

**Messung und Charakterisierung laminarer Ozonstrukturen
in der polarer Stratosphäre**

**Observation and Characterization of laminated ozone
structures in the polar stratosphere**

Petra Wahl

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 411 (2002)
ISSN 1618 - 3193**

Petra Wahl

Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam
Telegraphenberg A43
D - 14 473 Potsdam

Die vorliegende Arbeit wurde im Januar 2002 vom Institut Physik der Universität Potsdam als
Dissertation angenommen.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	v
Abstract	vii
Einleitung	1
1 Einführung: Ozon und Dynamik der polaren Stratosphäre	5
1.1 Vertikale Struktur der Atmosphäre	5
1.1.1 Potentielle Temperatur und statische Stabilität	6
1.1.2 Potentielle Vorticity	8
1.2 Dynamik der polaren Stratosphäre	10
1.2.1 Globale Zirkulation der Stratosphäre	10
1.2.2 Polarwirbel	15
1.2.3 Unterschiede in der winterlichen Dynamik der Nord- und Südhemisphäre	16
1.3 Ozon der polaren Stratosphäre	18
1.3.1 Meßgrößen des Ozons	19
1.3.2 Vertikale und globale Ozonverteilung	20
1.3.3 Ozonchemie	21
1.3.4 Ozonabbau im Winter	23
1.3.5 Ozonabbau im Sommer	26
1.4 Laminare Strukturen im stratosphärischen Ozon	27
1.4.1 Begriffsbestimmung	27
1.4.2 Beobachtungen laminarer und lamina-ähnlicher Strukturen in Meßdaten	28
1.4.3 Modellierungen und theoretische Analysen laminarer Strukturen	33
1.4.4 Zusammenfassung	37
2 Messungen des stratosphärischen Ozons: Die Ozonsonde	39
3 Messungen des stratosphärischen Ozons: Das Ozon-Dial-Verfahren ...	41
3.1 Lidar-Verfahren	42
3.1.1 Prinzip	42
3.1.2 Lidar-Gleichung	42
3.1.3 Streu- und Absorptionsprozesse in der Atmosphäre	43
3.2 Ozon-Dial-Verfahren	45

3.2.1 Prinzip	45
3.2.2 Ozon-Dial-Gleichung	46
3.2.3 Fehlerbetrachtung	48
3.3 Ozon-Dial-Instrument	54
3.3.1 Instrumenteller Aufbau	55
3.3.2 Meßbarer Höhenbereich	57
3.4 Datenauswertung	59
3.4.1 Rohdatenaufbereitung	59
3.4.2 Algorithmus zur Berechnung der Ozonteilchenzahldichte	61
3.5 Validierung der Ozon-Dial-Messungen	64
3.5.1 Algorithmenvergleich	64
3.5.2 Instrumentenvergleich	69
3.5.3 Zusammenfassung	72
3.6 Diskussion	73
4 Klimatologie laminarer Ozonstrukturen in der polaren Stratosphäre	77
4.1 Methode zur Erstellung der Klimatologie	78
4.1.1 Ansatz und Ziel der Methode	78
4.1.2 Analyseverfahren zur Identifizierung und Quantifizierung von laminaren Strukturen	80
4.1.3 Verwendete Datensätze	86
4.2 Klimatologie laminarer Ozonstrukturen der polaren Stratosphäre	87
4.2.1 Überblick	87
4.2.2 Saisonale Verteilung laminarer Strukturen	91
4.2.3 Vertikale Verteilung laminarer Strukturen	98
4.2.4 Variabilität von Jahr zu Jahr	105
5 Fallbeispiel: Laminaereignisse während der Stratosphärenenerwärmung im Dezember 97/Januar 98	107
5.1 Meteorologie der Stratosphäre im Beobachtungszeitraum	107
5.2 Lidar-Messung von Ozonvariationen am 27. Dezember 1997	108
5.3 Lidar-Messung von Ozonvariationen am 13. Januar 1998	109
6 Ozonstrukturen im Sommer der polaren Stratosphäre	113
6.1 Beobachtung	113
6.2 Interpretation	117
Zusammenfassung	123
Anhang A: Filterung im Frequenzbereich	127

Anhang B: Wavelet-Analyse	129
Literaturverzeichnis	132
Danksagung	I

Kurzfassung

Laminare Ozonstrukturen sind Schichten erhöhten oder erniedrigten Ozongehalts, die regelmäßig in vertikalen Sondierungen des stratosphärischen Ozons, bevorzugt im Winter und Frühjahr der hohen Breiten, beobachtet werden. Sie sind Ausdruck der Filamentierung des Polarwirbelrands und damit des Austauschs von Luftmassen zwischen den hohen und mittleren Breiten über den Wirbelrand. Allgemein resultieren Laminae aus dem Zusammenspiel von starken horizontalen Ozongradienten und starken vertikalen Windscherungen.

Um das jahreszeitliche und höhenabhängige Verhalten der laminaren Ozonstrukturen zu charakterisieren, wurde eine Klimatologie erstellt und analysiert, basierend auf den mehrjährigen Ozonsondendatensätzen der Arktis-Stationen Ny-Ålesund (79° N, 12° O) und Sodankylä (67° N, 27° O) sowie der antarktischen Neumayer-Station (70° S, 8° W). Folgender neuer Ansatz wurde gewählt, um kleinskalige vertikale Ozonstrukturen in einem allgemeinen Sinne zu detektieren: Der vertikale Gradient des Ozonmischungsverhältnisses wurde mit der Wavelet-Analyse nach Torrence und Compo [1998] und der von ihnen zur Verfügung gestellten Software untersucht. Dabei quantifiziert die Wavelet-Leistung die Stärke einer laminaren Struktur und die Wavelet-Skala ihre vertikale Ausdehnung. Ferner kann anhand der Phase der Wavelet-Transformierten zwischen positiven und negativen Laminae unterschieden werden.

Der Jahresgang kleinskaliger vertikaler Ozonstrukturen in der unteren Stratosphäre auf Isentropen bis ca. 500 K (ca. 20 km) ist stark vom Polarwirbel beeinflusst: In der Arktis ist die Laminaaktivität, d. h. die Stärke und Häufigkeit der Laminae, im Dezember am höchsten, wenn sich der Wirbel ausbildet, sowie im März und April, wenn sich der Wirbel zurückbildet. Im Januar und Februar, wenn der Wirbel am stärksten ausgeprägt ist, ist die Laminaaktivität demgegenüber niedriger. Wegen des stabileren südhemisphärischen Polarwirbels sind Laminae im Winter in der antarktischen Stratosphäre im Mittel schwächer ausgeprägt als in der arktischen. Weiterhin sind die Frühjahrsmonate in der Arktis allgemein von einer regen Laminaaktivität geprägt, in der Antarktis hingegen nicht, was auf den massiven Ozonverlust von nahezu 100 % in der Höhenschicht zwischen 400 und 500 K (ca. 15 - 20 km) im antarktischen Frühjahr zurückzuführen ist.

Laminare Ozonstrukturen zeigen eine starke Höhenabhängigkeit: Sie treten in einem eng begrenzten Höhenbereich zwischen 380 und 500 K auf. Wie die Analyse der Laminae innerhalb und außerhalb des arktischen Polarwirbels im speziellen ergibt, liegt die maximale Laminaaktivität außerhalb des Wirbels in einer Höhe von ca. 420 K, innerhalb des Wirbels

dagegen in ca. 380 K. Unterhalb der 400K-Isentrope ist der Austausch von Luftmassen zwischen den polaren und mittleren Breiten nicht mehr durch eine Wirbelbarriere behindert. Da die Stratosphäre über Sodankylä zumeist im Wirbelrandbereich liegt, treten Laminae hier in praktisch allen Wintermonaten über den gesamten Höhenbereich von 380 bis 500 K auf.

Die Entdeckung kleinskaliger vertikaler Ozonstrukturen im Sommer der polaren Stratosphäre auf Isentropen von ca. 600 K (ca. 24 km) macht die Vorzüge des gewählten Ansatzes besonders deutlich: Es handelt sich bei diesen nicht um Laminae im eigentlichen Sinne, sondern um eine scharfe Kante, die verstärkt im Spätsommer auftritt. Diese Kante im Profil des Ozonmischungsverhältnisses wird als Indiz für den Übergang vom dynamisch kontrollierten Regime der unteren Stratosphäre zum photochemisch kontrollierten Regime der mittleren und oberen Stratosphäre im Sommer der polaren Breiten gewertet.

Die Validierung der Ozon-Lidar-Messungen im Rahmen des Ozon-Meßinstrumentenvergleichs von 1998 an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund zeigt, daß das Ozon-Lidar-Instrument der Stiftung Alfred-Wegener-Institut in der Höhenschicht zwischen 12 und 20 km bei einer Zeitauflösung von 3 Stunden und einer Höhengauflösung von 1,2 km eine relative Genauigkeit von besser als 3 % besitzt. Damit ist es prinzipiell möglich, die zeitliche Entwicklung laminarer Strukturen aufzuzeichnen. Ein Fallbeispiel vom 13. Januar 1998 weist Ozonvariationen von rund 0,5 ppmv im Laufe von 5 Stunden in der Höhenschicht zwischen 440 und 460 K nach. Rückwärtstrajektorien sowie eine Konturadvektions-Simulation belegen die differentielle Advektion der Luftmassen über Ny-Ålesund in dieser Höhenschicht.

Die systematischen Abweichungen in der errechneten Ozonkonzentration, die in den Höhen niedrigen Signal-zu-Rausch-Verhältnisses aus der Tiefpaßfilterung der Lidar-Rückstreuungssignale resultieren, wurden mit Hilfe zweier modifizierter Algorithmen untersucht. Dabei ergaben sich folgende Abhängigkeiten von den Parametern des differenzierenden Glättungsfilters: Das Filter mit einem höheren Polynomgrad, wie es bisher verwendet wurde, führt mit einer Filterbreite von 15,3 km zu einem Bias von bis zu -10 % in ca. 40 km Höhe. Dahingegen ruft das Filter mit einem Polynomgrad 1 und einer Filterbreite von 10,5 km einen Bias von +10 % und mehr hervor. Dieser modifizierte Algorithmus bewirkt gleichzeitig einen geringeren relativen Fehler in diesen Höhen und damit eine um ca. 5 km größere Reichweite der Profile.

Abstract

Laminated ozone structures, i.e. layers of enhanced or depleted ozone, are frequently found in vertical soundings of stratospheric ozone. They are most common at high latitudes in winter and spring. Originating from the filamentation of the polar vortex edge, they give evidence of the exchange of inner and outer vortex air masses. More generally, they result from strong horizontal ozone gradients together with strong vertical wind shear.

Based on the multi-year ozone sonde data sets from the Arctic stations Ny-Ålesund (79° N, 12° E) and Sodankyla (67° N, 27° E) as well as the Antarctic station Neumayer (70° S, 8° W) a climatology of laminated ozone structures has been set up. It is used to investigate the seasonal and vertical distribution of these structures. To study small-scale vertical ozone structures in a more general sense, the following approach has been made: The vertical gradient of ozone mixing ratio is analyzed using the wavelet analysis after Torrence and Compo [1998]. In particular, the wavelet power is a measure of the vertical ozone gradient and the wavelet scale a measure of the lamina's vertical extent. The phase of the wavelet transform is further used to characterize negative and positive laminae.

In the lower stratosphere on isentropic levels up to about 500 K (ca. 20 km) the seasonal variability of small-scale vertical ozone structures is strongly influenced by the polar vortex. In the Arctic the lamina activity, i.e. the intensity and frequency of laminae, is highest in December and in March/April as the vortex spins up and breaks down, respectively. Highest vortex stability occurs in January/February and is associated with lower lamina activity. Compared to the Arctic, laminae in the Antarctic are on average less intense due to the higher vortex stability. Finally, no lamina activity is observed in the Antarctic in spring. This is caused by the massive ozone reduction of almost 100 % on isentropic levels between about 400 and 500 K (ca. 15 - 20 km) in the Antarctic stratosphere.

Laminated ozone structures show a characteristic vertical distribution. They are confined to a narrow range of isentropic surfaces between 380 and 500 K. In particular, depending on the relative position of Ny-Ålesund to the vortex the lamina activity outside and inside the vortex is maximum at about 420 K and 380 K, respectively. This is due to the fact that below the 400 K isentropic surface the polar vortex no longer inhibits mixing of air masses from mid and high latitudes. In contrast, Sodankyla is most often situated at the edge of the polar vortex. Laminae, therefore, are observed over the whole range of isentropic levels between 380 and 500 K.

The analysis approach as described above has a clear benefit that becomes evident in the analysis of the summer ozone profiles. Small-scale ozone structures have been revealed in the summer stratosphere on isentropic surfaces of about 600 K (ca. 24 km). Unlike wintertime laminated ozone structures, they represent sharp edges characterized by a negative gradient. This edge in the ozone mixing ratio profile has been interpreted as the transition from the dynamically controlled regime of the lower stratosphere to the photochemically controlled regime of the middle and upper stratosphere at high latitudes in summer.

During the ozone measurements intercomparison at the Koldewey station in Ny-Ålesund in 1998 the Alfred Wegener Institute's ozone lidar instrument has been validated. In the altitude range between 12 and 20 km the instrument is characterized by a relative uncertainty of better than 3 % given a time and altitude resolution of 3 hours and 1,2 km, respectively. In consequence, it is possible to monitor the development of laminated structures. A case study of ozone variations observed on January 13, 1998 above Ny-Ålesund shows a change in ozone mixing ratio of about 0,5 ppmv during 5 hours on isentropic levels between 440 and 460 K. A contour advection simulation and back trajectory calculations demonstrate that differential advection of air masses causes these ozone variations.

In the altitude range where the signal-to-noise ratio is low processing ozone lidar backscatter data by means of a low-pass filter usually results in biases with respect to the true ozone concentration. These biases have been investigated using two modified algorithms. It has been shown that the formerly used low-pass filter with a higher-order polynomial degree and a filter width of 15,3 km at 40 km altitude underestimates the ozone concentration by up to 10 %. In contrast, a filter with polynomial degree 1 and a 10,5 km filter width overestimates the ozone concentration by 10 % and more. However, due to the better relative uncertainty of this modified algorithm the profiles cover an altitude range which is larger by about 5 km.

Einleitung

Die Tatsache, daß der Eintrag von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKW) in die Atmosphäre der Nordhalbkugel zum Ozonabbau in der polaren Stratosphäre der Südhalbkugel führt, ist ein eindrucksvolles Beispiel für die Bedeutung atmosphärischer Transportprozesse. Die Verteilung der meisten Spurengase hängt nicht allein von den chemischen Reaktionen ab, durch die die Spurengase gebildet und abgebaut werden, sondern auch von den großräumigen Luftbewegungen, die die Spurengase transportieren. Nicht anders verhält es sich mit dem Ozon: Die höchsten Säulendichten finden sich im Winter und Frühjahr der hohen Breiten, wo selbst im Sommer bei kontinuierlicher Sonneneinstrahlung die Ozonproduktion vernachlässigbar gering ist. Die niedrigsten Säulendichten hingegen liegen in den Tropen vor, wo das Ozon hauptsächlich gebildet wird. Diese globale Verteilung ist das Resultat eines starken Transports von Ozon aus den niederen in die hohen Breiten. Er ist mit der langsamen Brewer-Dobson-Zirkulation, oder Meridionalzirkulation, verbunden, die Ozon und andere Spurenstoffe aus der oberen tropischen Stratosphäre in die untere polare Stratosphäre transportiert und folglich zu verstärkten meridionalen Ozongradienten führt. Die gegenteilige Wirkung, nämlich die Verringerung meridionaler Gradienten auf isentropen Flächen, hat indessen der isentrope Transport, der vornehmlich durch brechende planetarische Wellen verursacht wird. Ob nun dynamische oder chemische Prozesse die Spurengasverteilung bestimmen, hängt von der jeweiligen Zeitskala der Prozesse ab: Ist die Zeitskala des Transports kleiner als die der photochemischen Reaktionen, so dominieren Transportvorgänge die Spurengasverteilung und umgekehrt. Dies wird in eindrucklicher Weise auch in dieser Arbeit zu sehen sein.

Die Stratosphäre bildet jedoch keineswegs ein einheitliches Transportregime. Wenn sich in der winterlichen Stratosphäre der polaren Breiten aus dem Zusammenspiel von Strahlungskühlung und makroskaliger Dynamik der Polarwirbel ausbildet, bilden sich gleichzeitig scharfe meridionale Gradienten des Ozons und anderer Tracer am Wirbelrand aus. Wie Spurengasmessungen belegen, handelt es sich in der Tat um sehr scharfe Gradienten: Der Übergang von Luftmassen, die Eigenschaften der mittleren Breiten tragen, zu Luftmassen, deren Eigenschaften durch die polaren Breiten gekennzeichnet sind, spielt sich über eine Distanz von nur mehreren hundert Kilometern ab. Diese starken Gradienten am Polarwirbelrand sind ein Indiz für eine "Eddy-Transportbarriere" [McIntyre, 1995], die den isentropen Austausch von Luftmassen über den Wirbelrand hinweg weitgehend verhindert.

Den Austausch zwischen dem Wirbelinneren und -äußeren zu quantifizieren, ist noch immer Gegenstand intensiver Forschung [WMO, 1999]. Auch wenn dieser nur schwach ist, so nimmt

er eine bedeutende Rolle in der globalen Verteilung des Ozons und ozonrelevanter Stoffe ein. Beispielsweise konnte mit Hilfe von Chemietransportmodellierungen [Hadjinicolaou et al., 1997] und hochaufgelösten Trajektorienrechnungen [Knudsen et al., 1998] gezeigt werden, daß der negative Ozontrend in mittleren Breiten zum Teil aus dem Transport ozonarmer Luft aus den Polargebieten herrührt.

Luftmassen aus dem Polarwirbel werden in die mittleren Breiten in Form von Filamenten transportiert, die sich regelmäßig am äußeren Wirbelrand durch brechende planetarische Wellen ablösen und sich mit Luftmassen der mittleren Breiten rasch durchmischen. Diese Filamentierung des Polarwirbelrands ist infolge starker vertikaler Windscherungen höhenabhängig, was sich in vertikalen Sondierungen des Ozons als sogenannte laminare Strukturen, d. h. Schichten erhöhten oder erniedrigten Ozongehalts, äußert [Orsolini, 1995; Appenzeller und Holton, 1997]. Diese Laminae - die den Gegenstand dieser Arbeit bilden - sind somit Ausdruck des Transports von Luftmassen über die Wirbelbarriere hinweg.

Lange bevor der Entstehungsmechanismus der Laminae bekannt war, wurden sie in den ersten Ballonsondierungen der 60er und Anfang der 70er Jahre des 20. Jahrhunderts vielfach beobachtet [Brewer und Milford, 1960; Dobson, 1973]. Um 1990 herum kam erstmals die Vermutung auf, Laminae in Spurengasprofilen könnten in Zusammenhang mit der Durchmischung von Luftmassen aus den polaren und mittleren Breiten stehen (z.B. McKenna et al. [1989]; Murphy et al. [1989]; Tuck [1989]). Als Mechanismus für die Durchmischung wurden von Tuck et al. [1992] starke Deformationen des Wirbelrands vorgeschlagen. Zwei Arbeiten Anfang der 90er Jahre widmeten sich daraufhin intensiv diesen Ozonstrukturen in Sondenprofilen, um Regelmäßigkeiten in deren Auftreten zu beschreiben [Reid und Vaughan, 1991; Reid et al., 1993], bis schließlich vertikal hochaufgelöste Transportmodellierungen [Orsolini, 1995] und Trajektorienrechnungen [Manney et al., 1998] zeigten, daß Laminierung in Tracerprofilen aus der isentropen Advektion durch makroskalige Windfelder resultiert.

Dies ist der Hintergrund, vor dem in der vorliegenden Arbeit die laminaren Ozonstrukturen der polaren Stratosphäre umfassend charakterisiert werden, indem ihr Auftreten in Abhängigkeit von der Höhe und der Jahreszeit klimatologisch untersucht wird. Als Beobachtungsdaten dienen zunächst einmal die Ballonsondierungen des etwas mehr als 12jährigen Datensatzes der arktischen Station in Ny-Ålesund (79° N, 12° O). Hinzu genommen werden die Ozonsondendatensätze von Sodankylä (67° N, 27° O) und der antarktischen Neumayer-Station (70° S, 8° W), so daß erstmals ein direkter Vergleich der Laminae von Ny-Ålesund und Sodankylä einerseits und der Arktis und Antarktis andererseits erfolgt.

Die beiden arktischen Stationen unterscheiden sich aufgrund ihrer geographischen Positionen auch in ihrer relativen Lage zum polaren Wirbel: Während die Stratosphäre über Ny-Ålesund meist innerhalb des Wirbels liegt, befindet sich über Sodankylä oft der Wirbelrand. Da aber gerade der Wirbelrand die stärksten Ozongradienten aufweist und durch bre-

chende planetarische Wellen starke Deformationen erleidet, sind Unterschiede im Auftreten der Laminae zwischen Ny-Ålesund und Sodankylä zu erwarten. Unterschiede in der Beobachtung laminarer Strukturen sollten auch zwischen der Arktis und der Antarktis zu finden sein. Der nordhemisphärische Wirbel ist infolge der größeren Wellenaktivität viel stärker Verlagerungen und Verzerrungen unterworfen als der südhemisphärische, was sich insgesamt in einer geringeren Stabilität und einem stärkeren Austausch von Luftmassen zwischen den polaren und mittleren Breiten bemerkbar macht.

Ein Mangel früherer systematischer Analysen der Häufigkeit laminarer Strukturen ist die betrachtete Meßgröße des Ozons. Der Ozonpartialdruck und die Ozonteilchendichte sind Größen, die bei adiabatischen Zustandsänderungen stark veränderlich sind. In der Diskussion über dynamische und chemische Prozesse empfiehlt es sich daher unbedingt, das Ozonmischungsverhältnis zu betrachten, da es für adiabatische Prozesse eine Erhaltungsgröße darstellt. Aus diesem Grund bezieht sich in dieser Arbeit der Begriff Lamina ausschließlich auf Variationen im Mischungsverhältnis des Ozons.

Auch wird in dieser Arbeit verglichen mit früheren Studien über Laminae in Ozonprofilen ein neuer Ansatz zur Untersuchung dieser Strukturen gewählt. Während Reid und Vaughan [1991] (und ebenso Reid et al. [1993]) die Form einer Lamina, ihre minimale vertikale Ausdehnung und minimale Stärke definieren, werden in dieser Arbeit in einem allgemeineren Sinne kleinskalige vertikale Ozonstrukturen in den Sondenprofilen detektiert. Dies ermöglicht insbesondere, Strukturen zu identifizieren, die möglicherweise in anderen Formen als den typischen Laminae systematisch in Ozonprofilen auftreten.

Dieser Ansatz führt dazu, daß der dynamische Einfluß auf die Ozonverteilung der sommerlichen polaren Stratosphäre zu einem Thema dieser Arbeit wird. Kleinskalige vertikale Ozonstrukturen im Sommer wurden seit ihrer ersten Beobachtung von Dobson [1973] im Zusammenhang mit laminaren Strukturen nicht wieder diskutiert. Überhaupt erlangte der Sommer der polaren Stratosphäre bisher verhältnismäßig geringe Beachtung in der Literatur - sind die dynamischen und chemischen Verhältnisse doch (scheinbar?) sehr viel einfacher: Die Stratosphäre ist im Sommer durch eine schwache Ostströmung und geringe Wellenaktivität geprägt, weshalb zonale Ozonvariationen in der Regel niedrig sind. Jüngste Veröffentlichungen befassen sich jedoch gerade mit dem dynamischen Einfluß auf die polare Stratosphäre im Sommer (z.B. Haynes und Shuckburgh [2000], Wagner und Bowman [2000], Orsolini und Grant [2000], Orsolini [2001]). Dieser scheint neben dem starken Einfluß der Photochemie auf das Ozon der hohen Breiten eine nicht zu vernachlässigende Rolle zu spielen.

Anders als Ballonsondierungen, die an einzelnen Sondenstationen unregelmäßig in Abständen von einigen Tagen durchgeführt werden und damit nicht die ausreichende zeitliche Auflösung besitzen, um die Entwicklung von laminaren Strukturen zu verfolgen, haben Ozon-Lidar-

Messungen eine Zeitauflösung in der Größenordnung von 2 - 3 Stunden, die es ermöglichen könnte, das Entstehen und Vergehen dieser Strukturen aufzuzeichnen. Anhand eines ausgewählten Beispiels sind von Orsolini et al. [1997] Änderungen im Ozongehalt einer Lamina anhand von aufeinanderfolgenden Lidar-Messungen im Vergleich zu Modellsimulationen illustriert worden.

Die Stiftung Alfred-Wegener-Institut betreibt neben den Ballonsondierungen seit dem Winter 1988/89 ein Ozon-Lidar-Instrument an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund. Daher geht diese Arbeit auch der Frage nach, inwieweit Ozon-Lidar-Messungen zur Beobachtung laminarer Strukturen herangezogen werden können. Der Anwendung des Ozon-Lidar-Verfahrens sind in zweifacher Hinsicht Grenzen gesetzt: zum einen durch die Eigenschaften der Meßdaten, wie zeitliche und räumliche Auflösung, zum anderen aber auch durch den Auswertalgorithmus, mit dem die Ozonteilchenzahldichte aus den gemessenen Daten errechnet wird. Die zur Erhöhung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses notwendige Tiefpaßfilterung reduziert die zeitliche und räumliche Auflösung und führt darüber hinaus zu systematischen Abweichungen in der errechneten Ozonkonzentration. Wichtig ist es deshalb, zunächst die Höhen- und Zeitauflösung sowie die systematischen Abweichungen der Ozon-Lidar-Profile zu charakterisieren und zu validieren. Dies war einerseits 1996 durch einen Ozon-Dial-Algorithmusvergleich und andererseits 1998 durch einen Ozon-Instrumentenvergleich, der *Ny-Ålesund Ozone Measurement Intercomparison* (NAOMI), möglich. Basierend auf den Ergebnissen dieser Vergleichskampagnen werden in dieser Arbeit die Meßdaten der Kampagnen mit zwei modifizierten Algorithmen reanalysiert, um deren Ergebnisse zu verifizieren und möglicherweise eine Verbesserung des Algorithmus zu erzielen.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich folgendermaßen: Kapitel 1 führt in die grundlegenden Zusammenhänge des Ozons und der Dynamik der polaren Stratosphäre ein und gibt in Abschnitt 1.4 im speziellen einen Überblick über die wichtigsten bisherigen Arbeiten über laminare Strukturen. Kapitel 2 erläutert in knappen Zügen die Funktionsweise der Ozonsonde, während sich Kapitel 3 ausführlich mit dem Ozon-Dial-Verfahren, dessen Instrumentierung, dem Auswertverfahren und der Validierung befaßt. In Kapitel 4 wird die Methode zur Erstellung der Klimatologie vorgestellt sowie die Klimatologie selbst. Ein Fallbeispiel anhand von Ozon-Lidar-Messungen vom Dezember 1997 und Januar 1998 illustriert in Kapitel 5, welche rasche Ozonvariationen am Polarwirbelrand unter besonderen meteorologischen Bedingungen möglich sind. Schließlich widmet sich Kapitel 6 den kleinskaligen vertikalen Ozonstrukturen, die im Sommer der polaren Stratosphäre zu beobachten sind. Dabei wird ihre Beobachtung in den Sondenprofilen von Ny-Ålesund, Sodankylä und der Neumayer-Station beschrieben und mit Hilfe jüngster Arbeiten über die Dynamik der sommerlichen polaren Stratosphäre interpretiert.

1 Einführung:

Ozon und Dynamik der polaren Stratosphäre

Die Zusammensetzung der Atmosphäre ist bis in eine Höhe von etwa 80 km homogen, d. h. das mittlere molekulare Gewicht der Luft ändert sich nur geringfügig mit der Höhe. In den Höhen darüber tritt hingegen Entmischung durch gaskinetische Effekte auf. Die Hauptkomponenten der Luft bilden Stickstoff (78,08 %) und Sauerstoff (20,95 %). Daneben besteht Luft in Spuren aus einer Reihe von Edelgasen, z. B. Argon und Neon, sowie aus Kohlendioxid, Ozon und Wasserdampf. Das Mischungsverhältnis mancher dieser Spurengase weist eine starke Höhenabhängigkeit auf, je nach dem, wo sich die Quellen und Senken des jeweiligen Gases befinden. So liegt das Ozon zu rund 90 % in der Stratosphäre vor, wo es hauptsächlich gebildet wird. Für die Verteilung des Ozons in der Stratosphäre spielen jedoch außer chemischen auch dynamische Prozesse eine entscheidende Rolle. Unter dynamischen Prozessen sind hier makroskalige Prozesse zu verstehen, also solche mit einer horizontalen Ausdehnung von 10^3 bis 10^4 km. Andersherum wirkt die Verteilung des Ozons sowohl auf die Dynamik als auch auf die Photochemie der Stratosphäre ein: Indem das Ozon atmosphärische Abkühlungs- und Erwärmungsraten mitbestimmt, beeinflusst es einerseits dynamische Prozesse. Indem es die Transmission der Atmosphäre, insbesondere im UV-Bereich, mitbestimmt, beeinflusst es andererseits photochemische Reaktionen. Dynamische und chemische Prozesse der Stratosphäre sind also in ihren Wirkungen eng miteinander verknüpft.

Die vielfältigen Aspekte der Chemie und der Dynamik der polaren Stratosphäre werden in diesem Kapitel qualitativ dargelegt. Nach einer Einführung in einige grundlegende Begriffe zur Beschreibung dynamischer Prozesse (Abschnitt 1.1) wird die globale stratosphärische Zirkulation in Abschnitt 1.2 erläutert sowie in Abschnitt 1.3 die wesentlichen Aspekte der stratosphärischen Ozonchemie. Abschließend ist in Abschnitt 1.4 der bisherige Kenntnisstand über laminare Ozonstrukturen zusammengefaßt, der den Ausgangspunkt für die vorliegende Arbeit bildet.

1.1 Vertikale Struktur der Atmosphäre

Die Atmosphäre wird allgemein aufgrund des Temperaturprofils in verschiedene Schichten unterteilt: in die Troposphäre, die Stratosphäre, die Mesosphäre und die Thermosphäre. Das dynamische Verhalten dieser Schichten, insbesondere auch der Troposphäre und Stratosphäre, unterscheidet sich deutlich aufgrund ihres unterschiedlichen Temperaturverlaufs.

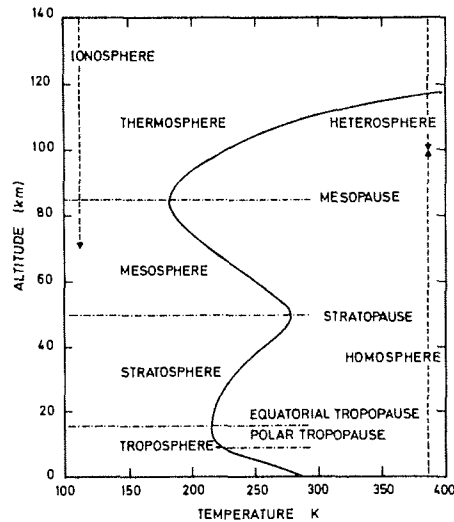


Abbildung 1.1: Temperaturverlauf der Atmosphäre bis 140 km Höhe (aus Brasseur und Solomon [1986]).

Trotzdem können Troposphäre und Stratosphäre nicht völlig unabhängig voneinander betrachtet werden. So hat die Troposphäre beispielsweise entscheidenden Einfluß auf die winterliche Zirkulation in der Stratosphäre, die anschließend in Abschnitt 1.2 näher erläutert wird. Zunächst werden hier einige grundlegende Begriffe eingeführt, die der Beschreibung des unterschiedlichen dynamischen Verhaltens der beiden Schichten dienen.

1.1.1 Potentielle Temperatur und statische Stabilität

Abbildung 1.1 zeigt den Temperaturverlauf der Atmosphäre bis in eine Höhe von 140 km. Troposphäre und Stratosphäre unterscheiden sich durch ihre vertikalen Temperaturgradienten sehr deutlich voneinander, was sich auf die vertikalen Luftbewegungen in diesen Schichten auswirkt. Dies zeigt sich anhand ihrer unterschiedlichen statischen Stabilität. Als Maß für die Stabilität der atmosphärischen Schichtung gilt hier der vertikale Gradient der potentiellen Temperatur. Die potentielle Temperatur Θ ist definiert als die Temperatur, die ein Luftpaket mit dem Druck p und der Temperatur T annehmen würde, wenn es trockenadiabatisch auf den meteorologischen Normaldruck von $p_0 = 1013 \text{ hPa}$ gebracht würde:

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \quad (1.1)$$

Dabei bezeichnen c_p die Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck und R die allgemeine Gaskonstante. Aus dieser Definition folgt, daß sich bei einer adiabatischen Verschiebung eines Luftpaketes dessen potentielle Temperatur nicht ändert.

Eine stabile atmosphärische Schichtung liegt vor, wenn die potentielle Temperatur mit der Höhe zunimmt ($d\Theta/dz > 0$), und zwar ist die Schichtung umso stabiler, je stärker der Gradient $d\Theta/dz$ ist. In einer solchen stabilen Gleichgewichtslage würde ein Luftpaket nach anfänglicher Auslenkung in vertikaler Richtung eine rücktreibende Kraft erfahren und in seine Ausgangslage zurückkehren. Umgekehrt würde sich bei einer instabilen Schichtung ($d\Theta/dz < 0$) ein Luftpaket nach einer Auslenkung immer weiter von seiner Ausgangslage entfernen.

Da im allgemeinen die Atmosphäre stabil geschichtet ist, d. h. die potentielle Temperatur mit der Höhe monoton zunimmt, eignet sich die potentielle Temperatur sehr gut als Höhenkoordinate. Man spricht in diesem Fall von einem isentropen Koordinatensystem. Wie bereits aus der Definition der potentiellen Temperatur hervorgeht, besitzt dieses eine wichtige Eigenschaft: In Abwesenheit diabatischer Prozesse hat die Geschwindigkeit keine Vertikalkomponente, so daß sich Luftpakete auf Isentropen, also Flächen gleicher potentieller Temperatur, bewegen. Die potentielle Temperatur stellt also eine Erhaltungsgröße dar. Um die Abhängigkeit der potentiellen Temperatur von der Höhe zu veranschaulichen, ist in Abbildung 1.2 beispielhaft jeweils für ein Sondenprofil der Monate Januar und Juli die Höhe über der potentiellen Temperatur aufgetragen.

Im globalen Mittel resultiert die troposphärische Temperaturverteilung aus dem Gleichgewicht von Strahlungs- und Konvektionswärme. Das Strahlungsgleichgewicht der Troposphäre wird im wesentlichen beeinflusst durch die Erdoberfläche, die als Wärmequelle wirkt, und die Strahlungskühlung der oberen Troposphäre, die durch Wasser, Kohlendioxid, Ozon und Aerosole verursacht wird. So zeichnet sich die Troposphäre im zeitlichen und räumlichen Mittel durch eine Abnahme der Temperatur mit der Höhe aus, und zwar im globalen Mittel um ca. $6,5 \text{ K km}^{-1}$. Wegen der geringen Stabilität der Troposphäre findet starke Konvektion statt, die fühlbare und latente Wärme vom Erdboden in die obere Troposphäre transportiert, wobei dies gleichzeitig zu einer starken vertikalen Durchmischung führt. Dieser Zusammenhang zwischen dem Strahlungshaushalt und der Konvektion ist stark vereinfacht und spiegelt annähernd die Zustände in der tropischen Troposphäre wider. In der extratropischen Troposphäre hingegen kommen weitere dynamische Prozesse hinzu, die z. B. in Holton [1995] erläutert sind.

Anders als in der Troposphäre ergibt sich der Temperaturverlauf in der Stratosphäre aus dem Gleichgewicht zwischen Strahlungserwärmung bzw. -kühlung und dynamisch bedingter Erwärmung bzw. Kühlung. Dabei wird das Strahlungsgleichgewicht primär durch die ultraviolette Absorption des Ozons, das sich zu rund 90 % in der Stratosphäre befindet, und die infra-

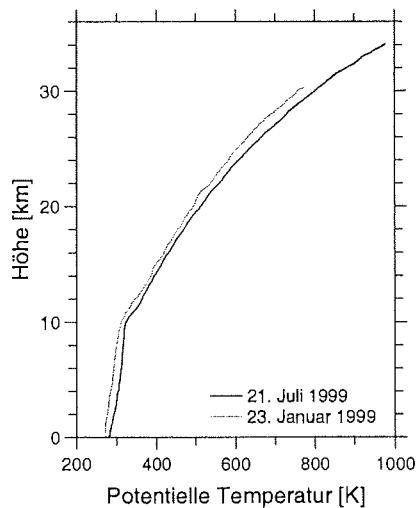


Abbildung 1.2: Höhenabhängigkeit der potentiellen Temperatur am Beispiel zweier Sondenprofile der Monate Januar und Juli.

rote Emission von Kohlendioxid, Wasser und Ozon bestimmt. Die dynamisch bedingte Erwärmung und Abkühlung resultiert aus diabatischen Absink- und Aufstiegsbewegungen, die Teil der globalen Zirkulation sind (siehe Abschnitt 1.2.1). So nimmt die Temperatur in der Stratosphäre im allgemeinen mit der Höhe zu. Entsprechend zeichnet sich die Stratosphäre durch eine erheblich stabilere Schichtung aus, so daß vertikale Umlagerungsprozesse sehr viel langsamer ablaufen als in der Troposphäre. Nur die untere Stratosphäre ist in manchen Fällen annähernd isotherm geschichtet.

Der Übergang von der Troposphäre zur Stratosphäre wird also markiert durch eine deutliche Änderung der statischen Stabilität: von vergleichsweise niedrigen Werten in der Troposphäre zu hohen Werten in der Stratosphäre. Temperatur und Höhe der Tropopause variieren mit dem Breitengrad und der Jahreszeit. Im Mittel liegt die Tropopause in den Polargebieten in 8 - 9 km Höhe, in den mittleren Breiten in 12 - 13 km und in den Tropen in 16 - 17 km. Demzufolge ist die Tropopausentemperatur in polnahen Breiten allgemein höher als in Äquatornähe.

1.1.2 Potentielle Vorticity

Neben dem Temperaturgradienten und der Stabilität der atmosphärischen Schichtung gibt es ein weiteres Merkmal, das sich beim Übergang von der Troposphäre zur Stratosphäre mar-

kant ändert: die potentielle Wirbelstärke oder potentielle Vorticity PV. In ihrer speziellen isentropen Form ist sie nach Ertel definiert als:

$$PV = -g(\zeta_{\Theta} + 2\Omega \sin \Phi) \frac{\partial \Theta}{\partial p} \quad (1.2)$$

und stellt ein Maß für die Drehimpulskomponente der Luftpakete senkrecht zu einer lokalen isentropen Fläche dar. Hierin bezeichnen g die Erdbeschleunigung und p den Druck. Die PV setzt sich zusammen aus der relativen Vorticity ζ_{Θ} , die den Anteil der Rotation des Windfeldes senkrecht zur Isentropen angibt, und dem Coriolisparameter $2\Omega \sin \Phi$, der den von der Erdrotation herrührenden Anteil beschreibt (Ω stellt die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation und Φ die geographische Breite dar). Die Summe aus relativer Vorticity und dem Coriolisparameter wird auch als absolute Vorticity bezeichnet. Als Einheit der potentiellen Vorticity wird hier die weit verbreitete Potential Vorticity Unit PVU verwendet, die durch $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ definiert ist.

Ertels PV ist wie die potentielle Temperatur eine Erhaltungsgröße, solange keine diabatischen Prozesse stattfinden. Darüber hinaus ist die Zeitskala diabatischer Prozesse in der polaren Stratosphäre wesentlich länger als die der Advektion, so daß die PV eines Luftpaketes entlang einer Isentropen über einen Zeitraum von wenigen Wochen in erster Näherung noch als konstant angesehen werden kann. Daher eignet sich Ertels PV hier sehr gut als dynamischer Tracer für horizontale Bewegungen. Zur Interpretation der PV zeigt sich ein weiterer Vorteil des isentropen Koordinatensystems: Ertels PV bleibt in Abwesenheit diabatischer Prozesse nicht nur erhalten, sondern wird ferner ausschließlich auf isentropen Flächen advehiert.

Außerhalb der Tropen ist die PV zur Unterscheidung troposphärischer und stratosphärischer Luft gut geeignet, sofern keine starken diabatischen Prozesse auf die Luftmassen einwirken. In den Tropen gilt dies allerdings nicht, da am Äquator der Coriolisparameter das Vorzeichen wechselt. Troposphärische Luft läßt sich im allgemeinen durch $|PV| \leq 2 \text{ PVU}$ charakterisieren [Holton, 1995], während für die untere Stratosphäre außerhalb der Tropen Werte von 5 PVU und mehr typisch sind. Darüber nimmt die potentielle Vorticity mit der Höhe weiter stark zu.

In dieser Arbeit wird auch die sogenannte modifizierte potentielle Vorticity mPV nach Lait [1993] verwendet. Sie ist definiert als:

$$\text{mPV} = PV \left(\frac{\Theta}{\Theta_0} \right)^{-9/2} \quad (1.3)$$

Der dimensionslose Skalierungsfaktor $(\Theta/\Theta_0)^{-9/2}$ mit der Referenzhöhe Θ_0 bewirkt dabei, daß die Höhenabhängigkeit der potentiellen Wirbelstärke PV stark reduziert wird.

Ferner wird in dieser Arbeit die sogenannte normierte potentielle Vorticity nPV nach Rex et al. [1998] verwendet. Sie beruht auf der von Dunkerton und Delisi [1986] eingeführten skalierten potentiellen Vorticity, in der Ertels PV mit dem Faktor $[g(\partial\Theta_0/\partial p)]^{-1}$ skaliert wird, um PV-Werte auf verschiedenen isentropen Flächen besser vergleichbar zu machen. Wird diese skalierte potentielle Vorticity mit dem konstanten Faktor $k = 2,65 \cdot 10^5$ multipliziert, so ergibt sich die normierte potentielle Vorticity, wobei k so gewählt ist, daß der Zahlenwert der nPV auf der 475K-Isentrope dem Zahlenwert der Ertelschen PV entspricht:

$$\text{nPV} = k \text{PV} \left(g \frac{\partial \Theta_0(p)}{\partial p} \right)^{-1} \quad (1.4)$$

Hierbei ist $\Theta_0(p)$ ein mittleres Profil der potentiellen Temperatur, das aus ca. 500 Radiosondenprofilen der Monate Dezember, Januar und Februar aus Ny-Ålesund berechnet wurde. Die normierte PV trägt die Einheit s^{-1} [Rex et al., 1998].

1.2 Dynamik der polaren Stratosphäre

In einem komplexen Zusammenspiel von Strahlungsprozessen und makroskaliger Dynamik bilden sich in der Stratosphäre der polaren Breiten im Winter sehr charakteristische dynamische Verhältnisse aus. Diese ermöglichen überhaupt erst den drastischen chemischen Ozonabbau, der im Frühjahr über den Polargebieten zu beobachten ist und der anschließend in Abschnitt 1.3 erläutert wird. In diesem Abschnitt werden zunächst die wesentlichen dynamischen Prozesse der polaren Stratosphäre qualitativ dargestellt, wobei diejenigen Aspekte besondere Berücksichtigung finden, die für die Verteilung des Ozons bedeutsam sind.

1.2.1 Globale Zirkulation der Stratosphäre

Da in der Stratosphäre Reibungskräfte vernachlässigbar sind, werden stratosphärische Strömungen näherungsweise nur durch die Druckgradienten- und die Corioliskraft bestimmt, d. h. Luft, die in Richtung eines Druckgradienten beschleunigt wird, wird von der Corioliskraft abgelenkt, und zwar auf der Nordhalbkugel nach rechts und auf der Südhalbkugel nach links. Die Geschwindigkeit erhält somit eine Komponente senkrecht zum Druckgefälle. Die Strömung wird weiter beschleunigt, bis sich ein Gleichgewicht zwischen Druckgradienten- und Corioliskraft einstellt. Da die Corioliskraft immer senkrecht auf der Geschwindigkeit steht, muß im Gleichgewicht die Geschwindigkeit auch senkrecht auf der Druckgradientenkraft stehen, so daß die resultierende Strömung isobarenparallel verläuft und damit Druckunterschiede prinzipiell nicht ausgleichen kann. Dieses Modell einer Strömung, die durch das Gleichgewicht von Druckgradienten- und Corioliskraft bestimmt ist, wird als geostrophischer Wind bezeichnet.

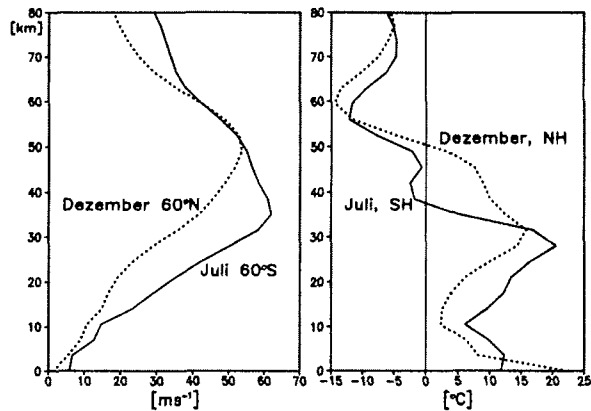


Abbildung 1.3: Illustration der thermischen Windbeziehung anhand der Temperaturdifferenz zwischen 50 und 70° Breite der Nord- und Südhemisphäre für Dezember und Juli in °C (rechts) und der vertikalen Verteilung des zonalen Westwindes in 60° N und S in m s^{-1} (links) (aus Labitzke [1999]).

Eine Aussage darüber, wie sich der geostrophische Wind mit der Höhe ändert, liefert die sogenannte thermische Windbeziehung. Sie besagt, daß die Änderung des geostrophischen Windes mit der Höhe proportional zur horizontalen Temperaturdifferenz in der betrachteten Schicht ist. Die Differenz der geostrophischen Windvektoren im betrachteten Höhenintervall wird als thermischer Wind bezeichnet. Dieser Zusammenhang zwischen vertikaler Windverteilung und horizontaler Temperaturdifferenz geht aus Abbildung 1.3 hervor, in der die Windprofile in 60° N und S den Temperaturdifferenzen zwischen 50 und 70° N und S gegenüber gestellt sind.

Die mittleren stratosphärischen Strömungen lassen sich qualitativ als thermische Winde verstehen: Die äquatoriale Tropopause und die untere tropische Stratosphäre sind im Sommer sehr kalt im Vergleich zur polaren Stratosphäre, die bedingt durch die starke solare Einstrahlung relativ warm ist. Der polwärts gerichtete Temperaturanstieg führt zu einer kräftigen westwärts gerichteten Strömung, einem Ostwind. Dagegen ist im Winter wegen der sehr geringen oder verschwindenden solaren Einstrahlung die polare Stratosphäre über große Höhenbereiche kälter als die tropische. Der resultierende thermische Wind ist daher ein Westwind. In der Stratosphäre liegt also im Prinzip im Winter ein Westwindregime und im Sommer ein Ostwindregime vor. Die Umstellung der Zirkulation vom winterlichen auf das sommerliche Regime erfolgt im Mittel im Norden im März/April, im Süden im Oktober/November. Zur Veranschaulichung ist in Abbildung 1.4 ein Meridionalschnitt durch die Atmosphäre mit Isolinien der mittleren zonalen Windgeschwindigkeiten dargestellt.

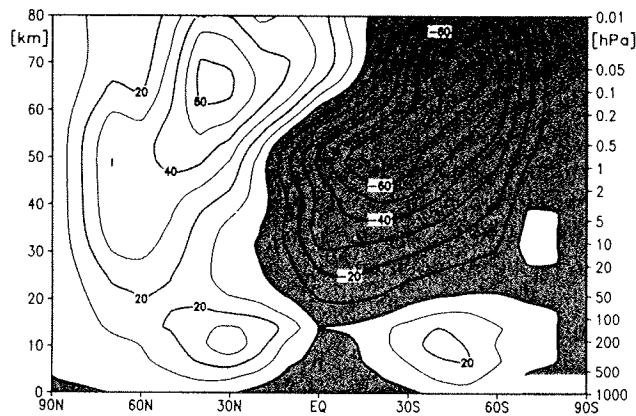


Abbildung 1.4: Meridionalschnitt der mittleren zonalen Windgeschwindigkeiten in m s^{-1} für Januar. Positive Werte sind Westwinde, negative Ostwinde (aus Labitzke [1999]).

Die globale Zirkulation der Stratosphäre, auch Meridionalzirkulation oder Brewer-Dobson-Zirkulation genannt, besteht im wesentlichen aus dem Aufsteigen von Luftmassen in den Tropen, der polwärts gerichteten Strömung in der Stratosphäre und dem Absinken der Luftmassen über den Polgebieten. Diese Meridionalzirkulation ist von entscheidender Bedeutung für die thermische Struktur der Stratosphäre: In jenen Regionen, in denen Luftmassen aufsteigen, liegt die Temperatur unter der Strahlungsgleichgewichtstemperatur; dort, wo die Luftmassen absinken, liegt die Temperatur dagegen darüber. Die Meridionalzirkulation ist ferner bedeutsam in ihrem Einfluß auf die Spurengasverteilung, u. a. auch auf die Verteilung des stratosphärischen Ozons.

Den eigentlichen Antrieb für die stratosphärische Zirkulation stellen zwar, wie oben erläutert, die großskaligen Temperaturgradienten zwischen dem Äquator und den Polgebieten dar, sie führen aber zu einer zonalen Grundströmung, da sich unter Einwirkung der Corioliskraft ein geostrophisches Gleichgewicht einstellt. Es gibt allerdings zahlreiche Ursachen für ein Abweichen vom geostrophischen Gleichgewichtszustand, die eine mittlere Meridionalkomponente der Strömung hervorrufen. Allein schon in den Tropen, wo die Corioliskraft klein ist, sind Abweichungen vom geostrophischen Gleichgewicht die Regel; aber auch außerhalb der Tropen kommt es zu Abweichungen aufgrund saisonaler Änderungen der solaren Einstrahlung. Hauptursache für die Meridionalzirkulation sind jedoch atmosphärische Wellen, die in der Troposphäre entstehen und sich bis in die Stratosphäre ausbreiten. Zu diesen Wellen gehören die planetarischen Wellen, großskalige atmosphärische Wellen, deren Wellenlängen in der Größenordnung von bis zu 10^4 km liegen. Sie werden im wesentlichen durch die globale Land-See-Verteilung angeregt, was daher rührt, daß sich aufgrund der unterschiedli-

chen Wärmekapazitäten von Wasser und Land Temperatur- und Druckunterschiede ausbilden. In ihrer einfachsten Form, den sogenannten Rossby-Wellen, entstehen planetarische Wellen aufgrund der Erhaltung der potentiellen Vorticity. Da die Rückstellkräfte auf der Breitenabhängigkeit des Coriolisparameters beruhen, sind die Auslenkungen, die von Rossby-Wellen verursacht werden, hauptsächlich horizontal. Die Ausbreitung der planetarischen Wellen in die Stratosphäre ist im allgemeinen nur im Winter möglich wegen der dann vorherrschenden Westwinde; im Sommer verhindern die stratosphärischen Ostwinde ihre vertikale Ausbreitung. Da ferner die Transmission der oberen Atmosphäre mit der Wellenlänge zunimmt, gelangen nur die planetarischen Wellen der Wellenzahlen 1 bis 3 in die Stratosphäre. Andere Wellen, die sich im Winter bis in die Stratosphäre und darüber ausbreiten können, sind Schwerewellen. Diese werden z. B. beim Überströmen von Gebirgen ausgelöst und werden in diesem speziellen Fall auch als Leewellen bezeichnet. Im Gegensatz zu den Rossby-Wellen erfolgen die Auslenkungen der Luftpakete durch Schwerewellen im wesentlichen vertikal, da der Auftrieb von vertikal verschobenen Luftpaketen, letztlich also die Schwerkraft, die Rückstellkraft bildet. Die Wellenlängen von Schwerewellen sind sehr unterschiedlich; sie liegen typischerweise im Bereich von 10 km.

Die Wirkung der Wellen auf den Grundstrom beruht auf Impulsübertragung. Da jedoch für das gesamte System Erde-Atmosphäre die Drehimpulserhaltung gilt, muß die Impulsübertragung durch Wellen für das gesamte System insgesamt null sein. So finden Übertragungen des Impulses im wesentlichen in den Quell- und Senkgebieten der Wellen statt, wo sie gleich groß, aber entgegengesetzt gerichtet sind; in den Ausbreitungsgebieten der Wellen dagegen erfährt die Atmosphäre keine Nettoimpulsflüsse. Diese Impulsübertragung durch Wellen, die an der Erdoberfläche und in der Troposphäre angeregt werden, sich im Winter bis in die Stratosphäre ausbreiten und dort dissipieren, stellt eine wichtige dynamische Kopplung von Tropo- und Stratosphäre dar. Für die Dissipation von atmosphärischen Wellen gibt es eine Reihe von Mechanismen, darunter das Brechen der Wellen. Während Schwerewellen hauptsächlich in der Mesosphäre brechen, brechen planetarische Wellen vorwiegend in der Stratosphäre der mittleren Breiten. Der Mechanismus des Wellenbrechens läßt sich für Schwerewellen stark vereinfacht folgendermaßen beschreiben: Die Amplitude einer sich vertikal ausbreitenden Welle wächst aufgrund der abnehmenden atmosphärischen Dichte exponentiell mit der Höhe an. Dabei wird schließlich in einer bestimmten Höhe die Amplitude so groß, daß die atmosphärische Schichtung dort instabil, d. h. der vertikale Gradient der potentiellen Temperatur in dieser Schicht negativ wird, und die Welle rasch dissipiert.

Als Folge der Dissipation von Wellen in der Stratosphäre und der damit verbundenen Impulsübertragung wird die zonale Grundströmung abgebremst. Die negative Beschleunigung einer Westströmung entspricht einer Ostströmung, so daß die resultierende Strömung aufgrund der Corioliskraft eine Meridional Komponente besitzt. Im Mittel werden so Luftmassen polwärts transportiert. Durch diesen Transport von Luftmassen nimmt der Druck in den darunter liegenden Schichten zu, die Luftsäule wird komprimiert und erwärmt sich adiabatisch. Da

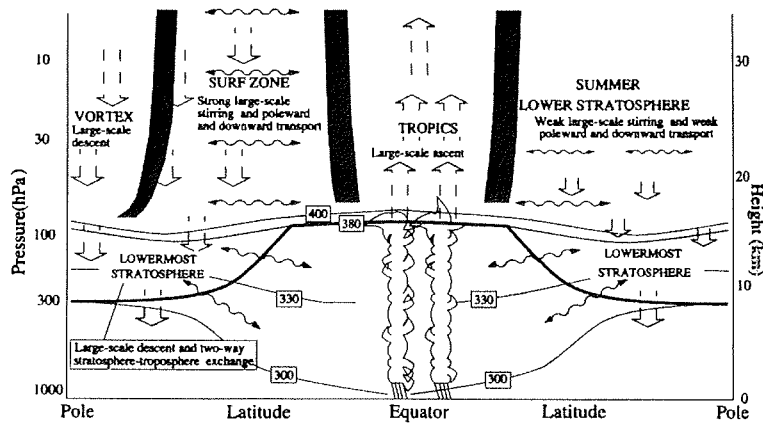


Abbildung 1.5: Schema der wesentlichen Regionen in der unteren Stratosphäre mit ihren verschiedenen Transporteigenschaften. Diabatische Prozesse sind durch breite Pfeile, Durchmischung entlang isentroper Flächen durch gewellte Doppelpfeile gekennzeichnet. Dicke Balken stellen Barrieren der isentropen Durchmischung dar. Dünne Linien repräsentieren ausgewählte isentrope Flächen. Die Tropopause ist durch die dicke Linie markiert (aus WMO [1999]).

über dem Winterpol nun die Temperatur der Luftsäule über der Strahlungsgleichgewichtstemperatur liegt, kommt es zu einer diabatischen Strahlungskühlung durch erhöhte Infrarotabstrahlung. Infolgedessen sinken die Luftmassen nun relativ zu den Isentropen ab. Einen Zusammenhang zwischen der Vertikalbewegung und dem Wellenantrieb liefert das sogenannte *downward control*-Prinzip nach Haynes et al. [1991]. Es besagt, daß für einen bestimmten Breitengrad außerhalb der Tropen die mittlere Vertikalgeschwindigkeit einer Schicht durch die Dissipation von Wellen in den darüber liegenden Schichten kontrolliert wird.

Das diabatische Absinken von Luftmassen in den polaren Breiten bildet folglich den absinkenden Ast der Meridionalzirkulation, deren Antrieb, wie oben beschrieben, in der Wechselwirkung dissipierender Wellen mit dem zonalen Grundstrom liegt. Dieser Antrieb wird nach Holton et al. [1995] auch als *extratropical pump* bezeichnet. Wie ebenfalls oben erläutert, ist dieser Antrieb im Winter stärker ausgeprägt als im Sommer, da die sommerliche stratosphärische Ostströmung die Wellenausbreitung in die Stratosphäre verhindert. Abbildung 1.5 gibt schematisch die Teilprozesse der Meridionalzirkulation wieder (eine ausführliche Beschreibung der Meridionalzirkulation findet sich z. B. in Holton et al. [1995]).

1.2.2 Polarwirbel

Infolge der fehlenden Sonneneinstrahlung kühlen die Luftmassen über den Polgebieten im Winter stark ab, was zu einem großräumigen Absinken der Luftmassen und zur Ausbildung eines kräftigen Tiefdruckgebietes in der Stratosphäre, dem sogenannten Polarwirbel, führt. Die polwärts gerichteten Strömungen führen entsprechend den Bedingungen des geostrophischen Gleichgewichts zu einem ausgeprägten zirkumpolaren Westwindfeld. Diese Westwinde erreichen ihre maximale Stärke bei etwa 60° geographischer Breite, wo sie ein Starkwindband, den sogenannten *jet stream* oder *polar night jet*, bilden. Diese Zone maximaler Windgeschwindigkeiten wird als Polarwirbelrand betrachtet, denn sie ist durch einen starken horizontalen PV-Gradienten gekennzeichnet. Da die PV für adiabatische Prozesse eine Erhaltungsgröße darstellt, wirkt der hohe Gradient am Wirbelrand als Barriere für den Transport von Luftmassen aus dem Wirbel heraus bzw. in den Wirbel hinein. Der Polarwirbel wird daher als isolierte Luftmasse aufgefaßt.

Zum Zentrum des Wirbels hin nimmt die potentielle Wirbelstärke monoton zu, so daß polare Luftmassen generell durch hohe Werte der PV ausgezeichnet sind. Außerhalb des Polarwirbels schließt sich an die Zone des Wirbelrandes in den mittleren Breiten eine Zone mit sehr flachen PV-Gradienten an, die sogenannte *surf zone*, in der rasche isentrope Durchmischung stattfindet. Ursache hierfür ist das Brechen der planetarischen Wellen in dieser Zone, die für eine rasche Umverteilung der Luftmassen in der Horizontalen sorgen. Auf kleinen Skalen findet schließlich irreversible Durchmischung statt.

Obwohl der Polarwirbel in der Regel die polaren Breiten umfaßt, ist er häufig stark verzerrt, so daß seine Form von der zonalen Symmetrie abweicht. Außerdem ist insbesondere der Polarwirbel der Nordhemisphäre häufig nicht polzentriert, sondern in Richtung der europäischen Arktis verlagert (zum Unterschied zwischen südhemisphärischen und nordhemisphärischen Polarwirbel, siehe auch Abschnitt 1.2.3).

In dieser Arbeit wird der Polarwirbelrand definiert als die PV-Isolinie auf der 475K-Isentrope, die den maximalen horizontalen PV-Gradienten aufweist. Zur Bestimmung des Polarwirbelrandes dient die Methode von Nash et al. [1996], nach der die Potentielle Vorticity entlang der äquivalenten Breite betrachtet wird. Dabei entspricht die äquivalente Breite einer PV-Isolinie der geographischen Breite, deren Fläche um den Pol gleich der Fläche ist, die von der PV-Isolinie eingeschlossen wird. Diese von der geographischen auf die äquivalente Breite transformierten PV-Isolinien können als konzentrisch um den Pol und zum Pol hin monoton ansteigend betrachtet werden. Der Begriff der äquivalenten Breite ist ein wichtiges Hilfsmittel, da er eine Analyse des Wirbels unabhängig von seiner Verzerrung und tatsächlichen Lage relativ zum Pol erlaubt. Der maximale PV-Gradient liegt nun dort, wo die Differenz der eingeschlossenen Flächen zweier PV-Isolinien minimal ist. Nash et al. [1996] definieren den Wirbelrand unter der zusätzlichen Bedingung, daß sich der maximale PV-Gradient in der Nähe des maxi-

malen zonalen Windes, gemittelt entlang der PV-Isolinie, befindet. Ferner bestimmen Nash et al. [1996] die Wirbelrandzone anhand des lokalen Minimums und Maximums der zweiten Ableitung der PV nach der äquivalenten Breite.

1.2.3 Unterschiede in der winterlichen Dynamik der Nord- und Südhemisphäre

Die stratosphärische Dynamik der Nord- und Südhemisphäre im Winter weist deutliche Unterschiede auf. Ursache hierfür ist die in der Nordhemisphäre wesentlich stärker ausgeprägte Meridionalzirkulation, die auf eine stärkere Wellenaktivität in der Nordhemisphäre zurückzuführen ist (siehe Abschnitt 1.2.1). Diese wiederum geht auf die unterschiedliche Land-Meer-Verteilung zurück: Während der antarktische Kontinent am Südpol zentriert und ausschließlich von Wassermassen umgeben ist, ist das Nordpolargebiet sowohl von Landmassen - wie dem eurasischen und amerikanischen Kontinent mit ausgeprägten Gebirgszügen, etwa den Rocky Mountains oder dem Himalaya - als auch von Wassermassen - wie dem atlantischen und pazifischen Ozean - umgeben.

Bereits zu Beginn des Winters werden die Unterschiede deutlich: Die antarktische Stratosphäre kühlt sich viel schneller ab und erreicht noch im Frühwinter tiefere Temperaturen als die arktische im Mittwinter. Auch im Laufe des Winters kühlt sich die Stratosphäre in der Antarktis viel stärker ab als in der Arktis, so daß im antarktischen Winter niedrigere Temperaturen als im arktischen, und zwar im Mittel um etwa 15 °C, zu beobachten sind [Labitzke, 1999]. Die sehr niedrigen Temperaturen des südpolaren Wirbels gehen mit einer extremen Stabilität des Wirbels einher: bezogen auf die geopotentielle Höhe ist er im Mittel fast doppelt so stark wie der nordpolare [Labitzke, 1999].

Diese hohe Stabilität äußert sich ferner in der viel geringeren Variabilität des antarktischen Wirbels, was sowohl die Variabilität innerhalb eines Winters als auch die Variabilität von Jahr zu Jahr betrifft. Die hohe Variabilität in der Arktis zeigt sich in den sogenannten Stratosphärenenerwärmungen, die im Mittel zu einem wesentlich wärmeren und schwächeren Nordpolarwirbel führen. Während eine sogenannte kleine Stratosphärenenerwärmung (*minor warming*) durch einen plötzlichen Temperaturanstieg von mindestens 25 K innerhalb einer Woche gekennzeichnet ist, spricht man von einer großen Stratosphärenenerwärmung (*major warming*), wenn neben der Erwärmung des Polargebietes und der Umkehr des horizontalen Temperaturgradienten zwischen 60 und 90° geographischer Breite im 10hPa-Niveau oder darunter auch eine Umstellung der Zirkulation von West- auf Ostwind stattfindet. Diese Zirkulationsumstellung kommt einem Zusammenbruch des Polarwirbels gleich, d. h. das Zentrum des Wirbels liegt dann südlich des 65. bis 60. Breitengrades, wobei der Wirbel dabei nur verschoben oder auch geteilt sein kann. Solche großen Stratosphärenenerwärmungen sind in antarktischen Wintern seit 1958 nicht beobachtet worden, kleinere Stratosphärenenerwärmungen dagegen schon [Labitzke, 1999]. In der Arktis sind große Erwärmungen immer wieder beobachtet worden.

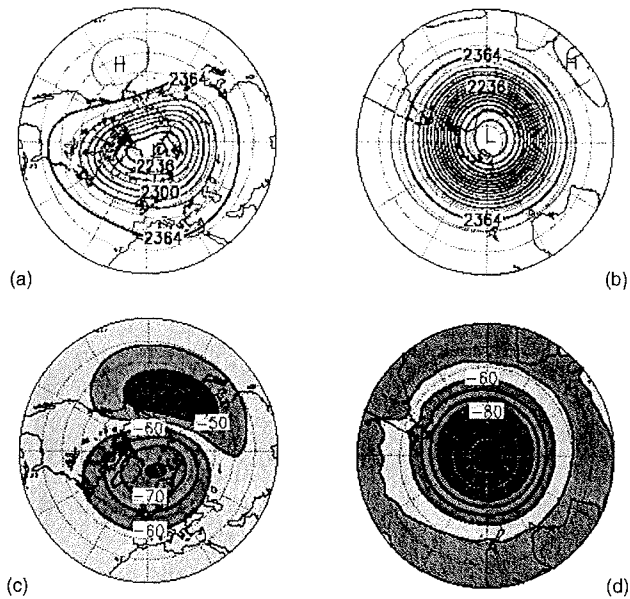


Abbildung 1.6: (a) Monatsmittelkarte der geopotentiellen Höhe in 30 hPa in Dekametern über der Nordhemisphäre im Januar; (b) analog über der Südhemisphäre im Juli; (c) Monatsmittelkarte der 30hPa-Temperaturen in °C über der Nordhemisphäre im Januar; (d) analog über der Südhemisphäre im Juli (aus Labitzke [1999]).

bachtet worden, wobei sie gewöhnlich im Januar oder Februar eines Jahres eintraten [Labitzke, 1999]. Kleine Stratosphärenenerwärmungen hingegen ereignen sich im nordhemisphärischen Winter sogar häufig, wenn auch mit unterschiedlicher Intensität.

Die unterschiedliche Stärke und Variabilität von südhemisphärischem und nordhemisphärischem polarem Wirbel findet sich unter anderem in der unterschiedlichen Häufigkeit laminarer Strukturen in den Ozonprofilen wieder. In dieser Hinsicht ist der Unterschied von antarktischem und arktischem Wirbel auch Gegenstand dieser Arbeit und wird in Kapitel 4 noch einmal aufgegriffen.

Ein weiterer markanter Unterschied liegt in der zonalsymmetrischen Form des antarktischen Wirbels und seiner Temperaturverteilung gegenüber der stark asymmetrischen Form des arktischen Wirbels. Die Asymmetrie über der Arktis besteht darin, daß der Wirbel sehr häufig entlang der Achse Westgrönland-Mittelsibirien gestreckt und im Mittel vom Nordpol zur europäischen Arktis hin verschoben ist. Außerdem bildet sich ein polares Kältegebiet mit Zentrum über Spitzbergen und ein Wärmegebiet mit Zentrum über Kamtschatka aus. Ursache hierfür

ist das sogenannte Aläutenhoch, einem über den Aläuten gelegenen stratosphärischen Hochdruckgebiet, das sich im Winter und Frühjahr gelegentlich sehr verstärken kann. Verstärkt sich das Aläutenhoch, wird der Polarwirbel weiter vom Pol weggeschoben und umgekehrt. Die Verschiebung des Wirbels kann als eine planetarische Welle der Wellenzahl 1 angesehen werden, während sich die Elongation des Wirbels als eine planetarische Welle der Wellenzahl 2 beschreiben läßt. Die Form des südlichen und nördlichen Polarwirbels sowie die jeweilige Temperaturverteilung gehen aus den Abbildungen 1.6 (a) bis (d) hervor: Für die Südhemisphäre im Juli und die Nordhemisphäre im Januar zeigen die Abbildungen (a) und (b) Monatsmittelkarten der geopotentiellen Höhe in 30 hPa und die Abbildungen (c) und (d) Monatsmittelkarten der 30hPa-Temperaturen.

Besonders auffallend sind die Unterschiede in der Ausprägung der Polarwirbel im Frühjahr und Fröhsommer. Die Umstellung von der winterlichen Westwind- auf die sommerliche Ostwindzirkulation, die den Zusammenbruch des Polarwirbels markiert, auch als *final warming* bezeichnet, findet auf der Südhemisphäre im Mittel zwei Monate später statt als auf der Nordhemisphäre. So ist der antarktische Wirbel im Mittel im September, bezogen auf die geopotentielle Höhe, noch mehr als doppelt so stark wie der arktische im März und noch zwei Monate später ist er deutlich ausgeprägt, während über der Nordhemisphäre bereits das sommerliche Hochdruckgebiet ausgebildet ist [Labitzke, 1999].

1.3 Ozon der polaren Stratosphäre

Anhand erster Labormessungen des Ozonspektrums schlug Hartley bereits 1881 vor, daß die UV-Strahlung unter 300 nm in der Atmosphäre durch die Absorption des Ozons blockiert wird. Heute wissen wir, daß diese Ozonabsorption der solaren UV-Strahlung zwischen 240 und 320 nm fundamental für das Leben auf der Erde ist, da sie vor dieser schädigenden Strahlung schützt. Weiterhin zeigten bereits Beobachtungen von Dobson in den 20er Jahren des 20. Jahrhunderts, daß das Ozon der Atmosphäre auf eine breite Schicht zwischen etwa 20 und 40 km Höhe konzentriert ist. Bis zur Entdeckung des antarktischen Ozonlochs 1985 glaubte die wissenschaftliche Gemeinde, die chemischen und dynamischen Prozesse der Stratosphäre ausreichend gut beschreiben zu können. Die Beobachtungen eines massiven Ozonverlustes in der unteren Stratosphäre standen aber in krassem Widerspruch zu den bis dahin allgemein anerkannten Modellergebnissen. Der wissenschaftliche Fortschritt, der in der darauffolgenden Dekade erzielt wurde, ist ein bemerkenswertes Beispiel dafür, wie eine globale Umweltveränderung innerhalb von kurzer Zeit durch internationale Anstrengungen ent-rätselt wurde.

In diesem Abschnitt werden neben der Beschreibung der Meßgrößen und der vertikalen Verteilung des Ozons die grundlegenden chemischen Reaktionen für die Bildung und den Abbau des Ozons in der polaren Stratosphäre dargelegt.

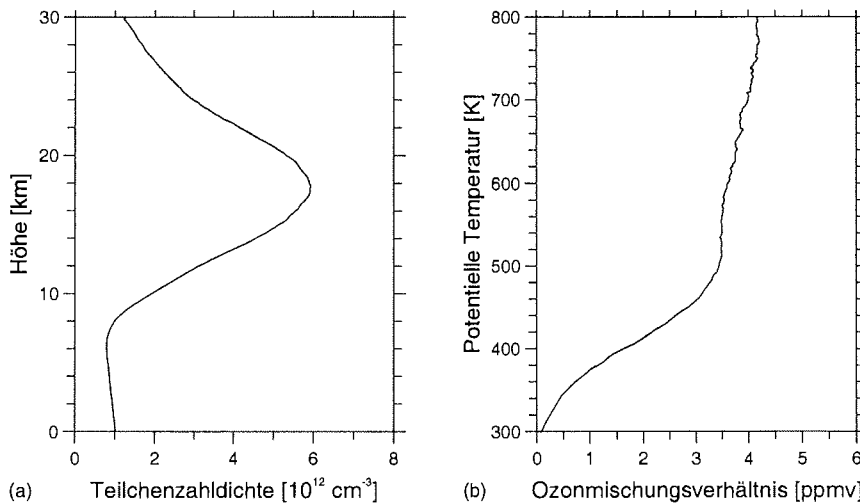


Abbildung 1.7: Mittleres Ozonprofil für Januar, ermittelt aus 94 Sondenaufstiegen der Jahre 1996 - 2001 aus Ny-Ålesund: (a) Teilchenzahldichte über der geometrischen Höhe; (b) Mischungsverhältnis über der potentiellen Temperatur.

1.3.1 Meßgrößen des Ozons

Die Ozonteilchenzahldichte oder Ozonkonzentration n_{O_3} ist die Anzahl der Ozonmoleküle pro Volumeneinheit und wird häufig in der Einheit cm^{-3} angegeben.

Der Ozonpartialdruck p_{O_3} berechnet sich aus der Ozonteilchenzahldichte bei gegebener Temperatur T gemäß:

$$p_{\text{O}_3} = RTn_{\text{O}_3} \quad (1.5)$$

wobei R die allgemeine Gaskonstante darstellt.

Im Gegensatz zu diesen beiden Größen stellt das Volumenmischungsverhältnis μ_{O_3} bei adiabatischen Zustandsänderungen eine Erhaltungsgröße dar, weshalb für die Betrachtung von dynamischen Prozessen vorzugsweise das Mischungsverhältnis verwendet wird. Es geht aus der Teilchenzahldichte bzw. dem Partialdruck wie folgt hervor:

$$\mu_{\text{O}_3} = \frac{n_{\text{O}_3}}{\rho} = \frac{p_{\text{O}_3}}{p} \quad (1.6)$$

Hier bezeichnen ρ die Teilchenzahldichte der Luft und p den Luftdruck. μ_{O_3} ist demnach eine dimensionslose Größe, die jedoch häufig mit der Einheit ppmv (*parts per million volume*) = 10^{-6} versehen wird.

Als Gesamt Ozon N_{O_3} bezeichnet man schließlich die Säulendichte des Ozons, die in direktem Zusammenhang zur UV-Belastung an der Erdoberfläche steht. Sie ergibt sich aus der Konzentration oder dem Mischungsverhältnis gemäß:

$$N_{\text{O}_3} = \int_0^{\infty} n_{\text{O}_3} dz = \int_0^{\infty} \mu_{\text{O}_3} \rho_n dz \quad (1.7)$$

wobei z die vertikale Koordinate ist. Das Gesamt ozon wird in Dobson-Einheiten DU gemessen, wobei 100 DU einer Schichtdicke des Ozons von 1 mm bei einem Normaldruck von 1013 hPa und einer Temperatur von 15 °C entsprechen, also $1 \text{ DU} = 2,687 \cdot 10^{16} \text{ cm}^{-2}$. Typische Ozonsäulendichten liegen zwischen 200 und 400 DU.

1.3.2 Vertikale und globale Ozonverteilung

Die Verteilung des Ozons wird, wie die der meisten Spurengase, bestimmt sowohl von chemischen als auch von dynamischen Prozessen. Welche relativen Beiträge chemische und dynamische Effekte liefern, hängt von der Lebensdauer der jeweiligen Prozesse ab. Dabei lassen sich drei Fälle unterscheiden: Ist die chemische Lebensdauer des Ozons sehr viel niedriger als die dynamische Zeitkonstante, befindet sich das Ozon im photochemischen Gleichgewicht und Transporteffekte spielen eine untergeordnete Rolle. Gradienten in der Ozonverteilung, die durch photochemische Reaktionen hervorgerufen werden, werden demnach durch Transportprozesse nicht abgebaut. Dies gilt im allgemeinen in der oberen Stratosphäre oberhalb von ca. 35 km. Ist dagegen die photochemische Zeitskala sehr viel größer als die dynamische, dominieren Transportprozesse die Ozonverteilung. Sie führen zu einer guten Durchmischung des Ozons und zu niedrigen Gradienten in der Verteilung. Solche Bedingungen sind in der unteren Stratosphäre bis etwa 25 km zu finden. Zwischen diesen beiden Regimen ist in der mittleren Stratosphäre zwischen rund 25 und 35 km ein Regime anzutreffen, in dem chemische und dynamische Prozesse auf etwa den gleichen Zeitskalen ablaufen, so daß die Ozonverteilung von beiden Mechanismen beeinflusst wird. Abbildung 1.7 zeigt ein typisches Ozonprofil der polaren Stratosphäre für den Monat Januar, ermittelt aus 94 Sondenaufstiegen der Jahre 1996 bis 2001 aus Ny-Ålesund, wobei in (a) die Ozonteilchenzahldichte über der geometrischen Höhe, in (b) das Ozonmischungsverhältnis über der potentiellen Temperatur aufgetragen ist.

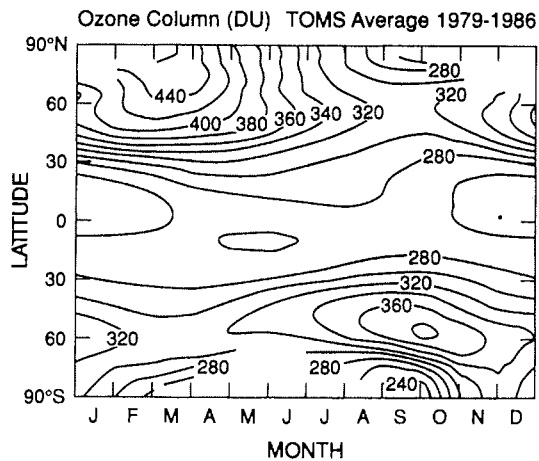
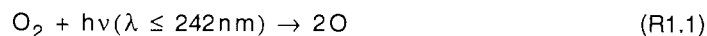


Abbildung 1.8: Globaler Jahresgang der Gesamtozonverteilung in DU (aus Brasseur et al. [1999]).

Betrachtet man den globalen Jahresgang der Gesamtozonverteilung auf beiden Hemisphären in Abbildung 1.8, so ist zunächst auffällig, daß in hohen Breiten höhere Gesamtozonwerte vorliegen als in den Tropen, wo das Ozon aufgrund der hohen Sonneneinstrahlung hauptsächlich gebildet wird. Ferner sind höchste Säulendichten in den polaren Breiten im Winter und zu Beginn des Frühjahrs zu finden mit Ausnahme der hohen Breiten des antarktischen Frühjahrs, wo Säulendichten infolge des Ozonabbaus stark reduziert sind. Diese breitenabhängige und jahreszeitliche Verteilung resultiert aus dem starken polwärtsgerichteten stratosphärischen Transport von Ozon während des Winters im Zusammenhang mit der globalen Meridionalzirkulation (Abschnitt 1.2.1).

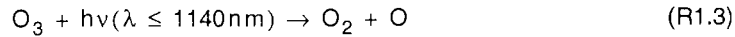
1.3.3 Ozonchemie

Chapman schlug 1930 als erster ein Reaktionsschema für die photochemische Bildung und Zerstörung von stratosphärischem Ozon vor. Demnach entsteht Ozon bei der Photolyse von molekularem Sauerstoff unter dem Einfluß von kurzweiliger UV-Strahlung:



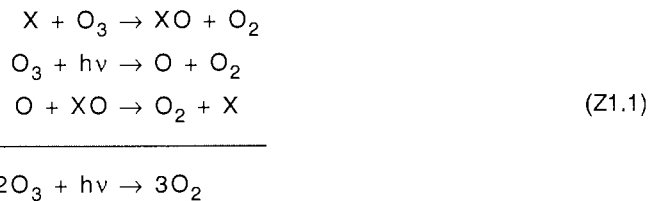
wobei M einen beliebigen Stoßpartner bezeichnet.

Ozon wird photolytisch gespalten gemäß:

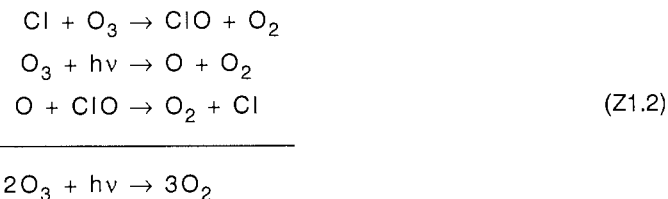


Diese Photolyse findet vor allem im UV-Bereich zwischen etwa 200 und 320 nm, der sogenannten Hartley-Bande, statt. Unter Berücksichtigung dieser Bildungs- und Abbaureaktionen des Ozons in der Stratosphäre läßt sich qualitativ die vertikale Verteilung des Ozons gut beschreiben. Quantitative Abschätzungen des Gesamtozons führen allerdings zu einem um den Faktor zwei erhöhten Ozongehalt.

Katalytische Reaktionszyklen auf der Basis von Radikalen als Katalysatoren wurden daraufhin als weitere Ozonabbaureaktionen identifiziert: Bates und Nicolet schlugen 1950 ein Reaktionsschema unter der katalytischen Wirkung von HO und HO₂, den sogenannten HO_x-Zyklus, vor. Außerdem beschrieb Crutzen 1970 die katalytische Wirkung von NO und NO₂, auch NO_x-Zyklus genannt. Beide Abbauzyklen laufen stark vereinfacht nach folgendem Schema ab, wobei X für das Radikal steht:

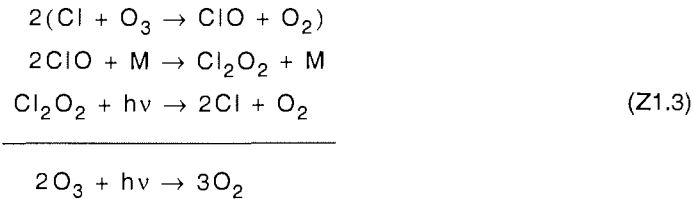


1974 wurde mit dem Chlorradikal als Katalysator von Stolarski und Cicerone ein weiterer katalytischer Abbauzyklus, der sogenannte ClO_x-Zyklus, vorgestellt. Nachdem von Molina und Rowland die industriell hergestellten Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) als primäre Quelle für Chlorradikale in der Stratosphäre identifiziert worden sind, war die Bedeutung dieses Abbauzyklus offensichtlich. Der Reaktionszyklus:

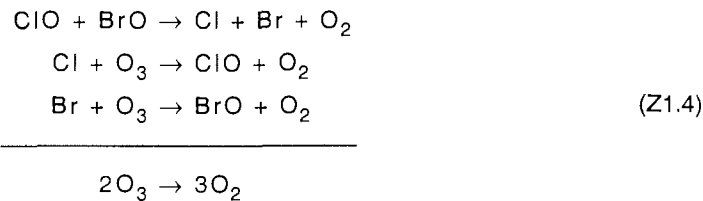


ist vor allem in der oberen Stratosphäre entscheidend, da die Konzentration von atomarem Sauerstoff mit der Höhe zunimmt.

Molina und Molina beschrieben 1987 einen weiteren Chlor-Abbauzyklus, den sogenannten Dimerzyklus, der ohne atomaren Sauerstoff funktioniert und deshalb in der unteren Stratosphäre eine Rolle spielt:



Diese Reaktionskette stellt bei erhöhten ClO-Konzentrationen im Winter einen der beiden wichtigsten Abbauzyklen in der unteren polaren Stratosphäre dar. Sie ist umso effektiver, je niedriger die Temperaturen sind, da sich das Dimer Cl_2O_2 thermisch zersetzt. Ein zweiter Reaktionszyklus, der ebenso für die untere Stratosphäre relevant, im Gegensatz zu (Z1.3) aber weniger temperaturabhängig ist, ist der ClO/BrO-Zyklus:



Welcher der beiden Halogenabbauzyklen den höheren Beitrag liefert, hängt im wesentlichen von der ClO-Konzentration ab, letztlich also vom Grad der Chloraktivierung: Je höher die ClO-Konzentration, desto bedeutsamer ist der Zyklus (Z1.3).

In Abhängigkeit von der Jahreszeit tragen die drei genannten Gruppen von katalytischen Abbauzyklen, nämlich NO_x , HO_x und Halogen, unterschiedlich stark zum Ozonabbau in den polaren Breiten bei. Während im Winter und zu Beginn des Frühjahrs der Halogenzyklus dominiert, überwiegt im Sommer die Bedeutung des NO_x -Zyklus.

1.3.4 Ozonabbau im Winter

Chlor liegt in der Stratosphäre ohne besondere Einwirkungen in den stabilen Verbindungen HCl und ClONO_2 , den sogenannten Reservoirgasen, vor. Das Ausmaß der Ozonzerstörung

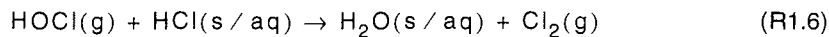
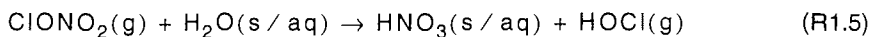
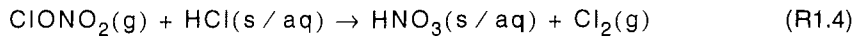
hängt folglich entscheidend davon ab, wieviel Chlor aus diesen Reservoirgasen freigesetzt wird. Hierfür waren zunächst nur Gasphasenreaktionen bekannt, auf deren Grundlage ein relatives ClO-Maximum in ca. 40 km Höhe bestimmt und daraus ein maximaler Ozonverlust abgeleitet wurde. Damit konnten allerdings die von Farman 1985 entdeckten massiven Ozonverluste über der Antarktis im Frühjahr noch nicht ausreichend erklärt werden, da in dieser Höhe die Ozonkonzentration relativ gering und dementsprechend klein der Effekt auf die gesamte Ozonsäule ist.

Die massive Zerstörung des stratosphärischen Ozons in den Polarregionen im Frühjahr wird ausgelöst durch heterogene Reaktionen, die an der Oberfläche von Aerosolen stattfinden. Infolge der sehr tiefen Temperaturen, die im Winter innerhalb der Polarwirbel der Nord- und Südhemisphäre auftreten, können sich sogenannte polare Stratosphärenwolken (*polar stratospheric cloud*, PSC) bilden. Es gibt mehrere Typen von PSCs, die sich hinsichtlich ihrer Phase und Zusammensetzung voneinander unterscheiden.

Bei Temperaturen unterhalb des Frostpunktes, also unterhalb von etwa 190 K in der unteren Stratosphäre, bilden sich PSCs aus Eiskristallen, die als PSC Typ II bezeichnet werden. Während im antarktischen Polarwirbel die Temperaturen in jedem Winter großflächig und langandauernd den Frostpunkt unterschreiten, liegen die synoptischen Temperaturen im arktischen Polarwirbel nur selten unterhalb des Frostpunktes. Hier werden PSC II Partikel vor allem im Lee großer Gebirgsketten, z. B. über Skandinavien, beobachtet, die dadurch zustande kommen, daß sich die an den Gebirgsketten angeregten Schwerewellen in die Stratosphäre ausbreiten und dort beträchtliche Temperaturschwankungen hervorrufen. Diese PSCs vom Typ II sind mit dem bloßen Auge sichtbar und bereits seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts als Perlmutterwolken bekannt.

Oberhalb des Frostpunktes existieren PSCs, die als Typ I bezeichnet werden, von denen man wiederum zwei Typen unterscheidet: Typ Ia sind feste Teilchen aus Salpetersäuretrihydrat $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (*nitric acid trihydrate*, NAT), während Typ Ib aus flüssigen ternären Lösungen bestehen, die Wasser, Salpetersäure HNO_3 und Schwefelsäure H_2SO_4 enthalten (*supercooled ternary solution*, STS). Partikelradien der PSC I liegen in der Größenordnung von 0,5 - 1,0 μm . Der genaue Bildungsmechanismus von NAT ist noch umstritten. Bei der Bildung von STS dagegen geht man davon aus, daß es direkt aus den flüssigen Sulfataerosolen entsteht, das als stratosphärisches Hintergrundaerosol, auch Junge-Schicht genannt, zwischen der Tropopause und einer Höhe von rund 25 km in allen geographischen Breiten zu finden ist. Diese Tröpfchen verdünnter Schwefelsäure sind ein Oxidationsprodukt natürlicher, schwefelhaltiger Substanzen aus vulkanischen und biogenen Emissionen. Typische Radien der Sulfataerosole liegen bei 0,1 μm . Mit abnehmender Temperatur steigen die Löslichkeiten von HNO_3 und H_2O und die Sulfataerosole nehmen immer mehr HNO_3 und H_2O aus der Gasphase auf (eine ausführliche Behandlung der PSCs ist z. B. in Peter [1997] zu finden).

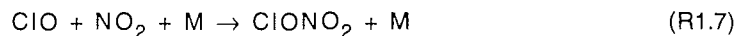
PSCs haben hauptsächlich zwei Effekte auf die Ozonchemie der polaren Stratosphäre. Zum einen bilden sie die Oberfläche, an der heterogene Reaktionen ablaufen, die das Chlor aus den Reservoirgasen in die aktiven Chlorverbindungen ClO, Cl₂O₂ und Cl - zusammengefaßt auch als ClO_x bezeichnet - überführen. Die wichtigsten chloraktivierenden Reaktionen sind:



Hier bezeichnen (g) den gasförmigen, (s) den festen und (aq) den flüssigen Zustand.

Die aktiven Chlorverbindungen werden unter dem Einfluß von Sonnenlicht rasch photolysiert und bilden Chlorradikale, die den Ozonabbau nach den Zyklen (Z1.3) und (Z1.4) katalysieren.

Der zweite wichtige Effekt besteht darin, daß PSCs Stickoxidverbindungen binden, die für die Deaktivierung reaktiver Chlorverbindungen von Bedeutung sind. Wieviel Ozon abgebaut wird, hängt nicht nur davon ab, wieviel Chlor aus den Reservoirgasen freigesetzt wird, sondern auch von der Lebensdauer der Chlors. Diese wird durch die Rückführung von Chlor in die Reservoirgase begrenzt, wobei gegen Ende des Winters zunächst die Bildung von ClONO₂ die überwiegende Rolle spielt:



Tagsüber liegt der größte Teil des ClO_x als ClO vor. Begrenzt wird die Reaktion deshalb vor allem durch die Konzentration von NO₂, also durch die Stickoxidverbindungen.

Ein weiterer Effekt der PSCs liegt darin, daß große, schwere Partikel sedimentieren können. Dadurch werden die in den PSCs enthaltenen Verbindungen wie Wasser und HNO₃ der ursprünglichen Luftschicht entzogen. Diesen Prozeß nennt man Dehydrierung bzw. Denitrifizierung. Vor allem die Denitrifizierung hat einen erheblichen Einfluß auf die Chlorchemie, weil die Stickoxidverbindungen einen entscheidenden Beitrag für die Deaktivierung der aktiven Chlorverbindungen liefern. Die Denitrifizierung spielt in der antarktischen Stratosphäre eine große Rolle, wo sie dazu führt, daß der katalytische Ozonabbau bis weit in das Frühjahr hinein anhält. In der arktischen Stratosphäre hingegen wurde die Denitrifizierung bisher nur vereinzelt beobachtet.

Ozonverluste im arktischen Wirbel waren bisher immer wesentlich geringer als im antarktischen Wirbel. Verluste von 20 - 25 % des Gesamt ozons werden nur in einzelnen Jahren beobachtet, während der antarktische Ozonverlust regelmäßig bis zu 60 % des Totalozons beträgt [WMO, 1999]. Für die Unterschiede zwischen der Arktis und Antarktis gibt es zwei Ursachen, die miteinander verknüpft sind (siehe Abschnitt 1.2.3): Sowohl die wesentlich tieferen Temperaturen im antarktischen Wirbel gegenüber denen im arktischen als auch die wesentlich höhere Stabilität und größere Dauer des antarktischen Wirbels im Vergleich zum arktischen wirken sich auf die chemischen und physikalischen Prozesse des Ozonabbaus aus. Der wichtigste Aspekt hierbei scheint zu sein, daß der arktische Wirbel anders als der antarktische im Mittel zwei bis drei Monate vor der Tag- und Nachtgleiche aufbricht, wodurch die Periode, in der sich tiefe Temperaturen mit Sonneneinstrahlung überlappen, wesentlich kürzer ist (Details zur Chemie des stratosphärischen Ozonabbaus finden sich z. B. in Solomon [1999]).

1.3.5 Ozonabbau im Sommer

Während des Polartages nimmt infolge der kontinuierlichen Sonneneinstrahlung in den hohen Breiten die Konzentration an NO_x , d. h. NO und NO_2 , deutlich zu, so daß im wesentlichen der katalytische NO_x -Zyklus für den Ozonabbau verantwortlich ist. Da selbst im Sommer in der polaren Stratosphäre nur relativ wenig Ozon produziert wird und gleichzeitig der Transport von ozonreichen Luftmassen aus den niederen in die polaren Breiten gering ist, kann die Ozonerstörung nicht kompensiert werden. Infolgedessen verringert sich die Ozonkonzentration vom späten Frühjahr bis zum Ende des Sommers. Die Abbauraten dieses natürlichen Ozonverlusts im Sommer der hohen Breiten sind zwar wesentlich niedriger als diejenigen des anthropogenen Ozonabbaus im Frühjahr, da sie aber während mehrerer Monate wirksam sind, ist ihr kumulativer Effekt über den Sommer hinweg bedeutend. Der Säulenverlust beträgt etwa 30 % und ist somit vergleichbar oder sogar größer als Ozonverluste, die gewöhnlich im arktischen Frühjahr auftreten [Toon et al., 1999].

Das Ausmaß des Ozonabbaus hängt also vom NO_x -Gehalt ab und dieser steigt mit dem Eintreten der kontinuierlichen Sonneneinstrahlung drastisch an. Die entscheidende chemische Komponente hierbei ist das N_2O_5 , das einerseits zu NO_x photolysiert:



und andererseits durch heterogene Hydrolyse an der Oberfläche des Hintergrundaerosols HNO_3 bildet:



Diese Hydrolyse von N_2O_5 bewirkt also, daß weniger NO_x zur Verfügung steht. Mit dem Einsetzen des Polartages wird die Produktion von N_2O_5 jedoch eingestellt, da die Vorläuferverbindung für die N_2O_5 -Bildung, das NO_3 , dann innerhalb von wenigen Sekunden direkt zu NO_x photolysiert. Die fehlende N_2O_5 -Hydrolyse ist letztlich ausschlaggebend dafür, daß in den sommerlichen Luftmassen der polaren Breiten die NO_x -Konzentration und damit der Ozonabbau stark zunimmt [Fahey und Ravishankara, 1999].

1.4 Laminare Strukturen im stratosphärischen Ozon

Wie in Abschnitt 1.2 ausführlich dargelegt, beeinflussen planetarische Wellen die Lage und Ausprägung des Polarwirbels stark und sind somit für die unterschiedliche Stabilität des süd- und nordhemisphärischen Wirbels verantwortlich. Eine Folge der stärkeren Wellenaktivität der Nordhemisphäre im Winter ist der stärkere Austausch von Luftmassen zwischen den mittleren und hohen Breiten. So gelten Luftmassen innerhalb des nordpolaren Wirbels als weniger stark isoliert als innerhalb des südpolaren. Ein Ausdruck des Austauschs von Luftmassen sind filamentartige Strukturen, die regelmäßig in horizontalen Tracerverteilungen, z. B. des Ozons, am arktischen Wirbelrand beobachtet werden. Diese filamentartigen Strukturen sind wiederum in vertikalen Ozonsondierungen als laminare Strukturen, also Schichten erhöhten oder erniedrigten Ozongehalts, meßbar. Dieser Abschnitt liefert einen Überblick über bisherige Beobachtungen und Modellierungen laminarer Strukturen und deren Interpretation und stellt damit den Hintergrund für die vorliegende Arbeit über Laminae dar.

1.4.1 Begriffsbestimmung

In der Literatur herrscht einige Verwirrung in der Verwendung des Begriffs Lamina. Er wird vielfach sehr weit gefaßt, indem er ganz allgemein Perturbationen in Profilen des Ozonpartialdrucks oder der Ozonkonzentration über der geometrischen Höhe umschreibt. Schnelle Variationen mit einer Lebensdauer von wenigen Stunden treten in diesen Profiltypen sehr häufig und zum Teil sehr ausgeprägt auf. Diese Variationen können jedoch von unterschiedlichem Ursprung sein und spielen aufgrund ihrer kurzen Lebensdauer für dynamische und chemische Prozesse keine Rolle. Dagegen geben Änderungen im Ozonmischungsverhältnis Aufschluß über Transport- und Durchmischungsprozesse, da das Mischungsverhältnis für adiabatische Prozesse eine Erhaltungsgröße darstellt. Deshalb empfiehlt es sich unbedingt, in der Diskussion über laminare Strukturen Variationen im Ozonmischungsverhältnis zu betrachten. In der vorliegenden Arbeit bezieht sich der Begriff Lamina also ausschließlich auf vertikale Änderungen im Ozonmischungsverhältnis in Abhängigkeit von der potentiellen Temperatur. Im nachfolgenden wird trotzdem gelegentlich auch von den oben genannten Perturbationen in Partialdruck- oder Konzentrationsprofilen die Rede sein. Wird dabei der Begriff

Lamina verwendet, so ist er in Anführungszeichen gesetzt oder aber diese Perturbationen werden als lamina-ähnliche Strukturen bezeichnet.

1.4.2 Beobachtungen laminarer und lamina-ähnlicher Strukturen in Meßdaten

Seit dem Beginn der Ballonsondierungen des stratosphärischen Ozons in den 60er Jahren werden regelmäßig auftretende Minima und Maxima in den Ozonprofilen beobachtet [Brewer und Milford, 1960; Dütsch, 1971]. Die erste umfassende Beschreibung dieser Minima und Maxima in den Profilen des Ozonpartialdrucks wurde von Dobson [1973] veröffentlicht. Er bezeichnet diese Schichten erniedrigten oder erhöhten Ozongehalts als "Laminae". Dabei weist er bereits darauf hin, daß diese Strukturen, die im Partialdruckprofil als ausgeprägte Minima und Maxima in Erscheinung treten, in vielen Fällen im Profil des Mischungsverhältnisses nur als geringfügige Änderung zu beobachten sind. Nur die sehr stark ausgeprägten Fälle sind tatsächlich auch im Profil des Mischungsverhältnisses als Minima und Maxima zu finden [Dobson, 1973].

Dobson [1973] untersucht die Änderung der Intensität dieser Strukturen in Abhängigkeit von der Jahreszeit und der Höhe anhand von 2200 Ozonsondenaufstiegen über Nordamerika und der Schweiz. Dazu beschränkt er sich auf die Untersuchung der Minima, wobei ein Minimum als signifikant gewertet wird, wenn die Partialdruckänderung mindestens 30 nbar beträgt und gleichzeitig ein Minimum im Mischungsverhältnis zu beobachten ist. Dobson findet heraus, daß solche Minima vornehmlich in einer Höhe von rund 15 km und verstärkt in den hohen Breiten im Frühjahr auftreten. Dieses Phänomen erklärt er mit einem Stratosphären-Troposphären-Austausch im Bereich des subtropischen Jetstreams: ozonarme troposphärische Luft tritt dort in die Stratosphäre ein und wird polwärts transportiert [Dobson, 1973]. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist ferner höchst bemerkenswert, daß Dobson [1973] ein weiteres Ozonminimum beschreibt, das sich in manchen Profilen in einer Höhe von etwa 23 km findet und zwar ausschließlich im Spätsommer und Herbst der hohen Breiten. Einen Erklärungsansatz hierfür liefert er nicht. Jedoch vermutet er, daß die Minima in den beiden Höhenregionen unterschiedlichen Ursprungs sind [Dobson, 1973].

Nachfolgend beschriebene Beobachtungen lamina-ähnlicher Ozonstrukturen in Meßdaten beschränken sich allesamt auf Strukturen, die wie Dobsons unteres Ozonminimum in der unteren Stratosphäre bis ca. 20 km auftreten. Dobsons oberes Ozonminimum der sommerlichen polaren Breiten wird erst in der vorliegenden Arbeit wieder zur Sprache kommen (siehe Kapitel 6).

McKenna et al. [1989], Murphy et al. [1989] und Tuck [1989] beschreiben flugzeuggestützte Messungen quer durch den antarktischen Wirbelrand während des *Airborne Antarctic Ozone Experiment* (AAOE), bei denen sie laminare Strukturen in den Profilen von Ozon und anderen

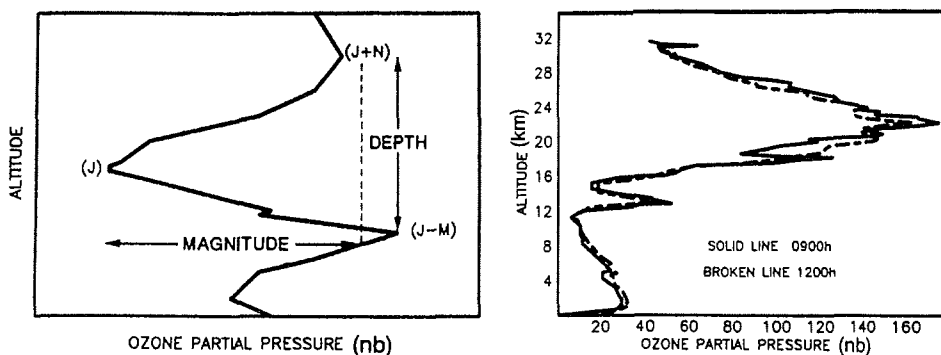


Abbildung 1.9: Definition einer "Lamina" nach Reid und Vaughan [1991]: Negative "Lamina" mit Scheitelpunkt in (J), Dicke (J+N) - (J-M) und Stärke (J-M) - (J) (links) am Beispiel zweier Sondenprofile mit ausgeprägten "Laminae" (rechts) (aus Reid und Vaughan [1991]).

Spurengasen beobachten. Diese Strukturen weisen auf eine Durchmischung von Luftmassen der polaren und mittleren Breiten hin. Solch ein Austausch von Luftmassen über die Wirbelgrenze ist auch in den Daten der *Airborne Arctic Stratospheric Expedition* (AASE) zu sehen: Weit außerhalb des Wirbelrandgebietes werden einzelne Luftpakete beobachtet, die aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung eindeutig als Luftpakete aus dem Wirbelinneren identifiziert werden können [Browell et al., 1990]. Als Mechanismus für solch einen Durchmischungsprozeß diskutieren Tuck et al. [1992] die Verzerrung des Wirbelrandes durch synoptischskalige Bewegungen. In PV-Assimilationen auf der 475K-Isentrope finden Tuck et al. [1992] regelmäßig Tropfen ("blobs") erhöhter PV, die sich am Wirbelrand ablösen und in mittlere Breiten transportiert werden. Ferner wird vermutet, daß viele dieser PV-Tropfen in Wirklichkeit Filamente mit einer vertikalen Ausdehnung von ungefähr 2 km sind, die in Höhengsondierungen der Spurengase als Laminae detektiert werden [Tuck et al., 1992].

Lamina-ähnliche Strukturen in Ozonpartialdruckprofilen werden hinsichtlich ihrer Verteilung und Stärke von Reid und Vaughan [1991] (nachfolgend auch mit RV91 bezeichnet) detailliert untersucht. Ihre Studie basiert auf 20 Ozonsondenstationen, die global so verteilt sind, daß eine Aussage über die Breitenabhängigkeit möglich ist. Betrachtet wird der Zeitraum 1966 bis 1989, wobei nur eine der Stationen den gesamten Zeitraum abdeckt; alle übrigen Stationen besitzen zum Teil erheblich kürzere Datenreihen.

RV91 legen ihrer Studie eine Definition der Form einer "Lamina" zugrunde, die aus Abbildung 1.9 hervorgeht. Demnach ist eine "Lamina" definiert als eine Struktur, die eine Dicke ("depth") zwischen 0,2 und 2,5 km und eine Stärke ("magnitude"), d. h. Änderung des Ozonpartialdrucks, von mehr als 20 nbar aufweist. Aus dieser Definition geht hervor, daß in Abbildung 1.9

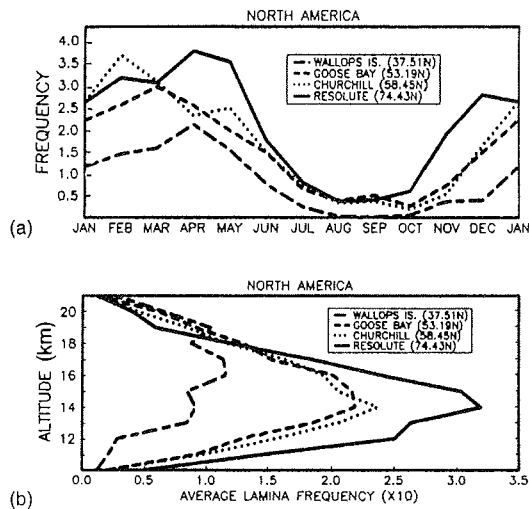


Abbildung 1.10: (a) Jahresgang der "Lamina"-Frequenz für vier nordamerikanische Ozonsondenstationen; (b) Höhenverteilung der "Lamina"-Frequenz (aus Reid und Vaughan [1991]).

neben der negativen "Lamina" mit dem Scheitelpunkt in (J) eine zweite, und zwar positive, "Lamina" mit dem Scheitelpunkt in (J-M) vorliegt. Desweiteren schränken RV91 den zu untersuchenden Höhenbereich auf die Höhen zwischen 9,5 und 21,5 km ein.

RV91 entwickeln zwei voneinander unabhängige Methoden, mit denen sie "Laminae" in den Ozonprofilen detektieren. Nach der ersten Methode werden die Ozonpartialdruckprofile direkt auf die definierte Struktur hin abgesucht. Nach der zweiten Methode werden die Sondenprofile zunächst auf ein gleichmäßiges Höhenraster von 25 m interpoliert und anschließend einer Bandpaßfilterung unterworfen, wobei der Durchlaßbereich dem Wellenlängenbereich 0,2 - 2,5 km entspricht. Nach RV91 zeigen alle Ergebnisse eine hohe Übereinstimmung zwischen den beiden Methoden, so daß hier im folgenden die Untersuchungsergebnisse unabhängig von der Detektionsmethode dargestellt werden.

RV91 betrachten zum einen die Änderung der sogenannten "Lamina"-Frequenz, d. h. der mittleren Anzahl der "Laminae" eines Ozonprofils, und zum anderen die Änderung der "Lamina"-Dicke und -Stärke in Abhängigkeit von der geographischen Breite, der Höhe und der Jahreszeit. In Abbildung 1.10 (a) ist die jahreszeitliche Abhängigkeit der "Lamina"-Frequenz für 4 nordamerikanische Sondenstationen dargestellt und in (b) die Höhenabhängigkeit. Für drei dieser Stationen ist in Abbildung 1.11 (a) und (b) außerdem die "Lamina"-

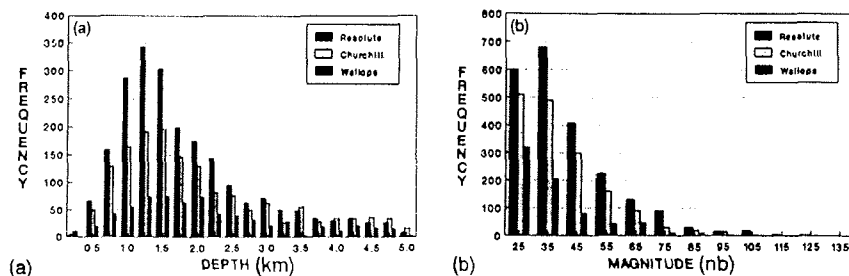


Abbildung 1.11: (a) Häufigkeitsverteilung der Dicke der "Laminae" für drei nordamerikanische Ozonsondenstationen; (b) Häufigkeitsverteilung der Stärke der "Laminae" (aus Reid und Vaughan [1991]).

Frequenz in Abhängigkeit von der Dicke und Stärke der "Laminae" gezeigt. Aus diesen Abbildungen ergeben sich folgende Abhängigkeiten:

- Die "Lamina"-Frequenz zeigt eine deutliche Breitenabhängigkeit und zwar in der Weise, daß sie zu den hohen Breiten hin zunimmt und in den Tropen sogar gleich null ist. Gleichzeitig nimmt zu den hohen Breiten hin die Zahl der negativen "Lamina"-Ereignisse gegenüber den positiven deutlich zu, wobei die Anzahl negativer und positiver "Laminae" in den mittleren Breiten fast gleich groß ist.
- Der Jahresgang der "Lamina"-Frequenz ist durch hohe Werte im Winter und Frühjahr, im Sommer dagegen durch niedrige Werte gekennzeichnet.
- Die Höhenabhängigkeit der "Lamina"-Frequenz weist für die hohen Breiten ein ausgeprägtes Maximum bei 14 - 15 km auf. Die schmalsten und stärksten "Laminae" treten vorwiegend zwischen 12 und 18 km mit typischen Werten für die "Lamina"-Stärke von 35 nbar und für die "Lamina"-Dicke von 1,5 km.

RV91 identifizieren "Laminae" also vornehmlich als ein Winter-Frühjahr-Phänomen der hohen Breiten. Sie weisen darauf hin, daß ihre Arbeit zwar keinen endgültigen Schluß über den Ursprung von "Laminae" zuläßt, sie aber zumindest mehrere Hinweise liefert. Als die wahrscheinlichste Ursache für die Entstehung der "Laminae" schlagen sie die differentielle Advektion vor: Luftpakete unterschiedlicher geographischer Herkunft werden in einer vertikalen Säule übereinander geschichtet. Dies bedeutet letztlich, daß sich ein horizontaler Gradient im Ozon in einen vertikalen übersetzt. Dieser Schluß liegt nahe, da besonders stark ausgeprägte "Laminae" vornehmlich am Polarwirbelrand beobachtet werden. Wenn tatsächlich ein Zusammenhang zwischen dem Auftreten der "Laminae" und dem Polarwirbel bestehe, so RV91, dann seien "Laminae" ein Ausdruck für den Austausch von Luft über die Wirbelgrenze.

In einer weiteren Arbeit [Reid et al., 1993] (nachfolgend mit R93 bezeichnet) wird die gleiche Analyse­methode auf Ozonsondendaten der Nordhemisphäre angewandt, wobei nun die potentielle Temperatur als Höhen­coordinate verwendet und der Höhenbereich bis 620 K (entspricht ca. 25 km) erweitert wird. R93 interessieren sich insbesondere für das Auftreten von "Laminae" im Zusammenhang mit dem Polarwirbel und betrachten dazu die Breiten- und Höhenabhängigkeit der "Lamina"-Frequenz für die Monate Januar/Februar und März/April. Sie machen dabei folgende wesentliche Beobachtungen [Reid et al., 1993]:

- Im Januar/Februar sind negative "Laminae" stärker als positive vertreten, aber beide "Lamina"-Typen weisen eine sehr ähnliche Verteilung auf. Polwärts von 75° N und äquatorwärts von 60° N sind sie weitgehend auf Höhen unterhalb von 440 K beschränkt mit einem Maximum der "Lamina"-Frequenz in 400 K. "Laminae" sind in Höhen bis 500 K nur in den mittleren Breiten zu beobachten. Zwischen 60 und 75° N, also dort, wo typischerweise der Wirbelrand zu finden ist, treten "Laminae" bis 460 K auf. "Laminae" sind in den polaren Breiten am schmalsten (< 1,6 km) und weiten sich in Richtung der niederen Breiten. Außerdem sind "Laminae" im Wirbelrandbereich schwächer.
- Im März/April überwiegen "Laminae" in den sehr hohen Breiten bis 500 K Höhe und liegen ansonsten südlich von 75° N in rund 400 K Höhe. Allgemein sind "Laminae" im Frühjahr schmaler als im Winter, wobei sie nach wie vor in den hohen Breiten am schmalsten sind (< 1,4 km). Ihre Stärke ist im Frühjahr vergleichbar der im Winter.

Desweiteren untersuchen R93 das Auftreten von "Laminae" in Abhängigkeit von der Potentiellen Vorticity in 400 K Höhe für Januar und Februar. Für sehr hohe PV-Werte, also innerhalb des Wirbels, sind "Lamina"-Ereignisse auf Höhen bis ungefähr 410 K begrenzt und treten außerdem nur vereinzelt auf.

Reid et al. [1998] (nachfolgend auch mit R98 bezeichnet) betrachten laminare Strukturen im Profil des Ozonmischungsverhältnisses, ohne jedoch einen weiteren Hinweis zu geben, wie die Laminafrequenz ermittelt wird. Mehrere Aspekte von Laminaereignissen werden von R98 diskutiert: Zum einen werden für die Sondenstationen Resolute (75° N, 95° W) in Kanada und Hohenpeissenberg (48° N, 11° O) die vertikalen Verteilungen der Laminafrequenz gegen die geopotentielle Höhe aufgetragen. Dabei weisen beide Verteilungen einen sehr ähnlichen Verlauf auf mit einem Maximum der Laminafrequenz bei rund 17 km geopotentieller Höhe.

Zum zweiten vergleichen R98 die Variabilität der mittleren Laminafrequenz von Jahr zu Jahr für den Monat Januar der Jahre 1970 bis 1992 mit der gemittelten Temperatur im Januar in 30 hPa. Die mittlere Januartemperatur soll hier das mögliche Auftreten von Stratosphären­erwärmungen, und damit die Wirbelstärke, widerspiegeln. Die Laminafrequenz wird aus 355 Sondenprofilen von fünf kanadischen Arktisstationen bestimmt. Die Jahr-zu-Jahr-Änderungen der Laminafrequenz und der Temperatur korrelieren weitestgehend, insbeson-

dere in den Jahren, in denen der Wirbel durch intensive Stratosphärenenerwärmungen gestört ist. R98 zeigen damit, daß aufgrund der Stratosphärenenerwärmungen der Polarwirbel schwächer ausgeprägt ist und damit der Transport über den Wirbelrand erleichtert wird, was in Teilen mit einer erhöhten Laminafrequenz einhergeht.

Weiterhin schätzen R98 die Lebensdauer von Laminae ab, indem sie mit Ozonsondendaten des Winters 1994/95 das sogenannte Lamina-Matchexperiment durchführen. Die ursprüngliche Matchmethode zur Bestimmung von chemischen Ozonabbauraten geht auf von der Gathen et al. [1995] und Rex [1999] zurück. Bei dieser Methode wird von einem Match gesprochen, wenn Ozonsondendaten von verschiedenen Zeiten und verschiedenen Orten durch ein Cluster von diabatischen Vorwärtstrajektorien, berechnet aus Windfeldern des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), miteinander verknüpft sind. Auf diese Weise wird die gleiche Luftmasse mehrere Male beprobt. Diese Methode wird von R98 auf die Beobachtung von Laminaereignissen übertragen, um ein und dieselbe positive Lamina mehrmals zu beproben und daraus die Lebensdauer dieser Lamina abzuschätzen. 93 Lamina-Matche liefern einen groben Anhaltspunkt für die Auflösungsgeschwindigkeit einer Lamina. Sie ergeben eine Änderung des Ozonmischungsverhältnisses innerhalb einer Lamina von ungefähr 5 - 10 % pro Tag, was einer Lebensdauer von weniger als zwei Wochen nach der ersten Beobachtung des Laminaereignisses entspricht und einer gesamten Lebensdauer von der Entstehung bis zur Auflösung von rund 3 Wochen. Diese Auflösungsgeschwindigkeit ist außerdem sowohl höhenabhängig als auch zeitabhängig, und zwar nimmt diese mit der Höhe und dem Alter der Lamina zu.

1.4.3 Modellierungen und theoretische Analysen laminarer Strukturen

Mit Hilfe der frühen Beobachtungen und ersten Modellierungen konnte ein grobes Bild der horizontalen Durchmischung am Polarwirbelrand entworfen werden (z. B. Hartmann et al. [1989]; McKenna et al. [1998]; Proffitt et al. [1989]; Proffitt et al. [1990]; Schoeberl et al. [1992]; Tuck et al. [1992]; Bowman [1993]; Dahlberg und Bowman [1994]). Demnach bilden makroskalige dynamische Prozesse wie das Brechen von planetarischen Wellen in der unteren Stratosphäre letztlich die Ursache für diese Austauschprozesse über den Wirbelrand, denn sie bewirken, daß Luftmassen in Form von ausgedehnten Filamenten vom Wirbelrand abgelöst werden. Diese Filamentstrukturen konnten erstmals mit hochaufgelösten Modellrechnungen nach der Methode der Konturadvektion¹ [Norton, 1994; Waugh und Plumb, 1994; Chen, 1994] oder der *domain filling*²-Methode [Bowman, 1993] bzw. *reverse domain*

-
1. In Konturadvektions-Simulationen werden Isolinien um Gebiete gleicher Werte des passiven Tracers, z. B. der PV, gelegt. Diese sogenannten Konturen werden mit Hilfe von analysierten Windfeldern in mehreren iterativen Zeitschritten advehiert.
 2. Bei der *domain filling*-Methode werden Vorwärtstrajektorien auf einem Gitter hoher horizontaler Auflösung, z. B. $1 \times 1^\circ$, berechnet.

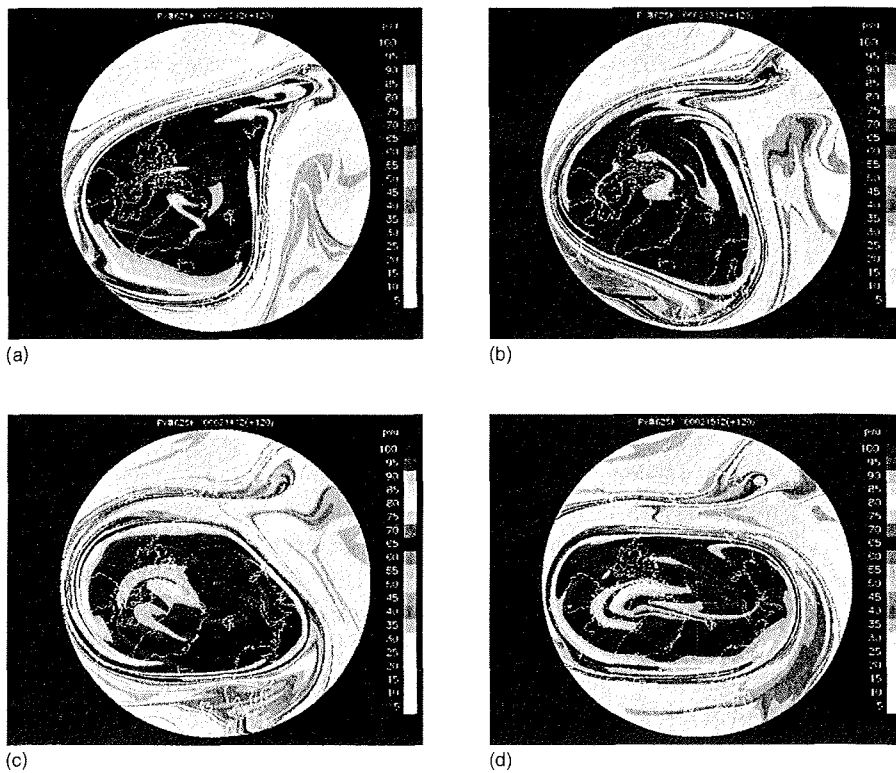


Abbildung 1.12: (a) - (d) 5Tage-Vorwärts-Konturadvektions-Simulationen der mPV als Tracer auf der 625 K isentropen Fläche für den Zeitraum 17. bis 20. Februar 2000 [Müller, 2001].

*filling*¹-Methode [Sutton et al., 1994] simuliert werden. In diesen Modellen bilden sich bei der zweidimensionalen isentropen Advektion filamentartige Strukturen durch Windscherungen aus. Dabei werden sowohl Intrusionen von Luftmassen der mittleren Breiten in den Wirbel [Plumb et al., 1994] als auch Extrusionen von Luftmassen aus dem Wirbel in die mittleren Breiten nachgewiesen [Vaugh et al., 1994; Newman et al., 1996]. Auch innerhalb des Wirbels werden kleinskalige horizontale Strukturen beobachtet [Sutton et al., 1994]. Die Filamentierung des Polarwirbels wird anhand der Konturadvektions-Simulationen vom 17. bis 20. Februar 2000 auf der 625 K isentropen Fläche in den Abbildungen 1.12 (a) bis (d) anschaulich. Es handelt sich hierbei um 5 Tage vorwärtsgerechnete Konturadvektions-Simulationen nach Norton [1994] mit der modifizierten PV nach Lait [1993] als passivem Tracer (siehe

1. Das *reverse domain filling*-Verfahren hat sich aus den *domain filling*-Rechnungen entwickelt. Ausgehend von einem regelmäßigen Gitter hoher horizontaler Auflösung werden Trajektorien über einen Zeitraum von einigen Tagen zurückverfolgt.

Abschnitt 1.1.2). Die PV-Daten stammen aus dem ECMWF-T63-Modell. Die Advektion erfolgt mit Hilfe der analysierten ECMWF-Windfelder [Müller, 2001].

Schoeberl und Newman [1995] untersuchen als erste die dreidimensionale Struktur der Filamente und führen dazu Konturadvektions- und *reverse domain filling*-Simulationen auf dichten Isentropen-Breiten- und/oder Isentropen-Längen-Schnitten durch. Es zeigt sich dabei, daß Extrusionen in der Regel eine breite vertikale Struktur aufweisen, während Intrusionen typischerweise eine schmale Struktur haben.

Orsolini et al. [1995a] und Orsolini [1995] betrachten erstmals die vertikale Struktur von Filamenten mit Hilfe eines hochaufgelösten Transportmodells. Die horizontale Auflösung des Modells ebenso wie die der verwendeten ECMWF-Windfelder beträgt $1,125^\circ$. Der Wind wird auf 25 isentropen Flächen gleichen Abstands zwischen 375 und 500 K interpoliert, was einer effektiven Höhenauflösung des Modells von 5 K entspricht. Als proxy-Tracer für Ozon wird die PV verwendet, die auf Werte zwischen 0 und 1 skaliert wird. Orsolini [1995] zeigt, daß die isentrope Advektion zu einer Filamentierung der Tracerverteilung am Wirbelrand führt, also dort, wo starke horizontale Gradienten des Tracers existieren. Die Filamentierungen treten dabei entweder als Extrusionen aus dem Wirbel oder Intrusionen in den Wirbel auf, wobei diese Strukturen horizontale Ausdehnungen von mehreren hundert bis tausend Kilometern aufweisen. Infolge vertikaler Windscherungen in der *surf zone* ist die Filamentierung höhenabhängig: die Tracerverteilungen auf den einzelnen isentropen Flächen werden gegeneinander verschoben, was in Vertikalprofilen als Laminae beobachtbar ist. Die Modellrechnungen [Orsolini, 1995] sind in der Lage, laminare Strukturen bis zu einer minimalen vertikalen Ausdehnung von 25 K, d. h. ca. 1 km, aufzulösen.

Orsolini et al. [1997] nutzen dieses hochauflösende Transportmodell ferner, um während eines kurzen Zeitraums Mitte Februar 1995 die feinskalige dreidimensionale Struktur des Ozonfeldes über Nordnorwegen zu untersuchen und mit bodengestützten Ozon-Lidar-Messungen zu vergleichen. Während Ozonsonden nicht ausreichend häufig genug gestartet werden, um die zeitliche Entwicklung einer Lamina aufzuzeichnen, ist es mit Lidar-Messungen jedoch unter günstigen Bedingungen möglich, kontinuierlich vertikale Ozonprofile aufzunehmen (näheres zu Ozon-Lidar-Messungen, siehe Kapitel 3). Das Modell ist z. B. in Orsolini [1995] beschrieben. Gegenüber Orsolini [1995] werden in Orsolini et al. [1997] nun zusätzlich Simulationen mit dem Ozonmischungsverhältnis durchgeführt. Dazu wird das Modell mit einem niedrig aufgelösten Ozonfeld initialisiert, das aus *Microwave Limb Sounder*¹-Ozonmessungen abgeleitet wird. Der Vergleich zwischen den Modellozonprofilen und den Lidar-Profilen zeigt, daß die Modelldaten trotz einiger offensichtlicher Grenzen des

1. Der *Microwave Limb Sounder* (MLS) ist ein auf dem *Upper Atmosphere Research Satellite* (UARS) gestütztes Mikrowellenradiometer, mit dem vertikale Profile verschiedener atmosphärischer Spurengase, der Temperatur und des Drucks gemessen werden.

Modells den zeitlichen Verlauf der Lamina bemerkenswert gut reproduzieren [Orsolini et al., 1997].

Hochaufgelöste Ozonprofile für den Vergleich mit bzw. die Interpretation von laminaren Strukturen in Ozonsondenprofilen und Ozon-Lidar-Profilen und werden auch von Manney et al. [1998] berechnet, allerdings nach einer ganz anderen Methode. Manney et al. [1998] erzeugen hochaufgelöste Profile aus Ozonfeldern des MLS mit Hilfe einer Variante der *reverse domain filling*-Technik und vergleichen diese mit gemessenen Profilen des *Arctic Stratospheric Observatory* in Eureka, Kanada (80° N, 86° W). Anders als bei Sutton et al. [1994] wird hier die *reverse domain filling*-Methode in der Vertikalen angewandt, indem Luftpakete in einer Säule über Eureka auf 100 isentropen Flächen gestartet werden, die zwischen 400 und 1400 K in gleichen Abständen in $\log(\Theta)$ verteilt sind. Dies entspricht einer vertikalen Auflösung der berechneten Profile von ungefähr 250 - 280 m. Zusätzlich wird ein Gitter von 11x11 Luftpaketen in einer Box von 2° Länge und 0,5° Breite um Eureka herum plaziert. Die Rückwärtstrajektorien werden durch horizontale Windfelder des *United Kingdom Meteorological Office* (UKMO) angetrieben und laufen in der Regel 11 - 12 Tage. Manney et al. [1998] zeigen, daß auch in ihren Rechnungen differentielle Advektion von Ozon durch die makroskaligen Windfelder Laminae in den Profilen hervorrufen. Im allgemeinen korrelieren die errechneten Profile mit den Meßdaten sehr gut. Wie schon Orsolini [1995] beobachtet, resultieren Laminae zum einen aus filamentartigen Extrusionen und zum anderen aus Intrusionen. Manney et al. [1998] unterscheiden einen weiteren Fall, nämlich Laminae, die durch die Advektion lokaler Strukturen innerhalb des Wirbels in der unteren Stratosphäre erzeugt werden. Diese lokalen Strukturen stellen Inhomogenitäten der horizontalen Ozonverteilung innerhalb des Wirbels dar, die beispielsweise auf chemischen Ozonabbau oder ungleichmäßige diabatische Absinkraten zurückzuführen sind.

Appenzeller und Holton [1997] wählen in ihrer theoretischen Studie eine andere Betrachtungsweise der laminaren Strukturen. Als charakteristisch für Laminae sehen Appenzeller und Holton [1997] eine starke Abweichung im vertikalen Tracergradienten an, die entweder ein positives oder negatives Vorzeichen besitzt. Deshalb kann die Entwicklung solcher Strukturen anhand der zeitlichen Änderung des vertikalen Tracergradienten betrachtet werden. Diese Größe bezeichnen Appenzeller und Holton [1997] als Tracerlaminierungsrate. Es wird gezeigt, daß diese aus dem Kreuzprodukt des horizontalen Temperatur- und des horizontalen Tracergradienten berechnet werden kann. Die Berechnungen basieren auf MLS Ozon- und Temperaturdaten sowie auf PV-Daten, die als Pseudotracerdaten verwendet werden. Daraus schätzen Appenzeller und Holton [1997] ab, daß für typische Werte des horizontalen Temperaturgradienten am Wirbelrand der winterlichen Stratosphäre, d. h. ca. $20 \cdot 10^{-6} \text{ K m}^{-1}$, und des horizontalen Ozongradienten, nämlich ca. $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ ppmv m}^{-1}$, eine Laminierungsrate von bis zu $10 \cdot 10^{-9} \text{ ppmv m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ resultiert unter der Annahme, daß die vertikale Scherung senkrecht zur Tracerfläche wirkt. Oder anders ausgedrückt, es würde einen halben Tag dauern, um eine Lamina mit einer relativen Stärke von rund 0,5 ppmv und einer Dicke von rund

2 km zu produzieren. Aus den errechneten Tracerlaminierungsraten erstellen Appenzeller und Holton [1997] eine globale und saisonale Klimatologie laminarer Strukturen, wobei sie drei Stratosphärenregionen mit hohen Laminierungsraten identifizieren: zum einen die untere und mittlere Stratosphäre, die sogenannte stratosphärische Überwelt (*overworld*), der mittleren und hohen Breiten, die vom polaren Wirbel beeinflusst wird, zum anderen die Tropopausenregion und zum dritten die untere Stratosphäre der Subtropen. Während die beiden ersten Regionen durch starke horizontale Gradienten im Ozon gekennzeichnet sind, ist in der subtropischen unteren Stratosphäre vor allem die starke vertikale Scherung für hohe Tracerlaminierungsraten verantwortlich [Appenzeller und Holton, 1997]. Wie zu erwarten, treten dementsprechend Laminae in der unteren subtropischen Stratosphäre und Troposphäre das ganze Jahr über auf, wohingegen sie in der unteren und mittleren Stratosphäre der hohen Breiten nur im Winter vorkommen [Appenzeller und Holton, 1997].

1.4.4 Zusammenfassung

Laminare Strukturen, d. h. Schichten erhöhten oder erniedrigten Ozonmischungsverhältnisses, werden regelmäßig in vertikalen Profilen des stratosphärischen Ozons beobachtet. Sie treten vorwiegend im Winter und Frühjahr in der unteren Stratosphäre am Rand des Polarwirbels auf, in Regionen also, die durch starke horizontale Ozongradienten gekennzeichnet sind. Sie werden durch differentielle Advektion von Luftmassen unterschiedlichen Ursprungs hervorgerufen, die in der Vertikalen übereinander geschichtet werden. Somit übersetzt sich der horizontale Gradient in einen vertikalen. Dies geschieht durch Wechselwirkung von planetarischen Wellen mit dem Grundstrom, wenn bei Wellenbrechen der Wirbel auf synoptischen Skalen erodiert, indem Luftmassen vom äußeren Wirbelrand in Form von Filamenten abgeschält und in mittlere Breiten transportiert werden. Da die Filamentierung durch vertikale Windscherung höhenabhängig ist, wird sie in einer vertikalen Sondierung als Lamina beobachtet. In der *surf zone* werden diese polaren Luftmassen dann isentrop durchmischt, wobei im Mittel die Luft hier auf vertikalen Skalen von rund 50 m und horizontalen Skalen von etwa 10 km als gut durchmischt angesehen werden kann. Folglich dauert es etwa 20 - 25 Tage, bis Filamente polarer Luftmassen mit der Umgebung vollständig durchmischt sind [WMO, 1999]. Filamente zeigen sich nicht nur als Extrusionen von Luftmassen aus dem Wirbel heraus, sondern gelegentlich auch als Intrusionen in den Wirbel hinein. Letztere werden vor allem im Zusammenhang mit starken Stratosphärenerwärmungen oder starken Verformungen des Wirbelrands aufgrund eines stationären Hochs in der Troposphäre beobachtet [Plumb et al., 1994; Orsolini et al., 1995b]. Laminae sind somit Ausdruck von Transport- und Austauschprozessen über die Wirbelgrenze. Gleichzeitig machen diese Erosionen des Wirbels deutlich, daß der Wirbelrand weniger als eine scharfe Grenze als vielmehr als Randbereich angesehen werden muß, der den stark isolierten inneren Wirbel umschließt. Der Bereich der polaren Stratosphäre, der durch die Transportbarriere am Wirbelrand charakterisiert ist, wird nach Holton [1995] auch als *overworld* bezeichnet. Das untere Ende des Wirbels bei etwa 400 K

oder rund 16 km markiert somit auch das Verschwinden der Transportbarriere, so daß darunter, in der sogenannten untersten Stratosphäre [Holton, 1995], ein nahezu ungehinderter Austausch von Luftmassen zwischen den polaren und mittleren Breiten möglich ist. Dieses Bild der polaren Stratosphäre und ihre Transport- und Durchmischungsprozesse ist in Abbildung 1.5 in Abschnitt 1.2.1 schematisiert.

Obwohl das Auftreten einiger laminarer Strukturen mit Schwerewellen in Zusammenhang gebracht werden könnte (z. B. Teitelbaum et al. [1994]; Teitelbaum et al. [1996]), zeigen beispielsweise Konturadvektions-Simulationen, daß isentrope Advektion durch makroskalige Windfelder zu Filamenten in der Ozonverteilung führen (z. B. Waugh et al. [1994]; Plumb et al. [1994]), die in vertikal und horizontal hochaufgelösten Transportrechnungen als Laminae beobachtbar sind [Orsolini, 1995; Orsolini et al., 1997].

2 Messungen des stratosphärischen Ozons: Die Ozonsonde

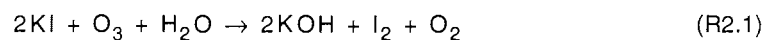
Unter den Meßverfahren, die an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund von der Stiftung Alfred-Wegener-Institut eingesetzt werden, um den Ozongehalt der Atmosphäre höhenaufgelöst zu bestimmen, eignet sich die Ozonsonde in mehrererlei Hinsicht am besten zur Beschreibung laminarer Strukturen: Ozonsondenaufstiege sind ganzjährig beinahe wetterunabhängig möglich und erlauben die Bestimmung des Ozongehalts bis in eine Höhe von rund 30 km mit hoher vertikaler Auflösung und hoher Genauigkeit.

Ballonsondierungen werden bereits seit dem Winter 1988/89 in Ny-Ålesund durchgeführt. Während der Wintermonate sind drei und mehr Aufstiege pro Woche die Regel, während der Sommermonate hingegen nur ein Aufstieg pro Woche. Die Funktionsweise der Ozonsonde sowie ihre wesentlichen charakteristischen Größen werden hier kurz vorgestellt.

Die Stiftung Alfred-Wegener-Institut setzt Ozonsonden des Typs ECC (*electrochemical concentration cell*) ein. Dabei handelt es sich um einen ballongetragenen elektrochemischen Ozonsensor mit einer batteriebetriebenen Pumpe und einem elektronischen Wandler, dem sogenannten Interface, der den Ozonsensor an eine Radiosonde koppelt.

Die elektrochemische Konzentrationszelle wird aus zwei Platin-Elektroden gebildet, die in Kaliumjodidlösungen unterschiedlicher Konzentrationen eintauchen und leitend miteinander verbunden sind. Der Anodenraum ist mit einer gesättigten Lösung, der Kathodenraum mit einer 1%igen, gepufferten Lösung gefüllt. Die beiden Kammern sind durch eine Ionenbrücke verbunden, die den Durchgang der Ionen, nicht aber der Flüssigkeiten ermöglicht, so daß die Konzentrationen der Elektrolytlösungen in den beiden Kammern konstant bleiben.

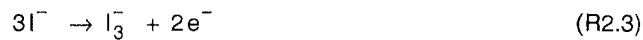
Die Pumpe leitet nun einen definierten Luftstrom durch die Kathodenzelle. Befindet sich Ozon in dem angesaugten Luftvolumen, so bildet sich zunächst molekulares Iod gemäß der folgenden Reaktion:



Die Menge entstandenen Iods wird elektrochemisch bestimmt, wobei an der Kathodenoberfläche die Reduktionsreaktion:



und an der Anodenoberfläche die Oxidationsreaktion:



abläuft¹. Somit fließen pro Ozonmolekül 2 Elektronen. Der gemessene Strom ist damit proportional zum Ozonpartialdruck, sofern ein konstanter Volumenstrom der Außenluft durch die Kathode fließt:

$$p_{O_3} = 4,307 \cdot 10^{-4} I T_{Box} t \quad (2.1)$$

Hier bezeichnet p_{O_3} den Partialdruck des Ozons, I die Stromstärke, T_{Box} die Boxtemperatur der Sonde und t die Zeit, in der 100 cm³ Luft von der Pumpe in den Sensor gedrückt werden.

Der gemessene Strom wird durch das Interface an die Radiosonde gegeben, die zusätzlich Druck, Temperatur, Windrichtung und Windgeschwindigkeit mißt. Alle gemessenen Daten werden an die Bodenstation gefunkt.

Die Sonde wird gestartet, indem sie an einen mit Helium gefüllten Latexballon gehängt wird. Dieser steigt mit einer Geschwindigkeit von typischerweise 5 m s⁻¹ bis in die Stratosphäre auf, wo er in einer Höhe von etwa 30 km platzt. Während des Aufstiegs führt der Ozonsensor Messungen im Abstand von 0,1 s durch, die an der Bodenstation in der Regel über 10 s gemittelt werden. Aus der Aufstiegs geschwindigkeit und der Ansprechzeit des Ozonsensors auf Änderungen der Ozonkonzentration, die etwa 30 s beträgt [Komhyr und Harris, 1971], ergibt sich eine vertikale Auflösung des Ozonsondenprofils von ca. 150 m.

Die Genauigkeit der Ozonmessungen einer ECC-Sonde ist vielfach untersucht worden (z. B. Smit et al. [1998]; Barnes et al. [1985]). Sie beträgt in der mittleren Stratosphäre etwa 5 %.

1. Die Löslichkeit des Iods in iodidhaltigem Wasser geht auf die Bildung des Triiodids I_3^- zurück.

3 Messungen des stratosphärischen Ozons: Das Ozon-Dial-Verfahren

Ein weiteres Meßverfahren, das an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund eingesetzt wird, um höhenaufgelöst den Ozongehalt der Stratosphäre zu bestimmen, ist das Differentielle Absorptions-Lidar-Verfahren, kurz Dial-Verfahren. Es stellt eine spezielle Anwendung der Lidar-Methode dar, deren Meßprinzip viele weitere Anwendungen kennt. Außer Spurengasmessungen wie dem Ozon oder dem CO₂ können beispielsweise auch Temperatur und Wind gemessen sowie Aerosole charakterisiert werden. Das Ozon-Dial-Instrument war neben den Ballonsondierungen eines der ersten Meßinstrumente, das von der Stiftung Alfred-Wegener-Institut in Ny-Ålesund betrieben wurde. Daher reicht auch hier die Datenreihe bereits bis in den Winter 1988/89 zurück.

Am Ende dieses Kapitels wird eine Antwort auf die Frage gegeben, inwieweit Ozon-Dial-Messungen zur Beobachtung laminarer Strukturen herangezogen werden können. Die Antwort hängt von verschiedenen Parametern ab, darunter der Höhen- und Zeitauflösung sowie der Genauigkeit des gemessenen Ozonprofils. Diese Parameter werden nicht allein durch die Aufnahme der Rohdaten und ihre Qualität bestimmt, sondern auch durch den Algorithmus, mit dem die Ozonkonzentration aus den Rohdaten berechnet wird. Da also verschiedenste Faktoren die Qualität der Ozondaten beeinflussen, ist es wichtig, die Daten durch Vergleiche zu validieren. Die Stiftung Alfred-Wegener-Institut war daher in den vergangenen Jahren an zwei Vergleichskampagnen innerhalb von NDSC beteiligt: 1996 an einem Algorithmenvergleich und 1998 an einem Instrumentenvergleich. Ausgehend von den Ergebnissen dieser Vergleiche wurden die Daten dieser Kampagnen genutzt, um in einer eigenen Reanalyse mit modifizierten Algorithmen den Einfluß des Algorithmus auf die Ozonbestimmung zu analysieren. Die Ergebnisse der Vergleichskampagnen sowie der eigenen Reanalyse, die in Abschnitt 3.5 zusammengefaßt sind, bilden neben der ausführlichen Erläuterung der Ozon-Dial-Methode, ihrer Instrumentierung und der Datenauswertung (Abschnitte 3.1 bis 3.4) die Grundlage für die Diskussion über die Grenzen der Anwendung dieser Ozondaten in Abschnitt 3.6.

3.1 Lidar-Verfahren

3.1.1 Prinzip

Der Name Lidar ist ein Akronym und steht für *light detection and ranging* in Analogie zu *radio detection and ranging*, kurz Radar. In der Tat stellt das Lidar das optische Analogon zum Radar dar und zählt somit zu den aktiven Fernerkundungsmethoden. Beim Lidar wird ein Laserpuls über eine geeignete Aussendeoptik vertikal in die Atmosphäre emittiert. Die Moleküle der Luft und die in der Atmosphäre suspendierten Partikel streuen und absorbieren das Laserlicht, wodurch das Signal auf seinem Weg durch die Atmosphäre eine Abschwächung erfährt (siehe auch Abschnitt 3.1.3). Das in Rückwärtsrichtung gestreute Licht wird von einem Teleskop aufgefangen und auf ein Detektorsystem fokussiert. Dieses weist die Intensität des Rückstreuesignals mit empfindlichen Photodetektoren nach und speichert das Zeitverhalten der Detektorsignale in hoher zeitlicher Auflösung ab. Aus der Zeitdifferenz t zwischen Emission und Detektion läßt sich die Höhe z berechnen, in der der Streuprozess stattgefunden hat:

$$z = \frac{ct}{2} \quad (3.1)$$

wobei c die Lichtgeschwindigkeit bezeichnet. Die Höhengauflösung eines Lidars wird dementsprechend durch die Pulslänge des emittierten Lasersignals begrenzt.

3.1.2 Lidar-Gleichung

Wie die Intensität des Meßsignals von Atmosphären- und Geräteparametern abhängt, wird durch die Lidar-Gleichung beschrieben [Measures, 1984]:

$$P(z, \lambda) = M_0 \eta O(z) \frac{A}{z^2} \beta(z, \lambda) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha(z', \lambda) dz'\right) \quad (3.2)$$

So ist die Intensität des im Höhenintervall Δz rückgestreuten Lichts $P(z, \lambda)$ proportional der Anzahl der emittierten Photonen M_0 , dem Raumwinkel A/z^2 , unter dem das Streuvolumen die effektive Teleskopfläche A sieht, der Detektorempfindlichkeit η , dem Überlapp O zwischen Teleskopgesichtsfeld und Emitter sowie dem Rückstreukoeffizienten β und dem Quadrat der Transmission der Atmosphäre ausgedrückt durch das Integral über den Extinktionskoeffizienten α . Der Rückstreukoeffizient geht auf den Anteil der Streuung zurück, der rückwärts gerichtet ist, wohingegen der Extinktionskoeffizient die gesamte Streuung sowie die Absorption umfaßt und damit die Schwächung des emittierten Laserlichts beim Durchgang durch die Atmosphäre beschreibt (siehe Abschnitt 3.1.3).

Aufgrund der exponentiellen Abnahme der Luftdichte nimmt der Rückstreukoeffizient entsprechend mit der Höhe ab. Außerdem geht aus der Lidar-Gleichung (3.2) hervor, daß die Rückstreuintensitäten mit dem Quadrat der Höhe abnehmen. Die Signalintensitäten in der Stratosphäre sind somit insgesamt gering und verringern sich drastisch mit der Höhe, und zwar typischerweise alle 7 km um eine Größenordnung. Deshalb können stratosphärische Lidar-Messungen nur bei geringer Resthelligkeit durchgeführt werden und müssen Detektoren und Datenaufnahmesysteme einen großen dynamischen Bereich aufweisen (siehe auch Abschnitt 3.3).

Die Lidar-Gleichung (3.2) ist in dieser Form nur unter den folgenden zwei Annahmen gültig:

- Die optische Dicke der Atmosphäre ist so gering, daß Mehrfachstreuung gegenüber Einfachstreuung vernachlässigt werden kann. Insbesondere in der Stratosphäre können die Rückstreuwahrscheinlichkeiten tatsächlich als so gering angenommen werden, daß die Einfachstreuung den dominierenden Streuprozess darstellt.
- Die spektrale Bandbreite des Laserlichts ist gegenüber der Wellenlängenabhängigkeit der Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten vernachlässigbar gering. Nimmt man die Linienbreite des in dieser Arbeit verwendeten Lasers von ca. 20 pm (siehe Abschnitt 3.3.1), so können die Koeffizienten über diesen Spektralbereich als konstant angesehen werden.

3.1.3 Streu- und Absorptionsprozesse in der Atmosphäre

Wie oben bereits erwähnt, erfährt das Laserlicht bei seinem Durchgang durch die Atmosphäre eine Schwächung sowohl durch Streu- als auch durch Absorptionsprozesse. Dabei wird die Wahrscheinlichkeit der Absorption durch ein Streuteilchen mit Hilfe des Absorptionsquerschnitts σ_{abs} beschrieben, während die Wahrscheinlichkeit der Streuung durch den totalen Streuquerschnitt σ_{str} gegeben ist. Beide Querschnitte werden zu einem Extinktionsquerschnitt σ_{ext} , im folgenden auch nur mit σ bezeichnet, zusammengefaßt:

$$\sigma_{\text{ext}} = \sigma_{\text{abs}} + \sigma_{\text{str}} \quad (3.3)$$

Dagegen besitzt die vom Lidar gemessene in Rückwärtsrichtung gestreute Intensität eine Wahrscheinlichkeit, die durch den Rückstreuquerschnitt σ_{rstr} beschrieben wird.

Die gestreute Intensität eines Volumens ergibt sich aus der Summe der Streuintensitäten der einzelnen Streuteilchen, vorausgesetzt die Streuteilchen bewegen sich unabhängig voneinander. Analog hierzu ist der Absorptionsquerschnitt eines Volumens gleich der Summe der Querschnitte der einzelnen Absorber, sofern die Konzentration der Absorber nicht zu groß ist und Sättigungseffekte vernachlässigbar sind. Unter diesen Bedingungen sind die Extinktions-

und Rückstreukoeffizienten durch das Produkt aus Teilchenzahldichte n der Streuteilchen und Extinktions- bzw. Rückstreuquerschnitt eines einzelnen Streuteilchens gegeben:

$$\alpha = n\sigma \quad (3.4)$$

$$\beta = n\sigma_{rstr} \quad (3.5)$$

Bei atmosphärischen Streuprozessen wird zwischen der Streuung an Luftmolekülen und der Streuung an Aerosolen unterschieden, die man entsprechend als Molekülstreuung und Partikelstreuung bezeichnet.

Molekülstreuung

Von Molekülstreuung spricht man im allgemeinen, wenn die Dimension a des Streuobjekts sehr viel kleiner ist als die Wellenlänge λ des eingestrahlten Lichts ($a \ll \lambda$). Das Streuspektrum der Molekülstreuung geht zurück auf elastische und inelastische Prozesse. Erstere sind Prozesse, bei denen sich die Wellenlänge des gestreuten Lichts gegenüber der eingestrahlten Wellenlänge nicht ändert, während letztere Prozesse bezeichnen, die mit einer Verschiebung der Wellenlänge einhergehen. Der elastische Anteil der Molekülstreuung wird auch als Rayleigh-Streuung bezeichnet. Sein Streuquerschnitt verhält sich im sichtbaren Spektralbereich proportional zu λ^{-4} . Bei den inelastischen Prozessen der Molekülstreuung handelt es sich um Raman-Streuung, die auf Wechselwirkungen des eingestrahlten Lichts mit den Vibrations- und Rotationszuständen des Moleküls zurückzuführen sind, wobei die Wellenlängenverschiebung molekülspezifisch ist (eine detaillierte Beschreibung der Molekülstreuung findet sich in Young [1981]).

Partikelstreuung

Bei der Streuung an Objekten, deren Ausdehnung mit der Wellenlänge des eingestrahlten Lichts vergleichbar oder größer ist ($a \geq \lambda$), spricht man von Partikelstreuung. Streuquerschnitte hierfür sind sehr komplex und abhängig von Größe, Form und innerer Struktur der Teilchen sowie von deren Brechungsindex. Eine analytische Lösung existiert beispielsweise für den Spezialfall der Mie-Streuung, der Streuung an einer homogenen Kugel, die häufig für die Beschreibung von flüssigen, also sphärischen, Aerosolen der Atmosphäre herangezogen wird. Die Mie-Streuung ist abhängig vom Verhältnis der eingestrahlten Wellenlänge λ zum Radius r des Teilchens sowie vom Winkel, unter dem das Licht eingestrahlt wird. Sie wird daher als Funktion des Größenparameters $\kappa = 2\pi r/\lambda$ beschrieben. Für sehr kleine Teilchen mit $\kappa \ll 1$ weist die Rückstreuung eine r^6 - und λ^{-4} -Abhängigkeit auf. Mit wachsendem Größenparameter nimmt die Streuung in Vorwärtsrichtung zu, während der rückwärts gestreute Anteil abnimmt. Zudem treten Interferenzen zwischen den gestreuten Lichtwellen auf, die zur Auslöschung des gestreuten Lichts in bestimmten Streurichtungen führen und die für die Mie-Streuung charakteristischen Interferenzmuster hervorrufen.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen der Molekül- und der Mie-Streuung besteht in der Intensität der gestreuten Strahlung. Während Rayleigh-Streuquerschnitte im Bereich von $10^{-24} \text{ m}^2 \text{ sr}^{-1}$ liegen, weisen Mie-Streuquerschnitte wesentlich höhere Werte von ungefähr $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ sr}^{-1}$ auf.

3.2 Ozon-Dial-Verfahren

3.2.1 Prinzip

Das Differentielle Absorptions-Lidar-Verfahren, kurz Dial-Verfahren, ist eine spezielle Lidar-Anwendung, mit dem Höhenprofil von Spurengaskonzentrationen, hier des Ozons, bestimmt werden. Es beruht auf der gleichzeitigen Emission zweier Wellenlängen und der Messung ihrer Rayleighrückstreusignale. Dabei muß für die Wellenlängen gelten, daß eine der beiden eine starke Absorption, die andere dagegen eine vernachlässigbare Absorption durch das Ozon aufweist, wobei die beiden möglichst eng beieinander liegen müssen. Die erste der beiden Wellenlängen wird im folgenden auch mit λ_{on} , die zweite mit λ_{off} bezeichnet. Der Unterschied in der Extinktion der beiden Wellenlängen kann unter bestimmten atmosphärischen Bedingungen weitestgehend auf die Ozonabsorption zurückgeführt werden, so daß daraus das vertikale Profil der Ozonkonzentration abgeleitet werden kann.

Dial-Messungen des stratosphärischen Ozons werden wegen der hohen Ozonkonzentrationen im allgemeinen im langwelligen ultravioletten Spektralbereich durchgeführt, da so ein Kompromiß zwischen maximaler Sensitivität der Messungen und maximaler Reichweite der emittierten Laserstrahlung erzielt werden kann. Die Absorption des Ozons nimmt nämlich im ultravioletten Spektralbereich mit kürzeren Wellenlängen zu. Infolgedessen steigt mit der stärkeren Absorption im kurzwelligen UV-Bereich zwar die Sensitivität der Messungen, gleichzeitig aber nimmt die Reichweite der *On*-Wellenlänge ab. Für troposphärische Messungen hingegen kann wegen der niedrigeren Ozonkonzentrationen und der geringeren Reichweite der kürzerwelligen UV-Bereich gewählt werden. Damit Dial-Messungen für das Ozon spezifisch sind, muß bei der Wahl der beiden Wellenlängen außerdem berücksichtigt werden, daß keine Überlagerungen mit Absorptionslinien anderer Spurengase auftreten (siehe hierzu auch Abschnitt 3.2.3).

Als *On*-Wellenlänge wird von vielen stratosphärischen Ozon-Lidar-Gruppen die Emissionslinie des XeCl-Lasers bei 308 nm verwendet (z. B. Uchino et al. [1978]; Megie et al. [1985]; McDermid et al. [1990]; Steinbrecht [1994]; von der Gathen et al. [1994]; McGee et al. [1995]; Hoppe et al. [1995]). Oberhalb von etwa 350 nm nimmt die Absorption des Ozons so stark ab, daß sie gegenüber der bei 308 nm vernachlässigbar ist. Für die Emission der *Off*-Wellenlänge finden verschiedene Strahlungsquellen Anwendung: Die Raman-Streuung der *On*-Wellenlänge an Wasserstoffmolekülen bei 353 nm wird u. a. von der Stiftung Alfred-

Wegener-Institut eingesetzt (z. B. von der Gathen et al. [1994]; Steinbrecht [1994]; Hoppe et al. [1995]). Andere Strahlungsquellen sind der XeF-Excimerlaser, der bei 351 nm (z. B. McGee et al. [1995]) oder die dritte Harmonische des Nd:YAG-Lasers, die bei 355 nm emittiert (z. B. Godin et al. [1989]).

3.2.2 Ozon-Dial-Gleichung

Ausgangspunkt für die Herleitung der Ozon-Dial-Gleichung ist die Lidar-Gleichung (3.2), die für jede der beiden Wellenlängen λ_{on} und λ_{off} gilt:

$$\begin{aligned}
 P(z, \lambda_{on}) &= M_0(\lambda_{on})\eta(\lambda_{on})O(z, \lambda_{on})\frac{A}{z^2}\frac{c}{2}\beta(z, \lambda_{on})\exp\left(-2\int_0^z\alpha(z', \lambda_{on})dz'\right) \\
 P(z, \lambda_{off}) &= M_0(\lambda_{off})\eta(\lambda_{off})O(z, \lambda_{off})\frac{A}{z^2}\frac{c}{2}\beta(z, \lambda_{off})\exp\left(-2\int_0^z\alpha(z', \lambda_{off})dz'\right)
 \end{aligned}
 \tag{3.6}$$

Dividieren der beiden Lidar-Gleichungen, Logarithmieren und Umstellen der Terme liefert:

$$\begin{aligned}
 2\int_0^z(\alpha(z', \lambda_{on}) - \alpha(z', \lambda_{off}))dz' &= \ln\frac{P(z, \lambda_{off})}{P(z, \lambda_{on})} + \ln\frac{\beta(z, \lambda_{on})}{\beta(z, \lambda_{off})} \\
 &+ \ln\frac{M_0(\lambda_{on})\eta(\lambda_{on})O(z, \lambda_{on})}{M_0(\lambda_{off})\eta(\lambda_{off})O(z, \lambda_{off})}
 \end{aligned}
 \tag{3.7}$$

Differentiation nach der Höhe ergibt:

$$\Delta\alpha(z) = \frac{1}{2}\frac{d}{dz}\left[\ln\frac{P(z, \lambda_{off})}{P(z, \lambda_{on})} + \ln\frac{\beta(z, \lambda_{on})}{\beta(z, \lambda_{off})}\right]
 \tag{3.8}$$

mit $\Delta\alpha(z) = \alpha(z, \lambda_{on}) - \alpha(z, \lambda_{off})$.

Der letzte Term auf der rechten Seite der Gleichung (3.7) verschwindet, da er höhenunabhängig ist. Dabei wird die Annahme gemacht, daß das Gesichtsfeld des Empfängers mit den Laserstrahlen beider Wellenlängen vollständig und höhenunabhängig überlappt (siehe auch Abschnitt 3.3).

Für Ozon-Lidar-Messungen setzen sich der in Abschnitt 3.1.3 eingeführte Rückstreukoeffizient β und der Extinktionskoeffizient α wie folgt zusammen:

$$\beta(z, \lambda) = \beta_R(z, \lambda) + \beta_M(z, \lambda) \quad (3.9)$$

$$\alpha(z, \lambda) = \alpha_R(z, \lambda) + \alpha_M(z, \lambda) + \alpha_{O_3}(z, \lambda) \quad (3.10)$$

Hierbei steht der Index R für den Beitrag durch die Rayleigh-Streuung, der Index M für die Mie-Streuung. α_{O_3} bezeichnet den Beitrag durch die Ozonabsorption.

Einsetzen der Gleichungen (3.9) und (3.10) in Gleichung (3.8), wobei die Extinktionskoeffizienten α_R und α_{O_3} nach Gleichung (3.4) als Produkt aus der Teilchenzahldichte n_R bzw. n_{O_3} und dem Extinktionsquerschnitt σ_R bzw. σ_{O_3} ausgedrückt werden, liefert die höhenabhängige Ozonteilchenzahldichte:

$$\begin{aligned} n_{O_3}(z) = & \frac{1}{2\Delta\sigma_{O_3}} \left[\frac{d}{dz} \ln \frac{P(z, \lambda_{off})}{P(z, \lambda_{on})} \right] & DP \\ & - \frac{1}{\Delta\sigma_{O_3}} n_R(z) \Delta\sigma_R & DE_R \\ & - \frac{1}{2\Delta\sigma_{O_3}} \left[\frac{d}{dz} \ln \frac{\beta_R(z, \lambda_{off}) + \beta_M(z, \lambda_{off})}{\beta_R(z, \lambda_{on}) + \beta_M(z, \lambda_{on})} \right] & DR \\ & - \frac{1}{\Delta\sigma_{O_3}} \Delta\alpha_M(z) & DE_M \end{aligned} \quad (3.11)$$

wobei $\Delta\sigma_{O_3} = \sigma_{O_3}(z, \lambda_{on}) - \sigma_{O_3}(z, \lambda_{off})$ ist.

Die Ozon-Dial-Gleichung (3.11) setzt sich aus den folgenden 4 Termen zusammen:

- Signalterm DP: Dieser enthält die höhenabhängigen Intensitäten der beiden Meßsignale. Die Ozonkonzentration ist demnach proportional zur Differentiation des Ausdrucks $\ln(P(z, \lambda_{off})/P(z, \lambda_{on}))$ mit der Höhe.
- Differentieller Rayleigh-Extinktionsterm DE_R : Entsprechend der Abnahme der atmosphärischen Dichte mit der Höhe ist DE_R groß unterhalb von 15 km und nahezu vernachlässigbar klein oberhalb von 25 km.
- Differentieller Rückstreuterm DR: Dieser setzt sich aus der Rayleigh- und der Partikelrückstreuung zusammen. Bei niedrigem Aerosolgehalt ist die Partikel- gegenüber der Rayleigh-Rückstreuung vernachlässigbar gering. Mit $\beta_R \gg \beta_M$ wird DR somit höhenunabhängig und verschwindet:

$$DR = \frac{1}{2\Delta\sigma_{O_3}} \left[\frac{d}{dz} \ln \left(\frac{\beta_R(z, \lambda_{off})}{\beta_R(z, \lambda_{on})} \right) \right] \approx \frac{1}{2\Delta\sigma_{O_3}} \left[\frac{d}{dz} \ln \left(\frac{\lambda_{on}}{\lambda_{off}} \right)^4 \right] = 0 \quad (3.12)$$

Ist der Aerosolgehalt jedoch stark erhöht, wie dies beispielsweise nach Vulkanausbrüchen oder beim Auftreten von Polaren Stratosphärenwolken der Fall ist, kann die Partikelrückstreuung nicht mehr vernachlässigt werden. DR kann Werte von $5 \cdot 10^{12} \text{ cm}^{-3}$ erreichen, so daß die Vernachlässigung von DR zu relativen Fehlern von 100 % und mehr führen kann [Steinbrecht, 1994]. Da DR eine Differentiation nach der Höhe enthält, ist er nicht nur von der Stärke der Partikelrückstreuung abhängig, sondern auch von der vertikalen Verteilung der Aerosole. Andere Datenquellen, wie z. B. Ballonsondierungen, für die Abschätzung von DR heranzuziehen, wenn sie nicht zeitlich mit der Lidar-Messung übereinstimmen, ist daher problematisch und bedingt eine große Ungenauigkeit von DR [Steinbrecht, 1994]. Trotzdem ist für weite Höhenbereiche der systematische Fehler von DR kleiner als DR selbst, weshalb eine Abschätzung von DR grundsätzlich sinnvoll ist. Der Fehler in der Ozonkonzentration aufgrund der Unsicherheit von DR kann $0,5 - 1 \cdot 10^{12} \text{ cm}^{-3}$ oder mehr betragen, was bei einem typischen Ozonprofil einem Fehler von 10 - 20 % und mehr entspricht [Steinbrecht, 1994].

- Partikelextinktionsterm DE_M : Auch die Partikelextinktion kann bei niedrigem Aerosolgehalt vernachlässigt werden. Bei hohem Aerosolgehalt hingegen führt die Vernachlässigung von DE_M zu einem größeren Fehler in der Ozonteilchenzahldichte. Nach Steinbrecht [1994] ist DE_M allerdings in der Regel kleiner als $0,05 \cdot 10^{12} \text{ cm}^{-3}$, was typischerweise weniger als 2 % der Ozonkonzentration entspricht. Folglich sollte nur in Ausnahmefällen die Vernachlässigung von DE_M zu einem Fehler in der Ozonkonzentration von mehr als 10 % führen.

Für geringe Aerosolbelastung der Atmosphäre verschwinden somit die Terme DE_M und DE_R , so daß sich die Ozon-Dial-Gleichung (3.11) vereinfacht zu:

$$n_{O_3}(z) = \frac{1}{2\Delta\sigma_{O_3}} \left[\frac{d}{dz} \ln \frac{P(z, \lambda_{off})}{P(z, \lambda_{on})} \right] - \frac{1}{\Delta\sigma_{O_3}} n_R(z) \Delta\sigma_R \quad (3.13)$$

3.2.3 Fehlerbetrachtung

In der Berechnung der Ozonkonzentration nach Gleichung (3.13) treten mehrere Fehlerquellen auf, die die Genauigkeit der Ozonkonzentration beeinflussen:

- Genauigkeit des Signalterms DP: Diese resultiert aus der statistischen Genauigkeit der gemessenen Signale $P(\lambda_{on})$ und $P(\lambda_{off})$ und liefert bei vernachlässigbarem Aerosolgehalt der

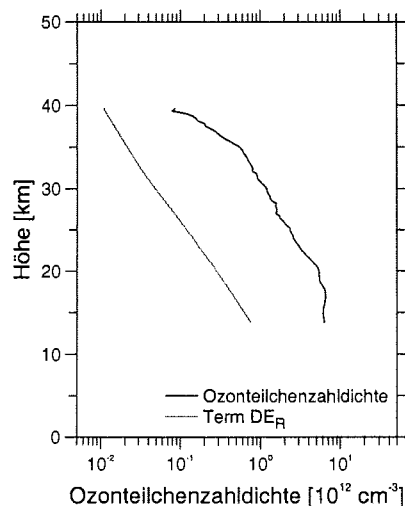


Abbildung 3.1: Größe des Terms DE_R in Abhängigkeit von der Höhe im Vergleich zu einem typischen Lidar-Ozon-Profil.

Atmosphäre den weitaus größten Beitrag zum Fehler in der Ozonkonzentration. Deshalb wird auf die Bestimmung der Genauigkeit von DP anschließend ausführlich eingegangen.

- Genauigkeit des Rayleigh-Extinktionsterms DE_R : Bereits oben wurde erwähnt, daß DE_R nur unterhalb von 15 km groß, oberhalb von 25 km dagegen nahezu vernachlässigbar ist. Abbildung 3.1 zeigt die typische Größe von DE_R oberhalb von 15 km im Vergleich zu einem typischen Ozon-Lidar-Profil. In der vorliegenden Arbeit wurde DE_R aus den Dichteprofilen der Radiosondenaufstiege bestimmt. Da in der Regel in Ny-Ålesund täglich um 12:00 UTC eine Radiosonde gestartet wird, liegen zwischen einer Lidar-Messung und einem Radiosondenaufstieg nur in Ausnahmefällen mehr als 12 Stunden. Die relative Genauigkeit des Dichteprofiles der Radiosonde beträgt rund 1 %, so daß die Ungenauigkeit der Ozonkonzentration aufgrund der Fehler im Dichteprofil oberhalb von 15 km typischerweise unter 1 % liegt. Oberhalb des Ballonplatzpunktes, der sich in den meisten Fällen über 25 km befindet, d. h. in den Höhenbereich fällt, in dem DE_R bereits nahezu vernachlässigbar ist, wurde das Dichteprofil der CIRA89¹ herangezogen.

1. Cospas International Reference Atmosphere 1989: Sie enthält breitenabhängige zonale Monatsmittel von Druck und Temperatur in einem 5km-Raster bis zu einer Höhe von 120 km.

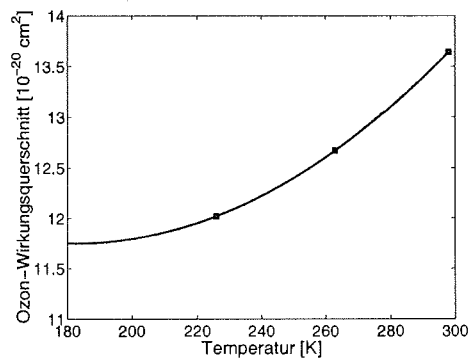


Abbildung 3.2: Temperaturabhängigkeit von σ_{O_3} . Quadrate stellen Meßwerte von Molina und Molina [1986] dar, die Kurve den parabolischen Fit an die Meßdaten.

- Genauigkeit des differentiellen Ozonwirkungsquerschnitts $\Delta\sigma_{\text{O}_3}$: Aufgrund der in zweifacher Weise differentiellen Form des Ozon-Dialverfahrens, nämlich differentiell in der Höhe und in der Wellenlänge, ist neben dem Dichteprofil der Atmosphäre der Ozonwirkungsquerschnitt der einzige weitere externe Parameter, der zur Bestimmung der Ozonkonzentration nach (3.13) benötigt wird. Der Wirkungsquerschnitt bei 353 nm beträgt $7 \cdot 10^{-22} \text{ cm}^2$ und ist damit vernachlässigbar gegenüber dem der Wellenlänge 308 nm mit $1,2 \cdot 10^{-19} \text{ cm}^2$. In dieser Arbeit wurden die Ozonwirkungsquerschnitte von Molina und Molina [1986] verwendet, deren Messungen zufolge σ_{O_3} eine starke Temperaturabhängigkeit, dagegen keine Druckabhängigkeit zeigt. An die Meßwerte von Molina und Molina [1986] wurde eine Parabel gefittet, was in Abbildung 3.2 für den Temperaturbereich von 180 bis 300 K dargestellt ist. Daraus wird ersichtlich, daß σ_{O_3} um ca. 5 % je 20 K zunimmt, weshalb die größte Unsicherheit in σ_{O_3} aus der Unsicherheit des verwendeten Temperaturprofils resultiert. Hierfür wurden, ähnlich wie für das Dichteprofil, die Temperaturprofile der Radiosondenaufstiege benutzt, die oberhalb des Ballonplatzpunktes mit Hilfe der CIRA89-Modellatmosphäre extrapoliert wurden. Dabei liegt der Fehler in der Ozonkonzentration aufgrund der Unsicherheit des Ozonwirkungsquerschnitts typischerweise in der Größenordnung von 1 %.

- Störung durch andere Spurengase: Schwefeldioxid SO_2 ist das einzige stratosphärische Spurengas, das ähnlich dem Ozon im ultravioletten Wellenlängenbereich differentiell absorbiert. Sein differentieller Wirkungsquerschnitt ist kleiner als $3 \cdot 10^{-19} \text{ cm}^2$ [McGee und Burris, 1987]. Im Vergleich zum Wirkungsquerschnitt des Ozons von $1,2 \cdot 10^{-19} \text{ cm}^2$ ist er aber immerhin rund dreimal so groß. Allerdings liegt die SO_2 -Konzentration gewöhnlich im ppt¹-Bereich, so daß der Fehler in der Ozonkonzentration aufgrund der Störung durch SO_2 weit

1. parts per trillion = 10^{-12}

unter 1 % beträgt. Selbst unter Bedingungen extremer SO_2 -Belastung unmittelbar nach einer Vulkanexplosion, ist es unwahrscheinlich, daß der relative Fehler mehr als 5 % ausmacht [Steinbrecht, 1994].

Genauigkeit des Signalterms DP

Wie oben bereits erläutert, trägt in aerosolfreier Atmosphäre die Ungenauigkeit des Terms DP in der Ozon-Dial-Gleichung (3.13), die aus der Ungenauigkeit der gemessenen Signalintensitäten $P(\lambda_{\text{on}})$ und $P(\lambda_{\text{off}})$ resultiert, den größten Anteil zur Unsicherheit der Ozonkonzentration bei. Alle übrigen Fehlerquellen spielen eine beinahe vernachlässigbare Rolle.

Da bei stratosphärischen Lidar-Messungen die Rückstreuintensitäten allgemein sehr niedrig sind, werden diese mit Hilfe der Photonenzählung detektiert (siehe auch Abschnitt 3.3.1). Dabei werden zwischen zwei aufeinanderfolgenden Laserpulsen die rückgestreuten Photonen in festen Zeitintervallen, d. h. in festen Höhenbins, nachgewiesen und aufgezeichnet. Die gemessene Größe bei der Photonenzählung ist also die Anzahl der rückgestreuten Photonen $M(z_i)$ eines gegebenen Höhenbins z_i der Breite dz_i summiert über N Laserpulse. Die Intensität des detektierten Signals $P(z_i)$ entspricht der mittleren Zählrate in diesem Höhenbin:

$$P(z_i) = \frac{M(z_i)}{N dz_i} \quad (3.14)$$

Die detektierte Intensität, im folgenden mit P_{tot} bezeichnet, setzt sich aus der Intensität des rückgestreuten Laserlichts $P(z_i)$ und der Untergrundzählrate P_U zusammen. Letztere resultiert aus der Detektordunkelzählrate und dem Hintergrundsignal, das durch die Resthelligkeit des Himmelslichts verursacht wird. Das Rückstreusignal ist damit gegeben durch:

$$P(z_i) = P_{\text{tot}}(z_i) - P_U \quad (3.15)$$

Die Untergrundzählrate kann beispielsweise aus der detektierten Intensität der sehr großen Höhen bestimmt werden, in denen das Lidar-Signal vernachlässigbar gering ist:

$$P_U = \frac{M_U}{N dz_U} \quad (3.16)$$

Die statistische Fluktuation der Photonenzählrate wird durch die Poisson-Statistik beschrieben (z. B. Menyuk et al. [1982]; Warren [1985]; Milton und Woods [1987]; Grant et al. [1988]), d. h. die Standardabweichung ΔM der Anzahl der gemessenen Photonen ist gleich der Wurzel aus der Anzahl der Photonen:

$$\Delta M = \sqrt{M} \quad (3.17)$$

was gleichermaßen für die Gesamtzahl der gemessenen Photonen M_{tot} und die Zahl der Untergrundphotonen M_U gilt. Daraus ergeben sich die Standardabweichungen der Signalintensitäten:

$$\Delta P_{\text{tot}}(z_i)^2 = \frac{M_{\text{tot}}}{(Ndz_i)^2} = \frac{P_{\text{tot}}(z_i)}{Ndz_i} \quad (3.18)$$

$$\Delta P_U^2 = \frac{M_U}{(Ndz_U)^2} = \frac{P_U(z_U)}{Ndz_U} \quad (3.19)$$

Da die Gesamtzahl der Photonen und die Zahl der Untergrundphotonen in unterschiedlichen Höhenbins, d. h. unabhängig voneinander, gemessen werden, kann die Unsicherheit der gemessenen Signalintensität $\Delta P(z_i)$ bestimmt werden, indem das Gaußsche Fehlerfortpflanzungsverfahren auf Gleichung (3.15) angewandt wird:

$$\Delta P(z_i) = \left[\frac{1}{N} \left(\frac{P_{\text{tot}}(z_i)}{dz_i} + \frac{P_U(z_U)}{dz_U} \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.20)$$

Unter der Annahme, daß die Photonenzählraten der Poisson-Statistik folgen, besagt Gleichung (3.20), daß die Standardabweichung der Signalintensität umgekehrt proportional zur Wurzel der Laserpulszahl ist.

Um die Genauigkeit des Terms DP abzuschätzen, wird hier die Differentiation durch einen Differenzenquotienten angenähert:

$$\begin{aligned} DP &= \frac{1}{2\Delta\sigma_{O_3}} \frac{d}{dz} \ln \frac{P(z, \lambda_{\text{off}})}{P(z, \lambda_{\text{on}})} \\ &\approx \frac{1}{2\Delta\sigma_{O_3} (z_{i+1} - z_{i-1})} \left(\ln \frac{P(z_{i+1}, \lambda_{\text{off}})}{P(z_{i+1}, \lambda_{\text{on}})} - \ln \frac{P(z_{i-1}, \lambda_{\text{off}})}{P(z_{i-1}, \lambda_{\text{on}})} \right) \end{aligned} \quad (3.21)$$

In der Praxis werden im allgemeinen aufwendigere Methoden für die numerische Bestimmung von DP angewendet, deren Unsicherheit jedoch vergleichbar ist (vergleiche hierzu Abschnitt 3.4.2).

Wird nun das Gaußsche Fehlerfortpflanzungsverfahren auf Gleichung (3.21) angewendet, ergibt sich die Ungenauigkeit der Ozonkonzentration aufgrund von DP zu:

$$\Delta n_{\text{O}_3}(z_i) = \frac{1}{2\Delta\sigma_{\text{O}_3}(z_{i+1} - z_{i-1})} \left[\left(\frac{\Delta P(z_{i+1}, \lambda_{\text{off}})}{P(z_{i+1}, \lambda_{\text{off}})} \right)^2 + \left(\frac{\Delta P(z_{i+1}, \lambda_{\text{on}})}{P(z_{i+1}, \lambda_{\text{on}})} \right)^2 + \left(\frac{\Delta P(z_{i-1}, \lambda_{\text{off}})}{P(z_{i-1}, \lambda_{\text{off}})} \right)^2 + \left(\frac{\Delta P(z_{i-1}, \lambda_{\text{on}})}{P(z_{i-1}, \lambda_{\text{on}})} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.22)$$

Nimmt man an, daß sich $\Delta P/P$ über zwei Höhenbins nicht wesentlich ändert und daß ferner der Höhenunterschied $z_{i+1} - z_{i-1} = 2\Delta z_i$ ist, so läßt sich (3.22) vereinfachen zu:

$$\Delta n_{\text{O}_3}(z_i) = \frac{1}{4\Delta\sigma_{\text{O}_3}\Delta z_i} \left[2 \left(\frac{\Delta P(z_i, \lambda_{\text{off}})}{P(z_i, \lambda_{\text{off}})} \right)^2 + 2 \left(\frac{\Delta P(z_i, \lambda_{\text{on}})}{P(z_i, \lambda_{\text{on}})} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.23)$$

Ersetzt man ΔP in Gleichung (3.23) durch den Ausdruck für den Fehler der gemessenen Signalintensität aus Gleichung (3.20), dann lautet die Unsicherheit der Ozonkonzentration in Abhängigkeit der gemessenen Signalintensitäten wie folgt:

$$\Delta n_{\text{O}_3}(z_i) = \frac{1}{4\Delta\sigma_{\text{O}_3}\Delta z_i} \left\{ \frac{2}{N} \left[\frac{1}{P(z_i, \lambda_{\text{off}})^2} \left(\frac{P_{\text{tot}}(z_i, \lambda_{\text{off}})}{\Delta z_i} + \frac{P_U(\lambda_{\text{off}})}{\Delta z_U} \right) + \frac{1}{P(z_i, \lambda_{\text{on}})^2} \left(\frac{P_{\text{tot}}(z_i, \lambda_{\text{on}})}{\Delta z_i} + \frac{P_U(\lambda_{\text{on}})}{\Delta z_U} \right) \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3.24)$$

Demnach nimmt entsprechend der Standardabweichung der Signalintensität auch die Ungenauigkeit der Ozonkonzentration mit der Wurzel der Laserpulszahl N ab. Dies bedeutet, daß eine möglichst hohe Laserpulsrate notwendig ist, um bei kurzen Integrationszeiten eine möglichst geringe Unsicherheit in der Ozonkonzentration zu erzielen. Gleichung (3.24) zeigt ferner, daß sich für hohe Signalintensitäten, d. h. $P(z_i) \gg P_U$, die Unsicherheit in der Ozonkonzentration mit $P(z_i)^{-1/2}$ verringert. Schließlich geht aus Gleichung (3.24) hervor, daß mit $\Delta z_U \gg \Delta z_i$ die Ungenauigkeit der Ozonkonzentration proportional zu $\Delta z_i^{-3/2}$ ist. Somit bedingen sich eine große Höhenauflösung und eine hohe Ungenauigkeit der Ozonkonzentration gegenseitig, so daß die Wahl der Höhenauflösung immer einen Kompromiß zwischen möglichst hoher Auflösung und möglichst hoher Genauigkeit darstellt.

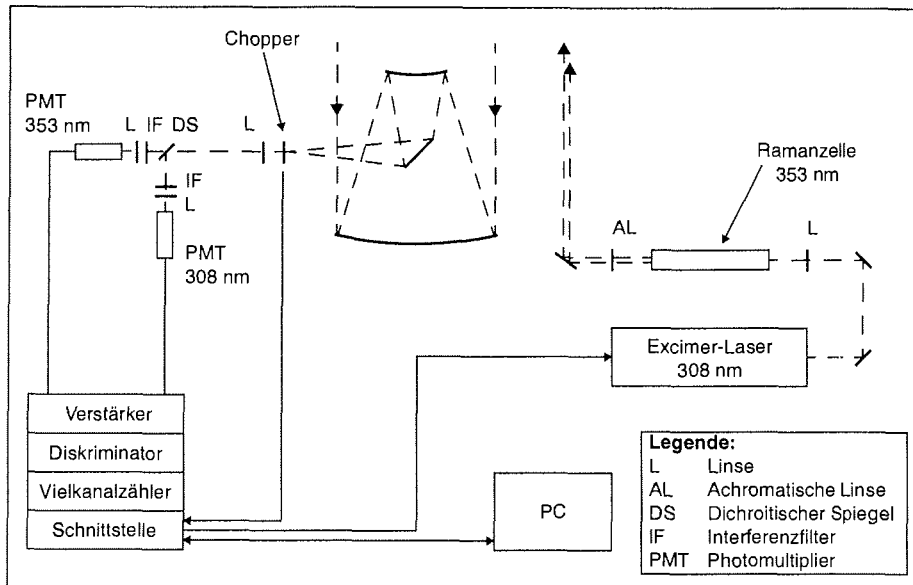


Abbildung 3.3: Schema des Ozon-Dial-Instruments in Ny-Ålesund. Gestrichelte Linien repräsentieren optische Signale, durchgezogene Linien elektrische.

3.3 Ozon-Dial-Instrument

Die Stiftung Alfred-Wegener-Institut führt bereits seit dem Winter 1988/89 Ozon-Dial-Messungen an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund durch. War in den ersten Jahren das Meßinstrument noch in einem Container untergebracht, erfolgte im Winter 1994/95 der Aufbau eines neuen Systems im damals neu errichteten NDSC-Observatorium. Daneben unterhält die Stiftung Alfred-Wegener-Institut in Ny-Ålesund ein stratosphärisches Aerosol-Lidar, das mit dem Ozon-Lidar so gekoppelt ist, daß Ozon- und Aerosol-Messungen gleichzeitig vorgenommen werden können.

Das Ozon-Dial-Instrument ist in Abbildung 3.3 schematisch dargestellt. Anhand dieses Schemas wird in Abschnitt 3.3.1 der Aufbau des Meßinstruments beschrieben und anschließend in Abschnitt 3.3.2 erläutert, welche Parameter des Instruments den meßbaren Höhenbereich begrenzen.

3.3.1 Instrumenteller Aufbau

Laserlichtquelle

Da zum einen die Rückstreuintensitäten mit der Höhe dramatisch abnehmen (siehe Abschnitt 3.1.2), sind für stratosphärische Lidar-Messungen Laser mit hoher Pulsenergie erforderlich. Da sich zum anderen die Ungenauigkeit der Ozonkonzentration umgekehrt proportional zur Wurzel der Laserpulszahl verhält, ist eine hohe Laserrepetitionsrate wünschenswert, um bei möglichst hoher zeitlicher Auflösung eine möglichst hohe Genauigkeit zu erzielen.

Für die Erzeugung der *On*-Wellenlänge 308 nm wird ein XeCl-Excimerlaser mit einer Pulsenergie von maximal 300 mJ (im Meßbetrieb 150 - 200 mJ) und einer Repetitionsrate von 90 Hz eingesetzt. Im breitbandigen Betrieb emittiert der Laser auf den beiden XeCl-Linien 307,9 nm und 308,1 nm. Durch Feinabstimmung gelingt es jedoch, eine schmalbandige Emission auf nur einer der beiden Wellenlängen, nämlich der intensiveren Linie bei 308,1 nm, zu erzwingen. Bei optimaler Justage des Lasers beträgt die Linienbreite auf dieser Wellenlänge ca. 20 pm.

Die *Off*-Wellenlänge 353 nm wird durch stimulierte Ramanstreuung aus der *On*-Wellenlänge erzeugt, indem das Laserlicht in eine mit Wasserstoff gefüllte Zelle fokussiert wird und dabei ein Teil der Laserenergie konvertiert. Der Aufbau zur Erzeugung der *Off*-Wellenlänge geht aus Abbildung 3.3 hervor. Mit Hilfe einer plankonvexen Linse wird das Laserlicht in die Zelle fokussiert. Beim Austritt aus der Zelle wird das Licht der beiden Wellenlängen durch eine plankonvexe Linse wieder parallelisiert. Der Vorteil dieser Methode zur Erzeugung der *Off*-Wellenlänge besteht darin, daß die beiden Wellenlängen kollinear in die Atmosphäre ausgesandt werden und so das gleiche Luftvolumen beproben. Wegen der chromatischen Abberation der Parallelisierungslinse weist jedoch die Strahlung der beiden Wellenlängen unterschiedliche Divergenz auf. Für eine Quarzlinse der Brennweite 1000 mm beträgt der Unterschied in den Brennweiten der beiden Wellenlängen 308 und 353 nm immerhin ca. 20 mm. Um diesen Effekt zu reduzieren, wurde im Winter 1997/98 die Quarzlinse durch einen Achromaten von ebenfalls 1000 mm Brennweite ersetzt, der nur noch eine Brennweitendifferenz von 0,8 mm aufweist.

Aussende- und Empfangsoptik

Die Aussendeoptik lenkt die Laserpulse, die horizontal vom Laser emittiert werden, vertikal in die Atmosphäre. Zusätzlich dient die Aussendeoptik der Strahlaufweitung, um die Divergenz der ausgesendeten Strahlen zu reduzieren. Die Aussendeoptik besteht deshalb aus einem Spiegelteleskop, das eine Strahlaufweitung um den Faktor 10 bewirkt. Die Divergenz des emittierten Laserstrahls verringert sich damit um eine Größenordnung und beträgt im günstigsten Fall etwa 0,2 mrad.

Ein Cassegrainsches Spiegelteleskop bildet die Empfangsoptik, mit der die atmosphärischen Rückstreusignale in den Detektor fokussiert werden. Es setzt sich aus einem konkaven Primärspiegel mit einer Brennweite von 2400 mm und einem konvexen Sekundärspiegel zusammen, der dazu dient, die effektive Brennweite des Teleskops auf 5000 mm zu vergrößern. Die klassische Cassegrainsche Anordnung ist hier modifiziert, indem, ähnlich einem Newtonschen Spiegelteleskop, ein ebener Faltspiegel die Rückstreusignale senkrecht zur Teleskopachse umlenkt. Das Gesichtsfeld des Teleskops wird durch eine Blende mit einem Durchmesser von 5 mm auf 1 mrad begrenzt.

Laserstrahlachse und Teleskopachse sind biaxial angeordnet, d. h. sie sind nicht identisch. Man spricht in diesem Fall auch von einem bistatischen Lidar. Um einen vollständigen Überlapp des Laserstrahls mit dem Teleskopgesichtsfeld zu erreichen, wird daher die Laserstrahlachse gegen die Teleskopachse geneigt, indem der Aussendespiegel gekippt wird (siehe auch Abschnitt 3.3.2).

Detektor

Die Gesichtsfeldblende des Teleskops bildet den Eintritt in den Detektor. Dort wird das rückgestreute Licht zunächst durch einen dichroitischen Strahlteiler in die beiden Wellenlängen 308 und 353 nm zerlegt. Bevor die rückgestreute Strahlung der beiden Wellenlängen von geeigneten Photodetektoren nachgewiesen wird, werden deren Spektralbereiche noch durch Interferenzfilter weiter eingengt.

Als Photodetektoren der sehr geringen stratosphärischen Rückstreuintensitäten eignen sich Photonenvervielfacher (Photomultiplier), die im Photonenzählmodus betrieben werden. Außerdem besitzen diese einen relativ großen dynamischen Bereich von etwa 4 Größenordnungen, der notwendig ist, da in der Stratosphäre ein sehr weiter dynamischer Bereich der Rückstreuintensitäten zu erwarten ist (siehe Abschnitt 3.1.2). Dabei muß aber gewährleistet sein, daß sich die Photonenzählrate über den gesamten dynamischen Bereich linear zur eingestreurten Intensität verhält. Nichtlinearitäten in den Photonenzählraten treten sowohl bei sehr hohen als auch bei sehr niedrigen Zählraten auf. Werden die Photodetektoren zu hohen Lichtintensitäten ausgesetzt, können einzelne Photonen nicht mehr aufgelöst werden, woraus eine zu geringe Photonenzählrate im Bereich hoher Rückstreuintensitäten resultiert. Zusätzlich führt die Übersättigung der Photodetektoren zu sogenanntem signalinduziertem Rauschen, was sich darin äußert, daß die Zählrate nicht unmittelbar nach der Exposition auf den Wert der Dunkelzählrate des Detektors zurückkehrt, sondern näherungsweise exponentiell abklingt. Infolgedessen werden im Bereich niedriger Rückstreuintensitäten erhöhte Photonenzählraten gemessen, die außerdem höhenabhängig sind (für eine ausführliche Diskussion der nichtlinearen Effekte der Photonenzählung, siehe Steinbrecht [1994]).

Die hohen Rückstreuintensitäten aus dem Nahbereich des Teleskops, die zur Übersteuerung der Photodetektoren führen würden, müssen demnach unbedingt vermieden werden. Dies

wird durch den sogenannten Chopper realisiert, ein schnell rotierendes Flügelrad, das sich am Eintritt in den Detektor hinter der Gesichtsfeldblende befindet und die hohen Rückstreuungssignale aus den unteren Höhen abblockt. Die Rotationsfrequenz des Choppers, die Repetitionsrate des Lasers und der Zeitpunkt der Laserfeuerung sind so aufeinander abgestimmt, daß der Laser gefeuert wird, während der Chopper die Blendenöffnung blockiert, und der Chopper die Blende erst dann freigibt, wenn die Rückstreuung größere Höhen erreicht hat. Zusätzlich sind auf beiden Wellenlängen im Strahlengang des Detektors Neutraldichtefilter eingebaut, mit denen die Signalintensitäten weiter reduziert werden können.

Datenaufnahmesystem

Die einzelnen Komponenten des Datenaufnahmesystems sind der Verstärker, der Diskriminator und der Vielkanalzähler. Damit werden die Photomultipliersignale jeder Wellenlänge zunächst verstärkt und anschließend in die Vielkanalzähler eingelesen, sofern sie die Diskriminatorschwelle überschreiten. Schließlich speichert das Datenaufnahmesystem die Zählraten periodisch ab.

Die Datenaufnahme wird durch eine speziell hierfür entwickelte Software von einem PC aus gesteuert. Die Software erlaubt insbesondere auch die Wahl der Höhen- und Zeitauflösung, in der die Rückstreuungssignale abgespeichert werden, wobei sich die Höhenauflösung aus der Zähleradditionszeit der Vielkanalzähler und die Zeitauflösung aus der Anzahl der summierten Laserpulse ergibt.

3.3.2 Meßbarer Höhenbereich

Abgesehen von den Photodetektoren, die den meßbaren Höhenbereich aufgrund ihres dynamischen Bereichs limitieren, gibt es weitere Faktoren, die die Reichweite des Ozon-Dial-Systems effektiv begrenzen. Bei der Herleitung der Ozon-Dial-Gleichung in Abschnitt 3.2.2 wurde die zusätzliche Annahme gemacht, daß sich im gemessenen Höhenbereich das Gesichtsfeld von Teleskop und die Laserstrahlen auf beiden Wellenlängen vollständig überlappen (Gleichung 3.7). Der Überlapp von Teleskopgesichtsfeld und Laserstrahl ist einer der drei Faktoren, die den sogenannten geometrischen Formfaktor eines jeden Lidar-Systems charakterisieren. Die beiden weiteren Faktoren sind zum einen Abschatteneffekte, die durch die Spiegelaufhängung des Teleskops oder durch zusätzliche Blenden im Strahlengang hervorgerufen werden, und zum anderen die sogenannte geometrische Kompression. Diese besteht darin, daß der Nahbereich aufgrund der endlichen Tiefenschärfe nur unscharf abgebildet wird, da das Teleskop auf unendlich fokussiert wird. Alle drei Faktoren gehen also auf die geometrische Optik des Lidar-Systems zurück und sind höhenabhängig. Sie bewirken höhenabhängige Verluste an Signalintensität, die zu einer Abweichung vom z^{-2} -Verhalten der detektierten Intensität führen (Gleichung 3.2) und somit den meßbaren Höhenbereich des Lidar-Systems bestimmen [Measures, 1984].

Die geometrische Kompression spielt für Stratosphärenmessungen keine Rolle, da sie ausschließlich den Nahbereich betrifft. Ferner wirken sich Überlappfunktion und Abschatteneffekte speziell bei Dial-Messungen aufgrund des doppelt differentiellen Prinzips der Dial-Methode nur dann aus, wenn sich die geometrischen Formfaktoren der beiden Wellenlängen voneinander unterscheiden. Um Abweichungen zwischen den geometrischen Formfaktoren zu reduzieren, wird beim Aufbau von Sende- und Empfangs- bzw. Detektionsoptik, wie im vorigen Abschnitt beschrieben, folgendes berücksichtigt:

- Abschatteneffekte durch zusätzliche Blenden, die sich auf die beiden Wellenlängen unterschiedlich auswirken, werden dadurch minimiert, daß die optischen Wege im Detektor für beide Wellenlängen nahezu gleich lang sind und sich eine möglichst gleiche Anzahl von Optiken in beiden Strahlengängen befinden.
- Um höhenabhängige Unterschiede in den Überlappfunktionen der beiden Wellenlängen zu reduzieren, werden diese kollinear ausgesandt. Zusätzlich wurde im Winter 1997/98 die Quarzlinse durch eine achromatische Linse ersetzt, die die chromatische Abberation erheblich verringert.

Die Überlappfunktion eines biaxialen Lidars im speziellen ist wiederum abhängig vom Gesichtsfeld des Teleskops, von der Laserdivergenz, vom Abstand zwischen Teleskop- und Laserstrahlachse sowie vom Inklinationwinkel des Laserstrahls. Um einen vollständigen Überlapp über einen möglichst weiten Höhenbereich zu erreichen, wird bei der Wahl der genannten Größen folgendes beachtet:

- Das Teleskopgesichtsfeld muß größer sein als die Laserdivergenz. Wie im vorigen Abschnitt erwähnt, wird seit dem Winter 1998/99 eine Blendenöffnung von 5 mm verwendet, was einem Gesichtsfeld des Teleskops von 1 mrad entspricht. Die Blendenöffnung betrug in den Jahren zuvor 4 mm und das Gesichtsfeld damit 0,8 mrad. Dagegen ist die Laserdivergenz auf keinen Fall kleiner als 0,2 mrad, aber auf jeden Fall kleiner als 1 mrad.
- Der Abstand zwischen Teleskop- und Laserstrahlachse muß möglichst gering sein. Er beträgt beim derzeitigen Aufbau rund 1 m.
- Der Inklinationwinkel des Laserstrahls muß ebenfalls möglichst klein sein. Im Gegensatz zu den drei oben genannten Größen ist der Neigungswinkel die einzige Größe, die mit jeder Messung neu eingestellt wird, da sie z. B. sehr empfindlich gegenüber Temperaturschwankungen ist. Die Verkippung des Aussendespiegels wird mit Hilfe von Motoren justiert.

Prinzipiell bestimmt das Zusammenspiel dieser vier Größen die Überlapphöhe, das ist die Höhe, oberhalb derer Teleskopgesichtsfeld und Laserstrahl vollständig überlappen. Diese Überlapphöhe wurde im Winter 1998/99 anhand einer Reihe von Testmessungen empirisch

ermittelt. Hierbei wurden für einen gegebenen Blendendurchmesser die Rückstreuintensitäten der beiden Wellenlängen in Abhängigkeit vom Inklinationswinkel des Laserstrahls gemessen. Dabei ergab sich, daß mit einem Blendendurchmesser von 5 mm, d. h. einem Gesichtsfeld von 1 mrad, ein vollständiger Überlapp auf beiden Wellenlängen oberhalb von ca. 12 km erreicht wird.

3.4 Datenauswertung

Der gesamte Prozeß der Datenauswertung von Ozon-Dial-Rückstreusignalen zur Berechnung des Ozonprofils läßt sich in zwei Teile gliedern: die Rohdatenaufbereitung und die eigentliche Berechnung der Ozonteilchenzahldichte. Der gesamte Auswerteprozess wird in diesem Abschnitt erläutert, wobei besonderes Augenmerk auf dem Algorithmus zur Berechnung der Ozonkonzentration liegt (Abschnitt 3.4.2).

3.4.1 Rohdatenaufbereitung

Bei den Ozon-Dial-Messungen, die in dieser Arbeit verwendet wurden, betrug die Höhenauflösung eines einzelnen Rohprofils üblicherweise 30 m und die zeitliche Auflösung 1,85 Minuten. Letztere ergibt sich aus der Summation über 10^4 Laserpulse bei einer Laserrepetitionsrate von 90 Hz. Abbildung 3.4 zeigt beispielhaft ein solches Rohdatenprofil der Wellenlänge 353 nm. Aufgrund der mit der Höhe abnehmenden Luftdichte fallen die Signale in erster Näherung exponentiell mit der Höhe ab. Unterhalb von etwa 11 km reduziert die mechanische Abblendvorrichtung, der Chopper, die Zählraten. Die Flanke zwischen 8 und 11 km wird im folgenden auch als Chopperkante bezeichnet. Oberhalb von etwa 40 km sinkt die Signalintensität unter die Untergrundzählrate. Somit deckt die Zählrate über einen Höhenbereich von ca. 30 km rund 4 Größenordnungen ab.

Ein verbessertes Signal-zu-Rausch-Verhältnis zu erzielen, und damit eine höhere statistische Genauigkeit der Ozonkonzentration, ist nur auf Kosten einer geringeren zeitlichen und räumlichen Auflösung möglich. Je nach Anforderung an das Ozonprofil muß ein geeigneter Kompromiß gewählt werden zwischen hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung einerseits und hohem Signal-zu-Rausch-Verhältnis andererseits. So wurden die gemessenen Zählraten in dieser Arbeit in der Regel über 10^6 Laserpulse und über jeweils 10 Höhenbins summiert, was einer zeitlichen Auflösung von 3 Stunden und einer vertikalen Auflösung von 300 m entspricht. Desweiteren kann das Signal-zu-Rausch-Verhältnis erhöht werden, indem eine Tiefpaßfilterung, beispielsweise in Form eines Glättungsfilters, durchgeführt wird. Der Prozeß des Filterns wird anschließend in Abschnitt 3.4.2 näher erläutert. Hier werden nun zunächst die einzelnen Schritte der Rohdatenaufbereitung dargelegt.

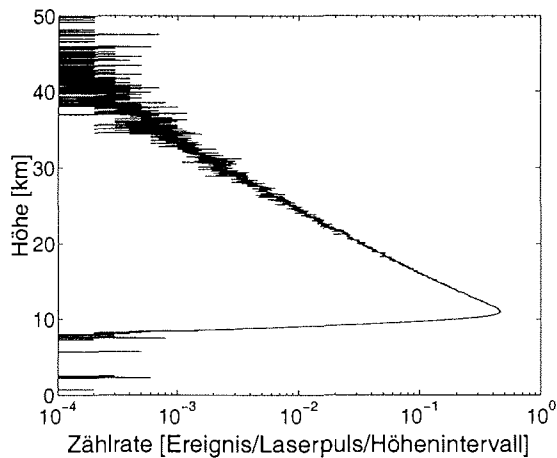


Abbildung 3.4: Typisches Ozon-Lidar-Rohdatenprofil der Off-Wellenlänge 353 nm. Das Höhenintervall beträgt 30 m.

Totzeitkorrektur

Für sehr hohe Zählraten des rückgestreuten Signals begrenzt die endliche Auflösung der Detektoren und des Datenaufnahmesystems die meßbaren Zählraten. Tritt Sättigung der Detektoren bzw. des Datenaufnahmesystems ein, verhalten sich die gemessenen Zählraten nicht mehr linear zur eingestrahnten Intensität. Es werden vielmehr zu niedrige Zählraten detektiert und aufgezeichnet (siehe hierzu auch Abschnitt 3.3.1). Sättigung kann im Photodetektor, im Diskriminator und im Vielkanalzähler auftreten, wobei die langsamste Komponente die bestimmende ist. Im UV-Bereich ist dies der Diskriminator [Beyerle, 1994; Steinbrecht et al., 1997]. Bis zu einem gewissen Grad läßt sich dieser sogenannte Totzeiteffekt korrigieren [Donovan et al., 1993], wobei sich für das Ozon-Dial-System die totzeitkorrigierte Zählrate $P'(z_i)$ aus der detektierten Zählrate $P(z_i)$ errechnet nach [Steinbrecht, 1994]:

$$P'(z_i) = \frac{T}{2\tau} \left(1 - \sqrt{1 - 4 \frac{\tau}{T} P(z_i)} \right) \quad (3.25)$$

Hier bezeichnen τ die Diskriminatorortzeit und T die Zähleradditionszeit. Die Diskriminatorortzeit beträgt 10 ns [Beyerle, 1994] und die Zähleradditionszeit 2 μ s bei einer Höhenauflösung von 300 m.

Aufgrund der zweifach differentiellen Natur der Ozon-Dial-Messungen, nämlich differentiell in der Höhe und der Wellenlänge, sollten die Zählernichtlinearitäten keine sehr großen Effekte

auf die berechnete Ozonkonzentration haben. Wenn sich Zählernichtlinearitäten auf die errechnete Ozonkonzentration auswirken, dann in der Weise, daß die Ozonkonzentration in den unteren Höhen unterschätzt wird, da hier das *On*-Signal höhere Zählraten als das *Off*-Signal aufweist. Ohne Totzeitkorrektur würde daher das *On*-Signal zu schwach mit der Höhe abfallen [Steinbrecht, 1994].

Untergrundkorrektur

Die Untergrundzählrate setzt sich zusammen aus der Detektordunkelzählrate und dem Hintergrundsignal, das durch die Resthelligkeit der Atmosphäre verursacht wird. Zur Bestimmung der Untergrundzählrate wird der Höhenbereich des gemessenen Rückstreuprofiles herangezogen, in dem die Signalintensität gegenüber der Untergrundzählrate vernachlässigbar ist. Abgesehen von den statistischen Fluktuationen der gemessenen Zählraten sind in diesem Höhenbereich die Zählraten konstant mit der Höhe, so daß die Untergrundzählrate durch arithmetische Mittelung der Zählraten aus dem Höhenbereich zwischen 100 und 170 km bestimmt werden kann.

Auswertbarer Höhenbereich

Die Datenaufnahme des Ozon-Dial-Instruments läuft bis in eine Höhe von 180 km. Die Berechnung der Ozonkonzentration kann indes nur in dem Höhenbereich durchgeführt werden, in dem die Signalintensität größer ist als die Untergrundzählrate. Die obere Grenze des auswertbaren Höhenbereichs wird also durch das maximale Höhenbin markiert, das eine Zählrate besitzt, die größer als die Untergrundzählrate ist. Dagegen wird die untere Grenze des auswertbaren Höhenbereichs durch die minimale Höhe oberhalb der Chopperkante gebildet, in der die Signalintensität nicht durch den Chopper beeinflusst wird. In grober Näherung entspricht dies dem Signalmaximum, wobei zu beachten ist, daß die Signalmaxima der beiden Wellenlängen in der Regel, wenn auch geringfügig, gegeneinander verschoben sind.

3.4.2 Algorithmus zur Berechnung der Ozonteilchenzahldichte

Wie im vorherigen Abschnitt bereits beschrieben, wird eine zeitliche und räumliche Mittelung der gemessenen Rohprofile vorgenommen, um das Signal-zu-Rausch-Verhältnis zu erhöhen. Die Mittelung bestimmt damit die Zeit- und Höhenauflösung der Messung. Trotzdem nimmt das Signal-zu-Rausch-Verhältnis so stark mit der Höhe ab, daß die Rückstreusignale in großen Höhen zunehmend verrauscht sind. Hinzu kommt, daß die zur Berechnung des Terms DP der Ozon-Dial-Gleichung (3.13) nötige numerische Differentiation mit einer hohen Rauschverstärkung verbunden ist. Dies bedeutet anders ausgedrückt, daß die Differentiation als Hochpaßfilter wirkt. Es ist daher unvermeidbar, eine Tiefpaßfilterung durchzuführen, wobei wiederum zu beachten ist, daß die Eigenschaften des Tiefpaßfilters immer einen Kompromiß bedeuten zwischen feiner Höhenauflösung und geringem Rauschen, also zwischen feiner Höhenauflösung und geringem statistischen Fehler.

Der Algorithmus, der seit Jahren von der Lidar-Gruppe der Stiftung Alfred-Wegener-Institut zur Auswertung der Ozon-Dial-Messungen verwendet wird, besteht in einem differenzierenden Glättungsfilter. Dabei wird das Profil, das aus dem natürlichen Logarithmus des Quotienten der beiden Rückstreusignale $P(\lambda_{on})$ und $P(\lambda_{off})$ (Term DP in Gleichung (3.13)) gebildet wird, lokal durch ein Polynom mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate approximiert:

$$\sum_{k=-N_i}^{N_i} \left[\ln \frac{P(z_i + k, \lambda_{off})}{P(z_i + k, \lambda_{on})} - (a_{i,q} z_k^q + a_{i,q-1} z_k^{q-1} + \dots + a_{i,1} z_k + a_0) \right]^2 \quad (3.26)$$

→ min

und anschließend differenziert.

Somit sind die Glättungseigenschaften abhängig von der Filter- oder Glättungsbreite $M = 2N + 1$ und vom Grad q des Polynoms. Beide bestimmen folglich auch die effektive Höhengauflösung Δz_{eff} des berechneten Ozonprofils, die sich wie folgt aus der absoluten Höhengauflösung Δz , der Filterbreite M und dem Polynomgrad q ergibt:

$$\Delta z_{eff} = \Delta z \frac{M - 1}{q} \quad (3.27)$$

Überträgt man den Glättungsprozeß auf den Frequenzbereich, so bestimmen Filterbreite und Polynomgrad das Verhalten der Übertragungsfunktion des Filters in Abhängigkeit von der Frequenz (siehe auch Anhang A). Zur Veranschaulichung sind in Abbildung 3.5 (a) die Übertragungsfunktionen verschiedener Glättungsfilter als Funktion der Frequenz f in Abhängigkeit von der Filterbreite M und in Abbildung 3.5 (b) die Übertragungsfunktionen für die Filterbreite $M = 5$ in Abhängigkeit vom Polynomgrad q dargestellt. Daraus wird ersichtlich, daß die Filterbreite die Schärfe des Filters bestimmt, indem mit wachsendem M das Filter schmalbandiger wird, d. h. eine größere Flankensteilheit und stärker reduzierte Nebenmaxima im Sperrbereich aufweist. Dagegen bedingt ein Polynom höherer Ordnung eine höhere Ordnung der Näherung bei $f = 0$. Die Wirkung von Filterbreite und Polynomgrad auf die Eigenschaften des Filters lassen sich auch so zusammenfassen: Definiert man für reale Filter eine Grenzfrequenz f_g , für die die Übertragungsfunktion gerade $1/2$ beträgt, so verschiebt sich f_g mit zunehmender Filterbreite zu niedrigeren Frequenzen, bei gleicher Filterbreite aber zunehmendem Polynomgrad hingegen zu höheren Frequenzen.

Da die Rückstreusignale mit der Höhe zunehmend verrauscht sind, wird die Filterbreite entsprechend mit der Höhe angepaßt. Dies reduziert nicht nur die effektive Höhengauflösung mit zunehmender Höhe, sondern hat noch zwei weitere Effekte, die zu beachten sind. Zum einen gehen bei dieser Art von Glättungsfilter an den Rändern des Profils jeweils N Höhenbins verloren. Zum anderen kann durch die Filterung eine systematische Abweichung der errechneten

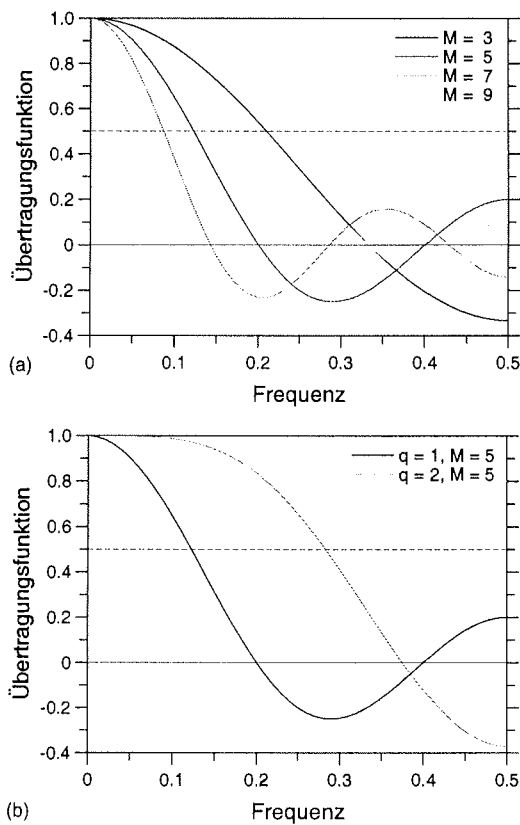


Abbildung 3.5: Übertragungsfunktionen verschiedener Glättungsfiler in Abhängigkeit von der Frequenz. Die Glättungsfiler werden realisiert, indem die Datenfolge durch ein Polynom mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate angenähert wird. **(a)** Annäherung an ein Polynom ersten Grades ($q = 1$) bei verschiedenen Filterbreiten M . **(b)** Annäherung an ein Polynom ersten Grades ($q = 1$) und ein Polynom zweiten Grades ($q = 2$) bei gleicher Filterbreite $M = 5$. Näheres siehe Text.

ten Ozonkonzentration vom wahren Wert auftreten. Dies liegt einerseits darin begründet, daß der Ozonwert eines bestimmten Höhenbins mit zunehmender Höhe durch gleitende Mittelung über eine immer größer werdende Anzahl von Höhenbins ermittelt wird. Andererseits werden systematische Abweichungen dadurch verursacht, daß das Filter Terme höherer Ordnung abschneidet, die zur Rekonstruktion eines nichtlinearen Ozonprofils notwendig wären.

Wie sich Filterbreite und Polynomgrad beim bisherigen Algorithmus in Abhängigkeit von der Höhe verhalten und welcher Fehler in der Ozonkonzentration daraus resultiert, wird im nachfolgenden Abschnitt im Zusammenhang mit der Validierung der Ozon-Dial-Messungen behandelt.

3.5 Validierung der Ozon-Dial-Messungen

Ozon-Dial-Instrumente sind Teil des *Network for the Detection of Stratospheric Change* (NDSC), welches zum Ziel hat, Meßdaten chemischer Komponenten und meteorologischer Parameter der Stratosphäre in hoher Qualität zu produzieren. Die Meßdaten dieses weltweiten Netzwerkes haben vorwiegend eine Monitoringfunktion, indem mit ihrer Hilfe möglichst frühzeitig Langzeitänderungen in der Stratosphäre identifiziert werden sollen. Um eine hohe Datenqualität zu garantieren und um Meßdaten der verschiedenen Stationen vergleichbar zu machen, sind regelmäßige Vergleichskampagnen fester Bestandteil der Zusammenarbeit innerhalb des Netzwerkes.

Das Ozon-Dial-Verfahren ist aufgrund seiner doppelt differentiellen Natur ein selbstkalibrierendes Verfahren: Die Ozonteilchenzahldichte wird direkt aus den Rückstreudaten berechnet, ohne daß Gerätekonstanten in die Berechnung eingehen. Trotzdem können gerätebedingte Effekte auftreten, die die Datenqualität beeinträchtigen, wie z. B. Zählernichtlinearitäten. Darüber hinaus beeinflusst der Auswertalgorithmus die Datenqualität. Um Ozon-Dial-Messungen zu validieren, ist deshalb eine zweifache Herangehensweise sinnvoll: einerseits die Validierung durch einen Instrumentenvergleich, andererseits aber auch eine Validierung durch einen reinen Algorithmenvergleich. In den vergangenen Jahren war das Ozon-Dial-Instrument des Alfred-Wegener-Instituts an beiden solcher NDSC-Vergleichskampagnen beteiligt. 1996 fand zunächst ein Algorithmenvergleich statt und Anfang des Jahres 1998 der *Ny-Ålesund Ozone Monitoring Intercomparison* (NAOMI). Ausgehend von den Ergebnissen dieser Vergleichskampagnen wurden in dieser Arbeit die Daten der Kampagnen mit Hilfe zweier modifizierter Algorithmen reanalysiert. Die Ergebnisse beider Vergleichskampagnen sowie die Ergebnisse der eigenen Reanalysen werden in diesem Kapitel vorgestellt.

3.5.1 Algorithmenvergleich

Um speziell die verschiedenen Ozon-Dial-Algorithmen innerhalb der Lidar-Arbeitsgruppe des NDSC miteinander zu vergleichen und ihre Qualität zu testen, wurde 1996 eine Vergleichskampagne durchgeführt, die auf der Auswertung von synthetischen Lidar-Rückstreusignalen beruhte [Godin et al., 1999].

Das damalige Alfred-Wegener-Institut stellte die synthetischen Rückstreuprofile hierfür bereit. Für die Simulation der Rohdaten wurde eine vereinfachte, aerosolfreie Atmosphäre mit konstanter Skalenhöhe angenommen. Ferner wurde die Rayleigh-Extinktion sowie die Temperaturabhängigkeit des Ozonwirkungsquerschnitts vernachlässigt. Die synthetischen Rückstreuintensitäten der beiden Ozon-Dial-Wellenlängen basieren also auf einer reinen Rayleigh-Rückstreuung in Abhängigkeit von der atmosphärischen Dichte und der Ozonabsorption aufgrund eines vorgegebenen Ozonprofils. Sie wurden wie folgt berechnet [Godin et al., 1999]:

$$P(z_i, \lambda) = P_0 \frac{z_0^2}{z^2} \exp\left(-\frac{z - z_0}{H}\right) \exp\left(-2 \int_{z_0}^z \sigma_{O_3}(\lambda) n_{O_3}(z') dz'\right) \quad (3.28)$$

Ein Signal-zu-Rausch-Verhältnis, das der Poisson-Statistik entspricht, wurde anschließend durch einen Zufallsprozeß erzeugt. Dieser Berechnung der synthetischen Rohdaten lagen drei verschiedene Ozonprofile zugrunde. Eines der Profile wies keinerlei kleinskalige Variabilität auf, während die beiden anderen jeweils lamina-ähnliche Strukturen in der unteren Stratosphäre bzw. in der oberen Stratosphäre besaßen. Von jedem dieser Ozonprofile wurden zwei Serien von 20 synthetischen Rückstreuprofilen produziert, wobei sich die beiden Serien durch einen Faktor zwei in der Signalintensität der jeweiligen Wellenlänge unterscheiden. Insgesamt wurden also in der Vergleichskampagne von jeder der beteiligten Ozon-Lidar-Gruppen sechs Serien von 20 Rückstreuprofilen bearbeitet. Im Vergleich wurde jedoch immer das Mittel aus den 20 Profilen einer Serie betrachtet [Godin et al., 1999].

Ein differenzierendes Glättungsfilter in der Form eines Polynomfits an die Meßdaten nach Gleichung (3.26) ist nur eines von vielen möglichen Verfahren zur Realisierung der numerischen Differentiation. Gleichwohl ist es innerhalb der Lidar-Arbeitsgruppe des NDSC das am meisten verwendete Verfahren [Godin et al., 1999]. Die an der Vergleichskampagne beteiligten Algorithmen unterscheiden sich demnach hauptsächlich in der höhenabhängigen Filterbreite und dem Grad des Polynoms, woraus unterschiedliche effektive Höhenauflösungen sowie relative Fehler in der Ozonkonzentration resultieren.

Der NDSC-Algorithmenvergleich ergab für die weitere Diskussion folgende wesentliche Ergebnisse [Godin et al., 1999]:

- Im Höhenbereich zwischen 15 und 30 km ist bei allen Algorithmen der Bias vernachlässigbar. Oberhalb von 40 km treten dagegen bei allen Algorithmen systematische Abweichungen auf, wobei alle Algorithmen bis auf einen positive Abweichungen von 10 % und mehr in 45 km Höhe zeigen. Die Ausnahme bildet der AWI-Algorithmus, der als einziger eine negative Abweichung von ca. 8 % zwischen 40 und 45 km aufweist. Den Algorithmen mit einem positiven Bias ist gemein, daß sie entweder ein Polynom ersten Grades an den natürlichen Logarithmus des Quotienten aus den Rückstreusignalen $P(\lambda_{off})$ und $P(\lambda_{on})$ annähern (analog Gleichung (3.25)) oder ein Polynom zweiten Grades an den natürlichen Logarithmus der beiden einzelnen Lidar-Signale. Einzig der AWI-Algorithmus arbeitet mit einem höhenabhängigen, nämlich mit der Höhe steigenden, Polynomgrad. Daher liegt die Vermutung nahe, daß der höhere Polynomgrad den negativen Bias in den großen Höhen verursacht.
- Die Ursache für den starken Bias in den großen Höhen aller Algorithmen liegt sehr wahrscheinlich in der großen Filterbreite in diesen Höhen. Denn eine große Filterbreite eines differenzierenden Glättungsfilters kommt letztlich einer Mittelung über einen weiten Höhenbereich

gleich.

- Alle Algorithmen sind im allgemeinen in der Lage, die lamina-ähnlichen Strukturen in der unteren Stratosphäre aufzulösen. Wie zu erwarten, gelingt dies umso besser, je höher die effektive Höhenauflösung in diesem Höhenbereich ist. Deshalb ist auch die Detektion der Strukturen in der oberen Stratosphäre mit diesen Algorithmen nahezu unmöglich.

Godin et al. [1999] beobachten also systematische Abweichungen in den großen Höhen der errechneten Ozonprofile und führen diese auf den Einfluß von Filterbreite und Polynomgrad des Glättungsfilters zurück. Um diesen Einfluß zu verifizieren und gegebenenfalls zu reduzieren, wurde der bisher verwendete AWI-Algorithmus auf zweifache Weise leicht modifiziert. Mit diesen modifizierten Algorithmen wurden die synthetischen Rückstreudaten neu prozessiert und die resultierenden Ozonprofile der drei Algorithmen miteinander verglichen.

Der ursprüngliche Algorithmus, wie er im NDSC-Algorithmusvergleich eingesetzt wurde, wird im folgenden als AWIalt bezeichnet. Über den gesamten Höhenbereich des Profils steigt hier der Polynomgrad von 1 auf 5 und die Filterbreite von 1,5 auf 15,3 km an, was bei einer Auflösung der Rohdaten von 300 m einer Anzahl von 5 bzw. 51 Höhenbins entspricht. Die Filterbreite und der Polynomgrad werden in einem gegebenen Höhenbin immer dann erhöht, wenn der absolute Fehler in der Ozonkonzentration den Schwellwert von $0,05 \cdot 10^{12} \text{ cm}^{-3}$ oder der relative Fehler den Wert von 2,5 % überschreitet. Gleichzeitig gilt, daß eine Filterbreite von 51 Höhenbins nicht überschritten werden darf. Die erste Modifikation, im folgenden Algorithmus AWIneu1, besteht nun darin, bei unveränderter Höhenanpassung der Filterbreite höhenunabhängig ein Polynom ersten Grades zu verwenden, während in der zweiten Modifikation, Algorithmus AWIneu2, schließlich bei konstantem Polynomgrad $q = 1$ eine weniger stark mit der Höhe ansteigende Filterbreite gewählt wird. Dies geschieht dadurch, daß die Schwellwerte für den absoluten Fehler der Ozonkonzentration auf $0,1 \cdot 10^{12} \text{ cm}^{-3}$ und für den relativen Fehler auf 7,5 % erhöht werden und außerdem die maximale Filterbreite auf 35 reduziert wird. Diese Kenngrößen der drei Algorithmen sind in Tabelle 3.1 zusammengefaßt.

Die Ergebnisse des Vergleichs der drei AWI-Algorithmen sind in den Abbildungen 3.6 (a) bis (d) dargestellt. Abbildung 3.6 (a) zeigt zunächst die mit den drei Algorithmen errechneten Ozonprofile sowie das simulierte Ozonprofil. Dem gegenüber gestellt sind in Abbildung 3.6 (b) die relativen Abweichungen der errechneten Profile bezüglich des simulierten Ozonprofils.

Während bis ca. 30 km keine nennenswerten Unterschiede zwischen den Algorithmen erkennbar sind, werden in den darüber liegenden Höhen zwei Unterschiede zwischen dem alten Algorithmus einerseits und den neuen Algorithmen andererseits ersichtlich:

	AWIalt	AWIneu1	AWIneu2
Polynomgrad	1 - 5	1	1
Filterbreite [km]	1,5 - 15,3	1,5 - 15,3	1,5 - 10,5
eff. Höhenauflösung [km]	1,2 - 3,0	1,2 - 15,0	1,2 - 10,2
relativer Fehler [%]			
15 - 20 km	1	1	1
20 - 25 km	1 - 3	1 - 3	1 - 4
25 - 30 km	3 - 5	3	4 - 7
30 - 35 km	5 - 25	3 - 5	7
35 - 40 km	25 - 100	5 - 25	7 - 25
40 - 50 km		25 - 100	25 - 100

Tabelle 3.1: Kenngrößen der drei Auswertalgorithmen im Vergleich.

- Wie schon der NDSC-Algorithmenvergleich gezeigt hat, unterschätzt AWIalt zwischen 35 und 40 km die Ozonkonzentrationen um bis zu 10 %. Die beiden modifizierten Algorithmen AWIneu1 und AWIneu2 überschätzen indes die Ozonkonzentrationen oberhalb von 30 km um 30 % und mehr. Dies bestätigt die Vermutung von Godin et al. [1999], daß ein erhöhter Polynomgrad in den großen Höhen zu einem negativen Bias führt, wohingegen ein Polynom ersten Grades einen positiven Bias hervorruft.
- Werden die positiven Abweichungen der Algorithmen AWIneu1 und AWIneu2 miteinander verglichen, so wird deutlich, daß der Bias im Falle von AWIneu2 weniger stark mit der Höhe ansteigt. Auch dies bestätigt ein Ergebnis von Godin et al. [1999], die vermuteten, daß die mit der Höhe zunehmende Filterbreite für systematische Abweichungen in den großen Höhen der Ozonprofile verantwortlich ist. Dementsprechend läßt sich der Bias bis zu einem gewissen Grad reduzieren, indem die Filterbreite niedriger gehalten wird.

Desweiteren gehen aus Abbildung 3.6 (c) die Filterbreiten und effektiven Höhenauflösungen der drei Algorithmen in Abhängigkeit von der Höhe hervor, wobei die Filterbreiten durchgezogen, die Höhenauflösungen gestrichelt dargestellt sind. Zeigen Filterbreite und Höhenauflösung für AWIneu1 und AWIneu2 ein vergleichbares, mit der Höhe gleichmäßiges Ansteigen, so unterscheidet sich AWIalt deutlich, und zwar in zweierlei Hinsicht:

- Die Filterbreite steigt ab ca. 25 km sprunghaft an und erreicht noch unterhalb von 30 km den maximalen Wert von 15,3 km.
- Die effektive Höhenauflösung nimmt dagegen nur wenig mit der Höhe zu und erreicht einen Maximalwert von 3 km in rund 30 km Höhe.

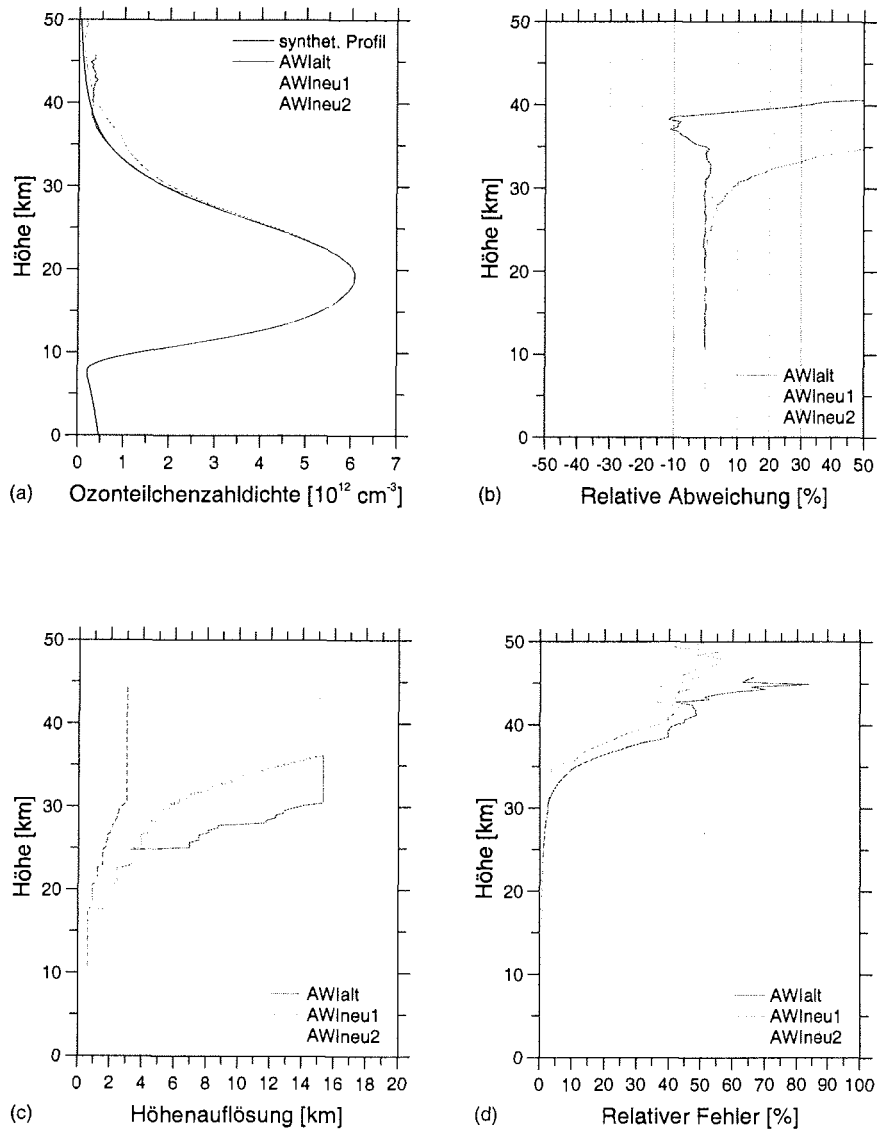


Abbildung 3.6: Algorithmenvergleich zwischen dem alten AWI-Algorithmus AWIalt und den modifizierten Algorithmen AWIneu1 und AWIneu2 anhand von synthetischen Rohdatenprofilen. Jeweils in Abhängigkeit von der Höhe sind dargestellt: (a) Ozonteilchenzahldichte; (b) relative Abweichung gegenüber dem synthetischen Ozonprofil; (c) Filterbreite (durchgezogene Linie) und effektive Höhenauflösung (gestrichelte Linie); (d) relativer Fehler. Näheres siehe Text.

Das stark unterschiedliche Verhalten von Filterbreite und effektiver Höhengauflösung hat eine gemeinsame Ursache, nämlich den höhengabhängigen Polynomgrad. Wenn mit zunehmender Filterbreite auch der Polynomgrad wächst, dann verschiebt sich die Grenzfrequenz wieder zu höheren Frequenzen, was letztlich einer größeren effektiven Höhengauflösung gleichkommt und eine größere Unsicherheit der Ozonkonzentration bedingt (siehe Abschnitt 3.4.2). Einer zu großen Unsicherheit der errechneten Ozonwerte kann wiederum nur mit einer größeren Filterbreite entgegengesteuert werden, so daß beim alten Algorithmus die Filterbreite sehr viel stärker mit der Höhe zunimmt. Gleichzeitig bleibt aber die effektive Höhengauflösung aufgrund des erhöhten Polynomgrads insgesamt niedriger als bei den modifizierten Algorithmen. Die unterschiedlichen effektiven Höhengauflösungen spiegeln sich auch in den relativen Fehlern der drei Algorithmen wider, was in Abbildung 3.6 (d) zu sehen ist. Bei AWIalt nimmt die Ungenauigkeit bereits ab ca. 30 km stark mit der Höhe zu, während dies bei AWIneu1 und AWIneu2 erst ab ca. 35 km bzw. 37 km der Fall ist.

3.5.2 Instrumentenvergleich

Um innerhalb von NDSC Ozon-Dial-Instrumentenvergleiche durchführen zu können, wurde am NASA Goddard Space Flight Center (GSFC) ein mobiles Ozon-Dial-Instrument entwickelt [McGee et al., 1991; McGee et al., 1995]. Dieses war bereits an verschiedenen Vergleichskampagnen beteiligt, so 1995 an der Ozone Profiler at Lauder (OPAL)-Kampagne [McDermid et al., 1998] und der Mauna Loa Ozone (MLO₃)-Kampagne [McPeters et al., 1999] sowie 1997 an der *Observatoire Haute Provence*-Kampagne. Schließlich war es auch an dem *Ny-Ålesund Ozone Monitoring Intercomparison* (NAOMI) beteiligt, dem Ozoninstrumentenvergleich, der vom 20. Januar bis 10. Februar 1998 an der NDSC *primary station* in Ny-Ålesund stattfand [Steinbrecht et al., 1999].

Im wesentlichen wurden während der NAOMI-Kampagne das Ozon-Dial-System der Stiftung Alfred-Wegener-Institut (AWI-Dial), das mobile System des GSFC (GSFC-Dial), die Ballonsondierungen sowie das Mikrowellenradiometer der Universität Bemen, das seit 1994 Routinemessungen im NDSC-Observatorium in Ny-Ålesund durchführt, miteinander verglichen (ein vollständiger Überblick über die Kampagne findet sich in Neuber et al. [1998]). Für die Validierung des AWI-Dial-Instruments war vor allem der Vergleich mit dem GSFC-Dial von Bedeutung, weshalb im nachfolgenden insbesondere auf den Vergleich der beiden Lidar-Systeme eingegangen wird.

Für die Dial-Messungen der beiden Instrumente mußte während der Meßkampagne zweierlei berücksichtigt werden. Zum einen konnten die Messungen nicht gleichzeitig durchgeführt werden, da sich die Teleskopgesichtsfelder der beiden Instrumente in den großen Höhen teilweise überlappten, was zu gegenseitigen Einstreuungen in die Detektionssysteme führte. Zum anderen arbeitet das GSFC-Dial mit einer mehr als doppelt so hohen Laserrepetitions-

rate (200 Hz) als das AWI-Dial (90 Hz). Da für den Instrumentenvergleich aber ein vergleichbarer statistischer Fehler der gemessenen Ozonprofile wünschenswert war, wurde für AWI-Dial-Messungen nach Möglichkeit eine rund doppelt so große Meßdauer angesetzt. Wie es das Protokoll für NDSC-Vergleichskampagnen vorschreibt, lief der Vergleich der beiden Dial-Instrumente als blinder Vergleich ab. Dies bedeutet, daß vor dem Einreichen der endgültigen Ozon-Lidar-Profile beide Dial-Gruppen weder Zugang zu den Daten der jeweils anderen Gruppe noch zu den Mikrowellendaten hatten. Einzig der Zugang zu den Sondendaten stand allen beteiligten Gruppen offen, da diese Daten ohnehin bereits kurze Zeit nach der Messung routinemäßig in internationale Datenbanken eingespeist werden.

Für die weitere Diskussion über die Validierung des AWI-Ozon-Dial-Systems sind folgende Ergebnisse der Vergleichskampagne entscheidend [Steinbrecht et al., 1999]:

- Unterhalb von 30 km zeigen die beiden Dialsysteme keine nennenswerten Unterschiede oder systematischen Abweichungen in den errechneten Ozonprofilen und weisen eine Genauigkeit von 5 % und besser auf.
- Zwischen 30 und 40 km Höhe liefern AWI-Dial-Messungen um ca. 12 % niedrigere Ozonkonzentrationen als GSFC-Dial-Messungen. Gleichzeitig tendieren die AWI-Messungen zu unrealistisch hohen Ozonwerten am oberen Ende des Profils zwischen 40 und 45 km.

Demnach beobachten Steinbrecht et al. [1999] bei diesem Instrumentenvergleich ein ähnliches Verhalten der AWI-Ozon-Lidar-Profile in den großen Höhen, das schon Godin et al. [1999] beim NDSC-Algorithmenvergleich beobachtet haben. Steinbrecht et al. [1999] vermuten, daß diese systematischen Abweichungen auf den Auswertalgorithmus zurückzuführen sind, nämlich darauf, wie das Glättungsfilter die Höhenauflösung in den Höhen niedrigen Signal-zu-Rausch-Verhältnisses anpaßt.

Um auch für den Fall der realen Daten zu verifizieren, daß der beobachtete Bias auf die spezielle Form des Algorithmus zurückzuführen ist, wurden in dieser Arbeit analog zur Reanalyse der synthetischen Rückstreusignale (siehe Abschnitt 3.5.1) die NAOMI-Rückstreudaten mit den modifizierten Algorithmen AWIneu1 und AWIneu2 reanalysiert.

Folgende Herangehensweise wurde hierfür gewählt: Insgesamt wurden je 11 AWI- und GSFC-Messungen zwischen dem 27. Januar und 09. Februar herangezogen, von denen jeweils eine AWI- und eine GSFC-Messung in möglichst guter zeitlicher Übereinstimmung standen. Da die GSFC-Ozonprofile immer einer zeitlichen Mittelung über 90 Minuten, d. h. über 10^6 Laserpulse, entsprechen, wurden die AWI-Profile mit der gleichen Laserpulszahl, also einer zeitlichen Mittelung von 180 Minuten, neu erstellt. Um schließlich den Vergleich der Ozonprofile nicht durch den Einfluß rascher atmosphärischer Veränderungen zu beeinträchtigen, wurde aus den jeweils 11 Einzelprofilen ein mittleres AWI- und GSFC-Profil berechnet.

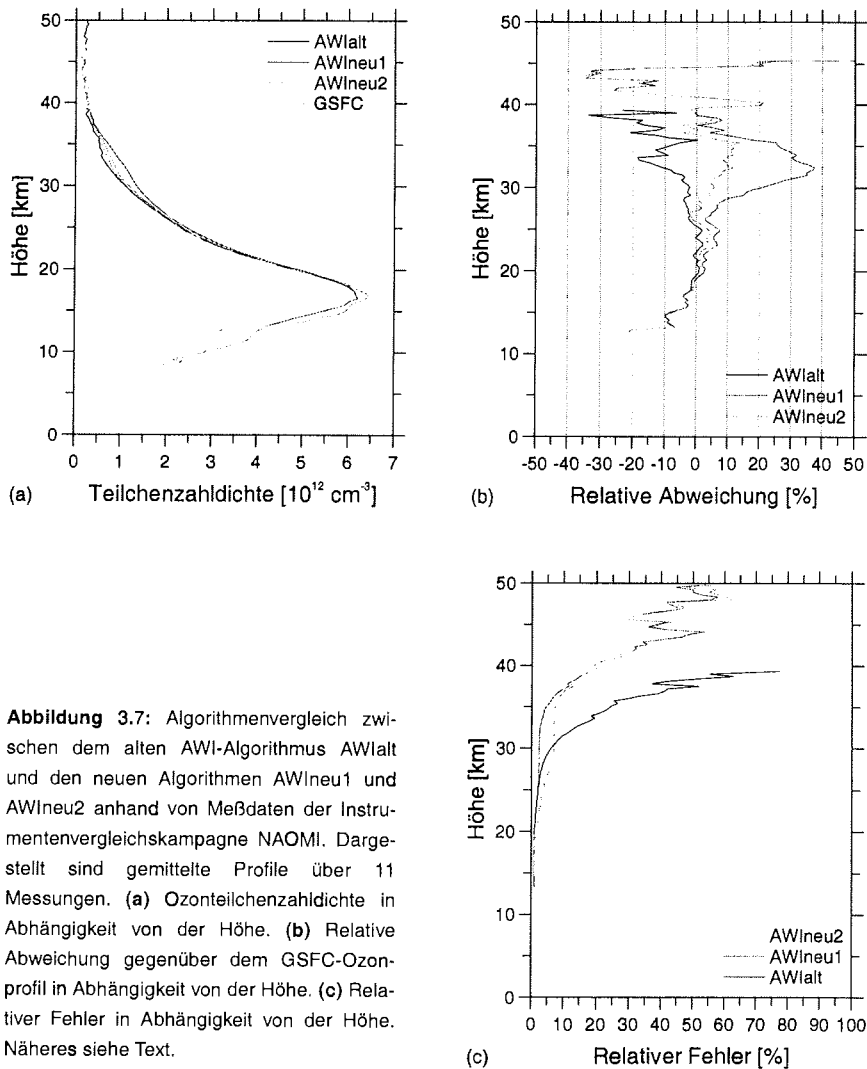


Abbildung 3.7: Algorithmenvergleich zwischen dem alten AWI-Algorithmus AWIalt und den neuen Algorithmen AWIneu1 und AWIneu2 anhand von Meßdaten der Instrumentenvergleichskampagne NAOMI. Dargestellt sind gemittelte Profile über 11 Messungen. (a) Ozonteilchenzahldichte in Abhängigkeit von der Höhe. (b) Relative Abweichung gegenüber dem GSFC-Ozonprofil in Abhängigkeit von der Höhe. (c) Relativer Fehler in Abhängigkeit von der Höhe. Näheres siehe Text.

Nur diese gemittelten Profile werden im Vergleich zwischen den drei AWI-Algorithmen und dem GSFC-Profil betrachtet.

Die Ergebnisse der Reanalyse sind in den Abbildungen 3.7 (a) bis (c) veranschaulicht: Abbildung 3.7 (a) zeigt die mittleren Profile der drei AWI-Algorithmen sowie das mittlere GSFC-Profil und Abbildung 3.7 (b) daneben die relativen Abweichungen der einzelnen AWI-

Algorithmen bezüglich des GSFC-Profiles. Schließlich sind in Abbildung 3.7 (c) die relativen Fehler der AWI-Ozonprofile aufgetragen. Als entscheidende Resultate lassen sich festhalten:

- Wie schon die Reanalyse der synthetischen Daten gezeigt hat, ist der Bias nur im Falle des alten Algorithmus negativ, für die beiden modifizierten Algorithmen hingegen positiv, wobei der Bias von AWIneu1 deutlich stärker ist als der von AWIneu2. Somit zeigen die systematischen Abweichungen in den großen Höhen der realen Ozonprofile die gleiche Abhängigkeit vom Polynomgrad und der Filterbreite wie die der synthetischen Daten. Auffällig ist zwar, daß sich die Stärke der Abweichungen unterscheidet von der der synthetischen Daten: Im Höhenbereich von 30 bis 40 km betragen die Abweichungen von AWIalt nun bis zu -20 %, von AWIneu1 noch bis zu +40 % und von AWIneu2 noch bis zu +10 %. Die Ursache hierfür liegt jedoch sehr wahrscheinlich lediglich darin, daß die GSFC-Ozonkonzentrationen in den großen Höhen selbst einen positiven Bias aufweisen, wie dies der NDSC-Algorithmenvergleich von 1996 gezeigt hat, an dem auch der GSFC-Algorithmus beteiligt war [Godin et al., 1999]. Wenn der GSFC-Algorithmus die Ozonwerte überschätzt, dann müssen in der Tat die relativen Abweichungen von AWIneu1 und AWIneu2 niedriger sein, die von AWIalt dagegen dem Betrage nach noch größer.
- Die relativen Fehler der modifizierten Algorithmen wachsen weniger stark mit der Höhe an als beim alten Algorithmus. Dieser Effekt ist schon bei der Reanalyse der synthetischen Daten beobachtet worden, wobei er aber bei den realen Daten stärker ausgeprägt ist. Die höhere Genauigkeit der errechneten Ozonkonzentrationen hat eine sehr wesentliche Konsequenz: Die Reichweite der Ozonprofile ist größer.

3.5.3 Zusammenfassung

Daß der bisherige Ozon-Dial-Auswertalgorithmus der Lidar-Gruppe der Stiftung Alfred-Wegener-Institut (AWIalt) in den Höhen niedrigen Signal-zu-Rausch-Verhältnisses, d. h. zwischen 40 und 45 km, um ca. 8 % die Ozonkonzentrationen systematisch unterschätzt, wurde zunächst von Godin et al. [1999] während des NDSC-Algorithmenvergleichs 1996 beobachtet. Eine deutliche Parallele zu dieser Beobachtung ist in den Ergebnissen des *Ny-Ålesund Ozone Monitoring Intercomparison* (NAOMI), dem 1998 durchgeführten Instrumentenvergleich, zu finden: AWIalt unterschätzte die Ozonkonzentrationen im Höhenbereich zwischen 30 und 40 km gegenüber den GSFC-Ozonwerten systematisch um ca. 12 %.

Godin et al. [1999] schlagen als Erklärung für das Verhalten des AWI-Algorithmus den erhöhten Polynomgrad des Glättungsfilters vor, da die übrigen Algorithmen, die einen konstanten Polynomgrad $q = 1$ oder $q = 2$ besitzen, systematisch die Ozonkonzentrationen um ca. 10 % und mehr überschätzen. Daß alle Algorithmen überhaupt systematische Abweichungen

aufweisen, führen Godin et al. [1999] ferner auf die zunehmende Filterbreite in den großen Höhen zurück.

Die eigene Reanalyse der synthetischen Rückstreudaten sowie der Meßdaten der NAOMI-Kampagne mit Hilfe zweier leicht modifizierter Algorithmen, AWIneu1 und AWIneu2, bestätigt die Vermutungen von Godin et al. [1999]. Indem AWIneu1 zwar die gleiche Höhenabhängigkeit der Filterbreite besitzt wie AWIalt, aber einen konstanten Polynomgrad $q = 1$, kann gezeigt werden, daß sich der negative Bias in einen positiven umkehrt. Indem schließlich AWIneu2 ebenfalls einen konstanten Polynomgrad $q = 1$ besitzt, die Filterbreite aber weniger stark mit der Höhe anwächst, kann ferner gezeigt werden, daß sich der positive Bias verringert.

Systematische Abweichungen sind bei dieser Art der Filterung grundsätzlich zu erwarten, wenn bei geringen Signal-zu-Rausch-Verhältnissen eine große Filterbreite gewählt wird (siehe Abschnitt 3.4.2). Es ist deshalb unerlässlich, den Bias abzuschätzen und ihn bei der Interpretation der Ozon-Dial-Profile in diesen Höhen zu berücksichtigen.

Legt man die Reanalyse der synthetischen Daten zugrunde, so weist AWIalt einen Bias von bis zu -10 % und AWIneu2 einen Bias von bis zu +30 % zwischen 35 und 40 km Höhe auf. In der Reanalyse der NAOMI-Rückstreudaten liefert im Höhenbereich zwischen 30 und 40 km AWIalt bezüglich der GSFC-Ozonwerte einen Bias von bis zu -20 %, AWIneu2 einen Bias von bis zu +10 %. Demnach kann von AWIneu2 nur insofern von einem verbesserten Algorithmus gesprochen werden, als er sich in den großen Höhen oberhalb von ca. 30 km durch eine geringere Unsicherheit in der Ozonkonzentration auszeichnet. Dies liegt darin begründet, daß AWIneu2 wegen des niedrigen Polynomgrads eine geringere effektive Höhengauflösung bei gleichzeitig geringerer Filterbreite als AWIalt besitzt. Die geringere Ungenauigkeit wirkt sich indes entscheidend auf die Reichweite des Ozonprofils aus: Wie die Reanalyse der NAOMI-Rückstreudaten zeigt, reichen die Ozonprofile in der Regel 5 km, in Einzelfällen bis zu 10 km, höher. Da generell eine große Reichweite wünschenswert ist, wird künftig zur Auswertung von Ozon-Dial-Messungen der Algorithmus AWIneu2 verwendet.

3.6 Diskussion

Nachdem in diesem Kapitel das Ozon-Dial-Verfahren ausführlich beschrieben worden ist und Höhengauflösung, relativer Fehler sowie systematische Abweichungen charakterisiert und quantifiziert worden sind, kann nun diskutiert werden, inwieweit sich Lidar-Ozonprofile neben Sondenprofilen zur Beobachtung laminarer Strukturen eignen.

Eine wesentliche Beschränkung für Ozon-Dial-Messungen gegenüber Ballonsondierungen liegt darin, daß sie nur bei sehr niedriger Resthelligkeit und hoher Transmission der Atmo-

sphäre durchgeführt werden können. Die Bedingung geringer Hintergrundstrahlung ist für die polaren Breiten eine sehr einschneidende, denn Dial-Messungen können folglich hier nur während der Polarnacht stattfinden. Eine ausreichend hohe Transmission für Dial-Messungen im UV-Bereich ist zudem nur bei wolkenfreier Atmosphäre gegeben. Bereits Zirren bewirken eine so starke Rückstreuung, daß stratosphärische Dial-Messungen unmöglich sind.

Ferner sind speziell in den polaren Breiten die Meßbedingungen während der Polarnacht dadurch eingeschränkt, daß beim Auftreten von Polaren Stratosphärenwolken aufgrund der geringeren atmosphärischen Transmission und der zusätzlichen Aerosolrückstreuung die Datenqualität so stark vermindert ist, daß die Messungen verworfen werden müssen. Wollte man bei hoher Aerosolbelastung durch Abschätzung der Aerosolrückstreuung und -extinktion Korrekturen in die Berechnung der Ozonkonzentrationen einführen, so nähme die Genauigkeit der Ozonkonzentration stark ab [Steinbrecht, 1994; Steinbrecht, 1995]. Der Fehler aufgrund der Unsicherheit der Aerosolrückstreuung kann $0,5 - 1 \cdot 10^{12} \text{ cm}^{-3}$ betragen [Steinbrecht, 1994], was in der Größenordnung der laminaren Strukturen liegt, so daß eine Aerosolkorrektur für die Beobachtung von Laminae nicht sinnvoll erscheint.

Das Problem der differentiellen Rückstreuung durch Aerosole beim Auftreten von PSCs oder nach Vulkaneruptionen kann bei Ozon-Dial-Messungen nur dadurch umgangen werden, daß anstatt der Rayleigh- die Raman-Rückstreusignale gemessen werden [McGee et al., 1993]. Die Raman-Rückstreuung geht ausschließlich auf den Stickstoff der Atmosphäre zurück, enthält also insbesondere keine Anteile an Aerosolrückstreuung. Dieses sogenannte Raman-Dial-Verfahren zur Bestimmung des stratosphärischen Ozons ist jedoch dadurch stark eingeschränkt, daß Raman-Rückstreuquerschnitt ca. 1000fach geringer sind als Rayleigh-Rückstreuquerschnitte und gleichzeitig der effektive Ozonwirkungsquerschnitt nur halb so groß ist wie beim Rayleigh-Verfahren. Daraus resultiert ein statistischer Fehler, der im Vergleich zum Rayleigh-Verfahren rund das 60fache beträgt.

Entscheidend für die Beobachtung laminarer Strukturen ist die Höhenauflösung der Messungen. Verglichen mit Ballonsondierungen haben Ozon-Dial-Messungen schon in der unteren Stratosphäre eine wesentlich geringere Auflösung. Bis rund 18 km können laminare Strukturen, die breiter als 1,5 km sind, bei einem relativen Fehler von 1 % in der Ozonkonzentration noch aufgelöst werden (siehe Abschnitt 3.5). Dem steht eine vertikale Auflösung der Ozonsonde von 150 m gegenüber (siehe Kapitel 2).

Zwei Unterschiede zwischen Ozon-Dial-Messungen und Ballonsondierungen gibt es, in denen möglicherweise das Lidar-Verfahren für die Messung laminarer Strukturen Vorteile gegenüber der Sonde besitzt. Erstens wird bei bodengestützten Lidar-Messungen die vertikale Säule über einem festen Ort beprobt, wohingegen die Sonde während des Aufstiegs unter Umständen kilometerweit vom Startort abdriftet. Für die Beobachtung laminarer Struk-

turen im speziellen hat die Drift der Sonde allerdings keine Bedeutung, da der horizontale Gradient des Ozonmischungsverhältnisses gegenüber der Drift vernachlässigbar ist. Folgende Abschätzung macht dies deutlich: Nimmt man an, daß die Sonde selten mehr als 100 km driftet [Rex, 1997] und typische horizontale Ozongradienten in der winterlichen Stratosphäre am Vortexrand $1,5 \cdot 10^{-6}$ ppmv m^{-1} betragen [Appenzeller und Holton, 1997], so ergibt sich eine Änderung des Ozonmischungsverhältnisses von nur 0,15 ppmv.

Zweitens werden Ozonsonden normalerweise nur unregelmäßig im Abstand von mehreren Tagen gestartet, so daß die zeitliche Auflösung der Sondierungen nicht ausreicht, um die Entwicklung einer Lamina zu beobachten. Hingegen können unter günstigen meteorologischen Bedingungen Ozon-Dial-Messungen über mehrere Stunden hinweg durchgeführt werden, die es erlauben, das Entstehen und Vergehen einer Lamina aufzuzeichnen. Unter eben diesem Aspekt wurden Ozon-Dial-Profile in dieser Arbeit betrachtet (siehe Kapitel 5). Es sei an dieser Stelle bereits vorweggenommen, daß die Erfahrung der vergangenen vier Winter, 1997/98 bis 2000/01, allerdings zeigt, daß die meteorologischen Bedingungen zu selten über einen ausreichend langen Zeitraum so gut sind, als daß die Entwicklung laminarer Strukturen eingehend analysiert werden könnte.

Der wesentliche Unterschied zwischen Ozon-Dial-Messungen und Ballonsondierungen ist in der größeren Reichweite des Lidar-Verfahrens zu sehen, das auch noch in den Höhen oberhalb des Ballonplatzpunktes den Ozongehalt mißt. Obgleich dieser Höhenbereich für die Beobachtung laminarer Strukturen weitgehend uninteressant ist, ist er doch für die Variabilität innerhalb eines Winters oder von Jahr zu Jahr sowie für die Langzeitentwicklung des Ozons in der oberen Stratosphäre von Interesse. Die Höhenauflösung des Lidars beträgt oberhalb von etwa 30 km zwar nur noch 4 km und weniger, liefert damit aber unter den bodengestützten Ozonmeßinstrumenten die beste Auflösung in diesem Höhenbereich. Zum Vergleich sei das Mikrowellenradiometer genannt, das ebenso routinemäßig am NDSC-Observatorium in Ny-Ålesund Ozonprofile liefert, aber zwischen 30 und 50 km eine Auflösung von nur 14 bis 20 km besitzt [Steinbrecht et al., 1999].

Die Reichweite eines Ozon-Dial-Instruments ist hauptsächlich durch den dynamischen Bereich der Photodetektoren begrenzt, die typischerweise Photonenzählraten von vier Größenordnungen abdecken können, was einem Höhenbereich von etwa 10 bis 40 km entspricht (siehe Abschnitt 3.4.1). Aus diesem Grund ist es nicht möglich, mit einer Messung die gesamte Stratosphäre von 10 bis 50 km, besser noch von 8 bis 50 km, zu erfassen. Die Vorgehensweise bei Messungen am NDSC-Observatorium in Ny-Ålesund ist daher folgende: Es werden zwei aufeinanderfolgende Messungen durchgeführt, bei denen das eine Mal die untere, das andere Mal die obere Stratosphäre beprobt wird. In den allermeisten Fällen scheitert diese Meßstrategie jedoch an den meteorologischen Voraussetzungen, die nur selten über einen solch langen Zeitraum gegeben sind.

Meßtechnisch ließe sich die Reichweite dadurch erweitern, daß im Detektor- und Datenaufnahmesystem je ein weiterer Kanal für die beiden Dial-Wellenlängen 308 und 353 nm implementiert wird. Aus den Rückstreusignalen, die vom Teleskop empfangen und auf die Blendenebene fokussiert werden, würde dann ein gewisser Anteil an Signalintensität ausgekoppelt werden, bevor diese durch den Chopper in den niedrigen Höhen abgeschattet wird. Dieser Anteil der Rückstreuintensitäten würde in die zusätzlichen Kanäle eingespeist werden und ein Ozonprofil der unteren Stratosphäre liefern, während für die Detektion auf den beiden anderen Kanälen die Chopperkante so weit nach oben verlegt werden könnte, daß ein Ozonprofil der oberen Stratosphäre resultieren würde (z. B. Steinbrecht et al. [1994]; McGee et al. [1995]).

Der Höhenbereich eines Lidar-Ozonprofils ist neben den Photodetektoren außerdem durch die höhenabhängige Überlappfunktion von Aussende- und Empfangssystem begrenzt (siehe Abschnitt 3.3.2). Die untere Grenze dieses Höhenbereichs liegt beim Ozon-Dial-Instrument der Stiftung Alfred-Wegener-Institut bei ca. 12 km.

Über die meßtechnischen Schwierigkeiten von Ozon-Dial-Messungen hinaus ist schließlich bei der Interpretation der Lidar-Ozonprofile in der oberen Stratosphäre zu beachten, daß in den großen Höhen systematische Abweichungen auftreten, die +10 % und mehr betragen (siehe Abschnitt 3.5).

4 Klimatologie laminarer Ozonstrukturen in der polaren Stratosphäre

Die mittlerweile über 12 Jahre routinemäßig von der Stiftung Alfred-Wegener-Institut an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund (79° N, 12° O) durchgeführten Ballonsondierungen des stratosphärischen Ozons stellen eine ideale Basis für die Erstellung einer Klimatologie laminarer Ozonstrukturen dar. Lange Datenreihen sind für die Ableitung von Klimatologien und Trends insbesondere in der Arktis aufgrund der hohen Variabilität von Jahr zu Jahr von großer Bedeutung. Gerade auch die arktischen stratosphärischen Winter der 90er Jahre waren von starken Schwankungen gekennzeichnet: Sie schlossen extrem kalte sowie warme Winter ein. Auch wegen ihrer weiten Verbreitung ist die Ozonsonde eine hervorragende Datenquelle. Sie erlaubt die rasche Vergleichbarkeit von Ozondaten unterschiedlichster Standorte, um Aussagen in Abhängigkeit von der geographischen Lage zu treffen. So basierten bereits frühere Klimatologien lamina-ähnlicher Strukturen auf Ozonsondendaten; die wichtigsten von ihnen wurden in Abschnitt 1.4.2 (S. 28) vorgestellt. Da alle früheren Arbeiten jedoch auf den Ozonpartialdruck oder die Ozonkonzentration bezogen waren, also auf die Meßgrößen, die bei adiabatischen Zustandsänderungen stark veränderlich sind, lassen diese nur bedingt Schlüsse über deren Bedeutung für den Transport und die Durchmischung des Ozons zu.

In Abschnitt 4.2 dieses Kapitels wird nun eine Klimatologie laminarer Strukturen im Ozonmischungsverhältnis beschrieben, die aus dem Ozonsondendatensatz von Ny-Ålesund abgeleitet ist. Zunächst wird in Abschnitt 4.1 außerdem die Methode ausführlich erläutert, mit der diese laminaren Strukturen in den Ozonprofilen detektiert und quantifiziert wurden. Neben einem Vergleich mit der etwas südlicher gelegenen Station Sodankylä (67° N, 27° O), die ebenfalls eine über 12jährige Datenreihe aufweist, schließt diese Klimatologie auch einen detaillierten Vergleich mit der Neumayer-Station (70° S, 8° W) in der Antarktis ein, um Unterschiede zwischen den Polargebieten der Nord- und Südhemisphäre aufzuzeigen. So beschreibt die Klimatologie umfassend kleinskalige vertikale Ozonstrukturen im Höhenbereich der unteren und mittleren Stratosphäre bis 800 K potentieller Temperatur in Abhängigkeit von der Jahreszeit und spiegelt dabei dynamische und chemische Prozesse der polaren Stratosphäre wider.

4.1 Methode zur Erstellung der Klimatologie

4.1.1 Ansatz und Ziel der Methode

In der vorliegenden Arbeit wird ein neuer Ansatz zur Untersuchung laminarer Strukturen in Ozonsondenprofilen eingeführt. Dieser unterscheidet sich von früheren Studien über die Verteilung lamina-ähnlicher Strukturen in Ozonsondenprofilen [Reid und Vaughan, 1991; Reid et al., 1993] (siehe hierzu auch Kapitel 1.4, S. 27) wesentlich durch die folgenden vier Aspekte:

1. Wie bereits in Abschnitt 1.4.1 erläutert, wird in dieser Arbeit unter einer Lamina ausschließlich eine Schicht erhöhten oder erniedrigten Ozongehalts im Profil des Volumenmischungsverhältnisses, nicht etwa der Teilchenzahldichte oder des Partialdrucks, verstanden, da einzig das Mischungsverhältnis bei Abwesenheit diabatischer Prozesse eine Erhaltungsgröße darstellt.

2. Der Form einer Lamina liegt keine Definition in der Weise zugrunde, daß die Lamina einer spezifischen Form entsprechen muß, um als solche identifiziert zu werden. Es geht vielmehr darum, eine allgemeine, formunabhängige Betrachtung der Laminae zu wählen, die es erlaubt, kleinskalige vertikale Ozonvariationen zu detektieren. Es muß folglich eine Größe gewählt werden, die als allgemeines Maß für die Ozonvariabilität dienen kann. Als solche eignet sich der vertikale Gradient des Mischungsverhältnisses sehr gut, da dieser gerade dann groß ist, wenn sich über einen geringen Höhenbereich das Mischungsverhältnis stark ändert. Oder anders ausgedrückt: Die Gradientenbildung wirkt als Hochpaßfilter, das die Variabilität auf den niedrigen Frequenzen eliminiert. Zur Illustration ist in Abbildung 4.1 das Ozonprofil vom 30. Dezember 1999 aus Ny-Ålesund dem Profil des vertikalen Gradienten gegenüber gestellt. Das Mischungsverhältnisprofil weist in rund 390 K Höhe eine negative und in 480 K eine positive Lamina auf, die beide deutlich im Gradientenprofil auszumachen sind.

3. Im Unterschied zu den genannten Studien, die die Häufigkeit von "Lamina"-Ereignissen bestimmen und diese als "Lamina"-Frequenz, d. h. der Anzahl von "Lamina"-Ereignissen pro Ozonprofil, ausdrücken, wird in der vorliegenden Arbeit die Stärke der Variabilität betrachtet, die mit Hilfe des vertikalen Gradienten gemessen wird. Damit entfällt die Definition eines Schwellwerts für die minimale Stärke, die eine laminare Struktur besitzen muß, um als Lamina identifiziert zu werden, wie dies in der Arbeit von Reid und Vaughan [1991] geschieht. Stattdessen ist die untere Grenze der auflösbaren Stärke der Ozonlaminae in dieser Arbeit lediglich durch die Genauigkeit der Ballonsondierung gegeben.

Die Definition eines Schwellwerts würde erhebliche Schwierigkeiten aufwerfen. Reid und Vaughan [1991] benutzen einen konstanten Schwellwert von 20 nbar für die minimale Stärke einer "Lamina", obgleich sie darauf hinweisen, daß der Schwellwert eigentlich in Abhängigkeit von der Ozonsäulendichte variieren müßte, um einen Bias in der Detektion von "Lamina"-Ereignissen zu vermeiden, der von der jahreszeitlich bedingten Änderung des Totalozons

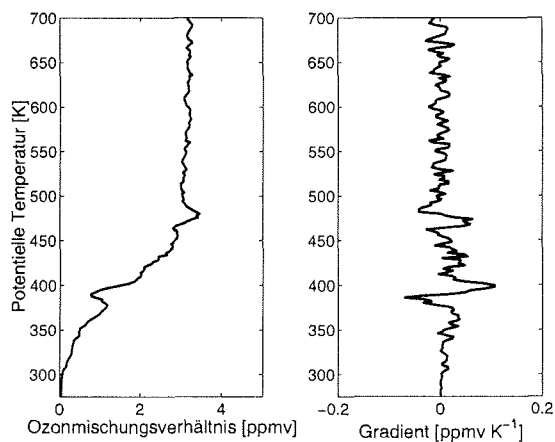


Abbildung 4.1: Profil des vertikalen Gradienten des Ozonmischungsverhältnisses (rechts) am Beispiel der Sonde vom 30. Dezember 1999 aus Ny-Ålesund (links) mit einer negativen Lamina bei ca. 390 K und einer positiven bei ca. 480 K.

herrührt. Darüber hinaus ist anzumerken, daß wegen der starken Höhenabhängigkeit des Ozonpartialdrucks der Schwellwert in der Analyse von Reid und Vaughan [1991] eigentlich auch höhenabhängig gewählt werden müßte, da sonst insbesondere "Lamina"-Ereignisse in den Höhenbereichen niedrigen Ozongehalts unterschätzt werden. Beides, die Variation des Schwellwerts mit dem Gesamtzongehalt und mit der Höhe, müßte auch bei der Laminadetektion in Profilen des Ozonmischungsverhältnisses Berücksichtigung finden, damit systematische Abweichungen verhindert werden.

4. In dieser Arbeit ist der zu untersuchende Höhenbereich auf 800 K (ca. 30 km) ausgeweitet. Zu beachten ist dabei allerdings, daß die Anzahl hochreichender Sondierungen begrenzt ist. Dennoch ist bis ca. 800 K die Sondenzahl noch so groß, daß bei einer Mittelung über mehrere Jahre verlässliche Aussagen getroffen werden können.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es also, eine Methode zu entwickeln, mit deren Hilfe kleinskalige vertikale Strukturen, insbesondere laminare Strukturen, im Profil des Ozonmischungsverhältnisses detektiert sowie ihre vertikale Ausdehnung, ihre Stärke und ihr Vorzeichen quantifiziert werden können. Dabei soll die Methode die kleinskaligen Strukturen unabhängig von ihrer Form und unabhängig von einer minimalen Stärke identifizieren. Minimale Skala und minimale Stärke der Strukturen sind alleine durch die Höhenauflösung des gemessenen Ozonsondenprofils und durch den relativen Fehler des Profils gegeben. Wie oben erläutert, wird als Maß für die Variationen auf kleinen Skalen der vertikale Gradient des Ozonmischungsverhältnisses gewählt. Ein geeignetes Analyseverfahren, mit dem Spitzen in einem

Signal, hier dem Gradientenprofil, lokalisiert und quantifiziert werden können, ist die Wavelet-Analyse (siehe auch Anhang B). Die Wavelet-Analyse wird häufig zur Zeit-Frequenz-Analyse von Zeitreihen eingesetzt, um für eine bestimmte Frequenz gleichzeitig die Amplitude einer Struktur und die Änderung der Amplitude mit der Zeit zu bestimmen. In der Anwendung auf das Ozongradientenprofil ist die Wavelet-Analyse eine Höhen-Frequenz-Analyse.

4.1.2 Analysemethode zur Identifizierung und Quantifizierung von laminaren Strukturen

Im nachfolgenden ist schrittweise erläutert, wie bei der Wavelet-Analyse eines Sondenprofils vorgegangen wird. Die Methode wird zuerst anhand eines synthetischen Gradientenprofils und abschließend anhand eines gemessenen Sondenprofils illustriert.

Zunächst wird das Ozonmischungsverhältnisprofil einer Sonde auf Intervallen von 2 K potentieller Temperatur interpoliert und anschließend der vertikale Gradient des Profils berechnet. Um die Analyse der Sondenprofile untereinander vergleichbar zu machen, müssen diese die folgenden beiden Kriterien erfüllen:

1. Die Sonde muß eine Mindesthöhe von 20 km erreicht haben. Diese Bedingung wurde nicht nur aus Gründen der Vergleichbarkeit gestellt, sondern auch, weil die Länge, d. h. die Anzahl der Datenpunkte, eines Profils die maximal auflösbare Skala der Wavelet-Analyse bestimmt, wie weiter unten noch näher erläutert wird.
2. Eine Meßlücke im Profil darf höchstens 0,35 km betragen.

Die kontinuierliche Wavelet-Analyse des Gradientenprofils wird nach der Methode von Torrence und Compo [1998] und mit Hilfe des von ihnen zur Verfügung gestellten Matlab-Softwarepakets¹ durchgeführt (siehe auch Anhang B).

Die kontinuierliche Wavelet-Transformierte $W_n(s)$ einer diskreten Serie x_n mit $n = 0 \dots N - 1$ und konstanten Höhenschritten δt berechnet sich nach [Torrence und Compo, 1998]:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \Psi^* \left[\frac{(n' - n) \delta t}{s} \right] \quad (4.1)$$

Hierin ist Ψ^* die komplexkonjugierte Wavelet-Funktion, s die Wavelet-Skala und n der lokalisierte Höhenindex.

1. <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>; Oktober 2000.

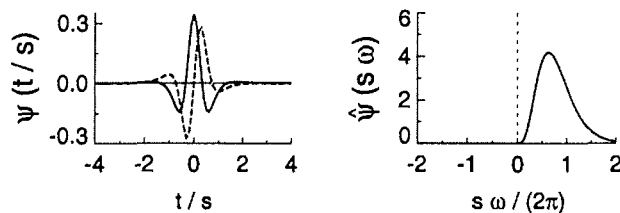


Abbildung 4.2: Paul-Wavelet ($m = 4$) im Frequenz-Raum (rechts) und im Zeit-Raum (links) mit Realteil (durchgezogene Linie) und Imaginärteil (gestrichelte Linie). Aus Darstellungsgründen ist die Wavelet-Skala $s = 10 \delta t$ gewählt (aus Torrence und Compo [1998]).

In dieser Arbeit wird als Mutter-Wavelet das komplexe Paul-Wavelet der Ordnung $m = 4$ verwendet, das in Abbildung 4.2 dargestellt ist. Das Paul-Wavelet wurde aus den folgenden Gründen gewählt:

- Die Form des Wavelets spiegelt annähernd die im Gradientenprofil zu erwartenden Strukturen wider.
- Das Paul-Wavelet besitzt eine geringe Breite im Höhen-Raum und erlaubt damit eine hohe räumliche Auflösung. Ganz allgemein bestimmt - neben der Form - die Breite einer Wavelet-Funktion im Höhen- und Frequenz-Raum deren Auflösung. Aufgrund der Unschärferelation besitzt eine schmale Funktion im Höhen-Raum eine hohe räumliche Auflösung, aber niedrige Frequenzauflösung, während eine im Höhenraum breite Funktion eine niedrige Höhen-, aber hohe Frequenzauflösung besitzt. Entscheidend für die Auflösung im Frequenz-Raum ist außerdem, daß das Paul-Wavelet, wie in Abbildung 4.2 zu erkennen, einen Bandpaß bildet, d. h. es besitzt keine Nebenbänder, so daß eine eindeutige Zuordnung der Frequenz möglich ist. Darüber hinaus bestimmt die Breite des Mutter-Wavelets neben der Länge des Profils die maximal auflösbare Skala s_{\max} , für die mit der Länge des Profils N und der Breite des Wavelets Δc gilt [Kumar und Foufoula-Georgiou, 1994]:

$$s_{\max} \leq \frac{N}{\Delta c} \quad (4.2)$$

Um eine möglichst große maximal auflösbare Skala zu erreichen, wird demnach für die Analyse der Gradientenprofile ein Wavelet von geringer Breite bevorzugt.

- Eine komplexe Wavelet-Funktion liefert eine komplexe Wavelet-Transformierte und damit Informationen nicht nur über die Amplitude, d. h. den Betrag, der Wavelet-Transformierten, sondern auch über deren Phase.

Nach Torrence und Compo [1998] wird für die Wavelet-Transformation folgende Menge der Skalen gewählt:

$$s_j = s_0 2^{j\delta_j}, \quad j = 0, 1, \dots, J \quad (4.3)$$

wobei für J gilt:

$$J = \frac{1}{\delta_j} \log_2 \frac{N\delta t}{s_0} \quad (4.4)$$

δ_j bestimmt die Auflösung: Sie ist umso feiner, je kleiner δ_j ist. Die Wahl eines ausreichend kleinen δ_j hängt von der Breite des Mutter-Wavelets im Frequenz-Raum ab [Torrence und Compo, 1998]. In dieser Arbeit wird δ_j gleich 0,05 gesetzt [Handorf, 2000].

Schließlich gilt für die kleinste auflösbare Skala s_0 :

$$s_0 = 2 \delta t \quad (4.5)$$

Somit ergibt sich für ein Profil der Länge $N = 100$ mit $\delta t = 2$ K eine Anzahl von $(J+1) = 113$ Skalen, die von $s_0 = 4$ K bis $s_{\max} = 123,6$ K reichen.

Zwischen der Wavelet-Skala s und der Fourier-Periode λ läßt sich analytisch eine Beziehung ableiten. Nach Torrence und Compo [1998] lautet diese für das Paul-Wavelet:

$$\lambda = \frac{4\pi s}{2m + 1} \quad (4.6)$$

Betrachtet wird bei der Wavelet-Analyse das sogenannte Wavelet-Leistungsspektrum, das als Quadrat der Amplitude der Wavelet-Transformierten $|W_n(s)|^2$ definiert ist. Es gibt die Änderung der Amplitude in Abhängigkeit von der Höhe und von der Skala bzw. der Periode an.

Ein synthetisches Gradientenprofil und dessen Wavelet-Leistungsspektrum sind in Abbildung 4.3 (a) bzw. (b) dargestellt. Als Höhenkoordinate wird hier die Höhe in km verwendet. Für den vertikalen Gradienten des Ozons wurden willkürliche Werte gewählt. Das Profil weist typische Gradienten einer negativen und positiven Lamina auf. Die Konturlinien des Wavelet-Leistungsspektrums sind so gewählt, daß 75 % (rot), 50 % (grün) und 25 % (blau) der maximalen Wavelet-Leistung jeweils oberhalb einer Konturlinie liegen. Es zeigt sich, daß die Wavelet-Analyse die Höhen, in denen die beiden Strukturen auftreten, sowie ihre Perioden sehr gut lokalisiert und beiden Strukturen aufgrund des gleichen Betrags des Gradienten die gleiche Wavelet-Leistung zuweist.

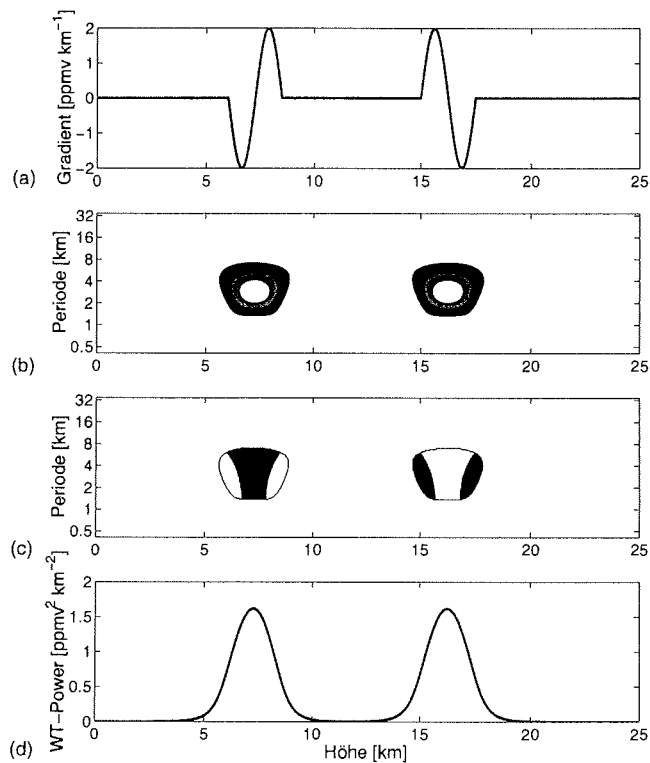


Abbildung 4.3: Wavelet-Analyse eines synthetischen Gradientenprofils: (a) Gradientenprofil mit typischen Gradienten einer negativen und einer positiven Lamina (willkürliche Werte); (b) Wavelet-Leistungsspektrum mit 75 % (weiß), 50 % (grau) und 25 % (schwarz) der maximalen Wavelet-Leistung (WT-Power) in ppmv² km⁻²; (c) Wavelet-Phasenspektrum mit Bereichen negativer (schwarz) und positiver Phase (weiß); (d) skalengemittelttes Wavelet-Leistungsspektrum über das Skalenband 1 - 4 km (entspricht dem Periodenband 1 - 6 km).

Die spezifische Form der zu detektierenden Strukturen im Gradientenprofil, nämlich die einer Cosinuswelle im Falle einer negativen Lamina und die einer Sinuswelle im Falle einer positiven Lamina, erlaubt eine weitergehende Interpretation der Periode: Sie entspricht der vertikalen Ausdehnung der Lamina. Daher werden im folgenden die Begriffe Periode und vertikale Ausdehnung synonym verwendet.

Wie das Beispiel des synthetischen Gradientenprofils demonstriert, gelingt die Detektion der laminaren Strukturen sowie die Quantifizierung ihrer Stärke und vertikalen Ausdehnung mit Hilfe der Wavelet-Analyse und den gewählten Parametern sehr gut. Allerdings läßt sich anhand des Wavelet-Leistungsspektrums nicht mehr zwischen einer negativen und positiven

Lamina unterscheiden. Dies ist jedoch möglich, indem man das Phasenspektrum der komplexen Wavelet-Transformierten heranzieht. Die Phase ergibt sich bekanntermaßen aus dem Real- und Imaginärteil nach:

$$\varphi = \operatorname{atan} \frac{\Im(W_n(s))}{\Re(W_n(s))} \quad (4.7)$$

Das Phasenspektrum des synthetischen Gradientenprofils ist in Abbildung 4.3 (c) dargestellt, wobei hier nur das Vorzeichen, nicht der Betrag der Phase von Interesse ist, weshalb im Phasenspektrum nur zwischen den Bereichen positiver (rot) und negativer Phase (blau) unterschieden wird. Aus der Abbildung geht hervor, daß eine negative Lamina im Bereich maximaler Wavelet-Leistung durch eine negative Phase, eine positive Lamina dagegen durch eine positive Phase charakterisiert ist.

Wie oben erläutert, liefert das Wavelet-Leistungsspektrum die Leistung in Abhängigkeit von der Höhe einerseits und der Wavelet-Skala bzw. Periode andererseits. Um Wavelet-Leistungsspektren zweier oder mehrerer Sondenprofile miteinander zu vergleichen, ist es daher vorteilhaft, die Wavelet-Leistung nur in Abhängigkeit von einer der beiden unabhängigen Größen auszudrücken. So wird in dieser Arbeit die Änderung der Wavelet-Leistung über ein Band von Skalen betrachtet, woraus ein Profil der Wavelet-Leistung über der Höhe resultiert. Diese sogenannte skalengemittelte Wavelet-Leistung ist definiert als die gewichtete Summe der Wavelet-Leistung im Skalenbereich von s_1 bis s_2 [Torrence und Compo, 1998]:

$$\bar{W}_n^2 = \frac{\delta j \delta t}{C_\delta} \sum_{j=j_1}^{j_2} \frac{|W_n(s_j)|^2}{s_j} \quad (4.8)$$

wobei der Faktor C_δ im Falle des Paul-Wavelets ($m = 4$) 1,132 beträgt [Torrence und Compo, 1998].

Die Skalenmittelung der Wavelet-Leistung ist in Abbildung 4.3 (d) wieder anhand des synthetischen Gradientenprofils anschaulich gemacht. Die Mittelung über das Skalenband zwischen 1 und 4 km, was nach Gleichung (4.6) einem Periodenband von ungefähr 1 bis 6 km entspricht, ergibt ein Profil der Wavelet-Leistung, das nunmehr die Änderung der Wavelet-Leistung in Abhängigkeit von der Höhe im genannten Skalenbereich wiedergibt.

Abschließend soll nun diese Methode zur Identifizierung und Quantifizierung laminarer Strukturen an einem realen Sondenprofil illustriert werden. Als Beispiel dient die Sondierung vom 30. Dezember 1999 aus Ny-Ålesund, die bereits in Abbildung 4.1 vorgestellt wurde. Das Profil besitzt eine negative Lamina knapp unterhalb von 400 K und eine positive Lamina unterhalb von 500 K. In Analogie zu Abbildung 4.3 ist in Abbildung 4.4 (a) zunächst das

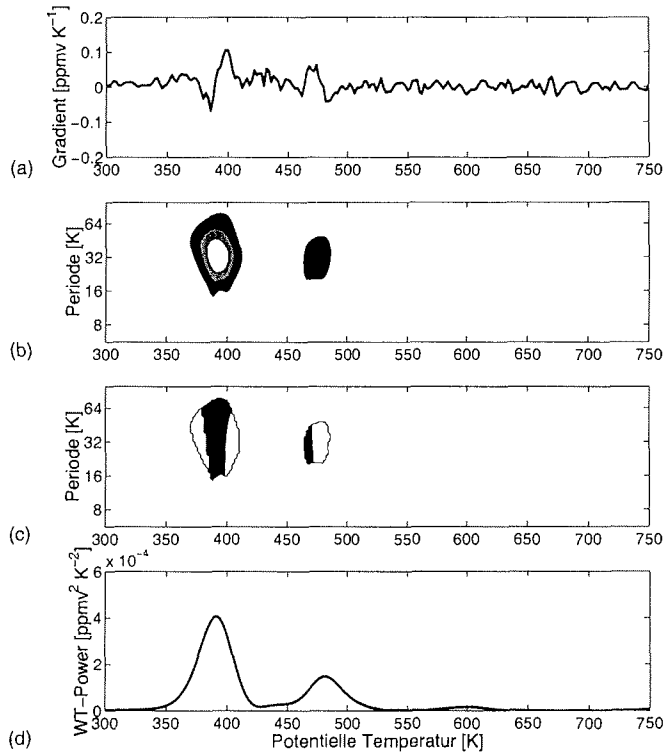


Abbildung 4.4: Wavelet-Analyse des Ozonsondenprofils vom 30. Dezember 1999 aus Ny-Ålesund: (a) Gradientenprofil mit einer negativen und einer positiven Lamina; (b) Wavelet-Leistungsspektrum mit 75 % (weiß), 50 % (grau) und 25 % (schwarz) der maximalen Wavelet-Leistung in ppmv² K⁻²; (c) Wavelet-Phasenspektrum mit Bereichen negativer (schwarz) und positiver Phase (weiß); (d) skalengemitteltes Wavelet-Leistungsspektrum über das Skalenband 16 - 32 K (entspricht dem Periodenband 22 - 43 K).

Gradientenprofil des Ozonmischungsverhältnisses gezeigt. Das Wavelet-Leistungsspektrum in Abbildung 4.4 (b) ist wiederum mit 75 % (rot), 50 % (grün) und 25 % (blau) der maximalen Wavelet-Leistung und das Phasenspektrum in (c) wiederum mit negativer (blau) und positiver Phase (rot) dargestellt. Die Skalenmittelung der Wavelet-Leistung ist in (d) für das Skalenband 16 - 32 K (entspricht dem Periodenband 22 - 43 K) abgebildet. Beide Ozonstrukturen werden durch die Wavelet-Analyse lokalisiert, wobei die Struktur bei etwa 480 K durch deutlich niedrigere Wavelet-Leistung gekennzeichnet ist als die Struktur bei ca. 390 K. Außerdem wird anhand des Phasenspektrums deutlich, daß es sich bei letzterer eindeutig um eine negative Lamina handelt, während erstere weniger eine positive Lamina als vielmehr eine

Stufe im Profil bildet, was aus dem Übergang von negativer zu positiver Phase im Bereich maximaler Wavelet-Leistung hervorgeht.

Zur Erstellung der Klimatologie wird die Skalenmittelung nach Gleichung (4.8) über die drei Skalenbänder 8 - 16 K, 16 - 32 K und 32 - 64 K vorgenommen, was Periodenbändern, d. h. vertikalen Ausdehnungen, von 11 - 22 K, 22 - 43 K und 45 - 86 K entspricht. Daraus ergeben sich für jedes Sondenprofil drei Profile der skalengemittelten Wavelet-Leistung in Abhängigkeit von der Höhe, die Ozonvariationen unterschiedlicher vertikaler Ausdehnung beschreiben. Im folgenden wird zur begrifflichen Unterscheidung der genannten Skalenbänder auch von den kleinen (8 - 16 K), mittleren (16 - 32 K) und großen Skalen (32 - 64 K) die Rede sein, obgleich die Ozonvariationen auf allen drei Skalen im Bereich kleinskaliger Variationen liegen.

4.1.3 Verwendete Datensätze

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Ozonsondendatensätze der drei polaren Stationen Ny-Ålesund (78° N, 12° O), Sodankylä (67° N, 27° O) und Neumayer (70° S, 8° W) analysiert. Die beiden arktischen Stationen Ny-Ålesund und Sodankylä erlauben aufgrund ihrer unterschiedlichen geographischen Lage bis zu einem gewissen Grad eine Aussage über die Breitenabhängigkeit der Laminaereignisse. Darüber hinaus läßt der Vergleich mit den Daten der Antarktisstation Neumayer einen Schluß über die Unterschiede und Analogien zwischen der nord- und südhemisphärischen polaren Stratosphäre zu.

Die Datensätze von Ny-Ålesund und Sodankylä umfassen sehr ähnliche Zeiträume: September 1988 bis März 2001 im Falle von Ny-Ålesund und Oktober 1988 bis März 2001 im Falle von Sodankylä. Allerdings besitzt die Sodankylä-Datenreihe in allen Jahren eine Meßlücke in den Monaten Juni und Juli. Zudem erfüllte keines der Profile des Monats August die oben genannten Kriterien, so daß eine zusätzliche Lücke im Monat August besteht. Die Datenreihe der Neumayer-Station ist etwas kürzer als die der beiden arktischen Stationen, nämlich April 1992 bis März 2001.

Höhenbereich	Ny-Ålesund 09/88 - 03/01	Sodankylä 10/88 - 03/01	Neumayer 04/92 - 03/01
300 - 450 K	823	480	553
450 - 625 K	576	349	439
625 - 800 K	343	148	326

Tabelle 4.1: Anzahl der Sondenprofile der drei Sondenstationen in den Höhenbereichen 300 - 450 K, 450 - 625 K und 625 - 800 K.

Da die Reichweite der Ozonsonden sehr unterschiedlich ist, wird aus Konsistenzgründen folgendermaßen vorgegangen. Zum einen werden alle Sonden nur oberhalb von 300 K potentieller Temperatur betrachtet, zum anderen werden die Sonden in drei Gruppen eingeteilt: Die erste Gruppe umfaßt alle Sonden, die mindestens eine Höhe von 450 K potentieller Temperatur erreichen, während die zweite und dritte Gruppe Sonden einschließt, die mindestens bis 625 K bzw. 800 K reichen. So beinhalten die drei Höhenbereiche 300 - 450 K, 450 - 625 K und 625 - 800 K zwar eine unterschiedliche Anzahl von Ozonsonden, innerhalb eines Höhenbereichs ist die Anzahl jedoch konstant. Wieviele Ozonsondenprofile die einzelnen Höhenbereiche der einzelnen Stationen enthalten, ist in Tabelle 4.1 zusammengefaßt.

4.2 Klimatologie laminarer Ozonstrukturen der polaren Stratosphäre

4.2.1 Überblick

Ein vollständiges Bild der jahreszeitlichen und höhenabhängigen Verteilung der kleinskaligen vertikalen Strukturen in den Ozonprofilen von Ny-Ålesund, Sodankylä und der Neumayer-Station vermitteln die Konturendiagramme der Abbildung 4.5 (a) und (b). In diesen ist die über alle Jahre monatlich gemittelte Wavelet-Leistung über der potentiellen Temperatur für die kleinen Skalen 8 - 16 K und großen Skalen 32 - 64 K aufgetragen. Die mittleren Skalen 16 - 32 K sind hier nicht abgebildet, da sie gegenüber den kleinen bzw. großen Skalen keine neuen Merkmale aufweisen.

Starke Analogien, aber auch markante Unterschiede sind in der vertikalen und jahreszeitlichen Verteilung der Wavelet-Leistung an den drei Stationen erkennbar:

- In den Winter- und Frühjahrsmonaten weisen kleinskalige vertikale Ozonstrukturen in der Arktis und Antarktis eine ähnliche Höhenabhängigkeit auf: In einer eng begrenzten Höhenschicht der unteren Stratosphäre zwischen ca. 380 und 500 K sind an allen drei Stationen laminare Strukturen stark ausgeprägt. Dabei ist auffällig, daß sich das höhenabhängige Verhalten der Laminae in Sodankylä von dem in Ny-Ålesund deutlich unterscheidet, während es sich zwischen Ny-Ålesund und der Neumayer-Station weniger stark unterscheidet. In der mittleren Stratosphäre oberhalb von etwa 650 K ist eine schwache Ozonvariabilität zu beobachten, die außerdem weitgehend auf die Frühjahrsmonate beschränkt ist. Das vertikale Verhalten dieser Strukturen ist insbesondere auf den großen Skalen an allen drei Stationen verschieden, wobei die Ozonstrukturen im November und Dezember der Antarktis zwischen 600 und 700 K aufgrund ihrer Stärke eine Sonderrolle einzunehmen scheinen.
- Im Sommer, d. h. in den Monaten Juli bis Oktober in der Arktis und Februar bis April der Antarktis, ähneln sich die kleinskaligen Ozonstrukturen in ihrer höhenabhängigen Verteilung

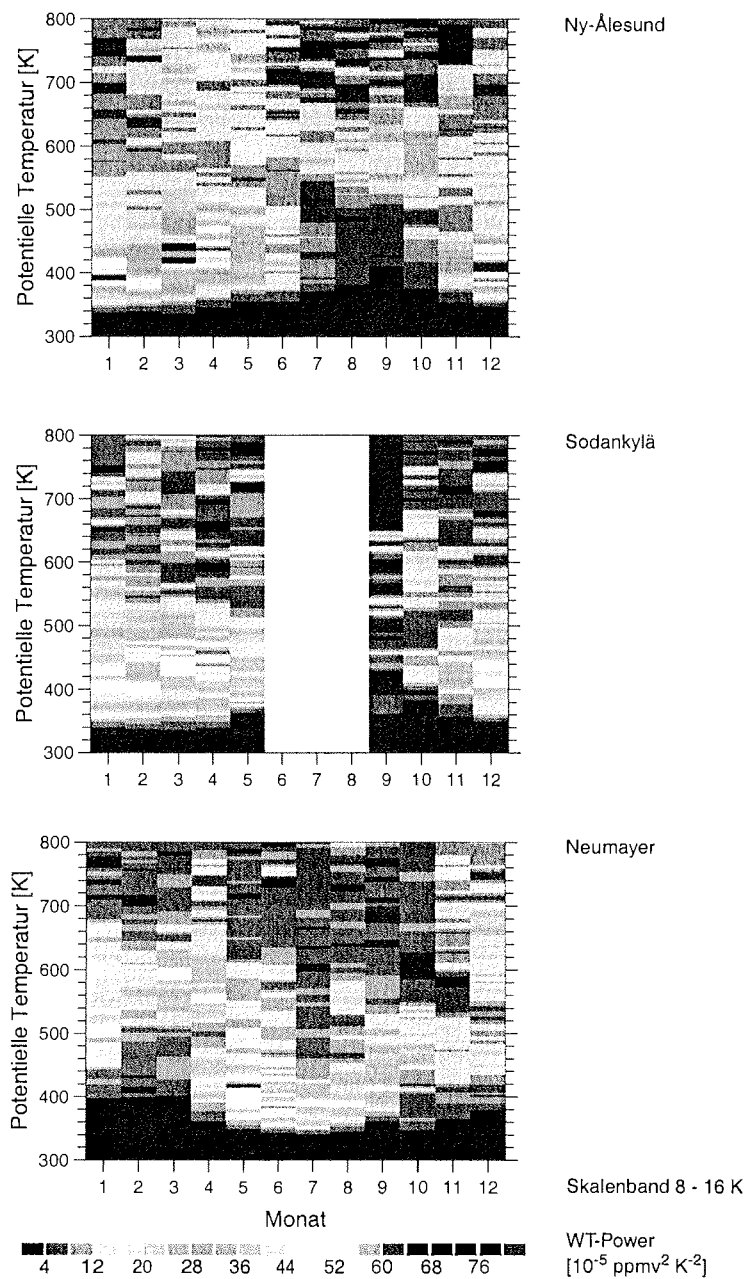


Abbildung 4.5: (a) Saisonale und vertikale Verteilung der Wavelet-Leistung auf den kleinen Skalen 8 - 16 K für Ny-Ålesund (oben), Sodankylä (Mitte) und Neumayer (unten). Es handelt sich jeweils um eine Mittelung über den gesamten Datensatz der jeweiligen Station.

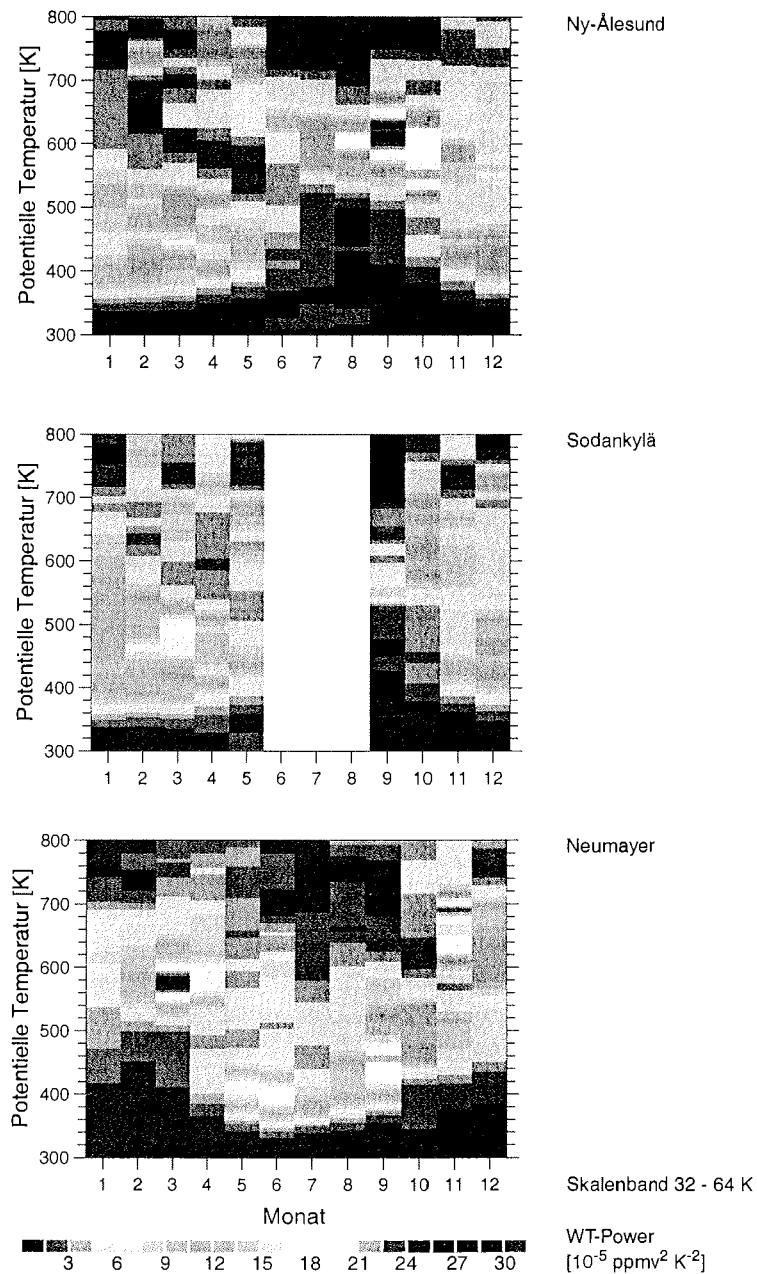


Abbildung 4.5: (b) Saisonale und vertikale Verteilung der Wavelet-Leistung auf den großen Skalen 32 - 64 K für Ny-Ålesund (oben), Sodankylä (Mitte) und Neumayer (unten). Es handelt sich jeweils um eine Mittelung über den gesamten Datensatz der jeweiligen Station.

auf beiden Hemisphären. Die untere Stratosphäre bis etwa 500 K und die mittlere Stratosphäre oberhalb von etwa 700 K zeigt praktisch keine Ozonvariabilität. Strukturen im Ozon sind nur in einem eng begrenzten Höhenbereich zwischen etwa 500 und 700 K zu beobachten.

- Die kleinskaligen Ozonstrukturen haben im Winter und Sommer verschiedene bevorzugte vertikale Ausdehnung. Dies ist am unterschiedlichen Verhältnis der Wavelet-Leistung auf den kleinen Skalen 8 - 16 K zur Wavelet-Leistung auf den großen Skalen 32 - 64 K zu erkennen. Die Wavelet-Leistung besitzt beispielsweise in Ny-Ålesund im Winter bei 400 K auf den Skalen 32 - 64 K nur noch rund ein Viertel der Wavelet-Leistung auf den Skalen 8 - 16 K, wohingegen die Wavelet-Leistung im Sommer bei 600 K auf den Skalen 32 - 64 K noch etwa die Hälfte der Wavelet-Leistung auf den Skalen 8 - 16 K beträgt. Ähnliches gilt für Sodankylä und die Neumayer-Station. Während eine solche relative Aussage über die Wavelet-Leistung zwischen den Skalen durchaus einen Schluß über die vorherrschenden vertikalen Ausdehnungen der Strukturen zuläßt, ist ein Vergleich der absoluten Wavelet-Leistung zwischen den Skalen nur bedingt möglich, da prinzipiell schmale Strukturen stärkere Gradienten, und damit höhere Wavelet-Leistung, als breite Strukturen besitzen.

Wie die Klimatologie also erkennen läßt, weist die Wavelet-Leistung in verschiedenen Höhenbereichen unterschiedliche Jahresgänge auf. Dabei lassen sich drei Phänomene unterscheiden. Zum einen ist in der unteren Stratosphäre zwischen rund 380 und 500 K im Winter und Frühjahr erhöhte Wavelet-Leistung vorwiegend auf den kleinen Skalen 8 - 16 K zu beobachten. Das saisonale und vertikale Verhalten in dieser Höhenschicht entspricht den Erwartungen aufgrund früherer Studien über die Verteilung der Laminae in Ozonsondenprofilen (siehe Abschnitt 1.4). Einzelheiten über Laminaereignisse in der unteren Stratosphäre werden in den nachfolgenden Abschnitten 4.2.2 bis 4.2.4 detailliert behandelt.

Zum anderen finden sich überraschenderweise hohe Werte der Wavelet-Leistung bei 600 K im Sommer, die verstärkt auf den großen Skalen 32 - 64 K beobachtet werden. Die Entdeckung kleinskaliger vertikaler Ozonstrukturen im Sommer der polaren Stratosphäre macht die Vorzüge der gewählten Analyseverfahren besonders deutlich: Wie die eingehende Betrachtung dieser Strukturen nämlich ergibt, stellen diese keine laminaren Strukturen im eigentlichen Sinne dar. Es handelt sich bei diesen vielmehr um starke Änderungen im Ozonmischungsverhältnis in Form von Kanten. Dieses Phänomen der sommerlichen Ozonstrukturen wird gesondert in Kapitel 6 diskutiert.

Schließlich zeigen alle drei Stationen in der mittleren Stratosphäre zwischen 600 und 800 K in den Frühjahrsmonaten leicht erhöhte Wavelet-Leistung. Da sich frühere Untersuchungen auf die untere Stratosphäre bis 21,5 km (ca. 550 K) [Reid und Vaughan, 1991] bzw. auf Höhen bis 625 K [Reid et al., 1993] beschränken, sind laminare Strukturen in diesen Höhen

bisher nicht systematisch analysiert worden. Auch auf die Beobachtung dieser Strukturen wird in den nachfolgenden Abschnitten näher eingegangen.

Qualitativ treten die genannten drei Phänomene in der Arktis und Antarktis gleichermaßen auf. Bei genauer Betrachtung jedoch unterscheiden sich diese graduell zwischen den Stationen, was erst durch die Anwendung der Wavelet-Analyse auf die Detektion der laminaren Strukturen so deutlich zu Tage tritt. Die Auswertung dieser graduellen Unterschiede erlaubt detaillierte Einblicke in die Breitenabhängigkeit der Laminaereignisse sowie die Verschiedenartigkeit der Nord- und Südhemisphäre hinsichtlich laminarer Strukturen.

4.2.2 Saisonale Verteilung laminarer Strukturen

Untere Stratosphäre

Im nachfolgenden wird das saisonale Verhalten der laminaren Strukturen in der unteren Stratosphäre anhand der Wavelet-Leistung auf den kleinen Skalen 8 - 16 K betrachtet. Die kleinen Skalen werden hier gewählt, da die laminaren Strukturen, wie im vorigen Abschnitt diskutiert, in diesem Höhenbereich bevorzugt von geringer vertikaler Ausdehnung sind. Der Jahrgang der Wavelet-Leistung ist in Abbildung 4.6 als Mittel über die Höhenbereiche 350 - 450 K und 450 - 550 K für die drei Sondenstationen dargestellt. Er weist an den beiden Arktis-Stationen folgende Charakteristika auf:

- Mit der Ausbildung des Polarwirbels im November steigt die Laminaaktivität, also die Stärke und Häufigkeit der Laminae, im unteren Höhenbereich bis 450 K stark an. Ein Anstieg im darüberliegenden Höhenbereich ist erst im Dezember zu beobachten.
- Bis in das Frühjahr hinein ist eine hohe Laminaaktivität in beiden Höhenbereichen zu beobachten. Dabei sind in Ny-Ålesund im unteren Höhengniveau zwischen 350 und 450 K im Januar und Februar, den Monaten also, in denen der Wirbel im Mittel am stärksten ausgeprägt ist, die Laminae im Mittel schwächer ausgebildet als im Dezember und März. In Sodankylä dagegen sind Laminae im Januar und Februar in der Stärke vergleichbar mit denen der Frühjahrsmonate März und April. Dieser Unterschied ist auf die unterschiedliche relative Lage der beiden Stationen zum polaren Wirbel zurückzuführen. Die Stratosphäre über Ny-Ålesund liegt im Mittel vorwiegend innerhalb des Polarwirbels, während sie sich über Sodankylä im Mittel überwiegend am Wirbelrand befindet.
- Ähnlich verhält sich dagegen die Laminaaktivität in Ny-Ålesund und Sodankylä im oberen Höhenbereich: An beiden Stationen sind in den Monaten März und April jeweils die höchsten Werte zu finden. Darin zeigt sich, daß sich mit dem Aufbrechen des Polarwirbels im Frühjahr die Laminaaktivität zu größeren Höhen verschiebt. Auf die Höhenabhängigkeit der Laminae wird im nachfolgenden Abschnitt 4.2.3 ausführlich eingegangen.

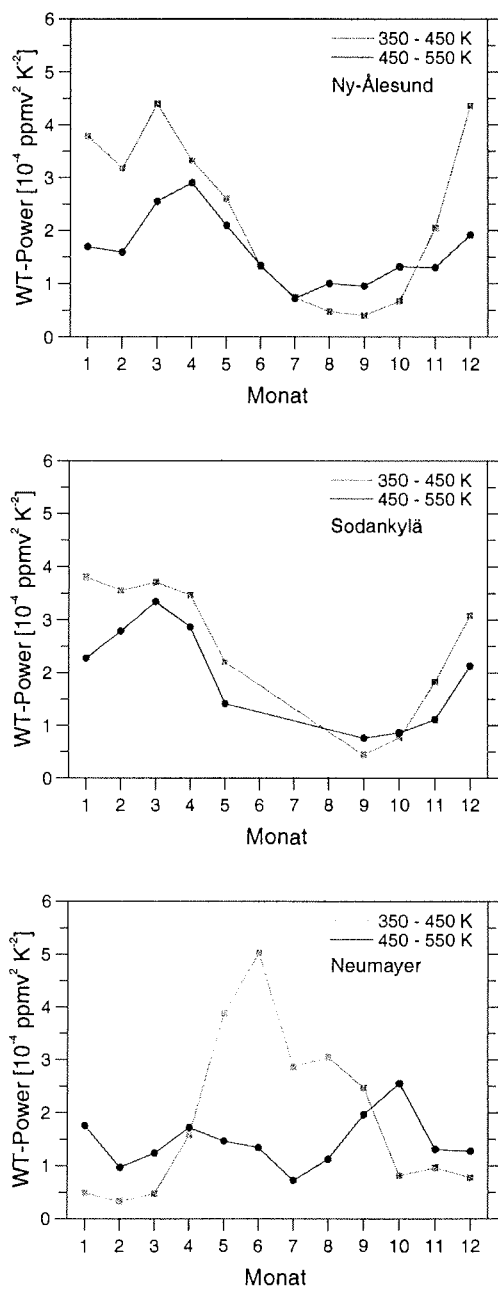


Abbildung 4.6: Jahresgang der Wavelet-Leistung in den Höhenbereichen 350 - 450 K und 450 - 550 K an den drei Sondenstationen Ny-Ålesund (oben), Sodankylä (Mitte) und Neumayer (unten). Es handelt sich jeweils um monatsgemittelte Werte der Wavelet-Leistung über alle Jahre.

- Im Mai, wenn die Umstellung auf die Sommerzirkulation in der Regel abgeschlossen ist, nimmt die Laminaaktivität in beiden Höhenbereichen wieder rapide ab.

Diese Beobachtungen über die Laminaaktivität an den beiden Arktisstationen decken sich weitgehend mit denen von Reid und Vaughan [1991] und Reid et al. [1993], obgleich diesen Arbeiten eine völlig andere Laminadefinition zugrunde liegt (siehe Abschnitt 1.4.2). Insbesondere beobachten auch Reid und Vaughan [1991] und Reid et al. [1993] für die hohen Breiten im Januar und Februar eine leicht niedrigere "Lamina"-Aktivität als im Dezember und Frühjahr. Dahingegen finden Reid und Vaughan [1991] und Reid et al. [1993] die höchsten "Lamina"-Frequenzen in den Monaten April bis Mai und auch noch erhöhte "Lamina"-Frequenz im Juni. Dieser Unterschied ist wahrscheinlich auf die unterschiedliche Laminadefinition zurückzuführen, da auch in der Klimatologie von Appenzeller und Holton [1997], die auf der von ihnen definierten Tracerlaminierungsrate¹ basiert, im Juni keine erhöhten Werte mehr auftreten.

Verglichen mit der Arktis zeigt der Jahresgang der Wavelet-Leistung in der unteren antarktischen Stratosphäre in Abbildung 4.6 (unten) deutliche Unterschiede, die durch den stabileren antarktischen Wirbel hervorgerufen werden:

- Nur in der unteren Höhengschicht von 350 bis 450 K ist eine ausgeprägte Laminaaktivität zu beobachten, und zwar ausschließlich in den Wintermonaten Mai bis September. Im Oktober sinkt die Wavelet-Leistung bereits wieder auf sehr niedrige Werte ab. Ursache für das Ausbleiben der Laminæ in den Höhen oberhalb von 450 K ist der in seiner Lage und Ausprägung sehr stabile antarktische Wirbel. Der Grund für die fehlende Laminaaktivität in den Frühjahrsmonaten Oktober bis Dezember ist dagegen kein dynamischer, sondern ein chemischer: Der massive Ozonabbau im antarktischen Frühjahr im Höhenbereich zwischen ca. 400 und 550 K reduziert das Ozonmischungsverhältnis innerhalb des Wirbels um nahezu 100 %. Folglich sind horizontale Gradienten im Wirbelinneren in dieser Höhengschicht so gering, daß sich laminare Strukturen praktisch nicht mehr ausbilden können. Anhand des mittleren Ozonprofils vom Oktober der Neumayer-Station aus den Jahren 1995 bis 2000, das in Abbildung 4.7 im Vergleich zum mittleren Profil vom Mai dargestellt ist, wird der Ozonverlust deutlich.
- Im frühen Winter steigt die Laminaaktivität bereits stark von April bis Mai in den Höhen zwischen 350 und 450 K an, was damit zusammenhängt, daß auf der Südhalbkugel im Mai der polare Wirbel bereits deutlich ausgeprägt ist. Auf der Nordhalbkugel hingegen ist der Wirbel im November erst im Entstehen begriffen.

1. Die Tracerlaminierungsrate nach Appenzeller und Holton [1997] ist definiert als das Kreuzprodukt aus dem horizontalen Temperaturgradienten und dem horizontalen Gradienten des Tracermischungsverhältnisses (siehe Kapitel 1.4.3, S. 33).

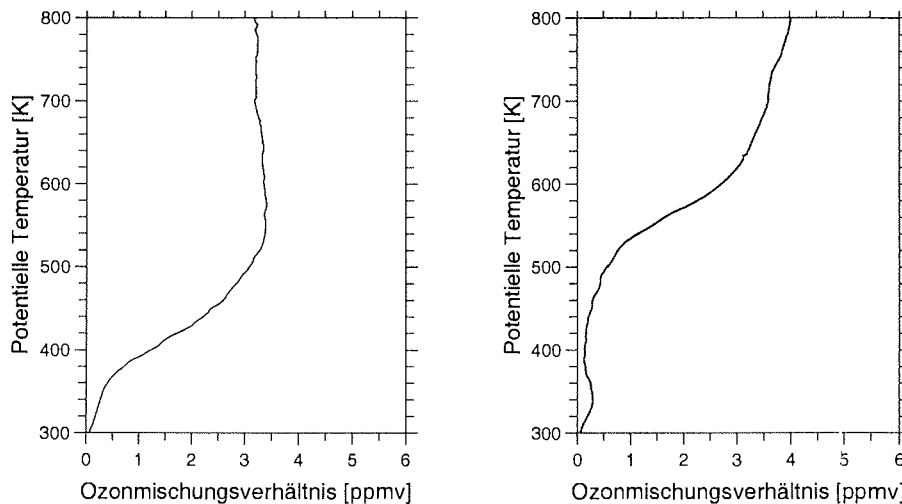


Abbildung 4.7: Mittlere Profile des Ozonmischungsverhältnisses über der potentiellen Temperatur für Mai (links) und Oktober (rechts) an der Neumayer-Station, ermittelt aus Sondenaufstiegen der Jahre 1995 - 2000. Der massive Ozonabbau im antarktischen Frühjahr zwischen 400 und 550 K ist deutlich zu erkennen.

- Auffällig ist ferner, daß im Juni der Antarktis die Wavelet-Leistung im unteren Höhenniveau zwischen 350 und 450 K einen Maximalwert erreicht, der beobachtete Werte im Winter der Arktis übersteigt.

Mittlere Stratosphäre zwischen 600 und 800 K

Um den Jahresgang der Wavelet-Leistung in der mittleren Stratosphäre zwischen 600 und 800 K zu betrachten, werden die großen Skalen 32 - 64 K herangezogen. Mit der Höhe verstärkt sich der Beitrag laminarer Strukturen mit größerer vertikaler Ausdehnung geringfügig, wie aus dem Verhältnis der Wavelet-Leistung in 700 K zu der in 400 K in den drei Skalenbändern aus Abbildung 4.5 (Seiten 88 und 89) hervorgeht.

In den Winter- und Frühjahrsmonaten zeigen sich Unterschiede in den Ozonstrukturen im wesentlichen zwischen der Arktis und Antarktis:

- In Ny-Ålesund ist erhöhte Laminaaktivität oberhalb von 700 K in den Frühjahrsmonaten April und Mai zu beobachten (die hohe Wavelet-Leistung im September zwischen 625 und 700 K geht auf die im Überblick erwähnten Ozonstrukturen im Sommer zurück, die hier nicht behandelt werden). Wenn auch in den Monaten Dezember bis März die Wavelet-Leistung im Mittel in beiden Höhenschichten niedrig ist, ist sie dennoch höher als im vergleichbaren Zeit-

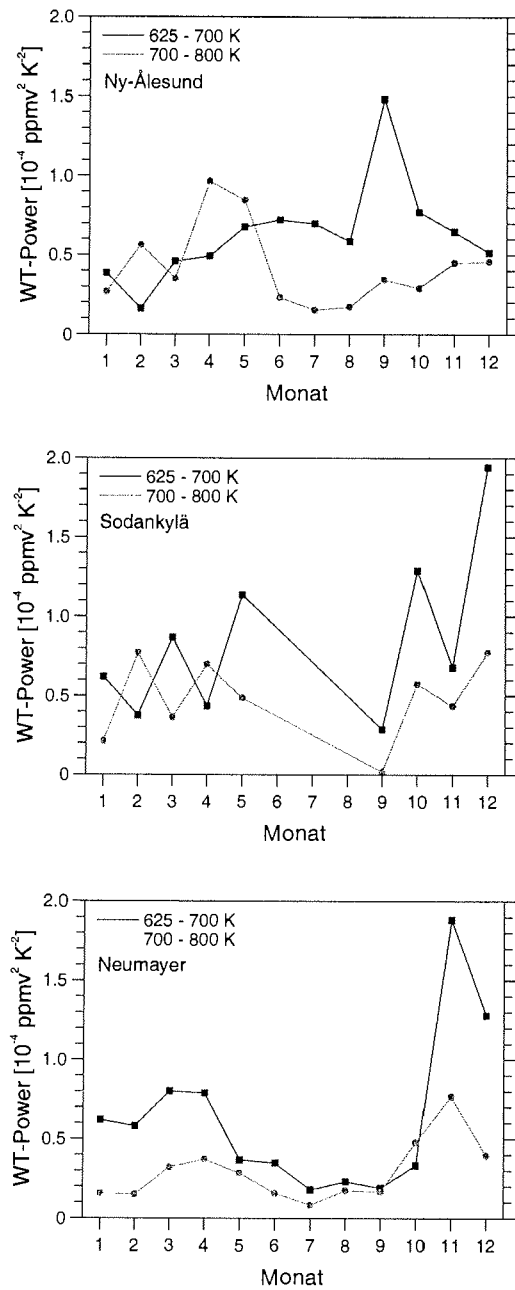


Abbildung 4.8: Jahrgang der Wavelet-Leistung in den Höhenbereichen 625 - 700 K und 700 - 800 K an den drei Sondenstationen Ny-Ålesund (oben), Sodankylä (Mitte) und Neumayer (unten). Es handelt sich jeweils um monatsgemittelte Werte der Wavelet-Leistung über alle Jahre.

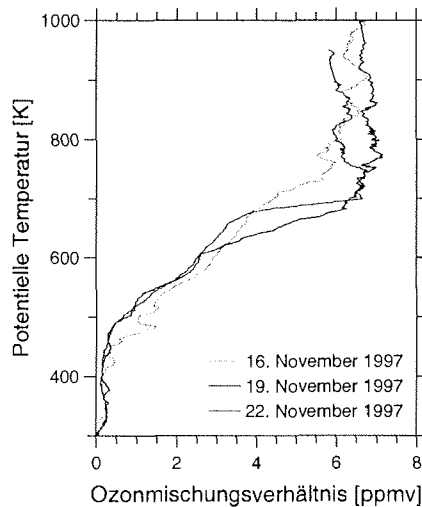


Abbildung 4.9: Starke Gradienten im Profil des Ozonmischungsverhältnisses zwischen etwa 600 und 700 K potentieller Temperatur im antarktischen November und Dezember, illustriert am Beispiel dreier Sondenprofile vom November 1997 an der Neumayer-Station.

raum Juni bis September in der Antarktis. Ähnlich verhält sich die Wavelet-Leistung in Sodankylä in den Monaten Januar bis April, sofern man die beiden Höhenschichten im Mittel betrachtet. Da die Wavelet-Leistung in diesem Zeitraum und diesen Höhengiveaus antikorreliert ist, scheint die Betrachtung einer mittleren Wavelet-Leistung über beide Niveaus am sinnvollsten. Demnach ist auch in Sodankylä die Laminaaktivität im Winter höher als in der Antarktis. Darüber hinaus weist Sodankylä ein ausgeprägtes Maximum der Wavelet-Leistung im Dezember in der unteren Höhenschicht auf.

- In der Antarktis sind die laminaren Strukturen der mittleren Stratosphäre ausschließlich ein Phänomen des Frühjahrs. Erhöhte Wavelet-Leistung tritt oberhalb von etwa 600 K abgesehen von den Sommermonaten nur im November und Dezember in der Höhenschicht zwischen 625 und 700 K und im Oktober bis Dezember in der Höhenschicht zwischen 700 und 800 K auf. Im Laufe des Winters von Juni bis September ist die Wavelet-Leistung dagegen niedrig. Diese Ozonstrukturen der mittleren antarktischen Stratosphäre im Frühjahr nehmen eine Sonderstellung ein. Auffällig ist nämlich, daß sie durch eine höhere Wavelet-Leistung charakterisiert sind als Laminae der Arktis in diesen Höhen und zu dieser Jahreszeit. Betrachtet man die Profile des Ozonmischungsverhältnisses in diesem Zeitraum, so wird deutlich, daß sich im Höhenbereich zwischen 600 und 700 K Einflüsse von dynamischen und chemischen Prozessen überlagern, die zum Teil zu scharfen Gradienten im Ozonmischungsverhältnis führen. Zur Illustration sind in Abbildung 4.9 drei Profile vom November 1997 aus-

gewählt. Einerseits ist im November der Ozongehalt in der unteren Stratosphäre bis etwa 550 K durch den chemischen Ozonabbau in starkem Maße reduziert. Andererseits strömen mit dem Aufbrechen des Polarwirbels im November ozonreiche Luftmassen zunächst nur in der oberen und mittleren Stratosphäre ein. Beide Effekte zusammengenommen rufen die in Abbildung 4.9 ersichtlichen starken positiven Gradienten hervor, die durch die Wavelet-Analyse detektiert werden.

Die Beobachtung, daß diese Laminæ in der Antarktis und in Ny-Ålesund vorwiegend in den Frühjahrsmonaten auftreten, legt den Schluß nahe, daß sie mit dem Aufbrechen des Polarwirbels in Zusammenhang stehen. Wenn im Frühjahr das Sonnenlicht in die Polarregionen zurückkehrt, vermindert sich der meridionale Temperaturgradient zwischen dem Äquator und den Polen und damit auch die mittleren zonalen Winde. Diese Umstellung der Zirkulation vom winterlichen auf das sommerliche Regime, das *final warming* (siehe auch Abschnitt 1.2.3, S. 16), findet zuerst in der oberen und mittleren Stratosphäre statt und setzt sich erst allmählich nach unten in die untere Stratosphäre durch. Der Zusammenbruch des Wirbels ist von einströmenden ozonreichen Luftmassen aus mittleren Breiten begleitet. Demnach resultieren die Laminæ auch in diesen Höhen aus dem Zusammenspiel von starken horizontalen Ozongradienten und starken vertikalen Windscherungen. Da Laminæ der mittleren Stratosphäre bis 800 K im Winter nur in der Arktis zu beobachten sind, ist anzunehmen, daß dabei die höhere Variabilität des nördlichen Polarwirbels infolge von Stratosphärenwärmungen eine Rolle spielt. In der Tat beobachteten Steinbrecht [1994] und Bird et al. [1997] in Ozon-Lidar-Messungen der kanadischen Arktis-Station Eureka (80° N, 86° W) Laminæ in der oberen Stratosphäre zwischen 30 und 40 km Höhe in Zeiten, in denen sich der Wirbel durch Stratosphärenwärmungen deformiert und verlagert. Als weiteren möglichen Ursprung von Laminæereignissen der mittleren und oberen Stratosphäre sehen Manney et al. [1995] sogenannte *low-ozone pockets*. Diese entstehen, wenn während einer Stratosphärenwärmung ozonreiche Luftmassen in Form von Zungen aus den mittleren Breiten in den Polarwirbel einströmen. Einige Tage später ist zu beobachten, daß diese ozonreichen Luftmassen eine ozonarme Luftmasse aus dem Wirbelinneren umschließen [Manney et al., 1995].

Laminæ der mittleren Stratosphäre der polaren Breiten wurden bisher hinsichtlich ihrer vertikalen und saisonalen Verteilung nicht systematisch untersucht, da frühere Studien auf die untere Stratosphäre beschränkt sind [Reid und Vaughan, 1991; Reid et al., 1993]. Einzelne Beobachtungen existieren, wie erwähnt, von Steinbrecht [1994] und Bird et al. [1997] für die kanadische Station Eureka. Ferner beschreiben Manney et al. [1998] laminare Strukturen anhand von vertikal hochaufgelösten *reverse domain filling*¹-Rechnungen für die Stratosphäre über Eureka. In der Tat beobachteten sie dabei Laminæ in der vertikalen Ozonverteilung infolge von Extrusionen in der gesamten Stratosphäre und von Intrusionen im Bereich der unteren und mittleren Stratosphäre. Über die Häufigkeit und Intensität dieser Ereignisse

1. siehe Fußnote 1, S. 34, Kapitel 1.4.3

in Abhängigkeit von der Höhe und der Jahreszeit geben Manney et al. [1998] allerdings keinen Hinweis.

4.2.3 Vertikale Verteilung laminarer Strukturen

Allgemeine Höhenabhängigkeit

In Abbildung 4.10 ist für die drei Ozonsondenstationen die Wavelet-Leistung der drei Skalenskalen in Abhängigkeit von der Höhe aufgetragen. Es handelt sich hierbei um die mittlere Wavelet-Leistung über Höhenbins von 16 K und über die Wintermonate von Dezember bis März für die arktischen Stationen und von Mai bis Oktober für die antarktische Station.

Folgende Beobachtungen sind dabei festzuhalten:

- Charakteristisch für alle drei Stationen ist der steile Anstieg der Wavelet-Leistung oberhalb von ca. 350 K, das Maximum bei rund 400 K und der ebenfalls steile Abfall oberhalb des Maximums bis in eine Höhe von etwa 500 K. Dabei ist das Maximum über Sodankylä etwas breiter als über Ny-Ålesund. Laminae treten somit verstärkt in einem schmalen Höhenbereich zwischen etwa 380 und 500 K auf.
- Außerdem ist für alle drei Stationen kennzeichnend, daß die mittlere Wavelet-Leistung im Maximum zu den größeren Skalen hin stark abnimmt. Wie im Überblick in Abschnitt 4.2.1 bereits erläutert, ist dies zwar einerseits schon allein darauf zurückzuführen, daß die Beträge der vertikalen Gradienten für schmale laminare Strukturen größer sind als für breite. Andererseits zeigt dies aber auch, daß in diesem Höhenbereich bevorzugt schmale Strukturen auftreten. Vergleicht man nämlich das Verhältnis der Wavelet-Leistung bei ca. 700 K zu der Wavelet-Leistung bei ca. 400 K zwischen den kleinen Skalen 8 - 16 K und den großen Skalen 32 - 64 K, so beträgt ersteres rund ein Drittel, letzteres etwa die Hälfte, woraus sich schließen läßt, daß der Anteil der großen Skalen in der mittleren Stratosphäre um 750 K größer ist.
- Die Wavelet-Leistung auf den kleinen Skalen 8 - 16 K ist an der Neumayer-Station im Vergleich zu Ny-Ålesund niedriger. Dies liegt darin begründet, daß im Mittel Laminae in der Südhemisphäre infolge des stabileren Wirbels schwächer ausgeprägt sind als in der Nordhemisphäre.

Die Ursache für die geringe Laminaaktivität oberhalb von 550 K ist einerseits in dem niedrigen vertikalen Gradienten im Ozonmischungsverhältnis zu sehen und andererseits in dem niedrigen meridionalen Ozongradienten zwischen den mittleren und hohen Breiten. Der im Mittel geringe vertikale Gradient oberhalb von etwa 500 K, wie er z. B. in Abbildung 1.7 (b) (Kapitel 1.3.2, S. 19) ersichtlich ist, führt dazu, daß lokale Inhomogenitäten in der horizontalen Ozonverteilung innerhalb des Wirbels gering sind und folglich Laminae im Wirbel praktisch

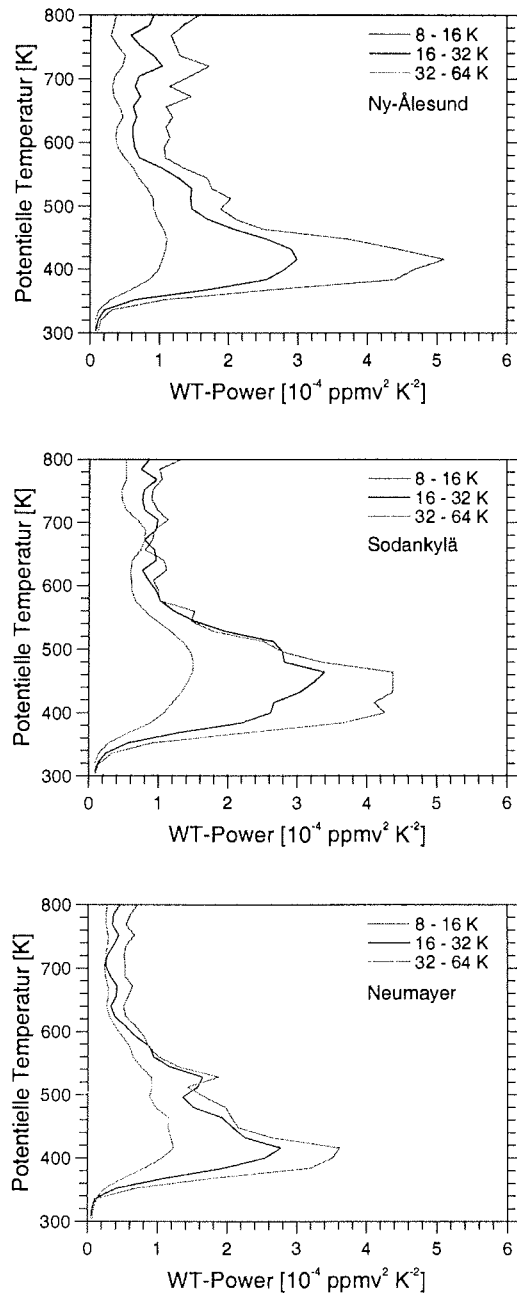


Abbildung 4.10: Höhenabhängigkeit der Wavelet-Leistung der verschiedenen Skalenbändern 8 - 16 K, 16 - 32 K und 32 - 64 K gemittelt über die Monate Dezember bis März für Ny-Ålesund (oben) und Sodankylä (Mitte) bzw. die Monate Mai bis Oktober für Neumayer (unten).

nicht entstehen können. Darüber hinaus bewirkt der geringe meridionale Gradient, daß der Austausch von Luftmassen zwischen den polaren und mittleren Breiten nicht von Laminae begleitet ist. Daher kann aus der geringen Laminaaktivität oberhalb von rund 550 K nicht auf einen geringen Austausch von Luftmassen über die Wirbelgrenze hinweg geschlossen werden. Oder anders ausgedrückt: Laminae sind in Höhen oberhalb von 550 K nur noch bedingt Ausdruck des Transports von Luftmassen zwischen den hohen und mittleren Breiten, wie dies für die untere Stratosphäre bis etwa 500 K der Fall ist.

Die Beobachtung, daß die Laminaaktivität in der mittleren Stratosphäre oberhalb von ca. 650 K in der Arktis im Winter wieder leicht zunimmt, läßt sich ebenfalls mit der horizontalen Ozonverteilung begründen. In der mittleren Stratosphäre verstärkt sich der meridionale Ozongradient wieder, aber in umgekehrter Richtung: Hier ist das Ozonmischungsverhältnis auf isentropen Flächen innerhalb des Wirbels in der Regel geringer als außerhalb. Auf diese unterschiedlichen Ozongradienten in der unteren und mittleren Stratosphäre der Arktis wird im Zusammenhang mit der Verteilung negativer und positiver Laminae weiter unten noch einmal eingegangen.

Einfluß des Polarwirbels

Infolge der starken horizontalen Gradienten im Ozonmischungsverhältnis am Polarwirbelrand und der starken vertikalen Windscherung in der *surf zone* sind außerhalb des Polarwirbels verstärkt laminare Strukturen zu erwarten. Anhand der Beobachtungen von Ny-Ålesund soll dies illustriert werden, indem Sondenprofile in zwei Gruppen unterteilt werden: in Sondenprofile, die innerhalb des Wirbels liegen, einerseits und Sondenprofile, die außerhalb liegen, andererseits.

Die Unterscheidung zwischen innerhalb und außerhalb des Polarwirbels bezieht sich hier auf die potentielle Vorticity der ECMWF-Analysen auf der 475 K isentropen Fläche über Ny-Ålesund, die am jeweiligen Tag der Sondierung entweder größer oder kleiner als die PV am Wirbelrand ist. Die täglichen Wirbelgrenzen wurden vom Finnischen Meteorologischen Institut nach der Methode von Nash et al. [1996] bestimmt und zur Verfügung gestellt [Kyrö et al., 2000] (zur Bestimmung der Wirbelgrenze nach Nash et al. [1996], siehe Abschnitt 1.2.2, S. 15).

Ausgewählt für den kleinsten Skalenbereich 8 - 16 K sind in Abbildung 4.11 die Profile der gemittelten Wavelet-Leistung der Monate Dezember bis März für die Sonden innerhalb und außerhalb des Wirbels abgebildet. Deutlich weisen die Profile oberhalb von rund 380 K unterschiedliche Wavelet-Leistung auf, wobei diese außerhalb des Wirbels in allen Höhen größer ist als innerhalb des Wirbels. Dies demonstriert nicht nur, daß Laminae außerhalb des Wirbels erheblich stärker ausgeprägt sind als innerhalb, sondern reflektiert auch eindrücklich den unteren Rand des Polarwirbels: Für Sondenprofile innerhalb des Wirbels treten Laminaereignisse am häufigsten unterhalb des Wirbelrands auf. Allgemein wird die 400 K isentrope

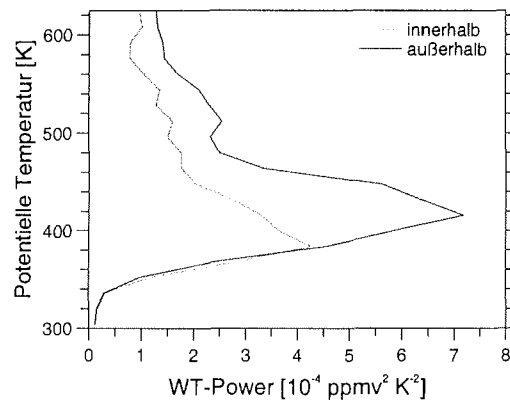


Abbildung 4.11: Höhenabhängigkeit der Wavelet-Leistung für Sondaufstiege innerhalb und außerhalb des Wirbels. Dargestellt ist eine Mittelung der Wavelet-Leistung auf den kleinen Skalen 8 - 16 K über Höhenbins von 16 K und über die Monate Dezember bis März für Ny-Ålesund.

Fläche als unterer Rand des Polarwirbels betrachtet, unterhalb dessen Austauschprozesse zwischen den mittleren und polaren Breiten nicht mehr durch eine Wirbelbarriere behindert werden. Dies gilt in ähnlicher Weise für den nord- wie den südhemisphärischen Wirbel (z.B. Bowman [1993]; Chen [1994]; Dahlberg und Bowman [1994]; Manney et al. [1994]; siehe auch Abschnitt 1.4.4, S. 37).

Betrachtet man die Höhenverteilung der Wavelet-Leistung in den einzelnen Winter- und Frühjahrsmonaten an den drei Sondenstationen, wie sie in Abbildung 4.12 ausgewählt für die kleinen Skalen 8 - 16 K dargestellt ist, so läßt sich die Entwicklung des Wirbels gut nachvollziehen:

- In Ny-Ålesund, das im Mittel vorwiegend innerhalb des Wirbels liegt, senkt sich von Dezember bis Februar das Maximum ab und liegt im Februar, dem Monat, in dem der Wirbel im Mittel am stärksten ausgeprägt ist, schließlich bei ca. 380 K. Außerdem nimmt die Laminaintensität in diesem Zeitraum deutlich ab. Im März hingegen, wenn sich der Wirbel zurückbildet, sind Laminaereignisse am häufigsten und stärksten in ca. 440 K Höhe zu finden und sind gleichzeitig über einen relativ weiten Höhenbereich zwischen 380 K und 500 K verteilt. Weiterhin sind im März die Laminae in der mittleren Stratosphäre oberhalb von etwa 650 K am stärksten ausgeprägt, was auf den großen Skalen noch deutlicher zu erkennen ist (hier nicht dargestellt).

Etwas unerwartet ist die Laminaaktivität im Mittel im Februar und nicht im Januar am niedrigsten. Dies spiegelt jedoch eine Beobachtung wider, die in der Literatur vielfach zu finden ist: In den neunziger Jahren zeigte der Polarwirbel tendenziell eine höhere Stabilität in den Früh-

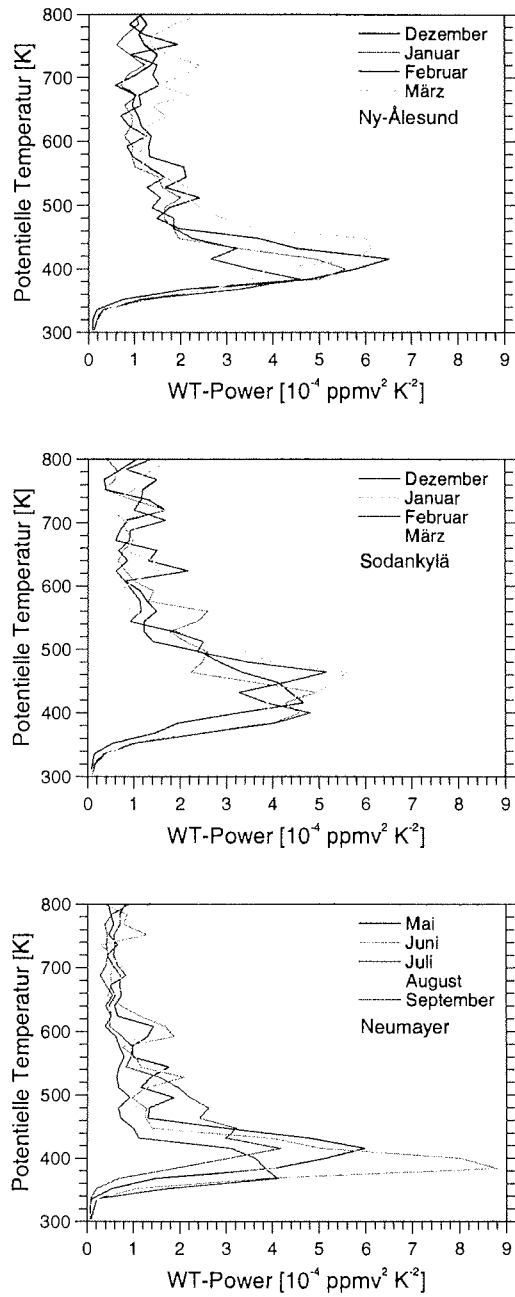


Abbildung 4.12: Höhenabhängigkeit der monatsgemittelten Wavelet-Leistung in den einzelnen Wintermonaten für Ny-Ålesund (oben), Sodankylä (Mitte) und Neumayer (unten) für die kleinen Skalen 8 - 16 K.

jahrsmonaten als in vorangehenden Jahren (z.B. Nakane [2000]; Zhou et al. [2000]; Pawson und Naujokat [1999]; Waugh und Randel [1999]; Zurek et al. [1996]). Insbesondere in der Analyse von Nakane [2000], die im Zeitraum 1959 bis 1997 die Stärke des Polarwirbels anhand des normierten PV-Gradienten am Wirbelrand in 475 K als Funktion der äquivalenten Breite untersucht, finden sich für die Jahre 1990 bis 1997 die stärksten PV-Gradienten häufiger im Februar als im Januar [Nakane, 2000].

- Verglichen hierzu ähnelt die vertikale Verteilung der Wavelet-Leistung an der Neumayer-Station der von Ny-Ålesund stark. Zwischen Mai und Juli senkt sich die maximale Laminaaktivität auf Höhen unterhalb von 400 K ab und liegt erst im September oberhalb von 400 K. Auffällig ist dabei die hohe Wavelet-Leistung im Juni zwischen 380 und 400 K, die maximale Werte der Wavelet-Leistung in Ny-Ålesund übersteigt.
- Im Gegensatz zu Ny-Ålesund liegt Sodankylä, wie bereits erwähnt, überwiegend am Wirbelrand oder gar außerhalb des Wirbels, weshalb hier selbst im Januar und Februar Laminae deutlich oberhalb von 400 K zu beobachten sind und diese in allen Winter- und Frühjahrsmonaten über einen relativ breiten Höhenbereich zwischen 380 und 500 K auftreten.

Die in den Abbildungen 4.10 und 4.12 beobachtete Höhenverteilung gleicht stark derjenigen, die bereits in früheren Untersuchungen beschrieben wurde (siehe Abschnitt 1.4). Obgleich Reid und Vaughan [1991] in ihrer Studie den Ozonpartialdruck über der geometrischen Höhe betrachten, stimmt deren vertikale Verteilung der "Lamina"-Frequenz in den polaren Breiten gut mit der Höhenabhängigkeit der Wavelet-Leistung überein. Sie finden eine erhöhte "Lamina"-Frequenz zwischen ca. 13 und 17 km (ca. 350 - 450 K) mit einem Maximum bei 14 km (ca. 400 K). Auch aus der späteren Studie von Reid et al. [1993], die ebenfalls auf "Laminae" im Ozonpartialdruckprofil bezogen ist, resultiert eine maximale "Lamina"-Frequenz in rund 400 K Höhe. Ferner beobachten Reid et al. [1993] ebenso in den Frühjahrsmonaten März und April eine leichte Verschiebung der "Lamina"-Frequenz zu größeren Höhen. Bis zu einem gewissen Grad kann schließlich auch die mit höheren Skalen abnehmende Wavelet-Leistung mit der Beobachtung von Reid und Vaughan [1991] verglichen werden, daß die höchsten "Lamina"-Frequenzen für "Laminae" von geringer vertikaler Ausdehnung, also ca. 0,7 bis 1,7 km, auftreten.

Verteilung negativer und positiver Laminae

Eine unterschiedliche Höhenabhängigkeit negativer und positiver Laminae ist deshalb zu erwarten, weil in Abwesenheit starken chemischen Ozonabbaus in der unteren Stratosphäre bis etwa 550 K potentieller Temperatur Ozonmischungsverhältnis und potentielle Wirbelstärke positiv korreliert sind, in der mittleren Stratosphäre hingegen negativ. Innerhalb des Wirbels der unteren Stratosphäre liegt also in der Regel ein höheres Ozonmischungsverhältnis vor als außerhalb, was umgekehrt in der mittleren Stratosphäre gilt. Dies sollte zumindest gegen Ende des Winters der Fall sein, wenn aufgrund des diabatischen Absinkens der Ozon-

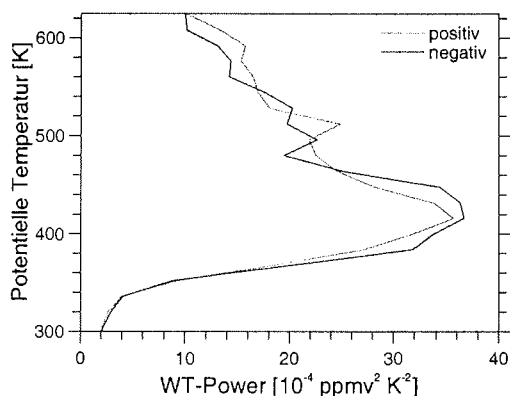


Abbildung 4.13: Vertikale Verteilung der Wavelet-Leistung auf den großen Skalen 32 - 64 K in Abhängigkeit von der negativen und positiven Phase der Wavelet-Transformierten. Es handelt sich hierbei um die gemittelte Wavelet-Leistung über Höhenbins von 16 K sowie über die Monate Dezember bis März für Ny-Ålesund.

gehalt der unteren Stratosphäre im Wirbelinneren zugenommen hat. Diese scheinbare differentielle vertikale Verschiebung von Luftmassen innerhalb und außerhalb des Wirbels baut sich im Laufe des Winters allmählich auf. Absinkraten sollten normalerweise außerhalb des Wirbels sogar größer sein als innerhalb, da die wärmere Luft außerhalb des Wirbels einer stärkeren Strahlungskühlung unterliegt. Der Effekt des stärkeren Absinkens wird indes durch die rasche quasi-horizontale Durchmischung aufgehoben. Folglich wären in Ny-Ålesund, das vorwiegend innerhalb des Wirbels liegt, in der unteren Stratosphäre verstärkt negative Laminæ, in der mittleren Stratosphäre hingegen positive zu erwarten.

In Abbildung 4.13 sind für Ny-Ålesund die Ereignisse negativer und positiver Laminæ am Beispiel der 48 K Skala über der Höhe aufgetragen. Dazu wurde eine Mittelung über die Wavelet-Leistung der Monate Dezember bis März und über Höhenbins von 16 K in Abhängigkeit von der negativen oder positiven Phase der Wavelet-Transformierten vorgenommen.

Überraschenderweise sind die Unterschiede in der Häufigkeit der beiden Laminatypen über alle Höhen nur geringfügig und auch nur auf den großen Skalen zu beobachten. Für die kleinen Skalen, die hier nicht abgebildet sind, sind die Unterschiede vernachlässigbar. Abbildung 4.13 deutet tendentiell auf eine Verschiebung von verstärkt negativen Laminaereignissen in den unteren Höhen bis ca. 550 K zu verstärkt positiven in den Höhen darüber hin.

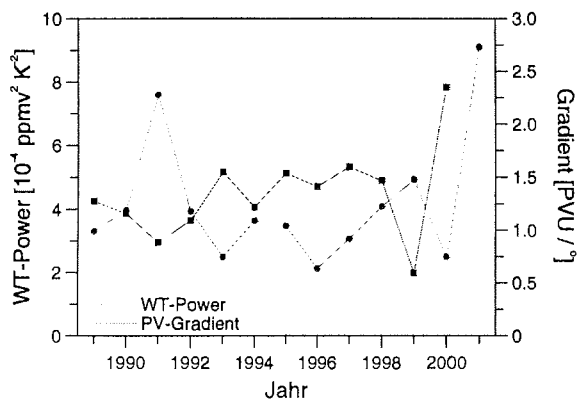


Abbildung 4.14: Jahr-zu-Jahr-Variabilität der Wavelet-Leistung auf den kleinen Skalen 8 - 16 K für Ny-Ålesund. Dargestellt ist die gemittelte Wavelet-Leistung über die Monate Dezember bis März eines jeden Jahres und über den Höhenbereich 350 - 450 K potentieller Temperatur sowie der PV-Gradient am Wirbelrand in 475 K, ebenfalls gemittelt über die Monate Dezember bis März. Näheres siehe Text.

4.2.4 Variabilität von Jahr zu Jahr

Wie in Abschnitt 1.2 erläutert wurde, ist aufgrund der starken Wellenaktivität in der Nordhemisphäre der polare Wirbel nicht nur durch eine starke Variabilität innerhalb eines Winters, sondern auch von Jahr zu Jahr gekennzeichnet. Infolgedessen sollte auch die Laminaaktivität stark von Jahr zu Jahr schwanken. In Abbildung 4.14, die die mittlere Stärke der Laminaereignisse der einzelnen Jahre wiedergibt, ist dies gut illustriert. Die Wavelet-Leistung stellt hier ein Mittel über die Monate Dezember bis März eines jeden Winters sowie über den Höhenbereich 350 bis 450 K auf den kleinen Skalen 8 - 16 K dar. Um die Variabilität der Laminaaktivität mit der der Stärke des Wirbels zu vergleichen, ist außerdem in Abbildung 4.14 der Gradient der potentiellen Vorticity am Polarwirbelrand in 475 K isentroper Fläche, ebenfalls gemittelt über die Monate Dezember bis März eines jeden Winters, eingezeichnet. Der PV-Gradient am Wirbelrand gilt hier als Maß für die Stärke des Wirbels: Je größer der PV-Gradient, desto stabiler der Wirbel und desto weniger Austausch über den Wirbelrand ist möglich. Wiederum werden die täglichen PV-Gradienten verwendet, die bereits in Abschnitt 4.2.3 zur Bestimmung der Wirbelgrenze herangezogen wurden. Sie liegen bis zum Jahr 2000 vor.

Wie aus dieser Abbildung hervorgeht, sind Laminaereignisse in Ny-Ålesund zum einen stark variabel von Jahr zu Jahr und zum anderen sind die Laminaaktivität und die Wirbelstärke tendenziell antikorreliert. Dies ist insbesondere in den Wintern 1991 und 1999 zu beobachten, in

denen der Wirbel schwach ausgeprägt und die Laminaaktivität entsprechend erhöht war. In beiden Wintern traten starke Stratosphärenenerwärmungen auf, die als *major warmings* klassifiziert wurden. Im Verlauf der starken Erwärmung im Januar und Februar 1991 kam es zunächst zu ansteigenden Temperaturen an der Stratopause, während die untere Stratosphäre noch sehr niedrige Temperaturen aufwies. Die Erwärmung der unteren Stratosphäre erfolgte erst nach dem Zusammenbruch des Wirbels in 10 hPa. Gleichzeitig kühlte sich die obere Stratosphäre bereits wieder ab, so daß sich daraus insgesamt ein fast isothermes Temperaturprofil in der gesamten Stratosphäre ergab [Naujokat et al., 1991]. Im Winter 1998/99 hingegen drang bereits im Dezember eine starke Erwärmung der oberen Stratosphäre nach unten und polwärts, so daß sich warme Luftmassen bis zur zweiten Dezemberhälfte über die gesamte Stratosphäre der Polarregion ausgebreitet hatte. In der 41jährigen Berliner Datenreihe bildet diese große Stratosphärenenerwärmung erst die zweite große Erwärmung, die schon Anfang Dezember eintrat [Naujokat, 2000]. Im selben Winter ereignete sich Mitte Februar sogar ein zweites *major warming*, welches dazu führte, daß bis Ende Februar im gesamten Polargebiet erhöhte Stratosphärentemperaturen vorlagen und sich Anfang März eine Ostströmung über den hohen Breiten ausbildete [Naujokat, 2000].

Die Antikorrelation zwischen Laminaaktivität und Wirbelstärke zeigt sich in umgekehrter Weise besonders deutlich im Winter 1999/2000, in dem der Wirbel sehr stabil und die Laminaaktivität entsprechend niedriger war. Der Winter 1999/2000 gehört sogar zu den kältesten seit Beginn der Stratosphärenanalysen am Meteorologischen Institut der Freien Universität Berlin [Naujokat, 2000]. Der Polarwirbel bildete sich nicht nur früh sehr stabil aus, sondern blieb in der unteren Stratosphäre während des gesamten Winters weitgehend ungestört [Naujokat, 2000].

Eine vollständige Antikorrelation von Wirbelstärke und Laminaaktivität ist nicht zu erwarten, da nicht alle laminaren Strukturen auf Austauschprozesse über den Wirbelrand zurückzuführen sind. Wie Manney et al. [1998] anhand der *reverse domain filling*-Simulationen gezeigt haben, werden Laminae beispielsweise sehr wohl auch weit innerhalb des Wirbels der unteren Stratosphäre beobachtet, wenn lokale Inhomogenitäten in der Ozonverteilung advehiert werden.

5 Fallbeispiel: Laminaereignisse während der Stratosphärenenerwärmung im Dezember 97/Januar 98

In der Diskussion über die Anwendbarkeit von Ozon-Lidar-Messungen für die Untersuchung laminarer Strukturen in Abschnitt 3.6 wurde dargelegt, daß der einzige entscheidende Vorteil der Lidar-Messungen gegenüber den Ballonsondierungen in ihrer höheren zeitlichen Auflösung liegt. Tatsächlich ist die Zeitauflösung von drei Stunden des Ozon-Dial-Instruments in Ny-Ålesund ausreichend, um die Entwicklung laminarer Strukturen aufzuzeichnen. Eingeschränkt wird das Lidar-Verfahren aber wesentlich dadurch, daß die notwendigen meteorologischen Bedingungen selten über einen ausreichend langen Zeitraum gegeben sind. Wie Appenzeller und Holton [1997] anhand von Tracerlaminierungsraten abschätzen, sind am Polarwirbelrand typischerweise Änderungen im Ozonmischungsverhältnis von 0,5 ppmv in einer Schicht von 2 km im Laufe eines halben Tages zu erwarten (siehe Abschnitt 1.4.3). In den vergangenen vier Wintern von 1997/98 bis 2000/01 waren nur in Einzelfällen Ozon-Dial-Messungen von bis zu 12 Stunden und länger möglich. Zwei Beispiele hiervon sollen in diesem Kapitel vorgestellt werden. Beide Messungen stehen in zeitlichem Zusammenhang mit der kleinen Stratosphärenenerwärmung, die sich im Dezember 1997/Januar 1998 ereignete.

5.1 Meteorologie der Stratosphäre im Beobachtungszeitraum

Der Winter 1997/98 war durch eine hohe dynamische Aktivität gekennzeichnet, die sich in einer Serie von kleinen Stratosphärenenerwärmungen äußerte. Diese Erwärmungen führten mehrmals zu einer Umkehrung des meridionalen Temperaturgradienten zwischen den mittleren Breiten und dem Nordpol und folglich zu einer Abbremsung des mittleren zonalen Windes. So waren die Temperaturen im Laufe des Winters insgesamt höher als in den drei vorangehenden Wintern und der Polarwirbel insgesamt schwächer ausgeprägt. Häufig war der Wirbel stark vom Pol verschoben, elongiert oder geteilt - er brach jedoch im Winter 1997/98 nie vollständig zusammen [Naujokat, 2000].

Unter den Stratosphärenenerwärmungen des Winters 1997/98 drang das *minor warming* zwischen 22. Dezember und 8. Januar am weitesten bis in die untere Stratosphäre vor. Eine ausgeprägte planetarische Welle 2 charakterisierte die Deformation des Polarwirbels, ohne daß dieser sich auflöste. Allerdings blieb der Wirbel den ganzen Januar hindurch schwach und seine Fläche klein [Naujokat, 2000]. Abbildung 5.1 zeigt für einige ausgewählte Tage dieses Zeitraums die Verteilung der normierten potentiellen Wirbelstärke nPV nach Analysen des

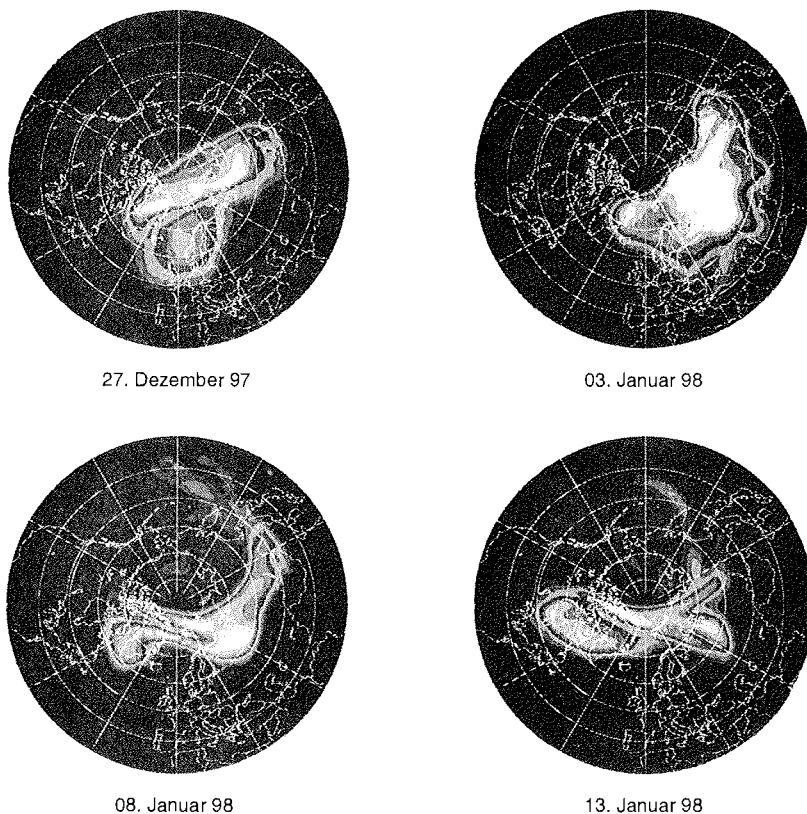


Abbildung 5.1: Ausgewählte PV-Karten auf der 475 K isentropen Fläche nach ECMWF-Analysen für den Zeitraum vom 27. Dezember 1997 bis 13. Januar 1998. Dargestellt ist die nPV, wobei niedrige Werte blau, hohe Werte rot bis gelb gekennzeichnet sind und der Übergang von blau nach rot die 36s^{-1} -Isolinie markiert, die hier den Wirbelrand signifiziert.

ECMWF auf der 475 K isentropen Fläche. In diesen PV-Karten markiert die 36s^{-1} -Isolinie der nPV den Polarwirbelrand, welche in den allermeisten arktischen Wintern den Wirbelrand gut repräsentiert.

5.2 Lidar-Messung von Ozonvariationen am 27. Dezember 1997

Anhand der PV-Karte für den 27. Dezember 1997 ist deutlich zu erkennen, daß der Polarwirbel in der unteren Stratosphäre erheblich gestört ist. Er ist in zwei Teile geteilt, wobei einer

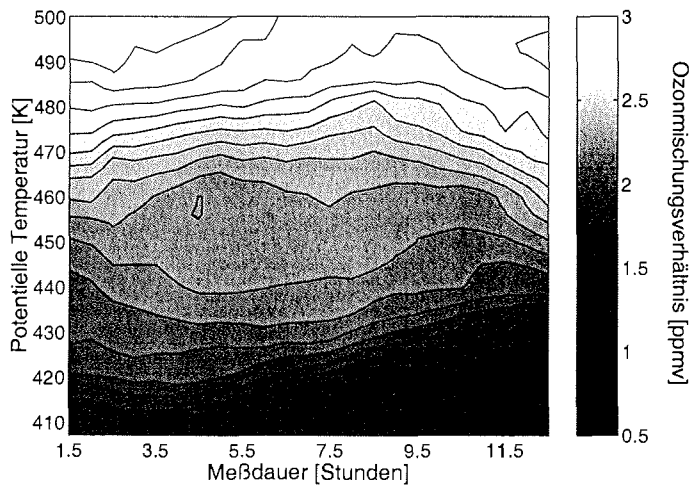


Abbildung 5.2: Konturendiagramm der Lidar-Messung vom 27. Dezember 1997 von 23:10 bis 13:10 UTC. Es gibt das Ozonmischungsverhältnis in ppmv als Funktion der Meßdauer und der potentiellen Temperatur wieder.

der beiden Teile entlang der Achse Grönland - Mittelsibirien gestreckt ist, so daß sich Spitzbergen im Randbereich des Wirbels befindet.

Die Wetterbedingungen am 27. Dezember 1997 erlaubten die Messung von Ozonprofilen mit dem Ozon-Dial-Instrument über den Zeitraum von 23:10 bis 13:10 UTC hinweg. Das Konturendiagramm in Abbildung 5.2 stellt Profile des Ozonmischungsverhältnisses in Abhängigkeit von der potentiellen Temperatur zwischen 407 und 500 K und der Meßdauer dar. Bei den Profilen handelt es sich um eine laufende Mittelung über drei Stunden in Intervallen von einer halben Stunde. Die Profile sind jeweils nach der halben Meßdauer einer Messung, also nach 1,5 Stunden, eingezeichnet. Starke Änderungen im Ozonmischungsverhältnis treten demnach in ca. 430 K und 460 K potentieller Temperatur auf. In der Höhenschicht bei 430 K nimmt das Mischungsverhältnis im Laufe der Messung um ca. 0,4 ppmv ab. Dagegen bleibt in der Höhenschicht bei 460 K in den ersten 8,5 Stunden das Mischungsverhältnis nahezu unverändert und steigt dann im Laufe von ca. 5,5 Stunden um ca. 0,3 ppmv an.

5.3 Lidar-Messung von Ozonvariationen am 13. Januar 1998

Eine weitere mehrstündige Ozon-Dial-Messung war am 13. Januar 1998 in der Zeit von 13:10 bis 20:10 UTC möglich. Wie die PV-Karte in Abbildung 5.1 für den 13. Januar 1998 zeigt, ist

auch noch nach dem Abklingen der kleinen Stratosphärenenerwärmung der Wirbel in der unteren Stratosphäre stark gestört. Infolge der Deformation des Polarwirbels befindet sich Ny-Ålesund in dessen Randbereich. Weiterhin gibt die Konturadvektions-Simulation für den 13. Januar in Abbildung 5.3, die auf der PV-Analyse vom 08. Januar + 120 Stunden Advektion auf der 450 K isentropen Fläche basiert, zu erkennen, daß sich ein Filament erhöhter potentieller Vorticity am Rande des Wirbels quer über Spitzbergen zieht, so daß Luftmassen

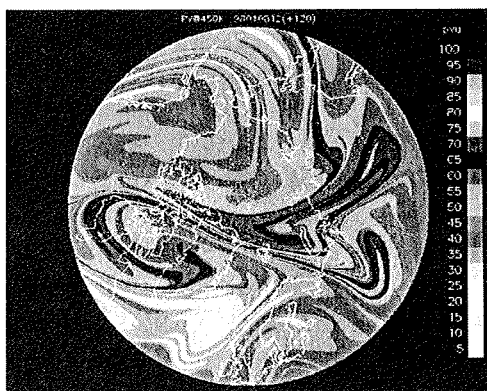


Abbildung 5.3: 5Tage-vorwärtsgerechnete Konturadvektion vom 08. Januar 1998 auf der 450K-Isentrope mit der modifizierten PV als Tracer [Müller, 2001].

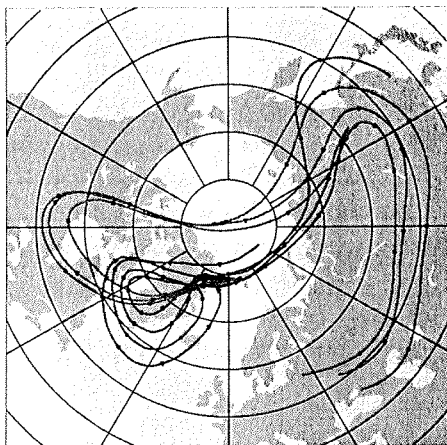


Abbildung 5.4: 12Tage-Rückwärtstrajektorien, gestartet in Ny-Ålesund am 13. Januar 1998 um 15:00 UTC auf der 420K-, 430K-, 440K- und 450K-Isentrope (blau) sowie auf der 470K-, 480K- und 490K-Isentrope (rot).

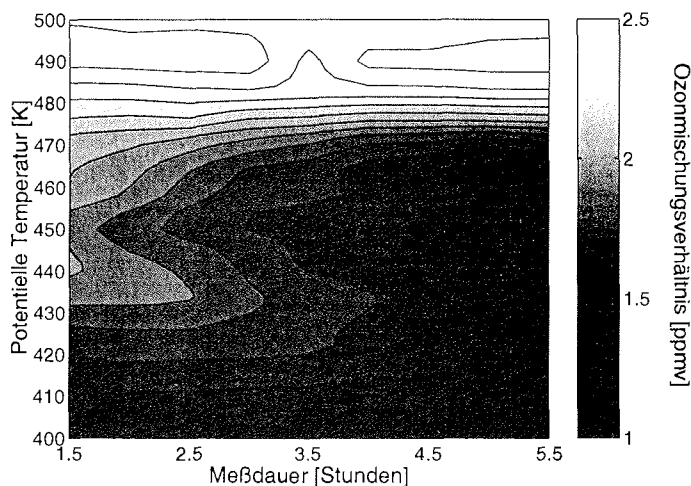


Abbildung 5.5: Konturendiagramm der Lidar-Messung vom 13. Januar 1998 von 13:10 bis 20:10 UTC. Es gibt das Ozonmischungsverhältnis in ppmv als Funktion der Meßdauer und der potentiellen Temperatur wieder.

erniedrigter und erhöhter PV nebeneinander zu liegen kommen. Dies läßt die Beobachtung laminarer Strukturen in vertikalen Sondierung des Ozons erwarten.

Betrachtet man ferner die 12Tage-Rückwärtstrajektorien in Abbildung 5.4, die am 13. Januar um 15:00 UTC in Ny-Ålesund auf 7 isentropen Flächen von 420 K bis 490 K gestartet wurden, so weisen diese eine starke differentielle Advektion auf: Luftpakete, die Ny-Ålesund unterhalb von 460 K potentieller Temperatur erreichen (blau), nehmen einen völlig anderen Verlauf als diejenigen, die oberhalb von 460 K liegen (rot). Sind erstere während der 12 Tage auf ein relativ kleines geographisches Gebiet über Grönland beschränkt und stammen damit, wie der Vergleich mit der PV-Karte in Abbildung 5.1 zeigt, aus dem Wirbelinneren, gelangen letztere hingegen aus den mittleren Breiten entlang des Wirbelrands nach Ny-Ålesund. Es ist folglich damit zu rechnen, daß die Luftpakete unterhalb und oberhalb von 460 K stark unterschiedlichen Ozongehalt besitzen.

Tatsächlich zeigt das Konturendiagramm der Lidarmessung vom 13. Januar in Abbildung 5.5 starke Ozonvariationen in dieser Höhenschicht. Die Abbildung gibt das Ozonmischungsverhältnis in den Höhen zwischen 400 und 500 K von 13:10 bis 20:10 UTC wieder. Es handelt sich dabei wiederum um eine laufende Mittelung über 3 Stunden in Intervallen von einer halben Stunde. Im Höhenbereich zwischen 440 und 460 K potentieller Temperatur, also gerade jenem Höhenbereich, in dem die Luftmassen von unterschiedlicher Herkunft sind, werden die

stärksten Änderungen im Ozonmischungsverhältnis beobachtet. Sie betragen rund 0,5 ppmv während der ersten 5 Stunden der Messung.

Die beiden Ozon-Lidar-Messungen vom 27. Dezember 1997 und 13. Januar 1998 demonstrieren, wie mit dem Ozon-Dial-Instrument in Ny-Ålesund bei einer Zeitauflösung von 3 Stunden und einer Höhenauflösung von 1,2 km (ca. 20 K) schnelle Variationen im Ozongehalt der Stratosphäre bis ca. 20 km (ca. 500 K) erfaßt werden können. Diese raschen Variationen, die sich über einen Zeitraum von wenigen Stunden abspielen, erklären sich aus der Meteorologie der Stratosphäre im beobachteten Zeitraum, was anhand von ECMWF-PV-Analysen und Trajektorienrechnungen belegt werden kann. Andersherum zeigen diese Beispiele aber auch, daß mit Hilfe der Ozon-Lidar-Messungen Ergebnisse der Analysen stratosphärischer Felder, wie z. B. die des ECMWF, oder Modellsimulationen, wie z. B. Konturadvektions-Simulationen, verifiziert werden können.

6 Ozonstrukturen im Sommer der polaren Stratosphäre

Dieses Kapitel widmet sich den sommerlichen Ozonstrukturen der polaren Stratosphäre, auf die im Überblick über die Klimatologie laminarer Strukturen in Abschnitt 4.2.1 (S. 87) bereits hingewiesen wurde. Bei der Analyse der Ozonsondenprofile war nicht damit zu rechnen, in der sommerlichen Stratosphäre Laminæ zu beobachten, da beide Voraussetzungen für die Ausbildung laminarer Strukturen - starke horizontale Gradienten im Ozonmischungsverhältnis sowie starke vertikale Windscherungen - nicht gegeben sind. Die Entstehung von Ozonstrukturen im Sommer der Stratosphäre muß daher eine andere Ursache haben.

Da die jüngsten Studien über laminare Strukturen entweder auf Höhen bis 21,5 km [Reid und Vaughan, 1991] oder auf die Winter- und Frühjahrsmonate (z. B. Reid et al. [1993]; Orsolini [1995]; Manney et al. [1998]) beschränkt sind, muß in der Literatur weiter zurückgegangen werden, um auf die Erwähnung von Ozonstrukturen im Sommer zu stoßen. Dobson [1973] beschreibt neben den Minima und Maxima, die sehr häufig in den Partialdruckprofilen der Ballonsondierungen in Höhen um 15 km zu finden sind, auch Minima, die gelegentlich in einer Höhe von rund 23 km auftreten, und zwar ausschließlich im späten Sommer und Herbst der hohen Breiten. Er weist darauf hin, daß sich diese Minima wegen ihres saisonalen Verhaltens und ihrer geographischen Abhängigkeit stark von den Minima in den unteren Höhen um 15 km unterscheiden, und nimmt daher an, daß beide Typen unterschiedlichen Ursprungs sind. Wie sich dieses Sommerphänomen der hohen Breiten erklären läßt, bleibt in Dobson [1973] indes eine offene Frage. In diesem Kapitel wird nun die Beobachtung dieser Ozonstrukturen in den Profilen von Ny-Ålesund, Sodankylä und der Neumayer-Station beschrieben und interpretiert.

6.1 Beobachtung

In Abbildung 6.1 ist der Jahresgang der Wavelet-Leistung auf den großen Skalen 32 - 64 K gemittelt über die Höhenschicht zwischen 550 und 625 K für Ny-Ålesund und die Neumayer-Station eingezeichnet. Gewählt wurden hier die großen Skalen, da die sommerlichen Ozonstrukturen bevorzugt von größerer vertikaler Ausdehnung sind. Dies wird anhand der Abbildungen 4.5 (Kapitel 4.2.1, S. 87) deutlich, indem man das Verhältnis aus der Wavelet-Leistung in den Höhen um 400 K im Winter und der um 600 K im Sommer für die kleinen Skalen 8 - 16 K mit dem Verhältnis für die großen Skalen 32 - 64 K vergleicht. Ersteres ist größer

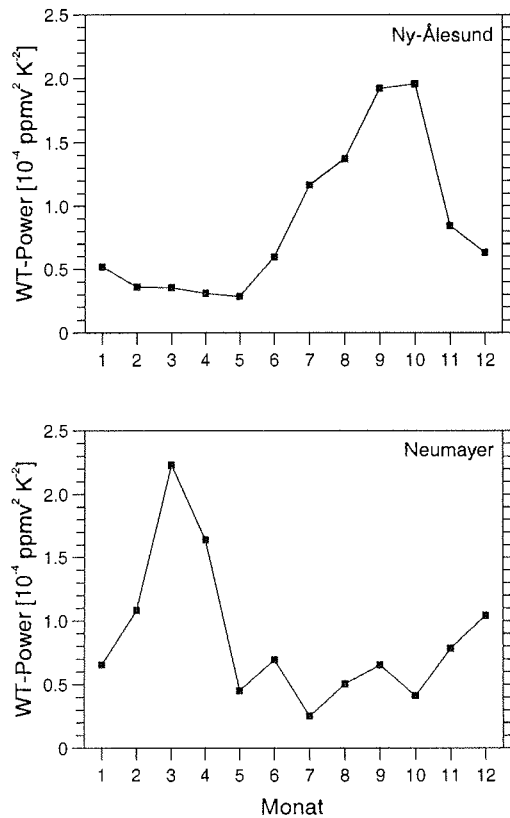


Abbildung 6.1: Saisonale Verteilung der Wavelet-Leistung in der Höhenschicht von 550 bis 625 K auf den großen Skalen 32 - 64 K für Ny-Ålesund (oben) und Neumayer (unten). Es handelt sich jeweils um die Mittelung über den gesamten Datensatz.

als letzteres, was auf einen höheren Beitrag der großen Skalen in den Sommerozonstrukturen schließen läßt.

Der saisonale Verlauf für Sodankylä ist hier nicht dargestellt, da er wegen der Datenlücke in den Monaten Juni bis August wenig aussagekräftig ist. Jedoch ist der Abbildung 4.5 (Kapitel 4.2.1, S. 87) zu entnehmen, daß im Oktober in der Höhenschicht von 550 bis 700 K zwar erhöhte Wavelet-Leistung auftritt, diese aber im Vergleich zu Ny-Ålesund und der Neumayer-Station nur etwa die Hälfte beträgt.

Abbildung 6.1 zufolge ist in Ny-Ålesund die Wavelet-Leistung in den Monaten Juli bis Oktober deutlich erhöht, wobei ein leichter Anstieg bereits im Juni zu verzeichnen ist. In den Monaten

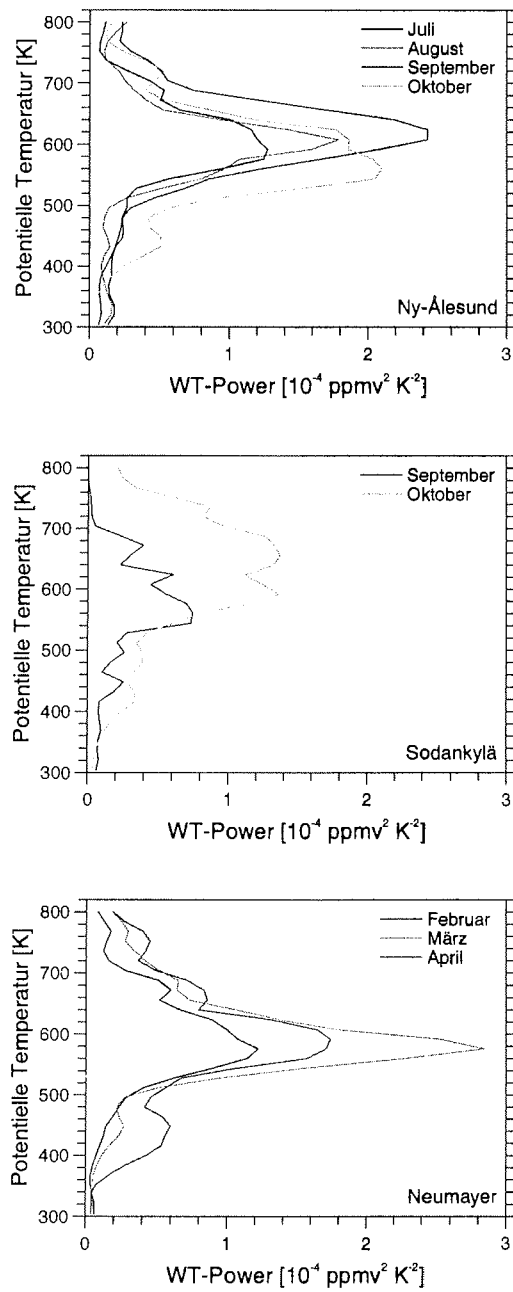


Abbildung 6.2: Höhenabhängigkeit der Wavelet-Leistung auf den großen Skalen 32 - 64 K in den Sommermonaten für Ny-Ålesund (oben), Sodankylä (Mitte) und Neumayer (unten).

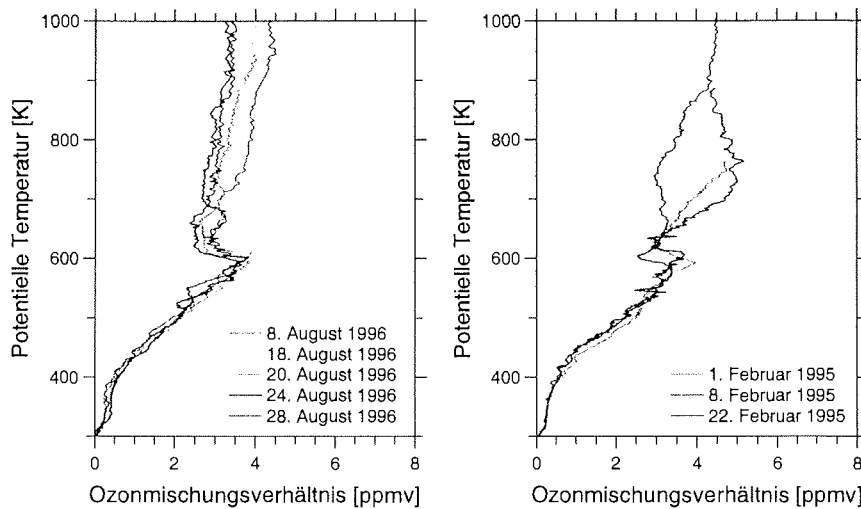


Abbildung 6.3: Negative Kante in den Ozonprofilen in Höhen um 600 K im Sommer der polaren Breiten, illustriert am Beispiel einiger Sondenaufstiege vom August 1996 in Ny-Ålesund (links) und vom Februar 1995 an der Neumayer-Station (rechts).

September und Oktober erreicht die Wavelet-Leistung ihren maximalen Wert. An der Neumayer-Station finden sich stark erhöhte Werte der Wavelet-Leistung in den Monaten März und April mit Maximum im März. Eine leicht erhöhte Wavelet-Leistung ist bereits im Februar zu bemerken.

Die vertikale Verteilung der Wavelet-Leistung im Sommer geht aus Abbildung 6.2 hervor. Hierbei handelt es sich um die monatsgemittelte Wavelet-Leistung auf den großen Skalen 32 - 64 K in Höhenbins von 16 K als Funktion der potentiellen Temperatur für die Monate Juli bis Oktober der Arktis und Februar bis April der Antarktis.

In zweierlei Hinsicht ähneln sich die Verteilungen von Ny-Ålesund und der Neumayer-Station stark. Zum einen liegt die maximale Wavelet-Leistung an beiden Stationen in einem eng begrenzten Höhenbereich um 600 K. Zum anderen ist im Oktober in Ny-Ålesund und im April an der Neumayer-Station der Übergang vom sommerlichen zum winterlichen Regime erkennbar: Beide Profile besitzen das für den Sommer charakteristische Maximum der Wavelet-Leistung in 600 K, zeigen gleichzeitig aber in der unteren Stratosphäre zwischen 400 und 500 K bereits leicht erhöhte Wavelet-Leistung, die für die winterlichen Laminae bezeichnend sind. Als einziger Unterschied zwischen den beiden Stationen fällt auf, daß sich in Ny-Ålesund im September das Maximum gegenüber Juli und August leicht zu größeren Höhen verschiebt und im Oktober zu deutlich niedrigeren Höhen, während an der Neumayer-

Station die Höhe des Maximums nahezu konstant bleibt. Verglichen mit Ny-Ålesund ist die Wavelet-Leistung in Sodankylä im September und Oktober niedriger und außerdem über eine breitere Höhengschicht verteilt.

Wie bereits einleitend erwähnt wurde, handelt es sich bei diesen sommerlichen Ozonstrukturen nicht um Laminae im eigentlichen Sinne. Stattdessen bildet sich im Sommer auffällig häufig und ausgeprägt eine negative Kante aus, wobei sich negativ hier auf den vertikalen Gradienten des Ozonprofils bezieht. So haben in der Tat Laminae und die sommerlichen Ozonstrukturen nur eines gemeinsam: scharfe Gradienten im vertikalen Profil des Ozonmischungsverhältnisses. Gerade deshalb aber konnten beide Strukturtypen mit Hilfe der Wavelet-Analyse detektiert werden. Besonders ausgeprägt ist diese Kante beispielsweise im Laufe des Sommers 1996 in Ny-Ålesund zu beobachten, wie in einigen ausgewählten Ozonprofilen vom August 1996 in Abbildung 6.3 zu sehen ist. Außerdem sind in Abbildung 6.3 zur Illustration auch drei Profile vom Februar 1995 von der Neumayer-Station dargestellt.

6.2 Interpretation

Eine solch scharfe Kante im Ozonprofil legt die Vermutung nahe, daß sie den Übergang zwischen zwei dynamischen Regimen markiert. In Abschnitt 1.3.2 wurde bereits erläutert, daß die vertikale Verteilung des Ozons einerseits durch lokale Produktions- und Abbauraten und andererseits durch den Transport bestimmt wird und daß der relative Beitrag der chemischen und dynamischen Prozesse von den jeweiligen Zeitkonstanten abhängt. Der relative Einfluß von Chemie und Dynamik auf die Ozonverteilung der polaren Breiten ändert sich vom Winter zum Sommer auf zweifache Weise. Zum einen nimmt die Bedeutung homogener chemischer Reaktionen im Sommer zu, da die Reaktionsgeschwindigkeiten infolge der kontinuierlichen Sonneneinstrahlung höher sind. Zum anderen unterscheidet sich die Dynamik der sommerlichen Stratosphäre sehr von der winterlichen. Wie in Kapitel 1.2.1 beschrieben, ist im Sommer der zonale Wind der Stratosphäre vorwiegend ein Ostwind. Nur die untere Stratosphäre bis ca. 20 km ist durch schwache Westwinde gekennzeichnet (vgl. Abbildung 1.4, Kapitel 1.2.1, S. 12). Mit der Änderung des Windregimes ändern sich auch die Ausbreitungseigenschaften planetarischer Wellen in die Stratosphäre. Nach Charney und Drazin [1961] verhindert die zonal gemittelte Ostströmung im Sommer die vertikale Ausbreitung stationärer planetarischer Wellen. Diese können sich nur bis zur Nullwindlinie ausbreiten, die typischerweise zwischen 15 und 20 km liegt. Dagegen breiten sich Wellen vertikal in einem Ostwindregime aus, wenn sie westwärts gerichtete Phasengeschwindigkeiten besitzen, die größer sind als der zonale Wind.

Somit sind die relativen Beiträge von Chemie und Dynamik stark höhenabhängig: Im allgemeinen wird die sommerliche Stratosphäre der polaren Breiten in ein dynamisch kontrollier-

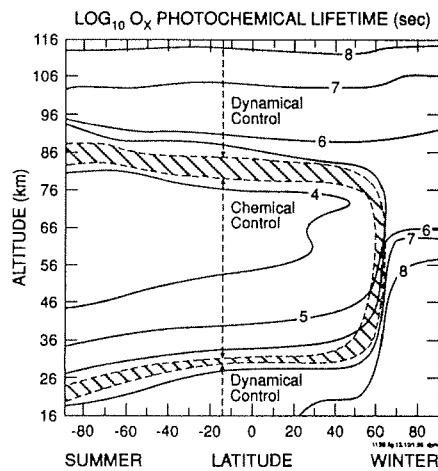


Abbildung 6.4: Photochemische Lebensdauer der O_x-Familie in Abhängigkeit von der Höhe und die daraus resultierende Unterteilung der sommerlichen Stratosphäre in ein dynamisch kontrolliertes und ein chemisch kontrolliertes Regime mit einer Übergangszone (schraffiert) (aus Brasseur et al. [1999]).

tes Regime unterhalb von etwa 20 km (ca. 500 K) und ein chemisch kontrolliertes oberhalb von etwa 26 km (ca. 650 K) unterteilt; dazwischen befindet sich ein Übergangsregime. Diese Unterteilung ist in Abbildung 6.4 anschaulich gemacht. Sie zeigt die photochemische Lebensdauer der O_x-Familie, die sich aus Ozon O₃ und atomarem Sauerstoff O zusammensetzt. Da in der unteren und mittleren Stratosphäre das Verhältnis von O zu O₃ sehr viel kleiner als eins ist, kann die photochemische Lebensdauer von O_x in diesem Höhenbereich als diejenige des Ozons angesehen werden.

Die Beobachtung der Ozonkante im Sommer in einer Höhe von rund 600 K paßt demnach gut in dieses Bild der Stratosphäre, die sich oberhalb von etwa 650 K im photochemischen Gleichgewicht befindet und unterhalb von ca. 500 K durch die Dynamik bestimmt wird. Trotz hoher solarer Einstrahlung übersteigt im Sommer der polaren Stratosphäre der Ozonabbau die Ozonproduktion, weshalb im Laufe des Sommers der Ozongehalt im chemisch kontrollierten Regime kontinuierlich abnimmt (zur Ozonchemie im Sommer, siehe Kapitel 1.3.5, S. 26). Da die Sonneneinstrahlung von den mittleren zu den hohen Breiten zunimmt, nimmt auch das Ausmaß des Ozonabbaus zu den Polgebieten hin zu. Infolgedessen bildet sich ein meridionaler Ozongradient aus, der dazu führt, daß die isentrope Durchmischung im transportkontrollierten Regime der polaren Breiten dem Ozonabbau entgegen wirkt. Während also im oberen Regime der Ozongehalt stetig abnimmt, bleibt er im unteren Regime nahezu kon-

stant. Bei einem scharfen Übergang zwischen den Regimen bildet sich in entsprechender Weise eine scharfe negative Kante aus.

Ein etwas differenzierteres Bild der sommerlichen unteren Stratosphäre zeichnet Rosenlof [1999], die die Bilanz des Ozons in einer Höhenschicht zwischen 58 und 67 hPa (ca. 18 - 20 km) und einem Breitenring zwischen 60 und 70° N für den Sommer 1997 betrachtet. Die Untersuchung von Rosenlof [1999] stand in Zusammenhang mit der *Photochemistry of Ozone Loss in the Arctic Region in Summer* (POLARIS)-Kampagne, die im Sommer 1997 durchgeführt wurde und zum Ziel hatte, die photochemischen und Transportprozesse besser zu verstehen, die zu der bekannten Ozonabnahme im Sommer der polaren Stratosphäre führen [Newman et al., 1999].

In die Bilanz von Rosenlof [1999] gehen als Faktoren die Advektion, der Eddy-Transport und chemische Prozesse ein. Da im Sommer absinkende Luftbewegungen eine geringe Rolle spielen, dominiert beim Transport des Ozons die horizontale über die vertikale Advektion. Rosenlof [1999] beobachtet, daß alle drei genannten Terme vergleichbare Beiträge zur Ozonbilanz der unteren Stratosphäre der hohen Breiten im Sommer liefern. Dabei scheint im frühen Sommer die untere Stratosphäre relativ isoliert zu sein, so daß der Einfluß chemischer Prozesse zu überwiegen scheint, was durch Messungen von langlebigen Spurengasen belegt ist [Rosenlof, 1999]. Im Laufe des Sommers jedoch gewinnen Transporteffekte an Bedeutung: Von Mitte Juli bis September spielen sie die bestimmende Rolle in der unteren Stratosphäre, wobei sich der Eddy-Transport auf die Ozonbilanz stärker auswirkt als die horizontale Advektion [Rosenlof, 1999].

Die Untersuchung von Rosenlof [1999] beruht einerseits auf einem einzelnen Sommer und andererseits auf einem begrenzten geographischen Gebiet, weshalb einer Verallgemeinerung sicherlich Grenzen gesetzt sind. Dennoch ist zwischen den Ergebnissen von Rosenlof [1999] und den Beobachtungen der Kanten in den Ozonprofilen eine Parallele erkennbar. Ähnlich wie bei Rosenlof [1999] Transporteffekte in der unteren Stratosphäre erst im Laufe des Sommers zunehmen, sind auch die Ozonkanten erst gegen Ende des Sommers stark ausgeprägt. Dies könnte also bedeuten, daß sich das dynamisch kontrollierte Regime der unteren Stratosphäre im Laufe des Sommers ausbildet, bis schließlich im Spätsommer der polaren Stratosphäre zwei unterschiedlich kontrollierte Regime vorliegen.

Daß Transportprozesse im Sommer tatsächlich bis in die untere Stratosphäre reichen könnten, wird durch die Arbeit von Haynes und Shuckburgh [2000] gestützt. Haynes und Shuckburgh [2000] analysieren Transport- und Durchmischungseigenschaften der nördlichen und südlichen Stratosphäre im Höhenbereich zwischen 400 und 850 K für den Zeitraum Dezember 1996 bis Mai 1998. Aus Tracerfeldern, die aus der Advektion durch makroskalige Windfelder auf isentropen Flächen resultieren, berechnen sie die sogenannte effektive Diffusivität nach Nakamura [1996]. Die effektive Diffusivität ist dabei ein Maß für die geometrische

Struktur des Tracerfeldes: Sie ist dort groß, wo komplexe Strukturen vorliegen, und klein, wo einfache Strukturen vorherrschen. Da Regionen mit starker Durchmischung hohe Dehnungsraten und deshalb komplexe Strukturen des Tracerfeldes aufweisen, sind diese durch eine hohe effektive Diffusivität charakterisiert. Umgekehrt entspricht eine niedrige effektive Diffusivität einer geringen Durchmischung [Haynes und Shuckburgh, 2000].

Haynes und Shuckburgh [2000] finden hohe Werte der effektiven Diffusivität, also starke Durchmischung, in der sommerlichen Stratosphäre beider Hemisphären in den Höhen bis 550 K. Darüber nimmt die Durchmischung stark mit der Höhe ab, ist in der mittleren Stratosphäre sehr niedrig und schließlich bis in Höhen von 850 K vollständig verschwunden. Nach Haynes und Shuckburgh [2000] könnten u. a. brechende planetarische Wellen, die sich auf den schwachen sommerlichen Westwinden bis in diese Höhen ausbreiten, zur Durchmischung beitragen. Sie weisen darauf hin, daß die effektive Diffusivität gerade in den Höhenregionen hohe Werte anzunehmen scheint, in denen westliche zonale Strömung, wenn auch nur schwache, vorliegt [Haynes und Shuckburgh, 2000].

Einen weiteren Hinweis auf Durchmischung in der unteren Stratosphäre und den möglichen Einfluß von planetarischen Wellen findet sich auch bei Bowman [1996]. Er beobachtet verhältnismäßig hohe Eddy-Diffusionskoeffizienten im Sommer der unteren Stratosphäre, was auf erheblichen irreversiblen Eddy-Transport hindeutet. Ferner zeigen Bowman et al. [1998], daß sich westwärts ausbreitende planetarische Wellen der zonalen Wellenzahlen 1 bis 5 zumindest zeitweise im Sommer der nördlichen Stratosphäre zu finden sind.

Eingehend untersuchen Wagner und Bowman [2000] die Eigenschaften der Wellen im Sommer und den damit verbundenen Transport, um Variationen in der zonalen Verteilung des Ozons im Sommer der mittleren und hohen Breiten zu erklären. Diese zonalen Ozonvariationen werden in einer Reihe von Satellitenmessungen beobachtet. So zeigen Ozonmessungen des *Limb Infrared Monitor of the Stratosphere* (LIMS) [Miles et al., 1994], des *Microwave Limb Sounder* (MLS) [Elson et al., 1994], des *Halogen Occultation Experiment* (HALOE) [Park und Russell, 1994] und des *Polar Ozone and Aerosol Measurement II* (POAM II) [Hoppel et al., 1999] die stärkste Variabilität des stratosphärischen Ozons im Sommer der beiden Hemisphären in Höhen zwischen 20 und 30 km zwischen dem 50. und 75. Breitengrad.

Auf der Grundlage von Stratosphären Daten des *United Kingdom Meteorological Office* (UKMO) zeigen Wagner und Bowman [2000], daß sich Wellen im nordhemisphärischen Sommer vertikal von der Troposphäre in die stratosphärische Ostströmung hinein bis in Höhen von 20 bis 30 km ausbreiten. Es handelt sich dabei vorwiegend um sich westwärts ausbreitende Wellen, was in Einklang mit dem Theorem von Charney und Drazin [1961] steht [Wagner und Bowman, 2000]. Ferner finden Wagner und Bowman [2000] anhand von Trajektorienrechnungen und Berechnungen der effektiven Diffusivität, daß infolge des Brechens der

sich westwärts ausbreitenden Wellen im Ostwindregime erhebliche Durchmischung stattfindet. Das Wellenbrechen nimmt mit der Höhe ab und verschwindet weitestgehend in Höhen um 750 K und darüber. Schließlich beobachten Wagner und Bowman [2000] Änderungen in den Durchmischungseigenschaften im Laufe des Sommers, die den Änderungen der mittleren zonalen Strömung und des Welleneinflusses entsprechen. So nehmen von Juni zu Juli die Ostwinde zu und entsprechend die Wellenausbreitung und die Durchmischung ab, wobei im Juni und Juli hauptsächlich sich westwärts ausbreitende Wellen für die Durchmischung verantwortlich sind. Dahingegen schwächen sich von Juli zu August die Ostwinde ab, weshalb der Welleneinfluss und damit die Durchmischung zunimmt. Entsprechend den sehr schwachen Ostströmungen überwiegt im August der Beitrag stationärer Wellen [Wagner und Bowman, 2000].

Wagner und Bowman [2000] kommen in ihrer Arbeit zu dem Schluß, daß ihre Beobachtungen der dynamischen Eigenschaften der sommerlichen polaren Stratosphäre sehr gut das allgemeine Bild der dreigeteilten Stratosphäre bestätigt, welches eingangs erwähnt und in Abbildung 6.4 schematisiert ist. In der unteren Stratosphäre sind zum einen photochemische Lebenszeiten lang und zum anderen bewirken stationäre sowie sich ostwärts ausbreitende Wellen im schwachen Westwindregime eine starke Durchmischung. Als Folge der starken Durchmischung verschwinden horizontale Ozongradienten völlig. In der Zone schwacher Ostwinde zwischen der Nullwindlinie in rund 500 K und darüber bis etwa 800 K ist die Durchmischung durch brechende sich westwärts ausbreitende Wellen nicht stark genug, um Tracergradienten vollständig aufzuheben. Diese Zone bildet demnach den Übergang zur vollständig photochemisch kontrollierten Schicht oberhalb von rund 800 K. In dieser ist die Zeitskala photochemischer Prozesse wesentlich kürzer als die der Transport- und Durchmischungsprozesse [Wagner und Bowman, 2000].

Verglichen mit Abbildung 6.4 ist das Übergangsregime bei Wagner und Bowman [2000] also etwas weiter nach oben ausgedehnt. Sehr gut stimmen jedoch die Ergebnisse von Wagner und Bowman [2000] mit denen von Haynes und Shuckburgh [2000] überein: Erstere finden starke Durchmischung bis in eine Höhe von 500 K [Wagner und Bowman, 2000], letztere bis in eine Höhe von 550 K [Haynes und Shuckburgh, 2000]. Mit diesen jüngsten Arbeiten über das dynamische Verhalten der unteren Stratosphäre im Sommer der polaren Breiten läßt sich die Beobachtung der Ozonkante in 600 K sehr gut interpretieren, denn sie sind ein Beleg für den stark höhenabhängigen Einfluß von Durchmischungsprozessen in der sommerlichen polaren Stratosphäre, der in Höhen um 500 - 550 K verschwindet [Wagner und Bowman, 2000; Haynes und Shuckburgh, 2000]. Der horizontale Transport wirkt im transportkontrollierten unteren Regime dem photochemischen Abbau entgegen, während im chemisch kontrollierten oberen Regime der Ozongehalt kontinuierlich im Laufe des Sommers abnimmt. Auf diese Weise kann sich bei einem entsprechend scharfen Übergang zwischen den Regimen also eine negative Kante im Ozonprofil ausbilden. Die vorliegende Arbeit, die nach Dobson [1973] erstmals wieder Ozonvariationen im Sommer der polaren Stratosphäre in Ozonsondie-

rungen identifiziert, liefert nun erstmalig auch eine Erklärung für dieses Phänomen. Sie weist damit nach, daß der Übergang vom transport- zum photochemisch kontrollierten Regime in vertikalen Ozonsondierungen sichtbar ist.

Zusammenfassung

Laminae sind Schichten erhöhten oder erniedrigten Ozongehalts, die regelmäßig in vertikalen Sondierungen beobachtet werden. Sie sind in den meisten Fällen Ausdruck des Transports von Luftmassen über den Polarwirbelrand. Während Intrusionen von Luftmassen der mittleren Breiten in das Innere des Wirbels eher selten sind, treten beständig Erosionen des Wirbels auf synoptischen Skalen infolge brechender planetarischer Wellen auf. In deren Verlauf werden Wirbelluftmassen in Form von Filamenten am äußeren Wirbelrand abgelöst und in der *surf zone* durchmischt. Diese Filamente sind es, die in Höhenprofilen als Laminae sichtbar sind. In einem allgemeineren Sinne resultieren Laminae aus dem Zusammenspiel von starken horizontalen Ozongradienten und starken vertikalen Windscherungen [Appenzeller und Holton, 1997].

In dieser Arbeit wurde eine Klimatologie laminarer Ozonstrukturen der polaren Stratosphäre erstellt und analysiert. Sie basiert auf den mehrjährigen Ozonsondendatensätzen der Arktis-Stationen Ny-Ålesund (79° N, 12° O) und Sodankylä (67° N, 27° O) sowie der antarktischen Neumayer-Station (70° S, 8° W). Um nicht nur typische laminare Strukturen, sondern in einem allgemeineren Sinne kleinskalige vertikale Ozonstrukturen zu untersuchen, wurde ein neuer Ansatz gewählt: Als Maß für die Variabilität dient der vertikale Gradient des Ozonmischungsverhältnisses. Mit Hilfe der Wavelet-Analyse nach Torrence und Compo [1998] und der von ihnen zur Verfügung gestellten Software wurden starke Gradienten in den Ozonprofilen detektiert. Dabei quantifiziert die Wavelet-Leistung die Stärke einer laminaren Struktur und die Wavelet-Skala ihre vertikale Ausdehnung. Durch die Verwendung des komplexen Paul-Wavelets kann ferner anhand der Phase der Wavelet-Transformierten zwischen positiven und negativen Laminae unterschieden werden.

Die Klimatologie erlaubt detaillierte Einblicke in die höhenabhängige und jahreszeitlich abhängige Verteilung kleinskaliger Ozonvariationen zwischen der 300 und 800 K isentropen Fläche. Darüber hinaus läßt der Vergleich zwischen Ny-Ålesund und Sodankylä Schlüsse über Laminaereignisse in Abhängigkeit von der relativen Lage zum Polarwirbel zu. Ferner werden erstmals durch den direkten Vergleich der arktischen Stationen mit der antarktischen Unterschiede zwischen den Laminae der beiden Hemisphären aufgezeigt.

Anhand der Klimatologie wird der Einfluß des polaren Wirbels auf die vertikale und saisonale Verteilung laminarer Strukturen und damit auf den Austausch von Luftmassen zwischen den hohen und mittleren Breiten sehr gut deutlich. Zum einen spiegelt der Jahresgang laminarer Strukturen der unteren Stratosphäre bis ca. 500 K die Entwicklung des Wirbels im Laufe des

Winters und Frühljahrs getreu wider: Im Dezember sowie im März und April, wenn sich der Wirbel aus- bzw. zurückbildet, ist die Laminaaktivität am höchsten. Im Januar und Februar, wenn der Wirbel am stärksten ausgeprägt ist, ist die Laminaaktivität demgegenüber niedriger. Zum anderen zeigt sich in der vertikalen Verteilung, daß laminare Strukturen in einem eng begrenzten Höhenbereich zwischen ca. 380 und 500 K auftreten. Wie die Analyse der Laminæ innerhalb und außerhalb des polaren Wirbels im speziellen ergibt, liegt die maximale Laminaaktivität außerhalb des Wirbels bei ca. 420 K, innerhalb des Wirbels dagegen bei ca. 380 K. Dies demonstriert, daß Laminæ im Inneren des Wirbels auf Höhen unterhalb des unteren Polarwirbelrands konzentriert sind. In diesen Höhen ist der isentrope Austausch von Luftmassen nicht mehr durch eine Wirbelbarriere behindert. Außerdem sind Laminæ innerhalb des polaren Wirbels im Mittel schwächer ausgeprägt als außerhalb.

Der Unterschied zwischen Sodankylä und Ny-Ålesund ist insbesondere in der Höhenabhängigkeit der Laminaereignisse zu beobachten: In der Stratosphäre über Sodankylä, die zumeist im Wirbelrandbereich liegt, treten Laminæ praktisch in allen Wintermonaten über einen relativ weiten Höhenbereich zwischen 380 und 500 K auf. Dahingegen macht sich der Unterschied zwischen Ny-Ålesund und der Neumayer-Station in der Ausprägung der Laminæ bemerkbar, die in der Antarktis geringer ist aufgrund des stabileren Wirbels. Ein weiterer, markanter Unterschied zwischen der Arktis und Antarktis zeigt sich in den Frühjahrsmonaten, die in der Arktis von einer regen Laminaaktivität geprägt sind, in der Antarktis hingegen nicht. Dies ist auf den massiven Ozonverlust von nahezu 100 % in dieser Höhenschicht im antarktischen Frühjahr zurückzuführen.

Aus der Klimatologie geht ferner hervor, daß in Ny-Ålesund auf kleinen vertikalen Skalen von 12 K Unterschiede in der Häufigkeit positiver und negativer Laminæ vernachlässigbar sind. Auch auf den großen Skalen von 48 K ist nur tendentiell erkennbar, daß in den unteren Höhen bis 500 K negative Laminæ geringfügig, in den Höhen darüber positive überwiegen. Eine unterschiedliche vertikale Verteilung wäre zu erwarten gewesen, da das Ozonmischungsverhältnis innerhalb des arktischen Polarwirbels infolge diabatischen Absinkens in den unteren Höhen größer, in den oberen Höhen dagegen niedriger ist als außerhalb des Wirbels.

Der Einfluß planetarischer Wellen, die sich im Winter von der Troposphäre bis in die Stratosphäre ausbreiten, ist in der Arktis größer als in der Antarktis. Da die Wellenaktivität nicht in allen Wintern gleich stark ist, variiert die Stabilität des arktischen Wirbels sehr von Jahr zu Jahr. Folglich ist auch der Austausch von Luftmassen zwischen den hohen und mittleren Breiten, und damit die Laminaaktivität, in verschiedenen Jahren unterschiedlich ausgeprägt. Dies konnte anhand des Ny-Ålesund-Datensatzes gezeigt werden: Die Laminaaktivität der unteren Stratosphäre ist in der Tat tendentiell mit der Stärke des polaren Wirbels antikorreliert.

Neben Laminae in der unteren Stratosphäre weist die Klimatologie auch Ozonvariationen in der mittleren Stratosphäre bis in eine Höhe von 800 K auf, die bisher nicht systematisch untersucht worden sind. Verglichen mit Laminae der unteren Stratosphäre sind sie in der mittleren Stratosphäre deutlich schwächer ausgeprägt, da hier der meridionale Ozongradient geringer ist. Laminae der mittleren Stratosphäre sind während der Wintermonate außerdem ausschließlich in der Arktis zu beobachten. Der Ursprung dieser Strukturen ist wahrscheinlich in plötzlichen Stratosphärenerwärmungen zu suchen, was auch den Unterschied zwischen der Arktis und Antarktis erklären könnte. In den Frühjahrsmonaten hingegen führt die Umstellung von der Winterzirkulation auf die Sommerzirkulation zu verhältnismäßig hoher Ozonvariabilität oberhalb von 600 K sowohl in der Arktis als auch in der Antarktis.

Wählt man, wie in der vorliegenden Arbeit, als Maß für die Ozonvariabilität auf kleinen vertikalen Skalen den Gradienten des Ozonmischungsverhältnisses, so findet sich eine hohe Variabilität zudem in der sommerlichen Stratosphäre in Höhen um 600 K auf beiden Hemisphären. Die Entdeckung dieser Ozonstrukturen macht die Vorzüge des neu gewählten Ansatzes deutlich, denn es handelt sich bei diesen Strukturen nicht um Laminae im eigentlichen Sinne, sondern um eine scharfe Kante. Sie tritt verstärkt im Spätsommer, d. h. im September/Oktober in Ny-Ålesund und im März an der Neumayer-Station, auf. Diese Kante im Profil des Ozonmischungsverhältnisses wird in dieser Arbeit als Indiz für den Übergang vom dynamisch kontrollierten Regime der unteren Stratosphäre zum photochemisch kontrollierten Regime der mittleren und oberen Stratosphäre gewertet. Während im chemisch kontrollierten Regime oberhalb von etwa 600 K der Ozongehalt im Laufe des Sommers stetig abnimmt, wirkt der isentrope Transport im darunter liegenden dynamisch kontrollierten Regime dem Ozonabbau entgegen. Ist der Übergang zwischen den beiden Regimen scharf, bildet sich ein scharfer negativer Gradient in der vertikalen Ozonverteilung. Diese Interpretation wird gestützt durch eine Reihe jüngster Veröffentlichungen, die mit Hilfe von Analysen stratosphärischer Windfelder eine relativ stark durchmischte untere Stratosphäre bis etwa 550 K im Sommer der hohen Breiten durch brechende planetarische Wellen nachweisen [Haynes und Shuckburgh, 2000; Wagner und Bowman, 2000]. Die vorliegende Arbeit ist damit ein erster Beleg, daß die Grenze zwischen dem dynamisch und dem chemisch kontrollierten Regime in gemessenen Ozonprofilen sogar beobachtbar ist.

In dieser Arbeit wurde ferner die Anwendungsmöglichkeit der Ozon-Dial-Messungen aus Ny-Ålesund zur Charakterisierung laminarer Strukturen geprüft. Dazu wurden zunächst die Ozon-Lidar-Messungen validiert, wobei die Untersuchung der systematischen Abweichungen in der Ozonkonzentration in den Höhen niedrigen Signal-zu-Rausch-Verhältnisses im Mittelpunkt stand. Die systematischen Abweichungen resultieren aus der Tiefpaßfilterung in der Form eines differenzierenden Glättungsfilters. Wie diese Abweichungen vom Polynomgrad einerseits und der Filterbreite andererseits abhängen, konnte aufgezeigt werden. So ergab die Reanalyse der synthetischen Rückstreuprofile aus dem Algorithmenvergleich von 1996 sowie der gemessenen Rückstreuprofile aus dem Instrumentenvergleich (NAOMI) von 1998

mit Hilfe zweier modifizierter Algorithmen folgende Abhängigkeiten: Das differenzierende Glättungsfilter mit einem höheren Polynomgrad, wie es bisher verwendet wurde, führt mit einer Filterbreite von 15,3 km zu einem Bias von bis zu -10 % in ca. 40 km Höhe, wohingegen das Filter mit einem Polynomgrad 1 und einer Filterbreite von 10,5 km einen Bias von +10 % und mehr hervorruft. Die systematischen Abweichungen konnten somit durch die Verwendung eines Polynomgrads 1 und einer weniger stark mit der Höhe ansteigenden Filterbreite nicht reduziert werden. Der Vorteil des modifizierten Algorithmus besteht jedoch in der größeren Reichweite der Ozonprofile, die aus dem geringeren relativen Fehler in der Ozonteilchenzahldichte resultiert. Aus diesem Grund wird künftig der modifizierte Algorithmus zur Bestimmung der Ozonkonzentration verwendet. Allerdings müssen die systematischen Abweichungen bei der Interpretation der Profile in den großen Höhen unbedingt berücksichtigt werden.

In der unteren Stratosphäre in der Höhenschicht zwischen 12 und 20 km sind die Ozon-Lidar-Messungen bei einer Zeitauflösung von 3 Stunden und einer vertikalen Auflösung von 1,2 km mit einer relativen Genauigkeit von weniger als 3 % charakterisiert. Die räumliche und zeitliche Auflösung sowie die Genauigkeit reichen damit aus, um laminare Strukturen zu erfassen. Jedoch sind Messungen von 12 und mehr Stunden, die nötig wären, um die zeitliche Entwicklung einer Lamina aufzuzeichnen, aufgrund unzureichender Wetterbedingungen nur in vereinzelten Fällen möglich, weshalb keine systematische Untersuchung durchgeführt werden konnte. So bleibt die Anwendung der Ozon-Dial-Messungen in dieser Arbeit auf ein Fallbeispiel vom Dezember 1997/Januar 1998 beschränkt: Zwei mehrstündige Lidar-Messungen aus diesem Zeitraum, in dem der polare Wirbel infolge einer kleinen Stratosphärenenerwärmung stark deformiert war, weisen starke Ozonvariationen in der unteren Stratosphäre nach.

Anhang A: Filterung im Frequenzbereich

Zur Kennzeichnung linearer Filter im Zeit- und Frequenzbereich werden folgende Funktionen definiert: Die Impulsantwort- oder Gewichtsfunktion $h(t)$ ist die Systemantwort auf einen Einheitsimpuls $\delta(t)$:

$$h(t) = O[\delta(t)] \quad (\text{A.1})$$

womit für die Klasse der linearen, zeitinvarianten Filter für jede beliebige Filtereingangsgröße $x(t)$ die zugehörige Ausgangsfunktion $y(t)$ bestimmt ist:

$$y(t) = O[x(t)] \quad (\text{A.2})$$

Die Fourier-Transformierte $H(f)$ der Impulsantwortfunktion,

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t)e^{-i2\pi ft} dt, \quad -\infty < f < \infty \quad (\text{A.3})$$

beschreibt das Verhalten des Systems im Frequenzbereich für alle Frequenzen. Sie wird auch als Übertragungsfunktion bezeichnet.

Entsprechend der Filterwirkung unterscheidet man Tiefpaß- und Hochpaßfilter. Die idealen Filter besitzen folgende Übertragungsfunktionen:

idealer Tiefpaß:

$$H_T(f) = \begin{cases} 1, & -f_g \leq f \leq f_g \\ 0, & f_g < |f| \end{cases} \quad (\text{A.4})$$

idealer Hochpaß:

$$H_H(f) = \begin{cases} 1, & f_g < |f| \\ 0, & -f_g \leq f \leq f_g \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

wobei f_g die Grenzfrequenz bezeichnet.

Die Impulsantwort der idealen Filter ist unendlich lang. In der Praxis muß sie zeitlich begrenzt werden, d. h. sie wird bei einer endlichen Zeit $t = T$ abgeschnitten und mit einer Fensterfunk-

tion multipliziert. Dies führt zu Abweichungen von der Übertragungsfunktion des idealen Filters, die von T und der Fensterfunktion abhängen. Insbesondere ist dann die Flankensteilheit endlich und sind die Durchlaß- und Sperrniveaus nicht mehr eben (Details über die Filtertheorie finden sich z.B. in Buttkus [1991]; Rabiner und Gold [1975]; Hamming [1987]).

Anhang B: Wavelet-Analyse

In der vorliegenden Arbeit wird die Wavelet-Analyse zwar als Höhen-Frequenz-Analyse eingesetzt, die wesentlichen Begriffe werden hier aber anhand der klassischen Anwendung der Wavelet-Analyse als Zeit-Frequenz-Analyse erläutert.

Indem die Fourier-Analyse ein Signal in seine sinusförmigen Komponenten zerlegt, stellt sie eine reine Frequenz-Analyse dar. Man spricht auch von einer globalen Transformation, da die Fourier-Analyse die Transformation des Signals vom Zeitbereich in den Frequenzbereich bewirkt und dabei die zeitlichen Informationen des Signals verlorengelassen. Nichtstationäres Verhalten eines Signals kann folglich mit der Fourier-Analyse nicht erfaßt werden. Eine Zeit-Frequenz-Analyse, die Auskunft über den zeitlich veränderlichen Frequenzgehalt eines Signals liefert, gelingt nur mit Hilfe einer lokalen Transformation. So wird bei der gefensternten Fourier-Analyse ein Fenster auf das Signal angewendet, innerhalb dessen die spektrale Zerlegung erfolgt. Wird dieses Fenster entlang des Signals verschoben, ergibt sich daraus der Frequenzgehalt in Abhängigkeit von der Zeit. Die Größe des Fensters bestimmt dabei die Auflösung und die Unsicherheit, die im gesamten Zeit-Frequenz-Raum gleich sind, da die Fenstergröße konstant ist. Hierin liegt die wesentliche Einschränkung der gefensternten Fourier-Analyse: Die verschiedenen Frequenzen eines Signals werden unterschiedlich behandelt. Bei einer gegebenen Fensterbreite gelingt die Frequenzlokalisierung der niedrigen Frequenzen nur schlecht, dagegen gelingt für hohe Frequenzen die Zeitlokalisierung nur unzureichend.

Die Wavelet-Analyse kann nun als eine Zeit-Frequenz-Analyse mit veränderlicher Fensterbreite angesehen werden: Niedrige Frequenzen werden in großen Zeitintervallen mit höherer Genauigkeit lokalisiert, hohe Frequenzen hingegen in kurzen Zeitintervallen. Dies geschieht, indem das Signal in eine Familie von Wavelet-Funktionen zerlegt wird. Wavelets sind ganz allgemein reell- oder komplexwertige Funktionen, die sowohl im Frequenz- als auch im Zeitbereich lokalisiert sind und deren Mittelwerte verschwinden. Ferner muß gelten, daß die Energie der Wavelet-Funktion begrenzt ist. Einige Beispiele vielfach angewandter Wavelet-Funktionen sind das Morlet-Wavelet, das Mexikanischer Hut-Wavelet oder auch die Daubechies-Wavelets.

Eine Wavelet-Familie ist von zwei Parametern, dem Translationsparameter b und dem Dilationsparameter a abhängig. Sie ist gegeben durch [Kumar und Foufoula-Georgiou, 1994]:

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (\text{B.1})$$

Eine Wavelet-Familie entsteht somit aus dem sogenannten Mutterwavelet $\Psi_{1,0}$ durch Änderungen des Dilatationsparameters a , welcher die Streckung bzw. Stauchung des Mutterwavelets bewirkt. Man spricht dabei auch von der Skalierung eines Wavelets. Dagegen bewirken Änderungen des Translationsparameters b die zeitliche Verschiebung der Wavelets.

Die Wavelet-Analyse zerlegt ein Signal in eine Wavelet-Funktion von stets gleicher Form, nämlich der Form des Mutterwavelets. Dabei werden im Laufe der Analyse lediglich die Skala a der Wavelet-Funktion und ihre Positionierung b entlang des Signals variiert. Die Wavelet-Analyse ist genaugenommen also eine Zeit-Skalen-Analyse und nicht eine Zeit-Frequenz-Analyse. Skala und Frequenz hängen jedoch eng zusammen: Je stärker das Wavelet gestaucht ist, desto kleiner ist das Zeitintervall des Signals, das analysiert wird, und desto feiner sind die Strukturen, die im Signal detektiert werden. Auf diese Weise entspricht einer kleinen Skala a eine hohe Frequenz ω und umgekehrt.

Mathematisch ist die Wavelet-Transformierte $W(a,b)$ einer Funktion $x(t)$ als Faltung von $x(t)$ mit einer Familie von Wavelet-Funktionen $\Psi_{a,b}(t)$ definiert [Kumar und Foufoula-Georgiou, 1994]:

$$W(a,b) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \bar{\Psi}_{a,b}(t) dt = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \bar{\Psi}\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (\text{B.2})$$

$W(a,b)$ werden auch als Wavelet-Koeffizienten bezeichnet. Anschaulich besteht die Wavelet-Analyse darin, den Grad der Übereinstimmung eines Signals $x(t)$ und einem Wavelet $\Psi_{a,b}$ für jede Skala a und jeden Zeitpunkt b zu bestimmen.

Die kontinuierliche Wavelet-Analyse in dieser Arbeit folgt der Methode von Torrence und Compo [1998]. Verwendet wird die von ihnen zur Verfügung gestellte Software¹.

Dabei ist die kontinuierliche Wavelet-Transformierte einer diskreten Zeitreihe x_n mit $n = 0 \dots N-1$ und konstanten Zeitschritte δt definiert als die Faltung von x_n mit einer skalierten und translatierten Form der Wavelet-Funktion $\Psi_0(\eta)$, wobei η ein dimensionsloser Zeitparameter darstellt [Torrence und Compo, 1998]:

1. <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>; Oktober 2000.

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \Psi^* \left[\frac{(n' - n)\delta t}{s} \right] \quad (\text{B.3})$$

Ψ^* bezeichnet die komplexkonjugierte der Wavelet-Funktion, n den lokalisierten Zeitindex und s die Wavelet-Skala.

Im Fourier-Raum lässt sich die Wavelet-Transformierte erheblich schneller berechnen nach [Torrence und Compo, 1998]:

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\Psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta t} \quad (\text{B.4})$$

wobei die diskrete Fourier-Transformierte \hat{x}_k der Zeitreihe x_n , gegeben ist durch [Torrence und Compo, 1998]:

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N} \quad (\text{B.5})$$

und $\hat{\Psi}^*(s\omega)$ die Fourier-Transformierte der Funktion $\Psi(t/s)$ ist. Die Kreisfrequenz ist dabei definiert als [Torrence und Compo, 1998]:

$$\omega_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{N\delta t}, & k \leq \frac{N}{2} \\ -\frac{2\pi k}{N\delta t}, & k > \frac{N}{2} \end{cases} \quad (\text{B.6})$$

Nach Gleichung (B.3) kann also die kontinuierliche Wavelet-Transformierte für eine gegebene Skala s für alle N gleichzeitig und effizient berechnet werden [Torrence und Compo, 1998].

Literaturverzeichnis

Appenzeller, C. und J. R. Holton, Tracer lamination in the stratosphere: A global climatology, *J. Geophys. Res.*, 102, 13,555-13,569, 1997.

Barnes, R. A., A. R. Bandy und A. L. Torres, Electrochemical concentration cell ozonesonde accuracy and precision, *J. Geophys. Res.*, 90, 7881-7887, 1985.

Beyerle, G., Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° O), *Berichte zur Polarforschung*, 138, 1994.

Bird, J. C., S. R. Pal, A. I. Carswell, D. P. Donovan, G. L. Manney, J. M. Harris und O. Uchino, Observations of ozone structures in the Arctic polar vortex, *J. Geophys. Res.*, 102, 10,785-10,800, 1997.

Bowman, K. P., Large-scale isentropic mixing properties of the Antarctic polar vortex from analyzed winds, *J. Geophys. Res.*, 98, 23,013-23,027, 1993.

Bowman, K. P., Rossby wave phase speeds and mixing barriers in the stratosphere, Part 1: Observations, *J. Atmos. Sci.*, 53, 905-916, 1996.

Bowman, K. P., K. Hoppel und R. Swinbank, Stationary anomalies in stratospheric meteorological data sets, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2429-2432, 1998.

Brasseur, G. P. und S. Solomon, *Aeronomy of the Middle Atmosphere*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1986.

Brasseur, G. P., J. J. Orlando und G. S. Tyndall (Hrsg.), *Atmospheric Chemistry and Global Change*, Oxford University Press, New York, 1999.

Browell, E. V., C. F. Butler, S. Ismail, M. A. Fenn, S. A. Kooi, A. F. Carter, A. F. Tuck, O. B. Toon, M. H. Proffitt, M. Lowenstein, M. R. Schoeberl, I. Isaksen und G. Braathen, Airborne lidar observations in the wintertime arctic stratosphere: Ozone, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 325-328, 1990.

- Brewer, A. W. und J. R. Milford, The Oxford-Kew ozonesonde, *Proc. R. Soc.*, A256, 470-495, 1960.
- Buttkus, B., Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik, Springer-Verlag, Berlin, 1991.
- Charney, J. G. und P. G. Drazin, Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 66, 83-109, 1961.
- Chen, P., The permeability of the Antarctic vortex edge, *J. Geophys. Res.*, 99, 20,563-20,571, 1994.
- Dahlberg, S. P. und K. P. Bowman, Climatology of large-scale isentropic mixing in the Arctic winter stratosphere from analyzed winds, *J. Geophys. Res.*, 99, 20,585-20,599, 1994.
- Dobson, G. M. B., The laminated structure of the ozone in the atmosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 99, 599-607, 1973.
- Donovan, D. P., J. A. Whiteway und A. I. Carswell, Correction for nonlinear photon-counting effects in lidar systems, *Appl. Opt.*, 32, 6742-6753, 1993.
- Dritschel, D. G. und R. Saravanan, Three-dimensional quasi-geostrophic contour dynamics with application to stratospheric vortex dynamics, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 120, 1267-1298, 1994.
- Dütsch, H. U., Photochemistry of atmospheric ozone, *Adv. Geophys.*, 15, 219-321, 1971.
- Dunkerton, T. J. und D. P. Delisi, Evolution of potential vorticity in the winter stratosphere of January-February 1979, *J. Geophys. Res.*, 91, 1199-1208, 1986.
- Elson, L. S., G. L. Manney, L. Froidevaux und J. W. Waters, Large-scale variations in ozone from the first two years of UARS MLS data, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2867-2876, 1994.
- Fahey, D. W. und A. R. Ravishankara, Summer in the stratosphere, *Science*, 285, 208-210, 1999.
- Godin, S., G. Megie und J. Pelon, Systematic lidar measurements of the stratospheric ozone vertical distribution, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 547-550, 1989.
- Godin, S., A. I. Carswell, D. P. Donovan, H. Claude, W. Steinbrecht, I. Stuart McDermid, T. J. McGee, M. R. Gross, H. Nakane, D. P. J. Swart, H. B. Bergwerff, O. Uchino, P. von der Gathen

und R. Neuber, Ozone Differential Absorption Lidar Algorithm Intercomparison, *Appl. Opt.*, **38**, 6225-6236, 1999.

Grant, W. B., A. M. Brothers und J. R. Bogan, Differential absorption lidar signal averaging, *Appl. Opt.*, **27**, 1934-1938, 1988.

Hadjinicolaou, P., J. A. Pyle, M. P. Chipperfield und J. A. Kettleborough, Effect of interannual meteorological variability on mid-latitude ozone, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2993-2996, 1997.

Hamming, R. W., Digital Filters, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1989.

Handorf, D., persönliche Mitteilung, 2000.

Hartmann, D. L., L. E. Heidt, M. Loewenstein, J. R. Podolske, J. Vedder, W. L. Starr und S. E. Strahan, Transport into the south polar vortex in the early spring, *J. Geophys. Res.*, **94**, 16,779-16,796, 1989.

Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd und K. P. Shine, On the "downward control" of extratropical diabatic circulations and eddy-induced mean zonal forces, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651-679, 1991.

Haynes, P. H. und E. Shuckburgh, Effective diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport, 1. Stratosphere, *J. Geophys. Res.*, **105**, 22,777-22,794, 2000.

Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood und L. Pfister, Stratosphere-Troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, **33**, 403-439, 1995.

Hoppe, U.-P., G. Hansen und D. Opsvik, Differential absorption lidar measurements of stratospheric ozone at ALOMAR: First results, in: *Proceedings of the 12th ESA symposium on rocket and balloon programmes and related research, Norway, ESA SP-370*, 335-344, 1995.

Hoppel, K. W., K. P. Bowman und R. M. Bevilacqua, Northern hemisphere summer ozone variability observed by POAM II, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 827-830, 1999.

Knudsen, B. M., W. A. Lahoz, A. O'Neill und J.-J. Morcrette, Evidence for a substantial role for dilution in northern mid-latitude ozone depletion, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4501-4504, 1998.

Komhyr, W. D. und T. B. Harris, Development of the ECC Ozonesonde, *NOAA Tech. Rep. ERL 200-APCL 18*, U.S. Dep. of Comm., NOAA Environ. Res. Lab., Boulder, Colorado, 1971.

Kumar, P. und E. Foufoula-Georgiou, Wavelet analysis in Geophysics: An introduction, in: Wavelets in Geophysics, E. Foufoula-Georgiou und P. Kumar (Hrsg.), Academic Press, San Diego, 1994.

Kyrö, E., H. Aulamo, R. Kivi und T. Turunen, Changes in Arctic Polar Vortex, in: *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium, Hokkaido University, Sapporo, Japan*, 509-510, 2000.

Labitzke, K. G., Die Stratosphäre. Phänomene, Geschichte, Relevanz, Springer Verlag, Berlin, 1999.

Lait, L. R., An alternative form for potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 51, 1754-1759, 1993.

Manney, G. L., R. W. Zurek, A. O'Neill und R. Swinbank, On the motion of air through the stratospheric polar vortex, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2973-2994, 1994.

Manney, G. L., L. Froidevaux, J. W. Waters, R. W. Zurek, J. C. Gille, J. B. Kumer, J. L. Mergenthaler, A. E. Roche, A. O'Neill und R. Swinbank, Formation of low-ozone pockets in the middle stratospheric anticyclone during winter, *J. Geophys. Res.*, 100, 13,939-13,950, 1995.

Manney, G. L., J. C. Bird, D. P. Donovan, T. J. Duck, J. A. Whiteway, S. R. Pal und A. I. Carswell, Modeling ozone laminae in ground-based Arctic wintertime observations using trajectory calculations and satellite data, *J. Geophys. Res.*, 105, 5797-5814, 1998.

McIntyre, M. E., The stratospheric polar vortex and sub-vortex: Fluid dynamics and midlatitude ozone loss, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 352, 227-240, 1995.

Miles, T., W. L. Grose, E. E. Remsberg und G. Lingenfelter, Evolution of the southern hemisphere subpolar middle atmosphere during summer and autumn, *J. Atmos. Sci.*, 51, 677-693, 1994.

Milton, M. J. T. und P. T. Woods, Pulse averaging methods for a laser remote monitoring system using atmospheric backscatter, *Appl. Opt.*, 26, 2598-2603, 1987.

McDermid, I. S., S. M. Godin und L. O. Lindquist, Ground-based laser DIAL system for long-term measurements of stratospheric ozone, *Appl. Opt.*, 29, 3603-3612, 1990.

McDermid, I. S., J. B. Bergwerff, G. Bodeker, I. S. Boyd, E. J. Brinksma, B. J. Connor, R. Farmer, M. R. Gross, P. Kimvilakani, W. A. Matthews, T. J. McGee, F. T. Ormel, A. Parrish, U. Singh, D. P. J. Swart, J. J. Tsou, P. H. Wang und J. Zawodny, OPAL: Network for the Detection of Stratospheric Change Ozone Profiler Assessment at Lauder, New Zealand, I. Blind

intercomparison and II. Comparison of revised results, *J. Geophys. Res.*, *103*, 28,683-28,699, 1998.

McGee, T. J. und J. Burris, SO₂ Absorption Cross Sections in the Near UV, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, *37*, 165-182, 1987.

McGee, T. J., D. Whiteman, R. Ferrare, J. J. Butler und J. F. Burris, STROZ LITE: Stratospheric ozone lidar trailer experiment, *Opt. Eng.*, *30*, 31-39, 1991.

McGee, T. J., M. R. Gross, R. Ferrare, W. S. Heaps und U. N. Singh, Raman Dial Measurements of Stratospheric Ozone in the Presence of Volcanic Aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 955-958, 1993.

McGee, T. J., M. R. Gross, U. N. Singh, J. J. Butler und P. Kimvilakani, Improved Stratospheric Ozone Lidar, *Opt. Eng.*, *34*, 1421-1430, 1995.

McKenna, D. S., R. L. Jones, J. Austin, E. V. Browell, M. P. McCormick, A. J. Krueger und A. F. Tuck, Diagnostic studies of the Antarctic vortex during the 1987 Airborne Antarctic Ozone Experiment: Ozone miniholes, *J. Geophys. Res.*, *94*, 11,641-11,669, 1989.

McPeters, R. D., D. J. Hofmann, M. Clark, L. Flynn, L. Froidevaux, M. R. Gross, B. Johnson, G. Koenig, I. S. McDermid, T. J. McGee, F. Murcray, S. Oltmans, A. Parrish, R. Schnell, U. Singh, J. J. Tsou, T. D. Walsh und J. Zawodny, Results from the 1995 Stratospheric Ozone Profile Intercomparison at Mauna Loa (MLO3), *J. Geophys. Res.*, *104*, 30,505-30,514, 1999.

Measures, R., Laser Remote Sensing, Fundamentals and Applications, John Wiley & Sons, New York, 1984.

Megie, G., G. Ancellet und J. Pelon, Lidar Measurements of Ozone Vertical Profiles, *Appl. Opt.*, *24*, 3454-3463, 1985.

Menyuk, N., D. K. Killinger und C. R. Menyuk, Limitations of signal averaging due to temporal correlation in laser remote sensing measurements, *Appl. Opt.*, *21*, 3377-3383, 1982.

Molina, L. T. und M. J. Molina, Absolute absorption cross sections of ozone in the 185- to 350nm wavelength range, *J. Geophys. Res.*, *51*, 14,501-14,508, 1986.

Müller, M., persönliche Mitteilung, 2001.

Murphy, D. M., A. F. Tuck, K. K. Kelly, K. R. Chan, M. Loewenstein, J. R. Podolske, M. H. Proffitt und S. E. Strahan, Indicators of transport and vertical motion from correlations

between in situ measurements in the Airborne Antarctic Ozone Experiment, *J. Geophys. Res.*, *94*, 11,669-11,685, 1989.

Nakamura, N., Two-dimensional mixing, edge formation and permeability diagnosed in area coordinates, *J. Atmos. Sci.*, *53*, 1524-1537, 1996.

Nakane, H., Long and short term variability in the dynamical attributes of the Arctic polar vortex and its effect on ozone, *Sparc Newsletter No. 15*, July 2000.

Nash, E. R., P. A. Newman, J. E. Rosenfield und M. R. Schoeberl, An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity, *J. Geophys. Res.*, *101*, 9471-9478, 1996.

Naujokat, B., K. Labitzke, R. Lenschow, K. Petzoldt, B. Rajewski und R. Wohlfart, The stratospheric winter 1990/91: A major midwinter warming as expected, *Beil. Berl. Wetterkarte, SO 13/91*, 1991.

Naujokat, B., The winters 1997/98 and 1998/99 in perspective, Stratospheric ozone 1999, in: *Proceedings of the 5th European Symposium, Saint Jean de Luz, France, 1999*, 107-110, 2000.

Naujokat, B., M. Kunze und S. Pawson, Meteorology of the stratosphere during the THESEO 2000/SOLVE winter - evolution and evaluation, *Beitrag zum SOLVE/THESEO 2000 Science Meeting, Palermo, Italien, September 2000*.

Neuber, R., G. Beyerle, I. Beninga, P. von der Gathen, O. Schrems, P. Wahl, M. R. Gross, T. J. McGee, Y. Iwasaka, M. Fujiwara, T. Shibata, U. Klein und W. Steinbrecht, The Ny-Alesund Aerosol and Ozone Measurements Intercomparison campaign 1997/98 (NAOMI-98), in: *Proceedings of the 19th Intern. Laser Radar Conf., Annapolis, MD, U. Singh, S. Ismail and G. K. Schwemmer eds., NASA/CP-1998-207671/PT1*, 517-520, 1998.

Newman, P. A., L. R. Lait, M. R. Schoeberl, M. Seablom, L. Coy, R. Rood, R. Swinbank, M. H. Proffitt, M. Loewenstein, J. R. Podolske, J. W. Elkins, C. R. Webster, R. D. May, D. W. Fahey, G. S. Dutton und K. R. Chan, Measurements of polar vortex air in the midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, *101*, 12,879-12,891, 1996.

Newman, P. A., Preface to special section: Photochemistry of Ozone Loss in the Arctic Region in Summer (POLARIS), *J. Geophys. Res.*, *104*, 26,481-26,495, 1999.

Norton, W. A., Breaking Rossby waves in a model stratosphere diagnosed by a vortex-following coordinate system and a contour advection technique, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 654-673, 1994.

Orsolini, Y. J., On the formation of ozone laminae at the edge of the Arctic polar vortex, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121, 1923-1941, 1995.

Orsolini, Y. J., P. Simon und D. Cariolle, Filamentation and layering of an idealized tracer by observed winds in the lower stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 839-842, 1995a.

Orsolini, Y. J., D. Cariolle und M. Deque, Ridge formation in the lower stratosphere and its influence on ozone transport: A general circulation model study during late January 1992, *J. Geophys. Res.*, 100, 11,113-11,135, 1995b.

Orsolini, Y. J., G. Hansen, U.-P. Hoppe, G. L. Manney und K. H. Fricke, Dynamical modelling of wintertime lidar observations in the Arctic: Ozone laminae and ozone depletion, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 785-800, 1997.

Orsolini, Y. J., Long-lived tracer patterns in the summer polar stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, im Druck 2001.

Park, J. H. und J. M. Russell, Summer polar chemistry observations in the stratosphere made by HALOE, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2903-2913, 1994.

Pawson, S. und B. Naujokat, The cold winters of the middle 1990s in the northern lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 104, 14,209-14,222, 1999.

Peter, T., Microphysics and chemistry of polar stratospheric cloud particles, *Ann. Rev. Phys. Chem.*, 48, 785-822, 1997.

Plumb, R. A., D. W. Waugh, R. J. Atkinson, P. A. Newman, L. R. Lait, M. R. Schoeberl, E. V. Browell, A. J. Simmons und M. Loewenstein, Intrusions into the lower stratospheric Arctic vortex during the winter of 1991-1992, *J. Geophys. Res.*, 99, 1089-1105, 1994.

Proffitt, M. H., J. A. Powell, A. F. Tuck, D. W. Fahey, K. K. Kelly, A. J. Krueger, M. R. Schoeberl, B. L. Garry, J. J. Margitan, K. R. Chan, M. Loewenstein und J. R. Podolske, A chemical definition of the boundary of the Antarctic ozone hole, *J. Geophys. Res.*, 94, 11,437-11,448, 1989.

Proffitt, M. H., J. J. Margitan, K. K. Kelly, M. Loewenstein, J. R. Podolske und K. R. Chan, Ozone loss in the Arctic polar vortex inferred from high-altitude aircraft measurements, *Nature*, 347, 31-36, 1990.

Rabiner, L. R. und B. Gold, Theory and Application of Digital Signal Processing, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1975.

Reid, S. J. und G. Vaughan, Lamination in ozone profiles in the lower stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *117*, 825-844, 1991.

Reid, S. J., G. Vaughan und E. Kyrö, Occurrence of ozone laminae near the boundary of the stratospheric polar vortex, *J. Geophys. Res.*, *98*, 8883-8890, 1993.

Reid, S. J., M. Rex, P. von der Gathen, I. Floisand, F. Stordal, G. D. Carver, A. Beck, E. Reimer, R. Krüger-Carstensen, L. L. de Haan, G. Braathen, V. Dorokhov, H. Fast, E. Kyrö, M. Gil, Z. Litynska, M. Molyneux, G. Murphy, F. O'Connor, F. Ravegnani, C. Varotsos, J. Wenger und C. Zerefos, A study of ozone laminae using diabatic trajectories, contour advection and photochemical trajectory model simulations, *J. Atm. Chem.*, *30*, 187-207, 1998.

Rex, M., Der Ozonabbau in der arktischen Stratosphäre: Ergebnisse einer neuen Meßstrategie (Match), Dissertation, FU Berlin, 1997.

Rex, M., P. von der Gathen, N. R. P. Harris, D. Lucic, B. M. Knudsen, G. O. Braathen, S. J. Reid, H. De Backer, H. Claude, R. Fabian, H. Fast, M. Gil, E. Kyrö, I. S. Mikkelsen, M. Rummukainen, H. G. Smit, J. Stähelin, C. Varotsos und I. Zaitcev, In situ measurements of stratospheric ozone depletion rates in the Arctic winter 1991/1992: A Lagrangian approach, *J. Geophys. Res.*, *103*, 5843-5853, 1998.

Rex, M., P. von der Gathen, G. O. Braathen, N. R. P. Harris, E. Reimer, A. Beck, R. Alfier, R. Krüger-Carstensen, M. Chipperfield, H. De Backer, D. Balis, F. O'Connor, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, A. Gamma, M. Gil, E. Kyrö, Z. Litynska, I. S. Mikkelsen, M. Molyneux, G. Murphy, S. J. Reid, M. Rummukainen und C. Zerefos, Chemical ozone loss in the Arctic winter 1994/95 as determined by the Match technique, *J. Atm. Chem.*, *24*, 35-59, 1999.

Rosenlof, K. H., Estimates of the seasonal cycle of mass and ozone transport at high northern latitudes, *J. Geophys. Res.*, *104*, 26,511-26,523, 1999.

Schoeberl, M. R., L. R. Lait, P. A. Newman und J. E. Rosenfield, The structure of the polar vortex, *J. Geophys. Res.*, *97*, 7859-7882, 1992.

Schoeberl, M. und P. A. Newman, A multiple-level trajectory analysis of vortex filaments, *J. Geophys. Res.*, *100*, 25,801-25,815, 1995.

Smit, H. G. J., W. Sträter, M. Helten, D. Kley, D. Ciupa, H. J. Claude, U. Köhler, B. Hoegger, G. Levrat, B. Johnson, S. J. Oltmans, J. B. Kerr, D. W. Tarasick, J. Davies, M. Shitamichi, S. K. Srivastav, C. Vialle und G. Velghe, JOSIE: The 1996 WMO International Intercomparison of Ozonesondes under quasi flight conditions in the environmental simulation chamber at Jülich,

in: *Proceedings of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium, L'Aquila, Italien, 12.-21. September 1996*, 971-974, 1998.

Solomon, S., Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, *Rev. Geophys.*, *37*, 275-316, 1999.

Steinbrecht, W., Lidar Measurements of ozone, aerosol, and temperature in the stratosphere, Ph.D. Thesis, York University, North York, Ontario, 1994.

Steinbrecht, W., Evaluation of the effects of Mount Pinatubo aerosol on differential absorption lidar measurements of stratospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, *100*, 1215-1233, 1995.

Steinbrecht, W., P. Winkler und H. Claude, Ozon- und Temperaturmessungen mittels Lidar am Hohenpeißenberg, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 200*, 1997.

Steinbrecht, W., R. Neuber, P. von der Gathen, P. Wahl, T. J. McGee, M. R. Gross, U. Klein, J. Langer, Results of the 1998 Ny-Alesund Ozone Measurements Intercomparison NAOMI, *J. Geophys. Res.*, *104*, 30,515-30,523, 1999.

Sutton, R. T., H. Maclean, R. Swinbank, A. O'Neill und F. W. Taylor, High resolution middle atmosphere tracer fields estimated from satellite observations using Lagrangian trajectory calculations, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 2995-3005, 1994.

Teitelbaum, H., J. Ovarlez, H. Kelder und F. Lott, Some observations of gravity-induced structure in ozone and water vapour during EASOE, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 1483-1486, 1994.

Teitelbaum, H., M. Moustouai, J. Ovarlez und H. Kelder, The role of atmospheric waves in the laminated structure of ozone profiles at high latitude, *Tellus*, *48A*, 442-455, 1996.

Toon, G. C., J.-F. Blavier, B. Sen, R. J. Salawitch, G. B. Osterman, J. Notholt, M. Rex, C. T. McElroy und J. M. Russell III, Ground-based observations of Arctic O₃ loss during spring and summer 1997, *J. Geophys. Res.*, *104*, 26,497-26,510, 1999.

Torrence, C. und G. P. Compo, A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *79*, 61-78, 1998.

Tuck, A. F., Synoptic and chemical evolution of the Antarctic vortex in late winter and early spring 1987, *J. Geophys. Res.*, *94*, 11,687-11,737, 1989.

Tuck, A. F., T. Davies, S. J. Hovde, M. Noguera-Alba, D. W. Fahey, S. R. Kawa, K. K. Kelly, D. M. Murphy, M. H. Proffitt, J. J. Margitan, M. Loewenstein, J. R. Podolske, S. E. Strahan und K. R.

Chan, PSC-processed air and potential vorticity in the northern hemisphere lower stratosphere at mid-latitudes during winter, *J. Geophys. Res.*, 97, 7883-7904, 1992.

Uchino, O., M. Maeda, J. Kohno, T. Shibata, C. Nagasawa und M. Hirono, Observation of the stratospheric ozone layer by XeCl laser radar, *Appl. Phys. Lett.*, 33, 807-809, 1978.

Uchino, O. und I. Tabata, Mobile lidar for simultaneous measurements of ozone, aerosols and temperature in the stratosphere, *Appl. Opt.*, 30, 2005-2012, 1991.

von der Gathen, P., B. Hesse, G. Beyerle und R. Neuber, Multi-wavelength lidar configurations for polar stratospheric research, in: *Abstracts of Papers, 17th Intern. Laser Radar Conference, Sendai, Japan, 442-423*, 1994.

von der Gathen, P., M. Rex, N. R. P. Harris, D. Lucic, B. M. Knudsen, G. O. Braathen, H. De Backer, R. Fabian, H. Fast, M. Gil, E. Kyrö, I. S. Mikkelsen, M. Rummukainen, J. Stähelin und C. Varotsos, Observational evidence for chemical ozone depletion over the Arctic in winter 1991-1992, *Nature*, 375, 131-134, 1995.

Wagner, R. E. und K. P. Bowman, Wavebreaking and mixing in the northern hemisphere summer stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 105, 24,799-24,807, 2000.

Warren, R. E., Effect of pulse-pair correlation on differential absorption lidar, *Appl. Opt.*, 24, 3472-3475, 1985.

Waugh, D. W. und R. A. Plumb, Contour advection with surgery: A technique for investigating finescale structure in tracer transport, *J. Atmos. Sci.*, 51, 530-540, 1994.

Waugh, D. W., R. A. Plumb, R. J. Atkinson, M. R. Schoeberl, L. R. Lait, P. A. Newman, M. Loewenstein, D. W. Toohey, L. M. Avallone, C. R. Webster und R. D. May, Transport out of the lower stratospheric Arctic vortex by Rossby wave breaking, *J. Geophys. Res.*, 99, 1071-1088, 1994.

Waugh, D. W. und W. J. Randel, Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics, *J. Atmos. Sci.*, 56, 1594-1613, 1999.

World Meteorological Organization (WMO), Scientific assessment of ozone depletion: 1998, Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 44, 1999.

Young, A. T., Rayleigh scattering, *Appl. Opt.*, 20, 533-535, 1981.

Zhou, S., M. E. Gelman, A. J. Miller und J. P. McCormack, An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1123-1126, 2000.

Zurek, R. W., G. L. Manney, A. J. Miller, M. E. Gelman und R. M. Nagatani, Interannual variability of the north polar vortex in the lower stratosphere during the UARS mission, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 289-292, 1996.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde in der Sektion "Physikalische und chemische Prozesse in der Atmosphäre" der Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Potsdam durchgeführt.

Professor Klaus Dethloff hat als Gutachter entscheidende Anregungen für diese Arbeit gegeben und den Fortschritt der Arbeit mit viel Interesse begleitet. Für sein Engagement spreche ich ihm meinen Dank aus.

Professor Otto Schrems, AWI Bremerhaven, und Professor Klaus Künzi, Universität Bremen, haben dankenswerterweise die Koreferate übernommen.

Ausdrücklich danke ich Dr. Roland Neuber. Er hat die Arbeit mit viel Wohlwollen begleitet und mir viel freie Hand gelassen, was ich sehr zu schätzen weiß. Von seiner Lidar-Erfahrung habe ich in so manchen Diskussionen profitiert, wenn es darum ging, offene Fragen zu klären.

Ein großer Dank geht an Dr. Peter von der Gathen für seine vielfältige Unterstützung in allen wissenschaftlichen Belangen dieser Arbeit: vom Ozon und der Dynamik der polaren Stratosphäre über das Ozon-Lidar-Verfahren zur Programmierung in Fortran.

Aufschlußreiche Diskussionen über das polare Ozon und die stratosphärische Dynamik mit Dr. Markus Rex und Dr. Astrid Schulz sowie Dr. Ralph Lehmann lieferten einen wichtigen Beitrag zu dieser Arbeit, wofür ich ihnen sehr dankbar bin.

Dr. Dörthe Handorf habe ich lehrreiche Diskussionen über die Wavelet-Analyse und die Interpretation der Wavelet-Leistungsspektren zu verdanken.

Viel wertvolle Unterstützung in Fragen der Programmierung habe ich durch Holger Deckelmann erfahren. Ihm möchte ich an dieser Stelle dafür vielmals danken.

Während meiner Aufenthalte an der Koldewey-Station in Ny-Ålesund im Sommer 1997, Winter 1997/98 und Winter 1998/99 waren Tine Weinzierl und Nicole Spelten sowie Ingo Beninga stets mit viel praktischer Erfahrung und großer Improvisationskunst zu sehr hohem Einsatz bereit. Dabei ging ihnen nie die gute Laune aus, so daß die Kampagnen immer erfolgreich und spaßig zugleich waren. Für die unvergesslichen Tage danke ich ihnen herzlich.

Die PV-Gradienten wurden von Dr. Esko Kyrö und Dr. Hannele Aulamo vom Finnischen Meteorologischen Institut (FNI) in Helsinki berechnet und bereitgestellt.

Dr. Marion Müller hat die Konturadvektions-Simulationen erstellt und überlassen.

Für das sorgfältige Korrekturlesen bedanke ich mich sehr bei Dr. Roland Neuber, Dr. Peter von der Gathen, Dr. Marion Müller, Dr. Astrid Schulz, Dr. Markus Rex und Tine Weinzierl.

Durch die ausnehmend gute Atmosphäre in der Sektion "Physikalische und chemische Prozesse in der Atmosphäre" hat das Arbeiten immer sehr viel Spaß gemacht und wird mir die Zeit in Potsdam in sehr guter Erinnerung bleiben. Allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern wünsche ich weiterhin viel Erfolg bei ihrer wissenschaftlichen Arbeit.

In besonderer Weise danke ich Tine Weinzierl. Über meine Aufenthalte an der Koldewey-Station hinaus hat sie immer viel Anteil am Fortgang der Arbeit genommen. Diese persönliche Unterstützung war von großer Bedeutung.

Abschließend möchte ich all denjenigen der Stiftung Alfred-Wegener-Institut in Potsdam und Bremerhaven danken, die meine Beurlaubung für die Teilnahme am Stiftungskolleg für internationale Aufgaben der Robert Bosch Stiftung in der Zeit von September 1999 bis September 2000 unterstützt und genehmigt haben. Außerdem danke ich dem Direktorium für die großzügige finanzielle Unterstützung meiner Teilnahme an der *Integrated Marine Arctic Expedition (IMAE) 2000* auf die Wajgatsch-Insel in der südöstlichen Barentssee im August 2000 unter der Leitung von Dr. Pjotr Bojarski vom *Russian Institute for Cultural and Natural Heritage* in Moskau.

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- **Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS „Meteor““
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
- **Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes „Meteor““ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- **Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- **Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polarstern‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- **Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- **Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
- **Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- **Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundsleppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Köhnen
- **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- **Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- **Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12. - 16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- **Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- **Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- **Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- **Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- **Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- **Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Köhnen
- **Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- **Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“ by Sigrid Marschall and Eike Mizdalski
- **Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of
the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- **Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven
des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
 - **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
 - **Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
 - **Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985 mit Beiträgen der Fahrteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
 - **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammenge stellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
 - **Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
 - **Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
 - **Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
 - **Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrabschnitten ANT-IV/3-4“ von Dieter Karl Fütterer
 - **Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischen Makroplankton“ von U. Piatkowski
 - **Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
 - **Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
 - **Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoyer und Marianne Gube-Lehnhardt
 - **Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“ by M. Gube-Lehnhardt
 - **Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1-3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
 - **Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 - September 10, 1986“ by Werner Rabe
 - **Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
 - **Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“ by Werner Beckmann
 - **Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“ Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
 - **Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“ by Hans-Jürgen Hirche
 - **Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
 - **Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“ by Eberhard Fahrbach
 - **Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
 - **Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
 - **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
 - **Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
 - **Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
 - **Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
 - **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
 - **Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
 - **Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant. V/3)“ by Elke Mizdalski
 - **Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meinke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“
von D. K. Fütterer
 - Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“
von M. Spindler
 - Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“
von H. H. Hellmer
 - Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland,
Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
 - **Heft Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘
in 1988/89“, by I. Hempel
 - Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse
sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
 - Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
 - Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
 - Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung
des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
 - Heft Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“,
edited by Adolf Kellermann
 - Heft Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“,
edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
 - Heft Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom
Eisgelüge“, von Harald Hellmann
 - **Heft Nr. 70/1990** – „Die beschalten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des
Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
 - Heft Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches
Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
 - Heft Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea
in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
 - Heft Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen
und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
 - Heft Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
 - Heft Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im
nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
 - Heft Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island
(Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
 - Heft Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel
unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
 - Heft Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer
Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
 - Heft Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz
antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat
(DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
 - Heft Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
 - Heft Nr. 81/1991** – „Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
 - Heft Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meeresseigenschaften: Automatische Bildanalyse von
Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
 - Heft Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen
mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
 - Heft Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study
der Forschungsschiffe ‚Polarstern‘ und ‚Akademik Fodorov‘“, von Ernst Augstein,
Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
 - Heft Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz
des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
 - **Heft Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht vom
Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
 - Heft Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/1-4 of RV ‚Polarstern‘
in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
 - Heft Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*,
C. glacialis, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Dietl

- Heft Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeress vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS ‚Polarstern‘, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte von Heimfrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- **Heft Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
 - **Heft Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1990/91“ herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
 - Heft Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
 - Heft Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Stress und Austrocknung“, von Andreas Jacob
 - **Heft Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
 - Heft Nr. 104/1992** – „Mehrkanaelige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
 - Heft Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
 - Heft Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
 - **Heft Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, von Dieter K. Fütterer
 - Heft Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
 - **Heft Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
 - **Heft Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
 - Heft Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
 - Heft Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Julia Wollenburg.
 - Heft Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
 - **Heft Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865 - 1875“, von Reinhard A. Krause.
 - Heft Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV ‚Polarstern‘ (EPOS II)“, by Eike Racher.
 - Heft Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
 - Heft Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
 - Heft Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
 - **Heft Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann.
 - **Heft Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarsø and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV ‚Dainie Zelentsy‘“, by D. Nürnberg and E. Groth.

- **Heft Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- **Heft Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien.
- Heft Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartier anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- **Heft Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meerereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV ‚Polarstern‘: CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bocher, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- **Heft Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- **Heft Nr. 137/1994** – „Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scolia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV ‚Polarstern‘ Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG ‚Polar Bear‘ cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidmarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- **Heft Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV ‚Polarstern‘ Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982 - 1992“, by Torsten Schmidt and Gerd König-Langlo.
- Heft Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell-Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- **Heft Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- **Heft Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidmarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.

- Heft Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer.
- Heft Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 158/1995** – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
- Heft Nr. 159/1995** – „The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch.
- Heft Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
- Heft Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros sp.* und *Navicula sp.* unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
- Heft Nr. 162/1995** – „Meerestransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
- Heft Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
- Heft Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
- Heft Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
- Heft Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler.
- Heft Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
- Heft Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
- Heft Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Gmitry Bolshiyayov.
- Heft Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert.
- Heft Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
- Heft Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn.
- Heft Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 182/1995** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann.
- Heft Nr. 184/1996** – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by Maria Dolores Andrés Hernández.
- Heft Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditen und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller.
- Heft Nr. 186/1996** – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{234}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank.
- Heft Nr. 187/1996** – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Heinz Müller und Hannes Grobe.
- Heft Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Müller und Hannes Grobe.

- Heft Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms.
- Heft Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam.
- Heft Nr. 193/1996** – „Heterogene Reaktionen von N₂O₅ und Hbr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel.
- Heft Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm.
- Heft Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich.
- Heft Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese.
- Heft Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gerion Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken.
- Heft Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid.
- Heft Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder.
- Heft Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Scheiffeis“, von Dörthe Handorf.
- Heft Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg.
- Heft Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaedidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft Nr. 208/1996** – „Atmosphärenreinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert.
- Heft Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann.
- Heft Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff.
- Heft Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer.
- Heft Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer.
- Heft Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens.
- Heft Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne.
- Heft Nr. 221/1997** – „Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lukas und Victor Smetacek.
- Heft Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

- Heft Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas.
- Heft Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel.
- Heft Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Pollermann.
- Heft Nr. 226/1997** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Eike Racher.
- Heft Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta) der Arktis“, von Katharina Kück.
- Heft Nr. 228/1997** – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse.
- Heft Nr. 229/1997** – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen.
- Heft Nr. 230/1997** – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski.
- Heft Nr. 231/1997** – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann.
- Heft Nr. 232/1997** – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann.
- Heft Nr. 233/1997** – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecointei*“, von Doris Meyerdierks.
- Heft Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS ‚Polarstern‘ (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrteilnehmern.
- Heft Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich.
- Heft Nr. 236/1997** – „Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier.
- Heft Nr. 237/1997** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR/SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov.
- Heft Nr. 238/1997** – „Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae“, by Iván M. Gómez.
- Heft Nr. 239/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft Nr. 240/1997** – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.
- Heft Nr. 241/1997** – „Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris“, by Seung-Il Nam.
- Heft Nr. 242/1997** – „Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia“, by Julia Boike.
- Heft Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.
- Heft Nr. 244/1997** – „The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica, Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Graw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft Nr. 247/1997** – „Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchoff.
- Heft Nr. 248/1997** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 249/1997** – „The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV 'Polarstern' to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Andreas Starms.
- Heft Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Slepian Kühne.
- Heft Nr. 253/1997** – „Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean“, by Christine Klaas.
- Heft Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bungee-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe.

- Heft Nr. 255/1997** – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 256/1998** – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft Nr. 257/1998** – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.
- Heft Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Niitsche.
- Heft Nr. 259/1998** – "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.
- Heft Nr. 260/1998** – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer
- Heft Nr. 261/1998** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.
- Heft Nr. 262/1998** – "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.
- Heft Nr. 263/1998** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen“, von Thorsten Schäfer.
- Heft Nr. 264/1998** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft Nr. 265/1998** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft Nr. 266/1998** – "Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademic Boris Petrov' in 1997", edited by Jens Matthiessen and Oleg Slepanets.
- Heft Nr. 267/1998** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokát und Hans Oerter.
- Heft Nr. 268/1998** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft Nr. 269/1998** – "Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)", by Günther Heinemann.
- Heft Nr. 270/1998** – "Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies", by Vera Schindwein.
- Heft Nr. 271/1998** – "Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice", by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft Nr. 272/1998** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft Nr. 273/1998** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus („SETA-RAP“)", von Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft Nr. 274/1998** – "The Expedition ANTARKTIS XIV/2", by Gerhard Kaltner.
- Heft Nr. 275/1998** – „Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation von NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft Nr. 276/1998** – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft Nr. 277/1998** – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft Nr. 278/1998** – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft Nr. 279/1998** – "Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)", edited by Ruediger Stein.
- Heft Nr. 280/1998** – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“ von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft Nr. 281/1998** – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirring.
- Heft Nr. 282/1998** – "Scavenging of ²³¹Pa and ²³⁰Th in the South Atlantic: Implications for the use of the ²³¹Pa/²³⁰Th ratio as a paleoproductivity proxy", by Hans-Jürgen Waller.
- Heft Nr. 283/1998** – „Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft Nr. 284/1998** – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft Nr. 285/1998** – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft Nr. 286/1998** – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft Nr. 287/1998** – "Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea", edited by Eike Rachor.

- Heft Nr. 288/1998** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft Nr. 289/1998** – „Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft Nr. 290/1998** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft Nr. 291/1998** – „Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft Nr. 292/1998** – „Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean, Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Ulschakowski.
- Heft Nr. 293/1998** – „Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft Nr. 294/1998** – „Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalthang“, von Klaus Schnack.
- Heft Nr. 295/1998** – „Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft Nr. 296/1998** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft Nr. 297/1998** – „Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft Nr. 298/1998** – „Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses“, by Martin Sommerkorn.
- Heft Nr. 299/1998** – „The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinian-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991 - 1997)“, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft Nr. 300/1998** – „The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First Results of a Joint Russian-German Pilot Study“, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft Nr. 301/1999** – „The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 302/1999** – „Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft Nr. 303/1999** – „Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft Nr. 304/1999** – „Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft Nr. 305/1999** – „Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)“, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Bocherl, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Angelo Viola.
- Heft Nr. 306/1999** – „German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability“, edited by Robert R. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.
- Heft Nr. 307/1999** – „Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalthang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft Nr. 308/1999** – „ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998“, edited by Wilfried Jokat.
- Heft Nr. 309/1999** – „Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft Nr. 310/1999** – „Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans“, von Marion Behrends.
- Heft Nr. 311/1999** – „Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.
- Heft Nr. 312/1999** – „Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken“, von Dietmar Freese.
- Heft Nr. 313/1999** – „Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica“, by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft Nr. 314/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 315/1999** – „Expeditions in Siberia in 1998“, edited by Volker Rachold.
- Heft Nr. 316/1999** – „Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen“, von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1999** – „Adaption an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen“, von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1999** – „Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerischen Ozeanmodellierung“, von Natałja Rakowsky.

- Heft-Nr. 319/1999** – „The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux“, by Holger Auel.
- Heft-Nr. 320/1999** – „Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten“, von Veronika Eyring.
- Heft-Nr. 321/1999** – „Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols“, von Dagmar Nagel.
- Heft-Nr. 322/1999** – „Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998“, von Jens Langer.
- Heft-Nr. 323/1999** – „Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres / Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten“, von Uwe F. Meyer.
- Heft-Nr. 324/1999** – „Geochemische Verwitterungstrends eines basaltischen Ausgangsgesteins nach dem spätpleistozänen Gletscherrückzug auf der Taimyrhalbinsel (Zentralsibirien) - Rekonstruktion an einer sedimentären Abfolge des Lama Sees“, von Stefanie K. Harwart.
- Heft-Nr. 325/1999** – „Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises - Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport“, von Johannes Freitag.
- Heft-Nr. 326/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XIV/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 327/1999** – „Gemeinschaftsanalytische Untersuchungen der Harpacticoidenfauna der Magellanregion, sowie erste similaritätsanalytische Vergleiche mit Assoziationen aus der Antarktis“, von Kai Horst George.
- Heft-Nr. 328/1999** – „Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen“, von Claudia Müller.
- Heft-Nr. 329/1999** – „Räumliche und zeitliche Variationen atmosphärischer Spurengase aus bodengebundenen Messungen mit Hilfe eines Michelson Interferometers“, von Justus Notholt.
- Heft-Nr. 330/1999** – „The 1998 Danish-German Excursion to Disko Island, West Greenland“, edited by Angelika Erandt, Helge A. Thomsen, Henning Heide-Jørgensen, Reinhardt M. Kristensen and Hilke Ruhberg.
- Heft-Nr. 331/1999** – „Poseidon“ Cruise No. 243 (Reykjavik - Greenland - Reykjavik, 24 August - 11 September 1998): Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, sw Greenland“, by Gerd Hoffmann, Antoon Kuijpers, and Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 332/1999** – „Modeling of marine biogeochemical cycles with an emphasis on vertical particle fluxes“, by Regina Usbeck.
- Heft-Nr. 333/1999** – „Die Tanaidaceenfauna des Beagle-Kanals und ihre Beziehungen zur Fauna des antarktischen Festlandssockels“, von Anja Schmidt.
- Heft-Nr. 334/1999** – „D-Aminosäuren als Tracer für biogeochemische Prozesse im Fluß-Schelf-Ozean-System der Arktis“, von Hans Peter Fitznar.
- Heft-Nr. 335/1999** – „Ökophysiologische Ursachen der limitierten Verbreitung reptanter decapoder Krebse in der Antarktis“, von Markus Frederich.
- Heft-Nr. 336/1999** – „Ergebnisse der Untersuchung des grönländischen Inlandeises mit dem elektromagnetischen Reflexionsverfahren in der Umgebung von NGRIP“, von Fidan Göktas.
- Heft-Nr. 337/1999** – „Paleozoic and mesozoic tectono-thermal history of central Dronning Maud Land, East Antarctica, – evidence from fission-track thermochronology“, by Stefanie Meier.
- Heft-Nr. 338/1999** – „Probleme hoher Stoffwechselraten bei Cephalopoden aus verschiedenen geographischen Breiten“, von Susanne Zielinski.
- Heft-Nr. 339/1999** – „The Expedition ARKTIS XV/1“, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 340/1999** – „Microbial Properties and Habitats of Permafrost Soils on Taimyr Peninsula, Central Siberia“, by Nicolé Schmidt.
- Heft-Nr. 341/1999** – „Photoacclimation of phytoplankton in different biogeochemical provinces of the Southern Ocean and its significance for estimating primary production“, by Astrid Bracher.
- Heft-Nr. 342/1999** – „Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea“, edited by Ruediger Stein, Kirsten Fahl, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 343/1999** – „ESF-IMPACT Workshop/Oceanic impacts: mechanisms and environmental perturbations, 15 - 17 April 1999 in Bremerhaven“, edited by Rainer Gersonde and Alexander Deutsch.
- Heft-Nr. 344/1999** – „Die Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten seit dem mittleren Miozän: Hinweise aus sedimentologischen-tonmineralogischen Analysen (OPD Leg 151, zentrale Framstraße)“, von Amelie Winkler.
- Heft-Nr. 345/1999** – „Kurzfristige Klimaschwankungen im Scotiameer und Ergebnisse zur Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 200 000 Jahre“, von Annette Hofmann.
- Heft-Nr. 346/2000** – „Glazialmarine Sedimentationsentwicklung am westantarktischen Kontinentalrand im Amundsen- und Bellingshausenmeer - Hinweise auf Paläumweltveränderungen während der quartären Klimazyklen“, von Claus-Dieter Hillenbrand.
- Heft-Nr. 347/2000** – „Zur Ökologie des Phytoplanktons im arktischen Laptevmeer - ein jahreszeitlicher Vergleich“, von Kirsten Tuschling.
- Heft-Nr. 348/2000** – „Untersuchungen zum Fettstoffwechsel des Südlichen See-Elefanten (*Mirounga leonina* L.) in der Antarktis“, von Sven Ramdohr.
- Heft-Nr. 349/2000** – „Licht- und Temperatureinfluß auf den enzymatischen Oxidationsschutz der antarktischen Eisdiatomee *Entomoneis kufferathii* Manguin“, von Raimund Schriek.

Heft-Nr. 350/2000 – „Die Expedition ARKTIS XV/3 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1999" herausgegeben von Ursula Schauer.

Heft-Nr. 351/2000 – „Dissolution kinetics of biogenic silica in marine environments“, by Dirk Rickert.

Heft-Nr. 352/2000 – „Geometrie und Kinematik des tertiären Deckenbaus im West Spitzbergen Fallen- und Überschiebungsgürtel, Brøggerhalvøya, Svalbard“, von Kerstin Saalman.

Heft-Nr. 353/2000 – „Zur Ökologie der Benthos-Foraminiferen der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Michaela Mayer.

Heft-Nr. 354/2000 – „Expeditions in Siberia in 1999“, edited by Volker Rachold.

Heft-Nr. 355/2000 – „Temperaturrekonstruktion im Tropischen Atlantik für das Letzte Glaziale Maximum: CLIMAP neu betrachtet.“, von Carsten Porthun.

Heft-Nr. 356/2000 – „Niederfrequente Variabilität großräumiger atmosphärischer Zirkulationsstrukturen in spektralen Modellen niedriger Ordnung“, von Antje Weisheimer.

Heft-Nr. 357/2000 – „Late Quaternary paleoclimatic reconstructions along the Eurasian continental margin“, by Hans Peter Kleiber.

Heft-Nr. 358/2000 – „Holocene environmental history of East Greenland - evidence from lake sediments“, by Bernd Wagner.

Heft-Nr. 359/2000 – „Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Ecology of the White Sea with Emphasis on its Deep Basin“, edited by Eike Rachor.

Heft-Nr. 360/2000 – „Scientific Cruise Report of the Joint Russian-German Kara-Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' in 1999“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.

Heft-Nr. 361/2000 – „Planktic foraminifer ecology and stable isotope geochemistry in the Arctic Ocean: implications from water column and sediment surface studies for quantitative reconstructions of oceanic parameters“ by Renate Volkmann.

Heft-Nr. 362/2000 – „Eisbohrkernuntersuchungen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität von Temperatur und Niederschlagsrate im Spätholozän in Nordgrönland“, von Matthias Schwager.

Heft-Nr. 363/2000 – „Benthische Peracarida (Crustacea, Malacostraca) des arktischen Mellemfjordes, West-Grönland“, von Anne-Nina Lörz.

Heft-Nr. 364/2000 – Die Expeditionen ANTARKTIS XVI / 3-4 des Forschungsschiffes „POLARSTERN“ 1999, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek und Manfred Reinke.

Heft-Nr. 365/2000 – „Organic carbon in Late Quaternary sediments: Responses to paleoenvironmental changes in the Laptev and Kara seas (Arctic Ocean)“ by Bettina Boucsein.

Heft-Nr. 366/2000 – „Flugzeuggestützte Topographie- und Schweremessung: Meßsystem und Anwendung auf die Region Framstraße, Spitsbergen und Nordostgrönland“, von Tobias Boebel.

Heft-Nr. 367/2000 – „Messung dielektrischer Eigenschaften polarer Eiskerne“, von Frank Wilhelms.

Heft-Nr. 368/2000 – „The Expedition ARKTIS-XV/2 of RV 'Polarstern' in 1999“, edited by Wilfried Jokat.

Heft-Nr. 369/2000 – „Interpretation seismischer und gravimetrischer Daten des Weddellmeeres, Antarktis“, von Johannes Rogenhagen.

Heft-Nr. 370/2000 – „Struktureigenschaften und Nahrungsbedarf der Zoobenthosgemeinschaften im Bereich des Lomonossowrückens im Arktischen Ozean“, von Hendrik Deubel.

Heft-Nr. 371/2000 – „Die Rolle der Schneebedeckung für die Kryptogamen-Vegetation in der maritimen Antarktis (Potter-Halbinsel, King George Island)“, von Jana Barbro Winkler.

Heft-Nr. 372/2000 – „Biodiversity of the Weddell Sea: macrozoobenthic species (demersal fish included) sampled during the expedition ANT XIII/3 (EASIZ I) with RV 'Polarstern'“, edited by Julian Gutt, Boris I. Sirenko, Wolf E. Arntz, Igor S. Smirnov, and Claude De Broyer.

Heft-Nr. 373/2000 – „Benthische Foraminiferen im Boreas-Becken, Grönlandsee: Verbreitung und paläo-ozeanographische Rekonstruktionen für die letzten 450.000 Jahre“, von Sabine Magnus.

Heft-Nr. 374/2000 – „Scherwellendoppelbrechungsanalyse von Registrierungen der Stationen des seismologischen Netzwerkes an der Neumayer Station, Antarktis: Seismische Anisotropie und die tektonische Entwicklung des Kontinentalrandes Queen Maud Lands“, von Christian Müller.

Heft-Nr. 375/2000 – „Effects of enhanced UV-radiation on photosynthesis of Arctic/cold-temperate macroalgae“, by Kai Bischof.

Heft-Nr. 376/2000 – „Saisonalität und kurzperiodische Variabilität des Seesalz-Aerosols und des bodennahen Ozons in der Antarktis (Neumayer-Station) unter Berücksichtigung der Meereisbedeckung“, von Jörg Hofmann.

**Ab dem Heft-Nr. 377 erscheint die Reihe unter dem Namen:
„Berichte zur Polar- und Meeresforschung“**

Heft-Nr. 377/2000 – „Rekrutierungsmuster ausgewählter Wattfauna nach unterschiedlich strengen Wintern“ von Matthias Strasser

Heft-Nr. 378/2001 – „Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean“, von Boris Cisewski

Heft-Nr. 379/2001 – „Analyse hydrographischer Schnitte mit Satellitenaltimetrie“, von Martin Losch

- Heft-Nr. 380/2001** – „Die Expeditionen ANTARKTIS XI/1-2 des Forschungsschiffes POLARSTERN 1998/1999“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Saad El Naggar.
- Heft-Nr. 381/2001** – „UV-Schutz- und Reparaturmechanismen bei antarktischen Diatomeen und *Phaeocystis antarctica*“, von Lieselotte Riegger.
- Heft-Nr. 382/2001** – „Age determination in polar Crustacea using the autofluorescent pigment lipofuscin“, by Bodil Bluhm.
- Heft-Nr. 383/2001** – „Zeitliche und räumliche Verteilung, Habitatspräferenzen und Populationsdynamik benthischer Copepoda Harpacticoida in der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Gritta Veit-Köhler.
- Heft-Nr. 384/2001** – „Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung“, von Daniel Steinhage.
- Heft-Nr. 385/2001** – „Actinium-227 als Tracer für Advektion und Mischung in der Tiefsee“, von Walter Geibert.
- Heft-Nr. 386/2001** – „Messung von optischen Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis“ von Rolf Schumacher.
- Heft-Nr. 387/2001** – „Bestimmung des Ozonabbaus in der arktischen und subarktischen Stratosphäre“, von Astrid Schulz.
- Heft-Nr. 388/2001** – „Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2000“, edited by Volker Rachold and Mikhail N. Grigoriev.
- Heft-Nr. 389/2001** – „The Expeditions ARKTIS XVI/1 and ARKTIS XVI/2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“, edited by Gunther Krause and Ursula Schauer.
- Heft-Nr. 390/2001** – „Late Quaternary climate variations recorded in North Atlantic deep-sea ostracodes“, by Claudia Didié.
- Heft-Nr. 391/2001** – „The polar and subpolar North Atlantic during the last five glacial-interglacial cycles“, by Jan. P. Helmke.
- Heft-Nr. 392/2000** – „Geochemische Untersuchungen an hydrothermal beeinflussten Sedimenten der Bransfield Straße (Antarktis)“, von Anke Dähmann.
- Heft-Nr. 393/2001** – „The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO): Scientific Cruise Report of the Kara-Sea Expedition 'SIRRO 2000' of RV 'Boris Petrov' and first results“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 394/2001** – „Untersuchung der Photooxidantien Wasserstoffperoxid, Methylhydroperoxid und Formaldehyd in der Troposphäre der Antarktis“, von Katja Riedel.
- Heft-Nr. 395/2001** – „Role of benthic cnidarians in the energy transfer processes in the Southern Ocean marine ecosystem (Antarctica)“, by Covadonga Orejas Saco del Valle.
- Heft-Nr. 396/2001** – „Biogeochemistry of Dissolved Carbohydrates in the Arctic“, by Ralph Engbrodt.
- Heft-Nr. 397/2001** – „Seasonality of marine algae and grazers of an Antarctic rocky intertidal, with emphasis on the role of the limpet *Nacilla concinna* Strebel (Gastropoda: Patellidae)“, by Dohong Kim.
- Heft-Nr. 398/2001** – „Polare Stratosphärenwolken und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand“, von Marion Müller.
- Heft-Nr. 399/2001** – „North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their Interaction and Influence on Modes of the Global Ocean Circulation“, by Holger Brix.
- Heft-Nr. 400/2001** – „The Expeditions ANTARKTIS XVIII/1-2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“ edited by Victor Smetacek, Ulrich Bathmann, Saad El Naggar.
- Heft-Nr. 401/2001** – „Variabilität von CH₂O (Formaldehyd) - untersucht mit Hilfe der solaren Absorptionsspektroskopie und Modellen“ von Torsten Albrecht.
- Heft-Nr. 402/2001** – „The Expedition ANTARKTIS XVII/3 (EASIZ III) of RV 'Polarstern' in 2000“, edited by Wolf E. Arntz and Thomas Brey.
- Heft-Nr. 403/2001** – „Mikrohabitatansprüche benthischer Foraminiferen in Sedimenten des Südatlantiks“, von Stefanie Schumacher.
- Heft-Nr. 404/2002** – „Die Expedition ANTARKTIS XVII/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 2000“, herausgegeben von Jörn Thiede und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 405/2002** – „Feeding Ecology of the Arctic Ice-Amphipod *Gammarus wilkitzkii*. Physiological, Morphological and Ecological Studies“, by Carolin E. Arndt.
- Heft-Nr. 406/2002** – „Radiolarienfauna im Ochotskischen Meer - eine aktuopaläontologische Charakterisierung der Biozönose und Taphozönose“, von Anja Nimmergut.
- Heft-Nr. 407/2002** – „The Expedition ANTARKTIS XVIII/5b of the Research Vessel 'Polarstern' in 2001, edited by Ulrich Bathmann.
- Heft-Nr. 408/2002** – „Siedlungsmuster und Wechselbeziehungen von Seepocken (Cirripedia) auf Muschelbänken (*Mytilus edulis* L.) im Wattenmeer“, von Christian Buschbaum.
- Heft-Nr. 409/2002** – „Zur Ökologie von Schmelzwassertümpeln auf arktischem Meereis - Charakteristika, saisonale Dynamik und Vergleich mit anderen aquatischen Lebensräumen polarer Regionen“, von Marina Carstens.
- Heft-Nr. 410/2002** – „Impuls- und Wärmeaustausch zwischen der Atmosphäre und dem eisbedeckten Ozean“, von Thomas Garbrecht.
- Heft-Nr. 411/2002** – „Messung und Charakterisierung laminarer Ozonstrukturen in der polaren Stratosphäre“, von Petra Wahl.

* vergriffen/out of print.
 ** nur noch beim Autor/only from the author.