

# Ursachen und Wirkung der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre

Dissertation der Fakultät für Physik  
der  
Ludwig-Maximilians-Universität  
München

vorgelegt von  
Theresa Runde  
aus Vreden

München, den 27. April 2012

Erstgutachter: Prof. Dr. Martin Dameris, LMU München  
Zweitgutachter: Prof. Dr. Bernhard Mayer, LMU München  
Datum der mündlichen Prüfung: 25. Juni 2012

## Zusammenfassung

Die vorliegende Dissertation befasst sich mit der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre (engl.: stratosphere-troposphere coupling - STC). Die Umstände, die zum Einfluss polarer stratosphärischer Störungen auf die troposphärische Dynamik im Winter führen, sollen identifiziert werden und die troposphärische Reaktion auf die STC soll quantifiziert werden. Die durchgeführten Studien basieren zum Großteil auf Modellsimulationen mit dem Klima-Chemie Modell E39CA, aber ebenso auf Beobachtungsdatensätzen.

Zu Beginn dieser Arbeit wird das E39CA hinsichtlich der STC durch konsistente Analysen der ERA-40 Daten und dem Vergleich mit bestehenden Studien basierend auf NCEP/NCAR Reanalyse Daten evaluiert. Dies geschieht mit der Methode von Baldwin und Dunkerton (2001), die eine Klassifizierung der polaren stratosphärischen Dynamik in der Winterjahreszeit in zwei Gruppen von anomalen dynamischen Zuständen (Stark- und Schwachwirbelereignisse) vorsieht. Während dieser stratosphärischen Situationen kann eine ausgeprägte Signalpropagation von der Stratosphäre in die Troposphäre gefunden werden. Die Untersuchungen von Modell- und Beobachtungsdaten aus der Nord- und der Südhemisphäre liefern qualitativ und quantitativ gleichwertige Ergebnisse für die Eigenschaften der STC.

Die Untersuchungen zeigen außerdem, dass die Fall-zu-Fall Variabilität dieser anomalen stratosphärischen Situationen, insbesondere bzgl. der troposphärischen Reaktion, sehr hoch ist. Ein Vergleich der Stärke des stratosphärischen Signals mit dem Ausmaß der Reaktion der Troposphäre suggeriert, dass die Stärke der troposphärischen Reaktion weitestgehend unabhängig von der Stärke der stratosphärischen Störung und der Dauer der Signalpropagation bis in die untere Troposphäre ist. Diese Befunde führen zu der Annahme, dass die Troposphäre aktiv an der Signalpropagation aus der Stratosphäre beteiligt sein kann.

Dementsprechend wird eine neue Methode entwickelt, welche nicht nur die Unterscheidung der stratosphärischen Dynamik (Stark- und Schwachwirbelereignisse), sondern auch der Stärke der troposphärischen Reaktion (verstärkter und verminderter Einfluss auf die Troposphäre) ermöglicht. Diese Methode erlaubt exakt die Umstände zu ermitteln, die für eine verstärkte Signalpropagation verantwortlich sind.

Basierend auf den vier neuen Gruppen von Ereignissen kann gezeigt werden, dass im Falle der Ereignisse mit starker troposphärischer Reaktion, bereits zwei bis drei Monate bevor das stratosphärische Signal die untere Troposphäre erreicht, eine signifikante Veränderung der Stärke des troposphärischen Strahlstroms in den mittleren Breiten und der Wellengeneration und -dissipation in der mittleren und oberen Troposphäre zu finden ist. Der dynamische Zustand der Stratosphäre ist dabei statistisch nicht unterscheidbar für Ereignisse mit verstärkter und abgeschwächter Reaktion der Troposphäre. Die Reaktion der unteren Troposphäre auf die Signalpropagation ist eine beachtliche Veränderung der Stärke der troposphärischen Winde. Die verstärkte Signalpropagation während Schwachwirbelereignissen (Starkwirbelereignissen) induziert im Mittel eine Abschwächung (Verstärkung) der Zonalwinde in der freien Troposphäre um bis zu 20% und der bodennahen Winde um bis zu 30%. Die maximalen Änderungen sind im Bereich des Nordatlantiks und der südlichen Region des Indischen Ozeans zu finden.

Die signifikante troposphärische Reaktion ist unter wohldefinierten Konstellationen von troposphärischem und stratosphärischem dynamischen Zustand vorherbestimmbar und liefert damit Grundlagen für weitere Studien zur verbesserten saisonalen Wettervorhersage.



## Abstract

Primarily, this dissertation is concentrating on the dynamical coupling of stratosphere and troposphere (STC). The circumstances under which an impact of polar stratospheric perturbations on tropospheric dynamics exists should be identified and the tropospheric response should be quantified. The studies are mostly based on transient simulations with the chemistry-climate model (CCM) E39CA, but also on observations.

At first, the E39CA is evaluated in terms of STC by applying the method from Baldwin und Dunkerton (2001) for division of the polar stratospheric dynamics in the winter season into two groups of anomalous dynamical situations (strong and weak vortex events). The evaluation of E39CA is done by comparing the model results against consistent analyses with ERA-40 data and against existing studies based on NCEP/NCAR reanalysis data. From former studies it is known that during these stratospheric situations a distinct signal propagation from the stratosphere to the troposphere is found. These analyses of model and observational data for the northern and southern hemisphere provide qualitatively and quantitatively similar results for the characteristics of STC.

The investigations show that there is a high case-to-case variability of the anomalous stratospheric situations, particularly in terms of the tropospheric response. Comparison of the strength of the signal in the stratosphere to the extent of the tropospheric response suggests that the magnitude of signal propagation is independent from the strength of the signal in the stratosphere and the duration of downward propagation of the signal to the lower troposphere. These facts lead to the assumption that the troposphere can play an active role regarding the downward propagation of stratospheric perturbations.

Accordingly, a new method is developed that allows not only for stratospheric differentiation (strong and weak vortex events) but also for differentiation of the strength of the tropospheric response (enhanced or reduced impact on the troposphere) to capture the circumstances that are responsible for an amplified or weakened downward propagation.

Based on the four new groups of events, it is shown that in case of the events with enhanced tropospheric response significant changes of the strength of the tropospheric jet in the mid-latitudes and of wave generation and dissipation in the middle and upper troposphere are found already two to three months before the stratospheric signal reaches the lower troposphere. The stratospheric dynamical state is statistically not distinguishable for events with enhanced and reduced tropospheric response. The response in the lower troposphere due to the enhanced downward propagation is a substantial change of the strength of the tropospheric winds. The enhanced signal propagation of weak (strong) vortex events induces on average a weakening (strengthening) of the zonal winds in the free troposphere up to 20% and of the near surface winds up to 30%. The strongest changes are found in the North Atlantic and in the southern region of the Indian Ocean.

This shows that under well-defined constellations of tropospheric and stratospheric dynamical state, a downward propagation of the signal is predictable and therefore provides the basis for further studies on improved seasonal weather prediction.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Motivation . . . . .	1
1.2	Dynamik der Stratosphäre . . . . .	2
1.3	Stand des Wissens . . . . .	5
1.4	Zielsetzung und Gliederung der Arbeit . . . . .	10
<b>2</b>	<b>Datengrundlage</b>	<b>13</b>
2.1	Klima-Chemie Modell E39CA . . . . .	13
2.1.1	Wellen im Modell . . . . .	15
2.1.2	Dynamik der Stratosphäre im Modell . . . . .	15
2.2	Transiente Simulationen . . . . .	16
2.2.1	Ref1 . . . . .	17
2.2.2	SCN . . . . .	17
2.2.3	NCC - No Climate Change . . . . .	18
2.3	Reanalyse Datensätze . . . . .	19
2.3.1	ERA-40 . . . . .	19
2.3.2	NCEP/NCAR . . . . .	19
<b>3</b>	<b>Konventionelle Analysemethode der Kopplung - Evaluierung des E39CA</b>	<b>21</b>
3.1	Nordhemisphäre . . . . .	22
3.2	Südhemisphäre . . . . .	32
3.3	Diskussion . . . . .	39
3.4	Fazit und Motivation für die Entwicklung einer neuen Analysemethode . . . . .	45
<b>4</b>	<b>Neue Analysemethode der Kopplung</b>	<b>47</b>
4.1	Methode der neuen Klassifizierung . . . . .	48
4.2	Anwendung auf ERA-40 und Ref1 Daten . . . . .	53
4.2.1	Nordhemisphäre . . . . .	54
4.2.2	Südhemisphäre . . . . .	57
4.3	Statistische Aspekte . . . . .	59
4.3.1	Nordhemisphäre . . . . .	63
4.3.2	Südhemisphäre . . . . .	67
<b>5</b>	<b>Ursachen und Wirkung der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre</b>	<b>73</b>
5.1	Ursachenforschung - Nordhemisphäre . . . . .	74
5.1.1	Stratosphärische Signalpropagation . . . . .	74
5.1.2	Stratosphärische und troposphärische Wellenaktivität . . . . .	77

5.1.3	Zonalwind und vertikale Wellenpropagation . . . . .	79
5.1.4	Eliassen Palm Diagnostik . . . . .	84
5.2	Wirkung - Nordhemisphäre . . . . .	88
5.2.1	Troposphärische Winde . . . . .	88
5.2.2	Nordatlantische Oszillation (NAO) . . . . .	91
5.3	Zusammenfassung und Fazit . . . . .	93
5.4	Ursachenforschung - Südhemisphäre . . . . .	95
5.4.1	Stratosphärische Signalpropagation . . . . .	96
5.4.2	Stratosphärische und troposphärische Wellenaktivität . . . . .	99
5.4.3	Zonalwind und vertikale Wellenpropagation . . . . .	101
5.4.4	Eliassen Palm Diagnostik . . . . .	106
5.5	Wirkung - Südhemisphäre . . . . .	109
5.5.1	Troposphärische Winde . . . . .	110
5.5.2	Polarstereographische Strukturen . . . . .	112
5.6	Zusammenfassung und Fazit . . . . .	114
5.7	Diskussion der Ergebnisse . . . . .	116
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>121</b>
6.1	Zusammenfassung der wissenschaftlichen Ergebnisse . . . . .	121
6.2	Schlussfolgerung und Ausblick . . . . .	123
<b>A</b>	<b>Mathematische und statistische Grundlagen</b>	<b>127</b>
A.1	Empirische Orthogonalfunktion . . . . .	127
A.2	Tiefpassfilterung . . . . .	128
A.3	Kreuz-Korrelation . . . . .	129
A.4	Eliassen Palm Fluss . . . . .	129
A.5	Fourier-Analyse . . . . .	130
A.6	Signifikanztests . . . . .	130
A.6.1	Bootstrap Methode . . . . .	131
A.6.2	Student'scher $t$ -Test . . . . .	131
	<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>134</b>
	<b>Indexverzeichnis</b>	<b>137</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>138</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

### 1.1 Motivation

Seit Beginn der Industrialisierung steigen die Emissionen von langlebigen Treibhausgasen in der Atmosphäre an. Neben der Nutzung fossiler Brennstoffe ist ebenso die Abholzung von Wäldern, die Massentierhaltung und die intensive Landnutzung für einen Anstieg der Emissionen verantwortlich. Diese ist verknüpft mit einer Zunahme der strahlungswirksamen atmosphärischen Spurengase. Zusätzlich zum natürlichen Treibhauseffekt, der das Leben auf der Erde erst möglich macht, hat die anthropogene Verstärkung des Treibhauseffekts eine Veränderung des Klimas der gesamten Atmosphäre zur Folge. Erhöhte Treibhausgaskonzentrationen führen neben einer globalen troposphärischen Erwärmung (Treibhauseffekt) zu einer Abkühlung der Stratosphäre (Randel et al., 2009). Zahlreiche langzeitliche Simulationen, durchgeführt mit allgemeinen Zirkulations- und Klimamodellen, zeigen eine Fortsetzung dieser Temperaturrends in die Zukunft (IPCC, 2007). Die möglichen Folgen sind jedoch sehr vielfältig und weitreichend (Cubasch und Kasang, 2000). Die troposphärische Klimaänderung tritt nicht nur in Form der Temperaturerhöhung in Erscheinung, sondern auch durch ein häufigeres Auftreten von extremen Wetterereignissen wie bspw. Starkniederschlägen und daraus folgendem Hochwasser, Wirbelstürmen aber auch Hitzewellen mit langen Dürreperioden (Meehl et al., 2000). Langfristig gesehen trägt die gegenwärtige Klimaänderung zum Abschmelzen der Gletscher und damit zum Anstieg des Meeresspiegels bei (IPCC, 2007). Das Ausmaß dieser klimabedingten Änderungen ist bedeutend, ihre Vorhersage allerdings nicht durchweg zuverlässig.

Der anthropogen bedingte Treibhauseffekt hat zudem einen Einfluss auf die über der Troposphäre liegende Stratosphäre. Neben einer strahlungsbedingten Temperaturabnahme tritt die stratosphärische Klimaänderung bspw. durch Veränderungen in der Dynamik und Chemie in Erscheinung. Unter anderem wird mit einer Verstärkung der mittleren meridionalen Zirkulation der Stratosphäre (Brewer-Dobson Zirkulation - BDZ) gerechnet (Butchart et al., 2006). Diese ist für den Transport von Spurenstoffen in der Atmosphäre und den Luftmassenaustausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre von Bedeutung. Eine Änderung der Zirkulation kann zu einem veränderten Strahlungshaushalt wegen Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung einzelner Regionen und damit zu einer Änderung des Klimas führen.

Aufgrund zahlreicher Studien in den letzten Jahren zeigt sich, dass die Stratosphäre durchaus eine bedeutende Rolle für das troposphärische Klima spielt (Wittman et al., 2004). So zeigen u.a. Studien von Rind et al. (2005) und Scaife et al. (2005), dass offen-

sichtlich eine Kontrolle der Nordatlantischen Oszillation (NAO) durch den stratosphärischen Polarwirbel besteht. Die Entwicklung der NAO ist maßgebend für das Wetter in Nordeuropa. Die NAO beschreibt die Schwankungen des Druckverhältnisses zwischen dem Islandtief im Norden des Nordatlantiks und dem Azorenhoch im Süden des Nordatlantiks. Ebenso zeigt Perlwitz (2011), dass die Ozonzerstörung in der Antarktis zu einer Verschiebung des troposphärischen Strahlstroms und der Niederschlagsregionen in der Südhemisphäre führt. Insgesamt wird deutlich, dass die Folgen der anthropogenen (und auch natürlichen) Klimaänderung nicht eindeutig geklärt sind (Fyfe et al., 1999; Rind et al., 2005). Unklar sind insbesondere die regionalen Konsequenzen (Hurrell, 1995).

In erster Linie sind die Gründe und die Bedeutung für eine troposphärische Beeinflussung durch die Stratosphäre weitestgehend ungeklärt. Ein verbessertes Verständnis der Einflussfaktoren der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre ermöglicht eine Untersuchung des Einflusses einer Klimaänderung auf die troposphärische Dynamik. Die Stratosphäre und Troposphäre sind durch dynamische (Thompson et al., 2011), chemische (Isaksen et al., 2009) und strahlungsbedingte (Grise et al., 2009) Prozesse verknüpft. Die Arbeiten von Baldwin und Dunkerton (2001) und Thompson et al. (2005) zeigen, dass die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre die stärkste Form der Kopplung darstellt. Sie ist die Motivation für zahlreiche weiterführende Studien zur dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre und ebenso für die vorliegende Dissertation. Die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre ist auf die Winter- und Übergangsjahreszeiten der entsprechenden Hemisphäre beschränkt (Charney und Drazin, 1961; Abschnitt 1.2).

Unter der Voraussetzung einer starken dynamischen Interaktion zwischen Stratosphäre und Troposphäre und einer deutlichen Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre ist die Kopplung dieser Atmosphärenschichten sowohl auf der sub-saisonalen als auch auf der klimatologischen Zeitskala von Bedeutung. Sind die Prozesse der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre besser verstanden, kann die Trägheit der Stratosphäre die Möglichkeit einer verbesserten Vorhersagbarkeit der troposphärischen Dynamik auf Zeitskalen von etwa zwei Monaten bieten (Kodera, 1994; Thompson et al., 2002).

Das Ziel dieser Arbeit liegt im Verständnis der Umstände, die zur dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre führen, und der Quantifizierung des Ausmaßes der troposphärischen Reaktion auf die dynamische Kopplung. Die Bedeutung der Stratosphäre für die troposphärischen dynamischen Vorgänge und die verantwortlichen Prozesse werden mit Hilfe des Klima-Chemie Modells ECHAM4.L39(DLR)/CHEM/ATTILA (E39CA) untersucht. Durch die Verwendung dieses Modells und der hiermit durchgeführten langzeitlichen Simulationen wird die prozessorientierte Analyse mit zugehörigen Rückkopplungseffekten ermöglicht.

## 1.2 Dynamik der Stratosphäre

Der Grund für die dynamische Kopplung der Stratosphäre und Troposphäre sind im Wesentlichen atmosphärische Wellen und deren Wechselwirkung mit dem zonalen Grundstrom (Holton, 2004). Die wichtigsten Grundlagen zu atmosphärischen Wellen und ihrer Bedeutung für die stratosphärische Dynamik werden nachfolgend dargestellt.

Wellen in der Atmosphäre stellen periodische Bewegungen atmosphärischer Größen wie Druck, Temperatur, geopotentieller Höhe (später GpH), aber auch Spurengasen dar. Von wesentlicher Bedeutung für die dynamische Kopplung von Stratosphäre

re und Troposphäre sind die großskaligen Wellen. Hierbei unterscheidet man zwischen synoptisch-skaligen und planetaren Wellen. Synoptisch-skalige (oder auch barokline) Wellen entstehen z.B. aus barokliner Instabilität, welche durch einen meridionalen Temperaturgradienten und vertikale Windscherung gekennzeichnet ist. Diese Wellen tragen wesentlich zum polwärtigen Wärmetransport in mittleren Breiten bei und treiben die sog. Ferrel-Zelle an. Die charakteristische Wellenlänge synoptisch-skaliger Wellen reicht von mehreren 100 km bis 4000 km. Planetare Wellen entstehen u.a. bei Überströmung von kontinentalen Hindernissen. Ihr Antrieb ist die Änderung der Corioliskraft mit der geographischen Breite. Sie haben eine mittlere horizontale Wellenlänge von 4000 km bis über 10000 km.

Diese wellenförmigen Muster in der Atmosphäre (bspw. erkennbar in der GpH) setzen sich mathematisch aus dem zonalen Mittel und der Abweichung vom zonalen Mittel zusammen. Mit einer Fourier-Analyse kann die Abweichung vom zonalen Mittel in Anteile sich überlagernder zonaler Wellen mit unterschiedlicher Wellenzahl zerlegt werden (Anhang A.5). Die Amplitude der Abweichung vom zonalen Mittel der zonalen Wellenzahl 1 (bspw. der GpH) besitzt einen Rücken und einen Trog entlang eines Breitenkreises (auch Welle-1 Muster genannt); entsprechend besitzt die Abweichung vom zonalen Mittel der Wellenzahl 2 jeweils zwei Tröge und Rücken (Welle-2 Muster) usw. Die Amplitude der Abweichungen bspw. der GpH vom Zonalmittel ist ein Maß für die Wellenaktivität in der betrachteten Region. Die großskaligen Störungen können auch aufgrund ihrer Wellenzahl unterschieden werden in planetare Wellen (Störungen der Wellenzahlen 1-3 und damit großer horizontaler Ausdehnung  $\sim 10^4 km$ ) und kleinere Wellen als Teil aus dem synoptisch-skaligen Größenbereich (Störungen der Wellenzahlen 4-7 und damit geringerer horizontaler Ausdehnung  $\sim 10^3 km$ ).

Die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen zur dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre und damit der Interaktion von Wellen und zonalem Grundstrom konzentrieren sich auf die Winter- und Übergangsjahreszeiten der entsprechenden Hemisphäre. Nur in diesen Jahreszeiten ist eine dynamische Kopplung möglich (Charney und Drazin, 1961). Die Interaktion zwischen Welle und Grundstrom wird durch die Dissipation vertikal propagierender Wellen erklärt. Die Bedingungen für die vertikale Wellenpropagation und Wellendissipation in der Winterjahreszeit und den Übergangsjahreszeiten können mathematisch anhand folgender, vereinfacht dargestellter Beziehung erläutert werden:

$$m^2 \propto \underbrace{\frac{\beta}{\bar{u} - c}}_A - \underbrace{(k^2 + l^2)}_B \quad (1.1)$$

mit der vertikalen Wellenzahl  $m^2$ ,  $\beta = df/dy \approx 10^{-11} m^{-1} s^{-1}$ , der Zonalwindgeschwindigkeit  $\bar{u}$ , der Phasengeschwindigkeit der Welle  $c$  und der zonalen (meridionalen) Wellenzahl  $k$  ( $l$ ). Die oben dargestellte Beziehung resultiert aus der quasi-geostrophischen potentiellen Vorticitygleichung, der eine Störung überlagert wird und welche nachfolgend linearisiert wird (Details siehe Holton, 2004, S.421).

Für die vertikale Wellenausbreitung gilt  $m^2 > 0$ . Der Nenner in Term A muss ungleich 0 sein, d.h. die Phasengeschwindigkeit der Welle muss ungleich der Zonalwindgeschwindigkeit sein. Falls Term A groß (bzw. größer als Term B) ist, können sich Wellen vertikal ausbreiten. Es folgt, dass  $0 < \bar{u} < c$  erfüllt sein muss und eine vertikale Wellenausbreitung somit nur bei Westwind, welcher die Phasengeschwindigkeit der Welle nicht überschreitet, möglich ist. Dies ist der Grund für die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in der Winterjahreszeit und den Übergangsjahreszeiten,

denn nur dann sind in der Stratosphäre Westwinde zu finden. Term B muss im Vergleich zu Term A klein bleiben, so dass weiterhin  $m^2 > 0$  für die vertikale Wellenpropagation erfüllt ist. Dies ist gültig für kleine horizontale Wellenzahlen, d.h. Wellen mit einer großen horizontalen Ausdehnung können bis in die Stratosphäre propagieren. Deshalb sind vor allem die planetaren Wellen für die stratosphärische Dynamik im Winter und den Übergangsjahreszeiten von Bedeutung.

Bei Wellendissipation (im Falle von  $m^2 < 0$ ) wird durch Impulsübertrag eine westwärts gerichtete Kraft auf den zonalen Grundstrom ausgeübt. Wellendissipation geschieht bei Ostwindverhältnissen und starken Westwinden, die die Phasengeschwindigkeit der Welle überschreiten oder genau gleich dieser sind. Die kritische Höchstgeschwindigkeit ist proportional zur horizontalen Wellenlänge, d.h. kleinskalige Wellen können starke Westwinde nicht passieren und dissipieren weiter unten in der Atmosphäre.

Die Beeinflussung des zonalen Grundstroms durch Wellen aufgrund ihrer Dissipation kann mit den transformierten Eulerschen Gleichungen (engl.: transformed Eulerian Mean Equations - TEM) beschrieben werden. Die TEM Gleichungen werden aus den gewöhnlichen Eulerschen Gleichungen (mit der konventionellen Eulerschen mittleren Meridionalzirkulation  $\bar{v}$  und  $\bar{w}$ ) durch zonale Mittelbildung und Einführung einer modifizierten meridionalen und vertikalen Geschwindigkeit, der sog. Residualzirkulation ( $\bar{v}^*$ ,  $\bar{w}^*$ ), hergeleitet (Anhang A.4). Im Gegensatz zu den ursprünglichen Gleichungen kann damit die resultierende Zirkulation und der Luftmassentransport aufgrund der Dissipation von Wellen untersucht werden. Die nachfolgende Gleichung ist eine der TEM Gleichungen. Diese wird für die Erklärung des Zusammenhangs zwischen Zonalwindänderung und Wellendissipation benötigt:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \hat{f} \bar{v}^* + \bar{w}^* \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} = \bar{X} + \frac{1}{r \cos \phi} \vec{\nabla} \cdot F \quad (1.2)$$

und

$$\vec{\nabla} \cdot F \propto \overline{u'v'} \quad (1.3)$$

mit  $\hat{f} = f - 1 / (r \cos \phi) \frac{\partial}{\partial \phi} (\bar{u} \cos \phi)$  und  $\bar{X}$  dem zonalen Antrieb aufgrund von Wellen mit sehr kleiner horizontaler Ausdehnung (wie bspw. Schwerewellen mit einer Wellenlänge  $< 100 \text{ km}$ ).  $F$  beschreibt den Eliassen Palm (EP) Fluss (den Fluss der Wellenaktivität) und dessen Divergenz ( $\vec{\nabla} \cdot F$ ) beschreibt die Wellendissipation (Edmon et al., 1980). Der zonalgemittelte meridionale Impulsfluss ( $\overline{u'v'}$ ) ist ein indirektes Maß für die Dissipation von Wellen. Da der Großteil der stratosphärischen Dynamik durch großskalige Wellen, insbesondere planetare Wellen, beeinflusst ist, wird der Antrieb durch synoptisch-skalige Wellen mit Wellenzahlen  $> 7$  als klein angenommen. Detaillierte Erklärungen zur Residualzirkulation und dem EP Fluss sind in Anhang A.4 zu finden. Wellendissipation in der Stratosphäre ( $\vec{\nabla} \cdot F < 0$ ) führt zu einem Impulsübertrag und damit zu einer Abschwächung des mittleren Zonalwindes und zu einer Veränderung der Residualzirkulation und damit der BDZ. Die BDZ ist verantwortlich für den Luftmassentransport von der äquatorialen Stratosphäre in die Polargebiete mit einem aufsteigenden Ast in den Tropen und absinkenden Luftmassen in den hohen Breiten. Sie besteht aus zwei hemisphärischen Zirkulationszellen, mit einer dominierenden und hochreichenden Zirkulationszelle in der Winterhemisphäre und einer schwächeren Zelle in der Sommerhemisphäre. Die BDZ ist verstärkt in der Winterhemisphäre aufgrund der zu diesem Zeitpunkt vorherrschenden starken Westwinde, welche eine vertikale Wellenpropagation begünstigen. Der Zusammenhang zwischen Wellendissipation und zonalem Grundstrom während stratosphärischen Extremereignissen wird im nächsten Abschnitt detailliert erläutert.

Im Nachfolgenden wird ein Überblick zum aktuellen Stand des Wissens bzgl. der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre gegeben. Ebenso werden die sich aus dem Stand des Wissens ergebenden offenen Fragen, welche in dieser Arbeit zu beantworten sind, gestellt.

### 1.3 Stand des Wissens

#### Was bedeutet Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre?

Die sog. 'Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre' beschreibt die beidseitige Wechselwirkung und Beeinflussung dieser zwei Atmosphärenschichten (Troposphäre ↗ Stratosphäre ↘ Troposphäre).

#### Troposphäre ↗ Stratosphäre

##### Wie beeinflusst die Troposphäre die stratosphärische Dynamik?

Die Beeinflussung der stratosphärischen Dynamik geschieht im Wesentlichen durch die vertikale Ausbreitung und Dissipation von Wellen, vor allem der großskaligen (planetaren und kleineren) Wellen. Die Wellen werden in der Troposphäre, bspw. durch orographische Hindernisse und Land-See Unterschiede, aber auch barokline Instabilitäten, generiert. Zahlreiche auf Beobachtungsdatensätzen basierende Studien, aber auch Modellsimulationen, zeigen, dass die Stratosphäre vor allem während des Winters signifikant durch vertikal propagierende Wellen aus der Troposphäre beeinflusst wird (Matsuno, 1970; Waugh et al., 1999; Polvani und Waugh, 2004).

Die vertikale Wellenausbreitung ist nur unter wohldefinierten Bedingungen möglich (Abschnitt 1.2;  $m^2 > 0$ ). Laut Charney und Drazin (1961) ist eine vertikale Wellenpropagation bei Westwinden in der Stratosphäre möglich, wenn diese eine kritische Höchstgeschwindigkeit nicht übersteigen.

Die stratosphärischen Westwinde existieren in den Übergangsjahreszeiten und der Winterjahreszeit. Insbesondere in den Wintermonaten beobachtet man sehr starke Westwinde von einigen  $10 \text{ m s}^{-1}$  in der Stratosphäre und der darüber liegenden Mesosphäre. Ihre Entstehung kann mit der geostrophischen Approximation erklärt werden. Sie gilt für beschleunigungsfreie und reibungsfreie Strömungen und stellt die Balance zwischen Druckgradientkraft und Corioliskraft dar:

$$f \vec{k} \times \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p \quad (1.4)$$

mit dem Coriolisparameter  $f$ , Horizontalwind  $\vec{v}$ , Dichte  $\rho$  und Druck  $p$ .

Oberhalb der Grenzschicht weicht der reale Wind um etwa 10% vom geostrophischen Wind ab. Für die nachfolgenden Untersuchungen ist eine Unsicherheit von 10% ausreichend, somit kann in der Stratosphäre die geostrophische Approximation als gültig angenommen werden. Zur weiteren Erklärung der stratosphärischen Westwinde ist die thermische Windgleichung von Bedeutung. Sie stellt den Zusammenhang zwischen vertikaler Windscherung ( $du/dz$ ) und meridionalen Temperaturgradienten ( $dT/dy$ ) dar:

$$-f \frac{du}{dz} = -\frac{R}{H} \frac{dT}{dy} \quad (1.5)$$

mit der Gaskonstanten  $R$  und Skalenhöhe  $H$ .

Aufgrund des vorherrschenden Temperaturgradienten zwischen Sommer- und Winterpol entsteht eine Zirkulation, die Luft vom wärmeren Sommerpol zum kälteren Pol transportiert. Dies führt zu einer Veränderung der Druckgradientkraft, welche unter Annahme der geostrophischen Approximation durch die Corioliskraft ausgeglichen wird. Die Corioliskraft führt zu einer Ablenkung der Strömung nach rechts auf der Nordhalbkugel und einer Ablenkung nach links auf der Südhalbkugel. Dadurch entstehen die entsprechenden Westwinde der Stratosphäre in der Übergangs- und Winterjahreszeit. Wellen aus der Troposphäre können folglich die stratosphärische Dynamik nur in den Übergangsjahreszeiten und in der Winterjahreszeit beeinflussen.

Zusätzlich gilt für die vertikale Wellenpropagation (Abschnitt 1.2;  $m^2 > 0$ ) laut Charney und Drazin (1961), dass sich vermehrt Wellen mit kleinen Wellenzahlen (dementsprechend Wellen mit großer horizontaler Wellenlänge) vertikal in die Stratosphäre ausbreiten. Aus diesem Grund dominieren die großskaligen (insbesondere die planetaren) Wellen in der Stratosphäre. Wellendissipation ( $m^2 < 0$ ) impliziert einen Impulsübertrag an die mittlere Strömung. Sie findet bei Ostwinden, zu starken Westwinden, großen Wellenzahlen und genau dann, wenn die Zonalwindgeschwindigkeit gleich der Phasengeschwindigkeit der Welle ist, statt. Deswegen dissipieren stationäre Wellen bei einer Zonalwindgeschwindigkeit von  $0 \text{ m s}^{-1}$ .

### Was ist eine stratosphärische Extremsituation?

Die mathematische Definition für ein stratosphärisches Extremereignis geht aus Gleichung 1.2 der TEM Gleichungen hervor, die den Zusammenhang zwischen Zonalwindänderung, meridionaler Residualzirkulation und Wellendissipation beschreibt.

Die stratosphärischen Winde folgen weitestgehend der geostrophischen Approximation. Eine geostrophische Strömung ist laut Definition reibungs- und beschleunigungsfrei ( $\vec{\nabla} \cdot \vec{v} = 0$ ). Unter Hinzunahme der Eulerschen Zerlegung führt dies zu  $\partial u / \partial t = 0$ . Daraus folgt, dass die Dissipation von Wellen unter der Annahme von stationären Verhältnissen zu einer residualen Zirkulation führt ( $\vec{v}^*, \vec{w}^*$ ). Diese beschreibt den Luftmassentransport durch die BDZ.

Eine im Vergleich zur Klimatologie veränderte Wellendissipation in der Stratosphäre impliziert einen veränderten Impulsübertrag an die mittlere Strömung. Der Impulsübertrag induziert im Falle einer verstärkten Dissipation ( $\vec{\nabla} \cdot \vec{F} < 0$ ) eine westwärts gerichtete Kraft auf die zonale Strömung und führt zur Abschwächung der zu diesem Zeitpunkt in der Stratosphäre vorherrschenden Westwinde ( $\partial u / \partial t < 0$ ). So entstehen stratosphärische Extremsituationen mit negativen Abweichungen vom klimatologischen Mittel. Im Falle einer verringerten Wellendissipation im Vergleich zur Klimatologie wird der stratosphärische Westwind nicht (oder nur kaum) abgeschwächt. Je stärker die Wellendissipation, desto deutlicher die Reduktion der Windgeschwindigkeit. Anders ausgedrückt: Tritt eine von der Klimatologie abweichende schnelle Änderung der Wellendissipation in der Stratosphäre auf, so wird das geostrophische Gleichgewicht gestört und führt zu einer stratosphärischen Extremsituation mit einer von der Klimatologie abweichenden Windgeschwindigkeit und  $\partial u / \partial t \neq 0$ .

Aus meteorologischer Sicht können stratosphärische Extremsituationen in der Nordhemisphäre zwei Situationen beschreiben. Im Falle einer deutlichen Abschwächung oder sogar Umkehr des Grundstroms durch verstärkte Wellendissipation beschreiben sie eine Stratosphärenenerwärmung; im Falle einer weniger starken Wellendissipation beschreiben sie eine Wirbelintensivierung (im Vergleich zum klimatologischen Mittel). In dieser Ar-

beit werden diese Situationen als Schwach- bzw. Starkwirbelereignisse bezeichnet.

In der Südhemisphäre hingegen sind diese zwei stratosphärischen Extremsituationen grundsätzlich von der Struktur eines Starkwirbelereignisses mit Westwinden. Die Struktur eines Starkwirbels zeigt sich als zonalsymmetrisches Muster, bspw. der GpH mit den Minimalwerten über der Polarregion und mit abnehmender Amplitude zu den mittleren Breiten. Die Bezeichnung Stark- und Schwachwirbelereignis beschreibt in der Südhemisphäre die Modulierung der sog. finalen Stratosphärenenerwärmung, d.h. der Umkehr der Winter- auf die Sommerzirkulation. Ein Starkwirbelereignis (Schwachwirbelereignis) der Südhemisphäre kennzeichnet eine im Vergleich zur Klimatologie verspätete (verfrühte) Umkehr der Winter- auf die Sommerzirkulation. 'Zirkulation' bezeichnet hier den stratosphärischen Strahlstrom. Dieser weist, wie oben beschrieben, im klimatologischen Winter starke Westwinde und im Sommer Ostwinde auf. Die Umkehr der Zirkulation findet jeweils in den Übergangsjahreszeiten statt.

Unterschiedliche stratosphärische und auch troposphärische Einflussfaktoren wie z.B. die quasi-biennale Oszillation (QBO) (Roy und Haigh, 2011), der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus (Matthes et al., 2010), die unterschiedlichen Phasen der El Niño Southern Oscillation (ENSO) (Brönnimann, 2007), sowie die eurasische Schneebedeckung im Oktober (Cohen et al., 2010) können Auswirkungen auf die Stärke des Polarwirbels sowohl in der Nordhemisphäre als auch in der Südhemisphäre haben (u.a. Kuroda und Yamazaki, 2010). Auf diese Weise begünstigt bspw. die Westphase der QBO das Entstehen eines starken Polarwirbels aufgrund einer verminderten vertikalen Wellenpropagation in die polare Stratosphäre, da die Wellen ebenso in die tropische Stratosphäre propagieren können (Holton und Tan, 1980; Garfinkel et al., 2012). Während einer Ostphase der QBO liegt der Fokus der Wellenpropagation in der Polarregion. Wellen dissipieren dort und führen zu einem gestörten Polarwirbel.

Cohen et al. (2007) und Cohen et al. (2010) zeigen anhand NCEP/NCAR Reanalyse Daten, dass eine erhöhte Schneebedeckung über Eurasien im Nordwinter zu einer vermehrten vertikalen Wellenpropagation führen, und damit zu einem schwachen Polarwirbel beitragen kann.

Bereits aus früheren Studien, basierend auf ERA-40 Reanalyse Daten, ist bekannt, dass der Typ einer Stratosphärenenerwärmung (d.h. verschobener oder aufgespaltener Wirbel) in Zusammenhang mit sog. Blocking im Nordatlantik und/oder Pazifik steht (Martius et al., 2009; Woollings et al., 2010; Bancalá et al., 2012). Blocking im Atlantik bspw. führt zu einer Wellenstörung der zonalen Wellenzahl 1. Aus dem Wellenmuster folgt der Typ der Stratosphärenenerwärmung, welcher im Falle der Wellenzahl 1 in einem verschobenen Wirbel dargestellt ist. Blocking muss allerdings nicht zwingend eine Stratosphärenenerwärmung zur Folge haben, sondern kann ebenso eine sehr kalte Stratosphäre zur Konsequenz haben (Nishii et al., 2010).

Die aufgeführten Studien lassen erkennen, dass sowohl stratosphärische als auch troposphärische Zustände die Dynamik der polaren Stratosphäre im Winter beeinflussen können, aber nicht zwingend müssen. Troposphärische Zustände können dazu beitragen, ob ein Stark- oder ein Schwachwirbelereignis entsteht. Darüber hinaus scheinen die troposphärischen Bedingungen einen Einfluss auf den Typ der sich entwickelnden Stratosphärenenerwärmung zu haben. Die Studie von Charlton und Polvani (2007) zeigt allerdings, dass die Art der Stratosphärenenerwärmung keinen Einfluss auf die Stärke der Beeinflussung der Troposphäre durch ein abwärtspropagierendes Signal hat. Diese Studie basiert auf der Analyse von NCEP/NCAR und ERA-40 Reanalysedatensätzen.

## Stratosphäre ↘ Troposphäre

### Wie beeinflusst die Stratosphäre die troposphärische Dynamik?

Die aus der Troposphäre vertikal propagierenden Wellen dissipieren unter wohldefinierten Bedingungen nach Charney und Drazin (1961) in der Stratosphäre, üben dort eine westwärts gerichtete Kraft auf den zonalen Grundstrom aus und führen so zu einer dynamischen Störung der Stratosphäre in den Winter- und Übergangsjahreszeiten. Die entstandene stratosphärische Störung breitet sich im Mittel in der Nord- und in der Südhemisphäre im Laufe der Zeit in die Troposphäre aus. Dort bleibt sie bis zu einigen Wochen bestehen und kann die troposphärische Dynamik und damit das Klima- und Wettergeschehen beeinflussen (Baldwin und Dunkerton, 1999, 2001; Thompson et al., 2005, 2011; Gerber et al., 2009). Die Stärke der Beeinflussung der Troposphäre durch das Abwärtspropagieren eines Signals aus der polaren Stratosphäre ist nicht eindeutig auf die räumliche Struktur und die Stärke der stratosphärischen Störung zurückzuführen (Charlton und Polvani, 2007).

Der Zusammenhang zwischen polarer stratosphärischer Störung und troposphärischer Reaktion ist bereits in einigen Studien untersucht worden. Während des Nordwinters ist eine hohe Korrelation zwischen troposphärischen und stratosphärischen Variabilitätsmoden zu finden (Baldwin et al., 1994; Perlwitz und Graf, 1995; Thompson und Wallace, 1998), insbesondere in Bezug auf die NAO (Schnadt und Dameris, 2003). Eine schwache dynamische Störung der Stratosphäre wird mit einer positiven Phase der NAO assoziiert, welche mit verstärkten Westwinden über dem Nordatlantik und positiven Temperaturanomalien über Zentral- und Nordeurasien einhergeht.

### Welche Relevanz hat die Stratosphäre für die Entwicklung der troposphärischen Dynamik?

Die im vorangegangenen Abschnitt genannten Studien bestätigen anhand von Beobachtungsdaten und Modellergebnissen, dass die Stratosphäre eine Bedeutung für die troposphärische Dynamik und damit für das troposphärische Wetter und Klima hat. Jedoch ist nicht klar, ob die Stratosphäre aktiv über eine Veränderung der Stärke oder der räumlichen Struktur der stratosphärischen Störung selbst (Thompson et al., 2002) oder passiv durch eine Veränderung der troposphärischen Wellenaktivität (Polvani und Waugh, 2004), an der Beeinflussung der Troposphäre nach einer stratosphärischen Extremsituation beteiligt ist. Insbesondere in Bezug auf die Klimaforschung ist nicht eindeutig klar, wie groß die Bedeutung der Stratosphäre und damit der vertikalen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in der Realität ist. Um ein robustes Ergebnis zu erhalten, wird dieser Sachverhalt in Klimamodellen untersucht. Einige Studien weisen darauf hin, dass die troposphärische Klimareaktion aufgrund des Klimawandels bei einer Modellkonfiguration ohne Stratosphäre im Vergleich zu Beobachtungen zu schwach ausfällt (Scaife et al., 2005; Miller et al., 2006; Stenchikov et al., 2006; Karpechko und Manzini, 2012). Die Stärke des beobachteten Trends der NAO unter Hinzunahme der stratosphärischen Dynamik kann deutlich verbessert werden (Scaife et al., 2005). Dies ist konsistent mit den Ergebnissen aus Rind et al. (2005) und Gerber et al. (2009).

Weiterhin gibt es Hinweise, dass der stratosphärische Einfluss für die saisonale Wettervorhersage von Nutzen ist (Baldwin et al., 2003, 2007). Extreme Temperaturschwankungen im Osten der USA und Nordeuropa stehen in engem Zusammenhang mit dem Zustand des stratosphärischen Polarwirbels (Thompson et al., 2002). Untersuchungen

von Christiansen (2005) basierend auf ERA-40 Reanalyse Daten suggerieren, dass unter Berücksichtigung der Informationen der unteren Stratosphäre eine verbesserte Vorhersage des mittleren Zonalwindes bei 60°N und der Temperatur in Nordeuropa möglich ist.

Anhand dieser Studien wird deutlich, dass insbesondere das Ausmaß der Bedeutung der Stratosphäre für die Bewertung der troposphärischen Dynamik nicht abschließend verstanden ist und weiterer Forschungsbedarf hinsichtlich der Ursachen und der Wirkung der vertikalen Kopplung besteht.

### **Welche Mechanismen sind für eine Abwärtspropagation eines stratosphärischen Signals in die Troposphäre verantwortlich?**

Sowohl Analysen von Beobachtungsdaten als auch von Modellstudien zeigen, dass es eine vertikale Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre gibt (u.a. Baldwin und Dunkerton, 2001; Gillett und Thompson, 2003). Die für die abwärtsgerichtete Kopplung verantwortlichen Prozesse, insbesondere für eine Kopplung bis in die unteren Regionen der Troposphäre, sind jedoch nur schwer ermittelbar.

Die nachfolgend dargestellten Arbeiten geben einen Überblick über die Komplexität der Mechanismen der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre. Es wird angenommen, dass die Prozesse nicht unabhängig voneinander sind, sondern zusammen agieren.

#### 1. Interaktion zwischen vertikal propagierenden Wellen und zonalem Grundstrom.

Zahlreiche Studien zeigen, dass die Ausbreitung eines stratosphärischen Signals bis in die Troposphäre auf der Interaktion zwischen mittlerer zonaler Strömung und vertikaler Wellenausbreitung zurückgeht (Kodera, 1994; Christiansen, 1999; Plumb und Semeniuk, 2003; Holton, 2004; Song und Robinson, 2004; Limpasuvan et al., 2004; 2005).

Studien von Chen und Robinson (1992) zeigen ebenso, dass die vertikale Wellenpropagation von Bedeutung für die Mechanismen einer Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre ist. Die vertikale Wellenpropagation reagiert auf kleinste Änderungen der vertikalen Windscherung in der extratropischen Tropopausenregion.

Laut Holton (2004) ist das abwärtspropagierende Signal einer Stratosphärenenerwärmung durch eine Veränderung der Propagationsbedingung für nachfolgende Wellen aufgrund einer veränderten zonalen Strömung zurückzuführen. Zu Anfang der Wellenstörung herrschen in der Stratosphäre Westwinde. Durch vermehrt vertikal in die Stratosphäre propagierende Wellen, welche dort dissipieren und den zonalen Grundstrom so weit abschwächen, dass er sich in einen Ostwind umkehrt, können die nachfolgenden Wellen lediglich bis in die Schicht darunter propagieren, wo sie abermals dissipieren und den Grundstrom umkehren.

#### 2. Reflektion von Wellen, die vertikal aus der Troposphäre in die Stratosphäre propagieren.

Die Arbeiten von Perlwitz und Graf (1995) und Perlwitz und Harnik (2003) zeigen, dass die Signalpropagation aus der Stratosphäre in die Troposphäre auf eine Reflektion der Amplitude der Wellenzahl 1 der GpH, welche aus der Troposphäre in die Stratosphäre propagiert, zurückzuführen ist. Die Wellenreflektion tritt in der mittleren Stratosphäre auf und führt zu veränderten Zonalwindbedingungen,

die wiederum auf die vertikale Wellenpropagation wirken. Dieser mögliche Mechanismus beschreibt die Signalausbreitung für Starkwirbelereignisse. Die beschriebenen Arbeiten schließen allerdings die Interaktion zwischen vertikal propagierenden Wellen und Grundstrom nicht aus, da nicht in allen Wintern die Abwärtspropagation eines stratosphärischen Signals durch die Reflektion von Wellen aus der Troposphäre beschrieben werden kann.

3. Geostrophische Anpassung aufgrund von Veränderungen in der potentiellen Vortizität.

Die potentielle Vortizität stellt ein Maß für die Ausprägung einer Störung (insbesondere einer stratosphärischen Störung) dar. Entsprechend ist die Amplitude der potentiellen Vortizität in der Stratosphäre im dynamisch gestörten Falle von Schwachwirbelereignissen sehr viel höher als im Falle von Starkwirbelereignissen.

Die Arbeit von Black (2002) suggeriert, dass Abweichungen in der potentiellen Vortizität vom klimatologischen Zustand in der Polarregion Störungen der GpH und daraus folgend im troposphärischen Wind in den mittleren Breiten hervorrufen.

Es kann festgehalten werden, dass die Mechanismen, welche verantwortlich für eine Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre sind, trotz zahlreicher Studien nicht eindeutig geklärt und auch ihr Zusammenwirken noch unklar ist. Dennoch wird deutlich, dass insbesondere die Interaktion zwischen Wellen und zonalem Grundstrom von besonderer Bedeutung für die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre ist.

## 1.4 Zielsetzung und Gliederung der Arbeit

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit steht die Erforschung der Ursachen und Wirkung der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre im Vordergrund, da diese die stärkste Form der vertikalen Kopplung darstellt (Baldwin und Dunkerton, 2001; Thompson et al., 2005). Die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre betrifft die Winter- und Übergangsjahreszeiten (Charney und Drazin, 1961). Das Hauptaugenmerk liegt auf der Untersuchung der Ursachen, die für eine verstärkte Reaktion in der Troposphäre, aufgrund der Signalpropagation während polarer stratosphärischer Extremsituationen im Winter, verantwortlich sind. Des Weiteren soll ihre Bedeutung für die troposphärische Dynamik untersucht werden. Ein besseres Verständnis der Rolle der Stratosphäre für die troposphärische Dynamik und damit das troposphärische Klima und warum dieses durch die Stratosphäre beeinflusst wird ist von grundlegender Bedeutung für die zukünftige Klimaforschung.

Im Zentrum der vorliegenden Arbeit stehen folgende Fragestellungen:

- Unter welchen Umständen beeinflusst die Stratosphäre die Troposphäre in besonderem Maß?
- Spielen Stratosphäre und Troposphäre eine aktive oder passive Rolle?
- Wie wirkt sich eine polare stratosphärische Störung auf die troposphärische Dynamik aus?

---

Diese Arbeit gliedert sich wie folgt: In Kap. 2 wird das für die Analysen verwendete Klima-Chemie Modell E39CA mit seinen einzelnen Komponenten beschrieben. Außerdem werden die verwendeten transienten Simulationen und Reanalyse Datensätze erklärt. Des Weiteren ist in dem Kapitel eine kurze Bewertung der Stratosphärendynamik im Modell zu finden. Nachfolgend wird das Klima-Chemie Modell E39CA hinsichtlich der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre evaluiert (Kap. 3). Die Ergebnisse aus anderen Studien basierend auf unterschiedlichen Beobachtungsdatensätzen werden reproduziert, um die Güte des Modells und der Modellergebnisse zu bewerten. In Kap. 4 wird die neu entwickelte Methode zur Untersuchung der oben genannten Fragestellungen ausführlich beschrieben und ihre Qualität anhand einheitlicher Analysen der Modellsimulationen und der ERA-40 Reanalyse Daten getestet. Die Ergebnisse der prozessorientierten Untersuchungen zu den Ursachen und der Wirkung einer Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre werden in Kap. 5 für die Nord- und die Südhemisphäre dargestellt. Nachfolgend werden die Ergebnisse diskutiert. Der Abschluss der Arbeit ist in Kap. 6 zu finden. Hier werden die wissenschaftlichen Ergebnisse zusammengefasst dargestellt und die Perspektiven der zuvor dargelegten Ergebnisse für die weiteren Studien aufgezeigt. Um das Lesen der Arbeit zu erleichtern (u.a. aufgrund neu eingeführter Definitionen und Begrifflichkeiten) ist am Ende der Arbeit ein Indexverzeichnis mit den wichtigsten Begriffen und den dazugehörigen Seitenangaben zu den Erklärungen zu finden.



# Kapitel 2

## Datengrundlage

Im nachfolgenden Kapitel wird das verwendete Klima-Chemie Modell ECHAM4.L39 (DLR)/CHEM/ATTILA (E39CA) mit seinen einzelnen Bestandteilen näher erklärt. Außerdem wird auf die Einzelheiten der analysierten transienten Simulationen eingegangen, sowie auf die ERA-40 Reanalyse Daten, welche u. a. zur Validierung der Modellergebnisse verwendet werden.

### 2.1 Klima-Chemie Modell E39CA

Die verwendeten Simulationen in dieser Arbeit wurden mit dem Klima-Chemie Modell ECHAM4.L39(DLR)/CHEM/ATTILA (E39CA) ausgeführt. Klima-Chemie Modelle sind 3-dimensionale Zirkulationsmodelle, die die dynamischen und chemischen Prozesse der Troposphäre und Stratosphäre berücksichtigen. Sie dienen zur möglichst wirklichkeitsnahen Reproduktion und Vorhersage der Prozesse in der Atmosphäre. In der Atmosphärenforschung werden sie vor allem zur Vorhersage von Klimaänderungen durch Treibhausgase und Veränderungen der Meeresoberflächentemperaturen verwendet.

ECHAM4 wurde entwickelt am Meteorologischen Institut der Universität Hamburg in Kooperation mit dem Max-Planck-Institut für Meteorologie. Es basiert auf dem spektralen Wettervorhersagemodell des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), welches durch zahlreiche Anpassungen brauchbar für die Klimamodellierung gemacht wurde. Detaillierte Informationen zu ECHAM4 können in Roeckner et al. (1996) nachgelesen werden. Die Standardversion ECHAM4 umfasst 19 Drucklevel vom Erdboden bis 10 hPa. Die spektrale horizontale Auflösung ist T30, was in etwa einer Latitude-Longitude-Gitterboxgröße von  $3,75^\circ \times 3,75^\circ$  entspricht. Diese ist abhängig vom Erdradius und beträgt am Äquator etwa 400 km. Folglich ist die Atmosphäre durch 48 Latituden- und 96 Longituden-Gitterpunkte repräsentiert. In ECHAM4 sind die Land-See Verteilung, die Orographie, Meeresoberflächentemperaturen, Meeresbedeckung, Oberflächenalbedo, Pflanzenbedeckung und Rauigkeitslänge als untere Randbedingungen vorgeschrieben. Subskalige Prozesse, wie bspw. Strahlung, konvektiver Niederschlag, Einfluss von Schwerewellen, Prozesse in der Grenzschicht, horizontale Diffusion und zahlreiche Prozesse an der Erdoberfläche werden durch Parametrisierungen repräsentiert.

ECHAM4.L39(DLR) (E39) ist eine erweiterte Version des ECHAM4. Anstatt 19 Druckleveln, umfasst E39 39 nicht äquidistante Drucklevel vom Erdboden bis 10 hPa. Diese höhere Auflösung ermöglicht eine bessere Repräsentation der Tropopausenregion.

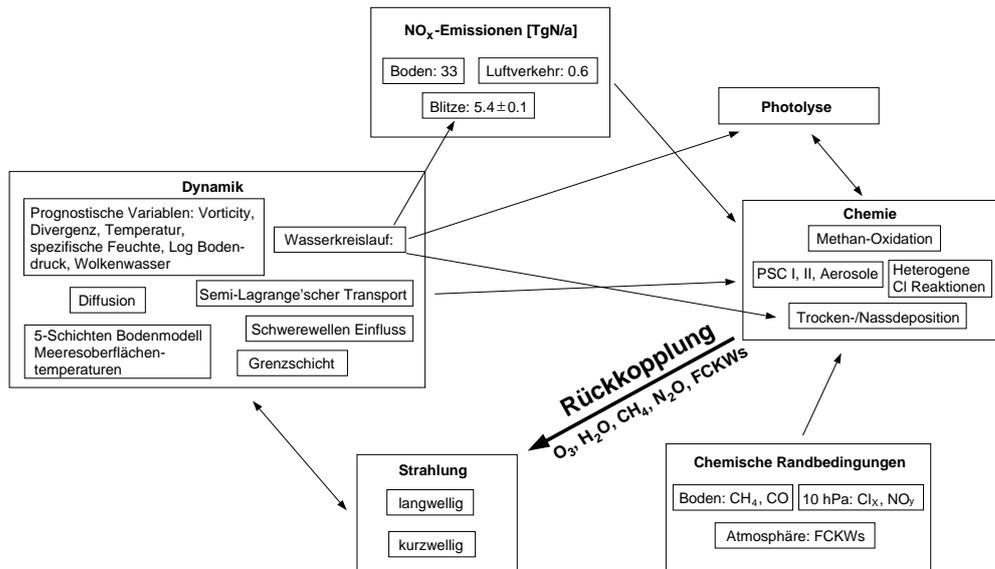


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der in E39C eingebundenen Prozesse, insbesondere die Kopplung zwischen Chemie und Dynamik, nach Hein et al. (2001).

Die Dicke der Tropopausenschicht ist von 2 km auf 700 m reduziert. Da diese Studie vor allem auf die Prozesse, die für eine dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre verantwortlich sind abzielt, ist die 39 Schichten Modellversion für diesen Verwendungszweck geeignet. Eine detaillierte Erklärung zu E39 findet man in Land et al. (1999).

Das Chemiemodul CHEM basiert auf einem 2-dimensionalen Chemie-Transport-Modell nach Brühl und Crutzen (1993). Mit CHEM ist eine Beschreibung der relevantesten chemischen Prozesse der Troposphäre und ebenso stratosphärische heterogene und homogene Ozonchemie möglich. Die interaktive Kopplung von Chemie und Dynamik ist möglich. CHEM beinhaltet den Mechanismus, dass Tracer, die relevant für den Strahlungshaushalt sind (wie bspw. Ozon, Wasserdampf, Methan, Stickoxide und Fluorchlorkohlenwasserstoffe - FCKWs) auf den kurz- und langwelligen Strahlungshaushalt und somit auf die Dynamik wirken können (Hein et al., 2001; Dameris et al., 2005). Eine schematische Übersicht der wichtigsten Kopplungsmechanismen zwischen Dynamik und Chemie ist in Abb. 2.1 dargestellt.

In dem weiterentwickelten Modell E39CA wurde das semi-Lagrange Advektionsschema durch das rein Lagrangesche Advektionsschema ATTILA für passive Tracer ersetzt (Reithmeier und Sausen, 2002). Die Verteilung der Tracer ist durch die Konzentration an bestimmten Punkten in der Atmosphäre gegeben. Spezifisch für das Lagrangesche Schema ist, dass die Luftteilchen sich mit dem Wind auf berechneten Trajektorien bewegen. Dies steht im Unterschied zum Eulerschen Prinzip bei dem das Koordinatensystem stationär ist. Bei einer Modellauflösung wie sie in dieser Arbeit verwendet wird (räumliche Auflösung von T30 mit 39 vertikalen Schichten) ist die Modellatmosphäre durch 373248 Luftpakete gleicher Masse beschrieben. Die Masse des Luftpakets resultiert aus dem Quotient der Gesamtmasse der Atmosphäre und der Anzahl der Luftpakete. Hier sei noch darauf hingewiesen, dass der Begriff Luftpaket zwar anschaulich ist, es sich in

ATTILA aber um Massenpunkte handelt. Somit weisen die Luftpakete kein Volumen auf. Die Luftpakete sind zu Beginn der Modellsimulation zufällig in der Atmosphäre verteilt. Zu jedem Zeitschritt im Modell werden die Mittelpunkte der Luftpakete mit dem von ECHAM berechneten skaligen Wind advehiert. Luftpakete, welche die Modellumgebung am Ober- oder Unterrand verlassen, werden durch vertikale Spiegelung an der jeweiligen Grenzfläche wieder in die Modellatmosphäre gebracht bzw. an der Grenzfläche reflektiert. Stenke et al. (2008) erweiterte das Lagrangesche Transportschema um den Transport von Wasserdampf und Wolkenwasser. Weitere Details zu E39CA sind in Stenke et al. (2009) zu finden.

Die Untersuchungen zur Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in dieser Arbeit werden mit dem Klima-Chemie Modell E39CA durchgeführt. Dieses Modell ist ein sog. low-top (niedriger Oberrand) Modell mit dem Oberrand bei 10 hPa (entspricht etwa 32 km). Somit deckt die Modellatmosphäre nicht die komplette Stratosphäre (welche bis zu 50 km Höhe reicht) ab, sondern lediglich die untere und mittlere Stratosphäre. Aufgrund dieser Tatsache könnte argumentiert werden, dass die in dieser Arbeit verwendete Modellkonfiguration unzureichend für die durchzuführenden Arbeiten zur Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre ist. Frühere Studien zeigen aber, dass dies nicht der Fall ist:

Sigmond et al. (2008) sagen aus, dass die Verwendung eines Modells mit komplett aufgelöster Stratosphäre nicht notwendig ist um die vertikale Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre zu erfassen. Ihre Arbeiten basieren auf dem Vergleich einer operationellen Version eines Atmosphärenmodells (AGCM) mit und ohne aufgelöster Stratosphäre in einem  $2 \times CO_2$  Experiment. Dieses Ergebnis wird unterstützt durch die Arbeiten von Fyfe et al. (1999) und Gillett et al. (2002). Sie zeigen, dass eine positive Northern Annular Mode (NAM) Reaktion in Simulationen mit globaler Erwärmung in Abwesenheit einer komplett aufgelösten Stratosphäre zu finden ist. Der NAM ist der wichtigste Index um die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre zu beschreiben.

### 2.1.1 Wellen im Modell

Da in dieser Arbeit besonderes Augenmerk auf die Untersuchung von Wellen und deren Einfluss auf den zonalen Grundstrom gelegt wird (Abschnitt 1.2), sind im Nachfolgenden kurz die Besonderheiten von Wellen im Modell E39CA dargestellt.

Wellen, deren Wellenlänge in der Horizontalen und Vertikalen die Modellauflösung überschreiten nennt man aufgelöste Wellen. Diese Wellen werden modelliert. Hierzu gehören z.B. die planetaren Wellen mit den Wellenzahlen 1, 2 und 3 und die kleiner-skaligen Wellen mit Wellenzahlen 4-7. Wellen, die in ihrer horizontalen und vertikalen Ausdehnung geringer als die Modellauflösung sind, werden parametrisiert (wie z.B. orographische und nicht-orographische Schwerewellen).

Nicht-orographische Schwerewellen gewinnen erst an Bedeutung in der oberen Stratosphäre und sind deswegen im E39CA mit einem Oberrand bei 10 hPa außer Acht gelassen (Stenke et al., 2009).

### 2.1.2 Dynamik der Stratosphäre im Modell

Die stratosphärische Dynamik im Klima-Chemie Modell E39CA wurde in diversen Studien mit Reanalyse Daten verglichen und anschließend bewertet (z.B. Hein et al., 2001; Dameris et al., 2005; Stenke et al., 2008, 2009; Struthers et al., 2009; Butchart et al.,

2010).

Das Klima-Chemie Modell E39CA weist einen sog. Kältefehler in den Polarregionen der jeweiligen Winterhemisphäre oberhalb von 30 hPa auf. Dieser ist besonders bedeutsam in der Südhemisphäre. Im Vergleich zu ERA-40 Reanalyse Daten ist die mit E39CA modellierte polare Stratosphärentemperatur um 16 K niedriger. In der Nordhemisphäre beträgt die Unsicherheit nur etwa 2 K. Dieser Kältefehler in der polaren Temperatur spiegelt sich ebenfalls im Zonalwind und damit auch in der Stärke des Polarwirbels wider. Der Polarwirbel nimmt vor allem in der Südhemisphäre zu hohe Geschwindigkeiten im Vergleich zu ERA-40 Daten an. Daraus resultiert ein zu stabiler antarktischer Polarwirbel welcher im Vergleich zu ERA-40 Daten verspätet im Jahr aufbricht, d.h. die Umstellung der Winter- auf die Sommerzirkulation in der Südhemisphäre tritt im Vergleich zu Beobachtungsdaten verspätet auf.

Sowohl die interannuale dynamische Variabilität der Nordhemisphäre, als auch die Häufigkeit von Stratosphärenerwärmungen im Modell E39CA, ist vergleichbar mit den Ergebnissen aus NCEP/NCAR und ERA-40 Reanalyse Daten. Dahingegen ist die interannuale Variabilität der südhemisphärischen Dynamik (beschrieben durch den Zonalwind) im Modell E39CA unterschätzt aufgrund des Kältefehlers, welcher zu einer stabilen polaren Südstratosphäre führt (Stenke et al., 2008). Die Stärke des Polarjets ist in der Südhemisphäre im Vergleich zu den Reanalyse Daten zu hoch, was sich wiederum in einer verringerten Ausdehnung des Ozonlochs zeigt (Struthers et al., 2009). Der Kältefehler drückt sich ebenso im meridionalen Wärmefluss aus, welcher ein Maß für den Wellenantrieb aus der Troposphäre ist. Dieser ist in der Nordhemisphäre übereinstimmend mit dem meridionalen Wärmefluss aus NCEP/NCAR Reanalyse Daten. Der Wellenantrieb in der Südhemisphäre im Modell im Vergleich zu NCEP/NCAR Reanalyse Daten ist jedoch unterschätzt. Eine Unabhängigkeit der Diskrepanz im südhemisphärischen Wellenantrieb zwischen Modellergebnissen und den NCEP/NCAR Reanalysen von der Modellauflösung wird von Austin et al. (2003) und Eyring et al. (2006) diskutiert.

Der Kältefehler in der Polarregion im E39CA ist bei der meteorologischen Interpretation der Ergebnisse dieser Arbeit zu berücksichtigen, stellt aber kein Hindernis für die in dieser Arbeit durchgeführten prozessorientierten Untersuchungen dar. Eine detaillierte Bewertung der Modellergebnisse im Vergleich mit Beobachtungsdaten hinsichtlich der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre erfolgt in Kap. 3.

## 2.2 Transiente Simulationen

Mit dem oben beschriebenen Klima-Chemie Modell wurden eine Reihe von transienten Simulationen durchgeführt. Mit einer transienten Simulation wird die zeitliche Entwicklung der Atmosphäre simuliert, so dass die Vergangenheit bestmöglich reproduziert und die zukünftige Entwicklung beschrieben wird. Dies geschieht anhand vorgegebener Randbedingungen, welche sich beständig ändern und die Entwicklung einer realen Atmosphäre wiedergeben. Eine transiente Simulation stellt die Atmosphäre mit realistischer Zeitentwicklung dar und ermöglicht eine Bewertung der zukünftigen Klimaänderung. Das Klima-Chemie Modell E39CA schließt die Änderung von Treibhausgaskonzentrationen, sowie anthropogene (Industrie, Flug- und Schiffsverkehr, Bodenemissionen) und natürliche (Blitze, Biomasseverbrennung, Bodenemissionen) Änderungen von Stickoxidemissionen  $NO_x$  (Stickstoffmonoxid  $NO$  und Stickstoffdioxid  $NO_2$ ) und ozonzerstörender Substanzen (wie Chlor- und Bromverbindungen) ein. Außerdem wer-

den große Vulkanausbrüche wie Agung (1963), El Chichón (1982) und Mount Pinatubo (1991) und deren Einfluss auf Strahlung und Chemie durch erhöhte stratosphärische Aerosolkonzentrationen mit eingeschlossen. Ebenso fließt die quasi-biennale Oszillation (QBO) der Stratosphäre durch eine lineare Relaxation (das sog. 'nudging') der Zonalwinde in der äquatorialen Stratosphäre mit beobachteten Windprofilen ins Modell ein. Die Assimilation wird auf die Region zwischen 20°N-20°S und den Höhenbereich von 90 hPa bis zur Modellobergrenze angewandt. Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus ist durch die Intensität der 10,7 cm Solarstrahlung parametrisiert (Lean et al., 1997).

Da das Klima-Chemie Modell nicht an ein Ozeanmodell gekoppelt ist, werden die Meeresoberflächentemperaturen und die Meereisbedeckung als untere Randbedingung vorgegeben.

Die Konfiguration der transienten Simulationen entsprechen den Definitionen aus Eyring et al. (2008) für das Assessment of Ozone Depletion der WMO (World Meteorological Organization): REF-B1 (Ref1), SCN-B2d (SCN) und SCN-B2c (NCC - No Climate Change). Die Besonderheiten dieser Simulationen werden nachstehend erläutert.

### 2.2.1 Ref1

Die transiente Ref1 Simulation umfasst die Jahre 1960 bis 2004 und ist so aufgebaut, dass sie der Vergangenheit möglichst ähnlich ist. Sie folgt dem REF-B1 Szenario.

Die Randbedingungen in Ref1 sind durch Beobachtungsdaten bestimmt. Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung werden aus dem Beobachtungsdatensatz HadISST1 des UK Met Office Hadley Centre (Rayner et al., 2003) als Monatsmittelwerte vorgeschrieben. Dieser Datensatz basiert auf zusammengeführten Satelliten- und In-situ-Beobachtungen. Die Konzentration langlebiger Treibhausgase (wie Kohlenstoffdioxid, Methan und Lachgas) sind durch die Angaben des IPCC (2001) gegeben. Die Konzentrationen der FCKWs sind nach den Angaben der WMO (2003) vorgegeben. Stickoxidemissionen (Stickstoffmonoxid und Stickstoffdioxid) durch Blitze, Bodenemissionen, Flug- und Schiffsverkehr werden den Nennungen in Dameris et al. (2005) entnommen. Stickoxidemissionen durch Industrie, Biomasseverbrennung und Bodenemissionen basieren auf den RETRO Emissionen. Eine ausführliche Darstellung der zeitlichen Entwicklung der Treibhausgase und FCKWs ist in Garny (2011) zu finden. Natürliche Antriebe, wie der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus, die QBO und große Vulkanausbrüche sind ebenfalls realitätsnah vorgeschrieben.

### 2.2.2 SCN

Die transiente Simulation SCN umfasst die Jahre 1960 bis 2049 und folgt dem SCN-B2d Szenario.

Der grundsätzliche Unterschied zwischen der Ref1 Simulation und der SCN Simulation ist bestimmt durch die Vorgabe der Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung. Während in der Ref1 Simulation ausschließlich beobachtete Daten vorgeschrieben werden, sind die Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung des SCN modellierte Daten aus dem allgemeinen Atmosphären-Ozean Zirkulationsmodell HadGEM1 (Johns et al., 2006; Martin et al., 2006). Die Meeresoberflächentemperatur für 1960 bis 1999 ist aus der transienten Simulation ANTHRO mit anthropogenem Antrieb aus dem HadGEM1 (Stott et al., 2006). ANTHRO beinhaltet Antriebe durch Treibhausga-

se, Ozon, Aerosole und Landnutzung. Die zukünftigen Meeresoberflächentemperaturen für den Zeitraum 2000 bis 2049 resultieren aus der SRES (Special Report on Emission Scenarios) A1B Simulation des HadGEM1. Das A1B Szenario ist eine Weiterführung der ANTHRO Simulation. Dadurch wird ein konsistenter Datensatz ermöglicht. Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung werden ebenfalls wie in Ref1 als Monatsmittelwerte im E39CA vorgeschrieben.

In SCN sind die zukünftigen Konzentrationen der langlebigen Treibhausgase durch das A1B Szenario des SRES beschrieben (Nakicenovic und Swart, 2000). Dieses Szenario beschreibt ein moderates Szenario mit gleichgewichteter Nutzung fossiler und nicht-fossiler Energiequellen und einem angenommenen Temperaturanstieg von  $1,1^{\circ}\text{C}$ - $2,9^{\circ}\text{C}$ . Dieses Szenario sieht eine Bevölkerungszunahme bis 2050 und eine rasante ökonomische Entwicklung vor. Somit steigen die Treibhausgaskonzentrationen weiter an.

Die ozonzerstörenden Substanzen werden durch Beobachtungen aus der Vergangenheit und das Halogen Szenario Ab für die Zukunft vorgeschrieben. Die Halogenkonzentrationen nehmen bis Ende der 1990er Jahre rapide zu und erreichen dort ihren Maximalwert. Eine langsame Abnahme der Halogenkonzentrationen ist seit dem Jahr 2000 zu beobachten. Diese Abnahme setzt sich entsprechend dem Ab Szenario auch in Zukunft fort.

Die zukünftige Entwicklung des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der QBO werden extrapoliert durch periodische Wiederholung der Solarzyklen von 1977 bis 2007 und 1956 bis 1999 im Falle der QBO. Es wird von keinen weiteren Vulkanausbrüchen in der Zukunft ausgegangen.

Am Oberrand des Modells bei 10 hPa werden die Konzentrationen der Gesamtstickoxide vorgegeben, welche in der Zukunft zunehmen.

Der Vergleich der Klimatologien der beobachteten Meeresoberflächentemperatur (HadISST), welche für die Ref1 Simulation verwendet wird, und der modellierten Meeresoberflächentemperatur (HadGEM1), welche für die SCN Simulation verwendet wird, zeigt, dass die Meeresoberflächentemperatur in HadGEM1 in den Tropen, Subtropen und den mittleren Breiten der Nordhemisphäre geringere Werte aufweist als in HadISST (Garny et al., 2009). Die Unterschiede liegen bei bis zu 3 K. Höhere Meeresoberflächentemperaturen sind in kleinen Regionen an der Westküste Südamerikas und Afrikas, sowie an der Ostküste Nordamerikas und Asiens zu finden. Auch in der Meereisverteilung sind deutliche Unterschiede zwischen den Datensätzen erkennbar. HadGEM1 weist mehr Meereis als HadISST auf. Die interannuale Variabilität durch die El Niño Southern Oscillation (ENSO) ist in den HadGEM1 Daten unterschätzt und das ENSO Signal ist zu regelmäßig (Johns et al., 2006). Generell ist die annuelle und dekadische Variabilität der Meeresoberflächentemperaturen in Modellsimulationen mit HadGEM1 geringer und die Strukturen weniger persistent als in der Realität (Newman, 2007). Ein Vergleich von beobachteter und modellierter Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung macht deutlich, dass erkennbare Unterschiede in den Klimatologien gefunden werden können, aber die langzeitlichen Änderungen keine merklichen Unterschiede aufweisen, vor allem in Bezug auf die Reaktion der stratosphärischen Temperaturen und Ozon (Garny et al., 2009).

### 2.2.3 NCC - No Climate Change

Die transiente Simulation NCC umfasst die Jahre 1960 bis 2049 und folgt dem SCN-B2c Szenario.

Die natürlichen Antriebe (wie QBO und Sonnenfleckenzyklus) sowie auch die Halogenkonzentration in der NCC Simulation entsprechen denen der SCN Simulation.

Im Gegensatz zum SCN wird im NCC die Konzentration der langlebigen Treibhausgase Methan, Lachgas und Kohlenstoffdioxid auf dem Stand von 1960 über die 90 Simulationsjahre gehalten. Ebenso sind die Meeresoberflächentemperatur und die Meereisbedeckung mit einem mittleren Jahresgang der Jahre 1955 bis 1964 aus dem HadGEM1 Modell für die gesamte Simulationsdauer vorgegeben. Das langlebige Treibhausgas Lachgas, das in der Troposphäre emittiert wird, wird auf dem Stand von 1960 gehalten, jedoch ist die Konzentration der Gesamtstickoxide am Oberrand nicht fixiert. Dies bedeutet, dass trotz dem Rückgang der Halogenkonzentration möglicherweise ein erhöhter Ozonabbau durch den Anstieg der Gesamtstickoxide die Folge sein kann.

Durch die Übereinstimmung der Halogenkonzentrationen und der natürlichen Antriebe im SCN und NCC, ermöglicht ein Vergleich der beiden Simulationen den reinen Klimaeffekt auf Dynamik und Chemie darzulegen.

## 2.3 Reanalyse Datensätze

Zur Validierung des E39CA und der Referenzsimulation Ref1 werden in dieser Arbeit die ERA-40 Reanalyse Daten des ECMWF und die NCEP/NCAR Reanalyse Daten vom National Centers for Environmental Prediction (NCEP) und vom National Center for Atmospheric Research (NCAR) verwendet.

Für eine Modellevaluierung in der Stratosphäre werden mindestens 20 Jahre Beobachtungsdaten benötigt um statistisch belastbare Aussagen machen zu können, da die interne Variabilität der Stratosphäre sehr groß ist. Dies ist ein Grund, warum die ERA-40 Reanalyse Daten statt der ERA-Interim Daten verwendet werden, obwohl letztere eine qualitativ hochwertigere Datengrundlage bilden. Ein weiterer Grund für die Verwendung von ERA-40 statt ERA-Interim Daten sind die in dieser Arbeit durchgeführten Analysen, welche ebenfalls auf lange Datensätzen angewiesen sind (Kap. 4).

### 2.3.1 ERA-40

Die ERA-40 Reanalyse Daten sind ein globaler Datensatz von September 1957 bis August 2002. Die horizontale Auflösung hat eine Latitude-Longitude-Gitterboxgröße von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ . Die Daten reichen vom Erdboden bis zu 0.1 hPa aufgeteilt in 60 vertikale Schichten. Sie werden mit Hilfe eines Datenassimilationsverfahrens mit sechsstündigem Zeitschritt mit dem Integrated Forecasting System des ECMWF erzeugt. Die Modellergebnisse beinhalten alle verfügbaren und adäquaten Beobachtungsdatensätze. Diese assimilierten Beobachtungsdatensätze stammen von Wetterstationen, Radiosonden und Schiffsmessungen und seit den 1970er Jahren auch von Satellitenmessungen. Die Qualität dieses Datensatzes in Bezug auf das in dieser Arbeit untersuchte Thema wird in Kap. 3 (auch im Vergleich zum NCEP/NCAR Reanalyse Datensatz) dargelegt. Eine detaillierte Beschreibung der ERA-40 Reanalyse Daten ist in Uppala et al. (2005) zu finden.

### 2.3.2 NCEP/NCAR

Die NCEP/NCAR Reanalyse Daten sind ein globaler Datensatz von Januar 1948 bis zum heutigen Zeitpunkt. Die horizontale Auflösung auf dem Gaußschen Gitter beträgt  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ . Die Daten reichen vom Erdboden bis zu 10 hPa in 17 vertikalen Schichten.

Sie werden mit Hilfe eines Datenassimilationsverfahrens mit sechsstündigem Zeitschritt mit dem NCEP Climate Forecast System erzeugt. Wie auch bei den ERA-40 Daten stammen die Beobachtungsdatensätze aus diversen Quellen. Eine detaillierte Beschreibung zum Datenassimilationssystem der NCEP/NCAR Reanalyse Daten ist in Kalnay et al. (1996) und Kistler et al. (2001) zu finden.

## Kapitel 3

# Konventionelle Analysemethode der Kopplung - Evaluierung des E39CA

Frühere Studien haben die Existenz einer Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre sowohl in der Nord- als auch in der Südhemisphäre nachgewiesen (Baldwin und Dunkerton, 2001; Thompson und Solomon, 2002; Gillett und Thompson, 2003). Diese ist im Falle einer dynamisch signifikant veränderten (im Vergleich zum klimatologischen Mittel) Stratosphäre deutlich erkennbar. Störungen in der Stratosphäre werden durch einen im Vergleich zur Klimatologie signifikant verstärkten oder abgeschwächten Polarwirbel charakterisiert. Bei der Untersuchung der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre wird somit prinzipiell nach einer starken Störung (einer signifikanten Abweichung vom klimatologischen Zustand) in der Stratosphäre gesucht, um danach die Auswirkungen in der Troposphäre bestimmen zu können.

Zur Bewertung der Ergebnisse der Simulationen mit dem Klima-Chemie Modell E39CA werden bereits bekannte Analysemethoden (aus Baldwin und Dunkerton, 2001; Thompson und Solomon, 2002; Gillett und Thompson, 2003) für die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre auf die Modelldaten der transienten Ref1 Simulation angewandt und mit den früheren Analysen basierend auf NCEP/NCAR Reanalyse Daten und Radiosondendaten verglichen. Zusätzlich werden die Untersuchungen der Ref1 Simulation entsprechenden Analysen der ERA-40 Reanalyse Daten gegenübergestellt. Die Untersuchungen werden insbesondere mit dem ERA-40 Reanalyse Datensatz durchgeführt, da für diesen kaum Studien bzgl. der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre existieren. Die Arbeiten von Martineau und Son (2010) zeigen, dass sowohl die ERA-40 als auch die NCEP/NCAR Reanalyse Daten, im Hinblick auf die Untersuchung von stratosphärischen Extremereignissen und deren Einfluss auf die Troposphäre, geeignet sind. Somit ist ein Vergleich der Modellergebnisse mit jedem der Datensätze sinnvoll. Die verwendeten Reanalyse Datensätze können je nach Datengrundlage und angewandter Diagnostik ebenso Unterschiede untereinander aufweisen (Butchart et al., 2010). Auf die Unsicherheiten in Beobachtungsdaten in Bezug auf den Vergleich mit Modellen und die nachfolgende Bewertung von Modellen wird in Grewe und Sausen (2009) eingegangen. Bei dem Vergleich von Modellen und Modellergebnissen mit Beobachtungsdaten (oder Reanalyse Daten) darf nicht vergessen werden, dass nicht nur Modelle sondern auch beobachtete Daten Unsicherheiten aufweisen können. Diese wiederum erschweren eine Differenzierung zwischen guten (nah an den Beobach-

tungsdaten) und schlechten (abweichend von den Beobachtungsdaten) Modellen und können die Bewertung des Modells verfälschen. Unterschiede in den NCEP/NCAR und ERA-40 Reanalyse Datensätzen können bspw. aus den unterschiedlichen Datenassimilationstechniken resultieren (Labitzke und Kunze, 2005; Randel et al., 2004).

In diesem Kapitel werden die Unsicherheiten in den ERA-40 Reanalysedaten, den NCEP/NCAR Reanalysedaten und den Radiosondendaten ermittelt und diskutiert, um dann zu bestimmen, ob das Modell E39CA in diesem Unsicherheitsbereich liegt.

Ein Vergleich und eine Validierung der Ergebnisse des Modells, der ERA-40 und NCEP/NCAR Reanalyse Daten ist von besonderer Bedeutung für die Belastbarkeit der Aussagen aller später durchgeführten Studien.

### 3.1 Nordhemisphäre

Für die Bewertung der Modellergebnisse und des Modells im Vergleich zu früheren Studien wird eine Klassifizierung der stratosphärischen Dynamik im Hinblick auf ihre Abweichung vom mittleren dynamischen Zustand vorgenommen. Dies geschieht durch die Definition annularer Moden mittels der Berechnung empirischer Orthogonalfunktionen (EOF; Anhang A.1). Die EOF Analyse ist eine objektivere und konsistentere Methode als die Bewertung des stratosphärischen Zustands mittels meteorologischer Größen, wie es bspw. anhand der WMO Definition für Stratosphärenerwärmungen geschieht (Andrews et al., 1987). Eine EOF Analyse ermöglicht die Reduktion des Einflusses von Rauschen in den meteorologischen Größen. Mit der EOF Analyse kann der zeitliche Verlauf dominanter Variabilitätsmuster bestimmt werden, was bei der Verwendung von einfachen Zeitreihen meteorologischer Größen nicht gegeben ist. Letztere sind im Gegensatz zur EOF Analyse allerdings einfacher zu handhaben.

Die Methode und die daraus resultierenden Ergebnisse für die Ref1 Simulation und die ERA-40 Reanalyse Daten werden im Nachfolgenden dargestellt.

#### **Analysen nach Baldwin und Dunkerton (2001)**

Die Analysen von Baldwin und Dunkerton (2001) nutzen die hohe dynamische Variabilität der nördlichen Stratosphäre im Winter für eine einfache Klassifizierung hinsichtlich des dynamischen Zustands der Stratosphäre.

Aufgrund dessen wird die Dynamik der nördlichen Stratosphäre in Situationen unterteilt, in denen ein verhältnismäßig starker Polarwirbel existiert und in Situationen, in denen ein schwacher Polarwirbel die stratosphärische Dynamik dominiert. Entsprechend dieser stratosphärischen Situationen wird untersucht, ob sich die stratosphärische Dynamik in zeitlich nachfolgenden troposphärischen Vorgängen widerspiegelt bzw. ob sich die stratosphärischen Extremsituationen auf die troposphärische Dynamik (nach einer stratosphärischen Störung) auswirken.

Die Klassifizierung der stratosphärischen Dynamik in die zwei stratosphärischen Extremsituationen geschieht mittels annularer Moden, welche durch die führende EOF der geopotentiellen Höhe (GpH) definiert werden. Annulare Moden sind die führenden Klimavariabilitätsmuster der extratropischen Nord- und Südhemisphäre der mittleren und hohen Breiten. Sie dienen zur Untersuchung der Variabilitätsmuster bei stark positiver und stark negativer Störung der GpH. Demzufolge können starke stratosphärische Abweichungen vom klimatologischen Mittel durch Maximal- und Minimalwerte der annularen Moden dargestellt werden und ermöglichen so die Definition von Stark- bzw.

Schwachwirbelereignissen. Die annularen Moden der Nord- und auch Südhemisphäre beschreiben etwa 20-30% der totalen Varianz der GpH und des zonalen Windes abhängig vom Drucklevel und der betrachteten Zeitskala. Dies ist mehr als jedes andere Muster an der Gesamtvariabilität ausmacht (Deser, 2000).

Im Nachfolgenden wird die annulare Mode für die Nordhemisphäre (Südhemisphäre) als Northern (Southern) Annular Mode oder auch NAM (SAM) bezeichnet.

Da die Arbeiten von Baldwin und Dunkerton (2001) mit dem NAM, also für die Nordhemisphäre, durchgeführt werden, wird hier noch etwas genauer auf die Charakteristika des NAM eingegangen. Die zeitliche Entwicklung des NAM (auch NAM Index genannt) in der Stratosphäre für die ERA-40 Reanalyse Daten und der Ref1 Simulation wird mittels EOF Analyse berechnet. Mit der Methode der EOF wird ein vom Ort und von der Zeit abhängiges Feld auf ein jeweils nur von der Zeit und ein nur vom Ort abhängiges Feld reduziert. Hier beschreibt der NAM (SAM) das räumliche Muster und entsprechend der NAM (SAM) Index den zeitlichen Verlauf dieses Musters. Eine detaillierte Erklärung der EOF Analyse ist in Anhang A.1 zu finden, ebenso in Monahan et al. (2009) und Wilks (2006).

Der NAM auf Meeresniveau wird auch Arktische Oszillation (AO; Thompson und Wallace, 1998) genannt oder Nordatlantische Oszillation (NAO; Hurrell, 1995), sofern der Betrachtungsschwerpunkt in der Nordatlantikregion liegt. In der Winterjahreszeit können troposphärischer und stratosphärischer NAM stark verknüpft sein (Baldwin et al., 1994). Dies bedeutet, dass die Stratosphäre und die Troposphäre sehr ähnliche Muster bspw. in der GpH aufweisen. In den Sommermonaten sind troposphärischer NAM und stratosphärischer NAM nicht gekoppelt. Insbesondere weist der zeitliche Verlauf des stratosphärischen NAM in den Sommermonaten Amplitudenwerte nahe null auf, was mit schwach ausgeprägten Mustern im Vergleich zu den Wintermonaten einhergeht in denen maximale und minimale Amplitudenwerte zu finden sind. Es wird vermutet, dass annulare Moden den Zusammenhang zwischen kleinskaligen Störungen und der zonalen Strömung in den mittleren Breiten beschreiben (Lorenz und Hartmann, 2001; 2003).

Während der NAM das räumliche Muster der stärksten Variabilitätskomponente der GpH in einem gewählten Höhenniveau aufzeigt, gibt die Zeitreihe des NAM im entsprechenden Höhenniveau die zeitliche Veränderung von Stärke und Ausprägung des räumlichen Musters an. So ist es möglich, mit Hilfe der annularen Moden und ihren Zeitreihen einige Charakteristika der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre zu erfassen und zu beschreiben. In Zeiten von starker Kopplung zwischen stratosphärischem und troposphärischem NAM kann dadurch eine Wettervorhersage auf subsaisonalen Zeitskalen möglich werden (Christiansen, 2005).

Zur Verdeutlichung wird nachfolgend das räumliche Muster des NAM dargestellt, auch wenn für die Klassifizierung der Stratosphäre nach Baldwin und Dunkerton (2001) nur der NAM Index in 30 hPa, also die zeitliche Entwicklung des NAM, relevant ist.

Das räumliche Muster der ersten EOF der vom linearen Trend bereinigten 90-Tage tiefpassgefilterten Anomalie der GpH (nachfolgend GpH Anomalie; Abweichung vom klimatologischen Mittel über die Jahre 1960 bis 2001 für ERA-40 Daten und die Jahre 1960 bis 2004 für die Ref1 Daten) wird in unterschiedlichen Höhen der Stratosphäre und Troposphäre zwischen 20°N-90°N berechnet.

Die räumliche Struktur der ersten EOF der GpH Anomalie (dies entspricht dem NAM) in unterschiedlichen Höhen der Stratosphäre und Troposphäre für die transiente Ref1 Simulation ist in Abb. 3.1 dargestellt. Die Signaturen zeigen ein zonalsymmetrisches Muster der GpH Anomalie in der Stratosphäre mit minimalen Werten in den

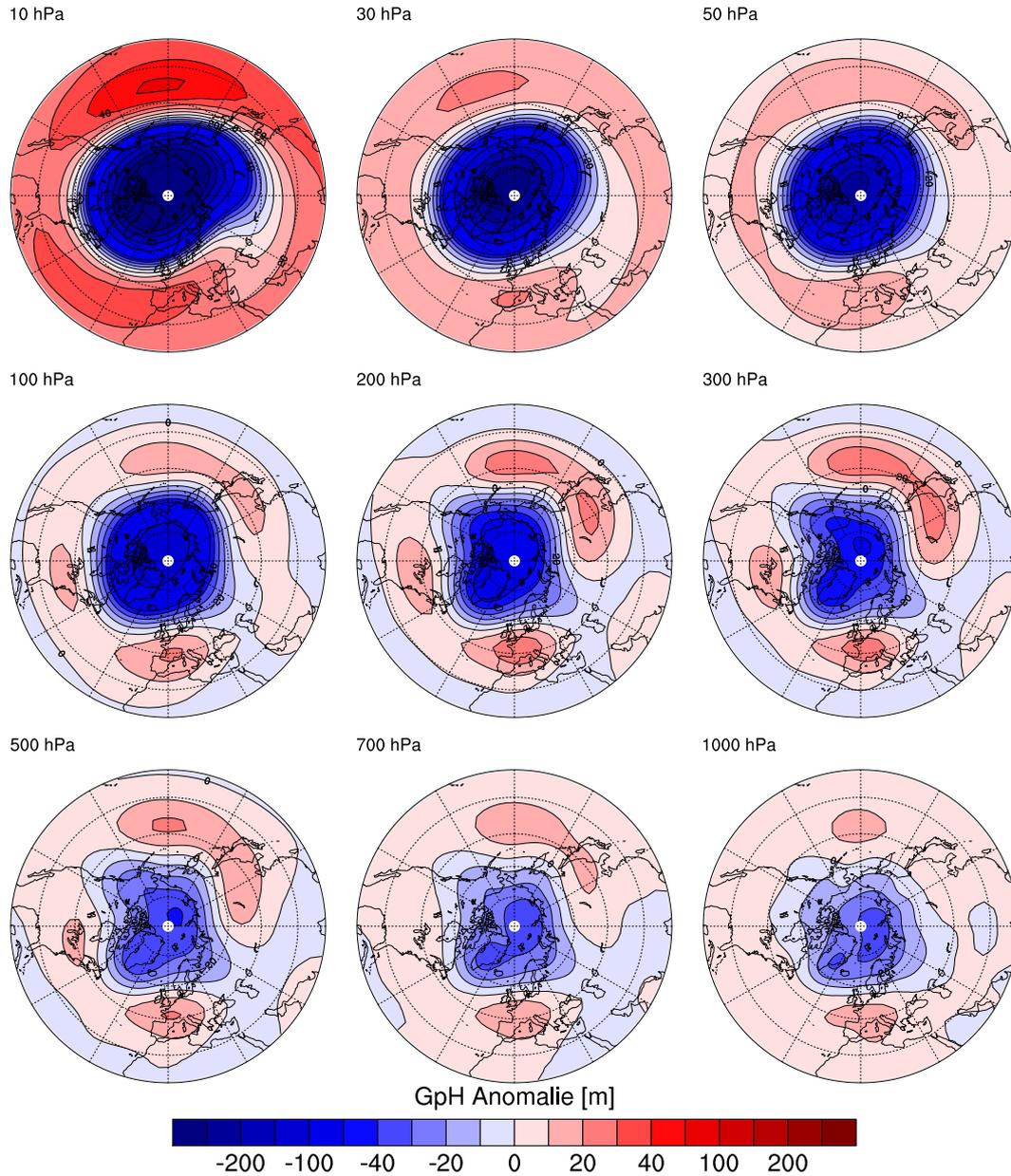


Abbildung 3.1: Amplitude der ersten EOF der GpH Anomalie in unterschiedlichen Höhen zwischen  $20^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  resultierend aus der Ref1 Simulation. Farbsintervalle von 0 m bis  $\pm 50$  m in Schritten von 10 m. Nachfolgende Farbsintervalle in Schritten von 50 m.

hohen Breiten. Dies entspricht dem grundsätzlichen Muster des stratosphärischen Polarwirbels. In der oberen und mittleren Troposphäre hingegen ist das Muster des NAM geprägt durch eine wellenförmige negative GpH Anomalie in der Polarregion. Die mittleren Breiten in troposphärischen Höhenniveaus zeichnen sich durch ringförmige Bänder einer positiven GpH Anomalie über dem Atlantik (mit maximalen Werten über Europa und dem Osten Nordamerikas) und dem Pazifik (mit maximalen Werten über Westrussland und dem Pazifik) aus. Das Dipolmuster der GpH Anomalie zwischen den hohen und mittleren Breiten im Bereich des Atlantiks beschreibt die NAO. Betrachtet man

die untere Troposphäre verschwinden die breiten Bänder der positiven GpH Anomalie in den mittleren Breiten und es bleiben zwei Gebiete mit maximaler positiver GpH Anomalie über Südeuropa und dem Pazifik in den mittleren Breiten bestehen.

Diese Ergebnisse für die Signaturen des NAM in der Ref1 Simulation stimmen sowohl qualitativ als auch quantitativ mit den Signaturen basierend auf NCEP/NCAR Reanalyse Daten von 1958 bis 1997 nach Baldwin und Dunkerton (1999) überein. In Baldwin und Dunkerton (1999) liegt der Varianzanteil des NAM Musters an der Gesamtvariabilität für fünf ausgewählte Schichten der Troposphäre und Stratosphäre (10 hPa, 30 hPa, 100 hPa, 300 hPa, 1000 hPa) in DJF bei 23%. Diesen Wert erhält man durch Mittelwertbildung der Varianzen der fünf einzelnen Schichten. Die gleichen Analysen für die Ref1 Simulation ergeben hier einen Wert von 21,1% was ebenfalls sehr gut mit den NCEP/NCAR Reanalyse Daten von 1958 bis 1997 übereinstimmt.

Für die Gruppierung des Stratosphärenzustands wie in Baldwin und Dunkerton (2001) wird nun die zeitliche Entwicklung der ersten EOF der GpH Anomalie (vom Trend bereinigte 90-Tage tiefpassgefilterte Abweichung der GpH vom klimatologischen Mittel) in einer ausgewählten Höhe betrachtet, welche der NAM Index in dem entsprechenden Höhenniveau ist. Im Unterschied zu den Analysen in Baldwin und Dunkerton (2001) wird für die Klassifizierung der stratosphärischen Dynamik für die Ref1 Simulation der NAM Index in 30 hPa anstatt dem NAM Index in 10 hPa verwendet. Die Wahl ist hier so getroffen, um Randeffekte an der Modellobergrenze auszuschließen. Dementsprechend wurden die Analysen des NAM Index der ERA-40 Reanalyse Daten auch für das 30 hPa Niveau durchgeführt.

Der NAM Index (in 30 hPa) für die ERA-40 Reanalyse Daten von 1960 bis 2001 und für die Ref1 Daten von 1960 bis 2004 ist in Abb. 3.2 dargestellt. Er ist mit der Standardabweichung der Zeitreihe der GpH Anomalie im entsprechenden Niveau normiert und somit einheitslos.

Zur dynamischen Klassifizierung der Stratosphäre in Situationen mit starkem und schwachem Polarwirbel wird nun dieser NAM Index auf positive und negative Grenzwertüberschreitung getestet. Nach einer Grenzwertüberschreitung muss der jeweilige Grenzwert für mindestens 10 Tage überschritten bleiben, damit das Ereignis als ein solches gezählt wird. Die in Baldwin und Dunkerton (2001) gewählten Grenzwerte für Starkwirbel ( $1,5\sigma$ ) bzw. Schwachwirbelereignisse ( $-3\sigma$ ) werden für die hier durchgeführten Analysen der Ref1 Daten nur im Falle der Starkwirbelereignisse übernommen. Für Schwachwirbelereignisse wird der Grenzwert jedoch modifiziert. Der hier verwendete Grenzwert für Schwachwirbelereignisse beträgt  $-2\sigma$ , da bei einem Grenzwert von  $-3\sigma$  eine im Vergleich zu NCEP/NCAR Daten deutlich geringere Anzahl an Schwachwirbelereignissen gefunden werden kann. Dies liegt u.a. daran, dass bei der NAM Index Berechnung für ERA-40 Daten und der Ref1 Simulation das 30 hPa Niveau anstatt dem 10 hPa Niveau verwendet wird und die Variabilität dort verschieden ist. Der Vergleich des NAM Index in 30 hPa im Vergleich zum NAM Index in 10 hPa für die ERA-40 Reanalyse Daten zeigt, dass der zeitliche Verlauf ähnlich ist und lediglich die Spanne zwischen Maximal- und Minimalwert des NAM Index in 30 hPa kleiner ist als im 10 hPa Niveau (nicht gezeigt). Somit kann ebenso das 30 hPa Niveau statt dem 10 hPa Niveau verwendet werden. Ein weiterer Grund für die unterschiedliche Wahl der Grenzwerte für Starkwirbelereignisse in Baldwin und Dunkerton (2001) (mit NCEP/NCAR) und ERA-40 und Ref1 Daten kann durch Unterschiede in der Datenanalyse und den Datenassimilationstechniken begründet sein (Labitzke und Kunze, 2005; Randel et al., 2004)

Die Wahl unsymmetrischer Grenzwerte für Stark- (ist  $1,5\sigma$ ) und Schwachwirbeler-

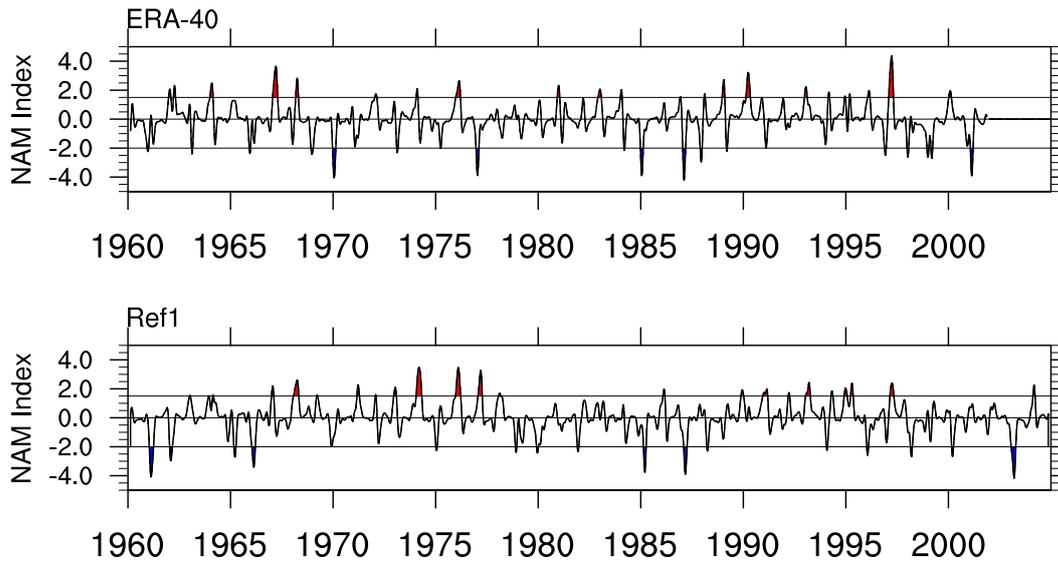


Abbildung 3.2: NAM Index in 30 hPa für ERA-40 Reanalyse Daten von 1960 bis 2001 und die Ref1 Simulation von 1960 bis 2004. Blau (Rot) ausgefüllte Bereiche beschreiben eine negative (positive) Grenzwertüberschreitung von  $-2\sigma$  ( $1,5\sigma$ ) für mindestens 10 Tage und stellen somit ein Schwachwirbelereignis (Starkwirbelereignis) dar. Horizontale Hilfslinien befinden sich bei den Grenzwerten und bei 0.

eignisse (ist  $-3\sigma$ ) wird in Baldwin und Dunkerton (2001) dadurch begründet, dass das resultierende mittlere Ereignis aus allen Einzelereignissen ausreichend stark sein soll, so dass es die Troposphäre erreicht. Zusätzlich wird die Wahl der unsymmetrischen Grenzwerte mit der so resultierenden aussagekräftigen Anzahl an Einzelereignissen, welche in das mittlere Ereignis eingehen, begründet. In der Literatur findet man keinen einheitlichen Wert für die Grenzwerte. Auch in dieser Arbeit sind diese angepasst, so dass eine genügend große Anzahl an Einzelereignissen gefunden wird. Die Wahl unsymmetrischer Grenzwerte für Stark- und Schwachwirbelereignisse zeigt, dass sowohl in Baldwin und Dunkerton (2001), den ERA-40 Reanalyse und auch den Ref1 Daten die Schwachwirbelereignisse durch eine stärkere stratosphärische GpH Anomalie im Vergleich zum klimatologischen Mittel als Starkwirbelereignisse ausgezeichnet sind.

Die Untersuchungen von Martineau und Son (2010) zeigen, dass die Analyseverfahren aus Baldwin und Dunkerton (2001), angewandt auf die ERA-40 und die NCEP/NCAR Reanalyse Daten, ein beinahe identisches Ergebnis für die Bestimmung von stratosphärischen Störungen mit Hilfe des zeitlichen Verlaufs des NAM Index liefern. Auch dort wird wie in dieser Arbeit ein modifizierter Grenzwert für Starkwirbel herangezogen ( $-2,5\sigma$ ).

Durch die bisher beschriebene Analysetechnik können bei einer Grenzwertüberschreitung des NAM Index stratosphärische Stark- bzw. Schwachwirbelereignisse identifiziert werden. Um später eine Mittelbildung der Einzelereignisse (d.h. die Berechnung eines mittleren Ereignisses) zu ermöglichen, wird der Zeitpunkt (Tag) ermittelt, an dem der Grenzwert das erste Mal überschritten wird. Diesen Tag bezeichnet man als zentralen Tag. Von diesem zentralen Tag ausgehend erfolgt die Mittelwertbildung über bspw. die GpH Anomalie aller Einzelereignisse. In Baldwin und Dunkerton (2001) ent-

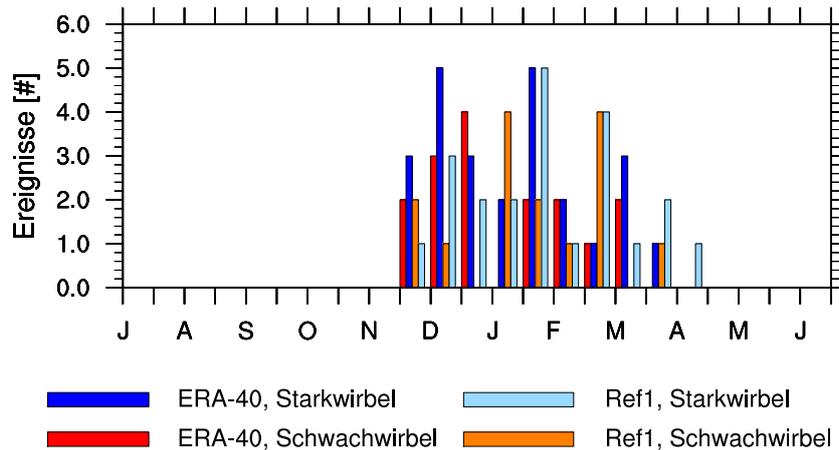


Abbildung 3.3: Verteilung der zentralen Tage für Stark- und Schwachwirbeleinzelereignisse der Nordhemisphäre für die ERA-40 Reanalyse Daten (dunkelblau/rot) und die Ref1 Simulation (hellblau/orange). Die Zeitachse ist in Halbmonatsschritte unterteilt.

spricht der zentrale Tag dem ersten Tag der Grenzwertüberschreitung des NAM Index in 10 hPa. Hier wird für die Analysen der ERA-40 Daten und der Ref1 Simulation der zentrale Tag als der erste Tag der Grenzwertüberschreitung des NAM Index in 30 hPa gewählt.

Abb. 3.3 zeigt die Jahresverteilung der zentralen Tage für Schwach- und Starkwirbelereignisse für die ERA-40 Reanalyse Daten und die Ref1 Simulation. Es wird deutlich, dass die Ereignisse nur im Zeitraum von Ende November bis Ende März auftreten. Das Auftreten der stratosphärischen Extremsituationen in den Nordwintermonaten ist darin begründet, dass die stratosphärische Dynamik nur im Winter durch vermehrt oder vermindert vertikal propagierende Wellen aus der Troposphäre beeinflusst werden kann (Charney und Drazin, 1961; Abschnitt 1.2).

Um nun aus den Einzelereignissen ein mittleres Stark- bzw. Schwachwirbelereignis zu erhalten, werden die entsprechenden Extremereignisse zu einem repräsentativen mittleren Extremzustand zusammengeführt (engl. composite study). Bei der Mittelbildung werden vorweg alle Analysen (wie zonale Mittelbildung, Tiefpassfilterung o.ä.) für die Einzelereignisse durchgeführt und erst am Ende wird das Mittel über alle Einzelereignisse gebildet. Dieser Ansatz bietet die Möglichkeit, die Besonderheiten aller gemeinsamen Ereignisse hervorzuheben und die Besonderheiten der isolierten Ereignisse zu dämpfen. Natürlich muss trotzdem berücksichtigt werden, dass sowohl die zeitliche als auch räumliche Verteilung jedes Einzelereignisses eine hohe Variabilität aufweist und so das durch die Bildung des mittleren Ereignisses extrahierte Signal den mittleren Zustand darstellt. Die starke Fall-zu-Fall Variabilität kann durch eine Analyse ausgewählter Einzelereignisse und durch einen Signifikanztest näher beleuchtet werden.

Die statistische Signifikanz der mittleren Ereignisse hinsichtlich des klimatologischen Mittels wird mit dem sog. Bootstrapping geprüft. Bei der Methode des Bootstrapping wird das mittlere Ereignis der Einzelereignisse mit einem zufälligen mittleren Ereignis verglichen und diese Differenz mittels dem *t*-Test statistisch bewertet. Eine detaillierte Beschreibung ist im Anhang A.6.1 nachzulesen.

Die Ergebnisse aus Baldwin und Dunkerton (2001) basierend auf den NCEP/NCAR Reanalyse Daten sind in Abb. 3.4 dargestellt und zeigen die zeitliche Entwicklung des

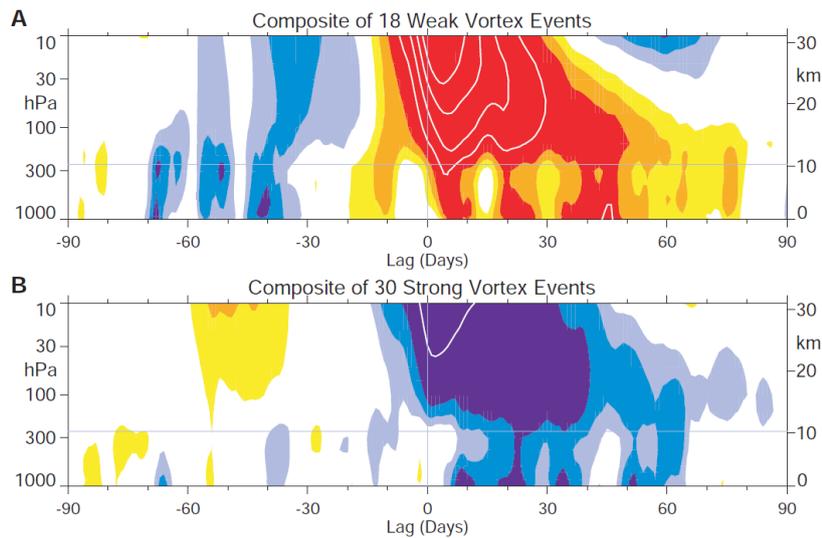


Abbildung 3.4: Mittleres Ereignis des NAM in der Höhen-Zeit Darstellung (aus Baldwin und Dunkerton, 2001) für die NCEP/NCAR Reanalyse Daten von 1958 bis 1999 für: **A**: 18 Schwachwirbelereignisse; und **B**: 30 Starkwirbelereignisse. Der zentrale Tag der Ereignisse (hier 'Lag=0') ist bestimmt durch die Überschreitung des NAM Index in 10 hPa von  $1,5\sigma$  und  $-3\sigma$ . Das Konturintervall für den farbigen Teil ist  $0,25\sigma$  mit Werten zwischen  $-0,25\sigma$  und  $0,25\sigma$  in weiß. Die weißen Konturlinien beginnen bei  $\pm 1,25\sigma$  mit einem Konturintervall von  $0,5\sigma$ . Die horizontale dünne Linie gibt die ungefähre Lage der Tropopause an.

mit der Standardabweichung normierten zonalgemittelten NAM auf unterschiedlichen Höhenniveaus (für mittlere Stark- und Schwachwirbelereignisse). Der zentrale Tag entspricht 'Lag=0' aus der Zeitabfolge. Starke Anomalien aus der Stratosphäre wandern innerhalb weniger Wochen bis in die unterste Troposphäre und können dort bis zu zwei Monate identifiziert werden. Die troposphärische Anomalie hat das gleiche Vorzeichen wie die stratosphärische Anomalie. Während das Abwärtspropagieren des Signals bis zur Tropopause eine konstante Geschwindigkeit aufzuweisen scheint, geschieht das Abwärtspropagieren bis in die untere Troposphäre eher instantan. Es scheint, als würde das abwärtspropagierende Signal an der Tropopause gedämpft. Das mittlere Ereignis der Schwachwirbelereignisse zeichnet sich durch eine stärkere Amplitude in der Stratosphäre aus als das mittlere Starkwirbelereignis. Dies ist konsistent mit der unsymmetrischen Wahl der Grenzwerte für die NAM Index Analyse.

Abb. 3.5 zeigt die zeitliche Entwicklung des mit der Standardabweichung normierten NAM Index für die in den ERA-40/ERA-Interim Daten und die NCEP/NCAR Reanalyse Daten gefundenen Stark- und Schwachwirbelereignisse für den Zeitraum 1979 bis 2009 basierend auf den Ergebnissen von Martineau und Son (2010). Die Analysen von Martineau und Son (2010) beruhen auf der EOF Analyse der zonalgemittelten GpH Anomalie nördlich von  $65^\circ\text{N}$  während Baldwin und Dunkerton (2001) die breiten- und längenabhängige GpH Anomalie für die EOF Analyse verwenden. Unterschiede in den Darstellungen (Abb. 3.4 und Abb. 3.5 für NCEP/NCAR Daten) resultieren aus den unterschiedlichen Zeiträumen. Die Ergebnisse aus den in Martineau und Son (2010) konsistent durchgeführten Untersuchungen für ERA und NCEP/NCAR Reanalyse Daten

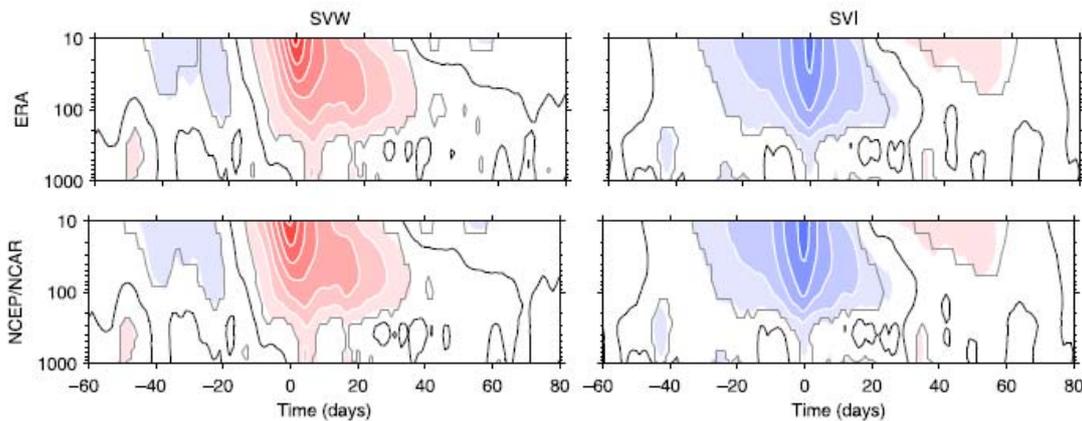


Abbildung 3.5: NAM Index (aus Martineau und Son, 2010) für das mittlere Schwachwirbelereignis ('SVW - stratospheric vortex weakening', resultierend aus 24 Schwachwirbelereignissen, linke Spalte) und das mittlere Starkwirbelereignis ('SVI - stratospheric vortex intensification', resultierend aus 24 Starkwirbelereignissen, rechte Spalte) für ERA-40/ERA-Interim und NCEP/NCAR Reanalyse Daten von 1979 bis 2009. Die Konturintervalle betragen  $0,5 \sigma$ . Änderungen innerhalb der grauen Linie sind auf dem 95% Level signifikant.

unterscheiden sich qualitativ und quantitativ nicht voneinander. Daraus kann gefolgert werden, dass beide Reanalysedatensätze unter Verwendung der gleichen Methode ein einheitliches Ergebnis liefern.

Wendet man nun die gleiche Methode wie in Baldwin und Dunkerton (2001) mit für unsere Modellkonfiguration modifizierten  $\sigma$  Grenzwerten auf den NAM Index der ERA-40 Daten und der Ref1 Simulation (Abb. 3.2) an, so findet man für die ERA-40 Daten 25 Starkwirbelereignisse und 16 Schwachwirbelereignisse in dem Zeitraum von 1960 bis 2001. Für die Ref1 Simulation ergeben sich 22 Starkwirbelereignisse und 16 Schwachwirbelereignisse im Zeitraum 1960 bis 2004.

Zusätzlich sei hier gesagt, dass mit der Definition der WMO für Stratosphärenwärmungen die selben Schwachwirbelereignisse für die ERA-40 Daten und den Ref1 Simulation gefunden werden, wie mittels EOF Analyse nach Baldwin und Dunkerton (2001) (nicht gezeigt).

Die Normierung mit der Standardabweichung, wie sie in Baldwin und Dunkerton (2001) geschieht, wird hier für eine einfachere Darstellung nicht durchgeführt. Es wird lediglich die vom Trend bereinigte 90-Tage tiefpassgefilterte GpH Anomalie dargestellt, welche mittels eines zufälligen mittleren Ereignisses mit dem Student'schen  $t$ -Test auf Signifikanz überprüft wurde (Anhang A.6).

Die Ergebnisse für die Analyse der ERA-40 Daten und der Ref1 Simulation sind in Abb. 3.6 dargestellt. Auch hier findet man (wie in Abb. 3.4) eine Propagationsdauer von polaren stratosphärischen Störungen im Winter bis in die untere Troposphäre von wenigen Wochen nach dem Tag der ersten Grenzwertüberschreitung in 30 hPa. Durchschnittlich beträgt die Propagationsdauer für die ERA-40 Daten 24 Tage und für die Ref1 Daten 29 Tage. Die Unterschiede beim Vergleich von Abb. 3.4 und Abb. 3.6 sind durch die unterschiedliche Art der Datenanalyse und Ergebnisdarstellung verursacht. Abb. 3.5 zeigt aber, dass die beiden in dieser Arbeit zur Bewertung des Modells verwen-

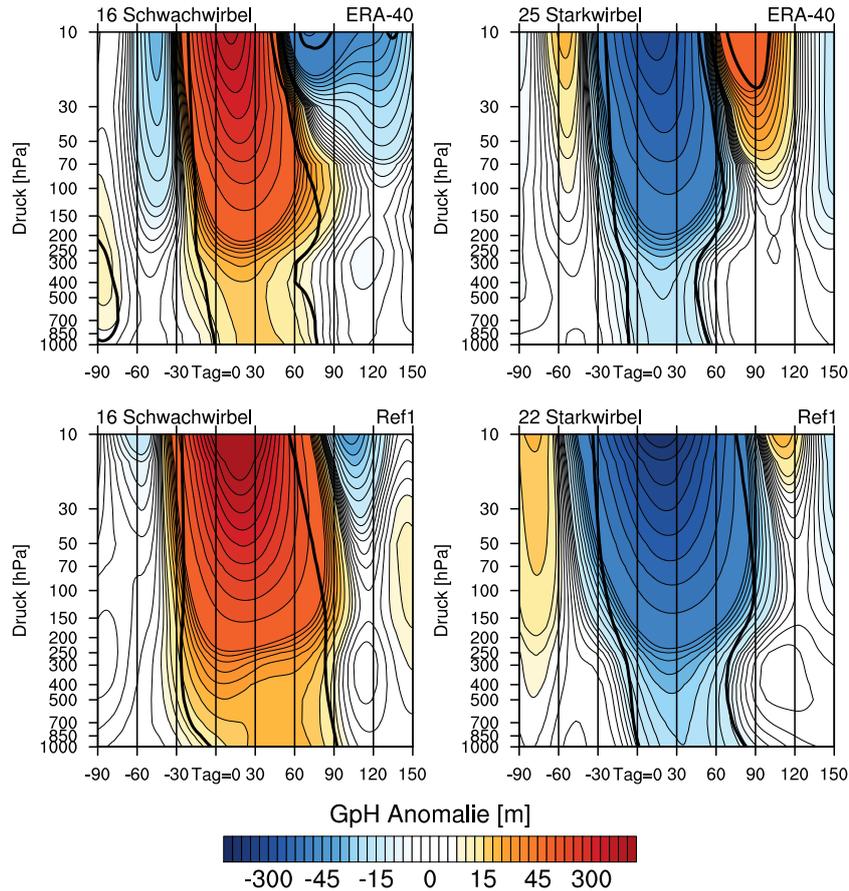


Abbildung 3.6: Zeitliche Entwicklung der GpH Anomalie gemittelt über den Breitenbereich  $60^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  für 16 Schwachwirbelereignisse und 25 Starkwirbelereignisse für die ERA-40 Reanalyse Daten und für 16 Schwachwirbelereignisse und 22 Starkwirbelereignisse für die Ref1 Simulation. Grenzwertüberschreitung entsprechend dem NAM Index in 30 hPa von  $1,5\sigma$  und  $-2\sigma$ . Das Farbintervall beträgt 5 m für 0 bis  $\pm 50$  m. Nachfolgende Farbintervalle betragen 50 m. Die Änderungen innerhalb der schwarzen Linie sind auf einem 95% Level signifikant.

deten Reanalysedatensätze ein beinahe gleiches Ergebnis liefern. Daraus folgt, dass ein Vergleich von ERA-40 Reanalyse und Ref1 Daten durchgeführt werden kann.

Aus Abb.3.6 wird ebenso deutlich, dass sich ein mittleres Schwachwirbelereignis durch eine betragsmäßig stärkere stratosphärische GpH Anomalie als ein mittleres Starkwirbelereignis auszeichnet. Das mittlere Ereignis der Starkwirbelereignisse weist hier einen Minimalwert von  $-271\text{ m}$  und das mittlere Ereignis der Schwachwirbelereignisse einen Maximalwert von  $340\text{ m}$  auf. Die GpH Anomalie der Ereignisse der Ref1 Daten ist sowohl in der Troposphäre als auch in der Stratosphäre größer als die der ERA-40 Daten. Für die Ref1 Simulation liegt der Maximalwert der GpH Anomalie für das mittlere Ereignis der Schwachwirbelereignisse bei  $439\text{ m}$  und der Minimalwert für das mittlere Ereignis der Starkwirbelereignisse bei  $-342\text{ m}$ . Aus Abb.3.6 wird auch deutlich, dass die zeitliche Dauer der signifikanten GpH Anomalie in der Stratosphäre in den ERA-40 Daten kürzer als in der Ref1 Simulation ist. Diese Charakteristik und ihre Bedeutung für die weiteren Analysen mit der Ref1 Simulation wird am Ende dieses

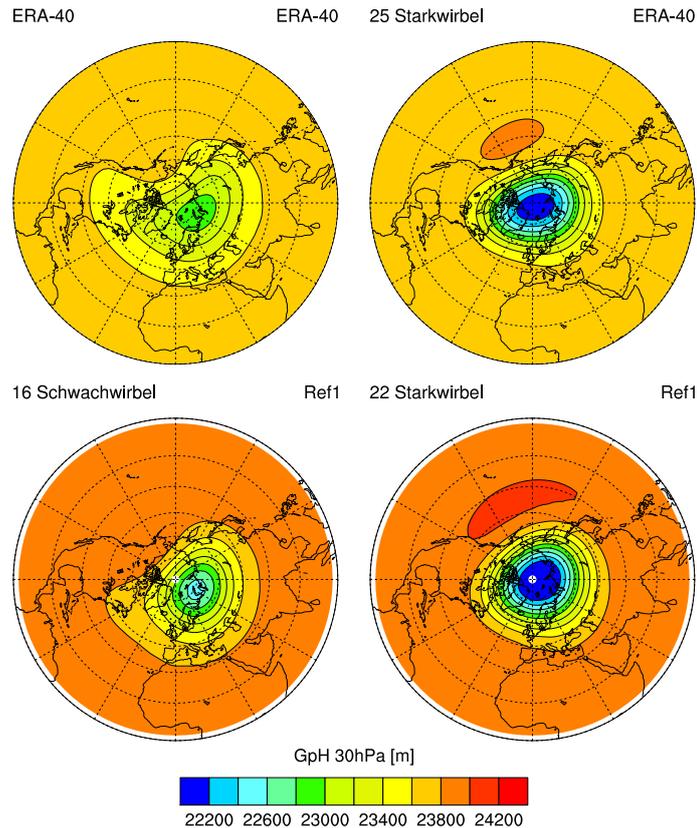


Abbildung 3.7: Polarstereographische Darstellung des  $\pm 5$ -Tage Mittels (um den Tag des maximalen/minimalen NAM Index) der absoluten GpH in 30 hPa für 16 Schwachwirbelereignisse und 25 Starkwirbelereignisse resultierend aus den ERA-40 Reanalyse Daten und für 16 Schwachwirbelereignisse und 22 Starkwirbelereignisse für die Ref1 Simulation.

Kapitels ausführlich diskutiert.

Zur Verdeutlichung der polaren stratosphärischen Strukturen der GpH aus dem vorangegangenen Abschnitt ist in Abb. 3.7 die absolute GpH für das 30 hPa Druckniveau für das mittlere Ereignis aus Stark- bzw. Schwachwirbelereignissen, wie es sich aus den ERA-40 Daten und der Ref1 Simulation ergibt, dargestellt. Wie erwartet zeigt sich sowohl für die ERA-40 Daten als auch für die Ref1 Simulation, dass während einer stratosphärisch gestörten Situation ein vom Pol verschobener Wirbel und während einer stabilen Starkwirbelsituation ein zonalsymmetrisches Muster der GpH mit minimalen Werten über dem Pol zu finden ist. Auch bei den Absolutwerten der GpH weist die Ref1 Simulation (beim Vergleich der polaren Breiten mit den mittleren Breiten) einen stärkeren meridionalen Gradienten auf als die ERA-40 Daten. Das heißt, dass das mittlere Ereignis in den Ref1 Daten ausgeprägtere Minimal- und Maximalwerte in der Stratosphäre hat als das mittlere Ereignis in den ERA-40 Daten. Dies ist durch einen Kältefehler im Modell in der Nordpolarregion zu erklären, welcher wiederum einen verstärkten Gradienten in der Temperatur, dem Zonalwind und damit auch der GpH zwischen Polarregion und mittleren Breiten zur Folge hat (Abschnitt 2.1.2; Stenke et al., 2008, 2009). Die Bedeutung dieses Modellartefakts für die weiteren Analysen wird am Ende dieses Kapitels diskutiert.

## 3.2 Südhemisphäre

Die Dynamik der südlichen Stratosphäre ist im Gegensatz zur nördlichen Stratosphäre durch eine geringere Variabilität und damit eine stabile, kalte Stratosphäre mit wenigen Stratosphärenenerwärmungen im Winter geprägt. Dies liegt an Unterschieden in der Orographie und der Land-See Verteilung zwischen Nord- und Südhemisphäre. In der Südhemisphäre werden grundsätzlich weniger planetare Wellen als in der Nordhemisphäre angeregt. Die verminderte Wellenanregung führt zu einer verringerten dynamischen Störung der Stratosphäre (und damit des Polarwirbel) durch vertikal propagierende und damit auch dissipierende Wellen im Winter. Dies begünstigt einen sehr stabilen Polarwirbel in der Südhemisphäre mit niedrigen Temperaturen in der polaren Stratosphäre. Der resultierende starke meridionale Windgradient zwischen Luft innerhalb und außerhalb des Wirbels schränkt den Luftmassenaustausch ozonarmer Luft im Polargebiet und ozonreicher Luft in den mittleren Breiten im Südwinter stark ein. Die Umstellung der Winterzirkulation mit Westwinden in der Stratosphäre stellt sich in den Monaten September bis November (Südfrühling) in die Sommerzirkulation mit Ostwinden um. Diese Zirkulationsumkehr mit dem vollständigen Zerfall des Polarwirbels nennt man auch finale Stratosphärenenerwärmung.

Während in der nordhemisphärischen Stratosphäre im Winter Stark- bzw. Schwachwirbelereignisse auftreten, beschreibt ein anomaler Zustand der südhemisphärischen Stratosphäre lediglich eine zeitliche Modulierung der finalen Stratosphärenenerwärmung, des Aufbrechens des Polarwirbels und der Umstellung der Winter- auf die Sommerzirkulation, dar. Die Extremereignisse der Nordhemisphäre treten hingegen punktuell und vermehrt im Winter (statt in der Übergangsjahreszeit) auf. Auch nach einer sehr gestörten nördlichen Stratosphäre kann sich der Polarwirbel wieder herstellen.

Eine Auswirkung des stratosphärischen Ozonverlustes auf die antarktischen Frühlingstemperaturen und das troposphärische Klima der Südhemisphäre wurde durch Thompson und Solomon (2002) und Gillett und Thompson (2003) gefunden. Bis Ende des 20. Jahrhunderts weist die polare Stratosphäre der Südhemisphäre eine starke Abkühlung im Frühling und Sommer aufgrund der anthropogenen Ozonzerstörung auf. Diese geht einher mit einem positiven Trend im Zonalwind, einem negativen Temperaturentrend und damit auch einem negativen Trend der GpH. Dieser kühlende Trend führt zu einem stärker ausgebildeten Polarwirbel und einer verspäteten Umkehr der Winter- auf die Sommerzirkulation und somit des Aufbrechens des Polarwirbels. Zur Untersuchung der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre werden die ERA-40 und Ref1 Daten entsprechend verwendet und mit den früheren Studien verglichen. Die Analysen der vorweg genannten Studien bestimmen die Reaktion einer stratosphärischen Störung in der Troposphäre aufgrund des **stratosphärischen Trends** in den meteorologischen Variablen. Ebenso gibt es aber auch in der Südhemisphäre die Möglichkeit der **Klassifizierung der stratosphärischen Dynamik** in Situationen mit einem besonders stabilen Polarwirbel (entspricht Starkwirbelereignis) und somit einer im Vergleich zur Klimatologie verspäteten Umkehr der Winter- auf die Sommerzirkulation und in Situationen mit einem abgeschwächten Polarwirbel (entspricht Schwachwirbelereignis) und damit einer verfrühten Zirkulationsumkehr. Im Nachfolgenden werden beide Analysemethoden zur Validierung des Modells auf die Ref1 Simulation und die ERA-40 Daten angewandt.

**Südhemisphäre - stratosphärischer Trend**

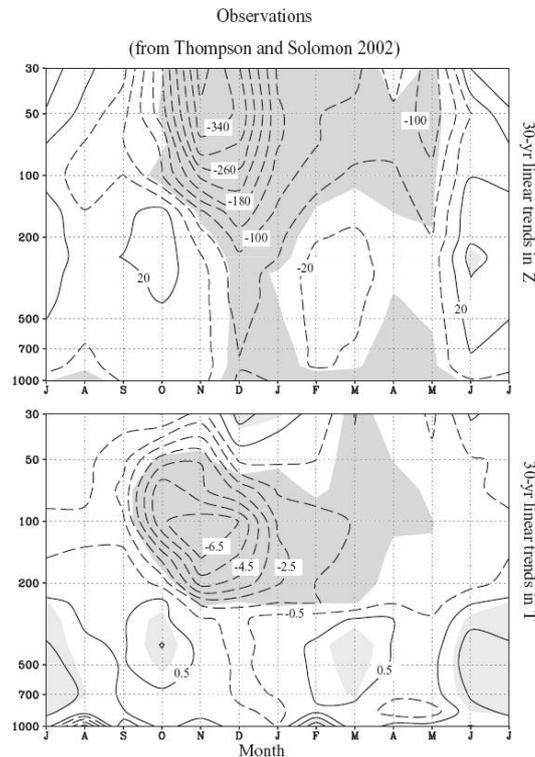


Abbildung 3.8: 30-jähriger linearer Trend der antarktischen GpH und der Temperatur für den Zeitraum 1969 bis 1998 basierend auf Monatsmittelwerten von sieben Radiosondenstationen zwischen 66°S-76°S (aus Thompson und Solomon, 2002). Die schraffierten Regionen beschreiben signifikante Abweichungen vom Monatsmittel.

Die Analysen von Thompson und Solomon (2002) und Gillett und Thompson (2003) bestimmen die Wirkung einer stratosphärischen Störung in der Troposphäre aufgrund des stratosphärischen Trends in den meteorologischen Variablen.

Abb. 3.8 zeigt die Ergebnisse aus Thompson und Solomon (2002). Die stärkste Abnahme der stratosphärischen Temperatur und der GpH über der Antarktis ist während der Südfrühlingsmonate bis in den Südsommer zu erkennen. Der Grund hierfür ist die Ozonzerstörung aufgrund heterogener Chemie während der Existenz des Polarwirbels im südhemisphärischen Winter/Frühling (Solomon et al., 1986). Mit Beginn der Sonneneinstrahlung im Südfrühling führt die geringe Ozonkonzentration zu einer verringerten Absorption solarer Strahlung und damit zu niedrigeren Temperaturen. In Abb. 3.8 wird somit der Einfluss des Ozonlochs auf die südhemisphärische Temperatur und GpH dargestellt. Signifikante Änderungen, die bis in die untere Troposphäre hinabpropagieren, sind nur im Falle der GpH erkennbar.

Die Ergebnisse der entsprechend zu Thompson und Solomon (2002) durchgeführten Analysen für die ERA-40 Reanalyse Daten und die Ref1 Simulation sind in Abb. 3.9 dargestellt. Für die Trendberechnung in den ERA-40 Daten wurden hier die Jahre ab 1979 berücksichtigt, da die ERA-40 Daten in der Südhemisphäre ab diesem Zeitpunkt zuverlässig sind, aufgrund von Satellitendaten, die mit in die Assimilation eingehen (Uppala

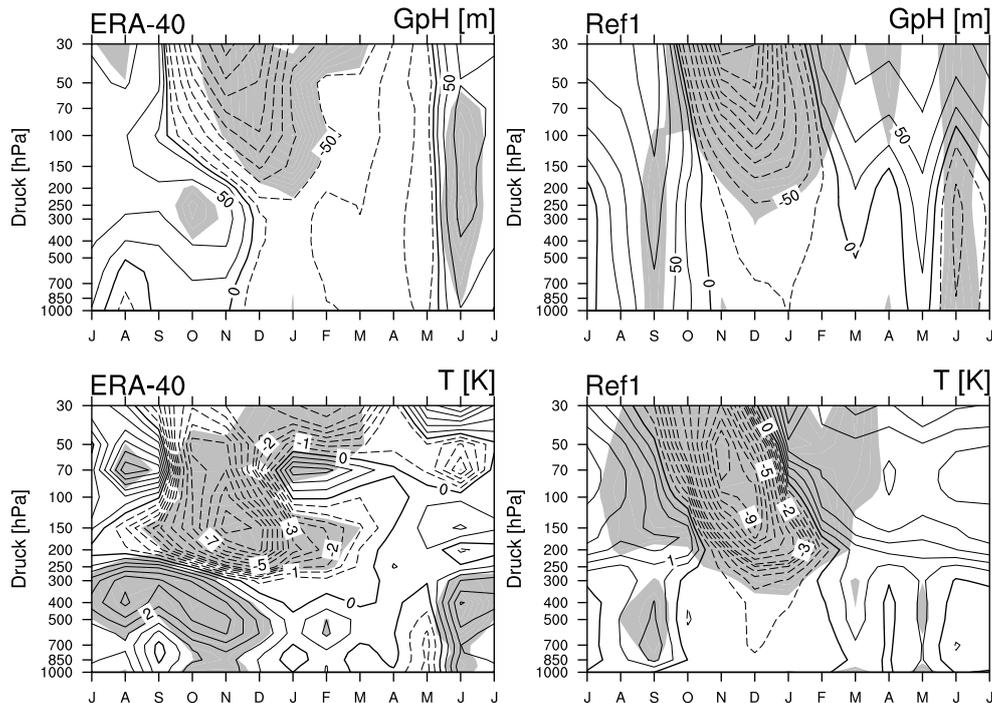


Abbildung 3.9: Linearer Trend der antarktischen GpH und der Temperatur für den Zeitraum 1979 bis 1998 für die ERA-40 Reanalyse Daten und den Zeitraum 1969 bis 1998 für die Ref1 Simulation gemittelt über dem Breitenbereich  $66^{\circ}\text{S}$ - $76^{\circ}\text{S}$ . Die schraffierten Regionen beschreiben signifikante Änderungen auf dem 95 % Level. Die Konturintervalle für die GpH sind hier 0 m, 20 m, 50 m und ab da fortlaufend in 50 m Intervallschritten. Für die Temperatur gelten Intervallschritte von 0,5 K für den Bereich von 0 bis 2,5 K, ab da fortlaufend in 1 K Intervallschritten.

et al., 2005). In der Darstellung für die ERA-40 Daten ist der Einfluss des Ozonlochs auf die GpH und die Temperatur deutlich. Für die GpH der ERA-40 Daten findet man ein abwärtspropagierendes Signal (wenn auch nicht signifikant) bis in die untere Troposphäre. Geringe Abweichungen im Trend sind beim Vergleich der ERA-40 Ergebnisse mit Thompson und Solomon (2002) für den Temperaturtrend zu finden. Eine mögliche Ursache hierfür ist die geringe Anzahl an Radiosondenstationen im Falle der Analysen nach Thompson und Solomon (2002). Weiterhin ist erkennbar, dass das Auftreten des absoluten Minimums der GpH und der Temperatur in ERA-40 um etwa einen Monat nach hinten verschoben ist. Dies bedeutet, dass im Vergleich zu den Radiosondenmessungen die Umstellung von der Winter- zur Sommerzirkulation in den ERA-40 Daten verspätet stattfindet und ist durch den im Modell vorhandenen Kältefehler erklärbar (Diskussion am Ende dieses Kapitels; Abschnitt 2.1.2).

Wie für die Beobachtungen mittels Radiosondenstationen, als auch für die ERA-40 Daten, ist für die Ref1 Simulation eine Ausbreitung des Temperatur- und GpH-Trends bis in die Troposphäre erkennbar. Beim Vergleich der Monatsmittelwerte aus der Ref1 Simulation mit denen aus Radiosondenmessungen und im Vergleich zu den ERA-40 Reanalyse Daten fällt auf, dass die Ref1 Simulation einen deutlich stärkeren Trend aufweist. Dies ist ebenfalls auf den Kältefehler im Klima-Chemie Modell E39CA zu-

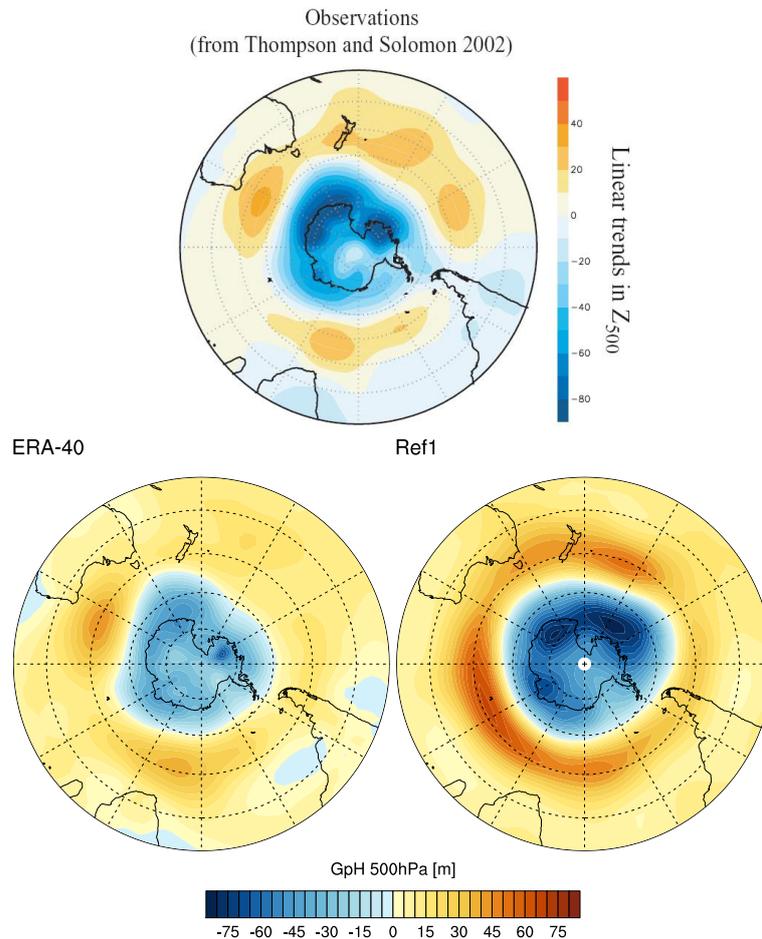


Abbildung 3.10: 22-jähriger linearer Trend der antarktischen GpH in 500 hPa für den Zeitraum 1979 bis 2000 gemittelt über die Monate November bis Mai. Oben: Ergebnisse aus Thompson und Solomon (2002) basierend auf NCEP/NCAR Reanalyse Daten; Unten links: ERA-40 Reanalyse Daten; Unten rechts: Ref1 Simulation.

rückzuführen. Dieser impliziert eine zu stabile polare Südstratosphäre im Vergleich zu Beobachtungen (Stenke et al., 2008, 2009). Wie auch in den ERA-40 Daten ist in der Ref1 Simulation erkennbar, dass das Auftreten des absoluten Minimums der GpH und der Temperatur im Vergleich zu den Radiosondendaten zeitlich nach hinten verschoben ist. Nochmal zu bemerken ist, dass für die Analysen von Thompson und Solomon (2002) lediglich sieben Radiosondenstationen (innerhalb eines schmalen Breitenbereichs) betrachtet werden konnten. Dies kann ebenfalls ein Grund für die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der ERA-40 Daten, der Ref1 Daten und Thompson und Solomon (2002) sein.

Der Vergleich der Beobachtungen (Radiosondendaten und ERA-40 Reanalyse Daten) untereinander zeigt, dass die Ergebnisse nicht einheitlich sind (bspw. in der Signifikanz des troposphärischen Trends). Aus diesem Grund impliziert eine Abweichung der Modellergebnisse von Beobachtungen nicht zwingend, dass das Modellergebnis fehlerhaft ist.

Während in der Nordhemisphäre die dynamische Kopplung von troposphärischem

und stratosphärischem NAM in den Sommermonaten sehr schwach ist, ist die Kopplung des troposphärischen und stratosphärischen Pendantes zum NAM, dem SAM, aufgrund des oben beschriebenen Ozonlocheffekts in den südhemisphärischen Sommermonaten sehr groß (Marshall et al., 2004; Shindell und Schmidt, 2004).

Abb. 3.10 zeigt den linearen Trend der GpH in 500 hPa in den Sommermonaten (November bis März) für NCEP/NCAR Reanalyse Daten, die ERA-40 Daten und die Modelldaten der Ref1 Simulation. Alle Darstellungen zeigen eine zonale Struktur mit einer Abnahme der GpH in der antarktischen Polarregion in 500 hPa, während in den mittleren Breiten eine Zunahme der GpH zu finden ist. Dieses zonalsymmetrische Muster in der südlichen Troposphäre entspricht dem SAM Muster in der Stratosphäre. Die Ähnlichkeit der Muster in Stratosphäre und Troposphäre zeigt die starke Kopplung in den Südsommermonaten in den vergangenen Jahren. Der Effekt des Ozonlochs auf die GpH reicht bis in die untere Troposphäre. Die Verstärkung des Gradienten der GpH zwischen Polarregion und mittleren Breiten ist mit verstärkten Westwinden und einer polwärtigen Verschiebung des Strahlstroms verknüpft (Gillett und Thompson, 2003; Shindell und Schmidt, 2004; Chen und Held, 2007).

Während die ERA-40 Daten sowohl in der Polarregion als auch in den mittleren Breiten im Vergleich zu den Ergebnissen aus Thompson und Solomon (2002) einen schwächeren Trend aufweisen, fällt der Trend in den Ref1 Daten vor allem in den mittleren Breiten stärker aus. Der Vergleich des linearen Trends der GpH für die ERA-40 und die NCEP/NCAR Reanalyse Daten zeigt, dass dieser in den NCEP/NCAR Daten wesentlich stärkere Minimalwerte aufweist, als die ERA-40 Daten. Dieses Ergebnis ist konsistent mit Renwick (2004). Renwick (2004) zeigt auch, dass im 50 hPa Niveau ein Unterschied im Trend der GpH beim Vergleich der NCEP/NCAR mit den ERA-40 Reanalyse Daten auftritt.

Diese Diskrepanz zwischen den unterschiedlichen Beobachtungsdatensätzen, welche augenscheinlich auch in anderen Studien gefunden wird, unterstützt die Glaubwürdigkeit der Modellergebnisse dieser Arbeit, da diese im Unsicherheitsbereich der Beobachtungsdaten liegen.

### **Südhemisphäre - Klassifizierung anhand der stratosphärischen Dynamik**

Die südliche Stratosphäre ist im Winter weniger variabel als die Nordstratosphäre. Somit sind auch starke Störungen der Südstratosphäre viel seltener als in der Nordhemisphäre. Trotz der geringeren dynamischen Störung der Südhemisphäre und trotz des Trends in der Stratosphärentemperatur durch das Ozonloch (wie im vorangegangenen Abschnitt gezeigt) kann auch die Dynamik der südlichen Stratosphäre in Situationen mit starkem Polarwirbel oder besonders labilen Polarwirbel unterschieden werden.

In Thompson et al. (2005) werden die NCEP/NCAR Reanalysen von 1979 bis 2001 für entsprechende Analysen verwendet. Hier wird mit Hilfe einer Grenzwertüberschreitung des SAM Index in 10 hPa ein stratosphärisches Extremereignis definiert. Der SAM Index bestimmt sich (wie in der Nordhemisphäre) aus der ersten EOF der GpH Anomalie im gewünschten Höhengniveau zwischen 20°S-90°S während der Monate September bis Dezember. Generell zeichnet sich in der Südhemisphäre eine dynamisch gestörte Stratosphäre nicht durch eine Windumkehr aus, wie man es von der Nordhemisphäre kennt. Aus meteorologischer Sicht betrachtet beschreiben die positiven und negativen Abweichungen der GpH Anomalie eine Modulation der finalen Stratosphärenenerwärmung bzw. des Zeitpunkts der Umstellung der Winter- auf die Sommerzirkulation. Negative (Positive) Abweichungen der GpH Anomalie bezeichnen einen länger (kürzer) anhal-

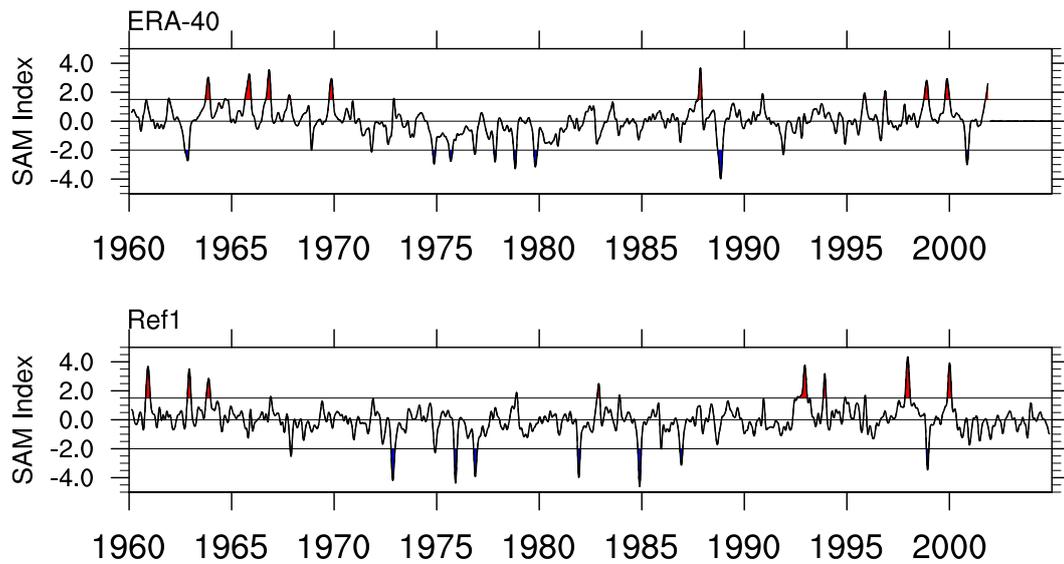


Abbildung 3.11: Wie in Abb. 3.2 nur für die Südhemisphäre, d.h. der SAM Index in 30 hPa.

tenden Polarwirbel, d.h. eine im Vergleich zum klimatologischen Mittel späte (frühe) Zirkulationsumkehr.

Für die Bestimmung von Ereignissen mit verstärktem und abgeschwächtem Polarwirbel in den ERA-40 Daten und im Modell wird für die Südhemisphäre ebenso wie für die Nordhemisphäre eine Grenzwertanpassung im Vergleich zu Thompson et al. (2005) durchgeführt. Diese Modifizierung gewährleistet, dass ausreichend viele Ereignisse detektiert werden. Die Grenzwerte für die Analyse der ERA-40 und Ref1 Daten werden an die Grenzwerte der Analysen der Nordhemisphäre angepasst: Eine Grenzwertüberschreitung von  $1,5\sigma$  steht für ein Starkwirbelereignis (verspätete Zirkulationsumkehr im Vergleich zur Klimatologie) und entsprechend eine Grenzwertüberschreitung von  $-2\sigma$  für ein Schwachwirbelereignis (verfrühte Zirkulationsumkehr).

Trotzdem im vorangegangenen Abschnitt darauf hingewiesen wurde, dass die ERA-40 Daten für die Verwendung einer Trendanalyse erst ab dem Jahr 1979 verwendet werden, werden für die Klassifizierung der stratosphärischen Dynamik die ERA-40 Daten vom Jahr 1960 beginnend herangezogen. Dies geschieht, da ansonsten nur gar keine bis sehr wenige Ereignisse, die in das mittlere Ereignis einfließen, detektiert werden können und nur so belastbare Aussagen gemacht werden können. Die späteren Ergebnisse zeigen, dass auch unter Verwendung der ERA-40 Daten ab dem Jahr 1960 glaubwürdige Ergebnisse für die Klassifizierung der stratosphärischen Dynamik erzielt werden können.

Abb. 3.11 zeigt den SAM Index im 30 hPa Niveau für die ERA-40 Daten für den Zeitraum 1960 bis 2001 und die Ref1 Simulation von 1960 bis 2004. Mittels Grenzwertüberschreitung werden aus dem SAM Index die anomalen Ereignisse ermittelt, die später in die Betrachtung des mittleren Ereignisses eingehen. Für die ERA-40 Daten können 11 Schwachwirbelsituationen und 14 Starkwirbelsituationen gefunden werden. Für die Ref1 Simulation entsprechend 9 Schwachwirbelsituationen und 13 Starkwirbelsituationen. Thompson et al. (2005) finden mit ihren Analysemethoden, angewandt auf die NCEP/NCAR Daten von 1979 bis 2001, 8 schwache Ereignisse und 7 starke

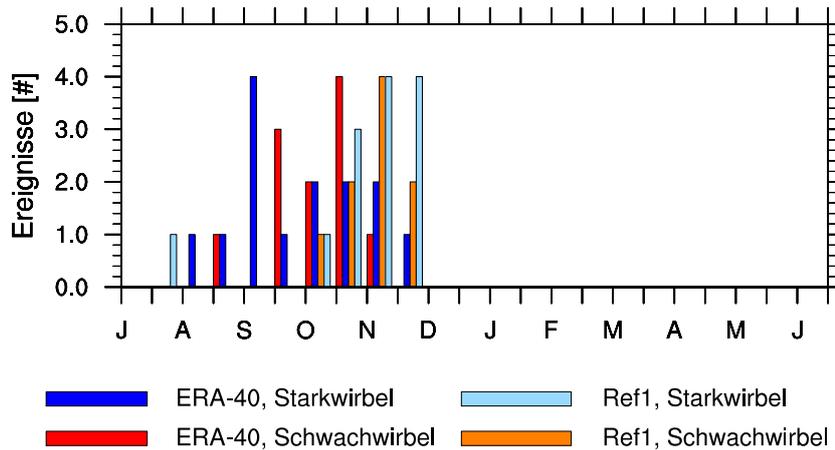


Abbildung 3.12: Wie in Abb. 3.3 nur für die Südhemisphäre.

Ereignisse.

Die Verteilung des zentralen Tages (der erste Tag der Grenzwertüberschreitung) für verstärkte und abgeschwächte Polarwirbelsituationen bzw. für eine späte und frühe Zirkulationsumkehr in der Südhemisphäre ist in Abb. 3.12 gezeigt. Das Auftreten der stratosphärischen Extremereignisse liegt im südhemisphärischen Frühling und reicht für die Ref1 Simulation bis in den Sommer hinein. Offensichtlich liegt der zentrale Tag der Ereignisse in der Ref1 Simulation später im Jahr als in den ERA-40 Daten, was durch einen im klimatologischen Mittel zu stabilen Polarwirbel im Modell begründet ist (Stenke et al., 2008). Dies führt dazu, dass die Abweichungen vom klimatologischen Mittel zeitlich weiter nach hinten rücken und damit auch die Umkehr der Winter- zur Sommerzirkulation zeitlich nach hinten rückt.

Abb. 3.13 zeigt das Ergebnis der Bildung mittlerer Ereignisse nach Thompson et al. (2005) angewandt auf die ERA-40 und die Ref1 Daten. Auch in der Südhemisphäre ist wie in der Nordhemisphäre eine Signalpropagation von der Stratosphäre bis in die untere Troposphäre zu erkennen. Die stratosphärische GpH Anomalie für die Stark- und Schwachwirbelereignisse der ERA-40 Daten ist stärker als die der Ereignisse der Ref1 Simulation. Das mittlere Ereignis der Schwachwirbelereignisse in ERA-40 hat einen Maximalwert der GpH Anomalie von  $362\text{ m}$  im Vergleich zu  $295\text{ m}$  für das mittlere Ereignis der Ref1 Simulation. Bei den Starkwirbelereignissen ist der Kontrast zwischen ERA-40 und Ref1 Daten noch deutlicher: Das mittlere Ereignis der ERA-40 Starkwirbelereignisse hat eine GpH Anomalie von  $321\text{ m}$  im Vergleich zu  $216\text{ m}$  für das mittlere Ereignis der Ref1 Simulation. Dies ist durch eine unterschätzte Variabilität der GpH Anomalie in  $30\text{ hPa}$  in den Ref1 Daten im Vergleich zu den NCEP/NCAR und ERA-40 Reanalyse Daten begründet (Stenke et al., 2008). Die durchschnittliche Propagationsdauer der Ereignisse in den ERA-40 Daten liegt bei 36 Tagen und bei den Ereignissen des Ref1 liegt bei 31 Tagen. Im Vergleich zur Nordhemisphäre haben die Ereignisse in der Südhemisphäre eine um etwa ein bis zwei Wochen längere Propagationsdauer, somit einen später auftretenden Einfluss auf die Troposphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre, wo die Propagationsdauer im Durchschnitt zwei bis vier Wochen beträgt. Die Arbeiten von Thompson et al. (2005) zeigen, dass es in der Südhemisphäre erkennbare Unterschiede im Einfluss der Stratosphäre auf bspw. Bodentemperatur in der Antarktis, bei Betrachtung unterschiedlicher stratosphärischer Polarwirbelzustände, gibt. Daraus

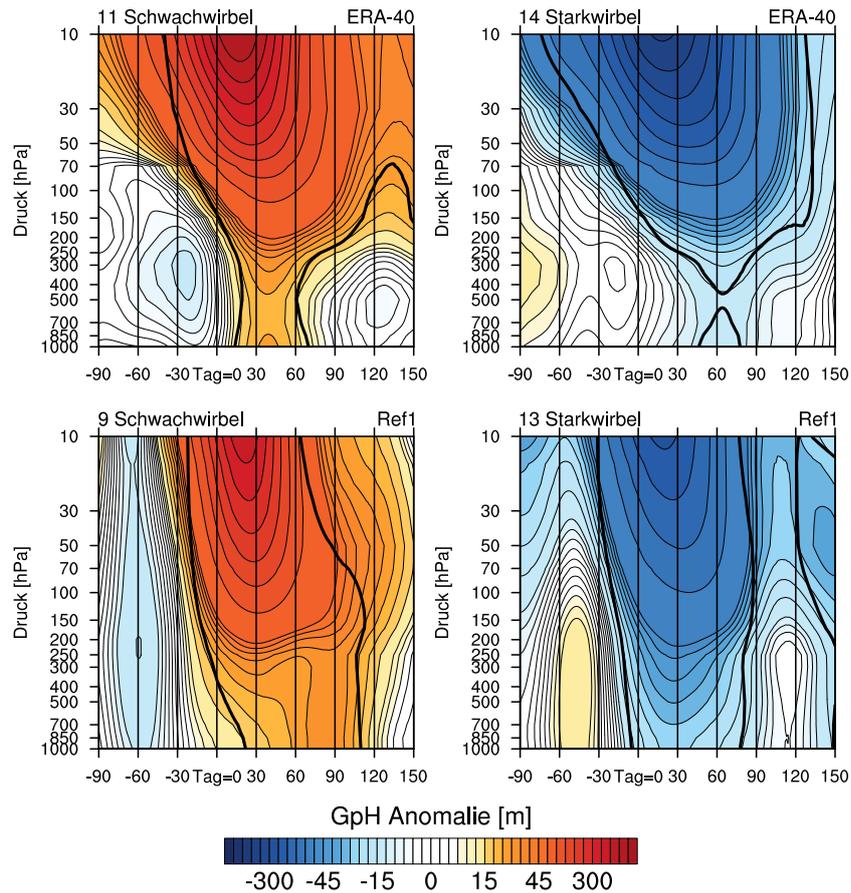


Abbildung 3.13: Wie Abb. 3.6 nur für die GpH Anomalie gemittelt über den Breitenbereich  $60^{\circ}\text{S}-90^{\circ}\text{S}$  für 11 Schwachwirbelereignisse und 14 Starkwirbelereignisse für die ERA-40 Reanalyse Daten und für 9 Schwachwirbelereignisse und 13 Starkwirbelereignisse für die Ref1 Simulation.

lässt sich schließen, dass die Stratosphäre eine Rolle für den dynamischen Zustand der Troposphäre spielt.

Wichtig ist hier zu beachten, dass die meteorologische Interpretation der Ergebnisse der Südhemisphäre in Bezug auf den Wirbelzustand, nicht entsprechend der Nordhemisphäre geschehen kann. Während man im nordhemisphärischen Winter, die GpH Anomalien als Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) deuten kann, steht eine positive (negative) GpH Anomalie in der Südhemisphäre für eine verfrühte (verspätete) Umkehr der Zirkulation (welche im klimatologischen Mittel im November stattfindet, wenn der Wirbel aufbricht). Trotz dieser Unterschiede in der meteorologischen Interpretation der Ergebnisse kann natürlich untersucht werden wie sich diese dynamischen Situationen auf die Troposphäre auswirken (Kap. 4).

### 3.3 Diskussion

Im Nachfolgenden sollen einige Punkte der vorangegangenen Analysen für die weiteren Arbeiten näher erläutert werden. Vor allem soll hier auf die Unterschiede in den Ergebnissen zwischen ERA-40 und Ref1 Daten eingegangen werden.

### Nordhemisphäre

Die für die weiterführenden Arbeiten wichtigsten Punkte des bisherigen Vergleichs zwischen Modell und Beobachtungen für die Nordhemisphäre sind:

1. Eine einheitliche statistische Analyse der E39CA und der ERA-40 Daten mittels EOF liefert signifikante Resultate für die führenden Variabilitätsmuster. Die Signaturen der GpH Anomalie in der Stratosphäre und Troposphäre sind qualitativ und quantitativ in guter Übereinstimmung.
2. Sowohl die zeitliche Entwicklung des NAM Index als auch der Zeitraum des Auftretens einer stratosphärischen Störung in den Nordwintermonaten liefert für das E39CA und die ERA-40 Reanalyse Daten ein quantitativ vergleichbares Ergebnis.
3. Das mittlere stratosphärische Stark- bzw. Schwachwirbelereignis in ERA-40 Daten und E39CA zeigt das gleiche Verhalten wie in den Analysen der NCEP/NCAR Daten in Baldwin und Dunkerton (2001). Dies bedeutet zum einen, dass Schwachwirbelereignisse durch eine stärkere Abweichung vom klimatologischen Mittel als Starkwirbelereignisse gekennzeichnet sind. Zum anderen bedeutet es, dass die Propagationsdauer der stratosphärischen Störung bis in die untere Troposphäre für alle drei Datensätze zwischen zwei bis vier Wochen beträgt.
4. Stark- und Schwachwirbelereignisse in ERA-40 haben eine kürzer andauernde und schwächere stratosphärische GpH Anomalie also solche in der Ref1 Simulation.
5. Der mittlere zentrale Tag von Stark- und Schwachwirbelereignissen in der Ref1 Simulation liegt etwa einen halben Monat später im Jahr als der zentrale Tag der Ereignisse aus ERA-40 Daten.

Im Nachfolgenden werden einige der oben aufgeführten Punkte diskutiert.

Um noch genauer auf das Verhalten von ERA-40 und Ref1 Daten in Bezug auf die Stärke der stratosphärischen GpH Anomalie und die Dauer der stratosphärischen Störung (Punkt 4) einzugehen, ist in Abb. 3.14 die Klimatologie der Summe der Wellenamplituden der Wellenzahlen 1-10 der GpH für beide Datensätze dargestellt (Anhang A.5). Sie ist ein Maß für die Wellenaktivität in der betrachteten Region. Die größten Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen sind in der Stratosphäre während der Wintermonate zu finden. Für beide Datensätze findet man eine stärkere Störung der GpH in der Stratosphäre in den Nordwintermonaten aufgrund vertikal propagierender Wellen. Allerdings sind die Wellenamplituden der GpH in der winterlichen Stratosphäre in den Ref1 Daten im Vergleich zu den ERA-40 Daten erhöht. Durch den länger andauernden und verstärkten Wellenantrieb in der Ref1 Simulation im Vergleich zu ERA-40 kann die Begründung für die länger anhaltende und stärkere GpH Anomalie von mittleren Stark- und Schwachwirbelereignissen in Ref1 gefunden werden (Punkt 4). Zusätzlich ist erkennbar, dass in den Ref1 Daten der Zeitraum der verstärkten Wellenamplituden im Winter länger ist (November bis April) und der Übergang zu den Sommermonaten abrupter geschieht. Das etwas später auftretende Maximum in den Wellenamplituden der GpH in der Ref1 Simulation erklärt die in Punkt 5 genannte Verschiebung des zentralen Tages der Ereignisse auf einen späteren Zeitraum im Vergleich zu ERA-40 Daten.

Eine verstärkte Variabilität und somit erhöhte Wellenaktivität in den Ref1 Daten im Vergleich zu ERA-40 Reanalyse Daten ist auch bei Betrachtung der  $1\sigma$  Standardabweichung in 30 hPa und in 700 hPa erkennbar (Tabelle 3.1). In beiden Höhengniveaus ist

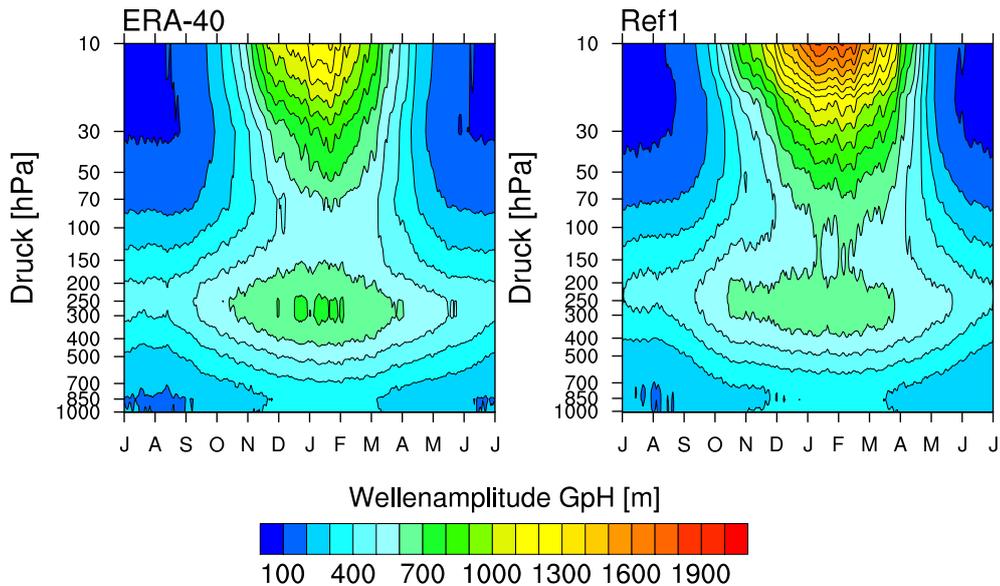


Abbildung 3.14: Klimatologie der Summe der Wellenamplituden der Wellenzahlen 1-10 der GpH gemittelt über den Breitenbereich 40°N-70°N für ERA-40 Reanalyse Daten für den Zeitraum 1960 bis 2001 und der Ref1 Simulation von 1960 bis 2004.

	$1 \sigma_{700hPa}$	$1 \sigma_{30hPa}$
ERA-40 (60 – 90N)	16,7 m	119,3 m
Ref1 (60 – 90N)	22,6 m	155,3 m

Tabelle 3.1: Standardabweichungen für die Zeitreihen der vom linearen Trend bereinigten 90-Tage tiefpassgefilterten GpH Anomalie in 700 hPa und 30 hPa in der Nordpolarregion für die ERA-40 Daten von 1960 bis 2001 und der Ref1 Simulation von 1960 bis 2004.

die GpH in der Ref1 Simulation größer als in den ERA-40 Daten. Dies zeigt die erhöhte Variabilität der Ref1 Simulation im Vergleich zu den ERA-40 Daten.

Abb. 3.15 zeigt den Zusammenhang zwischen stratosphärischer GpH Anomalie und troposphärischer GpH Anomalie und stratosphärischer GpH Anomalie und Propagationsdauer. Die Propagationsdauer berechnet sich aus der zeitlichen Differenz zwischen Auftrittzeitpunkt der maximalen (minimalen) GpH Anomalie in 30 hPa und dem Auftrittzeitpunkt der maximalen (minimalen) GpH Anomalie in 700 hPa. Zwischen den Werten in 30 hPa und den Werten in 700 hPa tritt ein zeitlicher Versatz auf. Dieser Versatz ist die Propagationsdauer, welche für das mittlere Ereignis durchschnittlich zwei bis vier Wochen beträgt. Die Einzelereignisse, die in das mittlere Ereignis eingehen, weisen eine hohe Fall-zu-Fall Variabilität auf. Es wird deutlich, dass für die jeweiligen Gruppen (Stark- und Schwachwirbelereignisse) kein Zusammenhang zwischen stratosphärischer und troposphärischer GpH Anomalie besteht. Der lineare Korrelationskoeffizient von stratosphärischer und troposphärischer GpH Anomalie liegt bei den ERA-40 Ereignissen bei 0,39 und bei den Ref1 Ereignissen bei 0,47, jedoch nicht signifikant.

Für einzelne ERA-40 Starkwirbelereignisse ist eine troposphärische GpH Anomalie mit entgegengesetztem (positivem) Vorzeichen erkennbar. Die Stärke der stratosphärischen Störung hat keinen ersichtlichen Einfluss auf die Dauer der Signalpropagation

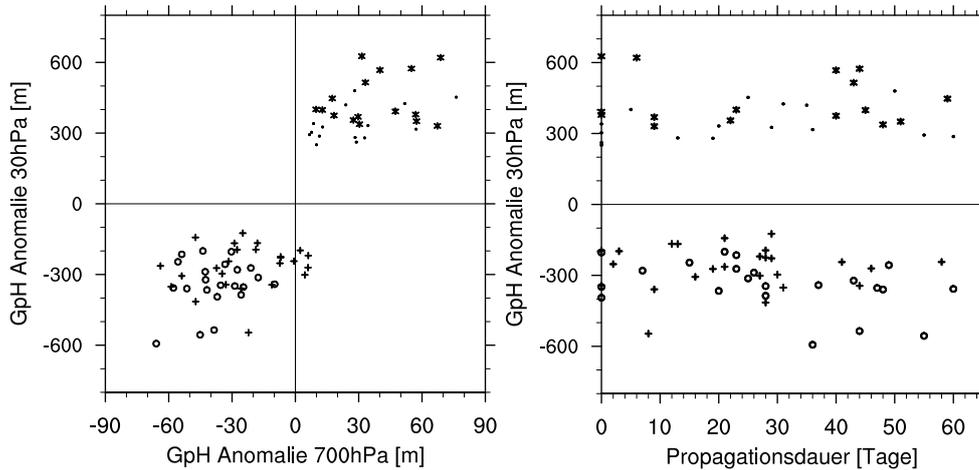


Abbildung 3.15: Korrelation des Maximalwerts (Minimalwerts) der GpH Anomalie in 30 hPa mit dem Maximalwert (Minimalwert) der GpH Anomalie in 700 hPa und mit der Propagationsdauer für die gefundenen Einzelereignisse der ERA-40 Daten und der Ref1 Simulation. '+' ('•') steht für 25 Starkwirbelereignisse (16 Schwachwirbelereignisse) der ERA-40 Daten. 'O' ('\*') steht für 22 Starkwirbelereignisse (16 Schwachwirbelereignisse) der Ref1 Daten.

aus der Stratosphäre bis in die Troposphäre.

Aus der vorangegangenen Diskussion ergibt sich für die weiteren Analysen in dieser Arbeit die folgende Hypothese: **Die Stärke der dynamischen Störung der Stratosphäre ist nicht alleine verantwortlich für ein verstärktes Abwärtspropagieren bis in die untere Troposphäre. Auch die troposphärischen Bedingungen spielen eine entscheidende Rolle.** Daraus ergibt sich die Frage: **Können bestimmte troposphärische Bedingungen/Konstellationen ein Abwärtspropagieren begünstigen und wenn ja, welche?**

In früheren Studien wurde hauptsächlich nach der Gegebenheit der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre gefragt, jedoch kaum nach dem Grund der Abwärtspropagation einer Störung aus der polaren Stratosphäre bis in die untere Troposphäre. Grundsätzlich wurde bisher nach dem Grund für das Abwärtspropagieren von stratosphärischen Störungen nur in Zusammenhang mit Schwachwirbelereignissen in der Nordhemisphäre geforscht (z.B. Nakagawa und Yamazaki, 2006). Die entscheidende Frage, die in dieser Dissertation beantwortet werden soll, beschäftigt sich mit den Gründen der Abwärtspropagation polarer stratosphärischer Störungen bis in die untere Troposphäre. Die Frage lautet: **Unter welchen Umständen propagiert ein Signal aus der polaren Stratosphäre bis in die untere Troposphäre und wann wird die Ausbreitung eines stratosphärischen Signals in die Troposphäre unterbunden?**

Während in Baldwin und Dunkerton (2001) das Mittel über alle Stark- bzw. Schwachwirbelereignisse als abwärtspropagierendes Stark- bzw. Schwachwirbelereignis eingestuft wird, soll aufgrund der veränderten Fragestellung in dieser Arbeit zwischen Ereignissen mit signifikanter troposphärischer Reaktion und Ereignissen mit nicht signifikanter troposphärischer Reaktion unterschieden werden. Diese neue Klassifizierungsmethode ermöglicht einen Vergleich der beiden Situationen und somit eine weitere Unter-

suchung der oben genannten Hypothese.

### Südhemisphäre

Im Nachfolgenden sollen die wichtigsten Punkte für die durchgeführten Analysen der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in der Südhemisphäre nochmal kurz dargestellt werden und teilweise näher erläutert werden:

1. Sowohl der Temperaturtrend als auch der Trend der GpH in der Südhemisphäre unterscheiden sich beim Vergleich des E39CA, der ERA-40, der Radiosonden- und der NCEP/NCAR Daten. Trotz dieser Unsicherheiten in den Beobachtungsdaten ist das Abwärtspropagieren des Signals der GpH (wenn auch nicht signifikant) mit der Ref1 Simulation reproduzierbar. Die Modellergebnisse liegen unter Rücksichtnahme des bekannten Kältefehlers (Stenke et al., 2008) im Bereich der Beobachtungsdaten.
2. Durch den Kältefehler des E39CA findet man im Mittel zu stabile dynamische Bedingungen in der Südhemisphäre vor. Aus diesem Grund verschiebt sich das Aufbrechen des Polarwirbels (die Umstellung der Winter- auf die Sommerzirkulation) um etwa einen Monat im Vergleich zu ERA-40 (Dezember statt November).
3. In der südhemisphärischen Troposphäre zeigen die ERA-40 Daten einen qualitativ und quantitativ ähnlichen Trend der Temperatur und der GpH wie die Ergebnisse aus Thompson und Solomon (2002). Der Trend in der Temperatur und der GpH der Ref1 Daten ist im Vergleich zu den Reanalysedaten um etwa 20% höher, aufgrund einer zu stabilen Modellatmosphäre in E39CA.
4. Auch in der Südhemisphäre gibt es, wie in der Nordhemisphäre, die Möglichkeit den Zustand der stratosphärischen Zirkulation dynamisch zu unterteilen. Die entsprechend in Thompson et al. (2005) durchgeführten Analysen zeigen, dass die GpH Anomalie für Stark- und auch Schwachwirbelereignisse in der Ref1 Simulation aufgrund einer unterschätzten Variabilität in E39CA eine geringere Abweichung vom klimatologischen Mittel darstellt wie in den ERA-40 und den NCEP/NCAR Reanalyse Daten.

Die oben genannten Punkte 3 und 4 sollen nachstehend noch deutlicher erläutert werden, um die Dynamik der Südhemisphäre im Modell besser zu verstehen (Abschnitt 2.1.2).

Abb. 3.16 zeigt das klimatologische Mittel der Wellenamplituden der GpH für die Südhemisphäre. Im Vergleich zu den Wellenamplituden der GpH in der Nordhemisphäre (Abb. 3.14) sind in beiden Datensätzen in der Südhemisphäre verringerte Wellenamplituden vor. Dies liegt an einer verringerten Wellenanregung, und damit Wellenpropagation und -dissipation u.a. aufgrund der unterschiedlichen Land-See Verteilung und Orographie in Nord- und Südhemisphäre.

In der Südhemisphäre sind die Unterschiede zwischen den ERA-40 Reanalyse Daten und der Ref1 Simulation bzgl. der Wellenamplituden der GpH für den Betrag der Absolutwerte nicht direkt erkennbar, jedoch für den zeitlichen Verlauf. Betrachtet man bspw. das 30 hPa Niveau wird deutlich, dass die Wellenamplituden im Südfrühling (Oktober) der GpH in ERA-40 größer sind als die der Ref1 Daten. Diese im Vergleich zur Ref1 Simulation erhöhte Wellenaktivität in ERA-40 steht mit einer ebenso erhöhten Variabilität der GpH in diesem Niveau in Zusammenhang (Tabelle 3.2). Der zeitliche

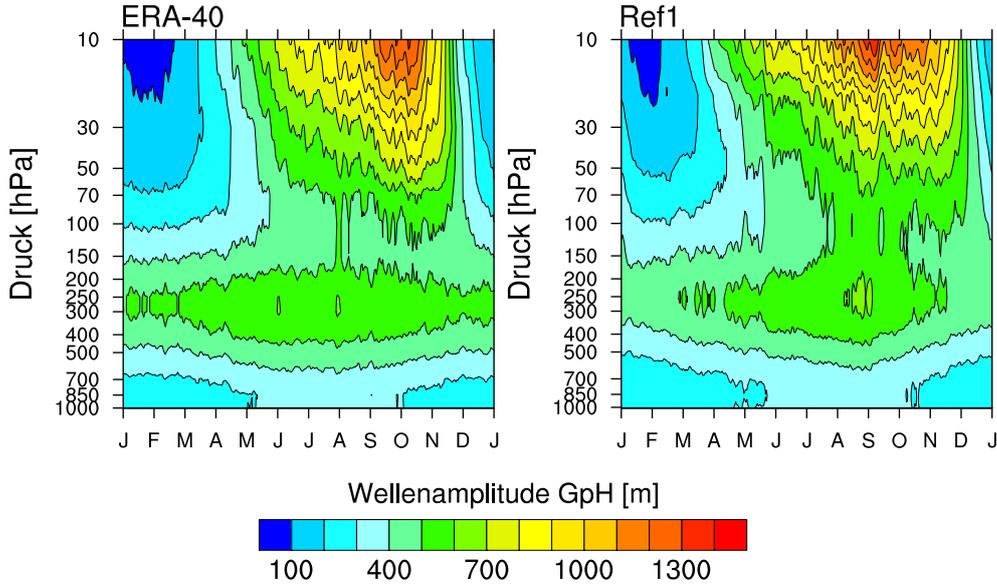


Abbildung 3.16: Wie in Abb. 3.14 nur für den Breitenbereich 40°S-70°S.

	$1 \sigma_{700hPa}$	$1 \sigma_{30hPa}$
ERA-40 (60 – 90S)	25,2 m	134,7 m
Ref1 (60 – 90S)	32,5 m	89,3 m

Tabelle 3.2: Wie in Tabelle 3.1 nur für die Südhemisphäre.

Verlauf zeigt, dass das absolute Maximum der Wellenamplitude der GpH in den Ref1 Daten früher (September) liegt als in den ERA-40 Daten (Oktober). Trotz des früheren Maximums in den Ref1 Daten dauert die erhöhte Wellenaktivität etwa einen halben Monat länger an als in den ERA-40 Daten. Dies erklärt warum die zentralen Tage für Stark- und Schwachwirbelereignisse in der Ref1 Simulation später im Jahr auftreten als in den ERA-40 Daten (Abb. 3.12).

In Abb. 3.17 ist der Zusammenhang zwischen stratosphärischer und troposphärischer Stärke der GpH Anomalie und den Propagationsdauern für die einzelnen Stark- und Schwachwirbelereignisse der ERA-40 und Ref1 Daten dargestellt. Es ist erkennbar, dass die stratosphärische GpH Anomalie der Ereignisse der Ref1 Daten geringer ist, als die stratosphärische GpH Anomalie der Ereignisse aus den ERA-40 Daten. Wie in der Nordhemisphäre ist in der Südhemisphäre erkennbar, dass sowohl die Stärke des Signals der GpH Anomalie in der Troposphäre, als auch die Propagationsdauer der GpH Anomalie von der Stratosphäre in die Troposphäre unabhängig von der Stärke der GpH Anomalie in der Stratosphäre sind (für die jeweiligen stratosphärischen Situationen - Stark- bzw. Schwachwirbelereignisse). Es ist kein Zusammenhang erkennbar. Die linearen Korrelationskoeffizienten liegen für die ERA-40 Ereignisse bei 0,23 und für die Ref1 Ereignisse bei 0,42, jedoch nicht signifikant. Dieses Ergebnis ist konsistent mit dem Ergebnis der Nordhemisphäre. Dies führt auch in der Südhemisphäre zu der Hypothese, dass die Troposphäre eine aktive Rolle im Hinblick auf die Signalpropagation aus der Stratosphäre spielt.

Im klimatologischen Mittel ist die GpH der Südhemisphäre im Winter und Frühling durch einen zonalsymmetrischen Starkwirbel mit den niedrigsten Werten der GpH

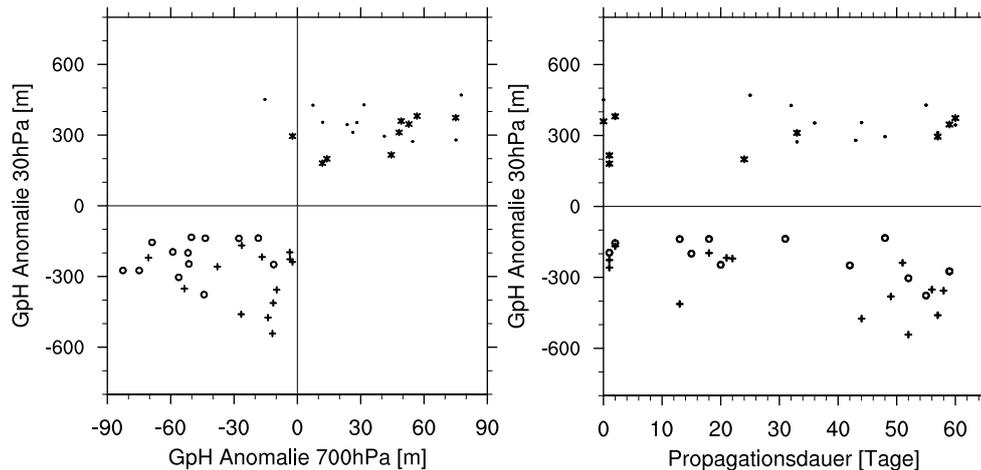


Abbildung 3.17: Wie in Abb.3.15 nur für die Südhemisphäre. '+' (•) steht für 14 Starkwirbeleinzelereignisse (11 Schwachwirbeleinzelereignisse) der ERA-40 Daten. '○' (•\*) steht für 13 Starkwirbeleinzelereignisse (9 Schwachwirbeleinzelereignisse) der Ref1 Simulation.

Anomalie über dem Pol charakterisiert. Stark positive und auch stark negative Abweichungen davon stellen im Gegensatz zur Nordhemisphäre immer noch das Muster eines zonalsymmetrischen Starkwirbels dar. Die GpH Muster sind entsprechend abgeschwächter oder ausgeprägter. Eine zum Verständnis der Prozesse der dynamischen Kopplung wesentliche Frage lautet: **Sind die Prozesse, die zu einer signifikanten dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre führen, in der Nordhemisphäre und in der Südhemisphäre, trotz einer dynamisch weniger aktiven Südhemisphäre, gleich und wenn nicht, worin unterscheiden sie sich?**

### 3.4 Fazit und Motivation für die Entwicklung einer neuen Analysemethode

Zusammenfassend ergibt sich, dass das Klima-Chemie Modell E39CA in der Lage ist die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in der Nordhemisphäre und in der Südhemisphäre wie sie in früheren Studien gezeigt wurde, qualitativ und quantitativ wiederzugeben (gezeigt durch die Ref1 Simulation). Somit sind weiterführende Prozessstudien zur Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre mit diesem Modell durchführbar. Die Bewertung des Modells und der Modellergebnisse in diesem Kapitel haben ergeben, dass das Modell vor allem in der südlichen Hemisphäre stabilere Bedingungen als die unterschiedlichen Beobachtungsdatensätze aufweist. Dieses Modellartefakt ist bei der meteorologischen Interpretation der Ergebnisse im Hinblick auf ihre Bedeutung in der realen Welt zu berücksichtigen (zeitliche Verschiebung der Zirkulationsumkehr um etwa einen Monat nach hinten), stellt aber für die in dieser Arbeit durchzuführenden Prozessstudien kein Hindernis dar.

Folgende Fragen sollen daher in dieser Arbeit beantwortet werden:

- Unter welchen Umständen beeinflusst die Stratosphäre die Troposphäre in besonderem Maß?

- Spielen Stratosphäre und Troposphäre eine aktive oder passive Rolle?
- Wie wirkt sich eine polare stratosphärische Störung auf die troposphärische Dynamik aus?

Um genau diese Fragestellungen beantworten zu können, wird die Analysemethode aus Baldwin und Dunkerton (2001) und Thompson et al. (2005) für die Nordhemisphäre und Südhemisphäre modifiziert. Eine Unterscheidung der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in Situationen mit signifikanter Beeinflussung der troposphärischen Dynamik und Situationen mit insignifikanter Beeinflussung der troposphärischen Dynamik ermöglicht eine genauere Analyse der entsprechenden Bedingungen, die für eine verstärkte oder abgeschwächte dynamische Kopplung verantwortlich sind.

## Kapitel 4

# Neue Analysemethode der Kopplung

Die Arbeiten von Baldwin und Dunkerton (2001), Thompson und Solomon (2002) und Thompson et al. (2005) zeigen, dass polare stratosphärische Störungen in der Winterjahreszeit und den Übergangsjahreszeiten im Mittel bis in die Troposphäre abwärts propagieren. Im Mittel ist die Troposphäre durch die stratosphärische Störung in gleichem Maße beeinflusst. Diese früheren Arbeiten beschreiben lediglich die Zusammenhänge einer dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre, lassen aber die Beantwortung von Fragen nach den Ursachen der Kopplung offen.

Im vorangegangenen Kapitel wurde gezeigt, dass es sowohl in der Nord- als auch in der Südhemisphäre eine hohe Fall-zu-Fall Variabilität der Einzelereignisse in ERA-40 Reanalyse Daten und den Modelldaten gibt (Abb. 3.15 und Abb. 3.17). Die Einzelereignisse unterscheiden sich in der Stärke der stratosphärischen Störung (d.h. der GpH Anomalie), in der Dauer der stratosphärischen Störung und in der Stärke der troposphärischen Reaktion auf die Signalpropagation. Auch die Propagationsdauer des Signals von der Stratosphäre bis in die Troposphäre variiert und damit die Geschwindigkeit der Signalpropagation. Beim Vergleich der maximalen (minimalen) GpH Anomalie in 30 hPa und in 700 hPa ist kein Zusammenhang erkennbar (Abb. 3.17 und Abb. 3.15). Die linearen Korrelationswerte betragen durchschnittlich 0,31 in der Nord- und Südhemisphäre, jedoch nicht signifikant. Dies lässt die Annahme zu, dass die troposphärische Reaktion auf die polare stratosphärische Störung unabhängig von der Stärke und der Dauer der stratosphärischen Störung in der Polarregion ist. Dies führt zu der Hypothese, dass die Troposphäre eine aktive Rolle für das Abwärtspropagieren von polaren stratosphärischen Störungen spielt.

Im Hinblick auf das Thema dieser Arbeit, welches sich mit dem Einfluss polarer stratosphärischer Störungen auf die troposphärische Dynamik beschäftigt, nimmt die Bedeutung der Fall-zu-Fall Variabilität der Einzelereignisse, insbesondere bzgl. der troposphärischen Reaktion, zu. Eine Betrachtung mittlerer Stark- und Schwachwirbelereignisse erscheint nicht länger ausreichend für die Bewertung des Einflusses der Stratosphäre auf die Troposphäre. In dieser Arbeit sollen die Umstände, die für eine Signalpropagation verantwortlich sind, ausfindig gemacht werden und der Einfluss einer polaren stratosphärischen Störung auf die troposphärische Dynamik quantifiziert werden. Um die Frage nach den für eine Kopplung verantwortlichen Prozessen zu beantworten, wird daher die bisher bekannte Analysemethode weiterentwickelt. Für die Erweiterung der Analysemethode ist die hohe Variabilität der troposphärischen Reaktion von großem

Nutzen, um die Antriebe der troposphärischen Reaktion der Einzelereignisse zu identifizieren. Die neue Methode ermöglicht zusätzlich zur stratosphärischen Gruppierung eine Separation der troposphärischen Reaktion. Mit der neuen Methode soll eine Beantwortung der folgenden Fragen ermöglicht und das Erkennen der verantwortlichen Prozesse erleichtert werden:

- Unter welchen Umständen beeinflusst die Stratosphäre die Troposphäre in besonderem Maß?
- Spielen Stratosphäre und Troposphäre eine aktive oder passive Rolle?
- Wie wirkt sich eine polare stratosphärische Störung auf die troposphärische Dynamik aus?

Die Methode für die neue Klassifizierung der Dynamik der Stratosphäre und auch der Troposphäre wird in Abschnitt 4.1 detailliert erläutert. Eine Bewertung der Analyseverfahren durch einheitliche Untersuchung der ERA-40 Reanalyse Daten und der transienten Ref1 Simulation wird in Abschnitt 4.2 gegeben. Für statistisch belastbare Ergebnisse werden weitere transiente Simulationen des E39CA für die prozessorientierten Analysen hinzugezogen. Die zusätzlichen Simulationen und das Vorgehen hinsichtlich einer statistisch signifikanten Bewertung der Ergebnisse sind in Abschnitt 4.3 erklärt.

## 4.1 Methode der neuen Klassifizierung

Die Methode der neuen Klassifizierung sieht eine Gruppierung der stratosphärischen Dynamik im Winter nach Stark- und Schwachwirbelereignissen und zusätzlich eine Unterscheidung nach Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf Basis der Stärke der troposphärischen Reaktion auf die Signalpropagation der stratosphärischen Störung vor. Damit ergeben sich für die weiteren Untersuchungen vier Klassen von Ereignissen:

- **Schwach Trop** - Schwachwirbelereignisse mit einer signifikanten Reaktion in der unteren Troposphäre.
- **Schwach NTrop** - Schwachwirbelereignisse mit einer insignifikanten Reaktion in der unteren Troposphäre.
- **Stark Trop** - Starkwirbelereignisse mit einer signifikanten Reaktion in der unteren Troposphäre.
- **Stark NTrop** - Starkwirbelereignisse mit einer insignifikanten Reaktion in der unteren Troposphäre.

Als Referenzniveau für die Bewertung der stratosphärischen Dynamik wird das 30 hPa Drucklevel und für die troposphärische Dynamik das 700 hPa Drucklevel herangezogen. Man verwendet das 30 hPa Niveau statt dem 10 hPa Niveau, wie es in Baldwin und Dunkerton (2001) geschieht, um Modelloberrandeffekte des E39CA auszuschließen (Kap. 3). Die Ergebnisse aus Kap. 3 zeigen, dass die Verwendung des 30 hPa Drucklevel statt dem 10 hPa Drucklevel für die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen unbedenklich ist. Für die Troposphäre wird das Referenzniveau bei 700 hPa gewählt, da

in diesem Druckniveau die Beeinflussung des stratosphärischen Signals durch die Rauigkeit der Erdoberfläche und der darüber liegenden Grenzschicht ausgeschlossen werden kann.

Die Unterteilung in die oben genannten Gruppen geschieht anhand der Detektion von Einzelereignissen für alle vier Klassen, welche dann gemittelt werden und damit ein mittleres Ereignis (das Mittel über alle Einzelereignisse der vier Klassen) ergeben. Die Detektion der Einzelereignisse erfolgt anhand folgender Kriterien:

### 1) Gruppierung der stratosphärischen Dynamik:

- Die Zeitreihe der vom Trend bereinigten zonalgemittelten 90-Tage tiefpassgefilterten Anomalie der geopotentiellen Höhe (folgend GpH Anomalie) in 30 hPa gemittelt über den Breitenbereich 60°N-90°N für die Nordhemisphäre wird auf die Überschreitung des  $\pm 1,5\sigma$  Grenzwertes geprüft. Für die Südhemisphäre wird entsprechend über den Breitenbereich 60°S-90°S gemittelt.
- Die Überschreitung des positiven (negativen) Grenzwertes für mindestens 10 Tage beschreibt ein Schwachwirbelereignis (Starkwirbelereignis) mit erhöhter (erniedrigter) GpH im Polargebiet im Vergleich zum klimatologischen Mittelwert.
- Der Zeitpunkt zu dem die GpH Anomalie in 30 hPa den Minimalwert (Maximalwert) während der Grenzwertüberschreitung annimmt, wird als **stratosphärischer zentraler Tag** bezeichnet.

Die Anwendung von Methodenteil 1) liefert als Resultat stratosphärische Extremereignisse (Stark- und Schwachwirbelereignisse) wie in Baldwin und Dunkerton (2001) und Thompson et al. (2005). Die Berechnung in Methodenteil 1) stellt eine vereinfachte, aber gleichwertige, Analyseverfahren wie in den früheren Studien dar (Baldwin und Thompson, 2009; Kap. 3).

### 2) Gruppierung der troposphärischen Dynamik:

- Ausgehend vom stratosphärischen zentralen Tag, welcher das Resultat aus Methodenteil 1) ist, wird in Methodenteil 2) die Zeitreihe der vom Trend bereinigten zonalgemittelten 90-Tage tiefpassgefilterten GpH Anomalie in 700 hPa gemittelt über den Breitenbereich 60°N-90°N für die Nordhemisphäre auf eine Grenzwertüberschreitung von  $\pm 1,5\sigma$  im Zeitraum 0 bis 60 Tage nach dem stratosphärischen zentralen Tag getestet. Für die Südhemisphäre wird entsprechend über den Breitenbereich 60°S-90°S gemittelt. Daraus ergeben sich zwei neue Klassen von Ereignissen:
- **Ereignisse mit einer signifikanten Reaktion in der unteren Troposphäre:** Die Überschreitung des positiven (negativen) Grenzwertes sowohl in der Stratosphäre als auch in der Troposphäre für mindestens 10 Tage beschreibt ein Schwachwirbelereignis (Starkwirbelereignis) mit signifikanter Signalpropagation bis in die Troposphäre und damit signifikanter troposphärischer Reaktion. Diese Ereignisse werden nachfolgend auch als 'Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal' bezeichnet.
- **Ereignisse mit einer insignifikanten Reaktion in der unteren Troposphäre:** Wird der Grenzwert der GpH Anomalie in der Troposphäre nicht überschritten

oder im Vergleich zur stratosphärischen Grenzwertüberschreitung der vom Vorzeichen entgegengesetzte Grenzwert überschritten, zählt das stratosphärische Ereignis zu denen, welche keinen signifikanten Einfluss auf die troposphärische Dynamik haben. Hier sei unbedingt erwähnt, dass bei einem nachfolgend benannten 'Ereignis mit nicht abwärtspropagierendem Signal' zwar eine troposphärische Störung erkennbar sein kann, diese jedoch kleiner als der zu überschreitende Grenzwert ist und somit keine signifikante troposphärische Reaktion darstellt.

Die Anwendung des Methodenteils 2) liefert zusätzlich zu den zwei definierten Klassen aus Methodenteil 1) (sind Stark- und Schwachwirbelereignisse) die zwei neuen Klassen von Ereignissen: Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal oder auch Ereignisse mit signifikanter und insignifikanter Reaktion in der Troposphäre genannt. Demzufolge erhält man aus Methodenteil 1) und 2) die neuen vier Klassen von Ereignissen.

Um eine hohe Ähnlichkeit der Einzelereignisse zu gewährleisten und spezielle Sonderfälle von stratosphärischen Störungen auszuschließen, werden im nachfolgenden Methodenteil 3) zusätzliche Kriterien für alle vier Klassen von Ereignissen eingeführt. Durch diese zusätzlichen Kriterien wird die Fall-zu-Fall Variabilität (und damit das Rauschen) der Einzelereignisse, die in die jeweiligen mittleren Ereignisse eingehen, verringert. Die zusätzlichen Kriterien garantieren, dass die stratosphärischen Störungen der Einzelereignisse sich möglichst nur durch die Stärke ihrer GpH Anomalie und der Propagationsdauer des Signals voneinander unterscheiden, nicht aber durch die interne Variabilität des Systems. Aus Kap. 3 ist deutlich, dass diese zwei Faktoren (stratosphärische Stärke und Propagationsdauer) als weitestgehend unabhängig von der troposphärischen Reaktion angenommen werden können. Dadurch erhält man ein reines stratosphärisches Signal von dem ausgehend die Umstände für die Reaktion der Troposphäre untersucht werden können.

**3) Zusätzlich gelten folgende Kriterien für alle vier Klassen von Ereignissen:**

- Ein Einzelereignis (unabhängig davon, ob es eine signifikante oder nicht signifikante Reaktion der Troposphäre zeigt) fließt nur dann in die Mittelbildung ein, wenn es in einer ungestörten Stratosphäre entstanden ist. Dies bedeutet, dass es kein signifikantes Ereignis vor dem ausgewählten Ereignis in der Stratosphäre geben darf. Aus jedem Jahr resultiert so nur ein Einzelereignis.
- Für jedes Einzelereignis muss eine definierte abwärts gerichtete Signalpropagation aus der polaren Stratosphäre etwa bis zur Tropopause (im Falle eines Ereignisses mit nicht abwärtspropagierendem Signal) und bis in die untere Troposphäre (im Falle eines Ereignisses mit abwärtspropagierendem Signal) erkennbar sein. Ob eine Abwärtspropagation vorliegt wird anhand der maximalen (minimalen) GpH Anomalie in den unterschiedlichen Höhengniveaus und deren zeitliches Auftreten nach dem stratosphärischen zentralen Tag untersucht.
- Nach einer Grenzwertüberschreitung in der Stratosphäre muss die GpH Anomalie monoton bis zum Maximum (Minimum) zunehmen (abnehmen) und ab dem Maximum (Minimum) wieder monoton abnehmen (zunehmen). Dies schließt ein Doppelpeakereignis aus.

In dieser Arbeit werden Ereignisse mit extremen stratosphärischen und troposphärischen Bedingungen herausgefiltert, um die vier Klassen von Ereignissen zu bilden. Die

Ereignisse sind so gewählt, dass sie geeignet sind Ursachen und Wirkung einer Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre zu untersuchen. Dies impliziert jedoch nicht, dass in den Jahren, welche nicht in die hier durchgeführten Analysen eingehen, keine Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre stattfindet. Die Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in den nicht verwendeten Jahren erfüllt lediglich die oben genannten Kriterien, welche eine Notwendigkeit für die in dieser Arbeit durchzuführenden Analysen sind, nicht.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Analysen, die im ersten Teil der Methode durchgeführt werden, mit den Analysen aus Baldwin und Dunkerton (2001) übereinstimmen (Baldwin und Thompson, 2009). Im zweiten Teil werden dann die neuen Unterscheidungsmerkmale, die zu den vier Klassen führen, festgelegt. Der dritte Teil der Methode ermöglicht einer Verminderung der Fall-zu-Fall Variabilität der Einzelereignisse innerhalb der vier Klassen und damit eine verbesserte stratosphärische Grundlage für den Vergleich der vier Klassen.

Zusätzlich sei noch darauf hingewiesen, dass bei der hier entwickelten Methode, statt wie in Baldwin und Dunkerton (2001), symmetrische  $\sigma$  Grenzwerte für das Detektieren von Stark- und Schwachwirbelereignissen verwendet werden. Dies geschieht, da davon ausgegangen wird, dass die Stärke der stratosphärischen Störung nicht von ausschlaggebender Bedeutung für die Abwärtspropagation von Ereignissen ist.

### Zentrale Tage und Propagationsdauern

Da die Analysen dieser Arbeit auf die stratosphärische Dynamik, aber auch auf die troposphärische Reaktion auf die Signalpropagation polarer stratosphärischer Störungen im Winter bezogen sind, wird zusätzlich zum stratosphärischen zentralen Tag (erhalten aus dem ersten Methodenteil) ein troposphärischer zentraler Tag definiert. Der stratosphärische zentrale Tag ist als Tag der maximalen (minimalen) GpH Anomalie in 30 hPa während einer Grenzwertüberschreitung definiert. Der troposphärische zentrale Tag für Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal wird dementsprechend für jedes Einzelereignis durch die maximale (minimale) GpH Anomalie in 700 hPa während einer Grenzwertüberschreitung bestimmt. Für Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal bei denen stratosphärische und troposphärische GpH Anomalie von gleichem Vorzeichen sind (in der Troposphäre jedoch nicht signifikant), wird der troposphärische zentrale Tag auf dieselbe Weise bestimmt wie bei Ereignissen mit abwärtspropagierendem Signal. Der **troposphärische zentrale Tag** entspricht der maximalen (minimalen) GpH Anomalie in 700 hPa, welche im Falle der Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal die  $1,5\sigma$  Schwelle nicht überschreitet. Im Falle der Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal, welche eine im Vergleich zur Stratosphäre eine vom Vorzeichen entgegengesetzte GpH Anomalie in 700 hPa aufweisen, wird der **troposphärische zentrale Tag** durch den Tag der maximalen (minimalen) GpH Anomalie im niedrigstmöglichen Höhengniveau in dem noch ein signifikantes abwärtspropagierendes Signal erkennbar ist, bestimmt. Diese Wahl des troposphärischen und stratosphärischen zentralen Tages gilt für die Nord- und Südhemisphäre.

Im Vergleich zu Baldwin und Dunkerton (2001) erwartet man, dass der stratosphärische zentrale Tag, wie er in dieser Arbeit bestimmt wird, im Mittel später im Jahr liegt. In Baldwin und Dunkerton (2001) wird der erste Tag der Grenzwertüberschreitung als Ausgangszeitpunkt gewählt und dieser Tag liegt generell vor dem Maximum (Minimum) der GpH Anomalie in 30 hPa.

Der troposphärische zentrale Tag jedes stratosphärischen Einzelereignisses ist um

die sog. Propagationsdauer im Vergleich zum stratosphärischen zentralen Tag zeitlich nach hinten verschoben. Die Propagationsdauer einer polaren stratosphärischen Störung bis in die untere Troposphäre bestimmt sich aus der zeitlichen Differenz zwischen stratosphärischem und troposphärischem zentralen Tag für Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal. Die Bestimmung der Propagationsdauern geschieht hier anhand Maximal- und Minimalwert der GpH Anomalie in 30 hPa und 700 hPa. Allerdings ist bei der Interpretation der exakten Propagationsdauern zu berücksichtigen, dass das Maximum (Minimum) in der Troposphäre nicht zwingend aus dem Maximum (Minimum) der Stratosphäre entstanden sein muss. Der Vergleich mit Baldwin und Dunkerton (2001) und Thompson et al. (2005) wird im nachfolgenden Abschnitt zeigen, dass die in dieser Arbeit verwendete Definition eine im Mittel realistische Darstellung der Propagationsdauern ermöglicht (Nordhemisphäre: zwei bis vier Wochen; Südhemisphäre: zwei bis sechs Wochen).

Ausgehend vom jeweiligen zentralen Tag werden nun die mittleren Ereignisse aus den Einzelereignissen gebildet. Dabei wird für Analysen, welche die stratosphärische Dynamik betreffen der stratosphärische zentrale Tag verwendet und dementsprechend der troposphärische zentrale Tag für Analysen, die die troposphärische Dynamik betreffen. Somit ist eine einheitliche Betrachtung der Geschehnisse in der Troposphäre vor dem Erreichen der Störung aus der Stratosphäre möglich. Eine Untersuchung aufgrund eines einzelnen zentralen Tages für die stratosphärische und troposphärische Dynamik ist mit Unsicherheiten behaftet. Dies liegt an den unterschiedlichen Propagationsdauern der einzelnen Ereignisse. Um eine zeitlich korrekte Angabe der Geschehnisse in der Stratosphäre und Troposphäre machen zu können, muss der zugehörige zentrale Tag verwendet werden. Beispielsweise ist aus stratosphärischer Sicht die Aussage 'drei Wochen vor dem stratosphärischen zentralen Tag' nicht gleichbedeutend mit der Aussage 'drei Wochen vor dem troposphärischen zentralen Tag', da dieser um die Propagationsdauer zeitlich nach hinten verschoben ist.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Bildung eines mittleren Ereignisses die Möglichkeit bietet, die Gemeinsamkeiten aller Einzelereignisse hervorzuheben und die Effekte isolierter Ereignisse zu dämpfen. Für die neuen Analysen sollen damit die Unterschiede zwischen Abwärtspropagieren im Gegensatz zum nicht Abwärtspropagieren eines polaren stratosphärischen Signals dargestellt werden. Durch die strengen Kriterien für Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal verringert sich die Fall-zu-Fall Variabilität, wird jedoch nicht vollständig eliminiert. Durch die Verwendung des stratosphärischen und troposphärischen zentralen Tages vermindert sich nochmals die Fall-zu-Fall Variabilität aufgrund der unterschiedlichen Propagationsdauern der einzelnen Ereignisse. Somit ist die Bildung aussagekräftiger mittlerer Ereignisse für alle vier Klassen möglich.

Die Ergebnisse dieser Methode, angewandt auf die ERA-40 Reanalyse Daten und die Ref1 Simulation, werden im weiteren Verlauf dieses Kapitels dargestellt.

## 4.2 Anwendung auf ERA-40 und Ref1 Daten

	ERA-40 (N)	Ref1 (N)	ERA-40 (S)	Ref1 (S)
Baldwin,2001; Thompson,2005	<b>41</b>	<b>38</b>	<b>26</b>	<b>22</b>
Methodenteil <b>1)</b>	<b>49</b>	<b>44</b>	<b>29</b>	<b>29</b>
Methodenteil <b>1), 2), 3)</b>				
Schwach Trop	5	5	2	3
Schwach NTrop	3	3	3	3
Stark Trop	3	3	2	4
Stark NTrop	3	3	4	1
$\sum N$	<b>14</b>	<b>14</b>	<b>11</b>	<b>11</b>

Tabelle 4.1: Aus den neuen Analysemethoden resultierende Anzahl an Einzelereignissen (' $N$ ') für die ERA-40 Reanalyse Daten von 1960 bis 2001 und die transiente Ref1 Simulation von 1960 bis 2004 für die Nordhemisphäre (Spalte 2 und 3) und die Südhemisphäre (Spalte 4 und 5).

Die vorweg beschriebene Methode wird auf die ERA-40 Reanalyse Daten von 1960 bis 2001 und auf die transiente Simulation Ref1 von 1960 bis 2004 für die nordhemisphärische und südhemisphärische Polarregion angewandt. Die neue Methode dieser Arbeit basiert auf der vom Trend bereinigten Zeitreihe der zonalgemittelten GpH Anomalie in 30 hPa in der Nordpolarregion zwischen 60°N-90°N (in der Südpolarregion zwischen 60°S-90°S). Aus Baldwin und Thompson (2009) ist bekannt, dass der Unterschied der beiden Methoden sehr gering ist. Der Korrelationskoeffizient beim Vergleich der aus beiden Analysemethoden gewonnenen Zeitreihen nimmt einen Wert nahe 1 an und legitimiert damit die Verwendung der vereinfachten Methode in dieser Arbeit.

Nicht alle Stark- bzw. Schwachwirbelereignisse, die mit der konventionellen Methode nach Baldwin und Dunkerton (2001) und Thompson et al. (2005) gefunden werden, müssen ebenso in dem mit der neuen Methode erhaltenen mittleren Stark- bzw. Schwachwirbelereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal enthalten sein.

Tabelle 4.1 zeigt die Anzahl der Einzelereignisse, welche in das mittlere Ereignis aus allen Einzelereignissen für die vier Klassen eingehen. Die neue Analysemethode liefert im Vergleich zu Baldwin und Dunkerton (2001) eine erhöhte Anzahl an Einzelereignissen polarer stratosphärischer Störungen (erste und zweite Zeile).

Der Grund für die unterschiedliche Anzahl gefundener stratosphärischer Störungen ist die Wahl symmetrischer Grenzwerte für Stark- und Schwachwirbelereignisse ( $\pm 1,5\sigma$ ) im Falle der neuen Methode. Im Vergleich zu den in Baldwin und Dunkerton (2001) gewählten Grenzwerten wählt man in der neuen Methode einen verringerten Grenzwert für Schwachwirbelereignisse, welcher zur Folge hat, dass mehr Ereignisse detektiert werden. Dies gilt ebenso für die Ereignisse der Südhemisphäre. Die Anzahl der extremen stratosphärischen Ereignisse in der Nordhemisphäre erhöht sich bei einer Grenzwertverminderung um  $0,5\sigma$  um 20% im Falle der ERA-40 Analysen und um 15% im Falle der Analysen der Ref1 Simulation. In der Südhemisphäre liegt der Prozentsatz ebenfalls in diesem Bereich.

Der Hauptgrund für die Diskrepanz zwischen der Ereignisanzahl aus Baldwin und Dunkerton (2001) und Thompson et al. (2005) und der Ereignisanzahl der in diesem Kapitel beschriebenen Methode (erste und letzte Zeile) ist auf die zusätzlichen Krite-

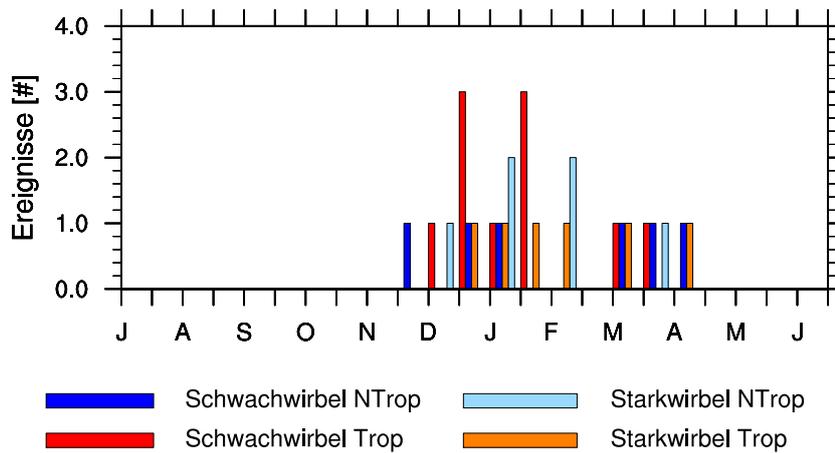


Abbildung 4.1: Verteilung der stratosphärischen zentralen Tage für Stark- und Schwachwirbeleinzereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem Signal ('NTrop') als Summe aus den ERA-40 Reanalyse Daten und der Ref1 Simulation für die Nordhemisphäre. Die Zeitachse ist in Halbmonatsschritte unterteilt.

rien (Methodenteil 3) zurückzuführen, welche nur ein Ereignis pro Jahr zulassen und Doppelpeakereignisse ausschließen.

Die Übereinstimmung der gefundenen Gesamtanzahl an Ereignissen für die jeweiligen Hemisphären für die ERA-40 und Ref1 Daten und die Gleichheit der Anzahl an Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal für die ERA-40 und Ref1 Daten der Nordhemisphäre sind rein zufällig.

#### 4.2.1 Nordhemisphäre

Im Nachfolgenden werden die Ergebnisse der neuen Methode für die Nordhemisphäre dargestellt.

In Abb. 4.1 ist die Verteilung der stratosphärischen zentralen Tage der vier Klassen von Ereignissen als Summe der Einzelergebnisse aus den ERA-40 und den Ref1 Daten dargestellt. Das Hauptaugenmerk liegt hier nicht bei der Unterscheidung der beiden Datensätze, sondern bei den Unterschieden der Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal. Es ist erkennbar, dass die Zeitpunkte, zu denen die maximale (minimale) GpH Anomalie in der Stratosphäre auftritt, zwischen Mitte November bis Mitte April variieren, wie auch nach der Methode von Baldwin und Dunkerton (2001). Anders gesagt, die stratosphärischen Extremereignisse in der Polarregion treten wie erwartet vorzugsweise im Winter auf. Ein Unterschied für den Auftrittzeitpunkt zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal ist nicht auffindbar.

Abb. 4.2 zeigt die Beziehung zwischen der Stärke der stratosphärischen und troposphärischen Störung (d.h. der maximalen/minimalen GpH Anomalie in 30 hPa und 700 hPa) und zwischen der Stärke der stratosphärischen GpH Anomalie und den Propagationsdauern für die mit der neuen Methode gefundenen Einzelergebnisse der ERA-40 Daten und der Ref1 Simulation. Mit der neuen Klassifizierung ist kein Zusammenhang zwischen stratosphärischer und troposphärischer Stärke der Störung (trotz der geringen Anzahl an Ereignissen) erkennbar. Wie laut Definition erwartet weisen die Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal eine stärkere troposphärische GpH Anomalie auf als

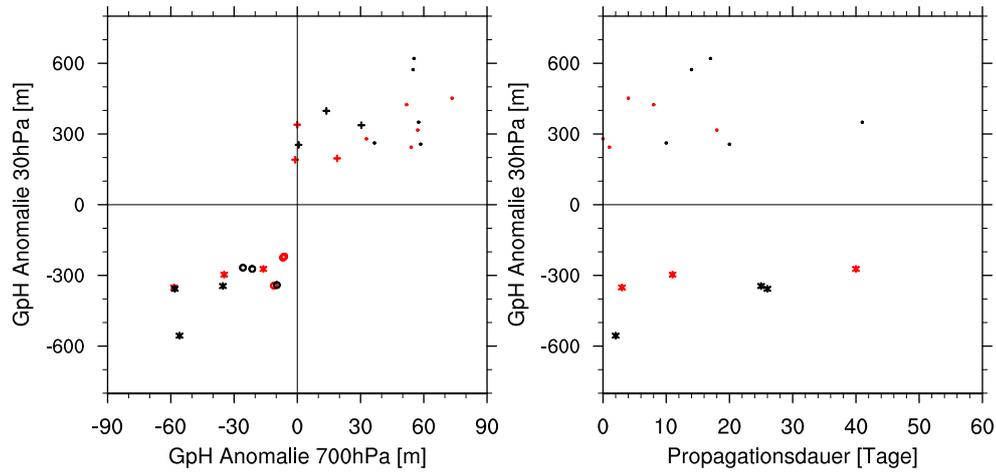


Abbildung 4.2: Links: Korrelation des Maximalwerts (Minimalwerts) der GpH Anomalie in 30 hPa mit dem Maximalwert (Minimalwert) der GpH Anomalie in 700 hPa für die Einzelereignisse der ERA-40 Daten und der Ref1 Simulation für die Nordhemisphäre. Rechts: Korrelation des Maximalwerts (Minimalwerts) der GpH Anomalie in 30 hPa mit der Propagationsdauer. ERA-40 Daten (rot) und Ref1 Daten (schwarz): '+' Schwachwirbel N-Trop; '•' Schwachwirbel Trop; '○' Starkwirbel N-Trop; '\*' Starkwirbel Trop.

die Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal. Ebenso ist kein Zusammenhang zwischen der Stärke der stratosphärischen Störung und der Propagationsdauer ersichtlich. Für die neue Klassifizierung gilt ebenfalls, dass die ERA-40 Einzelereignisse (rot) im Mittel eine schwächere stratosphärische GpH Anomalie aufweisen als die Ref1 Ereignisse (schwarz). Dies ist begründet durch eine erhöhte Wellenaktivität in der nördlichen Stratosphäre in der Ref1 Simulation im Vergleich zu den ERA-40 Daten (Abschnitt 3.3).

Die mittlere Propagationsdauer über alle Einzelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal der ERA-40 Daten beträgt 12 Tage und die durchschnittliche Propagationsdauer von Einzelereignissen mit abwärtspropagierendem Signal aus der Ref1 Simulation entspricht 19 Tagen. Diese mittleren Propagationsdauern stratosphärischer Störungen liegen im Bereich der Ergebnisse aus Baldwin und Dunkerton (2001), welche eine Propagationsdauer von etwa zwei bis drei Wochen angeben.

Die zeitliche Entwicklung der GpH Anomalie in der Nordpolarregion zeigt, wie erwartet, in der Troposphäre signifikante Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal. Während des mittleren Ereignisses (Stark- und Schwachwirbel) mit nicht abwärtspropagierendem Signal weist die troposphärische GpH Anomalie keine signifikanten Änderungen im Vergleich zum klimatologischen mittleren Ereignis auf. Im Falle des mittleren Ereignisses mit abwärtspropagierendem Signal findet man auch in der Troposphäre signifikante Abweichungen vom klimatologischen mittleren Ereignis, was laut Definition der neuen Methode erklärbar ist.

Da in dieser Arbeit erörtert werden soll unter welchen Umständen die troposphärische Dynamik durch die Stratosphäre beeinflusst wird, liegt es nahe, Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal miteinander zu vergleichen und die Differenz aus diesem Vergleich statistisch zu bewerten. Dies geschieht mit dem Stu-

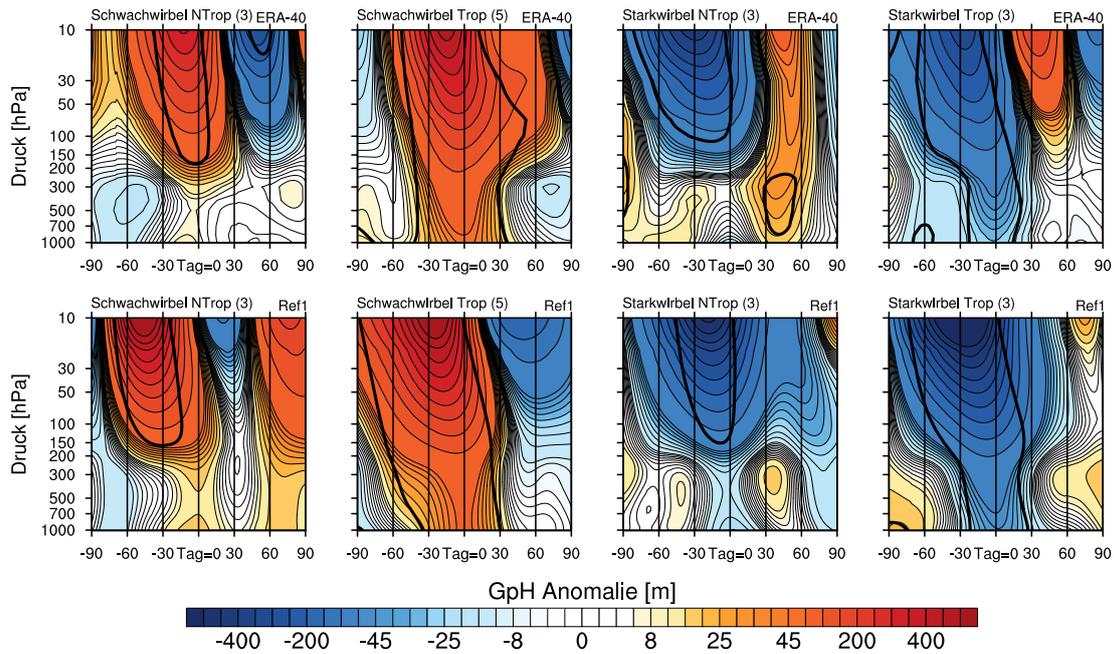


Abbildung 4.3: Zeitliche Entwicklung der GpH Anomalie gemittelt über  $60^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem ('NTrop') Signal für die ERA-40 und Ref1 Daten. Die Änderungen innerhalb der schwarzen Linie sind auf einem 95 % Level signifikant. 'Tag=0' entspricht hier dem troposphärischen zentralen Tag.

dent'schen  $t$ -Test (Anhang A.6). Aufgrund der geringen Anzahl an Ereignissen müssen die in diesem Abschnitt gezeigten Signifikanzergebnisse mit Vorsicht betrachtet werden. Auf die statistischen Aspekte wird in Abschnitt 4.3 detailliert eingegangen.

Im Unterschied zu Abb. 4.3 zeigt Abb. 4.4 die Signifikanzbereiche bzgl. eines Vergleichs von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal. Die Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal unterscheiden sich nicht nur signifikant vom klimatologischen Mittel, sondern auch signifikant von den Ereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal aufgrund der troposphärischen GpH Anomalie. Den signifikanten troposphärischen Unterschied in der GpH Anomalie findet man etwa 40 Tage vor bis 40 Tage nach dem troposphärischen zentralen Tag in der Troposphäre und der unteren Stratosphäre in Höhenbereichen von 1000 hPa bis 150 hPa. Signifikante Unterschiede beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal sind ebenfalls in der unteren und mittleren Stratosphäre zu erkennen (ERA-40 Schwachwirbel- und Ref1 Starkwirbelereignisse), hier allerdings erst nach dem troposphärischen zentralen Tag. Für die Untersuchung der Ursachen, die zu einer Signalpropagation führen, sind diese nicht von Bedeutung. Die Umstände, die zu einer Signalpropagation führen, sind vor dem troposphärischen zentralen Tag zu suchen. Der entscheidende Punkt ist, dass mit dieser Darstellung der Signifikanzbereiche deutlich wird, dass sich die Stratosphäre bis zum troposphärischen zentralen Tag beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal statistisch nicht unterscheidet, die troposphärische Dynamik dahingegen schon.

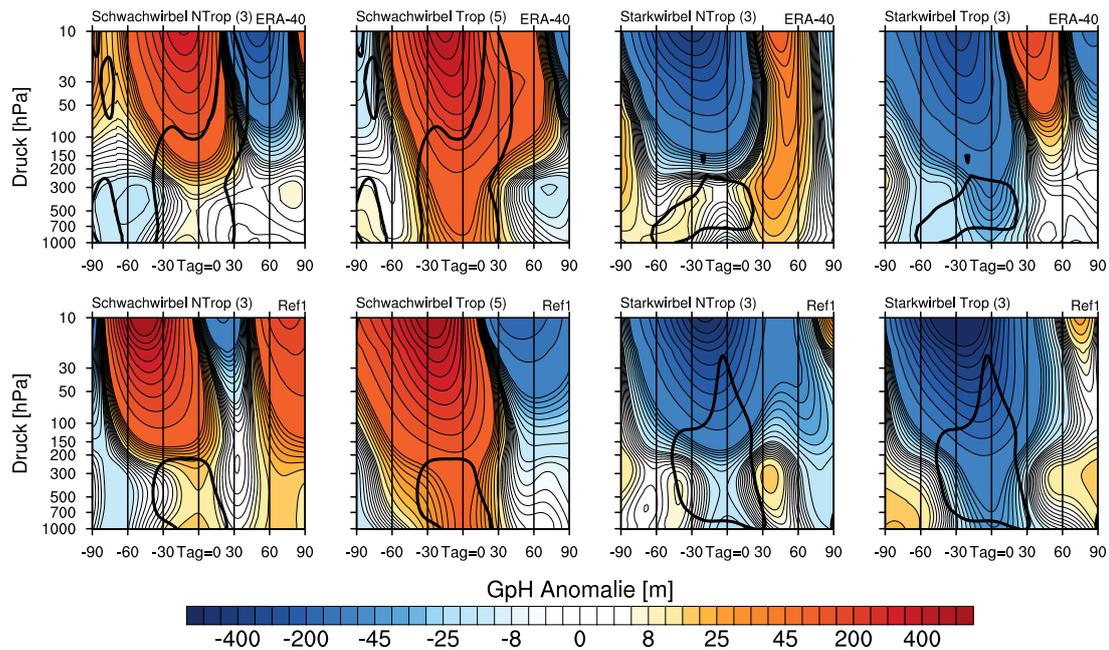


Abbildung 4.4: Wie in Abb. 4.3 nur zeigen die Änderungen innerhalb der schwarzen Linie die signifikanten Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf dem 95% Level.

## 4.2.2 Südhemisphäre

Im Nachfolgenden werden die Ergebnisse der neuen Methode für die Südhemisphäre dargestellt.

Abb. 4.5 zeigt die Verteilung des stratosphärischen zentralen Tages für die Einzelergebnisse der Südhemisphäre aus der neuen Analyseverfahren. Im Vergleich zu den vorangegangenen Analysen nach Thompson et al. (2005), die in Kap. 3 durchgeführt wurden, ist nach der neuen Methode eine zeitliche Verschiebung des Zeitraums der stratosphärischen zentralen Tage zu finden. Während die vorangegangenen Analysen zeigten, dass der zentrale Tag zwischen den Monaten August mit Dezember variiert (Abb. 3.12), liegt der stratosphärische zentrale Tag, ermittelt mit der neuen Methode, zwischen den Monaten Oktober bis Januar, d.h. im Frühling/Sommer. Eine minimale zeitliche Verschiebung des stratosphärischen zentralen Tages nach hinten ist begründet, da mit der neuen Methode der stratosphärische zentrale Tag als Tag des Maximums (Minimums) der GpH Anomalie definiert wird, während in den Analysen aus dem vorherigen Kapitel der zentrale Tag, der Tag der ersten Grenzwertüberschreitung (welcher generell vor dem GpH Maximum/Minimum auftritt) ist. Ein weiterer Grund für die Verschiebung des zentralen Tages nach hinten ist die Dauer der stratosphärischen Störung (d.h. die Dauer der Grenzwertüberschreitung der GpH Anomalie). Diese hält in der Südhemisphäre sehr lange an. Im Vergleich zu den Analysen aus dem vorangegangenen Kapitel, bei denen der zentrale Tag der erste Tag der Grenzwertüberschreitung war, ist hier eine längere Zeitspanne bis zum Maximum (Minimum) in der GpH Anomalie zu finden. Der stratosphärische zentrale Tag rückt im Vergleich zu den Ergebnissen aus Kap. 3 zeitlich weiter nach hinten. Für die meteorologische Bewertung der Ergebnisse aus der neuen Analyseverfahren bedeutet dies, dass die Ereignisse generell eine verfrühte

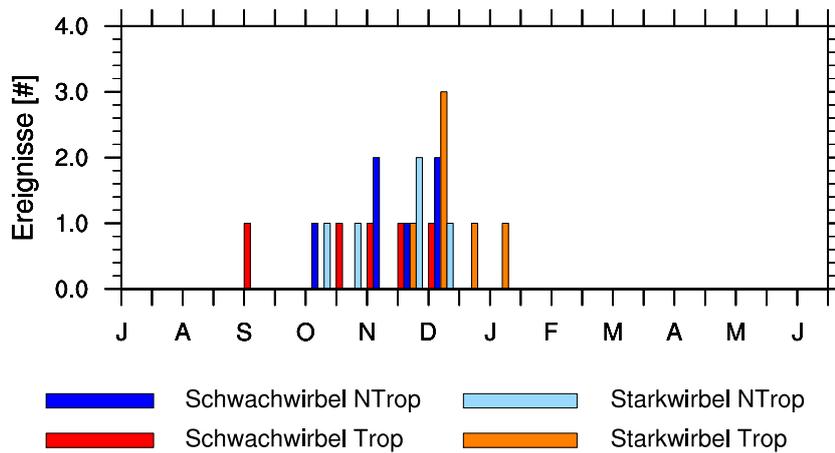


Abbildung 4.5: Wie in Abb. 4.1 nur für die Südhemisphäre.

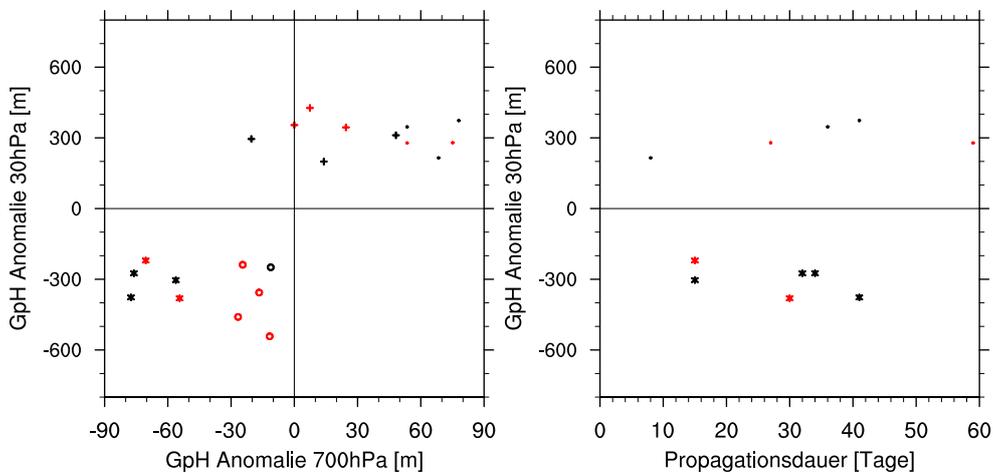


Abbildung 4.6: Wie in Abb. 4.2 nur für die Südhemisphäre.

(verspätete) Zirkulationsumkehr im Vergleich zur Klimatologie darstellen. Ein Starkwirbelereignis (Schwachwirbelereignis) kennzeichnet eine im Vergleich zur Klimatologie verspätete (verfrühte) Umkehr der Winter- auf die Sommerzirkulation. Für die Analysen zur dynamischen Kopplung spielt die Verschiebung des zentralen stratosphärischen Tages keine Rolle, sie ist lediglich für die meteorologische Interpretation von Bedeutung. Das Auftreten der stratosphärischen Extremereignisse in den Südfrühling- und -sommermonaten ist konsistent mit Thompson et al. (2005).

In Abb. 4.6 ist die Abhängigkeit der Stärke der stratosphärischen Störung von der Stärke der troposphärischen Störung dargestellt. In der Südhemisphäre ist für Stark- und Schwachwirbelereignisse jeweils kein Zusammenhang erkennbar. Entsprechend der Definition sind auch hier die Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal durch eine schwächere troposphärische GpH Anomalie charakterisiert, als die Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal. Die mittleren Propagationsdauern der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal der ERA-40 Daten betragen 33 Tage und der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal aus den Ref1 Daten 30 Tage. Die verlängerte

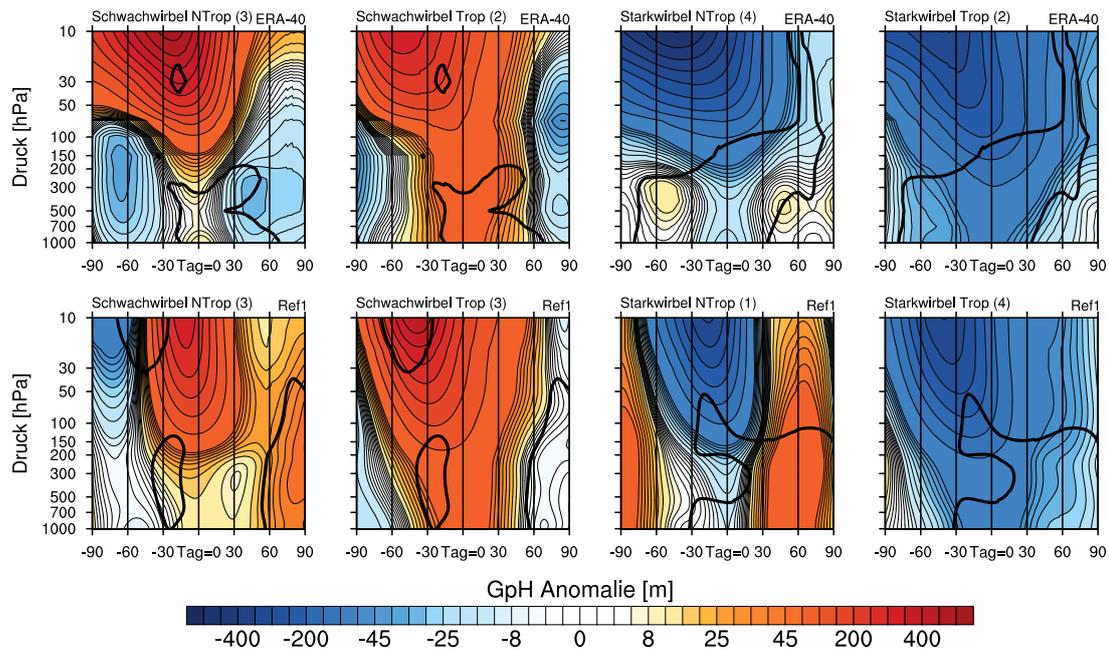


Abbildung 4.7: Wie in Abb. 4.4 nur für die Südhemisphäre.

Propagationsdauer stratosphärischer Störungen in der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre ist konsistent mit Thompson et al. (2005).

Abb. 4.7 zeigt die GpH Anomalie für die mit der neuen Methode gefundenen Ereignisse der ERA-40 Daten und der Ref1 Simulation für die Südhemisphäre. Hier sei nochmal betont, dass die Ergebnisse des  $t$ -Tests angewandt auf die sehr geringe Anzahl an gefundenen Ereignissen mit Vorsicht zu interpretieren sind, vor allem im Hinblick darauf, dass für die Ref1 Daten lediglich ein einziges Starkwirbelereignis mit nicht abwärtspropagierendem Signal gefunden wird. Die zeitliche Entwicklung der GpH Anomalie zeigt, dass die gefundenen Ereignisse der Südhemisphäre sich in ihrer troposphärischen Dynamik unterscheiden. Der stratosphärische Zustand hinsichtlich der GpH Anomalie ist jedoch statistisch nicht unterscheidbar. Unterschiede in der Stratosphäre im Falle der Schwachwirbelereignisse der Ref1 Daten ergeben sich daraus, dass das Schwachwirbelereignis mit abwärtspropagierendem Signal in der Stratosphäre früher eine maximale GpH Anomalie aufweist, als das Schwachwirbelereignis mit nicht abwärtspropagierendem Signal. Diese Besonderheit wird am Ende dieses Kapitels ausführlich diskutiert.

### 4.3 Statistische Aspekte

In Abschnitt 4.2 wurden die Ergebnisse der neuen Methode zur Untersuchung der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre angewandt auf die ERA-40 Daten und die Ref1 Simulation. Die Ergebnisse zeigen, dass die Methode eine Unterscheidung von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal in der Nordhemisphäre und auch in der weniger dynamisch aktiven Südhemisphäre ermöglicht. Die jeweiligen Ereignisse unterscheiden sich in ihrem troposphärischen Zustand, jedoch nicht in ihrem stratosphärischen Zustand. Dies impliziert eine Unabhängigkeit der Stärke der troposphärischen Reaktion von der Stärke der stratosphärischen Störung.

Wie im vorangegangenen Abschnitt ebenfalls gezeigt, ist die Anzahl der mit der neuen Methode gefundenen Ereignisse für kurze Datensätze (ERA-40 und Ref1) sehr gering. Zudem können in der Südhemisphäre prinzipiell weniger Ereignisse gefunden werden, da die Südhemisphäre weniger dynamisch aktiv ist und es deshalb weniger Extremereignisse gibt. Trotzdem werden diese Datensätze sowohl in Kap. 3, als auch in diesem Kapitel, untersucht, um die Vergleichbarkeit mit alten Analysen zu testen und Konsistenz in der Herangehensweise zu erzielen. Die statistische Belastbarkeit der mittleren Ereignisse ist durchaus interpretierbar. Das Modell zeigt qualitativ das gleiche Verhalten bzgl. der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre wie die ERA-40 Daten. Um für weitergehende prozessorientierte Analysen eine höhere Anzahl an Ereignissen und somit eine höhere Belastbarkeit der Ergebnisse zu erhalten, werden zwei weitere transiente Simulationen des E39CA für die Analysen hinzugezogen.

Transiente Simulationen werden u.a. benutzt um die Vergangenheit zu reproduzieren, aber auch um zukünftige Vorhersagen zu machen. Vorgegebene Klimaszenarien bestimmen den Verlauf. Aufgrund des Klimawandels können sich atmosphärische Prozesse und Vorgänge verändern, welche unter Umständen einen Einfluss auf die Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre bspw. in Bezug auf die troposphärische Reaktion haben. Außerdem könnte eine Konsequenz der Beeinflussung der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre durch den Klimawandel eine veränderte Anzahl an Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal sein. Für die in dieser Arbeit durchgeführten Studien werden die einzelnen Kopplungszustände untersucht, unabhängig davon, in welchem klimatischen Hintergrund sie stattfinden. Der Prozess der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre ist in erster Annahme unabhängig von einer klimarelevanten Variablen. Diese Behauptung impliziert, dass der Prozess der Kopplung sich über die Zeit statistisch nicht verändert. Unter dieser Annahme können der vergangene und zukünftige Zeitraum der transienten Simulationen für die Analysen im gleichen Maße herangezogen werden. Die Tatsache, dass der klimatologische Hintergrundzustand unabhängig von der Kopplung selbst angenommen wird, ermöglicht eine deutlich verbesserte Datengrundlage (mit 225 Modelljahren) für die in Kap. 5 durchgeführten Untersuchungen der Ursachen der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre. Die Durchführung der Analysen auf Basis von Beobachtungsdatensätzen ist nicht ausreichend, da diese maximal über 60 Jahre Daten verfügen.

Alle bisher für die Ref1 Simulation durchgeführten Analysen werden ebenfalls für die SCN und NCC Simulationen durchgeführt. Die für die Analysen zusätzlich verwendeten transienten Simulationen des E39CA sind im Detail in Abschnitt 2.2 erklärt. Sie umfassen jeweils den Zeitraum 1960 bis 2049. Die transiente SCN Simulation beinhaltet eine prognostizierte zukünftige Klimaentwicklung, während die transiente NCC Simulation lediglich den Einfluss der FCKWs (und damit das Ozonloch) beinhaltet. Somit gibt es nur 45 Modelljahre (2005 bis 2049 der SCN Simulation), welche nicht durch Beobachtungen belegt sind. Diese Tatsache legitimiert die oben gestellten Annahmen der Zusammenführung aller Simulationen.

Das Hauptaugenmerk in diesem Abschnitt liegt darin zu zeigen, dass die Daten der drei verwendeten transienten Simulationen (Ref1, SCN und NCC) eine konsistente Analyse zulassen, da ihre Grundeigenschaften, wie z.B. ihre Standardabweichung, die Mittelwerte, die Stärke der stratosphärischen GpH Anomalie, sich nicht signifikant voneinander unterscheiden. Die transienten Simulationen, ihre Charakteristika und die resultierenden mittleren Ereignisse aus den Einzelereignissen aller Simulationen sind im Nachfolgenden dargestellt.

## Trends

	$GpH_{30hPa}$	$GpH_{700hPa}$	$GpH_{30hPa}$	$GpH_{700hPa}$
	<i>N; DJF</i>	<i>N; DJF</i>	<i>S; OND</i>	<i>S; OND</i>
Ref1 (1960-2004)	-2,84 m	<b>0,36 m</b>	<b>-10,91 m</b>	<b>-0,61 m</b>
SCN (1960-2004)	2,12 m	<b>0,62 m</b>	<b>-8,49 m</b>	-0,09 m
SCN (2004-2049)	2,67 m	0,21 m	<b>4,42 m</b>	<b>0,22 m</b>
SCN (1960-2049)	0,75 m	0,28 m	0,47 m	0,19 m
NCC (1960-2004)	0,90 m	-0,01 m	<b>-10,26 m</b>	<b>-0,44 m</b>
NCC (2004-2049)	<b>-2,24 m</b>	-0,08 m	<b>4,16 m</b>	<b>0,36 m</b>
NCC (1960-2049)	<b>-1,50 m</b>	-0,02 m	-1,04 m	-0,07 m

Tabelle 4.2: Lineare Trends für die Zeitreihen der Absolutwerte der GpH pro Jahr in 700 hPa und 30 hPa in der Nordpolarregion (Südpolarregion) zwischen 60°N-90°N (60°S-90°S) für die Ref1, die SCN und die NCC Simulation für die Monate DJF (OND). Fettdruck bezeichnet einen statistisch signifikanten Trend auf dem 95 % Level.

Um die jeweiligen Trends in den meteorologischen Variablen der Simulationen zu untersuchen sind in Tabelle 4.2 die linearen Trends der Absolutwerte der GpH in 30 hPa für die Nord- und Südhemisphäre für die Monate, in denen das Auftreten des stratosphärischen zentralen Tages am häufigsten ist, gezeigt.

Die Ref1 Simulation zeigt einen positiven Trend der GpH in 700 hPa im Nordwinter (Dezember, Januar, Februar - DJF), welcher auf die klimabedingte Erwärmung zurückzuführen ist. Die stratosphärische GpH weist keinen signifikanten Trend auf. Im Südfrühling (Oktober, November, Dezember - OND) zeigt die Ref1 Simulation sowohl in der Troposphäre, als auch in der Stratosphäre signifikante negative Trends der GpH. Insbesondere der Trend in der Stratosphäre ist beachtlich. Dieser ist begründet durch das antarktische Ozonloch. Der polare Kältefehler im E39CA hat einen verstärkenden Effekt auf den Trend (Abschnitt 2.1.2). In der Troposphäre der Südhemisphäre macht sich im Frühling der Einfluss der Stratosphäre bemerkbar. Hier ist ein schwacher aber signifikanter negativer Trend zu finden. In den Nordwintermonaten der SCN Simulation ist ein positiver jedoch nicht signifikanter Trend der stratosphärischen GpH sowohl in der Vergangenheitsperiode als auch in der Zukunftsperiode zu finden. Dahingehen ist in der Südhemisphäre der SCN Simulation ein signifikanter Trend der stratosphärischen GpH mit entgegengesetztem Vorzeichen beim Vergleich von Vergangenheits- und Zukunftsperiode erkennbar. Im Südfrühling findet man in der Polarregion der Vergangenheitsperiode eine stetige Abnahme der GpH, begründet durch eine Temperaturabnahme aufgrund des Ozonverlusts und der Konzentrationszunahme der langlebigen Treibhausgase. Im zukünftigen Zeitraum bewirkt die Ozonerholung eine Temperaturzunahme und somit einen positiven Trend der GpH. Auch in der NCC Simulation (wie in der SCN Simulation) ist in der Nordhemisphäre in der Vergangenheitsperiode kein signifikanter Trend der GpH erkennbar. Im zukünftigen Zeitraum der NCC Simulation ist ein signifikanter negativer Trend der stratosphärischen GpH der Nordpolarregion zu finden. In der südhemisphärischen Polarregion der NCC Simulation ist beim Vergleich der Vergangenheits- und Zukunftsperiode das gleiche Verhalten wie bei der SCN Simulation zu erkennen. Während man in der Vergangenheit einen signifikanten negativen Trend der GpH aufgrund der Ozonzerstörung und der damit einhergehenden Temperaturabnahme findet, ist in der Zukunftsperiode eine Zunahme der GpH, begründet durch die

Ozonerholung und der daraus folgenden Temperaturzunahme, zu finden. Dahingegen sind in der Nordhemisphäre keine signifikanten Trends der GpH in der Troposphäre erkennbar, jedoch ist in der Südhemisphäre ein signifikanter Trend der GpH beim Vergleich der Vergangenheitsperiode mit der Zukunftsperiode zu finden.

Die Analyse der zwei transienten Simulationen SCN und NCC zeigt, dass kein signifikanter Unterschied in der Nordhemisphäre beim Vergleich der Trends der GpH der Vergangenheits- und Zukunftsperiode gefunden werden kann (aufgrund der Insignifikanz). Allerdings weisen die SCN und NCC Simulation in der Südhemisphäre in der Stratosphäre und in der NCC Simulation in der Troposphäre signifikante und vom Vorzeichen entgegengesetzte Trends der GpH beim Vergleich der Vergangenheit mit der Zukunft auf. Um diese Einflüsse einer Klimaveränderung auf die hier durchgeführten Prozessanalysen zu vermeiden, werden alle in dieser Arbeit verwendeten meteorologischen Variablen vom Trend bereinigt. Für die Betrachtung der Nordhemisphäre wird für jeden Gitterpunkt der lineare Trend in den meteorologischen Variablen über den gesamten Simulationszeitraum abgezogen. In der Südhemisphäre ist der Einfluss der Halogenkonzentrationen direkt in der GpH anhand signifikanter unterschiedlicher Trends zwischen den Perioden 1960 bis 2004 und 2005 bis 2049 erkennbar. Somit wird die Bereinigung vom Trend in der Südhemisphäre nicht über den kompletten Simulationszeitraum durchgeführt. Hier werden die betrachteten meteorologischen Variablen der SCN und NCC Simulation entsprechend dem Verlauf der Halogenkonzentrationen (mit Maximalwert um die Jahrtausendwende) vom Trend bereinigt.

Durch das Bereinigen der meteorologischen Variablen vom linearen Trend, das Entfernen des klimatologischen Mittelwerts (Jahresgang) und die Durchführung einer Tiefpassfilterung (Anhang A.2) für die entsprechenden Variablen wird somit eine konsistente Basis für die Analyse aller Simulation gebildet.

### Standardabweichung

Tabelle 4.3 zeigt die Variabilität für Nord- und Südhemisphäre der einzelnen Simulationen und Zeitspannen für die Zeitreihe der vom Trend bereinigten 90-Tage tiefpassgefilterten GpH Anomalie, welche für die Grenzwertüberschreitung der in Abschnitt 4.1 vorgestellten Methode von Bedeutung sind.

Die troposphärische Variabilität der GpH Anomalie in der Polarregion in der Südhemisphäre ist größer als die Variabilität in der Troposphäre der Nordhemisphäre. Dies deutet darauf hin, dass die Extrema der Abweichung der troposphärischen GpH vom klimatologischen Mittelwert in der Südhemisphäre größer sind als die Abweichung der GpH in der Nordhemisphäre und dies obwohl die stratosphärische Dynamik der Südhemisphäre wesentlich weniger gestört ist als in der Nordhemisphäre. In der troposphärischen Standardabweichung sind keinerlei bedeutende Unterschiede beim Vergleich der einzelnen Simulationen und der unterschiedlichen Zeiträume in den jeweiligen Hemisphären zu finden.

Aufgrund einer erhöhten dynamischen Aktivität in der Stratosphäre der Nordhemisphäre im Vergleich zur stabilen südhemisphärischen Dynamik, ist die Standardabweichung der GpH Anomalie in der Nordhemisphäre (und damit die Variabilität) größer als in der Südhemisphäre. Unterschiede in der stratosphärischen Variabilität sind insbesondere beim Vergleich der Vergangenheit und der Zukunft für die Ref1, die SCN und die NCC Simulation in der Südhemisphäre zu finden. Diese sind allerdings von nicht signifikanter Größenordnung.

Für alle Simulationen ist zu erkennen, dass die troposphärische Variabilität der

	$1 \sigma_{700hPa}$		$1 \sigma_{30hPa}$	
	60 – 90N	60 – 90S	60 – 90N	60 – 90S
Ref1 (1960-2004)	22,6 m	32,5 m	155,3 m	89,3 m
SCN (1960-2004)	21,3 m	29,9 m	154,7 m	106,3 m
SCN (2005-2049)	20,5 m	30,8 m	152,7 m	95,1 m
SCN (1960-2049)	20,9 m	30,4 m	153,7 m	101,1 m
NCC (1960-2004)	20,8 m	31,1 m	152,0 m	95,4 m
NCC (2005-2049)	20,0 m	32,3 m	132,9 m	107,1 m
NCC (1960-2049)	20,4 m	31,7 m	142,7 m	101,5 m

Tabelle 4.3: Standardabweichungen für die Zeitreihen der vom Trend bereinigten 90-Tage tiefpassgefilterten GpH Anomalie in 700 hPa und 30 hPa für die Ref1, die SCN und die NCC Simulation.

Südhemisphäre größer als die der Nordhemisphäre ist. Anhand der gezeigten Standardabweichungen wird die troposphärische Reaktion (signifikante Signalpropagation) bestimmt. Trotz der geringeren stratosphärischen Variabilität in der Südhemisphäre wird erwartet, dass die Ereignisse eine stärkere troposphärische Reaktion zeigen als in der Nordhemisphäre. Dies unterstützt die Tatsache, dass die Stärke der troposphärischen Reaktion unabhängig von der Stärke der stratosphärischen Störung ist.

### 4.3.1 Nordhemisphäre

Der detaillierte Vergleich der Simulationen für die Nordhemisphäre ist im Nachfolgenden dargestellt.

Die Zeitreihe der Absolutwerte der GpH zeigt, dass die Maximal- und Minimalwerte für alle drei transienten Simulationen im gleichen Größenbereich liegen (Abb. 4.8). Alle Simulationen weisen einen relativ konstanten jährlichen Maximalwert, aber einen variablen jährlichen Minimalwert, sowohl in der Vergangenheitsperiode als auch in der zukünftigen Periode auf. Die Maximalwerte treten hier in den Sommermonaten auf, welche im Vergleich zu den Wintermonaten (Minimalwerte) eine geringere Variabilität aufweisen. Dies ist dadurch begründet, dass die stratosphärische Dynamik nur in den Übergangsjahreszeiten und der Winterjahreszeit durch dissipierende Wellen gestört werden kann (Charney und Drazin, 1961).

Um die Ähnlichkeit der Ereignisse der einzelnen Simulationen noch zu verdeutlichen ist in Abb. 4.9 der Zusammenhang zwischen stratosphärischer und troposphärischer Stärke des jeweiligen Ereignisses und die Abhängigkeit der stratosphärischen Stärke von der Propagationsdauer dargestellt. Für Stark- und Schwachwirbelereignisse gibt es jeweils keinen signifikanten Zusammenhang zwischen der Stärke der stratosphärischen Störung und der Stärke der troposphärischen Reaktion. Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal weisen bedingt durch die gewählte Definition eine betragsmäßig schwächere GpH Anomalie in 700 hPa auf als Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal. Die Propagationsdauern, dargestellt in Abhängigkeit von der Stärke der stratosphärischen Störung, zeigen ebenfalls keinen signifikanten Zusammenhang. Außerdem wird hier deutlich, dass die Propagationsdauer (unabhängig von der Stärke der polaren stratosphärischen Störung) sehr variabel ist und über alle Simulationen gesehen zwischen 0 und 60 Tagen variiert. Die stratosphärische und troposphärische GpH Anomalie liegt für alle Simulationen im gleichen Größenbereich ( $\pm 200 m$  bis  $\pm 700 m$ ).

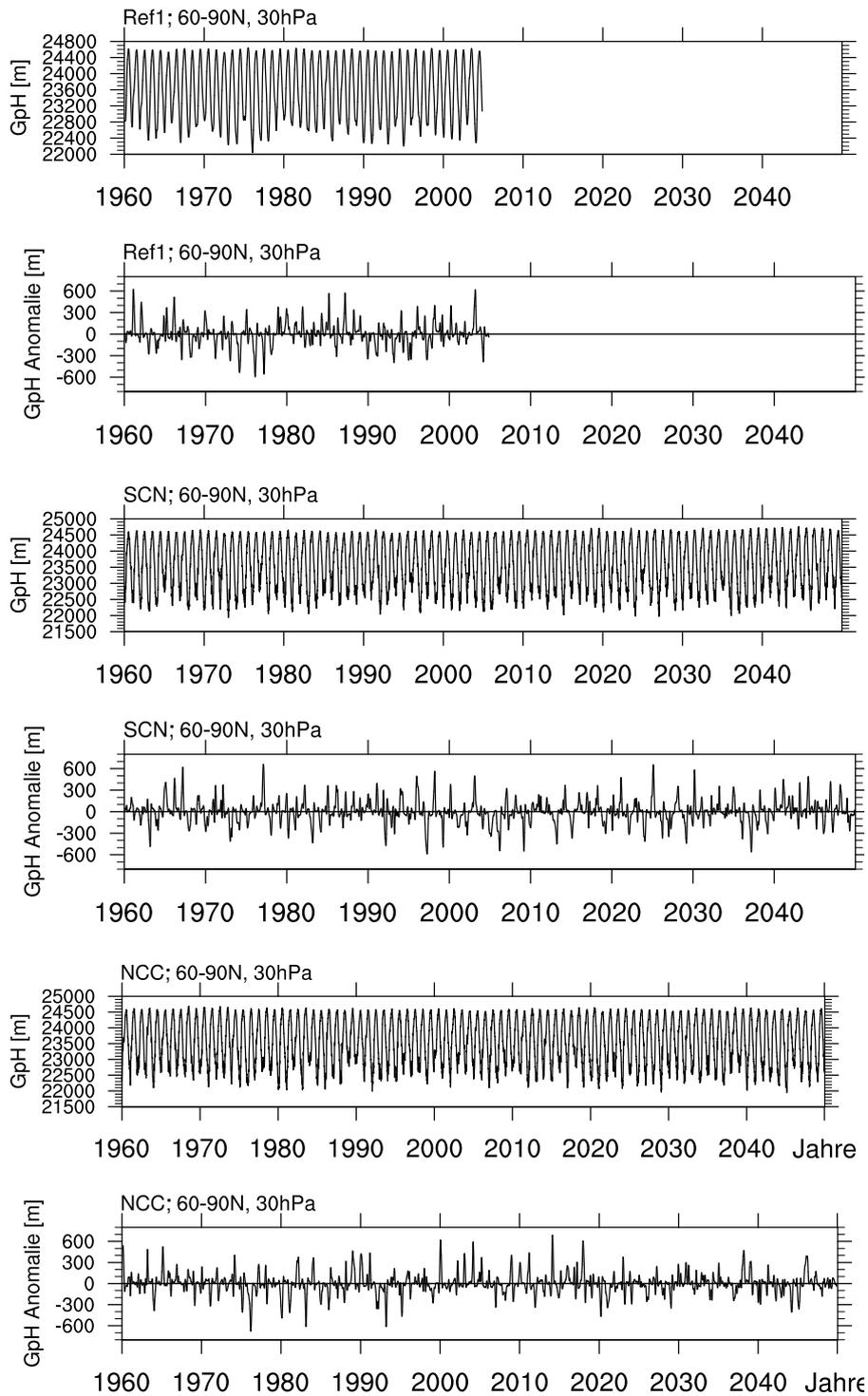


Abbildung 4.8: Zeitreihen der GpH gemittelt über den Breitenbereich  $60^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  in 30 hPa (1., 3. und 5. Zeile) und der vom Trend bereinigten 90-Tage tiefpassgefilterten GpH Anomalie (Abweichung vom klimatologischen Mittel) gemittelt über den Breitenbereich  $60^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  in 30 hPa (2., 4. und 6. Zeile). Letztere Zeitreihen bilden die Grundlage für die Analysen aus Methodenteil 1).

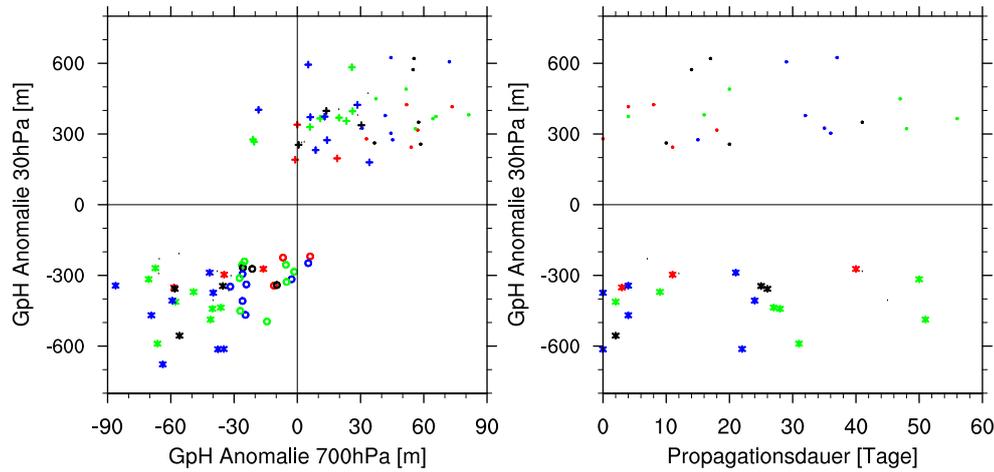


Abbildung 4.9: Wie in Abb. 4.2 nur für die Einzelereignisse der Ref1, der SCN und der NCC Simulation. Ref1 Daten (schwarz), SCN Daten (grün) und NCC Daten (blau): '+' Schwachwirbel NTrop; '•' Schwachwirbel Trop; '○' Starkwirbel NTrop; '\*' Starkwirbel Trop.

	Ref1	SCN	NCC	$\sum N_{Ref1+SCN+NCC}$
Methodenteil 1)	<b>44</b>	<b>78</b>	<b>77</b>	
Methodenteil 1), 2), 3)				
Schwach NTrop	3	11	12	<b>26</b>
Schwach Trop	5	6	6	<b>17</b>
Stark NTrop	3	10	7	<b>20</b>
Stark Trop	3	9	12	<b>24</b>
$\sum N$	<b>14</b>	<b>36</b>	<b>37</b>	

Tabelle 4.4: Aus der neuen Analyseverfahren resultierende Anzahl an Einzelereignissen ( $N$ ) für die Nordhemisphäre für die Ref1, die SCN und die NCC Simulation. Die letzte Spalte zeigt die Summe aller Modellereignisse, die in das mittlere Ereignis eingehen.

Die Verteilung des stratosphärischen zentralen Tages für alle Simulationen (nicht gezeigt) zeigt ein gleiches Verhalten für den Auftrittzeitpunkt wie bereits die Ref1 und ERA-40 Analysen. Stratosphärische Extremereignisse sind überwiegend in den Monaten DJF zu finden.

Tabelle 4.4 zeigt die Anzahl der Ereignisse resultierend aus der neuen Analyseverfahren für die Nordhemisphäre für die Ref1, die SCN und die NCC Simulation. Die Anzahl der gefundenen stratosphärischen Störungen unter Hinzunahme der Methodenteile 2) und 3) wird drastisch verringert (erste und letzte Zeile), aufgrund der Strenge der Kriterien, welche nur für die hier durchgeführten Analysen geeignete Ereignisse zulässt.

Die letzte Spalte zeigt die sich ergebende Gesamtanzahl der Ereignisse der vier Klassen unter der Annahme, dass alle Simulationen aufgrund der Unabhängigkeit der Prozesse vom klimatologischen Hintergrund wie eine Simulation gehandhabt werden. Es wird deutlich, dass eine Datenmenge von 225 Modelljahren notwendig ist um robuste Ergebnisse zu erhalten.

Anhand Abb. 4.10 ist erkennbar, dass die GpH Anomalie der einzelnen Simulationen

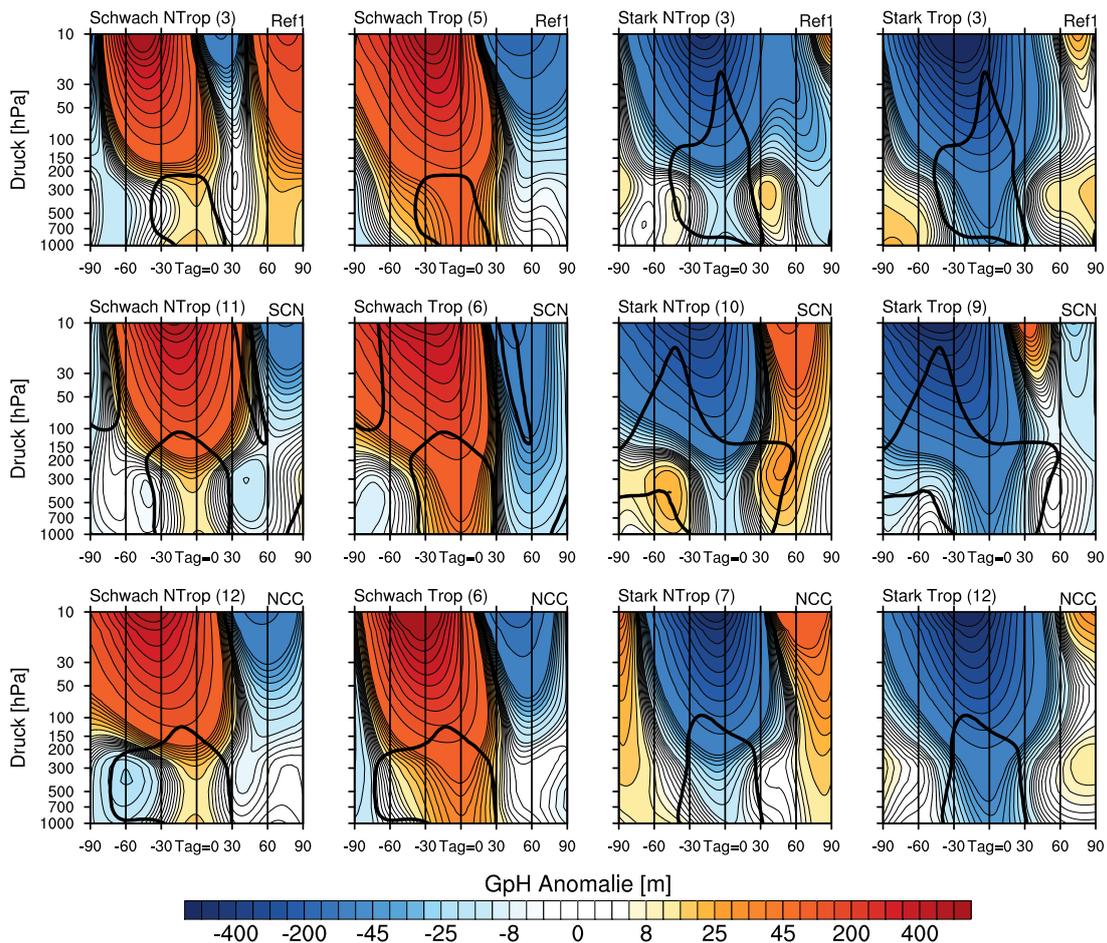


Abbildung 4.10: Wie in Abb. 4.4 nur für die Ref1, die SCN und die NCC Simulation.

im Hinblick auf das in dieser Arbeit behandelte Thema keinen Unterschied im Verhalten von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal zeigen. Relevanter Ausgangspunkt dieser Arbeit, und damit von Bedeutung, ist, dass alle Simulationen keinen stratosphärischen aber einen troposphärischen Unterschied zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal zeigen. Die Analysen in diesem Abschnitt zeigen, dass die SCN und die NCC Simulation konsistente Ergebnisse liefern wie die vorherigen Analysen mit ERA-40 und Ref1 Daten und die Ergebnisse der letzteren deswegen durchaus belastbar sind.

### Mittleres Ereignis der Einzelereignisse aller transienten Simulationen

Wie im vorangegangenen Abschnitt begründet ist eine Mittelbildung über die Einzelereignisse aller Simulationen, sowohl Zukunfts- als auch Vergangenheitszeitraum, erlaubt und vor allem notwendig im Hinblick auf die statistisch fundierte Auswertung der nachfolgend durchzuführenden Prozessstudien. Dies gilt unter der Annahme, dass sich die Prozesse, welche für eine Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre verantwortlich sind, im zeitlichen Verlauf der einzelnen transienten Simulationen statistisch nicht verändern.

Abb. 4.11 zeigt die zeitliche Entwicklung der GpH Anomalie für das mittlere Ereignis

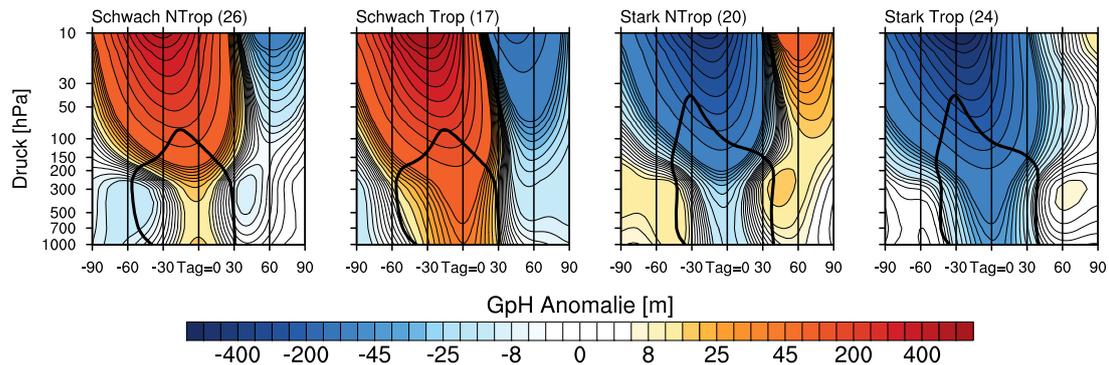


Abbildung 4.11: Wie in Abb. 4.4 nur für die Summe der Einzelereignisse der Ref1, der SCN und der NCC Simulation.

nis aller Einzelereignisse aus den transienten Simulationen Ref1, SCN und NCC. Die Anzahl ergibt sich aus der letzten Spalte aus Tabelle 4.4. Alle Ereignisse zeigen einen signifikanten Unterschied in der troposphärischen GpH Anomalie beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal.

### 4.3.2 Südhemisphäre

Der Vergleich der Absolutwerte der GpH zeigt, dass die Maximal- und Minimalwerte und auch deren Variabilität für alle Simulationen im gleichen Größenbereich, sowohl in der Vergangenheit als auch in der Zukunft, liegen (Abb. 4.12). Auch die Zeitreihen der vom Trend bereinigten 90-Tage tiefpassgefilterten GpH Anomalie der einzelnen Simulationen stimmen in ihrem Verhalten bzgl. der Stärke der GpH Anomalie und der Variabilität überein. In der Südhemisphäre kann ebenso gefolgert werden, dass die drei Simulationen sich nicht signifikant in den betrachteten (und damit den für diese Arbeit relevanten) Eigenschaften voneinander unterscheiden. Es ist erkennbar, dass kein Zusammenhang zwischen stratosphärischer und troposphärischer Stärke der GpH Anomalie besteht (Abb. 4.13). Für die jeweiligen Gruppen (Stark- und Schwachwirbelereignisse) liegen die Werte im gleichen Größenbereich ( $\pm 100 m$  bis  $\pm 500 m$ ). Auch die Propagationsdauer der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal liegt für alle Simulationen im gleichen Bereich zwischen 0 bis 60 Tagen, wobei die Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal eine vermehrt hohe Propagationsdauer aufweisen.

Wie auch in der Nordhemisphäre kann daraus abgeleitet werden, dass die Ergebnisse der SCN und NCC Simulation konsistent mit den Ergebnissen der vorherigen Analysen basierend auf ERA-40 und Ref1 Daten sind. Die Simulationsergebnisse unterscheiden sich in den grundsätzlichen Charakteristika der für die Analysen einer Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre verantwortlichen Parameter nicht signifikant. Somit ist eine Zusammenführung der Ereignisse der drei Simulationen für eine statistisch belastbare Prozessstudie möglich.

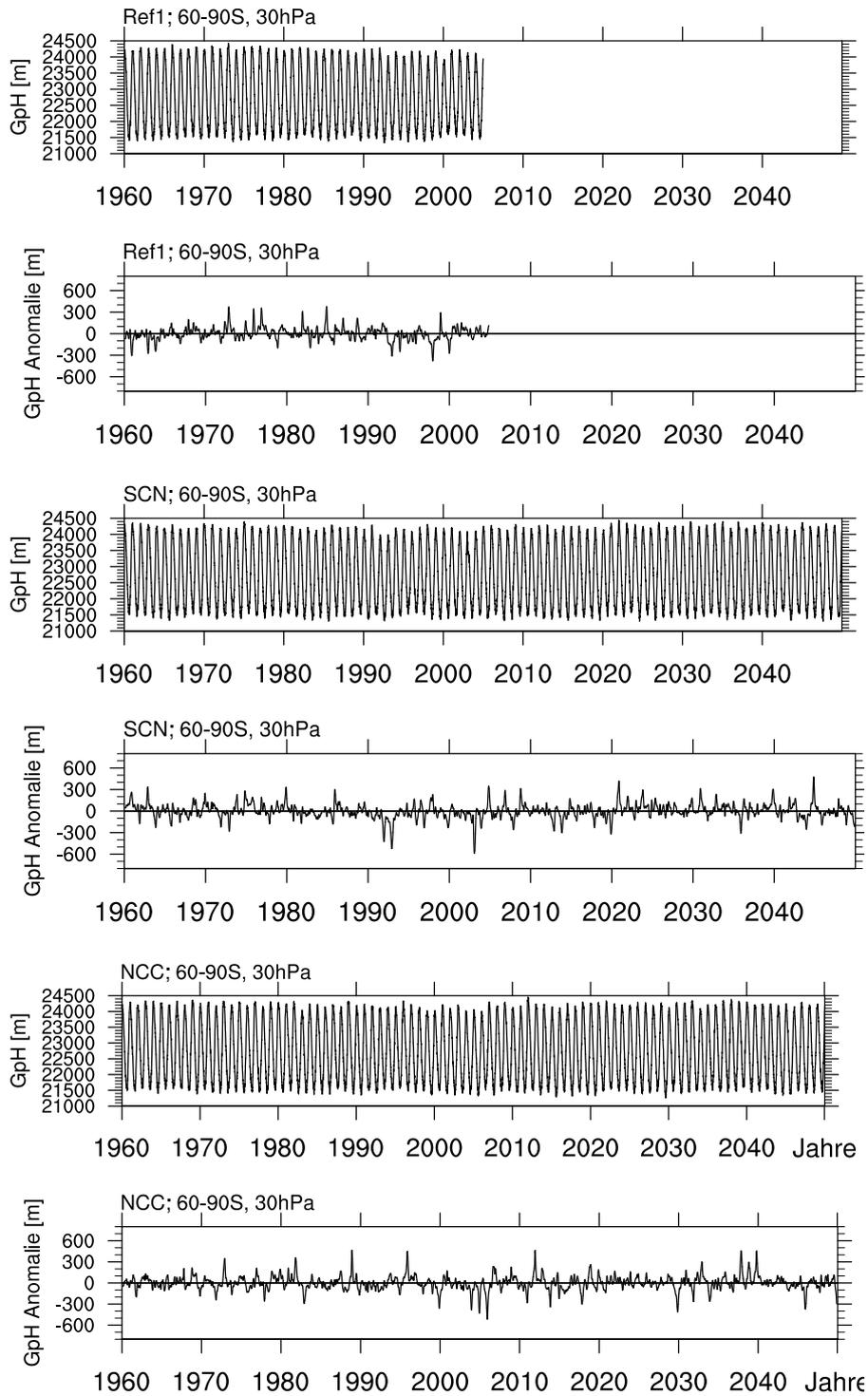


Abbildung 4.12: Wie in Abb. 4.8 nur für die Südhemisphäre.

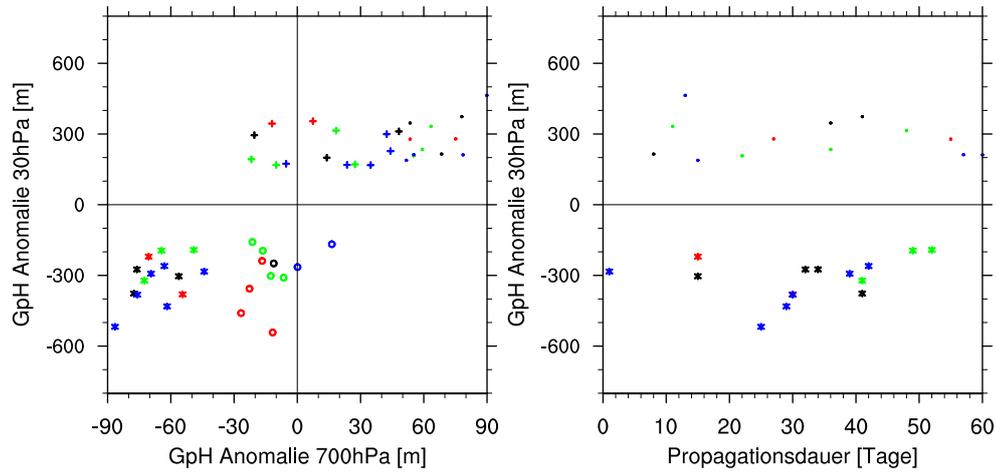


Abbildung 4.13: Wie in Abb. 4.9 nur für die Südhemisphäre

	Ref1	SCN	NCC	$\sum N_{Ref1+SCN+NCC}$
Methodenteil 1)	<b>29</b>	<b>60</b>	<b>49</b>	
Methodenteil 1), 2), 3)				
Schwach NTrop	3	4	5	<b>12</b>
Schwach Trop	3	4	4	<b>11</b>
Stark NTrop	1	4	2	<b>7</b>
Stark Trop	4	3	6	<b>13</b>
$\sum N$	<b>11</b>	<b>15</b>	<b>17</b>	

Tabelle 4.5: Wie in Tabelle 4.4 nur für die Südhemisphäre.

Die Verteilung des stratosphärischen zentralen Tages für alle Simulationen (nicht gezeigt) zeigt ein gleiches Verhalten für den Auftrittzeitpunkt wie bereits die Ref1 und ERA-40 Analysen. Stratosphärische Extremereignisse sind überwiegend in den Monaten OND zu finden.

In Tabelle 4.5 ist die resultierende Gesamtanzahl der Ereignisse aus allen Simulationen dargestellt (letzte Spalte). Trotz Zunahme der zusätzlichen 180 Modelljahre der SCN und NCC Simulation ist die resultierende Gesamtanzahl an Ereignissen aufgrund der strengen Kriterien der Methodenteile 2) und 3) und der verringerten dynamischen Aktivität der Südhemisphäre gering.

Die Simulationen zeigen signifikante Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal in der Troposphäre entsprechend der Definition (Abb. 4.14). Die Amplitude der stratosphärischen GpH Anomalie hingegen unterscheidet sich grundsätzlich nicht. Im Falle der Schwachwirbelereignisse aus der Ref1 und SCN Simulation ist ein stratosphärischer Unterschied in der GpH Anomalie zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal zu erkennen, welcher durch eine früher eintretende GpH Anomalie im Hinblick auf den troposphärischen zentralen Tag zu erklären ist.

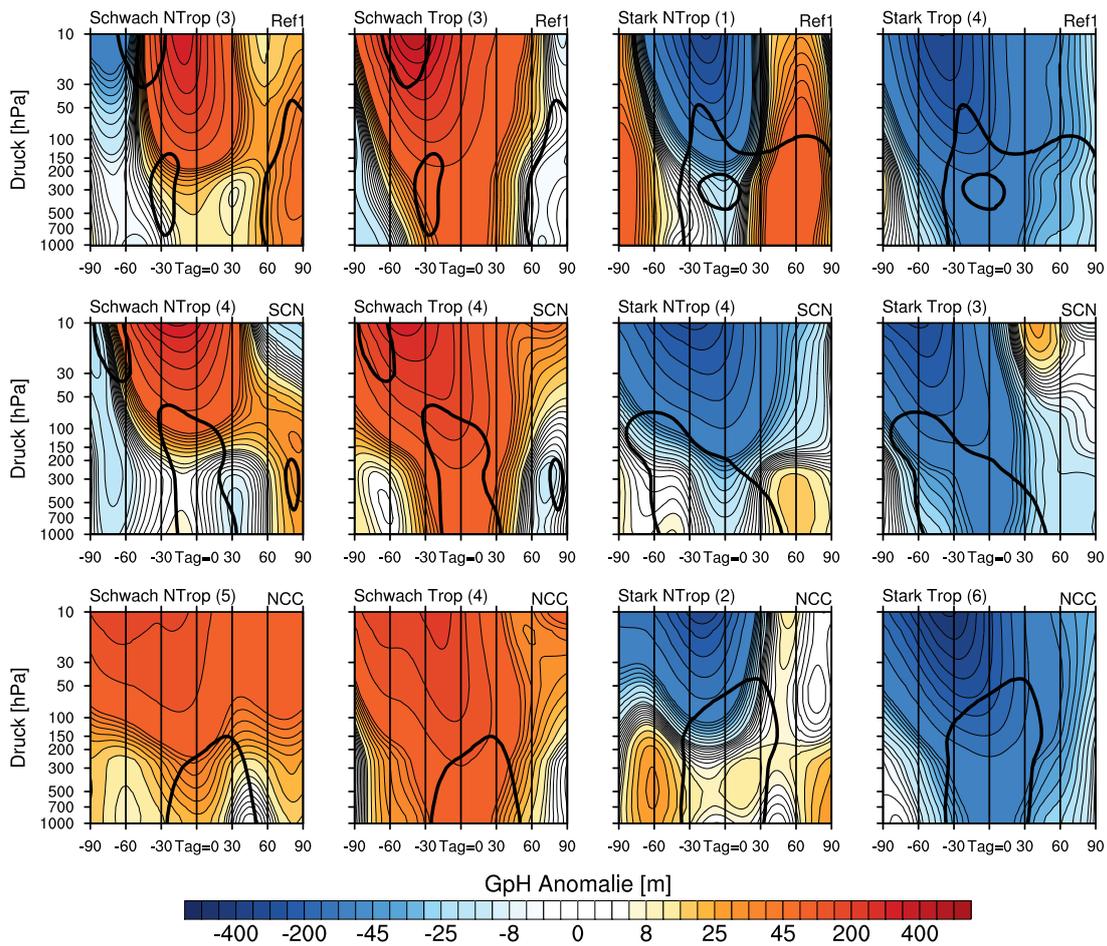


Abbildung 4.14: Wie in Abb. 4.10 nur für die Südhemisphäre.

### Mittleres Ereignis der Einzelereignisse aller transienten Simulationen

Auch in der Südhemisphäre zeigen die Analysen, dass das mittlere Ereignis für die vier Klassen zwischen den unterschiedlichen Simulationen nicht signifikant unterscheidbar ist. Damit ist die Bildung eines mittleren Ereignisses aus den Einzelereignissen aller Simulationen erlaubt und sinnvoll für die Belastbarkeit der Ergebnisse weiterführender prozessorientierter Studien.

Die zeitliche Entwicklung der GpH Anomalie für das resultierende mittlere Ereignis der einzelnen Simulationen aus den vorangegangenen Analysen ist in Abb. 4.15 dargestellt. Die Anzahl ergibt sich aus der Summe der Einzelereignisse (letzte Spalte aus Tabelle 4.5). Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal unterscheiden sich von denen mit nicht abwärtspropagierendem Signal zum großen Teil aufgrund ihrer troposphärischen dynamischen Bedingungen, aber auch zum geringen Anteil aufgrund ihres stratosphärischen dynamischen Zustands. Dies kann durch eine relativ hohe Propagationsdauer der Störungen mit abwärtspropagierendem Signal von mehr als 25 Tagen erklärt werden (Abb. 4.13). Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal unterscheiden sich lediglich aufgrund des Auftrittszeitpunktes des Minimalwertes (Maximalwertes) der GpH Anomalie in 30 hPa von Ereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal (Abb. 4.15). Das Minimum

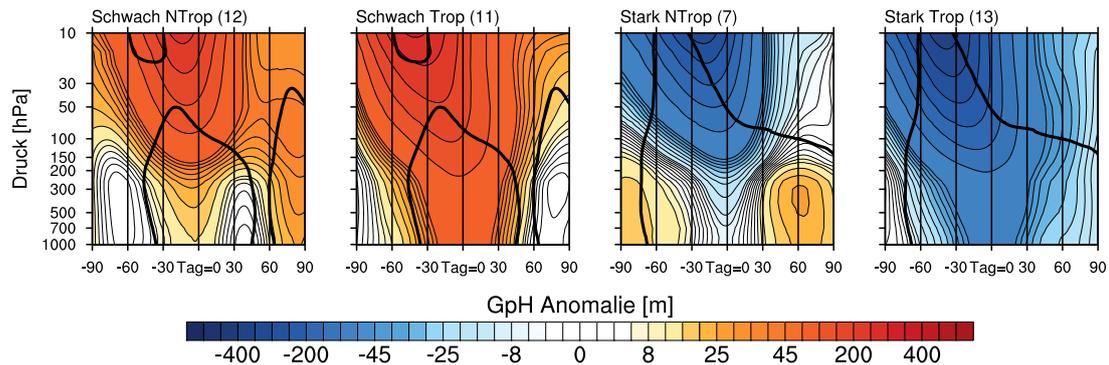


Abbildung 4.15: Wie in Abb. 4.11 nur für die Südhemisphäre.

(Maximum) der stratosphärischen Störung in 30 hPa tritt im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal früher auf als im Falle der Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal. Die Begründung hierfür ist ebenfalls durch die verringerte Wellenaktivität in der Südhemisphäre gegeben. Die weniger ausgeprägte Interaktion von Welle und Grundstrom hat im Vergleich zur Nordhemisphäre eine verlangsamte Signalpropagation zur Folge (Thompson et al., 2005). Somit dauert die Signalpropagation von der Tropopausenregion bis in die untere Troposphäre (im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal im Vergleich zu den Ereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal) etwa zwei Wochen länger als in der Nordhemisphäre. Bei Bildung des mittleren Ereignisses auf Basis des troposphärischen zentralen Tages führt dies zu signifikant unterschiedlichen stratosphärischen Zuständen. In der Nordhemisphäre ist kein signifikanter Unterschied für den Auftrittzeitpunkt des Minimums (Maximums) der GpH Anomalie in 30 hPa beim Vergleich der Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal zu erkennen. Dies liegt an der erhöhten Wellenaktivität und den daraus folgend im Vergleich zur Südhemisphäre schneller ablaufenden Prozessen. Dieser Unterschied zwischen Nord- und Südhemisphäre ist kein Modellartefakt und wird durch entsprechende Ergebnisse mit ERA-40 Reanalyse Daten unterstützt (Abb. 3.13).

### Fazit

Die in diesem Kapitel vorgestellte neue Methode ermöglicht die Klassifizierung der stratosphärischen Dynamik und gleichzeitig der troposphärischen Dynamik. Damit ergibt sich die Möglichkeit zur Untersuchung der Grundlagen und Unterschiede einer verstärkten (abgeschwächten) dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre sowohl in der Nord- als auch in der Südhemisphäre. Stratosphärische Extremereignisse in der Nordhemisphäre (Südhemisphäre) treten in den Monaten DJF (OND) auf. Die Bedingungen für das Bestimmen dieser speziellen Kopplungszustände sind entsprechend der Fragestellung dieser Dissertation gewählt.

Das Ergebnis aus diesem Kapitel ist, dass eine verstärkte Wirkung stratosphärischer Störungen auf die Troposphäre in der Nordhemisphäre unabhängig von der Stärke der stratosphärischen Störung in der Polarregion und der Propagationsdauern ist. In der Südhemisphäre tritt zwar eine Unabhängigkeit der Reaktion in der Troposphäre von der GpH Anomalie in 30 hPa auf, diese weist allerdings nicht auf eine unterschiedliche stratosphärische Stärke hin, sondern ist durch die lange Propagationsdauer von Ereignissen mit abwärtspropagierendem Signal begründet. Das führt zur Annahme, dass

die Troposphäre eine aktive Rolle bei der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre, dies allerdings nicht in Bezug auf die Stärke der stratosphärischen Störung in der Polarregion, in beiden Hemisphären spielt.

Dieses Kapitel hat gezeigt, dass das Modell qualitativ das zeigt, was auch in den ERA-40 Daten gefunden wird. Um allerdings belastbare Ergebnisse zu erhalten sind durchschnittlich 225 Modelljahre notwendig. Zu beachten ist, dass mit der neu entwickelten Methode nur die Ereignisse betrachtet werden, die eine nach der Definition eindeutige Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre zeigen. Auch in den nicht mit betrachteten Jahren kann es eine Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre geben, diese entspricht jedoch nicht den Kriterien der neuen Methode, welche sich auf die ausgeprägtesten Ereignisse spezialisiert.

Die mit der neuen Methode gewonnenen mittleren Ereignisse aus den Einzelereignissen der einzelnen Simulationen bilden die Basis für die durchzuführenden Prozessstudien (Kap. 5). Auch bei der Darstellung der weiteren Ergebnisse in Kap. 5 wird vermehrt auf die Abb. 4.11 für die Nordhemisphäre und Abb. 4.15 für die Südhemisphäre zurückgegriffen. Sie bilden die Grundlage für die Interpretation der folgenden Ergebnisse, werden aber im Weiteren nicht wiederholt dargestellt.

## Kapitel 5

# Ursachen und Wirkung der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre

In diesem Kapitel sollen Ursachen und Wirkung der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre näher beleuchtet werden. Die im vorangegangenen Kapitel dargestellte neue Methode ermöglicht eine Unterscheidung von stratosphärischen Ereignissen, welche eine starke Reaktion in der Troposphäre zeigen, im Vergleich zu Ereignissen, welche einen verminderten Einfluss auf die Troposphäre zeigen. Anhand der neuen Betrachtungsweise können die Umstände, welche eine verstärkte (verminderte) Signalpropagation von polaren stratosphärischen Störungen im Nordwinter/Südfrühling verursachen, ermittelt werden. Außerdem kann anhand der neuen Analyseverfahren untersucht werden, ob ein verstärktes (vermindertes) Abwärtspropagieren stratosphärischer Störungen und damit der Einfluss auf die troposphärische Dynamik vorherbestimmbar ist. Eine mögliche Vorhersagbarkeit des Einflusses stratosphärischer Störungen auf die Troposphäre bietet die Möglichkeit für eine verbesserte Wettervorhersage.

Wie bereits in Kap. 1 angewandt kann die Häufigkeit des Auftretens dieser Extremereignisse durch stratosphärische Faktoren, wie die quasi-biennale Oszillation (QBO; Holton und Tan, 1980), den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus (Matthes et al., 2004), aber auch durch troposphärische Faktoren wie Blocking (Martius et al., 2009; Nishii et al., 2010) oder die El Niño Southern Oscillation (ENSO; Cagnazzo et al., 2009) moduliert werden. Die Beeinflussung der troposphärischen Dynamik durch stratosphärische Extremereignisse ist jedoch nicht eindeutig geklärt. Es besteht die Notwendigkeit einer systematischen Analyse der Zusammenhänge zwischen Stratosphäre und Troposphäre. Die in dieser Arbeit durchgeführten Analysen stützen sich auf langzeitliche Simulationen (mit 225 Modelljahren) und ermöglichen erst so die statistisch belastbare Untersuchung der Bedeutung des stratosphärischen Zustands für die Beeinflussung der Troposphäre.

Vorweg durchgeführte Analysen der in dieser Arbeit verwendeten transienten Modellsimulationen zeigen, dass eine statistisch signifikante Signalpropagation aus der Stratosphäre in die untere Troposphäre nicht mit ausgewählten Zuständen der ENSO, der QBO, dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus oder Kombinationen dieser verknüpft ist (nicht gezeigt). Die Analysen zur Untersuchung der Ursache-Wirkungs-Kette der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre werden nachfolgend separat für die Nord- und Südhemisphäre dargestellt.

## 5.1 Ursachenforschung - Nordhemisphäre

Die in Abschnitt 4.3.1 durchgeführten Untersuchungen für die Nordhemisphäre zeigen, dass die Stärke der troposphärischen Reaktion, welche auf eine stratosphärische Signalpropagation folgt, unabhängig von der Stärke der stratosphärischen Störung in der Polarregion ist. Stratosphärische Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal unterscheiden sich nicht von Ereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal aufgrund ihrer Propagationsdauern, d.h. der Geschwindigkeit der Signalpropagation bis zur Tropopause oder entsprechend bis in die untere Troposphäre. Dies führt zur Hypothese, dass das troposphärische Verhalten aktiv an der Stärke der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre beteiligt ist, dies allerdings nicht über eine Modifikation der Stärke der polaren stratosphärischen Störung.

### 5.1.1 Stratosphärische Signalpropagation

Die Absolutwerte der GpH in 30 hPa zeigen die erwartete Struktur für Stark- und Schwachwirbelereignisse (Abb. 5.1). Während sich Schwachwirbelereignisse in beiden Fällen (abwärts- und nicht abwärtspropagierendes Signal) durch einen vom Pol verschobenen Wirbel auszeichnen, zeigen die Starkwirbelereignisse eine zonalsymmetrische Verteilung der GpH mit den minimalen Werten über der Polarregion. Die stratosphärische Struktur der GpH während eines Ereignisses mit abwärtspropagierendem Signal unterscheidet sich in einer kleinen Region der Nordhemisphäre von der stratosphärischen Situation während eines Ereignisses mit nicht abwärtspropagierendem Signal. Generell sind die stratosphärischen Muster der GpH für Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal im Vergleich zu Ereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal gleich. Die absolute GpH für Schwachwirbelereignisse weist ein sog. Welle-1 Muster auf.

Die GpH Anomalie in 30 hPa für Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal zeigt, dass alle vier Klassen von Ereignissen durch eine zonalsymmetrische GpH Anomalie mit den maximalen (minimalen) Werten über der Polarregion und abgeschwächter (verstärkter) Anomalie hin zu den mittleren Breiten gekennzeichnet ist. Der stärkste meridionale Gradient der GpH Anomalie liegt bei etwa  $45^{\circ}\text{N}$ - $55^{\circ}\text{N}$ . Die Stärke der stratosphärischen Störung beschreibt eine Abweichung von  $\pm 2,5\%$  und entspricht maximal  $\pm 350\text{ m}$  der GpH in 30 hPa im Vergleich zum klimatologischen Mittel. Die stratosphärische Struktur der GpH Anomalie zeigt, dass eine zonale Mittelbildung und ein Breitenmittel über den Bereich  $60^{\circ}\text{N}$ - $90^{\circ}\text{N}$  (wie es in der neuen Methode angewandt wird) sinnvoll ist. Dies ist konsistent mit den Ergebnissen von Baldwin und Thompson (2009).

Wie aus früheren Studien (basierend auf Beobachtungsdatensätzen und Modellergebnissen) bereits bekannt, propagiert das Signal einer stratosphärischen Störung von der Stratosphäre in die Troposphäre (Baldwin und Dunkerton, 1999; 2001). Um detailliert bewerten zu können, ob eine stratosphärische Störung in den Modellsimulationen des E39CA ebenso von der Stratosphäre in die Troposphäre abwärtspropagiert, ist in Abb. 5.2 die Beziehung zwischen stratosphärischer GpH Anomalie am nördlichsten Modellgitterpunkt ( $87,16^{\circ}\text{N}$  und 30 hPa - Referenzgitterpunkt) im Vergleich zur GpH Anomalie im restlichen nordhemisphärischen Gebiet innerhalb der 90 Tage um den stratosphärischen zentralen Tag dargestellt. Dies ist in etwa die Dauer der stratosphärischen Störung (d.h. der Grenzwertüberschreitung der GpH Anomalie). Der Zusammenhang wird mit einer Kreuz-Korrelation Analyse untersucht (Anhang A.3). Der Referenzgitterpunkt ist so gewählt, da aus Abb. 5.1 zu erkennen ist, dass die maximale (minimale)

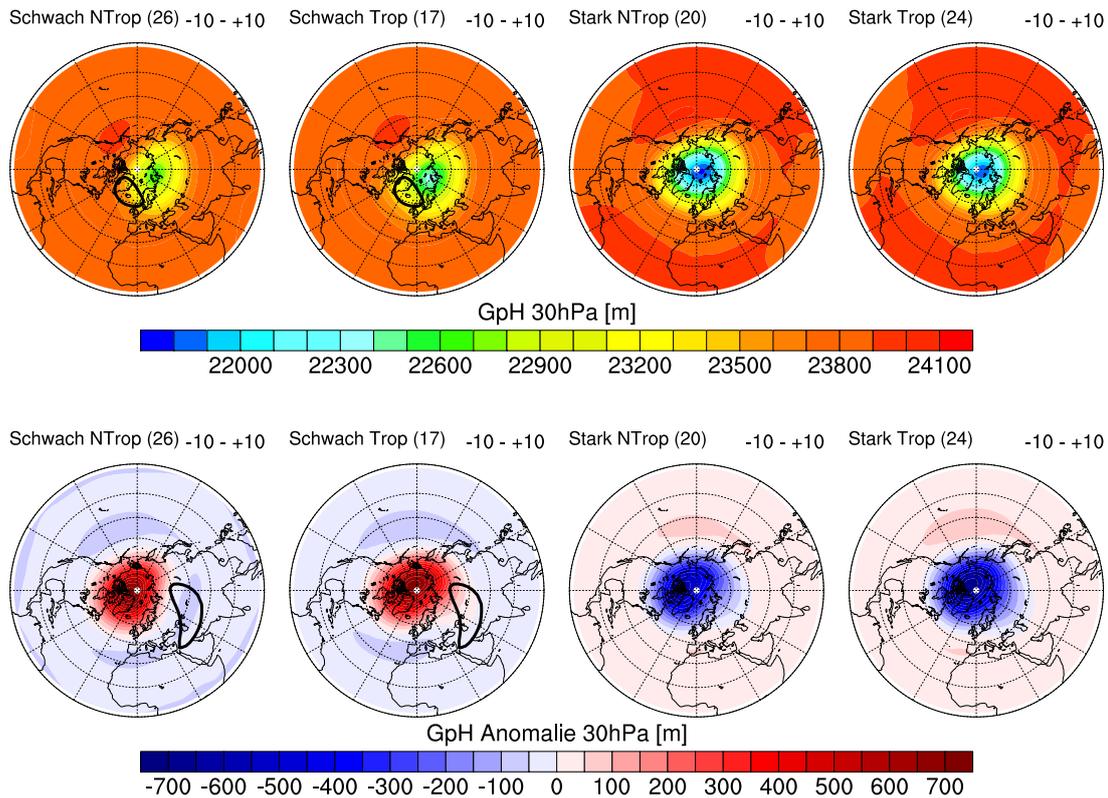


Abbildung 5.1: Polarstereographische Darstellung der absoluten GpH und der GpH Anomalie in 30 hPa für das 20-Tage-Mittel von 10 Tage vor bis 10 Tage nach dem stratosphärischen zentralen Tag für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem ('NTrop') Signal. Änderungen innerhalb der dicken schwarzen Konturlinien zeigen signifikante Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf dem 95% Level.

GpH Anomalie in den nördlichsten Breiten liegt.

Im Falle der Stark- und Schwachwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal ist mit der neuen Analyseverfahren in der Nordpolarregion im troposphärischen Gebiet eine nur schwache positive Korrelation (Korrelationskoeffizient  $< 0,8$ ) zu finden. Südlich von  $50^{\circ}\text{N}$  ist keine hohe Korrelation in der Stratosphäre zu finden. Mittlere Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal haben hingegen eine hohe positive Korrelation (Korrelationskoeffizient  $> 0,8$ ) im gesamten Nordpolargebiet (Stratosphäre und Troposphäre) bis in die mittleren Breiten innerhalb der 90 Tage um den stratosphärischen zentralen Tag. Dies erscheint einleuchtend, da sich nach der neuen Methode Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal durch eine signifikante Störung der stratosphärischen und troposphärischen GpH im Nordpolargebiet in diesem Zeitraum auszeichnen.

Die Konturlinien in Abb. 5.2 beschreiben das zeitliche Auftreten der (farbig dargestellten) maximalen Korrelation zwischen der GpH Anomalie am Referenzgitterpunkt und der GpH Anomalie in der gesamten Nordhemisphäre. Anhand dieser Konturlinien kann die mittlere Propagationsdauer der polaren stratosphärischen Störung dargestellt werden. Dabei beschreiben die dünnen (dicken) Konturlinien eine Änderung der GpH

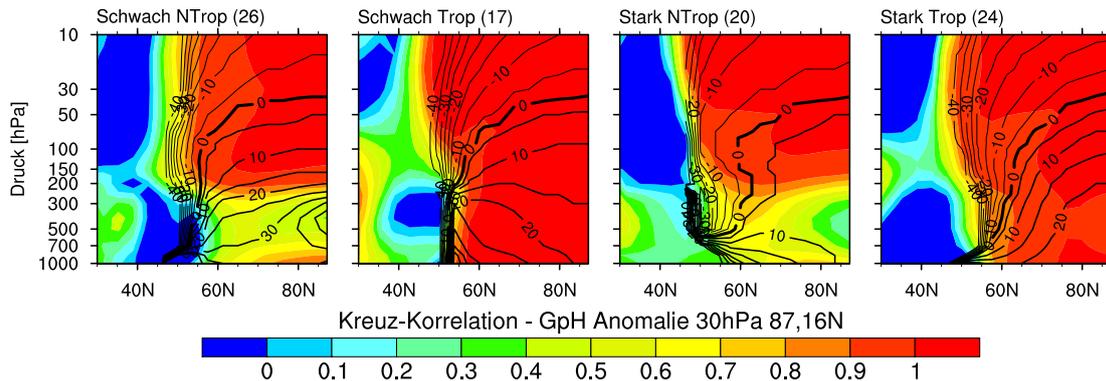


Abbildung 5.2: Maximalwert der Kreuz-Korrelation (farbig) zwischen der GpH Anomalie in 30 hPa am nördlichsten Gitterpunkt ( $87,16^{\circ}\text{N}$ ) und der GpH Anomalie in der gesamten Nordhemisphäre in allen Höhen für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem ('NTrop') Signal im Zeitraum 45 Tage vor bis 45 Tage nach dem stratosphärischen zentralen Tag. Die Konturlinien geben den Auftrittzeitpunkt (Tag zwischen 45 Tage vor bis 45 Tage nach dem stratosphärischen zentralen Tag) der maximalen Korrelation an. Die dünneren (dickeren) Konturlinien beschreiben einen Auftrittzeitpunkt vor (nach) dem stratosphärischen zentralen Tag. Die Konturlinienintervalle betragen 5 Tage. Der stratosphärische zentrale Tag liegt bei der dicksten Konturlinie.

Anomalie in der entsprechenden Region vor (nach) der Änderung der GpH Anomalie am Referenzgitterpunkt. Anders gesagt: Die negativen (positiven) Zahlenwerte beschreiben aus welcher Region die Störung kommt (in welche Region sie sich ausbreitet). Ausgehend vom stratosphärischen zentralen Tag (dickste Konturlinie) ist erkennbar, dass das Signal in der Stratosphäre generiert wird und bis zur Tropopause propagiert (im Falle der Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal), denn unterhalb der Tropopause ist nur ein sehr geringer Korrelationswert zu finden. Das Signal propagiert aus der Stratosphäre bis in die untere Troposphäre im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal. Alle Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal der GpH weisen eine mittlere Propagationsdauer von 20 bis 30 Tagen auf.

Ausgehend vom Referenzgitterpunkt in 30 hPa (Tag=0) breitet sich die GpH Anomalie sowohl nach unten als auch in die mittleren Breiten aus. Dies geschieht in allen Fällen bis hin zu  $45^{\circ}\text{N}$  in der Stratosphäre. In der Troposphäre im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal ist die Ausbreitung des Signals jedoch nicht südlicher als  $55^{\circ}\text{N}$ . Bei den Schwachwirbelereignissen mit abwärtspropagierendem Signal breitet sich das Signal vorzugsweise nach unten und mit kleiner werdender Amplitude in die mittleren Breiten der Polarregion aus. Bei den Starkwirbelereignissen mit abwärtspropagierendem Signal hingegen geschieht die Ausbreitung schneller in die mittleren Breiten der Polarregion als in die Troposphäre.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die aus der neuen Methode resultierenden stratosphärischen Störungen der GpH abwärtspropagieren entweder bis zur Tropopause oder bis in die untere Troposphäre. Letztere haben einen sog. direkten Einfluss auf die troposphärische Polarregion bis in die mittleren Breiten (bis zu  $55^{\circ}\text{N}$ ). Die Ausbreitung der stratosphärischen Störung ist in dieser Region am wichtigsten für die Beeinflussung der troposphärischen Dynamik. In dieser Region spricht man von einem

unmittelbaren Einfluss der stratosphärischen Störung.

### 5.1.2 Stratosphärische und troposphärische Wellenaktivität

Andere Arbeiten basierend auf NCEP/NCAR Reanalyse Daten (u.a. Limpasuvan et al., 2004; 2005) zeigen, dass stratosphärische Störungen, Stark- als auch Schwachwirbelereignisse, durch eine veränderte Wellenaktivität und damit veränderte Wellenamplituden in den mittleren Breiten im Vergleich zum klimatologischen Mittelwert charakterisiert sind. Die Wellenaktivität ist ein Maß für die dynamische Störung der Atmosphäre und damit ein wichtiger Bestandteil der Untersuchung von stratosphärischen Störungen (Anhang A.5). Ein Schwachwirbelereignis (Starkwirbelereignis) ist das Resultat verstärkter (verminderter) Wellenaktivität in der Stratosphäre.

Im Nachfolgenden wird die Wellenamplitude der GpH Anomalie für die Summe der Wellenzahlen 1-10 der vier Klassen von Ereignissen untersucht (Abb. 5.3). Die Summe ist zusätzlich aufgespalten in planetare Wellen mit den Wellenzahlen 1-3 und kleinere Wellen (Teil der synoptisch-skalierten Wellen) mit den Wellenzahlen 4-7. Die Klimatologie der Wellenamplitude der GpH der Summe der Wellenzahlen 1-10 ist in Abb. 3.14 gezeigt.

Die Wellenamplitude der GpH Anomalie der Summe der Wellenzahlen 1-10 zeigt für beide Klassen von Schwachwirbelereignissen (abwärts- und nicht abwärtspropagierendes Signal) eine erhöhte Wellenamplitude in der Stratosphäre bis etwa 30 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag und ab diesem Zeitpunkt eine reduzierte Störung. Rückgreifend auf Abb. 4.11 ist zu erkennen, dass das Maximum der GpH Anomalie der Schwachwirbelereignisse gleichzeitig mit der Umkehr des Vorzeichens der Wellenamplitude der GpH Anomalie erfolgt. Dies ist einleuchtend, da anhand der Wellenamplituden eine verstärkte Störung der GpH bis 30 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag stattfindet und danach eine verringerte Störung der GpH. Somit befindet sich beim Vorzeichenwechsel der Änderung der Wellenamplituden das Maximum der Störung und damit das Maximum der GpH Anomalie in der Stratosphäre. Diese Interpretation ist übertragbar auf die Wellenamplitude der GpH Anomalie der Summe der Wellenzahlen 1-10 für Starkwirbelereignisse. Dort ist eine Umkehr der Wellenamplitude von einer verringerten Störung der stratosphärischen GpH zu einer verstärkten Störung der stratosphärischen GpH etwa 25 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden. Diese stimmt mit dem Minimum der GpH Anomalie für Starkwirbelereignisse zeitlich überein.

Die Änderung der Wellenaktivität weist lokale signifikante Unterschiede in der Stratosphäre um den troposphärischen zentralen Tag beim Vergleich der Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf. Die deutlichsten Unterschiede der Wellenaktivität für die Summe der Wellenzahlen 1-10 sind in der Troposphäre bis in Höhen von 200 hPa vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden. Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal weisen eine erhöhte (abgeschwächte) Wellenamplitude im Vergleich zur Klimatologie von etwa 3%, d.h. maximal 30 m auf. Im Falle der Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal ist im Vergleich zu den Schwachwirbelereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal eine signifikant erhöhte Wellenamplitude etwa 30 bis 80 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag zu erkennen. Diese breitet sich aus der unteren Troposphäre in die obere Troposphäre aus. Ihre Entwicklung scheint unabhängig von der in der Stratosphäre auftretenden Wellenstörung zu sein. Ein ähnliches Verhalten ist für den Vergleich von Starkwirbelereignissen mit abwärtspropagierendem Signal mit denen mit nicht abwärtspropagierendem Signal erkennbar.

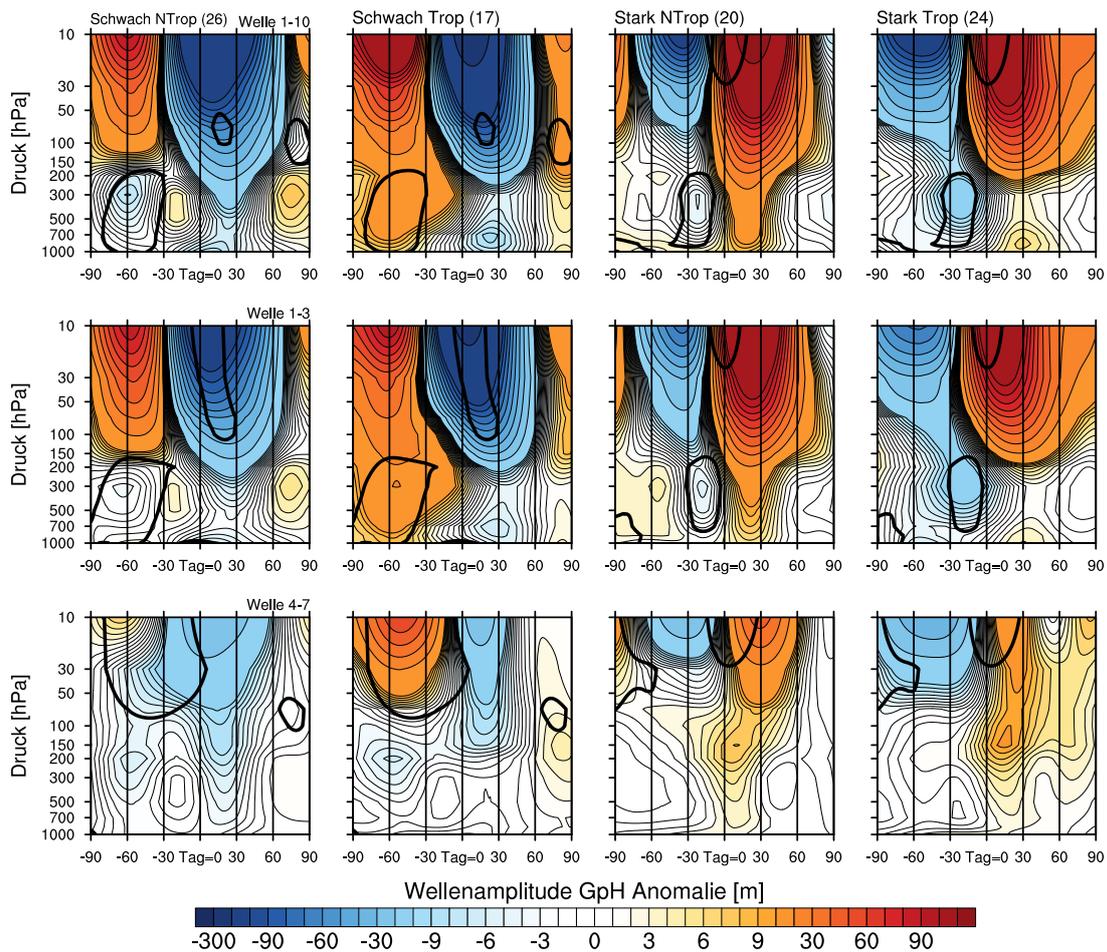


Abbildung 5.3: Zeitliche Entwicklung der Wellenamplituden der GpH Anomalie mit logarithmischen Konturintervallen gemittelt über den Breitenbereich  $40^{\circ}\text{N}$ - $70^{\circ}\text{N}$  für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem ('NTrop') Signal für die Summe der Wellenzahlen 1-10, für die Summe der Wellenzahlen 1-3 und für die Summe der Wellenzahlen 4-7. 'Tag=0' bezeichnet den troposphärischen zentralen Tag. Änderungen innerhalb der dicken schwarzen Konturlinien zeigen signifikante Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf dem 95% Level.

Die Betrachtung der Änderung der Wellenamplitude der planetaren Wellen (Wellenzahlen 1-3) zeigt, dass diese für die troposphärischen Unterschiede in der Wellenaktivität vor dem troposphärischen zentralen Tag beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal verantwortlich sind. In der Stratosphäre hingegen haben die planetaren Wellen lediglich einen signifikanten Einfluss um den troposphärischen zentralen Tag. Sie haben somit keine Bedeutung für die Stärke des Einflusses stratosphärischer Störungen auf die Troposphäre. Die Änderung der Wellenamplitude für kleinskalige Wellen (Wellenzahlen 4-7) ist dagegen von Bedeutung für die Wellenaktivität in der Stratosphäre. Ihr Anteil an der Summe der Wellenzahlen 1-10 ist jedoch so gering, dass für die Summe der Wellenzahlen 1-10 kein signifikanter Unterschied zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal

in der Stratosphäre gefunden werden kann.

Die vorangegangenen Ergebnisse zeigen, dass die Aktivität planetarer Wellen in der Troposphäre für die Signalpropagation aus der Stratosphäre bis in die untere Troposphäre von Bedeutung ist. Ebenso ist die unabhängige Entwicklung von stratosphärischer und troposphärischer Wellenaktivität ein Indiz für die Beteiligung der Troposphäre an der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre.

### 5.1.3 Zonalwind und vertikale Wellenpropagation

Planetare Wellen werden u.a. durch eine anomale diabatische Heizung (bedingt durch Land-See Kontraste) und orographische Hindernisse generiert. Ihre vertikale Ausbreitung und Dissipation wird generell durch den Zonalwind in den mittleren Breiten bestimmt (Abschnitt 1.2).

Im Nachfolgenden werden die Zonalwindbedingungen untersucht, um die Ursachen der signifikant verstärkten (abgeschwächten) troposphärischen Wellenaktivität in der mittleren und oberen Troposphäre im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal zu ermitteln. Im klimatologischen Mittel herrschen im Nordwinter und in den Übergangsjahreszeiten sowohl in der Troposphäre als auch in der Stratosphäre Westwinde. Der Maximalwert des Zonalwindes (d.h. des troposphärischen Strahlstroms) liegt bei etwa  $40^{\circ}\text{N}$ - $60^{\circ}\text{N}$  in der Tropopausenregion in einer Höhe von 200 hPa und beträgt etwa  $30 \text{ m s}^{-1}$ .

In Abb. 5.4 ist die zeitliche Entwicklung der Zonalwindanomalie für die vier Klassen von Ereignissen dargestellt. Die im Modell gefundenen Schwachwirbelereignisse (sowohl mit abwärts- als auch nicht abwärtspropagierendem Signal) sind durch eine Abschwächung der Zonalwindgeschwindigkeit (im Vergleich zur Klimatologie) in der Stratosphäre zwischen  $30^{\circ}\text{N}$ - $60^{\circ}\text{N}$  bereits 100 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag charakterisiert. Im zeitlichen Verlauf schwächt sich der klimatologische Westwind um bis zu  $18 \text{ m s}^{-1}$  ab und das Minimum der Zonalwindänderung verschiebt sich in die Nordpolarregion (nördlich von  $60^{\circ}\text{N}$ ).

Der Vergleich der Schwachwirbelereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal zeigt signifikante Unterschiede in den mittleren Breiten in der Region des troposphärischen Strahlstroms bereits 80 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag. Hier ist eine Zonalwindabschwächung von bis zu  $3 \text{ m s}^{-1}$  zu finden. Ab diesem Zeitpunkt breitet sich die Zonalwindanomalie aus der stratosphärischen Polarregion in die mittleren Breiten bis  $45^{\circ}\text{N}$  und nach unten (im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal) aus. Diese vom Vorzeichen gleichgerichtete und eindeutig der polaren stratosphärischen Störung zuzuordnende Reaktion bezeichnet man als direkten Effekt (unmittelbare Wirkung) der Signalpropagation aus der polaren Stratosphäre. Die direkte Reaktion ist in der troposphärischen Polarregion bis hin zu  $45^{\circ}\text{N}$  mit einer maximalen Zonalwindabschwächung von  $5 \text{ m s}^{-1}$  zu finden. Zusätzlich zum direkten Effekt der Abwärtspropagation bildet sich eine vom Vorzeichen entgegengesetzte Zonalwindanomalie in Form einer Geschwindigkeitsabnahme um maximal  $2 \text{ m s}^{-1}$  in der Troposphäre bei  $30^{\circ}\text{N}$  aus. Diese stellt den indirekten Effekt (oder auch die Fernwirkung) dar.

Die Schwachwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal weisen entsprechend der Definition lediglich eine Ausbreitung des Signals bis in die untere Stratosphäre auf. Eine Abschwächung des Strahlstroms vor dem troposphärischen zentralen Tag ist in diesem Fall nicht zu finden.

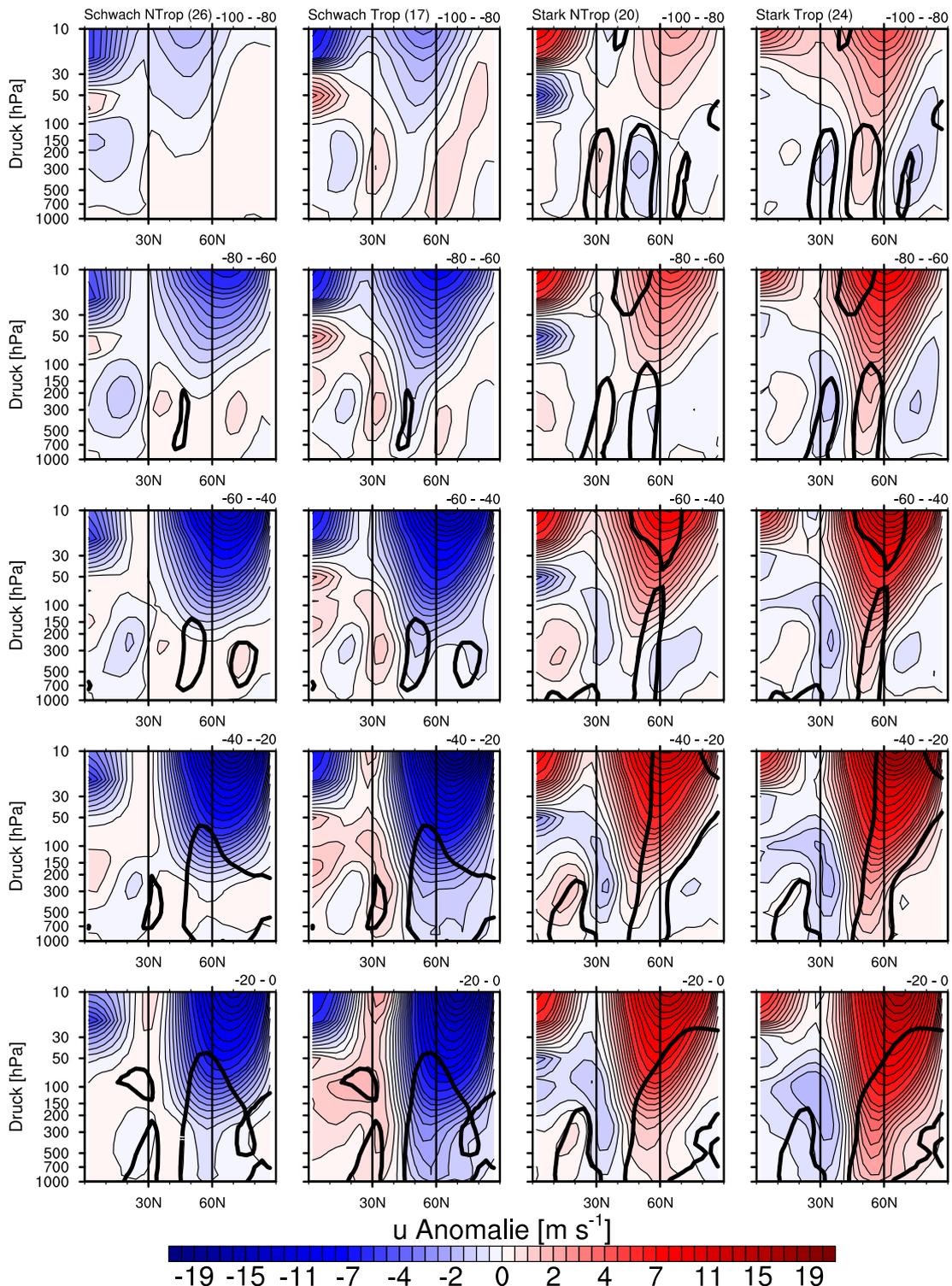


Abbildung 5.4: Zeitliche Entwicklung der zonalmittelten Zonalwindanomalie ( $u'$ ) für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem ('NTrop') Signal. Konturintervalle von  $0 \text{ m s}^{-1}$  bis  $\pm 5 \text{ m s}^{-1}$  in  $0,5 \text{ m s}^{-1}$  Schritten, ab da in  $1 \text{ m s}^{-1}$  Schritten. Die Spalten beschreiben 20-Tage Mittel von 100 Tagen vor bis zum troposphärischen zentralen Tag. Änderungen innerhalb der dicken schwarzen Konturlinien zeigen signifikante Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf dem 95% Level.

Die zeitliche Entwicklung der Zonalwindanomalie für Starkwirbelereignisse zeigt in beiden Fällen (Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal) eine im Vergleich zur Klimatologie um bis zu  $18 \text{ m s}^{-1}$  verstärkte Windgeschwindigkeit in dem Breitenbereich um  $60^\circ\text{N}$  in der Stratosphäre bereits 100 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag. Das Maximum der Zonalwindanomalie verschiebt sich im Laufe der Zeit in die Nordpolarregion nördlich von  $60^\circ\text{N}$ .

Signifikante Unterschiede zwischen Starkwirbelereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal sind in der Troposphäre in den mittleren Breiten bereits 100 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag und im weiteren zeitlichen Verlauf auch in der Nordpolarregion zu finden. Eine signifikante Verstärkung der Zonalwindgeschwindigkeit in der mittleren und oberen Troposphäre um etwa  $3 \text{ m s}^{-1}$  ist für Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal zu finden. Die Ausbreitung des stratosphärischen Signals geschieht von der polaren Stratosphäre ausgehend nach unten und in die mittleren Breiten bis  $45^\circ\text{N}$ . Entsprechend den Geschehnissen der Schwachwirbelereignisse bildet sich auch für die Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal zusätzlich zur unmittelbaren Reaktion in Form einer Geschwindigkeitszunahme um etwa  $5 \text{ m s}^{-1}$  eine entgegengesetzte Zonalwindabschwächung von maximal  $2 \text{ m s}^{-1}$  bei  $30^\circ\text{N}$  aus.

Die Starkwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal zeigen entsprechend ein abgeschwächtes Abwärtspropagieren der Zonalwindanomalie. Eine Beschleunigung des troposphärischen Strahlstroms vor Erreichen des Signals in der Troposphäre ist hier nicht zu finden.

Die Analyse des Zonalwindes zeigt, dass ein entscheidender Punkt für die Frage, ob ein stratosphärisches Ereignis eine starke oder schwache troposphärische Reaktion zur Folge hat, die troposphärischen Zonalwindverhältnisse bereits zwei bis drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag sind. Nur im Falle der Ereignisse mit signifikanter Signalpropagation bis in die untere Troposphäre ist weit vor dem troposphärischen zentralen Tag eine signifikante Zonalwindänderung von maximal  $3 \text{ m s}^{-1}$  in den mittleren Breiten der Troposphäre zu finden. Diese kann wiederum die Interaktion zwischen zonalem Grundstrom und Wellen verändern (Abschnitt 1.2). Somit scheint die troposphärische Reaktion auf eine polare stratosphärische Störung durch das Mitwirken der Troposphäre vorherbestimmt zu sein.

Frühere Studien (z.B. Schnadt und Dameris, 2003) zeigen, dass eine hohe Korrelation zwischen den polarstereographischen Strukturen bspw. der GpH in der Troposphäre (Nordatlantische Oszillation - NAO) und der Stärke des Polarwirbels in der Stratosphäre existiert. Im Nachfolgenden sollen die polarstereographischen Muster der GpH Anomalie in der Troposphäre (700 hPa) näher betrachtet werden, um die Ursache der veränderten Zonalwindbedingungen in der Troposphäre und der veränderten Wellenaktivität zu erörtern. Abb. 5.5 zeigt den zeitlichen Verlauf der troposphärischen GpH Anomalie 100 Tage bis 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag.

Im Falle der Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal sind signifikante Änderungen in der GpH Anomalie in 700 hPa 80 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag zu erkennen. Die Änderungen zeigen ein von der Klimatologie abweichendes Verhalten der GpH Anomalie im Polargebiet, im Bereich des östlichen Pazifiks und Nordatlantiks. Die signifikanten Unterschiede sind genau an den Breitengraden zu finden, die auch bei der Zonalwindanalyse signifikant veränderte Bedingungen zeigen ( $45^\circ\text{N}$ , mittlere und obere Troposphäre).

Während der meridionale Gradient der GpH Anomalie in der Region des Pazifiks bei  $30^\circ\text{N}$  und des Atlantiks bei  $60^\circ\text{N}$  im Zeitraum 100 Tage bis 40 Tage vor dem tro-

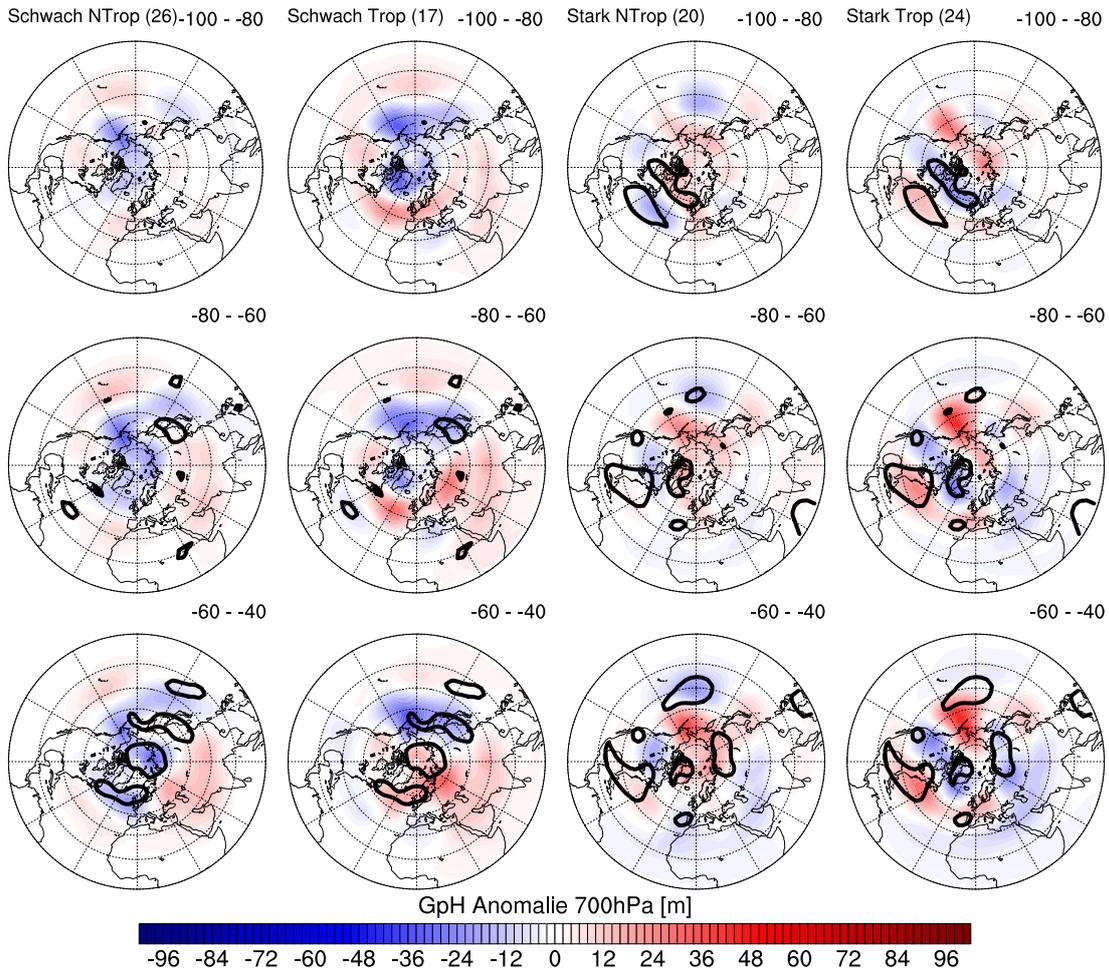


Abbildung 5.5: Zeitlichen Entwicklung der GpH Anomalie in 700 hPa für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem ('NTrop') Signal für 20-Tage Mittel 100 Tage bis 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag. Änderungen innerhalb der dicken schwarzen Konturlinien zeigen signifikante Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf dem 95% Level.

posphärischen zentralen Tag verstärkt ist, ist in der Atlantikregion bei etwa  $45^{\circ}\text{N}$  eine Abschwächung des Gradienten der GpH Anomalie zu finden. Verstärkte (abgeschwächte) meridionale Gradienten in der GpH Anomalie (oder auch im Druck) implizieren verstärkte (abgeschwächte) Zonalwinde. Die signifikanten Änderungen der GpH Anomalie in 700 hPa für Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal stimmen mit den signifikanten Zonalwindänderungen aus dem vorherigen Abschnitt überein. Die beschriebenen Muster der GpH Anomalie scheinen auch in höheren Höhen von Bedeutung zu sein und dort den Strahlstrom zu beeinflussen (Abb. 5.4), welcher wiederum einen Einfluss auf die Ausbreitung und Dissipation von Wellen hat.

Ein ähnliches Verhalten ist im Falle der Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal zu erkennen. Hier ist ein signifikant verstärkter meridionaler Gradient der GpH Anomalie bei etwa  $50^{\circ}\text{N}$  im Bereich des Atlantiks zu finden, wohingegen im

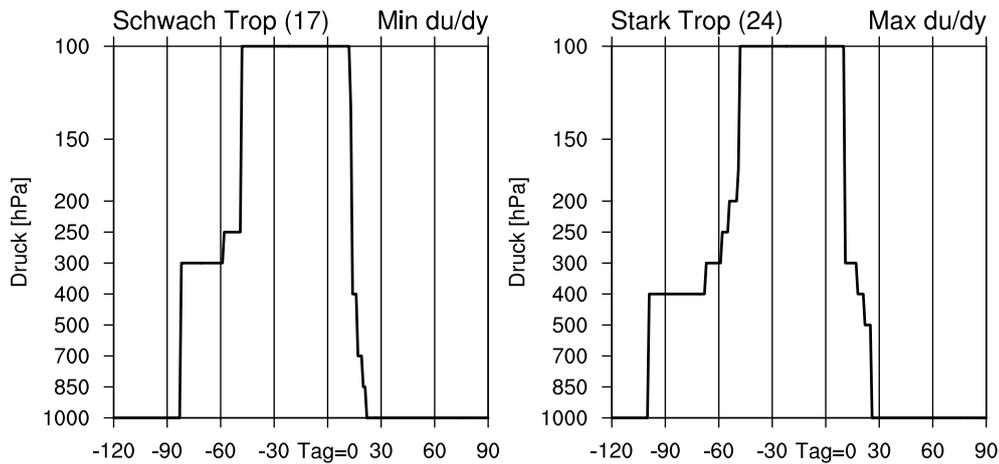


Abbildung 5.6: Zeitliche Entwicklung des Minimums (Maximums) des meridionalen Gradienten des Zonalwindes ( $'du/dz'$ ) bei  $45^\circ\text{N}$  für Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal. 'Tag=0' bezeichnet den troposphärischen zentralen Tag.

Pazifik ein abgeschwächter meridionaler Gradient bei etwa  $30^\circ\text{N}$  auftritt. Diese Gradientänderungen und die daraus folgenden Zonalwindänderungen sind nicht nur in 700 hPa, sondern auch in höheren Höhen im Bereich des Strahlstroms von Bedeutung (Abb. 5.4).

Aus Charney und Drazin (1961) ist bekannt, dass die vertikale Wellenausbreitung und Wellendissipation von den vorherrschenden Zonalwinden abhängt. Aufgrund dessen wird nachfolgend zusätzlich zur Zonalwindanomalie selbst der meridionale Gradient der Zonalwindanomalie (Abb. 5.6) untersucht. Ein negativer (positiver) Gradient impliziert eine Abnahme (Zunahme) des Zonalwindes von Süd in Richtung Nord. Die Änderung des Zonalwindes mit der geographischen Breite ist ein Maß für die Stärke des meridionalen Temperaturgradienten der Atmosphäre. Der Windgradient deutet im Falle eines negativen (positiven) Wertes einen abgeschwächten (verstärkten) Temperaturgradienten zwischen Äquator und Pol und damit eine verringerte (erhöhte) troposphärische Baroklinität im Vergleich zur Klimatologie an. Ein negativer (positiver) Windgradient ist im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) zu finden.

Abb. 5.6 zeigt die zeitliche Entwicklung des Minimums (Maximums) des meridionalen Windgradienten bei  $45^\circ\text{N}$ , da die minimale (maximale) Amplitude des Gradienten über den gesamten betrachteten Zeitraum an diesem Breitengrad zu finden ist. Die Betrachtung des minimalen (maximalen) meridionalen Windgradienten an anderen Breitengraden liefert ein abweichendes Ergebnis. Die Darstellung ist hier lediglich für die Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal, da für die Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal keine signifikante Zonalwindänderung in den mittleren Breiten zwei bis drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden ist. Für Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal ist eine vertikale Verschiebung des Minimums (Maximums) des meridionalen Windgradienten in höhere Schichten etwa drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden. Diese Änderung eines Einflussfaktors für die vertikale Wellenausbreitung ist konsistent mit dem vorangegangenen Ergebnis einer anomalen troposphärischen Wellenaktivität, welche sich von der mittleren in die obere Troposphäre ausbreitet (Abb. 5.3).

Das Verhalten des Extremwerts des meridionalen Windgradienten ist für beide Klas-

sen von Ereignissen mit abwärtspropagierendem Signal gleich. Dies deutet in beiden Fällen auf einen abgeschwächten (verstärkten) meridionalen Temperaturgradienten der Atmosphäre im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) hin.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die vertikale Wellenausbreitung und Wellendissipation im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal zum einen durch veränderte Zonalwindbedingungen (Lage und Stärke) und zum anderen durch eine vertikale Verschiebung des meridionalen Windgradienten in höhere Atmosphärenschichten der Troposphäre beeinflusst wird. Dies führt wiederum zu einer veränderten Wellenaktivität in der Troposphäre zwei bis drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag für Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal.

#### 5.1.4 Eliassen Palm Diagnostik

Aus früheren Studien ist bekannt, dass die Entwicklung einer Stratosphärenenerwärmung (eines Schwachwirbelereignisses) durch vertikal propagierende und in der Stratosphäre dissipierende Wellen bestimmt ist (McIntyre, 1982; Andrews et al., 1987). Die Untersuchung aufgrund der neu entwickelten Methode zeigt bisher, dass auch die Stärke der troposphärischen Reaktion auf eine polare stratosphärische Störung vorbestimmt ist und dies sowohl für Stark- als auch für Schwachwirbelereignisse. Die vorangegangenen Analysen lassen ebenfalls erkennen, dass im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal signifikant veränderte Zonalwindbedingungen in den mittleren Breiten der Troposphäre zwei bis drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag existieren. Diese sind wiederum der Grund für die signifikant veränderte Wellenaktivität planetarer Wellen in der mittleren und oberen Troposphäre zwei bis drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag sein. Im Nachfolgenden wird der Eliassen Palm (EP) Fluss untersucht, um die Antriebe der veränderten Wellenaktivität besser zu verstehen (Anhang A.4).

Abb. 5.7 zeigt die Klimatologie der EP Flüsse und der EP Fluss Divergenzen (Wellendissipation) für den Nordwinter (DJF). Ein Großteil der Nordhemisphäre ist durch EP Konvergenz charakterisiert, d.h. in diesen Regionen dissipieren die Wellen und üben eine westwärts gerichtete Kraft auf den Grundstrom aus. Dies impliziert eine Abschwächung der vorherrschenden Westwinde. Die stärkste Wellendissipation ist im Bereich des troposphärischen Strahlstroms in der mittleren und oberen Troposphäre in den mittleren Breiten zu finden. Eine EP Divergenz ist in der unteren Troposphäre um  $60^{\circ}\text{N}$  zu finden. Hier werden Wellen aufgrund eines bestehenden Temperaturgradienten ange-regt, welche eine Zirkulation induzieren, die das Ungleichgewicht ausgleicht (Ferrel-Zelle; Holton, 2004).

Wellen, welche vertikal propagieren und in der Stratosphäre dissipieren, haben ihren Ursprung in den mittleren Breiten der Troposphäre. Ein Teil der angeregten Wellen wird äquatorwärts abgelenkt und dissipiert in der tropischen unteren Stratosphäre. Der Großteil erreicht die Stratosphäre und führt dort durch Wellendissipation zu einer Veränderung der stratosphärischen Dynamik, bspw. der BDZ und den Transportprozessen.

Arbeiten von Stenke et al. (2008) und Garny et al. (2011) zeigen, dass das in dieser Arbeit verwendete Klima-Chemie Modell E39CA realistische Ergebnisse für den mittleren Zustand der Wellenaktivität und die dynamische Variabilität des Modells liefert.

Abb. 5.8 zeigt den zeitlichen Verlauf für die Abweichung der EP Flüsse und Divergenzen von der Klimatologie für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal.

Beide Klassen von Schwachwirbelereignissen weisen im Vergleich zur Klimatologie

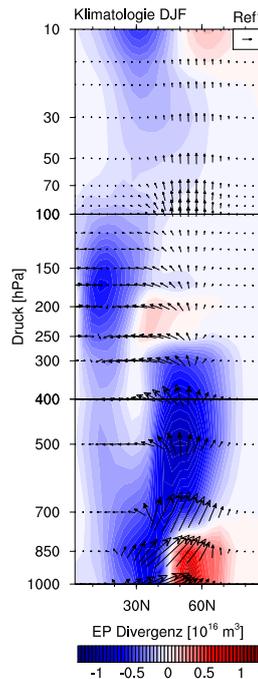


Abbildung 5.7: Klimatologie (1960 bis 2004 der Ref1 Simulation) der EP Flüsse (Pfeile) und EP Divergenzen (farbig) für die Monate DJF. Die Referenzvektorlänge beträgt  $1,5 \times 10^{16} \text{ m}^3 \text{ Pa}$ .

eine verstärkte Wellendissipation in der Stratosphäre beginnend bereits 100 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag auf. Bis zu 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag propagieren Wellen vermehrt vertikal in die Stratosphäre und schwächen dort den Grundstrom. Die Region der Wellendissipation breitet sich im Laufe der Zeit bis auf das 200 hPa Niveau nach unten aus. Dieses Verhalten ist konsistent mit Limpasuvan et al. (2004) und dem Ergebnis aus Abb. 5.3. Das beschreibt den Mechanismus der Signalpropagation eines Schwachwirbelereignisses bis in die Tropopausenregion (Holton, 2004). Wie aus Charney und Drazin (1961) und den vorangegangenen Abschnitten bekannt, ist die vertikale Wellenpropagation beschränkt und nur unter wohldefinierten Bedingungen möglich (Abschnitt 1.2). Das stratosphärische Verhalten der Wellendissipation ist statistisch nicht unterscheidbar beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal.

In den mittleren Breiten der Troposphäre sind signifikante Unterschiede in der Amplitude der Wellendissipation zu finden. Während die Schwachwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal eine im Vergleich zur Klimatologie verringerte Wellendissipation im Bereich des Strahlstroms zwei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag aufweisen, sind die Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal durch eine verstärkte Wellendissipation und damit Abschwächung des mittleren Zonalwindes geprägt. Das Zentrum der Wellendissipation verschiebt sich im zeitlichen Verlauf vom 400 hPa Niveau auf das 200 hPa Niveau. Zusätzlich ist in der unteren Troposphäre eine erhöhte Wellenanregung zu finden. Der EP Fluss weist eine starke Vertikalkomponente bis zu 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag auf. Danach sind die mittleren Breiten der Troposphäre durch einen signifikanten westwärts gerichteten Impulsfluss (polwärts gerichtete Horizontalkomponente des EP Flusses) bestimmt.

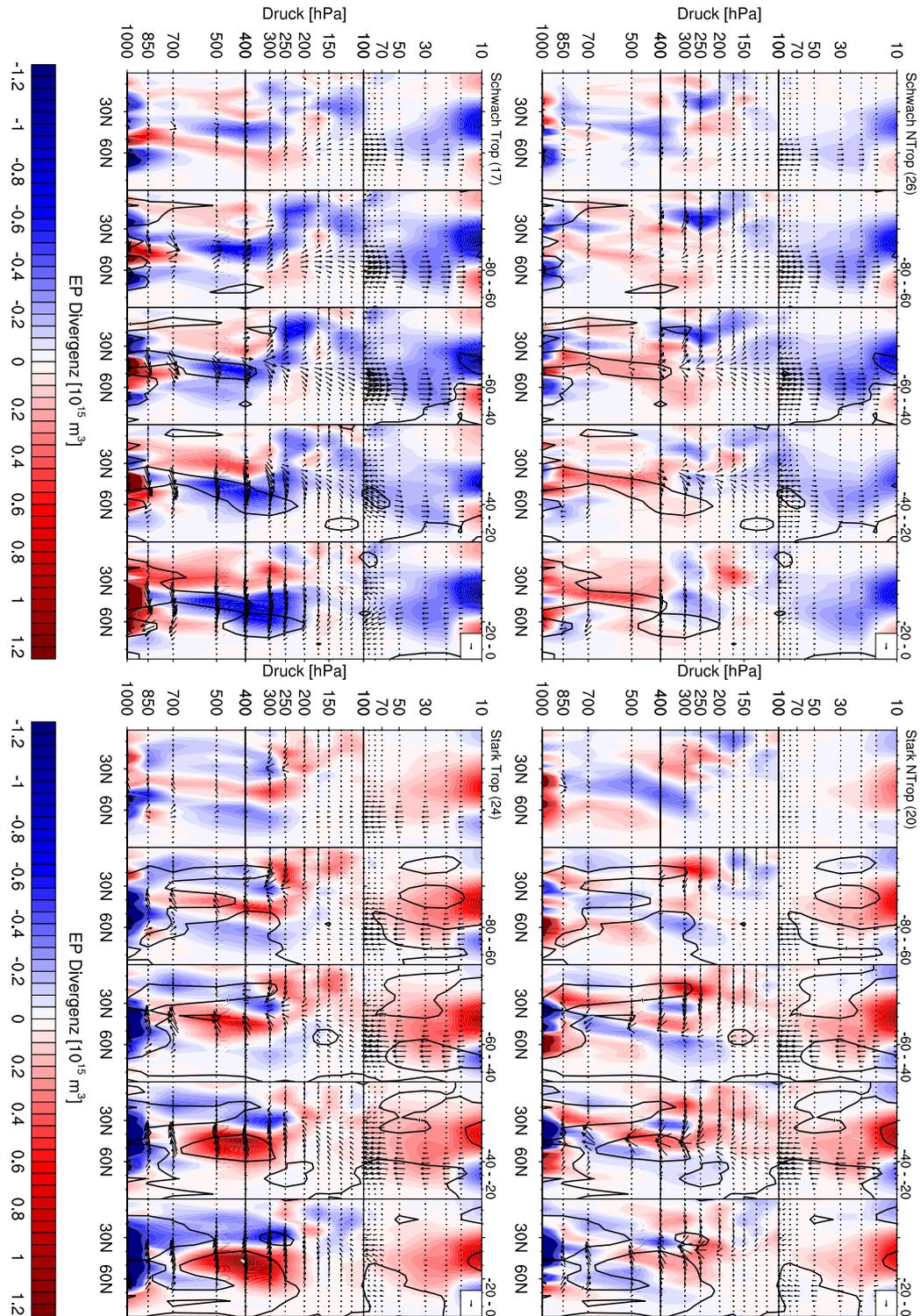


Abbildung 5.8: Zeitliche Entwicklung der Anomalie der EP Flüsse und EP Divergenzen für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem ('NTrop') Signal. Änderungen innerhalb der dicken schwarzen Konturlinien zeigen signifikante Unterschiede in der EP Divergenz zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf dem 95% Level. Die Referenzvektorenlänge beträgt  $1,5 \times 10^{15} \text{ m}^3 \text{ Pa}$ .

Eine erhöhte Wellendissipation in der mittleren und oberen Troposphäre steht in engem Zusammenhang mit abgeschwächten mittleren Zonalwinden (Abb. 5.4). Die vertikale Verschiebung des Zentrums der troposphärischen Wellendissipation ist konsistent mit der vertikalen Verschiebung des meridionalen Windgradienten (Abb. 5.6).

Ein ähnliches Bild zeigt sich auch für die Starkwirbelereignisse, jedoch mit inversem Vorzeichen. Beide Klassen von Starkwirbelereignissen zeigen, wie erwartet, eine verringerte Wellendissipation in der Stratosphäre und weniger vertikal propagierende Wellen im Vergleich zum klimatologischen Mittel (Abb. 5.3). Das Zentrum der Region der verringerten Wellendissipation breitet sich im Laufe der Zeit bis auf das 150 hPa Niveau nach unten aus (konsistent mit Limpasuvan et al., 2005). Die Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal weisen in einigen Regionen der Stratosphäre signifikante Unterschiede in der Amplitude und räumlichen Ausdehnung der EP Divergenzen (Wellendissipation) auf, jedoch ist diese Signifikanz nicht völlig persistent. Die grundsätzliche Struktur der stratosphärischen Wellendissipation unterscheidet sich beim Vergleich der beiden Klassen generell nicht.

Unterschiede zwischen Starkwirbelereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal sind auch hier, wie bei den Schwachwirbelereignissen, in den mittleren Breiten im Bereich des Strahlstroms zu finden. Die Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal weisen eine deutliche Abschwächung der Stärke der Wellendissipation in dieser Region auf (immer weniger Wellen dissipieren hier im Laufe der Zeit). Das Zentrum der Region der verringerten Wellendissipation verschiebt sich in gleicher Weise wie bei den Schwachwirbelereignissen in höhere Schichten der Troposphäre. Die Vertikalkomponente des EP Flusses dominiert bis zu 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag, während danach die Horizontalkomponente äquatorwärts, der ostwärts gerichtete Impulsfluss und damit die Verstärkung des mittleren Zonalwindes im Vergleich zur Klimatologie überwiegt. Auch diese Änderungen stimmen mit den vorangegangenen Ergebnissen der Zonalwindänderung und der Verschiebung des meridionalen Windgradienten überein.

Zusammenfassend ist zu nennen, dass die Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal sowohl in der Stratosphäre, als auch in der mittleren Troposphäre eine abgeschwächte (verstärkte) Wellendissipation aufweisen. Diese breitet sich in der Stratosphäre vom 10 hPa Niveau in die unteren Schichten der Stratosphäre aus. In der Troposphäre hingegen verschiebt sich die Region der Wellendissipation im Laufe der Zeit in die obere Troposphäre. Die Möglichkeit der vertikalen Wellenpropagation bis in die obere Troposphäre ist konsistent mit der vertikalen Verschiebung des meridionalen Windgradienten (Abb. 5.6) und der Darstellung der Wellenamplitude (Abb. 5.3).

Der Vergleich der EP Flüsse und Divergenzen für Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal deutet sowohl für Stark- als auch Schwachwirbelereignisse darauf hin, dass die Art der Anregung des Ereignisses unterschiedlich ist. Das Schwachwirbelereignis (Starkwirbelereignis) mit signifikanter Reaktion in der Troposphäre ist durch vermehrte (verminderte) Wellenaktivität in der Troposphäre und damit vermehrt (vermindert) vertikal propagierenden Wellen aus der Troposphäre und vermehrter (verminderter) Wellendissipation charakterisiert. Wohingegen die Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal scheinbar spontan und ohne signifikante troposphärische Unterschiede in der Stratosphäre zu entstehen scheinen.

## 5.2 Wirkung - Nordhemisphäre

Bereits in früheren Studien wurde der Einfluss polarer stratosphärischer Störungen auf die Troposphäre untersucht (Gerber et al., 2009; Colucci, 2010; Hinssen et al., 2011). Eine Vorhersagbarkeit der Beeinflussung der Troposphäre durch ein abwärtspropagierendes stratosphärisches Signal scheint aufgrund der in dieser Arbeit gefundenen Ergebnisse möglich und könnte zu einer verbesserten saisonalen Wettervorhersage in den Winter- und Frühlingsmonaten der Nordhemisphäre beitragen.

Aus Kap. 4 ist bekannt, dass das abwärtspropagierende Signal in der troposphärischen Polarregion bereits 40 Tage vor bis 40 Tage nach dem troposphärischen zentralen Tag signifikante Veränderungen in der GpH Anomalie aufweist (Abb. 4.11). Die betragsmäßig stärkste Beeinflussung der Troposphäre ist laut Definition in dieser Studie am troposphärischen zentralen Tag zu finden. Hiernach beginnt der Einfluss stratosphärischer Störungen somit etwa zwei Monate nach der Konditionierung, welche etwa 100 bis 80 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag stattfindet (Abb. 5.4). Anders ausgedrückt, die erste signifikante Reaktion in der Troposphäre tritt etwa gleichzeitig mit dem stratosphärischen zentralen Tag auf.

Im Nachfolgenden beschreibt der Begriff 'Wirkung' das Geschehen  $\pm 40$  Tage um den troposphärischen zentralen Tag und 'Ursache' meint die Konditionierung etwa 80 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag.

Wie schon in Abb. 5.2 gezeigt, hat die Abwärtspropagation stratosphärischer Störungen einen direkten Einfluss auf die troposphärische Region nördlich von  $50^\circ\text{N}$ . Unter anderem durch die Darstellung des Zonalwindes (Abb. 5.4) ist der Effekt der Fernwirkung der polaren Störung gezeigt. Die in den niederen und mittleren Breiten entstehende Störung wird als Fernwirkung bezeichnet, da sie eindeutig der Störung in der polaren Region zugeordnet werden kann. Die Fernwirkung zeigt die Reaktion auf die Störung in der troposphärischen Polarregion. Sie ist von entgegengesetztem Vorzeichen und bei etwa  $30^\circ\text{N}$  zu finden. Der direkte Einfluss zeigt eine signifikante Abschwächung (Verstärkung) des Zonalwindes in der Troposphäre bis in Höhen von 150 hPa von maximal  $4\text{ m s}^{-1}$  für Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal und liegt damit im Bereich einer Änderung von maximal  $\pm 10\%$  im Vergleich zur Klimatologie. Die Fernwirkung der troposphärischen polaren Störung beläuft sich auf eine Verstärkung (Abschwächung) des Zonalwindes für Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) von etwa  $1,5\text{ m s}^{-1}$ , was eine  $\pm 4\%$  Änderung im Vergleich zur Klimatologie darstellt.

Dies zeigt, dass die Ausbreitung stratosphärischer Störungen im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal einen breiten- aber auch höhenabhängigen Einfluss auf die Troposphäre hat.

Die Wirkung stratosphärischer Störungen auf die Troposphäre und damit die Bedeutung für das troposphärische Klima- und Wettergeschehen soll im Nachfolgenden untersucht werden.

### 5.2.1 Troposphärische Winde

Die Abwärtspropagation eines stratosphärischen Signals in die Troposphäre hat sowohl einen Einfluss auf den Zonalwind in 700 hPa bei  $30^\circ\text{N}$  als auch bei  $55^\circ\text{N}$  (Abb. 5.9). Die detaillierte Betrachtung wird an diesen Breitengraden durchgeführt, da hier der maximale Einfluss und auch die maximale Fernwirkung zu finden ist. Abweichend von diesen Breitengraden ist ein abgeschwächtes Signal zu finden.

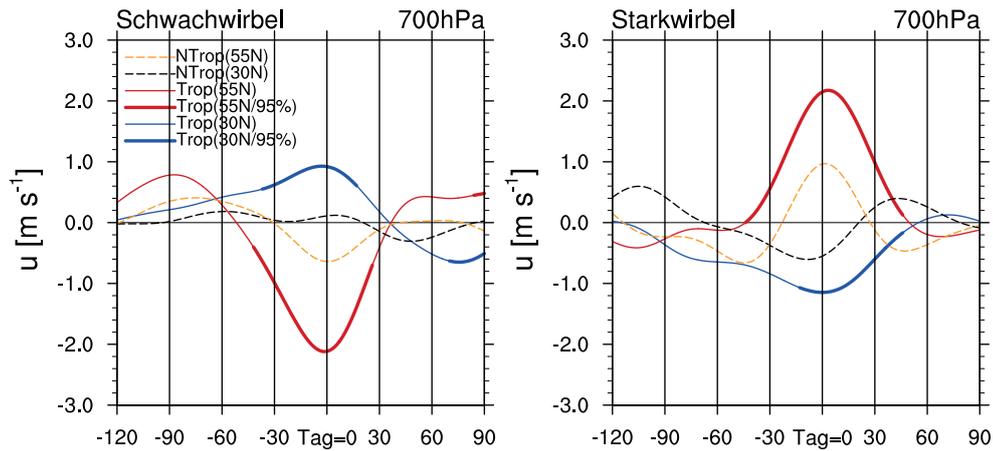


Abbildung 5.9: Zeitliche Entwicklung des zonalgemittelten Zonalwindes ( $u$ ) bei  $30^\circ\text{N}$  und  $55^\circ\text{N}$  in  $700\text{ hPa}$  für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ( $\text{'Trop'}$ ) und nicht abwärtspropagierendem ( $\text{'NTrop'}$ ) Signal. Fettdruck beschreibt signifikante Änderungen zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf dem 95% Level.

Die Beeinflussung des Zonalwindes der unteren Troposphäre bei  $55^\circ\text{N}$  beginnt bereits 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag. Die Fernwirkung auf den Zonalwind bei  $30^\circ\text{N}$  beginnt etwa 10 Tage später bei Schwachwirbelereignissen und 20 Tage später bei Starkwirbelereignissen. Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal weisen eine Zonalwindänderung bei  $55^\circ\text{N}$  mit einer Änderung von etwa  $\pm 2\text{ m s}^{-1}$  auf. Dies entspricht etwa  $\pm 20\%$  im Vergleich zur Klimatologie. Die Stärke der Zonalwindänderung aufgrund der Fernwirkung ist um etwa 50% geringer (mit  $\pm 1\text{ m s}^{-1}$ ) als die direkte Wirkung im troposphärischen Polargebiet. Die Änderungen des Zonalwindes an diesen Breitengraden sind von entgegengesetztem Vorzeichen. Die Wirkung ( $\pm 40$  Tage um den troposphärischen zentralen Tag) auf den Zonalwind ist in  $700\text{ hPa}$  zu finden, jedoch gibt es in diesem Druckniveau keine signifikante Änderung zur Ursache der verstärkten Kopplung. Für die Ursache (etwa 80 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag) der verstärkten Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre spielt der Zonalwind in Höhenniveaus oberhalb  $700\text{ hPa}$  eine Rolle (Abb. 5.4 und Abb. 5.6).

Nachdem in Abb. 5.9 der Einfluss einer abwärtspropagierenden stratosphärischen Störung auf die Winde in der freien Troposphäre dargestellt wurde, wird in Abb. 5.10 die räumliche Verteilung der signifikanten Änderung des bodennahen Windes gezeigt.

Basierend auf den Ergebnissen aus Abb. 5.9 ist zu erkennen, dass die Extremwerte des Zonalwindes in  $700\text{ hPa}$  am troposphärischen zentralen Tag zu finden sind. Da eine signifikante Änderung des Zonalwindes bei  $30^\circ\text{N}$  lediglich 20 Tage vor bis 20 Tage nach dem troposphärischen zentralen Tag existiert, wird in der polarstereographischen Darstellung exakt dieser Zeitraum zur Betrachtung der Wirkung der stratosphärischen Störung auf den bodennahen Wind gewählt. Ein größerer oder verschobener Zeitraum würde keine signifikanten Ergebnisse für den bodennahen Wind in den mittleren Breiten liefern, da die Amplitude der Windänderung zu klein ist.

Im Falle der Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal zeigt sich eine deutliche Beeinflussung der  $10\text{ m}$  Windgeschwindigkeit in der Polarregion in Form

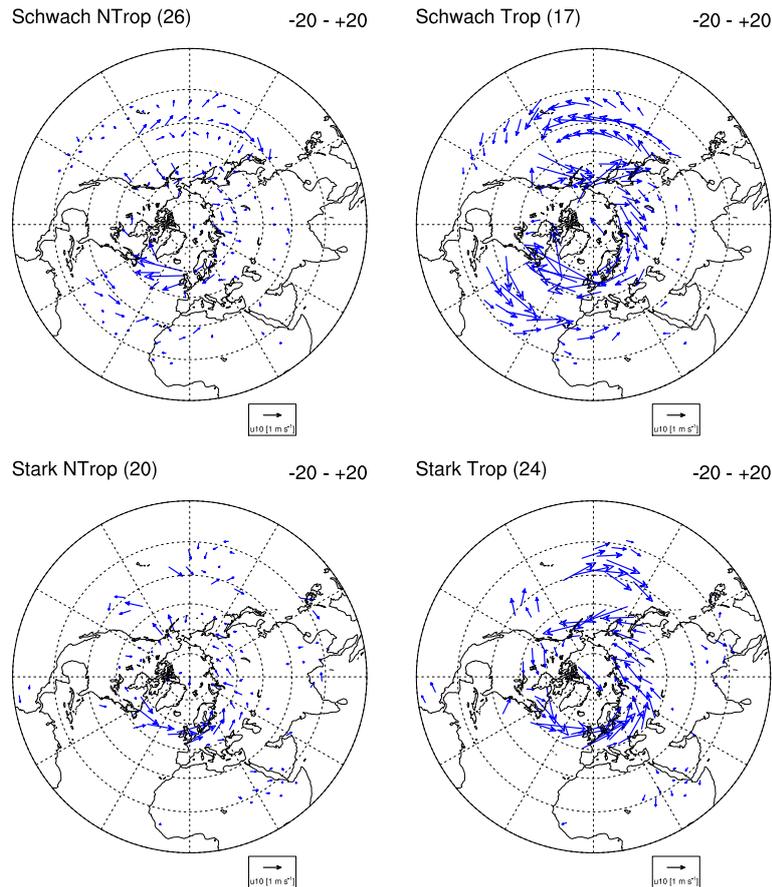


Abbildung 5.10: Horizontalwind in 10 m ( $\overline{u_{10}}$ ) für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem ('NTrop') Signal für das 40-Tage-Mittel von 20 Tage vor bis 20 Tage nach dem troposphärischen zentralen Tag. Gezeigt sind die signifikanten Änderungen zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf dem 95% Level. Die Referenzvektorlänge beträgt  $1,0 \text{ m s}^{-1}$ .

einer Abschwächung der vorherrschenden Westwinde um bis zu  $3 \text{ m s}^{-1}$ . Die maximalen Änderungen sind im Bereich des Nordatlantiks zu finden. Dies entspricht einer Abnahme der klimatologischen Westwindgeschwindigkeit über dem Nordatlantik von etwa 30%. In den Subtropen und mittleren Breiten der Atlantik- und Pazifikregion zeigt sich hingegen der indirekte Effekt der Signalpropagation durch abgeschwächte Ostwinde um durchschnittlich etwa 20% mit einer maximalen Amplitude von  $1,2 \text{ m s}^{-1}$ . Die Schwachwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal zeigen ein ähnliches Muster, jedoch mit deutlich schwächerer Amplitude.

Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal führen zu einer Beschleunigung der Westwinde in der Polarregion um bis zu 30% mit einer maximalen Amplitude von  $3 \text{ m s}^{-1}$ . Auch hier ist in der Nordatlantikregion die maximale Amplitude zu finden. In den mittleren Breiten ist lediglich eine signifikante Veränderung der bodennahen Winde über dem Pazifik erkennbar. Dort ist eine signifikante Verstärkung der klimatologischen Ostwinde um bis zu 20% zu finden. Im Falle der Starkwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal sind ebenso ähnliche Strukturen wie im Falle der Ereig-

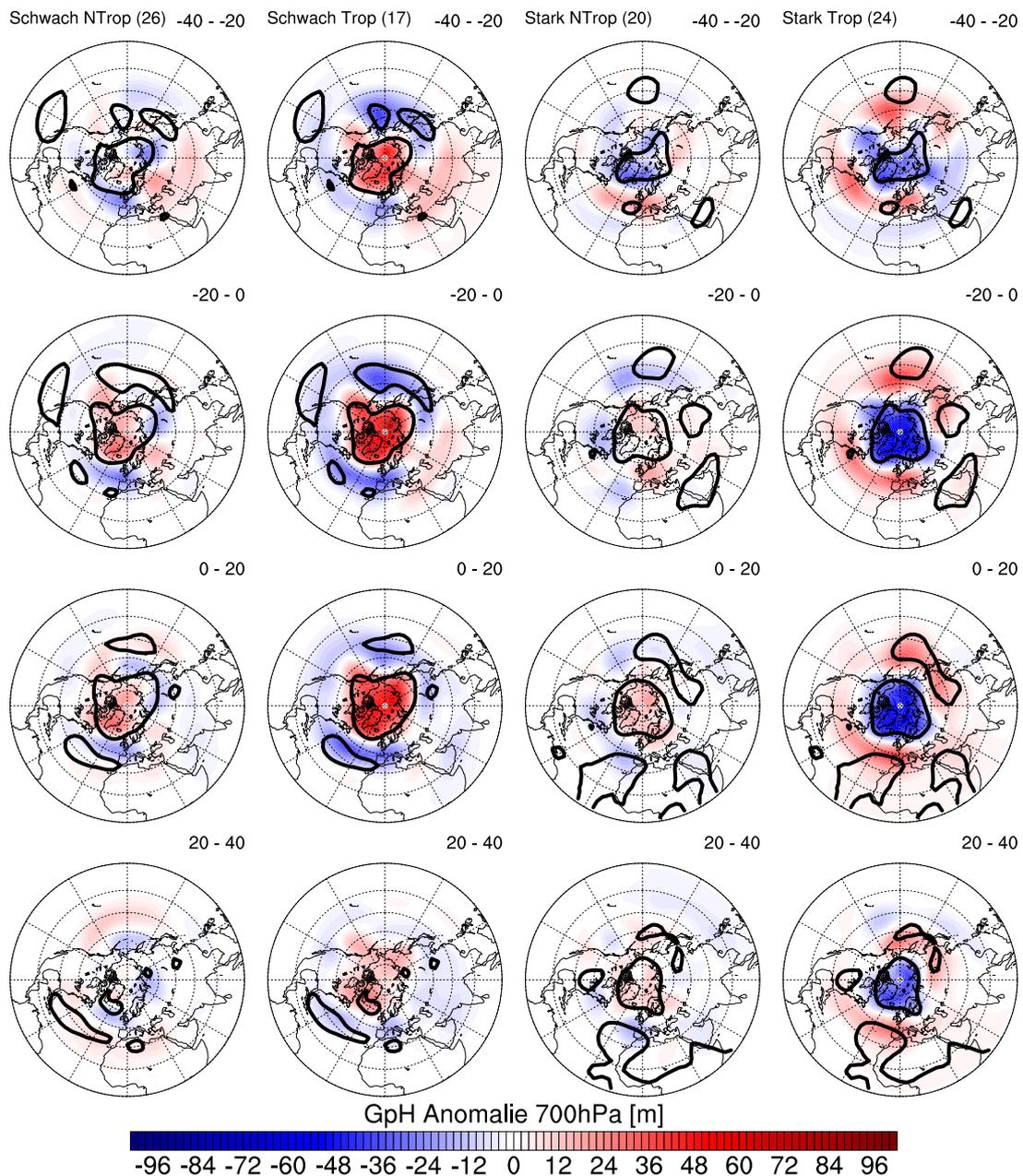


Abbildung 5.11: Wie in Abb. 5.5 nur von 40 Tage vor bis 40 Tage nach dem troposphärischen zentralen Tag.

nisse mit abwärtspropagierendem Signal zu finden, jedoch von signifikant schwächerer Amplitude und verminderter räumlicher Ausdehnung.

### 5.2.2 Nordatlantische Oszillation (NAO)

Abb. 5.10 zeigt, dass die bodennahen Winde in der nordatlantischen Region durch ein abwärtspropagierendes Signal besonders stark beeinflusst sind und dort Änderungen von bis zu  $\pm 30\%$  im Vergleich zur Klimatologie hervorrufen können. Die nordatlantischen

Strukturen stehen in engem Zusammenhang mit der NAO und dem NAO Index. Letzterer stellt ein Maß für die Stärke der Westwinddrift und für das Klima in Europa dar.

Für die strukturelle Untersuchung der Wirkung ( $\pm 40$  Tage um den troposphärischen zentralen Tag), insbesondere in Bezug auf die NAO, werden polarstereographische Darstellungen der GpH Anomalie in 700 hPa verwendet (Abb. 5.11).

Entsprechend dem zonalsymmetrischen Muster der GpH Anomalie in der Stratosphäre (Abb. 5.1), ist in der Troposphäre um den troposphärischen zentralen Tag ein gleichgeartetes Muster der GpH Anomalie mit positiven Werten nördlich von etwa  $50^\circ\text{N}$  und entgegengesetzten Werten in den mittleren Breiten zu finden. Die Strukturen der GpH Anomalie in 700 hPa für Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal zeigen signifikante Unterschiede in der Polarregion und in den mittleren Breiten im Bereich des Pazifiks und Atlantiks. In der Polarregion ist die GpH im Vergleich zur Klimatologie erhöht. In der Region des Pazifiks und Atlantiks ist eine signifikante Abnahme der GpH zu finden. Die Abnahme der GpH über dem Pazifik stellt allerdings nur in den 40 Tagen vor dem troposphärischen zentralen Tag einen signifikanten Unterschied dar.

Auch die troposphärische GpH Anomalie der Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal weist um den troposphärischen zentralen Tag ein gleichgeartetes Muster wie die GpH Anomalie in 30 hPa auf (Abb. 5.1). Ebenso wie bei den Schwachwirbelereignissen mit abwärtspropagierendem Signal ist die Umkehr des Vorzeichens der GpH Anomalie bei etwa  $50^\circ\text{N}$  zu finden. In der Polarregion nimmt die troposphärische GpH ab. Diese Änderung ist über die gesamten 80 Tage um den troposphärischen zentralen Tag signifikant. In den mittleren Breiten im Pazifik ist eine Zunahme der GpH bis 20 Tage nach dem troposphärischen zentralen Tag zu finden. Ab dem troposphärischen zentralen Tag ist auch über dem Atlantik eine signifikante positive GpH Anomalie erkennbar. Im Falle der Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal sind die Änderungen in der Polarregion und den mittleren Breiten von schwacher Amplitude.

Das für Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal auftretende räumliche Muster entspricht einer negativen (positiven) Phase der NAO, welche eine Abschwächung (Verstärkung) der Westwinddrift bedeutet und negative (positive) Temperaturanomalien über Zentral- und Nordeurasien zur Folge hat. Dies ist konsistent mit der in Abb. 5.10 gezeigten Veränderung der bodennahen Winde.

Abb. 5.12 zeigt den zeitlichen Verlauf des NAO Index. Der NAO Index wird mittels empirischer Orthogonalfunktion (EOF) der standardisierten GpH Anomalie in 700 hPa in dem Gebiet  $30^\circ\text{N}$ - $75^\circ\text{N}$  und  $260^\circ\text{W}$ - $30^\circ\text{O}$  (Nordatlantik) berechnet. Er ist durch die Zeitreihe der ersten EOF definiert und ist einheitslos. Aus der Darstellung ist zu erkennen, dass die Stratosphäre einen signifikanten Einfluss auf die Entwicklung der NAO um den troposphärischen zentralen Tag hat. Die signifikante Beeinflussung der NAO durch Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal dauert bis zu 40 Tage um den troposphärischen zentralen Tag an. Im Falle der Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal ist eine signifikante Beeinflussung der NAO lediglich 20 Tage nach dem troposphärischen zentralen Tag zu finden. Ein Schwachwirbelereignis (Starkwirbelereignis) mit abwärtspropagierendem Signal führt zu einer negativeren (positiveren) Phase der NAO. Die Phase der NAO ist nicht entscheidend für die Frage, ob eine signifikante Signalpropagation stattfindet oder nicht.

Zusammenfassend zeigen die vorangegangenen Analysen, dass die Abwärtspropagation nicht nur einen Einfluss auf die Entwicklung der Winde in der freien Troposphäre, sondern auch auf die Winde in der bodennahen Schicht hat. Der stärkste Einfluss der

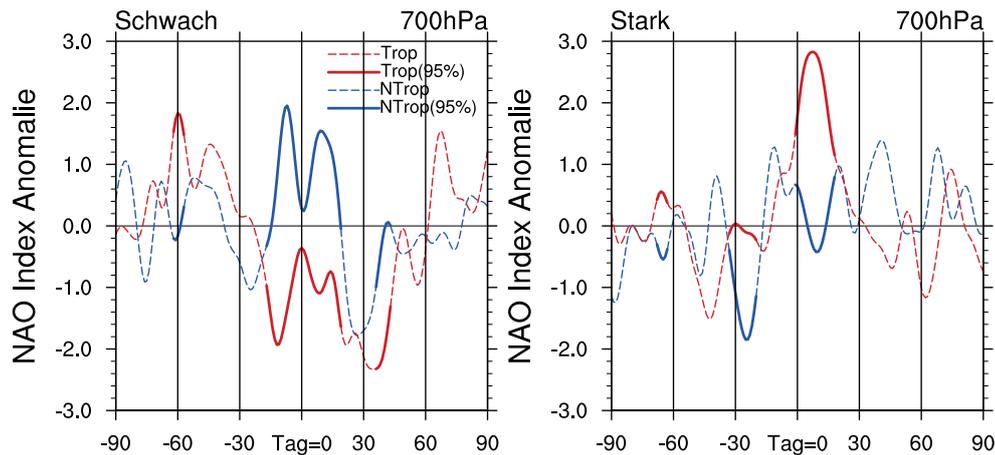


Abbildung 5.12: Zeitliche Entwicklung der Abweichung des NAO Index vom klimatologischen Mittelwert in 700 hPa für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- ('Trop') und nicht abwärtspropagierendem ('NTrop') Signal. Fettdruck beschreibt signifikante Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf dem 95% Level.

Stratosphäre ist in der Region des Nordatlantiks zu finden.

### 5.3 Zusammenfassung und Fazit

Die wichtigsten Ergebnisse der in diesem Kapitel durchgeführten Untersuchungen zur dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in der Nordhemisphäre sind nachfolgend zusammengefasst.

#### Wie wirkt sich eine polare stratosphärische Störung im Winter auf die Troposphäre aus?

- Eine aus der polaren Stratosphäre abwärts in die Troposphäre propagierende Störung hat einen unmittelbaren Einfluss auf die Winde in den mittleren Breiten bis  $45^{\circ}\text{N}$ . Dieser sog. direkten Reaktion des Windes ist ein indirekter Effekt von entgegengesetztem Vorzeichen in den mittleren Breiten südlich von  $45^{\circ}\text{N}$  zuzuordnen.
- Die direkten Reaktionen der Troposphäre auf die Signalpropagation aus der polaren Stratosphäre sind eine signifikante Veränderung (im Vergleich zur Klimatologie) im Wind in 700 hPa von maximal  $\pm 20\%$  ( $\pm 2,5 \text{ m s}^{-1}$ ), im Wind in der bodennahen Schicht von maximal  $\pm 30\%$  ( $\pm 3 \text{ m s}^{-1}$ ) und in der troposphärischen GpH Anomalie von maximal  $\pm 2\%$  ( $\pm 50 \text{ m}$ ). Die Verstärkung (Abschwächung) der Windgeschwindigkeit ist im Falle der Starkwirbelereignisse (Schwachwirbelereignisse) zu finden.
- Der indirekte Effekt der Abwärtspropagation einer polaren stratosphärischen Störung beträgt etwa 50% der direkten Wirkung mit einer Windgeschwindigkeitsänderung von maximal  $\pm 1,5 \text{ m s}^{-1}$ . Eine Verstärkung (Abschwächung) der Windge-

schwindigkeit ist im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) zu finden.

- Die direkte Wirkung der abwärtspropagierenden stratosphärischen Störung auf die Troposphäre dauert etwa 80 Tage ( $\pm 40$  Tage um die maximale troposphärische Störung). Der indirekte Effekt hält kürzer an (etwa 60 Tage statt 80 Tage). Er beginnt später und endet früher als die direkte Wirkung.
- Die maximalen Änderungen des bodennahen Windes aufgrund der Abwärtspropagation des stratosphärischen Signals sind im Bereich des Nordatlantiks zu finden. Die Stratosphäre beeinflusst die Entwicklung der NAO.

### **Welche Bedeutung hat die Troposphäre für die Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre?**

- Ob sich eine polare stratosphärische Störung in die Troposphäre ausbreitet oder nicht ist unabhängig von:
  - 1) der Stärke der Störung in der polaren Stratosphäre (d.h. die GpH Anomalie in 30 hPa) und
  - 2) der räumlichen Struktur der GpH Anomalie in 30 hPa und damit vom Typ des Stark- oder Schwachwirbelereignisses (konsistent mit Charlton und Polvani, 2007).
- Analysen der Wellenaktivität in den mittleren Breiten zeigen eine unabhängige Entwicklung von troposphärischer und stratosphärischer Wellenstörung im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal. Im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal ist eine signifikant verstärkte (abgeschwächte) planetare Wellenaktivität in der mittleren und oberen Troposphäre zu finden. Die Stratosphäre weist keinen statistisch signifikanten Unterschied beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf.
- Die Stärke des troposphärischen Strahlstroms bei etwa  $50^\circ\text{N}$  ist im Vergleich zur Klimatologie im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit signifikanter Abwärtspropagation um  $3\text{ m s}^{-1}$  im Höhenbereich von 700 hPa bis 150 hPa abgeschwächt (verstärkt). Diese Änderung der troposphärischen Zonalwindgeschwindigkeit ist bereits zwei bis drei Monate vor der stärksten Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre zu erkennen.
- Der Extremwert des meridionalen Windgradienten bei  $45^\circ\text{N}$  verschiebt sich in den drei Monaten vor dem troposphärischen zentralen Tag von der mittleren Troposphäre in die obere Troposphäre. Dies ermöglicht eine vertikale Wellenausbreitung in höhere Schichten der Troposphäre (Charney und Drazin, 1961). Im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) ist der meridionale Windgradient abgeschwächt (verstärkt) und deutet auf eine verminderte (verstärkte) Baroklinität der Atmosphäre hin.

### **Welche Prozesse sind verantwortlich für die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre?**

- Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit einer signifikanten Signalpropagation bis in die untere Troposphäre weisen in den mittleren Breiten bis zu

drei Monate vor der stärksten Beeinflussung der Troposphäre eine um etwa  $\pm 3\%$  (im Vergleich zum mittleren Zustand) verstärkte (abgeschwächte) troposphärische Wellenaktivität (insbesondere der planetaren Wellen) auf. Diese, von der mittleren in die obere Troposphäre aufsteigende, troposphärische Wellenamplitudenänderung entwickelt sich unabhängig von der absinkenden stratosphärischen Wellenamplitudenänderung.

- Die verstärkte (abgeschwächte) troposphärische Wellenaktivität in den mittleren Breiten äußert sich in einer verstärkten (verminderten) Wellendissipation im Bereich des troposphärischen Strahlstroms bei etwa  $45^\circ\text{N}$  bis in Höhen von 150 hPa. Die Wellendissipation führt zu einem Impulsübertrag und einer Abschwächung (Verstärkung) der Zonalwindgeschwindigkeit in der Troposphäre.

Die Untersuchungen der transienten Simulationen des E39CA in diesem Kapitel zeigen, dass im Modell (wie auch in den Beobachtungen - in Kap. 4 gezeigt) nicht jede polare stratosphärische Extremsituation im Winter einen gleichbedeutenden Einfluss auf die troposphärische Dynamik ausübt. Die Konditionierung für eine verstärkte Abwärtspropagation geschieht bereits zwei bis drei Monate vor der stärksten Reaktion der Troposphäre. Die Vorhersagbarkeit des Einflusses stratosphärischer Störungen ist sowohl abhängig von der Entwicklung der Troposphäre, als auch dem Zustand der Stratosphäre. Ihre Bedeutung wird detaillierter in Abschnitt 5.7 diskutiert.

Falls in den mittleren Breiten der Troposphäre eine dynamische Extremsituation mit erhöhter (verminderter) dynamischer Variabilität und planetarer Wellenaktivität und verstärktem (abgeschwächtem) troposphärischen Strahlstrom bei  $45^\circ\text{N}$  besteht, und gleichzeitig in der winterlichen Stratosphäre eine Schwachwirbelsituation (Starkwirbelsituation) existiert, führt diese Konstellation zu einer deutlichen Abwärtspropagation der stratosphärischen Störung etwa zwei Monate später und hält bis zu vier Monate später an.

## 5.4 Ursachenforschung - Südhemisphäre

Die in Abschnitt 4.3.2 durchgeführten Untersuchungen für die Südhemisphäre zeigen, dass auch in einer dynamisch wenig aktiven Südhemisphäre statistisch signifikante Abweichungen vom klimatologischen Mittel in der GpH Anomalie gefunden werden. Diese deuten auf eine im Vergleich zur Klimatologie verfrühte (Schwachwirbelereignis) oder verspätete (Starkwirbelereignis) Umkehr der stratosphärischen Winter- auf die Sommerzirkulation hin. Diese Abweichungen sind im Vergleich zur Nordhemisphäre schwächer und treten nicht in der Winterjahreszeit (wie in der Nordhemisphäre), sondern in der Übergangsjahreszeit von Winter zu Sommer auf (OND). Ebenfalls wird deutlich, dass auch eine Unterscheidung der Stärke der troposphärischen Reaktion möglich ist. Aufgrund der verringerten dynamischen Variabilität in der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre wird generell eine geringere Anzahl an Ereignissen gefunden. Dies unterstreicht nochmal die Notwendigkeit von langen Datenreihen, die nur durch Modellsimulationen gegeben ist.

Im Allgemeinen weisen die südhemisphärischen Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal eine höhere Propagationsdauer auf als die nordhemisphärischen Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal. Dies ist begründet durch die verminderte Wellenaktivität in der südlichen Stratosphäre im Vergleich zur nördlichen Stratosphäre. Die

Interaktion zwischen Wellenpropagation, Wellendissipation und Grundstrom ist weniger stark ausgeprägt als in der Nordhemisphäre. Die Prozesse laufen somit langsamer ab. Dies führt zu einer verlangsamten Signalausbreitung aus der Stratosphäre in die Troposphäre und damit zu einer höheren Propagationszeit in der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre.

Außerdem wird deutlich, dass die Stärke der troposphärischen Reaktion, welche auf eine stratosphärische Signalpropagation folgt, unabhängig von der Stärke der stratosphärischen Störung in der Polarregion ist. Signifikante Unterschiede im stratosphärischen Zustand resultieren aus verschiedenen Auftrittzeitpunkten der maximalen (minimalen) GpH Anomalie (Abschnitt 4.3.2). Die Unabhängigkeit der troposphärischen Reaktion von der Stärke der stratosphärischen Störung führt auch in der Südhemisphäre zur Hypothese, dass das troposphärische Verhalten außerhalb der Polarregion aktiv an der Stärke der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre beteiligt ist.

#### 5.4.1 Stratosphärische Signalpropagation

Aufgrund der verringerten Variabilität und damit Wellenaktivität in der Südhemisphäre sind die räumlichen Strukturen aller Extremereignisse der Südhemisphäre meteorologisch als Starkwirbelereignisse zu interpretieren, wie in Abb. 5.13 gezeigt. Trotzdem kann natürlich auch in der Südhemisphäre zwischen positiven Abweichungen und negativen Abweichungen vom klimatologischen Mittelwert der GpH unterschieden werden (Abschnitt 4.3.2).

Die stratosphärischen Muster der absoluten GpH in 30 hPa zeigen für alle vier Klassen von Ereignissen die Muster eines ausgeprägten Wirbels (Starkwirbel) mit einer zonalsymmetrischen Verteilung der GpH. Dabei befindet sich das Minimum der GpH über dem Polargebiet und nimmt zu den mittleren Breiten hin zu. Lediglich die Maximal- und Minimalwerte der GpH unterscheiden sich zwischen den einzelnen Klassen, insbesondere im Falle der Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal. Eine signifikante Unterscheidung der Absolutwerte der GpH in 30 hPa für Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal ist nur im Falle der Starkwirbelereignisse zu finden und auf eine verschieden große räumliche Breitenausdehnung des Bereichs der GpH zurückzuführen. Diese ändert allerdings nichts an der zonalsymmetrischen Struktur, die für die südhemisphärische Stratosphäre kennzeichnend ist.

Die Strukturen der Abweichungen der GpH in der Stratosphäre während Stark- bzw. Schwachwirbelereignissen sind in Abb. 5.13 dargestellt. Sie zeigen, dass die für die neue Methode angewandte zonale Mittelbildung und die Breitenmittelung über den Breitenbereich 60°S-90°S aufgrund einer zonalsymmetrischen Struktur erlaubt und sinnvoll ist. Die GpH Anomalie hat ihre Minimal-/Maximalwerte über dem Polargebiet mit einer Zu-/Abnahme hin zu den mittleren Breiten. Der stärkste meridionale Gradient der GpH Anomalie liegt im Breitenbereich zwischen 50°S-60°S. Die Stärke der stratosphärischen Störung stellt eine Abweichung von  $\pm 2,5\%$  ( $\pm 250 m$ ) vom klimatologischen Wert der GpH in 30 hPa dar.

Die generelle stratosphärische Struktur der absoluten GpH Felder und der GpH Anomalie weisen in kleinräumigen Gebieten signifikante Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf. Diese deuten auf keine generellen Strukturunterschiede hin. Die Zonalsymmetrie bleibt erhalten. Die Unabhängigkeit der Signalpropagation von der räumlichen Struktur der GpH in 30 hPa ist auch hier, wie in der Nordhemisphäre, zu finden und erfordert weitere Untersuchungen bzgl.

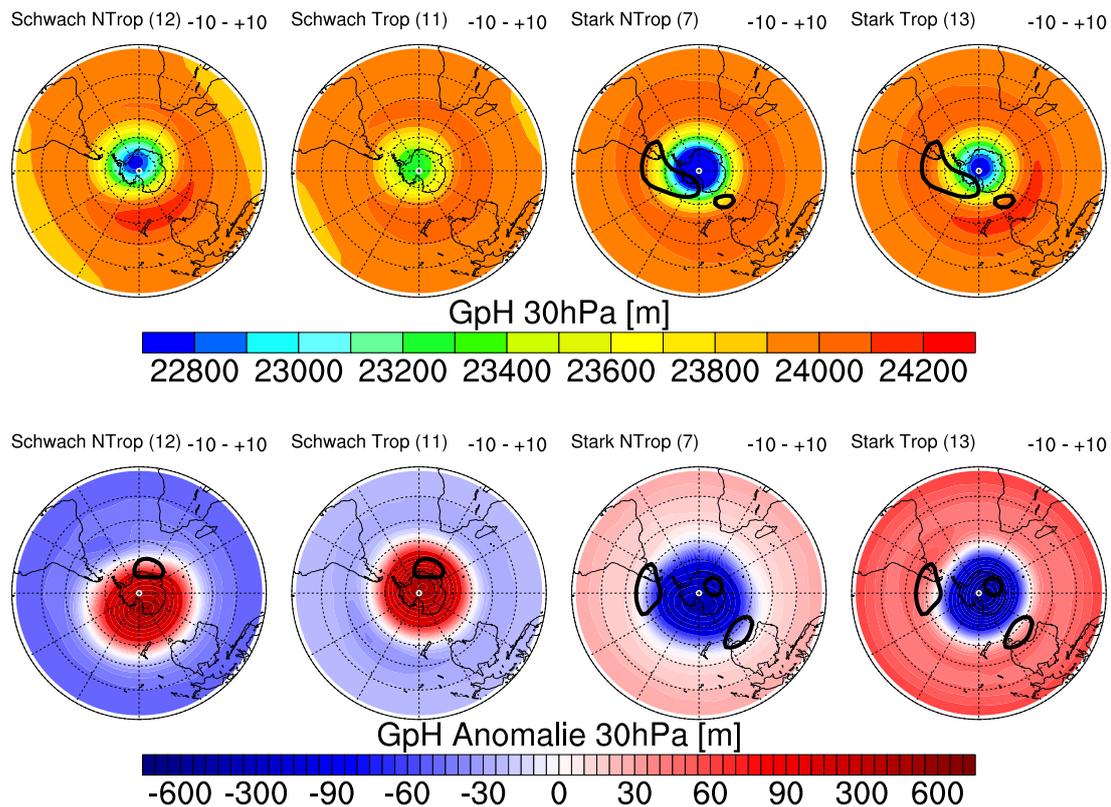


Abbildung 5.13: Wie in Abb. 5.1 nur für die Südhemisphäre.

der Beteiligung der Troposphäre an einer verstärkten Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre.

Bereits aus früheren Studien basierend auf Modelldaten und Beobachtungsdatensätzen ist bekannt, dass sich Anomalien bspw. im Zonalwind oder in der GpH von der Stratosphäre in die Troposphäre ausbreiten (Thompson und Solomon, 2002, 2005; Gillett und Thompson, 2003). Wie auch in der Nordhemisphäre soll hier die Signalpropagation der GpH Anomalie mittels einer Kreuz-Korrelation Analyse untersucht werden (Anhang A.3).

Abb. 5.14 zeigt die maximale Korrelation der GpH Anomalie am südlichen Referenzgitterpunkt (87,16°S; 30 hPa) mit der GpH Anomalie in der gesamten Südhemisphäre in den 90 Tagen um den stratosphärischen zentralen Tag. Aus Abb. 5.13 ist zu erkennen, dass die maximale (minimale) GpH Anomalie an diesem Gitterpunkt liegt, deshalb wird ausgehend von diesem die Signalausbreitung untersucht. Die Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal weisen hohe Korrelationswerte (Korrelationskoeffizient > 0,8) im Polargebiet bis hin zu 50°S oberhalb der Tropopause auf. Speziell im Falle der Starkwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal ist zugleich unterhalb der Tropopausenregion, jedoch nicht im gesamten Polargebiet, ein hoher Korrelationskoeffizient zu finden. Das deutet darauf hin, dass die südhemisphärischen Starkwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal einen weniger deutlichen Unterschied zwischen signifikanter Abwärtspropagation und insignifikanter Abwärtspropagation des Signals darstellen, als Starkwirbelereignisse der Nordhemisphäre. Dies ist einleuchtend hinsichtlich der Tatsache, dass der mittlere Zustand der polaren Südhemisphäre dem

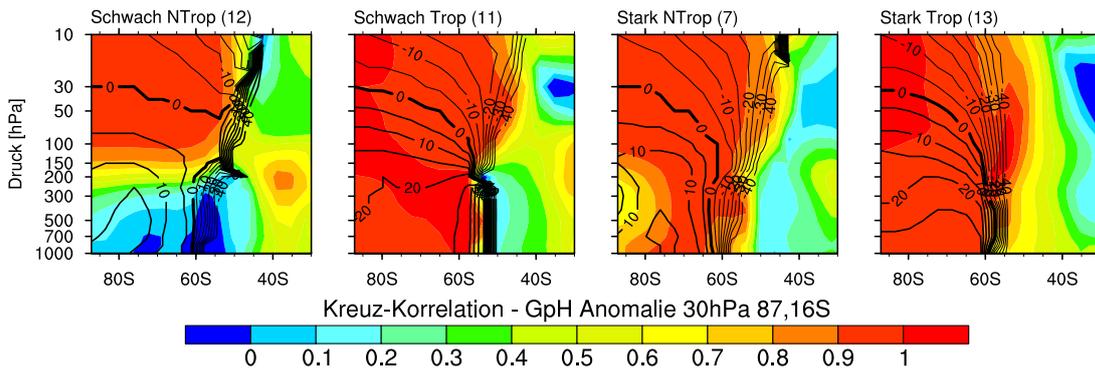


Abbildung 5.14: Wie in Abb. 5.2 nur für den südlichsten Gitterpunkt ( $87,16^{\circ}\text{S}$ ) in 30 hPa und die GpH Anomalie in der gesamten Südhemisphäre.

eines Starkwirbelereignisses entspricht. Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal weisen sowohl in der Stratosphäre als auch in der Troposphäre Korrelationswerte  $> 0,8$  auf. Hier ist die räumliche Ausdehnung der Störung der GpH in der Stratosphäre bis zu  $50^{\circ}\text{S}$ , in der Troposphäre jedoch nur bis zu  $55^{\circ}\text{S}$ .

Die Konturlinien in Abb. 5.14 geben den Auftrittszeitpunkt der maximalen Korrelation zwischen der GpH Anomalie am südlichen Referenzgitterpunkt und der GpH Anomalie in der gesamten Südhemisphäre an. Mithilfe der Konturlinien kann die Propagationsdauer der Störung ausgehend vom Referenzgitterpunkt dargestellt werden. Dabei beschreiben die dünnen (dicken) Konturlinien aus welcher Region die Störung kommt (in welche Region sie sich ausbreitet). Die dickste Linie beschreibt die Änderungen direkt am stratosphärischen zentralen Tag ( $\text{Tag}=0$ ). Das Signal wird in der Stratosphäre generiert und propagiert bis zur Tropopause (im Falle der Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal), denn unterhalb dieser Region sind die Korrelationswerte nur etwa 0,1. Im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal wandert das Signal bis in die untere Troposphäre, wie es auch in der Nordhemisphäre geschieht.

Die mittlere Propagationsdauer der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal liegt bei etwa 30 Tagen. Dies ist konsistent mit den Ergebnissen aus Abb. 4.13. Das Signal der Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal breitet sich innerhalb von durchschnittlich 15 Tagen aus, bis es an der Tropopause gedämpft wird. Das Signal der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal benötigt durchschnittlich ein bis zwei Wochen länger bis es die untere Troposphäre erreicht. Dies ist begründet durch eine schwächer ausgeprägte dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre und damit langsamer ablaufende Prozesse in der Südhemisphäre. Aufgrund dessen tritt bei einem verlängerten Propagationsweg im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal (von der Tropopause bis in die untere Troposphäre) eine deutlich erhöhte Dauer der Signalpropagation im Vergleich zu den Ereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal auf.

Ausgehend vom Referenzgitterpunkt in 30 hPa breitet sich die GpH Anomalie sowohl nach unten als auch in die mittleren Breiten aus. Dies geschieht in allen Fällen bis hin zu etwa  $50^{\circ}\text{S}$  in der Stratosphäre. Der Ursprung des stratosphärischen Signals ist in den mittleren Breiten der Stratosphäre zu finden, da hier die Wellendissipation geschieht. Von hier aus breitet sich das Signal in die stratosphärische Polarregion bis zum Referenzgitterpunkt aus. In der Troposphäre ist die Ausbreitung des Signals jedoch

nicht nördlicher als  $55^\circ\text{S}$  im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal. Im Vergleich zur Nordhemisphäre ist die räumliche Ausbreitung der GpH Anomalie in der Stratosphäre aus den mittleren Breiten in der Südhemisphäre begrenzter ( $55^\circ\text{S}$  im Vergleich zu  $45^\circ\text{N}$ ). Die Gründe hierfür liegen an der erhöhten Variabilität der nordhemisphärischen GpH. Die Wirbelgrenze ist in der Nordhemisphäre nicht über die Zeit konstant an einem Ort, sondern variabler als in der Südhemisphäre. Dies führt zu einer großräumigeren Beeinflussung der Nordhemisphäre als der Südhemisphäre während stratosphärischen Extremereignissen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass stratosphärische Störungen abwärts propagieren entweder bis zur Tropopause oder bis in die untere Troposphäre. Letztere haben einen direkten Einfluss auf die troposphärische Polarregion und die mittleren Breiten bis zu  $55^\circ\text{S}$ . Die Ausbreitung der stratosphärischen Störung ist in dieser Region am wichtigsten für die Beeinflussung der troposphärischen Dynamik. In dieser Region spricht man wie in der Nordhemisphäre von einem unmittelbaren Effekt der stratosphärischen Störung.

#### 5.4.2 Stratosphärische und troposphärische Wellenaktivität

Wie in der Nordhemisphäre ist in der Südhemisphäre eine veränderte Wellenaktivität in den mittleren Breiten verantwortlich für anomale stratosphärische Zustände. In Abschnitt 3.3 wurde bereits detailliert erläutert, dass die Wellenaktivität (insbesondere die der planetaren Wellen) in der Südhemisphäre deutlich geringer als in der Nordhemisphäre aufgrund der verringerten Wellenanregung ist. Bereits geringe Abweichungen vom klimatologischen Mittel haben eine signifikante Bedeutung. Die Bewertung des Modells E39CA in Kap. 3 zeigt außerdem, dass die Variabilität im Modell im Vergleich zu den ERA-40 Reanalyse Daten verringert ist. Dies ist auf einen Kältefehler insbesondere in der südhemisphärischen Polarregion im Modell zurückzuführen (Abschnitt 2.1.2). Dieser Kältefehler hat jedoch keine Auswirkungen auf die in dieser Arbeit durchgeführten Analysen und ist ausschließlich für die meteorologische Interpretation der Ergebnisse von Bedeutung.

Im Nachfolgenden wird die Wellenamplitude der GpH Anomalie für die Summe der Wellenzahlen 1-10 der vier Klassen von Ereignissen untersucht (Abb. 5.15). Die Summe der Wellenzahlen ist zusätzlich aufgespalten in planetare Wellen mit den Wellenzahlen 1-3 und kleinere Wellen mit den Wellenzahlen 4-7. Die Klimatologie der Wellenamplitude in der GpH der Summe der Wellenzahlen 1-10 ist in Abb. 3.16 zu finden.

Die Wellenamplitude der GpH Anomalie der Summe der Wellenzahlen 1-10 zeigt für Schwachwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal eine erhöhte Wellenamplitude in der Stratosphäre bis zum troposphärischen zentralen Tag und ab diesem Zeitpunkt eine reduzierte Störung. Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal weisen eine erhöhte Wellenamplitude bis etwa 30 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag und danach eine Abnahme der Wellenstörung auf. Rückgreifend auf Abb. 4.15 ist zu erkennen, dass das Maximum der GpH Anomalie in 30 hPa der Schwachwirbelereignisse zeitgleich mit der Umkehr des Vorzeichens der Änderung der Wellenamplitude erfolgt. Dies ist plausibel, da sich beim Vorzeichenwechsel der Änderung der Wellenamplituden das Maximum der Störung und damit das Maximum der GpH Anomalie in der Stratosphäre befindet.

Diese Interpretation der Wellenamplituden für Schwachwirbelereignisse ist sinngemäß übertragbar auf die Wellenamplitude der Wellenzahlen 1-10 für Starkwirbelereignisse. Dort ist der Vorzeichenwechsel der Wellenamplitude für Ereignisse mit abwärts-

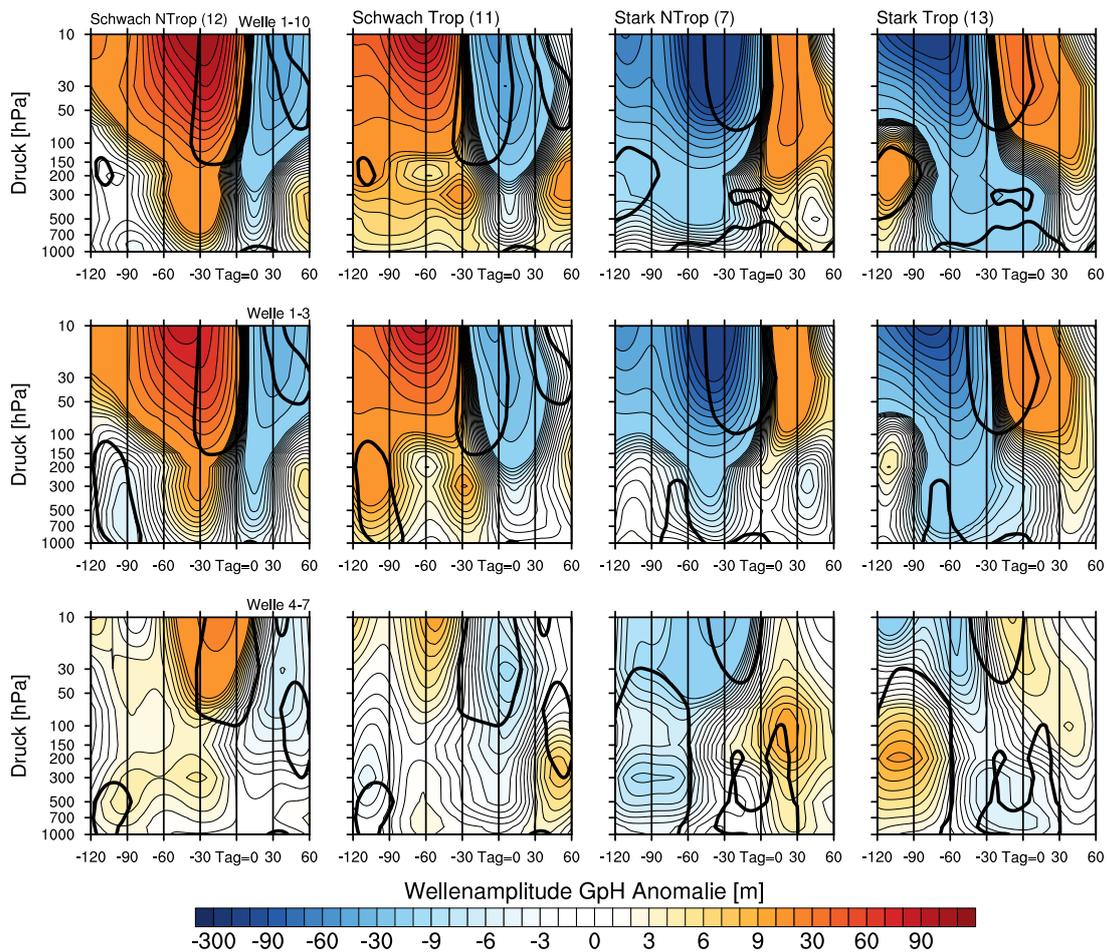


Abbildung 5.15: Wie Abb. 5.3 nur für die Südhemisphäre in dem Breitenbereich  $40^{\circ}\text{S}$ - $70^{\circ}\text{S}$ .

propagierendem Signal etwa 30 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden, während die Vorzeichenumkehr der Wellenamplitude der Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal am troposphärischen zentralen Tag zu finden ist. Der Übergangzeitpunkt von negativer zu positiver Wellenamplitudenänderung stimmt zeitlich mit dem Minimum der GpH Anomalie für Starkwirbelereignisse überein (Abb. 4.15).

Die stratosphärischen Änderungen der Wellenamplitude der GpH Anomalie (im Vergleich zum klimatologischen Mittelwert) betragen, sowohl für Schwach- als auch Starkwirbelereignisse, maximal  $100\text{ m}$  und sind damit unter dem Wert der Nordhemisphäre (maximal  $200\text{ m}$ ). Aufgrund der verminderten dynamischen Aktivität in der Südhemisphäre sind auch die Abweichungen vom klimatologischen Mittel geringer.

Die Änderung der Wellenamplitude und damit Wellenaktivität der Summe der Wellenzahlen 1-10 weist signifikante Unterschiede in der Stratosphäre beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf. Diese stratosphärische Diskrepanz ist prinzipiell auf das zeitlich verschiedene Auftreten des Maximums (Minimums) der GpH Anomalie im Hinblick auf den troposphärischen zentralen Tag zurückzuführen, wie vorangegangen bereits erklärt (Abschnitt 4.3.2). Trotzdem sei hier nochmal betont, dass auch in der Südhemisphäre die Stärke der polaren stratosphä-

rischen Störung nicht verantwortlich für die Abwärtspropagation ist (Abb. 4.13).

Signifikante Unterschiede in der Änderung der Wellenaktivität für die Summe der Wellenzahlen 1-10 sind in der oberen Troposphäre 120 Tage vor und in der unteren Troposphäre um den troposphärischen zentralen Tag im Falle der Starkwirbelereignisse zu finden.

Eine Zerlegung der Wellenamplituden in kleinerskalige und planetare Anteile zeigt, dass sowohl die stratosphärischen als auch die troposphärischen Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierenden Ereignissen durch eine Änderung der Wellenaktivität der planetaren Wellen erklärt werden. Zudem zeigen insbesondere die planetaren Wellen für Schwachwirbelereignisse etwa 120 bis 90 Tage (für Starkwirbel etwa 90 bis 60 Tage) vor dem troposphärischen zentralen Tag eine signifikant unterschiedliche Wellenamplitude in der Troposphäre. Im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal ist die Wellenamplitude im Vergleich zur Klimatologie um etwa 3% (maximal 30 m) erhöht (abgeschwächt). Sie ist damit von gleicher Größenordnung wie die absoluten Änderungen der troposphärischen Wellenaktivität zwei bis drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag in der Nordhemisphäre.

Zusammenfassend zeigt die Analyse der Wellenaktivität vergleichbare Eigenschaften wie in der Nordhemisphäre. In der Südhemisphäre sind die signifikanten Unterschiede zwischen Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal durch veränderte planetare Wellenaktivität in der Stratosphäre und unteren Troposphäre durchschnittlich drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag begründet. Die Bedeutung der planetaren Wellen in der Troposphäre an der Summe der Wellen mit Wellenzahlen 1-10 ist in der Südhemisphäre geringer als in der Nordhemisphäre, begründet durch die verringerte Aktivität der planetaren Wellen. Trotzdem liefern auch in der Südhemisphäre die planetaren Wellen den Beitrag für die signifikante Signalpropagation.

### 5.4.3 Zonalwind und vertikale Wellenpropagation

Entsprechend den Analysen in der Nordhemisphäre werden auch hier die vertikale Wellenausbreitung und des Weiteren die Wellendissipation in der Stratosphäre untersucht. Unter welchen Bedingungen eine Wellendissipation stattfindet ist in Abschnitt 1.2 zu finden.

Im klimatologischen Mittel herrschen im Winter und in der Übergangsjahreszeit in der Südhemisphäre sowohl in der Troposphäre als auch in der Stratosphäre Westwinde. Der Maximalwert des troposphärischen Strahlstroms in der Tropopausenregion liegt bei etwa 40°S-60°S in einer Höhe von 200 hPa. Aufgrund der verringerten Wellenaktivität ist die Variabilität der südlichen Stratosphäre verringert und impliziert im klimatologischen Mittel für den Winter stärkere Westwinde (etwa  $45 \text{ m s}^{-1}$ ) im Vergleich zur Nordhemisphäre (etwa  $30 \text{ m s}^{-1}$ ).

Abb. 5.16 zeigt die zeitliche Entwicklung der Zonalwindanomalie für die vier Klassen von Ereignissen. Die im Modell gefundenen Schwachwirbelereignisse (sowohl mit abwärts- als auch nicht abwärtspropagierendem Signal) sind durch eine Abschwächung der Zonalwindgeschwindigkeit von maximal  $15 \text{ m s}^{-1}$  im Vergleich zur Klimatologie in der Stratosphäre bei etwa 50°S bereits 100 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag charakterisiert. Im zeitlichen Verlauf schwächt sich der Westwind immer mehr ab, und das Minimum der Zonalwindänderung verschiebt sich in die Südpolarregion südlich von 60°S. Dies ist konsistent mit dem Resultat der Kreuz-Korrelation Analyse (Abb. 5.14).

Der Vergleich der Schwachwirbelereignisse mit abwärts- mit denen mit nicht abwärtspropagierendem Signal zeigt signifikante Unterschiede in den mittleren Breiten in der Stratosphäre bereits 80 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag. Hier ist im Falle der Ereignisse mit signifikanter Signalpropagation eine starke Abschwächung des Zonalwindes um bis zu  $10 \text{ m s}^{-1}$  im Vergleich zur Klimatologie zu finden. Zusätzlich ist das Minimum der Zonalwindanomalie in der Stratosphäre zu diesem Zeitpunkt weiter südlich als bei den Ereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal. Bereits 60 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag ist zusätzlich zur stratosphärischen Anomalie auch eine troposphärische Zonalwindabschwächung um etwa  $3 \text{ m s}^{-1}$  im Bereich des troposphärischen Strahlstroms zu finden. Ab diesem Zeitpunkt breitet sich die Zonalwindanomalie nach Süden in die Polarregion, nach unten und in die mittleren Breiten bis  $50^\circ\text{S}$ , im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal, aus. Die unmittelbare Reaktion der Signalpropagation einer stratosphärischen Störung in der Polarregion bis zu  $50^\circ\text{S}$  beträgt maximal  $10 \text{ m s}^{-1}$ . Diesem direkten Effekt ist eine vom Vorzeichen entgegengesetzte Zonalwindanomalie in der Troposphäre zwischen  $30^\circ\text{S}$ - $40^\circ\text{S}$  zuzuordnen. Diese beschreibt den indirekten Effekt oder die Fernwirkung der polaren Störung (Abschnitt 5.5). Die Stärke der Zonalwindänderung aufgrund der Fernwirkung beträgt etwa  $5 \text{ m s}^{-1}$ .

Die Schwachwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal weisen eine weniger ausgeprägte Ausbreitung der Zonalwindanomalie bis in die Troposphäre auf. Eine signifikante Abschwächung des troposphärischen Strahlstroms vor dem troposphärischen zentralen Tag ist in diesem Fall nicht zu finden.

Die zeitliche Entwicklung der Zonalwindanomalie für Starkwirbelereignisse zeigt in beiden Fällen (Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal) eine im Vergleich zur Klimatologie um maximal  $15 \text{ m s}^{-1}$  verstärkte Windgeschwindigkeit bei etwa  $50^\circ\text{S}$  in der Stratosphäre bis hinunter zu 500 hPa bereits 100 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag. Diese verstärkt sich im Laufe der Zeit und breitet sich in die Südpolarregion mit dem Maximum südlich von  $60^\circ\text{S}$  aus.

Signifikante Unterschiede im Zonalwind zwischen Starkwirbelereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal sind in der Stratosphäre und in der Troposphäre in den mittleren Breiten bereits 100 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden. In der Stratosphäre ist zu diesem Zeitpunkt eine Erhöhung der Zonalwindgeschwindigkeit von etwa  $10 \text{ m s}^{-1}$  erkennbar. Zeitgleich ist eine signifikante Verstärkung des troposphärischen Strahlstroms um maximal  $3 \text{ m s}^{-1}$  für Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal zu finden. Die Ausbreitung des stratosphärischen Signals in Form einer Zonalwindverstärkung geschieht von der polaren Stratosphäre in die untere Polarregion und in die mittleren Breiten bis  $50^\circ\text{S}$  (maximal  $10 \text{ m s}^{-1}$ ). Entsprechend den Geschehnissen der Schwachwirbelereignisse bildet sich auch für die Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal eine entgegengesetzte Zonalwindanomalie bei etwa  $40^\circ\text{S}$  aus, welche die Fernwirkung der Abwärtspropagation des Signals darstellt (maximale Windabschwächung um  $5 \text{ m s}^{-1}$ ).

Starkwirbelereignisse, die keine signifikante Signalpropagation bis in die untere Troposphäre aufweisen, zeigen wie erwartet eine verminderte Stärke der Zonalwindanomalie in der unteren Troposphäre. Die Verstärkung des troposphärischen Strahlstroms vor Erreichen des stratosphärischen Signals in der Troposphäre ist hier nur schwach ausgeprägt.

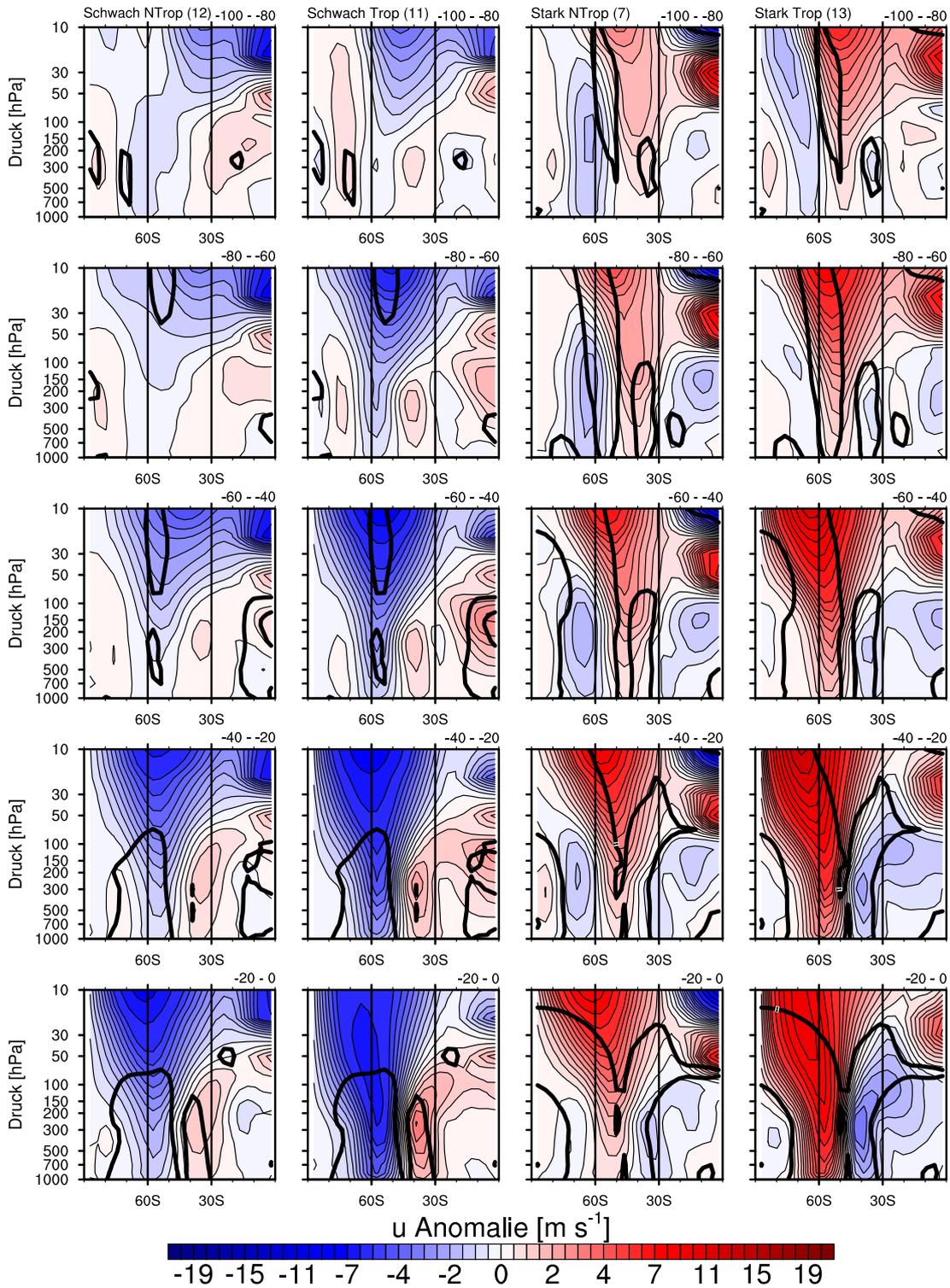


Abbildung 5.16: Wie in Abb. 5.4 nur für die Südhemisphäre.

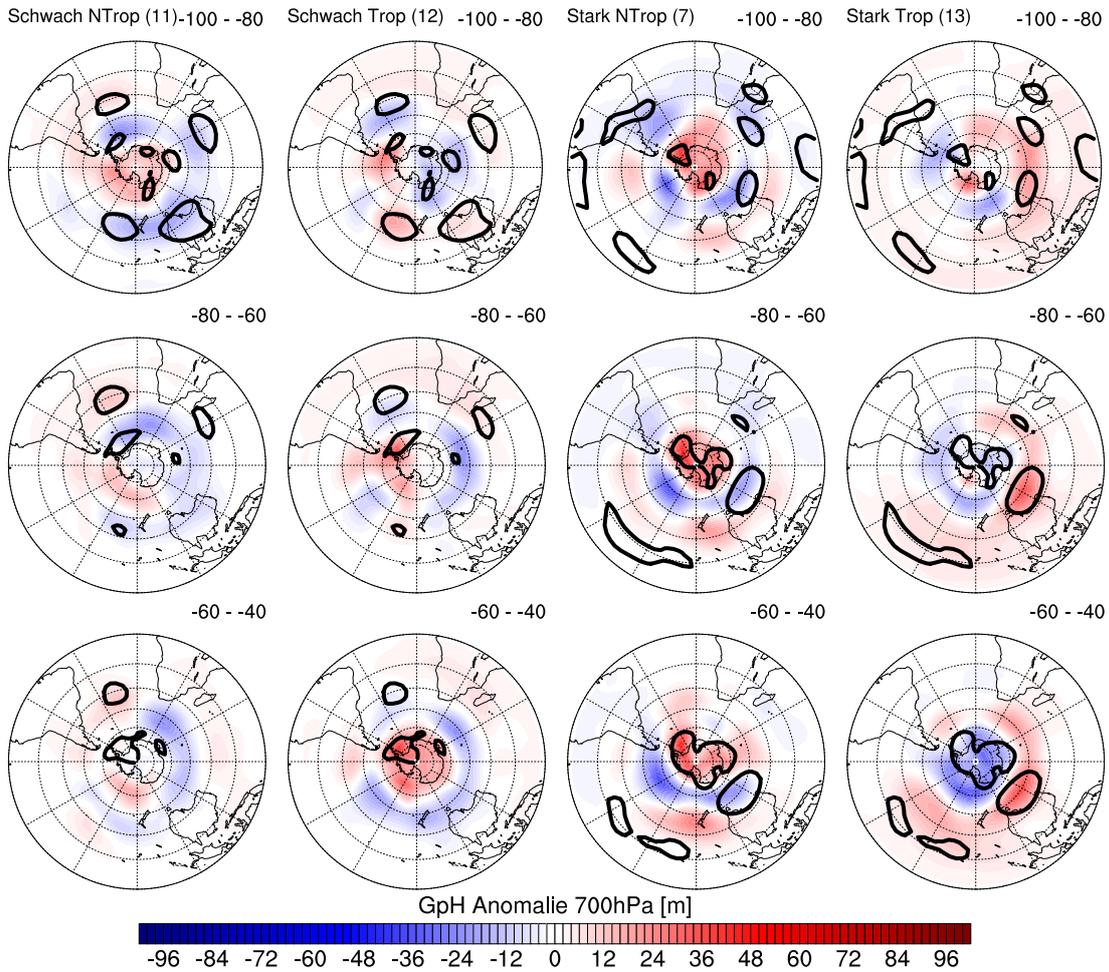


Abbildung 5.17: Wie in Abb. 5.5 nur für die Südhemisphäre.

Die Analyse des Zonalwindes zeigt, dass die Entscheidung, ob ein polares stratosphärisches Ereignis im Südfrühling starken oder schwachen Einfluss auf die Troposphäre hat, bereits durchschnittlich drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag getroffen wird. Nur im Falle der Ereignisse mit signifikanter Signalpropagation bis in die untere Troposphäre ist weit vor dem troposphärischen zentralen Tag eine signifikante Zonalwindänderung in den mittleren Breiten der Troposphäre und auch in der Stratosphäre zu finden. Somit scheint die Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre vorhersagbar. Dies geschieht durch das Mitwirken der Troposphäre zusätzlich zur Stratosphäre. Im Vergleich zur Nordhemisphäre sind die unmittelbare Reaktion im Zonalwind und deren Fernwirkung um etwa  $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$  polwärts verschoben, d.h. das gesamte Änderungsmuster liegt in der Südhemisphäre polnäher als in der Nordhemisphäre. Dies ist abermals begründet durch eine geringere dynamische Variabilität der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre. Die räumlichen Muster der GpH Anomalie sind in der Nordhemisphäre variabler, d.h. der Rand des Polarwirbels ist zeitlich variabel und hat damit ein größeres Beeinflussungsgebiet in den mittleren Breiten.

Im Nachfolgenden sollen die polarstereographischen Muster der GpH Anomalie in der Troposphäre näher betrachtet werden, um die Umstände der veränderten Zonalwind-

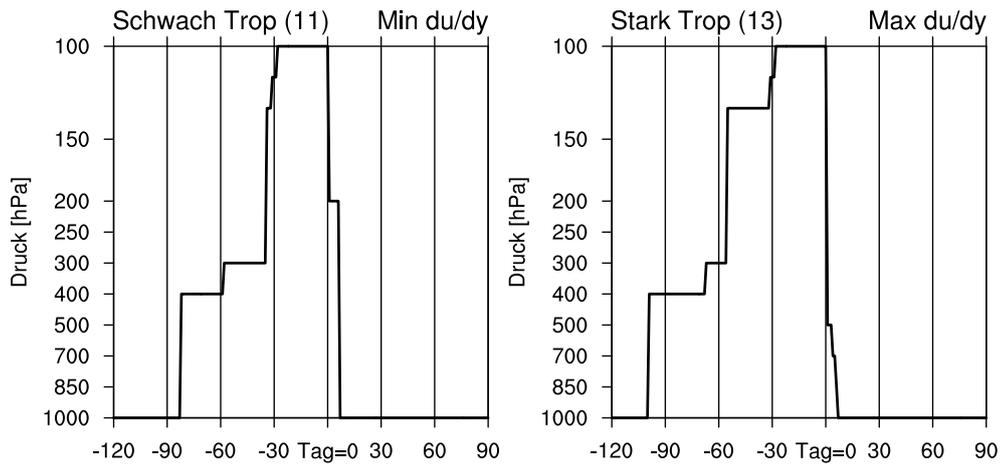


Abbildung 5.18: Wie in Abb. 5.6 nur für die Südhemisphäre bei 55°S.

bedingungen in der Stratosphäre und Troposphäre und der veränderten Wellenaktivität zu verstehen.

Abb. 5.17 zeigt den zeitlichen Verlauf der GpH Anomalie in 700 hPa 100 Tage bis 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag.

Die Änderungen der troposphärischen GpH Anomalie für Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal 60 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag zeigen eine von der Klimatologie abweichende GpH Anomalie über der antarktischen Halbinsel und in der südlichen Region des Atlantiks. Diese weist auf eine Abschwächung des meridionalen Gradienten der GpH Anomalie hin. Das ist konsistent mit einer Abschwächung des Zonalwindes bei 50°S. Signifikante Änderungen in der troposphärischen GpH Anomalie bereits 100 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag zeigen allerdings keine zonalsymmetrischen Muster mit verstärkten Gradienten der GpH Anomalie, und damit veränderten Zonalwinden, wie in der Nordhemisphäre. Die beschriebenen Muster der GpH Anomalie scheinen auch in höheren Höhen von Bedeutung zu sein und dort den Strahlstrom zu beeinflussen (Abb. 5.16).

Ein ähnliches Verhalten ist im Falle der Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal zu erkennen. Hier ist ein signifikant verstärkter Gradient in der troposphärischen GpH Anomalie bei etwa 50°S zwischen Australien und der Antarktis 80 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden. Die Gradientenverstärkung impliziert eine Zonalwindverstärkung. Diese ist auch hier nicht nur in 700 hPa, sondern ebenso in höheren Höhen zu finden (Abb. 5.16).

Wie für Nordhemisphäre gilt auch für die Südhemisphäre, dass die Wellendissipation eingeschränkt und damit abhängig von bestimmten Bedingungen ist (Charney und Drazin, 1961; Abschnitt 1.2). In der Südhemisphäre soll die Änderung des meridionalen Windgradienten betrachtet werden, da dieser die vertikale Wellenausbreitung und Wellendissipation beeinflusst. Ein negativer (positiver) Gradient impliziert eine Abnahme (Zunahme) des Windes von Süd in Richtung Nord. Die Änderung des Zonalwindes mit der geographischen Breite ist ein Maß für die Stärke des meridionalen Temperaturgradienten und damit der Baroklinität in der Atmosphäre.

Abb. 5.18 zeigt die vertikale Verschiebung des Minimums (Maximums) des meridionalen Windgradienten mit der Zeit bei 55°S für Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse). An diesem Breitengrad befindet sich der Extremwert des Gradienten.

Die Darstellung ist hier lediglich für die Ereignisse mit signifikanter Signalpropagation, da für die Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal keine signifikante Zonalwindänderung in den mittleren Breiten vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden ist. Für Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) ist eine Verschiebung des Minimums (Maximums) des meridionalen Windgradienten in höhere Drucklevel etwa drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden. Diese ermöglicht im zeitlichen Verlauf eine verstärkte (abgeschwächte) Wellenausbreitung im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) in höhere Atmosphärenschichten.

#### 5.4.4 Eliassen Palm Diagnostik

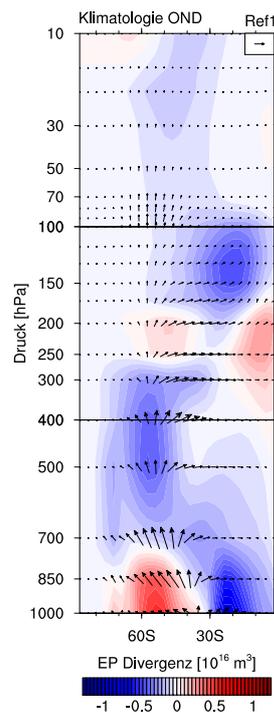


Abbildung 5.19: Wie in Abb. 5.7 nur für die Südhemisphäre und die Monate OND.

Der EP Fluss und die EP Divergenz stellen auch in der Südhemisphäre den Zusammenhang zwischen Wellengeneration und Beeinflussung des Grundstroms durch dissipierende Wellen dar. Sie ermöglichen die Untersuchung des Ursprungs und der Bedeutung des Wellenantriebs.

Abb. 5.19 zeigt die Klimatologie der EP Flüsse und Divergenzen für die Übergangsjahreszeit in der Südhemisphäre (OND). Ein Großteil der Südhemisphäre ist durch EP Konvergenz charakterisiert, d.h. in diesen Regionen dissipieren die Wellen und üben eine westwärts gerichtete Kraft auf den Grundstrom aus. Dies impliziert eine Abschwächung der vorherrschenden Westwinde. Die stärkste Wellendissipation ist im Bereich des Strahlstroms zu finden. Eine EP Divergenz ist in der unteren Troposphäre um 60°S zu finden. Hier werden Wellen aufgrund des bestehenden Temperaturgradienten angeregt, welche eine Zirkulation induzieren, die dieses Ungleichgewicht ausgleicht (Ferrel-Zelle). Außerdem ist in der Südhemisphäre ein Bereich der Wellenanregung in den Tropen bei etwa 200 hPa zu finden. Dieser beschreibt die Anregung von Wellen durch hochreichende

Konvektion und die Freisetzung latenter Wärme.

Die Klimatologie zeigt, dass vertikal propagierende Wellen, die in der Stratosphäre dissipieren, ihren Ursprung in den mittleren Breiten der Troposphäre haben. Ein Teil der in den mittleren Breiten angeregten Wellen wird äquatorwärts abgelenkt. Der andere Teil jedoch erreicht die Stratosphäre und führt dort durch Wellendissipation zu einer Veränderung der stratosphärischen Dynamik wie bspw. der mittleren Meridionalzirkulation der Stratosphäre. Generell ist die Stärke der Wellenausbreitung und -dissipation (und die Beeinflussung des Grundstroms) in der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre aufgrund einer verringerten Wellenanregung, vermindert. Arbeiten von Stenke et al. (2008) und Garny et al. (2011) zeigen, dass das in dieser Arbeit verwendete Klima-Chemie Modell E39CA realistische Ergebnisse für den mittleren Zustand der planetaren Wellenaktivität und damit der dynamischen Variabilität des Modells in der Südhemisphäre liefert.

Abb. 5.20 zeigt den zeitlichen Verlauf für die Abweichung der EP Flüsse und Divergenzen von der Klimatologie für Stark- und Schwachwirbelereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal in der Südhemisphäre.

Beide Klassen von Schwachwirbelereignissen weisen eine verstärkte Wellendissipation in der Stratosphäre vor dem troposphärischen zentralen Tag auf. Diese tritt bei den Ereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal später (ab etwa 60 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag) auf, als bei den Ereignissen mit abwärtspropagierendem Signal (bereits 100 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag). Das führt zu einem signifikanten Unterschied in der stratosphärischen Wellendissipation in den 100 bis 60 Tagen vor dem troposphärischen zentralen Tag. Diese stratosphärische Diskrepanz ist konsistent mit den Untersuchungen der Wellenamplituden der GpH Anomalie und des Zonalwindes. Das stratosphärische Verhalten der Wellendissipation ist auch hier unterscheidbar beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal, jedoch ausschließlich aufgrund der verschiedenen Auftrittzeitpunkte des stratosphärischen Extremwertes im Vergleich zum troposphärischen zentralen Tag und nicht aufgrund der Amplitude der EP Divergenzen (siehe auch Abschnitt 4.3.2).

Im Bereich des troposphärischen Strahlstroms sind ebenso signifikante Unterschiede in der Wellendissipation zu finden. Die Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal zeichnen sich durch eine verstärkte Wellendissipation und damit Abschwächung des mittleren Zonalwindes aus. Das Zentrum dieser Wellendissipation verstärkt und verschiebt sich im zeitlichen Verlauf etwa vom 400 hPa Niveau auf das 200 hPa Niveau, ausgehend von 60 Tagen vor dem troposphärischen zentralen Tag. Zusätzlich sind die mittleren Breiten der unteren Troposphäre durch eine erhöhte Wellenanregung charakterisiert. Der EP Fluss weist eine starke Vertikalkomponente bis zu 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag in der Stratosphäre auf. Danach sind die mittleren Breiten der Troposphäre durch einen starken polwärts gerichteten Impulsfluss bestimmt.

Beide Klassen von Starkwirbelereignissen zeigen, wie erwartet, eine verringerte Wellendissipation im Vergleich zum klimatologischen Mittel in der Stratosphäre aufgrund verminderter vertikaler Wellenpropagation. Die Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal weisen in der Stratosphäre signifikante Unterschiede in den EP Divergenzen auf. Diese sind wie bei den Schwachwirbelereignissen auf Unterschiede im Auftrittzeitpunkt der Extremwerte in der Stratosphäre bzgl. des troposphärischen zentralen Tages zurückzuführen. Die grundsätzliche Struktur der stratosphärischen EP Divergenzen unterscheidet sich beim Vergleich der beiden Klassen von Starkwirbelereignissen nicht.

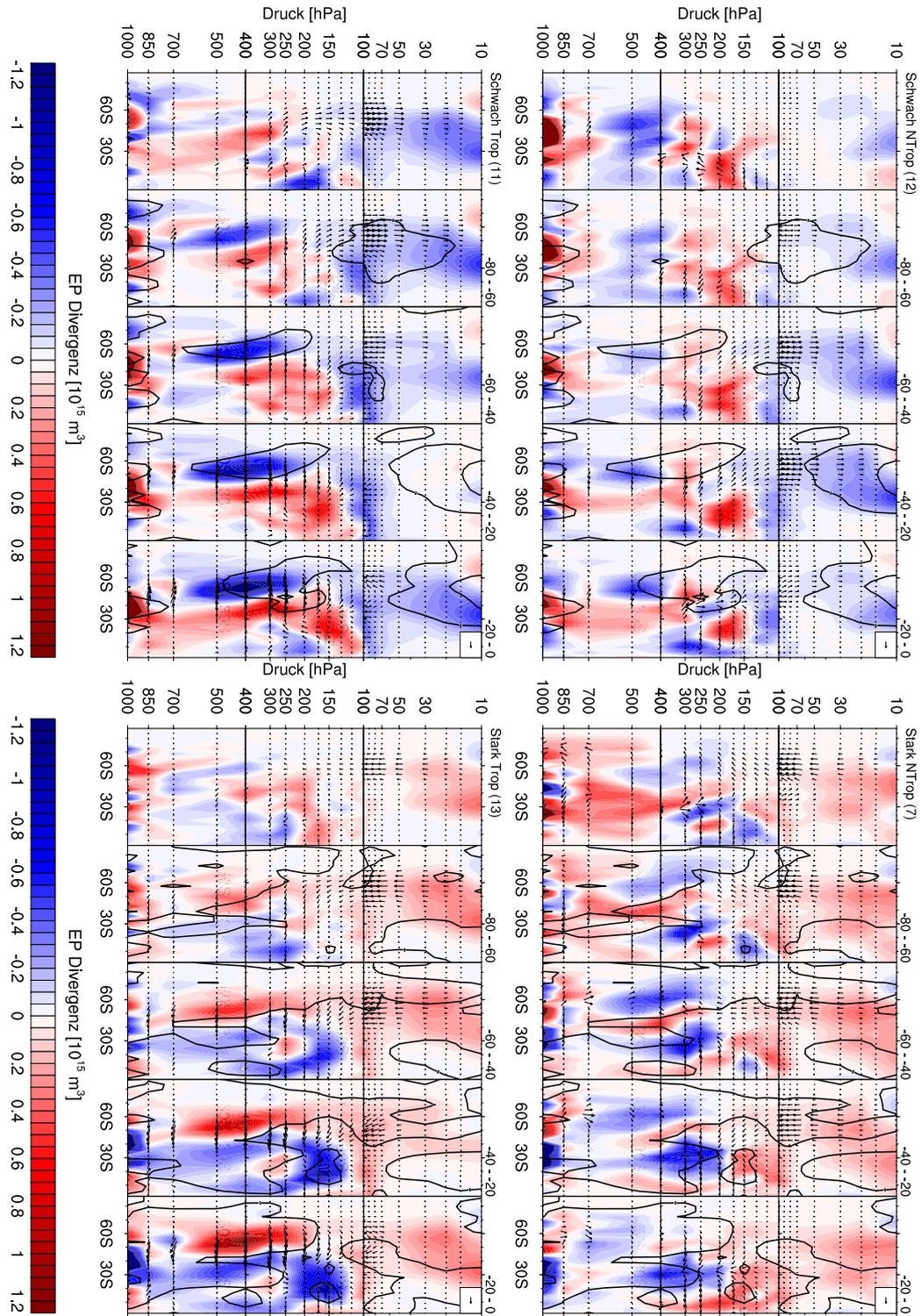


Abbildung 5.20: Wie in Abb. 5.8 nur für die Südhemisphäre.

Signifikante Unterschiede in der Wellendissipation zwischen Starkwirbelereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal sind in den mittleren Breiten im Bereich des troposphärischen Strahlstroms zu finden. Die Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal weisen eine Abschwächung der Wellendissipation in dieser Region auf. Die verringerte Wellendissipation wird im Laufe der Zeit signifikant schwächer und verschiebt sich in gleicher Weise wie bei den Schwachwirbelereignissen in höhere Schichten der Troposphäre (von 400 hPa auf 150 hPa). Die Vertikalkomponente dominiert bis zu 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag, während danach die Horizontalkomponente äquatorwärts (und damit der Impulsfluss) überwiegt.

Die Ergebnisse der EP Fluss Analyse von Ereignissen mit abwärtspropagierendem Signal sind konsistent mit den Ergebnissen der Zonalwindanalyse bzgl. dem abgeschwächten troposphärischen Strahlstrom und der vertikalen Verschiebung des meridionalen Windgradienten von der mittleren in die obere Troposphäre. Die Wechselwirkung zwischen vertikaler Wellenausbreitung und Grundstrom, verantwortlich für eine verstärkte Reaktion der Troposphäre auf stratosphärische Störungen, ist in der Südhemisphäre gleich der in der Nordhemisphäre. Allerdings ist die Interaktion zwischen Wellen und Grundstrom nicht so ausgeprägt, was dazu führt, dass die Dauer der Signalpropagation in der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre erhöht ist. Die Prozesse der Südhemisphäre laufen langsamer ab.

Der Vergleich der Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal deutet sowohl für Stark- als auch für Schwachwirbelereignisse darauf hin, dass die Art der Anregung des Ereignisses unterschiedlich ist. Das Schwachwirbelereignis (Starkwirbelereignis) mit starkem Einfluss auf die troposphärische Dynamik ist durch vermehrte (verminderte) Wellenaktivität in der Troposphäre und damit vermehrt (vermindert) vertikal propagierenden Wellen aus der Troposphäre und vermehrter (verminderter) Dissipation in der mittleren und oberen Troposphäre charakterisiert. Dahingegen scheinen die Ereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal spontan und ohne bedeutende troposphärische Differenzen in der Stratosphäre zu entstehen.

## 5.5 Wirkung - Südhemisphäre

Son et al. (2010) zeigen, dass eine verstärkte Ozonzerstörung in den späten Frühlingsmonaten der Südhemisphäre zu einer polwärtigen Verschiebung und Intensivierung des troposphärischen Strahlstroms führt. Dies wiederum führt zu einer verstärkten Ausdehnung der südhemisphärischen Hadley-Zelle im Sommer. Ebenso wird in Thompson et al. (2011) nicht nur der Einfluss stratosphärischer Störungen auf den SAM gefunden, sondern auch die regionale Beeinflussung der Troposphäre wie bspw. Neuseeland und die südlichen Regionen von Australien. Diese Studien zeigen, dass stratosphärische Extremsituationen einen Einfluss auf die Troposphäre haben.

Die Wirkung stratosphärischer Störungen auf die troposphärische Dynamik wird nachfolgend untersucht. Wie auch in der Nordhemisphäre ist die Möglichkeit der Vorhersagbarkeit des Einflusses der Stratosphäre auf die Troposphäre von Bedeutung für bspw. die saisonale Wettervorhersage.

Anhand der GpH Anomalie aus Abb. 4.15 ist erkennbar, dass Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal bereits 40 Tage vor dem troposphärischen Tag bis 40 Tage danach die troposphärische Polarregion beeinflussen. Im Falle der Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal ist eine starke Reaktion in der polaren Troposphäre bereits 60 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag zu finden.

Diese hält bis zu drei Monate danach an. Die stärkste Beeinflussung der Troposphäre ist laut Definition in dieser Arbeit am troposphärischen zentralen Tag zu finden. Der Einfluss stratosphärischer Störungen beginnt somit etwa zwei Monate nach der ersten signifikanten Änderung der troposphärischen Wellenaktivität (Abb. 5.15). Diese findet durchschnittlich drei Monate vor dem troposphärischen zentralen Tag statt.

Bei der nachfolgenden Untersuchung bzgl. der Wirkung wird unterschieden zwischen direkten und indirekten Effekten der Signalpropagation einer polaren stratosphärischen Störung auf die troposphärische Dynamik. Die direkte Beeinflussung der troposphärischen Dynamik beschreibt hier die unmittelbare Reaktion einer polaren stratosphärischen Störung in den mittleren Breiten bis  $55^{\circ}\text{S}$ . Änderungen der troposphärischen Dynamik in den mittleren Breiten nördlich von  $55^{\circ}\text{S}$  beschreiben den indirekten Effekt (die Fernwirkung) der Signalpropagation aus der Stratosphäre in die Troposphäre. Diese ist von entgegengesetztem Vorzeichen zum direkten Effekt in der Polarregion.

Die direkte und indirekte Wirkung stratosphärischer Störungen wurde u.a. bereits in Abb. 5.14 gezeigt. Die Abwärtspropagation eines stratosphärischen Signals hat einen unmittelbaren Einfluss auf die Troposphäre südlich von  $55^{\circ}\text{S}$ . Zusätzlich zu diesem direkten Effekt in den hohen Breiten bildet sich eine vom Vorzeichen entgegengesetzte Reaktion bei etwa  $40^{\circ}\text{S}$  aus, die die Fernwirkung der polaren Störung beschreibt (Abb. 5.16). Der direkte Einfluss auf den troposphärischen Zonalwind bis in Schichten von 150 hPa liegt bei maximal 20% im Vergleich zum klimatologischen Mittel ( $\pm 10 \text{ m s}^{-1}$ ). Die Änderungen im Zonalwind aufgrund der Fernwirkung der polaren Störung betragen etwa 10% ( $\pm 4 \text{ m s}^{-1}$ ).

Der Einfluss polarer stratosphärischer Störungen auf die troposphärische Dynamik in der Südhemisphäre wird im Nachfolgenden anhand der Untersuchung der Änderungen des troposphärischen Windes näher beschrieben.

### 5.5.1 Troposphärische Winde

Abb. 5.16 zeigt, dass die maximalen Änderungen des Zonalwindes aufgrund der Signalpropagation einer stratosphärischen Störung bis in die Troposphäre sowohl bei  $60^{\circ}\text{S}$  (unmittelbare Reaktion, direkter Effekt) als auch bei  $40^{\circ}\text{S}$  (indirekter Effekt, Fernwirkung) zu finden sind. Der zeitliche Verlauf des Zonalwindes in der freien Troposphäre ist in Abb. 5.21 dargestellt. Die Amplitude des Signals nördlich und südlich dieser Breitengrade ist abgeschwächt. Die Beeinflussung des Zonalwindes der unteren Troposphäre bei  $60^{\circ}\text{S}$  beginnt bereits 40 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag, während die Fernwirkung auf den Zonalwind bei  $40^{\circ}\text{S}$  erst später beginnt (etwa 20 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag). Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal weisen eine Zonalwindänderung in der Troposphäre bei  $60^{\circ}\text{S}$  von maximal  $\pm 5 \text{ m s}^{-1}$  auf. Der indirekte Einfluss zeigt eine troposphärische Zonalwindänderung von maximal  $\pm 3 \text{ m s}^{-1}$  und ist damit etwa halb so groß wie die unmittelbare Reaktion. Die Änderungen des Zonalwindes an diesen Breitengraden sind von entgegengesetztem Vorzeichen. Im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal stellen sie eine Abschwächung (Verstärkung) der in der polaren Region vorherrschenden Westwinde dar.

Die Wirkung der Stratosphäre auf den Zonalwind ist in 700 hPa zu finden, jedoch gibt es in diesem Druckniveau keine signifikante Änderung zur Ursache (etwa 60 Tage vor dem troposphärischen zentralen Tag) der verstärkten Kopplung, ebenso wie in der Nordhemisphäre. Für die Ursache der verstärkten Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre spielen die Windänderungen in Höhenniveaus oberhalb von 700 hPa eine

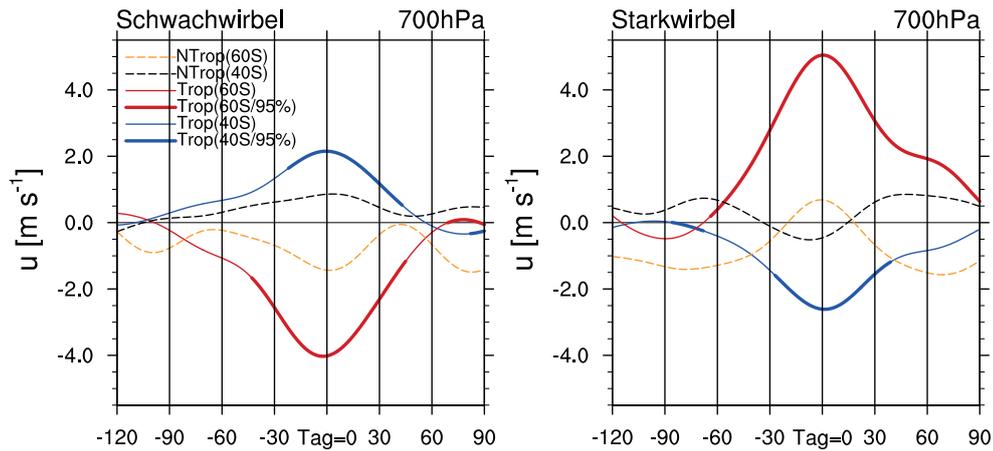


Abbildung 5.21: Wie in Abb. 5.9 nur bei 40°S und 60°S.

Rolle (Abb. 5.16 und Abb. 5.18).

In Abb. 5.21 wurde der Einfluss einer abwärtspropagierenden stratosphärischen Störung auf die Winde in der freien Troposphäre dargestellt. In Abb. 5.22 wird nun die räumliche Verteilung der signifikanten Änderung des bodennahen Windes gezeigt. Die Extremwerte des Zonalwindes in 700 hPa sind am troposphärischen zentralen Tag zu finden (Abb. 5.21). Da eine signifikante Änderung des Zonalwindes bei 40°S lediglich 20 Tage vor bis 20 Tage nach dem troposphärischen zentralen Tag zu finden ist, wird in der polarstereographischen Darstellung dieser Zeitraum zur Betrachtung der Wirkung der stratosphärischen Störung auf den bodennahen Wind gewählt. Ein größerer Zeitraum würde keine signifikanten Ergebnisse für den bodennahen Wind in den mittleren Breiten liefern, da der Betrag der Windänderung zu klein ist.

Schwachwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal weisen eine deutliche Beeinflussung der 10 m Windgeschwindigkeit in der Polarregion in Form einer Abschwächung der vorherrschenden Westwinde um bis zu  $2 \text{ m s}^{-1}$  auf. Dies entspricht einer Windabschwächung von maximal 20%. Diese Windänderung hat ihre stärkste Amplitude im südlichen Teil des Indischen Ozeans. In den mittleren Breiten des Indischen Ozeans hingegen zeigt sich der indirekte Effekt der Signalpropagation in der Südpolarregion durch abgeschwächte Ostwinde. Die Amplitude der Abschwächung beträgt hier maximal  $1 \text{ m s}^{-1}$  und liegt damit ebenfalls im Bereich von 20% im Vergleich zur Klimatologie. Die Schwachwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal zeigen ein ähnliches Muster, jedoch mit deutlich abgeschwächter Amplitude und geringerer räumlicher Ausdehnung.

Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal weisen eine Beschleunigung der bodennahen Winde in der Polarregion von ebenfalls maximal  $2 \text{ m s}^{-1}$ , und auch hier mit stärkster Amplitude im Bereich des Indischen Ozeans, auf. In den mittleren Breiten ist wie bei den Schwachwirbelereignissen nur in der Region des Indischen Ozeans eine Beeinflussung des 10 m Horizontalwindes erkennbar. Dort ist eine signifikante Verstärkung der Ostwinde um etwa  $1 \text{ m s}^{-1}$  zu finden. Im Falle der Starkwirbelereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal sind ähnliche Strukturen zu finden, jedoch von signifikant schwächerer Amplitude verglichen mit den Ereignissen mit abwärtspropagierendem Signal.

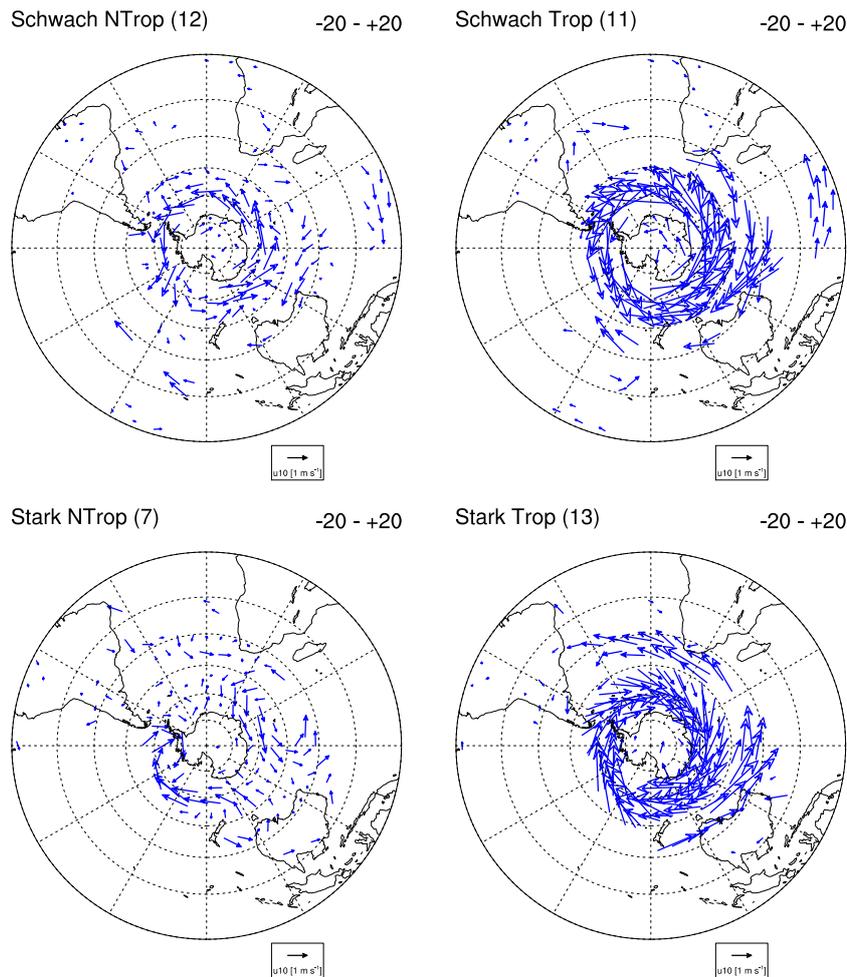


Abbildung 5.22: Wie in Abb. 5.10 nur für die Südhemisphäre.

Die in dieser Arbeit gefundenen Ergebnisse für die Amplitude und räumliche Verteilung der Änderungen der bodennahen Winde sind konsistent mit den Ergebnissen aus Thompson und Solomon (2002) und Gillett und Thompson (2003), basierend auf Beobachtungsdaten. Die Bedeutung dieses Ergebnisses wird in Abschnitt 5.7 erläutert.

### 5.5.2 Polarstereographische Strukturen

Abb. 5.23 zeigt die GpH Anomalie in der Troposphäre bei 700 hPa von 40 Tage vor bis 40 Tage nach dem troposphärischen zentralen Tag.

In der Troposphäre findet man für die Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal ein dem zonalsymmetrischen Muster der GpH Anomalie in 30 hPa (Abb. 5.13) ähnliches Muster. Von einer Änderung der GpH sind die Polarregion und die mittleren Breiten betroffen. Die Umkehr des Vorzeichens der GpH Anomalie liegt bei etwa  $50^{\circ}\text{S}$ . Die Stärke der GpH Anomalie in der Polarregion (direkter Effekt) stellt eine Abweichung von der Klimatologie der Größenordnung  $\pm 50\text{ m}$  dar. Der indirekte Effekt der Signalpropagation eines Schwachwirbelereignisses (Starkwirbelereignisses) ist in den mittleren Breiten nördlich von  $55^{\circ}\text{S}$  in Form einer um etwa  $20\text{ m}$  verminderten (verstärkten) GpH Anomalie zu finden. Die stärksten signifikanten Änderungen sind in den mittleren Breiten

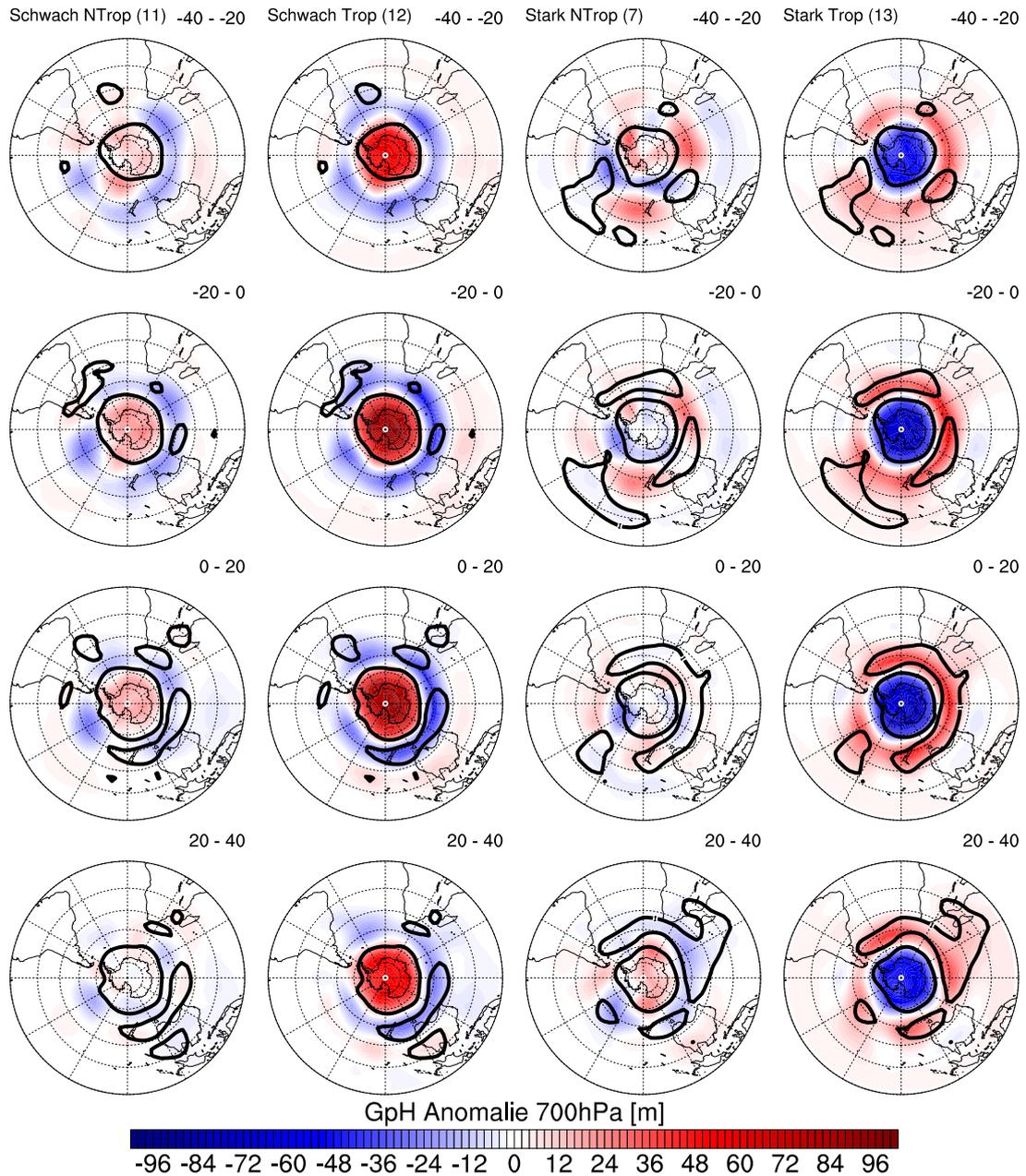


Abbildung 5.23: Wie in Abb. 5.11 nur für die Südhemisphäre.

zwischen  $30^{\circ}\text{S}$  und  $45^{\circ}\text{S}$  über dem Indischen Ozean zu finden.

Während Ereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal bildet sich ebenfalls im gesamten Polargebiet eine GpH Anomalie, jedoch von deutlich geringerer Amplitude und insignifikant, aus. Die Werte der GpH Anomalie liegen hier bei maximal  $10\text{ m}$  im Vergleich zum mittleren Zustand.

Diese Strukturen der GpH Anomalie in der Südhemisphäre für Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal entsprechen den Phasen des SAM Musters. Der SAM ist das dominante Variabilitätsmuster der Südhemisphäre und beschreibt das Druckverhältnis zwischen hohen und mittleren Breiten. So führt ein Starkwirbelereignis mit ab-

wärtspropagierendem Signal zu einer Verstärkung der positiven Phase des SAM und ein Schwachwirbelereignis zu einer Verstärkung der negativen Phase des SAM. Die Bedeutung des SAM für das antarktische Klima wurde bereits in zahlreichen Studien analysiert (u.a. Thompson und Solomon, 2002; Marshall et al., 2006). So begünstigt bspw. eine positive Phase des SAM eine Abnahme der antarktischen Temperaturen aufgrund einer verstärkten Isolation des antarktischen Kontinents durch einen starken Gradienten im Wind oder der GpH. Das ist konsistent mit dem in dieser Arbeit gefundenen Ergebnis für Starkwirbelereignisse mit abwärtspropagierendem Signal (Abb. 5.23). Ausgenommen von der Abkühlung ist die antarktische Halbinsel, welche aufgrund von Advektion warmer Luft, bedingt durch verstärkte Westwinde, eine positive Temperaturänderung aufweist.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die durchgeführten Analysen zur Wirkung stratosphärischer Störungen, wie auch in der Nordhemisphäre, einen Einfluss der polaren stratosphärischen Störung auf die Winde in der freien Troposphäre, aber auch die bodennahen Winde von relevanter Größe zeigen.

## 5.6 Zusammenfassung und Fazit

Die wichtigsten Ergebnisse aus dem vorherigen Abschnitten für die Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in der Südhemisphäre sind nachfolgend dargestellt.

### Wie wirkt sich eine polare stratosphärische Störung im Frühling auf die Troposphäre aus?

- Eine aus der polaren Stratosphäre abwärts in die Troposphäre propagierende Störung hat einen unmittelbaren Einfluss auf die Winde in den mittleren Breiten bis  $55^{\circ}\text{S}$ . Dieser sog. direkten Reaktion des Windes ist ein indirekter Effekt von entgegengesetztem Vorzeichen in den mittleren Breiten nördlich von  $55^{\circ}\text{S}$  zuzuordnen.
- Die direkte Wirkung der Signalpropagation aus der Stratosphäre auf die Troposphäre zeigt signifikante Veränderungen (im Vergleich zur Klimatologie) im Wind in 700 hPa von maximal  $\pm 30\%$  ( $\pm 5 \text{ m s}^{-1}$ ), im Wind in der bodennahen Schicht von maximal  $\pm 20\%$  ( $\pm 2 \text{ m s}^{-1}$ ) und in der troposphärischen GpH Anomalie von maximal  $\pm 2\%$  ( $\pm 50 \text{ m}$ ). Eine Verstärkung (Abschwächung) der Windgeschwindigkeit ist im Falle der Starkwirbelereignisse (Schwachwirbelereignisse) zu finden.
- Der indirekte Effekt der Abwärtspropagation einer stratosphärischen Störung beträgt etwa 50% der direkten Wirkung mit einer Windgeschwindigkeitsänderung von maximal  $\pm 3 \text{ m s}^{-1}$ . Eine Verstärkung (Abschwächung) der Windgeschwindigkeit ist im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) zu finden.
- Die direkte Wirkung der abwärtspropagierenden stratosphärischen Störung auf die Troposphäre dauert etwa 80 Tage ( $\pm 40$  Tage um die maximale troposphärische Störung). Der indirekte Effekt hält kürzer an (etwa 60 Tage statt 80 Tage). Er beginnt später und endet früher als die direkte Wirkung.
- Die maximalen Änderungen des bodennahen Windes aufgrund der Abwärtspropagation des stratosphärischen Signals sind in der südlichen Region des Indischen Ozeans zu finden. Die Stratosphäre beeinflusst die Entwicklung des troposphärischen SAM.

**Welche Bedeutung hat die Troposphäre für die Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre?**

- Ob sich eine polare stratosphärische Störung in die Troposphäre ausbreitet oder nicht ist wie in der Nordhemisphäre unabhängig von:
  - 1) der Stärke der Störung in der polaren Stratosphäre und
  - 2) der räumlichen Struktur der GpH Anomalie in 30 hPa.
- Analysen der Wellenaktivität in den mittleren Breiten zeigen eine unabhängige Entwicklung von troposphärischer und stratosphärischer Wellenstörung im Falle der Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal. Im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit abwärtspropagierendem Signal ist eine signifikant verstärkte (abgeschwächte) planetare Wellenaktivität in der mittleren und oberen Troposphäre zu finden. Die Stratosphäre weist keinen statistisch signifikanten Unterschied beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf.
- Die Stärke des troposphärischen Strahlstroms bei etwa 55°S ist im Vergleich zur Klimatologie im Falle der Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit signifikanter Abwärtspropagation um  $3 \text{ m s}^{-1}$  im Höhenbereich von 700 hPa bis 150 hPa abgeschwächt (verstärkt). Diese Änderung der troposphärischen Zonalwindgeschwindigkeit ist bereits drei Monate vor der stärksten Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre zu erkennen.
- Der Extremwert des meridionalen Windgradienten bei 55°S verschiebt sich in den drei Monaten vor dem troposphärischen zentralen Tag von der mittleren Troposphäre in die obere Troposphäre. Dies ermöglicht eine vertikale Wellenausbreitung in höhere Schichten der Troposphäre (Charney und Drazin, 1961). Eine Veränderung des meridionalen Windgradienten ist durch eine veränderte Baroklinität der Atmosphäre begründet.

**Welche Prozesse sind verantwortlich für die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre?**

- Schwachwirbelereignisse (Starkwirbelereignisse) mit einer signifikanten Signalpropagation bis in die untere Troposphäre weisen in den mittleren Breiten bis zu vier Monate vor der stärksten Beeinflussung der Troposphäre eine um etwa  $\pm 3\%$  (im Vergleich zum mittleren Zustand) verstärkte (abgeschwächte) troposphärische Wellenaktivität (insbesondere der planetaren Wellen) auf. Diese, von der mittleren in die obere Troposphäre aufsteigende, troposphärische Wellenamplitudenänderung entwickelt sich unabhängig von der absinkenden stratosphärischen Wellenamplitudenänderung.
- Die verstärkte (abgeschwächte) troposphärische Wellenaktivität in den mittleren Breiten äußert sich in einer verstärkten (verminderten) Wellendissipation im Bereich des troposphärischen Strahlstroms bei etwa 55°S bis in Höhen von 150 hPa. Die Wellendissipation führt zu einem Impulsübertrag und einer Abschwächung (Verstärkung) der Zonalwindgeschwindigkeit in der Troposphäre.

Im Vergleich zur Nordhemisphäre ist die Wirkung der stratosphärischen Störung auf die Troposphäre um etwa 5°-10° Richtung Pol verschoben. Dies ist begründet durch die

verringerte dynamische Variabilität in der Südhemisphäre. Sie führt dazu, dass auch der Polarwirbel weniger variabel als in der Nordhemisphäre ist und so eine kleinere räumliche Ausdehnung hat.

Die Änderungen des troposphärischen Zonalwindes in den hohen und mittleren Breiten der Südhemisphäre, aufgrund der Beeinflussung durch eine polare stratosphärische Störung, sind etwa doppelt so groß wie in der Nordhemisphäre. Die maximale Änderung der Windgeschwindigkeit in der mittleren Troposphäre in der Nordhemisphäre beträgt  $\pm 5 \text{ m s}^{-1}$  (Abb. 5.4), in der Südhemisphäre sogar bis zu  $\pm 10 \text{ m s}^{-1}$  (Abb. 5.16). Die höheren absoluten Änderungen des troposphärischen Windes in der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre sind u.a. durch die höhere Variabilität der südhemisphärischen troposphärischen GpH im Vergleich zur Nordhemisphäre bedingt (Tabelle 4.3). Dieser Grenzwert ist relevant für die Bestimmung der Stärke der troposphärischen Reaktion. Das führt zu generell höheren Absolutwerten bei Überschreitung des  $1,5\sigma$  Grenzwertes in 700 hPa in der Südhemisphäre im Vergleich zur Nordhemisphäre. Jedoch kann nicht der komplette Unterschied durch die verschiedenen absoluten Grenzwerte erklärt werden. Das Ergebnis deutet an, dass die troposphärische Dynamik in der Südhemisphäre wesentlich mehr durch die Stratosphäre beeinflusst wird als in der Nordhemisphäre.

Die Untersuchungen der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in der Südhemisphäre haben gezeigt, dass die Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre etwa drei Monate vor der stärksten Reaktion der Troposphäre (troposphärischer zentraler Tag) vorhersagbar ist. Diese Vorhersagbarkeit ist in der Südhemisphäre, wie in der Nordhemisphäre, beschränkt und nur unter wohldefinierten Konstellationen des troposphärischen und stratosphärischen Zustands möglich. Falls sich die Troposphäre in einem dynamisch veränderten Zustand mit verstärkten (abgeschwächten) Zonalwinden aufgrund verstärkter (abgeschwächter) meridionaler Temperaturgradienten befindet und sich gleichzeitig in der Stratosphäre ein Schwachwirbelereignis (Starkwirbelereignis) entwickelt, dann propagiert das Signal der stratosphärischen Störung bis in die untere Troposphäre.

## 5.7 Diskussion der Ergebnisse

Die Untersuchungen in dieser Arbeit zeigen, dass die Stratosphäre, insbesondere in der Winterjahreszeit in der Nordhemisphäre und in der Frühlingsjahreszeit in der Südhemisphäre, relevant für die Entwicklung der troposphärischen Dynamik ist. Das Maß der Bedeutung der Stratosphäre für die Stärke der troposphärischen Reaktion ist allerdings variabel. Hier muss unterschieden werden zwischen der Bedeutung der Wellen, die das stratosphärische Extremereignis auslösen und der Bedeutung der Wellen, die für die Abwärtspropagation des polaren stratosphärischen Signals verantwortlich sind. Stratosphärische Extremereignisse mit abwärtspropagierendem Signal entstehen tendenziell durch eine geänderte Wellenaktivität in der mittleren und oberen Troposphäre, während die stratosphärischen Extremereignisse mit nicht abwärtspropagierendem Signal ohne Veränderungen in der troposphärischen Wellenaktivität entstehen. Dies zeigt, dass die Wellenaktivität in der mittleren und oberen Troposphäre von entscheidender Bedeutung für die verstärkte Signalpropagation aus der Stratosphäre in die untere Troposphäre ist. Trotz des Unterschiedes in der troposphärischen Reaktion auf die Signalpropagation aus der Stratosphäre ist die Stärke der stratosphärischen GpH Anomalie (und damit der stratosphärischen Störung) für Ereignisse mit abwärts- und nicht abwärtspropa-

gierendem Signal im Mittel gleich stark. Dies zeigt, dass die Stärke der Wellenaktivität in der Stratosphäre nicht von ausschlaggebender Bedeutung für die Stärke der troposphärischen Reaktion ist. Außerdem sei betont, dass nur das Zusammenwirken von troposphärischen und stratosphärischen anomalen Zuständen im Winter in der Nordhemisphäre und im Frühling in der Südhemisphäre dazu führen, dass die Stratosphäre einen signifikanten Einfluss auf die Troposphäre hat. Anders ausgedrückt: Im Falle eines stratosphärischen Extremereignisses übernimmt die Stratosphäre die Rolle das stratosphärische Signal zu übermitteln, jedoch ist die troposphärische Wellenaktivität vor dem stratosphärischen Extremereignis verantwortlich für die signifikante Stärke der troposphärischen Reaktion auf die Signalpropagation aus der Stratosphäre.

Im Vergleich zu den Arbeiten von Baldwin und Dunkerton (2001) und Thompson et al. (2005), welche von einem engen Zusammenhang zwischen der Stärke der stratosphärischen Störung und der Stärke der troposphärischen Reaktion auf diese ausgehen, erweist sich das Ergebnis dieser Arbeit als bedeutsame Erweiterung des Kenntnisstands über die Prozesse, die für die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre wesentlich sind. Die Relevanz der Stratosphäre für die Beeinflussung des mittleren Zustands der Troposphäre ist durch troposphärische Veränderungen im Zonalwind und der Wellenaktivität in der mittleren und oberen Troposphäre vor dem eigentlichen stratosphärischen Ereignis signifikant bestimmt. Anders gesagt, aus der zeitlichen Abfolge der Ereignisse folgt, dass der Zustand der Troposphäre bestimmt, ob die stratosphärische Störung (hier in Form der GpH Anomalie) bis in die untere Troposphäre propagiert und dort eine signifikante Reaktion der troposphärischen Dynamik hervorruft oder nicht.

Die Ergebnisse dieser Arbeit deuten darauf hin, dass die für eine verstärkte Kopplung verantwortlichen Prozesse durch eine verstärkte Interaktion zwischen Wellen (insbesondere der planetaren Wellen) und zonalem Grundstrom in der mittleren und oberen Troposphäre erklärt werden können. Des Weiteren zeigt diese Arbeit, dass eine durch planetare Wellen gestörte Troposphäre für die Signalpropagation aus der Stratosphäre bis in die untere Troposphäre notwendig ist.

Nur wenige Arbeiten vor dieser Dissertation beschäftigen sich mit den Ursachen einer verstärkten Signalausbreitung von der Stratosphäre in die untere Troposphäre, und dies auch nur für Schwachwirbelereignisse (Song und Robinson, 2004; Nakagawa und Yamazaki, 2006). Die Arbeiten werden im Nachfolgenden mit den Ergebnissen der vorliegenden Dissertation verglichen.

Die Arbeit von Song und Robinson (2004) basiert auf einer Modellsimulation mit einem idealisierten allgemeinen Zirkulationsmodell, bei dem in der mittleren Stratosphäre in der Polarregion dem mittleren Zustand eine Störung überlagert wird. Diese Störung stellt den Einfluss planetarer Wellen auf den polaren Strahlstrom, wie er während Schwachwirbelereignissen auftritt, dar. Von diesem ausgehend wird die verstärkte Signalausbreitung aus der Stratosphäre in die Troposphäre untersucht. Song und Robinson (2004) finden ebenso wie in dieser Arbeit heraus, dass die planetaren Wellen in der Troposphäre für die Signalübertragung von Bedeutung sind. Die verstärkte Signalpropagation ist insbesondere auf eine Verstärkung der Welle-3 Amplitude der EP Divergenzen (verstärkte Wellendissipation) in der oberen Troposphäre zurückzuführen. Die Gründe für eine verstärkte Wellendissipation werden allerdings nicht weitergehend untersucht.

Die Arbeit von Nakagawa und Yamazaki (2006) basiert auf der Analyse von 45 Jahren der ERA-40 Reanalyse Daten. Anhand der Temperaturanomalie in 500 hPa in der Polarregion wird zusätzlich zur Gruppierung der stratosphärischen Dynamik die Klassifikation in Stratosphärenerwärmungen mit troposphärischer Erwärmung (entspricht

dem Schwachwirbelereignis mit signifikanter Reaktion in der unteren Troposphäre aus der vorliegenden Dissertation) und Stratosphärenenerwärmungen mit troposphärischer Abkühlung (entspricht dem Schwachwirbelereignis mit nicht signifikanter Reaktion in der unteren Troposphäre) vorgenommen. Die verstärkte Signalpropagation im Falle von Schwachwirbelereignissen wird durch eine Verstärkung der Welle-2 Amplitude der Wellendissipation in der oberen Troposphäre erklärt und steht damit im Gegensatz zu der vorher genannten Arbeit von Song und Robinson (2004). Dies ist höchstwahrscheinlich durch die unterschiedliche Methodik und Datengrundlage begründet.

Ein Vergleich der Ergebnisse von Song und Robinson (2004) und Nakagawa und Yamazaki (2006) mit den Ergebnissen der vorliegenden Dissertation zeigt, dass insbesondere die planetaren Wellen von Bedeutung für die verstärkte dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre sind. Außerdem zeigen die Analysen von Nakagawa und Yamazaki (2006), dass signifikante Unterschiede in der EP Divergenz beim Vergleich von Ereignissen mit abwärts- und nicht abwärtspropagierendem Signal auf die troposphärische Region beschränkt sind und stimmen damit mit den Ergebnissen dieser Arbeit überein. Die Stratosphäre ist für beide Klassen von Schwachwirbelereignissen aufgrund der Wellendissipation und damit der Stärke der stratosphärischen Störung statistisch nicht unterscheidbar. Mit anderen Worten, Nakagawa und Yamazaki (2006) zeigen in Übereinstimmung mit dem Ergebnis dieser Dissertation, dass die Stratosphäre nicht aktiv über eine Änderung ihres dynamischen Zustands an der Entscheidung über die Beeinflussung der Troposphäre beteiligt ist.

Die in dieser Dissertation durchgeführte Analyse bzgl. der einzelnen Wellenzahlen ergibt kein konsistentes Ergebnis mit einer der beiden vorweg angeführten Studien. Im Klima-Chemie Modell E39CA sind signifikante Unterschiede in der Wellenaktivität durch Änderungen in der Welle-1 Amplitude der Wellendissipation dominiert (nicht gezeigt). Dies kann durch den niedrigen Oberrand des Klima-Chemie Modells E39CA begründet sein. Dieser lässt lediglich Schwachwirbelereignisse vom Typ 'Verschiebung mit einem Welle-1 Muster' der GpH Anomalie zu. Der Typ der Stratosphärenenerwärmung ist allerdings unbedeutend für die signifikante Signalpropagation (Charlton und Polvani, 2007). Des Weiteren ist die in dieser Arbeit angewandte Methode abweichend von der in Nakagawa und Yamazaki (2006) dargestellten Methode. Im Gegensatz zu der in dieser Dissertation entwickelten Methode wird bei Nakagawa und Yamazaki (2006) kein Wert auf die signifikante Überschreitung des troposphärischen Grenzwertes (ist  $\pm 1,5\sigma$  in der vorliegenden Dissertation) gelegt, d.h. es werden nicht nur die bedeutendsten Ereignisse betrachtet und so die Fall-zu-Fall Variabilität erhöht.

Der Vergleich der Geschehnisse in Nord- und Südhemisphäre zeigt, dass die für eine dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre verantwortlichen Prozesse sich in den beiden Hemisphären grundsätzlich nicht unterscheiden. Die Analysen ergeben, dass die Interaktion zwischen planetaren Wellen und Grundstrom in der Südhemisphäre durch die (im Vergleich zur Nordhemisphäre) allgemein verringerte Wellenaktivität weniger ausgeprägt ist und die damit verbundenen Prozesse langsamer ablaufen. Dies ist konsistent mit der Arbeit von Thompson et al. (2005), die sich mit der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in der Südhemisphäre auf Basis der NCEP/NCAR Reanalyse Daten von 1979 bis 2002 beschäftigen. Obwohl die Südhemisphäre weniger dynamisch aktiv ist, ist auch dort eine Unterscheidung der Ereignisse aufgrund der Reaktion der troposphärischen Dynamik möglich. Insbesondere in der Südhemisphäre sind lange Datenreihen für die Analyse notwendig, da die verringerte Variabilität der südlichen Stratosphäre wenige Extremereignisse hervorbringt.

Die Studie von Thompson und Solomon (2002) zeigt die Auswirkungen der strato-

sphärischen Ozonzerstörung in der Südhemisphäre auf den troposphärischen Wind in 500 hPa anhand von NCEP/NCAR Reanalyse Daten. Die Studie zeigt, dass der Effekt der stratosphärischen Ozonzerstörung anhand einer Verstärkung der Windgeschwindigkeit von etwa  $4 \text{ m s}^{-1}$  messbar ist. Diese signifikante Änderung ist von gleicher Größenordnung wie die in dieser Arbeit gefundenen Änderungen des bodennahen Windes in der freien Troposphäre und des bodennahen Windes für Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal und damit von bedeutsamer Größenordnung und zeigt damit, dass die Größenordnung der Änderung realistisch ist.

Ein weiteres wesentliches Ergebnis dieser Arbeit ist, dass die signifikante Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre aufgrund troposphärischer Veränderungen bei Betrachtung des Mittels über alle Einzelereignisse vorhersagbar ist. Die Durchführung konsistenter Analysen mit den ERA-40 Daten (Kap. 4) und der Vergleich mit bestehenden Studien (insbesondere Nakagawa und Yamazaki, 2006) zeigt, dass diese Modellstudie durchaus belastbare Ergebnisse für die Umstände einer verstärkten dynamischen Kopplung liefert. Trotzdem muss bedacht werden, dass diese Studie auf der Auswertung von mittleren Ereignissen (aus ausgewählten Einzelereignissen) beruht. Zur Validierung der Modellergebnisse bzgl. der Vorhersagbarkeit der Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre sind Einzelfallstudien mit Modelldaten und Beobachtungsdaten nützlich. Die Möglichkeiten, die dieses Ergebnis für weitere Arbeiten bzgl. der detaillierten Untersuchung der Vorhersagbarkeit des Einflusses stratosphärischer Störungen auf das troposphärische Wettergeschehen liefert, wird in Kap. 6 erläutert.

Die hier durchgeführten detaillierten Untersuchungen zu den Ursachen und der Wirkung der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre basieren auf der Auswertung von Modellsimulationen eines ausgewählten Klima-Chemie Modells. Die Ergebnisse von Modellsimulationen im Bereich der Klimamodellierung sind mit Unsicherheiten behaftet. Speziell der in Abschnitt 2.1.2 und Kap. 3 aufgeführte Kältefehler in der Polarregion des Modells, insbesondere in der Südhemisphäre, ist eine Unsicherheit in Bezug auf die absoluten Änderungen. Trotzdem zeigt die in Kap. 3 durchgeführte Evaluierung und die Anwendung der neu entwickelten Methode auf die ERA-40 Daten in Kap. 4, dass das Modell glaubwürdige und damit realistische Ergebnisse für die Untersuchungen zur dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre liefert (Baldwin und Dunkerton, 2001; Thompson et al., 2005). Eine Analyse der bodennahen Winde der ERA-40 Daten für Ereignisse mit abwärtspropagierendem Signal im Vergleich zu den Modellergebnissen, bzgl. der Amplitude und Lage der Windänderungen, ergibt keine signifikanten Unterschiede, die die Verlässlichkeit der Ergebnisse bzgl. der Stärke der troposphärischen Reaktion des Modells in Frage stellen. Eine Einschränkung der Analysen aufgrund des Modelloberrands bei 10 hPa und damit keiner vollständigen Stratosphäre im Modell E39CA stellt kein Hindernis für die Glaubwürdigkeit der Ergebnisse dieser Studie dar (Sigmond et al., 2008; Kap. 3). Abschließend kann festgehalten werden, dass diese Arbeit eine Unterscheidung von Ereignissen aufgrund ihrer troposphärischen Reaktion auf Basis von Modelldaten und Beobachtungsdaten ermöglicht. Außerdem ist das Modell in der Lage, die Ursachen und Wirkung der dynamischen Kopplung realistisch darzustellen (Thompson und Solomon, 2002; Nakagawa und Yamazaki, 2006).



# Kapitel 6

## Zusammenfassung und Ausblick

### 6.1 Zusammenfassung der wissenschaftlichen Ergebnisse

In der vorliegenden Arbeit stand die Untersuchung der Ursachen, die für die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre verantwortlich sind, im Vordergrund. Dazu wurden Ergebnisse von langzeitlichen Simulationen mit dem Klima-Chemie Modell E39CA eingehend analysiert. Hierbei wurde insbesondere die Bedeutung der Stratosphäre für die abwärtsgerichtete Kopplung und damit die Beeinflussung der troposphärischen Dynamik untersucht. Anhand einer neu entwickelten Methode, die sowohl eine Differenzierung der Intensität der stratosphärischen Dynamik, als auch der troposphärischen Reaktion ermöglicht, wurden die genaueren Umstände ermittelt, welche für eine verstärkte troposphärische Reaktion auf die Abwärtspropagation des stratosphärischen Signals, maßgebend sind.

Wie aus Limpasuvan et al. (2004), Limpasuvan et al. (2005) und Holton (2004) bereits bekannt ist, steht die Abwärtspropagation einer stratosphärischen Störung bis in die Tropopausenregion in Zusammenhang mit der Interaktion zwischen zonalem Grundstrom und vertikaler Wellenausbreitung. Ziel dieser Arbeit war es, die Umstände für die Abwärtspropagation eines stratosphärischen Signals nicht nur bis in die Tropopausenregion, sondern bis in die untere Troposphäre zu ermitteln. Die detaillierte Erläuterung der Ursachen und Wirkung hierzu geschieht mit der Beantwortung der in Kap. 1 aufgeführten Fragestellungen:

#### **Unter welchen Umständen beeinflusst die Stratosphäre die Troposphäre in besonderem Maß?**

Eine signifikante Reaktion in der unteren Troposphäre auf das Abwärtspropagieren eines polaren stratosphärischen Signals ist nur unter ausgewählten troposphärischen und stratosphärischen dynamischen Bedingungen zu finden. Dabei ist der troposphärische Zustand maßgebend für die statistisch signifikante Signalpropagation. Die Stratosphäre muss für eine signifikante Signalpropagation in einem dynamisch gestörten Zustand sein. Ein stratosphärisches Extremereignis ist nur während der Winter- und Übergangsjahreszeiten möglich (Charney und Drazin, 1961). Die troposphärischen Zustände, unter denen eine signifikante Signalpropagation stattfindet, sind nachfolgend qualitativ dargestellt.

Die Troposphäre befindet sich im Herbst/Winter in der Nordhemisphäre oder im Winter/Frühling in der Südhemisphäre in einem dynamisch gestörten Zustand mit nach-

folgenden Eigenschaften, die über einen Zeitraum von etwa zwei Monaten persistent sind oder deren Amplitude sich verstärkt. Die Bedingungen an den dynamischen Zustand der Troposphäre für eine signifikante Signalpropagation eines stratosphärischen Schwachwirbelereignisses (Starkwirbelereignisses) lauten wie folgt:

1. Abgeschwächte (Verstärkte) Zonalwinde im Vergleich zum mittleren Zustand im Bereich des troposphärischen Strahlstroms in der mittleren und oberen Troposphäre.
2. Verstärkte (Abgeschwächte) Wellenaktivität im Vergleich zum mittleren Zustand in den mittleren Breiten der Troposphäre mit der stärksten Amplitude in der Tropopausenregion.
3. Verstärkte (Abgeschwächte) Wellendissipation im Vergleich zum mittleren Zustand im Bereich des troposphärischen Strahlstroms in der mittleren und oberen Troposphäre.

Entwickelt sich ebenfalls im Herbst/Winter der Nordhemisphäre oder im Winter/Frühling der Südhemisphäre mit dem Eintreten aller oben genannten troposphärischen Änderungen eine dynamische Störung in der Stratosphäre in Form eines Schwachwirbelereignisses (Starkwirbelereignisses), so kann sowohl in der Nord- als auch in der Südhemisphäre angenommen werden, dass etwa zwei bis drei Monate nach dem ersten signifikanten Signal im troposphärischen Zonalwind eine nachweisbare Beeinflussung der troposphärischen Dynamik durch die Stratosphäre stattfindet. Zeitlich gesehen tritt die troposphärische Reaktion auf die Signalpropagation der stratosphärischen Störung im Winter/Frühling in der Nordhemisphäre und im Frühling/Sommer der Südhemisphäre auf. Die Stärke des unmittelbaren Effekts der Signalpropagation auf die bodennahen Windgeschwindigkeiten der Polarregion beträgt bis zu  $\pm 3 \text{ m s}^{-1}$  und damit etwa  $\pm 30\%$  im Vergleich zum klimatologischen Mittel. Die Arbeit hat gezeigt, dass die Bedingung einer Abwärtspropagation nicht durch die Stärke der stratosphärischen Störung erklärt werden kann. Maßgebend für eine Abwärtspropagation sind die vorzeitig und gleichzeitig zur stratosphärischen Störung ablaufenden Vorgänge in der Troposphäre.

Eine Veränderung des troposphärischen Strahlstroms ist auf eine veränderte Baroklinität der Troposphäre, insbesondere in der Tropopausenregion zurückzuführen (Holton, 2004; Strong und Davis, 2007). Eine Änderung des meridionalen Windgradienten ist durch eine Änderung des Temperaturgradienten erklärbar. Das impliziert, dass in Wintern mit einem besonders starken (schwachen) meridionalen Temperaturgradienten, also einer relativ kalten (warmen) Polarregion, die signifikante Signalpropagation eines Schwachwirbelereignisses (Starkwirbelereignisses) wahrscheinlich ist.

Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass die für eine ausgeprägte Kopplung verantwortlichen Prozesse durch eine verstärkte (abgeschwächte) Interaktion zwischen planetaren Wellen und zonalem Grundstrom in der mittleren und oberen Troposphäre erklärt werden können.

### **Spielen Stratosphäre und Troposphäre eine aktive oder passive Rolle?**

Die vorliegende Arbeit bestätigt, dass die Stratosphäre von Bedeutung für die troposphärische Dynamik ist. Jedoch zeigt sich dabei, dass die Stratosphäre nicht aktiv an der Beeinflussung der Troposphäre beteiligt ist, d.h. die Stärke und auch die räumliche

Struktur der stratosphärischen Störung sind nach den Erkenntnissen der in dieser Studie durchgeführten Analysen eher unbedeutend für die Abwärtspropagation der polaren Störung. Der Zustand der Troposphäre bestimmt die Stärke der Signalpropagation der zeitgleich in der Stratosphäre vorherrschenden Störung.

Zudem zeigt diese Arbeit, dass, gemittelt über alle Einzelereignisse, die troposphärische Reaktion auf die stratosphärische Störung vorhersagbar scheint, und zwar anhand der Entwicklung des troposphärischen Strahlstroms und der daraus resultierenden Änderungen in der vertikalen Wellenausbreitung.

### **Wie wirkt sich eine polare stratosphärische Störung auf die troposphärische Dynamik aus?**

Die verstärkte Signalpropagation eines Schwachwirbelereignisses (Starkwirbelereignisses) hat einen unmittelbaren Einfluss in der troposphärischen Polarregion mit einer Abschwächung (Verstärkung) der bodennahen Winde um bis zu 30% mit bis zu  $\pm 3 \text{ m s}^{-1}$  und einer Abschwächung (Verstärkung) des Windes in der freien Troposphäre um bis zu 20% mit bis zu  $\pm 5 \text{ m s}^{-1}$  im Vergleich zum klimatologischen Mittel. Des Weiteren hat die verstärkte Signalpropagation eines Schwachwirbelereignisses (Starkwirbelereignisses) einen indirekten Einfluss auf den Wind in den mittleren Breiten, welcher eindeutig dem unmittelbaren Einfluss in der troposphärischen Polarregion zuzuordnen ist. Hier ist im Falle des Schwachwirbelereignisses (Starkwirbelereignisses) eine Verstärkung (Abschwächung) des bodennahen Windes und eine Verstärkung (Abschwächung) des Windes in der freien Troposphäre zu finden. Die Windänderungen in den mittleren Breiten betragen durchschnittlich  $\pm 2 \text{ m s}^{-1}$ .

Die unmittelbare Windänderung in der Polarregion tritt von etwa 40 Tage vor bis 40 Tage nach der stärksten Reaktion in der Troposphäre (dem troposphärischen zentralen Tag) auf. Der indirekte Einfluss der Signalpropagation auf den Wind in den mittleren Breiten hält kürzer an (etwa  $\pm 30$  Tage um den troposphärischen zentralen Tag), ist von entgegengesetztem Vorzeichen und weist eine schwächere Amplitude auf.

Die von einer Änderung des bodennahen Windes am deutlichsten betroffenen Regionen sind der Nordatlantik und der südliche Indische Ozean.

## **6.2 Schlussfolgerung und Ausblick**

Die Arbeit zeigt zum einen, dass die Stratosphäre im E39CA für die Entwicklung der troposphärischen Dynamik und damit auch für Klima und Wetter wesentlich ist und zum anderen, dass der Zustand der Troposphäre maßgebend für die Stärke der Signalpropagation aus der Stratosphäre und damit die Reaktion der Troposphäre ist. Wohldefinierte Konstellationen von troposphärischer und stratosphärischer Dynamik bestimmen die Stärke der troposphärischen Reaktion auf ein abwärtspropagierendes polares stratosphärisches Signal. Die Vergleiche von Modelldaten und Beobachtungsdaten aus Kap. 3 und Kap. 4 zeigen, dass das Modell plausible Ergebnisse liefert. Auch der Vergleich mit bestehenden Arbeiten auf Beobachtungsdaten belegt, dass das verwendete Modell durchaus in der Lage ist, die Umstände und Wirkung der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre in der realen Atmosphäre realistisch zu beschreiben (u.a. Thompson und Solomon, 2002; Nakagawa und Yamazaki, 2006).

Unter Berücksichtigung der Arbeiten von Baldwin und Dunkerton (2001) und auch Thompson et al. (2005) liefert diese Arbeit einen entscheidenden Mehrwert für das Ver-

ständnis der Prozesse der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre. Während die genannten Arbeiten von einem Zusammenhang der Stärke der troposphärischen Reaktion und der Stärke der stratosphärischen Störung ausgehen, zeigt diese Arbeit, dass vor allem der Zustand der Troposphäre für die Signalpropagation in die untere Troposphäre von Bedeutung ist. Die Unabhängigkeit der Stärke der troposphärischen Reaktion von der Stärke der stratosphärischen Störung ist konsistent mit den Ergebnissen aus Song und Robinson (2004), Nakagawa und Yamazaki (2006) und Charlton und Polvani (2007). Zudem zeigt diese Arbeit, dass eine durch planetare Wellen gestörte Troposphäre notwendig für die Signalpropagation aus der Stratosphäre bis in die untere Troposphäre ist. Dies ist konsistent mit dem Ergebnis von Holton (2004).

### **Mechanismus der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre**

Die in dieser Arbeit durchgeführten Studien zeigen die Umstände auf, unter denen eine signifikante Signalpropagation aus der Stratosphäre in die untere Troposphäre stattfindet. Sie deuten an, dass der Mechanismus, der verantwortlich für die Kopplung ist, durch eine verstärkte Interaktion zwischen planetaren Wellen und zonalem Grundstrom in der mittleren und oberen Troposphäre erklärt werden kann. Die Verwendung eines mechanistischen Modells für die genaue Überprüfung der in dieser Arbeit gefundenen Ursache-Wirkungs-Kette wäre vorteilhaft. Ebenso empfiehlt sich die Durchführung idealisierter Experimente mit vorgegebenen troposphärischen und stratosphärischen Bedingungen, um den genauen Sachverhalt noch besser zu verstehen.

### **Vorhersagbarkeit**

Bisherige Arbeiten beschäftigen sich lediglich mit der Vorhersagbarkeit stratosphärischer Extremereignisse aufgrund veränderter troposphärischer Wellenaktivität, untersuchen jedoch nicht die Bedingungen für eine Abwärtspropagation bis in die untere Troposphäre (Newman et al., 2001; Bancalá et al., 2012; Sun et al., 2012). In Anbetracht des Ausmaßes der maximalen Auswirkung stratosphärischer Störungen auf die Winde der freien Troposphäre um bis zu 20% und die bodennahen Winde mit Änderungen von bis zu 30%, ist die Möglichkeit ihrer Vorhersagbarkeit von besonderer Bedeutung für die Wettervorhersage auf der saisonalen Skala. Die Erkenntnisse dieser Arbeit helfen bei der Verbesserung der Vorhersagbarkeit der Stärke der troposphärischen Reaktion auf einer saisonalen Skala unter Berücksichtigung der stratosphärischen Dynamik.

Die Bedeutung erneuerbarer Energien nimmt hinsichtlich der zu erwartenden weiteren Zunahme der Treibhausgasemissionen immer mehr zu. Hier dominiert die Erzeugung von Energie durch Windkraft, Sonnenkraft und Biomasseverbrennung. Um diese Quellen regenerativer Energien besser nutzen zu können, und unter Berücksichtigung einer veränderlichen Troposphäre aufgrund der Klimaänderung, ist die Möglichkeit einer verbesserten saisonalen Wettervorhersage von großem Interesse.

Auf Basis der Annahme dieser Arbeit über die Möglichkeit einer verbesserten saisonalen Wettervorhersage ist bspw. die Entwicklung eines Indexwertes, mit dem bewertet werden kann, ob eine reelle Vorhersagbarkeit vorliegt, sinnvoll. Dieser Index muss sowohl den dynamischen Zustand der Troposphäre als auch den dynamischen Zustand der Stratosphäre beinhalten, wie bspw. die Zonalwindgeschwindigkeit in den mittleren Breiten der Troposphäre und die Wellenaktivität in der mittleren und oberen Troposphäre und auch in der Stratosphäre. Die Güte eines solchen Index muss ohne Zweifel auf Grundlage von Beobachtungsdatensätzen getestet werden.

Zudem liefert die Arbeit mit Entwicklung der neuen Methode einen entscheidenden Grundstein für weitere Studien, welche nachfolgend dargestellt sind.

### Trajektorienstudien

Frühere Studien zeigen, dass Veränderungen der stratosphärischen Dynamik nicht nur Einfluss auf das troposphärische Wetter durch veränderte Temperaturen und Winde haben können, sondern auch den troposphärischen Ozongehalt sowohl in der Nord- als auch in der Südhemisphäre beeinflussen können (Birner, 2010; Kiesewetter et al., 2010; Zeng et al., 2010). Während eine erhöhte Ozonkonzentration in der Stratosphäre positive Auswirkungen auf die menschliche Lebensqualität aufgrund verstärkter Absorption Ultravioletter Strahlung (UV-Strahlung) hat, führt eine erhöhte Ozonkonzentration in der Troposphäre zu einem negativen Effekt auf die Lebensqualität. Dieser negative Effekt äußert sich in Form von gesundheitlichen Beeinträchtigungen wie bspw. Kopfschmerzen und Müdigkeit beim Menschen, aber auch einer Schädigung der Pflanzenwelt. In der unteren Troposphäre tragen insbesondere Verkehrsemissionen zu einer erhöhten Ozonkonzentration bei.

Basierend auf der neu entwickelten Methode ist die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen der Signalpropagation aus der polaren Stratosphäre in die untere Troposphäre und dem Luftmassentransport (u.a. von Ozon) von der Stratosphäre in die Troposphäre, insbesondere die Austauschprozesse in der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre, von zukünftigem Interesse. Anhand des Langrangeschen Transportschemas ATTILA im E39CA können idealerweise sog. Trajektorienstudien durchgeführt werden. Sie ermöglichen die Verfolgung einzelner Luftpakete in der Modellatmosphäre über den gesamten Zeitraum einer transienten Simulation und damit die qualitative und quantitative Bewertung des Luftmassenaustauschs in der Atmosphäre, insbesondere in der Tropopausenregion (Kap. 2).

### Zukünftige Entwicklung - Extremereignisse

In Zukunft sind Unterschiede bzgl. der Stärke der Abwärtspropagation eines stratosphärischen Signals zu erwarten (U. Langematz, persönliche Kommunikation, 1. März 2012). Dieses Ergebnis basiert auf einer transienten Simulation entsprechend der in dieser Arbeit verwendeten SCN Simulation, die jedoch mit dem Klima-Chemie Modell EMAC-FUB durchgeführt wurde und bis zum Jahr 2100 reicht. Ein erster Vergleich von Stark- und Schwachwirbelereignissen der Vergangenheitsperiode (1960 bis 2010) mit den Ereignissen der zukünftigen Periode (2060 bis 2100) deutet an, dass sich die Stärke der troposphärischen Reaktion auf das Abwärtspropagieren stratosphärischer Störungen verändert. Die Frage, ob die Bedeutung der Stratosphäre für die troposphärische Dynamik und damit das troposphärische Wetter und Klima in Zukunft zunimmt, abnimmt oder gleich bleibt, ist noch ungeklärt.

Um belastbare Aussagen bzgl. der zukünftigen Bedeutung der Stratosphäre und der zukünftigen Reaktion der Troposphäre unter Anwendung der neuen Methode zu erhalten, ist die in dieser Arbeit verwendete transiente SCN Simulation zu kurz. Für die in dieser Arbeit entwickelte Methode ergibt sich ein Bedarf an etwa zwei Jahrhunderten an Modelldaten, um signifikante Aussagen zu den Umständen und der Wirkung der Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre zu erhalten. Eine robuste Feststellung der zukünftigen Änderungen der dynamischen Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre kann bspw. auf Grundlage von Zeitscheibenrechnungen der Größenordnung von etwa 250

Jahren erlangt werden.

# Anhang A

## Mathematische und statistische Grundlagen

Im Nachfolgenden werden die in dieser Arbeit verwendeten mathematischen und statistischen Methoden genauer beschrieben.

### A.1 Empirische Orthogonalfunktion

Die Empirische Orthogonalfunktion (EOF) Analyse ist eine statistische Methode um die vorherrschenden Schwankungsmuster einer mehrdimensionalen Zeitreihe zu extrahieren. Mit der EOF Analyse können diese Zeitreihen auf ihre signifikanten Muster, ihre Bedeutung an der Gesamtvariabilität und ihre zeitliche Variation untersucht werden. Die Analysemethode ermöglicht durch Herausfiltern kleinskaliger Störungen große Datenfelder zu reduzieren, jedoch mit einem Minimum an Informationsverlust.

Die Analyse meteorologischer Datensätze mittels EOF (Lorenz, 1956) bietet eine gute Möglichkeit zur Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Variabilität meteorologischer Felder.

Man betrachtet eine Schwankung (Abweichung vom Mittelwert)  $z'$  einer n-dimensionalen Zeitreihe  $Z$  um ihren Mittelwert  $\bar{Z}$ . Es gilt:  $z' = Z - \bar{Z}$ . Die Abweichung vom Mittelwert wird in eine Summe der EOFs und ihre Hauptkomponenten (engl.: Principal Component - PC) zerlegt. Damit ergibt sich:

$$z' = \sum_{k=1}^n PC_k EOF_k. \quad (\text{A.1})$$

Zur Berechnung der EOFs aus den Ursprungsdaten wird die zugehörige Kovarianzmatrix  $K$  berechnet.

$$\underline{K} = \sum_{k=1}^n z' z'^T. \quad (\text{A.2})$$

Die Kovarianzmatrix beinhaltet die Varianzen und Kovarianzen zwischen den unterschiedlichen Komponenten der ursprünglichen Zeitreihe. Die Minimierung der durch die n-dimensionalen Koordinatenachsen beschriebenen Varianz führt zu einem Eigenwertproblem für die Kovarianzmatrix:

$$\underline{K} \vec{e}_k = l_k \cdot \vec{e}_k \text{ mit } k=1, \dots, n. \quad (\text{A.3})$$

Die Eigenvektoren  $\vec{e}_k$  dieser Kovarianzmatrix stellen die EOFs dar und jeder entsprechende Eigenwerte stellt den Anteil der zugehörigen EOF an der Gesamtvariabilität  $l_k$  dar. Eigenwerte und auch Eigenvektoren sind geordnet nach ihrem Anteil an der Gesamtvariabilität. Der erste Eigenvektor zeigt in Richtung der größten Variabilität (erste EOF). Dementsprechend hat die erste EOF den größten Anteil an der Gesamtvariabilität des entsprechenden meteorologischen Feldes  $Z$ . Eigenvektoren haben die Eigenschaft, dass sie voneinander unabhängig sind und aufeinander senkrecht stehen. Es gibt keine räumliche Korrelation zwischen zwei EOFs und ebenso keine zeitliche Korrelation zwischen zwei Hauptkomponenten.

Die Hauptkomponenten (PCs) berechnen sich aus der Projektion der EOFs auf den Datensatz:

$$PC_k = z' \cdot \vec{e}_k \text{ mit } k=1, \dots, n. \quad (\text{A.4})$$

Die PCs beschreiben die zeitlichen Schwankungen des Datensatzes auf den jeweiligen EOF Mustern.

Entsprechend den Analysen nach Baldwin und Dunkerton (2001) und Thompson et al. (2005), durchgeführt in Kap. 3, stellen die PCs den NAM (SAM) Index dar und die zugehörige erste EOF den NAM (SAM). Der NAM (SAM) Index zeigt somit den zeitlichen Verlauf des NAM (SAM), d.h. des räumlichen Musters, auf.

## A.2 Tiefpassfilterung

Da nach Baldwin und Dunkerton (2001) und Thompson et al. (2005) die Abwärtsausbreitung eines Signals von der Stratosphäre in die Troposphäre nur auf niedrigfrequente Störungen beschränkt ist, wird ein 90-Tage Tiefpassfilter auf die in dieser Arbeit gezeigten meteorologischen Felder angewandt. Ein 90-Tage Tiefpassfilter filtert Frequenzen, die größer als  $1/90$  Tage sind heraus. Übrig bleiben Frequenzen kleiner  $1/90$  Tage, was ausschlaggebend ist für diese Arbeit, da sich Signale von der Stratosphäre in die Troposphäre innerhalb weniger Wochen ausbreiten.

In dieser Arbeit wird ein Lanczos-Filter mit 91 Stützstellen (aktueller Tag  $\pm 45$  Tage) verwendet. Die Filtergewichte  $LF$  des Lanczos-Filters, die zur Tiefpassfilterung mit der ursprünglichen Datenreihe als gleitendes Mittel für jeden Zeitschritt multipliziert werden, sind wie folgt definiert:

$$LF(x) = \begin{cases} \text{sinc}(x)\text{sinc}(x/a), & \text{wenn } -a < x < a \\ 1, & x=0 \\ 0, & \text{wenn sonst} \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

mit

$$\text{sinc}(x) = \frac{\sin(\pi x)}{\pi x} \text{ und } a = 45. \quad (\text{A.6})$$

Durch dieses Verfahren gehen 45 Werte am Anfang und Ende der gefilterten Zeitreihe verloren, was für die in dieser Arbeit verwendeten Zeitreihen aufgrund ihrer Länge unbedeutend ist.

### A.3 Kreuz-Korrelation

Die Kreuz-Korrelation beschreibt die Korrelation  $c(\tau)$ , und damit den Zusammenhang zweier Signale  $x(t)$  und  $y(t)$ , bei einer Zeitverschiebung  $\tau$  zwischen den zwei Signalen.

In dieser Arbeit wird die Kreuz-Korrelation Analyse verwendet um die stratosphärischen Änderungen der geopotentiellen Höhe (GpH) in Zusammenhang mit den troposphärischen Änderungen der GpH, sowohl zeitlich als auch räumlich, zu bringen. Es wird die maximale Korrelation bezogen auf Raum und Zeit berechnet. Die Zeit wird bestimmt durch eine Zeitspanne von 90 Tagen um den troposphärischen zentralen Tag des Ereignisses, dem Tag der maximalen (minimalen) GpH Anomalie in 700 hPa.

Der Algorithmus für die Kreuz-Korrelation lautet wie folgt:

$$c(\tau) = \sum_{i=-45}^{45} [x(t) - \bar{x}] \cdot [y(t + \tau) - \bar{y}] / [\sigma(x) \cdot \sigma(y)]. \quad (\text{A.7})$$

Hierbei beschreibt  $\bar{x}$  ( $\bar{y}$ ) das zeitliche Mittel von  $x(t)$  ( $y(t)$ ) und  $\sigma(x)$  ( $\sigma(y)$ ) die Standardabweichung von  $x(t)$  ( $y(t)$ ).

### A.4 Eliassen Palm Fluss

Der Eliassen Palm (EP) Fluss ist ein Teil des Konzepts der transformierten Eulerschen Gleichungen (engl.: Transformed Eulerian-Mean Equations - TEM). Während die konventionellen Eulerschen Gleichungen (mit der konventionellen Eulerschen mittleren Meridionalzirkulation  $\bar{v}$  und  $\bar{w}$ ) keine meridionale und vertikale Bewegung aufgrund nicht-dissipativer Wellen zulassen (Andrews et al., 1987), können mit den TEM Gleichungen durch die Einführung einer meridionalen Residualzirkulation ( $\bar{v}^*$ ,  $\bar{w}^*$ ) diese Bewegungen erfasst werden. Dies ermöglicht eine klare Diagnose des Antriebs durch dissipative Wellen. Der Einfluss von Wärme- und Impulsfluss auf den zonalgemittelten Zonalwind kann mit den TEM Gleichungen untersucht werden. Die meridionale Residualzirkulation ( $\bar{v}^*$ ,  $\bar{w}^*$ ) ist wie folgt definiert:

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{\partial}{\partial p} (\overline{v'\theta'}) / \frac{\partial \theta_0}{\partial p} \quad (\text{A.8})$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \frac{1}{r \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\overline{v'\theta'}) / \frac{\partial \theta_0}{\partial p} \quad (\text{A.9})$$

mit  $\theta$  die potentielle Temperatur,  $u$ ,  $v$ ,  $w$ , die Geschwindigkeit in  $x$ ,  $y$ , und  $p$  Richtung und  $r$  der Erdradius.

Der EP Fluss  $F$  beschreibt den Fluss der Wellenaktivität. Er besitzt lediglich eine senkrechte ( $F_p$ ) und eine meridionale Komponente ( $F_\phi$ ). Die Divergenz des EP Flusses ( $\vec{\nabla} \cdot F$ ) beschreibt die Wellendissipation der auf dem Modellgitter aufgelösten Wellen. Dabei bewirkt eine EP Fluss Divergenz einen Impulsübertrag auf die Strömung in Form einer westwärts gerichteten Kraft. Diese führt zu einer Abschwächung der Westwindgeschwindigkeit. Hier ist die Meridional Komponente des EP Flusses proportional zum Impulsfluss  $\overline{u'v'}$  und die Vertikalkomponente zum Wärmefluss  $\overline{v'\theta'}$ . Die nachfolgenden Gleichungen stellen den EP Fluss und die EP Fluss Divergenz, erhalten aus den TEM Gleichungen, dar:

$$F_\phi = r \cos \phi (-\overline{u'v'} + \overline{v'\theta'} / \theta_p \frac{du}{dp}) \quad (\text{A.10})$$

$$F_p = r \cos \phi (\hat{f} v' \theta' / \theta_p - \overline{u' w'}) \quad (\text{A.11})$$

$$\vec{\nabla} \cdot F = \frac{1}{r \cos \phi} \frac{d}{d\phi} (F_\phi \cos \phi) + \frac{d}{dp} F_p. \quad (\text{A.12})$$

Für die Darstellung des EP Flusses und deren Divergenz, werden die EP Flüsse skaliert nach Edmon et al. (1980). Damit ergeben sich folgende Gleichungen:

$$\hat{F}_\phi = 2\pi r \cos \phi / g F_\phi \quad (\text{A.13})$$

$$\hat{F}_p = 2\pi r^2 \cos \phi / g F_p \quad (\text{A.14})$$

$$\vec{\nabla} \cdot \hat{F} = \frac{d}{d\phi} \hat{F}_\phi + \frac{d}{dp} \hat{F}_p \quad (\text{A.15})$$

Der EP Fluss besitzt die Einheit ( $m^3 \text{ rad}, m^3 \text{ Pa}$ ). Die EP Fluss Divergenz ist in  $Nm/Pa$  (Energie / Druck), d.h.  $m^3$  gegeben.

## A.5 Fourier-Analyse

Meteorologische Felder wie Temperatur, Wind oder GpH können als zonales Mittel ( $\phi_0$ ) und deren Abweichung vom Zonalmittel ( $\phi'$ ) dargestellt werden:

$$\phi(\lambda, \varphi, z) = \phi_0(\varphi, z) + \phi'(\lambda, \varphi, z), \quad (\text{A.16})$$

wobei  $\varphi$  die geographische Breite,  $\lambda$  die geographische Länge und  $z$  die Höhe darstellt.

Bei der Fourier-Analyse werden die Abweichungen vom Zonalmittel in Anteile sich überlagernder zonaler Wellen mit unterschiedlicher zonaler Wellenzahl zerlegt:

$$\phi(\lambda, \varphi, z) = \phi_0(\varphi, z) + \sum_{i=1}^N \phi_i(\varphi, z) \cos(i\lambda - \alpha_i), \quad (\text{A.17})$$

wobei  $\phi_i$  die Amplitude und  $\alpha_i$  die Phase darstellt. Die Amplitude und die Phase können für jede Wellenzahl  $i$  bis zur maximalen Wellenzahl  $N$  (abhängig von der Datenauflösung) berechnet werden.

'Wellenzahl in Zonalrichtung' (oder auch 'zonale Wellenzahl') beschreibt die Anzahl der Wellen um einen Breitenkreis. Anders ausgedrückt: Eine Wellenstörung (Amplitude der Abweichung vom zonalen Mittel) der Wellenzahl 1 besitzt einen Keil und einen Trog entlang des Breitenkreises. Man nennt dieses Muster auch Welle-1 Muster. Die Wellenamplitude ist ein Maß für die Wellenaktivität und damit ein Maß für die dynamische Störung der betrachteten Region.

## A.6 Signifikanztests

Im nachfolgenden Abschnitt werden die Methoden zur Überprüfung der Signifikanz der Ergebnisse dargestellt.

### A.6.1 Bootstrap Methode

Die statistische Signifikanz des mittleren Ereignisses hinsichtlich des klimatologischen Zustands wird mit der sog. Bootstrap Methode geprüft.

Um die statistische Signifikanz eines mittleren Ereignisses im Vergleich zum klimatologischen Mittel zu bestimmen, wird mittels der Methode des Bootstrappings das mittlere Ereignis der Einzelereignisse mit einem zufälligen mittleren Ereignis verglichen.

Das Verfahren zur Erzeugung normalverteilter Zufallszahlen geschieht mit der Box-Muller-Methode. Anhand folgender Gleichungen werden zwei neue voneinander unabhängige Zufallszahlen  $(z_1, z_2)$  bestimmt:

$$z_1 = \sqrt{-2\ln u_1} \cos(2\pi u_2) \quad (\text{A.18})$$

und

$$z_2 = \sqrt{-2\ln u_1} \sin(2\pi u_2) \quad (\text{A.19})$$

wobei  $u_1$  ( $u_2$ ) zwei unabhängige Standardzufallszahlen (zwischen 0 und 1) sind und als Eingabe benötigt werden. Für weitere Zufallszahlen dienen  $z_1$  und  $z_2$  als neue Eingabeparameter. Anhand dieser Zufallszahlen werden zufällige Tage in den Nordwintermonaten (DJF) bzw. Südfrühlingsmonaten (OND) als Auftrittzeitpunkte eines zufälligen Ereignisses ausgewählt.

Das zufällige mittlere Ereignis wird aus einer Anzahl  $X$  ( $X$  entspricht 200 Einzelereignissen im Falle der ERA-40 Daten,  $X$  entspricht 215 Einzelereignissen im Falle der Ref1 Simulation) von zufälligen Einzelereignissen in DJF bzw. OND gebildet. Die Anzahl ergibt sich aus 5 zufällig gewählten Einzelereignissen pro Quartal abzüglich dem ersten und dem letzten Jahr der Daten, da im ersten Jahr der vorangegangene Monat Dezember nicht verfügbar ist und im letzten Jahr entsprechend die nachfolgenden Monate Januar und Februar. Dies ergibt 5 zufällige Ereignisse in 40 Jahren für die ERA-40 Daten und 5 zufällige Ereignisse in 43 Jahren für die Ref1 Daten. Die statistische Signifikanz der Differenz des zufälligen mittleren Ereignisses und des mittleren Ereignisses der durch Grenzwertüberschreitung ausgewählten Stark- bzw. Schwachwirbelereignisse wird mit Hilfe des Student'schen  $t$ -Tests (siehe Abschnitt A.6.2) bestimmt.

### A.6.2 Student'scher $t$ -Test

Für die Ergebnisse einer Modellsimulation ist es besonders wichtig eine Einschätzung der statistischen Relevanz der Ergebnisse abzugeben. Beim Vergleich zweier Stichprobenmittelwerte (bspw. resultierend aus zwei unterschiedlichen Datensätzen) wird untersucht, ob die Differenz signifikant von 0 verschieden ist. Dies geschieht mit dem sog.  $t$ -Test.

Die Anwendung des Student'schen  $t$ -Tests ist in dieser Arbeit von Bedeutung für den Vergleich von mittleren Stark- und Schwachwirbelereignissen mit einem zufällig gewählten mittleren Ereignis, um die signifikante Abweichung eines mittleren Ereignisses aus Einzelereignissen vom klimatologischen Mittel zu testen. Gleichmaßen ist der  $t$ -Test von Bedeutung bei der statistischen Bewertung eines mittleren Ereignisses aus den Einzelereignissen mit abwärtspropagierendem Signal im Vergleich zu einem mittleren Ereignis aus Einzelereignissen mit nicht abwärtspropagierendem Signal (Kap. 4 und Kap. 5).

Die Anwendung des  $t$ -Tests erfordert zwei Grundvoraussetzungen. Einerseits muss die abhängige Variable intervallskaliert sein und andererseits muss sie annähernd normalverteilt sein.

Für die Einschätzung des Unterschieds zweier Stichprobenmittelwerte, wird zunächst die Nullhypothese aufgestellt. Diese besagt, dass sich die zwei untersuchten Gruppen nicht systematisch in ihren Mittelwerten voneinander unterscheiden. Demzufolge geht man davon aus, dass die Mittelwertdifferenz zufällig entstanden ist und deshalb keinen signifikanten Unterschied darstellt. Mit dem  $t$ -Test wird nun überprüft mit welcher Wahrscheinlichkeit die Mittelwertdifferenz eine bedeutende Änderung darstellt. Der resultierende Wahrscheinlichkeitswert liegt zwischen 0 und 1. Liegt die Wahrscheinlichkeit bei 1, so ist die entstandene Mittelwertdifferenz in jedem Fall nicht zufällig. Ist der Wahrscheinlichkeitswert 0, so ist der Unterschied der Stichprobenmittelwerte zufällig, und es kann eine Mittelwertdifferenz von 0 angenommen werden. In dieser Arbeit werden die Ergebnisse für das 95% Signifikanzniveau getestet. Das bedeutet, dass bei 100 Erhebungen in 95 Fällen die entstandene Mittelwertdifferenz einen signifikanten Unterschied darstellt und nur in 5 Fällen das Ergebnis fälschlicherweise als bedeutend angesehen wurde.

Die Verteilung jeder Stichprobe wird durch die Varianz  $\chi$  beschrieben. Diese wiederum ist durch die Standardabweichung definiert. Die Standardabweichung ergibt sich durch die folgende Gleichung:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (\text{A.20})$$

mit dem Mittel der Stichprobe  $\bar{x}$ :

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i. \quad (\text{A.21})$$

In dieser Arbeit beschreibt das Mittel der Stichprobe das mittlere Ereignis der vier Ereignisklassen oder das zufällige mittlere Ereignis (gleichbedeutend mit dem mittleren stratosphärischen Zustand in den Nordwinter- bzw. Südfrühlingsmonaten).

Die Varianz  $\chi$  ist dann wie folgt durch das Quadrat der Standardabweichung gegeben:

$$\chi = \sigma^2. \quad (\text{A.22})$$

Überschreitet der Unterschied der Stichprobenmittelwerte einen bestimmten Grenzwert, welcher das Signifikanzniveau angibt, wird die entstandene Mittelwertdifferenz als bedeutend (signifikant) gewertet. Diese Prüfgröße nennt man  $t$ -Wert. Er folgt der sog.  $t$ -Verteilung. Für den Vergleich zweier gleich großer Stichproben mit Größe  $n$  ergibt sich folgende  $t$ -Verteilung:

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\sqrt{(\chi_1 + \chi_2) \frac{1}{n}}}, \quad (\text{A.23})$$

wobei  $\bar{x}_1$  das Mittel und  $\chi_1$  die Varianz der ersten Stichprobe und entsprechend  $\bar{x}_2$  und  $\chi_2$  der zweiten Probe angeben.

Im Falle ungleich großer Stichproben mit Größen  $n_1 \neq n_2$  und ungleichen Varianzen, wird die Gleichung der  $t$ -Verteilung wie folgt beschrieben:

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\sqrt{\frac{\chi_1}{n_1} + \frac{\chi_2}{n_2}}}. \quad (\text{A.24})$$

In beiden Fällen ist die  $t$ -Verteilung abhängig von der Anzahl der Freiheitsgrade ( $d.f.$  = degrees of freedom). Mit zunehmender Anzahl der Freiheitsgrade nähert sich die  $t$ -Verteilung der Normalverteilung an. Die Anzahl der Freiheitsgrade ist gegeben durch  $d.f. = N - 2$  mit  $N = n_1 + n_2$ .

Für eine ausführliche Beschreibung des Student'schen  $t$ -Tests können Details noch in Wilks (2006) nachgelesen werden.



# Abkürzungsverzeichnis

AGCM	Atmospheric General Circulation Model
AO	Arktische Oszillation
ATTILA	Atmospheric Tracer Transport in a Lagrangian model
BDZ	Brewer-Dobson Zirkulation
CCM	Chemistry-climate model
CHEM	Chemiemodul, das mit ECHAM gekoppelt werden kann
DJF	Dezember, Januar, Februar
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
ECHAM	Modell des ECMWF, HAMburger Version
ECHAM4L39(DLR)	DLR Version von ECHAM4 mit 39 vertikalen Schichten
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
EP	Eliassen Palm
ERA-40	ECMWF Reanalysis-40
E39CA	ECHAM4L39(DLR)/CHEM/ATTILA
FCKW	Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoff
GpH	Geopotentielle Höhe
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
NAM	Northern Annular Mode
NAO	Nordatlantische Oszillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NO	Stickstoffmonoxid
NO <sub>2</sub>	Stickstoffdioxid
NO <sub>x</sub>	Stickoxide (NO + NO <sub>2</sub> )
NTrop	Ereignis mit insignifikanter Reaktion der Troposphäre
OND	Oktober, November, Dezember
QBO	Quasi-biennale Oszillation
SAM	Southern Annular Mode
SRES	Special Report on Emission Scenarios
STC	Stratosphere-troposphere coupling
TEM	Transformed Eulerian Mean Equations
Trop	Ereignis mit signifikanter Reaktion der Troposphäre
WMO	World Meteorological Organization



# Indexverzeichnis

- BDZ - Brewer-Dobson Zirkulation, 4
- Direkte Wirkung/Unmittelbarer Effekt, 78, 81, 90, 112
- EOF - Empirische Orthogonalfunktion, 22, 129
- Ereignis mit abwärtspropagierendem Signal ('Trop'), 49
- Ereignis mit nicht abwärtspropagierendem Signal ('NTrop'), 49
- Fernwirkung/Indirekter Effekt, 81, 90, 112
- Finale Stratosphärenenerwärmung, 7, 32
- Großskalige Wellen, 3
- Kältefehler, 16, 45
- Kleinerskalige Wellen, 3
- Mittleres Ereignis, 27, 52
- NAM - Northern Annular Mode, 23
- NAM/SAM Index, 23, 25, 37
- NAO - Nordatlantische Oszillation, 2, 24
- NAO Index, 94
- Planetare Wellen, 3
- Propagationsdauer, 52
- SAM - Southern Annular Mode, 23, 36
- Stratosphärische Störung, *siehe* Stratosphärisches Extremereignis
- Stratosphärischer zentraler Tag, 49
- Stratosphärisches Extremereignis, 6, 49
- TEM - Transformierte Eulersche Gleichungen, 4, 131
- Troposphärischer Strahlstrom, 81, 103
- Troposphärischer zentraler Tag, 51
- Vertikale Wellenpropagation, 3
- Welle-1 Muster, 3, 132
- Wellen, 2
- Wellenaktivität, 3, 4, 131, 132
- Wellendissipation, 3, 131



# Literaturverzeichnis

- Andrews, D. G., Holton, J. R., und Leovy, C. B.: *Middle Atmospheric Dynamics*, Academic Press, p. 489 pp., 1987.
- Austin, J., Shindell, D., Beagley, S. R., Brühl, C., Dameris, M., Manzini, E., Nagashima, T., Newman, P., Pawson, S., Pitari, G., Rozanov, E., Schnadt, C., und Shepherd, T. G.: Uncertainties and assessments of chemistry-climate models of the stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 1–27, 2003.
- Baldwin, M. P. und Dunkerton, T. J.: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophys. Res.*, 104, 30 937–30 946, 1999.
- Baldwin, M. P. und Dunkerton, T. J.: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 294, 581–584, 2001.
- Baldwin, M. P. und Thompson, D. W. J.: A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 135, 1661–1672, 2009.
- Baldwin, M. P., Cheng, X., und Dunkerton, T. J.: Observed correlations between winter mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 6363–6376, 1994.
- Baldwin, M. P., Thompson, D. W. J., Shuckburgh, E. F., Norton, W. A., und Gillett, N. P.: Weather from the Stratosphere?, *Science*, 301, 317–319, 2003.
- Bancalá, S., Krüger, K., und Giorgetta, M.: The preconditioning of major sudden stratospheric warmings, *J. Geophys. Res.*, 117, D04 101, 2012.
- Birner, T.: Residual Circulation and Tropopause Structure, *J. Atmos. Sci.*, 67, 2582–2600, 2010.
- Black, R. X.: Stratospheric Forcing of Surface Climate in the Arctic Oscillation, *J. Climate*, 15, 268–277, 2002.
- Brönnimann, S.: Impact of El Niño-Southern Oscillation on European climate, *Rev. Geophys.*, 45, RG3003, 2007.
- Brühl, C. und Crutzen, P. J.: MPIC two-dimensional model, *NASA Ref. Publ.*, 1292, 103–104, 1993.
- Butchart, N., Scaife, A. A., Bourqui, M., de Grandpré, J., Hare, S. H. E., Kettleborough, J., Langematz, U., Manzini, E., Sassi, F., Shibata, K., Shindell, D., und Sigmond, M.: Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation, *Clim. Dynam.*, 27, 727–741, 2006.

- Butchart, N., Cionni, I., Eyring, V., Shepherd, T. G., Waugh, D. W., Akiyoshi, H., Austin, J., Brühl, C., Chipperfield, M. P., Cordero, E., Dameris, M., Deckert, R., Dhomse, S., Frith, S. M., Garcia, R. R., Gettelman, A., Giorgetta, M. A., Kinnison, D. E., Li, F., Mancini, E., McLandress, C., Pawson, S., Pitari, G., Plummer, D. A., Rozanov, E., Sassi, F., Scinocca, J. F., Shibata, K., Steil, B., und Tian, W.: Chemistry-Climate Model Simulations of Twenty-First Century Stratospheric Climate and Circulation Changes, *J. Climate*, 23, 5349–5374, 2010.
- Cagnazzo, C., Manzini, E., Calvo, N., Douglass, A., Akiyoshi, H., Bekki, S., Chipperfield, M., Dameris, M., Deushi, M., Fischer, A. M., Garny, H., Gettelman, A., Giorgetta, M. A., Plummer, D., Rozanov, E., Shepherd, T. G., Shibata, K., Stenke, A., Struthers, H., und Tian, W.: Northern winter stratospheric temperature and ozone responses to ENSO inferred from an ensemble of Chemistry Climate Models, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8935–8948, 2009.
- Charlton, A. J. und Polvani, L. M.: A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks, *J. Climate*, 20, 449–469, 2007.
- Charney, J. G. und Drazin, P. G.: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 66, 83–109, 1961.
- Chen, G. und Held, I. M.: Phase speed spectra and the recent poleward shift of Southern Hemisphere surface westerlies, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21 805, 2007.
- Chen, P. und Robinson, W. A.: Propagation of Planetary Waves between the Troposphere and Stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 49, 2533–2545, 1992.
- Christiansen, B.: Stratospheric Vacillations in a General Circulation Model, *J. Atmos. Sci.*, 56, 1858–1872, 1999.
- Christiansen, B.: Downward propagation and statistical forecast of the near-surface weather, *J. Geophys. Res.*, 110, D14 104, 2005.
- Cohen, J., Barlow, M., Kushner, P. J., und Saito, K.: Stratosphere Troposphere Coupling and Links with Eurasian Land Surface Variability, *J. Climate*, 20, 5335–5343, 2007.
- Cohen, J., Foster, J., Barlow, M., Saito, K., und Jones, J.: Winter 2009-2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L17 707, 2010.
- Colucci, S. J.: Stratospheric Influences on Tropospheric Weather Systems, *J. Atmos. Sci.*, 67, 324–344, 2010.
- Cubasch, U. und Kasang, D.: *Anthropogener Klimawandel*, Klett-Perthes, Gotha, 2000.
- Dameris, M., Grewe, V., Ponater, M., Deckert, R., Eyring, V., Mager, F., Matthes, S., Schnadt, C., Stenke, A., Steil, B., Brühl, C., und Giorgetta, M. A.: Long-term changes and variability in a transient simulation with a chemistry-climate model employing realistic forcing, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2121–2145, 2005.
- Deser, C.: On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 779–782, 2000.
- Edmon, H. J., Hoskins, B. J., und McIntyre, M. E.: Eliassen-Palm Cross Sections for the Troposphere., *J. Atmos. Sci.*, 13, 2600–2616, 1980.

- Eyring, V., Butchart, N., Waugh, D. W., Akiyoshi, H., Austin, J., Bekki, S., Bodeker, G. E., Boville, B. A., Brühl, C., Chipperfield, M. P., Cordero, E., Dameris, M., Deushi, M., Fioletov, V. E., Frith, S. M., Garcia, R. R., Gettelman, A., Giorgetta, M. A., Grewe, V., Jourdain, L., Kinnison, D. E., Mancini, E., Manzini, E., Marchand, M., Marsh, D. R., Nagashima, T., Newman, P. A., Nielsen, J. E., Pawson, S., Pitari, G., Plummer, D. A., Rozanov, E., Schraner, M., Shepherd, T. G., Shibata, K., Stolarski, R. S., Struthers, H., Tian, W., und Yoshiki, M.: Assessment of temperature, trace species and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past, *J. Geophys. Res.*, 111, D22 308, 2006.
- Eyring, V., Chipperfield, M. P., Giorgetta, M. A., Kinnison, D. E., Manzini, E., Matthes, K., Newman, P. A., Pawson, S., Shepherd, T. G., und Waugh, D. W.: Overview of the New CCMVal Reference and Sensitivity Simulations in Support of Upcoming Ozone and Climate Assessments and Planned SPARC CCMVal, *SPARC Newsletter*, 30, 20–26, 2008.
- Fyfe, J. C., Boer, G. J., und Flato, G. M.: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1601–1604, 1999.
- Garfinkel, C. I., Shaw, T. A., Hartmann, D. L., und Waugh, D. W.: Does the Holton-Tan Mechanism Explain How the Quasi-Biennial Oscillation Modulates the Arctic Polar Vortex?, *J. Atmos. Sci.*, 2012.
- Garny, H.: Causes and impacts of changes in the stratospheric meridional circulation in a chemistry-climate model, *DLR Forschungsbericht*, 2011.
- Garny, H., Dameris, M., und Stenke, A.: Impact of prescribed SSTs on climatologies and long-term trends in CCM simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 4489–4524, 2009.
- Garny, H., Dameris, M., Randel, W., Bodeker, G. E., und Deckert, R.: Dynamically Forced Increase of Tropical Upwelling in the Lower Stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 68, 1214–1233, 2011.
- Gerber, E. P., Orbe, C., und Polvani, L. M.: Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L24 801, 2009.
- Gillett, N. P. und Thompson, D. W. J.: Simulation of Recent Southern Hemisphere Climate Change, *Science*, 302, 273–275, 2003.
- Gillett, N. P., Allen, M. R., und Williams, K. D.: The role of stratospheric resolution in simulating the Arctic Oscillation response to greenhouse gases, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 2002.
- Grewe, V. und Sausen, R.: Comment on ‘Quantitative performance metrics for stratospheric-resolving chemistry-climate models’ by Waugh and Eyring (2008), *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9101–9110, 2009.
- Grise, K. M., Thompson, D. W. J., und Forster, P. M.: On the Role of Radiative Processes in Stratosphere-Troposphere Coupling., *J. Climate*, 22, 4154–4161, 2009.

- Hein, R., Dameris, M., Schnadt, C., Land, C., Grewe, V., Köhler, I., Ponater, M., Sausen, R., Steil, B., Landgraf, J., und Brühl, C.: Results of an interactively coupled atmospheric chemistry - General circulation model: Comparison with observations, *Ann. Geophys.*, 19, 435–457, 2001.
- Hinssen, Y. B. L., Bell, C. J., und Siegmund, P. C.: The influence of the stratosphere on the tropospheric zonal wind response to CO<sub>2</sub> doubling, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 4915–4927, 2011.
- Holton, J. R.: An introduction to dynamic meteorology, International geophysics series, San Diego, New York: Academic Press, Elsevier, 4th ed., 2004.
- Holton, J. R. und Tan, H. C.: The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Global Circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200–2208, 1980.
- Hurrell, J. W.: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676–679, 1995.
- IPCC: Climate Change 2001 - The scientific basis, Tech. rep., Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, New York, USA, 2001.
- IPCC: Climate Change 2007 - The physical science basis, Tech. rep., Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, New York, USA, 2007.
- Isaksen, I. S. A., Granier, C., Myhre, G., Berntsen, T. K., Dalsøren, S. B., Gauss, M., Klimont, Z., Benestad, R., Bousquet, P., Collins, W., Cox, T., Eyring, V., Fowler, D., Fuzzi, S., Jöckel, P., Laj, P., Lohmann, U., Maione, M., Monks, P., Prevo, A. S. H., Raes, F., Richter, A., Rognerud, B., Schulz, M., Shindell, D., Stevenson, D. S., Storelvmo, T., Wang, W. C., van Weele, M., Wild, M., und Wuebbles, D.: Atmospheric composition change: Climate-Chemistry interactions, *Atmos. Env.*, 43, 5318–5192, 2009.
- Johns, T. C., Durman, C. F., Banks, H. T., Roberts, M. J., McLaren, A. J., Ridley, J. K., Senior, C. A., Williams, K. D., Jones, A., Rickard, G. J., Cusack, S., Ingram, W. J., Crucifix, M., Sexton, D. M. H., Joshi, M. M., Dong, B., Spencer, H., Hill, R. S. R., Gregory, J. M., Keen, A. B., Pardaens, A. K., Lowe, J. A., Bodas-Salcedo, A., Stark, S., und Searl, Y.: The new Hadley Centre Climate Model (HadGEM1): Evaluation of coupled simulations, *J. Climate*, 19, 1327–1353, 2006.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., und Joseph, D.: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437–471, 1996.
- Karpechko, A. Y. und Manzini, E.: Stratospheric influence on tropospheric climate change in the Northern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 117, 14pp., 2012.
- Kiesewetter, G., Sinnhuber, B.-M., Vountas, M., Weber, M., und Burrows, J. P.: A long-term stratospheric ozone data set from assimilation of satellite observations: High-latitude ozone anomalies, *J. Geophys. Res.*, 115, D10 307, 2010.

- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R., und Fiorino, M.: The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 82, 247–268, 2001.
- Kodera, K.: Influence of volcanic eruptions on the troposphere through stratospheric dynamical processes in the northern hemisphere winter, *J. Geophys. Res.*, 99, 1273–1282, 1994.
- Kuroda, Y. und Yamazaki, K.: Influence of the solar cycle and QBO modulation on the Southern Annular Mode, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L12 703, 2010.
- Labitzke, K. und Kunze, M.: Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies, *Meteorologische Zeitschrift*, 14, 65–74, 2005.
- Land, C., Ponater, M., Sausen, R., und Roeckner, E.: The ECHAM4.L39 (DLR) Atmosphere GCM. Technical Description and Model Climatology, 1999.
- Lean, J. L., Rottman, G. J., Kyle, L. H., Woods, T. N., Hickey, J. R., und Puga, L. C.: Detection and parameterization of variations in solar mid- and near-ultraviolet radiation 200–400 nm, *J. Geophys. Res.*, 102, 29 939–29 956, 1997.
- Limpasuvan, V., Thompson, D. W. J., und Hartmann, D. L.: The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings, *J. Climate*, 17, 2584–2596, 2004.
- Limpasuvan, V., Hartmann, D. L., Thompson, D. W. J., Jeev, K., und Yung, Y. L.: Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification, *J. Geophys. Res.*, 110, D24 101, 2005.
- Lorenz, D. J. und Hartmann, D. L.: Eddy-zonal flow feedback in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 58, 3312–3327, 2001.
- Lorenz, E. M.: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction, *Tech. Rep.*, 1956.
- Marshall, G. J., Stott, P. A., Turner, J., Connolley, W. M., King, J. C., und Lachlan-Cope, T. A.: Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, 31, 2–5, 2004.
- Marshall, G. J., Orr, A., van Lipzig, N. P. M., und C., K. J.: The Impact of a Changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula Summer Temperatures, *J. Climate*, 19, 5388–5404, 2006.
- Martin, G. M., Ringer, M. A., Pope, V. D., Jones, A., Dearden, C., und Hinton, T. J.: The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part 1: Model description and global climatology, *J. Climate*, 19, 1274–1301, 2006.
- Martineau, P. und Son, S.-W.: Quality of reanalysis data during stratospheric vortex weakening and intensification events, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L22 801, 2010.
- Martius, O., Polvani, L. M., und Davies, H. C.: Blocking precursors to stratospheric sudden warming events, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14 806, 2009.

- Matsuno, T.: Vertical Propagation of Stationary Planetary Waves in the Winter Northern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 27, 871–883, 1970.
- Matthes, K., Langematz, U., Gray, L. L., Kodera, K., und Labitzke, K.: Improved 11-year solar signal in the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM), *J. Geophys. Res.*, 109, D06 101, 2004.
- Matthes, K., Marsh, D. R., Garcia, R. R., Kinnison, D. E., Sassi, F., und S., W.: Role of the QBO in modulating the influence of the 11 year solar cycle on the atmosphere using constant forcings, *J. Geophys. Res.*, 115, D18 110, 2010.
- McIntyre, M. E.: How well do we understand the dynamics of stratospheric warming?, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 37–64, 1982.
- Meehl, G. A., Zwiers, F., Evans, J., Knutson, T., Mearns, L., und Whetton, P.: Trends in Extreme Weather and Climate Events: Issues Related to Modeling Extremes in Projections of Future Climate Change, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 427–436, 2000.
- Miller, R. L., Schmidt, G. A., und Shindell, D. T.: Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models, *J. Geophys. Res.*, 111, D18 101, 2006.
- Monahan, A. H., Fyfe, J. C., Ambaum, M. H. P., Stephenson, D. B., und North, G. R.: Empirical Orthogonal Functions: The Medium is the Message, *J. Climate*, 22, 6501–6514, 2009.
- Nakagawa, K. I. und Yamazaki, K.: What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04 801, 2006.
- Nakicenovic, N. und Swart, R., E.: Emission Scenarios, Tech. rep., Cambridge University Press, 2000.
- Newman, M.: Interannual to Decadal Predictability of Tropical and North Pacific Sea Surface Temperatures, *J. Climate*, 20, 2333–2356, 2007.
- Newman, P. A., Nash, E. R., und Rosenfield, J. E.: What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring?, *J. Geophys. Res.*, 106, D04 101, 2001.
- Nishii, K., Nakamura, H., und Orsolini, Y. J.: Cooling of the wintertime Arctic stratosphere induced by the western Pacific teleconnection pattern, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13 805, 2010.
- Perlwitz, J.: Atmospheric science: Tug of war on the jet stream, *Nature Clim. Change*, 1, 29–31, 2011.
- Perlwitz, J. und Graf, H.-F.: The Statistical Connection between Tropospheric and Stratospheric Circulation of the Northern Hemisphere in Winter, *J. Climate*, 8, 2281–2295, 1995.
- Perlwitz, J. und Harnik, N.: Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection, *J. Climate*, 16, 3011–3026, 2003.
- Plumb, R. A. und Semeniuk, K.: Downward migration of extratropical zonal wind anomalies, *J. Geophys. Res.*, 108, 4223, 2003.

- Polvani, L. M. und Waugh, D. W.: Upward Wave Activity Flux as a Precursor to Extreme Stratospheric Events and Subsequent Anomalous Surface Weather Regimes, *J. Climate*, 17, 3548–3554, 2004.
- Randel, W. J., Wu, F., Oltmans, S. J., Rosenlof, K., und Nedoluha, G. E.: Interannual Changes of Stratospheric Water Vapor and Correlations with Tropical Tropopause Temperatures, *J. Atmos. Sci.*, 61, 2133–2148, 2004.
- Randel, W. J., Shine, K. P., Austin, J., Barnett, J., Claud, C., Gillett, N. P., Keckhut, P., Langematz, U., Lin, R., Long, C., Mears, C., Miller, A., Nash, J., Seidel, D. J., Thompson, D. W. J., Wu, F., und Yoden, S.: An update of observed stratospheric temperature trends, *J. Geophys. Res.*, 114, D02107, 2009.
- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C., und Kaplan, A.: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, 108, ACL 2–1 – ACL 2–29, 2003.
- Reithmeier, C. und Sausen, R.: ATTILA: Atmospheric tracer transport in a Lagrangian model, *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 54, 278–299, 2002.
- Renwick, J. A.: Trends in the Southern Hemisphere polar vortex in NCEP and ECMWF reanalyses, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07209, 2004.
- Rind, D., Perlwitz, J., und Lonergan, P.: AO/NAO response to climate change: 1. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes, *J. Geophys. Res.*, 110, D12107, 2005.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., und Schulzweida, U.: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate, *Tech. Rep.* 218, 1996.
- Roy, I. und Haigh, J. D.: The influence of solar variability and the quasi-biennial oscillation on lower atmospheric temperatures and sea level pressure, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 11679–11687, 2011.
- Scaife, A. A., Knight, J. R., Vallis, G. K., und Folland, C. K.: A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18715, 2005.
- Schnadt, C. und Dameris, M.: Relationship between North Atlantic Oscillation changes and an accelerated recovery of stratospheric ozone in the Northern Hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1487, 2003.
- Shindell, D. T. und Schmidt, G. A.: Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18209, 2004.
- Sigmond, M., Scinocca, J. F., und Kushner, P. J.: Impact of the stratosphere on tropospheric climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 35, 2008.
- Solomon, S., Garcia, R. R., Rowland, F. S., und Wuebbles, D. J.: On the depletion of Antarctic ozone, *Nature*, 321, 755–758, 1986.

- Son, S.-W., Gerber, P., E., Perlwitz, J., Polvani, L. M., Gillett, N. P., Seo, K.-H., Eyring, V., Shepherd, T. G., Waugh, D., Akiyoshi, H., Austin, J., Baumgaertner, A., Bekki, S., Braesicke, P., Brühl, C., Butchart, N., Chipperfield, M. P., Cugnet, D., Dameris, M., Dhomse, S., Frith, S., Garny, H., Garcia, R. R., Hardiman, S. C., Jöckel, P., Lamarque, J.-F., Manzini, E., Marchand, M., Michou, M., Nakamura, T., Morgenstern, O., Pitari, G., Plummer, D. A., Pyle, J., Rozanov, E., Scinocca, J. F., Shibata, K., Smale, D., Teysse, H., Tian, W., und Yamashita, Y.: Impact of stratospheric ozone on Southern Hemisphere circulation change: A multimodel assessment, *J. Geophys. Res.*, 115, D00M07, 2010.
- Song, Y. und Robinson, W. A.: Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 61, 1711–1725, 2004.
- Stenchikov, G., Hamilton, K., Stouffer, R. J., Robock, A., Ramaswamy, V., Santer, B., und Graf, H.-F.: Climate impacts of volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models, *J. Geophys. Res.*, 111, D07107, 2006.
- Stenke, A., Grewe, V., und Ponater, M.: Lagrangian transport of water vapor and cloud water in the ECHAM4 GCM and its impact on the cold bias, *Climate Dynam.*, 31, 491–506, 2008.
- Stenke, A., Dameris, M., Grewe, V., und Garny, H.: Implications of Lagrangian transport for simulations with a coupled chemistry-climate model, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 5489–5504, 2009.
- Stott, P. A., Jones, G. S., Lowe, J. A., Thorne, P., Durman, C., Johns, T. C., und Thelen, J.: Transient climate simulations with the HadGEM1 climate model: Causes of past warming and future climate change, *J. Climate*, 19, 2763–2782, 2006.
- Strong, C. und Davis, R. E.: Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 133, 2109–2115, 2007.
- Struthers, H., Bodeker, G. E., Austin, J., Bekki, S., Cionni, I., Dameris, M., Giorgetta, M. A., Grewe, V., Lefèvre, F., Lott, F., Manzini, E., Peter, T., Rozanov, E., und Schraner, M.: The simulation of the Antarctic ozone hole by chemistry-climate models, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1141–1144, 2009.
- Sun, L., Robinson, W. A., und Chen, G.: The Predictability of Stratospheric Warming Events: More from the Troposphere or the Stratosphere?, *J. Atmos. Sci.*, 69, 768–783, 2012.
- Thompson, D. W. J. und Solomon, S.: Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change, *Science*, 296, 895–899, 2002.
- Thompson, D. W. J. und Wallace, J. M.: The Arctic oscillation signature in the winter-time geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297–1300, 1998.
- Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P., und Wallace, J. M.: Stratospheric Connection to Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Prediction, *J. Climate*, 15, 1421–1428, 2002.
- Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P., und Solomon, S.: Stratosphere-Troposphere Coupling in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 62, 708–715, 2005.

- Thompson, D. W. J., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., und Karoly, D. J.: Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change, *Nat. Geosci.*, 4, 741–749, 2011.
- Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, I., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J. F., Morcrette, J. J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., und Woollen, J.: The ERA-40 re-analysis, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131, 2961–3012, 2005.
- Waugh, D. W., Randel, W. J., Pawson, S., Newman, P. A., und Nash, E. R.: Persistence of the lower stratospheric polar vortices, *J. Geophys. Res.*, 104, 191–201, 1999.
- Wilks, D. S.: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Second Edition, Academic Press, Burlington, San Diego, 2006.
- Wittman, M. A. H., Polvani, L. M., Scott, R. K., und Charlton, A. J.: Stratospheric influence on baroclinic lifecycles and its connection to the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 31, 2004.
- WMO: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*, Tech. rep., WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 47, Geneva, Switzerland, 2003.
- Woollings, T., Charlton-Perez, A., Ineson, S., Marshall, A. G., und G., M.: Associations between stratospheric variability and tropospheric blocking, *J. Geophys. Res.*, 115, D06 108, 2010.
- Zeng, G., Morgenstern, O., Braesicke, P., und Pyle, J. A.: Impact of stratospheric ozone recovery on tropospheric ozone and its budget, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L09 805, 2010.



# Danksagung

An erster Stelle möchte ich meinem Doktorvater Prof. Dr. Martin Dameris für die wirklich großartige Unterstützung während meiner Promotion danken. Danke für drei Jahre mit zahlreichen motivierenden Gesprächen, wertvollen Ratschlägen und Anregungen. All das hat zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen und mich das Licht am Ende der Doktorarbeit nicht aus den Augen verlieren lassen.

Ein herzlicher Dank geht an Dr. Hella Garny für ihre Geduld und Mühe meine Fragen und Unklarheiten jeglicher Art zu beseitigen. Danke für die vielen Ideen und die gemeinsamen Dienstreisen.

Auch Prof. Dr. Bernhard Mayer möchte ich für seine Bereitschaft diese Arbeit zu begutachten danken.

Meinen Kollegen aus Abteilung 1, insbesondere der Nachmittagskaffeerunde im kleineren Kreis, möchte ich für die angenehme Arbeitsatmosphäre danken.

Mein ganz besonderer Dank gilt Dennis Stich, der mich unentwegt unterstützt und motiviert hat. Danke für alles!

An dieser Stelle möchte ich meiner Familie danken, die mich stets in meinem Vorhaben bestärkt hat.

Abschließend möchte ich mich beim DLR und der DFG nicht nur für die finanzielle Unterstützung bedanken, sondern auch dafür, dass ich Teil der Forschergruppe SHARP 'Stratospheric Change and its Role for Climate Prediction' sein konnte.