

Traditio et Innovatio

EIGENSCHAFTEN ATMOSPHÄRISCHER SCHWEREWELLEN AUS RADIOSONDEN- UND RADARMESSUNGEN WÄHREND EINER STRATOSPHÄRISCHEN ERWÄRMUNG IM WINTER 2008

BACHELOR-ARBEIT angefertigt am Institut für Physik der mathematisch naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock und am Leibniz-Institut für Atmosphärenhysik in Kühlungsborn

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

1. Prüfer und Betreuer:	Prof. Dr. Markus Rapp
2. Prüfer:	Dr. Peter Hoffmann

Rostock, 17. August 2010

Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit ist es, die Schwerewellenaktivität in Abhängigkeit des Hintergrundwindes zu beschreiben. Dazu werden Messungen der Windfelder durch Radaranlagen in Andenes benutzt. Das VHF Radar ALWIN misst im Höhenbereich von 2 km - 18 km, MF- und Meteorradar im Bereich von 80 km - 110 km. Die Messungen werden mit Ballonsondierungen in Höhen von 0 bis 35 km in Andenes und Bodoe ergänzt. Zunächst wird eine kurze Einführung in die Atmosphärenphysik und in die Theorie der Schwerewellen gegeben. Das Verfahren der Schwerewellenanalyse wird beschrieben und auf die Messwerte vom Winter 2008 angewandt. Die Analyse zeigt Schwerewellenaktivität an allen Tagen, jedoch mit unterschiedlichen Stärken. Die Variation der Schwerewellenaktivität geht hervor, wobei dominante vertikale Wellenlängen im Bereich von 4 km bis 12 km auftreten. Die beobachteten Perioden liegen bei 8 h bis 9 h.

Abstract

The aim of this work is the analysis of gravity wave activity as a function of the background wind. The windfields are measured by the VHF radar ALWIN in Andenes in the hight range 2 km - 18 km and with MF- and Meteorradar in 80 km - 110 km. These measurments are supplemented by sounding balloons the hight range 0 - 35 km in Andenes and Bodoe. First a short introduction to atmospheric physics and the theory of gravity waves is given. The method for gravity wave analysis is described and applied to the data of winter 2008. The analysis shows gravity wave activity on all days. A large variation in strength of gravity wave activity is shown, the dominant vertical wavelengths of 4 km, 8 km and 12 km were measured. The observed periods have values of 5 hours - 8 hours.

INHALTSVERZEICHNIS

1	Einleitung		1
2	Theorie		3
	2.1	Struktur der Atmosphäre	3
	2.2	Physikalische Grundlagen	5
	2.3 Schwerewellen		6
		2.3.1 Parameter der Schwerewellen	6
		2.3.2 Ausbreitung der Schwerewellen	8
		2.3.3 Filterung der Wellen	9
3	Gru	Grundlagen der Radiosonden und Radaranlagen	
	3.1	Messstationen in Andenes und Bodoe	10
	3.2	Messprinzip der Radaranlagen und Radiosonden	11
4	Mes	sungen und Datenmaterial	14
	4.1	Datenbasis	15
	4.2	Verarbeitung der Messwerte	16
	4.3	Analyse der Daten	16
		4.3.1 Hodographenanalyse	17
		4.3.2 Waveletanalyse	29
5	Ergebnisse		21
	5.1	Stratosphärische Erwärmung	22
	5.2	Ergebnisse der FU-Berlin	23
	5.3	Auswertung der Messungen in Andenes	24
	5.4	Auswertung der Messungen in Bodoe	29
6	Zusammenfassung		31

6	Zusammenfassung	
---	-----------------	--

KAPITEL 1

Einleitung

Die Atmosphäre ist durch dynamische Prozesse bestimmt. Mittlere Strömungen können als Wellenbewegung erklärt werden, die sich in zeitlichen und räumlichen Eine besondere Rolle Größenordnungen unterscheiden. spielen dabei die atmosphärischen Schwerewellen, ihr Auftreten ist auf die Auftriebskraft zurückzuführen, daher werden sie auch im englischen als "gravity waves" oder "buoyancy waves" bezeichnet, die vorwiegend in der Troposphäre z.B. durch Orographie oder durch Starkwindgebiete angeregt werden. Sie breiten sich mit exponentiell zunehmenden Amplituden, bedingt durch die abnehmende Luftdichte, vertikal bis in große Höhen aus und übertragen dort ihre Energie und ihren Impuls auf den Grundstrom.

Die Wellen werden mittels Parametern wie Temperatur, Druck, Dichte und Windgeschwindigkeit beschrieben. Zu ihrer Untersuchung stellen Messungen der Windfelder mit kontinuierlich arbeitenden Radaranlagen eine geeignete Basis dar.

Hierzu werden in der Troposphäre und unteren Stratosphäre VHF Radaranlagen eingesetzt. Diese Messungen können durch hochaufgelöste Ballonsondierungen von Wind und Temperatur ergänzt werden. In der Mesosphäre werden zur Untersuchung der Wellenaktivität vorrangig sogenannte Mittelwellen- (MF) und Meteorradars (MR) eingesetzt. Schwerewellen sind Wellen aus dem kleinräumige Anteil des Spektrums atmosphärischer Bewegungen, *Hines* [1974] formulierte die Entstehung der Schwerewellen wie folgt: "*Schwerewellen können an thermisch konvektiver Instabilität*, *Gewittern, sich bewegenden Böenlinien, Fronten im Allgemeinen, Instabilitäten im atmosphärischen Grundstrom durch planetarische Wellen, tropische Zyklonen, generell an Instabilitäten, Scherungsinstabilitäten, Instabilitäten durch photochemische Veränderungen und Änderungen im Wasserhaushalt, Explosionen, Vulkane u.s.w. entstehen. Generell kann man sagen, dass alles, was in der Atmosphäre Änderungen auf der Zeitskala von Minuten bis Stunden verursacht, mit der Aussendung von Schwerewellen verbunden sein kann.*" Die Ausbreitung der Schwerewellen hängt stark von den Hintergrundwinden ab. Ein besonderes Phänomen mit stark veränderten Hintergrundwinden stellen die sogenannten winterlichen stratosphärischen Erwärmungen (SSW – sudden stratospheric warming) dar. Sie treten mit einer Vielzahl von verschieden Wellenlängen und Frequenzen auf.

In dieser Arbeit wird die Veränderung der Schwerewellenaktivität in Abhängigkeit des Hintergrundwindes untersucht. Ein Maß für die Schwerewellenaktivität stellt die Energiedichte der Welle dar. Um die Schwerewellenaktivität zu untersuchen wird in dieser Arbeit nach der Einleitung in Kapitel 2 kurz die theoretischen Grundlagen erklärt, die Struktur der Atmosphäre und die physikalischen Prozesse, Schwerewellenparameter und die Ausbreitung der Schwerewellen. Im Kapitel 3 werden die verwendete Radaranlagen und Radiosonden beschrieben. Die erhaltenen Messwerte und ihre Verarbeitung sind im Kapitel 4 dargestellt. Die Methode der Hodographen- und Waveletanalyse werden an dieser Stelle beschrieben. Im Kapitel 5 werden die Ergebnisse für die Schwerewellenaktivität in Andenes und Bodoe vorgestellt und mit anderen Studien in Zusammenhang gebracht. Den Abschluss bildet das Kapitel 6, in dem die Ergebnisse in der Zusammenfassung dargestellt werden.

KAPITEL 2

Theorie

2.1 Struktur der Atmosphäre

Die Erdatmosphäre wird in verschiedene Schichten eingeteilt, deren Grenzen sich aus dem Verlauf des Temperaturprofils ergeben, siehe Abbildung 2.1. Die Temperatur ändert sich mit der Höhe und unterliegt jahreszeitlichen und geographischen Schwankungen. Der Übergang zwischen den verschiedenen Sphären wird durch die Umkehr des vertikalen Temperaturgradienten definiert.



Abbildung 2.1: Veränderung der Temperatur mit der Höhe, typische Temperaturprofile im Sommer (rot) und im Winter (blau) für 69° nördliche Breite. Die einzelnen Schichten, sowie Trop-, Strato- und Mesopause sind gekennzeichnet. Temperaturprofil aus der CIRA86 Referenzatmosphäre nach *Fleming et al.* [1990]

Die 1. Schicht ist die Troposphäre, sie reicht von der Erdoberfläche bis zur Tropopause in 9 - 12 km Höhe. Es schließt sich die stabil geschichtete Stratosphäre an. In dieser Schicht steigt die Temperatur mit zunehmender Höhe bis zur Stratopause in etwa 50 km an. In der darüber liegenden Mesosphäre nimmt dann die Temperatur mit der Höhe ab.

In der Mesopause ändert sich wiederum der Temperaturgradient. In der anschließenden Thermosphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe stark zu.

In der mittleren Atmosphäre, von Tropopause bis Mesopause, finden besondere physikalische Prozesse statt. So lassen sich z. B. periodische Dichteschwankungen beobachten, welche ein Zeichen für atmosphärische Wellen darstellen. Die in der Atmosphäre auftretenden Wellen lassen sich ebenfalls anhand von Temperaturschwankungen, welche eng mit den Dichteschwankungen verbunden sind, untersuchen.

Die verschiedenen Wellenphänomene haben einen großen Einfluss auf die dynamischen Prozesse in der Atmosphäre, sie transportieren Impuls und Energie. In den Bereichen wo die Wellen brechen, werden Energie und Impuls freigegeben und somit Einfluss auf die gesamte Zirkulation der Atmosphäre genommen.

Die potentielle Temperatur θ gibt an, welche Temperatur die Luft hätte, wenn sie aus der Höhe z unter adiabatischer Zustandsänderung auf Meereshöhe gebracht würde. Daher lässt sich die potentielle Temperatur nach der Adiabatengleichung mit dem Adiabatenkoeffizient γ ausdrücken:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{1-\frac{1}{\gamma}}.$$
(2.1)

Der potentielle Temperaturgradient beschreibt die Änderung der Temperatur mit der Höhe, durch ihn lässt sich die Schichtung bezüglich der Stabilität beurteilen.

Ist die potentielle Temperatur mit der Höhe einheitlich, kann die Schichtung als neutral angesehen werden. Für den Temperaturgradienten ergibt sich

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \qquad (2.2)$$

Ein theoretisch betrachtetes Luftpaket führt bei einer thermisch stabilen Schichtung eine ungedämpfte vertikale Schwingung um seine Ruhelage aus, diese Schwingung ist eine elementare Grundschwingung in der Atmosphäre.

Die Schichtung ist genau dann stabil, wenn die potentielle Temperatur mit der Höhe zunimmt, es gilt

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$$
 (2.3)

Das Luftpaket wird aber bei labiler Schichtung beschleunigt und nach oben hin von seiner Gleichgewichtslage entfernt, die potentielle Temperatur nimmt mit der Höhe ab, demnach gilt

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$$
 (2.4)

In einem statisch stabilen System oszilliert ein vertikal ausgelenktes Luftpaket mit einer bestimmten Frequenz:

$$N \equiv \sqrt{\frac{g}{\theta}} \frac{\partial \theta}{\partial z}$$
 (2.4)

Diese Frequenz wird als Brunt-Väisälä-Frequenz bezeichnet, wobei θ die potentielle Temperatur ist, g die Erdbeschleunigung und z die Höhe.

Sie ist über den Temperaturgradienten definiert und lässt sich ebenfalls über den Adiabatenkoeffizienten ausdrücken.

$$N^{2} = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_{p}} \right)$$
(2.5)

cp - spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck

Des weiteren ergibt sich, dass N ebenfalls eine Maß für die Stabilität der Luftschichtung im Schwerefeld der Erde ist. Eine Bedingung für Auftriebsschwingungen ist, dass das Quadrat der Brunt-Väisälä-Frequenz positiv sein muss, sodass sich nach Gleichung 2.5 für den Temperaturgradienten folgende Relation ergibt:

$$\frac{dT}{dz} \ge -\frac{g}{c_p} = -9.8 \frac{K}{km}$$
(2.6)

2.2 Physikalische Grundlagen

Nach Wallace und Hobbs [1977] kann die Atmosphäre als ein komplexes physikalisches System angesehen werden. Sie weist eine große Variabilität und Dynamik auf und wird durch ein nichtlineares, chaotisches Verhalten charakterisiert. Es soll nun auf wichtige physikalische Grundlagen eingegangen werden.

Wie bereits erwähnt, nimmt der Druck und die Dichte mit zunehmender Höhe ab. Es besteht ein hydrostatisches Gleichgewicht, welches formal durch

$$dp = -g(z) \cdot \rho(z) \cdot dz \tag{2.7}$$

ausgedrückt werden kann. Aus der Gleichung des hydrostatischen Gleichgewichts ergibt sich die Relation

$$p(z_1) = p(z_0) \cdot e^{-\frac{z}{h_s}}$$
(2.8)

Mit der Skalenhöhe $h_s = k_BT/gM$, gilt dass der Druck mit jeder Höhenzunahme um den Faktor e abnimmt.

Die Skalenhöhe ist ein natürliches Maß für die Höhe der Atmosphäre und ihren Druckverlauf.

2.3 Schwerewellen

Ein Luftpaket das vertikal verschoben wird, ist Auftriebsschwingungen ausgesetzt. Der Auftrieb stellt hier die Rückstellkraft dar. Eine vertikale als auch horizontal Ausbreitung ist möglich. Für sich vertikal ausbreitende Wellen ist die Phase eine Funktion der Höhe. Die Phasengeschwindigkeit der Welle ist parallel zu ihrer Ausbreitungsrichtung.

Schwerewellen haben eine typische horizontale Wellenlänge von einigen hundert Kilometern und eine vertikale Wellenlänge im Bereich von einigen Kilometern. Sie treten mit einer Periode von Minuten bis zu einigen Stunden auf. Schwerewellen haben Einfluss auf Größen wie Temperatur und Wind. Mittels Windprofilen können aus Schwankungen des Windes um einen Mittelwert Schwerewellen beobachtet werden.

Eine wichtige Quelle für die Entstehung der Schwerewellen stellen orographische Gegebenheiten der Erdoberfläche dar, welches genauer in *Wallace und Hobbs* [1971] dargestellt wird.

2.3.1 Parameter der Schwerewellen

Um Wellen in der Atmosphäre zu beschreiben, wird die Störungstheorie angewandt um ein bestehendes nichtlineares Differentialgleichungssystem in ein lineares zu überführen. Man geht dabei von einem bekannten ungestörten Grundzustand aus, dem kleine Störungen überlagert sind. Für die Bewegungsgleichung ergibt sich daher, dass alle Variablen in 2 Anteile geteilt werden, nach der sogenannten Reynoldszerlegung, wobei ein zeitunabhängiger Mittelwert \overline{x} und eine kleine Abweichung x' entstehen.

Als Linearisierungsansatz gilt:

$$U = \overline{U} + U' \quad V = \overline{V} + V' \quad W = \overline{W} + W'$$

$$P = \overline{P} + P' \quad T = \overline{T} + T' \quad \rho = \overline{\rho} + \rho' \qquad (2.9)$$

Die Luft wird als kompressibel und dessen Zustandsänderung als adiabatisch angenommen.

Die intrinsische Frequenz ist

$$\omega_{in} = \frac{2\pi}{T_{in}} \tag{2.10}$$

$$f \le |\omega_{in}| << N \tag{2.11}$$

und

 $f = 2\Omega sin \phi$ - Coriolisparameter Ω - Winkelgeschwindigkeit der Erde ϕ - geographische Breite Ferner lässt sich aus dem Linearisierungsansatz der Bewegungsgleichungen die Dispersionsrelation ableiten:

$$\omega^{4} - \left[(k^{2} + m^{2})c_{s}^{2} - \frac{\gamma g^{2}}{c_{s}^{2}} \right] + \omega^{2} + k^{2}c_{s}^{2}N^{2} = 0$$
(2.12)

mit der Brunt-Väisälä-Frequenz N und der Schallgeschwindigkeit cs.

Um den in der Atmosphäre vorhandenen Wind zu berücksichtigen, wird der Mittelwert des Windes $\overline{U}, \overline{V}$ und \overline{W} ungleich null gewählt. Es kann unter der Annahme einer unendlichen großen Schallgeschwindigkeit c_s, für Wellen mit Perioden >> $2\pi/N$ und inkompressibler Luft eine vereinfachte Dispersionsgleichung angegeben werden:

$$\omega_{in}^2 = f^2 + \frac{N^2 k^2}{m^2} \tag{2.13}$$

mit

 ω_{in} - intrinsische Frequenz ω - beobachtete Frequenz

Dabei gilt für die intrinsische Frequenz:

$$\omega_{in} = \omega - \bar{u}k \tag{2.14}$$

mit

 $\bar{u}k$ - Dopplerverschiebung durch den Wind Beziehung zwischen horizontalen, vertikalen Wellenlänge

Als Beziehung zwischen horizontalen, vertikalen Wellenlänge und Dispersionsrelation gilt:

$$\lambda_{h} = \frac{2\pi}{k} \quad \prime \quad \lambda_{z} = \frac{2\pi}{m}$$

$$\omega_{in}^{2} = \frac{f^{2} + N^{2} \left(\frac{2\pi}{\lambda_{h}}\right)^{2}}{\left(\frac{2\pi}{\lambda_{z}}\right)^{2}} \qquad (2.15)$$

Es gilt die Polarisationsbeziehung

$$v' = -i \cdot \frac{f}{\omega_{in}} \cdot u' \dots \Rightarrow R = \left| \frac{u'}{v'} \right| = \left| \frac{\omega_{in}}{f} \right|$$
 (2.16)

Die Dispersionsrelation und die Polarisationsbeziehung sind Grundlagen der Schwerewellenklimatologie und in *Schöllhammer* [2002] und *Serafimovich* [2006] dargestellt.

der

2.3.2 Ausbreitung von Schwerewellen

Mit Hilfe der Dispersionsrelation ergeben sich die beiden Grenzfrequenzen einer Schwerewelle, da die Frequenz ω keinen Imaginärteil für die vertikale Ausbreitung besitzen darf, $\omega^2 \ge 0$. Die oben angegebene Relation 2.11 ergibt sich direkt daraus.

Eine typische Eigenschaft von Schwerewellen ist, dass Energie und Impuls vertikal von unten nach oben in der Atmosphäre transportiert werden.

Für Wellen die am Boden oder in der Troposphäre entstehen gilt bei der Erhaltung der Energie, dass die Amplitude ihrer Schwingung mit der Höhe exponentiell zunimmt, da die Dichte mit zunehmender Höhe abnimmt. Dieses ist in der folgenden Abbildung 2.2 dargestellt. Da die Energie proportional zum Amplitudenquadrat einer Welle ist, ergibt sich für die Amplitude der exponentielle Zusammenhang



 $\widehat{A} \sim e^{z/2h_s} \tag{2.17}$

Abbildung 2.2: Vertikale Struktur einer Schwerewelle, mit der Höhe z ändert sich die Amplitude der Welle mit e^{(z/2h}s). Aus *Salby* [1996].

Die Amplitude wird oftmals in der mittleren oder oberen Stratosphäre so groß, dass zwischen Wellenmaximum und Wellenminimum eine instabile Schichtung entsteht.

An diesen Punkten wird die Wellenbewegung turbulent, sodass sich die Amplitude verkleinert. Die Wellen brechen in kleinskalige Turbulenzen und übertragen dabei ihren horizontalen Impuls auf den zonalen Grundstrom. Schwerewellen beeinflussen somit großskalige Zirkulationen der Atmosphäre.

Eine genauere Betrachtung zur Ausbreitung von Schwerewellen in einem homogenen Medium wird in *Salby* [1996] gegeben.

2.3.3 Filterung der Welle

Die Schwerewellen breiten sich in der Höhe mit zunehmender Amplitude aus, wie zuvor beschrieben, bis sie an den Punkt gelangen an dem sie brechen. Ihre Ausbreitung ist dabei stark von dem Hintergrundwind abhängig.

Da sich die Schwerewellen gegen den Grundstrom ausbreiten, kommt es genau dann zum Brechen der Welle, wenn der Hintergrund U gleich der Phasengeschwindigkeit c_{ph} ist. Die Phasengeschwindigkeit ist abhängig von der Wellenlänge, je kürzer die Wellenlänge, desto rascher bewegt sich die Welle vorwärts. Die Phasengeschwindigkeit wird durch den orts- und zeitabhängigen Phasenwinkel $\alpha = kx - \omega t$ definiert. Ein bestimmter Punkt der Welle legt die Strecke von einer Wellenlänge $\lambda = 2\pi/k$ genau innerhalb einer Zeitperiode $T = 2\pi/\omega$ zurück. Die Phasengeschwindigkeit ist daher

$$c_{ph} = \frac{\lambda}{T} = \frac{\omega}{k}.$$
(2.18)

Eine sich aufwärts ausbreitende Schwerewelle wird wie folgt durch den Hintergrundwind gefiltert

$$m = \frac{N}{|c_{ph} - U|} = \frac{1}{\lambda_z}$$
(2.19)

m - vertikale Wellenzahl

 λ_z - vertikale Wellenlänge

U - Hintergrundwind

c -Phasengeschwindigkeit

Der Effekt des Hintergrundwindes und seine Wirkung auf die Filterung der Welle ist ausführlich in *Eckermann* [1995] beschrieben.

KAPITEL 3

Grundlagen der Radiosonden und Radaranlagen

In diesem Kapitel sollen die grundlegenden Messprinzipien der Radaranlagen und Radiosonden erklärt werden. In der Messstation Andenes liefern kontinuierlich arbeitende Radaranlagen die verwendeten Messwerte. Radiosondendaten liegen aus Andenes und Bodoe vor.

3.1 Messstationen in Andenes und Bodoe

Die Messstationen Andenes und Bodoe befinden sich im Norden Norwegens und sind ca. 390 km voneinander entfernt. Sie liegen an der Küste und in der Nähe des skandinavischen Bergrückens.



Abbildung 3.1: Lage der beide Messstationen für Radiosondenstarts in Andenes und Bodoe und der Radaranlagen in Andenes. nach http://www.iap-kborn.de/ Radars-am-IAP.47.0.html Wie bereits erwähnt, können orographische Gegebenheiten als Quellen von Schwerewellen angesehen werden, die skandinavische Bergkette mit ca. 2000 m Höhe kann mit dazu gezählt werden.

Die Messstation in Andenes (69.30°N, 16.04°E) liefert Messwerte die zu Halbstundenwerte gemittelt werden, mit dem VHF-Radar ALWIN, MF-Radar und dem Meteorradar. Die Größen des Windfeldes können hier ausgewertet werden. Des weiteren wurden im Winter 2008 Radiosondenstarts durchgeführt und somit liegen auch Messwerte zu Temperatur, Druck und relative Feuchte vor. Die Temperaturfluktuationen und die Änderung des Windfeldes sind in dieser Arbeit von besonderem Interesse.

In Bodoe (67.17°N 14.23° E) werden ebenfalls Radiosondenstarts durchgeführt, es existieren daher gleiche Messreihen wie in Andenes, so dass ein Vergleich der Ergebnisse angestrebt wird. Die Starts in Bodoe erfolgten in zwei Zeiträumen immer alle 12 Stunden, in Andenes gibt es nur an bestimmten Tagen einen Radiosondenstart.

3.2 Messprinzip der Radaranlagen und Radiosonden

In diesem Abschnitt soll kurz das Messprinzip der verschiedenen Radaranlagen und das einer Radiosonde erklärt werden.

VHF-Radar ALWIN

Dieses Radar besteht aus einer Sende-Empfangs-Antenne mit 144 Vier-Elemente-Yagi-Antennen. Sie sind in einem quadratischen System in einer 6x6-Matrix zu jeweils vier Antennen angeordnet und im Winkel von 45° zur Nord-Süd-Achse ausgerichtet, damit eine identische Antennencharakteristik bei zonaler (Ost-West) und meridonaler (Süd-West) Richtung genutzt werden kann. Im ST (Stratospheric-Tropospheric) Modus können die Windkomponenten mit einer Auflösung in der Höhe von 300 m und in der Zeit von 2 Minuten gemessen werden im Bereich von 1 bis 18 km.

Im DBS (Doppler-Beam-Swinging) Modus werden für Sende- und Empfangseinheit die gleichen Antennen benutzt. Gebündelte Radarstrahlen werden in alle vier Himmelsrichtungen ausgesendet. Es ist möglich, die Antenne in jeweils drei Zenithwinkeln (7°, 14°, 21°) in die vier Himmelsrichtungen Nord, Süd, Ost und West zu schwenken. Die Bündelung wird durch den Einsatz aller Antennen erreicht, wobei die verschiedenen Schwenkrichtungen durch geordnete Phasenverzögerungen des Sendesignals in der Sendeantenne realisiert werden. Der Windvektor in einer bestimmten Höhe ergibt sich aus dem Mittelwert.

Im SA (Spaced Antenna) - Modus wird die Windmessung mit der Korrelationsmethode "Full Correlation Analysis" (FCA) durchgeführt. Ein vertikal ausgerichteter Radarstrahl wird an Unregelmäßigkeiten in der Atmosphäre reflektiert, das entstehende Beugungsmuster wird von mindestens drei kleineren Antennen (Subsystem der gesamten Antenne) aufgenommen. Die Windgeschwindigkeit wird unter Berücksichtigung der Antennengeometrie nach der Korrelationsmethode berechnet. Für weitere Untersuchungen in dieser Arbeit stehen FCA-Datensätze, gemittelt auf 30 Minuten, des Windfeldes zur Verfügung.

Der SA- und DBS-Modus zur Bestimmung der mittleren Winde sind in *Serafimovich* [2006] erläutert.

MF-Radar Andenes

Bei dem MF-Radar wird ein elektromagnetischer Impuls senkrecht nach oben in die Atmosphäre über eine Sendeantenne abgestrahlt und nach partiellen Reflexionen an Unregelmäßigkeiten des Brechungsindexes mit drei getrennten Empfangsantennen wieder aufgenommen. Die Radarbeobachtungen auf der Frequenz 1,98 MHz ermöglichen die ganzjährige und kontinuierliche Beobachtung der Mesosphäre im Bereich von 0 bis 95 km. Die spaced antenna Methode wird zur Bestimmung des Windfeldes angewandt. Die Sendeantenne mit einem breiten, vertikal ausgerichteten Antennenstrahl sendet Impulse von 4 km Länge aus. Die ionosphärischen Echos werden mit drei horizontalen Kreuzdipolen empfangen, welche getrennt in einem gleichseitigen Dreieck angeordnet sind. Aus den drei Messreihen gehen die horizontalen Winde und Gezeiten in Höhen von 60 km bis 92 km hervor, es wird ebenfalls nach einer Korrelationsmethode das Windfeld bestimmt. Das MF-Radar kann zum Studium der Dynamik der Mesosphäre nach *Singer et al.* [2005] angewandt werden.

Meteorradar Andenes

In diesem Messprinzip werden elektromagnetische Impulse mit der Frequenz 32,55 MHz von einer Sendeantenne zirkular polarisiert ausgesendet und von einfallenden Meteoroiden bzw. von dessen Ionisationsspur zurückreflektiert. Dabei müssen Ionisationsspur und Radarstrahl senkrecht zueinander stehen. Eine Empfangsantenne aus fünf gekreuzten Yagi-Antennen nimmt das Meteorecho auf und wertet dieses interferometrisch aus. Die Entfernung des Meteors wird aus der Laufzeit des Echos, und seine Position aus den mit dem Interferometer bestimmten Signalphasen ermittelt. In der Höhe von etwa 90 km liegt das Maximum der Meteorschicht, mit Halbwertsdicken von 18 km im Winter und 12 km im Sommer. Die mittleren täglichen Temperaturen können aus der Höhenabhängigkeit der Abklingzeit der Meteorechos bestimmt werden. Es wird ein empirisches Modell des mittleren Temperaturgradienten für die Höhe des Schichtmaximums verwendet. Für die Bestimmung der mittlerer täglichen Temperatur sind einige tausend Meteore erforderlich, vergleich *Singer et al.* [2005]

Radiosonden

Zur Messung von Temperatur, Druck, Feuchtigkeit und Wind werden Radiosonden für einen Höhenbereich vom Boden bis in ca. 35 km Höhe verwendet. Die Sonde steigt mithilfe eines mit Helium gefüllten Ballons auf, mit dem sie durch ein 60 m langes Seil verbunden ist. An der Radiosonde sind verschiedene Sensoren untergebracht, die Messungen von Temperatur, Druck und Feuchtigkeit basieren auf die Messung der Kapazität eines Kondensators. Die Dielektrizitätskonstante eines Polymers ändert sich mit der vorherrschenden Feuchtigkeit, dieses Polymer befindet ich zwischen den Elektroden eines Mini-Kondensators. Die Windmessung ergibt sich aus der Positionsbestimmung der Sonde mittels GPS-Kontakt zwischen Beobachter und Sonde. Daraus kann die Abdrift und somit der horizontale Wind berechnet werden. Die Temperaturmessungen finden genau alle 10 s und die Windmessung alle 30 s statt. Die Höhe der Radiosonde kann aus den aufgezeichneten Messdaten nach der barometrischen Höhenformel bestimmt werden.

Die Radiosonden haben eine große Bedeutung für die Spektraltheorie der Schwerewellen, wie in *Schöllhammer* [2002] beschrieben.

KAPITEL 4

Messungen und Datenmaterial

Als Grundlage für die Messungen dienen Radiosondenstarts und Radaranlagen. Sie liefern Datensätze über Wind (u und v) und Temperatur. In diesem Kapitel soll auf die Datenbasis und dessen Verarbeitung eingegangen werden. Die verschiedenen Analyseverfahren zur Auswertung der Messwerte werden beschrieben und bereits mit Ergebnissen beispielhaft dargestellt. Um anschließend die Schwerewellenaktivität zu bestimmen, soll sie an dieser Stelle erklärt werden.

Als Maß für die Schwerewellenaktivität ist die spektrale Energiedichte E_0 von *Fritts* und *van Zandt* [1993] gewählt worden. Die gesamte Energie der Welle pro Masseeinheit (spektrale Energiedichte) setzt sich aus dem potentiellen und kinetischen Energieanteil zusammen und ist nach *Gill* [1982] definiert durch:

$$E_0 = E_{kin} + E_{pot} = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2 + w'^2) + \frac{1}{2} \left(\frac{g^2}{N^2} T'^2 \right)$$
(4.1)

Um E_0 zu bestimmen, werden die gemessenen Werte von den 3 Windkomponenten u,v,w und der Temperatur T benötigt. Da w, der Anteil der Vertikalbewegung, sehr gering ist, kann dieser Beitrag zur Bestimmung der kinetischen Energie vernachlässigt werden. Der Einfache Zusammenhang

$$E_{kin} = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2) \tag{4.2}$$

kann in Abhängigkeit von der Höhe aus den Messwerten der Radiosonden und Radaranlagen dargestellt werden. Die Änderung der Energie mit der Höhe, dE_{kin}/dh ergibt die Schwerewellenaktivität. Des weiteren wird die Energie im Frequenzspektrum der Schwerewelle quantifiziert, sodass weitere Erkenntnisse über die Paramter der Wellen erlangt werden, vgl. Absatz 4.3.1.

Der Zusammenhang vom kinetischen und potentiellen Energieanteil der Welle ist ausführlich *Vincent et al.* [1996] beschrieben.

4.1 Datenbasis

Aus den Radiosonden gehen Messwerte wie u, v und T in Abhängigkeit von der Höhe hervor. Diese lassen sich als Fluktuation in Radisondenprofile darstellen, wie in Abbildung 4.1. In Andenes liegen diese Daten an ausgewählten Tagen und in Bodoe über einen kontinuierlichen Zeitraum vor.

Die Radaranlagen in Andenes liefern langfristige Datensätze über den zonalen Wind u und den meridonalen Wind v, ebenfalls in Abhängigkeit von der Höhe. Aus diesen Langzeitmessungen lassen sich die einzelnen Komponenten darstellen. Die Änderung des meridionalen oder zonalen Windes in verschiedenen Höhen kann über ein ganzes Jahr hinweg beobachtet werden, vergleich Abbildung 4.2.



Abbildung 4.1: Windfluktuation des Radiosondenprofils vom 29.02.2008 aus Andenes aus Originaldaten. In der dreidimensionalen Darstellung sind in x-Richtung der zonale Wind u und in y-Richtung der meridonale Wind v über die Höhe aufgetragen.

A b b i l d u n g 4.2: jahreszeitliche Variation des zonalen Windes u in Abhängigkeit von der Höhe von 2008 in Andenes, gemessen mit MF- und Meteorradar. *Hoffmann* [2010]



4.2 Verarbeitung der Messwerte

Für die Auswertung der Messwerte stehen zwei IDL-Programme zur Verfügung.

Aus den Radiosondendaten lassen sich Höhenanalysen und Hodographen erstellen. Da die Ausbreitung der Schwerewellen sehr stark von den Hintergrundwinden abhängt werden zuvor alle Störungen mit einem Polynom vierter Ordnung geglättet. Es wird der Höhenbereich von 2 km bis 20 km gewählt, da hier ein direkter Vergleich mit den Radardaten möglich ist. Des weiteren wird auf diesen Höhenbereich eine Waveletanalyse angewandt. Sie ist eine wichtige Erweiterung und Vertiefung der Fourier-Analyse. Hierbei wird eine Welle in kleine Wellenzüge unterschiedlicher Breite zerlegt, so dass der lokale Frequenzinhalt beobachtet werden kann und die Auswertung von nicht-stationären Wellen ermöglicht. Über die Periode der Wellen in einer bestimmten Höhe lässt sich die Schwerewellenaktivität darstellen. Als Mother-Wavelet, dessen Beschreibung im nächsten Kapitel folgt, wird die Paul-Wavelet angewandt.

Zur Analyse der Daten des VHF-Radars wird ebenfalls der Höhenbereich von 2 km bis 20 km gewählt und mit dem Polynom vierten Grades gefiltert. Die Waveletanalyse zur Darstellung der Schwerewellenaktivität erfolgt allerdings mit der Morlet-Mother-Wavelet. Mit dem Meteor- und MF-Radar kann nach dem gleichen Verfahren der Höhrenbereich von 75 km - 100 km untersucht werden. Für alle Radardaten wird der mittlere Wind bestimmt und von den Werten abgezogen. Die einzelnen Messungen werden anschließend über 5 Tage gemittelt und mit den entsprechenden Analyseverfahren bearbeitet.

4.3 Analyse der Daten

Während eines Radiosondenaufstieges werden die Größen T, p und ǫ aufgezeichnet und die Komponenten u und v des Windes gemessen. Radiosonden liefern hochaufgelöste Profile von Wind und Temperatur bis in 35 km Höhe mit einer Auflösung von 150 bis 200 m für den Wind und 40 bis 80 m für die Temperatur.

Um die Schwerewellen mit Radiosondendaten zu untersuchen, kann eine Hodographen- und Waveletanalyse durchgeführt werden. Im folgenden sollen die verwendeten Methoden und die daraus gewonnenen Parameter erklärt werden.

Mit den kontinuierlich arbeitenden Radaranlagen kann eine genaue Untersuchung der Windfelder durchgeführt werden. Für die Radardatenauswertung bietet sich vor allem die Waveletanalyse an.

4.3.1 Hodographenanalyse

Bei der Hodographenanalyse wird die Windfluktuation des meridonalen Windes v' über die des zonalen Windes u' aufgetragen, Abbildung 4.3. Es gilt die Polarisationsgleichung 2.16.

Damit kann aus den Hodographen die intrinsische Frequenz der Schwerewellen abgeschätzt werden, sie ergibt sich aus dem Verhältnis der Hauptachse zur Nebenachse. Aus dem Rotationssinn lässt sich die vertikale Ausbreitungsrichtung bestimmen. Eine Rotation im Uhrzeigersinn beschreibt eine aufwärts gerichtete Ausbreitung der Schwerewellenenergie.



Abbildung 4.3: Hodograph der Windanteile u',v' aus Andenes am 12.07.2001. Die durchgehende Linie zeigt die gemessenen Werter, die gestrichelte den elliptischen Fit. Das rote X markiert den Ausgangspunkt des Hodographen. Die Rotation im Uhrzeigersinn indiziert eine gerichtete Energieausbreitung. aufwärts Die horizontale Ausbreitungsrichtung der Welle ist parallel zur Hauptachse der Ellipse (gepunktete Linie). Es ist der Höhenbereich von 84,4 bis 88 km dargestellt, daher ergibt sich eine vertikale Wellenlänge von 3,6 km.

Im Zusammenhang mit der Hodographenanalyse kann das Rotationsspektrum der Welle angegeben werden. Es beschreibt wie die Energie zwischen aufwärts und abwärts gerichteten Schwerewellen verteilt ist. Dieses lässt sich aus der Fouriertransformation des komplexen Geschwindigkeitsvektors u'(z) + iv'(z)berechnen. Mit dieser Methode lässt sich nach Thompson [1978] und Guest et al. [2000] die Rotationsrichtung des horizontalen Windes bestimmen. Eine Rotation im Uhrzeigersinn ist im Rotations-Energie-Spektrum durch einen dominanten Peak im negativen Frequenzbereich, bzw. Wellenlängenbereich, gekennzeichnet. In der nördlichen Hemisphäre indiziert dieses eine aufwärts gerichtete Schwerewellenausbreitung.

Um den Zusammenhang zwischen Hodographen und Rotationsspektrum darzustellen, werden drei Signale konstruiert und die dazugehörigen FFT's aufgeführt. Die Abbildung 4.4 zeigt diesen Zusammenhang. Die Abkürzung PSD steht für Power Spectrum Density und stellt die spektrale Energiedichte in [J/kg/m] dar. Die Hodographen a,b,c rotieren im Uhrzeigersinn, sodass sich die Energie der Welle aufwärts ausbreitet. Die dominanten Peaks sind daher im negativen Frequenzbereich.

Bei zirkular polarisierten Wellen (a) tritt nur der eine Peak im Frequenzspektrum auf (d). Ein zweiter kleinerer Peak (e,f) existiert bei elliptisch polarisierten Wellen (b,c). Eine fast linear polarisierte Welle würde im Frequenzspektrum zwei annähernd, aber niemals genau, gleiche Peaks besitzen. Dieser Fall ist hier allerdings nicht dargestellt.



Abbildung 4.4: Hodographenanalyse (a,b,c) und zugehörige Rotationsspektren (d,e,f) für simulierte Höhenprofile von zonalen und meridonalen Wind, für verschiedene Wellenamplituden bei zirkular (a,d) und elliptisch (b,c,e,f) polarisierter Wellen.

Hodographen geben allerdings nur einen Überblick für einen Momentanzustand. Die Abschätzung der Parameter ist nur für monochromatische Wellen gültig. Da sich im Windprofil Wellen überlagern, sind die Ergebnisse oftmals unterschiedlich und stark von der Filterung der Hintergrundwinde Abhängig. Mittels Stokes-Parameter-Analyse kann eine genaue, statistische Beschreibung des Schwerewellenfeldes durchgeführt werden, wie z. B. in *Serafimovich* [2006].

4.3.2 Waveletanalyse

An dieser Stelle sollen die Grundlagen der Waveletanalyse beschrieben werden. Sie sind besonders geeignet um den Zusammenhang $dE/dh = d(\frac{1}{2}(u'^2+v'^2))/dh$, die Schwerewellenaktivität, darzustellen.

Eine ausführliche Theorie der Waveletanalyse und Übersicht in Wavelet-Anwendungen kann man in *Kumar & Foufoula-Georgio* [1997], *Torrence & Compo* [1998] und in *Zink & Vincent* [2001] nachlesen.

Der Ausdruck Wavelets bezieht sich auf eine Gruppe von kleine Wellen, die durch eine einzige Funktion g(z) erzeugt werden kann. Die Funktion g(z) wird daher auch als Mother-Wavelet bezeichnet. Eine Bedingung für die Zulässigkeit von g(z) als Mother-Wavelet stellt folgende Relation dar:

$$c_g = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{|G(m)|^2}{|m|} dm < \infty$$

$$(4.3)$$

mit G(m) - Fouriertransformation von g(z).

Um dieses Kriterium zu erfüllen, muss eine Funktion in Zeit und Frequenz lokalisiert sein und einen Durchschnittswert von null besitzen [*Zink & Vincent*, 2001]

Die Wavelettransformation $W_f(a,b)$ beschreibt den Zusammenhang zwischen der real beobachteten Funktion f(z) und der gegebenen zulässigen Mother-Wavelet

 $\Rightarrow g\left(\frac{z \cdot b}{a}\right)$ mit der Skalierung um den Faktor a und der Erweiterung b. Es ergibt sich die Definition:

$$W_{f}(a,b) = \frac{1}{a} \int_{-\infty}^{+\infty} f(z)g^{*}\left(\frac{z-b}{a}\right)dz$$
(4.4)

mit a > 0 und $b \in \mathbf{R}$.

Im weiteren Verfahren ist die Auswahl der Mother-Wavelet entscheidend.

Im Allgemeinen kann der Hintergrundwind einer Schwerewelle als modifizierte Sinusschwingung angesehen werden, sodass bei der Waveletanalyse der Radardaten die Morlet-Mother-Wavelet gewählt wird. Die Morlet-Wavelet ist eine ebene Welle, moduliert mit einer Gauß-Funktion. Die Darstellung der Funktion ergibt sich zu

$$g_{Morlet}(z) = \pi^{-1/4} \cdot \exp(i\omega_0 z) \cdot \exp\left(-\frac{z^2}{2}\right)$$
(4.5)

$$G_{Morlet}(m) = \pi^{-1/4} \cdot H(\omega) \cdot exp\left(-\frac{(m-\omega_0)^2}{2}\right)$$
(4.6)

mit ω_0 - Ordnung der Wavelet

$$H(\omega) - \text{Heavisidefunktion}$$

$$H(\omega) = \begin{cases} 0 \text{ für } \omega \le 0 \\ 1 \text{ für } \omega > 0 \end{cases}$$
(4.7)

Nach der Transformation der Messwerte kann die Frequenz der vertikalen Winde in Abhängigkeit von der Höhe dargestellt werden. Es lässt sich aber auch die Schwerewellenaktivität in einer bestimmten Höhe über die Periode (in h) darstellen.

Für die Messwerte der Radiosonden wird die Waveletanalyse mit der Paul-Wavelet durchgeführt. Sie kann durch folgende Ausdrücke dargestellt werden:

$$g_{Paul}(z) = \frac{2^{\omega_{o}i\omega_{o}\omega_{0}!}}{\sqrt{\pi(2\omega_{0})!}} (1-iz)^{-(\omega_{o}+1)}$$
(4.8)

$$G_{Paul}(m) = \frac{2^{\omega_0}}{\sqrt{\omega_0(2\omega_0 - 1)!}} H(\omega) \ m^{\omega_0} \ e^{-m}$$
(4.9)

Mit den Radiosonden sind keine kontinuierlichen Messungen möglich. Durch die leicht variierenden Steigzeiten sind die Höhenschritte etwas verschieden, die Randwerte von Zeit- und Höhenintervallen beeinflussen somit die Ergebnisse, dieses Randwertproblem ist in *Torrence & Compo* [1998] genauer beschrieben.

Um die Randwertbedingungen und ihre Einflüsse zu minimieren wird die Paul-Wavelet auf die Radiosonden angewandt.

KAPITEL 5

Ergebnisse

Nachdem in Kapitel 4 beschrieben wurde, wie die vorhandenen Messwerte bearbeitet wurden, sollen hier die Ergebnisse dargestellt und ausgewertet werden. Die Ausbreitung der Schwerewellen in der Atmosphäre soll anhand einiger Beispiele gezeigt werden, ein besonderes Maß stellt die Schwerewellenaktivität dar.

In Abbildung 5.1 sind u'² und v'² für Andenes 2008 dargestellt.

Die höchste Schwerewellenenergie ist im Winter erkennbar, ein sekundäres Maximum ergibt sich im Sommer. Die Perioden der Wellen liegen zwischen 3 und 9 h. Die halbjährliche Variation der Schwerewellen ist durch die Filterung des mittleren Windes begründet.



Abbildung 5.1: Varianz der Schwerewellenenergie dargestellt über den zonalen und meridonalen Windes in Andenes 2008 gemessen mit MF- und Meteorradar. [*Hoffmann*, 2010]

Durch diesen dargestellten Einfluss des mittleren Windes kann der Effekt der Stratosphärischen Erwärmung im folgenden Abschnitt erklärt werden.

5.1 Stratosphärische Erwärmung

In den Wintermonaten breiten sich besonders viele planetare Wellen aus der Troposphäre nach oben in die Stratosphäre aus, dadurch wird eine starke Änderung des meridionalen Grundstromes hervorgerufen und es kann zu sogenannten stratosphärischen Erwärmungen kommen. Dabei erwärmt sich die Stratosphäre um bis zu 50 K gegenüber dem ungestörten Winterzustand. Stratosphärischen Erwärmungen (SSW - sudden stratospheric warming) wurden zum ersten Mal 1952 von Scherhag in Radiosonden-Aufstiegen über Berlin beobachtet. Ursache für diese starken Erwärmungen sind Änderungen der meridionalen Zirkulation die zu einem verstärkten Absinken von Luftmassen und damit zu einer starken adiabatischen Erwärmung führen. Die Klassifizierung der stratosphärischen Erwärmung ist in *Labitzke und Naujokat* [2000] dargestellt.

In den Jahren 1997–2005 wurden mit dem Alomar RMR-Lidar insgesamt 30 stratosphärischen Erwärmungen beobachtet. In diesem Zusammenhang wird oftmals eine Abkühlung der Mesosphäre festgestellt. Die Differenz der Temperatur-Profile während dieser stratosphärischen Erwärmungen zum ungestörten Winterzustand ist in folgender Abbildung 5.2 gezeigt.



Abbildung 5.2:

Die violetten Profile zeigen 5 Fälle in denen keine mesosphärische Abkühlung beobachtet wurde. Die rote Linie zeigt den Mittelwert der blauen Profile.

Die mittlere beobachtete Erwärmung beträgt 35 K, in Einzelfällen traten aber auch Erwärmungen von bis zu 80 K auf.

[Fiedler, Baumgarten & Schöch, 2001]

Weitere Untersuchungen der Stratosphärischen Erwärmung sind in *Hoffmann et al.* [2007] dargestellt.

5.2 Ergebnisse der FU-Berlin

Um die Schwerewellenaktivität im Winter 2008 zu beurteilen, dient als wichtige Referenz die Veröffentlichung der Wind- und Temperaturverläufe des Winters 2007/2008 vom 01.Mai 2008 von der FU Berlin. Temperatur- und Windprofil sind in Abbildung 5.3 dargestellt. In der Zeit vom 21. Januar bis zum 02. März erfolgt häufig eine Umstellung des Windes. Die damit verbundenen Schwankungen in den Temperaturpfrofilen sind ein Indiz für die stratosphärischen Erwärmung (SSW). In diesem Bereich wird die Änderung der Schwerewellenaktivität genauer untersucht.



Abbildung 5.3: Windfluktuation und Temperaturverlauf für 2007/08, veröffentlicht von der FU Berlin [2008]. Die deutlichen Abweichungen des Verlaufs liegen zwischen den roten gestrichelten Linien.

5.3 Auswertung der Messungen in Andenes

Aus den Daten des VHF-Radars ALWIN konnte mit der Waveletanalyse eine besonders hohe Schwerewellenaktivität in 10 km Höhe wird vom 30. Januar bis zum 29. Februar erwartet. Eine genaue Aussage kann nicht getroffen werden da keine vollständig zusammenhängenden Datensätze vorliegen. In Abbildung 5.4 ist zu sehen, dass die Schwerewellen hier mit einer Periode von ca. 8 h auftreten.



Abbildung 5.4: Schwerewellenaktivität in Andenes, in 10 km Höhe. Die Schwerewellenaktivität ist als Änderung der Energie mit der Höhe dargestellt. Und über Perioden von 3 bis 9 h aufgetragen.

Mit dem MF- und Meteorradar kann in Strato- und Mesosphäre eine Schwerewellenaktivität nachgewiesen werden.

Die folgende Abbildung 5.5 zeigt die Schwerewellenaktivität vom Winter 2008, gemessen mit dem MF-Radar in 82 km Höhe.



Abbildung 5.5: MF-Radardaten, Darstellung von dE/dt in 82 km Höhe, aufgetragen über die Wellenperiode im Bereich von 2 bis 9 h. Von Mitte Januar bis zum 17. Februar sind Schwerewellen mit Perioden von 8 bis 9 h vorhanden, aber auch um den 10. März und den 04. April lassen sich Schwerewellen erkennen. Mit dem Meteorradar wurde dieses Auftreten in der Höhe von 88 km untersucht, wie die Abbildung 5.6 zeigt, existiert hier ebenfalls eine ähnliche Schwerewellenaktivität. In dieser Höhe treten die Schwerewellen noch weiter bis in den Mai auf. In beiden Höhen besitzen die Schwerewellen eine Periode von etwa 8 h.



Abbildung 5.6: Schwerewellenaktivität mittels Meteorradar in Andenes bei 88 km Höhe, Darstellung von dE/dt über die Wellenperiode im Bereich von 2 bis 9 h.

Aus allen Radardaten geht hervor, dass zwischen dem 20. Januar und dem 29. Februar in verschiedenen Höhen eine Schwerewellenaktivität zu beobachten ist, die Änderung der Energie mit der Höhe ist sehr variabel. Die Wellen treten vermehrt mit den beobachteten Perioden von 8 - 9 h auf.

Da aus Andenes ebenfalls Radiosondendaten vorhanden sind, kann das Temperaturund Windprofil vom 23. Januar und vom 26. Februar, dieses sind Tage mit besonders starker Schwerewellenaktivität, ausgewertet werden. In Abbildung 5.7 und 5.8 sind die Profile abgebildet, es wurde ein Fit in die Wind- und Temperaturprofile gelegt, so dass in der nebenstehenden Abbildung die Schwankung der Größe um einen Mittelwert darstellt werden kann. An diesen Tagen gab es eine starke Änderung der Hintergrundwinde, daher auch die starken Schwankungen um den Mittelwert in den Profilen. Im Höhenbereich von 10 km - 18 km kommt es annähernd alle 1000 m zur Änderung der Temperatur bzw. zur Umstellung des Windfeldes.



Andenes 23.01.2008

Abbildung 5.7: u, v, T -Profil vom 23.01.2008 in Andenes, gefittet und als Schwankung um den Mittelwert in u_s, v_s, T_s dargestellt.



Abbildung 5.8: u, v, T -Profil vom 26.02.2008 in Andenes, gefittet und als Schwankung um den Mittelwert in u_s, v_s, T_s dargestellt.

Des weiteren kann die Schwerewellenaktivität aus der Hodographenanalyse und den Rotationsspektren abgeleitet werden. Es sind der 23. Januar und der 26. Februar in der Abbildung 5.9 dargestellt.



Abbildung 5.9: Hodographen und Rotationsspektrum für den 23.01.2008 (links) und 26.02.2008 (rechts)

Aus den Hodographen und den Rotationsspektren geht aufgrund der dominanten Peaks im negativen Wellenlängenbereich und der Rotation im Uhrzeigersinn hervor, dass sich die Schwerewellen aufwärts gerichtet ausbreiten. Am 23. Januar beträgt die vertikale Wellenlänge 4 km, die intrinsische Periode 1,55 h. Am 26. Februar ist die vertikale Wellenlänge 7,5 km und die intrinsische Periode 1,14 h.

Mit der Waveletanalyse konnten Wellen mit Perioden von 8 bis 9 h bestimmt werden, über die Hodographen ergeben sich Perioden von ca. 1 bis 1,5 h. Der Unterschied ist mit der Dopplerverschiebung zwischen beobachteter und intrinsischer Periode zu erklären. Die Dopplerverschiebung durch den Wind ergibt sich aus Gleichung 2.14 zu annähernd 7 h.

5.4 Auswertung der Messungen in Bodoe

In dem ca. 390 km entfernten Bodoe wurden innerhalb zweier Zeitintervalle Radiosonden im Abstand von 12 h gestartet. Dieser kompakte Datensatz kann für eine Waveletanalyse verwendet werden. In der Abbildung 5.10 ist die Schwerewellenaktivität in 10 km Höhe dargestellt. Deutliche Maxima im ersten Zeitabschnitt sind am 24. und 29. Januar und besonders am 01. Februar erkennbar. Die Wellen haben vertikale Wellenlängen von 8 km.

Im zweiten Intervall konnten zwei Maxima am 24. Februar und am 01. März festgestellt werden, ebenfalls in 10 km Höhe und mit der vertikalen Wellenlänge von 8 km.



Schwerewellenaktivität in 10 km - Radiosonden Bodoe



Abbildung 5.10: Schwerewellenaktivität in Bodoe bei 10 km Höhe

Aus der Darstellung geht ebenfalls hervor, dass am 22. und 25. Februar eine geringe Schwerewellenaktivität vorhanden ist, mit Wellen die eine vertikale Wellenlänge von 18 km besitzen. Für den 1. Februar und den 01. März sind die Hodographen und die Wellenlängenspektren in der Abbildung 5.11 dargestellt. In Bodoe breiten sich die Schwerewellen mit einer vertikalen Wellenlänge von ca. 12 km nach oben aus.

Die intrinsischen Perioden ergeben sich zu 4,52 h (am 01.02.08)und 2,16 h (am 01.03.08).





Hodographen und Rotationsspektrum für den 01.02.2008 (links) und 01.03.2008 (rechts)

KAPITEL 6

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden die Eigenschaften atmosphärischer Schwerewellen untersucht. Als Grundlage dienten kontinuierliche Radarmessungen in Andenes und Radiosondenstarts in Andenes und Bodoe von 2008. Die Zeit-Frequenz-Analyse wurde mit einer Wavelet-Transformation durchgeführt. Es konnte eine genaue Darstellung der Schwerewellenaktivität gegeben werden.

In Andenes wurden Wellen mit Perioden von 8 bis 9 h beobachtet. Aus der Hodographenanalyse der Radiosonden gehen intrinsische Perioden von 2 h bis 5 h hervor, dieser Unterschied zur Waveletanalyse ergibt sich aus der Dopplerverschiebung zwischen beobachteter und intrinsischer Periode. Die vertikalen Wellenlängen in Andenes liegen im Bereich von 4 bis 8 km.

In Bodoe wurden mittels Wavelet-Transformation vertikale Wellenlängen von ca. 8 km beobachtet, die intrinsischen Parameter ergeben eine vertikale Wellenlänge von 12 km und Perioden von ca. 2 bis 5h.

Die vertikale Ausbreitung der Schwerewellen ist an beiden Messstationen aufwärts gerichtet, dieses geht aus dem Rotationssinn der Hodographen und aus den dominanten Peaks im negativen Bereich des Rotationsspektrums hervor.

Es kann das Phänomen der stratosphärischen Erwärmung im Winter beobachtet werden. Es kommt zu kurzzeitigen Umstellung der Winde auf Sommerzustände. Die Analyse der FU Berlin [2008] zeigt, dass es eine SSW im Winter 2008 vom 21. Januar bis zum 01. März gab. Diese Umstellungen des Windes, aber auch die der Temperatur gehen aus den Profilen der Radiosonden hervor. Die SSW bewirkt starke Schwankungen der Schwerewellenaktivität, besonders in 82 km Höhe. Die Daten von VHF-, MF- und Meteorradar wurden jeweils über 5 Tage gemittelt und ausgewertet. Die bestimmte Schwerewellenaktivität in 10 km Höhe kann daher mit den anderen Messungen verglichen werden. In 82 und 88 km ist eine deutliche Variation der Schwerewellen erkennbar, in 10 km kann die Schwerewellenaktivität, trotz fehlender Messungen, über einen längeren Zeitraum als konstant betrachtet werden. Die SSW beeinflusst die Schwerewellenaktivität in großen Höhen.

LITERATURVERZEICHNIS

- Eckermann, S.D., Effect on background winds on vertical wavenumber spectra of atmospheric gravity waves, Journal of Geophysical Research, Vol. 100, No. D7, Pages 14,097-14,112, 1995
- Fiedler, J., Baumgarten, G., and A. Schöch, Stratosphätrische Erwärmung und mesosphärische Abkühlung im Winter, http://www.iap-kborn.de/ Stratosphaerische-Erwaermung.247.0.html
- Fleming, E.L., S. Chandra, J.J. Barnett und M. Corney, Zonal mean temperature, pressure, zonal wind, and geopotential height as functions of latitude, COSPAR International refe- rence atmosphere: 1986, Part II: Middle atmosphere models, Advances of Space Research, 10(12), 11–59, 1990.
- Fritts, D. C., and van Zandt, Th. E., Spectral estimates of gravity wave energy and momentum fluxes, part I, Energy dissipation acceleration, and constraints, J. Atmos. Sci., 50, 3685-3694, 1993.
- Gill, A. E., Atmosphere-ocean dynamics, Academic Press, New York, 1982.
- Guest, F. M., Reeder, M. J., Marks, C. J., and Karoly, D. J., Inertia-gravity waves observed in the lower stratosphere over Macquarie Island, J. Atmos. Sci., 57, 737-752, 2000.

Hines, C. O., The upper atmosphere in motion, American Geophysical Union, 22, 1974.

Hoffmann, P., Singer, W., Keuer, D., Hocking, W.K., Kunze, M., and Y. Murayama, Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and tempratures during stratospheric warming events, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 69, 2355-2366, 2007.

- Hoffmann, P.,Becker, E., Singer, W., Placke, M., Seasonal variation of mesospheric waves northern middle and high latitudes, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2010
- Kumar, P., and E. Foufoula-Georgio, Wavelet analysis for geophysical applications, Rev. Geophys., 35, 385-412, 1997
- Labitzke, K. and B. Naujokat, The lower arctic stratosphere in winter since 1952, Sparc Newsletter, 15, 2000.
- Salby, M.L., Fundamentals of atmospheric physics, Academic Press, San Diego, 1996.
- Schöllhammer, K., Klimatologie der Schwerewellenaktivität in den mittleren Breiten, FU Berlin, 2002
- Serafimovich, A., Investigation of gravity waves with VHF radar measurements, Universität Rostock, 2007
- Shibata, T., T. Fukuda und M. Maeda, Density fluctuations in the middle atmosphere over Fukuoka observed by an XeF Rayleigh laser, Geophysical Research Letters, 13 (11), 1121–1124, 1986.
- Singer, W., R. Latteck, P. Hoffmann und J. Bremer, Bodengebundene Radarmethoden zur Untersuchung der mittleren Atmosphäre, Promet, 31, Nr. 1, 44-49, 2005.
- Thompson, R. O. R. Y., Observation of inertial waves in the stratosphere, Quart. J. R. Met.Soc., 104, 691–698, 1978.
- Torrence, C., and G.P. Compo, A practical quide to wavelet analysis, Bull. Amer. Meteor. Soc., 79(1), 61-78, 1998.
- Vincent, R. A., Allen, S. J., and Eckermann, S. D., Gravity-wave parameters in the lower stratosphere, Gravity wave processes: their parameterization in global models, K. Hamilton (Ed.), Springer Verlag, 7-25, 1996.
- Wallace, J.M., and P.V. Hobbs, Atmospheric science An introductory survey, Academic Press, San Diego, 1977.

Zink, F., und R.A. Vincent, Wavelet analysis of stratospheric gravity wave packets over Macquarie Island — 1. Wave parameters, Journal of Geophysical Research, 106(D10), 10275–10288, 2001.

Selbstständigkeitserklärung

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

Rostock, 17. August 2010