

Transportprozesse in der Tropischen Tropopausenschicht im Nordhemisphärischen Winter mit ERA-Interim Assimilationsdaten

Diplomarbeit
von
Anika Geib

Kiel, November 2010



Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
erstellt am Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
Forschungsbereich 1
- Maritime Meteorologie -

Zusammenfassung

Ziel dieser Diplomarbeit ist die Untersuchung von Transportprozessen in der Tropischen Tropopausenschicht im Nordhemisphärischen Winter. Zum einen erfolgt ein Vergleich der Datensätze ERA-Interim und ERA-40 im Bereich der Tropischen Tropopausenschicht ("Tropical Tropopause Layer", TTL) im borealen Winter in Hinblick auf Temperatur, vertikale Windgeschwindigkeit und All-Sky-Heizrate; zum anderen eine Untersuchung der Auswirkungen verschiedener Antriebsarten (vertikale Windgeschwindigkeit, Clear-Sky-Heizrate, All-Sky-Heizrate und Totale Heizrate) in der Trajektorienberechnung im selben Bereich und Zeitraum. Augenmerk liegt dabei auf der Temperatur der Trajektorien sowie deren Verweildauern zwischen unterschiedlichen Isentropen.

ERA-Interim-Temperaturen sind im Bereich der Tropopause tiefer als die von ERA-40. Heizraten und Vertikalwinde nehmen ebenfalls keine so großen Werte an, darüber hinaus zeigen die ERA-Interim-Vertikalgeschwindigkeiten eine realistischere Entwicklung mit der Höhe.

Clear-Sky-Heizraten liefern die kältesten Trajektorien, im Bereich des maritimen Kontinents werden im Mittel 183K unterschritten, sie sind jedoch ungeeignet, Berechnungen unterhalb von ca. 365K potentieller Temperatur durchzuführen. All-Sky-Heizrate und Totale Heizrate liefern ähnliche Ergebnisse, sowohl bei der Minimumtemperatur (<184K) als auch in der Verweildauer (ca. 1 Tag Unterschied zwischen 360K und 400K). Vertikalwindgetriebene Trajektorien sind wiederum wärmer. Zudem passieren im Vergleich sehr wenige dieser Trajektorien die TTL.

Vertikalwindgetriebene Trajektorien sind im allgemeinen schlecht für eine wirklichkeitsnahe Modellierung geeignet. Clear-Sky-Heizraten liefern recht gute Ergebnisse oberhalb von 370K. In tieferen Schichten ist die Betrachtung der All-Sky- oder Totalen Heizrate notwendig.

Abstract

The aim of this diploma thesis is to analyse transport processes in the tropical tropopause layer (TTL) in northern hemisphere winter. The data sets ERA-Interim and ERA-40 are compared in the band of the TTL during boreal winter regarding temperature, vertical velocity and all sky heating rates. In a second part, the impact of different forcing types on calculating trajectories is investigated in reference to trajectory temperatures and residence times between different levels of potential temperature.

In the tropopause, ERA-Interim temperatures are lower than those from ERA-40. Heating rates and vertical velocities are of much smaller values, too. Additionally, the vertical profile of ERA-Interim vertical velocities is more realistic.

Clear sky heating rates result in the coldest trajectories in this thesis, around the maritime continent are minimum temperatures below 183K. These heating rates are yet inapplicable to calculate trajectories below the potential temperature of 365K. All sky heating rates and total heating rates provide similar trajectories, regarding temperature (<184K near the maritime continent) as well as residence time (about one day difference between 360K and 400K). Vertical-wind-forced trajectories are still warmer. Furthermore, in comparison between the types of forcing, by far the fewest trajectories calculated using vertical wind speed actually passed the TTL.

Generally, trajectories driven by vertical winds are ill-suited for a realistic modelling. Clear sky heating rates give good results above 370K. In lower layers, the analysis of all-sky- or total heating rate is required.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung.....	4
2 Grundlagen.....	5
2.1 Der vertikale Aufbau der Atmosphäre.....	5
2.2 Höhengalen.....	6
2.3 Die tropische Tropopause.....	6
2.3.1 Definition der Tropopause.....	6
2.3.2 Die tropische Tropopausenschicht.....	8
3 Modell und Daten.....	10
3.1 ECMWF Reanalysedatensätze ERA-40 und ERA-Interim.....	10
3.2 Trajektorienmodell.....	11
4 Eulersche Betrachtung.....	12
4.1 Klimatologie der TTL.....	12
4.2 Fallstudie: Winter 2001/2002.....	20
5 Lagrangesche Auswertung.....	27
5.1 Fallstudie: Winter 2001/2002.....	27
5.2 Klimatologie.....	33
6 Zusammenfassung.....	37
Anhang A: Ergänzende Abbildung zu Kapitel 5.2.....	38
Abkürzungen und Indizes.....	39
Literaturverzeichnis.....	40
Danksagung.....	43
Erklärung.....	44

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1: Aufbau der Atmosphäre (Häckel, 1993).....	5
Abbildung 2.2: Wolkenprozesse und zonal gemittelte Zirkulation.....	7
Abbildung 2.3: Jahresgang der Temperaturen in der und um die TTL.....	8
Abbildung 4.1: Klimatologie der ERA-40-CPT-Temperatur.....	12
Abbildung 4.2: Klimatologie der ERA-Interim-CPT-Temperatur.....	13
Abbildung 4.3: Klimatologie der ERA-Interim All-Sky-Heizrate.....	14
Abbildung 4.4: Klimatologie der ERA-40-Vertikalwinde.....	15
Abbildung 4.5: Klimatologie der ERA-Interim-Vertikalwinde.....	17
Abbildung 4.6: Höhenprofil Heizrate – Klimatologie.....	18
Abbildung 4.7: Höhenprofil Vertikalwind – Klimatologie.....	19
Abbildung 4.8: ERA-40-CPT-Temperatur DJF 2001/02.....	20
Abbildung 4.9: ERA-Interim-CPT-Temperatur DJF 2001/02.....	20
Abbildung 4.10: ERA-40 All-Sky-Heizrate DJF 2001/02.....	21
Abbildung 4.11: ERA-Interim All-Sky-Heizrate DJF 2001/02.....	22
Abbildung 4.12: ERA-40-Vertikalwinde DJF 2001/02.....	23
Abbildung 4.13: ERA-Interim Vertikalwinde.....	24
Abbildung 4.14: Vertikalwind-Höhenprofile DJF 2001/02.....	25
Abbildung 4.15: Heizratenhöhenprofile DJF 2001/02.....	26
Abbildung 5.1: Lagrangescher Kaltpunkt Winter 2001/02 (Vertikalwindgetrieben).....	27
Abbildung 5.2: Lagrangescher Kaltpunkt Winter 2001/02 (Clear-Sky-Heizratengetrieben).....	28
Abbildung 5.3: Lagrangescher Kaltpunkt Winter 2001/02 (All-Sky-Heizratengetrieben).....	28
Abbildung 5.4: Lagrangescher Kaltpunkt Winter 2001/02 (Total-Sky-Heizratengetrieben).....	28
Abbildung 5.5: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 2001/02 (Vertikalwindgetrieben).....	29
Abbildung 5.6: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 2001/02 (Clear-Sky-Heizratengetrieben).....	29
Abbildung 5.7: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 2001/02 (All-Sky-Heizratengetrieben).....	30
Abbildung 5.8: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 2001/02 (Total-Heizratengetrieben).....	30
Abbildung 5.9: Verweildauerverteilung.....	32
Abbildung 5.10: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 1989/90-2008/09 (Vertikalwindgetrieben)	33
Abbildung 5.11: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 1989/90-2008/09 (Clear-Sky- Heizratengetrieben).....	33
Abbildung 5.12: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 1989/90-2008/09 (All-Sky- Heizratengetrieben).....	34
Abbildung 5.13: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 1989/90-2008/09 (Total- Heizratengetrieben).....	34
Abbildung 5.14: Zeitserie der tropisch gemittelten Verweildauern der Winter 1989/90-2008/09.....	35

1 Einleitung

Die Tropische Tropopausenschicht fungiert als Tor zur Stratosphäre. Von unten werden Luftmassen durch Konvektion in ihren Bereich angehoben, darüber durch Strahlungserwärmung weiter nach oben transportiert (Gettelman et al., 2004). Diese Luftmassen enthalten Stoffe, welche die stratosphärische Chemie beeinflussen, wie z.B. Wasserdampf oder kurzlebige Spurenstoffe ("very short lived substances", VSLS), denen eine große Rolle beim stratosphärischen Ozonabbau zugeschrieben wird (WMO, 2007). Fueglistaler und Haynes (2005) konnten zeigen, dass die Schwankungen im Stratosphärischen Wasserdampfgehalt konsistent mit der Temperaturgeschichte von Luftpaketen ist. Ebenso hängt der Gehalt an VSLS beim Eintritt in die Stratosphäre von der Dauer der Reise dorthin ab.

Die vorliegende Diplomarbeit untersucht den vertikalen Transport in den Tropen, zum einen in Hinblick darauf, wie sich die ECMWF-Reanalysedatensätze ERA-40 und ERA-Interim unterscheiden, zum Anderen, wie sensibel die Verweildauern und Temperaturgeschichten der eingetragenen Luftmassen auf unterschiedliche Antriebsarten (vertikale Windgeschwindigkeiten und verschiedene Heizraten) reagieren.

Hierzu werden in Kapitel 2 zunächst die nötigen Grundlagen erklärt, eine Beschreibung der Datensätze und des verwendeten Modells erfolgt in Kapitel 3. Abschnitt 4 widmet sich dem Vergleich der Datensätze ERA-40 und ERA-Interim, bevor in Kapitel 5 auf verschiedenen ERA-Interim-Größen basierende Trajektorien ausgewertet werden. Zum Schluss erfolgt in Abschnitt 6 ein Überblick über die Ergebnisse und ein Ausblick.

2 Grundlagen

2.1 Der vertikale Aufbau der Atmosphäre

Der vertikale Aufbau der Atmosphäre ist durch ein charakteristisches Temperaturprofil bestimmt. (vgl. Abbildung 2.1)

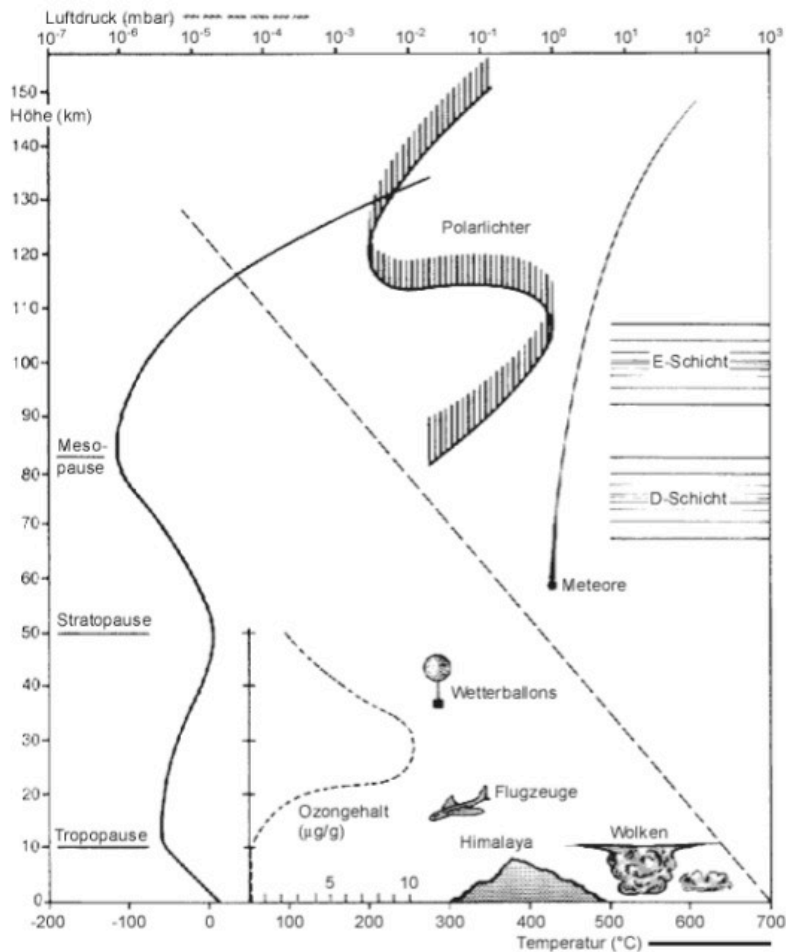


Abbildung 2.1: Aufbau der Atmosphäre (Häckel, 1993)

In der Troposphäre, der untersten Atmosphärenschicht, herrscht ein negativer Temperaturgradient. Hier findet das Wettergeschehen statt. In einer Höhe von ca. 8 km an den Polen bis ca. 16 km über dem Äquator wird der Temperaturgradient positiv; die Troposphäre geht in die Stratosphäre über. Dieser Übergangsbereich heißt Tropopause und ist Gegenstand dieser Arbeit.

Die Temperaturzunahme mit der Höhe in der Stratosphäre liegt an der hohen Ozonkonzentration und der Strahlungsabsorption durch selbiges. In etwa 50 km Höhe liegt die Stratopause, ein Temperaturmaximum. Dieses liegt im globalen Mittel bei -3°C , am Winterpol bei -24°C und am Sommerpol bei $+12^{\circ}\text{C}$ (Kraus, 2004).

2.1 Der vertikale Aufbau der Atmosphäre

In der darüberliegenden Mesosphäre sinkt die Temperatur wieder ab, bis sie in etwa 85km Höhe in der Mesopause mit unter -100°C ihr absolutes Minimum der atmosphärischen Luftsäule erreicht. Die Mesopause kennzeichnet gleichzeitig das Ende der Homosphäre, in der die Zusammensetzung der trockenen Luft sowie die molare Masse derselben als konstant angenommen werden dürfen.

An die Mesopause schließen sich Thermosphäre und Exosphäre an, die durch sehr hohe Temperaturen bei extrem niedrigem Druck gekennzeichnet sind. Diese kommen durch Absorption kurzweiliger Strahlung durch Sauerstoff zustande.

2.2 Höhengskalen

Alternativ zur geometrischen Höhe kann jede Größe, die sich streng monoton mit dieser ändert, als Höhengskala benutzt werden. Dies trifft z.B. auf den Druck zu, für Bereiche stabiler Schichtung aber auch auf die potentielle Temperatur. Stabil ist eine Schichtung genau dann, wenn der Temperaturgradient größer ist als der feuchtadiabatische Temperaturgradient, insbesondere also in Bereichen, in denen die Temperatur mit der Höhe zunimmt, so wie in der Stratosphäre. Eine Zuordnung dieser drei Höhengskalen zueinander ist aus Abbildung 2.2 ersichtlich.

Wird ein solches alternatives Höhenbezugssystem gewählt, ist es zweckmäßig, auch die vertikalen Geschwindigkeiten in diesem System anzugeben. Im Fall der potentiellen Temperatur heißt diese Geschwindigkeit Heizrate (Q) und wird in $\text{K}/\text{Zeiteinheit}$ angegeben.

Absorbiert oder emittiert ein Luftpaket Energie (z.B. in Form von Strahlung), so wird es dadurch aufgeheizt oder abgekühlt. Durch die dann bestehenden Dichteunterschiede zur Umgebung steigt oder sinkt es, bis es wieder dieselbe potentielle Temperatur – und damit auch dieselbe in-situ-Temperatur – hat wie seine Umgebung. Die dabei zurückgelegte vertikale Strecke lässt sich in der Skala "potentielle Temperatur" ausdrücken und auf die dafür benötigte Zeit beziehen – somit handelt es sich um eine Geschwindigkeit. Aufgrund der beim Aufstieg auftretenden adiabatischen Temperaturänderung kann die tatsächlich messbare in-situ-Temperatur bei positiver Heizrate durchaus sinken (und umgekehrt).

2.3 Die tropische Tropopause

Diese Arbeit behandelt die tropische Tropopause. Wie weiter oben angedeutet, grenzt die Tropopause die angrenzenden Schichten Troposphäre und Stratosphäre gegeneinander ab und ist durch eine Umkehrung des Temperaturprofils gekennzeichnet. Sie ist jedoch keine harte, eindeutig gekennzeichnete Trennfläche sondern ihrerseits eine atmosphärische Schicht.

2.3.1 Definition der Tropopause

Die Definition der Tropopause kann anhand verschiedener Kriterien erfolgen. Welche die zweckmäßigste ist, hängt außer von der Fragestellung von der betrachteten Region ab. So existieren beispielsweise Tropopausendefinitionen anhand des Ozongehalts oder des 100hPa-Druckniveaus, die jedoch nur für die Extratropen geeignet sind. In den Tropen sind die im folgenden beschriebenen Definitionen anhand des Temperaturgradienten oder anhand der Temperatur am gebräuchlichsten.

2.3 Die tropische Tropopause

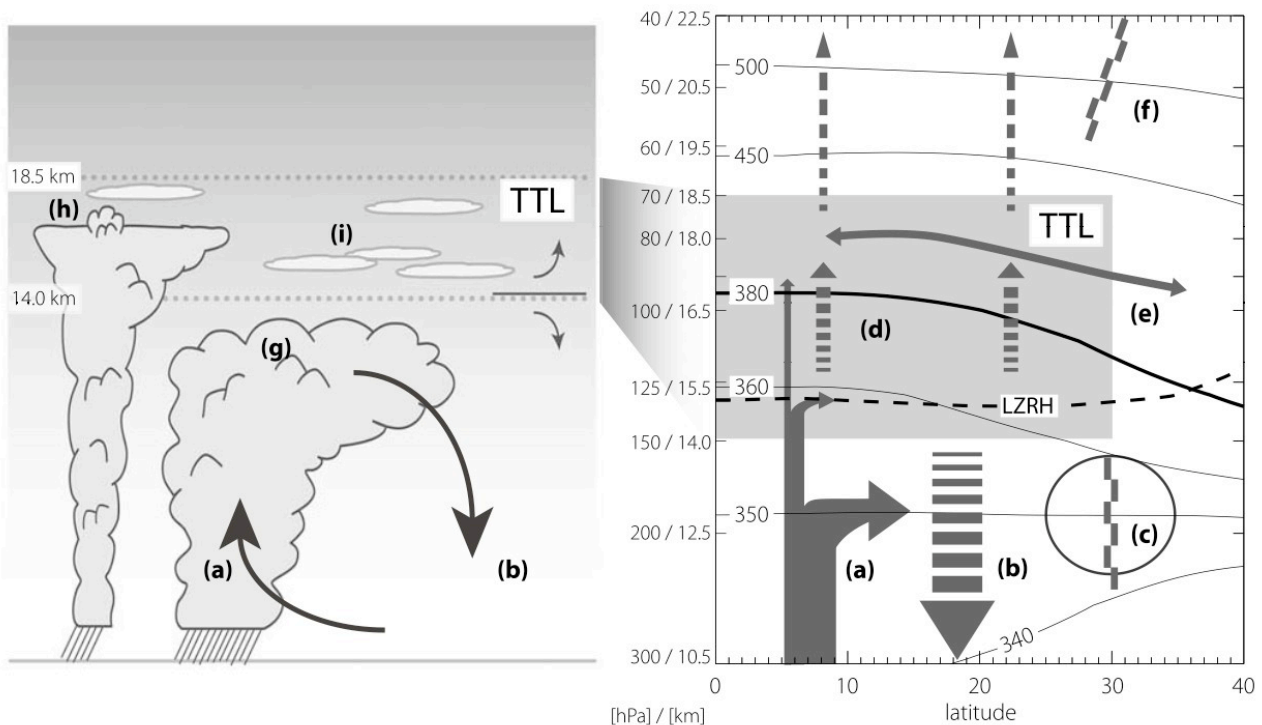


Abbildung 2.2: Wolkenprozesse und zonal gemittelte Zirkulation

Links: Wolkenprozesse und Transport, rechts: zonal gemittelte Zirkulation. Pfeile zeigen Zirkulation an, die schwarzgestrichelte Linie entspricht dem Niveau ausgeglichener Clear-Sky-Strahlungsbilanz LZRH, die schwarzen Linien repräsentieren Isentropen (Linien gleicher potentieller Temperatur). Bedeutung der Buchstaben: (a) tiefe Konvektion, (b) Strahlungskühlen, (c) Subtropenjets; diese wirken als Transportbarrieren, (d) Strahlungsheizungen, (e) schneller Tracermeridionaltransport und Durchmischung, (f) Grenzen des "tropischen Kamins"; relative Isolation der Tropen bei guter Durchmischung über den Extratropen, (g) Konvektionswolke, (h) überschießende Konvektion, (i) dünne Zirruswolken großer Ausdehnung. Abbildung basiert auf ERA-40-Daten, die Höhe/Druck/potentielle Temperatur-Zuordnung ist auf halbe Kilometer gerundet. (Fueglistaler et al., 2009)

Die Lapse Rate Tropopause (LRT, "Temperaturgefälle-Tropopause") ist als die unterste Schicht definiert, deren vertikaler Temperaturgradient die Schwelle von -2K/km übersteigt. Um Bodeninversionen nicht fälschlicherweise als LRT zu erkennen, gilt weiterhin, dass in den darüberliegenden 2km dieser Wert nicht unterschritten werden darf. Aus z.B. Radiosondenaufstiegen lässt sich die LRT recht einfach durch Berechnung des Temperaturgradienten bestimmen.

Noch unkomplizierter gestaltet sich die Bestimmung der Cold Point Tropopause (CPT, "Kaltpunkt-tropopause") – es handelt sich um das vertikale Temperaturminimum. In aktuellen, bis hoch in die Mesosphäre reichenden Datensätzen muss gegebenenfalls die Höhe begrenzt werden, um nicht die extrem kalten mesosphärischen Temperaturen als Tropopause zu erkennen; dieses Problem bestand zur Entstehungszeit dieser Definition noch nicht, da Daten nur bis etwa 25km Höhe zur Verfügung standen. Da der maximale Wasserdampfgehalt der in der Stratosphäre ankommenden Luftmassen

2.3 Die tropische Tropopause

maßgeblich von ihrer minimalen Temperatur auf dem Weg dorthin abhängt, wird gleichzeitig mit der CPT auch der Wasserdampfeintrag in die Stratosphäre bestimmt (Gettelman et al., 2002; Randel et al., 2004; Fueglistaler et al., 2005)

2.3.2 Die tropische Tropopausenschicht

Die tropische Tropopausenschicht ("Tropical Tropopause Layer", manchmal auch "Tropical transition Layer", TTL) bildet den Übergang zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre in den Tropen. Highwood und Hoskins (1998) und Folkins et al. (1999) führten sie ein, weil sich herausgestellt hatte, dass der Übergang zwischen troposphärischer und stratosphärischer Charakteristik eher allmählich geschieht.

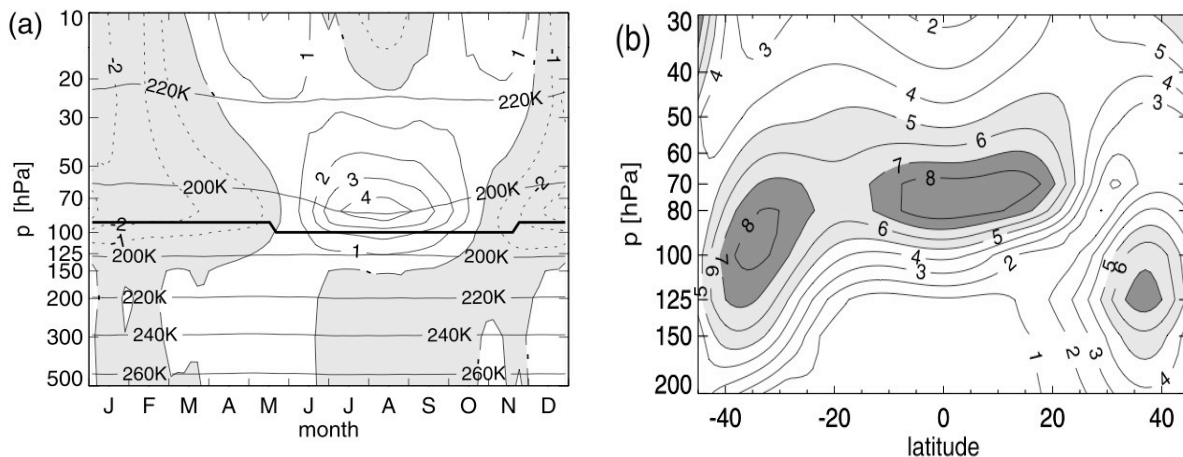


Abbildung 2.3: Jahresgang der Temperaturen in der und um die TTL

(a) Klimatologie des Jahresgangs der von 10°S - 10°N gemittelte Temperatur (schwarze Linien) und Temperaturanomalien vom jahresdurchschnittlichen Temperaturprofil in K (Konturlinien, durchgezogen: positive Werte, gestrichelt und grau hinterlegt: negative Werte). Die dicke schwarze Linie bezeichnet die Lage der CPT

(b) Differenz aus Minimal- und Maximalwert im Jahresgang der zonal gemittelten Temperatur als Konturlinien; Werte über 5K und 7K sind hellgrau bzw. dunkelgrau hinterlegt.

Alle Daten aus ERA-40 (Uppala et al., 2005)

Die TTL ist per Definition der Bereich, in der Eigenschaften beider Atmosphärenschichten vorkommen. Je nach betrachteter atmosphärischer Größe entsteht eine unterschiedliche Grenzenfestlegung. So benutzen Highwood und Hoskins (1998) wie auch Gettelmann und Forster (2002) die Obergrenze des Cumulus-Konvektions-Niveaus als Untergrenze und die CPT als Obergrenze. Vömel et al. (2002) legt die Basis der TTL als das Minimum der relativen Feuchte fest. Sherwood und Dessler (2001) setzen die Grenzen zwischen 150hPa und 50hPa. Fueglistaler et al. (2009) versuchen eine Synthesedefinition mit der Untergrenze bei 150hPa, 355K, 14km und der Obergrenze bei 70hPa, 425K, 18,5km.

2.3 Die tropische Tropopause

Nördlich und südlich wird die TTL durch die Subtropenjets begrenzt. Während diese im unteren Bereich der TTL meridionalen Transport beschränken (Haynes und Shuckburgh, 2000), findet im oberen Bereich schneller meridionaler Austausch und Durchmischung statt (Volk et al., 1996; Minschwaner et al., 1996). Oberhalb der TTL bildet sich der "tropische Kamin" ("tropical pipe"), dort sind die Tropen gegenüber den Extratropen relativ isoliert (Plumb, 1996) (vgl. Abbildung 2.2).

Die Temperatur der TTL besitzt einen ausgeprägten Jahresgang (Abbildung 2.3; Hashiguchi et al., 2006). Am kältesten ist sie im nordhemisphärischen (NH-)Winter, da dann die Brewer-Dobson-Zirkulation, eine stratosphärische Meridionalzirkulation, besonders stark ist und starke tropische Aufstiege verursacht, was laut Kim und Dessler (2004) zu kälteren Tropopausentemperaturen führt. Durch diesen im NH-Winter viel höheren Luftmasseneintrag in die Stratosphäre ist diese vor allem durch die Charakteristik der winterlichen Luftmassen geprägt. Daher werden in dieser Arbeit jeweils die Wintermonate Dezember, Januar und Februar (DJF) untersucht.

3 Modell und Daten

3.1 ECMWF Reanalysedatensätze ERA-40 und ERA-Interim

Die vorliegende Arbeit basiert auf zwei Reanalysedatensätzen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage ("European Centre of Medium range Weather Forecast", ECMWF): ERA-Interim (ECMWF Reanalyse seit 1989) und ERA-40 ("ECMWF Reanalyse, 40 Jahre", jedoch tatsächlich 45 Jahre lang).

Reanalysedatensätze zeichnen sich dadurch aus, dass für den gesamten verfügbaren Zeitraum dasselbe Modell zur Berechnung verwendet wird. Bei operationellen Daten ist dies nicht der Fall. Trotzdem ist die Güte der zur Verfügung stehenden Daten nicht automatisch konstant, da z.B. neue Beobachtungsmethoden mehr oder andere/bessere Eingangsdaten liefern. Dies war beispielsweise in den frühen 1970er Jahren der Fall, als Flugzeugbeobachtungen häufiger wurden und außerdem Satellitendaten die bisherigen Beobachtungsdaten von Bodenstationen, Schiffsmeldungen und Ballonaufstiegen ergänzten. Da die ERA-40-Assimilation nicht fortlaufend erstellt wurde sondern in fünf simultanen Modellläufen, die jeweils einen Teil des gesamten Zeitraumes umfassen, ergeben sich zusätzlich Inkonsistenzen in Form von Unstetigkeiten an den Übergängen (Uppala et al., 2005).

Sowohl ERA-Interim als auch ERA-40 sind Assimilationsdatensätze, jedoch wurde ERA-40 mit einem 3D-Var-Verfahren (dreidimensionales variationelles Verfahren), ERA-Interim mit einem 4D-Var-Verfahren berechnet. Im 4D-Var-Verfahren wird, ausgehend von einem Modellzustand, der üblicherweise durch die Berechnung zum vorherigen Zeitschritt zustandekommt, eine kurzfristige Vorhersage berechnet. Diese wird mit den vorhandenen Beobachtungen zu deren Zeitpunkt verglichen und aus diesen Abweichungen wird der Eingangsmodellzustand so korrigiert, dass bei erneuter Vorhersage für denselben Zeitraum ein guter Kompromiss zwischen der Änderung des Anfangszustands und der Abweichung der korrigierten Vorhersage von den Beobachtungswerten vorliegt. Diese korrigierte Vorhersage dient dann wieder als Anfangszustand für den nächsten Vorhersageschritt. Das 3D-Var-Verfahren sieht dagegen die Beobachtungsdaten als zum nächstgelegenen Intervallmittelpunkt gemessen an, nicht am Beobachtungszeitpunkt. So ist es zwar weniger rechenintensiv, aber auch ungenauer (Andersson und Thépaut, 2008).

Sowohl ERA-40 als auch ERA-Interim werden auf 60 Modellleveln gerechnet, wovon das höchste bei 0,1hPa, also etwa 64km liegt. Die interne horizontale Auflösung ist bei ERA-Interim mit T255 (also 255 Wellenzahlen) gegenüber T159 für die ERA-40-Berechnung deutlich höher aufgelöst (Simmons et al., 2006); die in dieser Arbeit verwendeten Daten sind jedoch in beiden Fällen auf ein 2°x2°-Gitter interpoliert. Beide Modelle liefern alle sechs Stunden Ausgangsdaten, immer um 00Uhr, 06Uhr, 12Uhr und 18Uhr UTC. Für ERA-40 standen jedoch nur die von 12Uhr zur Verfügung.

Der ERA-40-Datensatz beinhaltet den Zeitraum September 1957 bis August 2002. Der ERA-Interim-Datensatz beginnt im Januar 1989 und war im Bearbeitungszeitraum dieser Arbeit bis Februar 2009 verfügbar.

3.2 Trajektorienmodell

Das Trajektorienmodell berechnet aus den auf raumfesten Gitterpunkten gegebenen Eingangsdaten (Eulersche Betrachtungsweise) Pfade, entlang derer sich an bestimmten Positionen gestartete Luftpakete bewegen (Lagrangesche Betrachtungsweise). Diese Pfade heißen Trajektorien.

Das verwendete Trajektorienmodell wurde von Wohltmann und Rex (2008) entwickelt und getestet. Das Modell kann sowohl mit Heizraten als auch mit Vertikalwinden angetrieben werden.

Die Berechnung erfolgt im Isentropensystem, also mit der potentiellen Temperatur als Maß für die Höhe. Es werden jedoch nicht die kompletten Eingangsdaten in dieses System umgerechnet, sondern nur die an einer gegebenen Trajektorienposition. Vertikalwinde werden also nur indirekt in Heizraten konvertiert.

Die Trajektorien wurden von 50°S bis 50°N auf einem 2°x2°-Gitter jeweils Ende Februar der Jahre 1990-2009 im 400K-Niveau gestartet und dann rückwärts in der Zeit bis Anfang des vorangegangenen Dezembers integriert. Durch diese Rückwärtsberechnung wird sichergestellt, dass möglichst viele der Trajektorien den für die Fragestellung dieser Arbeit interessanten Pfaden von der Troposphäre in die Stratosphäre folgen. Daher werden auch alle Trajektorien, die nicht von unter 360K aufgestiegen sind, außer Acht gelassen. Dadurch werden gleichzeitig die extratropischen Luftmassen eliminiert, die durch den Start in relativ hohen Breiten berechnet wurden. Diese im Vergleich zu früheren Trajektorienstudien (z.B. Krüger et al., 2008; Bonazzola und Haynes, 2004) ungewöhnlichen Startbedingungen – dort wurden nur in den Tropen Trajektorien gestartet – führen somit nur zu recht hohen Trajektorienverlusten. Verweildauern werden davon nicht beeinflusst, somit bleiben die Ergebnisse vergleichbar. Von unter 360K aufgestiegene Trajektorien werden im Folgenden auch als "tropische Trajektorien" bezeichnet.

Für jeden Winter wurden vier verschiedene Trajektorienläufe mit unterschiedlichen ERA-Interim-Eingangsdaten ähnlich wie in Ploeger et al. (2010) gestartet:

- Vertikalwinde ω
- Clear-Sky-Heizrate Q_{csk} : dies ist die Heizrate, die bei wolkenlosem Himmel allein durch Strahlungsprozesse auftritt
- All-Sky-Heizrate Q_{ask} : zusätzlich zu Q_{csk} werden hier auch die Strahlungsprozesse in und an Wolken berücksichtigt
- Totale Heizrate Q_{tot} : nicht nur die Strahlungsprozesse, sondern auch fühlbare und latente Wärmeflüsse sind enthalten

Zur Bestimmung des Lagrangeschen Kaltpunkts wird das Temperaturminimum entlang einer tropischen Trajektorie bestimmt, zum Zeitpunkt dieses Minimums werden die interessanten Größen wie z.B. die Koordinaten abgespeichert.

Verweildauern berechnen sich aus der Differenz der Zeitpunkte, zu der sich die Trajektorie auf den gewünschten Isentropen befand. Da die betrachteten Luftpakete nur ausnahmsweise genau zum Integrationsschritt eine Isentrope schneiden, wird eine solche als geschnitten angesehen, wenn sich das Luftpaket nicht weiter als 0,5K darüber oder darunter befindet. Trifft diese Bedingung zu mehr als einem Zeitpunkt zu, so wird immer der früheste benutzt.

4 Eulersche Betrachtung

Dieses Kapitel liefert eine Eulersche, also gitterbasierte, Betrachtung der Datensätze ERA-40 und Era-Interim hinsichtlich der Temperatur, der Heizrate und der Vertikalgeschwindigkeiten. Zunächst werden Klimatologien gezeigt, danach der Winter 2001/2002 genauer untersucht.

4.1 Klimatologie der TTL

Diese Klimatologie der TTL gliedert sich in drei Teile:

1) TTL-Temperatur: das vertikale Minimum der Temperatur wird bestimmt und zunächst über Dezember, Januar und Februar (DJF) eines Winters, dann über die Jahre des jeweiligen Zeitraums gemittelt. Durch die Temperaturabhängigkeit des Sättigungsdampfdrucks liefern diese Karten gleichzeitig einen qualitativen Eindruck der Verteilung des Wasserdampfgehalts der unteren Stratosphäre.

2) All-Sky-Heizrate und vertikale Windgeschwindigkeit in verschiedenen Druckniveaus: die über DJF aller Jahre gemittelten Heizraten bzw. vertikalen Windgeschwindigkeiten aus drei Leveln werden betrachtet und verglichen, um die räumliche Verteilung der vertikalen Bewegung zu verdeutlichen.

3) Höhenprofile der Heizrate und der Vertikalwindgeschwindigkeit: von 40°S bis 40°N sowie zonal um die Erde werden Heizrate bzw. Vertikalgeschwindigkeit gemittelt, aus diesen levelweisen Mittelwerten werden dann wie unter 1) und 2) Winterklimatologien berechnet.

Die beiden Datensätze liegen für verschiedene Zeiträume vor; ERA-40 für die Winter 1957/1958-2001/2002, ERA-Interim für DJF 1989/1990-2008/2009. Es wurden jeweils alle verfügbaren Winter benutzt. Heizrateninformationen aus ERA-40-Daten standen nur für wenige Winter zur Verfügung, daher wird die Heizratenklimatologie nur für ERA-Interim untersucht.

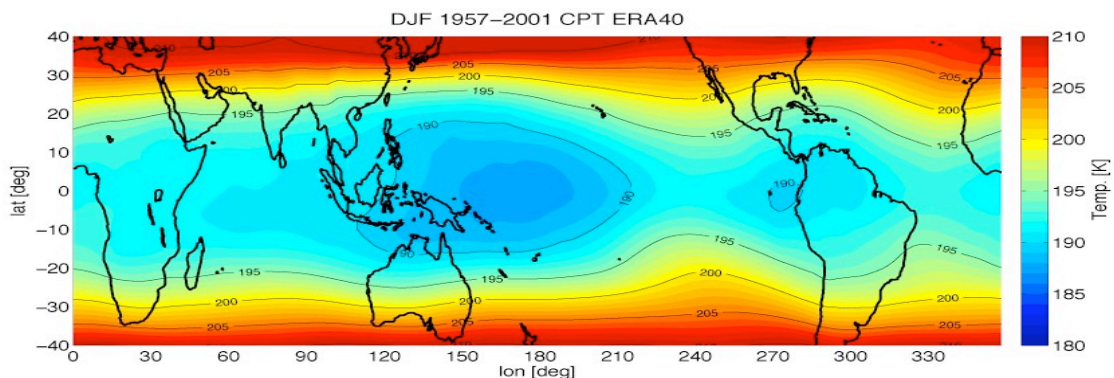


Abbildung 4.1: Klimatologie der ERA-40-CPT-Temperatur

DJF 1957/58 bis 2001/02, Temperatur in K mit Farbabstand 1K und Konturabstand 5K

4.1 Klimatologie der TTL

Abbildung 4.1 zeigt die Klimatologie der ERA-40-CPT-Temperatur in den Tropen und Subtropen vom Nullmeridian bis 360°W. Die Temperatur ist in den Tropen deutlich tiefer als in den Subtropen und zeigt zwei Minima: ein deutliches über dem maritimen Kontinent (das ist das Gebiet Indonesien und die naheliegenden Inselstaaten) und Westpazifik mit Temperaturen unter 188K sowie ein weniger stark ausgeprägtes über dem Ostpazifik (Temperatur < 190K).

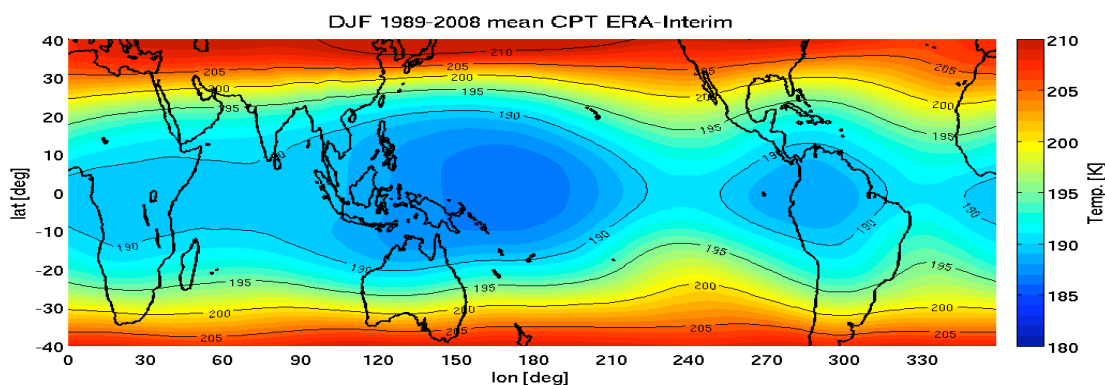


Abbildung 4.2: Klimatologie der ERA-Interim-CPT-Temperatur

DJF 1989/90-2008/09, sonst wie Abbildung 4.1

In Abbildung 4.2 ist die Klimatologie der ERA-Interim-CPT-Temperatur zu sehen. Die zugrundeliegende Struktur ist identisch mit derjenigen der ERA-40-Klimatologie aus Abbildung 4.1, jedoch ist die Temperatur generell tiefer; die Minima nehmen Werte von unter 187K (Westpazifik) beziehungsweise unter 189K (Ostpazifik und tropisches Südamerika) an.

Zwar wurden die Klimatologien auf Basis unterschiedlicher Zeitintervalle angefertigt, jedoch unterscheiden sich diejenigen der Überlappjahre von ERA-Interim und ERA-40, nämlich der Winter 1989/90-2001/02, kaum von den vollständigen in den Abbildungen 4.1 und 4.2. Einzig das Ostpazifikminimum ist in der kurzen ERA-40-Klimatologie etwas weniger stark ausgeprägt.

Aus Abbildung 4.3 ist die All-Sky-Heizrate der ERA-Interim-Klimatologie auf verschiedenen Druckniveaus ersichtlich. In allen drei gezeigten Höhen steigt die Luft in den gesamten Tropen und Subtropen auf – nur am nördlichsten Rand ist leichtes Absinken zu sehen. Das unterste Druckniveau bei 95,98hPa zeigt ein Heizratenmaximum über dem nördlichen Südamerika sowie drei dicht zusammenliegende über dem Westpazifik und dem maritimen Kontinent. In den Zentren der Maxima werden Heizraten von über 0,9K/d (Südamerika) bis über 1,2K/d (Westpazifik) erreicht. Auf dem 80,4hPa-Niveau zeigt sich eine weitestgehend zu etwa 5° südl. Breite symmetrische Struktur: ein Maximapaar über Mittelamerika und Peru mit mehr als 0,8K/d beziehungsweise mehr als 0,7K/d, ein weiteres, eher langgestrecktes Paar über dem östlichen Pazifik zwischen 10°N und 20°N und Nordaustralien (jeweils mehr als 0,8K/d). Direkt über dem maritimen Kontinent sowie über Ostafrika befinden sich lokale Heizratenminima, hier sinken die Heizraten auf weniger als 0,5K/d. Der höchste Plot, für das 50,62hPa-Niveau, ergibt ein recht homogenes Bild. Zwar sind auch hier Extrema vorhanden, jedoch sind sie nicht sehr ausgeprägt. Maxima liegen im wesentlichen in der südlichen Hemisphäre über dem Atlantik, dem Ostpazifik und Australien. Die Heizraten erreichen dort jeweils über 0,5K/d. Ein Minimum mit weniger als 0,2K/d kann über dem maritimen Kontinent ausgemacht werden.

4.1 Klimatologie der TTL

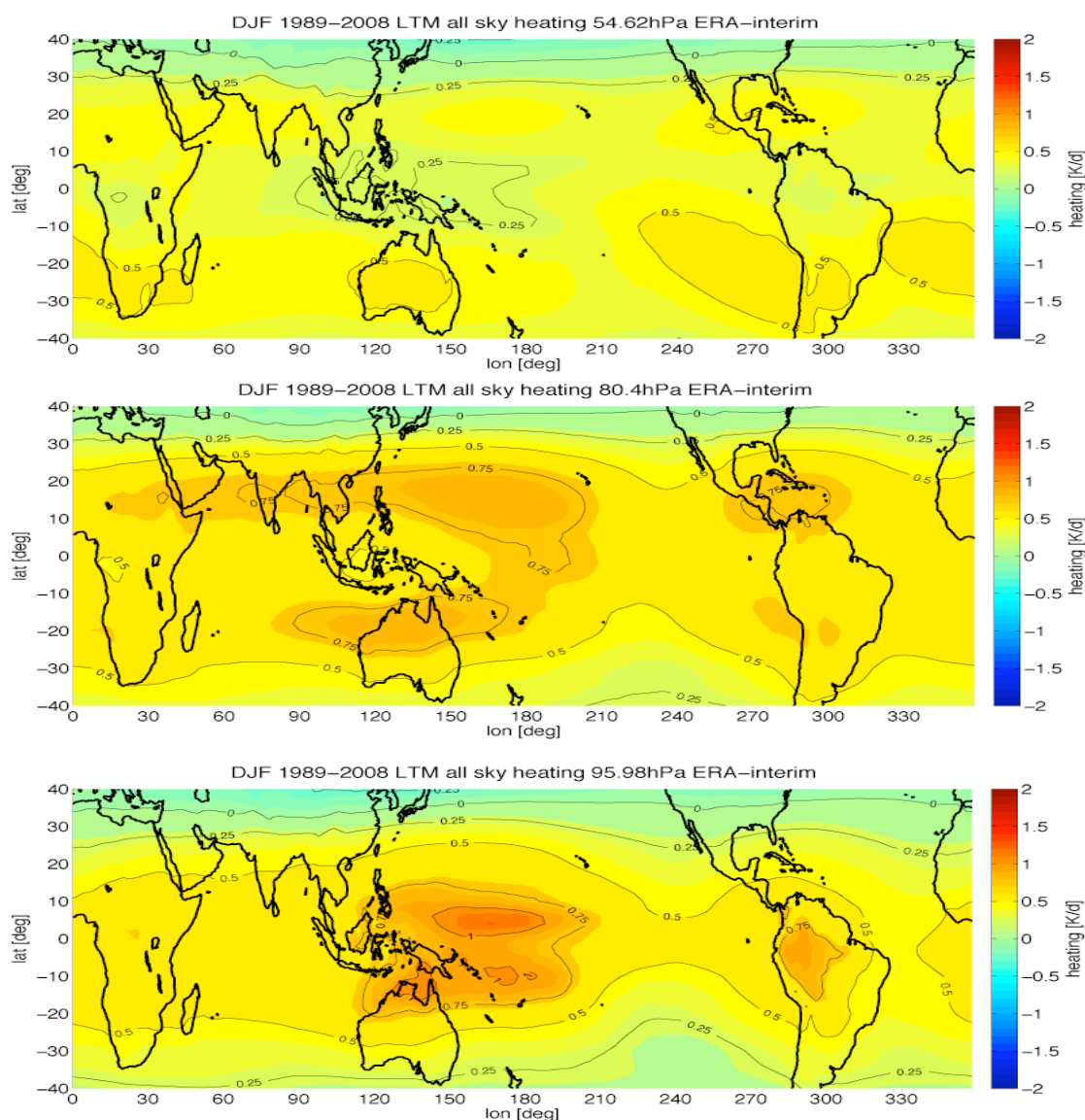


Abbildung 4.3: Klimatologie der ERA-Interim All-Sky-Heizraten

DJF 1989/90-2008/2009; dargestellt ist die mittlere Heizrate in K/d mit Farbabstand 0,1K/d und Konturabstand 0,25K/d. Gezeigt sind die Druckniveaus 54,62hPa (oben), 80,4hPa (Mitte) und 95,98hPa (unten)

Nach Uppala et al. (2005) befindet sich die CPT in den Tropen zwischen 100hPa und 90 hPa, also etwa auf Höhe des 95,98hPa-Niveaus. Ein Vergleich der CPT-Temperatur-Klimatologie aus Abbildung 4.2 mit der Heizratenklimatologie zeigt, dass die tiefsten Temperaturen mit den höchsten Heizraten, also mit dem schnellsten Aufstieg, zusammenfallen.

4.1 Klimatologie der TTL

Abbildung 4.4 zeigt eine Klimatologie der Vertikalwinde, basierend auf den ERA-40-Wintern 1957/58-2001/02; dargestellt sind die Druckniveaus 95,98hPa, 80,4hPa und 54,62hPa. Da der Druck mit steigender Höhe abnimmt, entsprechen negative Werte aufsteigenden Luftmassen (blau eingefärbte Bereiche), während positive Werte (gelb und rot) Absinken repräsentieren. Zunächst fällt auf, dass die Plots sich nur in wenigen Details unterscheiden. Weder die Muster insgesamt noch die Spitzenwerte ändern sich mit der Höhe im gezeigten Bereich. Rund um den Äquator zieht sich ein fast geschlossenes Band von Aufstiegsmaxima mit ca. $-0,1\text{Pa/s}$. Die ausgeprägtesten finden sich über dem südlichen Afrika und dem maritimen Kontinent. Letzteres zieht sich in zwei fingerartigen Strukturen in Richtung Mittelamerika und Bolivien bis über den Ost- bzw. Zentralpazifik. Im Bereich des CPT-Temperaturminimums aus Abbildung 4.1 findet also ein schneller Aufstieg statt. Über dem Nordwestindik wird das äquatoriale Aufstiegsband vom Ausläufer eines über dem Himalaya liegenden Absinkgebiets nach Süden abgedrängt. Dieses könnte zusammen mit dem afrikanischen Aufstieg die winterliche Monsunzirkulation repräsentieren. Diese sollte zwar in den betrachteten Höhen nicht sichtbar sein, jedoch sind die Vertikalwinde des ERA-40-Datensatzes bekanntermaßen verrauscht (Manney et al., 2005) und zeigen zu hohe Werte auf (Meijer et al., 2004; Scheele et al., 2005; Monge-Sanz et al., 2007).

Ein anderes Bild zeichnet die ERA-Interim-Vertikalwind-Klimatologie (Abbildung 4.5): auch hier bleibt das Muster über die drei gezeigten Druckniveaus weitgehend bestehen, jedoch nimmt mit steigender Höhe die Amplitude, die bereits auf dem 95,98hPa-Niveau sehr viel kleiner ist als im ERA-40-Datensatz (zu beachten: eine Größenordnung Unterschied zwischen den Farbskalen), ab. Es zeigen sich zwei Wellenstrukturen, eine recht kurzwellige mit großer Amplitude über den Gebirgen Südasiens vom Zagrosgebirge bis über den Himalaya und eine längerwellige etwa zwischen 20°N und 20°S . Diese umfasst drei Perioden und reicht komplett um den Äquator. Jeweils ein nördliches und ein südliches Maximum mit einer etwas nach Westen verschobenen Verbindung wechseln sich mit ebensolchen Minima ab. Über dem Zentralpazifik, dem Westatlantik und dem Indik herrschen aufsteigende Luftmassen vor, über dem Ostpazifik, dem Ostatlantik und dem westlichen Teil des maritimen Kontinents sinkt die Luft ab. Die Betragsmaxima über dem Indik und dem maritimen Kontinent sind sehr viel schwächer ausgeprägt als diejenigen über Atlantik und Pazifik. Im Bereich des CPT-Temperatur-Minimums steigt die Luft auf, erreicht jedoch kein Geschwindigkeitsmaximum. Insgesamt wirkt das Bild weniger verrauscht als Abbildung 4.4. Dies alles deutet darauf hin, dass die ERA-Interim-Vertikalwinde die Realität besser abbilden als diejenigen des ERA-40-Datensatzes.

4.1 Klimatologie der TTL

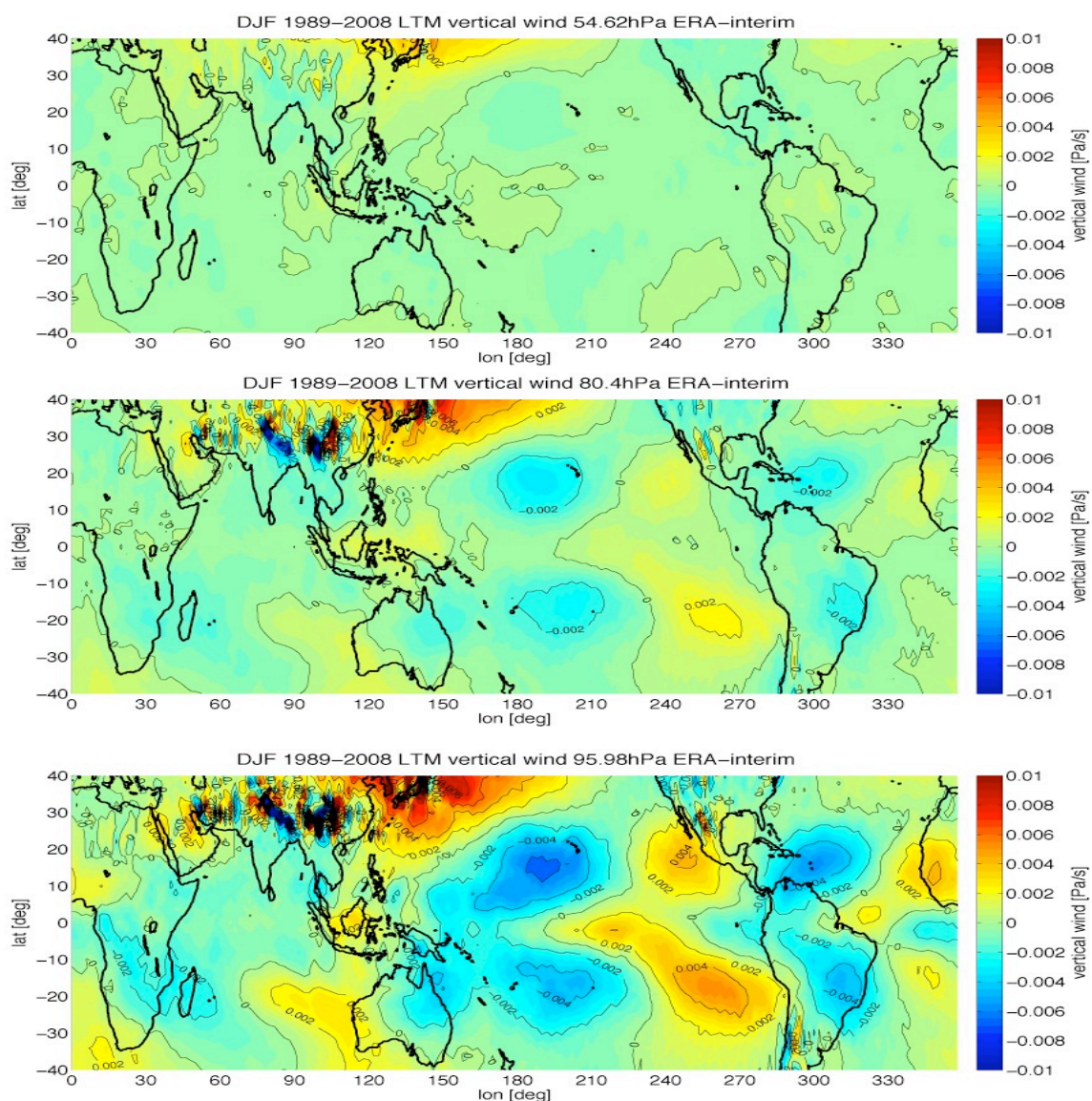


Abbildung 4.5: Klimatologie der ERA-Interim-Vertikalwinde

DJF 1989/90-2008/09; dargestellt ist der mittlere Vertikalwind in Pa/s. Farbabstand ist

$$5 \cdot 10^{-4} \frac{\text{Pa}}{\text{s}}$$

, Konturabstand 0,002Pa/s (somit um Faktor 10 feinere Darstellung als in Abbildung 4.4). Gezeigte Drucklevel wie in Abbildung 4.3

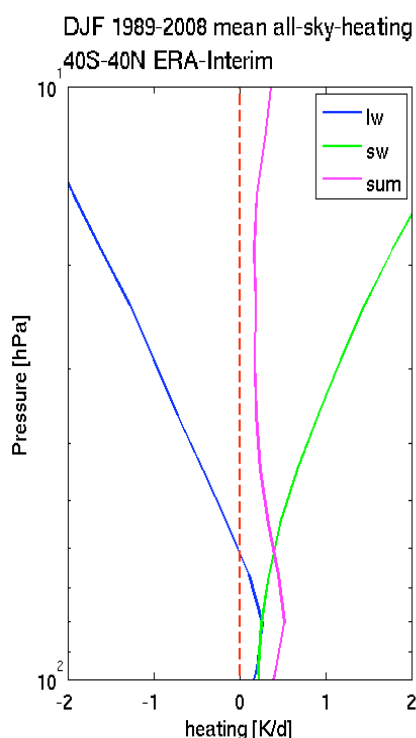


Abbildung 4.6: Höhenprofil Heizrate – Klimatologie

ERA-Interim DJF 1989/90-2008/09; Die All-Sky-Heizraten sind über die Tropen und Subtropen (40°S - 40°N) sowie die Zeit niveaueise gemittelt und zwischen 100hPa und 10hPa halblogarithmisch aufgetragen. Der Plot zeigt sowohl die Nettoheizrate (sum) als auch die aus langwelligeren (lw) bzw. kurzwelligeren (sw) Strahlungsanteilen resultierenden.

In Abbildung 4.6 ist die Klimatologie der tropisch und subtropisch gemittelten All-Sky-Heizrate des ERA-Interim-Datensatzes im Höhenprofil gezeigt. Die aus langwelliger Strahlung resultierende Heizrate (Q_{lw}) ist im 100hPa-Niveau leicht positiv (etwa $0,2\text{K/d}$), steigt zunächst noch etwas an, bis sie bei etwa 80hPa ihr Maximum von etwa $0,3\text{K/d}$ erreicht, und fällt dann immer weiter ab. Im 60hPa-Niveau ist die langwellige Strahlungsbilanz ausgeglichen. Die aus kurzwelliger Strahlung resultierende Heizrate Q_{sw} verläuft von 100hPa bis ca. 80hPa nahezu deckungsgleich mit Q_{lw} , nimmt dann aber weiter zu. Die All-Sky-Heizrate Q_{ask} , die Summe aus Q_{lw} und Q_{sw} , bewegt sich in der TTL etwa zwischen $0,4\text{K/d}$ und $0,6\text{K/d}$ und weist, wie Q_{lw} , bei etwa 80hPa ihr Maximum auf. Die größten lokalen Werte treten dagegen um 96hPa auf (Abbildung 4.3).

Dies ist physikalisch so zu interpretieren, dass im gesamten gezeigten Bereich kurzwellige Strahlung absorbiert wird und zu Erwärmung der Luft und damit deren Aufstieg führt. Im Bereich der TTL wird auch langwellige Strahlung absorbiert, jedoch überwiegt zur freien Stratosphäre hin die thermische Ausstrahlung, welche die strahlende Luft abkühlt und somit zum Absinken bringt. Diese Effekte heben sich gegenseitig nicht komplett auf; die Erwärmung durch Absorption überwiegt, somit steigt die Luft im gesamten gezeigten Bereich im Mittel auf. Dieser Aufstieg wird auch tatsächlich beobachtet.

4.1 Klimatologie der TTL

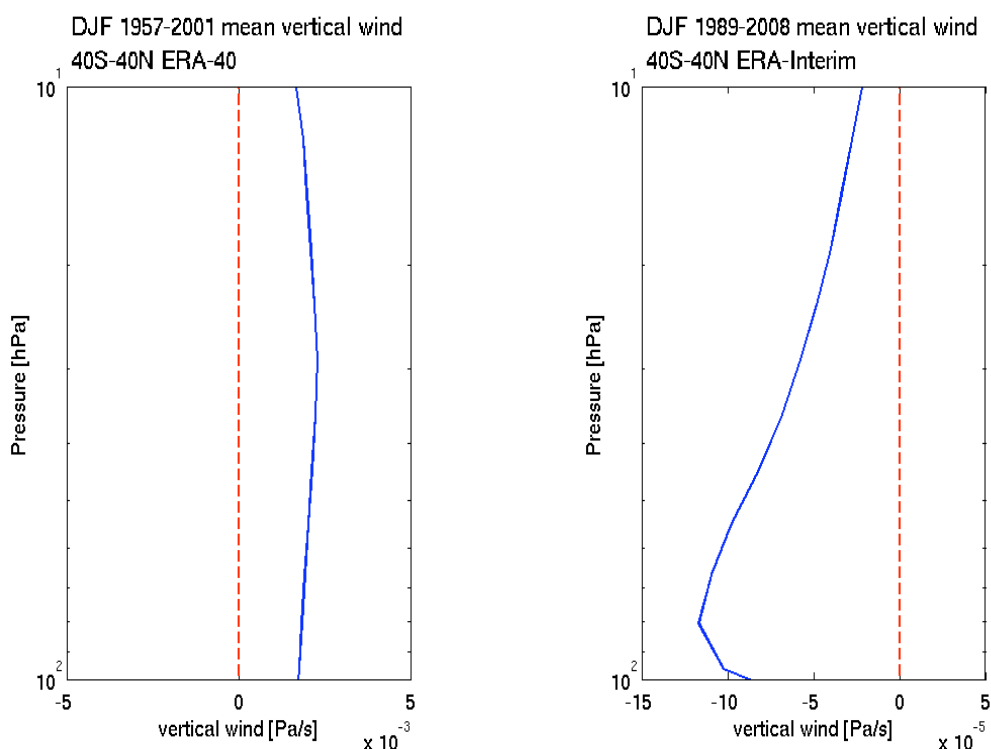


Abbildung 4.7: Höhenprofil Vertikalwind – Klimatologie

links: ERA-40, DJF 1957/58-2001/02, rechts: ERA-Interim, DJF 1989/90-2008/09; über die Tropen und Subtropen (40°S-40°N) sowie die Zeit gemittelte vertikale Windgeschwindigkeit in Pa/s. Zu beachten sind die unterschiedlichen Größenordnungen der Windgeschwindigkeitsachsen.

Abbildung 4.7 zeigt die Klimatologie der über die Tropen und Subtropen gemittelten Vertikalgeschwindigkeiten von ERA-40 (ω_{40}) und ERA-Interim (ω_{int}). Über den kompletten gezeigten Bereich liegt ω_{40} annähernd konstant um $2 \cdot 10^{-3} Pa/s$, somit sinkt die Luft im Mittel ab. Die annähernde Konstanz des Betrages von ω_{40} über der Höhe zeichnete sich bereits in Abbildung 4.4 für die dort gezeigten Druckniveaus ab. ω_{int} nimmt lediglich negative Werte an, die Luft steigt also im Mittel auf. Die Kurve zeigt eine bauchige Form auf, das Betragsmaximum liegt um 80hPa. In der TTL liegen die Werte zwischen $-8 \cdot 10^{-5} Pa/s$ und $-12 \cdot 10^{-5} Pa/s$. Ein qualitativer Vergleich der Höhenprofile von ω_{int} und Q_{ask} aus Abbildung 4.6 zeigt eine recht große Ähnlichkeit, besonders im unteren Bereich. Dies führt, wie schon der Vergleich in Kartendarstellung, zu dem Schluss, dass die Vertikalgeschwindigkeiten im ERA-Interim-Datensatz gegenüber jenen aus ERA-40 deutlich verbessert wurden.

Ein quantitativer Vergleich unterbleibt an dieser Stelle, da die Umrechnung der Bezugssysteme von Heizraten und Vertikalgeschwindigkeiten nicht ohne weiteres möglich ist und zudem in Kapitel 5 ohnehin ein quantitativer Vergleich anhand von Verweildauern zwischen verschiedenen Niveaus folgt.

4.2 Fallstudie: Winter 2001/2002

Die Fallstudie des Winters 2001/2002 untersucht die selben Punkte wie die Klimatologie in Kapitel 4.1, also die CPT-Temperatur, Vertikalwind und Heizrate, letztere jeweils in Kartendarstellung für verschiedene Druckniveaus und in Höhenprofilen.

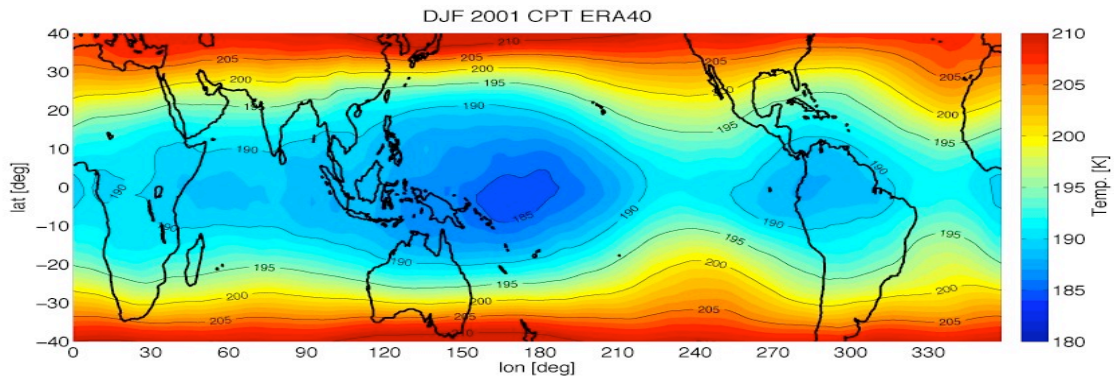


Abbildung 4.8: ERA-40-CPT-Temperatur DJF 2001/02

Darstellung wie Abbildung 4.1

Das Muster der ERA-40-CPT-Temperatur in Abbildung 4.8 weicht nicht sehr von dem der entsprechenden Klimatologie in Abbildung 4.1 ab. Ein Temperaturminimum östlich des maritimen Kontinents dominiert das Bild, ein schwächer ausgeprägtes Minimum erscheint über dem nördlichen Südamerika. Zusätzlich zeigen sich wiederum schwächere und kleinere kalte Gebiete über Afrika und dem Indischen Ozean. Diese sind in der Klimatologie nicht sichtbar. Außerdem erscheint das Muster gegenüber dem langjährigen Mittel etwas nach Osten verschoben. In Übereinstimmung mit Brunn (2007) zeigt sich, dass der Winter 2001/2002 ein sehr kalter war: die CPT-Minimums-Temperatur liegt bei weniger als 185K, das sind 3K weniger als in der Klimatologie.

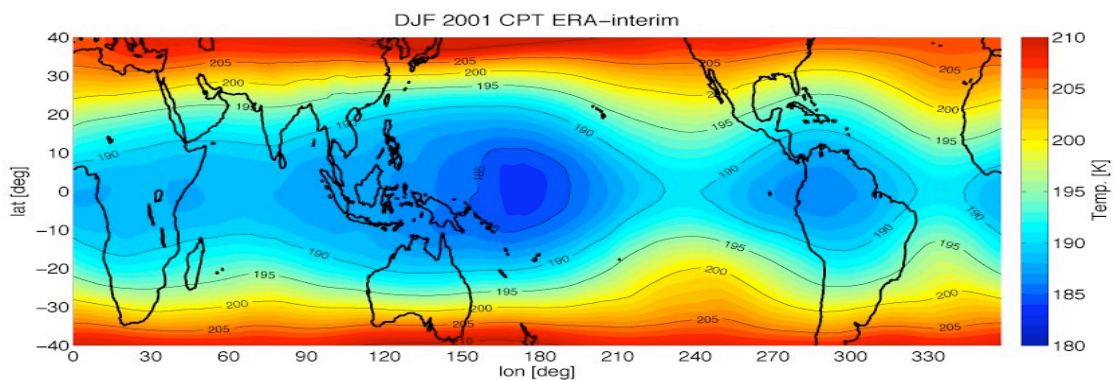


Abbildung 4.9: ERA-Interim-CPT-Temperatur DJF 2001/02

Darstellung wie Abbildung 4.1

Abbildung 4.9 belegt, dass auch im ERA-Interim-Datensatz der Zeitraum DJF 2001/2002 um etwa 3K kälter war als das langjährige Mittel. Ebenso ist das Muster bis auf wenig ausgeprägte Temperaturminima über Afrika quasi identisch. Mit weniger als 184K östlich des maritimen Kontinents und weniger als 187K über Südamerika ist die Temperatur um etwa 1K geringer als in den ERA-40-Daten.

4.2 Fallstudie: Winter 2001/2002

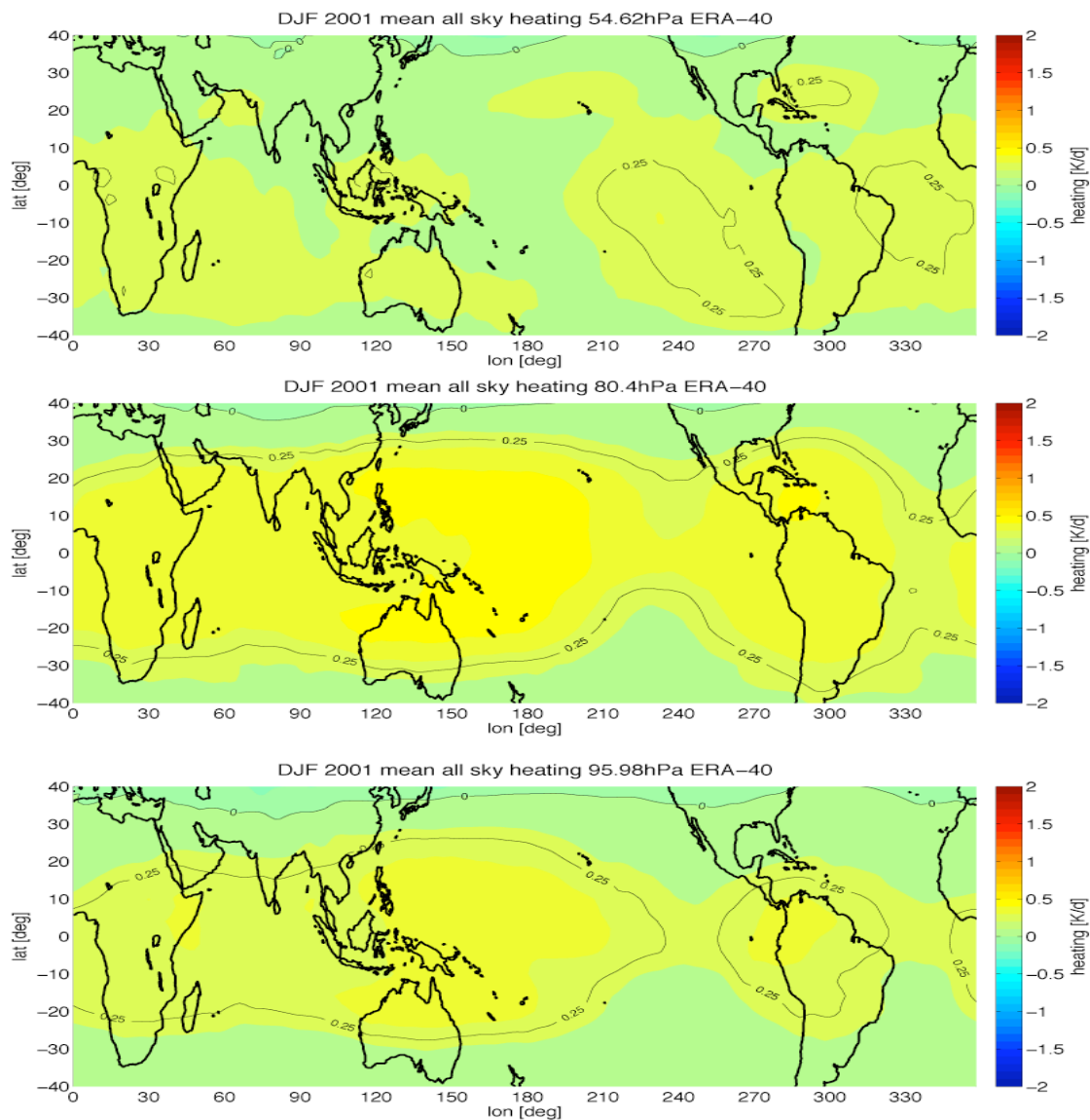


Abbildung 4.10: ERA-40 All-Sky-Heizrate DJF 2001/02

Dargestellt ist die mittlere Heizrate in K/d mit Farbabstand 0,1K/d und Konturabstand 0,25K/d. Gezeigt sind die Drucklevel 54,62hPa(oben), 80,4hPa(Mitte) und 95,98hPa(unten)

In Abbildung 4.10 ist die mittlere $Q_{\text{ask},40}$ des Winters 2001/2002 in Kartendarstellung aufgetragen. In den drei gezeigten Druckniveaus herrscht Luftaufstieg, lediglich am nördlichen Rand der Subtropen sinken Luftmassen ab. In 95,98hPa und 80,4hPa lassen sich zwar Maxima über Mittelamerika und um den maritimen Kontinent ausmachen, diese sind jedoch nur schwach ausgeprägt. Der größte Heizratenwert aus allen drei Druckniveaus liegt zwischen 0,4 und 0,5 K/d und tritt im 80,4hPa-Plot auf. Im 54,62hPa-Niveau erreicht $Q_{\text{ask},40}$ selbst in den Zonen größten Heizens, die hier über dem Ostpazifik und Atlantik liegen, nicht mehr die Schwelle von 0,3K/d. Die CPT-Temperaturminima aus Abbildung 4.8 liegen im Bereich des größten Heizens.

4.2 Fallstudie: Winter 2001/2002

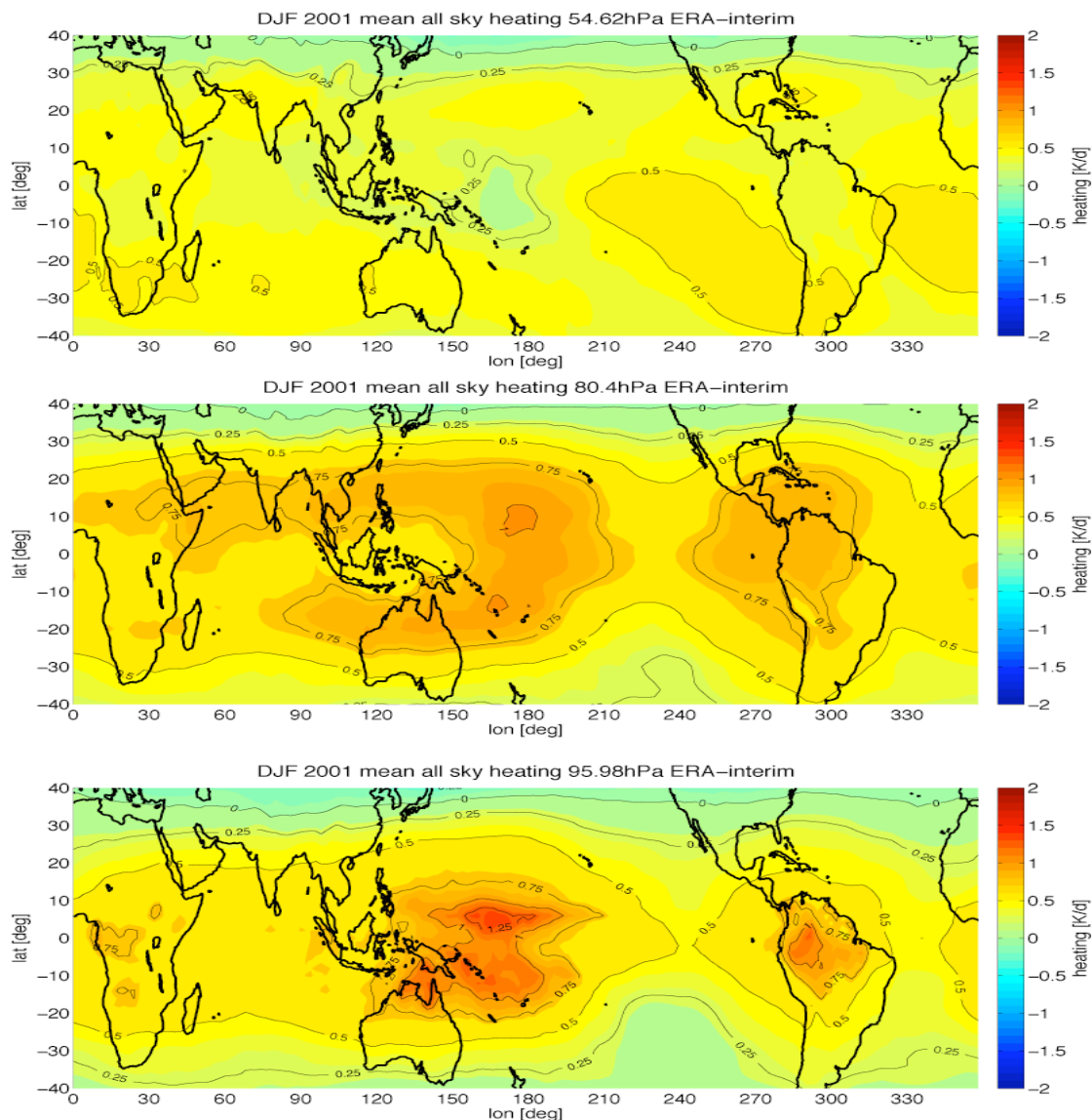


Abbildung 4.11: ERA-Interim All-Sky-Heizrate DJF 2001/02

Darstellung und Drucklevel wie in Abbildung 4.10

Abbildung 4.11 zeigt Q_{ask} im Winter 2001/2002. Bis auf den nördlichen Rand sind auf allen Plots im kompletten gezeigten Bereich die Werte positiv, die Luft steigt auf. Im 95,98hPa-Niveau befinden sich recht stark ausgeprägte Maxima östlich des maritimen Kontinents sowie über Südamerika, es werden Werte von mehr als 1,3K/d erreicht. Weiter oben, bei einem Druck von 80,4hPa, sind die Maxima verbreitert und die Spitzenwerte etwas niedriger, aber immer noch größer als 1K/d. Darüber, bei 54,62hPa, weisen die Heizraten keine großen Unterschiede mehr auf. Über dem Westpazifik liegt in dieser Höhe ein Heizratenminimum mit weniger als 0,2K/d, Maxima mit weniger als 0,6K/d befinden sich über dem Ostatlantik und dem Pazifik.

Ein Vergleich von Q_{ask} aus dem Winter 2001/2002 mit der Klimatologie aus Abbildung 4.3 zeigt, dass das zugrundeliegende Muster nahezu identisch ist, die Heizraten jedoch extremer sind als im langjährigen Mittel. Sowohl die Maxima als auch das Minimum sind stärker ausgeprägt als dort.

4.2 Fallstudie: Winter 2001/2002

Im Vergleich zu $Q_{ask,40}$ fällt auf, dass die Werte von Q_{ask} generell viel größer sind. Außerdem treten dort die Maximalwerte im 80,4hPa-Niveau auf, hier jedoch bei 95,98hPa. Durch die Verbreiterung der Maxima ist die mittlere Heizrate jedoch in beiden Fällen im 80,4hPa-Niveau größer als darunter (vgl. Abbildung 4.15).

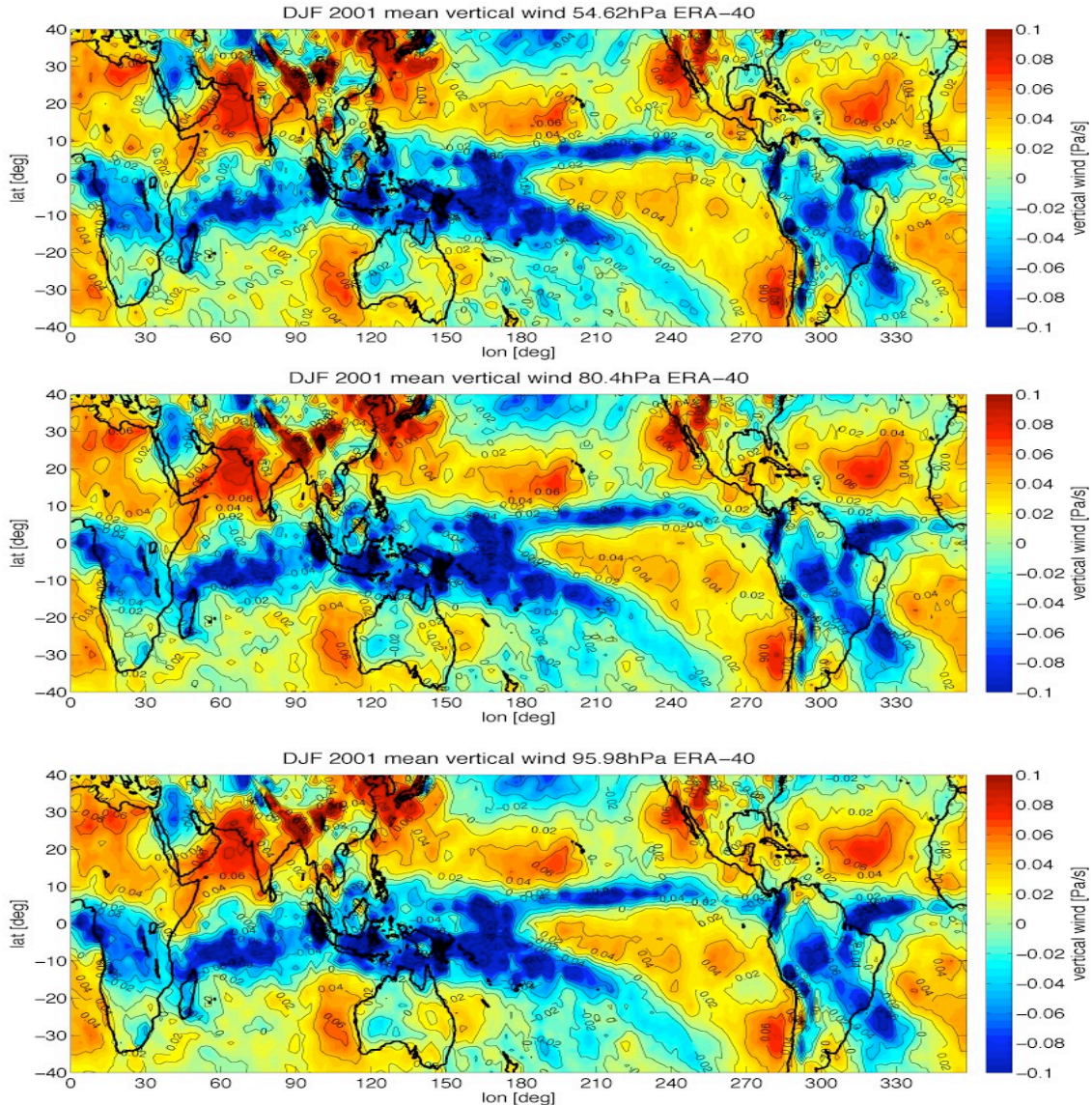


Abbildung 4.12: ERA-40-Vertikalwinde DJF 2001/02

Dargestellt ist der mittlere Vertikalwind in Pa/s . Farbabstand ist $5 \cdot 10^{-3} \frac{\text{Pa}}{\text{s}}$, Konturabstand $0,02 \text{Pa/s}$. Gezeigt Drucklevel wie in Abbildung 4.10

In Abbildung 4.12 ist ω_{40} zu sehen. Im Rahmen der Beschreibungsgenauigkeit unterscheiden sich die Plots für die verschiedenen Druckniveaus nicht voneinander. Rund um den Äquator herrscht Aufstieg vor, außer über dem Ostpazifik, wo das Aufstiegsband nach Norden abgedrängt ist und außerdem ein zweiter, in südwestlicher Richtung verlaufender Arm existiert. Das Aufstiegsmaximum befindet sich östlich des maritimen Kontinents. Abseits dieses Aufstiegsbandes herrscht absinkende

4.2 Fallstudie: Winter 2001/2002

Luft vor, besonders über dem Arabischen Meer und dem angrenzenden Festland. Im Vergleich zur Klimatologie in Abschnitt 4.1 ist das DJF2001/2002-Mittel verrauschter und das Muster etwas verschoben. Außerdem steigt die Luft im Wintermittel über dem südamerikanischen Binnenland auf, in der Klimatologie sinkt sie ab.

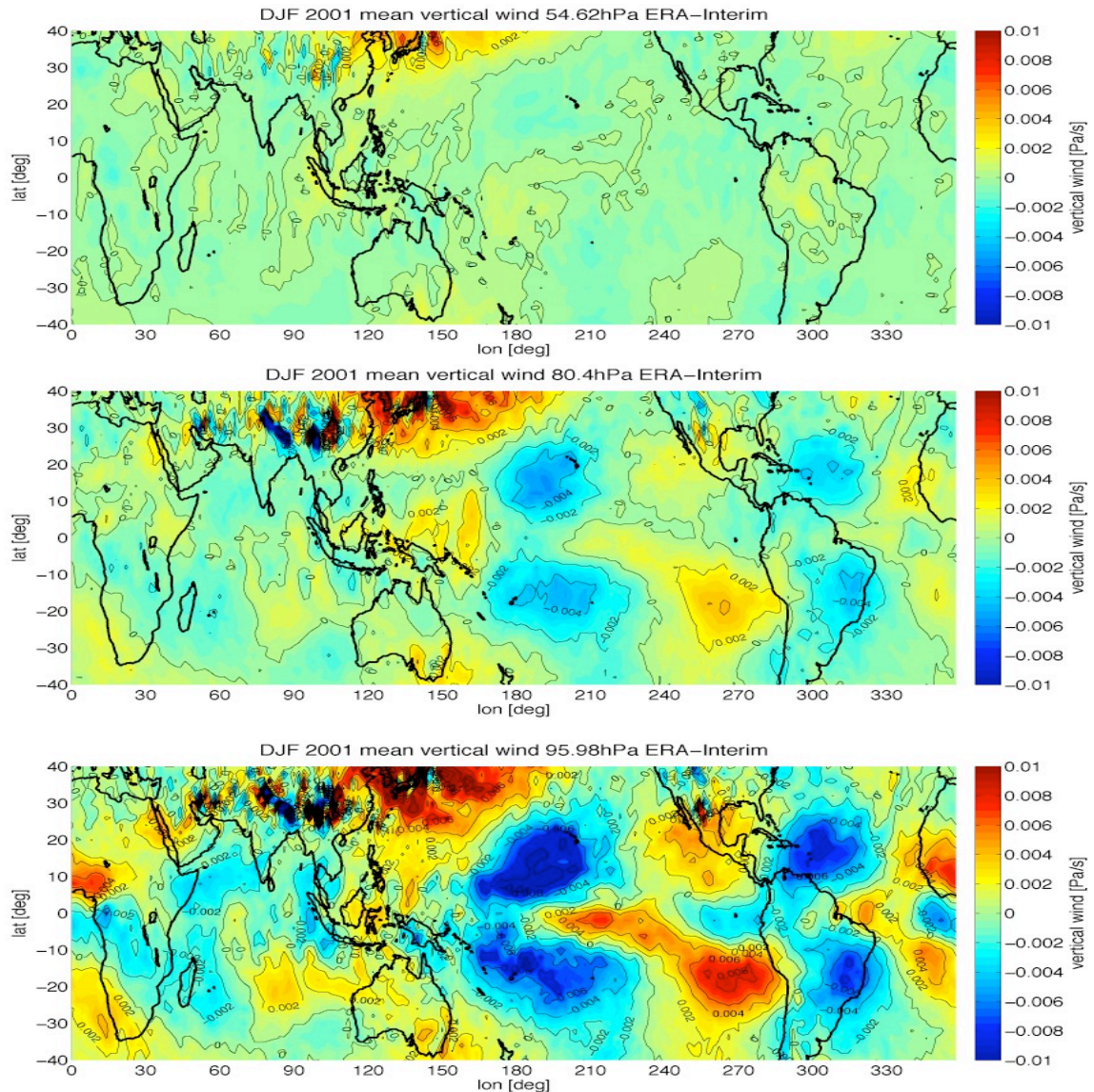


Abbildung 4.13: ERA-Interim Vertikalwinde

Dargestellt ist der mittlere Vertikalwind in Pa/s. Farbabstand ist $5 \cdot 10^{-4} \frac{\text{Pa}}{\text{s}}$, Konturabstand 0,002Pa/s (somit um Faktor 10 feinere Darstellung als in Abbildung 4.12). Gezeigte Drucklevel wie in Abbildung 4.10.

Das Wintermittel 2001/2002 von ω_{int} (Abbildung 4.13) zeigt, wie die Klimatologie (Abbildung 4.5) zwei Wellenmuster. Über den südasiatischen Gebirgen liegt wiederum ein eher kleinräumiges, nördlich und südlich des Äquators eines, das in 3 Wellenzügen um den Planeten reicht. Gegenüber dem langjährigen Mittel sind die Extrema kaum verschoben, jedoch stärker ausgeprägt. Aufstiegsregio-

nen liegen über dem Zentralpazifik, dem Westatlantik sowie dem Arabischen Meer/Madagaskar, Absinkregionen über dem West- und Ostpazifik sowie dem Ostatlantik. Insgesamt ist das Bild ver-räuschter als die Klimatologie. Zu den weiter oben gelegenen Druckniveaus hin nehmen die Ampli-tuden ab, in 54,62hPa ist die äquatoriale Wellenstruktur nicht mehr zu erkennen, die über den süd-asiatischen Gebirgen ist noch leicht sichtbar. Abbildung 4.14 wird zeigen, dass zwischen 95,98hPa und 80,4hPa die Absinkregionen stärker abnehmen als die Aufstiegsregionen, im tropisch-subtropi-schen Mittel die Aufstiegs- und Absinkgeschwindigkeit also zunimmt.

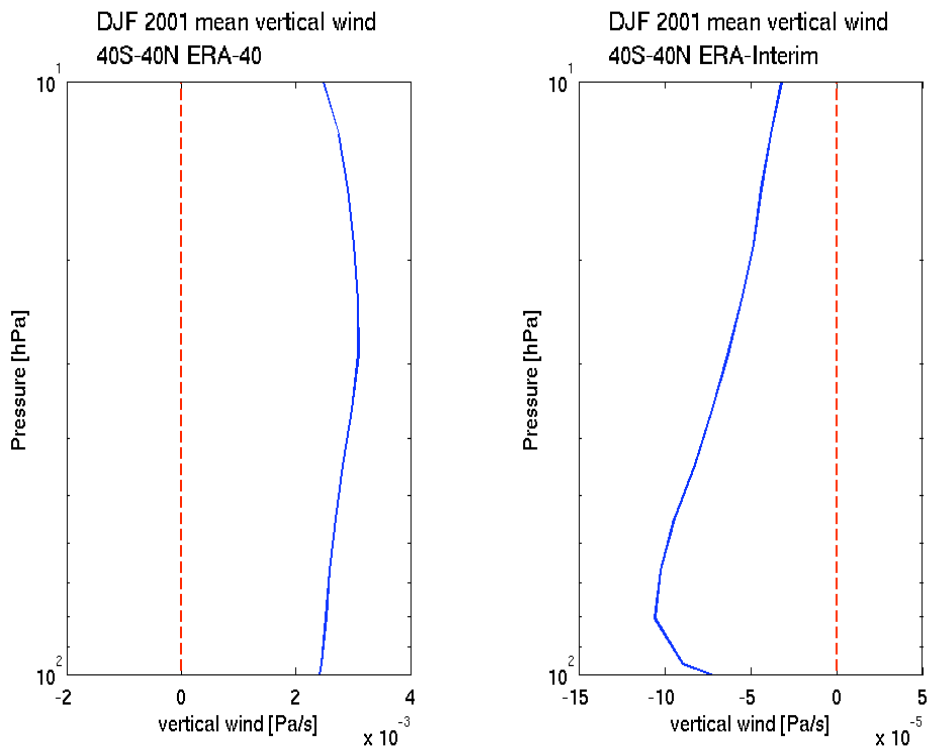


Abbildung 4.14: Vertikalwind-Höhenprofile DJF 2001/02

links: ERA-40, rechts: ERA-Interim; über die Tropen und Subtropen ($40^{\circ}\text{S}-40^{\circ}\text{N}$) sowie die Zeit gemittelte vertikale Windgeschwindigkeit in Pa/s. Zu beachten sind die unterschiedlichen Größenordnungen der ω -Achsen.

Abbildung 4.14 zeigt die Vertikalprofile von ω_{40} und ω_{int} im tropisch-subtropischen Wintermittel 2001/2002. Sowohl Form als auch Vorzeichen als auch der Betrag der Graphen ist grundsätzlich verschieden. ω_{40} ist auf 100hPa-Niveau, an der Basis des Plots mit etwa $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ Pa/s}$ nach unten gerichtet und mit steigender Höhe nimmt diese Absinkgeschwindigkeit noch zu. Das Maximum im gezeigten Bereich liegt bei etwa 30hPa und $3 \cdot 10^{-3} \text{ Pa/s}$. ω_{int} liegt dagegen auf 100hPa bei etwa $-7 \cdot 10^{-5} \text{ Pa/s}$, steigt bis 80hPa auf $-10 \cdot 10^{-5} \text{ Pa/s}$ an und nähert sich dann allmählich der Nulllinie an. Die Geschwindigkeitsbeträge sind etwas geringer als das langjährige Mittel (vgl. Ab-bildung 4.7)

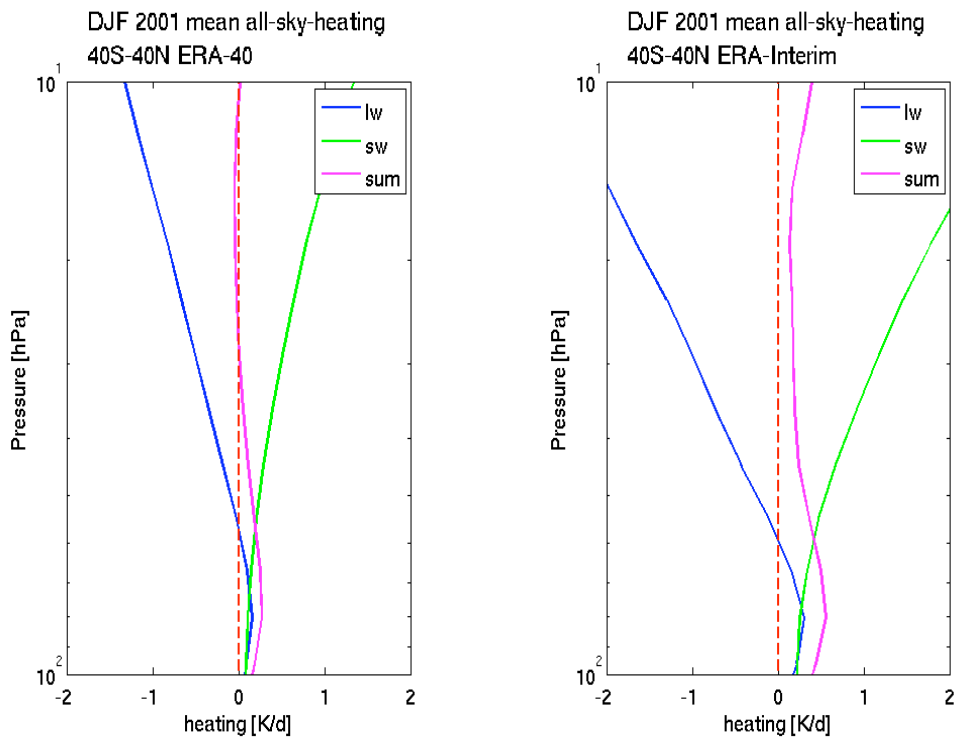


Abbildung 4.15: Heizratenhöhenprofile DJF 2001/02

Die All-Sky-Heizraten sind über die Tropen und Subtropen (40°S - 40°N) sowie die Zeit niveauweise gemittelt und aufgetragen. Die Plots zeigen sowohl die Nettoheizraten (*sum*) als auch die aus langwelligen (*lw*) bzw. kurzwelligen (*sw*) Strahlungsanteilen resultierenden.

Abbildung 4.15 zeigt die Heizratenprofile von ERA-40 und ERA-Interim im Winter 2001/2002. In beiden Datensätzen sind sowohl die langwellige als auch die kurzwellige Strahlungswirkung im Bereich von 100hPa bis 60hPa heizend, darüber kühlt die langwellige Ausstrahlung; die absorbierte kurzwellige Strahlung wirkt auf kompletter Höhe heizend. Die Wirkung der langwelligen Strahlung sowie die gesamte Heizrate erreichen jeweils bei etwa 80hPa ein Maximum. $Q_{\text{ask},40}$ erreicht in größerer Höhe die Nulllinie, $Q_{\text{ask,int}}$ bleibt positiv. Die Beträge der mittleren Heizraten sind im ERA-Interim-Datensatz deutlich größer als in ERA-40. Im Vergleich mit der ERA-Interim-Klimatologie sind die Werte des betrachteten Winters etwa vergleichbar.

5 Lagrangesche Auswertung

Die Lagrangesche Auswertung folgt Luftpaketen auf ihrem Weg, bietet also die Möglichkeit zu viel genaueren Aussagen über deren Zustand am Zielort. Dieses Kapitel untersucht zum einen den Lagrangeschen Kaltpunkt (lagrangian cold point, LCP), zum anderen die Verweildauer der Luftpakete in bestimmten Teilschichten der TTL. Es werden die Ergebnisse von vier verschiedenen Trajektorienantrieben verglichen: Vertikalwinde, All-Sky-Heizrate, Clear-Sky-Heizrate und totaler Heizrate.

5.1 Fallstudie: Winter 2001/2002

Die vorliegende Fallstudie betrachtet den Winter 2001/2002. Sie liefert zunächst die lagrangesche Darstellung der LCPs, weiter unten werden diese dann in Gitterboxen eingeteilt und innerhalb dieser Boxen gemittelt ("Eulersche Mittelung"). Zuletzt folgt die Betrachtung der Verteilung der Verweildauern zwischen zwei potentiellen Temperaturniveaus.

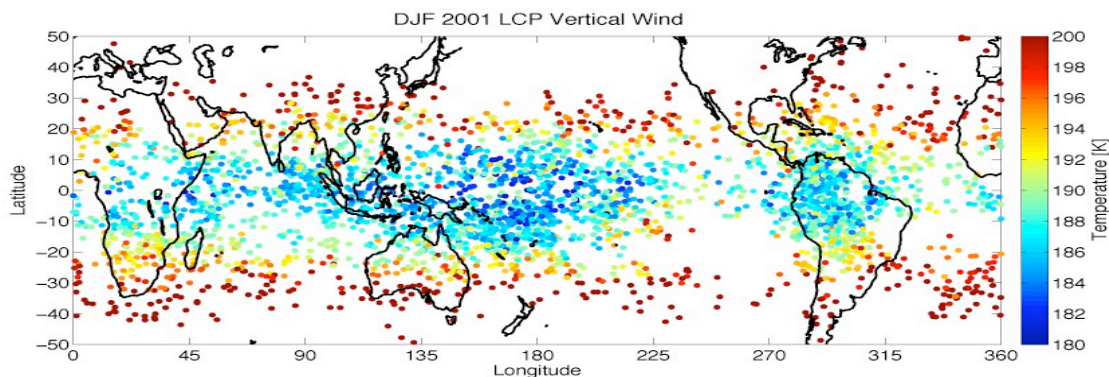


Abbildung 5.1: Lagrangescher Kaltpunkt Winter 2001/02 (Vertikalwindgetrieben)

Jeder Datenpunkt repräsentiert den Lagrangeschen Kaltpunkt einer Trajektorie mit ihrer Kaltpunkt-Temperatur als Farbe am entsprechenden Ort.

In Abbildung 5.1 ist für den ω -getriebenen Trajektorienlauf (ω -Trajektorien) des Winters 2001/2002 der LCP aller Trajektorien, die das 360K-Niveau passiert haben, eingezeichnet. Die tiefsten Temperaturen treten über dem Westpazifik zwischen 10°S und 10°N auf, generell sind die Temperaturen am tiefsten um den Äquator und werden nach Norden und Süden höher. Über dem nördlichen Südamerika lässt sich eine Trajektorienhäufung ausmachen, über dem Ostpazifik und dem Ostatlantik ist die Dichte eher gering.

Abbildung 5.2 zeigt für die Q_{csk} -getriebenen Trajektorien (Clear-Sky-Trajektorien, csk-Trajektorien), die von 360K aufgestiegen sind, den LCP. Hier treten die tiefsten Temperaturen ebenfalls über dem tropischen Westpazifik auf, sind jedoch stärker konzentriert als die kältesten ω -Trajektorien. Die größten Anhäufungen von ask-Trajektorien befinden sich leicht südöstlich der kältesten LCPs sowie über Südamerika. Über den Ozeanen außer dem Westpazifik befinden sich weniger csk-Trajektorien. Die csk-Trajektorien sind weniger gleichmäßig verteilt als die ω -Trajektorien.

5.1 Fallstudie: Winter 2001/2002

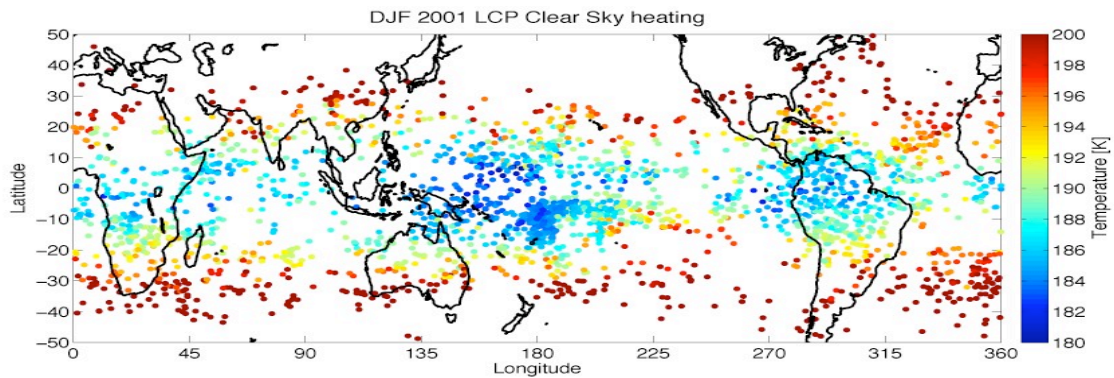


Abbildung 5.2: Lagrangescher Kaltpunkt Winter 2001/02 (Clear-Sky-Heizratengetrieben) wie Abbildung 5.1

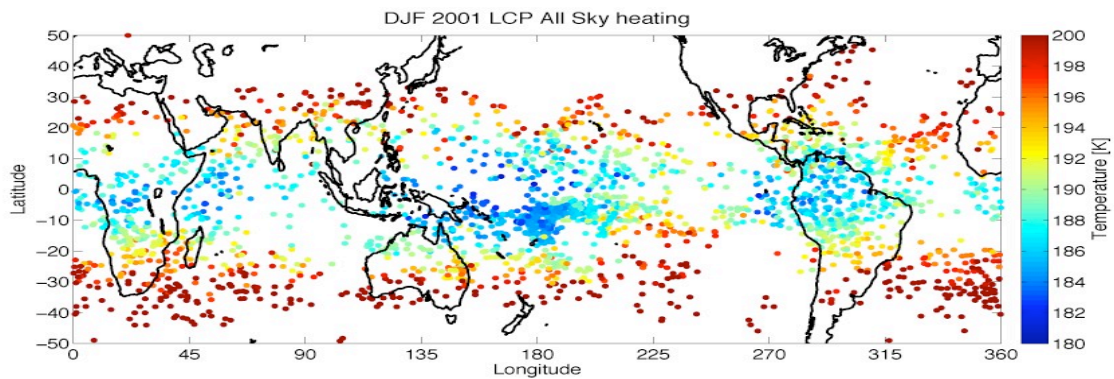


Abbildung 5.3: Lagrangescher Kaltpunkt Winter 2001/02 (All-Sky-Heizratengetrieben) wie Abbildung 5.1

Wie in Abbildung 5.3 zu erkennen, liegen die kältesten LCPs der Q_{ask} -getriebenen Trajektorien, die vom 360K-Niveau aufgestiegen sind (ask-Trajektorien) wiederum stärker konzentriert als diejenigen der csk-Trajektorien über dem Westpazifik bei etwa $10^{\circ}S$. Die größte LCP-Dichte tritt ebenfalls dort auf. Auffällig ist die Region östlich des maritimen Kontinents um den Äquator: hier erscheinen keine Trajektorien, in der direkten Umgebung scheint die Dichte jedoch besonders hoch zu sein.

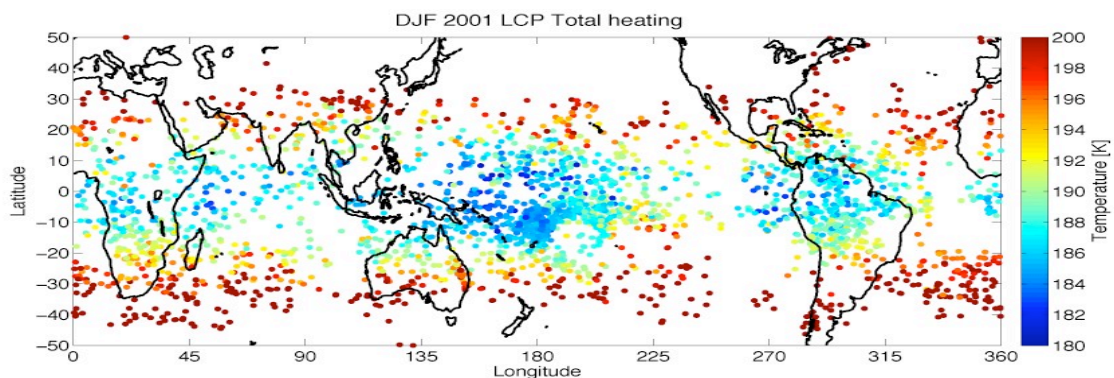


Abbildung 5.4: Lagrangescher Kaltpunkt Winter 2001/02 (Total-Sky-Heizratengetrieben) wie Abbildung 5.1

Abbildung 5.4 liefert die LCPs der Q_{tot} -getriebenen und von 360K aufgestiegenen Trajektorien (tot-Trajektorien). Das Bild ähnelt den ask-Trajektorien, jedoch ist der trajektorienfreie Bereich im Westpazifik weniger stark ausgeprägt.

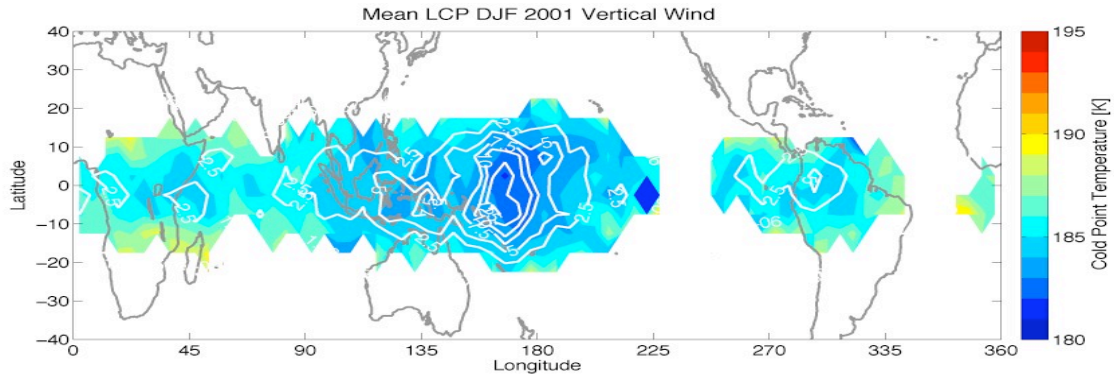


Abbildung 5.5: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 2001/02 (Vertikalwindgetrieben)

Farbig dargestellt ist die boxweise gemittelte Lagrangesche Kaltpunkttemperatur in K (Farbstand 1K) der tropischen Trajektorien. Die Konturen bezeichnen die Dichte der Trajektorien in % mit Konturabstand 2,5% Boxgröße: $5^\circ \times 5^\circ$

Abbildung 5.5 zeigt die eulersch gemittelten LCPs der ω -Trajektorien. Das Temperaturminimum liegt östlich des maritimen Kontinents mit weniger als 182K. Die größte Trajektorien-dichte wird etwas südlich davon erreicht. Weitere Trajektorienmaxima befinden sich über der südamerikanischen Westküste und den afrikanischen Küsten. Auch in der Nähe dieser Dichtemaxima zeigen sich Temperaturminima, diese sind jedoch deutlich weniger kalt, zwischen 184 und 185K.

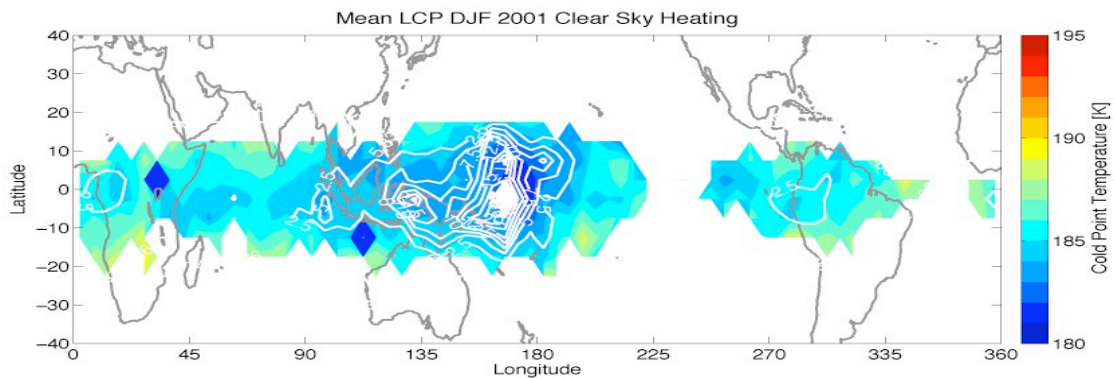


Abbildung 5.6: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 2001/02 (Clear-Sky-Heizratengetrieben) wie Abbildung 5.5

Die kältesten eulersch gemittelten LCPs der csk-Trajektorien (Abbildung 5.6) treten gegenüber jenen der ω -Trajektorien etwas nach Osten verschoben auf; die Dichte der Trajektorien in der Nähe der kältesten Temperaturen ist sehr viel höher (mehr als 2% pro Box) als im ω -Fall. Das Temperaturminimum unterscheidet sich dagegen weder in Hinblick auf die Position noch auf die Temperatur (auch hier: unter 182K) maßgeblich vom ω -Fall. Es gibt noch zwei weitere Dichtemaxima, die wiederum nahegelegenen Temperaturminima zugeordnet werden können und die sich über den jeweiligen Westküsten von Südamerika und Afrika befinden.

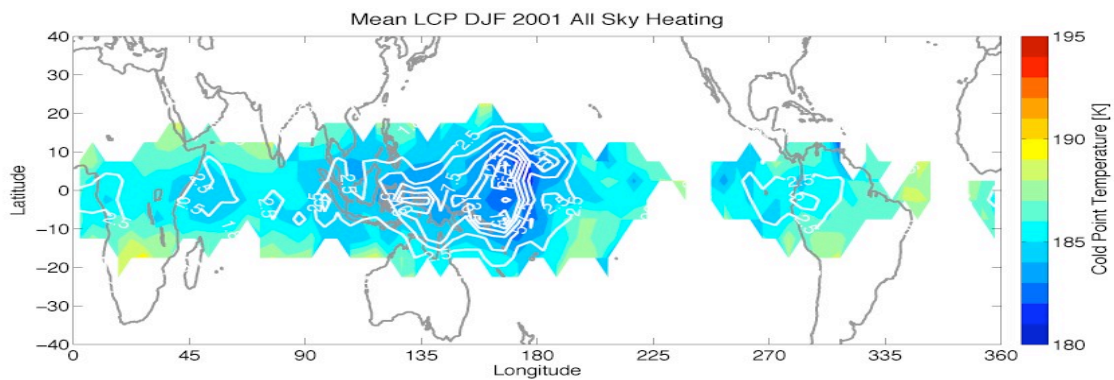


Abbildung 5.7: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 2001/02 (All-Sky-Heizratengetrieben) wie Abbildung 5.5

Die Dichte der ask-Trajektorien liegt bezüglich der Konzentriertheit zwischen den csk- und den ω -Trajektorien (vgl. Abbildung 5.7). Auch hier liegt das Temperaturminimum im Westpazifik; das Dichtemaximum liegt noch etwas westlich davon. Über dem indischen Ozean, den afrikanischen Küsten und der südamerikanischen Westküste erreicht die Trajektorienendichte Werte über 0,5% (Südamerika) bzw. 0,25% (sonst) der ask-Trajektorien pro Box, beim Temperaturminimum (wiederum kleiner als 182K) passieren mehr als 1,5% der "gültigen" Trajektorien pro Box.

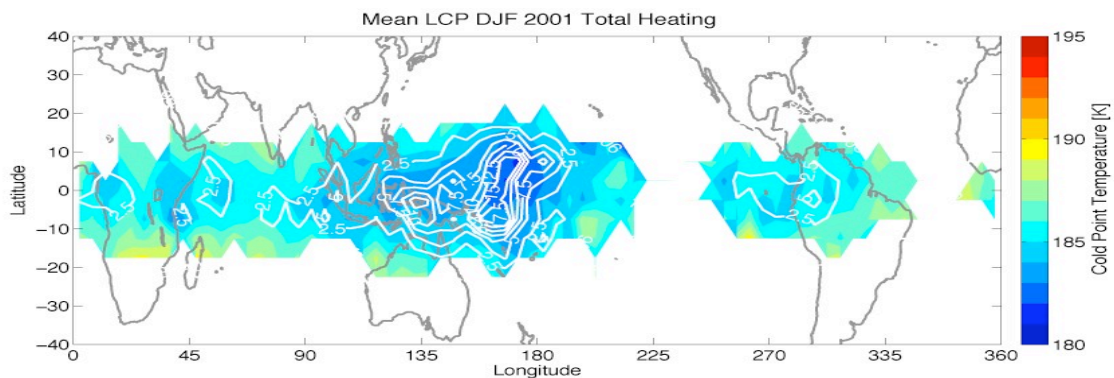


Abbildung 5.8: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 2001/02 (Total-Heizratengetrieben) wie Abbildung 5.5

In Abbildung 5.8 sind die eulersch gemittelten LCP der tot-Trajektorien zu sehen. Dieser Fall ähnelt stark dem der ask-Trajektorien aus Abbildung 5.7. Das Dichtemaximum von 1,5% der Trajektorien liegt knapp westlich des Temperaturminimums (<182K). Auch die Position und Stärke der Sekundärmaxima sind vergleichbar.

Ein Vergleich der Abbildungen 5.5 bis 5.8 zeigt, dass die vier gerechneten Antriebsarten sich hinsichtlich der örtlich gemittelten LCP-Temperaturen kaum unterscheiden, die jeweiligen Trajektorienverteilungen jedoch große Unterschiede aufweisen. Die ähnlichen Temperaturen können dadurch erklärt werden, dass in allen Fällen dasselbe eulersche Temperaturfeld für die Berechnung herangezogen wurde, lediglich der Weg der Luftpakete in diesem Feld unterscheidet sich. Die Dichteverteilung hat im ω -Fall die am wenigsten stark ausgeprägten Maxima, im csk-Fall die am stärksten ausgeprägten; ask- und tot-Fall bewegen sich ähnlich verteilt dazwischen. In allen Fällen treten die höchsten Dichten zwar nahe den tiefsten Temperaturen auf, jedoch nicht genau am gleichen Ort.

Wie sich in Abschnitt 5.2 zeigen wird, ist der Winter 2001/2002 ein eher kalter, die Minimumtemperaturen liegen, je nach Antrieb, 1K-3K unter dem langjährigen Mittel. Dies stimmt mit dem Ergebnis der eulerschen Auswertung in Kapitel 4 überein.

Die Verteilung der Verweildauern ist in Abbildung 5.9 für die vier Antriebe gezeigt. Die Anzahl pro Zeitintervall ist auf die Gesamtzahl der gestarteten Trajektorien normiert, nicht auf die von unter 360K aufgestiegenen. So ist es möglich, die ungefähre Anzahl der 360K-Trajektorien ebenfalls aus Abbildung 5.9 zu erkennen. Dies sind von 9231 gestarteten Trajektorien: 6405 csk-Trajektorien (69%), 6105 ask-Trajektorien(66%), 5646 tot-Trajektorien(61%) und 3969 ω -Trajektorien(43%). Die Verweildauerverteilungen der Schichten 360K-380K und 380K-400K erreichen bei recht kurzen Zeiten (<20 Tage) ihren Spitzenwert und fallen dann langsam ab. Außer für die tot-Trajektorien sind kürzere Verweildauern etwas häufiger zwischen 380K und 400K als zwischen 360K und 380K. Zwischen 360K und 400K treten kaum Verweildauern unter 20 Tagen auf, lediglich vereinzelte ω -Trajektorien sind so schnell. Die drei heizratengetriebenen Fälle zeigen die in Ploeger et al. (2010) beschriebene und mit verschiedenen Trajektorienpfaden erklärte Doppelspitzenstruktur mehr (csk) oder weniger (ask, tot) stark ausgeprägt. Für den ω -Fall lässt sie sich anhand dieser Auswertung weder bestätigen noch verneinen. Ebenda ist für den hier untersuchten Winter gezeigt, dass die csk-Trajektorien im unteren Bereich ($\theta < 365K$) sehr langsam aufsteigen. Trotzdem ist ausgerechnet der csk-Fall derjenige mit den meisten Trajektorien von unterhalb 360K, allerdings auch derjenige mit den wenigsten kurzen Verweildauern zwischen 360K und 380K.

5.1 Fallstudie: Winter 2001/2002

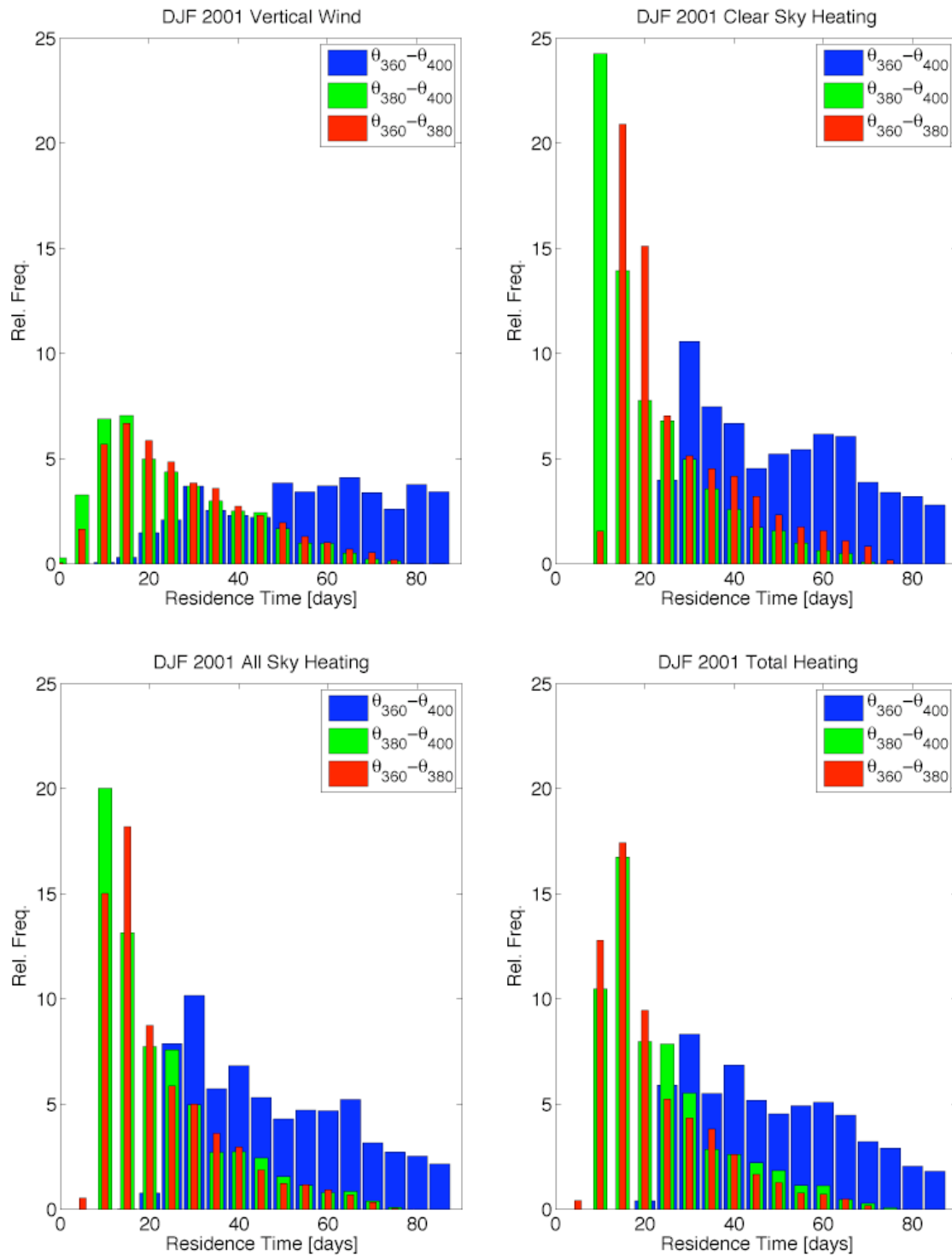


Abbildung 5.9: Verweildauerverteilung

Verweildauern 360K-380K, 380K-400K und 360K-400K für die Antriebe Vertikalwinde (oben links), Clear-Sky-Heizrate (oben rechts), All-Sky-Heizrate (unten links) und totale Heizrate (unten rechts). Die Anzahl ist auf die gestarteten Trajektorien normiert.

5.2 Klimatologie

Die Klimatologie liefert die Möglichkeit, die Fallstudie aus Kapitel 5.1 einzuordnen. Sie beinhaltet eulersche Langzeitmittel der LCPs sowie Zeitserien der tropisch gemittelten Verweildauern zwischen zwei potentiellen Temperaturflächen.

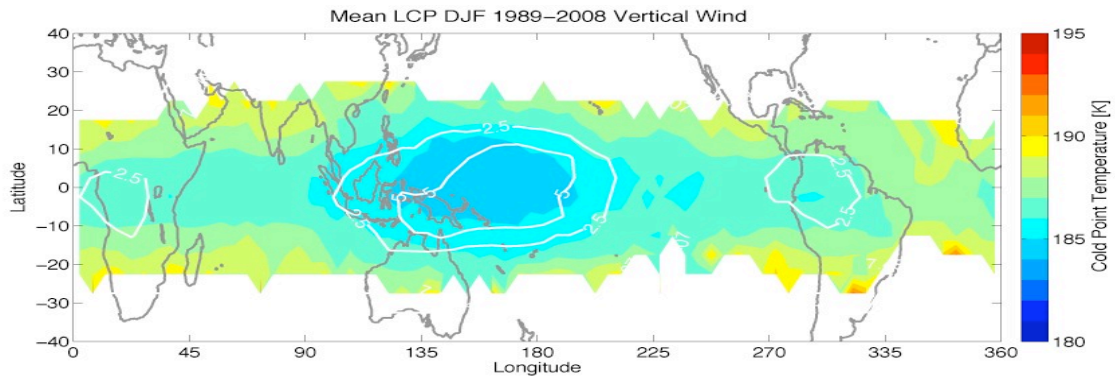


Abbildung 5.10: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 1989/90–2008/09 (Vertikalwindgetrieben) wie Abbildung 5.5

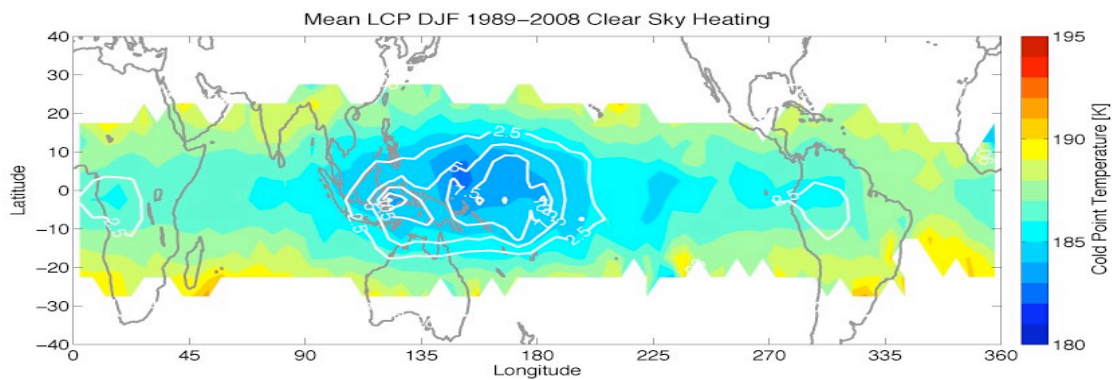


Abbildung 5.11: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 1989/90–2008/09 (Clear-Sky-Heizratenge-
trieben)
wie Abbildung 5.10

5.2 Klimatologie

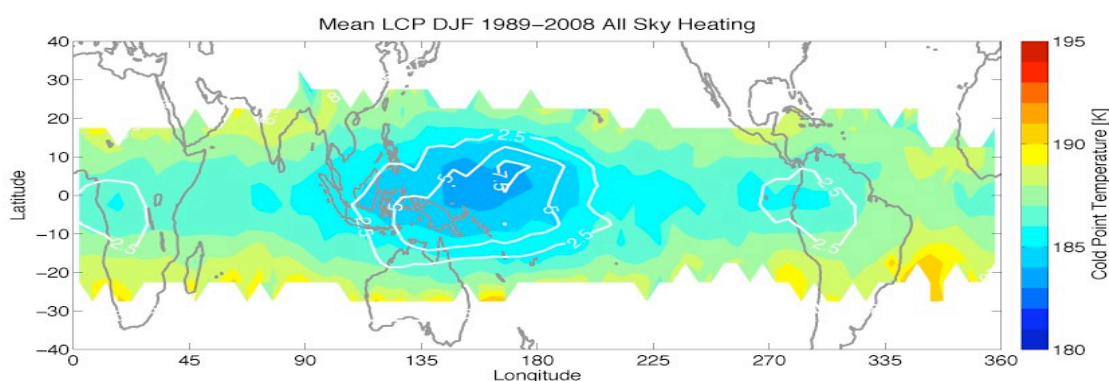


Abbildung 5.12: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 1989/90-2008/09 (All-Sky-Heizratengetrieben)

wie Abbildung 5.10

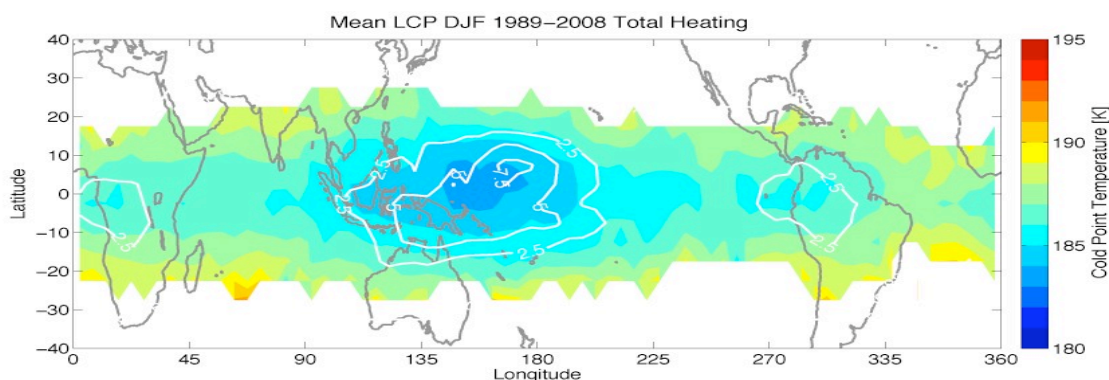


Abbildung 5.13: Mittlerer Lagrangescher Kaltpunkt DJF 1989/90-2008/09 (Total-Heizratengetrieben)

wie Abbildung 5.10

Die Abbildungen 5.10 bis 5.13 zeigen die Klimatologie der LCP-Temperaturen sowie der zugehörigen Trajektoriendichten. Allen Antrieben ist das Temperaturminimum über dem Westpazifik gemein, dessen Werte unterscheiden sich jedoch: der ω -Fall ist der wärmste der untersuchten, es werden nirgendwo Werte unter 184K erreicht, wohingegen die Temperaturen der csk-Trajektorien unter 183K absinken und damit ca. 2K tiefer sind. Die Fälle ask und tot liegen genau dazwischen und unterscheiden sich untereinander kaum in der Form der Temperaturverteilung. Wenig ausgeprägte Sekundärminima befinden sich in den Heizratenfällen über Südamerika und Afrika, im ω -Fall kann das afrikanische Minimum nicht erkannt werden, entweder, weil es gar nicht existiert oder, weil es die nächste Farbgrenze nicht schneidet. Die Dichtekonturen zeigen an, dass die höchsten Konzentrationen von Trajektorien jeweils in der Nähe der Temperaturminima auftritt, diese Extrema jedoch nicht zusammenfallen. Wie bereits in der Fallstudie DJF 2001/2002 (Abbildungen 5.5ff) ist die Dichteverteilung der ω -Trajektorien flacher als die der Q-Fälle. Sie bleibt unter 0,75% der Trajektorien pro $5^\circ \times 5^\circ$ -Box, während im csk-Fall bis über 1% zusammenfallen. Ask- und tot-Trajektorien liegen mit über 0,75% pro Box wieder dazwischen.

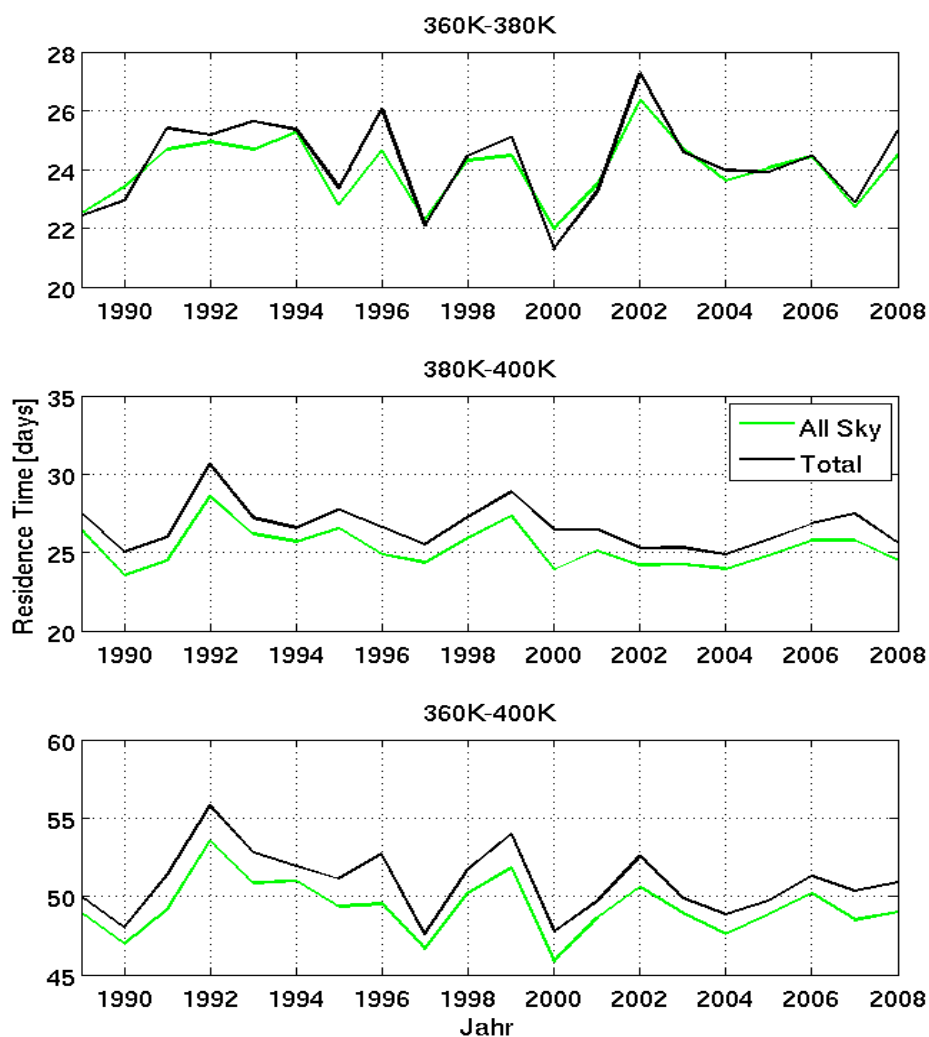


Abbildung 5.14: Zeitserie der tropisch gemittelten Verweildauern der Winter 1989/90-2008/09

In Abbildung 5.14 sind die Zeitserien der mittleren Verweildauern der tropischen Trajektorien, die während des jeweiligen Winters von unterhalb 360K bis nach 400K aufgestiegen sind, zu sehen. Berücksichtigt wurden hier nur die Fälle "All Sky" und totale Heizrate. Da das Niveau neutraler Clear-Sky-Nettoheizrate LZRH in den Tropen nahe 360K liegt (vgl. Abbildung 2.2), ist eine Berechnung der Verweildauer ab 360K nicht sinnvoll (siehe dazu auch Ploeger et al., 2010). Eine Abbildung der Verweildauern zwischen 370K und 400K findet sich im Anhang A. Eine Untersuchung der Vertikalwinde unterbleibt wegen der geringen Anzahl der von 360K aufgestiegenen Trajektorien.

All-Sky- und Total-Trajektorien brauchen jeweils ähnlich lange für den Aufstieg durch die betrachteten Schichten hindurch. Zwischen 360K und 380K ist dies besonders augenfällig, beide Zeitserien haben einen Mittelwert von etwa 24 Tagen und bewegen sich in Phase, lediglich die Extremwerte sind im Total-Fall etwas stärker ausgeprägt. In den meisten Jahren bewegen sich beide Kurven zwi-

schen Verweildauern von 22 und 26 Tagen. In der Schicht darüber, zwischen 380K und 400K sind die Zeitserien wiederum ähnlich, haben jedoch einen systematischen Abstand von etwas mehr als einem Tag. Die All-Sky-Trajektorien benötigen im Mittel 24 bis 28 Tage für den Aufstieg, die Total-Trajektorien 25 bis 30 Tage. In beiden Schichten zusammen, also für den Aufstieg von 360K bis 400K variiert der Abstand der Kurven stärker, sie liegen zwischen einem und drei Tagen auseinander. Der All-Sky-Fall ist mit 46 bis 54 Tagen etwas schneller als der Total-Fall (48 bis 56 Tage).

Ploeger et al. (2010) geben in einer Fallstudie des Winters 2001/2002 für die Schicht zwischen 370K und 400K Verweildauern von 33 Tagen für die All-Sky-Trajektorien, 36 Tagen für Total-Trajektorien und 32 Tagen für Clear-Sky-Trajektorien an. Diese Werte werden hier erwartungsgemäß weit überschritten, da die betrachtete Schicht dicker ist. Allerdings sind auch hier die mit totalen Heizraten berechneten Trajektorien langsamer als die mit All-Sky-Heizraten angetriebenen. Nach Anhang A sind die Verweildauern zwischen 370K und 400K im Rahmen dieser Untersuchung jedoch immer noch deutlich länger als die angegebenen. Im fraglichen Winter betragen sie 38 Tage (Clear Sky), 39 Tage (All Sky) und 41 Tage (Total). Die Verhältnisse der Verweildauern zueinander sind also übereinstimmend mit Ploeger et al.(2010). Die unterschiedlichen Dauern lassen sich möglicherweise durch die verschiedenen verwendeten Trajektorienmodelle sowie den unterschiedlichen Start der Trajektorien erklären.

Krüger et al. (2009) zeigen eine ähnliche Zeitreihe für ask-Trajektorien aus ERA-40- und operationellen ECMWF-Daten. Verglichen zu dort sind die Verweildauern aus ERA-Interim in der Schicht 360K-380K ähnlich groß wie die aus den operationellen Daten und deutlich unterhalb ERA-40; für die obere Schicht (380K-400K) und dementsprechend auch für 360K-400K sind ERA-Interim-Trajektorien viel schneller als beide. Ploeger et al. (2010) kommen zu dem Ergebnis, dass für eine möglichst realistische Transportmodellierung tot-Trajektorien nötig sind. Zumindest in Hinblick auf Verweildauern liefern ask-Trajektorien ganz ähnliche Ergebnisse wie diese.

	csk	ask	tot
Plöger	32	33	36
Geib	38	39	41

Tabelle 5.1: Verweildauern zwischen 370K und 400K in Tagen

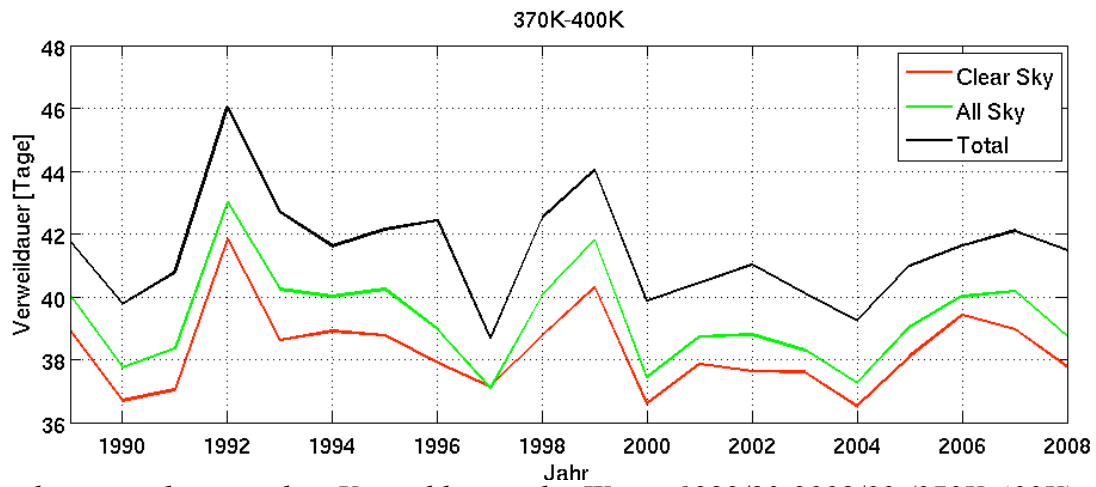
6 Zusammenfassung

Diese Arbeit hatte die Untersuchung des Transports durch die TTL zum Thema. Dazu wurden zunächst die beiden ECMWF-Reanalysedatensätze ERA-40 und ERA-Interim im Bereich der TTL im NH-Winter verglichen. Sowohl in der Klimatologie als auch in der Fallstudie zeigte ERA-Interim sich klar überlegen; das gilt insbesondere für die Vertikalwinde, die sich je nach Druckniveau um bis zu zwei Größenordnungen unterscheiden und die im ERA-40-Datensatz im betrachteten Bereich fast konstant über die Höhe sind. Aber auch die All-Sky-Heizraten sind in den ERA-Interim-Daten realistischer.

Danach wurden auf Basis verschiedener ERA-Interim-Größen (vertikale Windgeschwindigkeit, Clear-Sky-Heizrate, All-Sky-Heizrate und Totale Heizrate) Trajektorien berechnet und hinsichtlich Kaltpunkttemperatur und Verweildauern ausgewertet. Die Clear-Sky-Heizraten erwiesen sich als ungeeignet, den Transport unterhalb eines Niveaus von ca. 365K bis 370K abzubilden. Vertikalwinde erscheinen ungeachtet der deutlichen Verbesserungen gegenüber dem ERA-40-Datensatz weiterhin schlecht geeignet, vertikale Transporte abzubilden. Im Mittel sind die mit Vertikalwinden berechneten Trajektorien von den vier hier betrachteten Antrieben am wärmsten, gefolgt von All-Sky- und totaler Heizrate, die sich untereinander kaum unterscheiden und dem kältesten Fall, der Clear-Sky-Heizrate. Von den auf 400K gestarteten und rückwärts gerechneten Trajektorien kommen bei Antrieb mit Clear-Sky-Heizraten im Vergleich zu den anderen Antrieben die meisten aus der Troposphäre, die im Vergleich wenigsten tun dies bei Berechnung mit Vertikalwinden.

In Zukunft wäre es möglich und interessant, die Trajektorien in Hinblick auf weitere Größen, wie z.B. den Wasserdampfgehalt auszuwerten. Auch eine Betrachtung der anderen Jahreszeiten erscheint interessant. Ebenfalls ist eine weitere Untersuchung sinnvoll, ob und in welchem Rahmen sich Vertikalwinde im Bereich der TTL auswerten lassen.

Anhang A: Ergänzende Abbildung zu Kapitel 5.2



Zeitserie der tropisch gemittelten Verweildauern der Winter 1989/90-2008/09 (370K-400K)

Abkürzungen und Indizes

40	ERA-40
ask	All Sky
CPT	Cold Point Tropopause
ask	Clear Sky
DJF	Dezember, Januar, Februar
ECMWF	European Centre of Medium range Weather Forecast
ERA-40	"ECMWF Reanalyse, 40 Jahre", tatsächlich 45 Jahre lang
ERA-Interim	ECMWF Reanalyse, laufende Reanalyse seit 1989
int	ERA-Interim
LCP	Lagrangian Cold Point
LRT	Lapse Rate Tropopause
NH	Nordhemisphäre
Q	Heizrate
SH	Südhemisphäre
tot	Total
TTL	Tropical Tropopause Layer
ω	Vertikalwind

Literaturverzeichnis

- Andersson, E. und J.-N. Thépaut, 2008. ECMWF's 4D-Var data assimilation system – the genesis and ten years in operations. *ECMWF Newsletter*, **115**, 8-12.
- Bonazzola, M. und P. Haynes, 2004. A trajectory-based study of the tropical tropopause region. *J. Geophys. Res.*, **109**, D20112, doi: 10.1029/2003JD004356.
- Brunn, W., 2007. Die Minimumtemperatur in der tropischen Tropopausenschicht im Nordhemisphärischen Winter von 1957-2006. *Diplomarbeit an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel*, 123S., <http://www.ifm-geomar.de/index.php?id=3836>.
- Folkins, I., M. Loewenstein, J. Podolske, S. Oltmans und M. Proffitt, 1999. A barrier to vertical mixing at 14km in the tropics: Evidence from ozonesondes and aircraft measurements. *J. Geophys. Res.*, **104**, 22095-221202.
- Fueglistaler, S. und P. Haynes, 2005. Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24108. doi:10.1029/2005JD005516.
- Fueglistaler, S., M. Bonazzola, H. Hatsushika, P.H. Haynes, T. Peter, H. Wernli und K. Yamazaki, 2005. Tropical Troposphere-to-Stratosphere Transport: A Lagrangian Perspective. *SPARC Newsletter*, (25), 20-22.
- Fueglistaler, S., A. E. Dessler, T. J. Dunkerton, I. Folkins, Q. Fu und P. W. Mote, 2009. Tropical tropopause layer. *Rev. Geophys.*, **47**, RG1004, doi: 10.1029/2008RG000267.
- Gottelman, A. und P. M. de F. Forster, 2002. A Climatology of the Tropical Tropopause Layer. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **80**(4B), 911-924.
- Gottelman, A., W. J. Randel, F. Wu und S. T. Massie, 2002. Transport of water vapor in the tropical tropopause layer. *Geophys. res. lett.*, **29**(1),9. doi:10.1029/2001GL013818.
- Gottelman, A., P. M. de F. Forster, M. Fujiwara, Q. Fu, H. Vömel, L. K. Gohar, C. Johanson und M. Ammerman, 2004. Radiation balance of the tropical tropopause layer. *J. Geophys. Res.*, **109**, D07103. doi:10.1029/2003JD004190.
- Häckel, H., 1993. *Meteorologie*. Verlag Eugen Ulmer, 3. Auflage.
- Hashiguchi, N. O., M. D. Yamanaka, S.-Y. Ogino, M. Shiotani und T. Sribimawati, 2006. Seasonal and interannual variations of temperature in the tropical tropopause layer (TTL) over Indonesia based on operational ravinsonde data during 1992-1999. *J. Geophys. Res.*, **111**. doi:10.1029/2005JD006501.
- Haynes, P. H. und E. Shuckburgh, 2000. Effective diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport: 2. Troposphere and lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **105**(D18), 22795-22810.
- Highwood, E. J. und B. J. Hoskins, 1998. The tropical tropopause. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 1579-1604.
- Kim, H. und A. E. Dessler, 2004. Observations of convective cooling in the tropical tropopause layer in AIRS data. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **4**, 7615-7629. SRef-ID: 1680-7375/acpd/2004-4-7615.

- Kraus, H., 2004. Die Atmosphäre der Erde – Eine Einführung in die Meteorologie. Springer, 3. Auflage.
- Krüger, K., S. Tegtmeier und M. Rex, 2008. Long-term climatology of air mass transport through the Tropical Tropopause Layer (TTL) during NH winter. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 813-823.
- Krüger, K., S. Tegtmeier und M. Rex, 2009. Variability of residence time in the tropical tropopause layer during northern hemisphere winter. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 12597-12614.
- Manney, G., D. Allan, K. Krüger, J. Sabutis, S. Pawson, R. Swinbank, C. Randall, A. Simmons und C. Long, 2005. Diagnostic comparison of meteorological analyses during the 2002 Antarctic winter. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1261-1278.
- Meijer, E. W., B. Bregman, A. Segers und P. F. J. van Velthoven, 2004. The influence of data assimilation on the age of air calculated with a global chemistry-transport model using ECMWF windfields. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(23), L23114, doi:10.1029/2004GL021158.
- Minschwaner, K., A. E. Dessler, J. W. Elkins, C. M. Volk, D. W. Fahey, M. Loewenstein, J. R. Podolske, A. E. Roche und K. R. Chan, 1996. Bulk properties of isentropic mixing into the tropics in the lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 9433-9439.
- Monge-Sanz, B., M. Chipperfield, A. Simmons und S. Uppala, 2007. Mean age of air and transport in a CTM: comparison of different ECMWF analyses. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04801, doi:10.1029/2006GL028515.
- Ploeger, F., P. Konopka, G. Günther, J.-U. Groöß und R. Müller, 2010. Impact of the vertical velocity scheme on modeling transport in the tropical tropopause layer. *J. Geophys. Res.*, **115**, D03301, doi:10.1029/2009JD012023.
- Plumb, R. A., 1996. A "tropical pipe" model of stratospheric transport. *J. Geophys. Res.*, **101**(D2), 3957-3972.
- Randel, W.J., F. Wu, S. J. Oltmans, K. Rosenlof und G. E. Nedoluha, 2004. Interannual Changes of Stratospheric Water Vapor and Correlations with Tropical Tropopause Temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2133-2148.
- Scheele, M., P. Sigmund und P. van Velthoven, 2005. Stratospheric age of air computed with trajectories based on various 3D-Var and 4D-Var data sets. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1-7.
- Sherwood, S. C. und A. E. Dessler, 2001. A Model for Transport across the Tropical Tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 765-779.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, S. Kobayashi, 2006. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110**, 25-35.
- Tegtmeier, S., K. Krüger, I. Wohltmann, K. Schoellhammer und M. Rex, 2008. Variations of the residual circulation in the Northern Hemispheric Winter. *J. Geophys. Res.*, **113**, D16109, doi:10.1029/2007JD009518.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Sarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally,

- J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo und J. Woollen, 2005. The ERA-40 Re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**(612), 2961-3012. doi:10.1256/qj.04.176.
- Vömel, H., S. J. Oltmans, B. J. Johnson, F. Hasebe, M. Shiotani, M. Fujiwara, N. Nishi, M. Agama, J. Cornejo, F. Paredes und H. Enriquez, 2002. Balloon-borne observations of water vapor and ozone in the tropical upper troposphere and lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **107**(D14). doi:10.1029/2001JD000707.
- Volk, C., J. Elkins, D. Fahey, R. Salawitch, G. Dutton, J. Gilligan, M. Proffitt, M. Loewenstein, J. Podolske, K. Minschwaner, und J. Margitan, 1996. Quantifying transport between the tropical and mid-latitude lower stratosphere. *Science*, **272**(5269), 1763-1768.
- Wohltmann, I. und M. Rex, 2008. Improvement of vertical and residual velocities in pressure or hybrid sigma-pressure coordinates in analysis data in the stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 265-272
- World Meteorological Organization, 2007. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 50

Danksagung

Zuletzt möchte ich mich bei allen bedanken, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben. Dies sind insbesondere:

- Frau Prof. Dr. Kirstin Krüger dafür, dass sie das Thema bereitgestellt und betreut hat
- Frau Dr. Birgit Quack dafür, dass sie sich als Zweitkorrektorin zur Verfügung gestellt hat
- Robyn Schofield für die Durchführung und Bereitstellung der Trajektorienläufe
- Susann Tegtmeier und Viktoria Mohr dafür, dass sie bei Fragen zur Verfügung standen
- meine Eltern, die mir das Studium ermöglichten
- Hauke Janzen für sein Verständnis und das Korrekturlesen

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, November 2010

(Anika Geib)