

Statistische Analyse vertikaler Kopplungsprozesse während stratosphärischer Erwärmungen

Master-Arbeit angefertigt am Institut für Physik der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock und am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn

Eingereicht von Franziska Zaage, geb. am 22. September 1987 in Ribnitz-Damgarten

Prüfer: Prof. Dr. Markus Rapp, Institut für Atmosphärenphysik e. V., Kühlungsborn
 Prüfer: Dr. Peter Hoffmann, Institut für Atmosphärenphysik e. V., Kühlungsborn

Kühlungsborn, 21. September 2012

Zusammenfassung

Stratosphärische Erwärmungen (SSW) sind ein besonderes Beispiel für vertikale Kopplungprozesse, da sie alle Höhenbereiche der Atmosphäre beeinflussen. In den vergangenen Jahren konnten viele SSW-Events beobachtet werden, welche unterschiedliche Effekte in der Atmosphäre hervorrufen. Ein besonderes Merkmal der SSW ist die Umkehr des zonalen Windes in der Stratosphäre und in der darüberliegenden Mesosphäre. Das verhalten des zonalen Windes vor, während und nach der SSW wird in Verbindung mit anderen Parametern (Temperaturgradient, Lage des Polarwirbels, Kopplungsrate, u. a.) für die Winter 1990/1991 bis 2010/2011 untersucht. Lokale Messungen der MF-Radare in Andenes (69°N, 16°O) und Juliusruh (54°N, 13°O) werden dabei mit globalen ECMWF-Daten kombiniert, um eine mögliche Breitenabhängigkeit von Kopplungsprozessen zu untersuchen. Die zeitliche Entwicklung der Kopplungsprozesse wird durch eine Kreuzkorrelationsanalyse bestimmt, aus der sich die Kopplungsrate der verschiedenen Schichten von 85 - 8 km bestimmen lässt. Die Ergebnisse der statistischen Auswertung verschiedener Parameter ergibt deutlich stärkere Kopplungsprozesse in hohen Breiten. Hier sind die Stärke der Windumstellung in der Stratosphäre und auch der Zusammenhang zwischen der Kopplungsrate und der planetaren Wellenamplitude stärker. Die Umkehr des Windes in mesosphärischen Höhen vor der SSW konnte für fast alle Jahre bestätigt werden.

Abstract

Sudden stratospheric warmings (SSW) are an excellent example for vertical coupling processes and influence all layers of the atmosphere. In the last years a large number of SSW has been observed, connected with different effects in the atmosphere. One characteristic of SSW is the reversal of zonal wind in the stratosphere and also in mesosphere above. The behavior of the zonal wind before, during and after the SSW in connection with different parameters (temperature gradient, the position of the polar vortex, coupling rate and others) will be examined for the winter from 1990/1991 to 2010/2011. We combine local measurements from MF-Radar in Andenes (69°N, 16°E) and Juliusruh (54°N, 13°E) and global ECMWF-datas to identify a possible latitudinal dependence of coupling processes. Their temporal development and coupling rates from 85 - 8 km are determined with a cross-correlationanalyze. The results of different parameters show stronger coupling processes in high latitudes with more expression of wind reversal in stratosphere and a planetary wave-amplitude depending coupling-rate. A reversal of the zonal wind in the mesosphere can be observed, for nearly all years, before the stratospheric wind reversal appears.

Inhaltsverzeichnis

1	Einl	eitung	2
2	Gru	ndlagen der Atmosphärenphysik und Wellentheorie	5
	2.1	Vertikale Struktur der Atmosphäre	5
	2.2	Dynamik der Atmosphäre und Wellentypen	6
		2.2.1 Planetare Wellen	9
		2.2.2 Thermische Gezeiten	12
		2.2.3 Schwerewellen	13
	2.3	Rolle der Wellen bei stratosphärischen Erwärmungen	15
3	Date	enbasis und Auswertmethoden	18
	3.1	ECMWF-Daten	18
	3.2	Radare in Andenes und Juliusruh	20
	3.3	Kreuzkorrelation	23
4	Date	enanalyse - Parameter der SSW und Korrelation	27
	4.1	Wahl des Referenztages bzw. des zentralen Tages	27
	4.2	Wahl der Referenzhöhe	32
	4.3	Lage des Polarwirbels	33
5	Erge	ebnisse und Auswertung für alle Jahre	36
6	Zusa	ammenfassung und Ausblick	47
	6.1	Zusammenfassung	47
	6.2	Ausblick	49
Ab	bildu	ingsverzeichnis	52

Tabellenverzeichnis	55
Literaturverzeichnis	56

1 Einleitung

Die Schichten der mittleren Atmosphäre sind vor allem durch dynamische Prozesse aber auch durch chemische Austauschprozesse gekoppelt. Diese dynamischen Kopplungsprozesse sind durch die Wechselwirkung des Hintergrundwindes mit planetaren Wellen (PW), Schwerewellen (GW) und thermischen Gezeiten bestimmt. Die Wellen erreichen mit zunehmender Höhe und gleichzeitig abnehmender Dichte eine immer größer werdende Amplitude. Mittels Impuls- und Energieübertragung können sie die Hintergrundzirkulation und die thermische Struktur der Atmosphäre verändern. Durch die Wechselwirkung der planetaren Welle mit dem Grundstrom kann es im Winter zu kurzzeitigen Umstellungen der zonalen Zirkulation in der Stratosphäre kommen, begleitet von einem deutlichen Temperaturanstieg. Hervorgerufen wird diese Änderung durch die Impuls- und Energieabgabe der in die mittleren Atmosphäre aufsteigenden Wellen. Dieses "Berliner Phänomen" wurde erstmals 1952 von Scherhag in Berlin mittels Radiosonden beobachtet (Scherhag, 1952). Die stratosphärischen Erwärmungen (SSWs - sudden stratospheric warmings) sind besonders außergewöhnliche vertikale Kopplungsprozesse, welche durch aufwärts propagierende PW und GW bestimmt sind. Sie können für einen bestimmten Zeitraum alle Schichten der Atmosphäre beeinflussen. In der Stratosphäre konnten bereits Erwärmungen von bis zu 80 K gegenüber dem ungestörten Winterzustand aufgezeichnet werden.

Der dynamische Mechanismus der SSW wurde erstmals von Matsuno (1971) beschrieben. Labitzke (1981) erklärt weiter, dass die vertikale Ausbreitung troposphärischer Wellen während des gesamten Winters plötzliche SSWs hervorrufen kann, wobei der Polarwirbel stark gestört wird und die Temperatur in ihm beträchtlich ansteigt. Ein bis zwei Wochen vor solch einem Ereignis kommt es zum plötzlichen Anstieg der planetaren Wellen 1 und 2 (Matsuno, 1971; Labitzke, 1972).

SSWs können in vier Kategorien unterschieden werden, den Minor, Major, Final und Canadian Warmings (Labitzke, 1972; Labitzke und Naujokat, 2000). Die dynamische Erwärmung von ca. 25 K und mehr in der Stratosphäre wird als Minor Warming bezeichnet. Dabei wird zunächst nur die Luft innerhalb des Polarwirbels erwärmt. Kommt es zu einer stärkeren Erwärmung, der Major Warming, führt dies zur Umkehr der normalen Windverhältnisse und es wehen Ostwinde. Die World Meteorological Organization (WMO) definiert die Major SSW so, dass sich der zonal gemittelte Zonalwind *u* in 60°N von West- zu Ostwind und der Temperaturgradient zwischen 60°N und 90°N in 10 hPa oder tiefer umkehrt. Der Polarwirbel wird dabei so sehr gestört, dass es zur Aufspaltung in zwei Teilwirbel kommen kann. Diese Ereignisse treten vorwiegend auf der Nordhemisphäre auf.

In beiden Hemisphären kann man eine solche Erwärmung im Frühjahr als Final Warming beobachten, da hier die Umkehrung der zonalen Zirkulation jahreszeitlich bedingt ist. Die typische Winterzirkulation mit dominierenden Westwinden kehrt sich zur Sommerzirkulation mit Ostwinden um. Ein weiterer vierter Typ beschreibt die Canadian Warmings, mit Windumstellungen zwischen Mitte November und Anfang Dezember.



Abbildung 1.1: Darstellung des zonalen Windes in 69°N, 16°O für die Wintermonate 2008/09, aus ECMWF Daten von 8 bis 50 km und MF-Radardaten von 76 bis 96 km. Es ist eine deutlich frühere Windumstellung in mesosphärischen Höhen erkennbar. Der zeitliche Verlauf der Umstellung von Westwind auf Ostwind ist abwärtsgerichtet.(siehe auch Hoffmann et al. (2007))

Die Beobachtungen und statistischen Analysen solcher Kopplungsprozesse während SSWs (Abbildung 1.1) zeigen eine deutlich abwärts gerichtete Veränderung in der Zirkulation von der Stratosphäre zur Troposphäre. Die Windumkehr kann als erstes in der Mesosphäre ein bis zwei Wochen vor der Umstellung in der Stratosphäre, also dem Beginn der SSW, beobachtet werden (z. B. Coy et al., 2011) und zeichnet sich daher als möglicher Vorbote der SSW aus. Dieses Verhalten soll durch eine Analyse des mesosphärischen und stratosphärischen Windes während der SSW und durch genauere Betrachtungen des Welleneinflusses von PW und GW auf den Grundstrom erklärt werden.

Unter Berücksichtigung der Lage des Polarwirbels lassen sich die SSWs und die Kopplungsanalysen, die mittels Kreuzkorrelationen der Windmessungen durchgeführt werden, klassifizieren. Ein möglicher Unterschied zwischen längen- und breitenabhängigen Kopplungsprozessen soll anhand von globalen ECMWF Daten und lokalen Radardaten, in Andenes (69°N, 16°O) und Juliusruh (54°N, 13°O), analysiert werden. Statistische Zusammenhänge zwischen mesosphärischen Winden und Wellen und Änderung in der Strato- und Troposphäre sollen für mittlere und hohe Breiten in dem Zeitraum von 1990 bis 2010 untersucht werden. Ein Ziel dieser Arbeit ist es, mögliche mesosphärische Vorboten zu erkennen und Bedingungen zu definieren, die zu Änderungen in den darunter liegenden Schichten führen. Die Beobachtungen in mittleren Breiten (Juliusruh, 54°N, 13°O) während der Wintermonate 1989 bis 2000 von Hoffmann et al. (2002) zeigen bereits einen Zusammenhang zwischen dem mesosphärischen Wind und der stratosphärischen Zirkulation, sowie der planetaren Wellenaktivität. Diese bestehende Statistik soll erweitert werden, mit einer Klassifizierung der vertikalen Kopplungsprozesse während SSWs.

Gliederung

In dieser Arbeit wird zunächst in Kapitel 2 ein kurzer Überblick zum Aufbau der Atmosphäre und den auftretenden Wellenbewegungen gegeben, des weiteren wird hier auf die Rolle der Wellen bei den stratosphärischen Erwärmungen eingegangen. In dem folgenden Kapitel 3 werden die verwendeten Daten aus dem ECMWF-Modell und den Radaren in Andenes und Juliusruh beschrieben und die Grundlagen der Analysemethoden erklärt. Im Kapitel 4 werden die Parameter zur Datenanalyse festgelegt und anhand einiger Analysebeispiele beschrieben. Es folgen im Kapitel 5 die Ergebnisse für die statistische Analyse der Kopplungsprozesse, wobei eine Klassifizierung von SSW und Korrelation, bezüglich ihrer Stärke und Ausprägung, erfolgt. Dieses Kapitel enthält eine umfassende Statistik über die SSW-Ereignisse von 1990 bis 2010. Es wird der Zusammenhang zur Korrelationsanalyse des mesosphärischen und stratosphärischen Windes, der Lage des Polarwirbels und der planetaren Wellenaktivität in mittleren und hohen Breiten dargestellt. Den Abschluss bildet das Kapitel 6 mit einer Zusammenfassung der Ergebnisse und einem Ausblick.

2 Grundlagen der Atmosphärenphysik und Wellentheorie

2.1 Vertikale Struktur der Atmosphäre

Die Atmosphäre kann anhand des Temperaturprofils in unterschiedliche Schichten eingeteilt werden (Abbildung 2.1). Die Troposphäre, welche sich vom Erdboden bis in ca. 10 km erstreckt, beschreibt den unteren Teil der Atmosphäre. In der anschließenden Tropopausen-Region (etwa in 10 - 15 km) kehrt sich der Temperaturgradient um und es schließt sich die Stratosphäre im Höhenbereich von 10 - 50 km an, begrenzt durch die Stratopause. Es folgt die Mesosphäre bis zu 85 km Höhe, begrenzt durch die Mesopause mit anschließender Thermosphäre. Die mittlere Atmosphäre erstreckt sich im Bereich zwischen Tropopause und unterer Thermosphäre, zwischen etwa 10 und 120 km. Die Troposphäre und Stratosphäre sind in Hinblick auf Wellenphänomene besonders interessant, da in diesem Bereich die meisten bekannten Wellentypen angeregt werden und sich in die darüber liegenden Schichten ausbreiten, dort dissipieren und mit ihrem Impuls die Hintergrundatmosphäre beeinflussen.

Die Schichten der Atmosphäre werden durch verschiedene Messinstrumente erforscht. Die Flugzeugmessungen sind dabei der Troposphäre vorbehalten. Mittels Radar-, Ballonund Satellitenmessungen kann neben der Troposphäre auch die Stratosphäre erforscht werden. Der Bereich der Mesosphäre war lange Zeit ein nur schwer zugänglicher Bereich, der zunächst durch den Einsatz von Raketen erforscht wurde (Labitzke, 1972). Die Entwicklung leistungsstärkerer Radare, zusammen mit globalen Satellitenmessungen, ermöglicht heute Messungen in der Mesosphäre. Für die Struktur und Aktivität von Wellen ist es notwendig, die Größen wie Wind und Temperatur und deren Fluktuation genau zu kennen. In der gesamten mittleren Atmosphäre treten verschiedenste Wellenphänomene auf, die großen Einfluss auf die dynamischen Prozesse in der Atmosphäre haben, bedingt durch die Wechselwirkung der Wellen untereinander und mit dem Grundstrom. Die in Abbildung 2.1 dargestellten drei Wellentypen unterscheiden sich in ihrer Anregung und Ausbreitung und werden im Abschnitt 2.2 näher erläutert.



Abbildung 2.1: Vertikale Struktur der Atmosphäre, dargestellt sind die Schichten der Atmosphäre die sich anhand des abgebildeten Temperaturprofils ergeben. Neben den unterschiedlichen Messmethoden sind die drei wichtigsten Wellentypen, thermische Gezeiten, Schwerewelle und planetare Welle, und ihre Anregungsquellen abgebildet. (nach Grollmann, 1992)

2.2 Dynamik der Atmosphäre und Wellentypen

Als physikalisches System ist die Atmosphäre sehr komplex. Nichtlineares Verhalten und große Variabilität setzen die Kenntnis von unterschiedlichen physikalischen Parametern voraus, um die stattfindenden Prozesse beschreiben zu können. Die Größen Druck und Dichte, Temperatur, Wind, Luftfeuchtigkeit und Strahlungsverhältnisse sind solche Parameter, die zur Untersuchung bekannt sein müssen. Aus dem hydrostatischem Gleichgewicht und dem idealen Gasgesetz ergibt sich für den Druck p in Abhängigkeit von der Höhe z formal die Gleichung:

$$p(z) = p(z_0)e^{-\frac{z}{H}}$$
 (2.1)

Hierbei ist $H = \frac{k_B T}{gM}$ die Skalenhöhe, aus der sich für genauere Berechnungen eine Höhenabhängigkeit ergibt. Sie ergibt sich aus den Größen k_B - der Boltzmann-Konstant, der Temperatur *T*, der Erdbeschleunigung *g* und dem Molekulärgewicht der Luft *M*. Daraus folgt, dass der Druck in der Atmosphäre pro Skalenhöhe um den Faktor 1/eabnimmt. Für eine Skalenhöhe von 7 km unter typischen Atmosphärenbedingungen ergibt sich damit, dass der Druck etwa alle 16 km um eine Größenordnung abnimmt. Die Änderung der Temperatur ergibt sich aus der Bewegung der Luftmassen. Betrachtet man das einfache Modell des Luftpakets, das aus seiner Ruhelage nach oben oder unten ausgelenkt wird, so dehnt es sich aus bzw. zieht es sich zusammen und ändert seine Temperatur nach der Adiabatengleichung

$$pV^{\gamma} = p\left(\frac{n}{\rho}\right)^{-\gamma} = konstant$$
 (2.2)

mit dem Adiabatenkoeffizient $\gamma = \frac{c_p}{c_v}$, welcher sich aus dem Verhältniss der Wärmekapazitäten von Luft bei konstantem Druck c_p und konstantem Volumen c_V ergibt. Um die Stabilität der Atmosphäre zu beurteilen, nutzt man den Gradient der potentiellen Temperatur θ . Er beschreibt die adiabatische Temperaturänderung eines Luftpakets, das aus der Höhe z auf Meereshöhe gebracht würde. Die potentielle Temperatur eines Luftpakets in adiabatischer Zustandsänderung wäre demzufolge konstant.



Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Oszillation eines Luftpakets

Die potentielle Temperatur der Atmosphäre ist aber nicht konstant, d. h., ein ausgelenktes Luftpaket erfährt in seiner neuen Lage eine Rückstellkraft, welche proportional zum Unterschied zwischen der Luftdichte im Luftpaket und der Umgebung ist. Dichte und Temperatur sind direkt miteinander gekoppelt, daher hängt die Größe seiner Rückstellkraft mit dem Temperaturgradienten zusammen. In Abbildung 2.2 ist schematisch dargestellt, was mit einem ausgelenktem Luftpaket geschieht. Mit der Annahme, dass die potentielle Temperatur der Atmosphäre zunimmt, ist ein nach oben ausgelenktes Luftpaket kühler als die Umgebung und hat eine höhere Dichte. Dieses führt dazu, dass das Luftpaket nach unten absinkt. Aufgrund von Trägheit sinkt es aber tiefer über seine Ruhelage hinaus, so dass es nun wärmer ist und eine geringere Dichte als die umgebende Luft hat. Demzufolge steigt das Luftpaket wieder nach oben auf. Diese Schwingung des Luftpakets wird durch die Brunt-Väisälä Frequenz *N* beschrieben und ist direkt proportional zum potenziellen Temperaturgradienten

$$N^{2} = \frac{g}{\theta} \left(\frac{d\theta}{dz} \right) = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_{p}} \right)$$
(2.3)

Zur Beschreibung der Dynamik der Atmosphäre und der zeitliche Entwicklung anderer Messgrößen dient die Windgeschwindigkeit \vec{U} . Die Navier-Stokes-Gleichung beschreibt die wichtigste Grundgleichung der Dynamik der Atmosphäre:

$$\frac{D\dot{U}(\vec{x},t)}{Dt} = -2\vec{\Omega} \times \vec{U}(\vec{x},t) - \frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p(\vec{x},t) + \vec{g} + \vec{F}_r(\vec{x},t)$$
(2.4)

Mit den Kraftkomponenten gibt sie die gesamte Änderung des Windfeldes in der Euler'schen Betrachtungsweise wieder. Zu den einzelnen Komponenten:

- $-2\vec{\Omega} \times \vec{U}(\vec{x},t)$ ist die Corioliskraft, sie beschreibt den Einfluss auf Bewegungen auf der rotierenden Erde und kann durch den Coriolisparameter f ausgedrückt werden, welcher von der geographischen Breite abhängig ist.
- $-\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p(\vec{x},t)$ Die Druckgradientenkraft setzt die Luftmassen der Atmosphäre in Bewegung, diese strömen von Orten hohen Druckes zu Orten mit niedrigem Druck.
- \vec{g} beschreibt die Erdbeschleunigung und wirkt vertikal nach unten.

 $\vec{F_r}(\vec{x},t)$ ist die Reibungskraft, die in den meisten Fällen vernachlässigt werden kann. Im Bereich der unteren Luftmassen an der Grenze zur Erdoberfläche ist sie von Bedeutung.

Viele verschiedene Arten von Wellen unterschiedlichster Wellenlängen können sich in der Atmosphäre ausbreiten. Alle Wellentypen lassen sich aus der Navier-Stokes Gleichung ableiten, wobei es für die planetaren Wellen und Schwerewellen unterschiedlichste Lösungsansätze gibt.

2.2.1 Planetare Wellen

Durch die globale Verteilung von Landmassen und Ozeanen ergeben sich topographische Gegebenheiten, die zur Ausbildung von Schwankungen in Größen wie Temperatur und Druck führen. Beim Anströmen von Luftmassen auf Gebirge und durch unterschiedliche Erwärmungsraten werden Wellen angeregt. Diese Wellen liegen in ihrer Wellenlänge in der Größenordnung des Erdumfanges und werden daher als planetare Wellen bezeichnet. Ihre zonalen Wellenzahlen liegen zwischen eins und sieben, wobei die Wellenzahl selbst die Anzahl der hemisphärischen Tröge angibt und somit umgekehrt proportional zur Wellenlänge ist. In der Stratosphäre treten vorwiegend planetare Wellen mit den zonalen Wellenzahlen 1 bis 3 in der Winterhemisphäre auf, da der im Sommer vorherrschende Ostwind ihre Ausbreitung hemmt (Matsuno, 1971). Diese großräumigen Strömungsverhältnisse sind durch den ständigen Wechsel zwischen zonalen und meridionalen Strömungen gekennzeichnet, mit westwärts gerichteten Phasenfronten und zeitlichen Perioden über 12 Stunden bis hin zu 30 Tagen. Die planetare Welle verändert sich durch orographische großräumige Hindernisse, barotrope und barokline Instabilitäten und andere Reibungsprozesse, und es entstehen dabei kleinskalige Bewegungen wie Turbulenz oder Schwerewellen. Um sich die Anregung der planetaren Wellen entlang eines Breitenkreises zu veranschaulichen, muss man sich eine Reihe von

Luftpaketen vorstellen, die in ihrer Ruhelage eine Vorticity, die Rotationsbewegung um eine vertikale Achse, von annähernd null haben. Für die barotrope Vorticitygleichung

gilt:

$$\frac{D(\zeta+f)}{Dt} = \frac{D(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + 2\vec{\Omega}\sin\phi)}{Dt} = 0$$
(2.5)

Die Vorticity ζ ist in adiabatischer und reibungfreier Strömung eine Erhaltungsgröße. Kommt es nun zur Auslenkung der Luftpakete nach Norden, vgl. Abbildung 2.3, so wird die Vorticity negativ. Um den Punkt A' ergibt sich ein antizyklonales Strömungsfeld, welches wiederum ein meridionales Strömungsfeld induziert. Sich westliche befindende Luftpakete (B) werden nach Norden verschoben, östliche liegende (C) Luftpakte nach Süden. Um die verschobenen Luftpakete B' und C' ergeben sich wiederum eine antizyklonale bzw. zyklonale Stömung und diese bewegen das Luftpaket A' in Richtung A''. Die Luftpakete B' und C' rücken dem nach und entsteht eine Zirkulation, die durch eine Welle mit westwärts gerichteter Phasengeschwindigkeit c charakterisiert ist.



Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der Anregung einer planetaren Rossbywelle (Mager, 2004)

Der Annahme der Vorticity-Erhaltung bediente sich bereits Rossby (1939) und bewies, dass die nach ihm beannannten Rossby-Wellen oder planetare Wellen aufgrund des breitenabhängigen Coriolisparamter entstehen. Den Coriolisparameter einer bestimmten Breite beschrieb Rossby daher mit

$$f = f_0 + \beta y \tag{2.6}$$

mit β = Linearkoeffizienten für die Variation des Coriolisparameters mit der Breite, aus der β -Ebenen Approximation. Aus der linearisierten Wellentheorie und der Vorticityerhaltung erhält man die Dispersionsrelation für planetare Wellen bei zonalem Grundstrom u:

$$\omega = ck = ku - \beta k \left(k^2 + l^2 + \left(\frac{f_0^2}{N^2} \right) \left(m^2 + \frac{1}{4H^2} \right) \right)^{-1}$$
(2.7)

Die Ausbreitung dieser Wellen ist jedoch begrenzt. Von der Troposphäre aus, können sich nur Rossby-Wellen planetarer Größe ausbreiten. Die Welle kann dem Grundstrom über Instabilitäten Energie entziehen, aber dennoch ist der zonale Grundstrom die bestimmende Größe für die Ausbreitung. Das Charney-Drazin-Kriterium von 1961 beschreibt dieses Ausbreitungskriterium (Charney und Drazin, 1961):

$$0 < u - c < u_{crit} \tag{2.8}$$

mit u als zonalen Hintergrundwind, c - Phasengeschwindigkeit der Welle und u_{crit} als kritische Geschwindigkeit des Hintergrundwindes, welche sich aus der Dispersionsrelation für planetare Wellen folgender Maßen ergibt:

$$u_{crit} = \beta \left(k^2 + l^2 + \frac{f^2}{4N^2 H^2} \right)^{-1}$$
(2.9)

Die Differenz zwischen dem Hintergrundwind u und der Phasengeschwindigkeit c der Welle muss größer als null sein, da die Welle sonst dissipiert wird. Die sich ausbreitende Welle erreicht eine kritische Schicht, in der $u - c = u_{crit}$ ist. An diesem Level wird die Welle gebrochen und gibt ihre Energie und ihrem Impuls an den Grundstrom ab. Das kritische Level u_{crit} ist demzufolge von der Wellenzahl abhängig. In Abbildung 2.4 ist die Wellenausbreitung in Abhängigkeit von der Wellenzahl und des zonalen Hintergrundwindes für 45°N und einer Brunt-Väisälä-Frequenz von $N = 2 \cdot 10^{-2} s^{-1}$ veranschaulicht.



Abbildung 2.4: Ausbreitungskriterium planetarer Wellen nach dem Charney-Drazin-Kriterium (James, 1994)

Die vertikale Wellenausbreitung ist bei östlichem Grundstrom oder bei Westwinden über der kritischen Hintergrundgeschwindigkeit nicht möglich. Da die kritische Geschwindigkeit vom Betrag des horizontalen Wellenzahlvektors $|k_h| = \sqrt{(k^2 + l^2)}$ abhängt, können sich nur planetare Wellen mit großen horizontalen Wellenlängen bzw. kleinen horizontalen Wellenzahlen in der Atmosphäre nach oben hin ausbreiten. Die Ausbreitung der planetaren Wellen ist in der Winterzirkulation daher auf die Wellenzahlen 1 bis 3 beschränkt. Für diese Arbeit sind vor allem die Welle 1 und Welle 2 von bedeutung.

2.2.2 Thermische Gezeiten

Die thermischen Gezeiten sind ebenfalls großskalige Wellen mit typischen Perioden von 24 und 12 Stunden (ganz- und halbtägige Gezeit), aber auch 8 Stunden. Sie beschreiben eine durch thermische Aufheizung bedingte, erzwungene Schwingung von Luft. Die solare Strahlung wird anhand von Spurengasen periodisch absorbiert und verursacht somit starke Amplituden im Temperatur- und Windfeld der Atmosphäre. In der Mesosphäre und Thermosphäre wird vorwiegend EUV- und UV-Strahlung an molekularem Sauerstoff absorbiert.

Die UV-Strahlung kann des weiteren durch Ozon in der Stratosphäre und Mesosphäre absorbiert werden und verursacht die halbtägige Gezeit. Die ganztägige Gezeit hingegen wird durch nahe Infrarot-Strahlung (NIR) in der Troposphäre und Stratosphäre generiert, in diesem Bereich wird die solare Strahlung vor allem an Wasserdampf absorbiert.

Die thermischen Gezeitenwellen können sich bis in die Mesosphäre ausbreiten, wo es zur Wechselwirkung mit anderen Wellen kommt. Aufgrund der mit der Höhe abnehmenden Dichte der Atmosphäre und der Energieerhaltung, wächst die Amplitude der Gezeit exponentiell. Die Ausbreitung der Welle kann durch Windvariationen beeinflusst werden. Die migrierenden Gezeiten, welche auch als sonnensynchrone Gezeiten bezeichnet werden, breiten sich westwärts aus und können durch starke Ostwinde ausgelöscht oder in Westwindgebieten verstärkt werden. Die nicht-migrierenden Gezeiten sind nicht sonnensynchron und werden zum einen durch unterschiedliche längenabhängige Variationen in der Erwärmungsrate hervorgerufen, wie z. B. unterschiedliche Spurengaskonzentrationen oder Land-Meer-Verteilung. Die nicht-migrierenden Gezeiten werden aber auch durch die Wechselwirkung mit planetaren Wellen und anderen Gezeiten bestimmt. Die thermischen Gezeiten werden in dieser Arbeit nicht weiter behandelt, sollten aber der Vollständigkeit wegen als wichtiges Wellenphänomen, aufgrund ihrer Wechselwirkung mit planetaren Wellen, erwähnt werden.

2.2.3 Schwerewellen

Wie bereits in dem Abschnitt zu planetaren Wellen erklärt, sind Konvektion und Orographie für das Generieren von Wellen zuständig. Neben den großskaligen planetaren Wellen können auch kleinskalige Wellen, die Schwerewellen so entstehen. Weiterhin erzeugen Scherwinde und Frontprozesse solche Wellen, bei denen es zur Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, der Länge oder der Breite kommt. Die treibende Kraft der Schwerewelle ist die Differenz zwischen Auftrieb und Schwerebeschleunigung, welche adiabatische Oszillationen eines Luftpakets beschreiben (Abbildung 2.2). Die Frequenzen dieser Oszillationen liegen zwischen der Brunt-Väisälä-Frequenz N und dem Coriolisparamter f. Die Größenordnung solch kleinskaliger Wellen liegt demnach zeitlich im Bereich von wenigen Minuten bis Stunden und mit horizontalen Wellenlängen von wenigen Kilometern bis ca. 1000 km. Die im Verhältnis zur planetaren Welle kleinskaligen Schwerewellen können durch eine einfache lineare Wellentheorie in kartesischen Koordinaten beschrieben werden.

Die kleinskaligen und kurzperiodischen Schwerewellen werden im wesentlichen durch die Druckgradientenkraft und von der Erdbeschleunigung bestimmt, so dass die Corioliskraft und Reibungsterme vernachlässigt werden können. Eine genaue Herleitung der Dispersionsrelation für Schwerewellen ist in verschiedenen Arbeiten zu finden, hervorzuheben ist hier der Übersichtsartikel von Fritts und Alexander (2003), siehe auch Schöllhammer (2002). Es ergibt sich folgende Dispersionsrelation für Schwerewellen:

$$\omega^2 = \frac{f^2 m^2 + N^2 (k^2 + l^2)}{k^2 + l^2 + m^2}$$
(2.10)

Aus der Dispersionsrelation lassen sich drei verschiedenen Typen für Schwerewellen klassifizieren. Niederfrequente Wellen mit Frequenzen in Größenordnung des Coriolisparameters $\omega^2 \sim f^2$ sind Trägheits-Schwerewellen. Es ergibt sich die vereinfachte Form der Dispersionsrelation:

$$\omega^2 = f^2 + N^2 \frac{k^2 + l^2}{m^2} \tag{2.11}$$

Für hochfrequente Wellen hingegen ist die intrinsische Frequenz viel größer als der Coriolisparameter $f \ll \omega$, so dass der erste Term der Dispersionsrelation vernachlässigbar

ist. Die Frequenz der Welle ist somit von der Orientierung des Wellenvektors abhängig und nicht von dessen Größe.

$$\omega^2 = N^2 \frac{k^2 + l^2}{k^2 + l^2 + m^2}$$
(2.12)

Die Frequenz der Schwerewelle ist dann maximal, also gleich N, wenn die vertikale Wellenzahl m gleich null ist und keine vertikale Ausbreitung erfolgt.

Für Schwerewellen mittlerer Frequenz, deutlich kleiner als die Brunt-Väisälä-Frequenz N und deutlich größer als der Coriolisparameter f, nimmt die Dispersionsrelation eine vereinfachte Form an, da der f enthaltende Term vernachlässigt werden kann.

$$\omega^2 = N^2 \frac{k^2 + l^2}{m^2} \tag{2.13}$$

Es ergibt sich der einfache Ausdruck für die vertikale Wellenzahl $m\!:$

$$m^2 = \frac{N^2}{(c-u)^2} \tag{2.14}$$

welcher sich aus der Beziehung von dopplerverschobener Phasengeschwindigkeit $c_h = c - u$ und horizontaler Wellenzahl $k_h = \sqrt{(k^2 + l^2)}$ ergibt:

$$c_h = \frac{\omega}{k_h} \tag{2.15}$$

Aus diesen Größen lässt sich die übersichtliche Dispersionsrelation ableiten:

$$\omega^2 = k_h^2 (c - u)^2 \tag{2.16}$$

wobei c die Phasengeschwindigkeit zum Boden und u die Hintergrund-Windgeschwindigkeit bezeichnen. Schwerewellen können sich in alle drei Raumrichtungen ausbreiten. Eine vertikale Ausbreitung ist für Wellen möglich, wenn sie sich gegen den Hintergrundstrom ausbreiten, da sie sonst von diesem gefiltert oder ausgelöscht werden.

Die sich aufwärts ausbreitenden Schwerewellen treffen auf eine kritische Windschicht, falls der Hintergrundwind gleich der Phasengeschwindigkeit der Welle (u = c) ist (Preuße und Dörnbrack, 2005). An dieser Windschicht bricht die Welle oder wird nach unten reflektiert. Des weiteren kann es zum Wellenbrechen durch selbsterzeugte Instabilitäten kommen, da die Dichte der Atmosphäre mit der Höhe exponentiell abnimmt, und die Welle durch Erhaltung der Energie immer größere Amplitude erreicht. Die vertikal propagierenden Schwerewellen transportieren horizontalen Impuls über mehrere Höhen und übertragen diesen am Ort ihres Brechens auf den Grundstrom, welcher sich dadurch verändert.

Für eine Atmosphäre mit variierenden Grundstrom *u*, ergeben sich die zwei Konsequenzen, wie von Andrews et al. (1987) beschrieben, dass 1) Schwerewellen den Grundstrom verändern und 2) der Grundstrom die Schwerewellenausbreitung. Das Wellenbrechen ist nicht abschließend geklärt, weiterhin spielt die Wechselwirkung der Wellen untereinander eine große Rolle und ist aktueller Forschungsgegenstand.

2.3 Rolle der Wellen bei stratosphärischen Erwärmungen

Einerseits können Wellen dem zonalen Grundstrom Energie entziehen oder ihn beschleunigen, andererseits ist der zonale Wind die bestimmende Größe für die vertikale Wellenausbreitung. Wenn sich im Winter besonders viele planetare Wellen mit den Wellenzahlen 1 und 2 nach oben in die Stratosphäre ausbreiten, dann kann es zu den in der Einleitung beschriebenen stratosphärischen Erwärmungen kommen, welche erstmals 1952 von Scherhag in Berlin beobachtet wurden.

Nach Andrews et al. (1987) ergeben sich durch die auf die Zirkulation wirkende Corioliskraft in der Winterhemisphäre zonal gemittelte Westwinde und in der Sommerhemisphäre zonal gemittelte Ostwinde in der Strato- und unteren Mesosphäre. Die Temperaturverteilung der Atmosphäre ist neben der Einstrahlung der Sonne auch von der globalen Meridionalzirkulation bestimmt.

Die Meridionalzirkulation kommt durch verschiedene Aufheizungsprozesse zustande. Über dem warmen Sommerpol steigen Luftmassen auf, werden über die Mesosphäre zum Winterpol transportiert, die Luft kühlt sich hier ab und sinkt diabatisch nach unten und lässt somit ein Tiefdruckgebiet entstehen. Dieses Tiefdruckgebiet beschreibt den stratosphärische Polarwirbel, welcher von einem zirkumpolaren Band aus starken Westwinden (Polarjet) begrenzt wird. Der südliche Polarwirbel ist fast punktsymetrisch zum Pol, da hier keine aufwärts propagierenden planetare Wellen großer Wellenlängen anzutreffen sind, welche den Polarwirbel stören könnten. Das Wirbelinnere wird in solch einem ungestörten Fall von der extrapolaren Luft isoliert, es findet demnach kaum ein Austausch zwischen Luft innerhalb und außerhalb des Wirbels statt (Juckes und McIntyre, 1987). Die wirbelinnere Luft kann ungestört auskühlen und stärkere zirkumpolare Winde hervorrufen. Der Polarwirbel der Nordhalbkugel weist hingegen deutliche Abweichungen bezüglich der Symmetrie auf (Zhou et al., 2000), welches auf die vertikale Ausbreitung planetarer Wellen zurückzuführen ist. Bei jeder Störung des Wirbels durch eine propagierende Welle, kann wärmere Luft aus den mittleren Breiten in das Wirbelinnere gelangen und SSWs hervorrufen.

Wie bereits beschrieben, lassen sich die SSWs in verschiedene Kategorien unterteilen, den Major, Minor, Final und Canadian Warmings (Labitzke und Naujokat, 2000). Sie treten im Zusammenhang mit einer Polarwirbelverschiebung (siehe Abbildung 2.5) oder gar Spaltung in der Stratosphäre auf.



Abbildung 2.5: Entwicklung des Polarwirbels während einer Major SSW in 10 hPa für den Winter 2005/2006, Plot von der FUB

Wichtige Kenngrößen der SSW sind der mittlere zonale Wind in 60°N in 1 hPa und 10 hPa, der Temperaturgradient zwischen 90°N und 60°N in 10 hPa, die Wellenaktivität der planetaren Welle 1 und 2 und der Wärmefluss der Wellen. Diese Größen werden ebenfalls für die spätere statistische Analyse solcher Ereignisse genutzt.

Aus den langjährigen Untersuchungen der FUB (z. B. Labitzke und Kunze, 2012) ist bekannt, dass die stratosphärischen Erwärmungen mit dem vermehrten Auftreten von den planetaren Wellen 1 und 2 gekoppelt sind, aus ihnen ergibt sich ein polwärtiger Impuls- und Wärmefluss. Bei einem Welle 1 - Ereignis kommt es zu einer Verschiebung des Polarwirbels, bei einem Welle 2 - Ereignis zur Teilung des Polarwirbels. Mit der Erwärmung der Stratosphäre wurde von Labitzke (1971) erstmals ein Hinweis auf eine Abkühlung in der Mesosphäre gefunden. Dieses Phänomen ist darauf zurückzuführen, dass keine Schwerewellen die Mesosphäre erreichen, da sie durch die vermehrt auftretenden planetaren Wellen gefiltert werden (Holton, 1983). Theoretisch betrachtet, ist die Ausbreitung der Schwerewellen dennoch möglich und wurde von Dunkerton und Butchard (1984) beobachtet. Die Schwerewellen, welche sich gegen den Grundstrom (ostwärts) ausbreiten, können die Mesosphäre erreichen. Dagegen werden westwärts wandernde Schwerewellen (c < 0) in der Stratosphäre absorbiert (Manney et al., 2008). Durch planetare Wellen getriebene Stratosphärenerwärmungen sind demnach auch durch Schwerewellen beeinflusst. Denn insbesondere die Variation der Temperatur in der mittleren Atmosphäre wird durch Ausbreitung und Filterung von Schwerewellen bestimmt (Whiteway und Carswell, 1994).

Eine verstärkte Schwerewellenaktivität in der Stratosphäre während eines Minor Warmings konnte von Duck et al. (1998) beobachtet werden. Die selben Autoren stellten 2001 fest, dass während eines Minor Warmings der Schwerewellenantrieb am Rand des Polarwirbels zu einer Erwärmung des Wirbelkerns führt, wobei im Gegensatz dazu die planetaren Wellen den Wirbelkern bei einem Major Warming erwärmen. Für die Major Warmings ist daher die Bedeutung der Schwerewellen, die von der Lage des Polarwirbels abhängen, nicht vollständig geklärt (siehe Wang und Alexander, 2009). Die Umkehrung des zonalen Windes von Ost- zu Westwind während der Erwärmung erfolgt in der Mesosphäre einige Tage früher als in der Stratosphäre, wie in Hoffmann et al. (2002) gezeigt. Die Umkehrung der zonalen Zirkulation in der Mesosphäre wird den planetaren Wellen zugeschrieben. Ein Maximum im Eliassen-Palm-Fluss deutet auf ein Wellenbrechen hin, so dass Impuls und Energie an den Hintergrund übertragen werden (Hoffmann et al., 2007). Am Ende bzw. nach der stratosphärischen Erwärmung, wenn die planetare Wellenaktivität abnimmt, können sich Schwerewellen auch bei vorherrschenden Westwinden wieder in die Mesosphäre ausbreiten.

In diesem Abschnitt wurde kurz ein Überblick zur vertikalen Struktur der Atmosphäre und den auftretenden Wellenbewegungen gegeben. Die drei Wellentypen planetare Welle, Schwerewelle und thermische Gezeit sind hier in ihrer Anregung und Ausbreitung beschrieben. Dabei wird insbesondere bei den planetaren Wellen und Schwerewellen auf die Dispersionsrelation eingegangen, anhand der sich die Ausbreitungskriterien und Filterung der Wellen durch den zonalen Grundstrom ergeben. Die als Berliner Phänomen bekannte stratosphärische Erwärmung und der Einfluss der Wellen auf dieses Ereignis wurden ebenfalls in diesem Kapitel beschrieben. Der zonaler Wind *u* geht für die Analyse der vertikalen Kopplungsprozesse, im Zusammenhang zur SSW, als besonders relevante Größe hervor. Im folgenden Kapitel sollen daher die Modelle und Messverfahren zur Gewinnung dieser Daten vorgestellt werden.

3 Datenbasis und Auswertmethoden

Für die Analyse der vorliegenden Arbeit werden langjährige, konsistente und umfangreiche Datensätze der mittleren Atmosphäre benötigt. Für den Bereich bis zur Stratopause werden dafür die ECMWF-Daten ERA-Interim verwendet, die für sämtliche Längen und Breiten zur Verfügung stehen. Der Großteil der Informationen zum ECMWF-Modell wird in Dee et al. (2011) beschrieben. In mesosphärischen Höhen werden die festen Standorte der Radare in Andenes und Juliusruh betrachtet, deren technischen Eigenschaften und Messmethoden sind Singer et al. (2005) entnommen werden. In diesem Kapitel werden die Eigenschaften, wie z. B. zeitliche und räumliche Auflösung, der einzelnen Datentypen beschrieben.

3.1 ECMWF-Daten

Der Reanalysedatensatz ERA-Interim des ECMWF (engl. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) bildet einen geeigneten Ausgangspunkt für langfristige Analysen. Die Reanalyse unterliegt im Gegensatz zu operationellen Analysen keiner Abhängigkeit im Bezug auf Veränderung in der Modellphysik oder Auflösung. Das numerische Modell ERA-Interim ist ein Produkt aus der Kombination eines aktuellen Wettervorhersagemodells und einer 4D-Var (vierdimensionalen variationellen) Datenassimilation. Für das Assimilationssystem stehen riesige Datenmengen zur Verfügung. Bei diesen Datenmengen wird auf besonders hohe Qualität geachtet, so dass alle Beobachtungen einer Qualitätskontrolle unterzogen werden. Die Anzahl der in ERA-Intrim assimilierten Beobachtungen hat deutlich zugenommen. Die mittlere Anzahl der Beobachtungen lag 1989 noch bei 10⁶ pro Tag, in 2003 konnte dieser Betrag bereits auf 10⁷ steigen. Die tägliche Anzahl der Beobachtungen ist in Abbildung 3.1 dargestellt, alle dieses Beobachtungen gehen in die 4D-Var Analyse ein. Ungefähr 95 % der Daten stammt aus Satellitenmessungen. Der Einsatz von Satelliten konnte das Modell erheblich verbessern, da für die Südhalbkugel vergleichsweise wenig konventionelle Daten zur Verfügung stehen. Diese konventionellen Daten machen den restlichen Anteil der Datenassimilation aus. Hierzu gehören in-situ Messungen, bei denen Temperatur, Wind und relative Feuchte mittels Radiosonden, Flugzeugen, Schiffen und Bojen ermittelt werden. Spezifischere Messungen wie der Oberflächendruck, 2 m - Temperatur, 2 m - relative Feuchte und der nahe Oberflächenwind in 10 m gehen seit 1998 mit in das Modell ein.



Abbildung 3.1: Logarithmische Darstellung der tägliche Anzahl an Beobachtungen die in ERA-Interim assimiliert werden (Dee et al., 2011)

Trotz der enormen Datenmengen kann der Anfangszustand des Modells nicht genau bestimmt werden. Um den Atmosphärenzustand zu bestimmen, werden Zusatzinformationen vom Modell selbst bei der Datenassimilation verwendet. Sie werden durch eine Kurzfristvorhersage (*first-guess*) erstellt und mit den späteren Beobachtungen verglichen. Somit kann sicher gestellt werden, dass die Hintergrundinformationen des Modells mit in die Analyse des Atmosphärenzustandes eingehen. Anschließend wird der *first-guess* Zustand so verändert, dass die so genannte Kostenfunktion *J* minimiert wird, sie enthält die Abweichung von Analyse und Hintergrundinformation sowie Analyse und Messung. In der 4D-Var können daher alle Daten, unabhängig von Ort und Zeit der Messung, assimiliert werden. Daraus ergibt sich die Konsistenz des Modells. Zum Vorgänger ERA-40 weist der neue ERA-Interim Datensatz deutliche Verbesserungen auf (Simmons et al., 2007). Diese Modellversion hat insgesamt eine horizontale Auflösung von T255 (statt T159), wobei auf jedem Breitenkreis Wellen bis zur Wellenzahl 255 berechnet werden. Die räumliche Auflösung ist damit global etwa 0,7°. In der Vertikalen ergeben sich 60 hybride Schichten, die bis zu 0,1 hPa hinaufreichen. Die zeitliche Auflösung von Januar 1989 bis heute ist 6-stündlich, mit den jeweiligen Messzeiten 0, 6, 12, 18 Uhr UTC.

In der vorliegenden Arbeit wird der Datensatz von 1990 bis zum Jahr 2011 verwendet. Zum Vergleich mit den aus Radardaten abgeleiteten mittleren Winden werden für die ECMWF-Daten Mittelwerte von 4 Tagen gebildet und jeweils um einen Tag verschoben.

3.2 Radare in Andenes und Juliusruh

In der mittleren Atmosphäre sind Radarbeobachtungen von der Streuung oder Reflexion der Radiowellen an Irregularitäten des Brechungsindex abhängig. Der Ionisationsgrad der Luft ist von der solaren Wellen- und Teilchenstrahlung bestimmt und beeinflusst insbesondere den Brechungsindex der Luft überhalb 50 km. Dieser kann auch durch Turbulenz im Neutralgas oder im Plasma gestört werden. Weiterhin ergibt sich eine Fresnel-Reflexion aufgrund der Ausbildung von Schichten mit unterschiedlichen Ionisationsmaxima. Radarsignale zwischen 2 und 3 MHz werden ganzjährig an den Störungen des Brechungsindex reflektiert und ebenfalls durch die von Wind hervorgerufenen Strukturen Doppler verschoben. In einem Höhenbereich von 50 bis ca. 90 km können Wind und die durch Fluktuaktionen bestimmten Wellen anhand solcher Radarverfahren bestimmt werden (Singer et al., 2005).

Einzigartige MF-Radare in mittleren und hohen Breiten (siehe Abbildung 3.2) liefern die Möglichkeit, kontinuierliche Messungen dieser dynamischen Größe durchzuführen. Das IAP betreibt in Juliusruh und in Andenes auf der norwegischen Insel Andøya diese Radaranlagen im Mittelwellenbereich (MF). Um die Dynamik der Mesosphäre genauer zu untersuchen, können zur Bestimmung interner Schwerewellen, Gezeiten und planetarer Wellen die MF-Radare eingesetzt werden.



Abbildung 3.2: Radare in mittleren (Juliusruh, 54°N, 13°O) und hohen (Andenes, 69°N, 16°O) Breiten.

Die hier genutzten MF-Radarsysteme verwenden die *spaced antenna Methode* zur Bestimmung des Windfeldes. Eine Sendeantenne sendet senkrecht Impulse mit einem breiten, vertikalen Antennenstrahl aus. Von vier bzw. drei Empfangsantennen, bestehend aus horizontalen Kreuzdipolen, werden die ionosphärischen Echos empfangen. Ein genauer Aufbau der Radaranlagen ist in Singer et al. (2005) beschrieben. Die beiden verwendeten Radare liefern in einem Höhenbereich von 60 bis 92 km die horizontalen Winde, welche durch die volle Korrelationsmethode nach Briggs (1980) bestimmt werden. Aus den Winden werden anschließend mittlere Winde, Gezeiten und weitere Wellen abgeleitet. In der Tabelle 3.1 sind die wesentlichen Eckdaten der verwendeten Radare aufgeführt, die sich in einigen Eigenschaften wie Aufbau der Antennen, Frequenz und Leistung unterscheiden.

	Juliusruh	Andenes
Standort	54,6° Nord, 13,4° Ost	69,3° Nord, 16,0° Ost
Frequenz	3,18 MHz	1,98 MHz
Impulsbreite	$27 \ \mu s$	$27 \ \mu s$
Spitzenleistung	128 kW	40 kW
Sendeantenne	Miles-Cross-Antenne	4 Halbwellendipole
Empfangsantenna	4 gekreuzte Halbwellendipole	3 gekreuzte Halbwellendipole
Höhenauflösung	2 km	2 km
Zeitauflösung	30 Minuten	30 Minuten

 Tabelle 3.1: Eigenschaften der verwendeten MF-Radarsysteme

Es existieren ganzjährige, kontinuierliche Beobachtungen in der Mesosphäre seit 1990 in Juliusruh und seit 1998 in Andenes. Von besonderem Interesse ist dabei die jahreszeitliche Variation des mittleren zonalen Windes, wie z. B. in Abbildung 3.3(a) für das Jahr 2006 dargestellt. Die im Winter ostwärts gerichteten Winde sind sehr variabel und zeigen oftmals eine Umkehr auf sommerliche westwärts gerichtete Winde im Zusammenhang mit stratosphärischen Erwärmungen. Diese Auswirkung der stratosphärischen Erwärmung auf das zonale Windfeld der Wintermesosphäre ist für mittlere und hohe Breiten in Abbildung 3.3(b) dargestellt. Die Umkehr von Westwind auf Ostwind ist in hohen Breiten deutlicher ausgeprägt, da hier der Einfluss der planetaren Wellen größer ist. Die Beobachtungsdaten beider Radare liegen zu Halbstundenwerten vor, die ebenfalls wie die ECMWF-Daten zu vier Tagen gemittelt und um einen Tag verschoben werden. Der zeitliche Verlauf der Windumstellung wird anhand dieser Datenbasis untersucht.



Abbildung 3.3: (a) Jahreszeitliche Variation des mittleren Zonalwind aus MF-Radarbeobachtungen in Juliusruh 2006
 (b) Mesosphärischer Zonalwind in mittleren und hohen Breiten aus MF-Radarbeobachtungen, 2006

3.3 Kreuzkorrelation

Um die vertikale Kopplung zwischen den Schichten der Atmosphäre zu bestimmen, wird mit dem zonalen Wind aus allen Höhenbereichen eine Kreuzkorrelation durchgeführt. Die Kreuzkorrelationsanalyse liefert die Aussage über die Ähnlichkeit zweier diskreter Zeitsignale. Ein Signal wird dazu zeitlich um den Wert τ verschoben und mit dem anderen Signal multipliziert, das Ergebnis dieses Produktes wird anschließend integriert:

$$c_{xy}(\tau) = \int x(t)y(t+\tau)dt$$
(3.1)

Sind beide Signale prinzipiell gleich und nur um einen Zeitwert τ_1 verschoben, so erhält die Kreuzkorrelationsfunktion für den Zeitpunkt $\tau = \tau_1$ ein Maximum. Dieser einfache Zusammenhang ist in der Abbildung 3.4 veranschaulicht.



Abbildung 3.4: Einfaches Beispiel der Kreuzkorrelation, hier ist $\tau_1 = -5$

Da die vorliegenden Daten der stratosphärischen und mesosphärischen Winde disrkrete Zeitsignale sind, d. h., die Werte x_k, y_k existieren zu diskreten Zeitpunkten $k = 1(t_0 + \Delta t, t_0 + k\Delta t, t_0 + N\Delta t)$, ist hier der Übergang vom Integral zu einer Summe möglich. Das Ergebnis wird durch den Effektivwert der einzelnen Signale geteilt, also normiert. Daraus ergibt sich folgende normierte Kreuzkorrelationsgleichung, wie sie auch der standard IDL (*Interactive Data Language*) Routine entspricht:

$$c_{xy}(\tau) = \begin{cases} \frac{\sum\limits_{k=0}^{N-|\tau|-1} (x_{k+|\tau|} - \bar{x})(y_k - \bar{y})}{\sqrt{\left[\sum\limits_{k=0}^{N-1} (x_k - \bar{x})^2\right] \left[\sum\limits_{k=0}^{N-1} (y_k - \bar{y})^2\right]}} & \text{für } L \leqslant 0\\ \frac{\sum\limits_{k=0}^{N-\tau-1} (x_k - \bar{x})(y_{k+|\tau|} - \bar{y})}{\sqrt{\left[\sum\limits_{k=0}^{N-1} (x_k - \bar{x})^2\right] \left[\sum\limits_{k=0}^{N-1} (y_k - \bar{y})^2\right]}} & \text{für } L \geqslant 0 \end{cases}$$
(3.2)

Allerdings kann diese Gleichung aus IDL nicht mit fehlerhaften Daten bzw. mit Lücken in den Datesätzen umgehen, da sie nur für ein festes N beider Signale den Kreuzkorrelationskoeffizienten berechnen kann. Die Gleichung muss dementsprechend so angepasst werden, dass der Laufindex N nach der Anzahl der Daten des zu vergleichenden Signals variiert. Die normierte Kreuzkorrelation liefert den Wert 1, wenn die Signale für irgendein τ gleich sind, der Wert -1 ergibt sich, wenn sie gegenphasig sind.



Abbildung 3.5: Zonale Wind in 1 hPa (grün) und 10 hPa (blau), für den Winter 2008/2009 in Andenes

Für den zonalen Wind in Andenes 2008/2009, in zwei verschiedenen Höhen von 1 hPa und 10 hPa (Abbildung 3.5) ergibt sich der Kreuzkorrelationskoeffizient in Abhängigkeit von der Verschiebezeit τ (Abbildung 3.6). Die grüne Kurve zeigt dabei die



Abbildung 3.6: Kreuzkorrelation des Windes in 1 hPa und 10 hPa mit dem Referenzsignal in 1 hPa, dementsprechend beschreibt die grüne Kurve die Autokorrelation des Referenzsignals

Autokorrelation des Windsignals in 1 hPa. Der Wind in 10 hPa wird mit dem Wind in 1 hPa, dem Referenzsignal, korreliert (blau). Für die weitere Arbeit wird das Referenzsignal einer festgelgten Höhe als Referenzhöhe bezeichnet. Die Maxima der Korrelationen ergeben sich für bestimmte Verschiebezeiten, für die Autokorrelation ist dieses zum Zeitpunkt null. Im Fall von 10 hPa ist dieses Signal dem Referenzsignal nach 3 Tagen ähnlich. Der Betrag des Kreuzkorrelationskoeffizenten ist ein Maß für die Ähnlichkeit der Signale. Die Wahrscheinlichkeit eines systematischen Zusammenhangs zwischen den zu untersuchenden Größen wird als Signifikanz bezeichnet. Es wird hierbei ein scheinbarerer Zusammenhang rein zufälliger Natur von einer tatsächlich hohen Wahrscheinlichkeit der Abhängigkeit unterschieden. Das Signifikanzniveau oder die Irrtumwahrscheinlichkeit ist die gängige Bezeichnung der Signifikanz. Es ergibt sich die formale Bezeichnung, dass zwischen zwei Variablen A und B eine Korrelation von c = 0,7 auf dem Signifikanzniveau von $p \leq 1\%$ besteht. Dies bedeutet, dass die Korrelation zwischen A und B in dieser Höhe und bei fester Stichprobenöße nur in weniger als 1% aller Fälle rein zufällig auftritt. Das Signifikanzlevel ergibt sich aus der Anzahl der zu korrelierenden Datenpaare. Für sehr kleine Stichproben muss die Korrelation extrem groß ausfallen, um signifikant zu sein. Eine kleine Korrelation von beispielsweise c = 0, 2 kann bei sehr großen Stichproben signifikant werden. Für die Prüfung des Korrelationskoeffizienten auf Signifikanz existieren viele Tabellen in statistischen Lehrbüchern. In Sachs (1968) sind unter anderem auch der mathematischen Hintergrund zur Signifikanz der Korrelation beschrieben, aber auch ein einfacher Zusammenhang für die 5%ige Irrtumswahrscheinlichkeit:

Signifikanzlevel =
$$\frac{2}{\sqrt{\nu+2}}$$
 (3.3)

mit $\nu = FG$ approximiert. FG entspricht der Anzahl der Freiheitsgrade, welche sich aus FG = N - 2 ergibt. Tabelle 3.2 ist ein Auszug aus Sachs (1968), Tabelle 193, daraus lässt sich das Signifikanzlevel für Stichproben im Umfang von 1 bis 2000 FG für Irrtumswahrscheinlichkeiten wie 5% oder auch 1% entnehmen.

Tabelle 3.2: Signifikanzlevel der Kreuzkorrelation, Auszug aus Tabelle 193 (Sachs, 1968)

FG	5%	1%
10	0,576	0,708
20	0,423	0,526
21	0,413	0,526
22	0,404	0,515
23	0,396	0,505
24	0,388	0,496
25	0,381	0,487
26	0,374	0,478
27	0,367	0,470
28	0,361	0,463
29	0,355	0,456
30	0,349	0,449

Der zeitliche Zusammenhang der Winde im Höhenbereich von 8 - 48 km und 70 bis 96 km soll mit dieser Methode ermittelt werden. Dafür stehen ECMWF- und Radardaten von 1990 bis 2011 zur Verfügung.

4 Datenanalyse - Parameter der SSW und Korrelation

Um die vertikale Kopplung der Winde zu bestimmen, müssen einige Kriterien bezüglich der SSW und der Kreuzkorrelation definiert und festgelegt werden. In diesem Kapitel wird beschrieben, wie der erste Tag der SSW bestimmt wird, da dieser als zentraler Tag für die Kreuzkorrelation dient. Des weiteren werden die Parameter der Kreuzkorrelation festgelegt, da zum Beispiel die Variation der Korrelationsbreite von Bedeutung ist.

4.1 Wahl des Referenztages bzw. des zentralen Tages

Um ein SSW event zu identifizieren soll in dieser Arbeit der WMO-Definition gefolgt werden. Dabei ist der erste Tag, an dem sich der zonal gemittelte Zonalwind in 60°N und in 10 hPa zu einem Ostwind umkehrt, der zentrale Tag der SSW (d_c) . Des weiteren sieht die WMO-Definition vor, dass gleichzeitig ein Anstieg des meridionalen Temperaturgradienten $\triangle T$ zwischen 90°N und 60°N vorliegt. Wenn diese beiden Kriterien erfüllt sind, kann dieses SSW Event als Major SSW definiert werden. Sollte allerdings der Zonalwind \bar{u} keinen Nulldurchgang haben, allerdings eine Abbremsung dessen vorliegen, so wird dieses Event als Minor SSW bezeichnet. Diese Einteilung wurde bereits in anderen Arbeiten wie Hoffmann et al. (2002) und Bancala et al. (2012) beschrieben. Des weiteren wird wie in Bancala et al. (2012) ein Zeitfenster von 10 Tagen um den festgelegten Tag d_c betrachtet, um etwaige Fluktuationen des Zonalwindes als ein Event zu definieren. Diese Zeitfenster beschreibt die Ausbreitungszeit für planetare Wellen von der Tropsphäre in die Stratosphäre (Bancala et al., 2012; Limpasuvan et al., 2004). Um den zentralen Tag der SSW festzulegen wird die aus ECMWF-Daten erstellte Diagnostik der Freien Universität Berlin (siehe Abbildung 4.1) genutzt und anhand der vorgegebenen Parameter bestimmt.



Abbildung 4.1: Diagnostik der FUB zur Bestimmung des zentralen Tages der SSW. Dargestellt sind von oben nach unten der zonal gemittlete Zonalwind \bar{u} in 1 hPa, darunter in 10 und 30 hPa, es folgt der Wärmefluss v'T' in 30 hPa, anschließend der meridionale Temperaturgradient ΔT in 10 und 30 hPa und zuletzt die Amplituden der planetaren Welle 1 und 2 in geopotentiellen Metern.

Um weiterhin die Events zu differenzieren und in Verbindung mit vertikalen Kopplungsprozessen zu beschreiben, werden ebenfalls die Größen wie die planetare Wellenaktivität der Welle 1 (W1) und Welle 2 (W2) betrachtet, die durch die Änderung der geopotentiellen Höhe in 30 hPa und 60°N beschrieben werden. Des weiteren wird der Wärmefluss in 60°N und 30 hPa untersucht. Für ein SSW Ereignis soll $v'T' \ge 100 \frac{mK}{s}$ sein, wie auch in Hoffmann et al. (2002) benutzt. Für einzelne Parameter wurde zwischen mittleren und hohen Breiten unterschieden. Aus den ECMWF-Daten wurde der zonale Wind \bar{u} für die Breitengrade 54°N und 69°N genauer untersucht, in 1 hPa, 10 hPa und 100 hPa, wie Abbildung 4.2 zeigt. Diese Unterteilung wird auch bei der Lage des Polarwirbels, der Windumstellung in der Mesosphäre, der Stärke der Windumstellung in der Stratosphäre und der Kopplungstärke vorgenommen (siehe Tabelle 5.1). Der Tag der Windumstellung in der Mesosphäre kann aus Darstellungen des MF-Windes wie in Abbildung 3.3 (b) bestimmt werden. Eine mögliche Breitenabhängigkeit der vertikalen Kopplungsprozesse während der SSW kann somit untersucht werden.



Abbildung 4.2: Darstellung des zonal gemittelten Zonalwindes in 69°N und 54°N in 1, 10 und 100 hPa, sowie der Temperaturgradient in 10 hPa zwischen 90°N und 60°N, als Beispiel für den Winter 2005/2006

Um den zentralen Tag herum wird ein Zeitfenster von ± 15 Tagen ausgewählt, so dass sich für die Kreuzkorrelation 31 Datenpunkte je Höhe ergeben. Diese Menge an Daten erweist sich als vorteilhaft, da hier einzelne Strukturen besonders im zonalen Mittel (siehe Abbildung 4.3) deutlich erkennbar sind. Ebenfalls ergibt sich eine akzeptable Signifikanz der Korrelation, die nicht durch eine große Menge an Daten künstlich klein gehalten wird. In der Abbildung 4.3 sind die Kreuzkorrelationen des zonalen Windes in 69° N für den festen Ort Andenes und dem zonalen Mittel dargestellt. Als Referenzhöhe wird hier das 1 hPa Level (48 km) verwendet. Dabei wurde die Korrelationsbreite zwischen ± 15 , ± 30 und ± 45 Tagen variiert, besonders im zonalen Mittel wird die Struktur mit zunehmender Anzahl an Datenpunkten immer stärker geglättet.



Abbildung 4.3: Variation der Korrelationsbreite in 69°N am festen Ort und im zonalen Mittel für 2005/2006.

Aus dem Verlauf der Korrelationsmaxima wird die Verschiebung τ als Funktion der Höhe ermittelt. Daraus ergibt sich eine Abklingrate der Kopplung, im Folgenden als Kopplungsrate bezeichnet, über einen Höhenbereich von 85 bis 8 km. Das genutzte Höhenintervall richtet sich in der Stratosphäre nach der Auflösung der ECMWF-Daten, hier ergeben sich 15 Datenpunkte. In der Mesosphäre wurde das Korrelationsmaximum in Höhenschritten von 4 km ermittelt, so dass für den Bereich von 70 bis 85 km 5 weitere Datenpunkte zur verfügung stehen. Der Verlauf der Kopplungsrate zwischen 70 und 48 km ist interpoliert. In der folgenden Abbildung ist die Kopplungsrate für den Winter 2005/06 im zonalen Mittel für 69°N und 54°N dargestellt, wobei in 3 verschiedenen Referenzhöhen unterschieden wird (Abbildung 4.4).



Abbildung 4.4: Kopplungsrate aus den Korrelationsmaxima, Lag τ als Funktion der Höhe. Links mit der Referenzhöhe in 10 hPa, Mitte mit 1 hPa und rechts mit 0,01 hPa, zwischen den Kurven ist ein offset von tau mit 10 Tagen.

Aus dieser Abbildung geht hervor, dass die Kopplungsrate stark von den ausgewählten Parametern abhängt. Für die unterschiedlichen Referenzhöhen ergeben sich unterschiedliche Kopplungsraten. Die Auswahl des Höhenbereichs ist ebenfalls entscheidend für die Kopplungsrate. Vernachlässigt man z. B. die Korrelationsmaxima aus der Troposphäre, so ändert sich die Kopplungsrate. Die unterschiedlichen Kopplungsraten sind der Tabelle 4.1 zu entnehmen.

Referenz	Höhenbereich 85 - 8 km	Höhenbereich 85 - 20 km
Andenes 10 hPa	-2,848	-3,172
Juliusruh 10 hPa	-3,105	-2,733
Andenes 1 hPa	-2,648	-6,298
Juliusruh 1 hPa	-3,570	-3,235
Andenes 0,01 hPa	-5,463	-4,873
Juliusruh 0,01 hPa	-2,333	-1,925

Tabelle 4.1: Kopplungsraten für den Winter 2005/2006, zonales Mittel

Im Höhenbereich von 85 bis 8 km sind die Kopplungsraten für 10 und 1 hPa Referenzhöhe in gleicher Größenordnung. Die Kopplungsrate aus 0,01 hPa Referenzhöhe weicht von diesen Werten ab und scheint nicht besonders geeignet zu sein. Wie auch in der Abbildung 4.4 zu sehen ist, geht die Struktur in der Troposphäre verloren, d. h., der Verlauf der Kopplung ist bei der Korrelation von mesosphärischen und troposphärischen Winden in diesem Jahr nicht mehr vorhanden. Die Diskussion zur Referenzhöhe erfolgt im nächsten Abschnitt.

Für den Höhenbereich von 85 bis 20 km variieren die Kopplungsraten stark in Abhängigkeit der ausgewählten Referenzhöhe. Die 15 Datenpunkte aus den ECMWF-Daten werden auf 9 reduziert und Korrelationsmaxima mit größeren positiven τ vernachlässigt, so dass vor allem der Anstieg der Kopplungsrate in hohen Breiten steigt.

4.2 Wahl der Referenzhöhe

Für die Kreuzkorrelation muss der Zonalwind in einer bestimmten Höhe als Referenz-Datensatz gewählt werden. Zunächst werden verschiedene Höhen in Betracht gezogen. Die Referenz in 100 hPa ermöglicht den Blick von unten in den Bereich der mittleren Atmosphäre, die zweite Referenz in 10 hPa ergibt sich aus der Definition der SSW. In dieser Höhe werden der zonale Wind und der Temperaturgradient zur Bestimmung von SSW-Events betrachtet. Als dritte mögliche Referenz ergibt sich das 1 hPa Level, dieses liegt im oberen Grenzbereich der verwendeten ECMWF Daten, in 48 km Höhe ist zudem die Wechselwirkung der planetaren Wellen mit den Grundstrom am größten. Die letzte verwendete Referenzhöhe ist 0,01 hPa, ein Level in mesosphärischen Höhen. Die Kopplung kann hier von oben betrachtet werden.



Abbildung 4.5: Variation der Referenzhöhe für die Kreuzkorrelation von 2005/2006 in Juliusruh. Als Referenzhöhe wird der Wind im Tropopausenbereich (100 hPa), in stratosphärischen Höhen (10 hPa und 1 hPa), sowie in mesophärischen Höhen (0,01 hPa) verwendet und verglichen.

Die Abbildung 4.5 zeigt die Variation der Referenzhöhe für die Kreuzkorrelation in Juliuruh 2005/2006. Das Maximum der Korrelation zentriert sich dabei immer um die gewählte Referenzhöhe. Die Stuktur der Korrelation und die Signifikanzlevels sind für alle ausgewählten Referenzhöhen annähernd gleich. Die Betrachtung von oben aus 0,01 hPa und von unten aus 100 hPa erweisen sich allerdings nicht als besonders vorteilhaft für die Auswertung aller Jahre, da Korrelationen von mesosphärischen Winden und Winden im Tropopausenbereich nicht besonders aussagekräftig sind. Um die Kopplung der drei betrachteten Schichten zu beurteilen, wird die Referenzhöhe in der mittleren Stratosphärenschicht gewählt. Die 10 hPa Referenz erweist sich als besonders konsistent im stratosphärischen Höhenbereich und scheint als definierte Höhe für SSW-Events ideal. Die Kopplung in die Mesosphäre lässt sich allerdings mit dieser Refernzhöhe schlechter bestimmen als mit der 1 hPa Referenz. Von 10 hPa aus betrachtet, gehen die einzelnen Strukturen der Kopplung nach oben aber auch nach unten verloren. In 1 hPa Refenrenzhöhe sind ausgeprägte Strukturen der Kopplung in der Mesosphäre, der unteren Stratosphäre und in der Troposphäre erkennbar. Aufgrund dessen und der Wechselwirkung der planetaren Welle in 48 km mit dem Grundstrom, soll als Referenzhöhe für die weiteren Analysen das 1 hPa - Level verwendet werden.

4.3 Lage des Polarwirbels

Da die Lage des Polarwirbels durch die planetaren Wellen beeinflusst wird und ebenfalls für die SSW bestimmend ist, soll untersucht werden, ob die vertikale Kopplung einer SSW längenabhängige Unterschiede aufweist. Die Korrelation wird in drei verschiedenen Varianten durchgeführt, zum einen wird der zonale Wind an den festen Orten in Andenes (69°N,16°O) und in Juliusruh (54°N,13°O) über alle Höhen korelliert. Als zweites wird in beiden Breiten das zonale Mittel des Zonalwindes für die Korrelation verwendet. Als dritte Variante wird ein sektorielles Mittel des Zonalwindes verwendet, dabei wird ein Sektor von 120° um den festen Ort in Andenes bzw. in Juliusruh gewählt. Erste Unterschiede lassen sich bereits in der Darstellung des Zonalwindes in 10 hPa am festen Ort, im zonalen Mittel und im sektoriellen Mittel erkennen (vgl. Abbildung 4.6). Durch das zonale Mittel über alle Längen wird der Zonalwind etwas geglättet, am festen Ort ist er hingegen durch Fluktuationen bestimmt. Das sektorielle Mittel bietet die Möglichkeit, gewisse Störungen zu filtern und dennoch die eigentliche Struktur zu erhalten und ist daher die geeignete Methode zur weiteren Analyse.



Abbildung 4.6: Vergleich des zonalen Windes in 10 hPa am festen Ort (grün), im zonalen Mittel (schwarz) und im sektoriellen Mittel über 120 Längengrade (rot) für 54°N und 69°N, 2005/2006

In Abbildung 4.7 ist für verschiedene Längenvarianten die Kreuzkorrelation über alle Höhen dargestellt. Die Kreuzkorrelation am festen Ort und im sektoriellen Mittel sind sich sehr ähnlich, im zonalen Mittel gehen bereits einige Strukturen verloren. Um allerdings die Strukturen zu erhalten und den Einfluss des Polarwirbels zu minimieren bietet sich das sektorielle Mittel an. Die Breitenabhängigkeit kann mit dem sektoriellen Mittel am besten beurteilt werden.



Abbildung 4.7: Variation der berücksichtigten Längengrade für 54°N und 69°N, 2005/2006, links am festen Ort, in der Mitte über alle Längen als zonales Mittel und rechts über 120 Längengrade im sektoriellen Mittel.

Die Lage des Polarwirbels wird für die einzelnen Jahre berücksichtigt und mit in die Statistik (Tabelle 5.1) eingetragen. In Abbildung 4.8 ist die Temperaturverteilung in 10 hPa auf der Nordhalbkugel für den Winter 2005/2006 dargestellt. Die Lage der SSW und die Struktur des Polarwirbels lässt sich daran erkennen. Etwaige Unterschiede wie in diesem Beispiel, dass die Erwärmung in hohen Breiten bereits früher eintritt als in mittleren Breiten, lassen sich aus dieser Darstellung besonders gut berücksichtigen.



Abbildung 4.8: Lage des Polarwirbels in 10 hPa zum Beginn, während und nach der SSW 2005/2006

5 Ergebnisse und Auswertung für alle Jahre

Im vorherigen Kapitel wurde anhand des Winters 2005/2006 das analytische Vorgehen und die Auswahl verschiedener Parameter erläutert. Um eine statistische Übersicht von Kopplungsprozessen während SSW-Events zu erhalten, werden die untersuchten Winter von 1990/1991 bis 2010/2011 in diesem Kapitel zusammengefasst dargestellt. Ein möglicher Zusammenhang verschiedener Parameter während einer stratosphärischen Erwärmung wird in diesem Kapitel untersucht, um vertikale Kopplungsprozesse hinsichtlich möglicher Vorboten von SSW-Ereignissen in der Mesosphäre zu erkennen.

Die Analyse des Zonalwindes über 21 Jahre dient zur Identifizierung besonderer Bedingungen für die Windumkehr aus den Radarmessungen in der Mesosphäre und ECMWF-Daten in der Stratosphäre. Die starke Variabilität des zonalen Windes steht im Zusammenhang mit einer erhöhten planetaren Wellenaktivität und bewirkt vertikale Kopplungsprozesse wie die stratosphärischen Erwärmungen. Die Atmosphäre wird oberund unterhalb der Stratosphäre beeinflusst. Hoffmann et al. (2002), Hoffmann et al. (2007) und Matthias et al. (2012) beschreiben eine mittlere vorzeitige Umkehr des Zonalwindes in der Mesosphäre gegenüber des Stratosphärenwindes. Eine deutlich erhöhte planetare Wellenanktivität in der Mesosphäre konnte vor und während der SSW bestimmt werden. Aus Matthias et al. (2012) geht hervor, dass im Mittel über alle Jahre insbesondere die stationären 10- und 16-Tage Welle in der Mesosphäre dominieren. Die 10-Tage Welle ist synchron zum Temperaturanstieg in der Stratosphäre und tritt als Überlagerung von stationären Wellen 1 und 2 und einer sich westwärts ausbreitenden Welle mit der Wellenzahl 1 auf. Des weiteren wird ein Maximum der halbtägigen Gezeit nach der SSW beobachtet, welche durch die 10- und 16-Tage Welle moduliert wird. Die Schwerewellenaktivität erreicht ebenfalls nach der SSW ihr Maximum in mesosphärischen Höhen, da die Schwerewellen durch eine abnehmende planetare

Wellenaktivität nicht mehr so stark gefiltert werden. Das Verhalten des zonalen Windes in allen Höhen, mit der Referenzhöhe in 1 hPa, und die Kopplung der Schichten während der SSW wird im Folgenden breitenabhängig untersucht. Ein Zusammenhang zwischen der vorzeitigen Windumkehr in der Mesosphäre und der Ausprägung der SSW wird identifiziert und die Abhängigkeit der Kopplungstärke von der Wellenamplitude in der Stratosphäre wird untersucht. Wie in Abschnitt 4.3 für den Winter 2005/2006 beschrieben, bietet sich zur weiteren Auswertung der Daten das sektorielle Mittel des Zonalwindes, für mittlere und hohe Breiten, an. Hier bleiben die wesentlichen Strukturen der Windfluktuation erhalten und die Lage des Polarwirbels hat keinen starken Einfluss auf die einzelnen Kopplungsraten. Die Stärke der Windumstellung in der Stratosphäre soll zur besseren Veranschaulichung in die drei Kategorien schwaches, mittleres und starkes Ereignis unterteilt werden. Die Unterteilung richtet sich nach der Dauer der Windumstellung in der Stratosphäre. Als starkes Ereignis werden diejenigen Zirkulationsumstellungen eingeordnet, bei denen der Zonalwind für mehr als 10 Tage $\bar{u} \ll 0$ ist. Sommerliche Ostwinde für die Zeit kürzer als 10 Tage mit einer deutlichen Umstellung des Zonalwindes $\bar{u} < 0$ beschreiben ein mittleres Ereignis. Als schwaches Ereignis werden die Ereignisse mit geringerer Windumstellung $\bar{u} \simeq 0$ bezeichnet. Diese Einteilung wird anhand des folgenden Beispiels (Abbildung 5.1) veranschaulicht und weiter genutzt.



Abbildung 5.1: Für mittlere (54°N) und hohe (69°N) Breiten ist von links nach rechts jeweils ein schwaches, mittleres und starkes Ereignis dargestellt. Die Umstelllung des Zonalwindes ist in den gestrichelten Ovalen zu erkennen, die Dauer der Umstellung ist deutlich, je nach Einteilung der Ereignisse, verschieden. Die Windumkehr in hohen Breiten ist stärker ausgeprägt als in mittleren Breiten. Nach dieser Einteilung ist darunter die Kreuzkorrelation des Zonalwindes für beide Breiten abgebildet. Die schwarz gestrichelte Linie ist die Kopplungsrate, die sich aus dem Verlauf der Korrelationsmaxima ergibt.

Besonders die starken Ereignisse sind für die vertikalen Kopplungsprozesse von Bedeutung. In dem abgebildeten Beispiel lassen sich bereits vor dem SSW-Event Fluktuationen des Zonalwindes in der Mesosphäre erkennen. Die Windumstellung in der Stratosphäre ist deutlich länger und erreicht auch tiefere Höhen bis in die Troposphäre. Für die Korrelation ergeben sich daher zeitlich längere Zusammenhänge und auch stärker ausgeprägte Kopplungsmuster.

In wie weit Kopplungsstärke und Windumstellung, aber auch andere Parameter der SSW von einander abhängig sind, kann durch die Auswertung mehrerer Jahre bestimmt werden. In der Tabelle 5.1 sind alle Parameter für die betrachteten Winter von 1990/1991 bis 2010/2011 zusammengefasst. Die Einteilung in 1, 0 und 0,5 dient zur Beschreibung der Parameter, wie sehr sie die geforderten Bedingungen für ein SSW Event und anderen Anforderungen erfüllen.

Der Temperaturgradient in 10 hPa und 30 hPa soll positiv sein, für den Eintrag 0 ist dieses nicht erfüllt, bei 1 ist der Temperaturgradient eindeutig positiv und bei 0,5 ist $\Delta T \simeq 0.$ Der Wärmefluss soll $v'T' \ge 100 \frac{mK}{s}$ sein, hier ergibt sich 0,5 für $v'T' \approx 100 \frac{mK}{s}$, 1 für $v'T' > 100 \frac{mK}{s}$ und 0 für $v'T' < 100 \frac{mK}{s}$. Diese Parameter und die Klassifizierung der Welle 1- und Welle 2 - Ereignisse wird anhand der Datenanalyse der FUB durchgeführt. Ein Welle 1 Ereignis liegt dann vor, wenn die Amplitude von W1 > W2 ist. Das Welle 2 Event wird durch das Kriterium $\triangle W = W2 - W1 > 100m$ definiert. Wie bereits beschrieben, tritt ein Welle 2 Event im Zusammenhang mit einer Polarwirbelspaltung auf, während es im Welle 1 Event zu einer Verschiebung des Polarwirbels kommt. Dem entsprechend soll auch die Lage des Polarwirbels in stratosphärischen Höhen berücksichtigt werden (siehe Abschnitt 4.3). In der nachfolgenden Statistik wird der Einfluss des Polarwirbels folgender Maßen ausgedrückt: eine 1 steht dafür, dass für den ausgewählten Tag die Erwärmung direkt über den betrachteten Ort in Andenes oder Juliusruh liegt. Eine 0,5 steht dafür, dass sich die Erwärmung oder ihr Randgebiet im zeitlichen Verlauf über diese Orte verschiebt. Die 0 beschreibt das Ausbleiben der Erwärmung in diesen Gebieten und den umliegenden Sektor von 120°N. Auch die weiteren Parameter werden anhand eigener Analysen mit dem sektoriellen Mittel ermittelt. Die Einteilung des Windes in 1, 10 und 100 hPa erfolgt nach der Stärke der Abbremsung von \bar{u} , kommt es zur Umkehr des Windes in der ausgewählten Höhe, so wird eine 1 eingetragen. Eine Abbremsung bis nahe 0m/s erhält die 0,5. Bleibt allerdings $\bar{u} > 0$, so wird nur eine 0 eingetragen. Ein weiterer Eintrag in der Übersicht ist der Zeitabstand $\triangle t$ von dem Tag der Windumstellung in der Mesosphäre zu dem Tag der Windumstellung in der Stratosphäre. Die Kopplungsrate aus 1 hPa Referenzhöhe ist breitenabhängig und im sektoriellen Mittel für die einzelnen Jahre eingetragen und auch die oben beschriebene Stärke der Windumstellung wird für mittlere und hohen Breiten unterschieden, dabei wird den schwachen Ereignissen eine 0 zugeteilt, mittlere Ereignisse werden durch 0,5 ausgedrückt und starke Ereignisse durch 1.

Tabelle 5.1: Übersicht der Analyseparameter der Winterdaten von 1991 bis 2011. Der Tag der SSW wurde durch die Umkehrung des zonalen Windes u in 10 hPa festgelegt. Charakterisiert werden die Stratosphärischen Erwärmungen anhand des Temperaturgradienten in 10 hPa (ΔT_{10hPa}) und 30 hPa (ΔT_{30hPa}), dem Heat Flux (v'T'), die Stärke der Wellen 1 (W1) und 2 (W2), die Umkehrung oder Abbremsung des zonalen Windes in 1 (u_{1hPa}), 10 (u_{10hPa}) und 100 hPa (u_{100hPa}). Weiterhin ist die Lage des Polarwirbels berücksichtigt, das Datum der Windumkehr in der Mesosphäre und die Zeitdifferenz Δt zur Stratosphäre, die Kopplungsrate aus der Korrelation mit 1 hPa Referenzhöhe und die Stärke der Windumstellung. Näheres zu den einzelnen Parametern steht im Text.

Jahr	Datum	$\triangle T_{10hPa}$	ΔT_{30hPa}	v'T'	W1	W2	u_{1hPa}		u_{10hPa} u_{10hPa}		u_{100hPa}	
							54°N	69°N	54°N	69°N	54°N	69°N
1990/91	23.01.	1	1	0	1	0	0	0,5	0	0,5	0	0,5
1991/92	19.01.	1	0	0,5	1	0	0	1	0	0	0,5	0
1992/93	08.03.	1	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0
1993/94	02.01.	1	1	1	0,5	0,5	0	1	0	0	0	0
1994/95	22.01.	1	1	0	1	0	0	0,5	0	0,5	0	0
1995/96	17.02.	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
1996/97	01.12.	0,5	0,5	0	1	0	0	0	0	0,5	0	0
1997/98	06.01.	0,5	0,5	0,5	1	0	0	0	0	0	0	0
1998/99	15.12.	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0
1990/00	20.03.	1	1	0	0,5	0,5	1	1	1	1	0,5	0
2000/01	11.02.	1	1	0	1	0	0	0,5	0	1	0	0,5
2001/02	17.02.	1	1	0,5	1	0	0,5	1	0	1	0	0
2002/03	17.01.	1	1	1	1	0	0	1	0	0,5	0	0
2003/04	03.01.	1	1	0,5	1	0	1	0,5	0	1	0	0,5
2004/05	12.03.	1	1	1	1	0	1	1	0	1	0	0,5
2005/06	20.01.	1	0	1	1	0	1	1	0,5	1	0	0,5
2006/07	23.02.	1	1	1	1	0	0	1	0	1	0	0,5
2007/08	20.02.	1	1	1	1	0	1	1	0,5	1	0	0
2008/09	23.01.	1	0,5	1	0	1	1	1	0,5	1	0	0,5
2009/10	28.01.	1	0	1	1	0	1	1	0	1	0	0,5
2010/11	01.02.	1	0	0,5	0	1	0	0,5	0	0	0	0

Jahr	Datum	Polarw	virbel	Datum	Meso	∆t		Kopplun	gsrate _{1hPa}	Stärke <i>u</i> -Umst	
		54°N	69°N	54°N	69°N	54°N	69°N	54°N	69°N	54°N	69°N
1990/91	23.01.	0	0	23.01.	-	0	-	-0,955	-3,404	0,5	0,5
1991/92	19.01.	0,5	0,5	10.01.	-	9	-	-3,497	-7,370	0,5	0,5
1992/93	08.03.	0	0	02.03.	-	6	-	0,535	-2,573	0	0,5
1993/94	02.01.	0	0	02.01.	-	0	-	3,047	-3,576	0	0,5
1994/95	22.01.	0	0	18.01.	-	4	-	-2,974	4,959	0,5	1
1995/96	17.02.	0	0	11.02.	-	6	-	-5,863	-4,809	0	0
1996/97	01.12.	0	0	01.12.	-	0	-	-2,363	-1,816	0	0
1997/98	06.01.	0,5	0	06.01.	-	0	-	0,278	$-\infty$	0	0,5
1998/99	15.12.	0	0	11.12.	11.12.	4	4	1,884	0,284	0,5	0,5
1999/00	20.03.	0	0,5	12.03.	10.03.	8	10	-4,919	2,087	1	1
2000/01	11.02.	0,5	0,5	11.02.	29.01.	0	13	7,375	-2,294	0,5	1
2001/02	17.02.	0	0	11.02.	13.02.	6	4	1,152	-2,416	0,5	1
2002/03	17.01.	0	0,5	12.01.	06.01.	5	11	10,622	-3,928	0,5	0,5
2003/04	03.01.	0	0,5	28.12.	22.12.	6	12	-6,962	-5,680	0,5	1
2004/05	12.03.	1	1	07.03.	01.03.	5	11	-2,544	-7,155	1	1
2005/06	20.01.	0,5	1	17.01.	14.01.	3	6	-3,362	-2,385	1	1
2006/07	23.02.	0	0	23.02.	18.02.	0	5	0,418	0,714	0	0,5
2007/08	20.02.	0,5	0,5	12.02.	16.02.	8	4	-3,026	5,595	0,5	0,5
2008/09	23.01.	1	1	17.01.	14.01.	6	9	-2,764	-3,167	1	1
2009/10	28.01.	0,5	0,5	22.01.	23.01.	3	3	-2,473	4,347	0,5	1
2010/11	01.02.	0	0	25.01.	26.01.	7	6	-3,763	-3,403	0	0

Um für vertikale Kopplungsprozesse während stratosphärischer Erwärmungen mögliche Vorboten zu finden, werden einzelne Paramter in ihrer Abhängigkeit voneinander untersucht. So wird z. B. die Kopplungsrate mit den Wellenamplituden der planetaren Welle 1 und 2 verglichen. In der Abbildung 5.2 ist der Verlauf von den Wellenamplituden und der Kopplungsrate für alle Jahre in hohen und mittleren Breiten dargestellt. Bereits aus diesem Verlauf kann man eine leichte Tendenz für den Zusammenhang von Wellenamplitude 1 und der Kopplungsrate in 69°N erkennen. Die Kopplungsrate nimmt hier mit steigender Wellenamplitude zu und zu einigen Zeiten mit abnehmender Wellenamplitude wieder ab.



Abbildung 5.2: Verlauf der Kopplungsrate für mittlere (54°N) und hohe (69°N) Breiten und Wellenamplituden der planetaren Welle 1 und 2, von 1991 bis 2011.

Diese Kurven können miteinander korrelliert werden, dabei werden die direkten Größen für Wellenamplitude und Kopplungsrate verwendet. Für den Korrelationskoeffizient von Kopplungsrate und Wellenamplitude ergeben sich folgende Ergebnisse:

- 69°N und Welle 1: R = 0,324
- 54°N und Welle 1: R = -0,019
- 69°N und Welle 2: R = 0,170
- 54°N und Welle 2: R = 0,195

Der stärkste Zusammenhang ergibt sich demzufolge bei 69°N und Welle 1, sowie bei 54°N und Welle 2, allerdings sind diese Werte nicht signifikant und können damit nicht mit 95% iger Wahrscheinlichkeit angegeben werden, da eine zufällige Übereinstimmung nicht ausgeschlossen werden kann. Das Signifikanzlevel für 21 betrachtete Jahre liegt bei 0,436. Insgesamt zeigen die Ergebnisse einen größeren Welleneinfluss auf Kopplungsprozesse in hohen Breiten. Ein sehr ähnliches Ergebnis ergibt sich, wenn man die Kopplungsraten für 10 hPa Referenzhöhe verwendet. Da sich die Kopplungsraten bei 1 hPa und 10 hPa Referenzhöhe nur gering unterscheiden, ist auch der Zusammenhag zur Wellenamplitude nur geringfügig anders. Ebenfalls ergibt sich zwischen der Wellenamplitude 1 und der Kopplungsrate in hohen Breiten der größte Zusammenhang mit R = 0,296. Da das Maximum des Brechens von planetaren Wellen bei SSW-Events zwischen 60° N und 90° N liegt, kann in hohen Breiten mehr Energie und Impuls in die unterschiedlichen Atmosphärenschichten übertragen werden. Dementsprechend

zeigt sich auch eine stärkere Ausprägung der Windumstellung in hohen Breiten (siehe Abbildung 5.1). Die Stärke der Windumstellung soll im Zusammenhang mit der Lage des Polarwirbels untersucht werden. Dazu ist in Tabelle 5.2 die Ausprägung der Windumstellung in die drei Kategorien schwache, mittlere und starke Ereignisse unterteilt, mit der jeweiligen Lage der Erwärmung (PW). Das Kreuz steht für die entsprechende Kategorie des jeweiligen Jahres.

Datum	schwaches Ereignis			mittleres Ereignis				starkes Ereignis				
	54°N		69°N		54°	$54^{\circ}N$		69°N		54°N		°N
	x	PW	x	PW	x	PW	x	PW	x	PW	x	PW
23.01.1991	-	-	-	-	x	0	x	0	-	-	-	-
19.01.1992	-	-	-	-	x	0,5	x	0,5	-	-	-	-
08.03.1993	х	0	-	-	-	-	x	0	-	-	-	-
02.01.1994	х	0	-	-	-	-	x	0	-	-	-	-
22.01.1995	-	-	-	-	x	0	-	-	-	-	x	0
17.02.1996	x	0	x	0	-	-	-	-	-	-	-	-
01.12.1996	х	0	x	0	-	-	-	-	-	-	-	-
06.01.1998	х	0,5	-	-	-	-	x	0	-	-	-	-
15.12.1998	-	-	-	-	x	0	x	0	-	-	-	-
20.03.2000	-	-	-	-	-	-	-	-	x	0	x	0,5
11.02.2001	-	-	-	-	x	0,5	-	-	-	-	x	0,5
17.02.2002	-	-	-	-	x	0	-	-	-	-	x	0
17.01.2003	-	-	-	-	x	0	x	0,5	-	-	-	-
03.01.2004	-	-	-	-	-	-	-	-	x	0	x	0,5
12.03.2005	-	-	-	-	-	-	-	-	x	1	x	1
20.01.2006	-	-	-	-	-	-	-	-	x	0,5	x	1
23.02.2007	х	0	-	-	-	-	x	0	-	-	-	-
20.02.2008	-	-	-	-	x	0,5	x	0,5	-	-	-	-
23.01.2009	-	-	-	-	-	-	-	-	x	1	x	1
28.01.2010	-	-	-	-	x	0,5	-	-	-	-	x	0,5
01.02.2011	х	0	х	0	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabelle 5.2: Übersicht Stärke der Windumstellung und der Lage der Erwärmung

Es ergeben sich demzufolge in mittleren Breiten 7 schwache , 9 mittlere und 5 starke Ereignisse, in hohen Breiten sind es 3 schwache, 9 mittlere und 9 starke Ereignisse. Aus dieser Übersicht geht bereits hervor, dass die Ausprägung der Windumstellung mit der Lage der Erwämung in einem Zusammenhang steht. So ist bei den schwächeren Windumstellungen, die Erwärmung nicht über den betrachteten Sektoren zu erwarten. Bei mittleren und starken Ereignissen verschiebt sich meistens die Erwärmung im zeitlichen Verlauf der SSW über oder an die Orte. Bei den starken Ereignissen gibt es ebenso Events, bei denen die Erwärmung bereits am ausgewählten Tag über den betrachteten Orten liegt. Zwischen der Stärke der Windumstellung und der Lage der Erwärmung besteht ein signifikanter Zusammenhang. Für 54°N ist R = 0,474 und für 69°N ist R = 0,592. Für die einzelnen Jahre ergibt sich, dass die Einordnung der Windumstellung in hohen und mittleren Breiten entweder gleich ist, oder maximal in hohen Breiten eine Kategorie stärker als in mittleren Breiten auftritt. Demzufolge gibt es beim gleichen SSW-Event mit schwachem Ereignis in 54°N kein starkes Ereignis in 69°N. In mittleren Breiten ist die Umstellung für die betrachteten Jahre niemals stärker ausgeprägt als in hohen Breiten. Dieses ist in Abbildung 5.3 dargestellt, ebenso lässt sich aus diesem Diagramm die Zeitdifferenz Δt zwischen der Umstellung in der Mesosphäre und der Stratosphäre für die einzelnen Jahre entnehmen.



Abbildung 5.3: Ausprägung der Umstellung für 54°N (volle Färbung) und hohe 69°N (transparente Farben) Breiten. Die Ereignisse sind in schwaches (rot), mittleres (blau) und starkes (schwarz) Ereignis unterteilt. Die Länge der einzelnen Balken gibt an, wie groß Δt in dem entsprechenden Jahr und der jeweiligen geografischen Breite ist.

Sowohl in mittleren und in hohen Breiten konnte eine vorzeitige Windumstellung in der Mesosphäre bestätigt werden, durchschnittlich ist diese Umstellung in mittleren Breiten 4,09 Tage und in hohen Breiten 7,5 Tage vor der Umstellung in der Stratosphäre zu beobachten. Zwischen der Zeitdifferenz der Windumstellung Δt und der Ausprägung der Windumstellung in der Stratosphäre besteht kein direkter signifikanter Zusammenhang, allerdings sind beide betrachteten Parameter in hohen Breiten stärker ausgeprägt, als in mittleren Breiten. Dieses ist ebenfalls auf die planetaren Wellen zurückzuführen, da es ihnen in hohen Breiten gelingt, sich vor der SSW bis in mesosphärischen Höhen auszubreiten und somit die Zirkulation durch Brechen und Dissipation zu beeinflussen.

Aus der Analyse der vertikalen Kopplungsprozesse sind für einige Jahre besondere Strukturen der Korrelation zu finden. Hier verläuft die Korrelation nahezu senkrecht, wie in der Abbildung 5.4 für 69°N 2002/2003 und 54°N 2003/2004. Für alle Ereignisse die nahezu einen senkrechten Verlauf der vertikalen Kopplung zeigen, wurden die Parameter wie z. B. die Lage des Polarwirbels, die Stärke der Windumstellung und auch Δt untersucht, um einen möglichen Zusammenhang dieser Ereignisse zu bestimmen.



Abbildung 5.4: Nahezu senkrechte Kopplung für 69°N 2002/2003 und 54°N 2003/2004.

Ein statistischer Zusammenhang für solche Ereignisse ließ sich allerdings nicht ermitteln. Die Lage des Polarwirbels und auch $\triangle t$ variieren stark, lediglich bei der Ausprägung der Windumstellung in der Stratosphäre treten starke Ereignisse seltener auf. Insbesondere letzteres spricht dafür, dass sich diese Strukturen dann ergeben, wenn in allen Höhen zu einem bestimmten Zeitpunkt, mit annähernd gleicher Dauer, ähnliche Bedingungen vorliegen. Aus dieser Abbildung geht allerdings auch hervor, dass die Erhaltungsneigung der Korrelation für manche Jahre bis zum Boden herunter reicht. Für die Jahre, in denen die Korrelationsmaxima bis zum Boden innerhalb des Signifikanzlevels liegen, wurde nochmals nach der Klassifizierung in schwache, mittlere und starke Ereignisse unterschieden. Es gilt die Annahme, dass besonders starke Ereignisse eine hohe Erhaltungsneigung über einen längeren Zeitraum bis nach unten hin haben. Bei diesen Ereignissen gelangt die Windumstellung bis in die Troposphäre und kann aufgrund ihre Dauer stärker mit der Referenzhöhe korrelieren. In hohen Breiten haben jeweils 67% der starken und der mittleren Ereignisse und 33% der schwachen Ereignisse eine Erhaltungsneigung der Kopplung bis zu 1000 hPa. Für mittlere Breiten ergibt sich eine 80%*iqe* Erhaltungsneigung bis zu 1000 hPa für starke Ereignisse, ebenso gilt dieses für 44% der mittleren und für 29% der schwachen Ereignisse. Dementsprechend ist die Wahrscheinlichkeit einer signifikanten Kopplung aller Schichten umso stärker, je stärker ausgeprägt das SSW-Event ist.

Für ein SSW-Event mit starkem zeitlichen Verlauf und frühzeitiger Windumstellung in der Mesosphäre ergeben sich daher Kopplungsstrukturen wie folgende Abbildung zeigt:



Abbildung 5.5: Zeitlich verlaufende Kopplung für 2004/2005 in 69°N und 54°N.

Dennoch lassen sich aus den einzelnen Kopplungsmustern keine konkreten Aussagen treffen, sondern nur der Vergleich einzelner Parametern kann Aufschluss über mögliche Zusammenhänge liefern.

6 Zusammenfassung und Ausblick

6.1 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden statistische Analysen zu vertikalen Kopplungsprozessen, wie der stratosphärischen Erwärmungen, angefertigt. Die Fluktuationen des zonalen Windes aus mesosphärischen MF-Radardaten und ECMWF-Daten der Stratosphäre werden dazu für 21 Jahre ausgewertet. Die einzelnen Datensätze und das Prinzip der Kreuzkorrelation zur Datenanalyse sind in Kapitel 3 beschrieben. Für die Analyse wird um einen festgelegten Tag d_c , Tag der SSW an dem \bar{u} in 10 hPa und 60°N die Nulllinie erreicht, ein Zeitfenster gelegt. In diesem bestimmten Zeitintervall wird der Wind in allen Höhen mit dem Wind in einer festgelegten Referenzhöhe korreliert, um den zeitlichen Verlauf der vertikalen Kopplung zu bestimmen. Die Auswahl der Parameter der SSW und der Kreuzkorrelation, wie z. B. Referenztag, Referenzhöhe und die Korrelationsbreite, sind in Kapitel 4 definiert. Des weiteren wird in diesem Kapitel auch die Lage des Polarwirbels und somit der Bereich der Erwärmung berücksichtigt. Dazu werden vergleichbare Analysen des Zonalwindes am festen Ort, im zonalen Mittel und im sektoriellen Mittel durchgeführt. Die vertikalen Kopplungsprozesse sollen ebenfalls breitenabhängig unterschieden werden. Dazu wurde in hohen Breiten Radarmessungen in Andenes und in mittleren Breiten in Juliusruh durchgeführt. Zu deren zugehörigen Breitenkreise in 69°N und 54°N wurde der Zonalwind im zonalen und sektoriellen Mittel betrachtet. Die Einteilung in mittlere und hohe Breiten wurde für verschiedene Parameter berücksichtigt. Alle relevanten Parameter eines SSW-Events, wie z. B. die Kopplungsrate und Stärke der Windumstellung, sind in Kapitel 5 beschrieben und in einer Tabelle zusammengefasst dargestellt. Mit dieser Übersicht der Parameter konnten diverse Zusammenhänge während der SSW zu vertikalen Kopplungsprozessen bestimmt werden. Die Ergebnisse zu dieser Untersuchung lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Als optimale Korrelationsbreite dient ein Zeitfenster von 30 Tagen um den zentrale Tag d_c, wichtige Strukturen der Korrelation gehen nicht verloren und es ergibt sich ein akzeptables Signifikanzlevel. Als Referenzhöhe wurde für diese Arbeit immer 1 hPa verwendet, da hier die Wechselwirkung der planetaren Wellen mit dem Hintergundwind stattfindet.
- Für die Auswertung vertikaler Kopplungsprozesse erweist sich die Analyse im sektoriellen Mittel als vorteilhaft. Strukturen, die im zonalen Mittel weggefiltert werden, bleiben erhalten und der Einfluss des Polarwirbels kann minimiert werden. Dieses ist besonders für die Grenzbereiche des Polarwirbels entscheidend, wenn die Erwärmung nicht vollständig über den lokal betrachteten Orten liegt.
- Aus der breitenabhängigen Analyse geht allgemein hervor, dass in höheren Breiten die vertikalen Kopplungsprozesse stärker ausgeprägt sind und die einzelnen Parameter in einem engeren Zusammenhang stehen als in mittleren Breiten.
- In hohen Breiten ist der Einfluss der planetaren Welle 1 in 30 hPa am größten. Wellenamplitude und Kopplungsrate korrelieren hier am stärksten. Welle 1 und Kopplungsrate in mittleren Breiten stehen in keinem Zusammenhang. In mittleren Breiten besteht nur ein geringer Zusammenhang zwischen Wellenamplitude 2 und Kopplungsrate.
- Die Stärke der Windumstellung in der Stratosphäre ist in schwache, mittlere und starke Ereignisse unterteilt. Je betrachtetem Jahr ist sie entweder für beide Breiten gleich oder maximal in hohen Breiten eine Kategorie stärker als in mittleren Breiten.
- Eine vorzeitige Windumstellung in der Mesosphäre konnte für fast alle Jahre in mittleren und hohen Breiten festgestellt werden. Die durchschnittliche Zeitdifferenz zwischen der Windumstellung in der Mesosphäre und der Umstellung in der Stratosphäre ist in hohen Breiten mit 7,5 Tagen größer als in mittleren Breiten, hier sind es im Durchschnitt 4,09 Tage.
- Zwischen der Ausprägung der Windumstellung und der Zeitdifferenz der Windumstellung besteht kein statistischer Zusammenhang. Jedoch kommen Windumstellungen in der Mesosphäre als Vorboten für Zirkulationswechsel in der Stratosphäre in Frage.
- Die Stärke der Windumstellung korreliert signifikant mit der Lage des Polarwirbels. Bei mittleren und starken Ereignissen ist oftmals eine Verschiebung der Erwärmung

an oder über die betrachteten Orte zu erwarten. Für schwache Ereignisse bleibt diese Verschiebung fast immer aus.

- Für besondere Strukturen in der Korrelation, wie z. B. ein fast senkrechter Verlauf der Kopplung, existiert kein statistischer Zusammenhang zwischen den Parametern ∆t, Lage des Polarwirbels und Ausprägung der Windumstellung.
- Die Erhaltungsneigung der Kopplung bis zum Boden tritt in mittleren und hohen Breiten am häufigsten im Zusammenhang mit starken Ereignisse auf.
- Jeweils 67% der starken und der mittleren Ereignisse und 33% der schwachen Ereignisse in hohen Breiten haben eine Erhaltungsneigung der Kopplung bis zu 1000 hPa. In mittleren Breiten ergibt sich eine 80%ige Erhaltungsneigung für starke Ereignisse, 44% der mittleren und 29% der schwachen Ereignisse zeigen Ebenfalls eine signifikante Kopplung bis zum Boden.

6.2 Ausblick

Um in Zukunft die vertikalen Kopplungsprozesse besser zu verstehen, müssen die bei stratosphärischen Erwärmungen auftretenden Wellen stärker berücksichtigt werden. Die Modulation des Windes durch planetare Wellen, Gezeiten und Schwerewellen ist für andere Höhen von Bedeutung. Interessant sind die Wellenparameter in 10 hPa, aufgrund der Definition der SSW, des weiteren in 1 hPa, als verwendete Referenzhöhe und in 0,01 hPa um die Einwirkung auf den mesosphärischen Wind zu beurteilen. Um die mesosphärische Windumstellung als eindeutigen Vorboten für SSW-Events zu definieren, müssen weitere Bedingungen bestimmt werden, bei denen diese Umstellung auch zu einer Änderung in des stratosphärischen Windes führt. Eine vollständige Analyse der Daten mit 10 hPa als Referenzhöhe und einigen Variationen der Korrelationsparameter könnte weitere Erkenntnisse über den zeitlichen Verlauf und der Ausdehnung der Kopplung in stratosphärischen und troposphärischen Höhen liefern. Des weiteren sollten die starken Ereignisse bezüglich ihrer Erhaltungsneigung im Zusammenhang mit anderen Parametern analysiert werden. Eine weitere Differenzierung in Ereignisse dessen Windumstellung bis in die Troposphäre reicht, wäre eine Möglichkeit. Ebenso sollten die Fluktuationen in der Mesosphäre weiter berücksichtigt und genauer untersucht werden. Bei einigen SSW-Events stellt sich der Wind in der Mesophäre nicht einfach nur früher um, sondern wechselt einige Zeit zuvor stark zwischen West- und Ostwinden. Diese

Fluktuation ist stark von der planetaren Welle beeinflusst und muss genauer betrachtet werden. Daraus könnten stärkere Kopplungen zwischen Mesosphäre und Stratosphäre zustande kommen.

Die Kopplungsrate liefert einen guten Überblick, zu welchem Zeitpunkt zwischen dem Wind in einer bestimmten Höhe und dem Wind der Referenzhöhe der größte Zusammenhang besteht. Um die Kopplung von oben nach unten zu bestimmen, muss in Zukunft eine konsistente Definition der Parameter zur Bestimmung der Kopplungsrate formuliert werden. Hierzu zählt zum Beispiel das Höhenintervall zwischen zwei Korrelationsmaxima. Für umfassende Untersuchungen der vertikalen Kopplungsprozesse können neben den verwendeten Daten auch globale Satellitendaten mit berücksichtigt werden und es lassen sich statistische Analysen für den meridionalen Wind \bar{v} und die Temperatur *T* durchführen. Aus den globalen ECMWF-Daten in Verbindung mit Satellitendaten können weitere geographische Breiten ausgewertet werden.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Darstellung des zonalen Windes in 69°N, 16°O für die Wintermonate 2008/09, aus ECMWF Daten von 8 bis 50 km und MF-Radardaten von 76 bis 96 km. Es ist eine deutlich frühere Windumstellung in meso-sphärischen Höhen erkennbar. Der zeitliche Verlauf der Umstellung von Westwind auf Ostwind ist abwärtsgerichtet.(siehe auch Hoffmann et al. (2007))	3
2.1	Vertikale Struktur der Atmosphäre, dargestellt sind die Schichten der Atmosphäre die sich anhand des abgebildeten Temperaturprofils ergeben. Neben den unterschiedlichen Messmethoden sind die drei wichtigsten Wellentypen, thermische Gezeiten, Schwerewelle und planetare Welle, und ihre Anregungsquellen abgebildet. (nach Grollmann, 1992)	6
2.2	Schematische Darstellung der Oszillation eines Luftpakets	7
2.3	Schematische Darstellung der Anregung einer planetaren Rossbywelle (Mager, 2004)	10
2.4	Ausbreitungskriterium planetarer Wellen nach dem Charney-Drazin- Kriterium (James, 1994)	11
2.5	Entwicklung des Polarwirbels während einer Major SSW in 10 hPa für den Winter 2005/2006, Plot von der FUB	16
3.1	Logarithmische Darstellung der tägliche Anzahl an Beobachtungen die in ERA-Interim assimiliert werden (Dee et al., 2011)	19
3.2	Radare in mittleren (Juliusruh, 54°N, 13°O) und hohen (Andenes, 69°N, 16°O) Breiten	21

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

3.3	(a) Jahreszeitliche Variation des mittleren Zonalwind aus MF-Radarbeobacht in Juliusruh 2006 (b) Mesosphärischer Zonalwind in mittleren und ho-	ungen
	hen Breiten aus MF-Radarbeobachtungen, 2006	22
3.4	Einfaches Beispiel der Kreuzkorrelation, hier ist $\tau_1 = -5$	23
3.5	Zonale Wind in 1 hPa (grün) und 10 hPa (blau), für den Winter 2008/2009 in Andenes	24
3.6	Kreuzkorrelation des Windes in 1 hPa und 10 hPa mit dem Referenzsignal in 1 hPa, dementsprechend beschreibt die grüne Kurve die Autokorrelati- on des Referenzsignals	25
4.1	Diagnostik der FUB zur Bestimmung des zentralen Tages der SSW. Dar- gestellt sind von oben nach unten der zonal gemittlete Zonalwind \bar{u} in 1 hPa, darunter in 10 und 30 hPa, es folgt der Wärmefluss $v'T'$ in 30 hPa, anschließend der meridionale Temperaturgradient ΔT in 10 und 30 hPa und zuletzt die Amplituden der planetaren Welle 1 und 2 in geopotentiellen Metern.	28
4.2	Darstellung des zonal gemittelten Zonalwindes in 69°N und 54°N in 1, 10 und 100 hPa, sowie der Temperaturgradient in 10 hPa zwischen 90°N und 60°N, als Beispiel für den Winter 2005/2006	29
4.3	Variation der Korrelationsbreite in 69°N am festen Ort und im zonalen Mittel für 2005/2006.	30
4.4	Kopplungsrate aus den Korrelationsmaxima, Lag τ als Funktion der Höhe. Links mit der Referenzhöhe in 10 hPa, Mitte mit 1 hPa und rechts mit 0,01 hPa, zwischen den Kurven ist ein offset von tau mit 10 Tagen	31
4.5	Variation der Referenzhöhe für die Kreuzkorrelation von 2005/2006 in Juliusruh. Als Referenzhöhe wird der Wind im Tropopausenbereich (100 hPa), in stratosphärischen Höhen (10 hPa und 1 hPa), sowie in mesophärischen Höhen (0,01 hPa) verwendet und verglichen	32
4.6	Vergleich des zonalen Windes in 10 hPa am festen Ort (grün), im zonalen Mittel (schwarz) und im sektoriellen Mittel über 120 Längengrade (rot) für 54°N und 69°N, 2005/2006	34

4.7	Variation der berücksichtigten Längengrade für 54°N und 69°N, 2005/2006, links am festen Ort, in der Mitte über alle Längen als zonales Mittel und rechts über 120 Längengrade im sektoriellen Mittel	34
4.8	Lage des Polarwirbels in 10 hPa zum Beginn, während und nach der SSW 2005/2006	35
5.1	Für mittlere (54°N) und hohe (69°N) Breiten ist von links nach rechts jeweils ein schwaches, mittleres und starkes Ereignis dargestellt. Die Um- stelllung des Zonalwindes ist in den gestrichelten Ovalen zu erkennen, die Dauer der Umstellung ist deutlich, je nach Einteilung der Ereignisse, verschieden. Die Windumkehr in hohen Breiten ist stärker ausgeprägt als in mittleren Breiten. Nach dieser Einteilung ist darunter die Kreuz- korrelation des Zonalwindes für beide Breiten abgebildet. Die schwarz gestrichelte Linie ist die Kopplungsrate, die sich aus dem Verlauf der Korrelationsmaxima ergibt.	38
5.2	Verlauf der Kopplungsrate für mittlere (54°N) und hohe (69°N) Breiten und Wellenamplituden der planetaren Welle 1 und 2, von 1991 bis 2011.	42
5.3	Ausprägung der Umstellung für 54°N (volle Färbung) und hohe 69°N (transparente Farben) Breiten. Die Ereignisse sind in schwaches (rot), mittleres (blau) und starkes (schwarz) Ereignis unterteilt. Die Länge der einzelnen Balken gibt an, wie groß $\triangle t$ in dem entsprechenden Jahr und der jeweiligen geografischen Breite ist.	44
5.4	Nahezu senkrechte Kopplung für 69° N 2002/2003 und 54° N 2003/2004.	45
5.5	Zeitlich verlaufende Kopplung für 2004/2005 in 69° N und 54° N	46

Tabellenverzeichnis

3.1	Eigenschaften der verwendeten MF-Radarsysteme	21
3.2	Signifikanzlevel der Kreuzkorrelation, Auszug aus Tabelle 193 (Sachs, 1968)	26
4.1	Kopplungsraten für den Winter 2005/2006, zonales Mittel	31
5.1	Übersicht der Analyseparameter der Winterdaten von 1991 bis 2011. Der Tag der SSW wurde durch die Umkehrung des zonalen Windes u in 10 hPa festgelegt. Charakterisiert werden die Stratosphärischen Er- wärmungen anhand des Temperaturgradienten in 10 hPa (ΔT_{10hPa}) und 30 hPa (ΔT_{30hPa}), dem Heat Flux ($v'T'$), die Stärke der Wellen 1 (W1) und 2 (W2), die Umkehrung oder Abbremsung des zonalen Windes in 1 (u_{1hPa}), 10 (u_{10hPa}) und 100 hPa (u_{100hPa}). Weiterhin ist die Lage des Po- larwirbels berücksichtigt, das Datum der Windumkehr in der Mesosphäre und die Zeitdifferenz Δt zur Stratosphäre, die Kopplungsrate aus der Korrelation mit 1 hPa Referenzhöhe und die Stärke der Windumstellung. Näheres zu den einzelnen Parametern steht im Text.	40
5.2	Übersicht Stärke der Windumstellung und der Lage der Erwärmung	43

Literaturverzeichnis

- Andrews, D. G., Holton, J. R., und Leovy, C. B. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 1987.
- Bancala, S., Krüger, K., und Giorgetta, M. The preconditioning of major sudden stratospheric warmings. *J. Geophys. Res.*, 117, 2012.
- Briggs, B. H. Radar observations of atmospheric winds and turbulence: a comparison of techniques. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 42:823–833, 1980.
- 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.
- Coy, L., Eckermann, S. D., Hoppel, K. W., und Sassi, F. Mesospheric precursors to the major stratospheric sudden warming of 2009: Validation and dynamical attribution using a ground-to-edge-of-space data assimilation system. *J. Adv. Model. Earth Syst*, (3, M10002), 2011.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S, Andrae, U, Balmaseda, M. A, Balsamo, G, Bauer, P, Bechtold, P, Beljaars, A. C. M, van de Berg, L, Bidlot, J, Bormann, N, Delsol, C, Dragani, R, Fuentes, M, Geer, A. J, Haimberger, L, Healy, S. B, Hersbach, H, Hólm, E. V, Isaksen, L, Kållberg, P, Köhler, M, Matricardi, M, McNally, A. P, Monge-Sanz, B. M, Morcrette, J.-J, Park, B.-K, Peubey, C, de Rosnay, P, Tavolato, C, und Thépaut, J.-N. und F. Vitart. The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137:553–597, 2011.
- Duck, T. J., Whiteway, J. A., und Carswell, A. I. Lidar observations of gravity wave activity and arctic stratosphere vortex core warming. *Geophys. Res. Lett.*, 27(21): 3477–3480, 1998.

- Dunkerton, T. J. und Butchard, N. Propagation and selective transmission of internal gravity waves in a sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, 41(8):1443–1460, 1984.
- Fritts, D. C. und Alexander, M. J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev. Geophys.*, 41(1), 2003.
- Grollmann, T. Wechselwirkung freier Moden, Gezeiten und Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, (84), 1992.
- Hoffmann, P., Singer, W., und Keuer, D. Variability of the mesospheric wind field at middle and arctic latitudes in winter and its relation to stratosphere circulation disturbances. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 64:1229–1240, 2002.
- Hoffmann, P., Singer, W., Keuer, D., Hocking, W., Kunze, M., und Murayama, Y. Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 69:2355–2366, 2007.
- Holton, J. R. The influence of gravity wave breaking and the general circulation of the middle atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 40:2497–2507, 1983.
- James, I. N. Introduction to circulating atmospheres. Technical report, Cambridge Univerity Press, 1994.
- Juckes, M. N. und McIntyre, M. E. A high resolu- tion, one-layer model of breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature 328*, pages 590–596, 1987.
- Labitzke, K. Temperature changes in the mesosphere and stratosphere connested with circulation changes in winter. *J. Atmos. Sci.*, 29:756–766, 1971.
- Labitzke, K. The interaction between stratosphere and mesosphere in winter. *J. Atmos. Sci.*, 29:1395–1399, 1972.
- Labitzke, K. Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances: A summary of observed characteristics. *J. Geophys. Res.*, 86(C10):9665–9678, 1981.
- Labitzke, K. und Kunze, M. Interactions between the stratosphere, the sun and the QBO during the northern summer. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, pages 75–76, 2012.
- Labitzke, K. und Naujokat, B. The lower arctic stratosphere in winter since 1952. *SPARC Newsletter*, 15:11–14, 2000.

- Limpasuvan, V., Thompson, D. W. J., und Hartmann, D. L. The life cicle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Clim.*, 17:2584–2596, 2004.
- Mager, F. Untersuchung der Anregung und Ausbreitung planetarer Wellen in meteorologischen Analysen und einem Klima-Chemie-Modell. PhD thesis, DLR-Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen, 2004.
- Manney, G. L., Krüger, K., Pawson, S., Minschwaner, K., Schwartz, M. J., Daffer, W. H., Livesey, N. J., Mlynczak, M. G., Remsberg, E. E., Ill, J. M. R., und Waters, J. W. The evolution of the stratopause during the 2006 major warming: Satellite data and assimilated meteorological analyses. *J. Geophys. Res.*, 113, 2008.
- Matsuno, T. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, 28:1479–1494, 1971.
- Matthias, V., Hoffmann, P., Rapp, M., und Baumgarten, G. Composite analysis of the temporal development of waves in the polar mlt region during stratospheric warmings. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 2012.
- Preuße, P. und Dörnbrack, A. Interne Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre. *promet*, 31(1):53–55, April 2005.
- Sachs, L. *Angewandte Statistik*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 7 edition, 1968.
- Scherhag, R. Die explosionsartige Stratosphärenerwärmung des Spätwinters 1951/52. *Bericht Deutscher Wetterdienst*, 38:51–63, 1952.
- Schöllhammer, K. *Klimatologie von Schwerewellenaktivität in den mittleren Breiten*. PhD thesis, Freie Universität Berlin, 2002.
- Simmons, A. J., Uppala, S. M., und Dee, D. P. Update on era-interim. Technical Report Band 111, S. 5, ECMWF Newsletter, 2007.
- Singer, W., Latteck, R., Hoffmann, P., und Bremer, J. Bodengebundene Radarmethoden zur Untersuchung der mittleren Atmosphäre. *promet*, 31(1):44–49, 2005.
- Wang, J. und Alexander, M. J. Gravity wave activity during stratospheric sudden warmings in the 2007–2008 Northern Hemisphere winter. J. Geophys. Res., 114 (D18108):12PP., 2009.

- Whiteway, J. A. und Carswell, A. I. Rayleigh lidar observation of thermal structure and gravity wave activity in high arctic during a stratospheric warming. *J. Atmos. Sci.*, 51(21):1387–1390, 1994.
- Zhou, S., Gelman, M. E., J., Miller A., und McCormack, J. P. An inter-hemispheric comparison of the persistant stratopheric polar vortex. *Geophys. Res. Lett.*, 27(8) (1123-1126), 2000.

Selbstständigkeitserklärung

Ich versichere hiermit an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig angefertigt und ohne fremde Hilfe verfasst habe, keine außer den von mir angegebenen Hilfsmitteln und Quellen dazu verwendet habe und die den benutzten Werken inhaltlich und wörtlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Kühlungsborn, 21. September 2012