

Lidarmessungen von Schwerewellen während stratosphärischer Erwärmungen in mittleren Breiten

Diplomarbeit

am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn
an der Universität Rostock

Karl-Georg Eller

13.02.2013

Gutachter: Prof. Dr. Franz-Josef Lübken
Dr. Michael Gerding

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	5
1.1. Thematik	5
1.2. Motivation	5
2. Theoretischer Hintergrund	7
2.1. Überblick über die Atmosphäre	7
2.2. Stratosphärische Erwärmungen	9
2.3. Schwerewellen in der Atmosphäre	13
3. Messverfahren	17
3.1. Prinzip eines Lidars	17
3.2. Das Kühlungsborner RMR-Lidar	19
3.3. Kalium-Resonanz-Lidar	22
4. Messungen	25
4.1. Temperaturentwicklung im Jahresgang	26
4.2. Stratospheric Temperature Enhancement (STE)	27
4.2.1. Definition	28
4.2.2. STE-Messungen	29
4.3. Messung von Schwerewellen	30
4.3.1. Bestimmung der Temperaturfluktuationen	31
4.3.2. Schwerewellenaktivität während stratosphärischer Erwärmungen .	32
5. Auswertung und Diskussion	41
5.1. Stratosphärische Erwärmungen	41
5.2. Wellenaktivität aus den Messungen	43
5.2.1. Unterschiede zwischen STE und SSW	43
5.2.2. PV-Unterteilung	44
5.3. Berücksichtigung des Hintergrund-Temperaturprofils	46

Inhaltsverzeichnis

5.4. Transmissionsrechnung	48
6. Zusammenfassung	53
6.1. Zusammenfassung der Ergebnisse	53
6.2. Offene Fragen und Ausblick	54
A. Tabellen	I
B. Weiteres	III
Literaturverzeichnis	V

1. Einleitung

1.1. Thematik

Die Erforschung der Atmosphäre gewinnt in letzter Zeit zunehmend an Bedeutung. Gerade angesichts des Klimawandels wird ein Verständnis für die in der Atmosphäre ablaufenden Prozesse immer wichtiger. Eine wesentliche Erkenntnis ist dabei, dass nicht nur klimatische Prozesse in der unteren Atmosphäre - der Troposphäre - wichtig sind, sondern aufgrund vertikaler Kopplungsprozesse auch der Einfluss der mittleren Atmosphäre auf die unteren Schichten von großer Bedeutung ist. Aus diesem Grunde ist die Erforschung der mittleren Atmosphäre essentiell, wobei eine besondere Rolle dem Verständnis über das Verhalten von Wellen in der Atmosphäre zukommt, da eben diese für vertikale Kopplung und den Austausch von Energie und Impuls durch die atmosphärischen Schichten hindurch verantwortlich sind.

1.2. Motivation

Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung des Verhaltens von Schwerewellen während stratosphärischer Erwärmungen. Diese plötzlichen und teilweise sehr drastischen Erwärmungen, welche ausschließlich im Winter und größtenteils in der Nordhemisphäre stattfinden, werden einerseits durch Wellen angetrieben, haben andererseits wiederum einen großen Einfluss auf die weitere Ausbreitung von Schwerewellen. Auch sind stratosphärische Erwärmungen ein gutes Beispiel für die vertikale Kopplung der Atmosphäre, da im Zuge dieser Ereignisse über mehrere Höhen-Schichten hinweg eklatante Veränderungen auftreten, so zum Beispiel eine Abkühlung der unteren Mesosphäre, wie von *Labitzke* (1972) beschrieben. Aus diesem Grund können aus der Untersuchung von Schwerewellen während stratosphärischer Erwärmungen wichtige Erkenntnisse über das Verhalten von Schwerewellen und deren Bedeutung für vertikale Kopplungsprozesse gewonnen werden. Für die Untersuchung wird ein Lidar benutzt, welches mittels optischer Sondierung Temperaturen über einen Höhenbereich von 1 bis 105 km Höhe messen kann. Anhand dieser

1. Einleitung

Messdaten wird die Aktivität von Schwerewellen während stratosphärischer Erwärmungen analysiert. Der Begriff der stratosphärischen Erwärmung wird in dieser Arbeit als Oberbegriff verwendet, welcher sowohl die in vielen Veröffentlichungen behandelten und im zonalen Mittel definierten Sudden Stratospheric Warmings (SSW) als auch lokale Erwärmungen der Stratosphäre beinhaltet. Details dazu folgen in Kapitel 2.2. Als eine gute Einführung zum Thema stratosphärische Erwärmungen soll hier „Die Stratosphäre“ von *Labitzke* (1999) empfohlen sein.

Die Arbeit ist folgendermaßen aufgebaut: Zunächst wird ein kurzer theoretischer Überblick über wichtige Grundlagen, welche für das weitere Verständnis notwendig sind, gegeben. Dann wird das Messverfahren eines Lidars erläutert und das benutzte System in Kühlungsborn beschrieben. Danach folgt eine Aufstellung der gemessenen Daten, welche anschließend ausgewertet und zusammengefasst werden.

2. Theoretischer Hintergrund

Zum besseren Verständnis der Arbeit wird zunächst ein kurzer Überblick über stratosphärische Erwärmungen und Schwerewellen gegeben. Dazu sind einige grundlegende Gedanken zur Atmosphäre von Bedeutung, welche zuvor kurz erläutert werden.

2.1. Überblick über die Atmosphäre

Die Atmosphäre wird typischerweise in vier Schichten eingeteilt, welche durch das Vorzeichen des Temperaturgradienten festgelegt sind. Die unterste Schicht, die Troposphäre, erstreckt sich vom Erdboden bis in ca. 12 bis 15 km Höhe und weist einen negativen Temperaturgradienten auf. Begrenzt wird sie nach oben hin von der sogenannten Tropopause, in welcher sich der Temperaturgradient umkehrt. Darüber liegt die Stratosphäre bis ca. 45 km, in welcher die Temperatur wieder zunimmt. Diese wird von der folgenden Schicht, der Mesosphäre, durch die Stratopause getrennt. In der Mesosphäre nimmt die Temperatur wieder ab, bevor sich in der Mesopause (bei ca. 90 bis 100 km) der Temperaturgradient wieder umkehrt und die Temperatur in der darüberliegenden Thermosphäre zunimmt. In Abbildung 2.1 ist exemplarisch das Temperaturprofil für einen Winter- und einen Sommertag in Kühlungsborn dargestellt, wobei die einzelnen Schichten anhand des Sommerprofils besonders gut zu erkennen sind. In der grundlegenden Struktur der Schichtung ähneln sich Sommer- und Winterprofil, gleichzeitig gibt es aber auch wesentliche Unterschiede, wie im Bereich der Tropo- oder Mesopause. Diese Differenzen beruhen auf jahreszeitlichen Variationen, welche hauptsächlich auf die unterschiedliche Sonneneinstrahlung und die globale Zirkulation zurückzuführen sind. Tatsächlich weicht der wahre Zustand der Atmosphäre erheblich vom theoretischen Zustand des reinen Strahlungsgleichgewichts ab, was auf die meridionale Zirkulation als resultierende Ausgleichsbewegungen der unterschiedlich starken Sonneneinstrahlung zwischen Äquator und den Polen sowie die residuelle Zirkulation durch brechende planetare Wellen zurückzuführen ist (*Schöch, 2007*).

2. Theoretischer Hintergrund

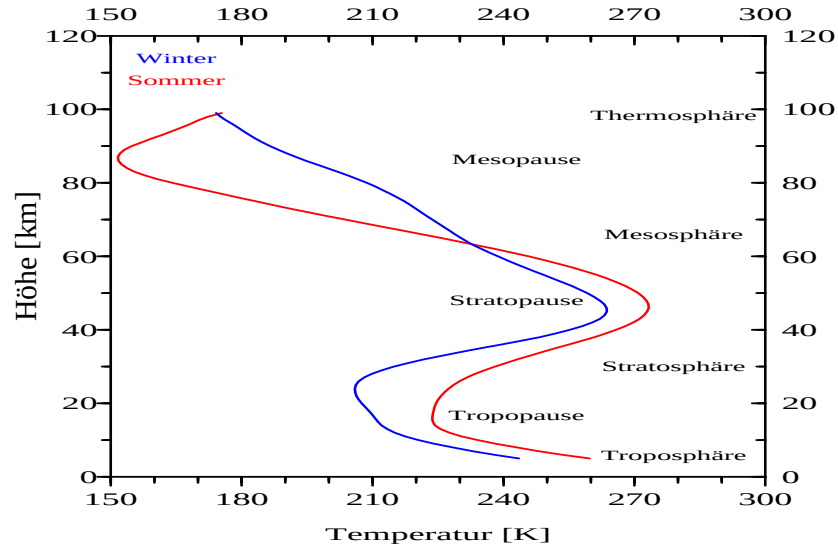


Abbildung 2.1.: Typische Temperaturprofile für Sommer (01. Juli) und Winter (01. Januar) aus Lidarmessungen in Kühlungsborn (54°N, 12°O). Entnommen aus dem Jahresgang mit harmonischer Analyse aus *Gerding et al.* (2008).

Schichtungsstabilität

Um dynamische Prozesse in der Atmosphäre zu verstehen, muss man sich zunächst Gedanken über die Schichtung und Stabilität machen. Aus der Zustandsgleichung des idealen Gases und der hydrostatischen Grundgleichung lässt sich der trockenadiabatische Temperaturgradient herleiten zu $\gamma = -\frac{g}{c_p}$, was einem Wert von rund $-10 \frac{K}{km}$ entspricht. Die Vorstellung eines Luftpaketes in der Atmosphäre, welches vertikal ausgelenkt wird, verdeutlicht die Art der Schichtung: je nachdem, ob der tatsächliche Temperaturgradient der Atmosphäre kleiner, größer oder gleich dem trockenadiabatischen ist, liegt stabile, labile oder neutrale Schichtung vor (siehe Abb. 2.2). Die Bewegung eines solchen ausgelenkten Luftpaketes wird durch folgende Schwingungsgleichung beschrieben:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = -\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} \cdot z \quad (2.1)$$

mit der Höhenkoordinate z , der potentiellen Temperatur θ und der Erdbeschleunigung g . Die Kreisfrequenz dieser Schwingung wird Brunt-Väisälä-Frequenz genannt und mit N bezeichnet:

$$N^2 = -\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \longrightarrow \quad N = \sqrt{\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (2.2)$$

Zum genaueren Verständnis der Thematik wird hier auf die Literatur verwiesen, z.B. *Etling* (2008).

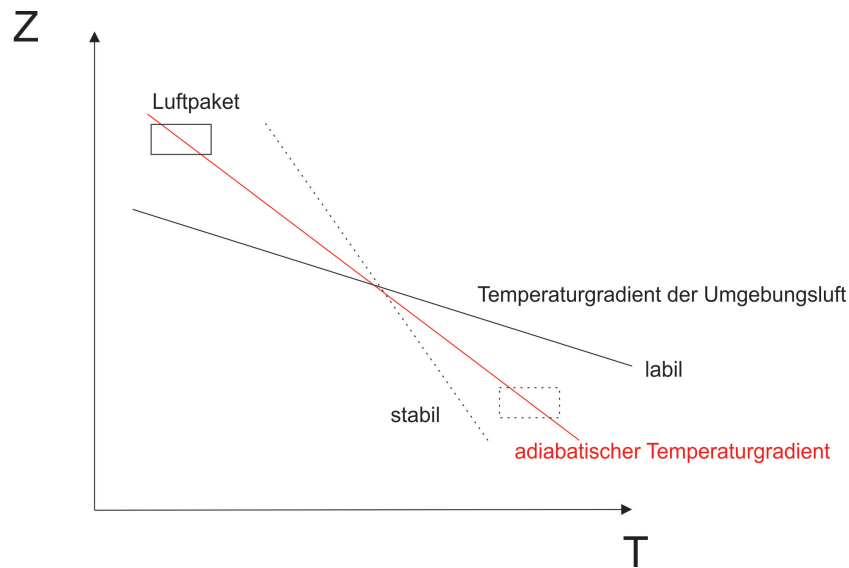


Abbildung 2.2.: Betrachtung der vertikalen Auslenkung eines Luftpaketes. Gezeigt ist schematisch eine neutrale Schichtung (rote Linie), labile Schichtung (durchgezogene schwarze Linie) und stabile Schichtung (gestrichelte schwarze Linie).

2.2. Stratosphärische Erwärmungen

Die stratosphärische Erwärmung ist ein Ereignis, bei welchem sich die Stratosphäre im Winter plötzlich und stark erwärmt. Entdeckt wurde sie erstmals im Winter 1952 von Richard Scherhag am Institut für Meteorologie der FU Berlin, woraufhin zunächst vom „Berliner Phänomen“ gesprochen wurde (*Labitzke*, 1999). Durch Radionsondenaufstiege konnte beobachtet werden, wie sich die Temperatur in der Stratosphäre innerhalb weniger Tage um bis zu 50 K erhöhte. In Abb. 2.3 ist solch eine Temperaturerhöhung gezeigt, welche mit dem Lidar in Kühlungsborn gemessen wurde. Diese Abbildung zeigt schon, wie es meistens der Fall ist, dass die stärkste Erwärmung im Bereich der Stratopause auftritt.

Später wurde der Begriff „Sudden Stratospheric Warming“ (SSW) eingeführt und von der World Meteorological Organization (WMO) eine Unterteilung mit klaren Definitionen festgelegt. Danach wird zwischen vier Arten unterschieden, wobei die wichtigsten zwei das „Major Warming“ und das „Minor Warming“ sind. Letzteres ist so definiert, dass sich der Temperaturgradient zwischen 90°N und 60°N im zonalen Mittel auf dem 10 hPa-Niveau umkehrt, das heißt positiv wird. Für ein Major Warming muss zusätzlich

2. Theoretischer Hintergrund

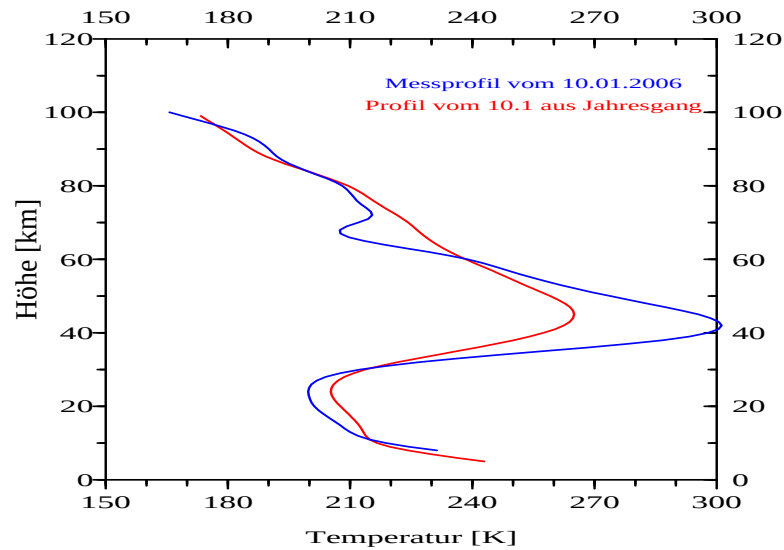


Abbildung 2.3.: Nachmittagsprofil der Lidar-Messung vom 10.01.2006 in Kühlungsborn. Zum Vergleich ist das Profil aus dem Jahresgang für den entsprechenden Tag dargestellt. Die Profile sind mit einem Hanning-Filter über 5 km geglättet.

zu dieser Bedingung noch erfüllt sein, dass sich der zonal gemittelte Wind bei 60°N auf dem 10 hPa-Niveau umkehrt, also negativ wird (von Westwind auf Ostwind). In Abb. 2.4 sind für den Winter 2009 diese beiden Aspekte gezeigt, oben die Temperaturdifferenz, unten der Zonalwind, jeweils als blaue Linie für die 10 hPa-Druckfläche.

Da es bei dem Begriff der stratosphärischen Erwärmung schnell zu Verwechslungen kommen kann, soll kurz auf die Nomenklatur eingegangen werden: Die von der WMO definierten SSW sind über Werte im zonalen Mittel definiert. Da in dieser Arbeit Daten aus Lidar-Messungen betrachtet werden, welche lediglich lokale Phänomene zeigen, soll dafür der Begriff „stratospheric temperature enhancement“ (STE) eingeführt werden, welcher schon von *Meriwether and Gerrard* (2004) verwendet wurde. Eine STE ist also eine lokale Erwärmung der Stratosphäre bzw. Stratopause, bei welcher die üblichen Temperaturen erheblich überschritten werden und entspricht damit der Beobachtung des „Berliner Phänomens“. Eine präzisere STE-Definition für Kühlungsborn erfolgt in Abschnitt 4.2. Der Begriff *stratosphärische Erwärmung* soll hier als Überbegriff für STE und SSW verwendet werden, es muss jedoch gleich betont werden, dass diese beiden Unterbegriffe nicht das Gleiche darstellen und klar unterschieden werden müssen, wie sich in der Arbeit zeigen wird. Vielmehr ist die STE als mögliche lokale Auswirkung der globalen Prozesse einer SSW zu verstehen.

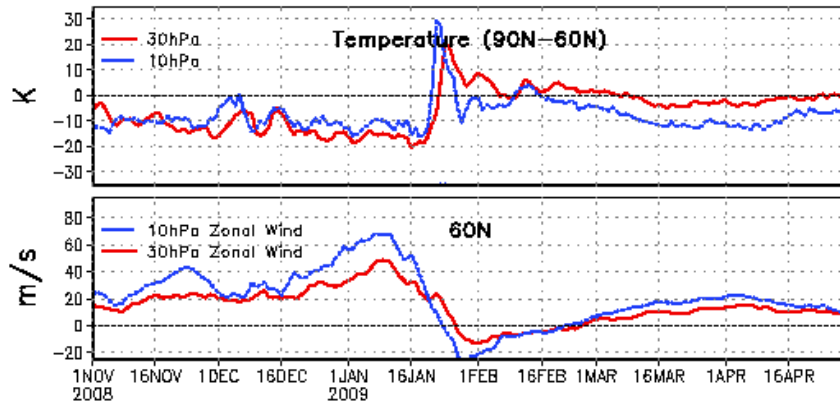


Abbildung 2.4.: Zonal gemittelter Temperatur-Gradient zwischen 90°N und 60°N (oben) und zonal gemittelter Wind bei 60°N (unten) im Winter 2008/2009. Zu sehen ist als Beispiel einer SSW zunächst die Temperatur- und dann auch Windumkehr am 21. bzw. 23. Jan 2009. (FU Berlin, 2009)

Da die meisten Veröffentlichungen SSW behandeln, soll hier kurz auf diese eingegangen werden. Die Entstehung einer SSW ist auf planetare Wellen zurückzuführen. Im ungestörten Winterzustand befindet sich ein zyklonal umströmtes, kaltes Tiefdruckgebiet über dem Nordpol, der sogenannte Polarwirbel. Durch den Einfluss planetarer Wellen kommt es zur Verschiebung, Verformung oder sogar Aufspaltung dieses Polarwirbels. Je nach Lage zum Wirbel hat dies starke lokale Veränderungen der Atmosphäre zur Folge, so zum Beispiel plötzliche Erwärmungen der Stratosphäre. In den Abbildungen 2.5 und 2.6 ist anhand der Temperatur der Polarwirbel im „Normalzustand“ und während einer SSW dargestellt¹. Während noch im Dezember der Wirbel relativ zentral über dem Nordpol liegt, hat er sich einen Monat später bereits südwärts verschoben und verformt, was gleichzeitig zu einer Erwärmung über Nordrussland und dem Polargebiet führt.

Eine gute modellhafte Beschreibung einer SSW wurde von *Matsuno* (1971) gegeben. Danach gelangen westwärts laufende planetare Wellen aus der Troposphäre in die Stratosphäre und bewirken dort durch Impulsübertrag auf den Hintergrundwind eine Abbremsung des im Winter vorliegenden Westwindes bis hin zu einer Umkehr auf Ostwind. Das Phänomen der Windumkehr im Zuge einer SSW ist allgemein anerkannt und wurde unzählige Male beobachtet, zum Beispiel von *Hoffmann et al.* (2007). Durch die Abbremsung des zonalen Wind-Jets kommt es zur Verformung oder zum Zerfall des Polarwirbels. Außerdem bewirkt die Windumkehr, dass für sich ostwärts ausbreitende planetare Wellen ein kritisches Niveau entsteht, an welchem sie in ihrer Ausbreitung gestoppt werden.

¹Die Temperaturen entstammen dem ECMWF-Datensatz, einem Assimilationsmodell des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

2. Theoretischer Hintergrund

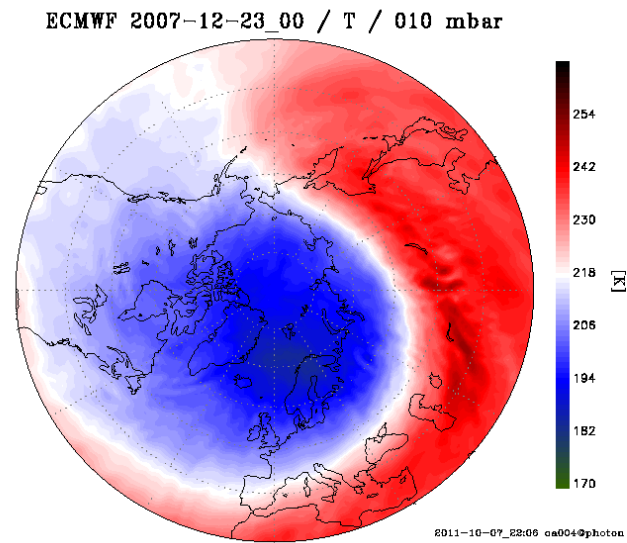


Abbildung 2.5.: Beispiel für den Polarwirbel im „normalen“ Winterzustand: Temperatur auf der 10 hPa-Druckfläche am 23.12.2007 über der Nordhalbkugel aus ECMWF-Daten

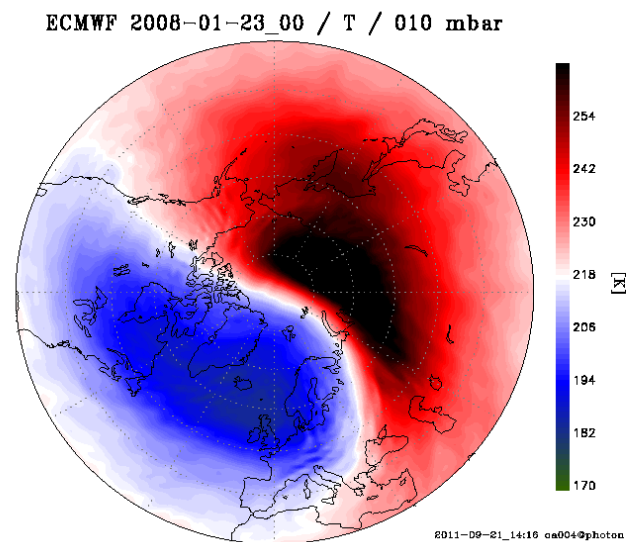


Abbildung 2.6.: Polarwirbel während einer SSW: Temperatur auf der 10 hPa-Druckfläche am 23.01.2008 über der Nordhalbkugel

Die Absorption dieser Wellen am kritischen Niveau führt zu einer Erwärmung der Stratosphäre.

In der zeitlichen Entwicklung stratosphärischer Erwärmungen ist häufig ein Absinken der erwärmten Stratopause zu beobachten, woraufhin dann in größerer Höhe die Stratopause neu einsetzt. Auch eine Abkühlung der Mesosphäre geht damit oft einher, welche daraus resultiert, dass durch die Filterung der Wellen am kritischen Niveau diese sich nicht mehr bis in die Mesosphäre ausbreiten können. Diese Beobachtungen sind im zonalen Mittel zum Beispiel bei *Coy* (2011) beschrieben.

2.3. Schwerewellen in der Atmosphäre

Grundsätzlich kommen drei verschiedene Arten von Wellen in der Atmosphäre vor:

- **Planetare Wellen** sind großskalige Wellen, deren Wellenlänge in der Größenordnung des Erdumfangs liegt - daher auch der Name. Sie entstehen durch Corioliskräfte und schwingen transversal, also senkrecht zur Ausbreitungsrichtung, wobei die Schwingungsebene die Horizontal-Ebene ist.
- **Schwerewellen** schwingen ebenfalls transversal, jedoch liegt die Schwingungsebene in der Vertikalen. Diese Tatsache wird bedingt dadurch, dass Schwerewellen durch Schwerkraft und Auftrieb erzeugt werden. Insofern ist die englischsprachige Bezeichnung „Gravity Waves“ sehr plausibel.
- Die allgemein bekanntesten Wellen sind **Schallwellen**. Diese schwingen longitudinal, das heißt ihre Schwingung verläuft parallel zur Ausbreitungsrichtung. Schallwellen entstehen durch kleinskalige Druckveränderungen. Sie sollen hier allerdings nur der Vollständigkeit halber erwähnt sein, für die weiteren Betrachtungen dieser Arbeit spielen sie keine Rolle.

Von wesentlicher Bedeutung sind in dieser Arbeit die Schwerewellen. Im Gegensatz zu *externen* Schwerewellen, welche sich so wie Meereswellen nur entlang einer Phasengrenze zwischen zwei Medien ausbreiten, handelt es sich bei den atmosphärischen Schwerewellen um *interne*, also Wellen, die sich innerhalb eines Mediums in alle Richtungen ausbreiten.

Es gibt verschiedene Mechanismen für die Entstehung von Schwerewellen. Besonders anschaulich ist die Entstehung sogenannter „Mountain Waves“. Diese entstehen an topografischen Strukturen, wenn zum Beispiel Luftmassen eine Gebirgskette überströmen. Bei diesem Vorgang wird die Luft über dem Gebirge nach oben ausgelenkt. Hinter dem

2. Theoretischer Hintergrund

Gebirge kann die Luft wieder zurückfallen und beginnt zu oszillieren. Diese Oszillation setzt sich als Welle fort. Weitere Mechanismen, die zur Bildung von Schwerewellen führen können, sind Konvektion und Wind-Scherung. Für ein genaueres Verständnis kann dies bei *Fritts and Alexander* (2003) nachgelesen werden.

Zur mathematischen Beschreibung von Schwerewellen wird zunächst von den gewöhnlichen Bewegungsgleichungen, der Kontinuitätsgleichung und der Energieerhaltung ausgegangen. Durch Einführung einer Störung bzgl. des mittleren Zustandes der Atmosphäre lässt sich aus diesen die Dispersionsrelation für Schwerewellen herleiten (siehe *Fritts and Alexander* (2003)):

$$m^2 = \frac{(k^2 + l^2)(N^2 - \hat{\omega}^2)}{(\hat{\omega}^2 - f^2)} - \frac{1}{4H^2} \quad (2.3)$$

Dabei ist k die zonale Wellenzahl (x-Richtung), l die meridionale (y-Richtung) und m die vertikale (z-Richtung). H ist die Skalenhöhe und f der Coriolisparameter. $\hat{\omega}$ ist die intrinsische Kreisfrequenz, also jene in einem mit der Hintergrundatmosphäre mitbewegten Bezugssystem:

$$\hat{\omega} = \omega - ku - lv \quad (2.4)$$

u und v sind dabei die zonale und meridionale Windgeschwindigkeit, ω die von außen beobachtete Kreisfrequenz. Aus den Gleichungen 2.3 und 2.4 ergeben sich Kriterien, unter denen sich eine Welle nicht mehr ausbreiten kann. Da für die intrinsische Frequenz $\hat{\omega} \geq 0$ gelten muss, ergibt sich als Bedingung für die Wellenausbreitung folgender Zusammenhang:

$$\frac{u}{c_x} + \frac{v}{c_y} < 1 \quad (2.5)$$

oder in 1-dimensionaler Betrachtung:

$$\frac{u}{c_x} < 1 \quad (2.6)$$

Für den Fall, dass die Windgeschwindigkeit u ebenso groß wird, wie die Phasengeschwindigkeit der Welle c_x , spricht man von einem kritischen Niveau. Dieses kann von der Welle nie ganz erreicht werden (*Nappo*, 2002). An einem solchen kritischen Niveau wird die Welle gefiltert und überträgt dabei ihren Impuls auf den Grundstrom. Neben dem Erreichen eines kritischen Niveaus gibt es noch zwei weitere Bedingungen, unter denen die Welle in ihrer Ausbreitung gestört wird: zum einen kommt es zur Reflexion der Welle an einer sogenannten Reflexionsschicht, wenn der vertikale Wellenvektor m gegen 0

geht, zum anderen kommt es zum Wellen-Brechen an statischen oder dynamischen Instabilitäten. Da die Dichte der Atmosphäre mit der Höhe exponentiell abnimmt, wächst wegen der Energieerhaltung die Amplitude der Wellen auch exponentiell mit der Höhe. In großen Höhen kommt es dadurch zu statischen Instabilitäten, welche zum Brechen der Welle führen. Im Verlauf dieser Arbeit wird vor allem die Filterung von Wellen von Bedeutung sein.

2. *Theoretischer Hintergrund*

3. Messverfahren

3.1. Prinzip eines Lidars

Das Ziel eines Lidars ist u.a. die höhenaufgelöste Bestimmung der Temperatur (und bei manchen Lidars auch der Windgeschwindigkeiten) in der Atmosphäre. Lidar steht für „**L**ight **d**etection and **r**anging“. Das Prinzip beruht, ähnlich dem weiter verbreiteten Radar, auf der Rückstreuung von ausgesandten elektro-magnetischen Wellen. Beim Lidar handelt es sich dabei jedoch nicht wie beim Radar um Radiowellen, sondern um optische Strahlung. Es wird Licht in Form eines Laser-Strahls in die Atmosphäre geschickt und dort an Partikeln und Molekülen gestreut. Anschließend wird das zurückgestreute Licht detektiert, indem es über einen Teleskopspiegel in eine Glasfaser fokussiert und zu einem Detektor geleitet wird. Der Laser ist gepulst, sodass bei jedem Puls das zurückkehrende Signal über die Laufzeit einer Höhe zugeordnet werden kann.

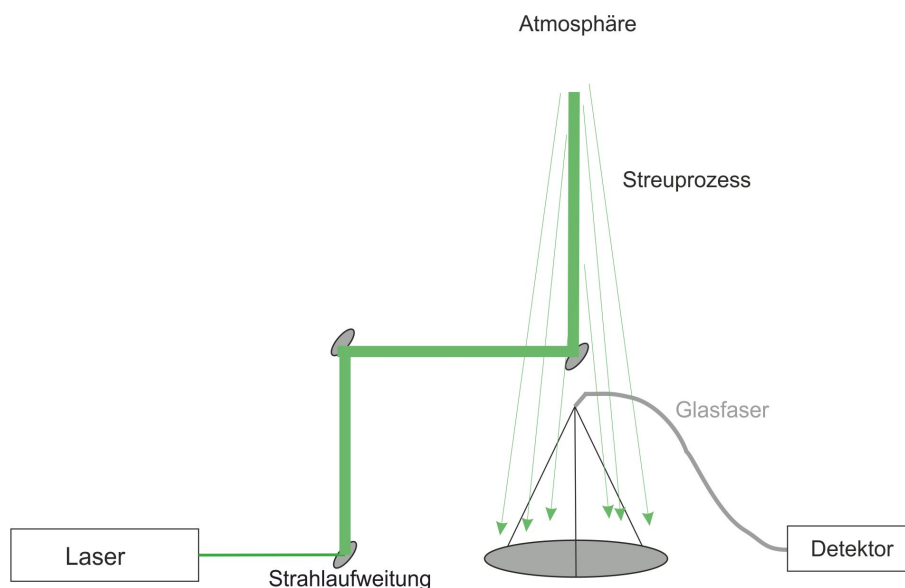


Abbildung 3.1.: Schematische Darstellung eines Lidars

Da in Abhängigkeit der Wellenlänge und des streuenden Mediums verschiedene Streuprozesse möglich sind, sollen die für die Lidar-Messung wesentlichen hier kurz erklärt

3. Messverfahren

werden:

- **Rayleigh-Streuung** ist ein elastischer Streuprozess an sehr kleinen Teilchen, deren Größenordnung weit unterhalb der Wellenlänge des gestreuten Lichts liegt. Ein wesentliches Merkmal der Rayleigh-Streuung ist, dass der Streuquerschnitt proportional zur vierten Potenz der Frequenz ist:

$$\sigma \propto \omega^4 \quad (3.1)$$

Diese Tatsache ist zum Beispiel dafür verantwortlich, dass wir den Himmel blau sehen, da die Rot-Anteile des Sonnenlichts weniger stark gestreut werden als die blauen.

- **Mie-Streuung** ist ebenfalls ein elastischer Prozess, jedoch kaum frequenzabhängig. Sie findet an Teilchen statt, deren Größe etwa in der Größenordnung der Wellenlänge des Lichts liegt. In der Atmosphäre betrifft dies die Streuung an Aerosolen, welche sich hauptsächlich in Höhen bis ca. 25 km befinden. Deshalb spricht man auch von Aerosolstreuung.
- **Raman-Streuung** ist eine inelastische Streuung, das heißt, ein Atom, welches mit der Energie ν_1 angeregt wird, relaxiert nicht in den ursprünglichen Zustand, sondern in ein geringfügig anderes Energieniveau. Dabei wird Licht der Energie ν_2 emittiert. Diese Energie kann größer oder kleiner als ν_1 sein. Bei der Rotations-Raman-Streuung ergibt sich die Energiedifferenz aus absorbierte und emittierte Strahlung dadurch, dass das Elektron nach der Anregung in einen Zustand mit anderer Rotations-Quantenzahl relaxiert. Neben der Rotations-Raman-Streuung gibt es die Vibrations-Raman-Streuung, welche durch Unterschiede in der Vibrations-Quantenzahl charakterisiert ist.
- **Resonanz-Streuung** ist ein elastischer Streu-Prozess. Dabei entspricht die Energie der einfallenden Photonen der Energie, welche nötig ist, um das Atom auf ein höheres energetisches Niveau anzuheben. Beim Relaxieren in den Grundzustand wird wieder Licht mit dieser Energie emittiert.

Da bei der Rayleigh-Streuung die Intensität des zurückgestreuten Lichts proportional zur Dichte der Atmosphäre ist, wird durch das empfangene Signal indirekt die Dichte gemessen und man erhält ein höhenaufgelöstes Dichteprofil. Aus diesem lässt sich anschließend ein Temperaturprofil berechnen. Am IAP in Kühlungsborn sind drei Systeme

im Einsatz, zwei RMR-Lidars und ein Resonanz-Lidar. Diese sollen im Folgenden kurz beschrieben werden.

3.2. Das Kühlungsborner RMR-Lidar

Das RMR-Lidar (**R**ayleigh-**M**ie-**R**aman) beruht, wie schon im Namen zu erkennen ist, auf den drei Streuprozessen Rayleigh-, Mie- und Raman-Streuung. Am IAP sind zwei verschiedene RMR-Lidars im Einsatz: eines, welches ausschließlich nachts betrieben werden kann und eines, welches zusätzlich tageslichtfähig ist. Für diese Arbeit wurden ausschließlich Messdaten des Nachtsystems benutzt, da das Tageslichtsystem noch nicht so lange in Betrieb ist. Der Vollständigkeit halber werden hier aber beide Systeme aufgeführt.

Nachtsystem

Das Nachtsystem arbeitet mit einem Nd:YAG-Laser, welcher auf drei Wellenlängen emittiert (1064, 532 und 355 nm), wobei nur die zwei kürzeren aufgrund ihrer größeren Signalstärke für die Temperaturmessung von Bedeutung sind. Das in der Atmosphäre gestreute Signal wird von 6 Teleskopspiegeln ($d = 50$ cm) in Glasfasern fokussiert, welche zur Empfangselektronik weiterführen; vier der Spiegel dienen dem oberen Rayleigh-Zweig (40-90 km), einer dem unteren Rayleigh-Zweig inklusive Vibrations-Raman-Detektor (20-50 km) und einer dem Rotations-Raman-Zweig (1-25 km). Die beiden Rayleigh-Signale werden jeweils durch einen Chopper unterhalb einer bestimmten Höhe „abgeschnitten“, um die sehr sensiblen Photomultiplier nicht zu schädigen, welche die Photonen anschließend registrieren.

Tageslichtsystem

Seit 2009 ist neben dem Nachtsystem noch ein tageslichtfähiges Lidar im Einsatz. Die Messung bei Tage stellt wesentlich höhere Anforderungen an die Messtechnik, da eine wesentlich bessere Untergrundunterdrückung notwendig ist. Der Laser dieses Systems ist ebenfalls ein Nd:YAG-Laser und arbeitet auf den gleichen Wellenlänge wie das Nachtsystem. Für die Temperaturberechnung wird ausschließlich das 532 nm-Signal verwendet. Das Empfangsteleskop hat einen Durchmesser von 80 cm. Um den Untergrund so gering wie möglich zu halten, müssen das Sichtfeld des Teleskopspiegels sowie die Strahldivergenz des Lasers möglichst klein sein. Dadurch ist eine aufwändige Strahlstabilisierung

3. Messverfahren

nötig, welche verhindern muss, dass der Strahl aus dem Sichtfeld wandert. Das eingehende Signal wird durch zwei Etalons spektral gefiltert, um eine genaue Datenaufnahme zu ermöglichen.

Temperaturberechnung aus dem Rayleigh-Signal

Die Temperaturberechnung beim RMR-Lidar beruht auf der Dichte-Messung, nachzulesen bei *Hauchecorne and Chanin* (1980). Aus der hydrostatischen Grundgleichung

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g(z) \quad (3.2)$$

ergibt sich unter Hinzunahme der Zustandsgleichung des idealen Gases $pV = nk_B T$ folgende Gleichung für die Temperatur:

$$T(z) = \frac{1}{n(z)} \left(n_0 T_0 - \frac{m}{k_B} \int_{z_0}^z n(z) g(z) dz \right) \quad (3.3)$$

Die Integration erfolgt von oben nach unten. Dabei ist z_0 die Starthöhe, T_0 die entsprechende Temperatur in dieser Höhe, $n(z)$ die Teilchenzahldichte und m die molekulare Masse. Da sich die Temperatur nur aus Quotienten der Teilchenzahldichte zusammensetzt, nicht jedoch aus deren Absolutwerten, ist ein relatives Dichteprofil, wie vom Lidar gemessen, ausreichend. Lediglich eine Starttemperatur T_0 in der Höhe z_0 wird benötigt. Hierfür bietet sich die gemessene Temperatur des Resonanz-Lidars an, welche in 85-90 km Höhe eine relativ geringe Unsicherheit von 1-5 K hat (*Alpers et al.*, 2004). Alternativ kann die Starttemperatur aus einem klimatologischen Modell wie z.B. CIRA entnommen werden. Dabei ist jedoch die Unsicherheit dieses Wertes deutlich größer (bis zu 30 K), da die Temperatur lokal starken kurzfristigen Schwankungen unterliegen kann wie z.B. durch Schwerewellen. Trotzdem funktioniert auch diese Methode ab einigen Kilometern unterhalb der Starthöhe ausreichend gut, weil bei der Integration der Startwert mit abnehmender Höhe schnell an Bedeutung verliert. Dies ist in Gleichung 3.3 daran zu sehen, dass der rechte Term den linken sehr schnell überwiegt. Verantwortlich für dieses Verhalten ist die Luftdichte, welche mit abnehmender Höhe exponentiell zunimmt, wodurch Werte in größeren Höhen ein geringeres Gewicht haben (siehe Abb. 3.2).

Bis hierher wurde noch keine Aerosolstreuung berücksichtigt. Für Höhen oberhalb ca. 34 km ist das kein Problem, da dort typischerweise kein Aerosol vorhanden ist. Darunter, also in der Stratosphäre, muss hingegen eine Aerosol-Korrektur durchgeführt werden (*Gerdning et al.*, 2006). Dazu wird das Messsignal mit dem Aerosol-Rückstreuverhältnis

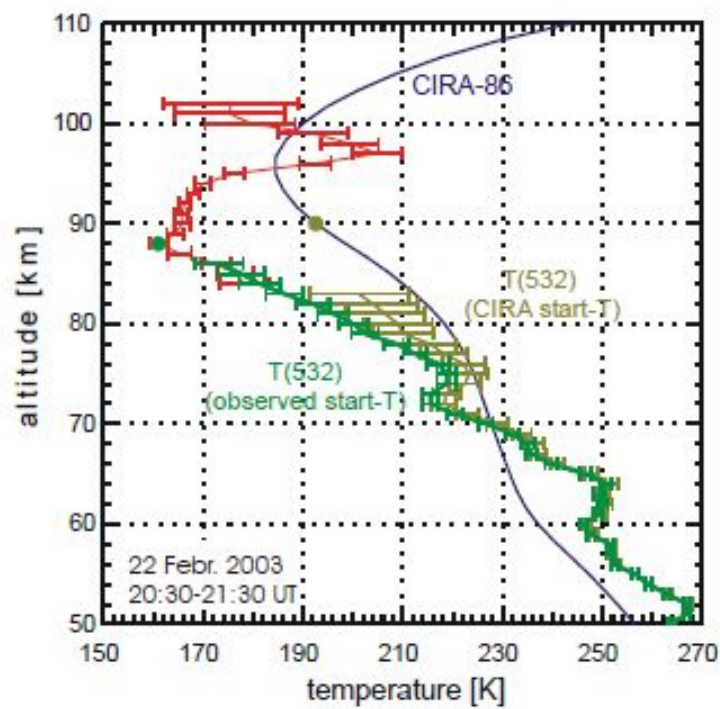


Abbildung 3.2.: Temperaturprofil aus RMR-Lidar-Messung. Grüne Kurve: Rechnung mit Starttemperatur des Kalium-Lidars (rot); oliv-grüne Kurve: Rechnung mit Starttemperatur aus CIRA 86. (*Gerding et al.*, 2006)

3. Messverfahren

R korrigiert:

$$R = \frac{P_{mol} + P_{aer}}{P_{mol}} \quad (3.4)$$

Dabei ist P_{mol} die Signalleistung aus molekularer Streuung und P_{aer} die Signalleistung aus Aerosolstreuung. Die Summe aus beiden wird mit dem Detektionskanal für elastische Rückstreuung bei 532 nm gemessen, den Wert für molekulare Streuung ermittelt man aus dem Signal der Vibrations-Raman-Streuung von N_2 . Bei dieser Streuung an Stickstoffmolekülen verschiebt sich die Wellenlänge wesentlich, nämlich zu 608 nm. Da der Streuquerschnitt der Vibrations-Raman-Streuung ca. drei Größenordnungen kleiner als bei Rayleigh-Streuung und somit das Signal sehr schwach ist, wird der Wert über die ganze Nacht gemittelt und in einer Höhe oberhalb der Aerosolschicht auf das Rayleigh-Signal normiert. Dies hat zur Folge, dass die Korrektur nur unter der Annahme zeitlich konstanter Aerosolkonzentration korrekt ist. Unterhalb von 22 km unterliegt die Aerosolkonzentration zunehmend größeren Schwankungen, sodass dort die Messung mit aerosol-korrigierter Rayleigh-Streuung nicht mehr möglich ist. Aus diesem Grund wird in den unteren Höhen bis 25 km die Temperatur mittels Rotations-Raman-Streuung gemessen. Dabei wird die Streuung auf zwei nahe beieinanderliegenden Wellenlängen gemessen (529,1 und 530,4 nm) und aus dem Verhältnis die Temperatur berechnet (*Vaughan et al.*, 1993).

3.3. Kalium-Resonanz-Lidar

Das Kalium-Resonanz-Lidar misst in der Strato- und Mesosphäre die Rayleighstreuung, oberhalb von 80 km kommt die Resonanzstreuung hinzu. Bei dieser beruht die Temperaturmessung auf der Dopplerverbreiterung des Signals. In einer Höhe zwischen ungefähr 80 und 105 km befindet sich eine Metallschicht in der Atmosphäre, welche Metalle wie Eisen, Kalium und Natrium in atomarem Zustand enthält (*Eska and Höffner*, 1998). Die darin befindlichen Kalium-Atome werden bei einer Wellenlänge von 769,9 nm, welche energetisch dem D1-Übergang von Kalium entspricht, resonant angeregt. Dabei wird durch das Auftreffen eines Photons ein Elektron in einen höheren energetischen Zustand gehoben. Bei der Relaxation in den Grundzustand wird wieder ein Photon emittiert. Aufgrund der thermischen Eigenbewegung der Atome ist das emittierte Signal jedoch dopplerverbreitert und kann zur Berechnung der Temperatur genutzt werden (*von Zahn and Höffner*, 1996).

Das Kalium-Resonanz-Lidar besteht aus einem Alexandrit-Ringlaser und einem Tele-

skopspiegel mit 80 cm Durchmesser. Der Laser ist mit ca. 35 Hz gepulst und wird von einem Seeder-Laser auf die Wellenlänge von 769,9 nm stabilisiert. Im Empfangszweig dient eine Avalanche-Photodiode zur Signaldetektion.

Temperaturberechnung

Im Gegensatz zum RMR-Lidar wird beim Kalium-Resonanz-Lidar die Temperatur nicht aus der Intensität der Rückstreuung und somit der Dichte ermittelt, sondern aus der spektralen Form des rückgestreuten Signals. Durch anfitzen einer theoretischen Rückstreuungsfunktion an das empfangene Signal kann anhand der Fit-Parameter die Temperatur berechnet werden. Die Rückstreuungsfunktion ist wegen der thermischen Linienverbreiterung temperaturabhängig (siehe Abbildung 3.3). Dabei ist zu berücksichtigen, dass sich die Linienbreite aus den zwei Isotopen ^{41}K und ^{39}K zusammensetzt. Der Laser wird während der Messung um die zentrale Wellenlänge dieser Resonanzkurve durchgestimmt. Dabei wird in 18 Schritten jeder Wellenlänge ein Rückstreuwert zugeordnet. Durch Anpassen der theoretischen Resonanzkurve an diese 18 Messpunkte ermittelt man durch die Kurvenform die Temperatur der Kaliumschicht.

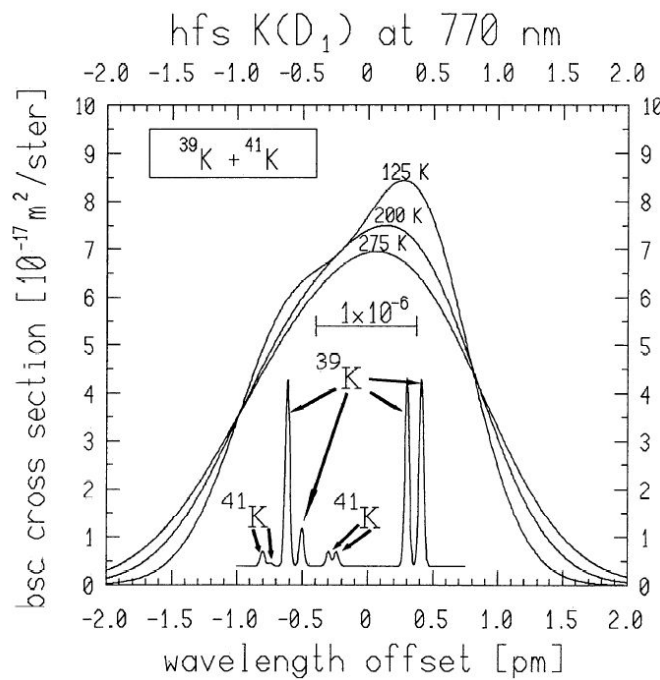


Abbildung 3.3.: Temperaturabhängigkeit der Resonanzkurve der Kalium-D1-Linie (von Zahn and Höffner, 1996)

3. Messverfahren

4. Messungen

In diesem Kapitel wird nun auf die Messdaten eingegangen, welche im Folgenden ausgewertet werden. Dabei geht es hauptsächlich um das Verhalten von Schwerewellen während stratosphärischer Erwärmungen. Diese Erwärmungen stellen eine erhebliche Abweichung der Atmosphäre vom „normalen“ Winterzustand dar. Die Veränderungen der Temperatur in der Stratosphäre wie auch teilweise in der Mesosphäre beruhen auf großskaligen dynamischen Prozessen, wie bereits in Abschnitt 2.2 erläutert wurde. Da es bei diesen Prozessen zu starken Veränderungen der Winde bis hin zur Umkehr des Zonalwindes kommt und Schwerewellen in ihrem Verhalten, sowohl was Entstehung als auch Filterung und Brechung anbelangt, stark von Winden abhängig sind, liegt die Annahme nahe, dass sich die Aktivität von Schwerewellen während stratosphärischer Erwärmungen signifikant verändert. Untersuchungen dazu ergaben teilweise eine verstärkte Wellenaktivität (*Duck et al.*, 1998) als auch in anderen Fällen eine verringerte Wellenaktivität (*Thuraiajah et al.*) während stratosphärischer Erwärmungen. Um diesen Sachverhalt zu analysieren, wurden die folgenden Lidar-Messdaten aus Kühlungsborn ausgewertet.

Die Grundgesamtheit umfasst alle Winter-Nachtmessungen des Zeitraumes Januar 2002 bis März 2012, wobei hier als Winter jeweils der Zeitraum von November bis einschließlich März definiert ist. Um zu vermeiden, dass die berechneten Temperaturen von kurzfristigen Schwankungen wie Wellen zu sehr verzerrt werden, finden ausschließlich Messungen Berücksichtigung, welche über mindestens 3 Stunden liefen. Für jede Messnacht wird aus den aufgenommenen Messdaten für alle 15 Minuten durch Integration über eine Stunde ein Temperaturprofil berechnet. Das Nachtmittelprofil ergibt sich dann als Mittel der einzelnen Temperaturprofile. Alle Profile haben eine Höhenauflösung von 1 Kilometer. So ergeben sich insgesamt für den genannten Zeitraum und unter der genannten Einschränkung 118 Nachtmittelprofile, in welche ca. 4600 Einzelprofile eingehen. Die Messungen sind immer auf den auf die Nacht folgenden Tag datiert. Somit kann es vorkommen, dass eine Messung welche ausschließlich an einem Abend durchgeführt wurde, also vor 24:00 Uhr beendet wurde, trotzdem das Datum des Folgetags trägt.

Es werden nun zunächst die Messungen im Jahresverlauf gezeigt, dann wird in Ab-

4. Messungen

schnitt 4.2 auf die Messung von *Stratospheric Temperature Enhancements* eingegangen und anschließend werden in Abschnitt 4.3 die Daten bezüglich des Auftretens von Schwere-
wellen analysiert.

4.1. Temperaturentwicklung im Jahresgang

Um die Messungen einzelner Nächte mit einem „Normalzustand“ vergleichen zu können, wurde von *Gerding et al.* (2008) aus den Lidar-Nachtmessungen von Juni 2002 bis einschließlich Juli 2007 ein Jahresgang erstellt. Dabei wurden sämtliche Messungen zusammengefügt, sodass ein Temperaturverlauf über das Jahr entsteht. Da es für viele Jahrestage keine Messung gab, wurde mit einem Hanning-Filter geglättet, um so die entsprechenden Lücken zu füllen. Bei Jahrestagen, an denen in mehreren Jahren gemessen wurde, wurde der Mittelwert der einzelnen Jahre verwendet. Das Resultat ist in Abb. 4.1 zu sehen.

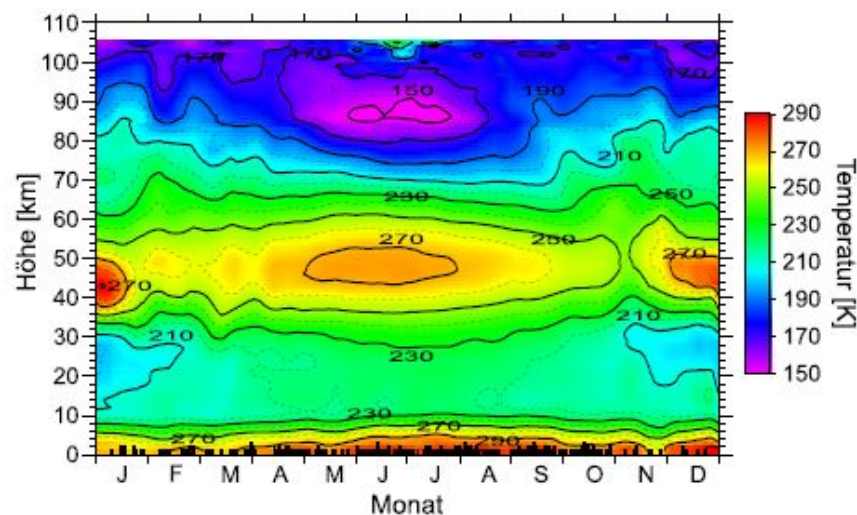


Abbildung 4.1.: Temperatur-Jahresgang aus *Gerding et al.* (2008)

Zwei wesentliche Punkte fallen bei Betrachtung der Grafik sofort auf: zum einen die kalte Sommermesopause, welche aus der Literatur bekannt ist. Zum anderen sticht die erwärmte Stratopause im Dezember und Januar ins Auge. Diese Erwärmungen, welche hier aufgrund der Verwendung des Hanningfilters in ihrer Ausprägung bereits etwas abgeschwächt sind, sind als Folge der im Winter regelmäßig auftretenden stratosphärischen Erwärmungen zu sehen. Genauere Erklärungen folgen in der Auswertung. Da dieser Jahresgang durch einzelne Ereignisse wie die stratosphärischen Erwärmungen dominiert

4.2. Stratospheric Temperature Enhancement (STE)

wird, eignet er sich in dieser Form nicht als Referenz für einen „normalen“ Jahresverlauf. Aus diesem Grund wurde von *Gerding et al.* (2008) eine harmonische Analyse mit einer vierteljährlichen, einer halbjährlichen und einer ganzjährigen Variation durchgeführt. Im Ergebnis sieht der Jahresgang aus wie in Abb. 4.2 dargestellt.

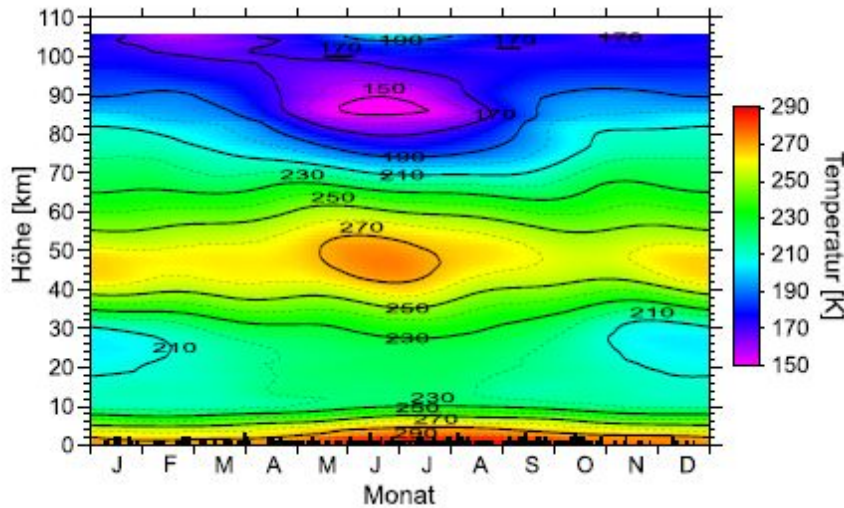


Abbildung 4.2.: Jahresgang nach Anwendung der harmonischen Analyse aus *Gerding et al.* (2008)

Dieser neue Jahresgang ist nun von kurzfristigen Variationen bereinigt und wird im Folgenden als klimatologisches Mittel verwendet, um einzelne gemessene Nachtmittelprofile im Vergleich mit dem entsprechenden Profil aus dem Jahresgang charakterisieren zu können.

4.2. Stratospheric Temperature Enhancement (STE)

Da es in dieser Arbeit um Lidarmessungen während stratosphärischer Erwärmungen geht, die bereits erwähnten *Sudden Stratospheric Warmings* (SSW) aufgrund ihres „globalen“ Charakters jedoch nicht aus den Messungen entnommen werden können, werden zunächst die lokalen Temperaturerhöhungen betrachtet (STE - Stratospheric Temperature Enhancement). Diese Vorgehensweise stellt sicher, dass zum betrachteten Zeitraum am Messort die Stratopause sich in einem ungewöhnlich warmen Zustand befindet. Dies ist während SSW häufig der Fall, jedoch nicht immer. Es kann durchaus eine SSW stattfinden, ohne dass es am Messort Kühlungsborn eine nennenswerte Veränderung gibt. Umgekehrt gilt dies ebenso. Auf die Messungen während SSW-Ereignissen wird später bei der Betrachtung von Schwerewellen eingegangen.

4.2.1. Definition

Zunächst muss eine Definition festgelegt werden, wann es sich bei einer Messung in Kühlungsborn um eine STE handelt. Dazu wird das betrachtete Nachtmittelprofil mit dem entsprechenden Profil aus dem Jahresgang verglichen. Seien T_i die Stratopausentemperatur des i -ten Nachtmittelprofils und T_{normal} die Temperatur aus dem Jahresgang in der entsprechenden Höhe für den entsprechenden Tag, dann ist x_i die Abweichung der Stratopausentemperatur vom Jahresgang:

$$x_i = T_i - T_{normal} \quad (4.1)$$

Als Stratopausentemperatur ist der maximale Temperaturwert zwischen 30 und 80 km definiert. In Abb. 2.3 wurde bereits ein Beispiel einer STE gezeigt. Da die Höhe der Stratopause in Messung und Jahresgang zum Teil sehr unterschiedlich sein kann, stellt sich die Frage, ob die Temperaturen der jeweiligen Stratopausenhöhe verglichen werden, oder alternativ die Temperaturen auf einem gleichen Höhenniveau, nämlich dem Stratopausenniveau der Messung. Es wurde die zweite Variante gewählt, da auf diese Weise auch Messungen berücksichtigt werden, die nicht aufgrund einer erhöhten Maximaltemperatur sondern auch aufgrund einer „Höhenverschiebung“ auffällig sind. Dieses Vorgehen bietet sich gerade unter Berücksichtigung des häufig beobachteten Absinkens der Stratopause an (siehe dazu auch Anhang B).

Um ein *relatives* Maß für die Abweichung vom Jahresgang zu bekommen, wird zunächst die Standardabweichung aller betrachteten x_i um deren Mittelwert berechnet.

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (4.2)$$

$\bar{x}$ - Mittelwert aller x_i

n - Anzahl der Nachtmittelprofile

Als STE werden dann alle Profile definiert, deren Abweichung der Stratopausentemperatur vom Jahresgang größer oder gleich der berechneten Standardabweichung ist, wobei nur positive Abweichungen, also Erwärmungen betrachtet werden. ($x_i > 0$). In Abb. 4.3 sind alle 118 Messungen mit der Abweichung der Stratopausentemperatur vom Jahresgang dargestellt. Die Standardabweichung ist als blaue Linie gezeigt, jedoch verschoben, sodass sie nicht um den Mittelwert sondern um die Null-Abweichung liegt. Alle Erwärmungen oberhalb der oberen blauen Linie werden somit als STE definiert.

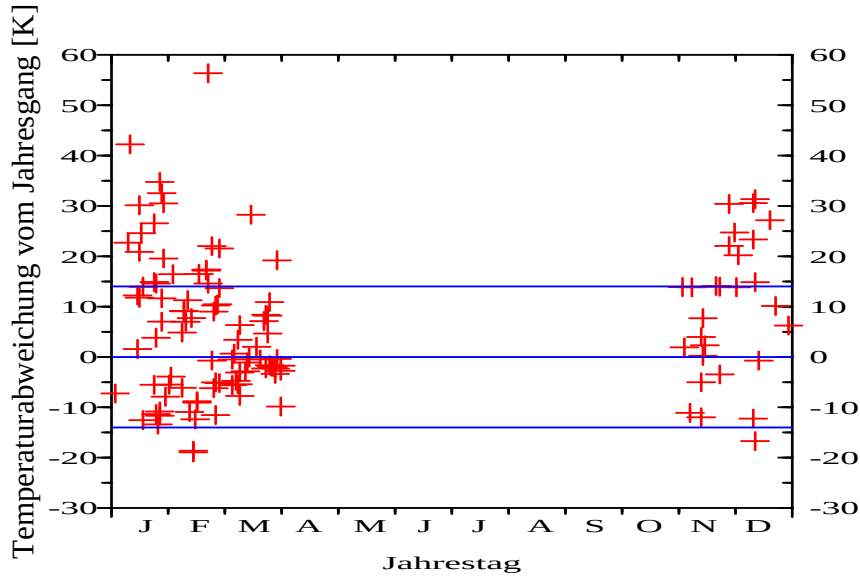


Abbildung 4.3.: Abweichung der gemessenen Stratopausentemperaturen vom entsprechenden Jahresgang-Profil (rote Kreuze) und deren Standardabweichung (blaue Linien)

4.2.2. STE-Messungen

Aus den 118 Messungen ergeben sich bei einer Standardabweichung von 14 K insgesamt 32 STE-Messungen. Deren Temperaturprofile sind in Abb. 4.4 dargestellt. Zunächst fällt auf, dass es eine große Variabilität zwischen den einzelnen Nachtmittelprofilen gibt. Bei Betrachtung des Mittelwertes (rote Kurve) ist aber deutlich die per Definition erwärmte Stratopause in den STE-Profilen zu sehen; außerdem gibt es im Mittel auch eine Abkühlung in der Mesosphäre sowie im Bereich der unteren Stratosphäre. Die Abbildung bestätigt somit das häufig beobachtete Phänomen, dass im Zuge einer stratosphärischen Erwärmung die Mesosphäre abkühlt.

Doch wie verhalten sich diese gemessenen STE zu den über ein zonales Mittel definierten SSW? Anhand der Daten der FU Berlin (vgl. Abb. 2.4), welche aus ECMWF-Datensätzen stammen, lassen sich die Zeiträume der SSW-Ereignisse bestimmen. In Tabelle 4.1 ist eine kleine Zusammenfassung von STE-Messungen und Messungen während SSW gezeigt. Dabei sind sowohl Minor- als auch Major Warmings berücksichtigt. Beim Vergleich wird ersichtlich, dass es sich um zwei verschiedene Sachverhalte handelt, welche nur teilweise übereinstimmen. Von den 32 STE können lediglich 15 einer SSW zugeordnet werden. Die relativ hohe Anzahl an Messungen während einer SSW verdeutlicht noch einmal, dass SSW keine Seltenheit sind, sondern üblicherweise in je-

4. Messungen

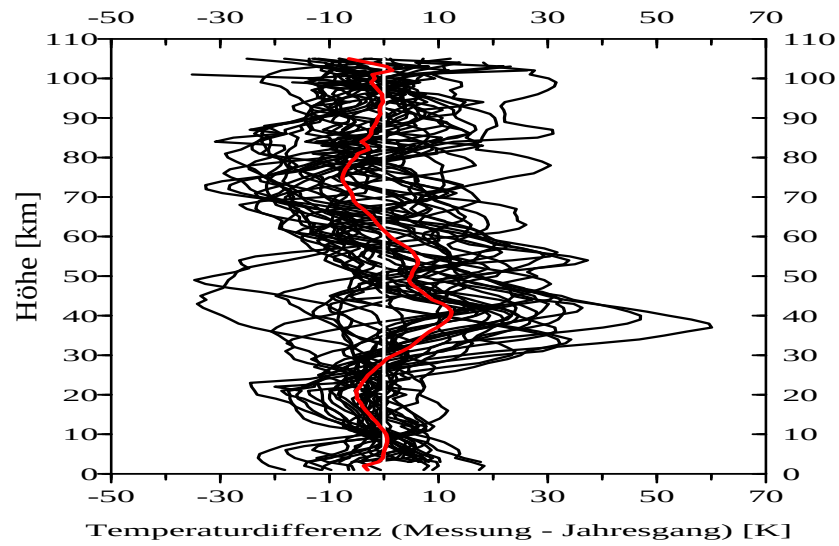


Abbildung 4.4.: Temperaturabweichungen der STE-Profile vom Jahresgang (schwarz) und deren Mittelwert (rot)

Messungen gesamt	118
STE-Messungen	32
Messungen während SSW	54
Schnittmenge aus STE und SSW	15

Tabelle 4.1.: Übersicht zur Einteilung aller 118 Messnächte aus den Wintern 2002 - 2012 (jeweils November bis März)

dem Winter auftreten. Zudem dauert ein Ereignis häufig zwei Wochen oder länger an, sodass viele Winter-Messungen in eine SSW fallen. Eine Übersicht aller 118 Messungen mit Zuordnung zu STE- und SSW-Fällen befindet sich im Anhang A.

4.3. Messung von Schwerewellen

Betrachtet man den zeitlichen Verlauf einer Lidar-Messung, so zeichnen sich häufig schon in den Absoluttemperaturen Wellenstrukturen ab. In Abb. 4.5 ist eine Messung vom 10.01.2006 dargestellt, in welcher man im Bereich der Mesosphäre schon Wellenstrukturen erahnen kann. Wird nun aber von diesen Absoluttemperaturen das Nachtmittel abgezogen, das heißt, betrachtet man die Temperaturabweichungen vom Nachtmittel, so werden die Wellenstrukturen deutlich besser erkennbar. Zu sehen ist dies in Abb. 4.6.

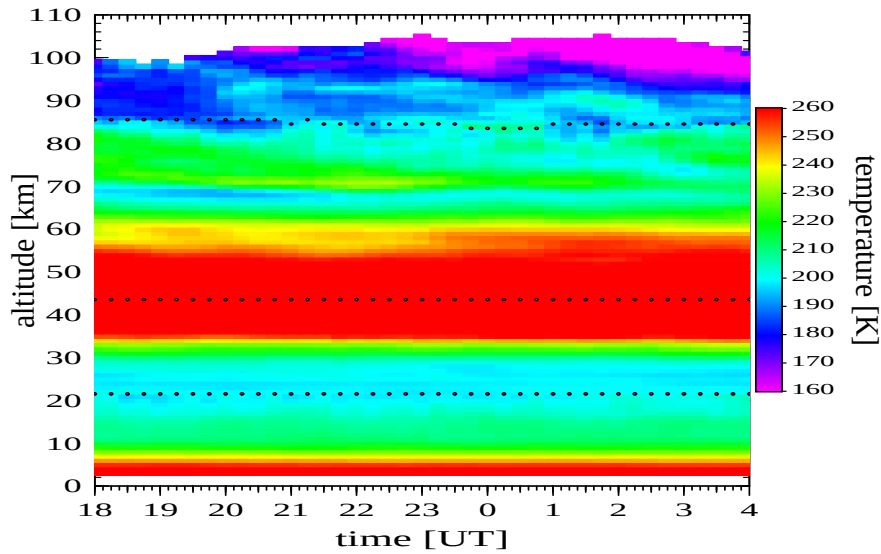


Abbildung 4.5.: Zeitlicher Temperaturverlauf aus Lidarmessungen vom 10.01.2006

Da das Lidar mit guter Höhenauflösung an nur genau einem Ort misst, ist es prädestiniert, vertikale Größen wie die vertikale Wellenlänge oder die vertikale Phasengeschwindigkeit von Wellen zu bestimmen. Ebenso können richtungsunabhängige Größen wie die Periode und die Amplitude von Wellen ermittelt werden. Horizontale Wellenlänge und Phasengeschwindigkeit können nicht direkt gemessen werden. Für deren Betrachtung wären zusätzliche Annahmen nötig, welche jedoch auch die Unsicherheit erhöhten. In dieser Arbeit werden hauptsächlich die Wellenamplituden von Bedeutung sein.

4.3.1. Bestimmung der Temperaturfluktuationen

Zur Veranschaulichung der Wellenamplituden werden höhenaufgelöst die Temperaturfluktuationen betrachtet. Dazu wird von jedem einzelnen Temperaturprofil einer Messung das Nachtmittelprofil abgezogen. Aus diesen Abweichungen vom Nachtmittel werden dann durch Bildung des quadratischen Mittels (RMS) die mittleren Temperaturfluktuationen für eine Nacht erstellt. In Abb. 4.7 sind für eine Nacht diese Fluktuationen dargestellt. Die schwarzen Profile zeigen die Temperaturabweichungen für jedes einzelne Messprofil, die rote Kurve zeigt das quadratische Mittel, welches die Temperaturfluktuationen dieser Nacht darstellt und in blau ist die mittlere statistische Messunsicherheit gezeigt. Zu beachten ist, dass aus jeder Nacht nur die ersten fünf Messstunden für die Bestimmung der Fluktuationen berücksichtigt werden. Diese Zeitbegrenzung wird ver-

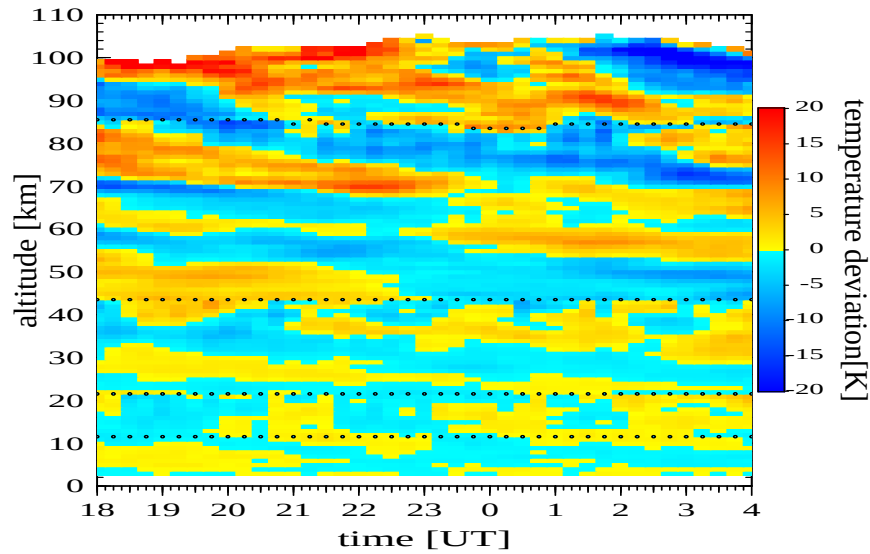


Abbildung 4.6.: Temperaturabweichungen vom Nachtmittel der Lidarmessung vom 10.01.2006

wendet, um eine möglichst einheitliche Bestimmung der Fluktuationen zu gewährleisten. Andernfalls würden bei sehr langen Messungen Wellen mit langen Perioden berücksichtigt und die beobachteten Fluktuationen erhöhen, wohingegen in kürzeren Messungen diese langperiodischen Wellen keinen Einfluss haben. Nach dieser Beschränkung verbleiben von den ca. 4600 Einzelprofilen immer noch 2728, welche in die Fluktuationsbestimmung eingehen. Anhand dieser Fluktuationsprofile, welche als Indikator für die Aktivität von Schwerewellen dienen, soll im Folgenden analysiert werden, wie sich das Auftreten stratosphärischer Erwärmungen in den Messungen der Wellen widerspiegelt. Da unterhalb von 23 km und zwischen 38 und 45 km die Unsicherheit der Messung ähnlich groß ist, wie die Fluktuationen selbst, werden diese Höhenbereiche im Folgenden bei Betrachtung der Fluktuationen nicht berücksichtigt und sind deshalb auch nicht mehr dargestellt.

4.3.2. Schwerewellenaktivität während stratosphärischer Erwärmungen

In diesem Abschnitt wird nun die Wellenaktivität mit den stratosphärischen Erwärmungen in Beziehung gesetzt. Dazu wird zunächst von einem Einzelfall im Januar 2006 ausgegangen. Weiterhin wird versucht, eine Verallgemeinerung zu finden, wobei nach wie vor der Tatsache Rechnung getragen wird, dass STE und SSW getrennt zu betrach-

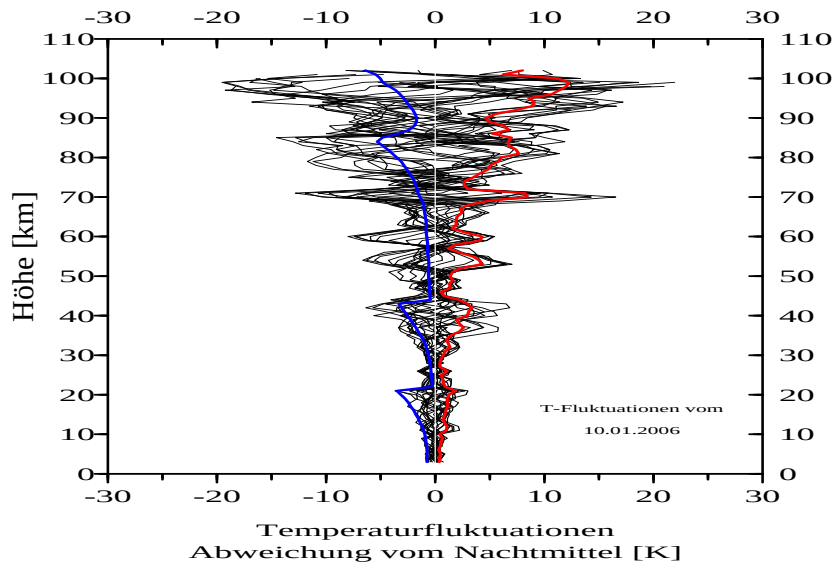


Abbildung 4.7.: Temperaturfluktuationen einer Nacht (10.01.2006) mit Einzelprofilen (schwarz) und RMS (rot) sowie dem mittleren statistischen Messfehler (blau)

ten sind. Aus diesem Grunde wird die gemessene Wellenaktivität unter verschiedenen Aspekten bezüglich der beiden Formen stratosphärischer Erwärmungen analysiert.

Fallanalyse des Januars 2006

Zunächst wird ausgehend von *Rauthe* (2008) der Januar 2006 betrachtet, welcher sowohl durch starkes SSW-Auftreten (Minor Warming ab Anfang des Monats und Major Warming in der zweiten Monatshälfte) als auch mehrere STE-Messungen in Kühlungsborn charakterisiert ist. In Abb. 4.8 sind das gemessene Temperaturprofil, das Profil aus dem Jahresgang und das ECMWF-Profil für Kühlungsborner Koordinaten vom 16. Januar 2006 dargestellt. Die Erwärmung der Stratopause ist in der Messung und im ECMWF-Profil deutlich und übereinstimmend zu sehen. Damit einher geht die bereits oben beschriebene typische Abkühlung in der Mesosphäre bei ca 70 km. Doch wie stellt sich die Situation an diesem Tag auf der nördlichen Hemisphäre insgesamt dar? Dazu werden wieder die Temperaturdaten aus ECMWF-Analysen betrachtet. In Abb. 4.9 ist die Temperatur auf der 1 hPa-Druckfläche dargestellt, was etwa einer Höhe von 40-45 km, also dem Stratopausenniveau entspricht. Kühlungsborn liegt innerhalb des sich über Skandinavien befindenden erwärmten Bereiches. In Abb. 4.10 ist die Temperatur für die 10 hPa-Druckfläche gezeigt. Das Tiefdruckgebiet (der Polarwirbel) ist südwärts in Richtung Europa verschoben, wodurch die Definition für ein Minor Warming erfüllt wird.

4. Messungen

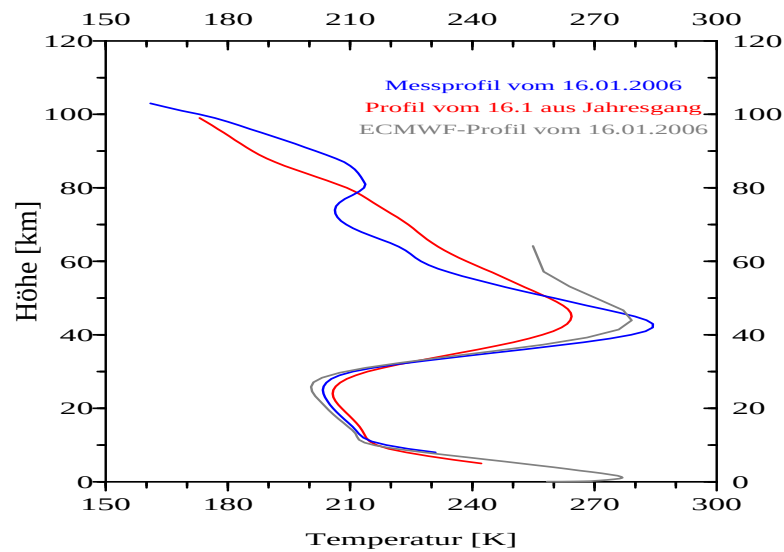


Abbildung 4.8.: Temperaturprofile für den 16.01.2006 in Kühlungsborn. Glättung mit Hanning-Filter über 5 km.

Kühlungsborn liegt dadurch in dieser Höhe innerhalb des Kaltluftgebietes, wodurch eine leichte Abkühlung in der unteren Stratosphäre gemessen wird, wie sie in Abb. 4.8 zu sehen ist. Neben der Messung am 16.01. wurden auch an weiteren Tagen STE gemessen, zum Beispiel am 10.01 wie bereits in Abb. 2.3 gezeigt wurde. Gleichzeitig fand im Januar auch eine SSW statt. Die Frage ist nun, wie sich die Wellenaktivität in diesem Zeitraum verändert. In Abb. 4.11 sind die Temperatur-Fluktuationen von fünf Messnächten aus dem Januar 2006 denen aller Winter von 2002 bis 2006 ohne den Januar 2006 gegenübergestellt. Dabei entspricht jedes einzelne Profil den mittleren Temperaturfluktuationen einer Nacht (vgl. Abb. 4.7). In Anlehnung an *Rauthe* (2008) gehen in diesem Fallbeispiel in die Wintermessungen lediglich die Monate November, Dezember und Januar ein. Zu sehen ist ein signifikanter Unterschied in den Fluktuationen zwischen ca. 50 und 80 km. In diesem Bereich ist die Wellenaktivität des Januars 2006 deutlich geringer, als in den übrigen Wintern. Dies legt die Annahme nahe, dass die atmosphärischen Schwerewellen durch die während einer stratosphärischen Erwärmung stattfindenden Prozesse beeinflusst werden. Denkbar ist sowohl, dass die Quellen für solche Wellen reduziert sind, als auch, dass die Wellen stärker gefiltert werden. Da sowohl Filterung als auch Entstehung der Wellen empfindlich von Winden abhängen, kann anhand der geringeren Wellenaktivität davon ausgegangen werden, dass im betrachteten Zeitraum starke Veränderungen der Windfelder zu den Beobachtungen führen. Da jedoch das Prinzip der Filterung deut-

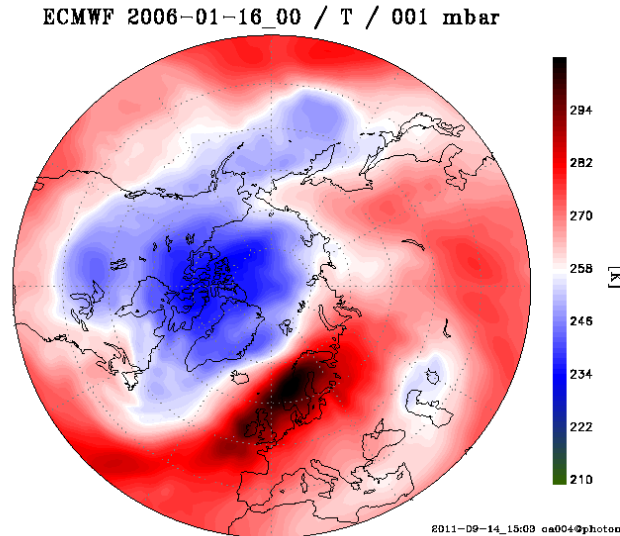


Abbildung 4.9.: Temperatur auf der 1 hPa-Druckfläche am 16.01.2006 über der Nordhalbkugel

lich besser erforscht ist, als die Entstehung von Wellen, soll hier zunächst nur auf die Filterung eingegangen werden. Bei dieser Herangehensweise suggeriert die Beobachtung, dass während der stratosphärischen Erwärmung im Januar 2006 eine verstärkte Filterung von Schwerewellen stattfindet. Prinzipiell liegt die Annahme verstärkter Filterung zumindest für SSW-Ereignisse nahe, da aufgrund der Windumkehr die Möglichkeit für Filterung zunimmt. Ostwärts laufende Wellen werden teilweise schon in unteren Schichten am dort vorherrschenden Westwind gefiltert, bei Windumkehr in der Stratosphäre können dann zusätzlich westwärts laufende Wellen gefiltert werden. Trotzdem muss immer berücksichtigt werden, dass nicht nur die Filterung sondern auch das Generieren von Schwerewellen, welches hauptsächlich in der Troposphäre geschieht, eine mögliche Ursache für Unterschiede der Wellenaktivität darstellen kann.

Schwerewellenaktivität während SSW

Die Betrachtung des Januars 2006 aus dem vorherigen Abschnitt lässt vermuten, dass während stratosphärischer Erwärmungen grundsätzlich eine verstärkte Filterung von Wellen einsetzt. Um diesen Sachverhalt genauer zu betrachten, sind in Abb. 4.12 die Fluktuationen aller Messungen, welche zeitlich innerhalb einer SSW auf der Nordhemisphäre liegen (orange) denen, welche keiner SSW zugeordnet werden können (grau), gegenübergestellt. Die Entsprechende Zuordnung ist im Anhang A zu sehen. Die Festlegung über Auftreten und Dauer eines SSW-Ereignisses wurde anhand der Daten der

4. Messungen

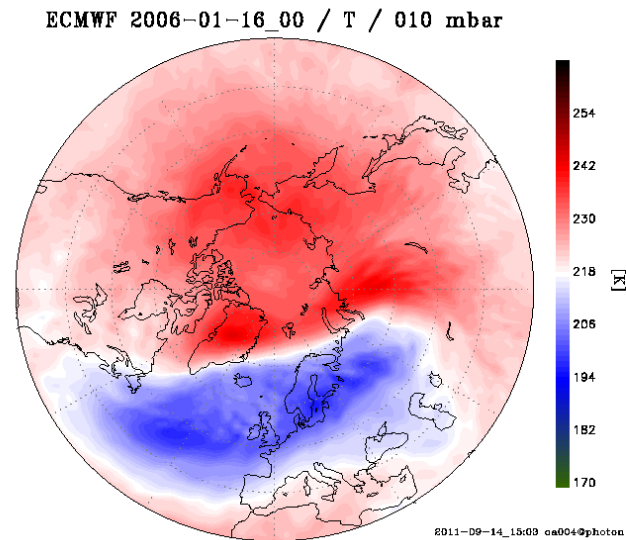


Abbildung 4.10.: Temperatur auf der 10 hPa-Druckfläche am 16.01.2006 über der Nordhalbkugel

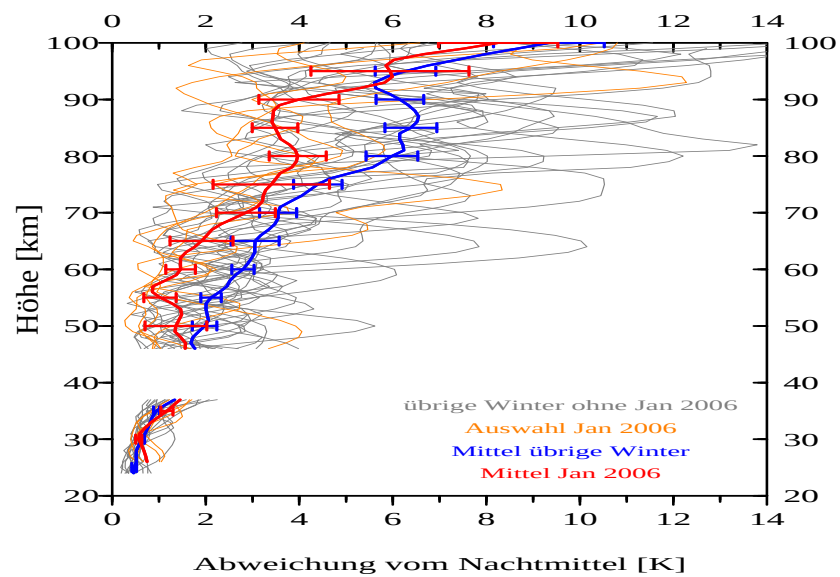


Abbildung 4.11.: Mittlere Fluktuationen im Vergleich. Die Fehlerbalken stellen den mittleren Fehler des Mittelwertes dar. Die Auswahl des Januars 2006 setzt sich zusammen aus folgenden Nachtmessungen: 9./10./15./16./23. Januar. Die übrigen Winter sind Messungen aus den Monaten November, Dezember und Januar von 2002 bis 2006 ohne den Januar 2006. Glättung mit Hanning-Filter über 5 km.

FU Berlin getroffen.

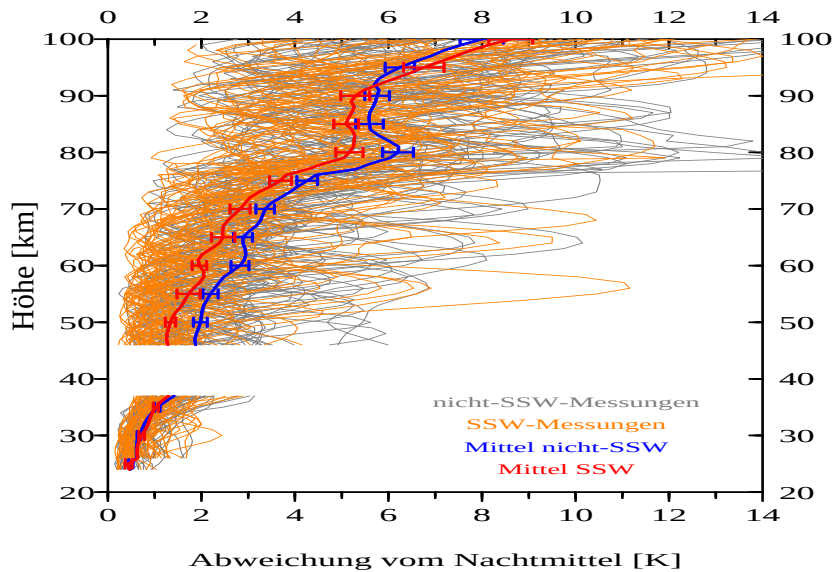


Abbildung 4.12.: Vergleich der Temperaturfluktuationen aus Messnächten während einer SSW (orange/rot) und allen anderen Messnächten (grau/blau).

Die Fluktuationen zeichnen sich durch eine sehr große Variabilität aus. Es ist aber in den Mittelwerten auch ein klarer Unterschied der Fluktuationen zwischen beiden Gruppen zu erkennen. Die Messungen während SSW-Auftretens haben im Mittel zwischen ca. 45 km und 80 km durchgehend geringere Fluktuationen, etwa 0,5 bis 1,5 K. Zur besseren Veranschaulichung ist in Abb. 4.13 das Verhältnis der beiden Fluktuationskurven dargestellt. In dieser Abbildung ist die relative Differenz der Fluktuationen gut zu sehen. Das Maximum liegt bei knapp 50 km Höhe. Von ca. 45 km bis ungefähr 70 km beträgt das Verhältnis zwischen 1,25 und 1,5. Die Interpretation folgt im nächsten Kapitel.

Schwerewellenaktivität während STE

Um nun auch den Einfluss lokaler Erwärmungen zu untersuchen, wird die gleiche Prozedur für STE-Ereignisse durchgeführt. Es wird unterschieden zwischen STE-Messungen und nicht-STE-Messungen, unabhängig von globalen SSW-Ereignissen. In die STE-Gruppe fließen 32 Nächte ein, in die nicht-STE-Gruppe 86. Die rote (STE) und blaue (nicht-STE) Kurve zeigen den Mittelwert der Fluktuationen. Offensichtlich gibt es kaum einen Unterschied in den mittleren Fluktuationen. Lediglich bei 50 km zeigen die STE-Messungen geringfügig höhere Fluktuationen.

4. Messungen

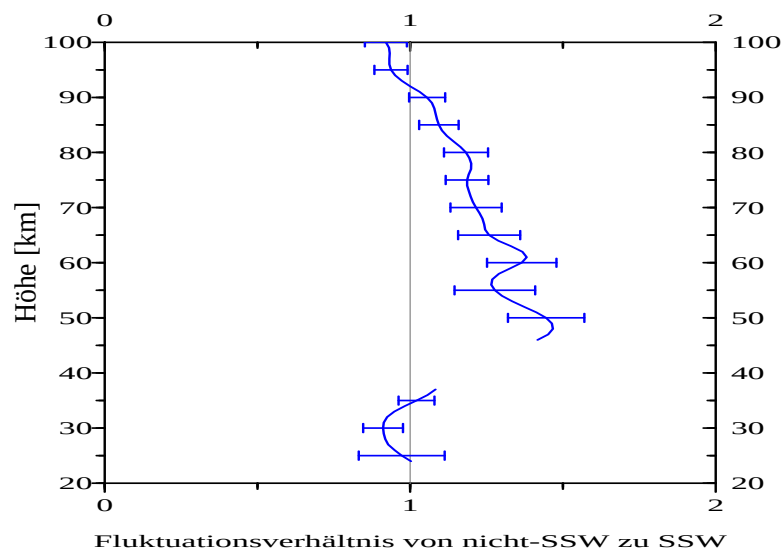


Abbildung 4.13.: Verhältnis der Fluktuationen von nicht-SSW-Messungen und SSW-Messungen.

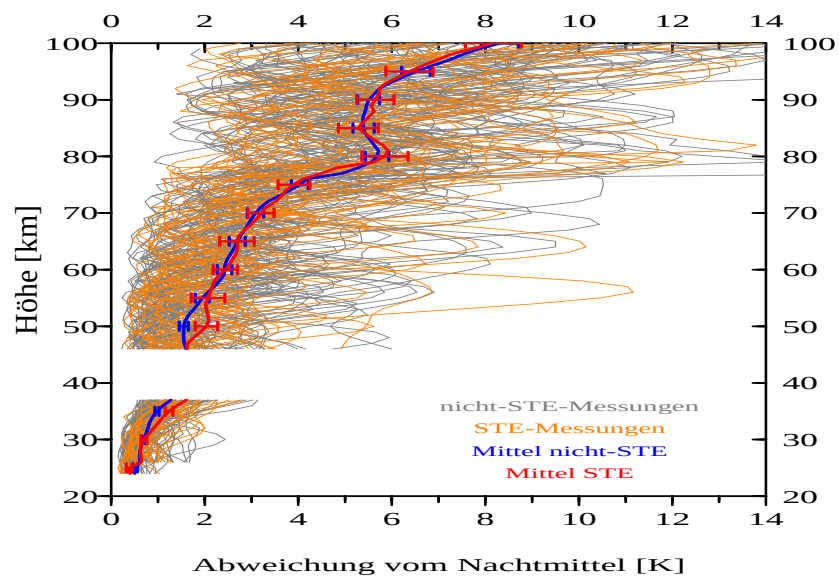


Abbildung 4.14.: Vergleich der Temperaturfluktuationen zwischen STE-Messungen und nicht-STE-Messungen.

Da diese Unterteilung anhand der gemessenen Stratopausentemperaturen allein keine wesentlichen Fluktuationsunterschiede erkennen lässt und somit keinen Zusammenhang zwischen der erhöhten Stratopausentemperatur und der Wellenaktivität zeigt, ist der letzte Schritt, die Situation unter dynamischen Gesichtspunkten zu betrachten. Natürlich stellt eine stark erwärmte Stratopause ein eine lokale Anomalität des Zustandes der Atmosphäre dar; dennoch lässt dies allein keine Aussage über dynamische Prozesse zu, welche jedoch wesentlich für die Wellenaktivität sind. Aus diesem Grunde wird im nächsten Schritt für die Untersuchung der Fluktuationen nicht mehr die Temperaturanomalie (in Form von STE-Messungen) als Kriterium benutzt, sondern es wird die potentielle Vortizität (PV) herangezogen.

Schwerewellenaktivität bei erhöhter potentieller Vortizität (PV)

Die potentielle Vortizität, oder auch potentielle Wirbelstärke ist eine Größe, welche sich gut eignet, um den dynamischen Zustand der Atmosphäre zu beurteilen. Sie ist folgendermaßen definiert:

$$\zeta_{pot} = \frac{\zeta_{abs}}{\rho} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (4.3)$$

mit der absoluten Vortizität ζ_{abs} , der Dichte ρ und der potentiellen Temperatur θ . Im Folgenden wird weiterhin die Wellenaktivität untersucht, jedoch nicht, wie im vorherigen Abschnitt anhand der Stratopausentemperatur selektiert, sondern anhand der PV. Dieses Vorgehen hat den Vorteil, dass dadurch der Dynamik der Atmosphäre stärker Rechnung getragen wird. Außerdem stellt die Wirbelstärke einerseits eine lokale Größe dar, beinhaltet andererseits aber auch Informationen über die Lage des Messortes relativ zum Polarwirbel, was einen besseren Zusammenhang mit SSW-Fällen bedeuten könnte. So gibt sie grob an, wie der Messort relativ zum Polarwirbel liegt. Da Kühlungsborn im gewöhnlichen Winterzustand knapp außerhalb oder im Randbereich des Wirbels liegt, bedeutet ein hoher PV-Wert, dass sich der Wirbel so verformt oder verschoben hat, dass Kühlungsborn weiter im inneren Bereich des Wirbels liegt. Bei einer solchen Verschiebung ist, wie bereits beschrieben, häufig das Kriterium für eine SSW erfüllt und man würde somit bei großen PV-Werten eine veränderte Wellenaktivität erwarten. In Abb. 4.15 werden die Fluktuationen aller Messnächte mit großer PV mit denen mit kleiner PV verglichen. Dazu wurden zunächst für alle 118 Messnächte die PV-Werte aus ECMWF-Daten für die Koordinaten Kühlungsborns auf der 475 K-Isentropen bestimmt und nach Ereignissen mit einer $PV > 36 \text{ PVU}$ und einer $PV \leq 36 \text{ PVU}$ eingeteilt. Die Festlegung auf 475 Kelvin erfolgte, da dieses Kriterium schon in anderen Veröffentlichun-

4. Messungen

gen genutzt wurde und weil auf diesem Niveau der PV-Wert von 36 PVU als Schwelle sich bereits durch Erfahrung als guter Grenzwert gezeigt hat, um zwischen „innerhalb“ und „außerhalb“ des Wirbels zu unterscheiden. Gezeigt sind in der Abbildung wieder die Fluktuationen der einzelnen Messnächte sowie deren Mittelwerte.

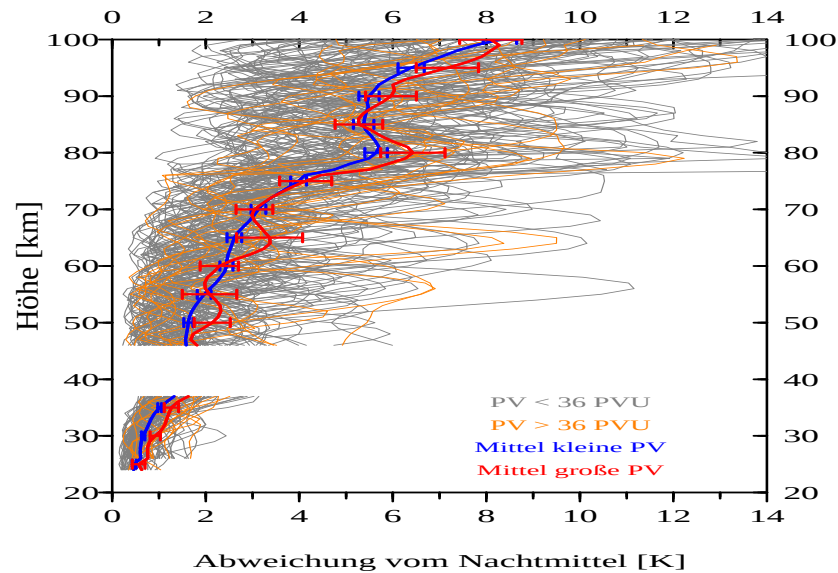


Abbildung 4.15.: Die Grafik zeigt den Vergleich der Temperaturfluktuationen aus Messnächten mit einer $PV > 36$ (rote Linie) und denen mit einer $PV < 36$ (blaue Linie). Die PV-Werte stammen aus ECMWF-Daten und beziehen sich auf die Isentrope von 475 K sowie die Koordinaten 54°N , 12°O (Kühlungsborn).

Wie zu sehen ist, gibt es auch hier keinen signifikanten Unterschied zwischen den beiden Kurven. Zwar gleichen sich die beiden Mittelwert-Profile etwas weniger als bei der Unterteilung nach STE, allerdings kommt die größere Schwankung in der mittleren Fluktuation der Messungen bei großer PV (rote Kurve) schon allein dadurch zustande, dass in diese nur 13 Nächte eingehen.

5. Auswertung und Diskussion

In diesem Abschnitt wird nach möglichen Erklärungen für die Beobachtungen gesucht und mit Resultaten anderer Veröffentlichungen verglichen.

5.1. Stratosphärische Erwärmungen

Bevor im nächsten Abschnitt eine Analyse der Wellenaktivität aus den Messungen erfolgt, wird zunächst auf grundlegende Aspekte der STE-Messungen eingegangen und der Zusammenhang zwischen STE und SSW untersucht. Wie bereits beschrieben, ist im Jahresgang (Abb. 4.1) die erwärmte Winter-Stratopause als Besonderheit herauszuheben. Da diese Erwärmungen den Winterzustand stark prägen, wird die Frage aufgeworfen, ob das Vorgehen, STE-Messungen durch Abweichung vom „Winternormalzustand“ zu bestimmen, wirklich gerechtfertigt ist. Dazu ist zu sagen, dass einerseits durch die harmonische Analyse der große Einfluss dieser Erwärmungen auf den „Normalzustand“ schon stark reduziert wird. Andererseits ist der Resteffekt unproblematisch, da durch die Definition, nach welcher STE ausgewählt werden, alle gefundenen STE definitiv durch ihre hohe Stratopausentemperatur herausragen. Es kann lediglich sein, dass bei einem kälteren „Winternormalzustand“ ein paar mehr Messungen als STE gewertet würden. Insofern handelt es sich höchstens um eine Verschärfung des Kriteriums. Natürlich muss in diesem Zusammenhang auch die Frage aufgeworfen werden, ob vielleicht die Grundmenge der Messungen schon einer Beeinflussung unterliegen. Es besteht zumindest die Möglichkeit, dass durch vertikale Kopplung gerade bei bestimmten Vorgängen in höheren Schichten, wie STE oder SSW, das Wetter in Bodennähe bevorzugt eine Messung zulässt, was dazu führen würde, dass systematisch bei ähnlichen Voraussetzungen gemessen werden würde. Da jedoch in dieser Hinsicht nichts Konkretes bekannt ist, wird hier davon ausgegangen, dass dies nicht der Fall ist. Trotzdem wäre eine Untersuchung dieses Aspekts für weitere Analysen empfehlenswert.

Zusammenhang zwischen STE und SSW

Zunächst stellt sich hier die Frage, welcher Zusammenhang zwischen STE und SSW besteht. Ein grundsätzlicher Zusammenhang ist unumstritten, da oft genug STE während SSW gemessen wurden, so z.B. von *von Zahn et al.* (1998). Die Zahlen im vorherigen Kapitel zeigen aber, dass dieser Zusammenhang nicht so klar ist, wie zunächst angenommen. Ein kurzer Vergleich mit Messungen auf Andøya (69°N, 16°O) ergibt, dass auch dort keine deutliche Korrelation zutage tritt. Bei *Schöch* (2007) ist gezeigt, dass von 44 STE-Messungen¹ am ALOMAR² zwischen 1997 und 2005 nur 3 in ein Major-Warming fallen. Bei Durchsicht aktuellerer Daten aus Lidarmessungen am ALOMAR können von 62 STE-Messungen zwischen 2000 und 2012 ca. 20 einem SSW-Ereignis zeitlich direkt zugeordnet werden, wobei Minor- und Major-Warmings berücksichtigt sind. Mit dem Zusammenhang von STE und SSW haben sich auch *Meriwether and Gerrard* (2004) beschäftigt. Sie kommen zu dem Schluss, dass STE häufig von SSW-Ereignissen gefolgt werden, jedoch nicht zwangsläufig. Demnach sei bei stärkerer Ausprägung einer STE auch die Wahrscheinlichkeit für ein Major-Warming größer.

Eine gute Veranschaulichung der Problematik bietet die Betrachtung des Polarwirbels. Eine SSW beruht per Definition auf einer Verschiebung oder Verformung des Wirbels. Doch abhängig von der Art der Verformung und der Richtung der Verschiebung kann dies am Messort Kühlungsborn sehr unterschiedliche Auswirkungen haben. Somit wäre zumindest zu erklären, warum nicht jede SSW zu einer STE über Kühlungsborn führt. In Abb. 4.9 war zu sehen, dass sich ein SSW-Ereignis lokal sehr verschieden auswirken kann. In dem Beispiel kam es in 1 hPa Höhe zu starken Erwärmungen über Nordeuropa, wohingegen über Kanada die Luft in dieser Höhe kühl blieb. Auch für den umgekehrten Fall bietet diese Betrachtung eine mögliche Erklärung. Da Kühlungsborn im Normalzustand am Rand des Wirbels liegt, kann häufig gerade eine kleine Veränderung des Wirbels diesen Bereich wesentlich beeinflussen, da hier schon minimale Verschiebungen darüber entscheiden, ob ein Ort außerhalb des Wirbels, im Jet des Wirbelrandes oder im Wirbelinneren liegt. Diese Unterschiede haben erheblichen Einfluss auf die Dynamik und das Temperaturverhalten an dieser Position. Insofern können kleine Variationen des Wirbels, welche noch nicht ausreichen, um die SSW-Definition zu erfüllen, zur Messung einer STE führen. Zu diesem Aspekt wurden auch schon mehrere Untersuchungen angestellt, zum Beispiel von *Gerrard et al.* (2002).

¹In der Arbeit werden diese Messungen als *sudden stratospheric warming* bezeichnet und sind auch etwas anders definiert.

²*Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research* auf Andøya in Norwegen

5.2. Wellenaktivität aus den Messungen

In diesem Abschnitt soll nun auf die gemessene Schwerewellenaktivität und die unterschiedlichen Auswahlkriterien eingegangen werden. Zunächst werden mögliche Erklärungen für die gemessene Wellenaktivität bei SSW, STE und großer PV gegeben. Anschließend wird für die zwei erstgenannten Fälle eine Korrektur der beobachteten Fluktuationen mit der Hintergrundtemperatur durchgeführt, da unterschiedliche Fluktuationen nicht zwangsläufig auf die Wellenaktivität zurückzuführen sind, sondern allein durch Unterschiede im Temperaturhintergrund bewirkt werden können. Im letzten Abschnitt dient eine einfache Transmissionsrechnung, welche die Filterung der Wellen aufgrund des Hintergrundwindes simuliert, zum Vergleich mit den Messungen.

5.2.1. Unterschiede zwischen STE und SSW

Deutlichstes Resultat der Messungen ist, dass in den Temperaturfluktuationen bei einer Unterteilung der Gesamtmenge in SSW- und nicht-SSW-Fälle eine klare Reduktion der Wellenaktivität während SSW-Auftretens zu sehen ist. Bei einer Betrachtung der STE- und nicht-STE-Fälle hingegen sind keine Unterschiede zu sehen. Dies ist ein Indiz dafür, dass Schwerewellen bei ihrer Ausbreitung eher dem Einfluss großräumiger Phänomene unterworfen sind als lokalen Einflüssen. Wenn die Filterung als einer der Hauptgründe für unterschiedliche Aktivität von Wellen angesehen wird, so werden offensichtlich die Wellen unter SSW-Bedingungen stärker gefiltert. Diese verstärkte Filterung ist mit der Windumkehr zu erklären, welche im zonalen Mittel auftritt. Dass dies auch lokal sichtbar wird, zeigt Abb. 5.1. Zu sehen sind Zonalwind-Profile aus ECMWF-Daten für die untersuchten Messnächte, wieder untergliedert in Messungen während SSW und alle übrigen. Ab ca. 30 km nimmt die Dichte der SSW-Profile bei kleinen Windgeschwindigkeiten zu. Dies ist auch im Mittelwert zu sehen, welcher langsamer anwächst, als bei den nicht-SSW-Profilen. In den einzelnen Profilen ist zu sehen, dass an vielen SSW-Tagen die Windgeschwindigkeit bei 40 bis 60 km wieder geringer wird und sogar Geschwindigkeiten nahe Null erreicht werden. In Einzelfällen dreht der Wind sogar auf Ostwind. Für die STE-Unterscheidung zeigt sich ein völlig anderes Bild, wie in Abb. 5.2 zu sehen ist. Hier zeichnen sich die STE-Profile eher durch besonders große Windgeschwindigkeiten im Bereich 40 bis 50 km aus, was jedoch für die Filterung der Wellen eine geringere Bedeutung haben dürfte, da so große Phasengeschwindigkeiten ohnehin als unwahrscheinlich angenommen werden können. Natürlich spielen bei der Filterung der Wellen auch die Meridionalwinde eine Rolle, doch wir gehen zunächst davon aus, dass die Zonalkom-

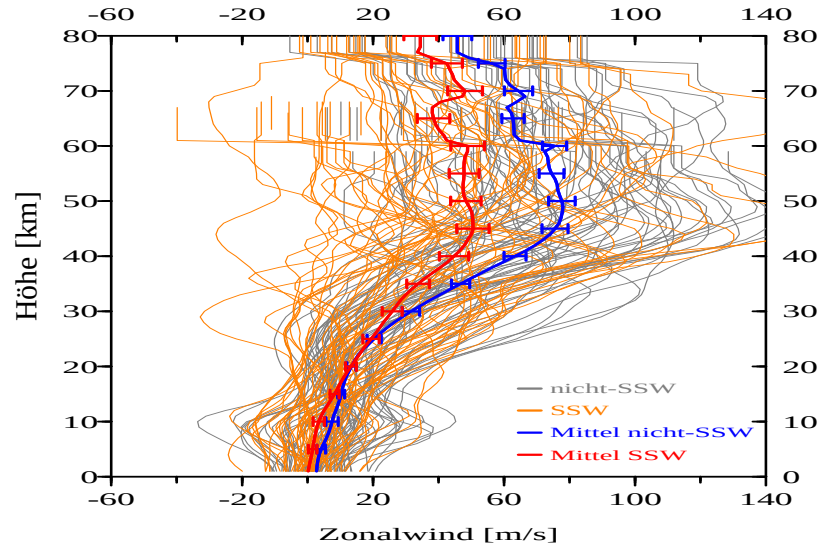


Abbildung 5.1.: Zonalwind für die Kühlungsborner Koordinaten aus ECMWF-Daten, unterteilt nach SSW- und nicht-SSW-Fällen

ponenten überwiegen. Eine weitere Betrachtung der Filterung bezüglich lokaler Winde folgt im Abschnitt 5.4.

Eine andere Möglichkeit für die unterschiedliche Wellenaktivität liegt darin, dass die Quellen für Schwerewellen sich ganz unterschiedlich verhalten. Da jedoch die genaue Entstehung von Schwerewellen und deren jeweiliges Spektrum bisher nicht im Detail geklärt ist, soll dieser Aspekt hier lediglich als eine mögliche Erklärung erwähnt sein, ohne weiter darauf einzugehen. Ein weiterer Punkt ist der Einfluss des Hintergrund-Temperaturprofils auf die Schwerewellenamplituden. Auf diese Thematik wird in Abschnitt 5.3 eingegangen.

5.2.2. PV-Unterteilung

Nun wird die Einteilung der Messungen anhand der PV-Werte besprochen. Das Resultat, dass bei einer Unterteilung in Messungen mit großer PV und kleiner PV kein signifikanter Unterschied zu sehen ist, ist zunächst unerwartet, da die unterschiedliche Dynamik ein unterschiedliches Verhalten der Wellen vermuten lässt. Verantwortlich dafür kann die Auswahl der 475-Kelvin-Isentropen sein, auf welcher der PV-Wert gewählt wurde. Zwar ist die Festlegung auf Isentropenflächen sinnvoll, da auf diesen die potentielle Vortizität

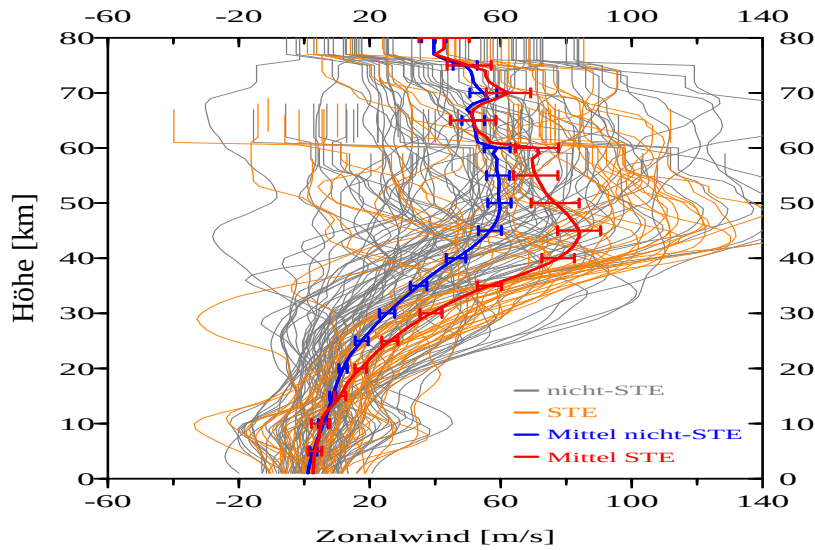


Abbildung 5.2.: Zonalwind für die Kühlungsborner Koordinaten aus ECMWF-Daten, unterteilt nach STE- und nicht-STE-Fällen

eine Erhaltungsgröße ist und auch die Auswahl auf 475 Kelvin hatte ihren Grund, da auf diesem Niveau die Wirbelstärke einen starken Gradienten aufweist und der Wirbel dadurch relativ klar abgegrenzt ist. Dennoch entspricht diese Höhe von ca. 15 bis 20 km weder der im Fall der STE betrachteten Stratopausenhöhe zwischen 45 und 50 km noch dem bei SSW-Ereignissen betrachteten 10 hPa-Niveau, welches bei ca. 30 km liegt. Unter der Annahme, dass der Wirbel gerade im Raum steht, könnte zwar erwartet werden, dass ein Ort, welcher in einer Höhe innerhalb des Wirbels liegt, dies auch in einer anderen Höhe tut, das entspricht jedoch nicht der Wirklichkeit. Tatsächlich liegt der Wirbel häufig schräg oder sogar gedreht im Raum. Wenn nun auf der 475-Kelvin-Isentropen eine Daten-Unterteilung nach großer und kleiner PV getroffen wird, kann die Atmosphäre in einer anderen Höhe an diesen Tagen völlig anderen Situationen unterliegen. Insofern verwundert es auch nicht, dass es zum Beispiel keine klare Übereinstimmung zwischen Messtagen mit hoher PV und STE-Messungen gibt.

5.3. Berücksichtigung des Hintergrund-Temperaturprofils

Wie bereits erwähnt, entstehen Unterschiede in den Temperaturfluktuationen schon aufgrund eines unterschiedlichen Hintergrund-Temperaturprofils. Bei *Eckermann* (1995) wurde diesbezüglich aus der Polarisationsrelation folgender Zusammenhang hergeleitet:

$$T'(z) \propto T_0(z) \cdot N(z)^{\frac{2}{3}} \cdot \exp\left(\int \frac{dz}{H_\rho(z)}\right) \quad (5.1)$$

T' steht für die Temperaturfluktuation, T_0 ist die Hintergrundtemperatur, N die Brunt-Väisälä-Frequenz und H_ρ die Dichteskalenhöhe. Sowohl die Brunt-Väisälä-Frequenz als auch die Dichteskalenhöhe können in ihrer Berechnung auf die Temperatur zurückgeführt werden, sodass ausschließlich aus dem gemessenen Temperaturprofil ohne Hinzunahme von assimilierten Datensätzen ein relatives Profil für die theoretisch erwartete Fluktuation berechnet werden kann. Bei *Rauthe et al.* (2006) wurde diese Rechnung bereits für den Vergleich von Sommer- und Winterfluktuationen durchgeführt. In Abb. 5.3 ist nun das Ergebnis der Rechnung als Verhältnis der Fluktuationen aus Messungen während SSW und den übrigen Messungen gezeigt. Zum Vergleich ist auch das Verhältnis aus den direkten Messungen dargestellt. Die Verhältnis-Betrachtung bietet sich an, da die berechneten Fluktuationen aufgrund der Proportionalität in Gleichung 5.1 keine absolute sondern nur eine relative Aussage zulassen. Dargestellt sind als dicke Kurven das Verhältnis aus den berechneten Fluktuationen (rot) und das Verhältnis aus den Messungen (blau), sowie als dünne Kurven die Verhältnisse der einzelnen Terme für die Berechnung. So kann die Bedeutung dieser Terme für das Gesamtergebn besser nachvollzogen werden. Zunächst fällt auf, dass die Berechnung hier ein Verhältnis nahe Eins ergibt, wohingegen die Fluktuationsmessungen, wie schon in Abschnitt 4.3.2 gesehen, ein fast durchgehend positives Verhältnis zeigen, was in ca. 47 km Höhe sein Maximum von knapp 1,5 erreicht. Oberhalb von 40 km bis ungefähr 65 km ist die Diskrepanz zwischen Rechnung und Messung am Größten. Da laut der Rechnung hier kaum Unterschiede aufgrund der Hintergrundtemperatur vorliegen, ist das gemessene Verhältnis fast ausschließlich auf dynamische Prozesse zurückzuführen. Es kann also davon ausgegangen werden, dass im SSW-Fall aufgrund von Windumkehr stärkere Filterung von Wellen einsetzt. Diese Annahme passt auch gut zu der Beobachtung, dass gerade oberhalb von 30 km das Fluktuationsverhältnis der Messung stark ansteigt, denn auf diese Höhe ist die Definition einer SSW festgelegt und somit liegt gerade dort im Falle eines Major

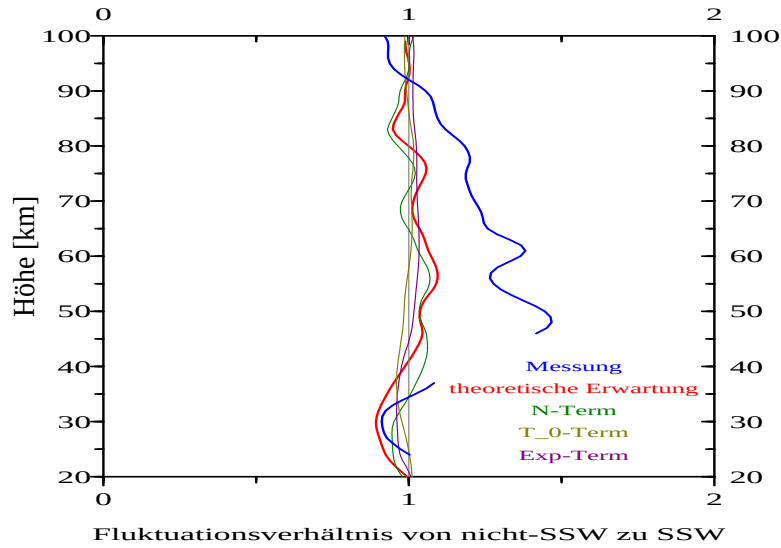


Abbildung 5.3.: Verhältnis der Fluktuationen aus nicht-SSW-Messungen und SSW-Messungen.

Warming Windumkehr im zonalen Mittel vor.

Das Gleiche wird nun auch für die STE-Unterteilung durchgeführt. In Abb. 5.4 ist das Resultat zu sehen. Hier zeigt die Berechnung der Fluktuationen für den Höhenbereich von 45 bis 75 km ein positives Verhältnis aus nicht-STE- und STE-Fällen, welches vor allem durch den *N*-Term bestimmt wird. Es ist klar, dass hier ein vom Betrag her größeres Verhältnis zu erwarten ist, als für die SSW-Unterscheidung, da die Aufteilung in nicht-STE und STE-Fälle ja gerade anhand der Temperatur stattfindet und somit die Temperaturprofile eindeutig voneinander abgegrenzt sind. Die Messung hingegen ergibt kaum einen Unterschied. Es ist noch einmal deutlich zu sehen, dass das Verhältnis aus den Messungen tatsächlich oberhalb von ca. 57 km annähernd Eins ist. Darunter, bei 50 km ist es sogar negativ (vgl. mit Abb. 4.14). Der Vergleich aus Rechnung und Messung zeigt, dass die Dynamik das Fluktuationsverhältnis aus nicht-STE- und STE-Fällen, welches aufgrund der Hintergrundtemperatur zu erwarten ist, verringert bzw. sogar umkehrt. Somit muss angenommen werden, dass im nicht-STE-Fall dynamisch bedingt weniger Wellenaktivität stattfindet, als im STE-Fall. Ob dies auf verstärkte Filterung oder veränderte Bedingungen für die Quellen von Schwerewellen zurückzuführen ist, kann an dieser Stelle nicht beantwortet werden, da gerade die Bedingungen für das Generieren von Schwerewellen noch nicht ausreichend verstanden sind. So werden nicht

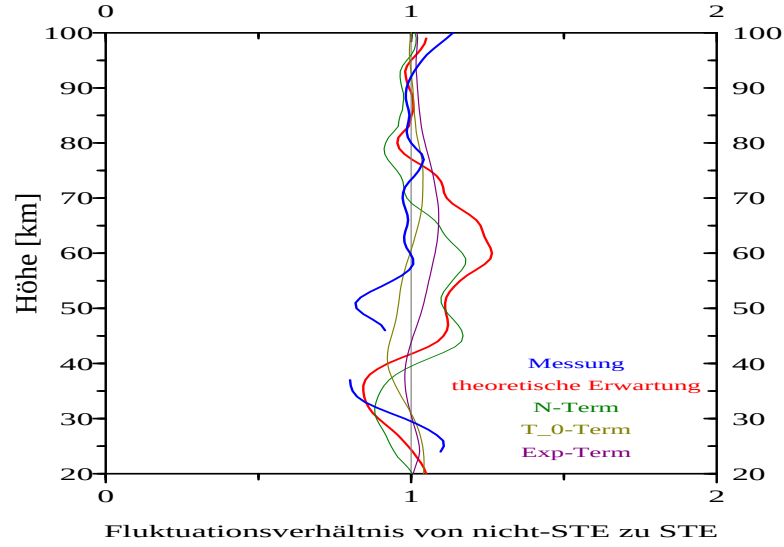


Abbildung 5.4.: Verhältnis der Fluktuationen aus nicht-STE-Messungen und STE-Messungen.

nur in der Troposphäre Schwerewellen angeregt, wie es häufig vereinfacht angenommen wird, sondern auch innerhalb der Stratosphäre, wie zum Beispiel *Gerrard et al.* (2012) zeigen konnte.

5.4. Transmissionsrechnung

Abschließend wird nun noch auf eine Transmissionsrechnung eingegangen, welche als Vergleichsmöglichkeit für die Messungen durchgeführt wurde. Diese Rechnung stellt ein sehr vereinfachtes Modell dar, welches die Filterung von Wellen unter Einfluss vorgegebener Winde simuliert. Ziel ist es, eine solche Rechnung unter Annahme einer Verteilung von Wellen mit verschiedenen Phasengeschwindigkeiten und unter Berücksichtigung der „realen“ Winde (hierfür werden wiederum die Winde aus dem ECMWF-Datensatz verwendet) durchzuführen und die Resultate mit den Messungen der Wellenaktivität zu vergleichen. Aus der Dispersionsrelation der Wellen ergibt sich, wie bereits zuvor beschrieben, dass Wellen im Fall $u = c$ gefiltert werden. Die vertikale Ausbreitung kann nur erfolgen, wenn die Wellen entweder eine dem Grundstrom entgegengesetzte Phasengeschwindigkeit haben, oder in gleicher Richtung eine Phasengeschwindigkeit, welche größer als die Windgeschwindigkeit ist. Für $c \leq u$ kann somit keine Ausbreitung erfol-

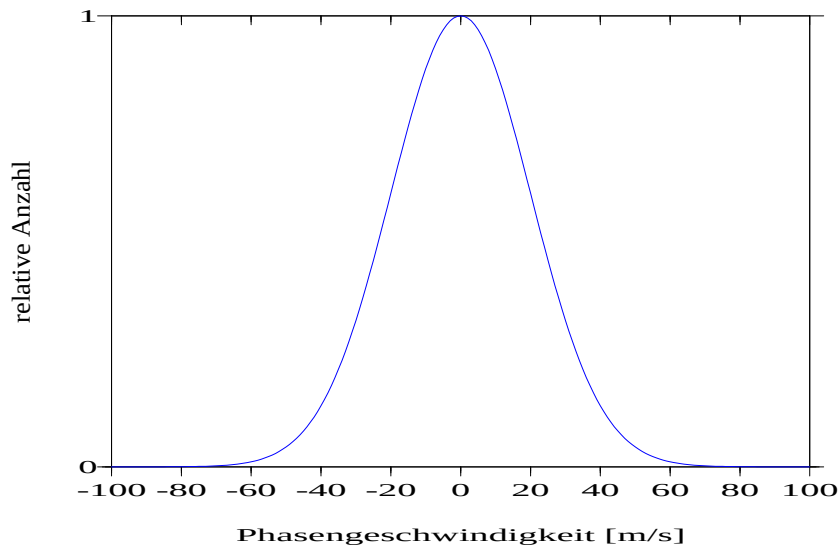


Abbildung 5.5.: Das gezeigte Spektrum zeigt die angenommene Verteilung der Phasengeschwindigkeiten in jeder Richtung.

gen. Da über die Quellen der Schwerewellen keine gesicherten Angaben gemacht werden können und somit nicht bekannt ist, was für Wellen entstehen, wird angenommen, dass sich die Wellen in alle Richtungen gleichermaßen ausbreiten. Dementsprechend wird die Rechnung winkelabhängig durchgeführt. Dabei wird die Projektion des Windvektors auf den Phasenvektor der Welle benutzt, um anhand dieser die Filterung zu simulieren. Das angenommene Wellenspektrum in Abb. 5.5 ist mit der Normalverteilung $e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x}{20}\right)^2}$ beschrieben und wird bei 10 km Höhe eingesetzt. Von dort breiten sich die Wellen vertikal nach oben aus und werden nach jedem Kilometerschritt jeder Richtung (360 Richtungen in 1-Grad-Schritten) anhand der Projektion des in dieser Höhe vorliegenden Windvektors gefiltert. In Abb. 5.6 ist für die SSW-Unterteilung zu sehen, wie viel Prozent des eingesetzten Wellenspektrums in jeder Höhe noch übrig sind. Offensichtlich gibt es in der Filterung kaum einen Unterschied zwischen den SSW- und den nicht-SSW-Fällen, was einen gewissen Widerspruch zu Abschnitt 5.3 darstellt, in welchem ein Unterschied in der Dynamik zwischen nicht-SSW- und SSW-Messtagen zu sehen war. Allerdings ist zu beachten, dass für die Transmissionsrechnung die lokalen Winde herangezogen wurden, wohingegen die beobachteten Fluktuationsunterschiede zwischen SSW- und nicht-SSW-

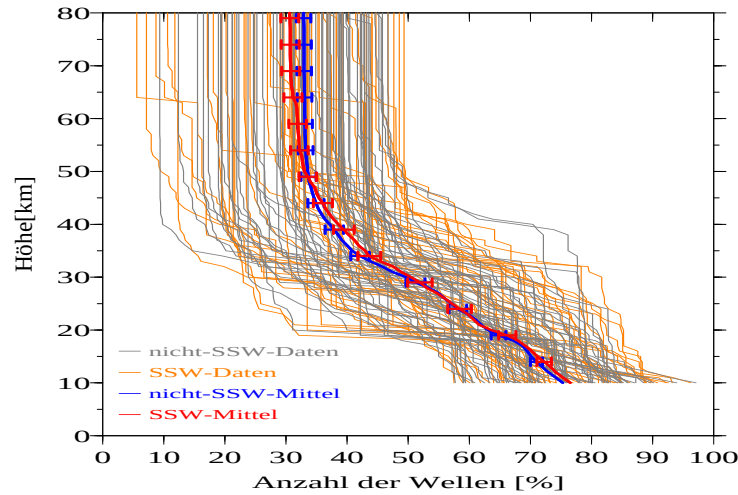


Abbildung 5.6.: Transmissionsrechnung für die SSW-Unterteilung

Messungen eher auf großskaligen dynamischen Prozessen zu beruhen scheinen.

In Abb. 5.7 ist nun das Resultat der Transmissionsrechnung für die STE-Unterscheidung gezeigt. Da aufgrund der unterschiedlichen Windverhältnisse in 10 km Höhe schon beim Einsetzen des Wellenspektrums Unterschiede entstehen, sind in Abb. 5.8 noch einmal die Mittelwerte gezeigt, hier aber mit einem auf 100 Prozent normierten Startwert. Dadurch ist der unterschiedliche Verlauf in der Filterung besser zu erkennen. Von 25 bis 32 km findet eine geringfügig stärkere Filterung in den STE-Fällen statt, ab 32 km lässt diese Filterung rapide nach, während in den nicht-STE-Fällen die Filterung bis ca. 45 km weitergeht. Dies geht zumindest mit der Erkenntnis aus Abschnitt 5.3 einher, wonach oberhalb von 35 km nicht-STE-Fälle tendentiell stärkerer Filterung unterliegen, als STE-Fälle.

Grundsätzlich ist die Transmissionrechnung mit Vorsicht zu behandeln. Zum einen handelt es sich, wie schon erwähnt, um eine sehr vereinfachte Betrachtung. Der Prozess der Filterung an sich mag ausreichend gut verstanden sein, doch schon die Auswahl der eingesetzten Wellen unter Annahme von Gauss-verteilten Phasengeschwindigkeiten ist eher spekulativ. Zum anderen geht diese Rechnung davon aus, dass die Wellen bei rein vertikaler Ausbreitung nur vor Ort gefiltert werden. Da sich aber schon gezeigt hat, dass diese Annahme nicht stimmt und die großräumige horizontale Ausbreitung der

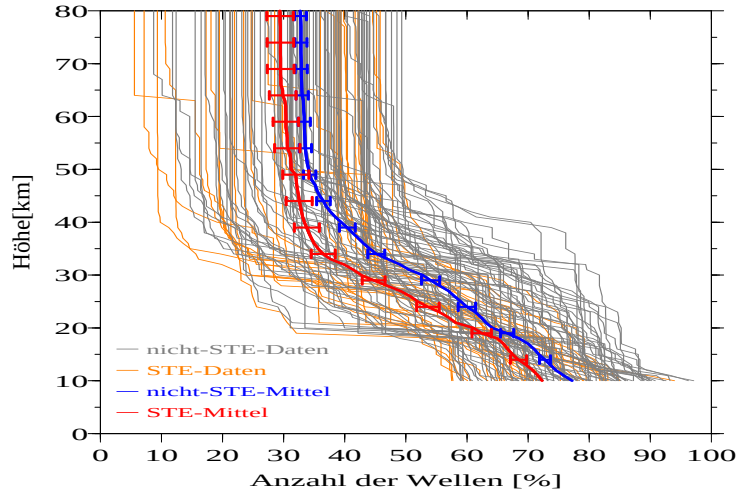


Abbildung 5.7.: Transmissionsrechnung für die STE-Unterteilung

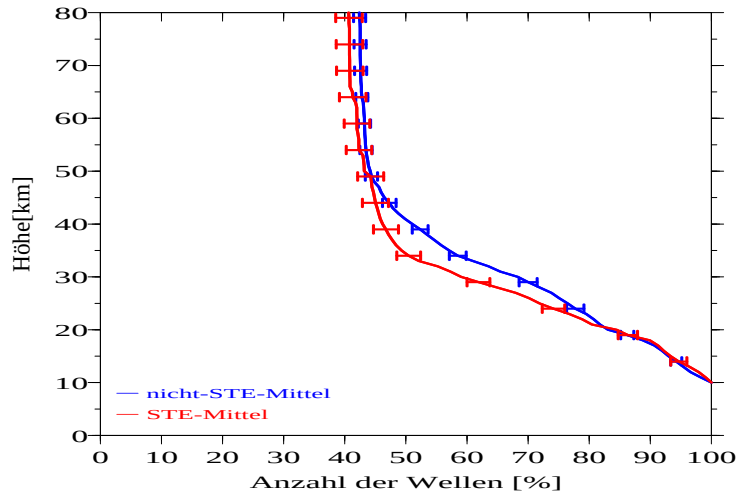


Abbildung 5.8.: Transmissionsrechnung für STE-Unterteilung mit Normierung auf 100% in 10 km Höhe

5. Auswertung und Diskussion

Wellen berücksichtigt werden muss, ist es nicht verwunderlich, dass diese Rechnung nicht oder nur teilweise mit den vorher gezeigten Ergebnissen übereinstimmt. Für präzisere Modelle müsste die horizontale Ausbreitung der Wellen berücksichtigt werden, wie zum Beispiel im Ray-Tracing-Modell, welches *Preusse et al.* (2009) beschreiben. Doch eine solche Herangehensweise war aufgrund der deutlich erhöhten Komplexität im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich.

6. Zusammenfassung

Abschließend sollen nun die wesentlichen Resultate der Arbeit zusammengefasst und die offengebliebenen bzw. neu aufgeworfenen Fragen genannt werden. Außerdem wird ein kurzer Ausblick gegeben, wie man im Weiteren vorgehen könnte, um auf diese Fragen Antworten zu finden.

6.1. Zusammenfassung der Ergebnisse

Ziel dieser Arbeit war es, den Zusammenhang zwischen stratosphärischen Erwärmungen und der Aktivität von Schwerewellen zu untersuchen, wobei im Wesentlichen der Frage nachgegangen wurde, welchen Einfluss die Erwärmungen auf die Wellenaktivität haben. Die erste wichtige Erkenntnis ist dabei, dass mit stratosphärischer Erwärmung sowohl ein globales Ereignis im zonalen Mittel wie auch eine lokale Erwärmung gemeint sein können, welche jedoch nicht zwangsläufig miteinander einhergehen. Deshalb sollte immer klar darauf geachtet werden, was genau mit dem Begriff der stratosphärischen Erwärmung im Einzelfall gemeint ist. Unabhängig davon zeigt sich, dass bei stratosphärischen Erwärmungen das Verhalten des Polarwirbels eine wesentliche Rolle spielt und dieser herangezogen werden kann, um auch lokale Phänomene im nordhemisphärischen Winter zu erklären.

Die Annahme, dass es bei Auftreten von stratosphärischen Erwärmungen zu einer Abnahme der Schwerewellenaktivität kommt, wurde zumindest für SSW-Ereignisse bestätigt. Bei diesen liegt für Kühlungsborn eine signifikant schwächere Wellenaktivität vor, wobei noch nicht gesagt werden kann, inwieweit diese Beobachtung neben der verstärkten Filterung der Wellen im SSW-Fall auch auf eine Veränderung der Quellen für Schwerewellen zurückzuführen ist. Für STE wurde zunächst keine veränderte Wellenaktivität beobachtet, erst nach einer Korrektur mit dem Hintergrundtemperaturprofil ergab sich eine leicht verstärkte Wellenaktivität bei STE-Messungen. Ob diese mit der stärkeren Wellenfilterung im nicht-STE-Zustand begründet werden kann, wie es die Transmissionsrechnung andeutet, kann an dieser Stelle nicht beantwortet werden. Dafür wäre

eine erweiterte Transmissionsrechnung erforderlich, welche Aspekte wie die horizontale Ausbreitung der Wellen mit einbezieht.

6.2. Offene Fragen und Ausblick

Trotz umfangreicher Untersuchungen bleiben aufgrund der Komplexität der Thematik einige Fragen ungeklärt. Schon der Zusammenhang zwischen STE und SSW bedarf weiterer Untersuchungen. Es wäre interessant, sich die lokalen Auswirkungen einer Verschiebung des Polarwirbels im Detail anzuschauen, um so für SSW-Ereignisse präzise vorhersagen zu können, an welchen Orten eine STE zu erwarten ist. Dazu wäre es gut, weitere Vergleiche mehrerer Messorte durchzuführen, wie bereits bei *Thurairajah et al.* (2010) geschehen. Dort wurden die Messdaten mehrerer Lidar-Stationen während SSW-Ereignissen unter Berücksichtigung der Lage des Polarwirbels verglichen. Weitere solcher Vergleiche mit noch mehr Messstationen könnten klare Zusammenhänge zwischen verschiedenen Arten von Wirbeldeformation und lokalen Erwärmungen offenbaren. Auch könnte so der zeitliche Zusammenhang zwischen STE und SSW noch genauer untersucht werden, um festzustellen, ob tatsächlich die STE als eine Art Vorbote für eine SSW angesehen werden kann, wie bei *Meriwether and Gerrard* (2004) angenommen.

Bezüglich der Wellenaktivität wäre es empfehlenswert, mit anderen Daten wie zum Beispiel Infrarotmessungen von Satelliten oder Radarwinden zu vergleichen, um so auch Informationen über horizontale Komponenten der Wellen zu erhalten. Trotzdem muss hier noch betont werden, dass das Lidar aufgrund seiner hohen zeitlichen und vertikalen Auflösung ein sehr gutes Instrument darstellt, um Schwerewellen lokal zu detektieren und zu untersuchen. Abschließend kann gesagt werden, dass sowohl beim Verhalten von Schwerewellen als auch bei stratosphärischen Erwärmungen noch längst nicht alle Aspekte bis ins Detail erklärt werden können, dass aber die bisherigen Untersuchungen schon zu einem weitreichenden Verständnis der dynamischen Prozesse geführt haben. Weitere Arbeiten auf diesem Gebiet werden die Kenntnis über Abläufe und Zusammenhänge in der Atmosphäre vertiefen.

A. Tabellen

Übersicht aller einbezogenen Lidar-Messungen mit Temperaturabweichung der Stratopausentemperatur vom Jahresgang (T-Dev) und Angaben zu STE und SSW-Auftreten.

Datum	T-Dev	STE	SSW	Datum	T-Dev	STE	SSW
06.11.02	-11.12			05.03.07	-0.50		x
07.11.02	13.82			12.03.07	-2.85		x
10.12.02	23.33	x		13.03.07	-1.09		x
11.12.02	14.86	x		14.03.07	-0.12		x
23.02.03	-0.72		x	25.03.07	-1.66		x
24.02.03	-6.19		x	26.03.07	-1.92		x
25.02.03	-5.04		x	27.03.07	-1.97		x
26.02.03	10.45		x	28.03.07	-2.33		x
27.02.03	13.68		x	03.11.07	1.90		
12.11.03	3.98			27.11.07	30.40	x	
13.11.03	0.21			02.12.07	20.19	x	
10.12.03	30.56	x		10.12.07	-12.26		
11.12.03	31.35	x		14.01.08	1.59		
19.12.03	27.15	x	x	23.01.08	26.54	x	x
27.01.04	11.65			11.02.08	-10.94		x
10.02.04	11.29			13.02.08	-18.96		x
12.02.04	7.72			15.02.08	-8.82		x
20.02.04	17.15	x		21.02.08	56.34	x	x
21.02.04	14.57	x		28.03.08	-3.37		
23.02.04	22.01	x		26.01.09	-10.83		x
24.02.04	9.01			13.02.09	-18.64		x
27.02.04	21.56	x		14.02.09	-12.41		x
05.03.04	-5.58			15.02.09	-9.09		x
06.03.04	0.66			09.03.09	-3.09		
31.03.04	-9.85			18.03.09	2.02		

A. Tabellen

Datum	T-Dev	STE	SSW	Datum	T-Dev	STE	SSW
12.11.04	-5.01			31.03.09	-1.73		
20.11.04	14.07	x		29.12.09	6.24		
11.12.04	-16.72			26.01.10	34.77	x	x
22.12.04	10.12			27.01.10	32.51	x	x
15.01.05	11.76			07.02.10	-6.13		x
17.01.05	-12.54			24.03.10	4.66		
23.01.05	-5.52			02.01.11	-7.25		
02.02.05	16.43	x	x	28.01.11	30.50	x	
07.02.05	4.84			29.01.11	-7.90		
08.02.05	9.06			27.02.11	-5.19		
09.02.05	6.98			07.03.11	-4.75		
08.03.05	3.41		x	08.03.11	-5.44		
09.03.05	6.32		x	09.03.11	-7.74		
15.03.05	28.26	x	x	23.03.11	-2.28		x
20.03.05	-0.49		x	25.03.11	10.90		x
22.03.05	7.13		x	29.03.11	19.19	x	x
29.03.05	-0.39		x	02.11.11	13.89		
31.03.05	-2.76		x	12.11.11	-11.98		
22.11.05	-3.47			13.11.11	7.70		
27.11.05	22.05	x		14.11.11	2.29		
13.12.05	-0.72			22.11.11	13.94		
09.01.06	22.71	x	x	30.11.11	24.72	x	
10.01.06	42.22	x	x	01.12.11	13.85		
15.01.06	20.87	x	x	14.01.12	12.22		x
16.01.06	24.57	x	x	15.01.12	30.14	x	x
17.01.06	13.96		x	24.01.12	-11.36		x
23.01.06	14.88	x	x	25.01.12	-13.41		x
24.01.06	3.81		x	26.01.12	-11.68		x
28.01.06	19.55	x	x	27.01.12	7.00		x
25.02.06	-11.53			31.01.12	-5.50		x
23.03.06	8.35			01.02.12	-3.90		x
24.03.06	8.18			16.02.12	16.48	x	
24.01.07	14.58	x		20.02.12	17.35	x	
08.02.07	9.15		x	25.02.12	10.21		

B. Weiteres

Zeitliche Entwicklung der Stratopausenhöhe während SSW-Ereignissen

In Abb. B.1 ist die Entwicklung der Stratopausenhöhe während SSW-Ereignissen zu sehen. Aus den vorhandenen 32 STE-Messungen in Kühlungsborn wurden alle ausgewählt, welche einen zeitlichen Bezug zu einer SSW haben. Das meint, dass sie entweder zeitlich innerhalb eines SSW-Ereignisses liegen oder höchstens 14 Tage vor Beginn der SSW. Die Stratopausenhöhen dieser Messungen sind gegen den zeitlichen Abstand vom Anfangstag der jeweiligen SSW dargestellt. Es ist eine klare Tendenz zu erkennen, welche das Phänomen eines Absinkens der Stratopause während stratosphärischer Erwärmungen bestätigt. Der Punkt bei 78 km entstammt einem besonders ungewöhnlichen Temperaturprofil und sollte hier ignoriert werden.

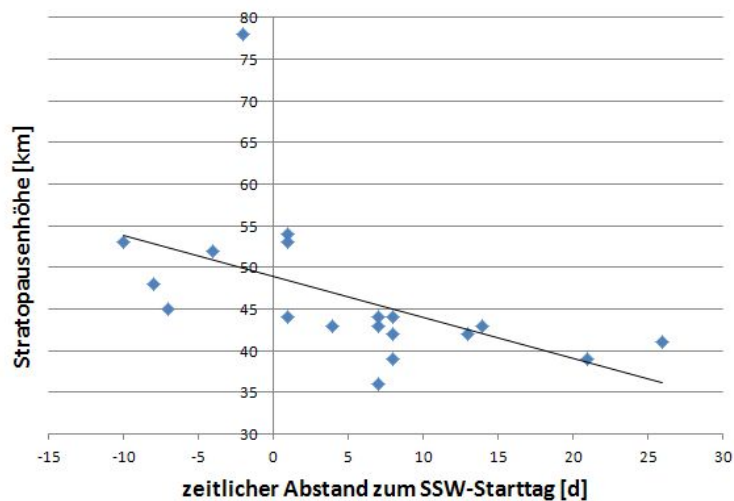


Abbildung B.1.: Zeitlicher Verlauf der Stratopausenhöhe in Kühlungsborn während SSW-Ereignissen

Literaturverzeichnis

- Alpers, M., R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, and J. Höffner, Temperature lidar measurements from 1 to 105 km altitude using resonance, Rayleigh, and rotational Raman scattering, *Atmos. Chem. Phys.*, *4*, 793–800, 2004.
- Coy, L., Mesospheric precursors to the major stratospheric sudden warming of 2009: Validation and dynamical attribution using a ground-to-edge-of-space data assimilation system, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *3*(11), doi:10.1029/2011MS000067, 2011.
- Duck, T. J., J. A. Whiteway, and A. I. Carswell, Lidar observations of gravity wave activity and Arctic stratospheric vortex core warming, *Geophys. Res. Lett.*, *25*(15), 2813–2816, doi:10.1029/98GL02113, 1998.
- Eckermann, S. D., On the observed morphology of gravity-wave and equatorial-wave variance in the stratosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1995.
- Eska, V., and J. Höffner, Observed linear and nonlinear K layer response, *Geophys. Res. Lett.*, *25*(15), 2933–2936, doi:10.1029/98GL02110, 1998.
- Etling, D., *Theoretische Meteorologie: eine Einführung*, 3., erw. und aktualisierte Aufl. ed., Springer, Berlin [u.a.], Dieter Etling, 2008.
- Fritts, D. C., and M. J. Alexander, Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere, *Rev. Geophys.*, *41*(1), 3/1–64, doi:10.1029/2001RG000106, 2003.
- FU Berlin, <http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/winterdiagnostics/index.html>, 2009.
- Gerding, M., J. Höffner, M. Rauthe, and F.-J. Lübken, Observations of noctilucent clouds and temperature structure from 1 - 105 km by co-located lidars at 54°N, in *Proceedings of the SPIE symposium "Lidar Technologies, Techniques, and Measurements for Atmospheric Remote Sensing II"*, vol. 6367, edited by U. Singh, SPIE, Bellingham, WA, doi:10.1117/12.689012, 2006.

- Gerding, M., J. Höffner, J. Lautenbach, M. Rauthe, and F.-J. Lübken, Seasonal variation of nocturnal temperatures between 1 and 105 km altitude at 54°N observed by Lidar, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 7465–7482, 2008.
- Gerrard, A., T. Kane, J. Thayer, T. Duck, J. Whiteway, and J. Fiedler, Synoptic scale study of the Arctic polar vortex’s influence on the middle atmosphere: 1, observations, *J. Geophys. Res.*, *107*(D16), doi:10.1029/2001JD000681, 2002.
- Gerrard, A. J., Y. Bhattacharya, and J. P. Thayer, Observations of in-situ generated gravity waves during a stratospheric temperature enhancement (ste) event, *Atmos. Chem. Phys.*, pp. 11,913–11,917, 2012.
- Hauchecorne, A., and M. L. Chanin, Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km, *Geophys. Res. Lett.*, *7*(8), 565–568, 1980.
- Hoffmann, P., W. Singer, D. Keuer, W. K. Hocking, M. Kunze, and Y. Murayama, Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *69*, 2355–2366, doi:10.1016/j.jastp.2007.06.010, 2007.
- Labitzke, K., Temperature changes in the mesosphere and stratosphere connected with circulation changes in winter, *J. Atmos. Sci.*, *29*(4), 756–766, 1972.
- Labitzke, K., *Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz*, Springer-Verlag GmbH, 1999.
- Matsuno, T., A dynamical model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, *28*(8), 1479–1494, 1971.
- Meriwether, J. W., and A. J. Gerrard, Mesosphere inversion layers and stratosphere temperature enhancements, *Rev. Geophys.*, *42*(3), RG3003, doi:10.1029/2003RG000133, 2004.
- Nappo, C. J., *Atmospheric Gravity Waves*, Academic Press, Amsterdam [u.a.], 2002.
- Preusse, P., S. D. Eckermann, M. Ern, J. Oberheide, R. H. Picard, R. G. Roble, M. Riese, J. M. Russell III, and M. G. Mlynczak, Global ray tracing simulations of the SABER gravity wave climatology, *J. Geophys. Res.*, *114*, D08126, doi:10.1029/2008JD011214, 2009.

- Rauthe, M., Lidarmessungen von Temperaturen und Schwerewellen zwischen 1 - 105 km über Kühlungsborn (54° N, 12° O), Ph.D. thesis, Universität Rostock, Rostock, Germany, 2008.
- Rauthe, M., M. Gerding, J. Höffner, and F.-J. Lübken, Lidar temperature measurements of gravity waves over Kühlungsborn (54°N) from 1 to 105 km: A winter-summer comparison, *J. Geophys. Res.*, *111* (D24), D24108, doi:10.1029/2006JD007354, 2006.
- Schöch, A., Thermal structure and gravity waves in the Arctic middle atmosphere above ALOMAR (69.3° N, 16.0° E), Ph.D. thesis, Universität Rostock, Rostock, Germany, 2007.
- Thurairajah, B., R. L. Collins, V. L. Harvey, R. S. Lieberman, and K. Mizutani, *Journal of Geophysical Research*, (D13), doi:10.1029/2009JD013036.
- Thurairajah, B., R. L. Collins, V. L. Harvey, R. S. Liebermann, M. Gerding, K. Mizutani, and J. M. Livingston, Gravity wave activity in the Arctic stratosphere and mesosphere during the 2007–2008 and 2008–2009 stratospheric sudden warming events, *J. Geophys. Res.*, D00N06, doi:10.1029/2010JD014125, 2010.
- Vaughan, G., D. P. Wareing, S. J. Pepler, L. Thomas, and V. Mitev, Atmospheric temperature measurements made by rotational Raman scattering, *Appl. Optics*, *32*(15), 2758–2764, 1993.
- von Zahn, U., and J. Höffner, Mesopause temperature profiling by potassium lidar, *Geophys. Res. Lett.*, *23*(2), 141–144, doi:10.1029/95GL03688, 1996.
- von Zahn, U., J. Fiedler, B. Naujokat, U. Langematz, and K. Krüger, A note on record-high temperatures at the northern polar stratopause in winter 1997/98, *Geophys. Res. Lett.*, *25*(22), 4169–4172, doi:10.1029/1998GL900091, 1998.

Danksagung

Mein erster Dank gilt Prof. Lübken und Michael Gerding dafür, dass sie mir die Diplomarbeit am IAP überhaupt ermöglicht und mich bestens betreut haben. Besonders danken möchte ich Michael, der mich inhaltlich sehr unterstützt hat, mit viel Geduld immer für Fragen zur Verfügung stand und es durch seine stets positive Haltung immer vermochte, mich zu motivieren und weiter voranzubringen. Des weiteren bedanke ich mich ganz herzlich bei Ronald Eixmann für viele anregende und Verständnis-fördernde Gespräche und bei Gerd Baumgarten für die Zurverfügungstellung wichtiger Grafiken und Daten. Und abschließend geht noch ein großer Dank an alle Mitarbeiter des IAP, speziell an die Kollegen Maren Kopp, Jens Hildebrand, Andreas Schneider, Michael Priester, Jens Lautenbach und Joseph Höffner für die tolle Zusammenarbeit! Ich habe mich am Institut immer sehr wohl gefühlt und die angenehme Arbeitsatmosphäre und gute Stimmung zwischen den Mitarbeitern sehr geschätzt!

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit allein und nur unter Verwendung der angegebenen Quellen verfasst habe.

Rostock, 11.02.2013

Karl-Georg Eller