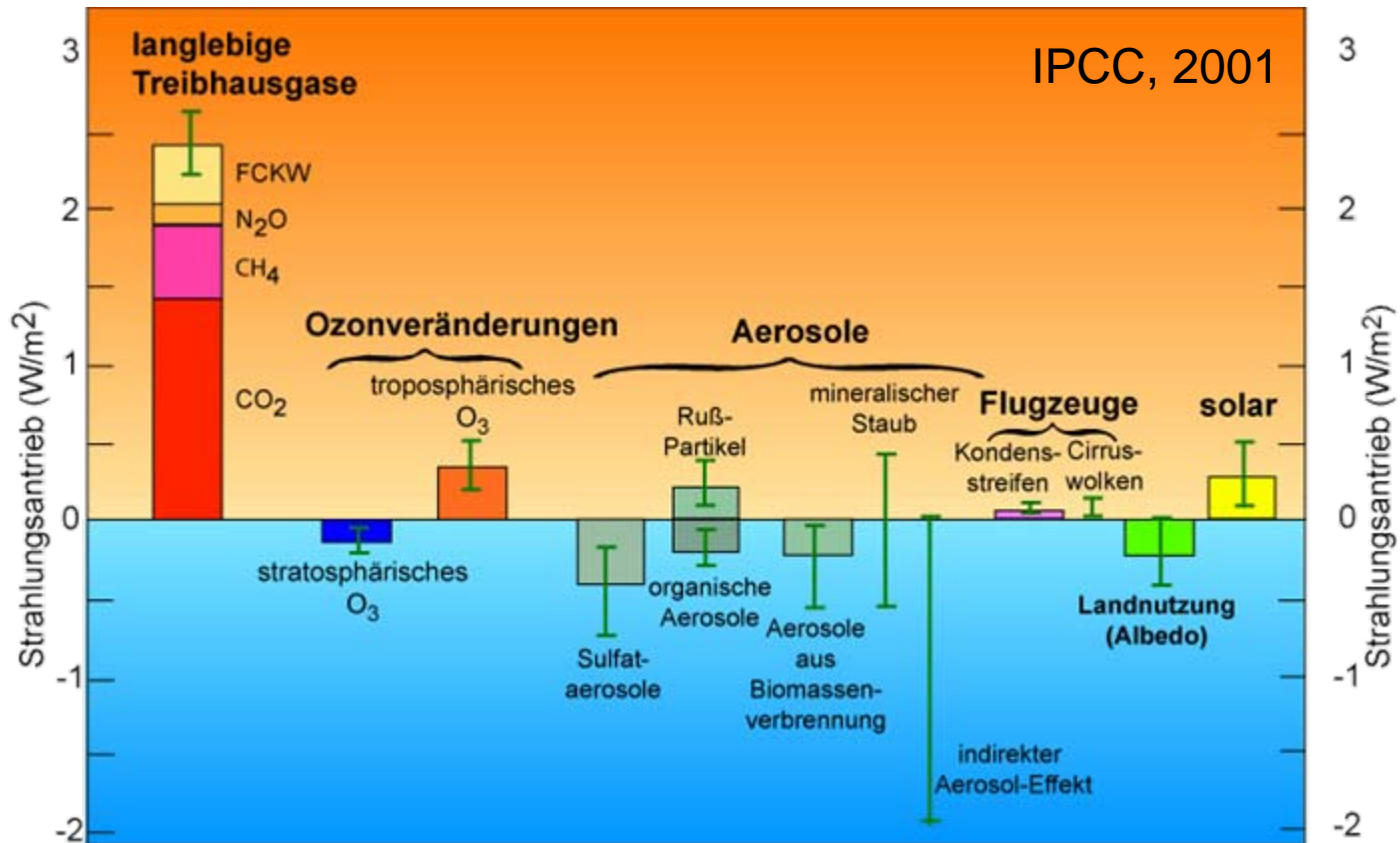
- Zusammengefasst kann gesagt werden, dass, basierend auf theoretischen Abschätzungen und Modellsimulationen, die Ozonzerstörung im arktischen Bereich sehr wahrscheinlich einen Teil zum schwachen (positiven) Trend der NAM im Frühling beigetragen hat, dass aber die beobachteten Wintertrends bislang nicht zufriedenstellend erklärt werden können.



Ende Kapitel 7

Kapitel 8

Änderungen der Stratosphärentemperatur durch Veränderungen im Strahlungsantrieb



Kapitel 8: Gliederung

- Einleitung
- Strahlungsantrieb (Definition)
- Komponenten des Strahlungsantriebs
- Langzeitänderungen im Strahlungsantrieb
- Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

Strahlungsantrieb: Definition

- Der Strahlungsantrieb der Erdatmosphäre ist ein Maß für die global gemittelten klimarelevanten Störungen, die ein einzelner Faktor (z.B. ein einzelnes Spurengas) auf die Veränderung des Strahlungs- und Energiehaushalts der Atmosphäre hat.
- Er wird in Watt pro m^2 gemessen.
- Er ist ein Index für die Bedeutung dieses Faktors für eine Klimaänderung.
- Der Strahlungsantrieb wird im allgemeinen durch den Unterschied zwischen dem vorindustriellen und dem gegenwärtigen Zustand bestimmt und in der Regel auf die Strahlung an der Obergrenze der Atmosphäre bezogen.

Strahlungsantrieb

- Ein positiver Strahlungsantrieb, z.B. hervorgerufen durch die zunehmende Konzentration langlebiger Treibhausgase, führt zu einer Erwärmung, ein negativer Strahlungsantrieb, z.B. durch die Zunahme von Aerosolen in der Atmosphäre, zu einer Abkühlung der bodennahen Luftschicht.
- Auch natürliche Faktoren, wie eine Veränderung der Solarstrahlung oder Vulkanausbrüche, können zu einem Strahlungsantrieb führen.
- Die Emissionsmenge, das relative Treibhauspotential pro Molekül und die atmosphärische Verweilzeit bestimmen den Anteil der einzelnen Gase am gesamten zusätzlichen Treibhauseffekt.

Strahlungsantrieb

- Die Zunahme der Konzentration treibhauswirksamer Spurengase führt zu einer Veränderung des Strahlungsgleichgewichts der Atmosphäre und damit zu einem Klimawandel.
- Die Störung des Strahlungshaushalts bzw. der Strahlungsantrieb (engl. radiative forcing) durch die anthropogenen Treibhausgase wird durch die Veränderung der Nettostrahlungsflussdichte an der Tropopause in Watt pro Quadratmeter (W/m^2) angegeben.
- Die langlebigen und gleichmäßig verteilten Treibhausgase haben zu einem Strahlungsantrieb von etwa $2,7 \text{ W/m}^2$ seit dem Anfang des Industriezeitalters geführt.

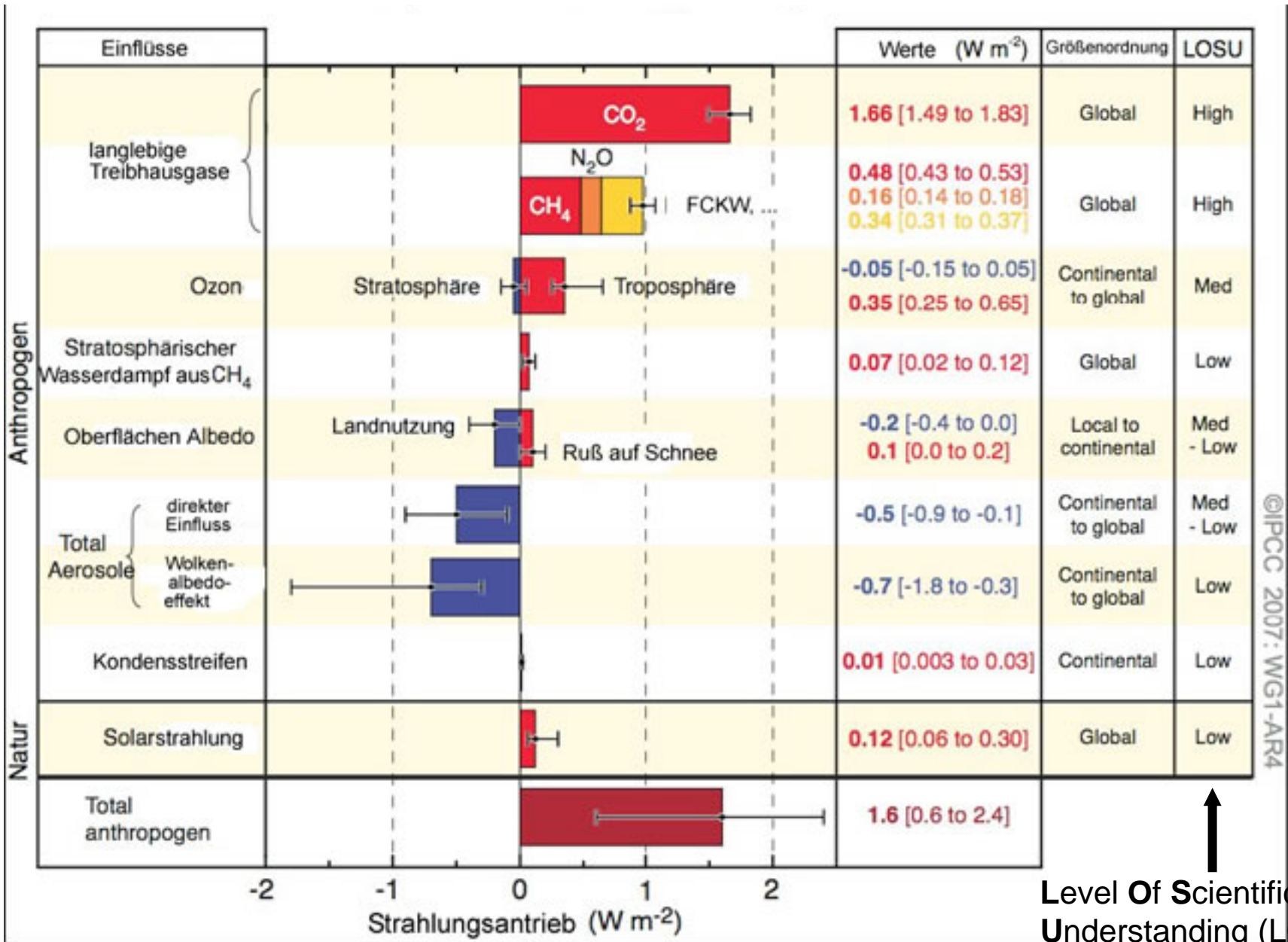
Strahlungsantrieb

- Der Strahlungsantrieb des troposphärischen Ozons ist wegen der ungleichen Verteilung und der Kurzlebigkeit dieses Treibhausgases nur sehr schwer zu quantifizieren und wird auf $0,25 - 0,65 \text{ W/m}^2$ geschätzt.
- Die Abnahme des O_3 -Gehalts in der Stratosphäre hat dagegen einen negativen Strahlungsantrieb von $-0,05$ ($-0,15 - +0,05$) W/m^2 .
- Dem anthropogenen Treibhauseffekt entgegen wirkt auch die vom Menschen verursachte Erhöhung der Aerosolkonzentration in der Atmosphäre.
- Beide Effekte, besonders der letzte, sind schwer abzuschätzen.

Strahlungsantrieb

- Gegenüber den anthropogen verursachten Veränderungen der Strahlungsbilanz ist die Wirkung der Erhöhung der Solarstrahlung auf den Strahlungsantrieb von etwa $0,12 \text{ W/m}^2$ in den letzten 100 Jahren gering.
- Der gesamte **Nettoeffekt** der Veränderung des Strahlungsantriebs **seit 1750** liegt bei etwa **$1,6 \text{ W/m}^2$** .

Komponenten des Strahlungsantriebs (IPCC, 2007)



Langzeitänderungen im Strahlungsantrieb

- Langzeitliche Änderungen des Strahlungsantriebs werden in den kommenden Dekaden weiterhin die globalen Mitteltemperaturen der Troposphäre und der Stratosphäre beeinflussen.
- Wie bereits in Kapitel 6 diskutiert, waren in den vergangenen drei Dekaden der Anstieg der gut durchmischten Treibhausgase und die Abnahme der stratosphärischen Ozonkonzentration die primären Antriebsmechanismen für die Beeinflussung des stratosphärischen Klimas.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Die globalen Konzentrationen der gut durchmischten Treibhausgase werden auch in den kommenden Jahrzehnten weiter ansteigen, obwohl die Steigerungsraten mit großen Unsicherheiten behaftet sind.
- Diese Änderungen werden die Stratosphäre im Mittel abkühlen (siehe Kapitel 2), aber saisonale (und regionale) Erwärmungen besonders in hohen Breiten sind möglich, zum Beispiel durch Änderungen in der Aktivität von planetaren Wellen.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Aus diesem Grund ist die Abschätzung der zukünftigen Entwicklung der polaren Temperaturen unsicher.
- Die zukünftige Entwicklung der stratosphärischen Wasserdampfkonzentration ist ebenfalls ausgesprochen schwierig, auch vor dem Hintergrund, dass die beobachteten Änderungen in den letzten Jahrzehnten nicht vollständig erklärt werden können (siehe Kapitel 5).

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Während die stratosphärische Ozonabnahmen auch auf die Stratosphäre abkühlend wirken, wird damit gerechnet, dass innerhalb der nächsten Jahre der Ozongehalt wieder ansteigen wird.
- Höhere Ozonwerte werden zu höheren Erwärmungsraten führen, was zum Teil der weiteren Abkühlung durch erhöhte Konzentrationen gut durchmischter Treibhausgase entgegen wirken wird.
- Da die Ozonkonzentration sehr stark von Hintergrundtemperatur abhängt ist es erforderlich, das Verständnis der komplexen Wechselwirkungen zwischen sich ändernden Konzentrationen chemischer Substanzen und der Temperatur zu verbessern und zwar durch eine Untersuchung der Kopplungsmechanismen zwischen atmosphärischer Chemie, Strahlung und Dynamik.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Eine wichtige Methode, um die Wechselwirkungen zwischen einer sich ändernden Chemie und Dynamik zu quantifizieren, ist die Anwendung von Klima-Chemie Modellen (engl. Climate-Chemistry Models, CCMs).
- Mit Hilfe der CCMs kann die nicht-linear gekoppelte Entwicklung dynamischer und chemischer Prozesse untersucht werden.
- Eine weiterhin bestehende Herausforderung für Klimamodelle (engl. 'climate model' oder 'coupled ocean-atmosphere general circulation models', AOGCMs) und auch CCMs ist die Vorhersage zukünftiger Veränderungen troposphärischer und stratosphärischer Wellenaktivität.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Eine sich ändernde Wellenaktivität beeinflusst wiederum die Struktur und Entwicklung der Temperaturen in der unteren und oberen Atmosphäre (siehe Kapitel 3).
- Verbesserte Modellsysteme (AOGCMs und CCMs) erlauben einen wertvollen Einblick in Vorgänge, die die zukünftige Entwicklung der Temperaturen bestimmen (z.B. Eyring et al., 2006).

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

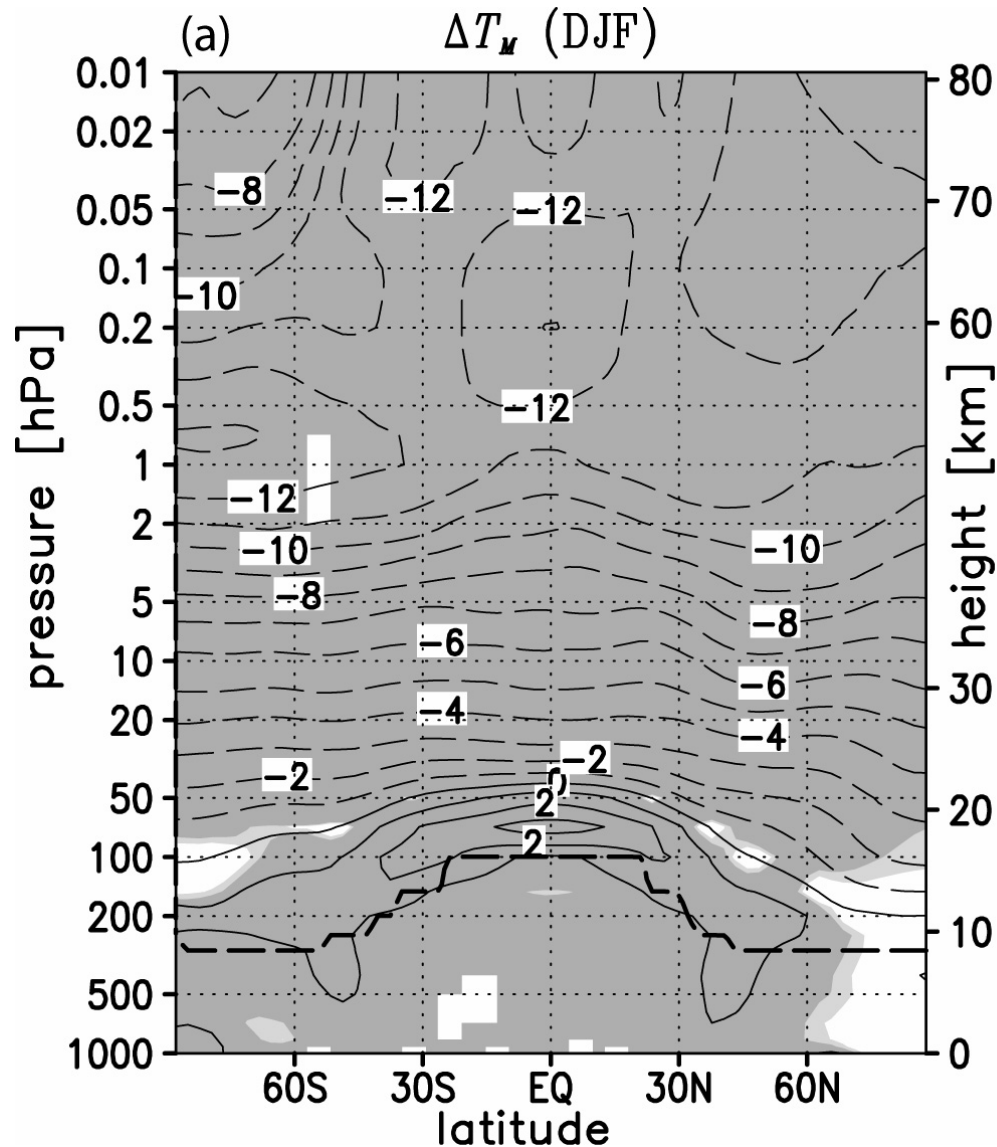
- Modellsimulationen bei verdoppeltem CO₂ Gehalt, sowohl mit als auch ohne interaktive Ozonchemie, zeigen deutliche Temperaturabnahmen in einem Großteil der Mittleren Atmosphäre, mit einer maximalen Abkühlung von 10 bis 12 K im Bereich der Stratopause (Jonsson et al., 2004; Sigmond et al., 2004; Fomichev et al., 2007; siehe Abbildung).

Jonsson, A.I., J. de Grandpré, V.I. Fomichev, J.C. McConnell, und S.R. Beagley, Doubled CO₂-induced cooling in the middle atmosphere: Photochemical analysis of the ozone radiative feedback, *J. Geophys. Res.*, 109, D24103, doi: 10.1029/2004JD005093, 2004.

Sigmond, M., P.C. Siegmund, E. Manzini, und H. Kelder, A simulation of the separate climate effects of middle-atmospheric and tropospheric CO₂ doubling, *J. Clim.*, 17 (12), 2352-2367, 2004.

Fomichev, V.I., A.I. Jonsson, J. de Grandpré, S.R. Beagley, C. McLandress, K. Semeniuk, und T.G. Shepherd, Response of the middle atmosphere to CO₂ doubling: Results from the Canadian Middle Atmosphere Model, *J. Clim.*, 20 (7), 1121–1144, 2007.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung



Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- In diesen numerischen Studien sind Anstiege im Ozon-gehalt durch niedrigere Stratosphärentemperaturen verursacht.
- Andererseits modulieren erhöhte Ozonwerte die CO₂-induzierte Abkühlung durch eine erhöhte Strahlungsabsorption ("Ozonheizung").

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Simulationen mittels CCMs verdeutlichen, wie der Einschluss einer interaktiven Behandlung chemischer Vorgänge die Modelldynamik verändert (z.B. Austin und Butchart, 2003).
- Die Untersuchung fundamentaler dynamischer Prozesse, zum Beispiel die Effekte brechender Schwerewellen (Parametrisierung!) oder die Ausbreitung und Dissipation von planetaren Wellen, ist nach wie vor eine bedeutende Herausforderung der Modellierung.

Austin, J., und N. Butchart, Coupled chemistry-climate model simulations for the period 1980 to 2020: Ozone depletion and the start of ozone recovery, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 129 (595), 3225-3249, 2003.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Ergebnisse aus AOGCM-Simulationen bilden das Fundament für den neuesten Bericht des "Intergovernmental Panel on Climate Change" (IPCC, 2007); sie repräsentieren den derzeit besten und vollständigsten Satz von Klimasimulationen, der bisher erstellt wurde.
- Um die vielen physikalischen Prozesse, die für die Klimavariabilität und die Klimaänderung verantwortlich sind, besser zu erfassen, wurden im Vergleich zu früheren IPCC-Berichten Modelle mit höherer vertikaler und horizontaler Auflösung verwendet.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Während die AOGCMs, die für die IPCC-Studien verwendet wurden, nicht besonders für die Untersuchung stratosphärischer Prozesse entwickelt wurden, wurde in der Zwischenzeit immer deutlicher, dass die genaue Simulation stratosphärischer Prozesse auch für die Bestimmung der Entwicklung des troposphärischen und bodennahen Klimas wichtig ist, genau wie andere Aspekte der Klimaänderung (Baldwin et al., 2007).

Baldwin, M.P., M. Dameris, T.G. Shepherd, How will the stratosphere affect climate change?, *Science*, 316, no. 5831, 1576-1577, doi:10.1126/science.1144303, 2007.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Dies ist der Grund dafür, dass sich die für das 21. Jahrhundert gewählten Annahmen in den IPCC AOGCM Simulationen in erster Linie auf die Vorgaben der möglichen Entwicklungen zukünftiger Konzentrationen der gut durchmischten Treibhausgase (Szenarien) beschränken.
- Dies stellt sicherlich eine Einschränkung für die Abschätzung der Klimaänderung in den nächsten Dekaden dar.
- In dem "hoch" (A2) Szenario wird angenommen, dass die Konzentrationen von CO₂ von heute etwa 380 ppmv im Jahre 2100 auf 850 ppmv ansteigen, während in dem "tief" (B1) Szenario die Werte bis 2100 auf 550 ppmv ansteigen (IPCC, 2001).

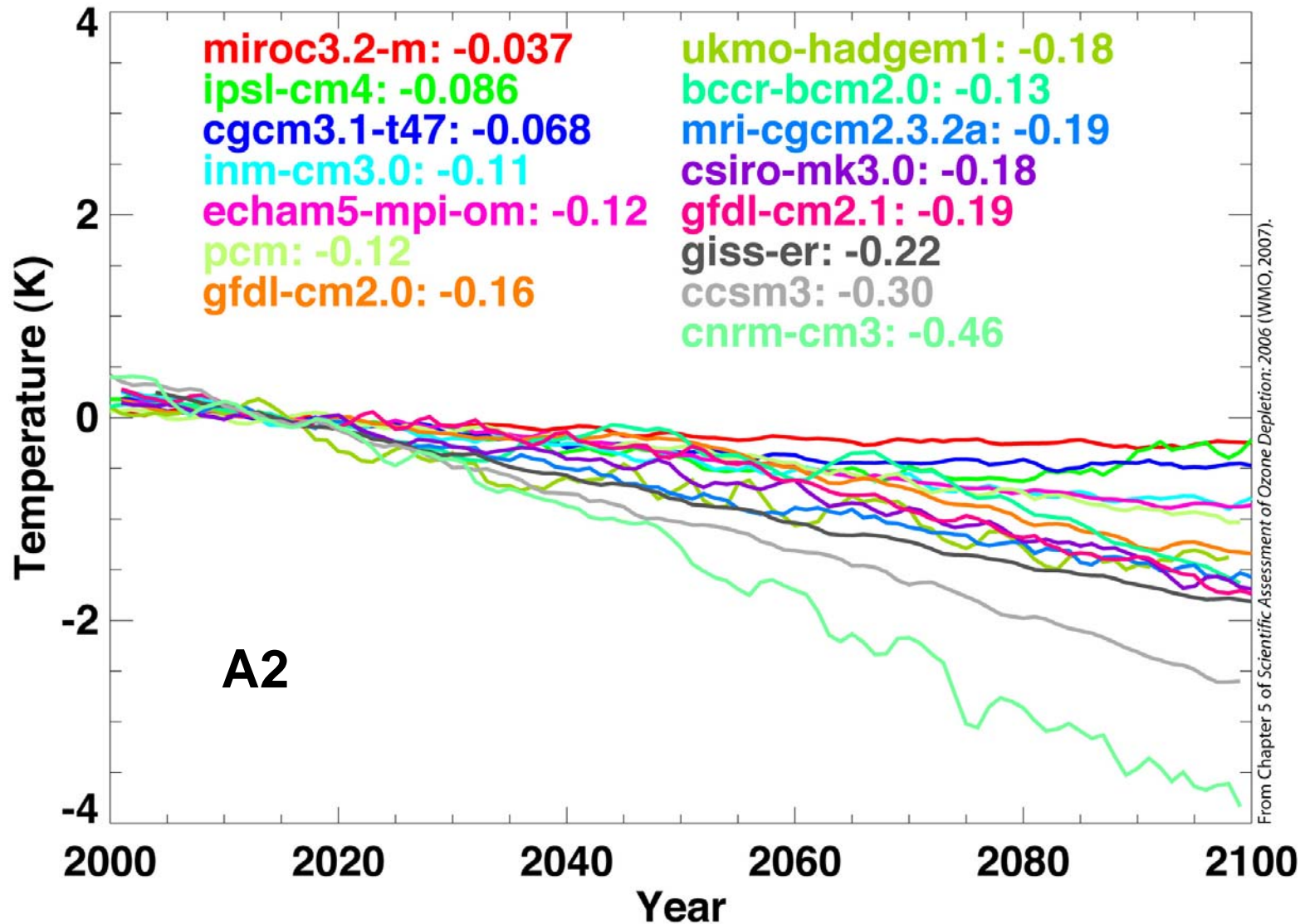
Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- In diesen AOGCM Simulationen werden die Ozonkonzentrationen fest vorgeschrieben, d.h. sie werden nicht interaktiv berechnet.
- Dies stellt eine Einschränkung dar, da die stratosphärische Ozonentwicklung einen nicht zu vernachlässigenden Einfluss auf die Entwicklung der Temperaturen in der Stratosphäre haben (siehe unten).

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Nachfolgende Abbildung zeigt eine Zeitreihe global gemittelter Temperaturanomalien in 50 hPa (etwa 20 km) zwischen den Jahren 2000 und 2100, wie sie von 15 verschiedenen AOGCMs unter der Annahme des A2 Emissionsszenarios berechnet wurden.
- Alle Simulationen zeigen ein Abkühlung im 21. Jahrhundert in 50 hPa, die Vorhersagen bis 2100 schwanken jedoch zwischen -0.5 und -3.5 K.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung



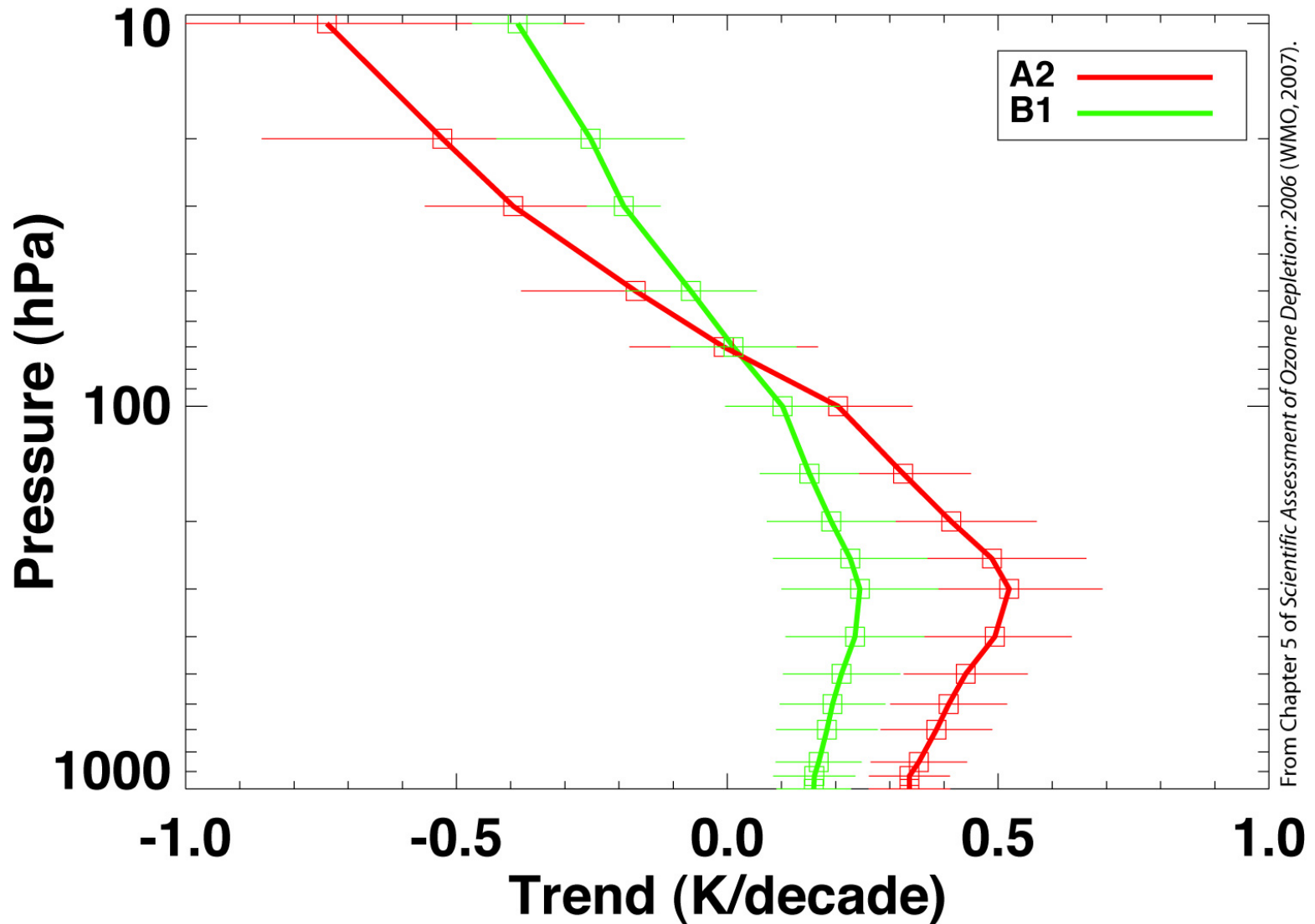
Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Unterschiede in den Ozonkonzentrationen, die in den verschiedenen Modellsimulationen für das 21. Jahrhundert angenommen wurden, sind wahrscheinlich für den großen Unsicherheitsbereich in den Vorhersagen mitverantwortlich.
- Variationen in der Modelldynamik, die begrenzte vertikale Erstreckung in vielen AOGCMs und Unterschiede in den Strahlungsalgorithmen sind mögliche andere Ursachen.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Die relativen Unsicherheiten in den Modellvorhersagen für die zukünftigen Stratosphärentemperaturen ist in der nächsten Abbildung dargestellt. Sie zeigt die für das 21. Jahrhundert berechneten global gemittelten Temperaturtrends von verschiedenen Modellrechnungen (Mittelwerte aller verfügbarer Modellergebnisse!), die für die beiden IPCC Emissionsszenarien B1 ("tief") und A2 ("hoch") durchgeführt wurden.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung



From Chapter 5 of Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 (WMO, 2007).

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

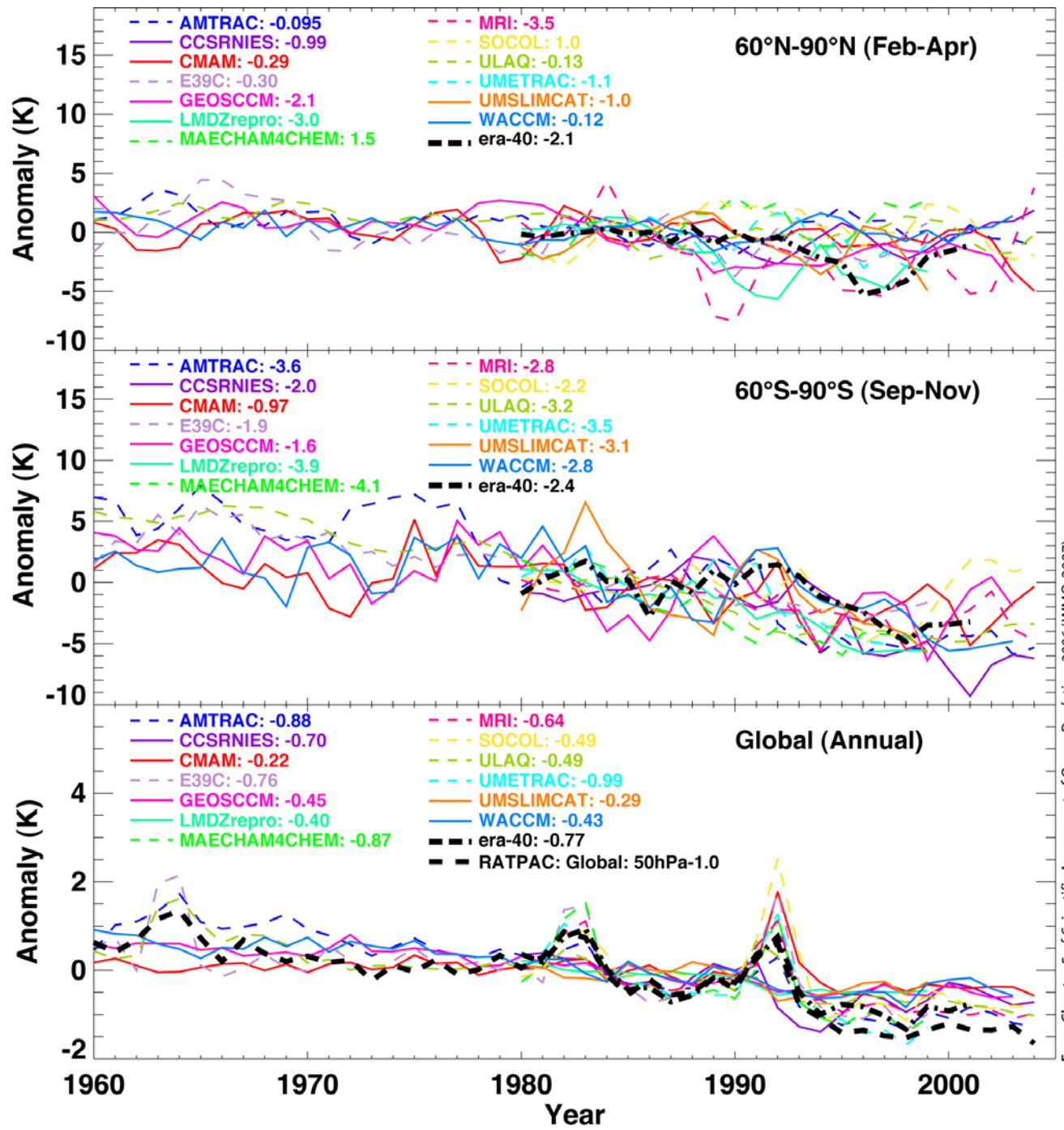
- In der Troposphäre steigen demnach die Temperaturen in diesem Jahrhundert zwischen 0.2 K/Dekade (B1) und 0.5 K/Dekade (A2) für die verschiedenen Emissionsszenarien an.
- In der Stratosphäre ist die Abkühlung ebenfalls stark davon abhängig, welches Emissionsszenario betrachtet wird.
- Die Abkühlungsraten schwanken von 0.07 ± 0.20 K/Dekade (B1) bis 0.18 ± 0.20 K/Dekade (A2) in 50 hPa (etwa 20 km) und 0.38 ± 0.09 K/Dekade (B1) bis 0.72 ± 0.47 K/Dekade (A2) in 10 hPa (etwa 30 km).

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- An dieser Stelle sei allerdings nochmals daran erinnert, dass in diesen IPCC AOGCM Simulationen der Ozonantrieb in den verschiedenen Modellstudien für das 21. Jahrhundert variiert und zwar von konstant gehaltenen Ozonkonzentrationen bis hin zu einem langsamen Anstieg des stratosphärischen Ozongehalts; dies trägt zu den großen Unterschieden in den verschiedenen Modellvorhersagen bei.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Eine ähnliche Analyse von global gemittelten Temperaturtrends wurde auf der Grundlage von CCMs durchgeführt (Eyring et al., 2006).
- Diese Modelle berücksichtigen die interaktive Ozonrückkopplung.
- Die Unterschiede zwischen den verschiedenen CCM Simulationen fallen deutlich geringer aus als in den AOGCM Ergebnissen.
- Nachfolgende Abbildung (unterer Teil) zeigt, dass die von CCMs berechneten globalen Temperaturtrends in 50 hPa in guter Übereinstimmung mit ERA-40 und Radiosondendaten (RATPAC) ist und die beobachtete Abkühlung zwischen 1980 und 2004 reproduziert wird.



From Chapter 5 of Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 (WMO, 2007).

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Die aus Modellsimulationen abgeleiteten Temperaturtrends (50 hPa) reichen von -0.22 K/Dekade bis -0.99 K/Dekade (Mittelwert = -0.64 K/Dekade), wobei 7 von 13 CCMs einen statistisch signifikanten Trend berechnen.
- Die aus Beobachtungen abgeleiteten Werte ergeben für ERA-40 -0.77 K/Dekade (statistisch nicht signifikant) und für RATPAC -1.0 K/Dekade (statistisch signifikant).
- Entsprechende Werte abgeleitet aus AOGCM Rechnungen ergeben einen Temperaturtrend von -0.03 bis -0.97 K/Dekade (Mittelwert = -0.38 K/Dekade).

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

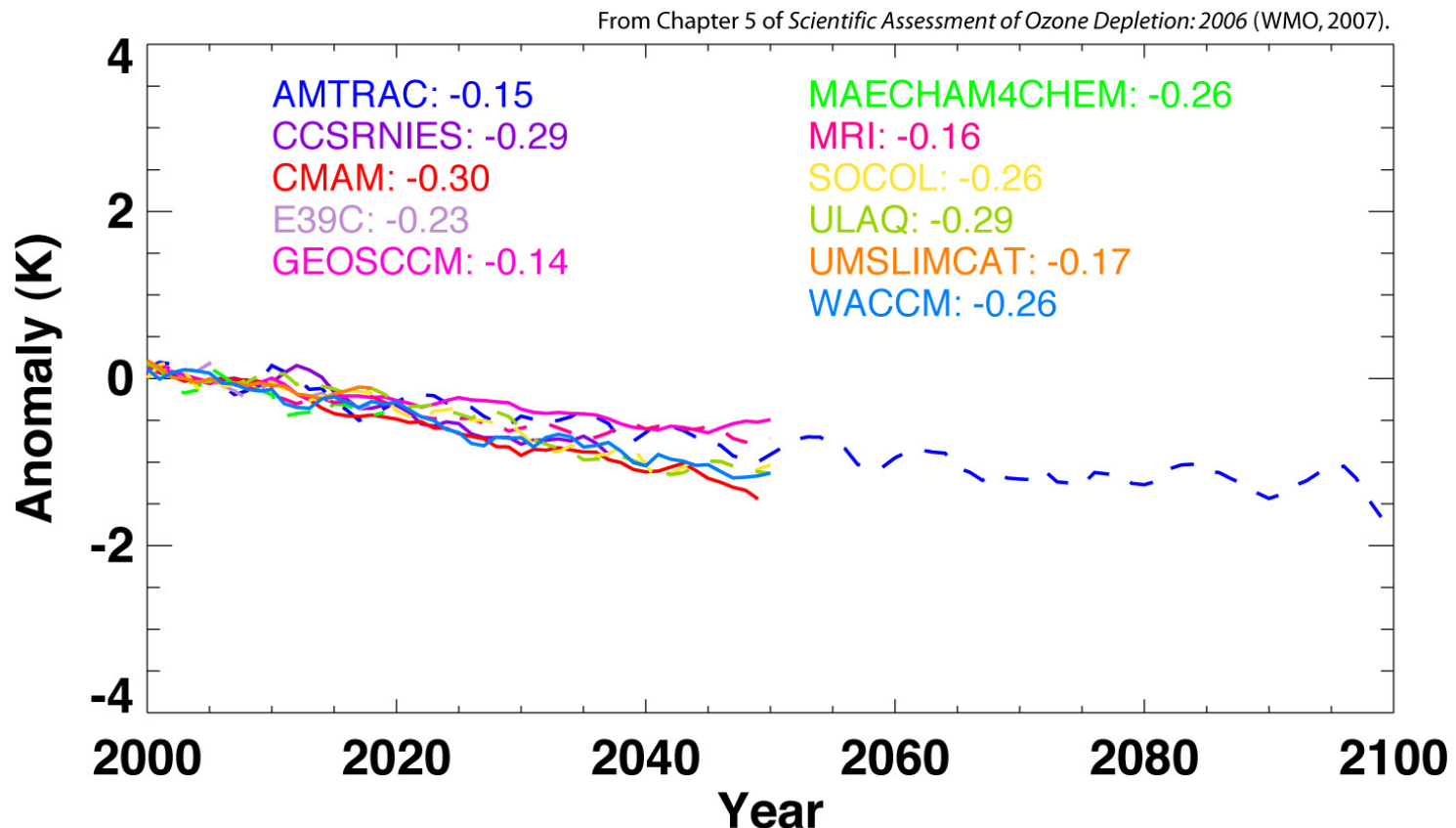
- Die Temperaturstörungen durch Vulkanausbrüche sind in vielen Modell recht gut getroffen, aber meistens wird der Temperatureffekt (Erwärmung) überschätzt (siehe Kapitel 4).
- Eine ähnliche Überschätzung der Erwärmung (in 50 hPa) durch vulkanische Aerosole wird auch in AOGCMs gefunden.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Betrachtet man die Temperaturentwicklung in der polaren unteren Stratosphäre (50 hPa) während der Frühlingsmonate (siehe vorherige Abbildung, mittlerer und oberer Teil) erkennt man eine deutlich höhere Jahr-zu-Jahr Variabilität, die durch den Einfluss der Wellendynamik verursacht wird (siehe auch Kapitel 3).
- Dies ist ein weiterer Grund für die großen Unsicherheiten in der Abschätzung der zukünftigen Entwicklung der stratosphärischen Frühlingstemperaturen in den Polregionen.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Die folgende Abbildung zeigt, dass die Ergebnisse der CCM Simulationen eng beisammen liegen; alle zeigen einen Abkühlungstrend in 50 hPa in den kommenden Jahrzehnten (hier A1B Emissionsszenario).



Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

- Die CCM Simulationen verwendeten das IPCC Szenario A1B ("mittel"; business-as-usual), bei dem bis zu Jahre 2100 die CO₂-Konzentration auf 720 ppmv ansteigt.
- Berücksichtigt man alle CCM Abschätzungen bis zum Jahre 2050, so wird ein mittlerer globaler Abkühlungstrend von 0.14 bis 0.30 K/Dekade in 50 hPa abgeschätzt.
- In der unteren Stratosphäre sind die aus CCM Simulationen abgeleiteten Temperaturtrends größer als die entsprechenden Abschätzungen aus AOGCM Ergebnissen (siehe Tabelle).

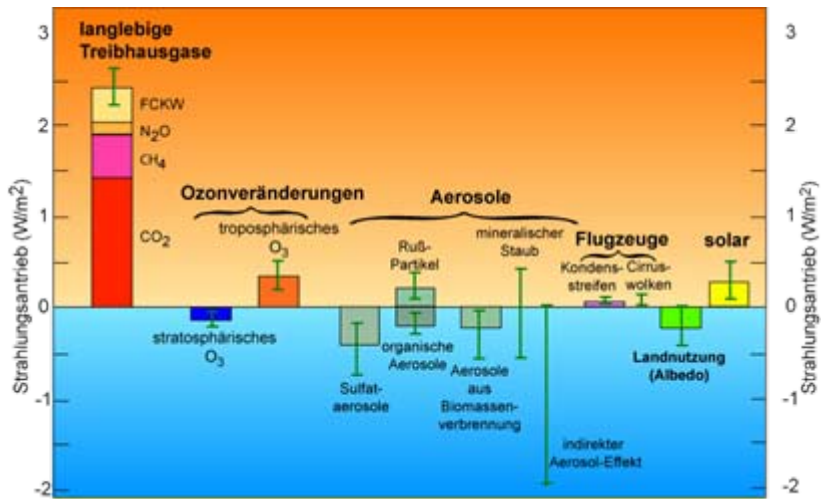
Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

	Emission Scenario (Employed Model) K/decade		
Pressure level	B1 (AOGCM)	A1B (CCM)	A2 (AOGCM)
50 hPa	-0.07 ± 0.20	-0.23 ±0.09	-0.18 ±0.20
10 hPa	-0.38 ±0.09	-0.63 ±0.23	-0.72 ±0.47

Mittlerer linearer Temperaturtrend in K/Dekade berechnet von verschiedenen Modellsystemen für verschiedene Emissionsszenarien; verwendet wurden Modelldaten nach dem Jahr 2000.

Strahlungsantrieb und Temperaturänderung

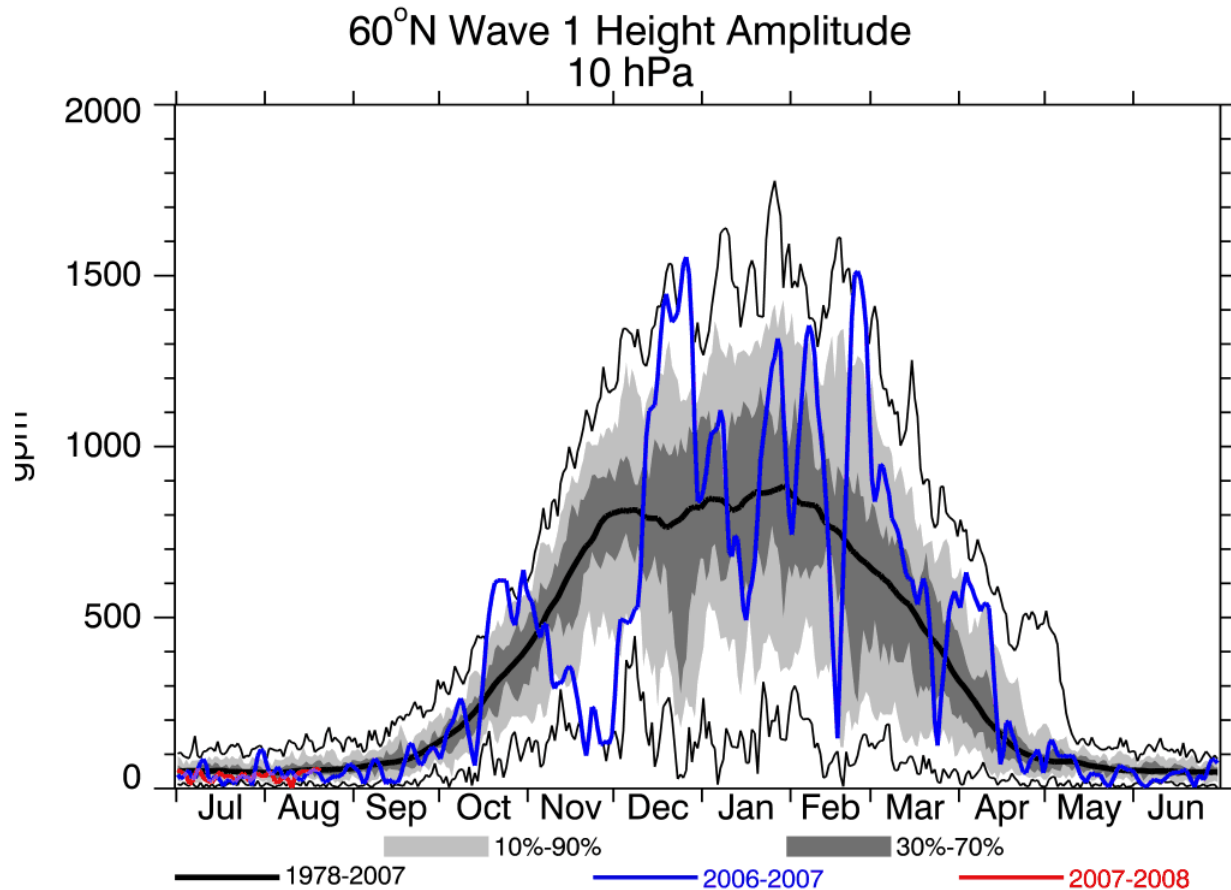
- In 10 hPa, dort wo die erwarteten Ozonänderungen klein sind, sind die Ergebnisse von CCMs und AOGCMs konsistent.
- Die Tatsache, dass die verschiedenen CCM Ergebnisse deutlich enger beisammen ist unter anderem auch dadurch begründet, dass die vorgeschriebenen Antriebe (z.B. SSTs) klarer definiert waren.
- Sowohl die Ergebnisse von AOGCMs als auch von CCMs zeigen, dass sich die Stratosphäre und Troposphäre verändern werden und dass die Emissionen von gut durchmischten Treibhausgasen eine wichtige Rolle spielen bei der Vorhersage der zukünftigen Entwicklung der Stratosphärentemperatur.



Ende Kapitel 8

Kapitel 9

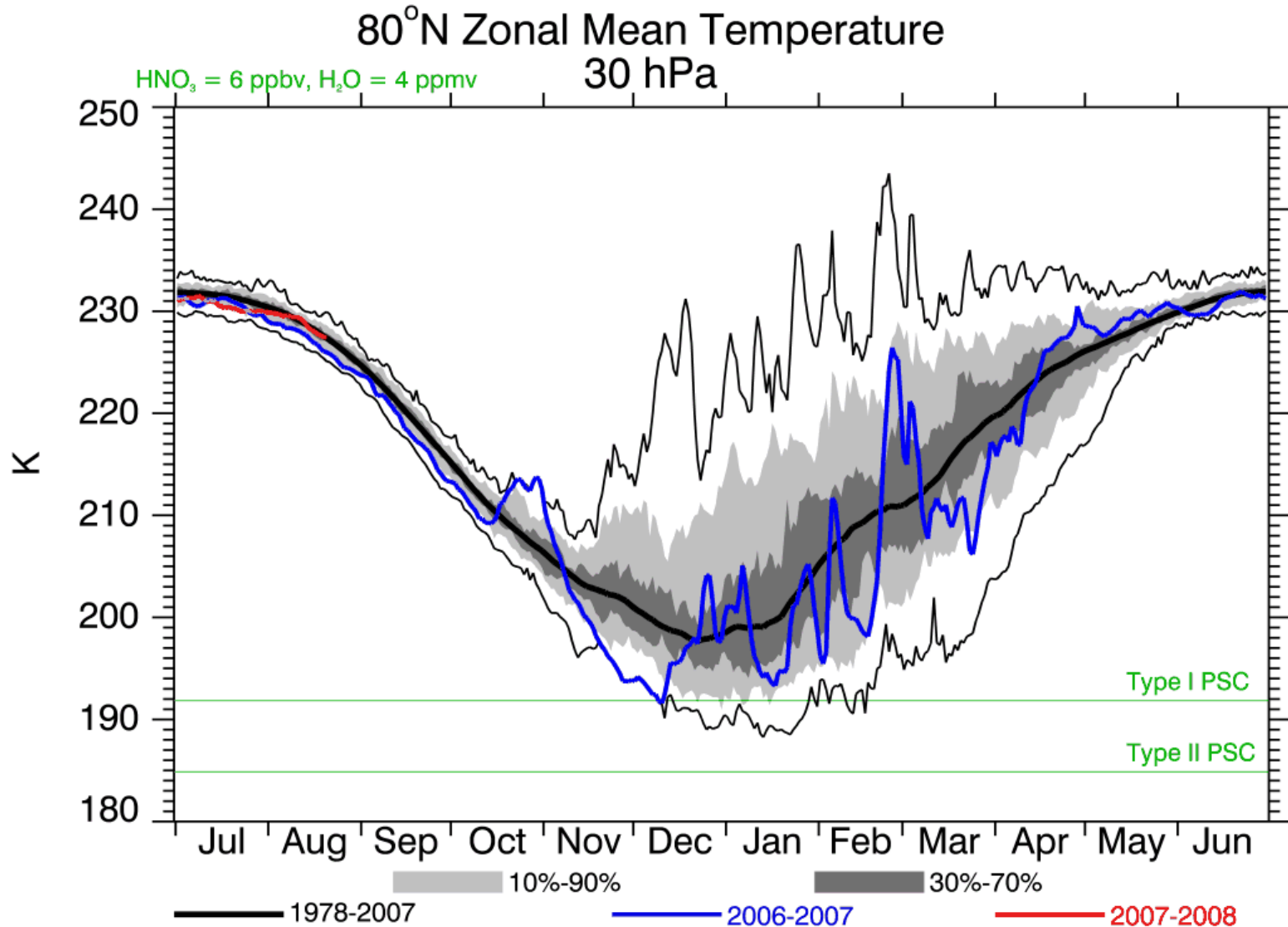
Änderungen der Stratosphärentemperatur durch andere Effekte



Kapitel 9: Gliederung

- Einleitung
- Indirekte Effekte
- Anregung und Ausbreitung planetarer Wellen
- Tropische Meeresoberflächentemperaturen
- Troposphärische Antriebe
- Effekte brechender Schwerewellen

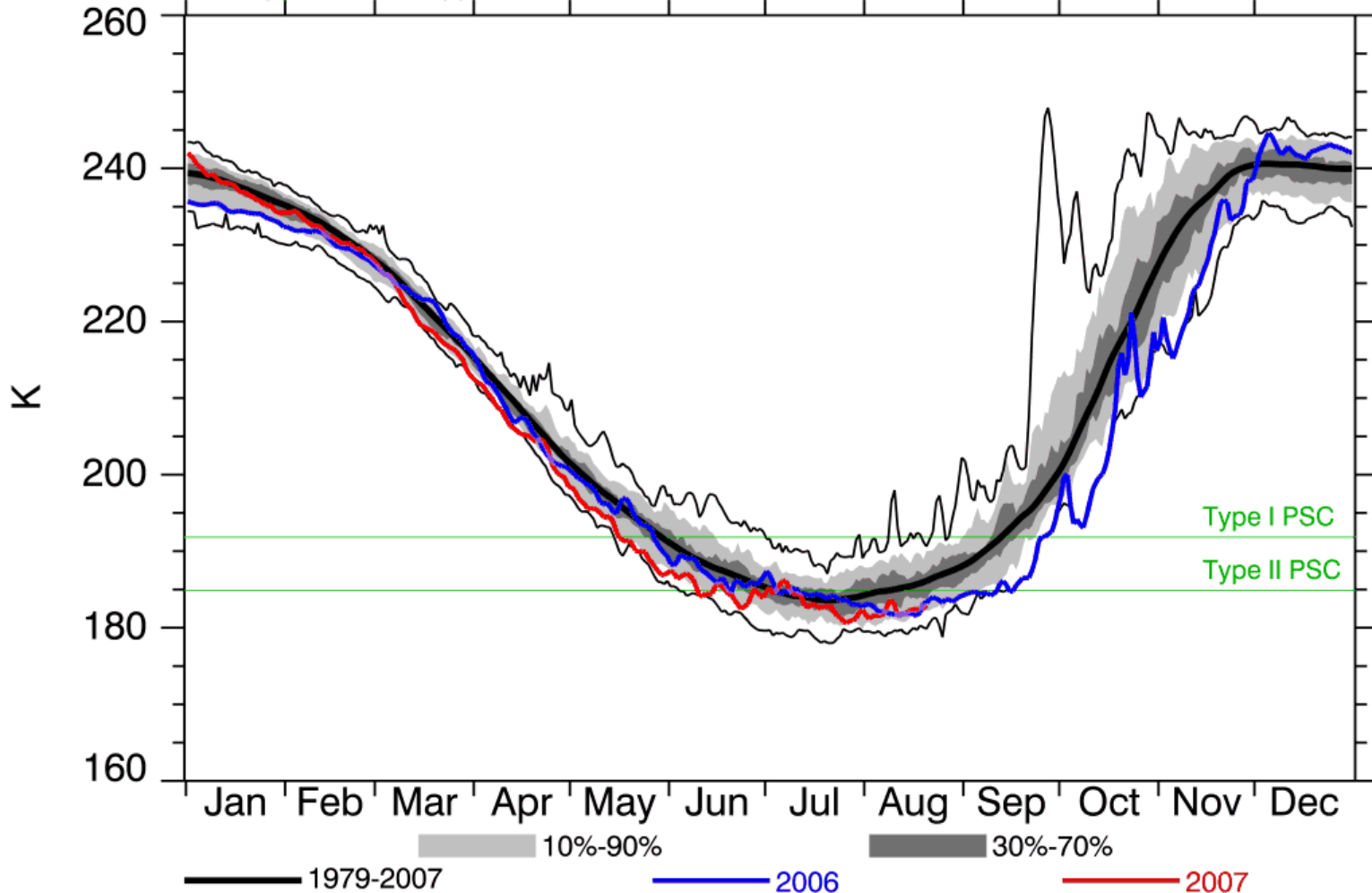
Temperatur der Stratosphäre



Temperatur der Stratosphäre

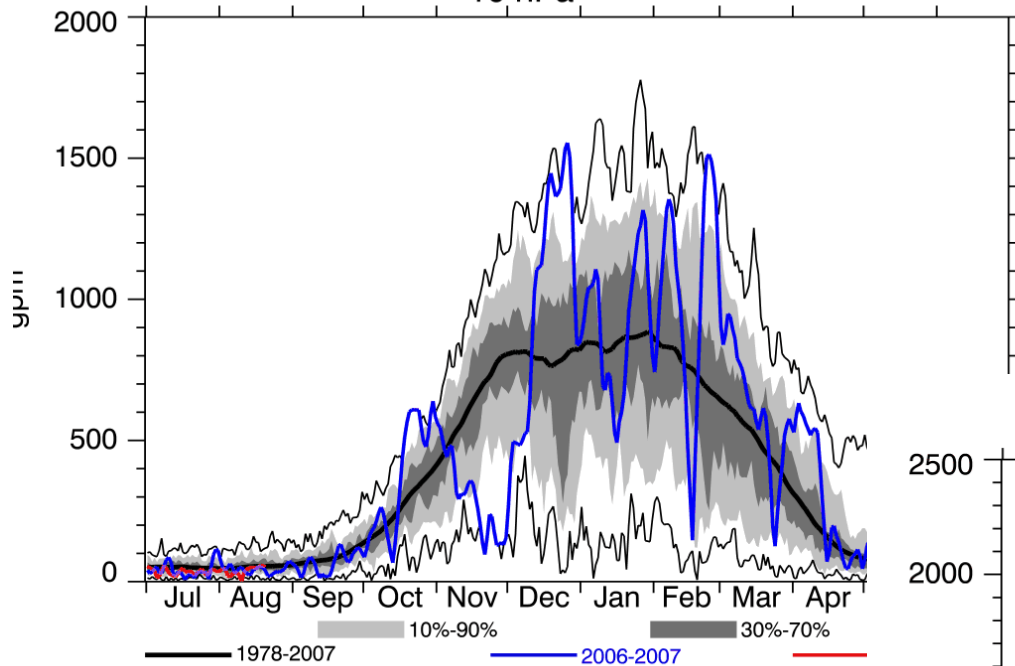
80°S Zonal Mean Temperature
30 hPa

HNO₃ = 6 ppbv, H₂O = 4 ppmv



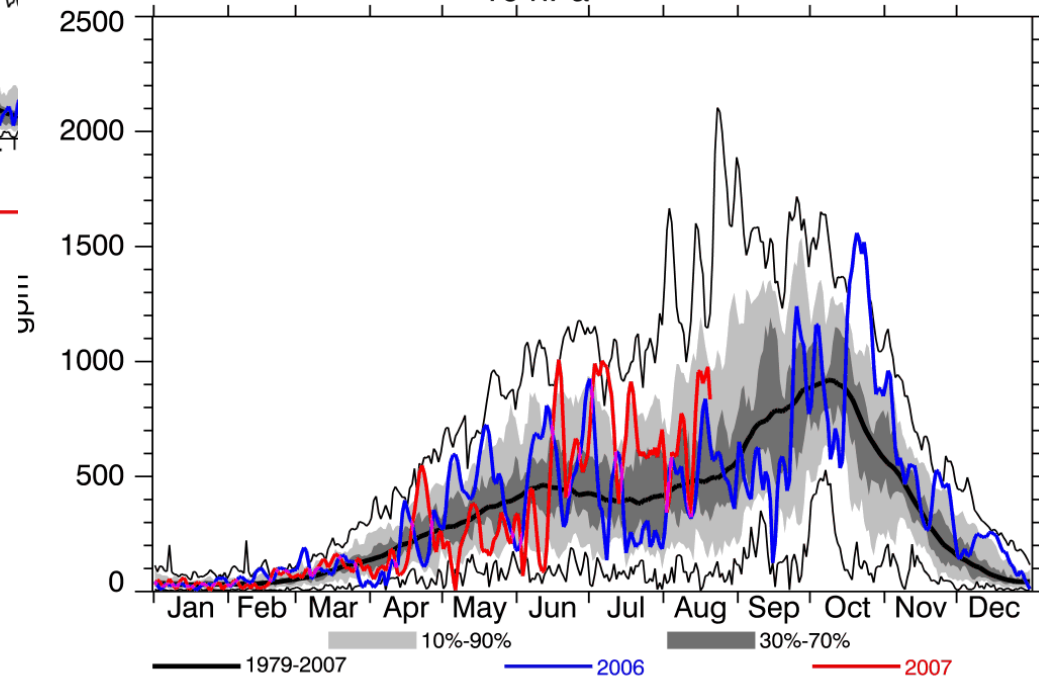
Dynamik der Stratosphäre

60°N Wave 1 Height Amplitude
10 hPa



P. Newman (NASA), E. Nash (SSAI), C. Long (NOAA)

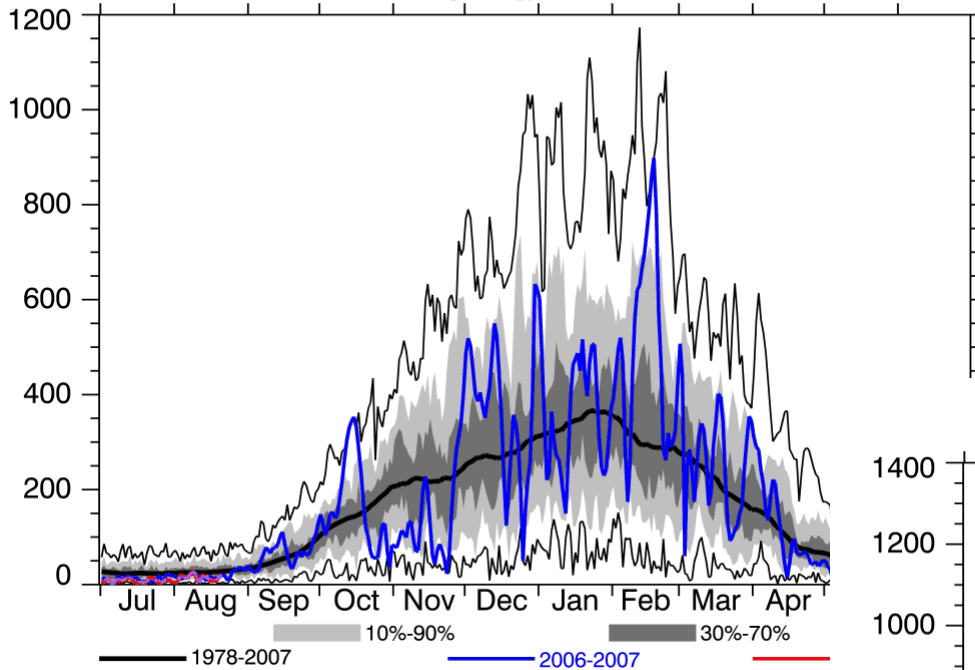
60°S Wave 1 Height Amplitude
10 hPa



P. Newman (NASA), E. Nash (SSAI), C. Long (NOAA)

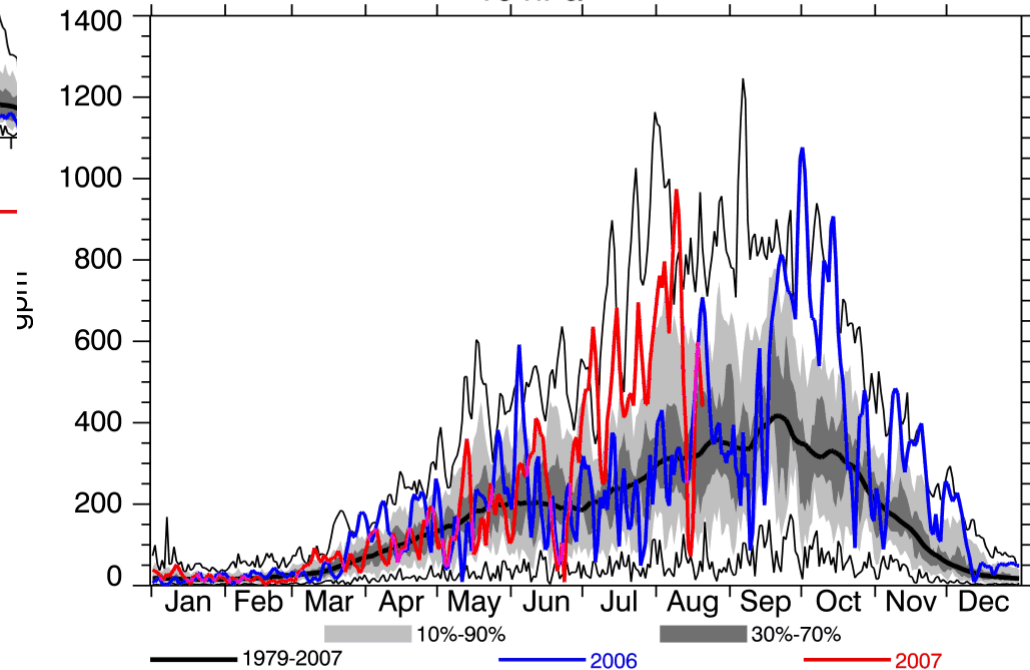
Dynamik der Stratosphäre

60°N Wave 2 Height Amplitude
10 hPa



P. Newman (NASA), E. Nash (SSAI), C. Long (NOAA)

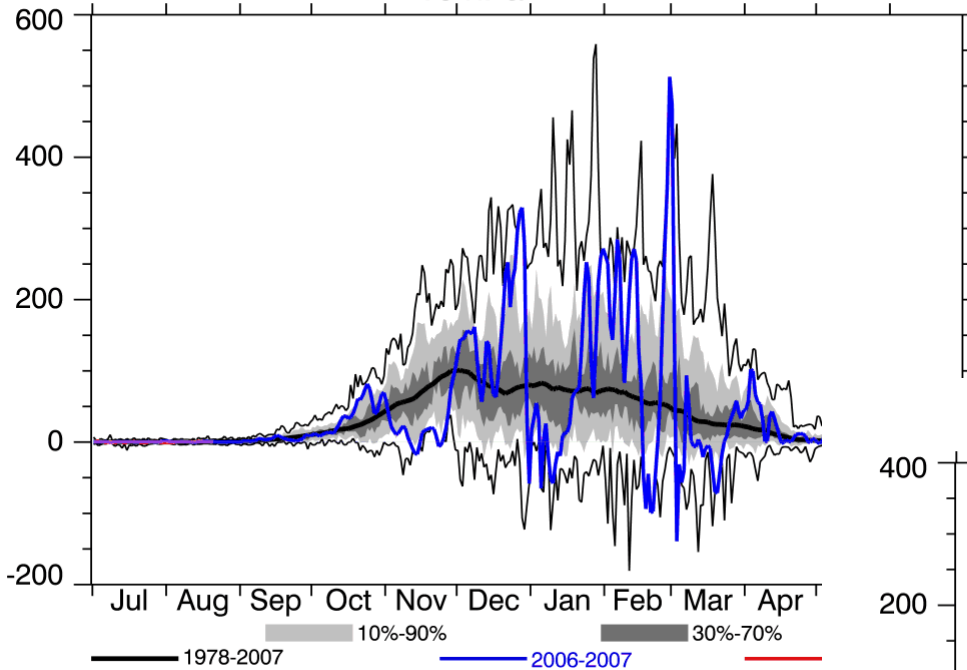
60°S Wave 2 Height Amplitude
10 hPa



P. Newman (NASA), E. Nash (SSAI), C. Long (NOAA)

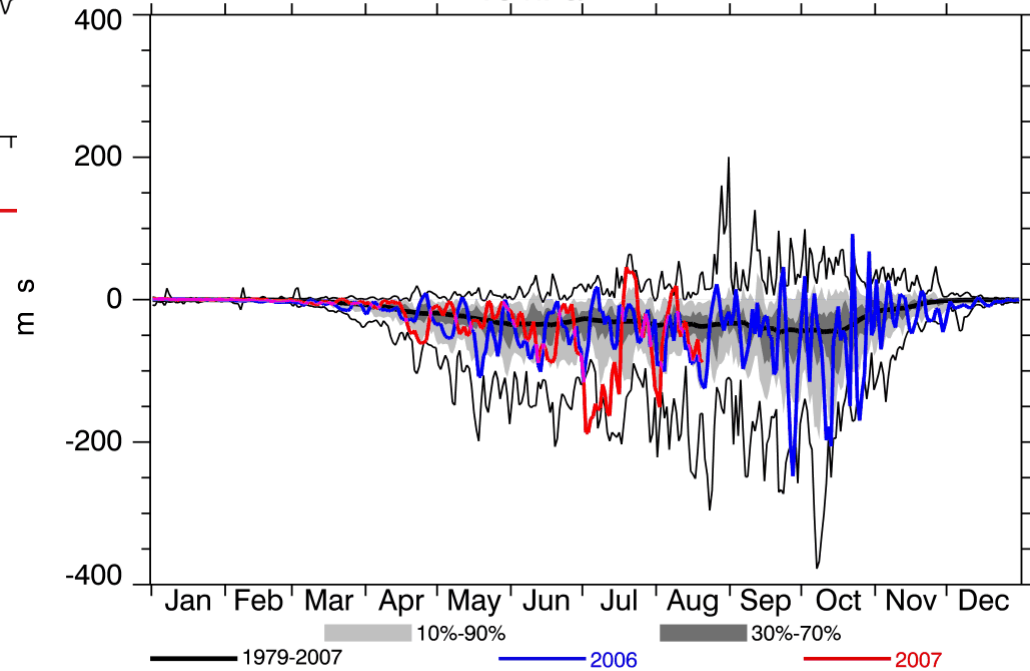
Dynamik der Stratosphäre

45-75°N Momentum Flux (Waves 1-3)
10 hPa



P. Newman (NASA), E. Nash (SSAI), C. Long (NOAA)

45-75°S Momentum Flux (Waves 1-3)
10 hPa



P. Newman (NASA), E. Nash (SSAI), C. Long (NOAA)

Indirekte Effekte

- Zukünftige Änderungen des Strahlungsantriebs haben einen direkten Einfluss auf die Stratosphärentemperatur (siehe Kapitel 8); einen indirekten Einfluss erhält man durch Veränderungen in der Wellenanregung in der Troposphäre.
- Für die Stratosphäre kann man annehmen, dass sich beide Effekte "addieren"; demnach können sie separat betrachtet werden (Sigmond et al., 2004; Fomichev et al., 2007).

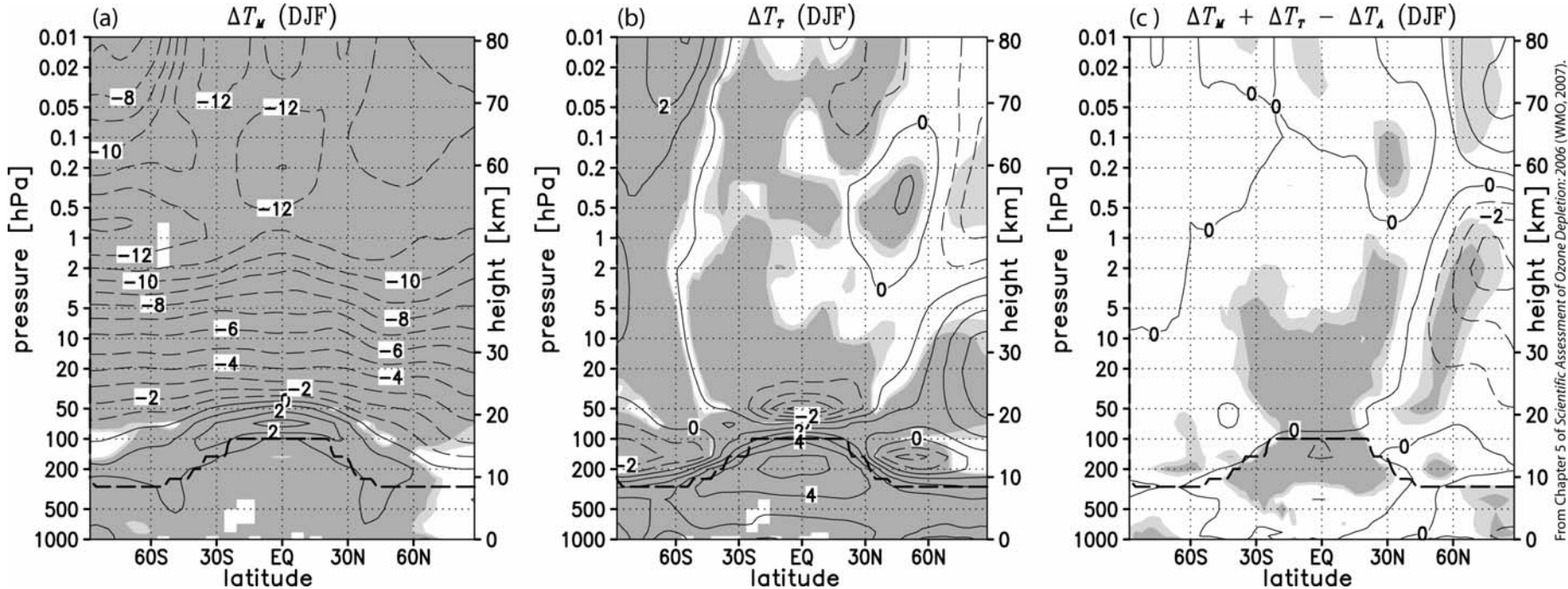
Sigmond, M., P.C. Siegmund, E. Manzini, and H. Kelder, A simulation of the separate climate effects of middle-atmospheric and tropospheric CO₂ doubling, *J. Clim.*, 17 (12), 2352-2367, 2004.

Fomichev, V.I., A.I. Jonsson, J. de Grandpré, S.R. Beagley, C. McLandress, K. Semeniuk, und T.G. Shepherd, Response of the middle atmosphere to CO₂ doubling: Results from the Canadian Middle Atmosphere Model, *J. Clim.*, 20 (7), 1121–1144, 2007.

Indirekte Effekte

- Die nachfolgende Abbildung stammt aus der Arbeit von Sigmond et al. (2004): Sie zeigt die Reaktion der Mittleren Atmosphäre (hier 10-80 km) auf eine vorgegebene Verdopplung des CO₂-Gehalts, jeweils separat in der Mittleren Atmosphäre (a), der Troposphäre (b) und in der gesamten Atmosphäre, also gemeinsam in der Troposphäre und Mittleren Atmosphäre (c).

Indirekte Effekte



Changes in the middle atmosphere resulting from different doubling CO₂ model runs for the months of December-January-February: **(a)** The change in the zonally averaged temperature due to a doubling of CO₂ in the middle atmosphere ΔT_M , **(b)** the change due to a doubling of CO₂ in the troposphere ΔT_T , and **(c)** the degree of non-additivity, i.e. the sum of the temperature changes due to a doubling of CO₂ separately in middle atmosphere and troposphere, minus the temperature change resulting from a doubling of CO₂ in all the atmosphere ($\Delta T_M + \Delta T_T - \Delta T_A$). Light (dark) shading denotes significance at 95% (99%) level of the changes in (a) and (b) and of the non-additivity in (c). The contour interval is 1 K.

Anregung planetarer Wellen

- Klimaänderungen verändern
 - die Meeresoberflächentemperaturen (engl. sea surface temperatures, SSTs),
 - die Unterschiede zwischen Landoberflächen- und Meeresoberflächentemperaturen,
 - die Troposphärenjets (Lage und Windgeschwindigkeit) sowie
 - die dynamische Aktivität auf der synoptischen Skala.
- Alle die mit diesen Veränderungen einhergehenden Prozesse beeinflussen sowohl die Anregung von planetaren Wellen in der Troposphäre als auch ihre regionalen Effekte in der unteren Stratosphäre.

Anregung planetarer Wellen

- Der Klimawandel kann auch die Ausbreitung von planetaren Wellen in die Stratosphäre und damit auch die Dissipation dieser Wellen beeinflussen (Rind et al., 2005a; 2005b; Scott und Polvani, 2004; Scott et al., 2004).
- ⇒ Der Klimawandel beeinflusst die planetare Wellenaktivität und damit die Dynamik der Stratosphäre und Mesosphäre (= Mittlere Atmosphäre)!

Anregung planetarer Wellen

Rind, D., J. Perlwitz, und P. Lonergan, AO/NAO response to climate change: 1. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes, *J. Geophys. Res.*, 110, D12107, doi: 10.1029/2004JD005103, 2005a.

Rind, D., J. Perlwitz, P. Lonergan, und J. Lerner, AO/NAO response to climate change: 2. Relative importance of low- and high-latitude temperature changes, *J. Geophys. Res.*, 110, D12108, doi: 10.1029/2004JD005686, 2005b.

Scott, R.K., und L.M. Polvani, Stratospheric control of upward wave flux near the tropopause, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02115, doi: 10.1029/2003GL017965, 2004.

Scott, R.K., D.G. Dritschel, L.M. Polvani, und D.W. Waugh, Enhancement of Rossby wave breaking by steep potential vorticity gradients in the winter stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 61 (8), 904-918, 2004.

Anregung und Ausbreitung planetarer Wellen

- Veränderungen in der Aktivität planetarer Wellen in der polaren Winterstratosphäre sind der Hauptgrund für Unsicherheiten bei der Vorhersage der zukünftigen Entwicklung der Ozonverluste, insbesondere in der arktischen Stratosphäre (Austin et al., 2003).

Austin, J., D. Shindell, S.R. Beagley, C. Brühl, M. Dameris, E. Manzini, T. Nagashima, P. Newman, S. Pawson, G. Pitari, E. Rozanov, C. Schnadt und T.G. Shepherd , Uncertainties and assessments of chemistry-climate models of the stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 1-27, 2003.

- Betrachtet man die Ergebnisse von Klima-Chemie-Modellen in dem vorletzten WMO-Ozonbericht (2003) so zeigt sich, dass noch nicht einmal das Vorzeichen für die vorhergesagte Änderung der Aktivität planetarer Wellen übereinstimmt.

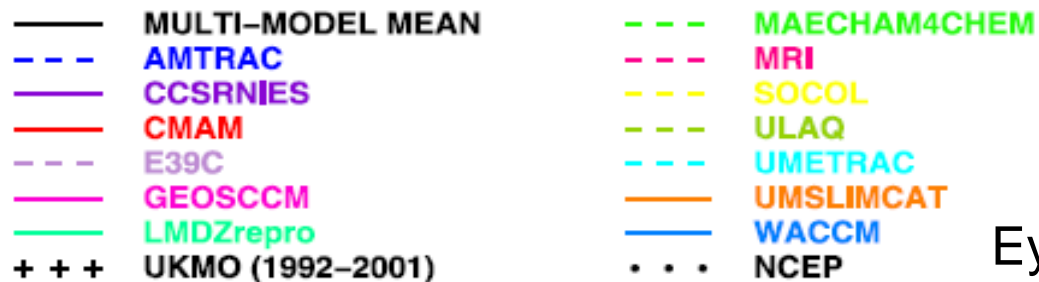
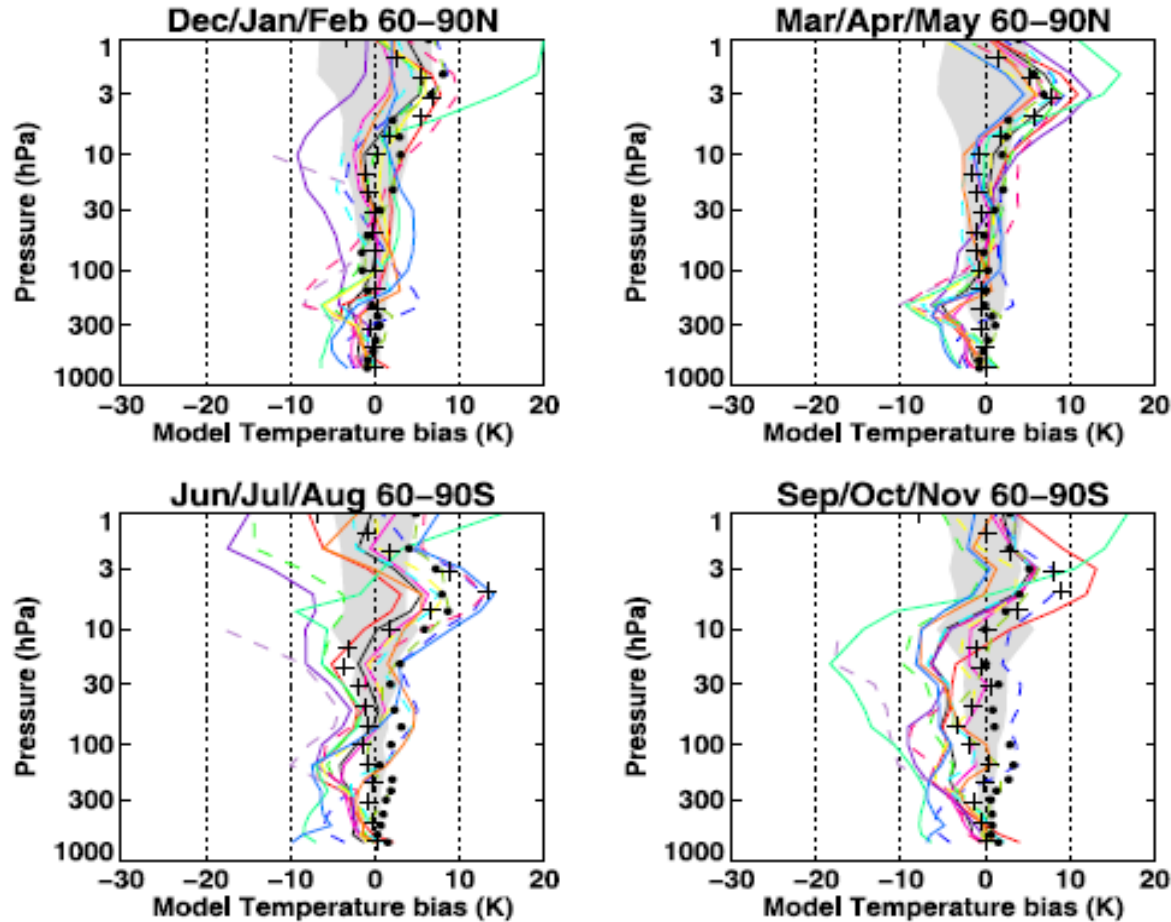
Indirekte Effekte

- Kürzlich fanden Fomichev et al. (2007) heraus, dass in ihrem numerischen Modell die Reaktion der polaren Stratosphäre auf eine Verdopplung des CO₂-Gehalts in den ersten 15 Jahren einer 30-jährigen Simulation anders ist, als in den zweiten 15 Jahren. Dies stützt die Hypothese, dass die Dynamik der polaren Stratosphäre im (Nord-)Winter auf dekadischen Zeitskalen aufgrund der internen Variabilität nicht vorhersagbar ist.
- Seit dem WMO-Bericht (2003) wurden eine Reihe sogenannter transienter Simulationen mit Klima-Chemie-Modellen bis weit in das 21. Jahrhundert durchgeführt, bei denen die gleichen Änderungen im "Klimaantrieb" und der Halogenbeladung angenommen wurden.

Indirekte Effekte

- Eyring et al. (2006) verglichen die Modellergebnisse der Simulationen für die vergangenen Dekaden und fanden heraus, dass die Temperaturabweichungen in der nördlichen polaren Winterstratosphäre recht klein sind und dass in den meisten Modellen eine richtige Reaktion der Temperatur aufgrund von Variationen der troposphärischen Wellenanregung liefern.
- Dies sind deutliche Verbesserungen im Vergleich mit den in Austin et al. (2003) publizierten Ergebnisse.
- Im Gegensatz dazu gibt es kaum nennenswerte Verbesserungen in der Südhemisphäre, wo die meisten Klima-Chemie-Modelle im Frühjahr einen Kältefehler zeigen und die Umstellung von der Winter- auf die Sommerzirkulation später als beobachtet erfolgt.

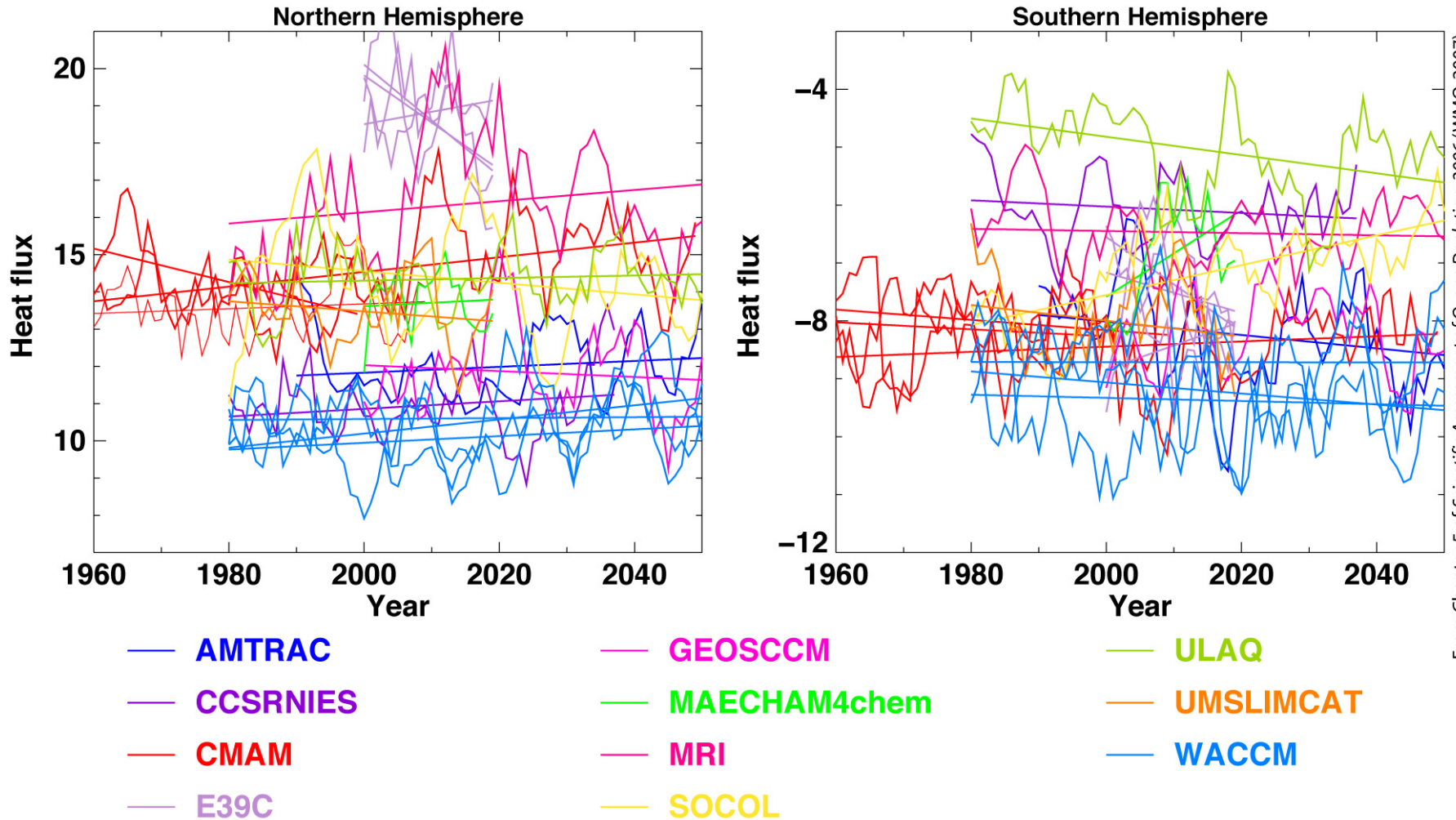
Kältefehler in der Stratosphäre (relativ zu ERA40)



Anregung planetarer Wellen

- Aber auch diese neuesten Simulationsergebnisse von Klima-Chemie-Modellen zeigen keinen Konsens im Hinblick auf die Entwicklung der Anregung planetarer Wellen in der Troposphäre in einem zukünftigen Klima (siehe nachfolgende Abbildung), obwohl jedes Modell die gleichen Szenarien für die Entwicklung der Treibhausgas- und Halogenkonzentrationen verwenden.

Entwicklung des Wärmeflusses ($v'T'$)



From Chapter 5 of Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 (WMO, 2007).

Evolution of the heat flux at 100 hPa as derived from CCM calculations. The analysis is based on model data derived from the REF2 and SCN2 simulations. Left panel: Heat flux averaged over 40°N to 80°N in January and February. Right panel: Heat flux averaged over 40°S to 80°S in July and August.

Anregung planetarer Wellen

- Die Gründe dafür, warum die Modelle weiterhin keine (wenigstens qualitative) Übereinstimmung zeigen, ist nach wie vor unklar.
- Teilweise kann es damit zusammen hängen, dass, speziell in der Südhemisphäre, viele Modelle nicht in der Lage sind, die richtige Sensitivität der polaren Temperatur auf die Wellenanregung aus der Troposphäre (und entsprechende Dissipation in der Stratosphäre) zu reproduzieren.

Anregung planetarer Wellen

- Andererseits kann es aber auch schlicht das atmosphärische Verhalten wieder spiegeln: Möglicherweise kann in einem chaotischen System die Wellenanregung aus der Troposphäre grundsätzlich nicht vorhergesagt werden und deshalb reflektieren die Modellergebnisse einen Bereich der möglichen Ergebnisse.
- Hier ist eine schnelle Klärung notwendig, da die Abschätzung der weiteren Entwicklung der stratosphärischen Ozonschicht unter anderem stark davon abhängt, wie die Klima-Chemie-Modelle die Änderungen der Wellenaktivität vorhersagten.

Tropische Meeresoberflächentemperaturen

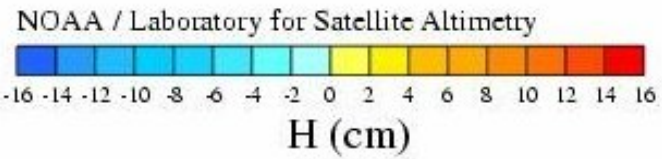
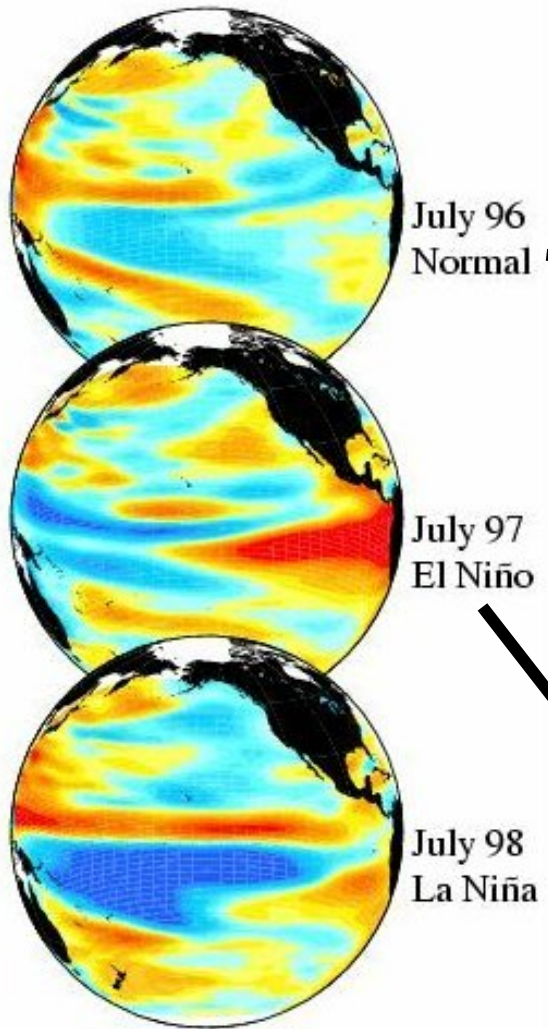
- Der wichtigste zu berücksichtigende Faktor der Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen, der die Troposphäre und die Stratosphäre beeinflusst, ist der Gradient der tropischen Meeresoberflächentemperaturen, wie man sie während den "El Niño-Southern Oscillation (ENSO)" Ereignisse vorfindet.
- Anomale tropische Gradienten der Meeresoberflächentemperatur haben auch einen Einfluss auf die Anregung von planetaren Wellen.

SO-Index: hPa (Darwin) - hPa (Tahiti) [jeweils Bodendruck]

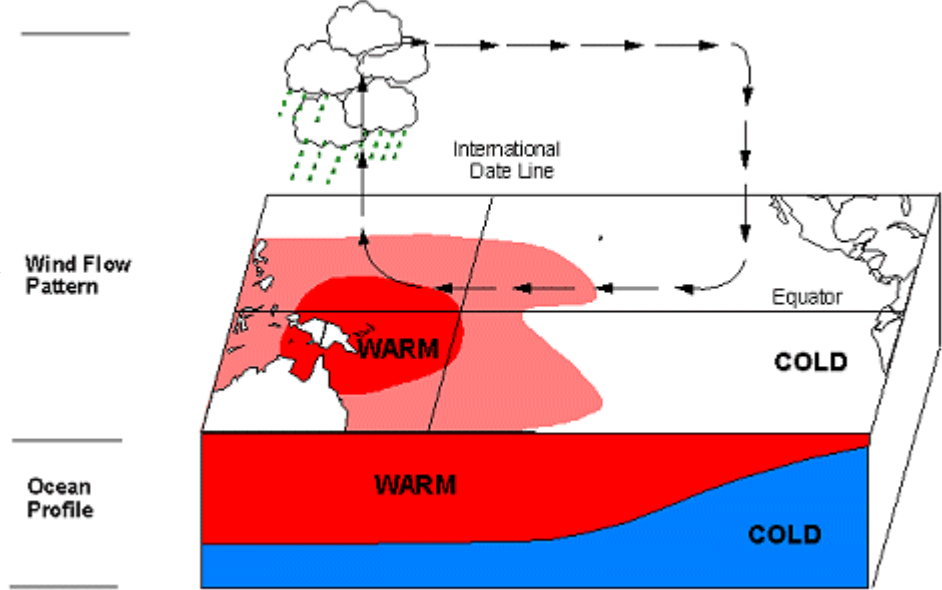
Index positiv: WALKER - Zirkulation existiert;

Index negativ: WALKER - Zirkulation ist schwach oder kehrt sich um.

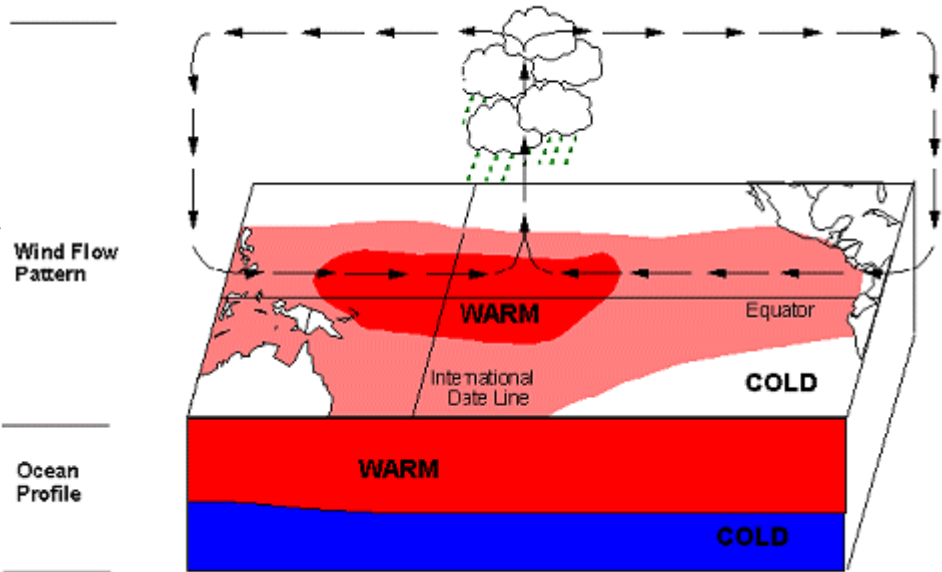
Tropische Meeresoberflächentemperaturen



Typical Tropical Pacific Conditions



El Niño Tropical Pacific Conditions



Tropische Meeresoberflächentemperaturen

- Der stratosphärische Polarwirbel ist in warmen ENSO Jahren tendenziell schwächer als im Mittel, wenn die Meeresoberflächentemperaturen im östlichen tropischen Pazifik anomal warm sind (van Loon und Labitzke, 1987), während in kalten ENSO Jahren die Häufigkeit von plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen deutlich geringer ist (Limpasuvan et al., 2005).

van Loon, H., und K. Labitzke, The Southern Oscillation, Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the Quasi-Biennial Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 115 (2), 357-369, 1987.

Limpasuvan, V., D.L. Hartmann, D.W.J. Thompson, K. Jeev, und Y.L. Yung, Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification, *J. Geophys. Res.*, 110, D24101, doi: 10.1029/2005JD006302, 2005.

Tropische Meeresoberflächentemperaturen

- Ähnliche Beziehungen wurden in einer Reihe von numerischen Simulationen gefunden (Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006).

Sassi, F., D. Kinnison, B.A. Boville, R.R. Garcia, und R. Roble, Effect of El Niño-Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 109, D17108, doi: 10.1029/2003JD004434, 2004.

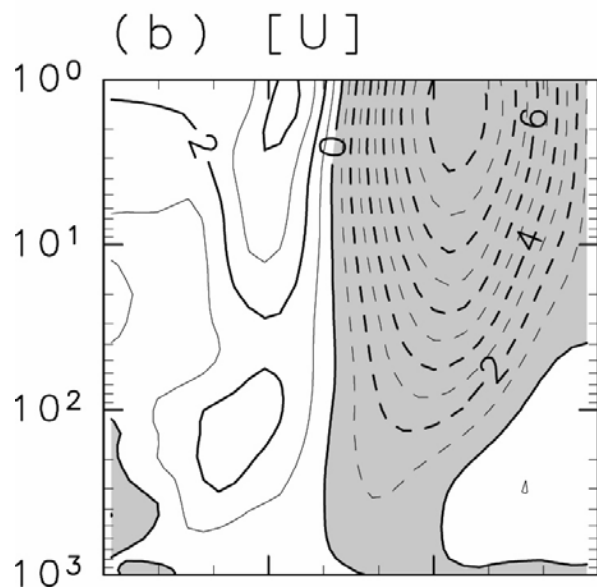
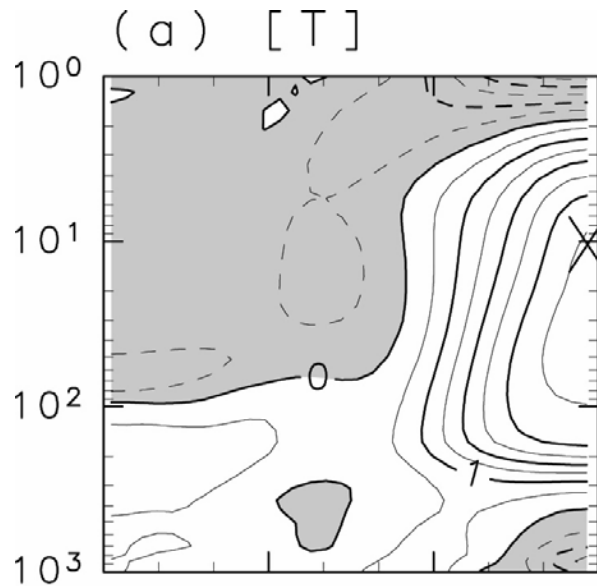
Manzini, E., M.A. Giorgetta, M. Esch, L. Kornblueh, und E. Roeckner, The influence of sea surface temperatures on the Northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model, *J. Clim.*, 19 (16), 3863–3881, 2006.

Tropische Meeresoberflächentemperaturen

- Darüber hinaus gibt es in Simulationen mit Klima-Chemie-Modellen Anzeichen für ein erhöhtes Vorkommen von plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen, wenn im östlichen tropischen Pazifik große positive Anomalien von Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben werden. (Taguchi und Hartmann, 2006; siehe nachfolgende Abbildung).

Taguchi, M., und D.L. Hartmann, Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM, *J. Clim.*, 19 (3), 324-332, 2006.

Tropische Meeresoberflächentemperaturen



From Chapter 5 of Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 (WMO, 2007).

Climatological differences between WACCM simulations forced with high and low SSTs in the eastern tropical Pacific: (a) zonal mean temperature [T] in K and (b) zonal mean zonal wind [U] in m/s. Both pictures display results for the Northern Hemisphere, with the Equator on the left and the North Pole on the right

Tropische Meeresoberflächentemperaturen

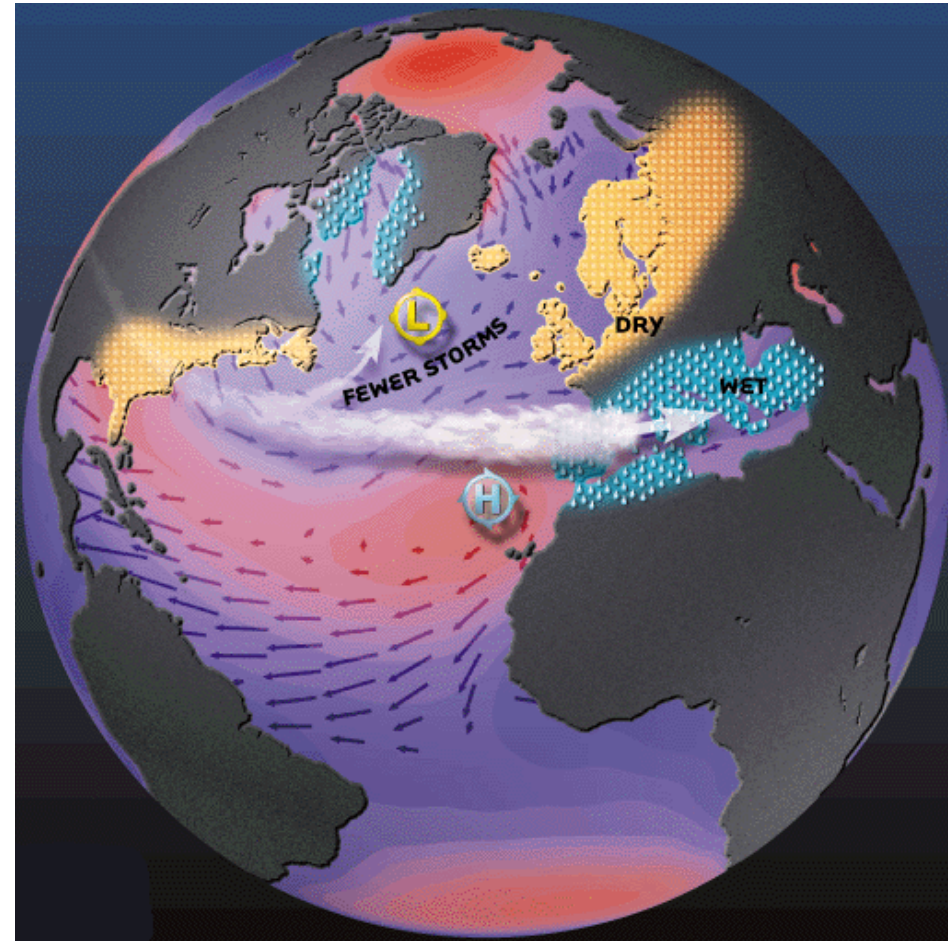
- Hoerling et al. (2001; 2004) und Hurrell et al. (2004) zeigten, dass Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen im Indischen Ozean den/die Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation (NAM/NAO) auf dekadischen Zeitskalen beeinflussen; es ist unklar, inwieweit sich diese Veränderungen bis in die Stratosphäre fortpflanzen.

Hoerling, M.P., J.W. Hurrell, und T. Xu, Tropical origins for recent North Atlantic climate change, *Science*, 292 (5514), 90-92, 2001.

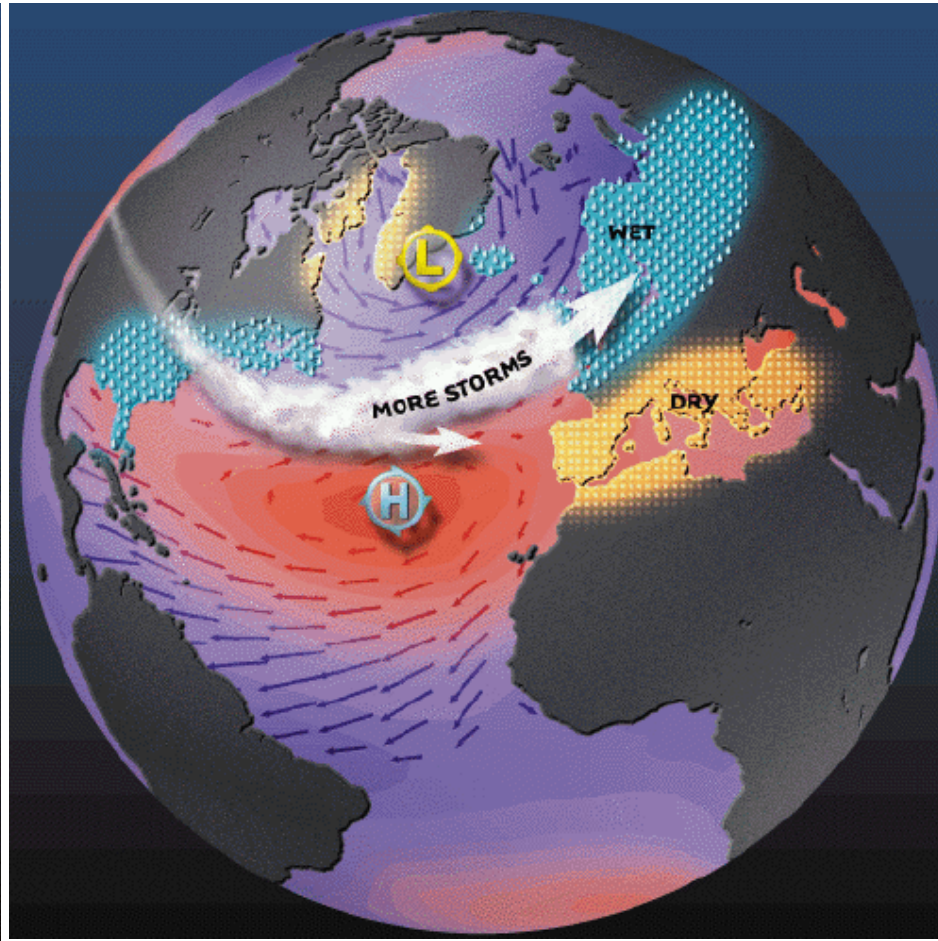
Hoerling, M.P., J.W. Hurrell, T. Xu, G.T. Bates, und A.S. Phillips, Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: Understanding the effect of Indian Ocean warming, *Clim. Dyn.*, 23 (3-4), 391-405, 2004.

Hurrell, J.W., M.P. Hoerling, A.S. Phillips, und T. Xu, Twentieth century North Atlantic climate change. Part I: assessing determinism, *Clim. Dyn.*, 23 (3-4), 371-389, 2004.

Nord-Atlantische Oszillation (NAO)



NAO -

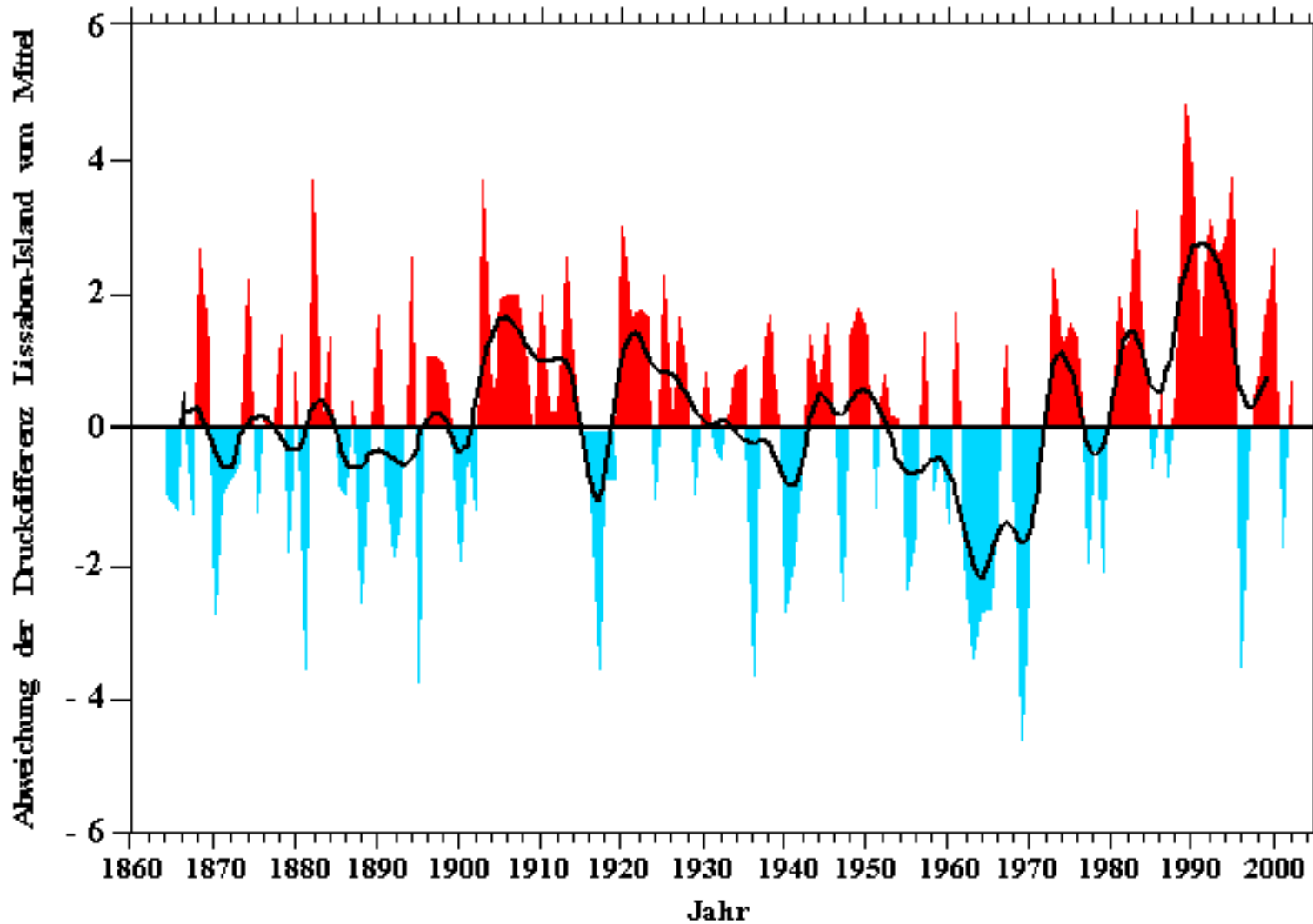


NAO +

Unter der NAO versteht man die Schwankung des Druckverhältnisses zwischen dem Islandtief im Norden und dem Azorenhoch im Süden des Nordatlantiks.

Nord-Atlantische Oszillation (NAO)

NAO-Index (Dezember-März) 1864-2002



Troposphärische Antriebe

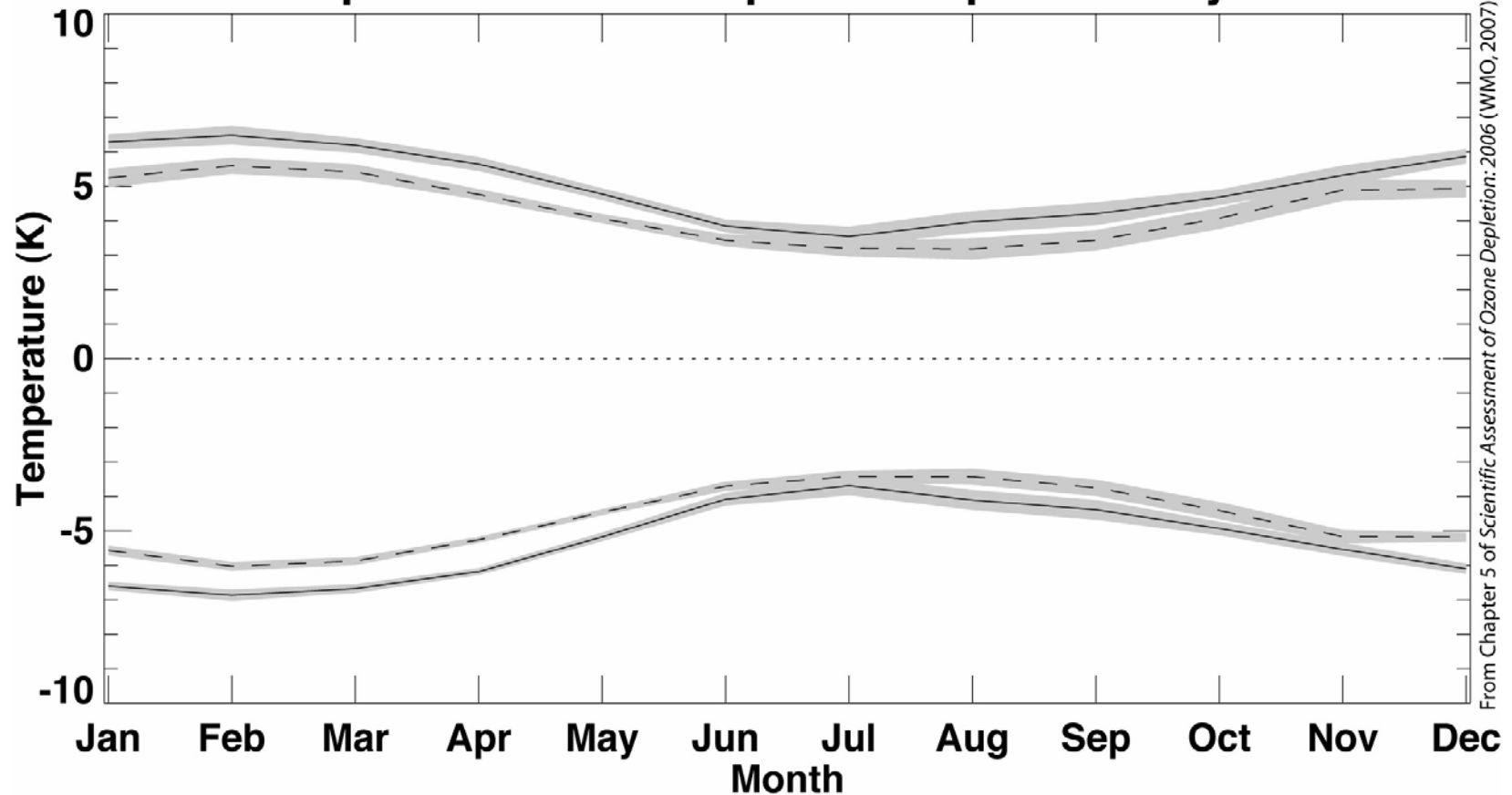
- Außerhalb der winterlichen Polregion haben Änderungen im troposphärischen Antrieb vermutlich während des ganzen Jahres einen Einfluss auf die Temperaturen in der unteren Stratosphäre.
- Es gibt Hinweise auf der Grundlage von Modellabschätzungen, dass anthropogene Klimaänderungen zu einem Anwachsen des Aufsteigen von Luftmassen in der tropischen oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre führen und zu einem verstärkten Absinken in Bereich der Extra-Tropen (siehe auch Kapitel 10 und 14).

Troposphärische Antriebe

- Das assoziierte adiabatische Heizen würde dann zu einer Abkühlung der tropischen unteren Stratosphäre führen und zu wärmeren Extra-Tropen während aller Monate (siehe Abbildung); es wäre im Bereich des borealen Winter und Frühling verstärkt, was konsistent ist mit der im Modell angenommenen Asymmetrie in der Änderung der Meeresoberflächentemperatur zwischen der Nord- und der Südhemisphäre (Fomichev et al., 2007).

Troposphärische Antriebe

Tropical and Extratropical Temperature Cycle



From Chapter 5 of Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 (WMO, 2007).

Annual cycle of the tropical (30°S-30°N; negative curves) and extra-tropical (positive curves) mean temperature, with global mean subtracted, at 50 hPa. The dashed curve results from a model simulation in which the atmospheric CO₂ was doubled, but the SSTs were not adjusted for the doubled CO₂ conditions. The solid curve is from a simulation with both the CO₂ doubling and adjusted SSTs, and therefore includes an additional effect on the temperatures due to changes in wave forcing from the troposphere.

Troposphärische Antriebe

- Andere Klimaänderungssimulationen (Butchart et al., 2006) zeigen ebenfalls, dass im Mittel der Anstieg der planetaren Wellenaktivität in der nördlichen Winterhemisphäre größer ist als in der südlichen Winterhemisphäre.

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. Sigmund, Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation, *Clim. Dyn.*, 27, 727-741, doi:10.1007/s00382-006-0162-4, 2006.

Effekte brechender Schwerewellen

- Alle Klima- und Klima-Chemie-Modelle, welche stratosphärische Temperaturänderungen bestimmen, (siehe Kapitel 8) parametrisieren die Effekte von brechenden kleinskaligen Schwerewellen.
- Die komplexeren dieser Schemata parametrisieren die vertikale Ausbreitung und das "Brechen" dieser Wellen in Termen großskaliger Flüsse. Sie sind deshalb in der Lage auf Klimaänderungen in der Stratosphäre entsprechend zu reagieren, die durch Änderungen im Strahlungsantrieb oder der Anregung planetarer Wellen verursacht sind.

Effekte brechender Schwerewellen

- Darüber hinaus zeigten Shaw und Shepherd (2007), dass, vorausgesetzt die Parametrisierung ist Impuls erhaltend, die Reaktion des Klimas robust auf Änderungen im Schwerewellenspektrum, dem (Hintergrund-) Grundstrom, dem Schwerewellen-Brechungskriterium und auch der Modellobergrenze reagiert.

Shaw, T.A., und T.G. Shepherd, Angular momentum conservation and gravity wave drag parameterization: Implications for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 64 (1), 190–203, 2007.

Effekte brechender Schwerewellen

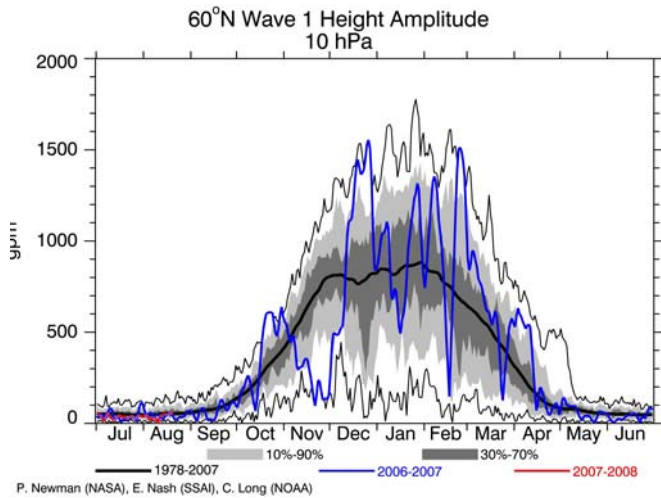
- McLandress und Scinocca (2005) zeigten ebenfalls, dass die Reaktion des Klimasystems nicht entscheidend von der Wahl der Schwerewellenparametrisierung abhängt.

McLandress, C., und J.F. Scinocca, The GCM response to current parameterizations of nonorographic gravity wave drag, *J. Atmos. Sci.*, 62 (7), 2394-2413, 2005.

- Derzeit ist nicht klar, welcher Teil der Änderung des Schwerewellenantriebs durch indirekte Effekte des Klimawandels verursacht ist, der die Ausbreitung und das "Brechen" der Wellen beeinflusst und wie viel direkt durch die Änderung der Quelle der Störung bedingt ist.

Effekte brechender Schwerewellen

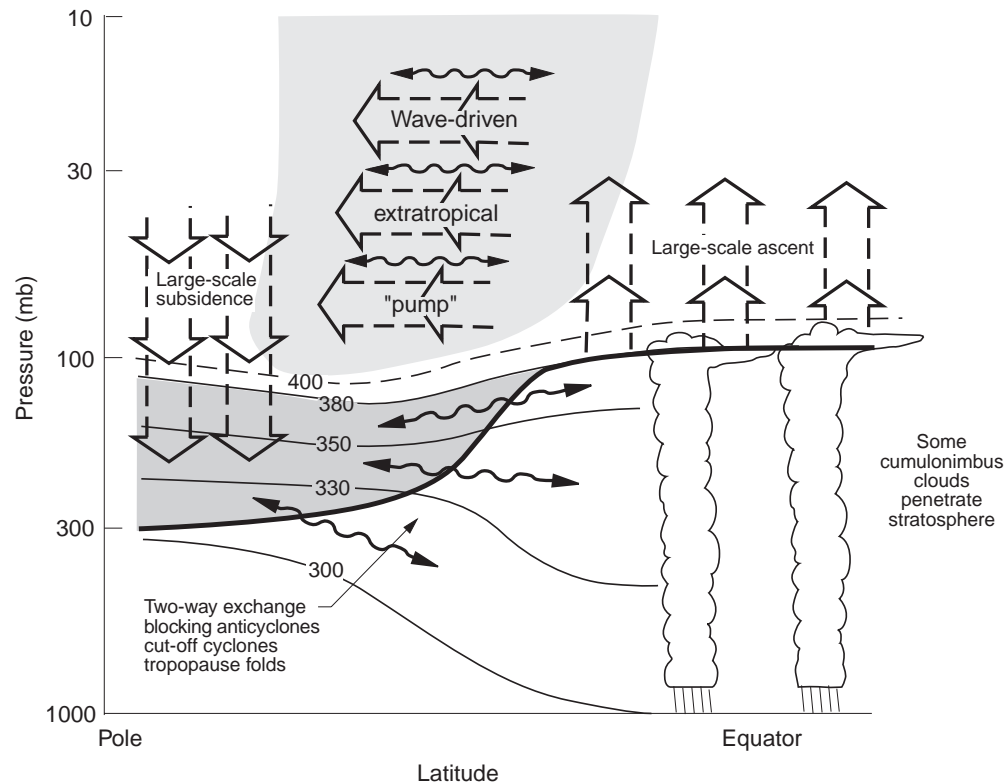
- Die größte Unsicherheit besteht darin, dass man kaum abschätzen kann, wie sich die Entwicklung des "Quell-Spektrums" für Schwerewellen in einem zukünftigen Klima ändern wird.
- Leider ist dieses Spektrum auch für das derzeitig vorherrschende Klima nur unzureichend durch Beobachtungen belegt. Es wird schwierig den Effekt der Änderung der Schwerewellenantriebe auf die Stratosphärentemperatur zu quantifizieren, ohne dass man weitere Fortschritte im Hinblick auf die Bestimmung der Quellen in Form anderer Flussparameter erzielt, die eine Bestimmung der Klimarückkopplung erlauben.



Ende Kapitel 9

Kapitel 10

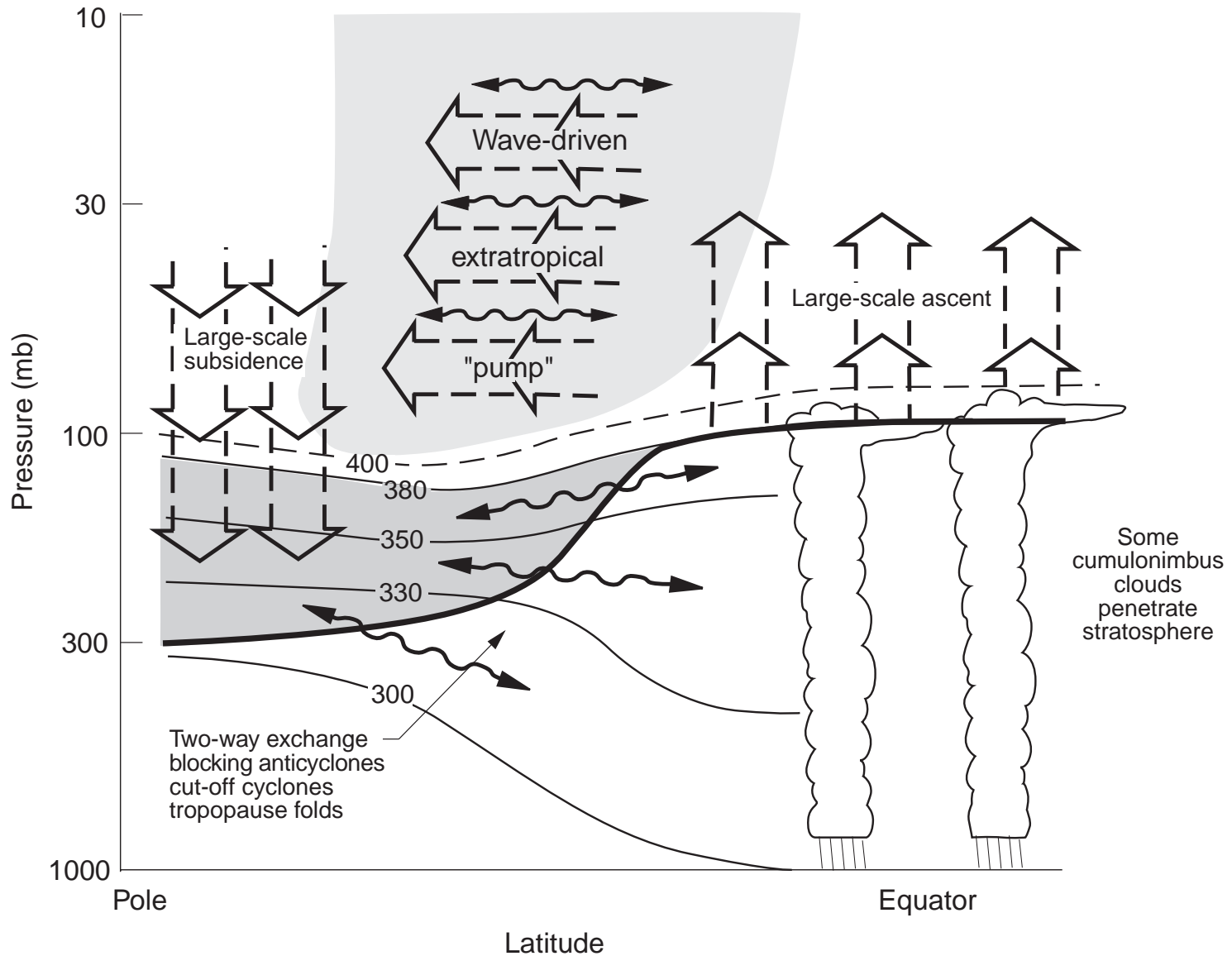
Die Brewer-Dobson Zirkulation und Troposphären-Stratosphärenaustausch



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

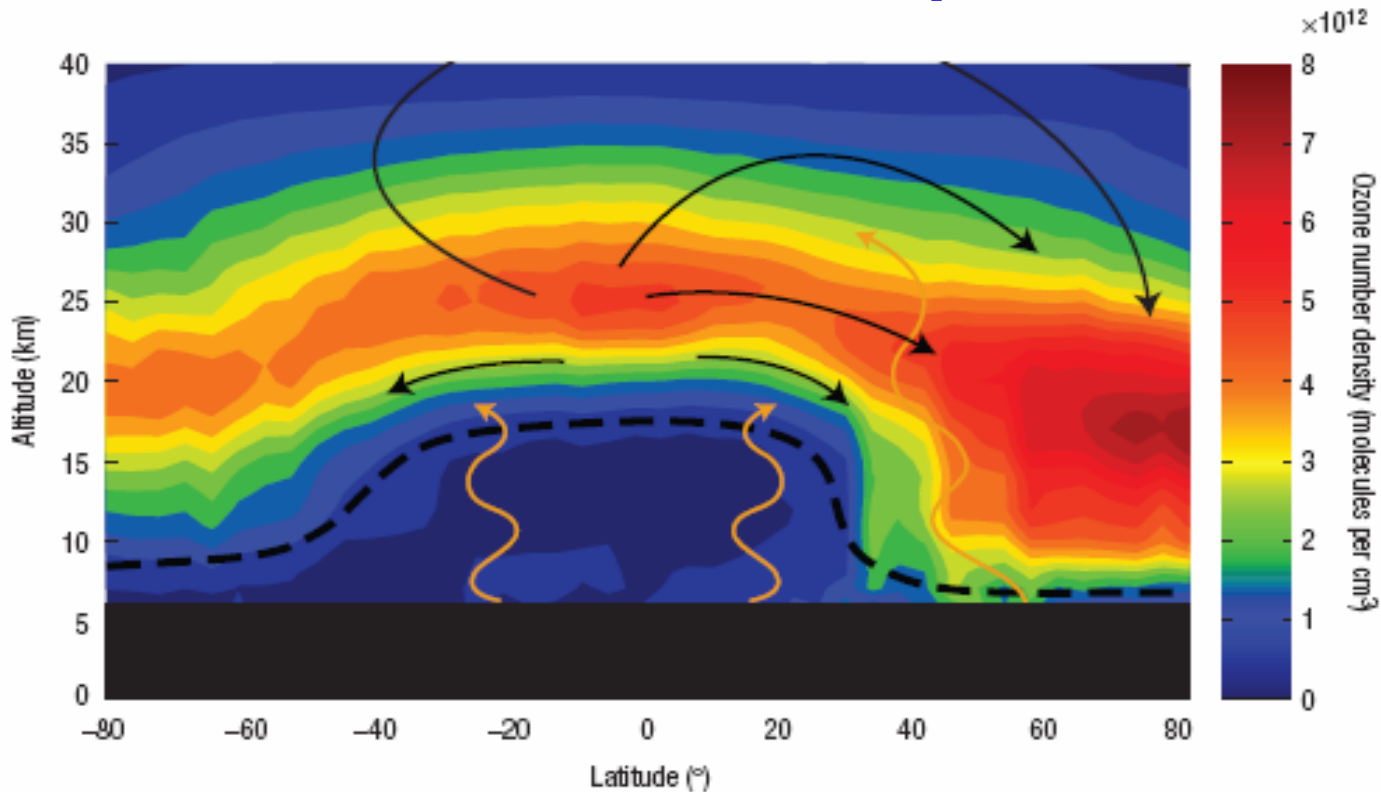


Figure 1 Brewer–Dobson circulation and stratospheric ozone. A longitudinally averaged cross-section of the atmosphere shows a schematic of the stratospheric global circulation, or Brewer–Dobson circulation (black arrows), and the ozone distribution as measured by the OSIRIS satellite instrument in March 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:

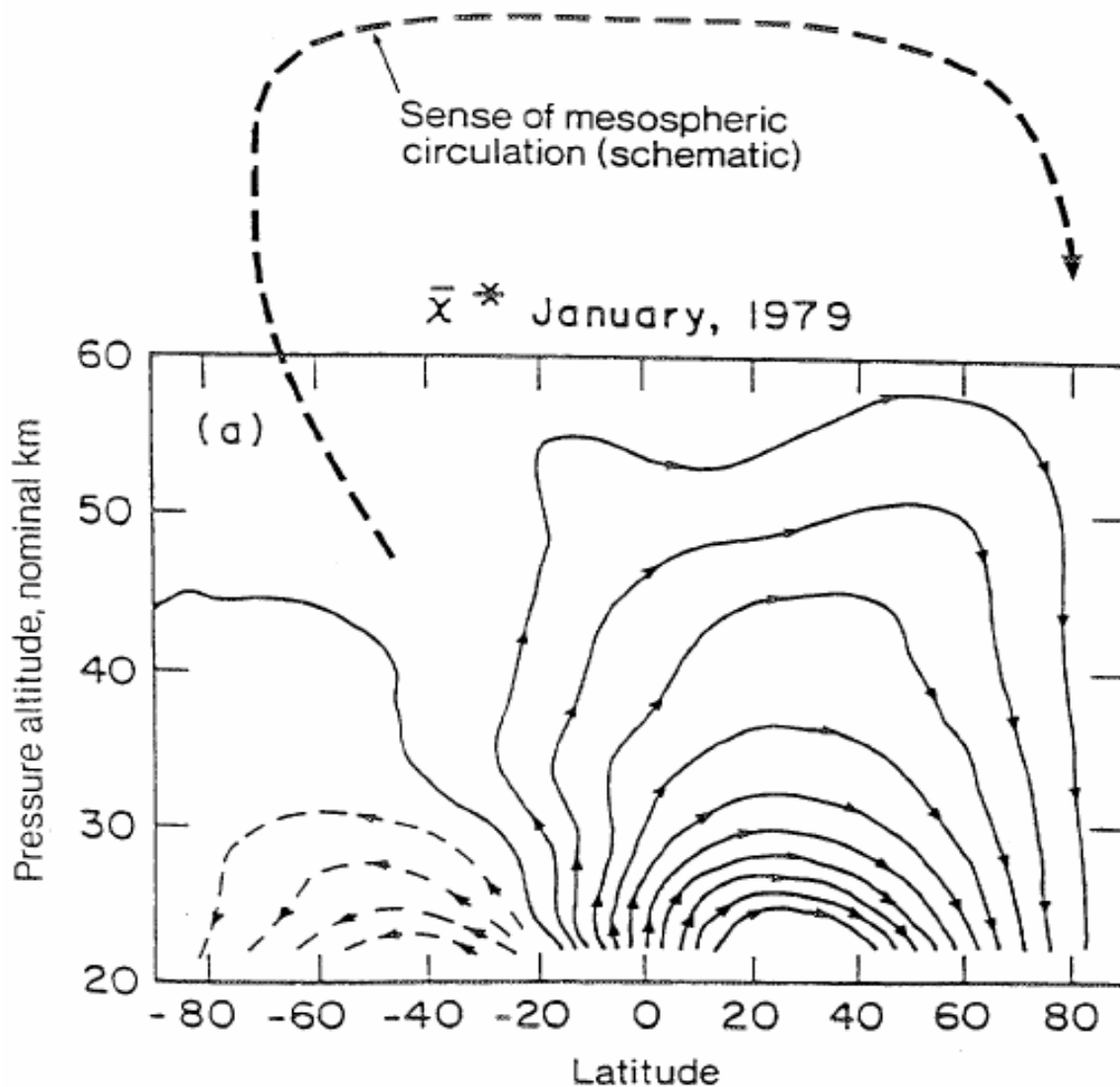
$$1 / (a \cos\varphi) \partial/\partial\varphi \{ [v^*] \cos\varphi \} + \partial/\partial p \{ [w^*] \} = 0$$

Die meridionale Massenzirkulation (Brewer-Dobson Zirkulation)

- Daraus lässt sich die residuale Stromfunktion ψ 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:

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

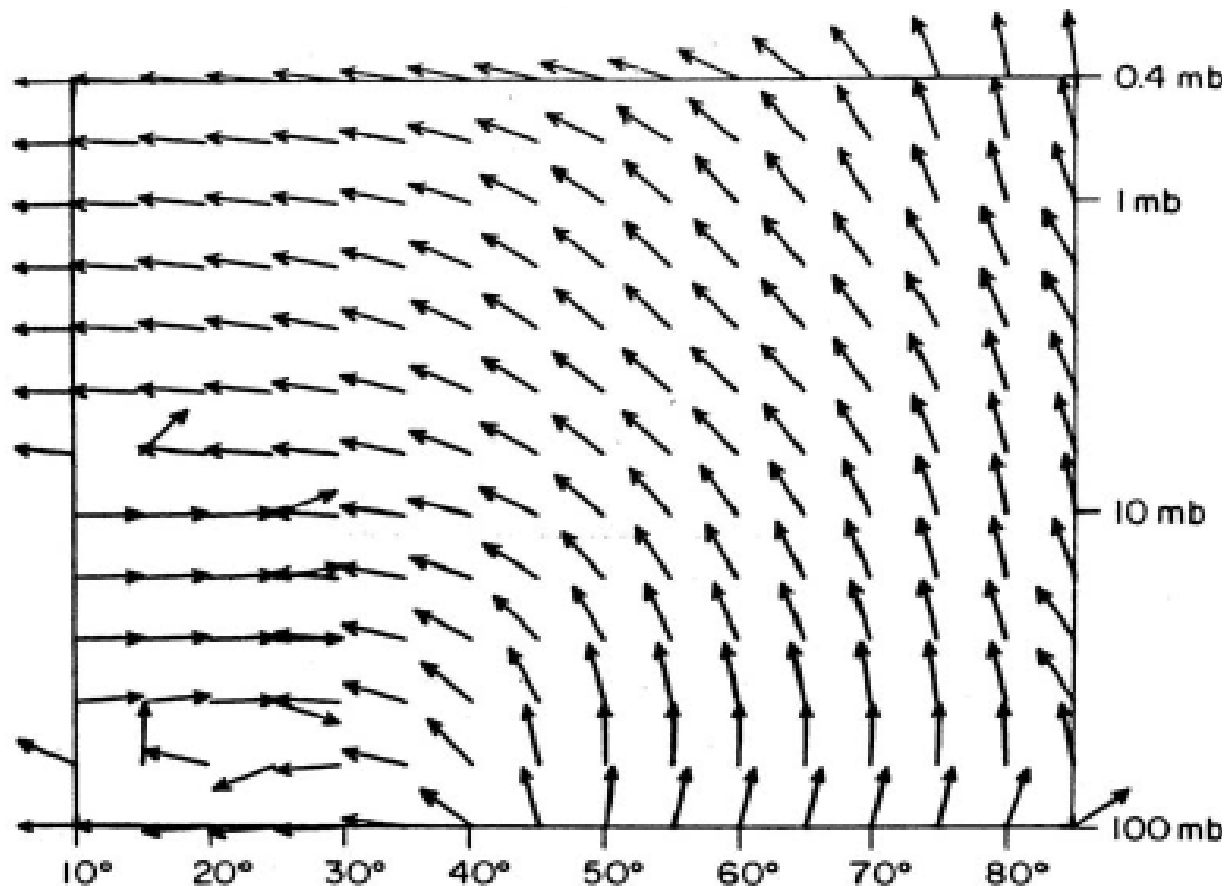
$$F_z = \rho_0 a \cos\varphi f [v'\theta'] / \partial[\theta]/\partial z$$

- 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 CO₂-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 CO₂ 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.

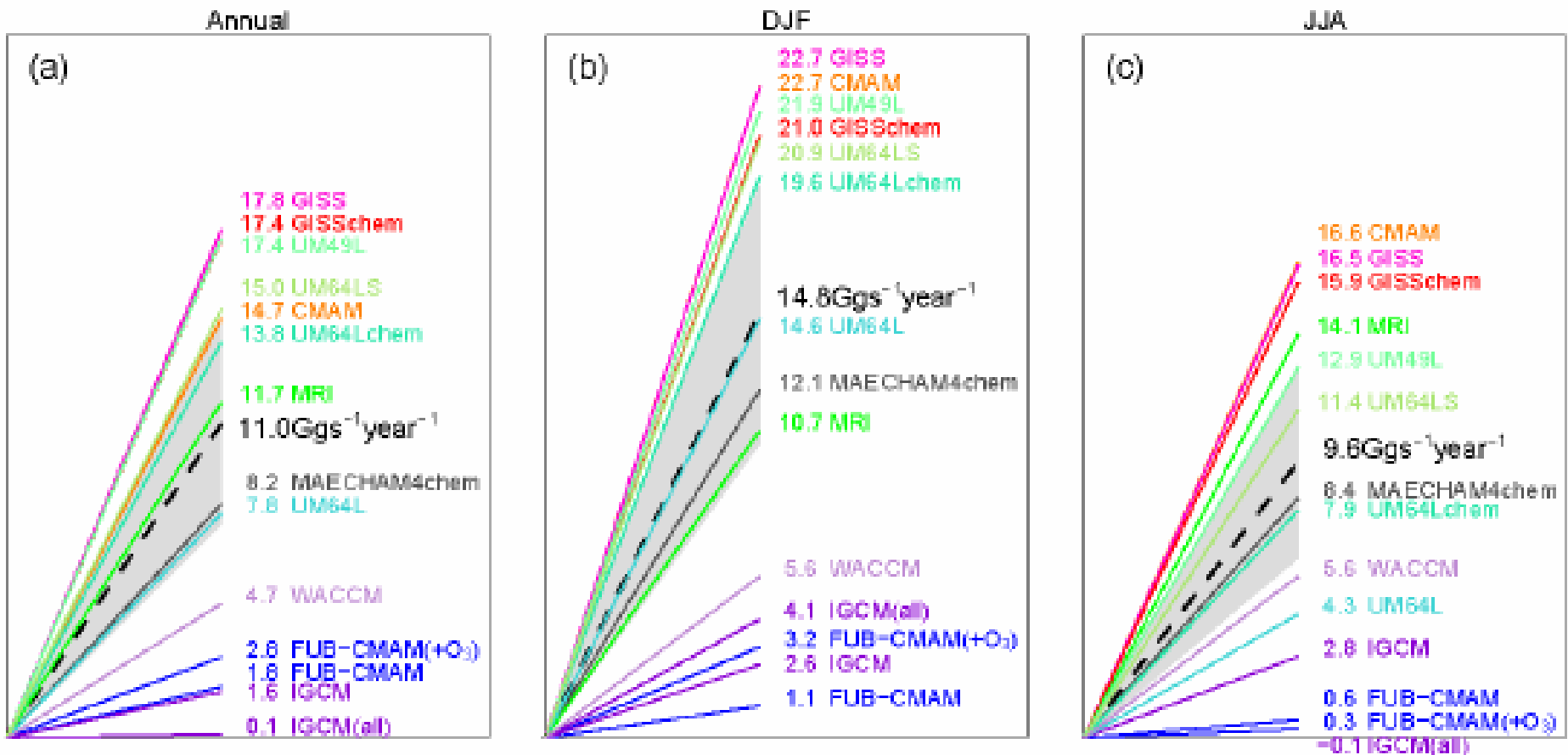
Sudo, K., M. Takahashi, und H. Akimoto, Future changes in stratosphere-troposphere exchange and their impacts on future tropospheric ozone simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24), 2256, doi: 10.1029/2003GL018526, 2003.

Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre

- Für den Fall doppelt so hoher CO₂ 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⁻¹ Jahr⁻¹, 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⁻¹ year⁻¹) 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 Aufstiegs (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 CO₂ and N₂O, *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 CO₂, CH₄, and N₂O, *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.**"

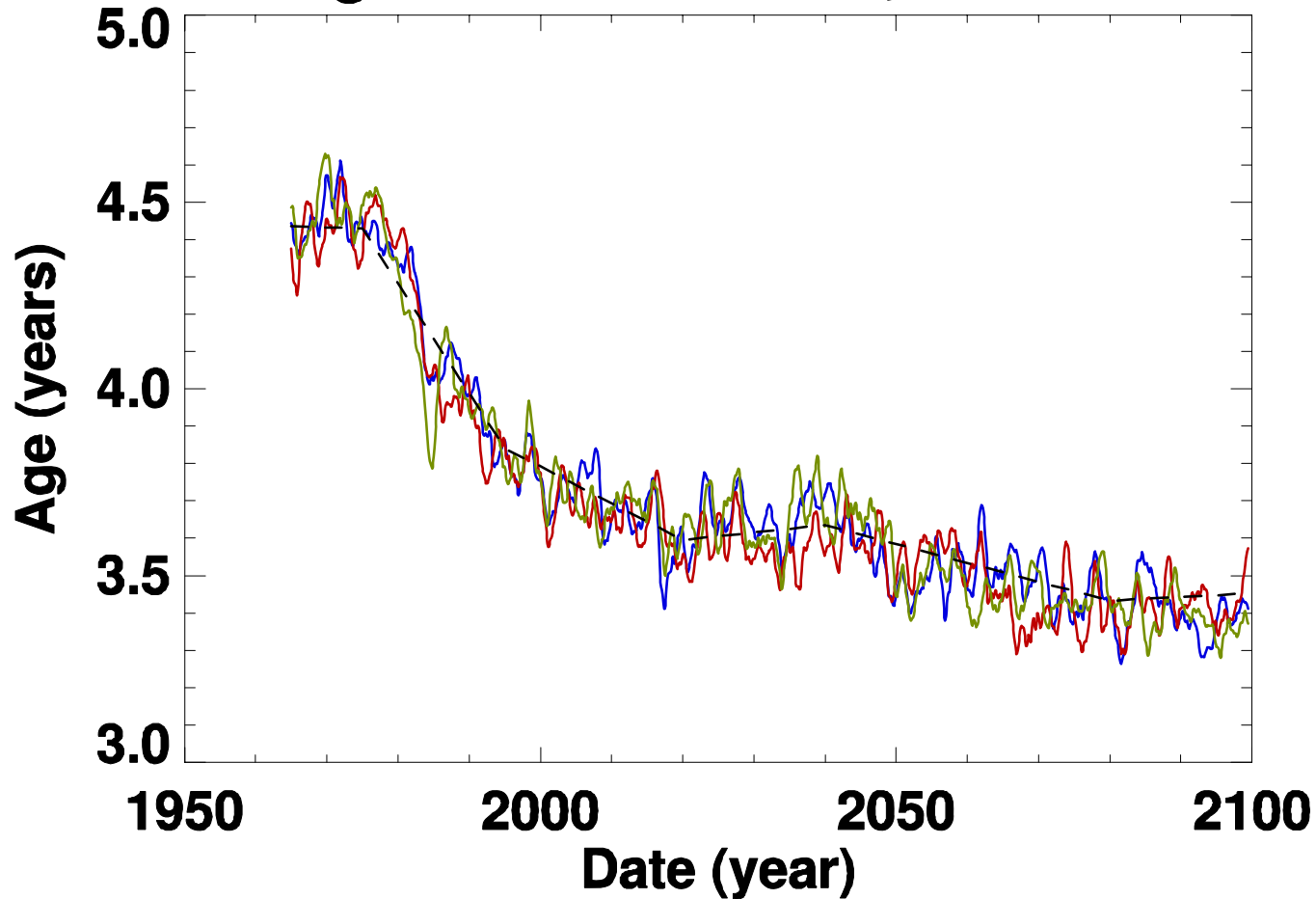
Tropisches Aufsteigen und das Alter der stratosphärischen Luft

- 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.

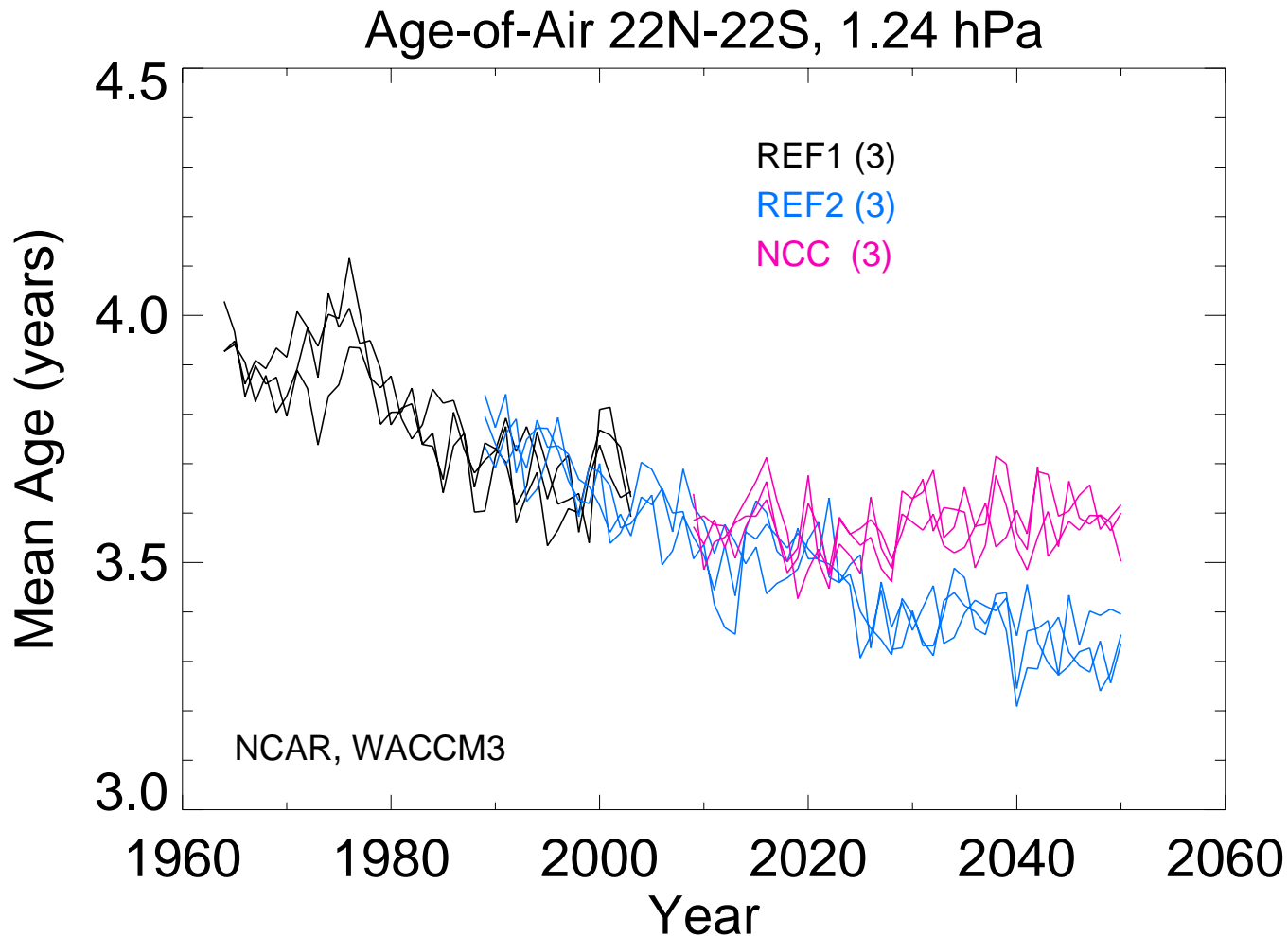
Alter der stratosphärischen Luft

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



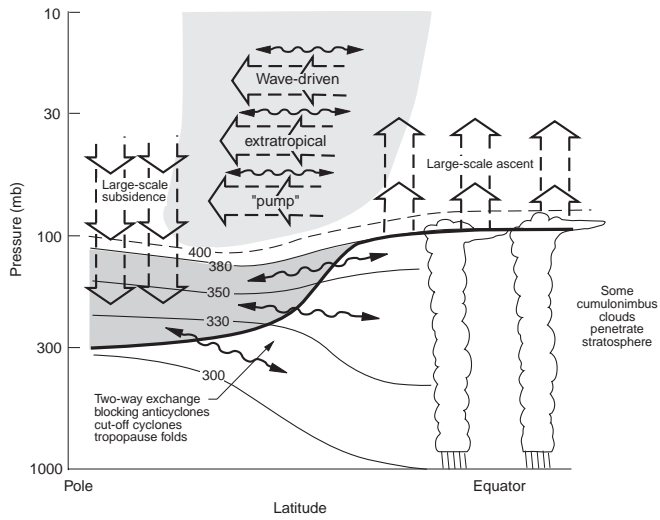
Mean age of air for the CCM WACCM in the tropical upper stratosphere. The individual simulations cover the recent past (REF1), the future (REF2) and an ensemble of simulations with fixed GHG concentrations.

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 CH_4 und N_2O .

Einfluss des Klimawandels

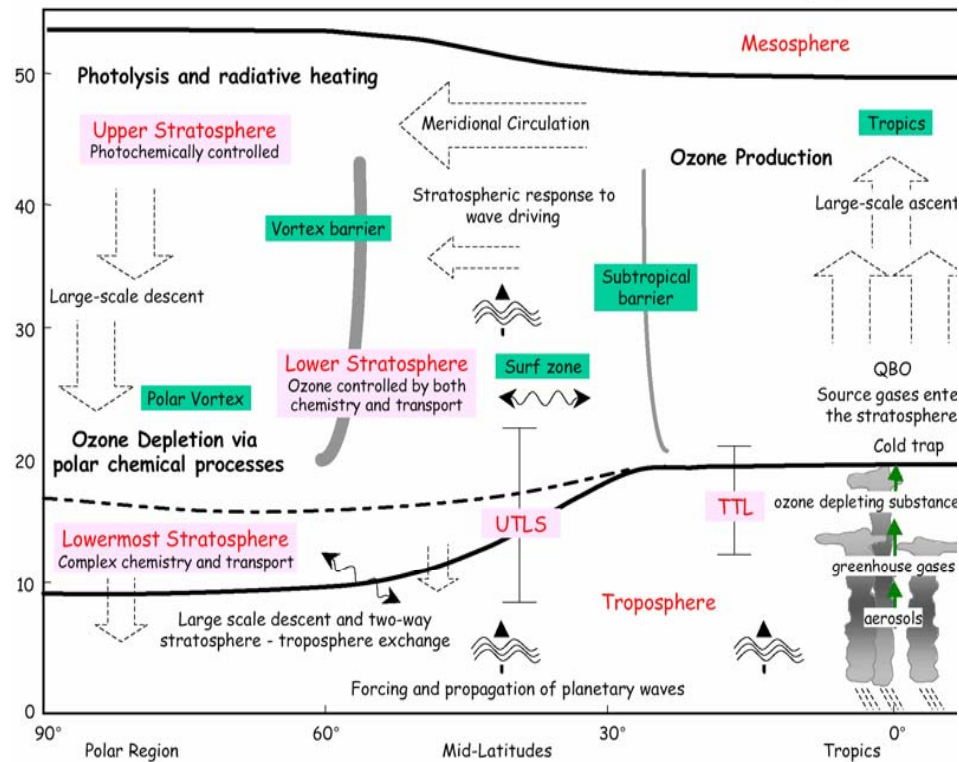
- Wenn jedoch Luftmassen mit erhöhten CH_4 Konzentrationen die Stratosphäre erst einmal erreicht haben, hat dies eine erhöhte CH_4 Oxidation zur Folge.
- Dies bedeutet, dass es zu einem schnelleren Anstieg des stratosphärischen Wasserdampfgehalts kommen kann, als man dies nur Aufgrund der erhöhten troposphärischen CH_4 Konzentration erwartet.



Ende Kapitel 10

Kapitel 11

Änderungen in der tropischen und extra-tropischen Tropopausenschicht



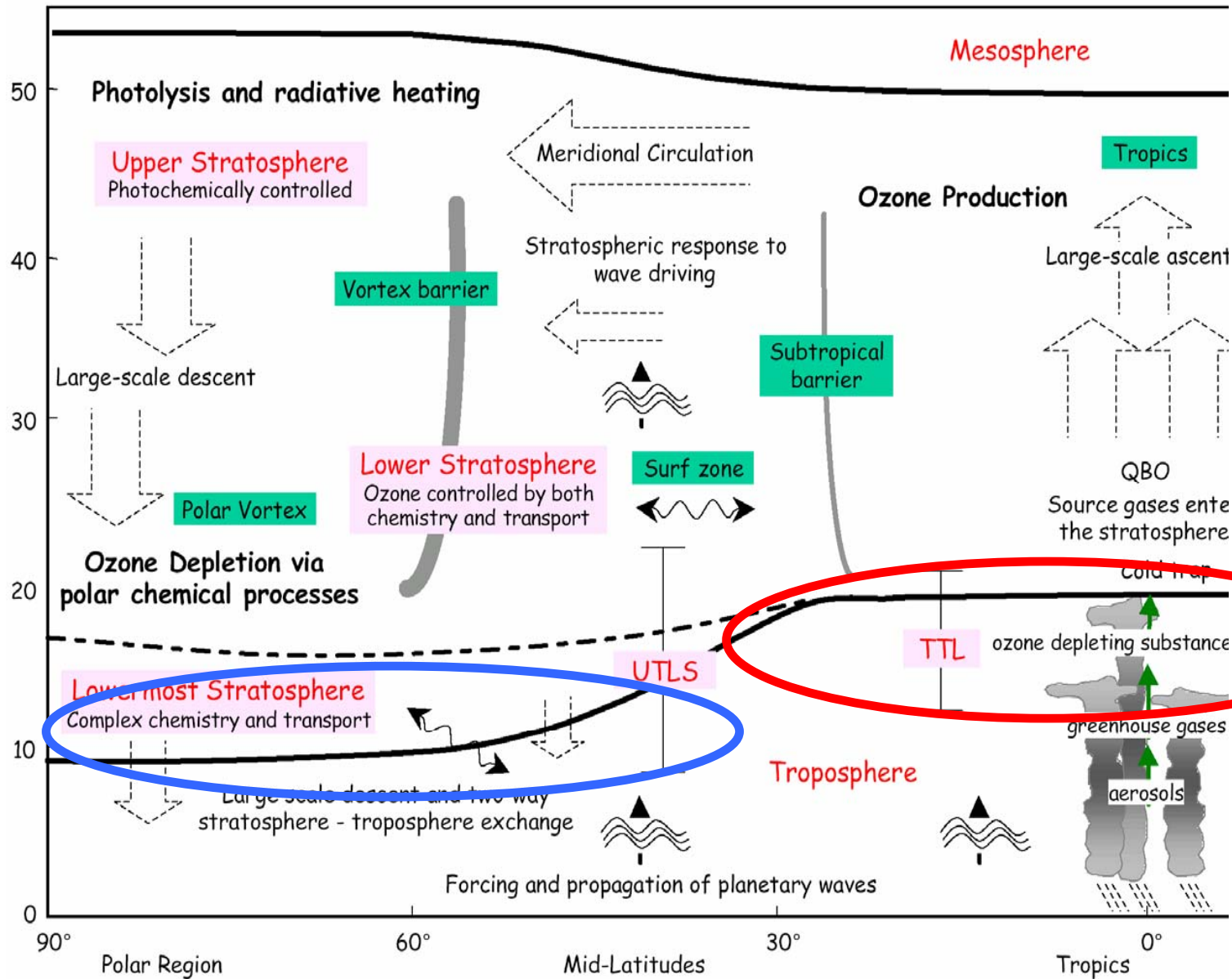
Kapitel 11: Gliederung

- Einleitung
- Die tropische Tropopausenschicht (engl. Tropical Tropopause Layer, TTL)
- Die extra-tropische Tropopausenschicht (engl. Extra-Tropical Tropopause Layer, ExTL)

Die Tropopausenregion

- Die Region direkt unterhalb der tropischen **Tropopause** steht nur in langsamen Austausch mit anderen Bereichen der Atmosphäre und wird daher zunehmend eigenständig als **Tropical Tropopause Layer (TTL)** bezeichnet.
- Die TTL spielt eine besondere Rolle im Klimasystem der Erde
- Sie ist die einzige Region der Atmosphäre, in der Luftmassen aus den unteren Bereichen der Atmosphäre langsam über 18 km Höhe hinaus aufsteigen können.

TTL und ExTL



Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Die TTL (siehe Sherwood und Dessler, 2001) ist typischerweise als der Atmosphärenbereich definiert, der sich ausdehnt von der Region des Minimums des vertikalen Temperaturgradienten in etwa 11-13 km (Gettelman und Forster, 2002) bis zu der Schicht, in der noch konvektives überschießen gefunden wird, unmittelbar oberhalb der sogenannten "Kältepunkt" (engl. cold point) Temperatur (CPT) in etwa 16-17 km.

Sherwood, S.C., und A.E. Dessler, A model for transport across the tropical tropopause, *J. Atmos. Sci.*, 58 (7), 765-779, 2001.

Gettelman, A., und P.M.F. Forster, A climatology of the tropical tropopause layer, *J. Met. Soc. Japan*, 80 (4B), 911-924, 2002.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Dies umfasst die Schicht von "zero net radiative heating" (z_0), die den Übergang von strahlungsbedingter Abkühlung zu strahlungsbedingter Erwärmung markiert und die die TTL in eine untere und eine obere TTL einteilt. Ihre Lage hängt auch davon ab, ob Wolken existieren (Corti et al., 2005).

Corti, T., B.P. Luo, T. Peter, H. Vömel, und Q. Fu, Mean radiative energy balance and vertical mass fluxes in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 32 (6), L06802, 2005.

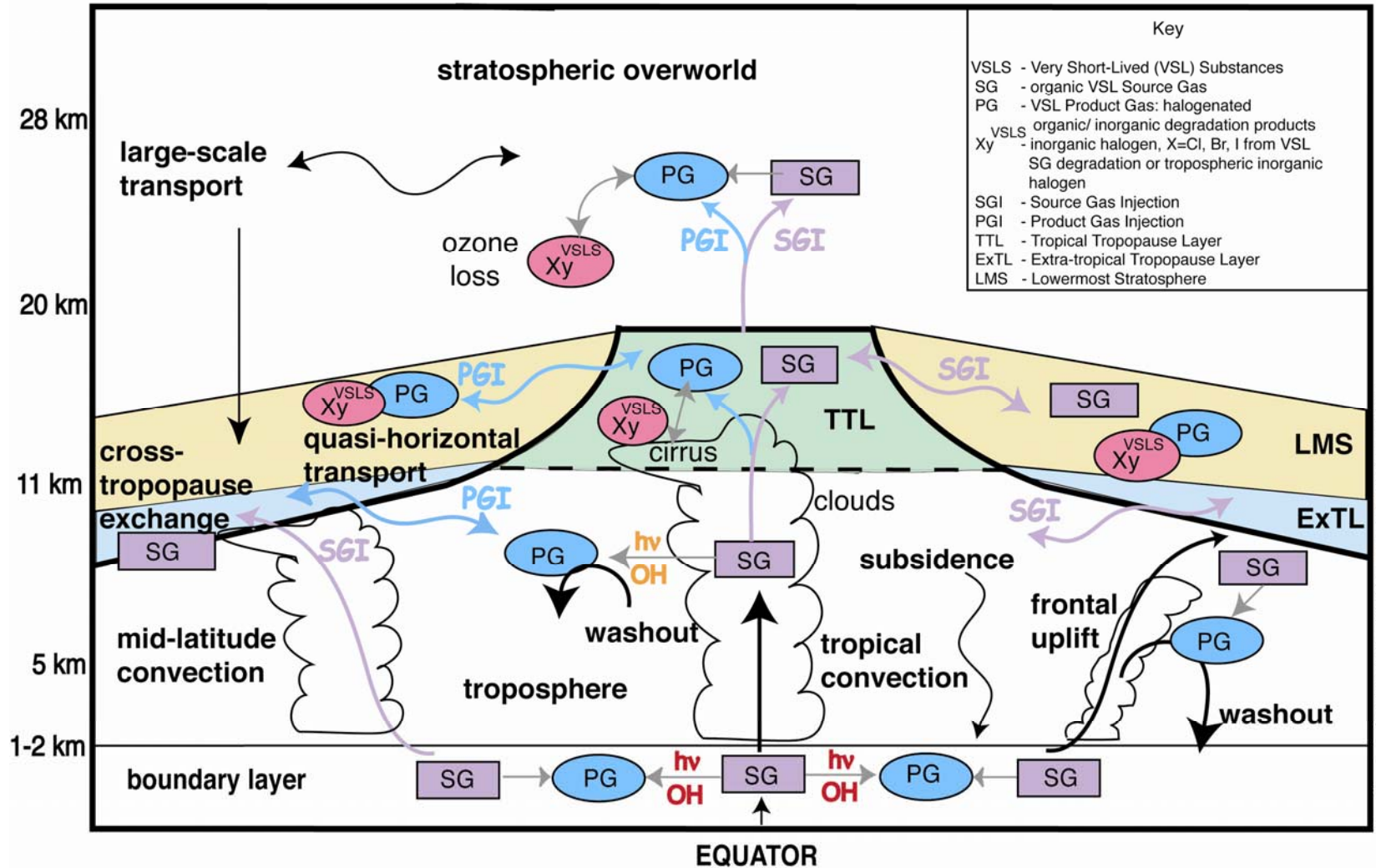
- Unterhalb von z_0 , sinkt die abgekühlte Luft zurück in die Troposphäre, oberhalb von z_0 steigt die erwärmte Luft auf, eventuell erreicht sie sogar die Stratosphäre.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Die TTL agiert als die Quellregion für sowohl für die mittlere und obere Stratosphäre ('stratospheric overworld') als auch für die extra-tropische untere Stratosphäre (siehe Abbildung).
- Der Nettotransfer von aus der TTL in die Stratosphäre wird durch das großräumige Aufsteigen über die Brewer-Dobson Zirkulation bestimmt; die Stärke dieser Zirkulation wird durch großskalige dynamische Prozesse kontrolliert (siehe auch Kapitel 3).

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

Chemical and Dynamical Processes Affecting VSLS



Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Die chemische Zusammensetzung dieser auf- oder abgestiegenen Luftmassen hängt von der Verweilzeit in der TTL ab (Folkins et al., 1999; Thuburn und Craig, 2002; Bonazzola und Haynes, 2004; Fueglistaler et al., 2004).

Folkins, I., M. Loewenstein, J. Podolske, S.J. Oltmans, und M. Proffitt, A barrier to vertical mixing at 14 km in the tropics: Evidence from ozonesondes and aircraft measurements, *J. Geophys. Res.*, 104 (D18), 22095-22102, 1999.

Thuburn, J., und G.C. Craig, On the temperature structure of the tropical stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 107 (D2), 4017, 2002.

Bonazzola, M., und P.H. Haynes, A trajectory-based study of the tropical tropopause region, *J. Geophys. Res.*, 109, D20112, doi: 10.1029/2003JD004356, 2004.

Fueglistaler S., H. Wernli, T. Peter, Tropical troposphere-to-stratosphere transport inferred from trajectory calculations, *J. Geophys. Res.*, 109, D03108, doi:10.1029/2003JD004069, 2004.

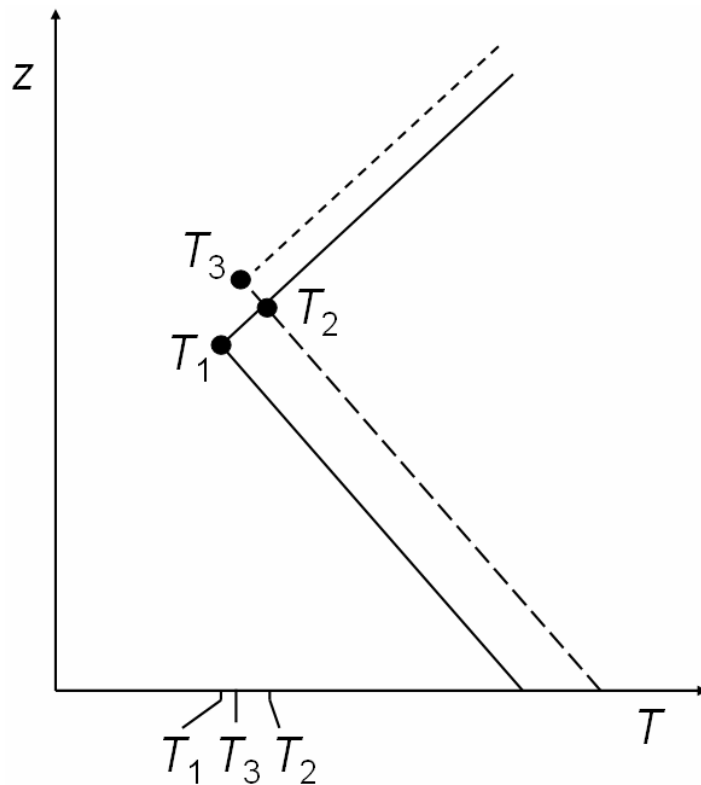
Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Ferner ist zu beachten, dass die Minimumtemperatur, die die Luftmasse entlang des Transportweges durch die TTL erfahren hat, eine herausragende Rolle bei der Dehydrierung spielt und damit auch für die Feuchte der Stratosphäre (siehe auch Kapitel 6 und 12).
- Änderungen, die die TTL während der vergangenen Dekaden durchlaufen hat, sind nur unzureichend bekannt und verstanden. Die Möglichkeiten der Abschätzungen zukünftiger Entwicklungen sind stark eingeschränkt.
- Es gibt keinen belastbaren Referenzdatensatz langzeitlicher globaler Temperaturbeobachtungen aus diesem Höhenbereich.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Die TTL ist "eingeklemmt" zwischen einer sich erwärmenden Troposphäre und einer abkühlenden Stratosphäre.
- Dies macht die theoretische Abschätzung der Reaktion der CPT und des stratosphärischen Wasserdampfgehalts auf den Klimawandel besonders schwierig.
- Ein sehr vereinfachtes, konzeptionelles Bild ist in der nachfolgenden Abbildung gezeigt:

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)



Simplified sketch of the sensitivity of the tropopause temperature and height with regard to changes of temperature in the stratosphere and troposphere. Solid lines: reference profile with cold point **T_1** . Long-dashed line with solid line: perturbed profile reflecting tropospheric warming with cold point **T_2** . Long-dashed line with short-dashed line: perturbed profile reflecting tropospheric warming and stratospheric cooling with cold point **T_3** .

- Nimmt man eine konvektiv kontrollierte Troposphäre mit einem konstanten Temperaturgradienten an, dann führt eine troposphärische Erwärmung zu einem Ansteigen und einer Erwärmung der Tropopause (die CPT steigt von T_1 auf T_2). Eine Abkühlung der Stratosphäre hebt die Tropopause weiter an, führt aber zu einer Abkühlung (von T_2 zu T_3).

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Derzeit scheint es wahrscheinlich, dass die troposphärische Erwärmung der dominierende Effekt ist, da die erhöhte infrarote (IR) Abkühlung durch höhere Treibhausgaskonzentrationen eher gering ist und zwar aufgrund der sehr niedrigen Temperaturen nahe der Tropopause.
- Die beobachteten Temperaturtrends unmittelbar oberhalb der tropischen Tropopause ergeben eine Abkühlung von weniger als 0.4 K/Dekade, aber sie sind statistisch nicht signifikant (Kapitel 4 in WMO, 2003).
- Das generelle Konzept hinter vorheriger Abbildung wurde durch sogenannte *AGCM time-slice* (Shepherd, 2002) und *transiente* Simulationen (Santer et al., 2003) bekräftigt.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Die Entwicklung der TTL Temperaturen wird des weiteren dadurch komplizierter, dass es eine troposphärische Verstärkung der Erwärmung des Bodens gibt (Santer et al., 2005).
- Die Variabilität der tropischen Temperaturen auf der Basis von Monatswerten ist in der Troposphäre größer als an der Erdoberfläche. Diese "Verstärkung" ist konsistent mit der grundlegenden Theorie (Stichwort: Trägheit des Bodens).

Santer, B.D., T.M.L. Wigley, C. Mears, F.J. Wentz, S.A. Klein, D.J. Seidel, K.E. Taylor, P.W. Thorne, M.F. Wehner, P.J. Gleckler, J.S. Boyle, W.D. Collins, K.W. Dixon, C. Doutriaux, M. Free, Q. Fu, J.E. Hansen, G.S. Jones, R. Ruedy, T.R. Karl, J.R. Lanzante, G.A. Meehl, V. Ramaswamy, G. Russell, und G.A. Schmidt, Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere, *Science*, 309 (5740), 1551-1556, doi: 10.1126/science.1114867, 2005.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Umgekehrt würde eine Verstärkung der Brewer-Dobson Zirkulation, wie sie in numerischen Klimastudien mit erhöhten Treibhausgaskonzentrationen gefunden werden, eine Absenkung der TTL Temperaturen mit sich bringen (Butchart and Scaife, 2001; Rind et al., 2002a, 2002b; Sigmond et al., 2004; Eichelberger and Hartmann, 2005).
- Seidel et al. (2001) erhielten ein Ansteigen der Höhe der CPT von etwa 40 m und einen Rückgang des Druckes von etwa 1 hPa im Zeitraum von 1978 bis 1997.

Seidel, D.J., R.J. Ross, J.K. Angell, und G.C. Reid, Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes, *J. Geophys. Res.*, 106 (D8), 7857-7878, 2001.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Sowohl Seidel et al. (2001) als auch Zhou et al. (2001) fanden eine Abkühlung der tropischen Tropopause von etwa 1 K während dieser Periode, was zu einer Reduktion des Sättigungsmischungsverhältnisse von Wasser um etwa 0.5 ppmv zwischen 1978 und 1997 führte.

Zhou, X.-L., M.A. Geller, und M.H. Zhang, The cooling trend of the tropical cold point tropopause temperatures and its implications, *J. Geophys. Res.*, 106, 1511-1522, 2001.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

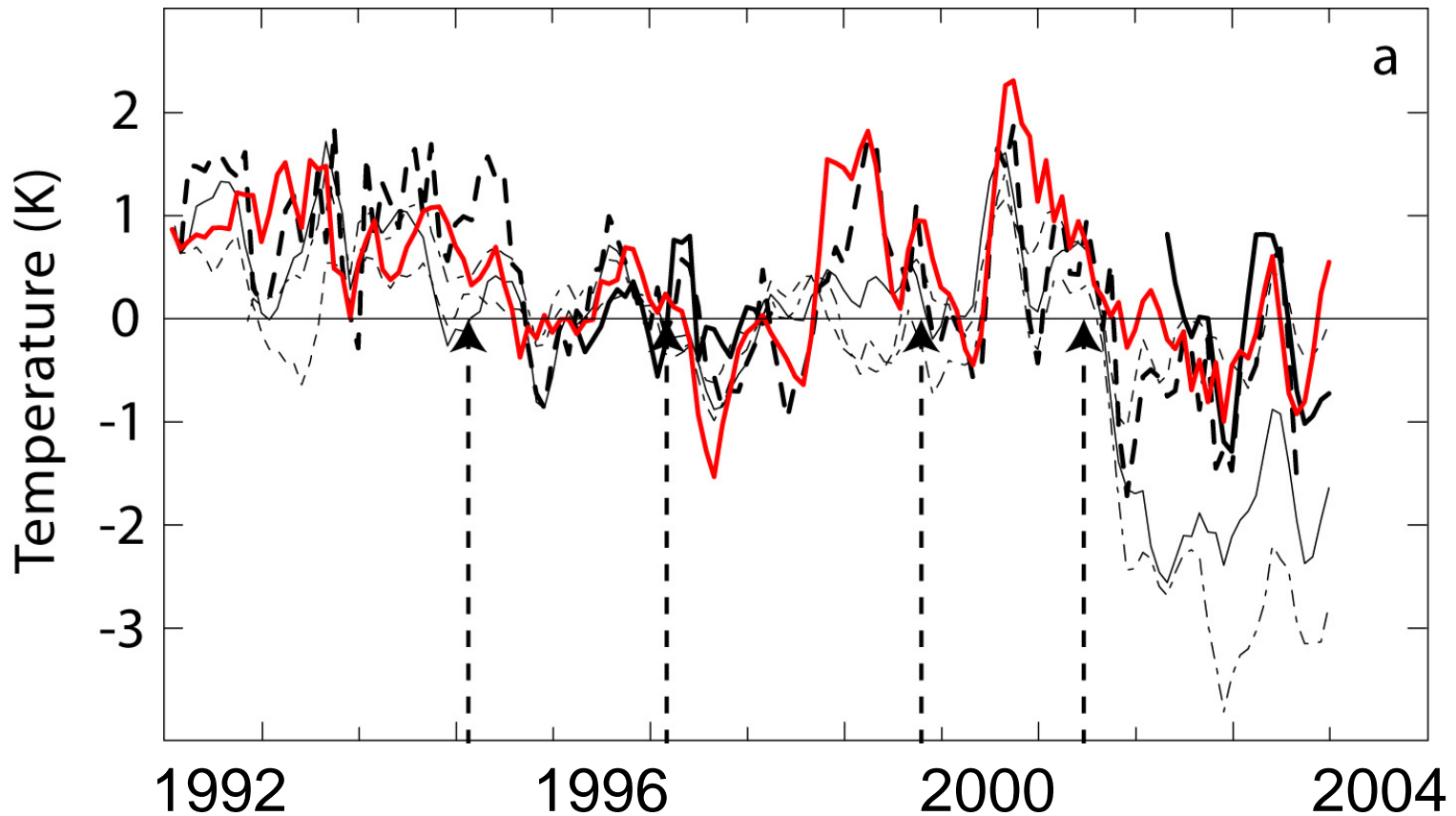
- Diese Temperaturentwicklung passt nicht mit der troposphärischen Erwärmung zusammen, die nach dem konzeptionelle Bild die Reaktion der CPT dominiert.
- Im Gegenteil wird vorgeschlagen, dass die CPT weitestgehend durch eine intensivierete Brewer-Dobson Zirkulation und eine verstärkte Konvektion kontrolliert wird (Zhou et al., 2001).
- Zhou et al. (2004) zeigten ferner, wie QBO und El Niño-Southern Oscillation (ENSO) Effekte extrem hohe und tiefe tropische CPT Temperaturen produzieren können.

Zhou, X.-L., M.A. Geller, und M.H Zhang, Temperature fields in the tropical tropopause transition layer, *J. Clim.*, 17, 2901-2908, 2004.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Nachfolgende Abbildung zeigt einen sehr kleinen negativen Trend der tropischen Temperatur auf dem 100 hPa Druckniveau über die letzte Dekade, der sich zwischen 2001 und 2003 deutlich verstärkt.
- Die Gründe für diese Entwicklung sind derzeit nicht verstanden.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

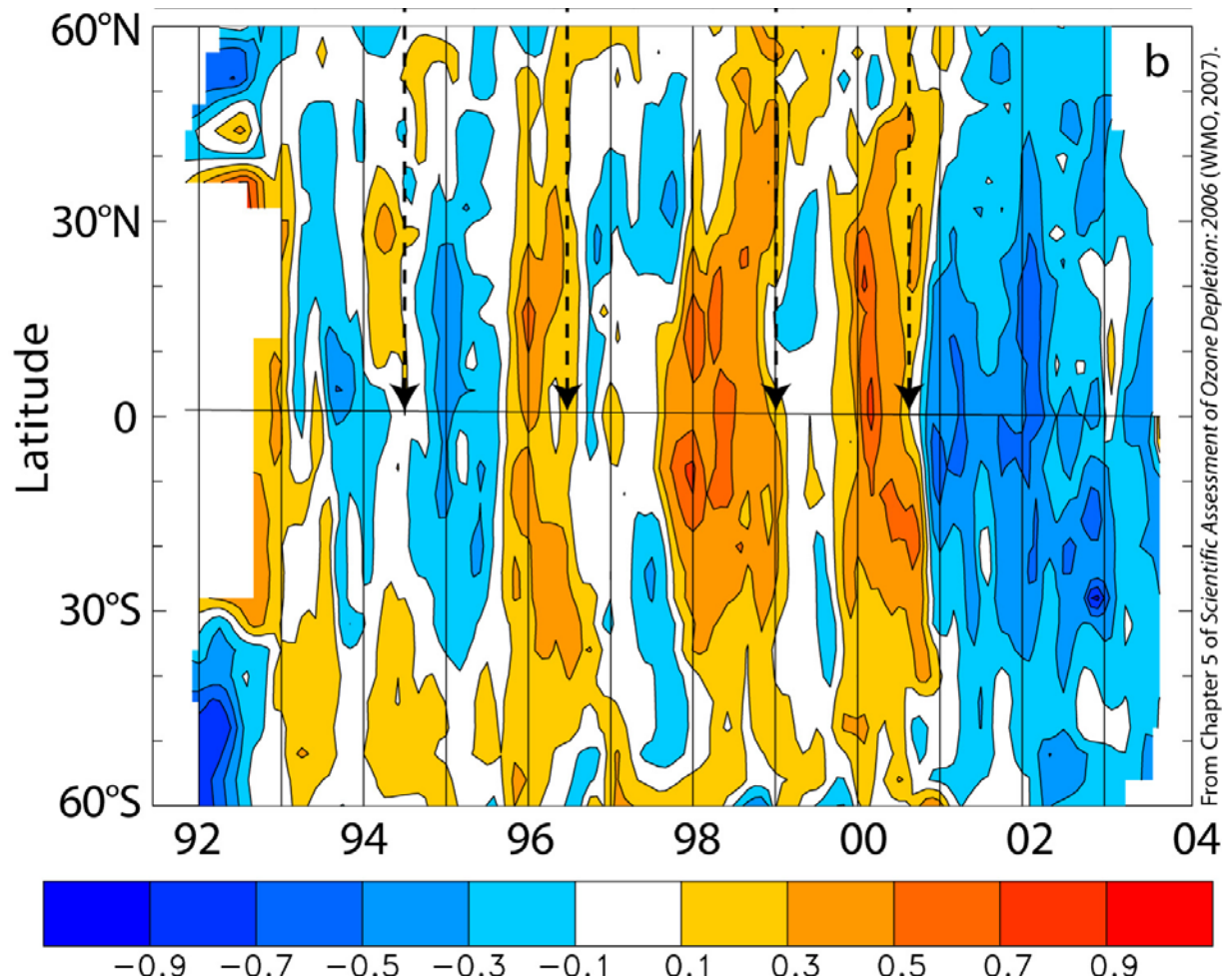


Time series of deseasonalized 100 hPa temperature anomalies over 10°N-10°S, showing results from six different datasets (red = radiosondes, thick black = GPS, and various model results).

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

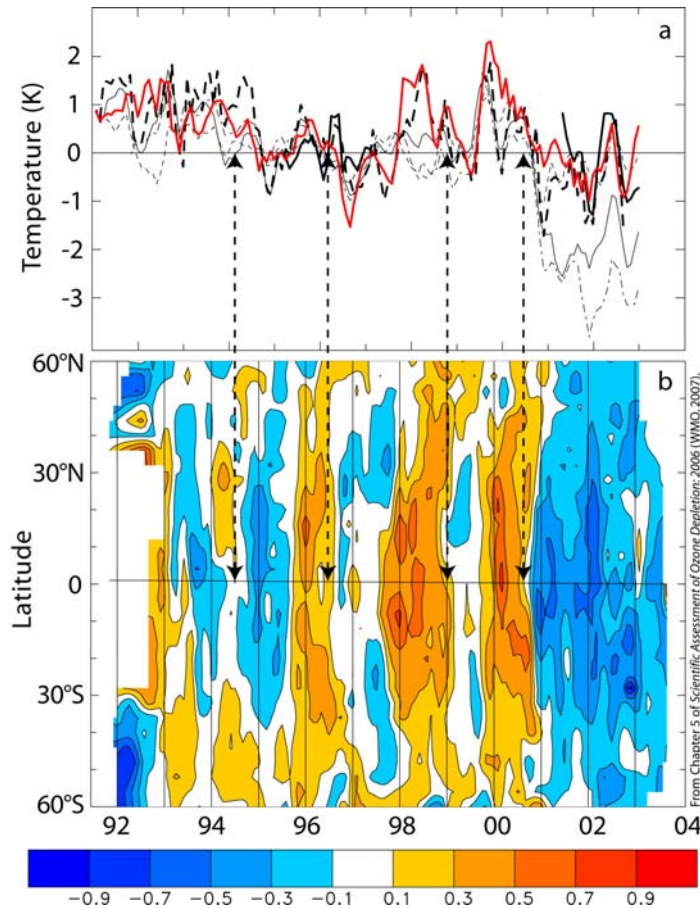
- Die nächste Abbildung zeigt den stratosphärischen Gesamtwassergehalt. Große Anomalien sind in den Tropen zu erkennen und sie sind in Phase mit den tropischen Temperaturen in 100 hPa.
- Die niedrigen Wasserdampf-anomalien nach 2001 (bis 2003) überdecken nahezu den gesamten Globus.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)



Latitude-time cross sections at 82 hPa of deseasonalized anomalies in H₂O + 2 × CH₄ from HALOE measurements. Contours are ± 0.1, 0.3, ... ppmv.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)



Dashed vertical lines show the onsets of various cold phases ascribed to the quasi-biennial oscillation and El Niño-Southern Oscillation.

- Die beobachteten starken saisonalen und Jahr-zu-Jahr T-H₂O Korrelationen deuten darauf hin, dass der stratosphärische Gesamtwassergehalt vor allem durch die Temperaturen zwischen dem 100 hPa Niveau und der CPT bestimmt ist.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Änderungen im Bereich der TTL können auch die Menge vieler anderer stratosphärischer Spurengase beeinflussen.
- Dies kann kurzlebige chemische Substanzen betreffen, wie biogene Bromverbindungen, die in die Stratosphäre transportiert wurden, zuerst durch konvektive Ereignisse (sog. tiefe Konvektion) gefolgt von einem Transport durch die TTL (Abbildung).
- Änderungen in der tiefen Konvektion können außerdem auch den Transport von längerlebigen Spezies beeinflussen, zum Beispiel Methylbromid (CH_3Br) aus Biomasseverbrennung (Andreae und Merlet, 2001).

Andreae, M.O., und P. Merlet, Emission of trace gases and aerosols from biomass burning, *Global Biogeochem. Cycles*, 15 (4), 955-966, 2001.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Zu guter letzt können chemische Spezies besonders durch den Bereich der tropischen Tropopause nach oben transportiert werden, zum Beispiel organische schwefelhaltige Spezies (Notholt et al., 2005).
- Man weis sehr wenig über diese Prozesse; über den Einfluss des Klimawandels auf diese Prozesse weis man deshalb erst recht sehr wenig.

Notholt, J., B.P. Luo, S. Fueglistaler, D. Weisenstein, M. Rex, M.G. Lawrence, H. Bingemer, I. Wohltmann, T. Corti, T. Warneke, R. von Kuhlmann, und T. Peter, Influence of tropospheric SO₂ emissions on particle formation and the stratospheric humidity, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07810, doi: 10.1029/2004GL022159, 2005.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

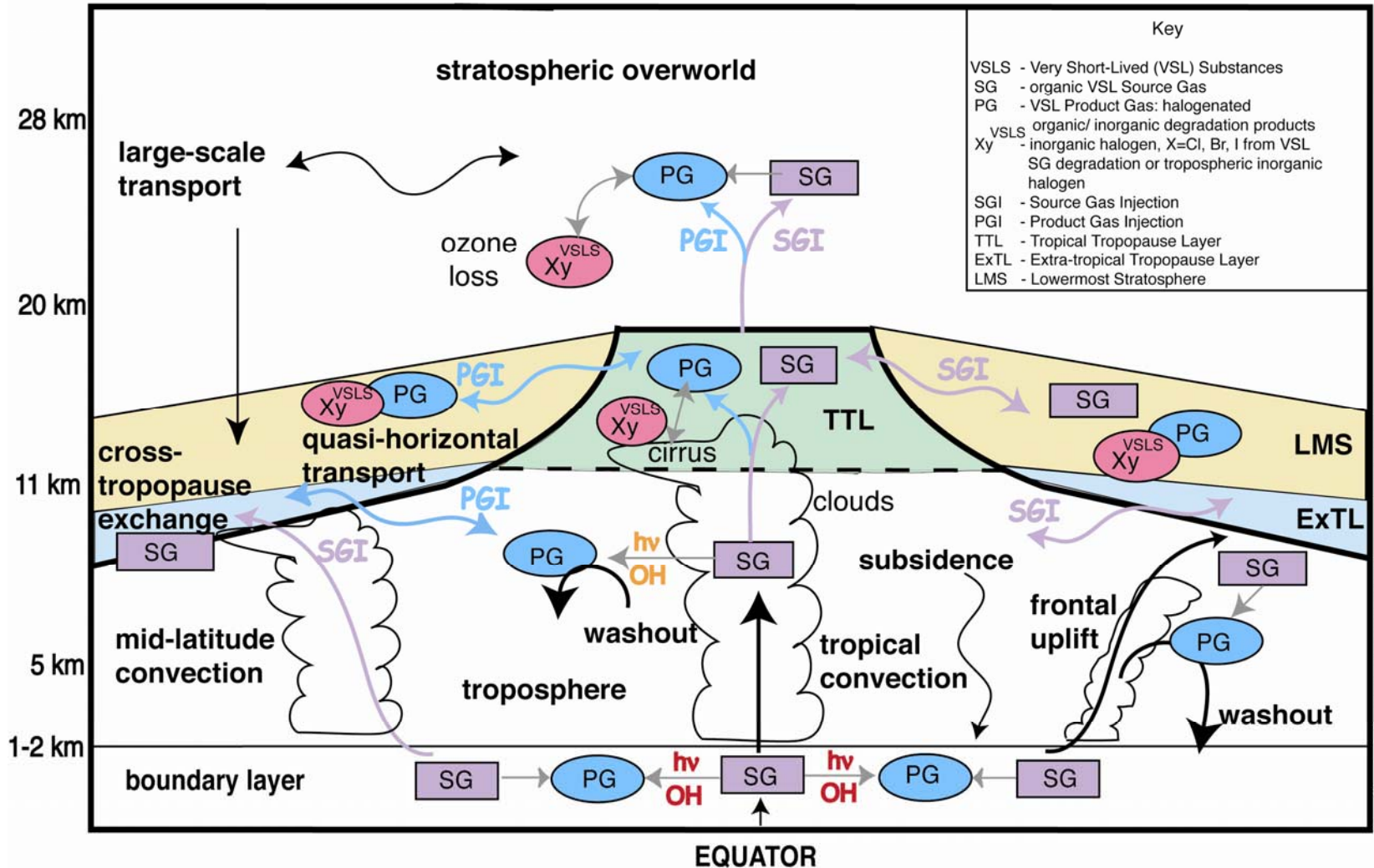
- Zusammenfassend lässt sich sagen, dass, bei den derzeitigen Unsicherheiten im Verständnis der Mechanismen im Bereich der TTL und ihrer diversen Veränderungen, Abschätzungen der zukünftigen Entwicklung der TTL in punkto Prozesse und Transport mit großen Unsicherheiten belegt sind.
- In einer zukünftigen Atmosphäre mit höheren Treibhausgaskonzentrationen erwartet man eine wärmere Troposphäre mit einer verstärkten tiefen Konvektion, d.h. einem effektiveren Transport aus der Troposphäre in die Stratosphäre.

Die tropische Tropopausenschicht (TTL)

- Aber aus den vorher genannten Gründen bleibt es spekulativ, dass dies zu einer wärmeren Tropopause führt, höheren Wasserdampfmischungsverhältnissen und in der weiteren Folge zu einer feuchteren Stratosphäre mit einer langsameren Erholung der Ozonschicht.
- Die vergangenen Dekaden deuten auf die Dominanz anderer Prozesse hin, die möglicherweise im Zusammenhang mit Änderungen der Brewer-Dobson Zirkulation stehen.
- Weitere Überraschungen sind also nicht ausgeschlossen.

Die extra-tropische Tropopausenschicht (ExTL)

Chemical and Dynamical Processes Affecting VSLS



Die extra-tropische Tropopausenschicht (ExTL)

- Die ExTL ist eine Luftschicht, die oben an die (lokale) extra-tropische thermische Tropopause angrenzt und die entweder als Ergebnis einer irreversiblen Mischung von troposphärischer Luft in die unterste Stratosphäre interpretiert wird (Hoor et al., 2004; Hegglin et al., 2005) oder als Ergebnis von einem Stratosphären-Troposphären austausch in beiden Richtungen (Pan et al., 2004).

Hoor, P., C. Gurk, D. Brunner, M.I. Hegglin, H. Wernli, und H. Fischer, Seasonality and extent of extratropical TST derived from in-situ CO measurements during SPURT, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 1427-1442, 2004.

Hegglin, M.I., D. Brunner, H. Wernli, C. Schwierz, O. Martius, P. Hoor, H. Fischer, U. Parchatka, N. Spelten, C. Schiller, M. Krebsbach, U. Weers, J. Staehlin, und T. Peter, Tracing troposphere-to-stratosphere transport above a mid-latitude deep convective system, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 741-756, 2004.

Pan, L.L., W.J. Randel, B.L. Gary, M.J. Mahoney, and E.J. Hints, Definitions and sharpness of the extratropical tropopause: A trace gas perspective, *J. Geophys. Res.*, 109, D23103, doi: 10.1029/2004JD004982, 2004.

Die extra-tropische Tropopausenschicht (ExTL)

- Die Herkunft von Ozon in der ExTL ändert sich ausgesprochen deutlich mit der Jahreszeit, mit einer im Sommer dominierenden photochemischen Produktion vor Ort und einem dominierenden Transport aus der Stratosphäre während der Winter- und Frühlingsmonate.
- Ein genereller positiver Trend (Ansteigen) der extra-tropischen Tropopause wurde gefunden und konnte u.a. auch der Änderung (Abnahme) der Ozonsäule zugeordnet werden (Steinbrecht et al., 1998; Varotsos et al., 2004).

Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler, und K.P. Hoinka, Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes, *J. Geophys. Res.*, 103 (D15), 19183-19192, 1998.

Varotsos, C., C. Cartalis, A. Vlamakis, C. Tzanis, und I. Keramitsoglou, The long-term coupling between column ozone and tropopause properties, *J. Clim.*, 17 (19), 3843-3854, 2004.

Die extra-tropische Tropopausenschicht (ExTL)

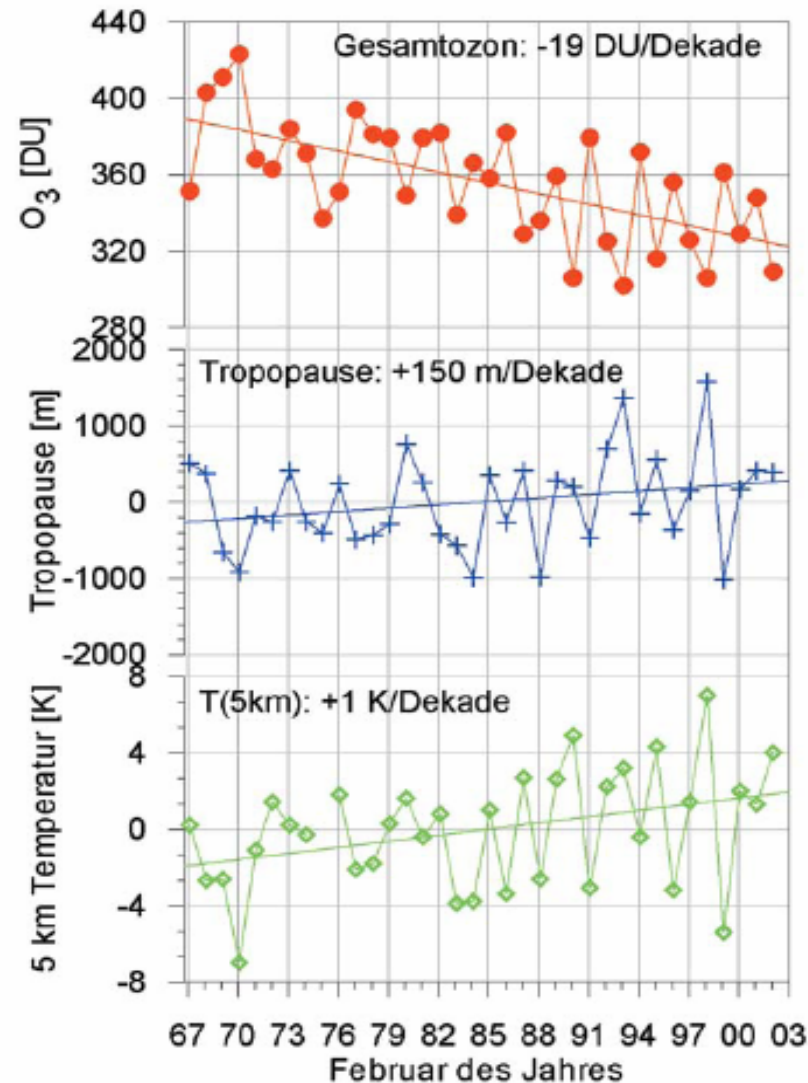


Abb. 3 Hohenpeißenberger Februar Monatsmittel des Gesamtozons, sowie Abweichung von Tropopausenhöhe und Temperatur in 5 km Höhe vom vieljährigen Mittel.

Die extra-tropische Tropopausenschicht (ExTL)

- Diese langzeitlichen Änderungen sind ein Indiz für des Einfluss des Menschen auf das Klima (Santer et al., 2004) und haben möglicherweise einen Bezug zu der obigen konzeptionellen Abbildung.
- Trotzdem ist bisher nicht klar, wie diese Änderungen die dominierenden Transportwege von Luftmassen zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre auf synoptischer oder der Meso-Skala bisher beeinflusst haben oder in Zukunft beeinflussen werden.

Die extra-tropische Tropopausenschicht (ExTL)

- Mögliche zukünftige Änderungen der Zirkulation in mittleren Breiten – Intensivierung der Brewer-Dobson Zirkulation (z.B. Butchart und Scaife, 2001), Änderungen der Aktivität synoptisch-skalige Eddies (z.B. Schneider, 2004), Änderungen der Konvektion in mittleren Breiten (z.B. IPCC, 2001) – würden wahrscheinlich alle zu Änderungen der Ozonkonzentration in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre führen.

Schneider, T., The tropopause and the thermal stratification in the extratropics of a dry atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 61, 1317-1340, 2004.

- Unser sehr begrenztes Wissen über die relevanten Prozesse im Bereich der ExTL verhindert eine solide Vorhersage der künftigen Entwicklung der ExTL.

Die extra-tropische Tropopausenschicht (ExTL)

- Im besonderen sind die relativen Beiträge des isentropen (quasi-horizontalen) und konvektiven (vertikalen) Transports von troposphärischer Luft in die unterste Stratosphäre nur unzureichend bekannt, obwohl es Anzeichen dafür gibt, dass vertikales Mischen (sowohl konvektiv als auch durch Strahlung angetrieben) möglicherweise einen deutlichen Einfluss auf die großräumige Spurengasverteilung in der untersten Stratosphäre hat (Hegglin et al., 2005).

Hegglin, M.I., D. Brunner, T. Peter, J. Staehelin, V. Wirth, P. Hoor, und H. Fischer, Determination of eddy diffusivity in the lowermost stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13812, 2005.

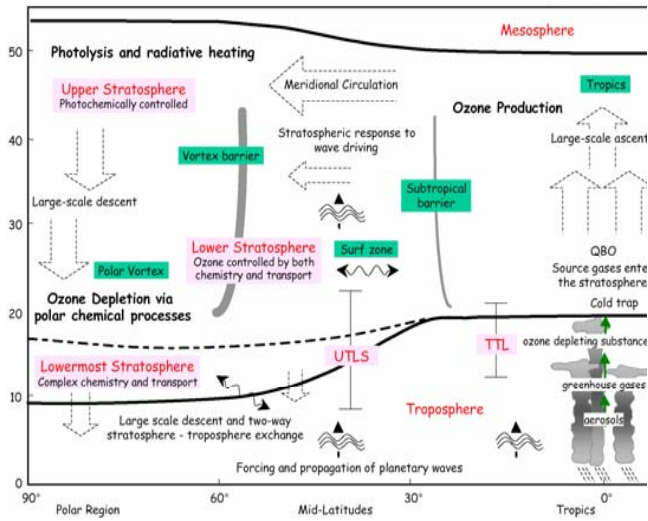
Die extra-tropische Tropopausenschicht (ExTL)

- Wenn sich die Frequenz oder die Intensität der tiefen Konvektion in mittleren Breiten in einem zukünftigen, wärmeren Klima ändern würde, könnte dies die unterste Stratosphäre und damit die Ozonschicht in mittleren Breiten beeinflussen.
- Simulationen des 20. Jahrhunderts mittels der IPCC Klimamodelle (AOGCMs) zeigen generell eine Abnahme der Gesamtzahl extra-tropischer Stürme in beiden Hemisphären bei einem gleichzeitigen Ansteigen der Zahl der stärksten Stürme (Lambert und Fyfe, 2006).

Lambert, S.J., und J.C. Fyfe, Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: Results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise, *Clim. Dyn.*, 26 (7-8), 713-728, doi: 10.1007/s00382-006-0110-3, 2006.

Die extra-tropische Tropopausenschicht (ExTL)

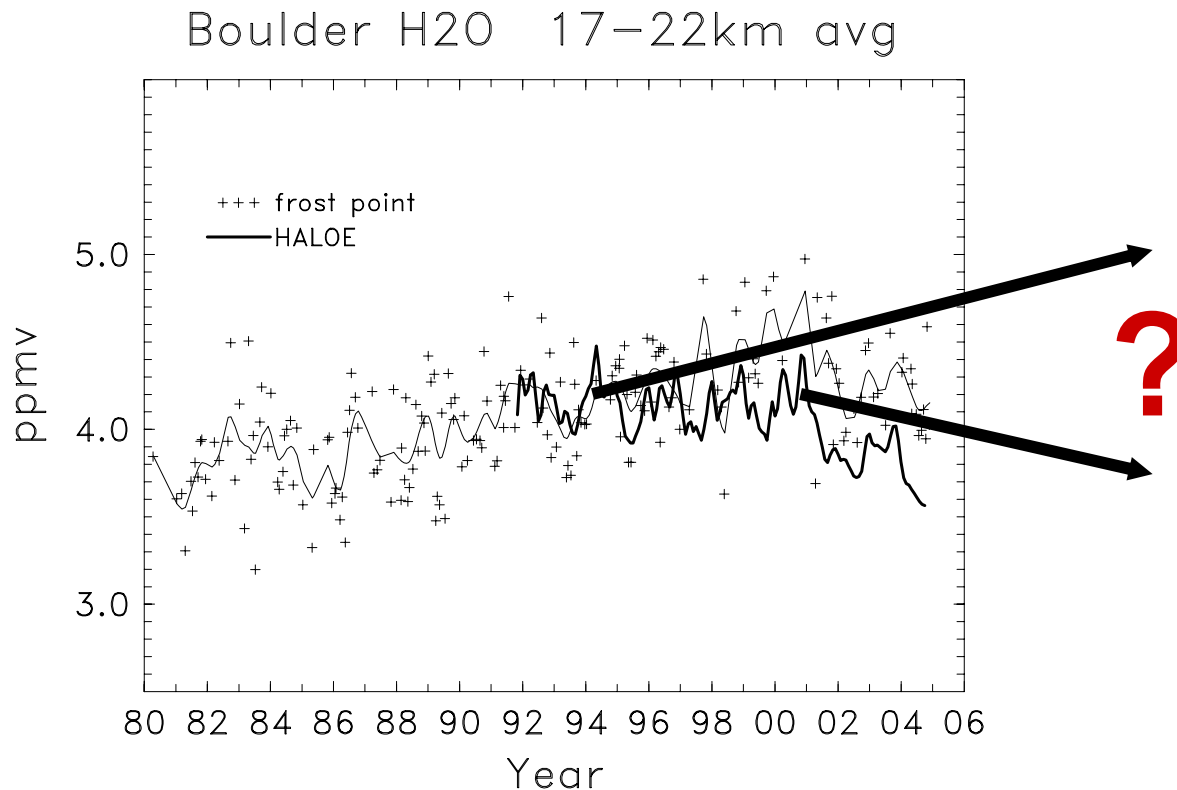
- Vorhersagen der sich daraus abzuleitenden Auswirkungen für die Dynamik und die Chemie der ExTL erfordern weitere Untersuchungen, sie sind bisher nur unzureichend bekannt und verstanden.



Ende Kapitel 11

Kapitel 12

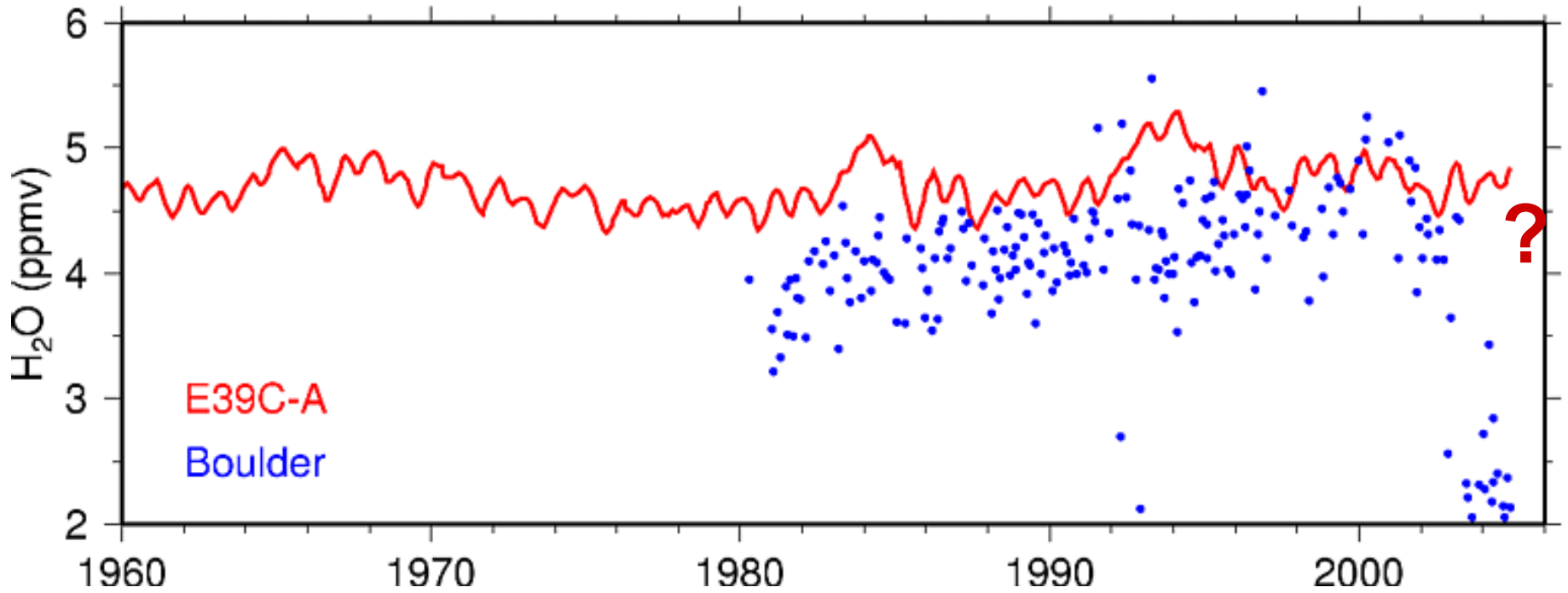
Einfluss zukünftiger Änderungen des Wasserdampfgehalts auf die Ozonchemie



Kapitel 12: Gliederung

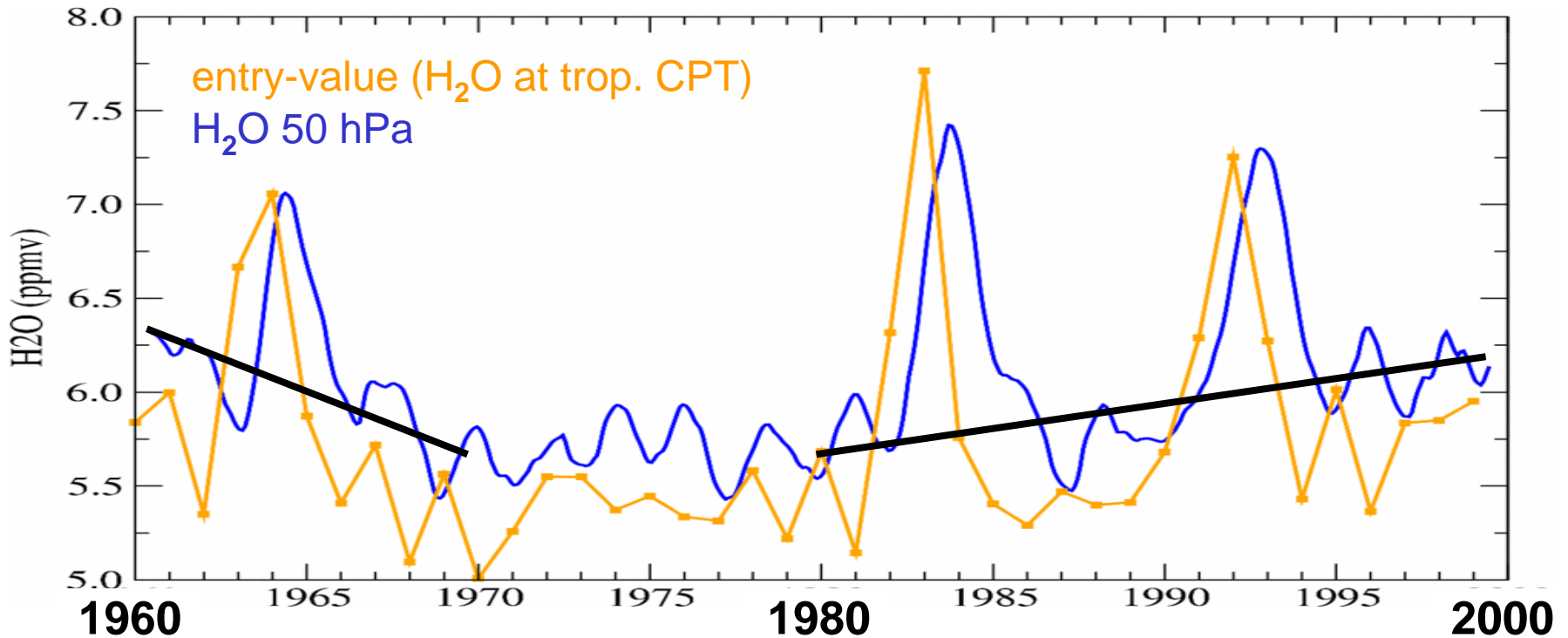
- Einleitung
- Aktuelle Forschungsergebnisse
- Einfluss eines erhöhten Wasserdampfgehalts auf das Ozonbudget
- Einfluss eines erhöhten Wasserdampfgehalts auf den OH-Gehalt
- Einfluss eines erhöhten Wasserdampfgehalts auf polare Stratosphärenwolken

Wasserdampf im Modell (E39C-A) und Beobachtungen



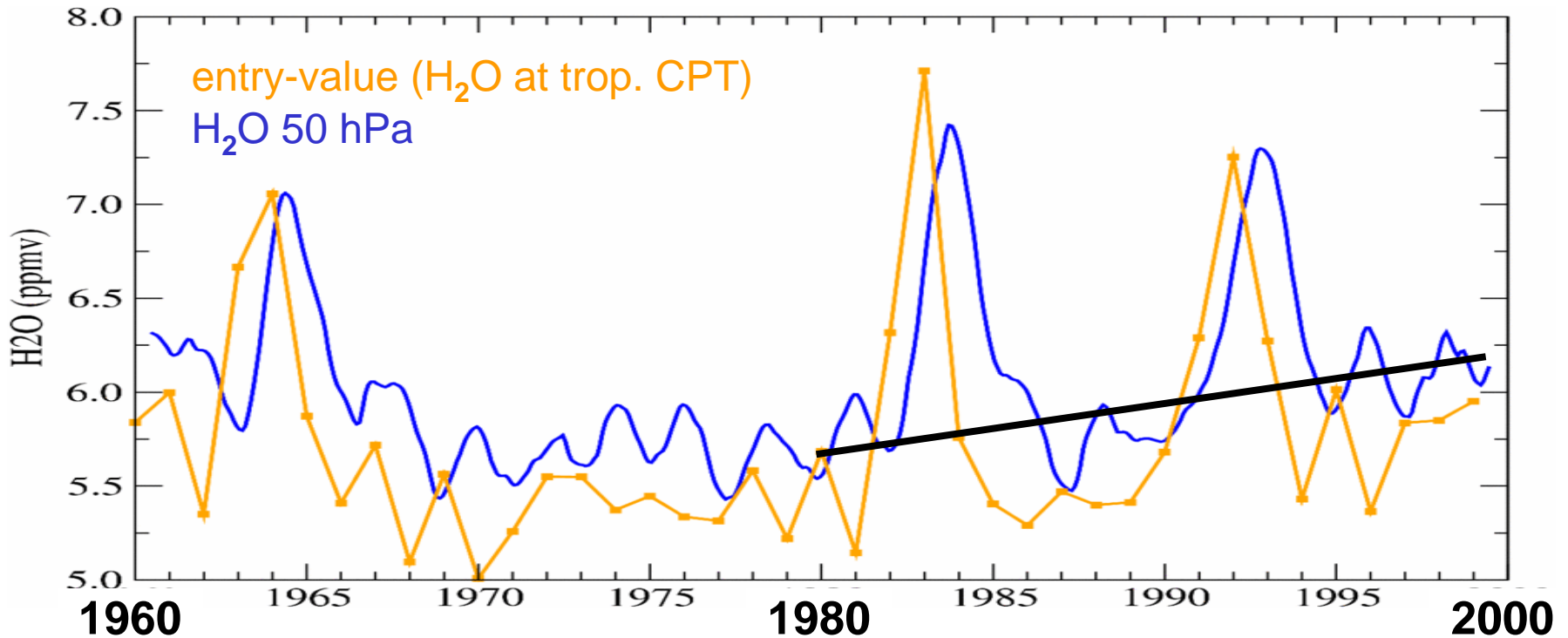
➤ E39C-A und HALOE 1960-2004

Wasserdampf im Modell (E39C)



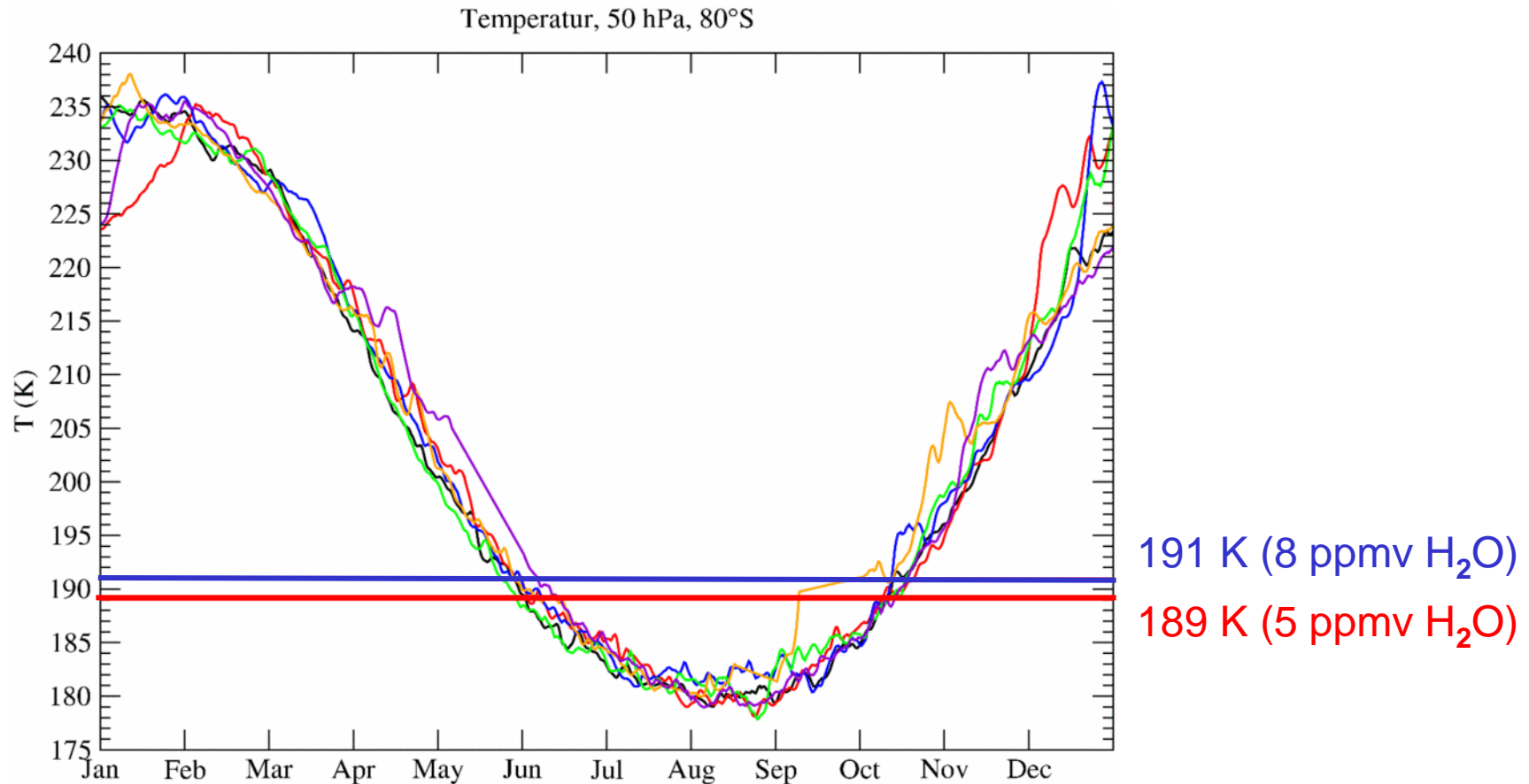
- Strong link between entry-value (\Rightarrow tropical CPT) and H₂O in LS.
- Cooling of tropical tropopause between 1960 and 1970.
- Warming between 1980 and 2000.

Wasserdampf im Modell (E39C)



- Simulated increase of entry-value since 1980: ≈ 0.02 ppmv/yr
- Increased H₂O production due to CH₄ oxidation since 1980: ≈ 0.01 ppmv/yr

Einfluss des Wasserdampfanstiegs auf das Ozonbudget

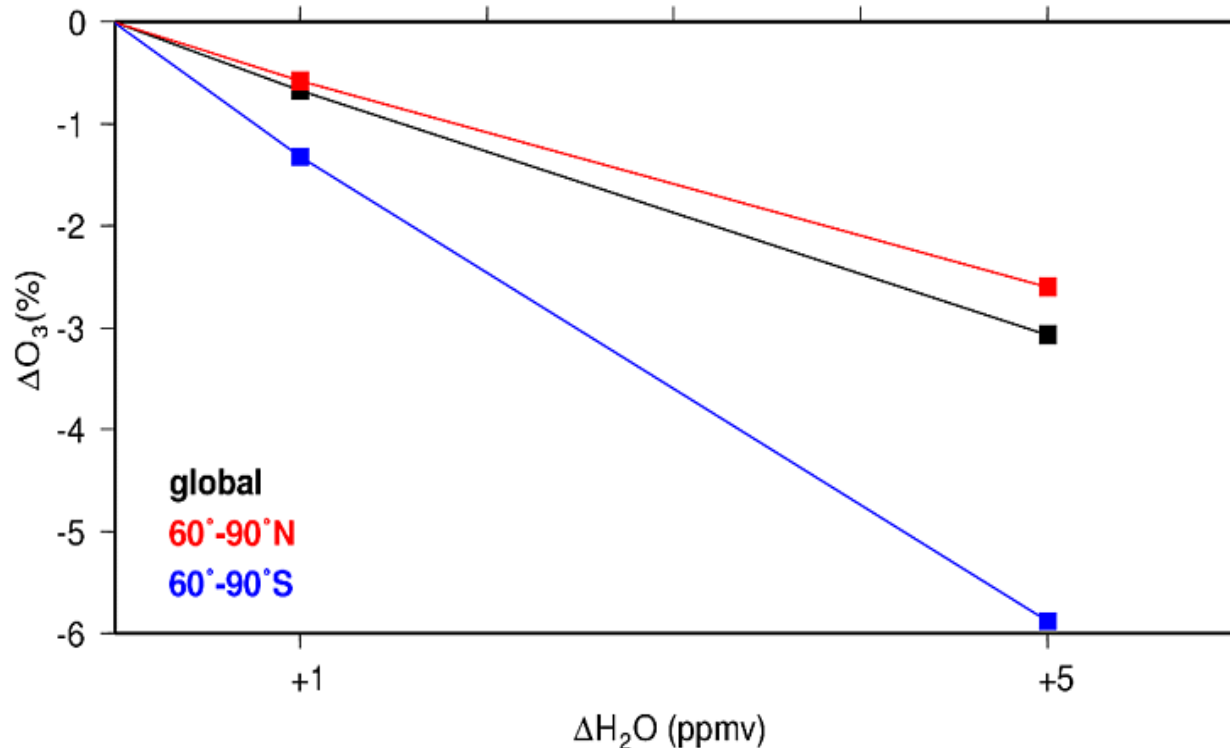


Water vapour increase affects the chemical composition of atmosphere:

- Increase of HO_x ⇒ coupling processes between HO_x and NO_x / ClO_x ⇒ enhanced catalytic ozone loss.
- Increase of saturation temperature ⇒ PSC area / existence period.

Einfluss des Wasserdampfanstiegs auf das Ozonbudget

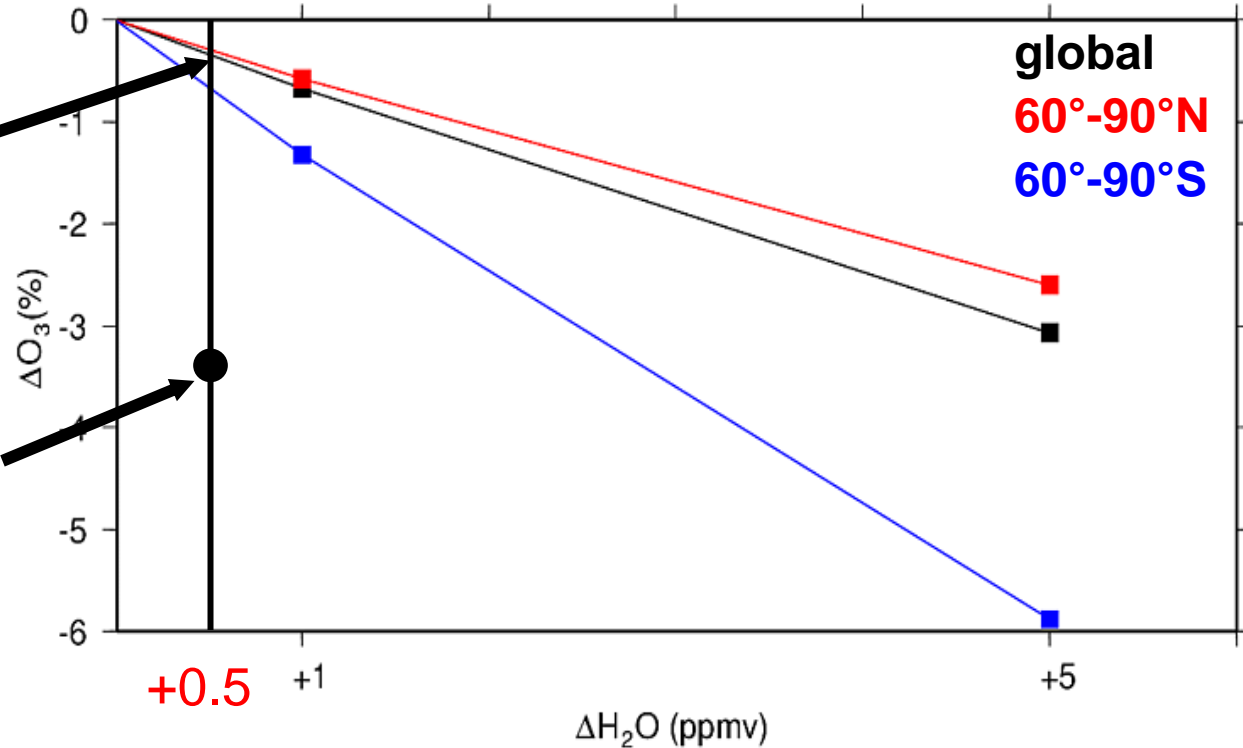
- Um den Einfluss des Wasserdampfgehalts auf das globale Ozonbudget zu quantifizieren wurden numerische Sensitivitätsexperimente mit einer idealisierten stratosphärischen Wasserdampfstörung von +1 ppmv bzw. +5 ppmv durchgeführt:



Einfluss des Wasserdampfanstiegs auf das Ozonbudget

➤ Linear O₃ response ⇒
global O₃ loss: ≈ 0.4%
“only H₂O”

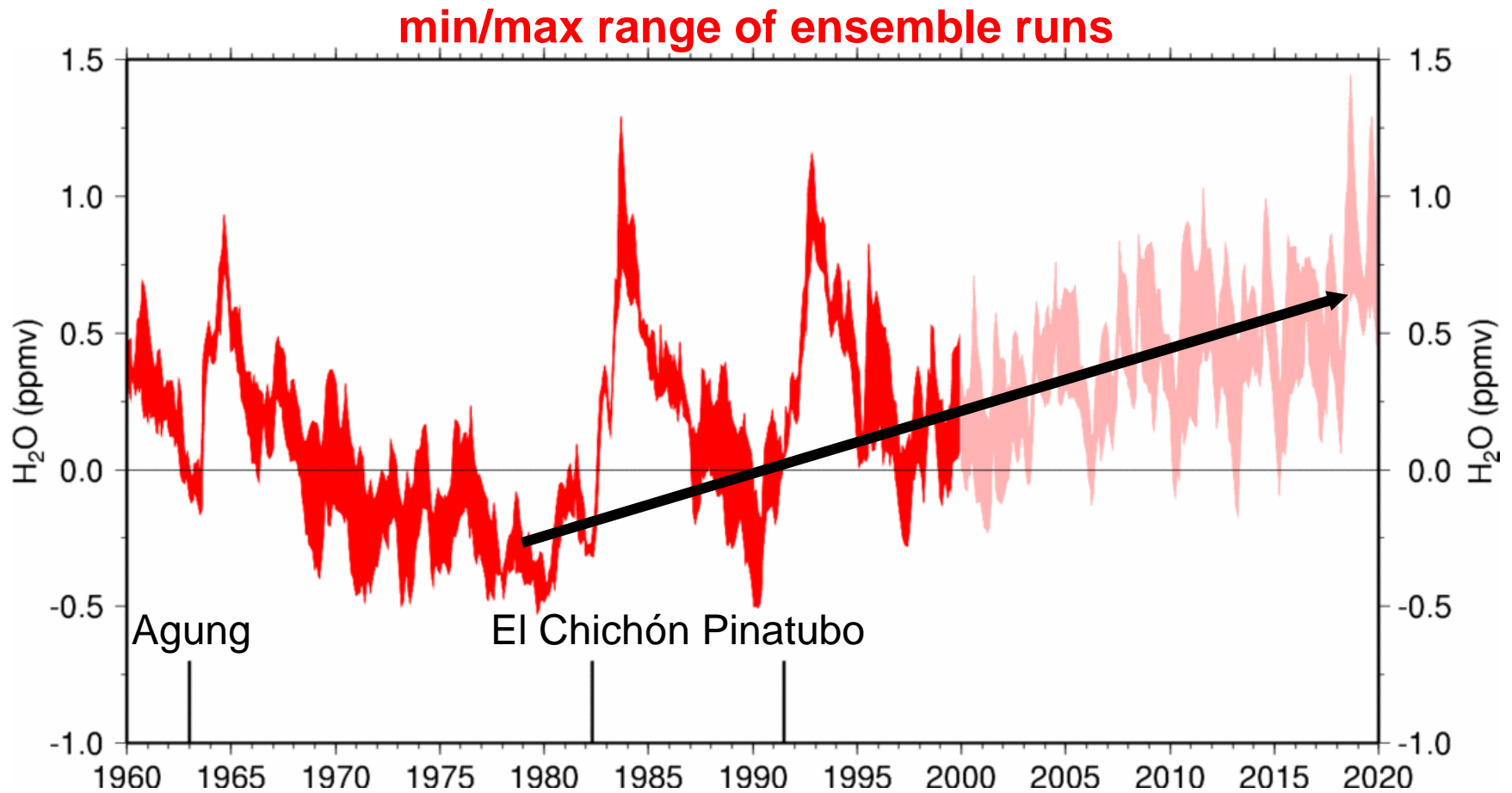
➤ Simulated global O₃
loss 1980-2000: ≈ 3.4%
“climate change”



➤ Simulated H₂O increase 1980-2000:
≈ 0.5 ppmv

⇒ **10-15% des simulierten Ozonabbaus sind durch den simulierten Anstieg des Wasserdampfgehalts verursacht!**

Simulierte Wasserdampf anomalien (50 hPa, 40°N)



Fazit (Stenke und Grewe, 2005)

- Das Modell reproduziert die beobachteten Variationen des Wasserdampfgehalts in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre.
- Es ergibt sich eine Umkehr des Wasserdampftrends in der unteren Stratosphäre zwischen 1960 und 2000.
- Der simulierte Anstieg des stratosphärischen Wasserdampfgehalts von 1980 bis 2000 setzt sich bis 2020 fort.

Fazit (Stenke und Grewe, 2005)

- Variationen des Wasserdampfgehalts sind eng mit der Temperatur an der tropischen Tropopause verknüpft.
- Die Methanoxidation ist für etwa 30% des Wasserdampfanstiegs verantwortlich.
- Der Anstieg des Wasserdampfgehalts beeinflusst den katalytischen Ozonabbau und die Bildung von PSCs.
- Der simulierte Wasserdampfanstieg hat zu etwa 10-15% des globalen Ozonverlustes (1980-2000) beigetragen.

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den Ozongehalt

- Es ist schwierig die Größe der vergangenen Änderungen der stratosphärischen Wasserdampfkonzentration abzuschätzen (siehe Kapitel 5) und auch die zukünftigen Veränderungen sind sehr unklar.
- Die Wasserdampfkonzentrationen bleiben möglicherweise ähnlich den heutigen Werte oder steigen an.
- Beispiel: Die meisten Simulationen mit CCMs zeigen in der Zukunft einen Anstieg der stratosphärischen Wasserdampfkonzentrationen (siehe oben).
- Im folgenden werden die Folgerungen und Wirkungen eines möglichen zukünftigen Anstiegs der Wasserdampfkonzentrationen für den Ozongehalt diskutiert.

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den Ozongehalt

- Ein positiver Trend im stratosphärischen Wasserdampfgehalt würde die stratosphärische Chemie im Hinblick auf die Ozonproduktion sowie den Ozonabbau beeinflussen.
- Ein Anstieg des Wasserdampfgehalts würde zu einem Anstieg der Radikale der Wasserstoffoxide (HO_x) führen, was die Ozonverlustprozesse beeinflusst.
- Die HO_x Chemie ist die primäre Senke für Ozon in der unteren Stratosphäre (Wennberg et al., 1994; 1998), außer in den Polgebieten.

Wennberg, P.O., R.C. Cohen, R.M. Stimpfle, et al., Removal of stratospheric O_3 by radicals: In situ measurements of OH, H_2O , NO, NO_2 , ClO, and BrO, *Science*, 266 (5184), 398-404, 1994.

Wennberg, P.O., T.F. Hanisco, L. Jaeglé, et al., Hydrogen radicals, nitrogen radicals, and the production of O_3 in the upper troposphere, *Science*, 279 (5347), 49-53, 1998.

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den Ozongehalt

- Zusätzlich konnte mittels einzelner Ballon gestützter Messungen im Zusammenhang mit photochemischen Boxmodellrechnungen die besondere Bedeutung, die HO_x in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre spielt, gezeigt werden (Osterman et al., 1997; Jucks et al., 1998).

Osterman, G.B., R.J. Salawitch, B. Sen, G.C. Toon, R.A. Stachnik, H.M. Pickett, J.J. Margitan, J.-F. Blavier, und D.B. Peterson, Balloon-borne measurements of stratospheric radicals and their precursors: Implications for the production and loss of ozone, *Geophys. Res. Lett.*, 24 (9), 1107-1110, 1997.

Jucks, K.W., D.G. Johnson, K.V. Chance, W.A. Traub, J.J. Margitan, G.B. Osterman, R.J. Salawitch, und Y. Sasano, Observations of OH, HO_2 , H_2O , and O_3 in the upper stratosphere: implications for HO_x photochemistry, *Geophys. Res., Lett.*, 25 (21), 3935-3938, 1998.

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den Ozongehalt

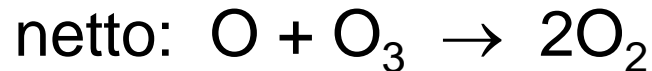
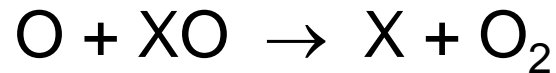
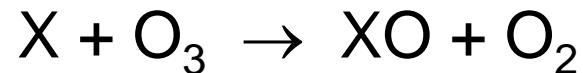
- Evans et al. (1998) untersuchten den Effekt erhöhter Wasserdampfkonzentrationen auf Ozon und fanden heraus, dass eine erhöhte Feuchte in der mittleren Stratosphäre zu einem höheren und in der oberen Stratosphäre zu einem niedrigeren Ozongehalt führt.

Evans, S.J., R. Toumi, J.E. Harries, M.P. Chipperfield, und J.M. Russell III, Trends in stratospheric humidity and the sensitivity of ozone to these trends, *J. Geophys. Res.*, 103 (D8), 8715-8725, 1998.

- Der Rückgang des Ozongehalts der oberen Stratosphäre wird durch den an Bedeutung gewinnenden katalytischen HO_x Zyklus verursacht.

Einschub: Katalytischer Ozonabbau

- Die katalytischen Zyklen des stratosphärischen Ozonabbaus sind von der Form:



wobei X die reduzierte und XO die oxidierte Form des Katalysators darstellen und X = OH, NO, Cl und Br sind. Diese Radikale entstehen in der Stratosphäre aus H₂O, FCKW bzw. den Halonen (=Halogenkohlen-(wasser)stoffe).

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den Ozongehalt

- Dvortsov und Solomon (2001) modellierten vergangene und zukünftig erwartete Änderungseffekte in einer Atmosphäre mit sich ändernden Konzentrationen von Treibhausgasen sowie von Chlor und Brom.
- Das Modell wurde ferner angetrieben mit einem jährlichen Anstieg des stratosphärischen Wasserdampfgehalts von 1%.
- Der Wasserdampftrend im Modell verstärkte den Ozontrend in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre, vor allem durch einen verstärkten Ozonverlust in der unteren Stratosphäre durch einen erhöhten HO_x Gehalt und in der Folge einem HO_x -verstärkten Ozonverlust durch ClO_x . ($\text{HCl} + \text{OH} \rightarrow \text{Cl} + \text{H}_2\text{O}$)

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den Ozongehalt

- Aus dieser Studie folgt, dass ein Anstieg der stratosphärischen Feuchte von 1%/Jahr in diesem Jahrhundert den Ozonverlust über den katalytischen HO_x-Zyklus verstärkt und die Erholung der Ozonschicht um etwa 10 Jahre verzögert.

Dvortsov, V.L., und S. Solomon, Response of the stratospheric temperatures and ozone to past and future increases in stratospheric humidity, *J. Geophys. Res.*, 106 (D7), 7505-7514, 2001.

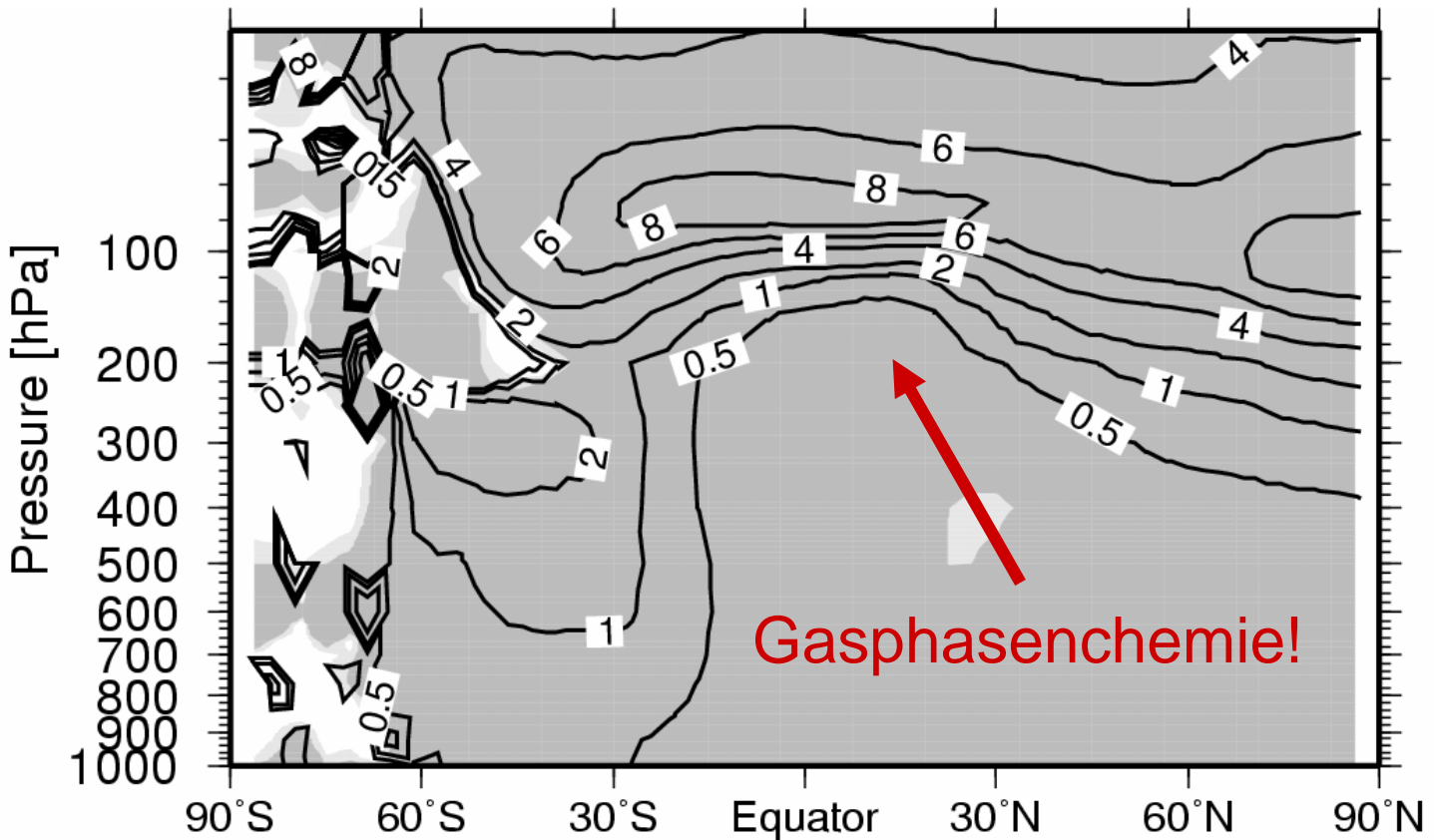
- Shindell (2001), der ein CCM verwendete, zeigte ebenfalls, dass sich unter der Annahme eines ähnlichen Wasserdampftrends die Erholung der Ozonschicht um etwa 15 Jahre verlangsamt.

Shindell, D.T., G.A. Schmidt, R.L. Miller, und D. Rind, Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone solar and volcanic forcing, *J. Geophys. Res.*, 106 (D7), 7193-7210, 2001.

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den OH-Gehalt

- Die CCM Studie von Stenke und Grewe (2005) ergab, dass ein um 1 ppmv erhöhter stratosphärischer Wasserdampfgehalt zu einem 5-10% Anstieg des OH-Gehalts in der tropischen unteren Stratosphäre zwischen 100 und 30 hPa führt (siehe folgende Abbildung).

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den OH-Gehalt



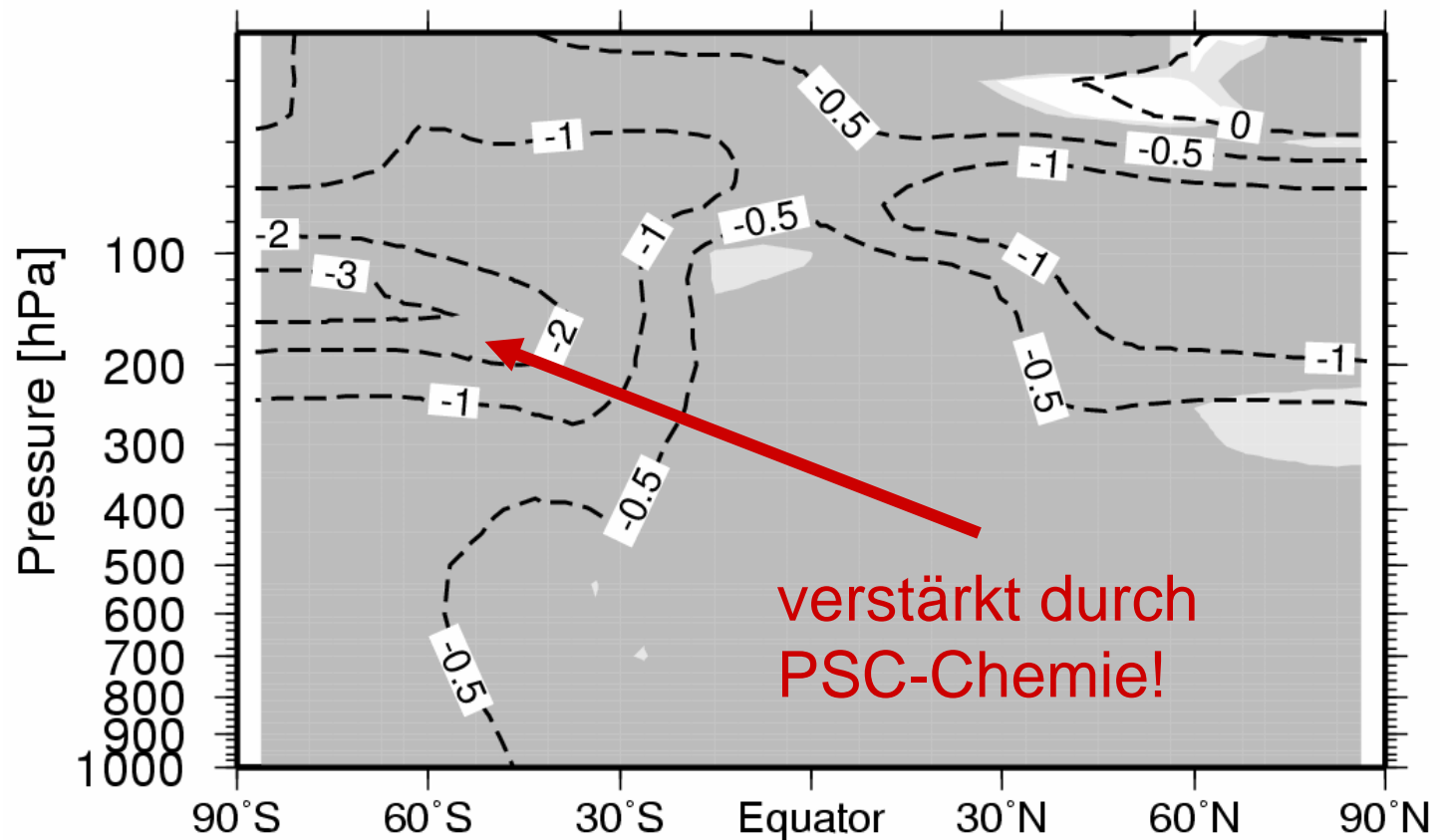
Impact of 1 ppmv water vapor perturbation above a baseline simulation in the CCM E39C. The figure shows the **percentage change in zonally and monthly averaged local OH**, during **southern winter** time (July). Light (dark) shading indicates regions in which differences are statistically significant at the 95% (99%) level (t-test) (from Stenke and Grewe, 2005).

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den OH-Gehalt

- In dem Modell verursacht der OH-Anstieg eine Verstärkung des Ozonabbaus über den HO_x-Zyklus um etwa 6%.
- Der Ozongehalt in der unteren Stratosphäre nimmt um 1-3% ab (siehe nachfolgende Abbildung) und reduziert die Ozongesamtsäule außerhalb der Polgebiete um weniger als 1% (siehe übernächste Abbildung).

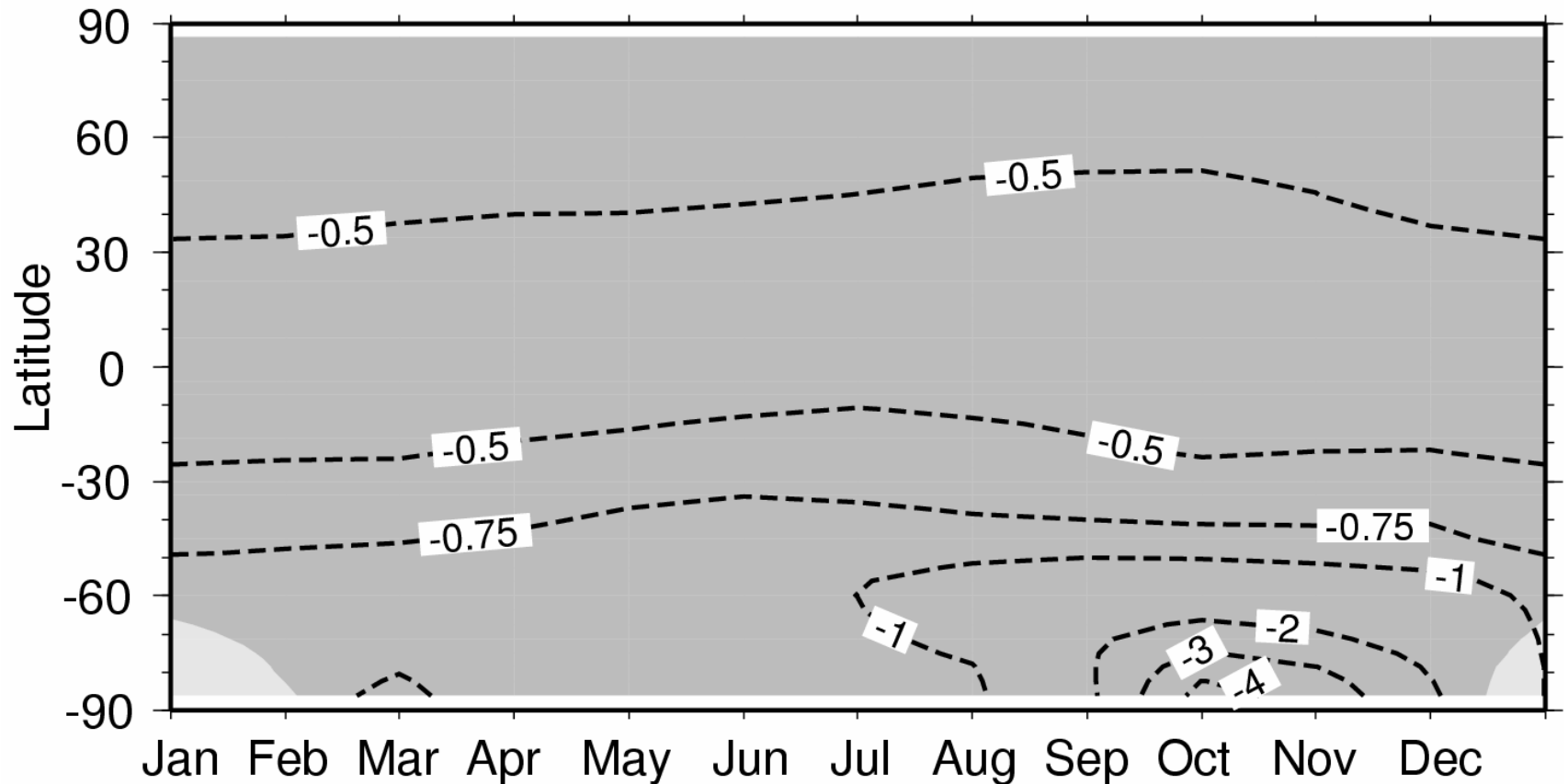
Stenke, A., und V. Grewe, Simulation of stratospheric water vapor trends: impact on stratospheric ozone chemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1257-1272, 2005.

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den Ozongehalt



Impact of 1 ppmv water vapor perturbation above a baseline simulation in the CCM E39C. The figure shows the **percentage change in zonally and monthly averaged local O₃**, during **southern winter** time (July). Light (dark) shading indicates regions in which differences are statistically significant at the 95% (99%) level (t-test) (from Stenke and Grewe, 2005).

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf den Gesamtozongehalt



Impact of 1 ppmv water vapor perturbation above baseline simulation in the CCM E39C. This figure shows the **percentage change in zonally averaged total column ozone**. Light (dark) shading indicates regions in which differences are statistically significant at the 95% (99%) level (t-test) (from Stenke and Grewe, 2005).

Wirkung von Wasserdampfänderungen auf polare Stratosphärenwolken

- Erhöhte Wasserdampfkonzentrationen können auch die polare Ozonzerstörung auf polaren Stratosphärenwolken (PSCs) beeinflussen (siehe oben).
- Erhöhte Wasserdampfkonzentrationen würden die kritische Temperatur erhöhen, unterhalb derer heterogene Reaktionen auf flüssigen Aerosolen wichtig werden (Kirk-Davidoff et al., 1999).

Kirk-Davidoff, D.B., E.J. Hints, J.G. Anderson, und D.W. Keith, The effect of climate change on ozone depletion through changes in stratospheric water vapour, *Nature*, 402 (6760), 399-401, 1999.

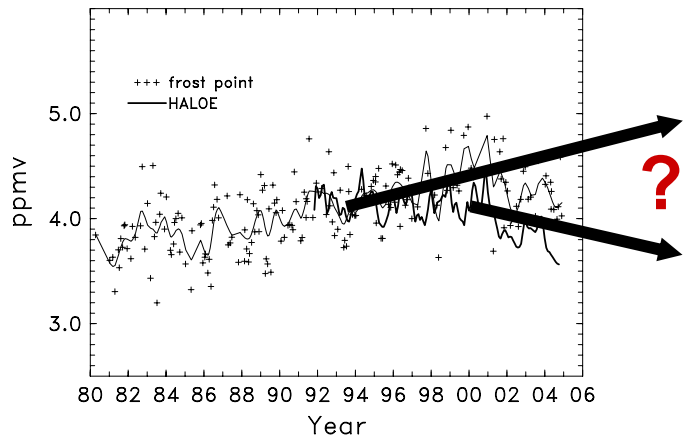
Wirkung von Wasserdampfänderungen auf polare Stratosphärenwolken

- Tabazadeh et al. (2000) schätzen ab, dass die Zunahme der PSC-Bildung bei einem erhöhten Wasserdampfmischungsverhältnis von 1 ppmv etwa gleich ist wie die Zunahme der PSC-Bildung bei einer strahlungsbedingten Abkühlung von 1°C.

Tabazadeh, A., M.L. Santee, M.Y. Danilin, H.C. Pumphrey, P.A. Newman, P.J. Hamill, und J.L. Mergenthaler, Quantifying denitrification and its effect on ozone recovery, *Science*, 288 (5470), 1407-1411, 2000.

- Stenke and Grewe (2005) schlossen aus ihren Analysen, dass der Anstieg des stratosphärischen Wasserdampfgehalts zu einem verstärkten heterogenen Ozonabbau im antarktischen Frühling führt, da die PSCs unter diesen Bedingungen länger existieren (siehe letzte Abbildung).

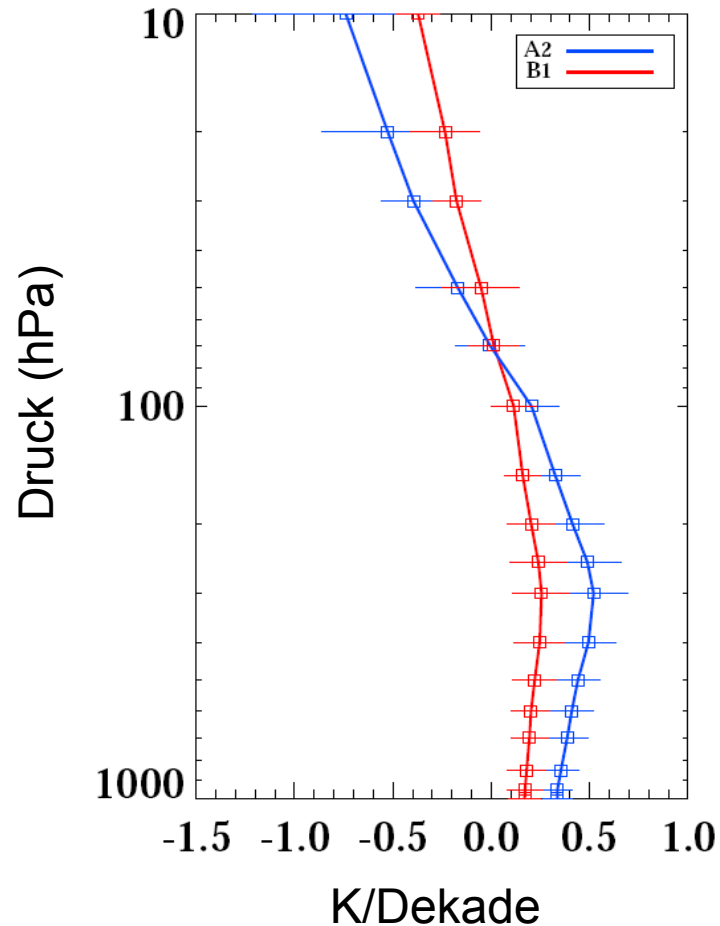
Boulder H2O 17–22km avg



Ende Kapitel 12

Kapitel 13

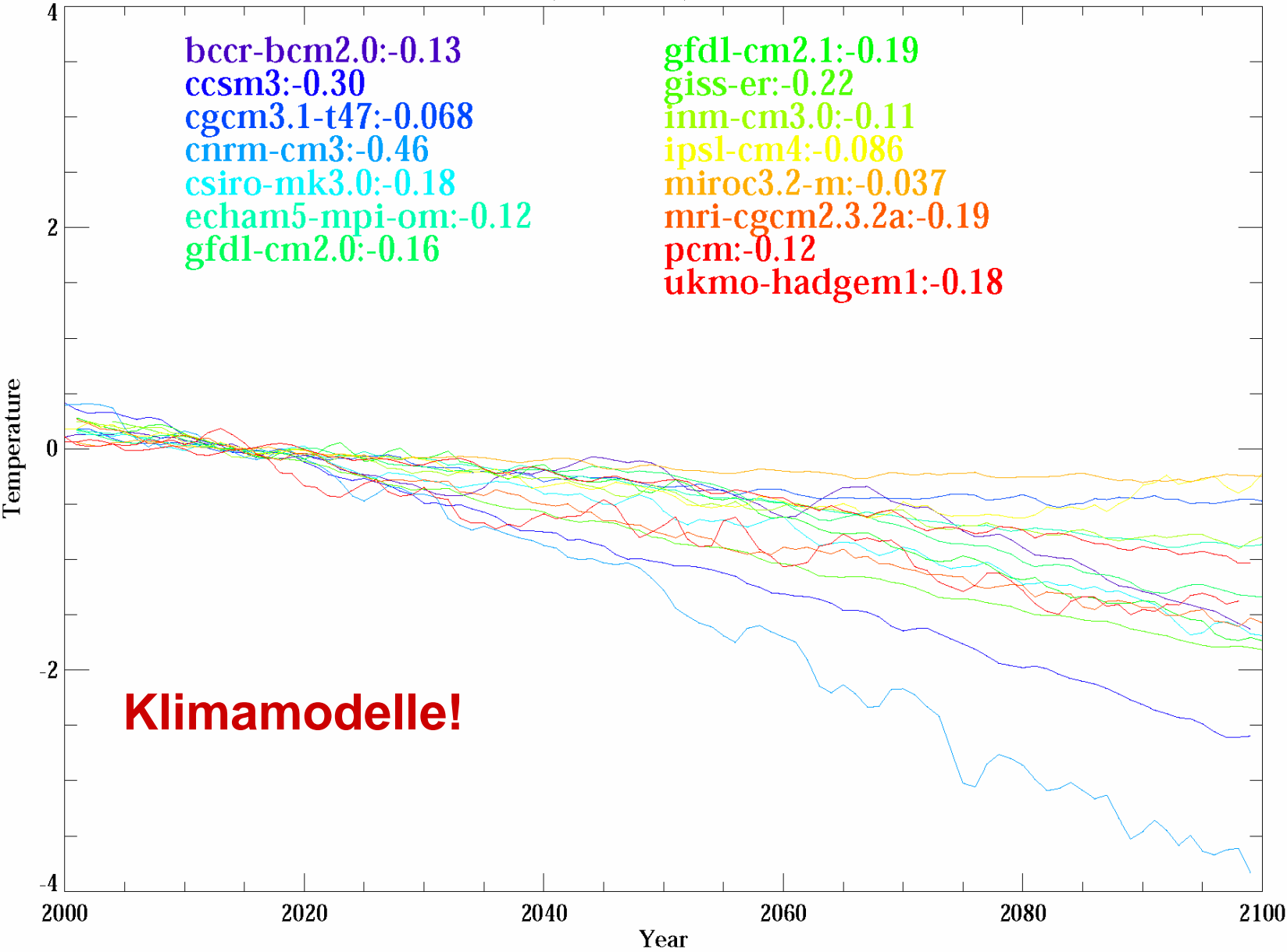
Einfluss zukünftiger Temperaturänderungen auf die Ozonchemie



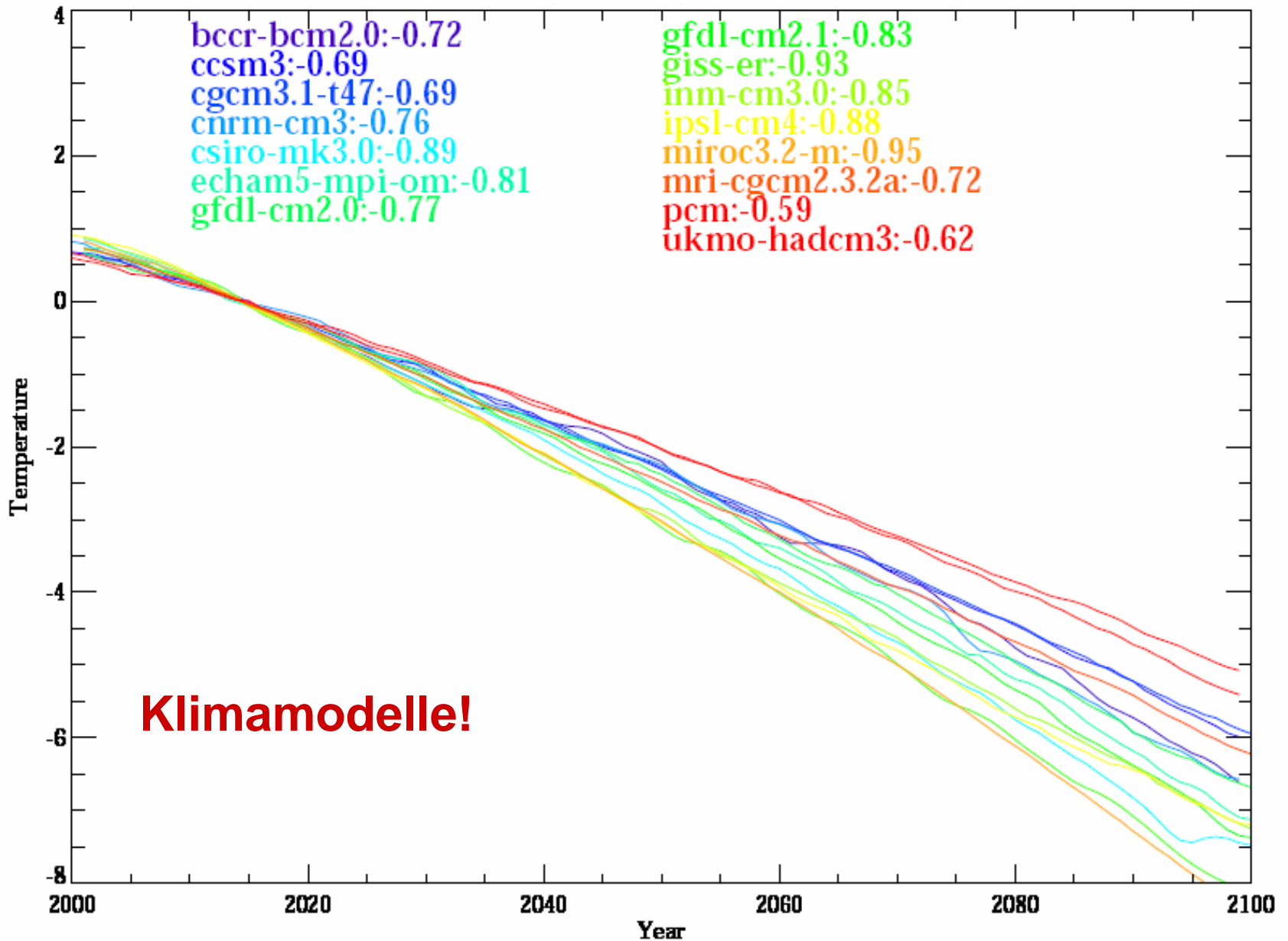
Kapitel 13: Gliederung

- Einleitung
- Obere Stratosphäre
- Polare untere Stratosphäre
 - Arktischer Frühling
 - Antarktischer Frühling

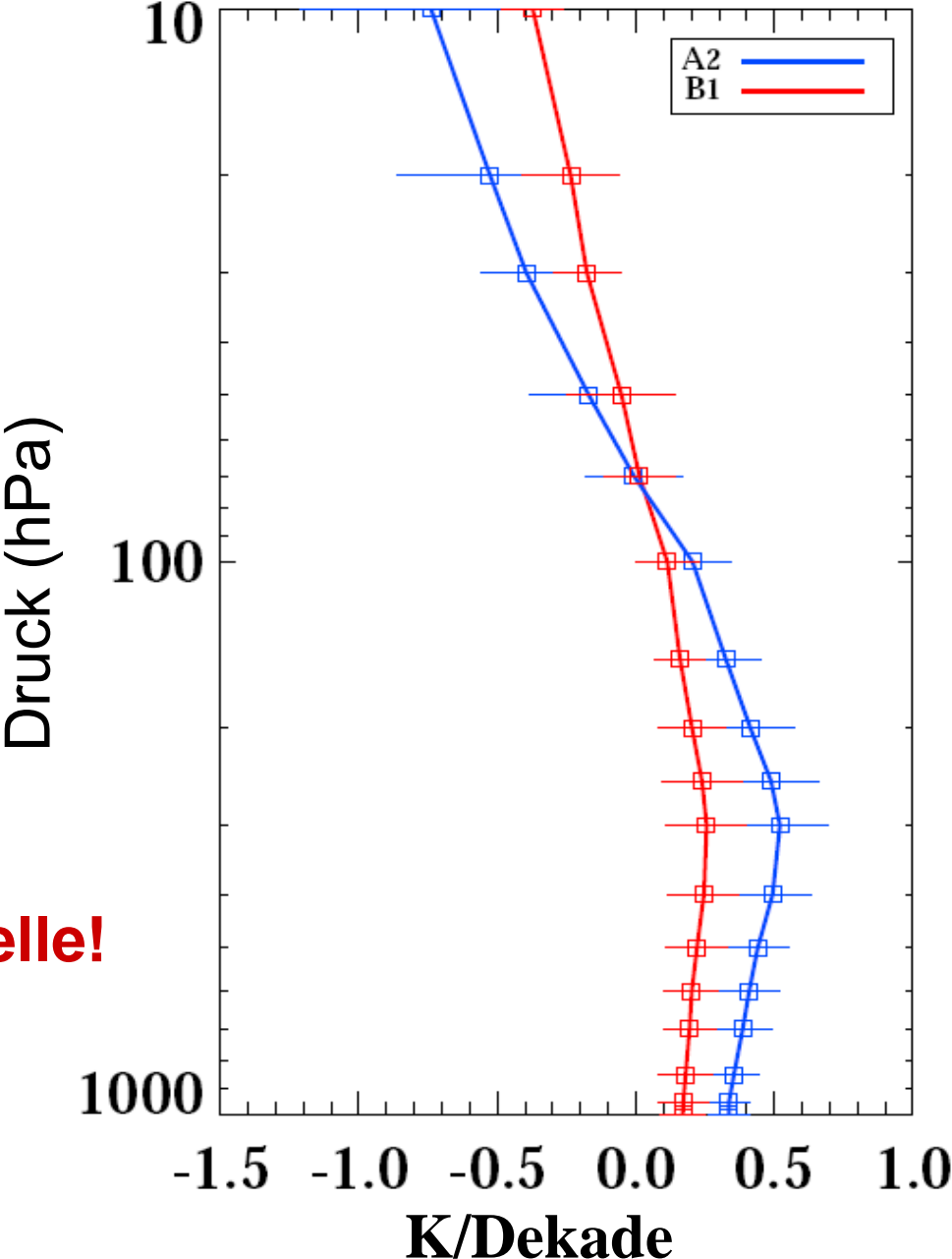
Global gemittelte Temperatur @ 50hPa: A2 Szenario



Global gemittelte Temperatur @ 10hPa: A2 Szenario



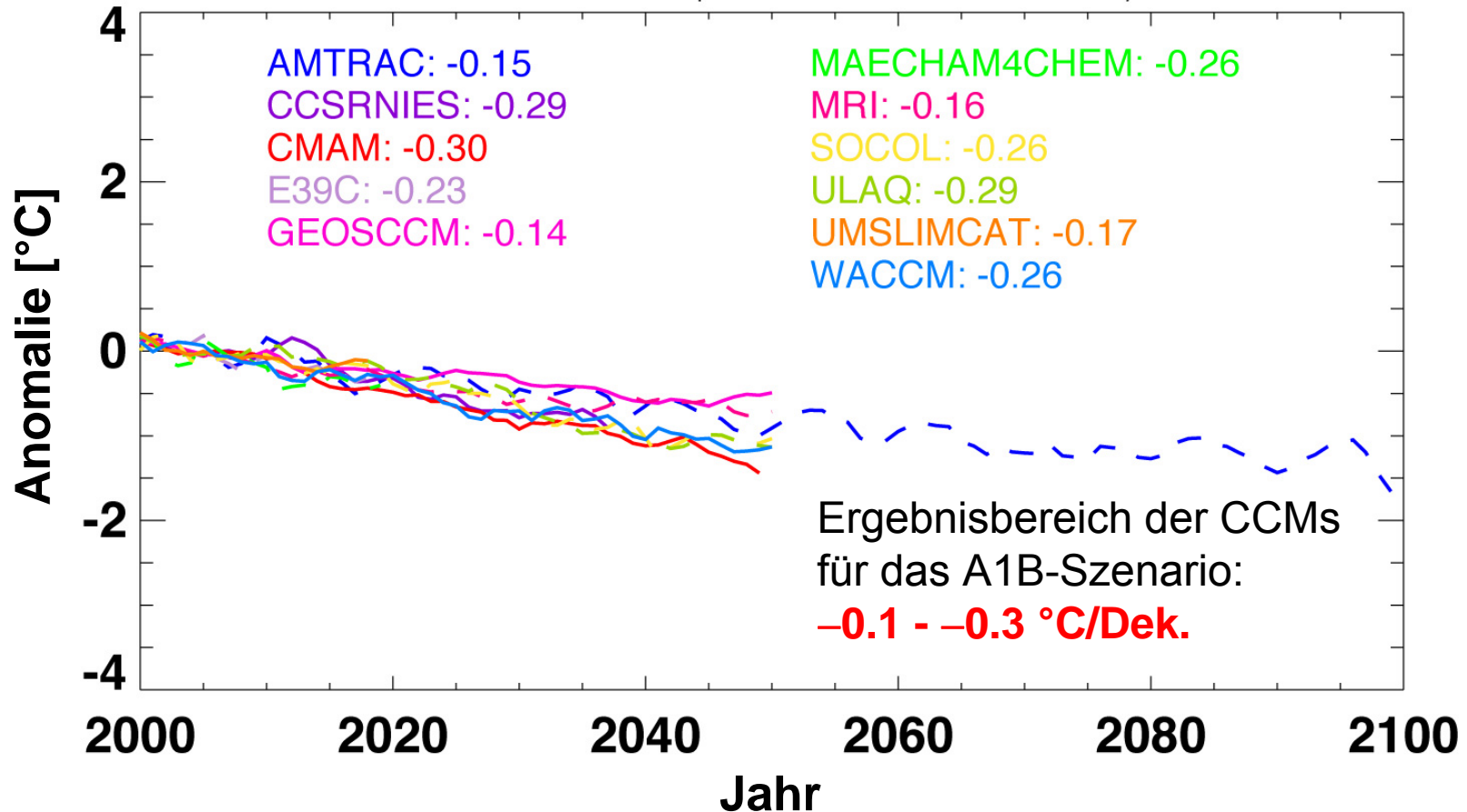
Global gemittelter Temperatortrend 2000-2100



Klimamodelle!

Entwicklung der globalen mittleren Jahres- temperatur in der unteren Stratosphäre @50hPa

From Chapter 5 of *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006* (WMO, 2007).



Klima-Chemie Modelle!

Einleitung

- Eine Abschätzung der Sensitivität der Ozonchemie auf Temperaturänderungen in der Atmosphäre ist kompliziert, da gleichzeitige Veränderungen in der Dynamik, dem Transport und der Strahlung auftreten.
- Zusätzlich ändert sich der chemische Zustand (die Zusammensetzung) der Atmosphäre, wenn sich die Konzentrationen der Spurengase ändert und die Ozon zerstörenden Substanzen (engl. ozone depleting substances, ODSs) in den kommenden Jahrzehnten abnehmen.
- Dies wiederum wird die Sensitivität des stratosphärischen chemischen Systems auf Temperaturänderungen beeinflussen.

Obere Stratosphäre

- Die Sensitivität der Ozonchemie auf Temperaturänderungen ist für den Bereich der oberen Stratosphäre relativ gut verstanden.
- Dort ist das chemische System photochemisch kontrolliert und auf Gasphasenreaktionszyklen beschränkt, die gut verstanden sind.
- Die stärkste stratosphärische Abkühlung durch erhöhte Treibhausgaskonzentrationen (siehe Kapitel 6 und 8) beobachtet man in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre.

Obere Stratosphäre

- Die dominierenden Ozonabbauzyklen in der oberen Stratosphäre (NO_x , ClO_x und HO_x) verlangsamen sich mit abnehmender Temperatur (siehe z.B. Haigh und Pyle, 1982).

Haigh, J.D., und J.A. Pyle, Ozone perturbation experiments in a two-dimensional circulation model, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 108, 551-574, 1982.

- CCM Simulationen unter der Bedingung einer CO_2 Verdopplung (z.B. Jonsson et al., 2004) zeigen einen Anstieg des Ozonmischungsverhältnis in der oberen Stratosphäre von 15-20%, verursacht durch eine Abkühlung von 10-12°C (siehe Kapitel 8).

Jonsson, A.I., J. de Grandpré, V.I. Fomichev, J.C. McConnell, und S.R. Beagley, Doubled CO_2 -induced cooling in the middle atmosphere: Photochemical analysis of the ozone radiative feedback, *J. Geophys. Res.*, 109, D24103, doi: 10.1029/2004JD005093, 2004.

Obere Stratosphäre

- In der unteren Mesosphäre ist die Ozonzunahme primär durch die negative Temperaturabhängigkeit der folgenden Reaktion gegeben:



- Die Situation in der oberen Stratosphäre ist bedeutend komplexer, da dort die verschiedenen Ozonabbauzyklen, die höhenabhängig sind, einen größeren Einfluss auf die Ozonkonzentration haben:
 - 50-60 km: HO_x ,
 - 45-50 km: alle Zyklen,
 - unterhalb 45 km: NO_x .

Obere Stratosphäre

- Die langsameren Ozonverlustraten sind vorwiegend nicht durch die Temperaturabhängigkeit der Reaktionsraten (-konstanten) bestimmt, sondern durch die Reduktion der Menge (Häufigkeit) von atomarem Sauerstoff, d.h., dass sich die O_x Aufteilung (engl. partitioning) verändert.
- Die Ozonverlustraten limitierenden Reaktion aller Verlustzyklen sind proportional zur Anzahldichte vom atomaren Sauerstoff.
- Die Anzahldichte des atomaren Sauerstoffs ihrerseits ist stark durch die folgende Reaktion bestimmt:
$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$$

(Jonsson et al., 2004).

Polare untere Stratosphäre

- In der polaren unteren Stratosphäre spielen im Frühling die oben beschriebenen homogenen, Ozon abbauenden Gasphasenreaktionen (Verlustzyklen) bei der Bestimmung der Ozonkonzentrationen eine ganz ähnliche Rolle.
- Jede Temperaturabnahme erniedrigt die Ozonverlust-rate (Zeng und Pyle, 2003).

Zeng, G., and 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.

- Dem steht entgegen, dass chlor- und bromhaltige Reservoirsubstanzen durch heterogene Reaktionen auf Wolken- und kalten Aerosolpartikeln aktiviert werden und somit zu deutlich erhöhten ClO_x und BrO_x Konzentrationen führen.

PSCs



1. PSC composition & phase are key to heterogeneous reaction rates
 - II - Crystalline water Ice ~ 188 K
 - Ia - Crystalline particles above frost point ~ 195 K
 - Ib - liquid particles above the frost point ~ 192 K
2. PSCs control de-nitrification and de-hydration, which influences ozone loss

Polare untere Stratosphäre

- Dies führt im weiteren, bei Anwesenheit von Sonnenlicht, zu signifikanten Ozonverlusten durch die katalytischen ClO_x und BrO_x Zyklen.
- Die Aktivierungsrate von Chlor und Brom auf Oberflächen von Wolken- und Aerosolteilchen ist stark Temperatur abhängig; unterhalb von etwa 195 K wächst sie stark an.
- Für die derzeitige polare untere Stratosphäre, mit erhöhten ODS Konzentrationen, Halogenaktivierung und daraus folgenden Ozonverlusten, wird bei niedrigen Temperaturen jeder Effekt eines Ozonanstiegs in Folge einer Reduzierung der Ozonverluste durch die NO_x und HO_x Gasphasenreaktionen (Verlustzyklen), überkompensiert.

Polare untere Stratosphäre

- In der antarktischen unteren Stratosphäre gehen die Temperaturen im Winter und frühen Frühling immer unter den genannten Schwellwert für die heterogene Halogenaktivierung, mit dementsprechenden signifikanten Ozonverlusten in der Folge.
- Die arktische untere Stratosphäre ist sehr variabel und die Temperaturen liegen im Mittel in der Nähe des Schwellwertes.
- Daraus folgt, dass eine signifikante Abnahme der arktischen Stratosphärentemperaturen große Ozonverluste in dieser Region im Frühjahr zur Folge haben könnte.

Arktischer Frühling

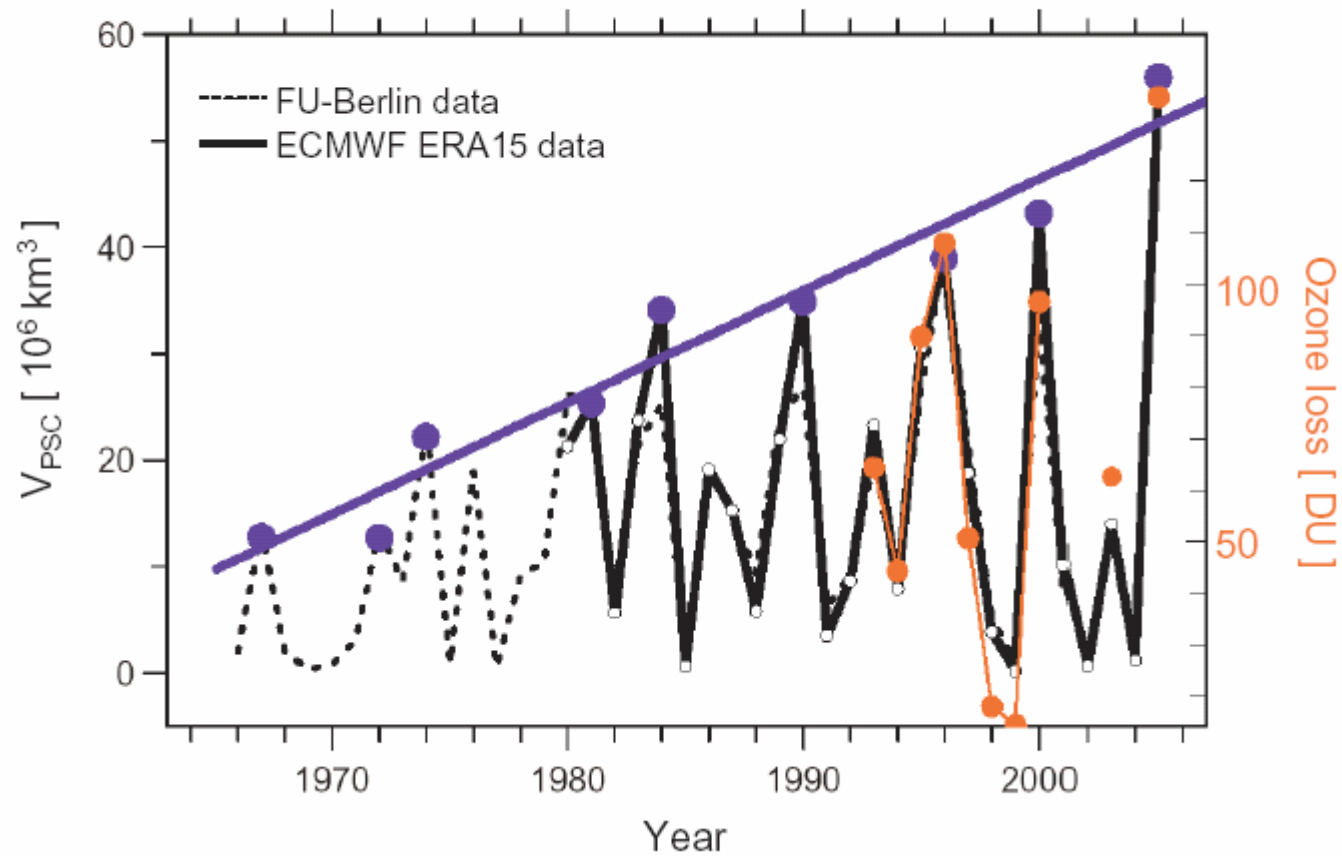
- Eine kompakte lineare Beziehung zwischen chemischen Ozonverlusten in der arktischen Stratosphäre und einem im Polarwirbel gemittelten Gesamtvolumen von PSC (V_{PSC}) wurde von Rex et al. (2004) vorgestellt.

Rex, M., R.J. Salawitch, P. von der Gathen, N.R.P. Harris, M.P. Chipperfield, und B. Naujokat, Arctic ozone loss and climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L04116, doi: 10.1029/2003GL018844, 2004.

- Sie fanden einen zusätzlichen chemischen Ozonverlust von etwa 15 DU pro 1°C Abkühlung in der unteren arktischen Stratosphäre, basierend auf Ozonsondenmessungen.

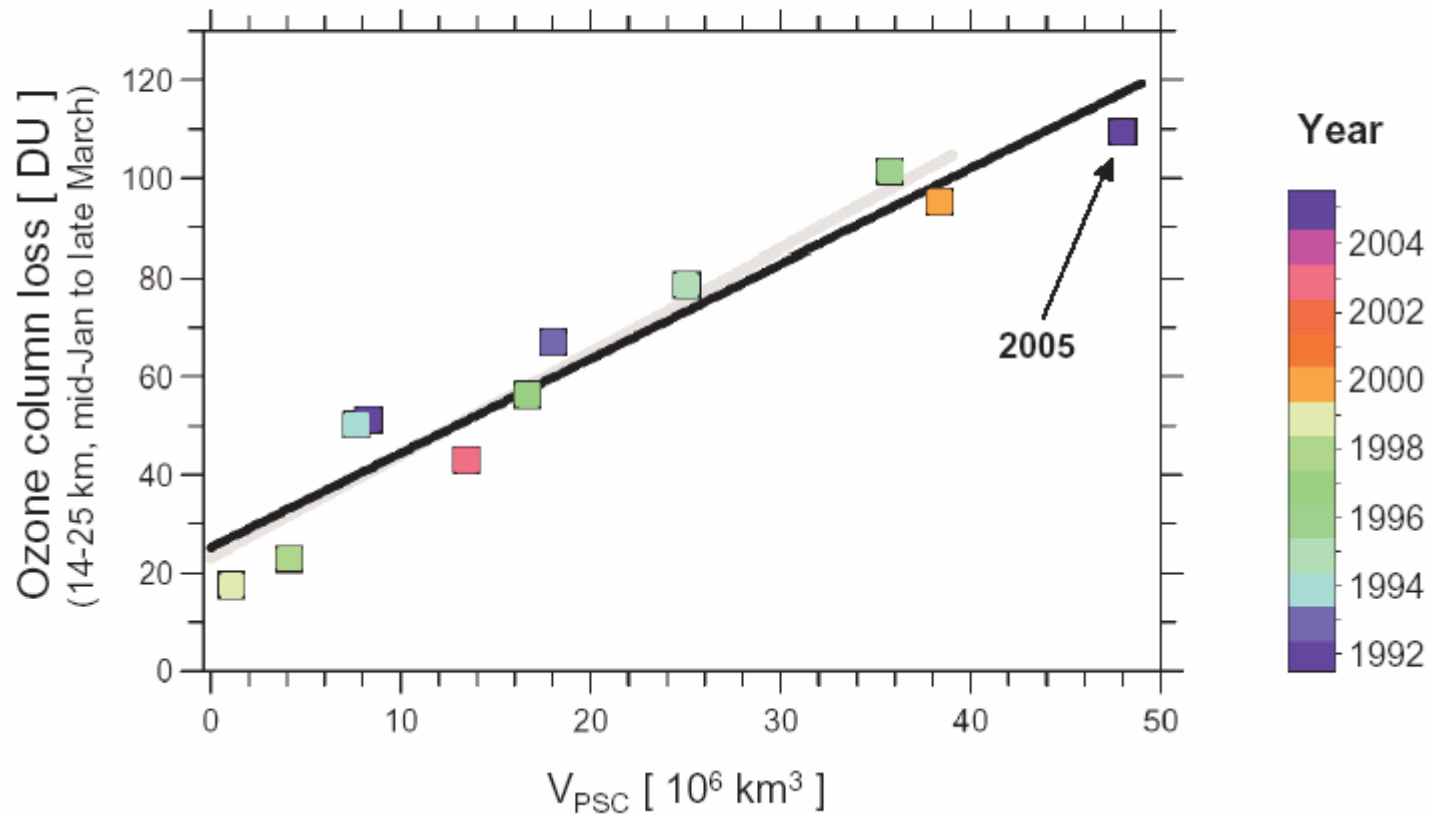
Polare untere Stratosphäre (Arktis)

Long term evolution of V_{PSC}



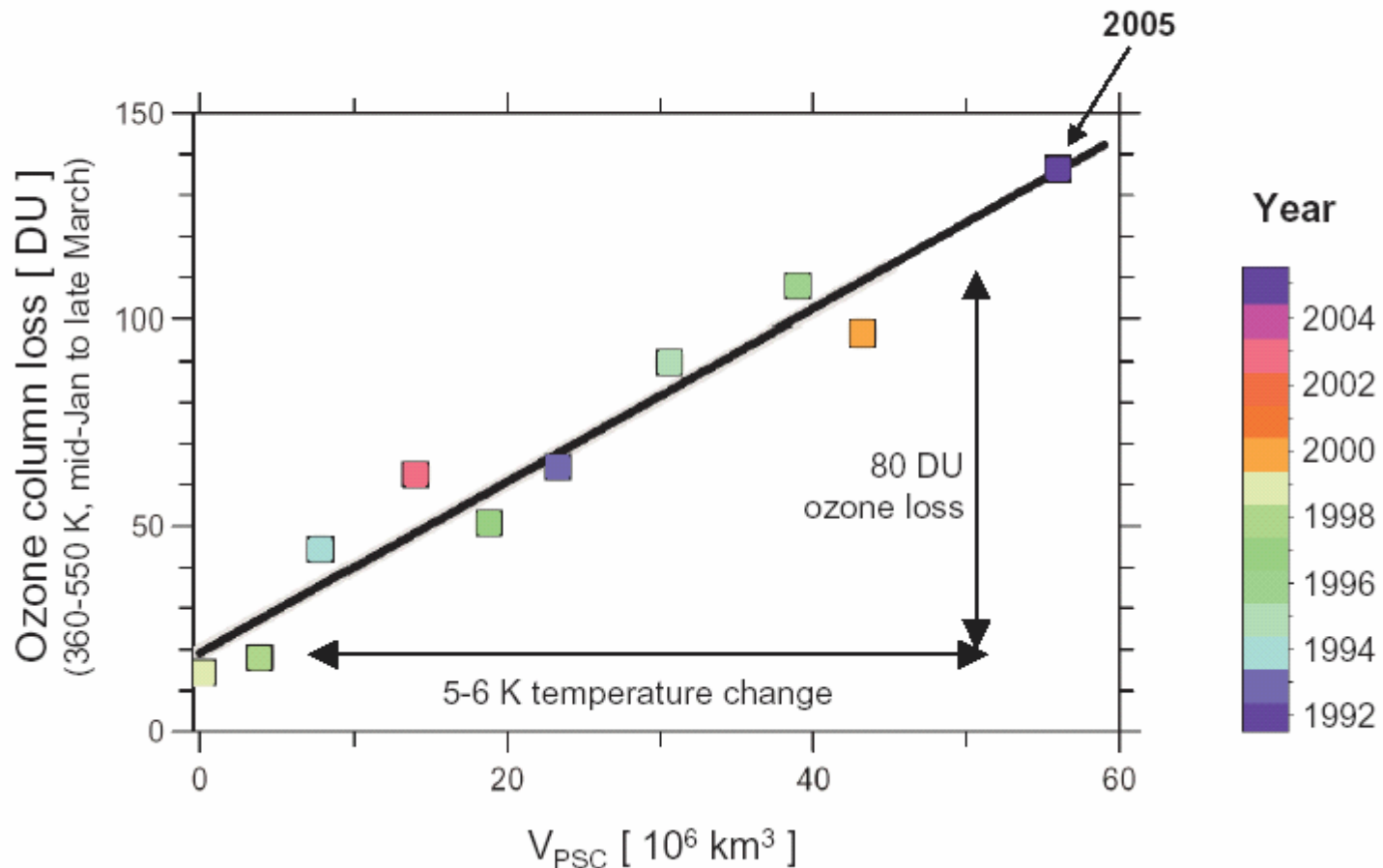
Polare untere Stratosphäre (Arktis)

Ozone loss (14-25 km) vs. V_{PSC} (400-550 K)



Polare untere Stratosphäre (Arktis)

Ozone loss (360-550 K) vs. V_{PSC} (360-550 K)



Arktischer Frühling

- In einer ähnlichen Studie von Tilmes et al. (2004) wird dies bestätigt.

Tilmes, S., R. Müller, J.-U. Grooß, und J.M. Russell III, Ozone loss and chlorine activation in the Arctic winters 1991-2003 derived with the tracer-tracer correlations, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 2181-2213, 2004.

- Die Größe V_{PSC} ist im wesentlichen eine Maßzahl für die Temperatur; die gefundene Beziehung zeigt die Empfindlichkeit des arktischen chemischen Ozonverlustes von der Temperatur; aber andere Faktoren (z.B. die "Isolation" des Polerwirbels) sind ebenfalls an die Temperatur gekoppelt und beeinflussen die chemischen Ozonverluste.

Arktischer Frühling

- Die von Rex und Kollegen abgeleitete lineare Beziehung von Ozonverlust zu V_{PSC} gilt durchweg für die letzten Nord-Winter.
- Dies ist in gewisser Weise überraschend vor allem vor dem Hintergrund der in hohem Maße nicht-linearen Natur einiger der relevanten Prozesse.
- Diese lineare Beziehung wurde gefunden durch die Mittelung über die Lebenszeit des arktischen Polarwirbels von Mitte Dezember bis Ende März; dies verknüpft eine Reihe komplexer, nicht-linearer Prozesse (z.B. mikrophysikalische Details der PSC-Bildung, Denitrifizierung und Dehydrierung, chemische Aktivierung auf PSC-Oberflächen).

Arktischer Frühling

- Es muss beachtet werden, dass die lineare Beziehung zwischen Ozonverlusten und V_{PSC} für gegenwärtige Bedingungen mit einem erhöhten ODS Gehalt gültig ist.
- Wenn die Konzentration der ODSs in der Stratosphäre in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts abnimmt ist es wahrscheinlich, dass sich die Beziehung zwischen Ozonverlust und V_{PSC} verändert.
- Ferner können sich die Bedingungen für den Polarwirbel ändern (z.B. die Größe); deshalb ist unklar, ob diese lineare Beziehung auch zur Vorhersage geeignet ist.

Antarktischer Frühling

- Im Gegensatz zu den Bedingungen im arktischen Polarwirbel ist das Ausmaß der Ozonverluste im antarktischen Polarwirbel vor allem durch die Menge der verfügbaren stratosphärischen Halogene bestimmt.
- Ein wichtiger Prädiktor für das Ozonmassendefizit während der Existenz des antarktischen Polarwirbels ist das verzögerte, effektive, äquivalente stratosphärische Chlor (engl. lagged effective equivalent stratospheric chlorine, **EESC**), welches 82% der Varianz im Ozonmassendefizit erklärt (Huck et al., 2005).

Huck, P.E., A.J. McDonald, G.E. Bodeker, und H. Struthers, Interannual variability in Antarctic ozone depletion controlled by planetary waves and polar temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13819, doi: 10.1029/2005GL022943, 2005.

Estimating halogen (Cl & Br) levels over Antarctica

- Beobachtungen zeigen, dass es etwa 5.5 Jahre dauert, um Luftmassen aus der Troposphäre in die antarktische Stratosphäre zu verfrachten - troposphärische FCKWs im Januar 2000 bestimmen den Chlorgehalt in der antarktischen Stratosphäre im Juli 2005!
- Man nutzt beobachtete FCWK Konzentrationen und Abschätzungen über das mittlere Alter der Luft, um die anteiligen Freigaberaten als Funktion des Alters zu ermitteln.

$$EEESC(t) = \sum_{\text{Cl-containing halocarbons}} n_i f_i \rho_i + \alpha \sum_{\text{Br-containing halocarbons}} n_i f_i \rho_i$$

n = # Cl or Br atoms, f = release rate, ρ = chemical mixing ratio,
 α = scaling factor to account for Br efficiency for ozone loss

Antarktischer Frühling

- Die in 100 hPa beobachteten polaren Temperaturen beeinflussen die Jahr-zu-Jahr Variabilität der Anomalien des Ozonmassendefizits.
- Die Größe des antarktischen Ozonlochs ist in erster Linie abhängig von EESC und erst in zweiter Konsequenz abhängig von den Temperaturen am Rand des Polarwirbels (engl. collar temperature; Newman et al., 2004).

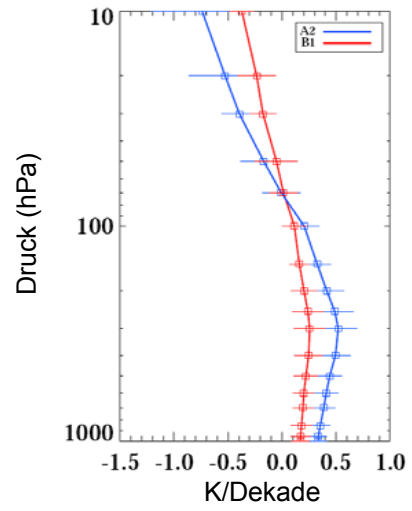
Newman, P.A., S.R. Kawa, und E.R. Nash, On the size of the Antarctic ozone hole, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21104, doi: 10.1029/2004GL020596, 2004.

Antarktischer Frühling

- Es wurde abgeschätzt, dass eine Abnahme der Temperatur von 1°C im Bereich des Polarwirbels Ende September zu einer Vergrößerung des Ozonlochs von etwa einer Million km^2 führt.
- Alle diese Erkenntnisse und Abschätzungen zur Bedeutung von EESC basieren auf Regressionsanalysen der Jahre 1979-2003 (siehe Huck et al., 2005 und Newman et al., 2004).
- Die verwendeten Modelle sind sicherlich für zukünftige Abschätzungen stratosphärischer Ozonverluste nur dann gültig, wenn die stratosphärischen Bedingungen ähnlich sind wie in der Zeit zwischen 1979-2003.

Antarktischer Frühling

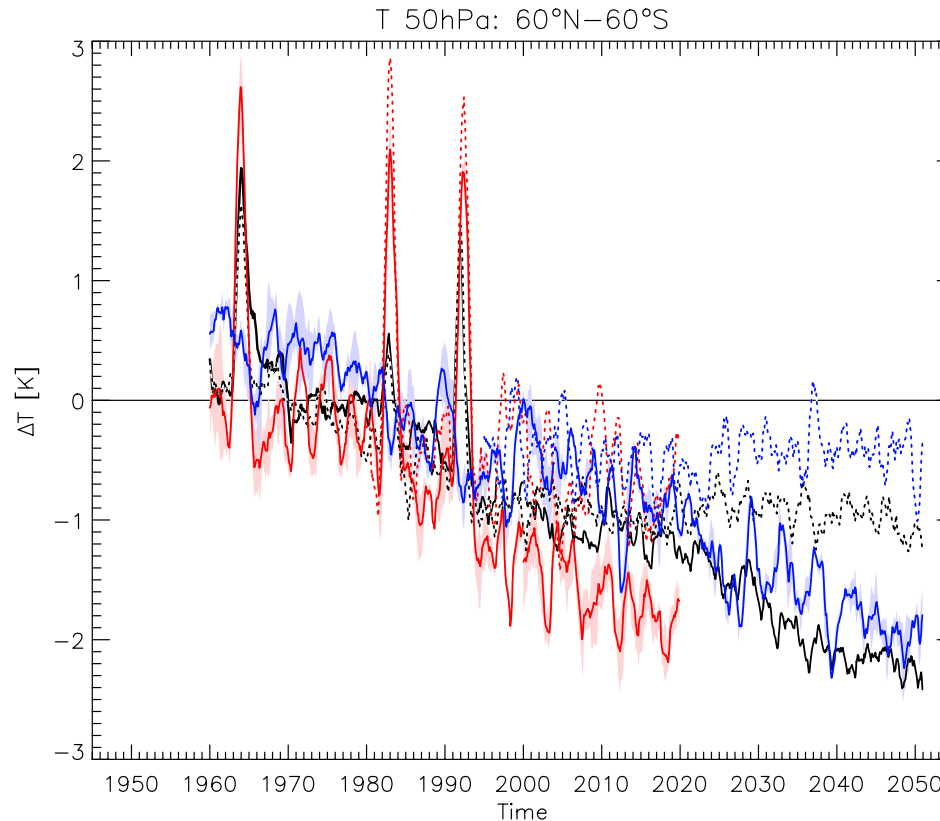
- Diese Abschätzungen der antarktischen Ozonentwicklung (der Ozonverluste) verlieren zunehmend an Bedeutung, wenn sich das Ozonloch Mitte dieses Jahrhunderts zu schließen beginnt.



Ende Kapitel 13

Kapitel 14

Einfluss des Klimawandels auf die Erholung der Ozonschicht



Kapitel 14: Gliederung

- Einleitung
- Frühere Ergebnisse
- Neue Simulationen und Ergebnisse
- Interpretation und Erklärungsversuche

Einleitung

- Wie in den vorherigen Kapiteln diskutiert, hängt die langzeitliche Entwicklung der stratosphärischen Ozonkonzentration nicht nur von der Änderung vieler stratosphärischer Bestandteile ab (einschließlich der Ozon zerstörenden Substanzen (ODSs), Treibhausgase (GHGs), Wasserdampf und Aerosole), sondern auch von Veränderungen des Klimas in der Troposphäre und Stratosphäre verursacht durch natürliche und anthropogene Antriebe.
- Die in den kommenden Jahren und Jahrzehnten erwartete Erholung der Ozonschicht durch die Reduktion der ODSs könnte durch Temperaturänderungen (siehe Kapitel 13) und Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung und den Transport modifiziert werden (siehe Kapitel 10 bis 12).

Frühere Ergebnisse

- In diesem Kapitel werden Ergebnisse von Sensitivitätsstudien mittels CCMs diskutiert mit dem Ziel, eine Abschätzung darüber zu bekommen, wie der Klimawandel die Bildungs- und Zerstörungsprozesse der zukünftigen Ozonschicht beeinflussen kann.
- Frühere Ozonberichte (Sektion 12.2.1.3 in WMO, 1999; Sektion 4.8 in WMO, 2003) zeigten Ergebnisse von 2D Modellstudien (Ensembles), die die zukünftige Entwicklung der Ozonschicht bis 2050 berechneten.
- In einigen Modellen blieb der Mittelwert für den Bereich 60°N-60°S (engl. near-global mean) bis zu etwa 1% unterhalb der Werte für 1980 (bis 2050), während andere Modelle in 2050 um bis zu 3.5% höhere Werte als 1980 zeigten.

Frühere Ergebnisse

- Einige der 2D Modelle berücksichtigten nicht den Abkühlungseffekt in der Stratosphäre durch erhöhte Treibhausgaskonzentrationen.
- Vor allem in der mittleren und oberen Stratosphäre führen Temperaturänderungen zu anderen Reaktionsraten, die den O_x Gehalt bestimmen.
- Darüber hinaus werden in der polaren unteren Stratosphäre die Chlor- und Brom-haltigen Reservoirsubstanzen über heterogene Prozesse auf Wolken- und kalten Wolkenaerosolteilchen aktiviert (siehe Kapitel 13).

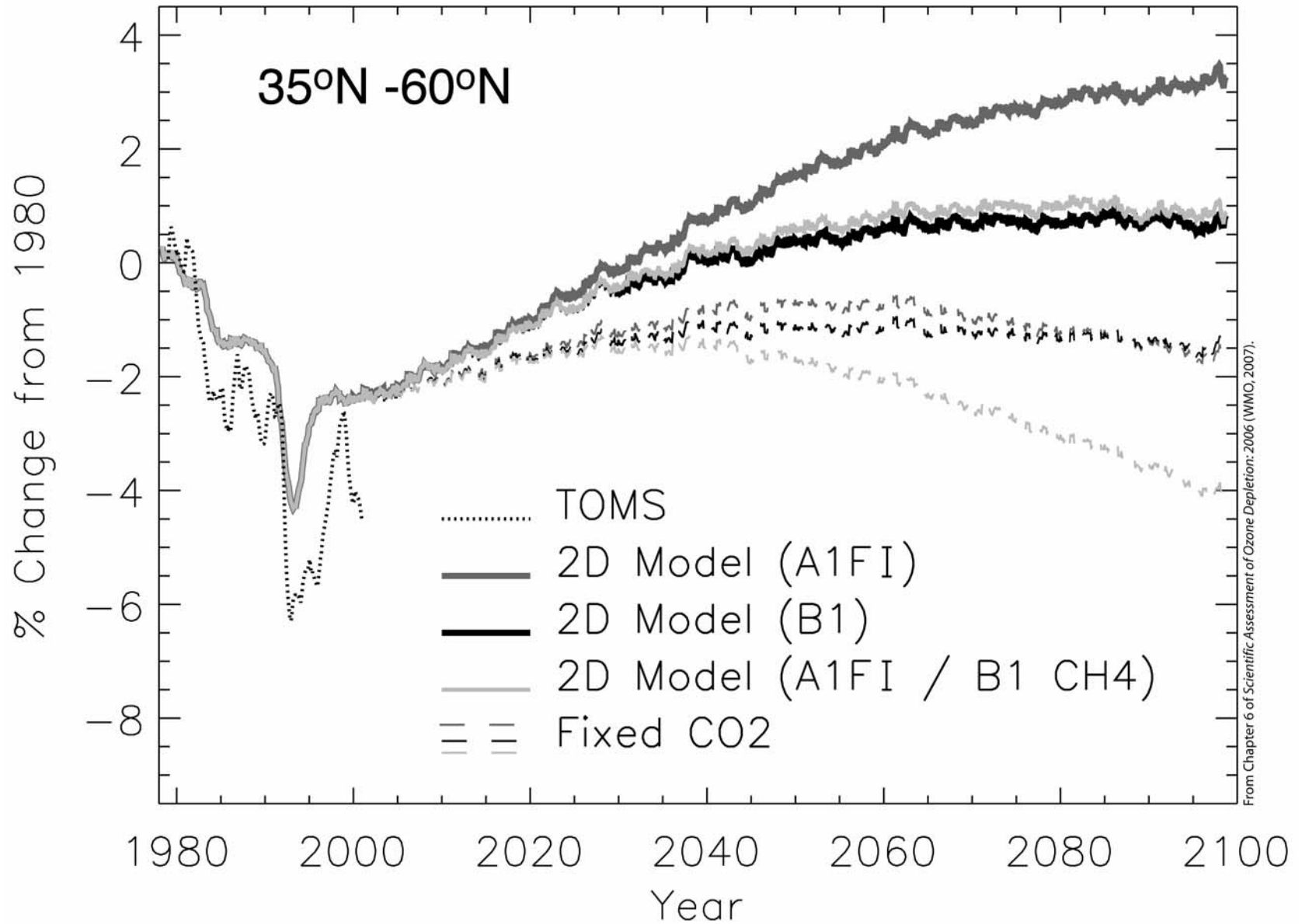
Frühere Ergebnisse

- Beispiel: In den 2D Modellen von Rosenfield et al. (2002) sowie Chipperfield und Feng (2003) erholt sich die Ozonschicht, bezogen auf das Jahr 1980, in vielen Bereichen um 10 bis 20 Jahre schneller, wenn die Abkühlung der Stratosphäre durch erhöhte Treibhausgaskonzentrationen berücksichtigt wird (siehe Abbildung).

Rosenfield, J.E., A.R. Douglass, und D.B. Considine, The impact of increasing carbon dioxide on ozone recovery, *J. Geophys. Res.*, 107 (D6), 4049, doi: 10.1029/2001JD000824, 2002.

Chipperfield, M.P., und W. Feng, Comment on: Stratospheric Ozone Depletion at northern mid-latitudes in the 21st century: The importance of future concentrations of greenhouse gases nitrous oxide and methane, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (7), 1389, doi: 10.1029/2002GL016353, 2003.

Frühere Ergebnisse



Frühere Ergebnisse

- Die 2D Modellstudien zeigen, dass die zukünftige Entwicklung der Ozonschicht abhängt von der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre **und** dem Klima.
- Obwohl einige 2D Modelle auch Veränderungen in der Dynamik der Stratosphäre berücksichtigen, beachten sie nicht die Variabilität der troposphärischen Wellenanregung durch Klimaänderungen und den daraus resultierenden möglichen Einfluss auf die Stratosphäre (siehe Kapitel 3 und 9).
- Ein anderer Schwachpunkt von 2D Modellen ist, dass sie für Untersuchungen der Polarregionen nur schlecht geeignet sind (WMO, 2003).

Frühere Ergebnisse

- Heutzutage ermöglichen Studien mit CCMs bessere Möglichkeiten den Einfluss des Klimas auf Ozon weitergehend zu untersuchen, da diese Modelle die Rückkopplungen von Strahlungseffekten, der Dynamik und chemischer Prozesse berücksichtigen.
- Die nachfolgende Diskussion zeigt einige wichtige Ergebnisse von CCM Studien; diese Modelle wurden dazu eingesetzt, die vergangene und zukünftige Entwicklung der Ozonschicht zu berechnen .
- Mittels von zusätzlichen Sensitivitätsstudien (z.B. ein “no climate change” Szenario, NCC) wurde versucht, den Einfluss eines sich nicht verändernden Klimas auf die Erholung der Ozonschicht darzustellen.

Neue Simulationen und Ergebnisse

- Die Ergebnisse von solchen Sensitivitätsstudien mit Modellen stellen nützliche und ergänzende Informationen zur Verfügung, um die erwartete Entwicklung der Ozonschicht im 21. Jahrhundert besser zu verstehen.
- Drei CCMs (E39C, ULAQ, WACCM) wurden für langzeitliche Simulationen (bis 2050) verwendet, wobei die Konzentrationen der gut durchmischten Treibhausgase (CO_2 , CH_4 und N_2O) nach einem bestimmten Termin konstant gehalten wurden (z.B. in E39C: 1980), wohingegen sich die Entwicklung der atmosphärischen Chlor- (bzw. Brom-) beladung nach dem “Ab” Szenario der WMO (2003) richtet.

Neue Simulationen und Ergebnisse

- Zusätzlich werden die Meeresoberflächentemperaturen (engl. sea surface temperatures, SSTs) anhand von Beobachtungen der Jahre 1970 bis 1979 vorge-schrieben.
- Dieser SST Datensatz wurde immer wieder für jede der nachfolgenden Jahrzehnte in den Modellsimula-tionen verwendet (z.B. E39C: 1980 bis 2020).
- Diese Methode, die SSTs in den NCC Simulationen vorzugeben, ist eine Vereinfachung, aber für diese Art von Sensitivitätsstudie durchaus angemessen.
- In der Realität müsste das thermische Innere (*inertia*) der Ozeane berücksichtigt werden.

Neue Simulationen und Ergebnisse

- Ein Deckschichtozeanmodell benötigt etwa 20 bis 30 Jahre, um ein neues Gleichgewicht zu erreichen, ein Modell des tiefen Ozeans einige hundert Jahre (z.B. Hansen et al., 2005).

Hansen, J., M., et al., Efficacy of climate forcings, *J. Geophys. Res.*, 110, D18104, doi: 10.1029/2005JD005776, 2005.

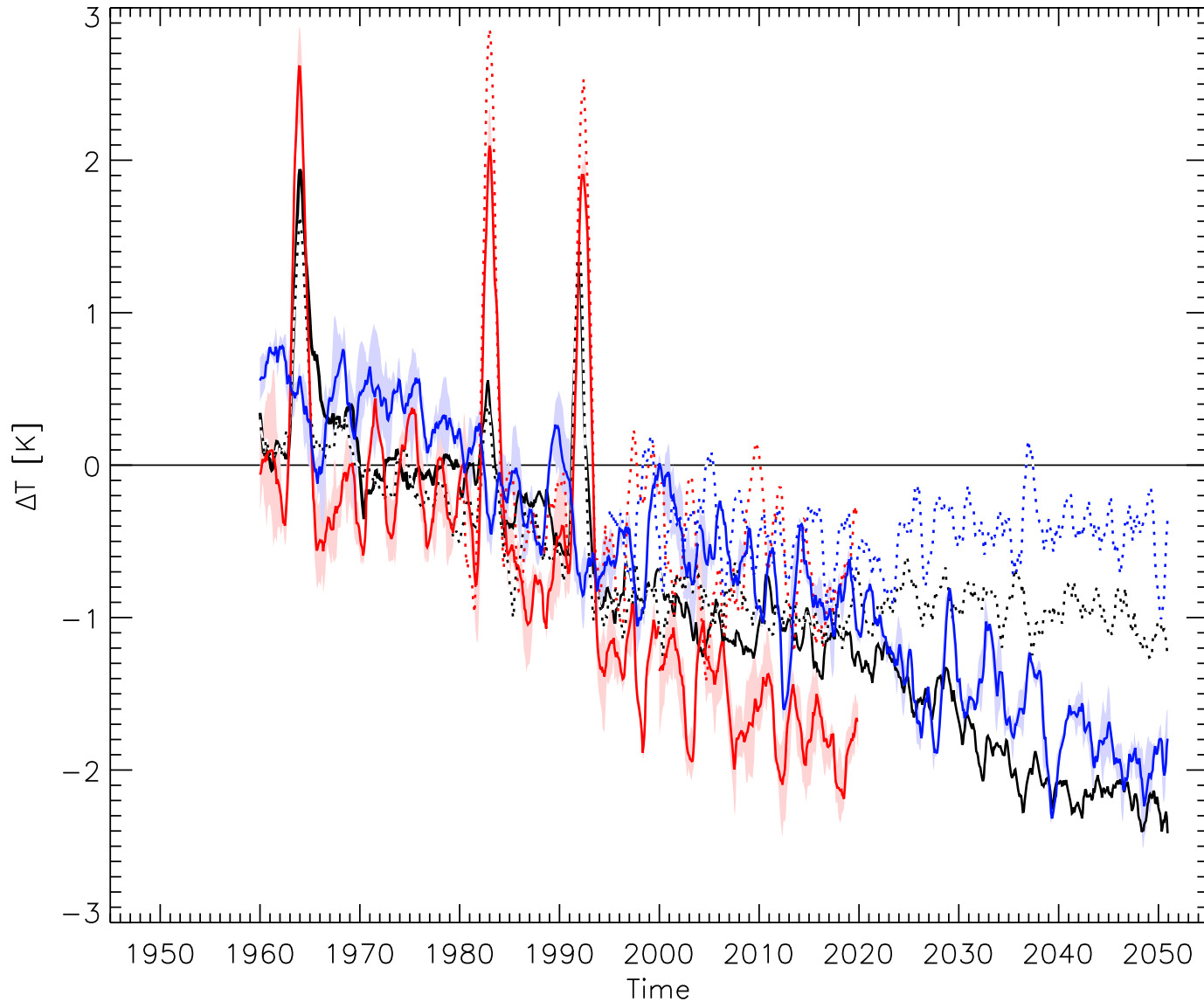
- Für diese Art von Sensitivitätsstudie ist die Vernachlässigung dieses Effektes klein.
- In allen drei CCMs ist Ozon und Wasserdampf eine prognostische Variable, d.h. die Strahlungsrückkopplung von Ozon- und Wasserdampfänderungen ist berücksichtigt.

Neue Simulationen und Ergebnisse

- Ein direkter Vergleich der Ergebnisse der NCC Simulationen mit denen der Referenzsimulationen (die die vergangenen und zukünftigen Änderungen realitätsnah beschreiben, d.h. REF1 und REF2/SCN2) erlauben eine qualitative Bewertung des zukünftigen Einflusses des Klimas auf die Ozonschicht.
- Die nachfolgende Abbildung zeigt die mittlere Temperaturabweichung in der unteren Stratosphäre von 60°N bis 60°S in 50 hPa.

Neue Simulationen und Ergebnisse

T 50hPa: 60°N–60°S

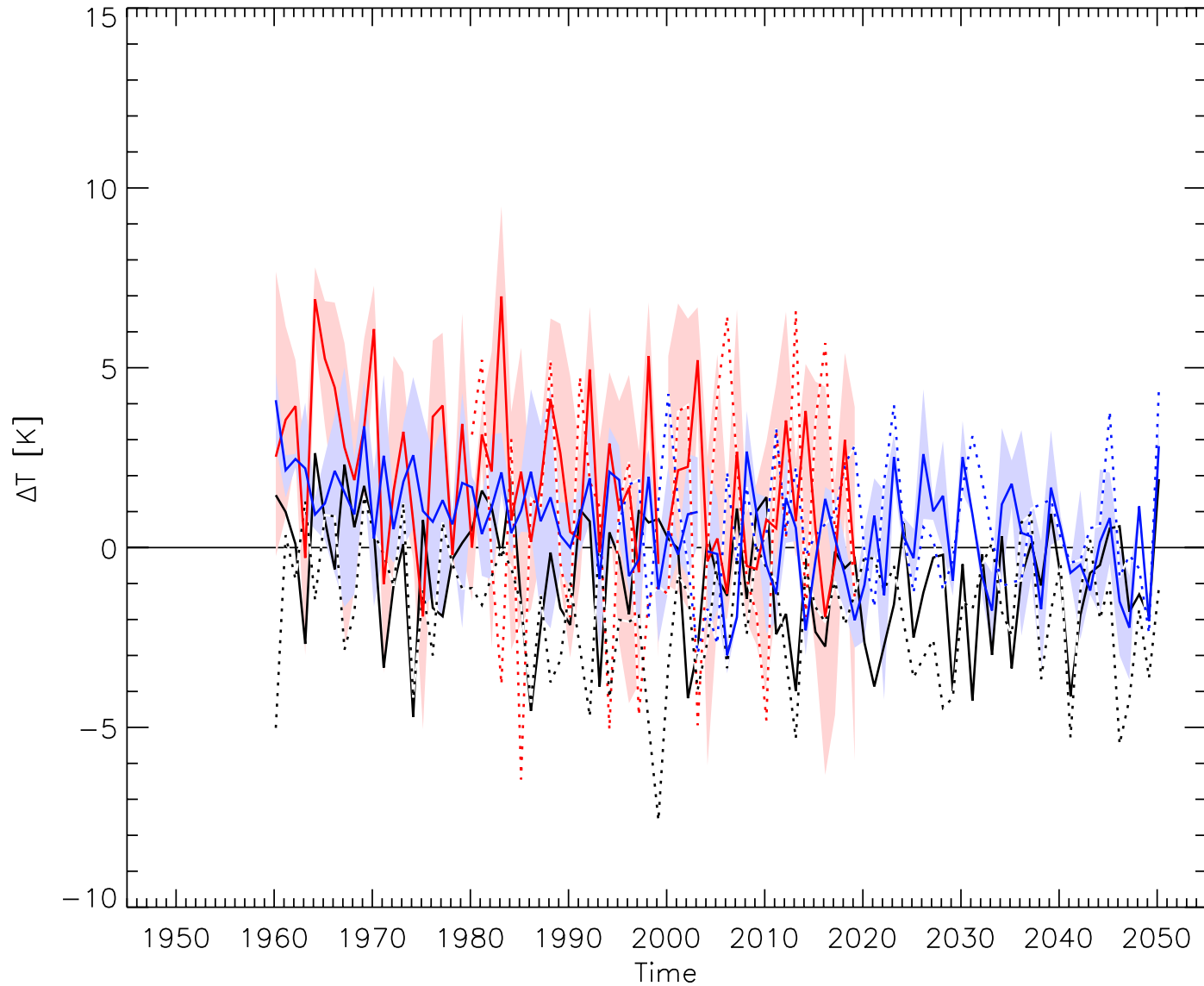


Neue Simulationen und Ergebnisse

- Die Ergebnisse der Referenzsimulationen zeigen einen klaren Abkühlungstrend aufgrund der ansteigenden Treibhausgaskonzentrationen (siehe Kapitel 8).
- Nahezu kein Trend wird in allen drei CCM Simulationen mit konstanten Treibhausgaskonzentrationen gefunden.
- Es werden etwa 20 Jahre benötigt, damit zwischen den Kurvenpaaren der Referenz- und der NCC Simulation Unterschiede erkannt werden.
- Diese Aussage gilt nicht für die mittleren Temperaturabweichungen über der nordpolaren Region (in 50 hPa, 60°-90°N, nächste Abbildung), wo keine statistisch signifikanten Unterschiede gefunden werden.

Neue Simulationen und Ergebnisse

T 50hPa: 90°N–60°N

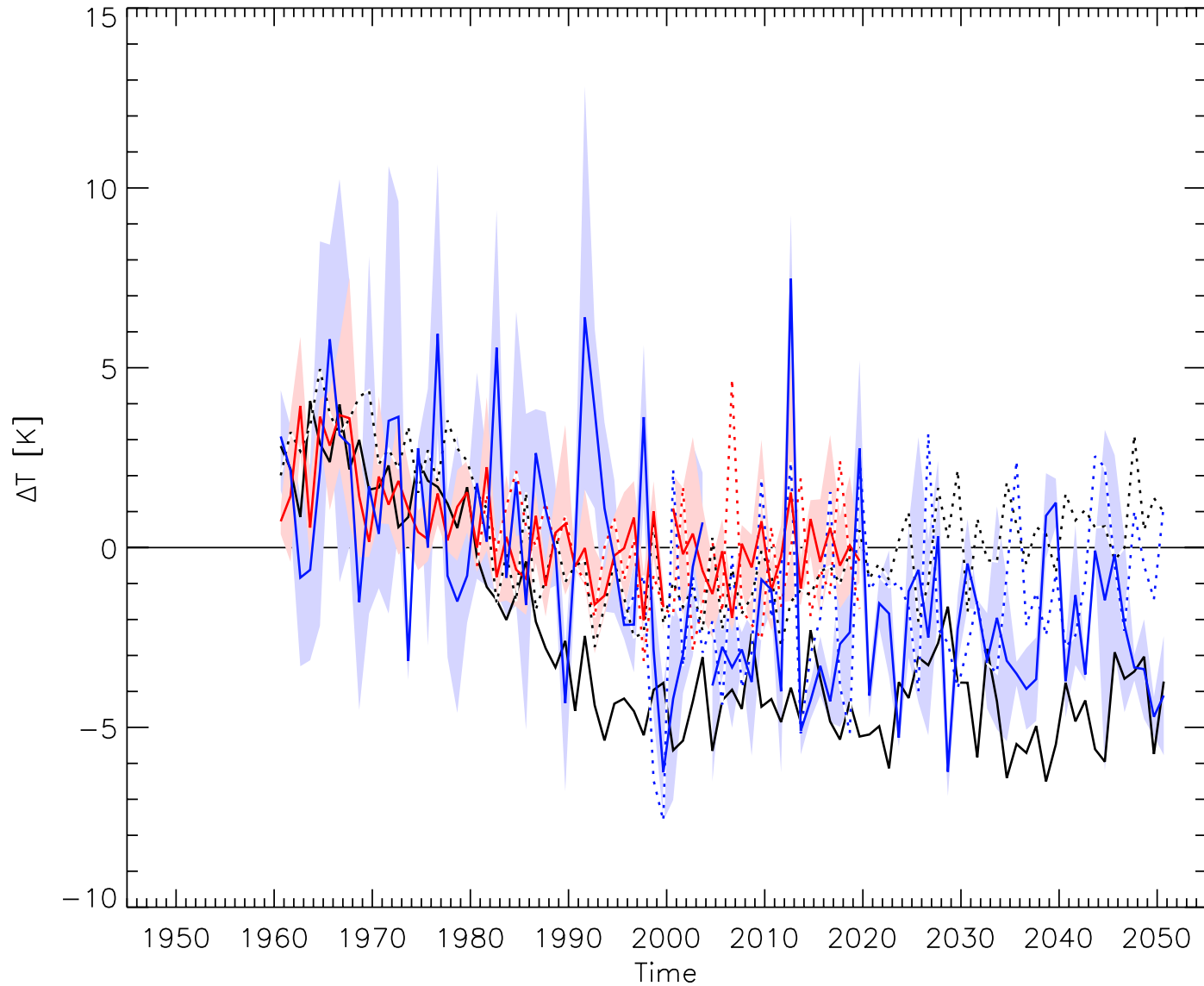


Neue Simulationen und Ergebnisse

- Unklar ist das Ergebnis auch in der südpolaren Region (50 hPa, 60°-90°S, nächste Abbildung).
- E39C zeigt keine offensichtlichen Unterschiede zwischen den beiden Simulationen, wogegen die WACCM Ergebnisse etwas höhere und ULAQ viel höhere Temperaturen in den NCC Simulationen zeigen.

Neue Simulationen und Ergebnisse

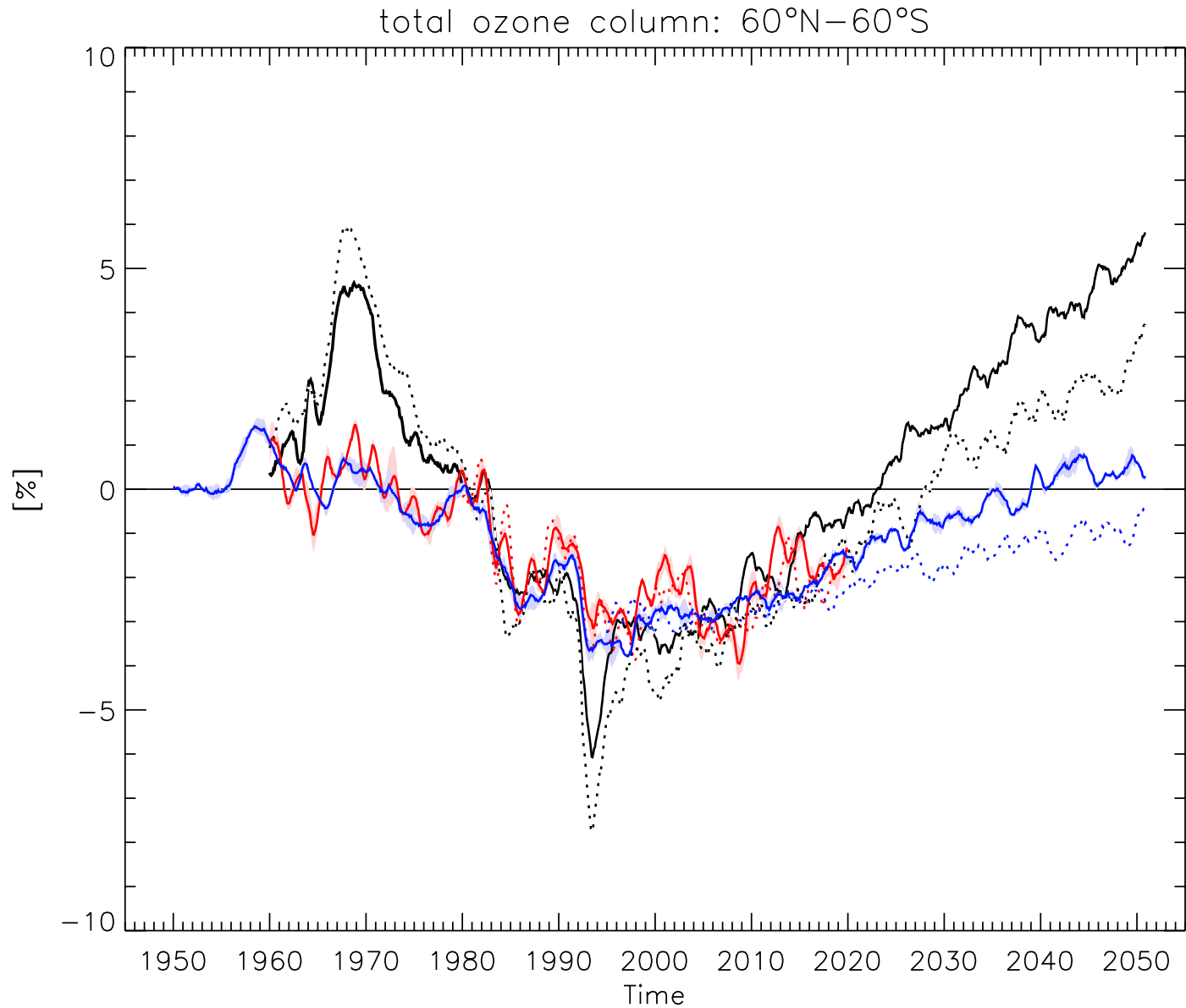
T 50hPa: 60°S–90°S



Neue Simulationen und Ergebnisse

- Untersuchungen der CCM Ergebnisse zeigen keinen klaren Einfluss der Klima- (=Temperatur-) änderungen auf Größen wie die "minimale Ozonsäule" in der polaren Stratosphäre oder die "maximale Fläche des Ozonlochs", weder in der Nord- noch der Südhemisphäre.
- Diese "Größen" sind offensichtlich nicht sensitiv für Temperaturänderungen von weniger als 1°C.
- Aber die nachfolgende Abbildung zeigt deutlich, dass die Erholung der Ozonschicht (Gesamtozon) für den Bereich zwischen 60°N und 60°S in einem sich ändernden Klima schneller abläuft:

Neue Simulationen und Ergebnisse



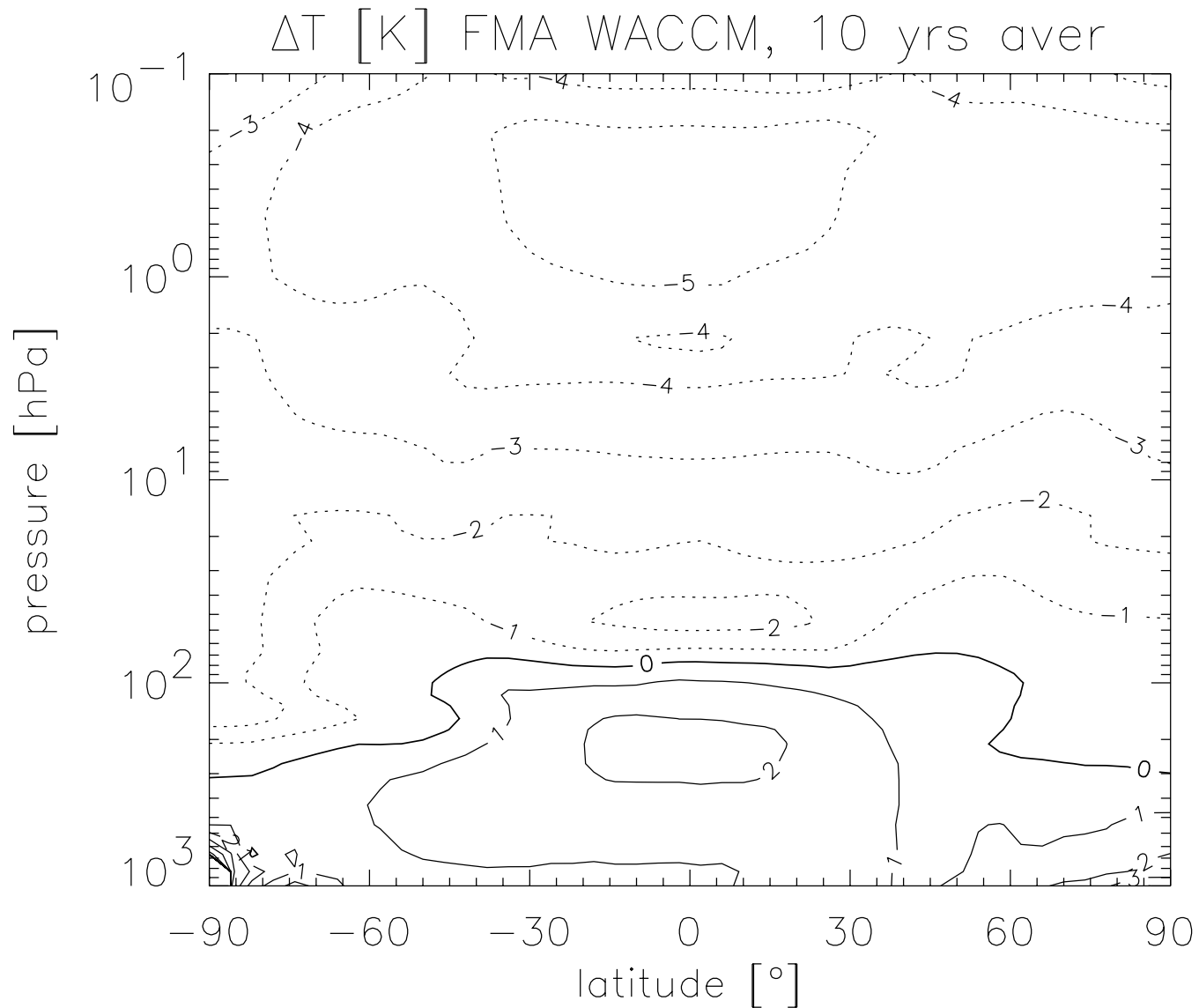
Neue Simulationen und Ergebnisse

- Da die globale Stratosphäre photochemisch kontrolliert wird (bestimmt durch die Gasphasen-Reaktionszyklen), verlangsamten sich die Ozon abbauenden Zyklen in der Stratosphäre (vor allem O_x) mit zurückgehenden Temperaturen.
- Wenn der Klimawandel berücksichtigt wird, zeigen ULAQ und WACCM eine um 10 bis 15 Jahre schnellere Rückkehr zu den Ozonwerten, die um 1980 beobachtet wurden.
- Dies stimmt mit den früher erzielten Ergebnisse von 2D Modellstudien überein (siehe oben).
- Die Simulationslänge von E39C war nicht ausreichend, um ein entsprechendes Ergebnis zu erzielen.

Neue Simulationen und Ergebnisse

- Die Ergebnisse von ULAQ und WACCM zeigen, dass um das Jahr 2050 die mittlere und obere Stratosphäre in den Referenzsimulationen um etwa 5°C bis 10°C kälter ist, als in den NCC Simulationen (siehe Abbildung, Beispiel WACCM).

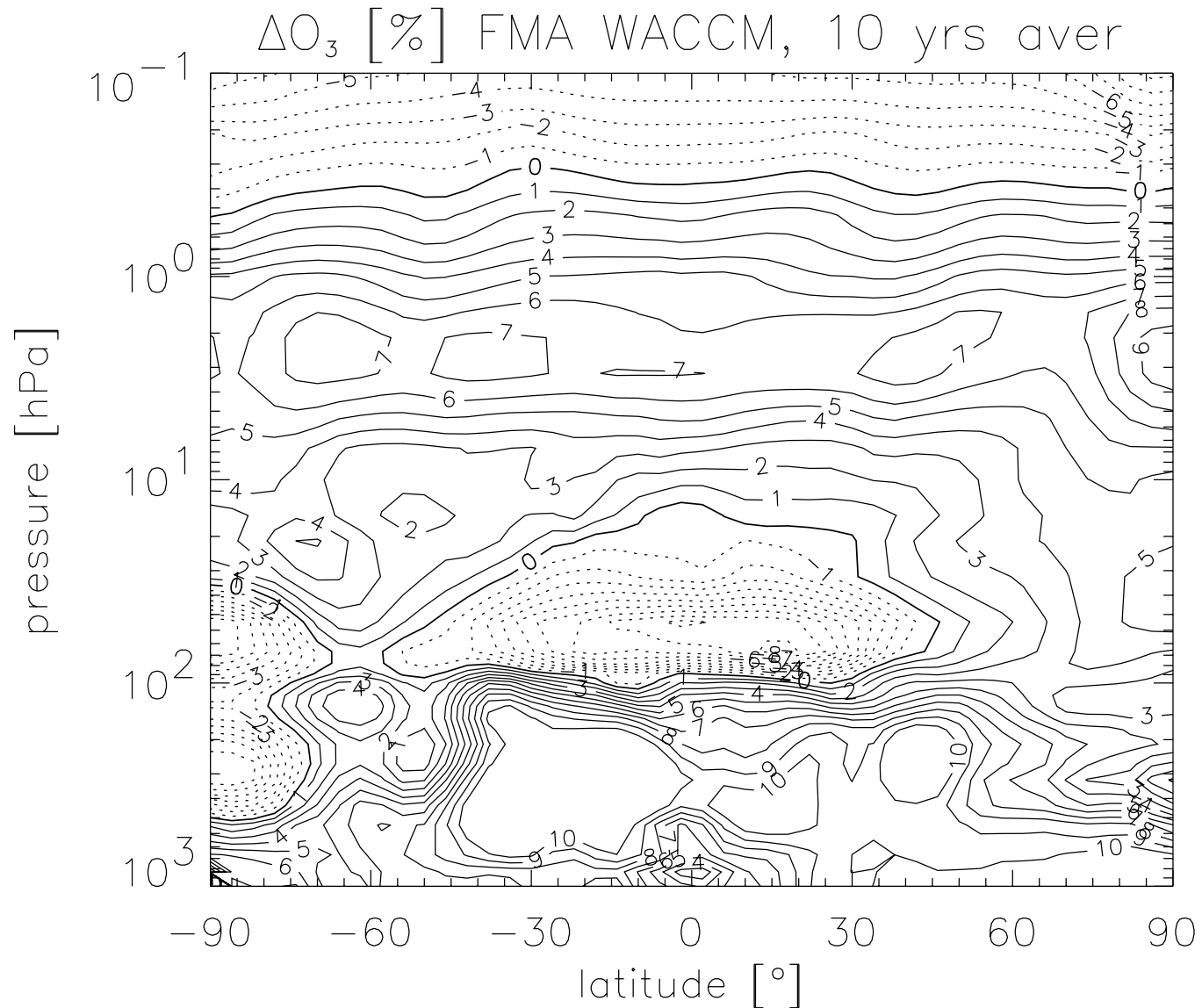
Neue Simulationen und Ergebnisse



Neue Simulationen und Ergebnisse

- Ein Ergebnis dieser Abkühlung ist, dass die Ozonmischungsverhältnisse in der mittleren und oberen Stratosphäre in der Referenzsimulation höher sind als in der NCC-Simulation (um bis zu 15% unterhalb der Stratopause). Siehe nachfolgende Abbildung.
- Der wichtigste Einfluss geht über den Temperatureffekt auf die Ozonverlustrate!

Neue Simulationen und Ergebnisse



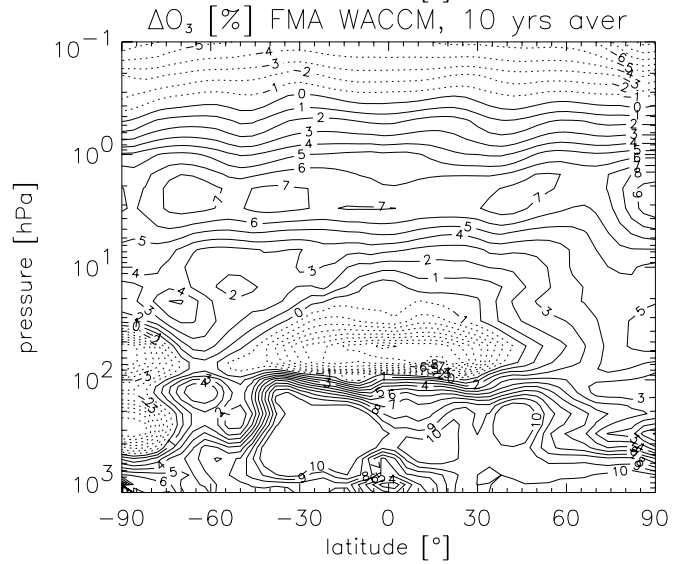
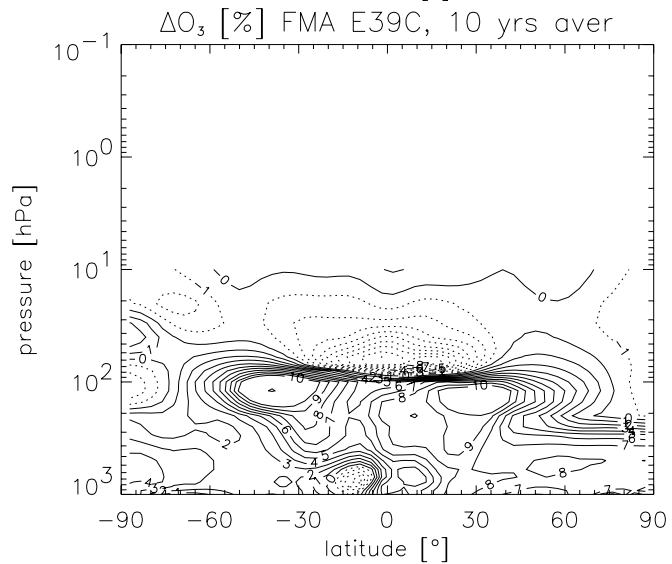
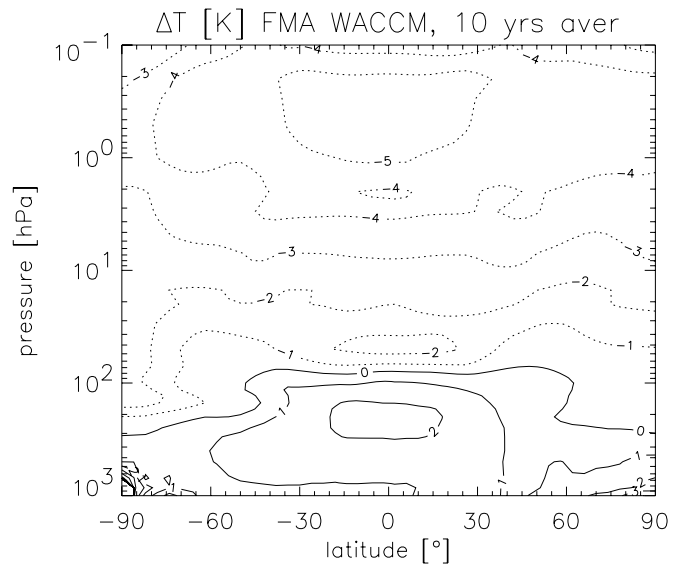
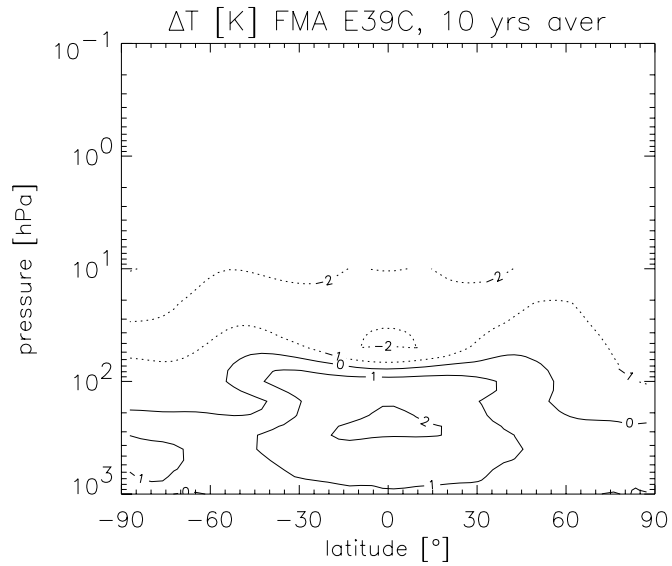
Neue Simulationen und Ergebnisse

- Unterhalb von 10 hPa zeigen alle drei CCMs ein konsistentes Verhalten.
- Diese Ergebnisse deuten auf eine Verzögerung in der Erholung der Ozonschicht in der antarktischen unteren Stratosphäre durch eine "intensivierte" heterogene Chemie, die durch niedrigere Temperaturen in der polaren unteren Stratosphäre verursacht ist.
- Die Änderungen in der arktischen unteren Stratosphäre sind statistisch nicht signifikant.

Neue Simulationen und Ergebnisse

- Interessanterweise zeigen alle Modelle in der tropischen unteren Stratosphäre für den Referenzlauf deutlich weniger Ozon, was möglicherweise auf ein verstärktes Aufsteigen von Luftmassen in den Tropen (intensivierte Brewer-Dobson Zirkulation) in der Referenzsimulation hindeutet (siehe Abbildung und spätere Diskussion).

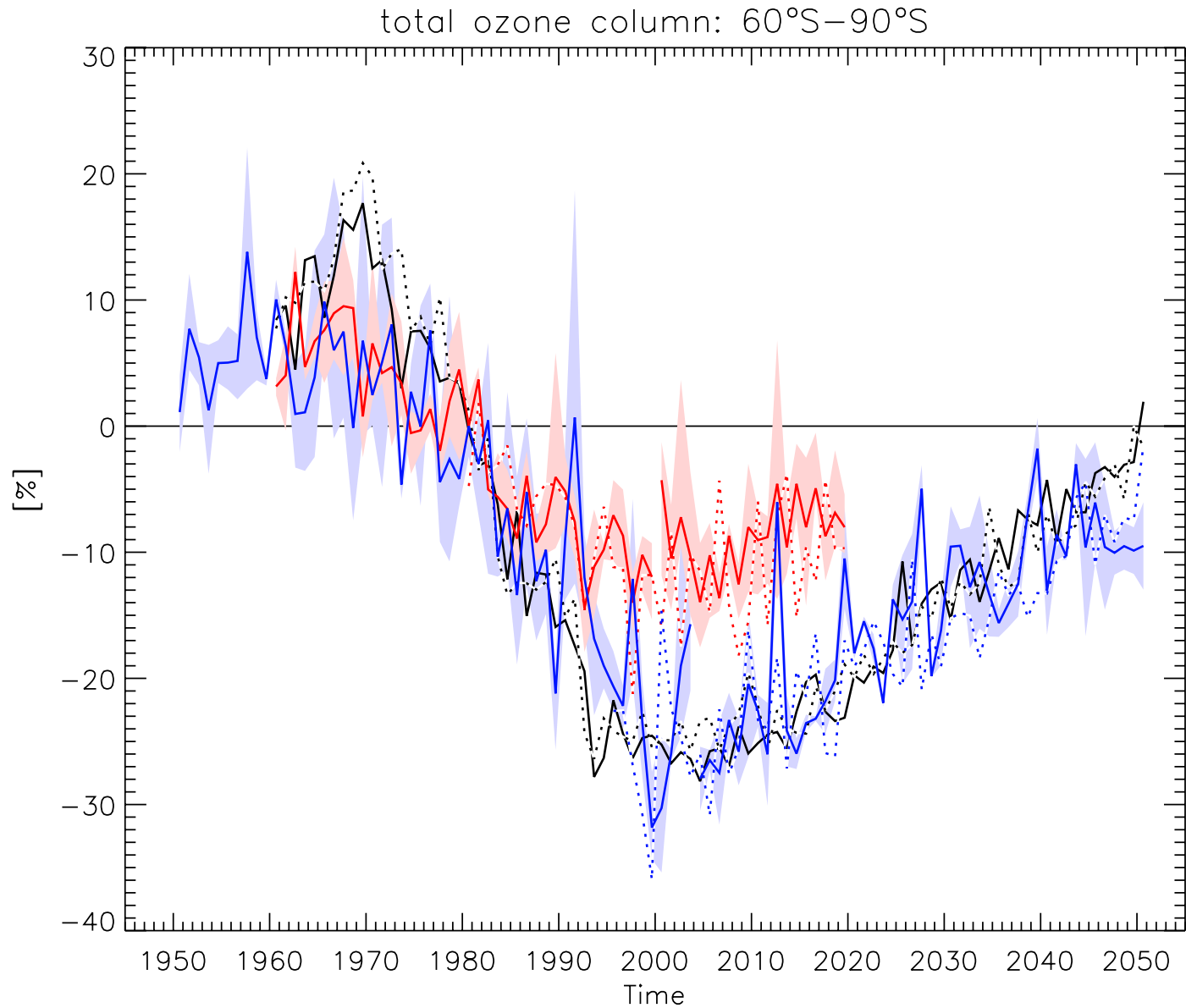
Neue Simulationen und Ergebnisse



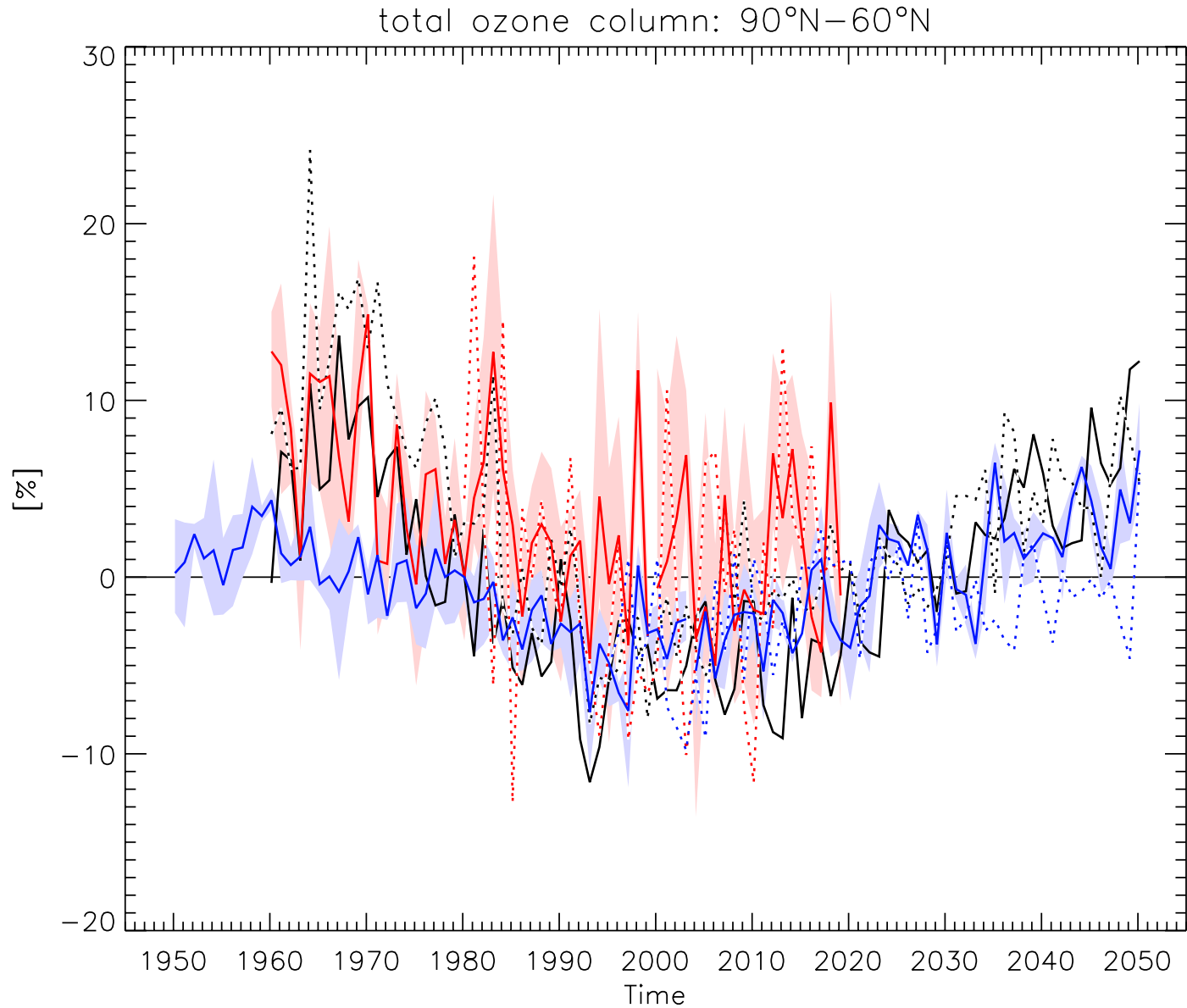
Neue Simulationen und Ergebnisse

- Qualitativ ist die Entwicklung der Gesamtozonsäule und der Temperatur in der unteren Stratosphäre (hier 50 hPa) in den Polregionen (60° - 90°) sehr ähnlich in den Referenz- und NCC-Simulationen (siehe nächste beiden Abbildungen).

Neue Simulationen und Ergebnisse



Neue Simulationen und Ergebnisse



Neue Simulationen und Ergebnisse

- Die Ergebnisse scheinen anzudeuten, dass der Gesamteinfluss veränderter Konzentrationen gut durchmischter Treibhausgase und der SSTs auf die Ozongesamtsäule in der arktischen Stratosphäre möglicherweise etwas größer ist, als in der antarktischen Stratosphäre.
- Unterschiede in der Ozongesamtsäule, die aus den Ergebnissen der Referenz- und NCC-Simulationen abgeleitet wurden, sind in der polaren Südhemisphäre nicht offensichtlich.
- Die Ergebnisse des WACCM Modells deuten darauf hin, dass in der polaren Nordhemisphäre nach dem Jahr 2020 die Ozongesamtsäule im Referenzlauf systematisch höher sind .

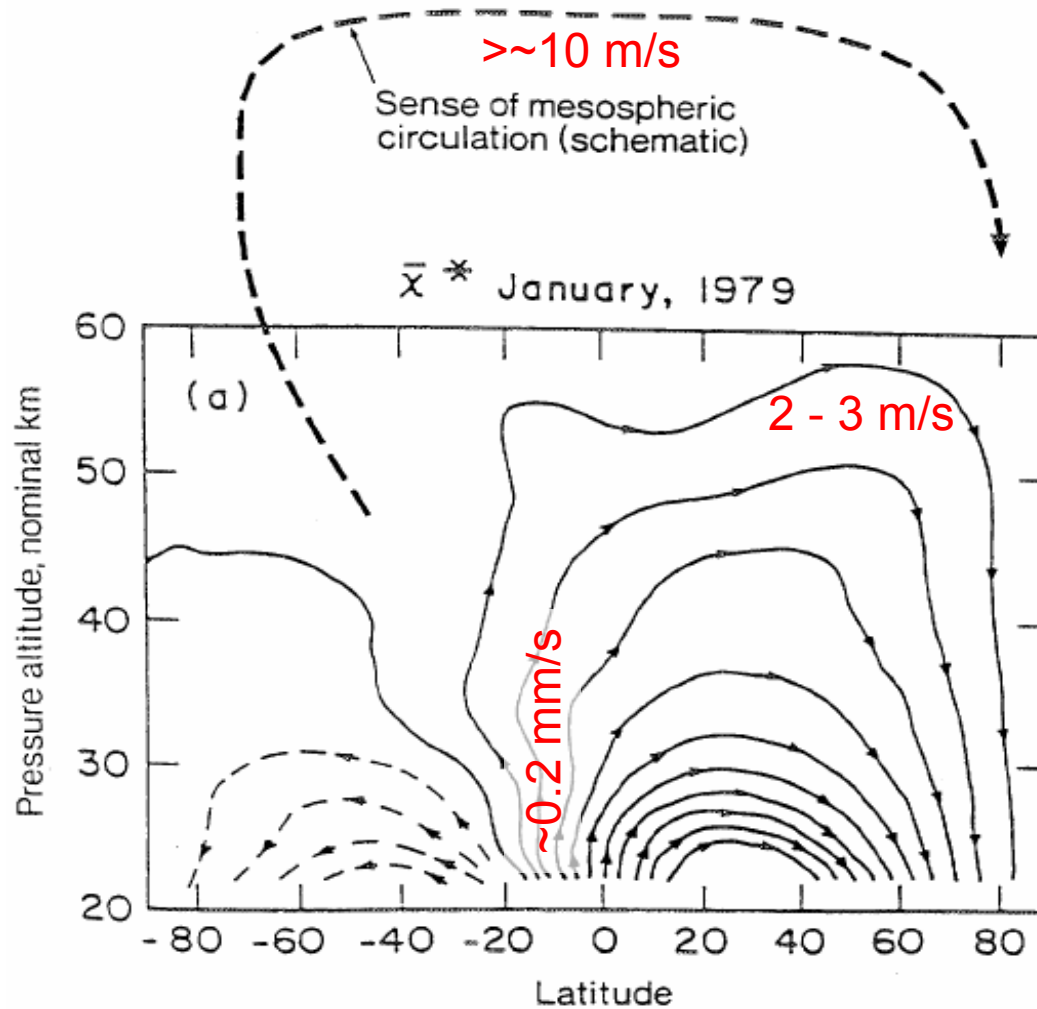
Neue Simulationen und Ergebnisse

- Somit bleibt festzuhalten, dass niedrigere Temperaturen in den Ozonverlustregionen der hohen Breiten (= polare untere Stratosphäre) einen entgegengesetzten Effekt haben als niedrigere Temperaturen in den Ozonproduktionsregionen in den Tropen.
- Nichtsdestotrotz kann es sein, dass in der nördlichen Hemisphäre der Transport ozonreicherer Luftmassen in hohe Breiten durch eine verstärkte Brewer-Dobson Zirkulation über den Effekt erhöhter Br/Cl Katalyse von Ozon in der Polregion dominiert.

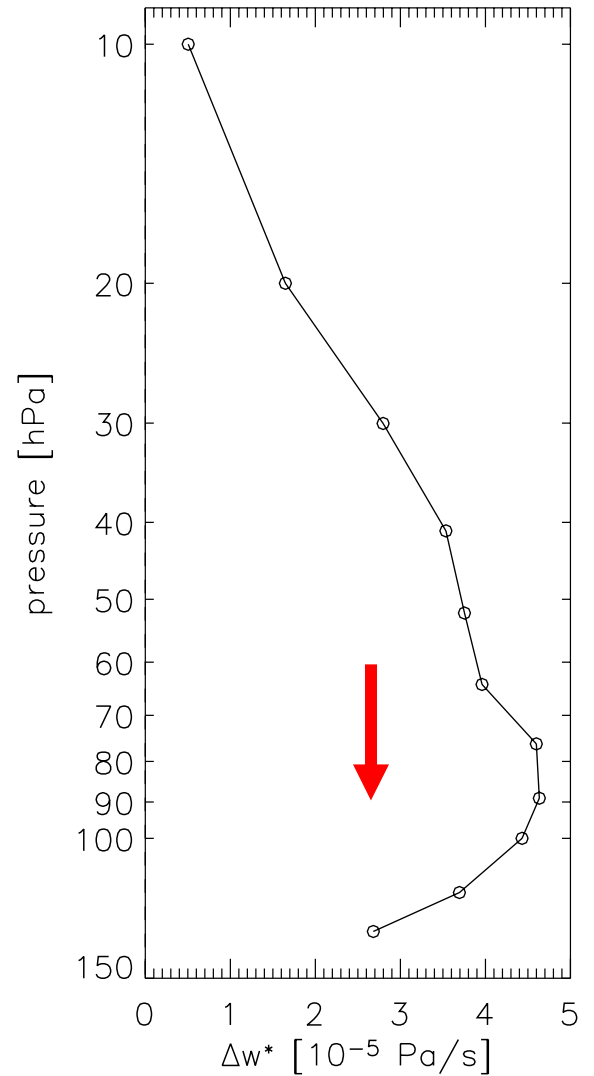
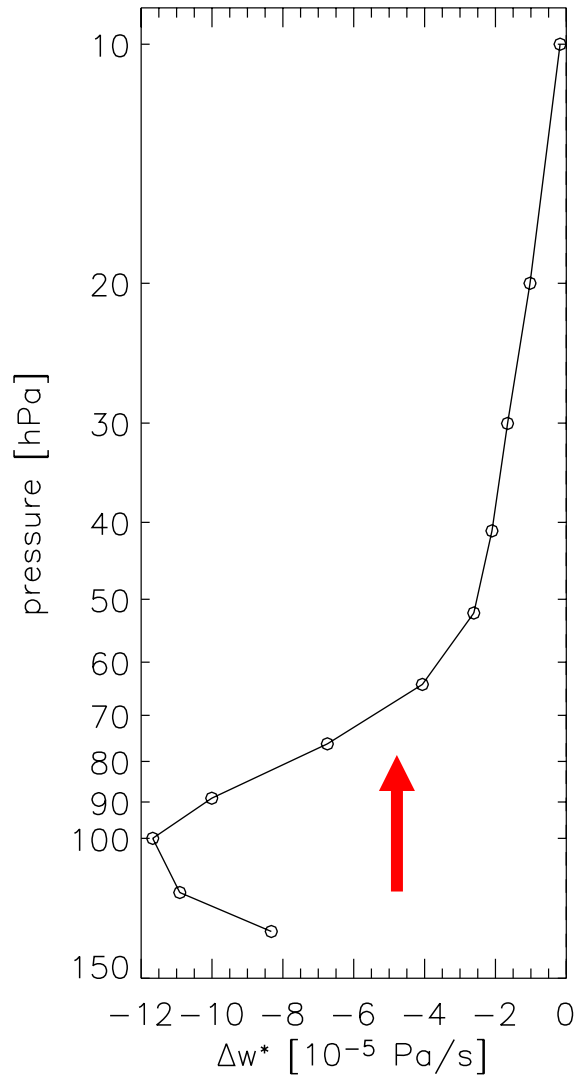
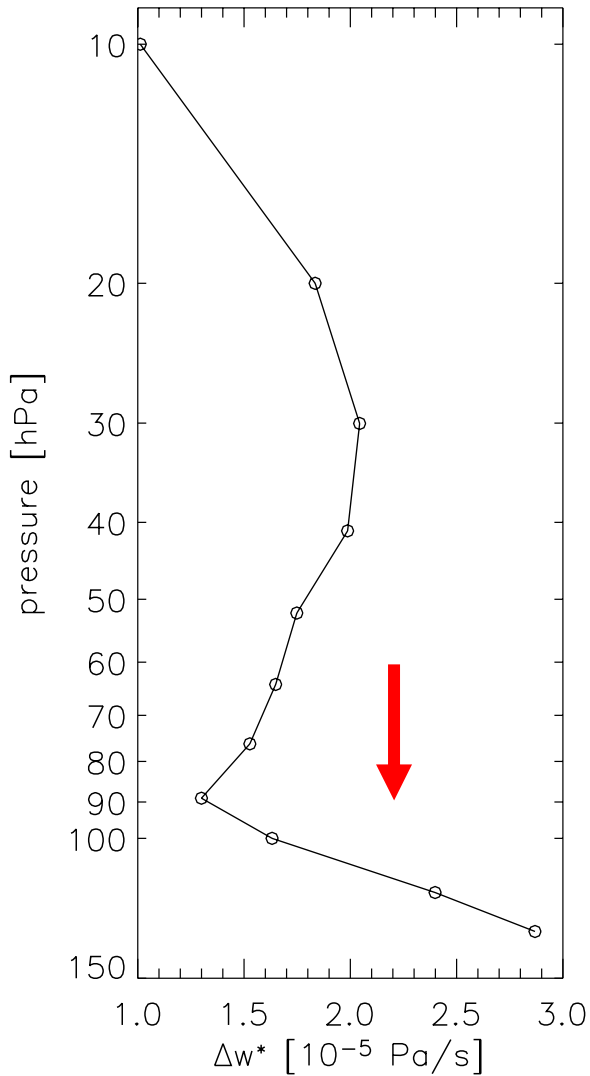
Interpretation und Erklärungsversuche

- ✓ CCMs zeigen in konsistenter Weise, dass die Erholung der Ozonschicht in einigen Regionen schneller von statten geht, wenn die Stratosphärentemperatur weiter sinkt; dies gilt nicht für die Polregionen.
- ✓ Dort führen niedrigere Temperaturen zu einer stärkeren Bildung von polaren Stratosphärenwolken (PSCs).
- ⇒ Die Erholung der Ozonschicht verläuft möglicherweise regional unterschiedlich. Sie ist keine simple Umkehrung des Abbaus.
- ✓ Die modellierte Intensivierung des Aufsteigens von Luftmassen in der tropischen unteren Stratosphäre (GCMs, Klimamodelle, CCMs) ist ein deutliches Indiz für eine veränderte Zirkulation.
- ? Bis heute sind die Gründe und Mechanismen unbekannt, die diese Veränderungen verursachen.

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

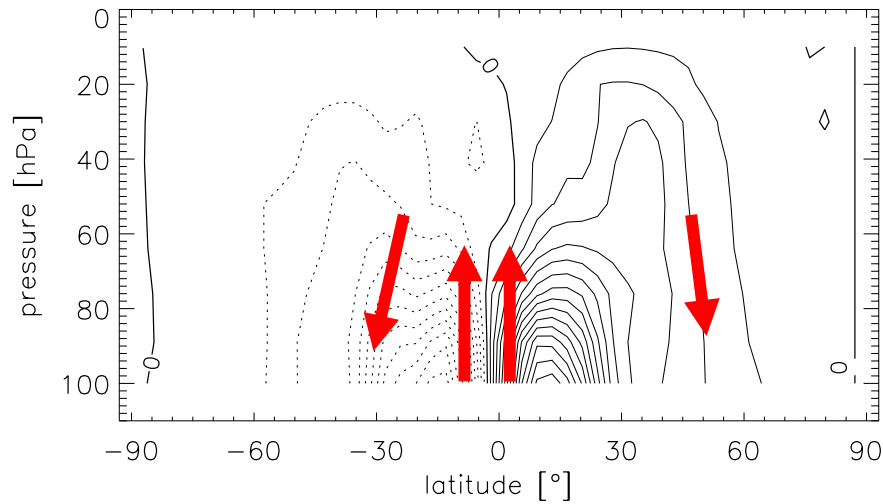


Einfluss des Klimawandels auf die B-DZ (REF-NCC)

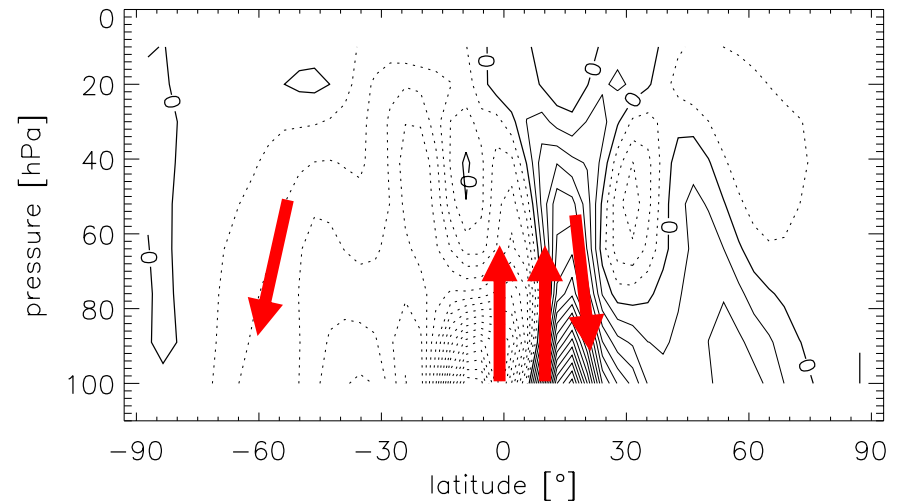


Änderung des Massenflusses durch die mittlere residuale Meridionalzirkulation (REF-NCC)

Dezember/Januar



Juli/August



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:

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

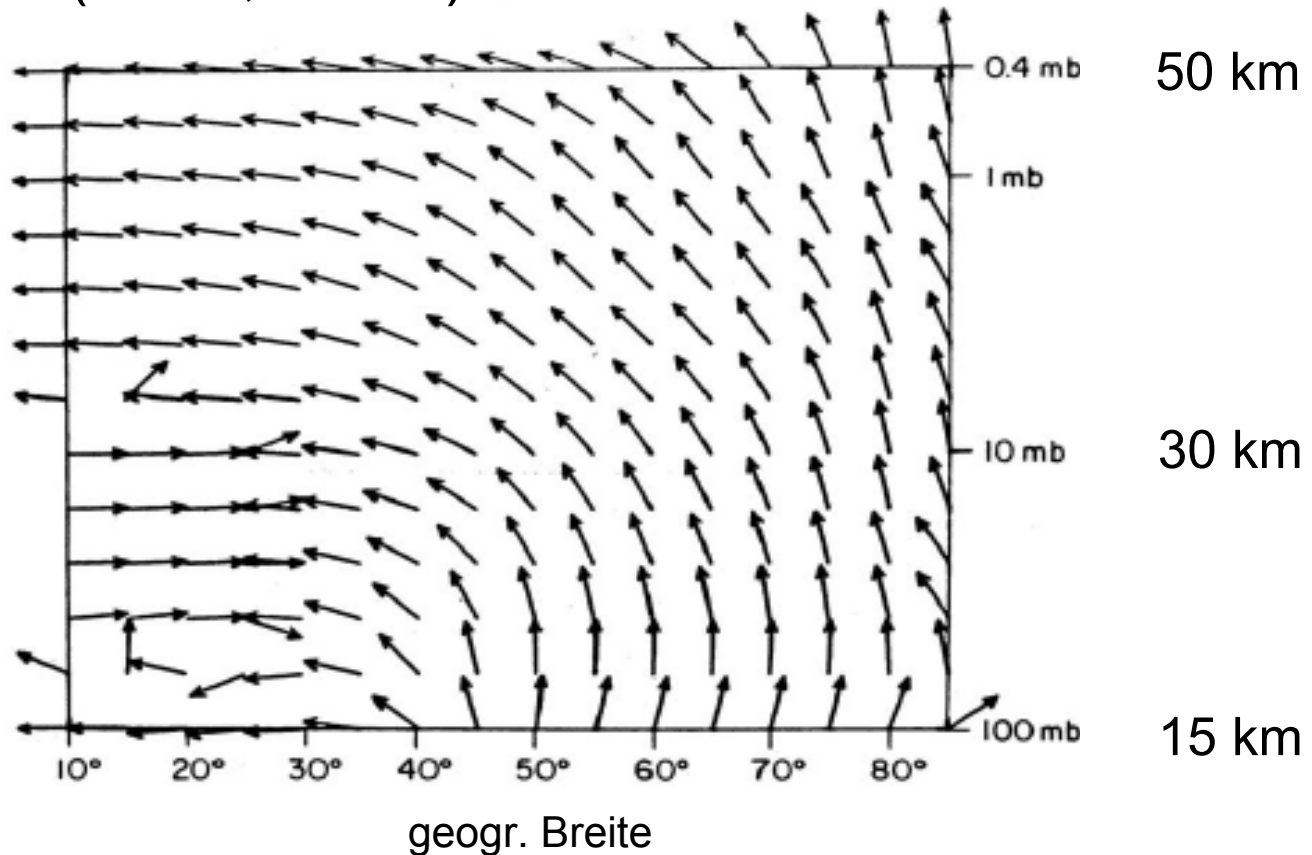
$$F_z = \rho_0 a \cos\varphi f [v'\theta'] / \partial[\theta]/\partial z$$

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

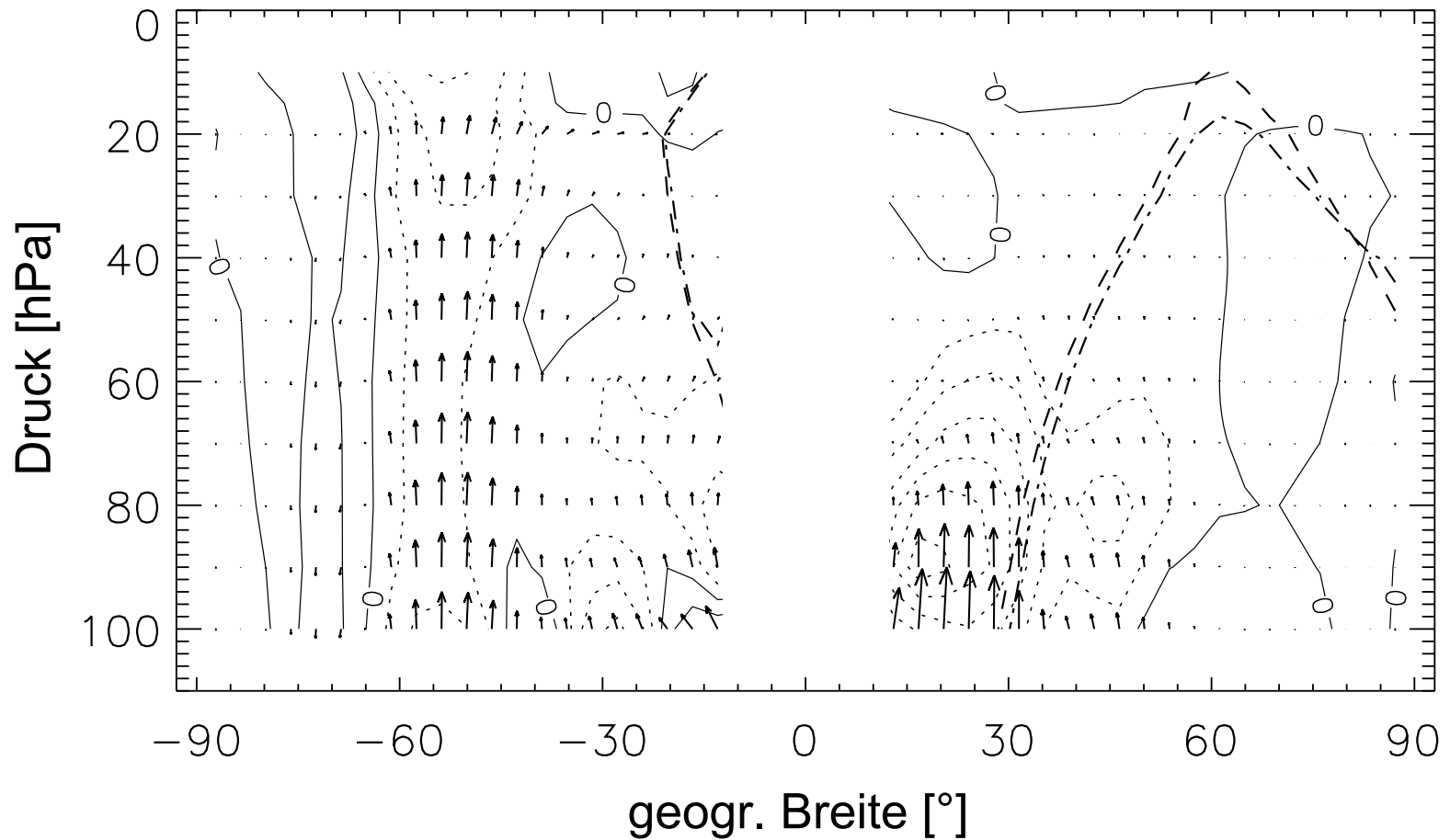
Die EP-Flüsse sind ein Maß für den Transfer von Wellenenergie von einem Ort (Höhe, Breite) zu einem anderen Ort.



Nordhemisphäre, Januar, 4-Jahresmittel

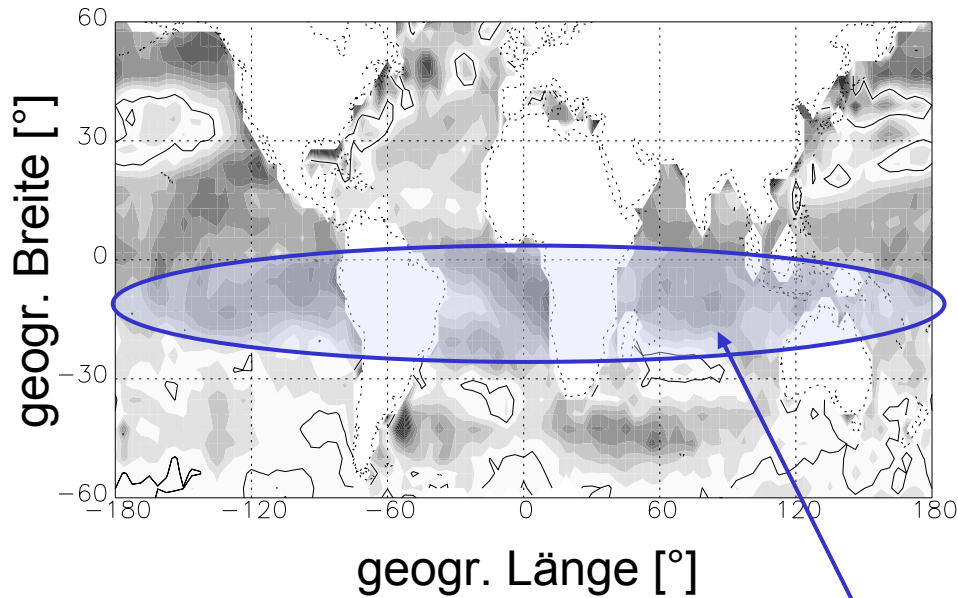
Einfluss des Klimawandels auf die B-DZ (REF-NCC)

Änderung der Wellenaktivität im Juli/August

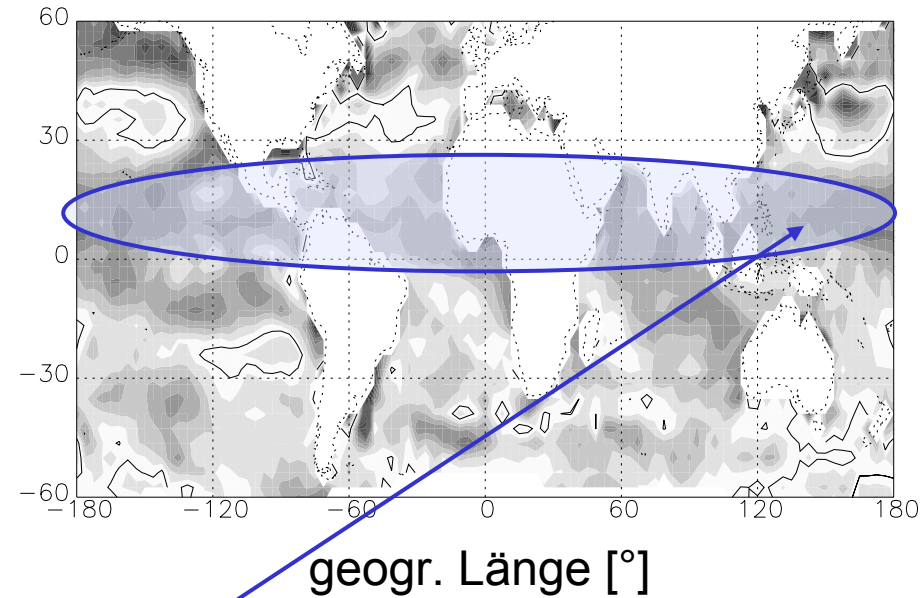


Änderung der Meeresoberflächentemperatur, SST (REF-NCC)

Änderung der SST im Dezember/Januar



Änderung der SST im Juli/August

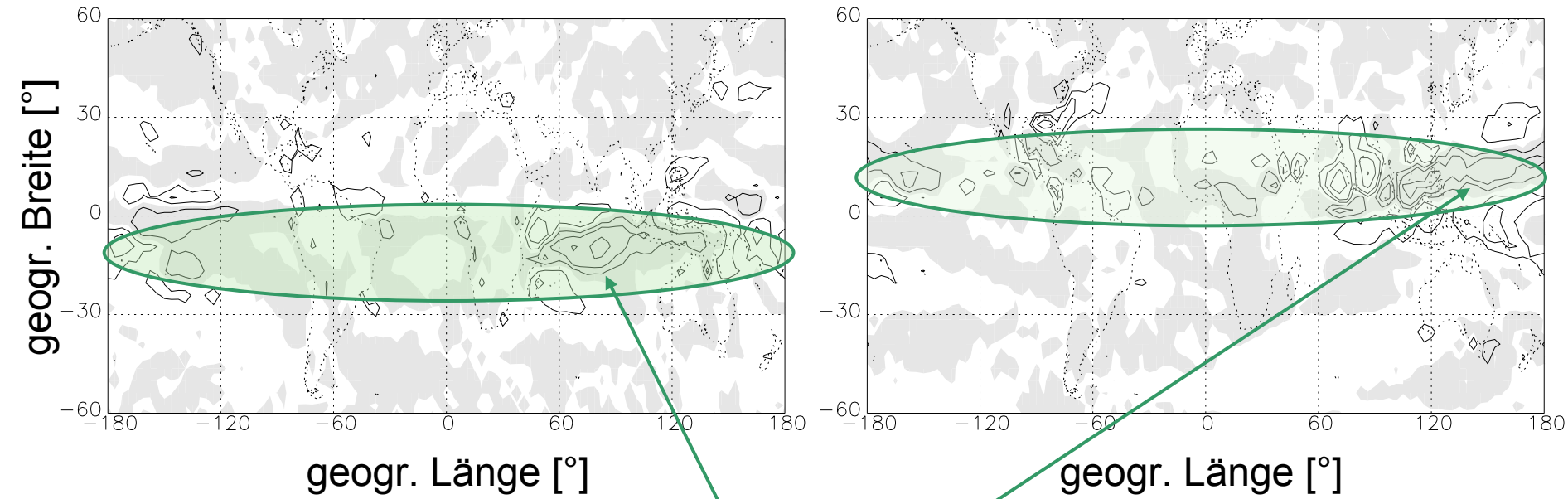


$$\Delta(\text{SST})_{\text{max}} \approx +1^{\circ}\text{C}$$

Änderung des konvektiven Niederschlags (REF-NCC)

Dezember/Januar

Juli/August



$$\Delta(\text{konvektiver Niederschlag})_{\text{max}} \approx +7\%$$

Zusammenfassung

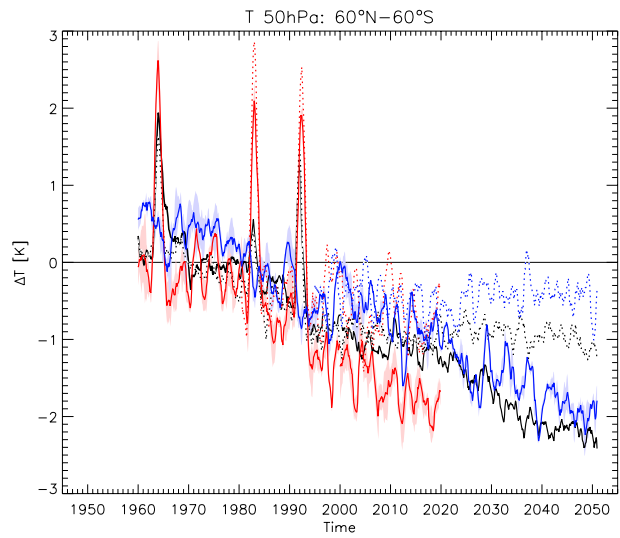
- ✓ Die vorgeschriebenen tropischen Meeresoberflächentemperaturen sind in der jeweiligen Sommerhemisphäre in REF regional um bis zu 1°C höher als in NCC.
- ✓ Dort ist der **konvektive Niederschlag** deutlich **erhöht**.
- ✓ Dies erzeugt eine **verstärkte Freisetzung latenter Wärme** und führt im Folgenden zu einer **gesteigerten Anregung von stationären Wellen** und einem **verstärktem Aufsteigen von Luftmassen** in der tropischen oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre.
- ✓ Noch ist nicht klar, ob die Änderungen in der außertropischen Wellenaktivität damit direkt im Zusammenhang stehen, oder ob diese ihre Ursachen in den mittleren Breiten haben.

Stand des Wissens

- ✓ Prognostische Modellstudien zeigen, dass sich in der Zukunft die thermische Struktur sowie die Zirkulation der Troposphäre und Stratosphäre deutlich verändern werden.
- ? Die Ursachen und Mechanismen, die diese Veränderungen bewirken, sind bislang kaum untersucht und verstanden.
- ? Die Auswirkungen dieser Veränderungen auf
 - die Kopplung der beiden Atmosphärenschichten,
 - den Transport und die Verteilung von Spurengasen und
 - die chemische Zusammensetzung der Atmosphäresind aufgrund der verschiedenen Rückkopplungsmechanismen vielfach unklar.

Forschungsziele

- ★ Identifizierung und Quantifizierung der Auswirkungen troposphärischer Veränderungen auf die Stratosphäre.
- ★ Detaillierte Untersuchung der Kopplungsprozesse von Troposphäre und Stratosphäre in einem sich ändernden Klima.
- ★ Bestimmung der Einflüsse stratosphärischer Veränderungen (Dynamik und Chemie) auf das Klimasystem.
- ★ Verbesserung langfristiger (saisonaler) Wettervorhersagen durch die Berücksichtigung stratosphärischer Prozesse.



Ende Kapitel 14