

**Polare Stratosphärenwolken
und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand**

**Polar Stratospheric Clouds
and Mesoscale Dynamics at the Polar Vortex Edge**

Marion Müller

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 398 (2001)
ISSN 0176 - 5027**

Marion Müller

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam, Telegrafenberg A 43
D-14473 Potsdam, Deutschland

Die vorliegende Arbeit wurde am 23. April 2001 vom Fachbereich Physik der Freien Universität Berlin als Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades „doctor rerum naturalium“ anerkannt. Die Doktorarbeit ist im Internet veröffentlicht unter <http://www.diss.fu-berlin.de/2001/94>.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	v
Summary	vii
Einleitung	1
1 Stratosphärisches Ozon	5
1.1 Aufbau der Atmosphäre	5
1.2 Ozonchemie	6
1.3 Globale Ozonverteilung	8
1.4 Natürlich bedingte Ozonschwankungen	10
1.5 FCKW-Chemie	11
1.6 Ozonloch-Chemie	13
1.7 Entwicklung des antarktischen Ozonlochs	16
2 Makroskalige Dynamik der polaren Stratosphäre	19
2.1 Entstehung des Polarwirbels	19
2.2 Beschreibung des Polarwirbels	21
2.2.1 Potentielle Temperatur	21
2.2.2 Potentielle Vorticity	22
2.2.3 Die Wirbelrandzone	24
2.3 Unterschiede nord- und südhemisphärischer Polarwirbel	26
2.4 Planetarische Wellen	28
2.5 Stratosphärenerwärmungen	29
3 Stratosphärische Aerosole	31
3.1 Entstehung von Aerosolen	31
3.1.1 Aerosolentstehung durch Nukleation	32
3.1.2 Aerosolwachstum durch Kondensation	32
3.1.3 Sedimentation von stratosphärischem Aerosol	33
3.2 Stratosphärisches Hintergrund-Aerosol (Junge-Schicht)	33
3.3 Vulkanaerosol	34
3.4 Polare Stratosphärenwolken	34
3.4.1 Entstehung verschiedener PSC-Partikel	36
3.5 Auswirkungen verschiedener PSC-Partikel	40
3.5.1 Denitrifizierung	40
3.5.2 Dehydrierung	45

4 PSC-Messungen mit dem Lidar	47
4.1 Das Lidar-Meßprinzip	47
4.1.1 Die Lidar-Gleichung	49
4.1.2 Inversion der Lidar-Gleichung	49
4.2 Atmosphärische Streuprozesse	51
4.2.1 Molekülstreuung	51
4.2.2 Partikelstreuung und Mie-Theorie	52
4.3 Depolarisation	53
4.3.1 Depolarisation an sphärischen Partikeln	53
4.3.2 Depolarisation an Luftmolekülen	53
4.3.3 Depolarisation an asphärischen Partikeln	54
4.4 Teilchenensemble und Größenverteilungen	56
4.5 PSC-Klassifizierung mit dem Lidar	57
4.6 Lidar-Messungen	58
4.6.1 Beschreibung der Lidar-Systeme	59
4.6.2 Fehlerabschätzung	61
4.6.3 PSC-Beobachtungen während der Meßwinter	61
5 Stratosphärische Meteorologie im Beobachtungszeitraum	63
5.1 Winter 1996/1997	63
5.2 Winter 1997/1998	66
5.3 Winter 1998/1999	68
5.4 Winter 1999/2000	70
5.4.1 Arktische Ozonabnahme im Frühling 2000	72
6 PSC-Meßergebnisse: Makroskalige Interpretation	73
6.1 Ny-Ålesund PSC-Beobachtungen im Winter 1999/2000	73
6.2 Flüssige PSC-Partikel: PSC Typ I b	78
6.3 Feste PSC-Partikel: PSC Typ I a (<i>enhanced</i>)	79
6.3.1 Große NAT-Partikel, „NAT-Rocks“	81
6.4 Mischungen fester und flüssiger Partikel	83
6.4.1 PSC I a/b Mischungen	83
6.4.2 PSCs mit „Sandwich-Struktur“	84
7 Mesoskalige Prozesse in der Stratosphäre	87
7.1 Unterschiede der PSC-Beobachtungen in Sodankylä und Ny-Ålesund ..	87
7.2 Zusammenhang von PSCs und stratosphärischen Leewellen	89
7.3 Zusammenhang von PSCs und Spurengas-Schwankungen	90

8 Stratosphärische Leewellen	93
8.1 Theoretische Grundlagen der stratosphärischen Leewellen	93
8.2 Mesoskalige Modelle stratosphärischer Leewellen	96
8.3 Leewellen-induzierte PSC-Ereignisse	98
8.4 PSC Typ II in Sodankylä und stratosphärische Leewellen	100
8.4.1 Unsicherheit der Temperaturmessungen	100
8.4.2 PSC Typ II am 21./22. und 23.Jan.1997	100
8.4.3 PSC Typ II am 16.Dez.1997	105
8.4.4 PSC Typ II am 2.Dez.1998	109
9 Mesoskalige Strukturen am Polarwirbelrand	111
9.1 Filamentstrukturen am Wirbelrand	111
9.1.1 Laminae	113
9.1.2 Filamente	114
9.2 Filamente und polare Stratosphärenwolken	116
9.3 Konturadvektions-Simulation	117
9.4 PSC-Beobachtungen und Filamentstrukturen	121
10 PSCs und stratosphärischer Wasserdampf	125
10.1 Globale Verteilung von stratosphärischem Wasserdampf	125
10.2 Verteilung von stratosphärischem Wasserdampf im Wirbel	129
10.3 Keine Wassereis-PSCs im Wirbelzentrum	132
10.4 PSCs am Wirbelrand	135
10.4.1 Ergebnisse des Vergleichs von Wirbelzentrum und Wirbelrand	142
10.5 Entwicklung von Wasserdampf und Temperaturen in der Stratosphäre	147
11 Zusammenfassung	151
Abkürzungsverzeichnis	154
Literaturverzeichnis	155
Danksagung	166

Zusammenfassung

In den Polarregionen bildet sich im Winter in der Stratosphäre ein Polarwirbel, der durch sehr niedrige Temperaturen gekennzeichnet ist. Bei Unterschreiten der entsprechenden Existenztemperaturen können sich polare Stratosphärenwolken bilden (*polar stratospheric clouds*, PSCs), an deren Partikeloberflächen passive Reservoirgase zu ozonzerstörenden Substanzen aktiviert werden. Bei Rückkehr der solaren Einstrahlung im Frühling lässt sich daher stratosphärischer Ozonabbau beobachten, der jedoch in Arktis und Antarktis unterschiedlich stark ausgeprägt ist. Der Unterschied zwischen beiden Hemisphären ist auf die größere dynamische Aktivität in der Nordhemisphäre zurückzuführen. Dabei sind nicht nur makroskalige Ereignisse mit einer Größenordnung von 10^3 bis 10^4 km von Bedeutung, sondern insbesondere auch mesoskalige Prozesse am Rand des Polarwirbels mit Größenordnungen von 10^1 bis 10^2 km.

Im Rahmen dieser Dissertation wird der Einfluß verschiedener mesoskaliger dynamischer Prozesse in der Atmosphäre auf die Bildung polarer Stratosphärenwolken in der Arktis untersucht. Der Arbeit liegen Messungen von PSCs zugrunde, die mit der Fernerkundungs-Methode Lidar (*Light Detection and Ranging*) in Sodankylä (Finnland, 67.25°N, 26.65°E) und Ny-Ålesund (Spitzbergen, 78.55°N, 11.55°E) während der Winter 1997/1998 bis 1999/2000 durchgeführt wurden.

Die meteorologischen Bedingungen der arktischen Stratosphäre während der Messwinter werden umrissen. Insbesondere der Winter 1999/2000 war durch einen stabilen, kalten Polarwirbel gekennzeichnet. Aus diesem Zeitraum werden die Messungen von PSCs aus festen und/oder flüssigen Partikeln vorgestellt, d.h. die PSC Typen I a und I b, sowie Typ I a/b-Mischungen und PSCs mit 'Sandwich-Struktur'. Zusätzlich werden die außergewöhnlichen PSC-Ereignisse vom 24./25. Januar und 26./27. Januar 2000 behandelt, die mit sehr großen PSC-Partikeln ('NAT-Rocks') in Verbindung gebracht werden.

Erstmals werden PSC-Beobachtungen am Rand des Polarwirbels (Sodankylä) mit Beobachtungen im Zentrum des Polarwirbels (Ny-Ålesund) verglichen. Dabei zeigt sich, dass die Existenz von PSCs am Polarwirbelrand offenbar begünstigt ist. Es werden 3 Ansätze verfolgt, um widersprüchliche PSC- und Temperaturmessungen durch dynamische Prozesse zu erklären.

Zum einen wird gezeigt, dass Temperaturfluktuationen in stratosphärische Leewellen, die am skandinavischen Gebirge angeregt werden, über Sodankylä zur Entstehung von Wassereis-PSCs führen können, obwohl die synoptischen Temperaturen über dem Eisgefrierpunkt liegen. Bei diesem Ansatz geht man davon aus, dass die stratosphärischen Temperaturen lokal unter die PSC-Existenztemperaturen verschoben werden.

Zum anderen wird in der vorliegenden Arbeit der neue Ansatz verfolgt, dass Schwankungen von Spurengasen (insbesondere H_2O) zu einer lokalen Verschiebung der PSC-Existenztemperaturen führen. In diesem Zusammenhang wird die Bildung von Filamentstrukturen am Polarwirbelrand mit Hilfe der Konturadvektions-Simulationsmethode berechnet. Die gemeinsame Analyse von Filamentstrukturen und PSC-Messungen zeigt, dass sich auf Basis der Messdaten keine erhöhte oder verminderte PSC-Wahrscheinlichkeit aufgrund von Extrusionen oder Intrusionen nachweisen lässt.

Hingegen kann die Verteilung stratosphärischen Wasserdampfes innerhalb des Wirbels eine Erklärung für die unterschiedlichen PSC-Beobachtungen geben. Maximale H_2O -Mischungsverhältnisse treten aufgrund der stärkeren Absinkbewegung im Randbereich des Wirbels auf, so dass hier die PSC-Existenztemperaturen zu höheren Temperaturen verschoben sind, während sie im Wirbelzentrum aufgrund des geringeren H_2O -Gehalts zu niedrigeren Temperaturen verschoben sind.

Durch die Kombination der experimentellen Ergebnisse des Lidarverfahrens mit meteorologischen Ansätzen der Atmosphärendynamik wird ein sehr komplexes Bild der PSC-Existenz im nordhemisphärischen Polarwirbel aufgezeigt.

Summary

In winter, a stratospheric vortex with very low temperatures develops in the polar regions. If the temperature drops below an appropriate threshold temperature, polar stratospheric clouds (PSCs) form and hence provide the surface for heterogeneous reactions that lead to the activation of initially bound reservoir species. With the return of sunlight in spring stratospheric ozone destruction occurs with different strength in the Arctic and Antarctic. The difference is based on the distinctive dynamics in the northern hemisphere where not only macroscale dynamics in the order of 10^3 to 10^4 km, but also mesoscale dynamics at the vortex edge in the order of 10^1 to 10^2 km are important.

Here, the influence of mesoscale atmospheric dynamics on the formation of polar stratospheric clouds is investigated based on lidar (*light detection and ranging*) measurements performed in Sodankylä (Finland, 67.25° N, 26.65°E) and Ny-Ålesund (Spitsbergen, 78.55°N, 11.55°E).

The meteorological situation of the arctic stratosphere during the winters 1996/1997 to 1999/2000 is described. As the winter 1999/2000 was characterized by a very cold and stable polar vortex, the period was chosen for a study on different PSC types. Measurements of PSCs consisting of solid and/or liquid particles are presented, namely the PSC types I a and I b as well as type I a/b-mixtures and 'sandwich-PSCs'. In addition, the extraordinary PSC events of January 24/25 and January 26/27, 2000, and their likely composition of very large particles ('NAT-rocks') are pointed out.

For the first time, PSC observations at the edge (Sodankylä) and in the centre (Ny-Ålesund) of the polar vortex are compared. It is found that the existence of PSCs is favoured at the vortex edge. Three approaches are made to explain this result.

First, it is shown that temperature fluctuations in stratospheric lee waves (induced at the Scandinavian mountain ridge) lead to the formation of water ice PSCs above Sodankylä although the synoptic temperatures are above the frost point. The lee wave approach suggests that stratospheric temperatures are locally shifted below the PSC existence temperature.

In the following, the submitted thesis tracks a new idea by suggesting the PSC existence temperature being shifted to higher temperatures by a fluctuation in trace gases (especially H₂O). In this context, the development of filaments at the vortex edge is calculated using the contour advection method. However, the analysis of PSC data

together with filamentary structures shows no enhancement or reduction of the PSC probability in the presence of extrusions or intrusions. Finally, the water vapour distribution within the polar vortex gives an explanation on the different PSC observations. Due to the strong descent, maximum H₂O-mixing ratios occur at the vortex edge, shifting PSC existing temperatures to higher temperatures. In the centre of the vortex, PSC existence temperatures are shifted to lower temperatures due to the scarceness of water vapour.

By combining the experimental lidar results with the meteorological approaches of atmospheric dynamics, it was possible to point out a complex picture of PSC existence in the northern hemispheric polar vortex.

Einleitung

Die stratosphärische Ozonschicht ist für die Biosphäre lebensnotwendig, da durch sie der ultraviolette Anteil der solaren Strahlung absorbiert wird. Wenn die energiereiche UV-Strahlung mangels Ozon durch die Atmosphäre gelangt, können vielfältige Schäden auftreten, welche den Lebensraum des Menschen direkt und indirekt beeinflussen. Während der Mensch sich z.B. mit Sonnencreme gegen die energiereiche UV-Strahlung schützen kann, sind Pflanzen und Tiere ihr schutzlos ausgesetzt, und auch das aquatische Ökosystem wird durch die erhöhte Strahlung stark beeinflusst. Angefangen bei Schäden an Phytoplankton und Fischlarven wird durch diese biologische Störung die gesamte aquatische Nahrungskette beeinflusst, an deren Ende auch der Mensch steht. Ohne Ozonschicht als Schutzschild gegen die solare UV-Strahlung wäre Leben auf der Erde nicht möglich.

Seit Beginn der 80er Jahre wird in jedem Frühling über der Antarktis ein Ozonloch beobachtet, also der Abbau von Ozon in der polaren Stratosphäre. In den letzten Jahren tritt dieses Phänomen auch in der arktischen Stratosphäre auf. Der Unterschied zwischen beiden Hemisphären kommt durch die ausgeprägtere dynamische Aktivität in der Nordhemisphäre zustande. Dabei spielen nicht nur makroskalige Ereignisse mit einer Größenordnung von 10^3 bis 10^4 km eine Rolle, sondern insbesondere auch mesoskalige Prozesse am Rand des polaren Wirbels mit Größenordnungen von 10^1 bis 10^2 km. Die für den arktischen Ozonabbau bedeutende mesoskalige Dynamik des Polarwirbels motiviert die vorliegende Arbeit.

In der Atmosphärenphysik ist man darauf angewiesen, Feldmessungen und Theorie zusammenzuführen, um die komplexen atmosphärischen Prozesse erklären zu können. Durch die Modellierung der beobachteten Prozesse ist es möglich, Aussagen über ihre Ursachen zu treffen. Auch die Ozon-Forschung ist diesen Weg gegangen. Angefangen bei der Beobachtung des Ozonabbaus über der Antarktis und der Erkenntnis, dass anthropogene Emissionen dafür verantwortlich sind, wurde schließlich die wichtige Rolle der polaren Stratosphärenwolken (*polar stratospheric clouds*, PSCs) erkannt, an deren Oberflächen die ozonzerstörenden Substanzen aktiviert werden. Aufgrund der unterschiedlichen dynamischen Aktivität des Polarwirbels in Nord- und Südhemisphäre

sind die Entstehungsbedingungen für PSCs und damit die Voraussetzung für einen bedeutenden Ozonabbau in der Arktis im Gegensatz zur Antarktis nicht in jedem Winter gegeben.

Das Kältegebiet des arktischen Polarwirbels erreicht nur selten Temperaturen, die tief genug zur Bildung von PSCs sind. Es werden jedoch häufig PSCs mit einer Ausdehnung im Bereich der Mesoskala beobachtet, die auf die Existenz kleinräumiger Strukturen hindeuten. Die mesoskalige Dynamik spielt daher eine entscheidende Rolle für die Entstehung polarer Stratosphärenwolken in der Nordhemisphäre und dementsprechend auch für den arktischen Ozonabbau. Ungeklärt ist dabei bislang die Frage, welche dynamischen Prozesse die Entstehung von polaren Stratosphärenwolken in der Nordhemisphäre begünstigen können. Die vorliegende Arbeit widmet sich daher der Untersuchung von polaren Stratosphärenwolken im Zusammenhang mit mesoskaligen Prozessen, um die möglichen beteiligten Faktoren aufzuzeigen. Dazu wird eine Brücke geschlagen zwischen der physikalischen Meßmethode Lidar (*Light Detection and Ranging*) und den meteorologischen Ansätzen der Atmosphärendynamik, so dass sich eine Kombination aus Feldmessung und Theorie ergibt.

Die Arbeit gliedert sich einerseits in die Grundlagen zu den polaren Stratosphärenwolken und der angewendeten Meßmethode Lidar, und andererseits in die Auswertung der beobachteten PSC-Ereignisse unter makroskaligen und mesoskaligen Gesichtspunkten.

Der Zusammenhang von Chemie und Dynamik in der polaren Stratosphäre wird in den einleitenden Kapiteln zur stratosphärischen Ozonschicht, der Dynamik des Polarwirbels und der Partikelbildung polarer Stratosphärenwolken erläutert. Die Auswertung der polaren Stratosphärenwolken beruht auf Lidarmessungen von PSCs in Sodankylä (Finnland) und Ny-Ålesund (Spitzbergen), die ich während der Winter 1997/1998, 1998/1999 und 1999/2000 durchgeführt habe. Diese Messungen bilden die Grundlage der vorliegenden Arbeit. Das Meßprinzip des Lidar, die beiden Lidarsysteme sowie die Auswertung der Lidarsignale werden in Kapitel 4 beschrieben. Daran anschließend wird ein Überblick über die unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen in der arktischen Stratosphäre während der drei Meßwinter gegeben. Da der Winter 1999/2000 durch einen sehr stabilen Polarwirbel mit tiefen Temperaturen gekennzeichnet war, traten PSCs über einen langen Zeitraum auf. Diese mit dem Lidarsystem in Ny-Ålesund beobachteten PSC-Ereignisse werden in Kapitel 6 analysiert. Im folgenden werden erstmals die Beobachtungen aus Sodankylä und Ny-Ålesund verglichen. Die beiden Stationen unterscheiden sich durch ihre relative Lage zum polaren Wirbel. Während zumeist das Zentrum des polaren Wirbels über Ny-Ålesund liegt, befindet sich der Rand des Polarwirbels häufig über Sodankylä. Dadurch sind Unterschiede in den beobachteten PSC-Ereignissen bemerkbar, deren Ursache in dynamischen Prozessen am Wirbelrand liegen. Den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit bilden daher drei Ansätze, die polaren

Stratosphärenwolken in Verbindung mit mesoskaligen Prozessen am Polarwirbelrand zu erklären: die stratosphärischen Leewellen, die Filamentstrukturen am Wirbelrand und die differentielle Verteilung von stratosphärischem Wasserdampf innerhalb des Polarwirbels. Diese Ansätze sind ein erster Schritt, widersprüchliche PSC- und Temperaturmessungen durch dynamische Prozesse zu erklären. Die Entwicklung verschiedener Lösungsansätze zur Problematik ist sinnvoll, da eine zuverlässige Prognose des zukünftigen Ozonabbaus nur möglich ist, wenn alle beteiligten Faktoren bekannt sind.

Ziel dieser Arbeit ist es daher, die Meßergebnisse des Feldexperiments Lidar und die dynamischen Aspekte der arktischen Stratosphäre zu verknüpfen, um so ein schlüssiges Bild über die Entstehung von polaren Stratosphärenwolken in der Nordhemisphäre zu erlangen.

Kapitel 1

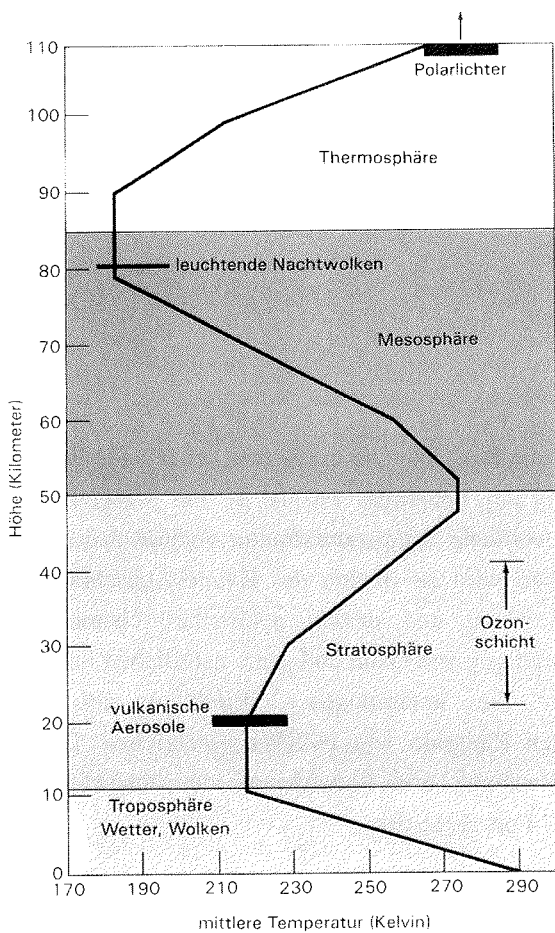
Stratosphärisches Ozon

Die stratosphärische Ozonschicht schützt die Biosphäre vor energiereicher UV-Strahlung. Obwohl das stratosphärische Ozon nur ein Spurengas ist, ist es ein wesentlicher Bestandteil der Atmosphäre, der für die vertikale Temperaturstruktur verantwortlich ist. Der resultierende Aufbau der Atmosphäre wird zu Beginn des Kapitels beschrieben. Anschließend wird die Bildung von Ozon und dessen natürliches chemisches Gleichgewicht behandelt, die globale Verteilung von Ozon und seine natürlichen lokalen Schwankungen. Nachfolgend werden die anthropogenen Einflüsse auf die stratosphärische Ozonkonzentration durch Emission von FCKWs beschrieben. Deren chemische Auswirkungen und die Entstehung und Entwicklung des antarktischen Ozonlochs stellen die Motivation zur PSC-Forschung dar.

1.1 Aufbau der Atmosphäre

Die Zusammensetzung der Atmosphäre ist bis in eine Höhe von etwa 80 km homogen, darüber tritt eine Entmischung durch gaskinetische Effekte auf. Die Hauptkomponenten von Luft bilden Stickstoff (~78.09%), Sauerstoff (~20.95%) und Argon (~0.93%). Hinzu kommen diverse Spurenstoffe, zu denen neben Wasserdampf und Kohlendioxid auch das Ozon zählt.

Für das Temperaturprofil der Erdatmosphäre, welches die verschiedenen atmosphärischen Schichten definiert, ist die Absorption solarer Strahlung durch Ozon verantwortlich. Der Aufbau der Atmosphäre ist in Abb.1.1 dargestellt. Vom Erdboden ausgehend nehmen bei zunehmender Höhe Luftdruck und -dichte exponentiell ab. In der Troposphäre nimmt daher auch die Temperatur entsprechend dem feucht- oder trockenadiabatischen Temperaturgradienten ab. Oberhalb der Tropopause, welche die Troposphäre von der darüberliegenden Stratosphäre abgrenzt, steigt die Temperatur aufgrund der Absorption solarer Strahlung durch Ozon wieder an. An die Stratosphäre mit

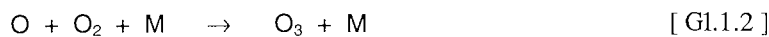
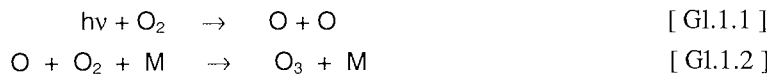


ihrem positiven Temperaturgradienten schließt sich oberhalb der trennenden Stratopause bei etwa 50 km die Mesosphäre an, in der die Temperatur wiederum mit der Höhe abnimmt. Oberhalb der Mesopause bei etwa 80 km liegt die Thermosphäre, in der die Temperatur stark zunimmt. Diese thermosphärische Temperaturzunahme ist auf die Absorption solarer UV-Strahlung mit Wellenlängen $\lambda < 200 \text{ nm}$ durch Sauerstoff und Stickstoff zurückzuführen.

Abb.1.1: Der Temperaturverlauf in der Atmosphäre vom Erdboden bis 110 km Höhe. Im Diagramm sind verschiedene atmosphärische Phänomene eingetragen, die in unterschiedlichen Höhen existieren. (Friedman, 1987)

1.2 Ozonchemie

Ozon benötigt für seine Bildung sowohl solare Strahlung als auch Sauerstoff:



Bei solarer Strahlung mit einer Wellenlänge $\lambda < 242 \text{ nm}$ wird der vorhandene Sauerstoff durch Absorption dissoziiert. Die dabei entstehenden Sauerstoffatome können sich dann an ein Sauerstoffmolekül anlagern und dadurch Ozon bilden. Für diese Reaktion ist ein Stoßparameter M nötig, der ausschließlich dazu dient, die überschüssige Energie aufzunehmen.

Bei solarer Strahlung im Wellenlängenbereich bis $\lambda = 1200\text{nm}$ wird Ozon auf natürliche Weise wieder abgebaut:



Die Ozon-Reaktionen [Gl.1.1]-[Gl.1.4] werden als Chapman-Reaktionen bezeichnet, da Sidney Chapman die Reaktionen 1930 erstmals vorschlug (*Chapman, 1930*).

Die Reaktion [Gl.1.2] läuft mit zunehmender Höhe langsamer ab, während Reaktion [Gl.1.3] schneller wird. Wenn ausschließlich die beschriebenen Chapman-Reaktionen stattfinden, befindet sich die Ozonkonzentration im photochemischen Gleichgewicht. Es ergibt sich eine vertikale Ozonverteilung mit maximaler Ozonkonzentration in einem Höhenbereich von etwa 25-35 km. Diese sogenannte Ozonschicht ist darauf zurückzuführen, dass oberhalb dieser Höhe zwar eine hohe Strahlungsintensität vorhanden ist, die Sauerstoffdichte jedoch so gering ist, dass sich nur wenig Ozon bilden kann. Unterhalb der Ozonschicht ist zwar deutlich mehr Sauerstoff vorhanden, aber die solare Strahlung ist hier bereits stark abgeschwächt, insbesondere in dem für die Ozonbildung relevanten Spektralbereich.

Berücksichtigt man ausschließlich das Reaktionssystem nach Chapman, so wird der Ozongehalt der Stratosphäre jedoch deutlich überschätzt. Es zeigte sich, dass es weitere, sogenannte katalytische Abbaureaktionen gibt, die effektiv Ozon zerstören und in denen die ozonzerstörenden Substanzen selbst nicht verbraucht werden. Schematisch kann man diese katalytischen Zyklen des Ozonabbaus beschreiben durch:



In diesen Reaktionen stellt die Variable „X“ einen Katalysator dar.

Als Katalysatoren hatte man bis 1970 die Radikalpaare OH/HO₂ (*Bates und Nicolet, 1950*) und NO/NO₂ (*Crutzen, 1970*) gefunden, die aus den natürlichen Quellgasen Wasserdampf (H₂O) und Lachgas (N₂O) gebildet werden.

In der Stratosphäre ist zudem der katalytische Kreislauf der anthropogenen Ozonzerstörung wichtig, an dem Chlor beteiligt ist. Auch Brom- und Jodverbindungen zerstören katalytisch Ozon. Die Chlor- und Halogenchemie ist von besonderer Bedeutung für die Entstehung eines polaren Ozonlochs und wird daher im Abschnitt 1.5 detailliert erläutert.

1.3 Globale Ozonverteilung

In der Stratosphäre wird Ozon hauptsächlich dort produziert, wo die Sonne während des gesamten Jahres am höchsten steht, also in den Tropen.

Die Dynamik der Stratosphäre bewirkt jedoch, dass das Ozon aus seinem Entstehungsgebiet polwärts und abwärts transportiert wird. Dieser Transport geschieht im Mittel entlang der sogenannten Brewer-Dobson-Zirkulation, die schematisch in Abb.1.2 dargestellt ist. Auf der jeweiligen Winterhemisphäre ist der abwärts gerichtete Transport in der Stratosphäre am größten.

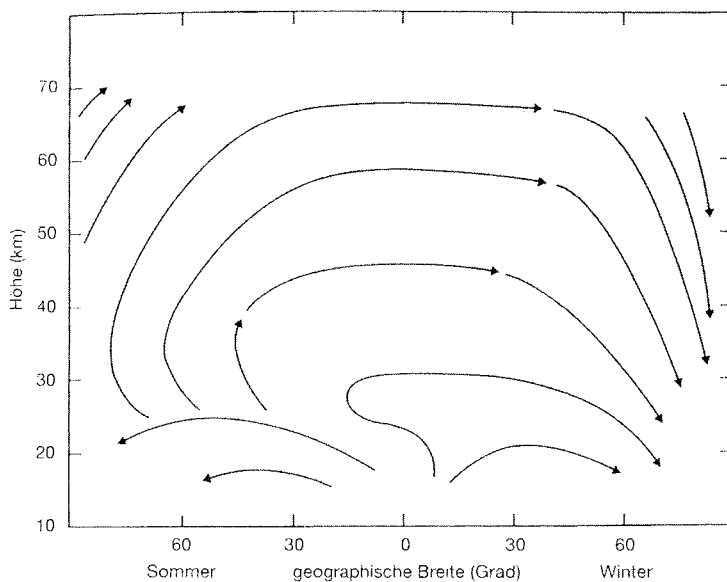


Abb.1.2: Stromlinien der stratosphärischen Zirkulation, die durch ungleichmäßige Erwärmung der Stratosphäre und durch die stratosphärische Ausdehnung der Hadley-Zirkulation verursacht wird (nach *Dunkerton, 1978*).

Die stratosphärische Zirkulation führt zu einer globalen Ozonverteilung, wie sie in Abb.1.3 für ungestörte Verhältnisse vor Auftreten des Ozonlochs gezeigt ist.

Die Ozonschichtdicke wird in Dobson-Einheiten (Dobson Unit, DU) angegeben, wobei eine Dobson Einheit einer Schichtdicke von 0.01 mm unter Normaldruck entspricht. Würde man das gesamte vertikal verteilte Ozon in einer Schicht am Boden sammeln, so ergäbe sich im Mittel eine Schichtdicke von 3 mm, also 300 DU.

Obwohl das meiste Ozon in den Tropen produziert wird, befindet sich hier das globale Ozonminimum, da die vorherrschenden Winde in der Stratosphäre das Ozon in die mittleren und hohen Breiten transportieren. Maximale Ozonwerte treten jeweils im

Frühjahr in den Polarregionen auf, da sich hier Ozon angesammelt hat, das mit der globalen Zirkulation während des Winters im Polarwirbel abgesunken ist. Die beiden Hemisphären weisen Unterschiede in der Stärke des Meridionaltransports auf, was sich in den verschiedenen großen Ozonmaxima von etwa 460 DU im nördlichen Frühjahr bzw. etwa 400 DU im südlichen Frühjahr äußert.

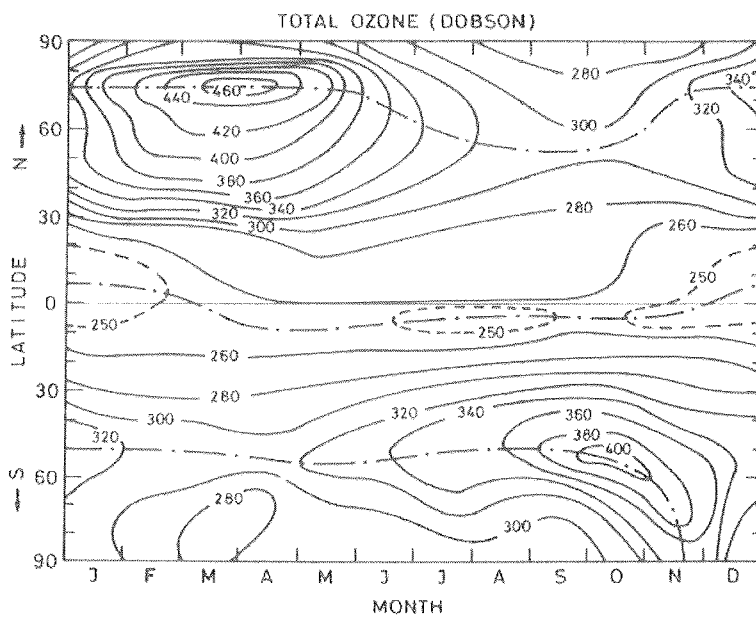


Abb.1.3: Globale jahreszeitliche Verteilung des Gesamtozons, Ozonwerte in DU. (aus: *Brasseur und Solomon, 1984*)

Weitere Gründe dafür, dass in den polaren Regionen die höchsten Ozonwerte angetroffen werden, liegen zum einen bei den Strahlungsbedingungen, zum anderen in der vertikalen Struktur der Atmosphäre: Während der Polarnacht steht in den Polarregionen keine Solarstrahlung zur Verfügung, welche die Ozonmoleküle über Reaktion [Gl.1.3] aufspalten könnte, so dass der natürliche Ozonabbau stark eingeschränkt ist. Da Ozon aber weiterhin mit der stratosphärischen Zirkulation in die hohen Breiten transportiert wird, kann es sich im Winter dort akkumulieren.

Höhere Ozonwerte stehen auch im Zusammenhang mit einer niedrigen Tropopause. Bei geringer Höhe der Troposphäre ist die darüberliegende Stratosphäre mit ihren hohen Ozonkonzentrationen entsprechend ausgedehnt. In der Gesamtsäule treten so höhere Totalozonwerte auf. Das spiegelt sich in der Abhängigkeit des Totalozons von Wettersystemen wieder, wobei hohe Ozonwerte nach Durchgang einer Kaltfront gemessen werden, wo durch ein Absinken der Tropopause die Ausdehnung der Stratosphäre zunimmt. Hingegen treten bei starken Hochdruckgebieten wegen großer

Ausdehnung der Troposphäre zum Teil so niedrige Ozonwerte auf, dass man von sogenannten Ozon-, „Minilöchern“ spricht.

Aufgrund der solaren Einstrahlung ist die Troposphäre in den niedrigen Breiten wärmer als in den hohen Breiten und dadurch mehr ausgedehnt. Als Folge ist die Tropopause vom Äquator zu den Polen hin nach unten gewölbt, wobei typische Tropopausenhöhen bei etwa 18 km in den Tropen und 8 km in den polaren Regionen liegen. In der Gesamtsäule ist somit über den Polen ein größerer Teil durch stratosphärische ozonreiche Luft ausgefüllt.

1.4 Natürlich bedingte Ozonschwankungen

Globale Schwankungen der Ozonmenge bzw. -verteilung sind u.a. durch natürliche Prozesse möglich. Dazu zählen beispielsweise der Sonnenzyklus, die quasi-zweijährige Schwingung (*quasi-biennial oscillation*, QBO) und große Vulkanausbrüche, deren Partikelwolken bis in die Stratosphäre reichen.

Der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus beeinflusst die Ozonproduktion aufgrund der Menge der vorhandenen UV Strahlung. Im solaren Maximum, wenn die Anzahl der Flecken auf der Sonnenoberfläche am größten ist, gibt die Sonne mehr Energie ab. Die Energieschwankungen sind zwar insgesamt klein (nur etwa 0.1%), aber ihr größter Anteil liegt im UV Bereich. Da die Ozonproduktion maßgeblich von der Aufspaltung von Sauerstoffmolekülen durch solare UV-Strahlung abhängt, wird entsprechend mehr Ozon im solaren Maximum produziert. Ein Vergleich der jährlichen Ozonkonzentration zeigt eine geringe 11-jährige Variation des globalen Ozongehalts um etwa 2%.

Abgesehen von dieser Ozonvariabilität, die von der Photochemie abhängig ist, gibt es Schwankungen in der Ozonverteilung, die durch dynamische Prozesse verursacht werden. Bei der QBO handelt es sich um eine Schwingung der tropischen stratosphärischen Winde von Westwind auf Ostwind mit einer Periode von etwa 26 Monaten. Die QBO führt zu Schwankungen der Ozonwerte von etwa 3% in einer bestimmten geographischen Breite. Global gleichen sich diese Schwankungen jedoch aus, da die stratosphärischen Winde Ozon zwar transportieren, aber nicht zerstören. Die QBO beeinflusst allerdings auch die Dynamik des Polarwirbels, wodurch sie indirekten Einfluß auf den polaren Ozongehalt hat.

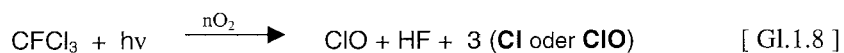
Heftige Vulkaneruptionen können große Mengen vulkanischen Materials bis in die Stratosphäre injizieren. Die letzten großen Vulkanausbrüche, die bis in die Stratosphäre reichten und dort aufgrund der atmosphärischen Dynamik nicht nur punktuell wirkten, sondern globalen Einfluß hatten, waren der El Chichon (Mexiko), im April 1982, und der Pinatubo (Philippinen), im Juni 1991. Bei solchen großen Vulkanausbrüchen werden

verschiedene Schwefelgase freigesetzt, von denen besonders Schwefeldioxid (SO₂) von Bedeutung ist. Gelangt es in die Stratosphäre, so oxidiert es innerhalb weniger Monate zu Schwefelsäure (H₂SO₄). Es werden vornehmlich kleine Tröpfchen aus H₂SO₄ und Wasser gebildet. Die so erhöhte Aerosolmenge in der Stratosphäre führt über heterogene chemische Reaktionen zu einem verstärktem Ozonabbau (*Hofman und Solomon, 1989; Ansmann et al., 1996; Solomon et al., 1998*). Vulkane stoßen auch Salzsäure (HCl) aus, wodurch die katalytischen Abbaureaktionen von Ozon durch Chlorverbindungen verstärkt werden. Der größte Anteil des freigesetzten HCl wird jedoch bereits in der Troposphäre durch Niederschläge aus den Eruptionswolken ausgewaschen.

Neben den hier erwähnten natürlichen Faktoren gibt es noch vielfältige andere wie beispielsweise die *El Niño - Southern Oscillation* (ENSO), die *Arctic Oscillation* (AO) oder auch Tropopausenfaltungen, die über atmosphärische Variabilität Einfluß auf die lokale und globale Ozonverteilung ausüben. Die deutlichsten Änderungen in der globalen Ozonverteilung haben jedoch anthropogene Ursachen, die im folgenden beschrieben werden.

1.5 FCKW - Chemie

Die meisten anthropogen emittierten Substanzen werden innerhalb von Tagen oder Wochen über drei mögliche Prozesse aus der Atmosphäre entfernt bzw. in nicht-reaktive Substanzen umgewandelt. Sie absorbieren solare Strahlung (Photolyse), sie reagieren mit dem Hydroxyl Radikal bzw. mit Ozon, oder sie lösen sich in Wasser und werden durch Niederschlag „ausgewaschen“. Die seit den 50er Jahren als Ersatzstoffe für toxische Kühlmittel industriell produzierten Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) sind jedoch transparent (durchsichtig), unlöslich und nicht-reaktiv mit troposphärischen Oxidationspartnern. Sie werden daher von keinem der troposphärischen Reinigungsprozesse erfaßt. Aufgrund dieser Reaktionsträgheit haben sie eine extrem lange atmosphärische Lebensdauer, das Freon-11 beispielsweise 50 Jahre, das Freon-12 100 Jahre. Die inerten FCKWs können dadurch in der Troposphäre verweilen, bis sie über Transportprozesse die äquatorialen Breiten erreichen. Hier gelangen sie mit der globalen Zirkulation in die Stratosphäre. In einer Höhe oberhalb von 30 km ist ausreichend energiereiche UV-Strahlung vorhanden, um die FCKW unter Freisetzung von Chlor aufzuspalten. Durch Reaktionen wie beispielsweise von Freon-11 (CFCl₃)



liefern die anthropogenen FCKWs so den Hauptbeitrag zur Chlorbelastung der Atmosphäre.

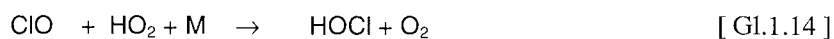
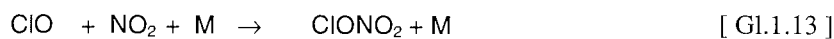
Bereits 1974 wiesen *Molina und Rowland* darauf hin, dass die zunehmend produzierten FCKWs nur in der Stratosphäre abgebaut werden, wo sie die Ozonschicht schädigen können, denn wie *Stolarski und Cicerone (1974)* zeigten, kann in den katalytischen Reaktionen [Gl.1.5] und [Gl.1.6] auch Chlor als Katalysator auftreten:



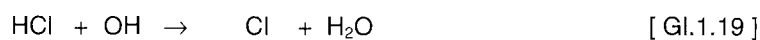
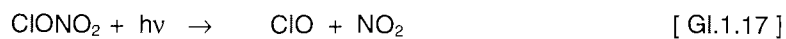
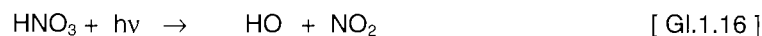
Eine natürliche Quelle von Chlor ist Methylchlorid (CHCl_3), das am Erdboden freigesetzt wird und in der Stratosphäre nur in geringen Mengen vorkommt (*Graedel und Crutzen, 1994*). Die anthropogenen FCKW-Emissionen erhöhen dagegen den Gehalt von Chlor-Radikalen in der Stratosphäre sehr stark. Obwohl die Hauptquellen der FCKW-Emission in den nördlichen mittleren Breiten liegen, treten die Auswirkungen aufgrund der atmosphärischen Dynamik und der speziellen heterogenen Chemie in beiden Hemisphären auf, speziell in den polaren Breiten.

Mittlerweile ist gesichert, daß mit Brom- und Jodverbindungen (*Wofsy et al., 1975; Solomon et al., 1994*) auch andere Halogene maßgeblich am stratosphärischen Ozonabbau beteiligt sind. Angesichts der Fülle der ozonzerstörenden Verbindungen gibt es dennoch Prozesse, die den katalytischen Ozonabbau bremsen.

Eine wichtige natürliche Beschränkung des stratosphärischen Ozonabbaus erfolgt durch chemische Reaktionen zwischen den Katalysatoren, wie beispielsweise



Es entstehen dabei Produkte, sogenannte Reservoirgase, welche die Ozonschicht nicht angreifen, d.h. die ozonzerstörenden Radikale neutralisieren sich zunächst gegenseitig. Allerdings sind die Radikale nur vorübergehend passiv, da die Moleküle der Reservoirspezies über die Reaktionen



photodissoziieren bzw. reagieren und wieder in Radikale verwandelt werden können. Modellrechnungen, die diese Gasphasen-Reaktionen beinhalten, zeigten, dass die Zunahme von FCKWs zu einem deutlichen Ozonabbau durch den Chlorzyklus insbesondere zwischen 35 und 45 km Höhe führen würde (*Wuebbles et al., 1983*). Das Modell basierte auf der Annahme, dass konkurrierende Reaktionen, die Chlor in chemisch passive Verbindungen überführen, in den unteren Schichten der Stratosphäre gegenüber der Photodissoziation der Reservoirspezies dominieren. Die Reaktionen [Gl.1.12] bis [Gl.1.15], die die Radikale den katalytischen Zyklen entziehen, würden also in der unteren Stratosphäre gegenüber den Reaktionen [Gl.1.16] bis [Gl.1.19] überwiegen. Die Reservoirspezies sind jedoch tatsächlich nur dann stabil, wenn sie ausschließlich unter Berücksichtigung von Gasphasenreaktionen vorliegen, wie im folgenden gezeigt wird.

1.6 Ozonloch-Chemie

Im Jahr 1985 publizierten *Farman et al. (1985)* Meßergebnisse der britischen Antarktisstation Halley Bay. Die Meßdaten belegen eine kontinuierliche Abnahme des Totalozons über der Station seit Beginn der 70er Jahre (vgl. Abb.1.4). Obwohl *Farman et al. (1985)* diese drastische Ozonabnahme mit den emittierten FCKWs in Verbindung brachten, waren die Beobachtungsdaten nicht mit den bisherigen Kenntnissen über den katalytischen Ozonabbau erklärbar.

Zudem zeigten Ballonmessungen der amerikanischen Antarktisstation McMurdo, dass die maximale Ozonzerstörung im Zentrum der Ozonschicht von etwa 15 bis 25 km auftrat (*Hofman et al., 1987, 1989*), was Abb.1.5 zu entnehmen ist. Die Meßdaten waren daher nicht konsistent mit den Modelldaten, die auf der reinen Gasphasenchemie beruhten und den stärksten Ozonabbau in Höhen oberhalb von 35 km vorhergesagt hatten. Aus den Meßdaten läßt sich außerdem erkennen, daß die Ozonkonzentration gerade im antarktischen Frühjahr minimal ist, also genau zu dem Zeitpunkt, wo entsprechend der stratosphärischen Zirkulation das Maximum der Ozonkonzentration auftreten sollte.

Nach Überarbeitung und Korrektur von Ozonmeßdaten des amerikanischen Aeronomiesatelliten NIMBUS-7 stellte sich heraus, daß auch in den Satellitendaten ein Ozonverlust über der Antarktis zu beobachten war. Erste Zeichen für den verstärkten Ozonabbau ließen sich im Rückblick sogar schon 1975 ausmachen, wobei die Signifikanz umstritten ist. Die Betrachtung der Satellitenbilder führte schließlich auch zu dem Begriff „Ozonloch“, obwohl es sich vielmehr um ein lokales Konzentrationsminimum handelt.

Mit den dahin bekannten, auf den Gasphasen-Reaktionen beruhenden Theorien ließ sich das Phänomen Ozonloch nicht nachvollziehen, da die entsprechenden Photolyseraten um Größenordnungen zu klein waren, um die beobachtete Ozonzerstörung zu erklären.

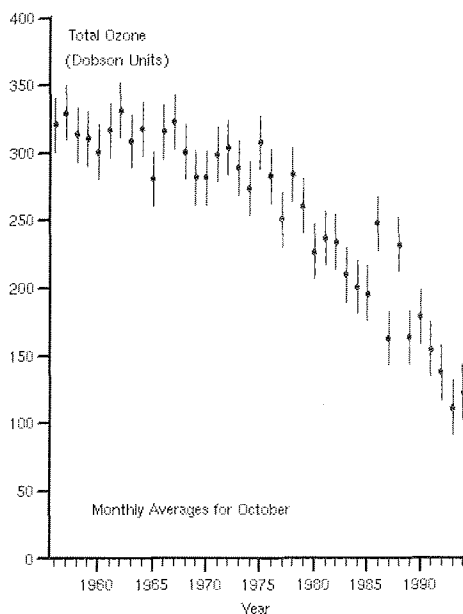


Abb.1.4: Totalozon Monatsmittel für Oktober, gemessen über der Halley Bay Station, Antarktis. Seit 1994 wurden Totalozonwerte ermittelt, die weniger als die Hälfte des Wertes in den 70er Jahren betragen.

(Bildquelle: www.atm.ch.cam.ac.uk/tour/tour_images/total_ozone.gif, Nov.2000)

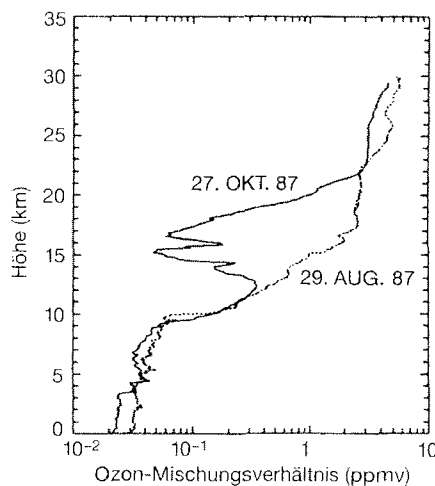
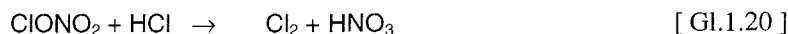


Abb.1.5: Ozonkonzentrationsprofile über der amerikanischen Antarktis-Station McMurdo im antarktischen Winter bzw. Frühjahr 1987.

(Hofman et al., 1989)

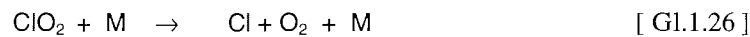
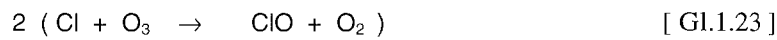
Bereits ein Jahr später stellten *Solomon et al. (1986)* dar, daß eine ganze Gruppe chemischer Reaktionen, nämlich die heterogenen Reaktionen auf den Oberflächen kleiner Wolkenpartikel polarer stratosphärischer Wolken (PSC), bislang übersehen worden war.

Wie im Kapitel 3 ausführlich beschrieben wird, können sich auch in der sehr trockenen Stratosphäre unter den extrem kalten Bedingungen der Polarnacht Wolken bilden. Diese Wolken, die wie troposphärische Wolken aus Tröpfchen und Eiskristallen bestehen, ermöglichen heterogene Reaktionen an ihren Partikeloberflächen. Dadurch lassen sich die folgenden heterogenen Reaktionen zu dem komplexen System des polaren Ozonabbaus hinzufügen:



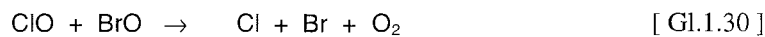
Das in den Reservoirgasen gebundene Chlor wird so im polaren Winter an den PSC-Partikeln freigesetzt. Wenn zum Ende der Polarnacht wieder solare Strahlung in die

polare Stratosphäre gelangt, wird das molekulare Chlor (Cl_2) leicht photolysiert. Das dabei entstehende Chlorradikal (Cl) kann dann über den von *Molina und Molina (1987)* vorgestellten katalytischen Reaktionszyklus Ozon zerstören, wobei der Ozonabbau bei Vorliegen hoher ClO -Konzentrationen auch in Abwesenheit von Sauerstoffatomen erfolgen kann:



Da das Dimer des Chlormonoxidradikals Cl_2O_2 thermisch nicht stabil ist, ist dieser ClO -Dimer-Zyklus besonders effizient bei tiefen Temperaturen, wie sie im stratosphärischen Polarwirbel vorliegen. Da nicht nur die Kinetik des Dimer-Zyklus, sondern auch die Partikelbildung der für die heterogene Chemie verantwortlichen PSCs von der Temperatur abhängig sind, ist der polare Ozonabbau stark mit den meteorologischen Bedingungen gekoppelt. Dieser Zusammenhang wird in Kapitel 2 ausführlich behandelt.

Neben dem reinen Chlorzyklus wird Ozon auch durch einen Zyklus abgebaut, bei dem neben Chlor- auch Bromradikale beteiligt sind (*McElroy et al., 1986*):



Beide Reaktionszyklen benötigen sehr hohe Chlormonoxidkonzentrationen (ClO), um effektiv Ozon zerstören zu können. Dazu müßte das Chlor aus den passiven Reservoirgasen durch heterogene Reaktionen auf den PSC-Partikeln in einer solchen Menge losgelöst werden, dass eine ClO -Konzentration in der Größenordnung von 1ppbV vorliegt. Diese Konzentration entspricht einem Vielfachen dessen, was durch reine Gasphasenchemie möglich wäre (*Solomon, 1990*). Tatsächlich wurden solche hohen ClO -Konzentrationen im antarktischen Wirbel bei einer Meßkampagne im September 1987 beobachtet. Es ergab sich dabei eine deutliche Antikorrelation zwischen den gemessenen Spurengasen Chlormonoxid und Ozon (*Anderson et al., 1989*).

Die Bedeutung der PSC-Partikel als Oberflächen für heterogene Chlor-Aktivierung ist heute unumstritten.

1.7 Entwicklung des antarktischen Ozonlochs

Seit der Bildung des antarktischen Ozonlochs Ende der 70er Jahre ist das Phänomen des polaren Ozonabbaus in jedem südhemisphärischen Frühjahr zu beobachten gewesen. Da bislang auch die stratosphärische Chlorkonzentration stetig zugenommen hat, ist das Ozonloch mit jedem Jahr ausgeprägter gewesen als zuvor. Im Oktober 1983 betrug die Ozonabnahme schon über 65% des langjährigen Mittelwertes.

South Pole Ozone Hole

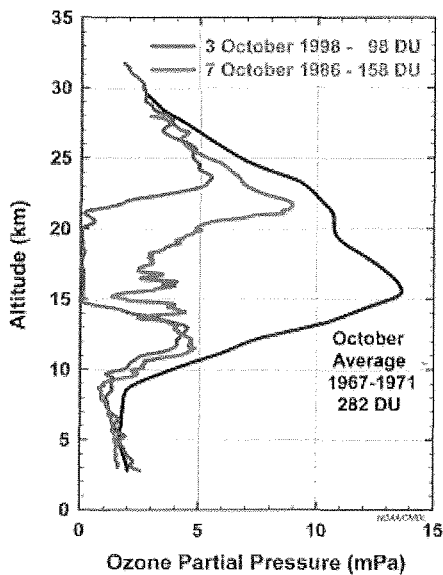


Abb.1.6: Ozonprofile aus ballongetragenen Ozonsondenmessungen der amerikanischen Amundsen-Scott Südpol-Station. Oktober-Mittel der Jahre 1967-1971 vor Auftreten des Ozonlochs, das Ozonprofil vom 7.10.1986 mit dem niedrigsten Totalozongehalt 1986 (158 DU), sowie das Ozonprofil vom 3.10.1998 mit dem niedrigsten Totalozongehalt 1998 (98 DU). Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden. (Originalbildquelle: www.cmdl.noaa.gov/ozsondes/spol/, Juli 2000)

Die Auswirkungen des heterogenen katalytischen Ozonabbaus sind besonders deutlich in den vertikalen Ozonprofilen in Abb.1.6 zu erkennen. Neben einem gemittelten Oktober-Ozonprofil der Jahre 1967-1971, also vor Auftreten des Ozonlochs, sind hier zusätzlich die Ozonprofile vom 7. Oktober 1986 und vom 3. Oktober 1998 dargestellt. Die Ozonprofile wurden mit ballongetragenen Ozonsonden über der amerikanischen Amundsen-Scott Südpol-Station gemessen.

Schon 1986 ist im Höhenbereich zwischen 15 und 22 km, in dem eigentlich die maximalen Werte liegen sollten, ein großes Ozondefizit zu beobachten. Seit den 80er Jahren hat sich die Situation noch weiter verschlechtert. Im Ozonprofil von 1998 kann man erkennen, dass über den Höhenbereich von 15 bis 21 km praktisch kein Ozon mehr vorhanden ist. Diese vertikale Ozonverteilung ergibt einen Totalozonwert von 98 DU. Ballonmessungen mit Ergebnissen dieser Größenordnung sind bei weitem kein punktueller Einzelfall. Per Satellit werden diese Beobachtungen bestätigt. Dabei ist sogar

festzustellen, dass sich das „tiefe“ Ozonloch mit Werten um 100 DU über eine riesige Fläche erstreckt.

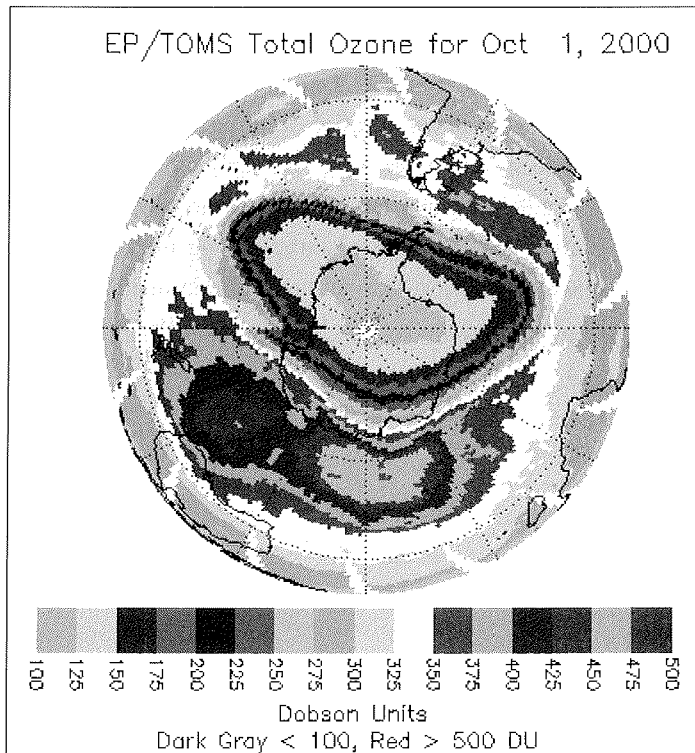


Abb.1.7: Polarstereographische Satellitenaufnahme des antarktischen Ozonlochs am 1. Oktober 2000, Totalozon in DU, aufgenommen vom *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS). Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Internet-Adresse bezogen werden.

(Originalbildquelle: <http://jwocky.gsfc.nasa.gov/> , Nov.2000)

Bereits im Oktober 1993 hatte das Ozonloch Werte erreicht, die 60% unter dem langjährigen Mittelwert lagen, und erstreckte sich dabei über eine Fläche von fast $24 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, was etwa einem Fünftel der Erdoberfläche entspricht.

Ein aktuelles Satellitenbild des antarktischen Ozonlochs vom 1. Oktober 2000 ist in Abb.1.7 dargestellt. Große Bereiche des polaren Wirbels weisen in diesem Satellitenbild nur noch einen Totalozongehalt von weniger als 125 DU auf. Die ozonarme Luft überdeckt hier nur den antarktischen Meeresgürtel, was durch verstärkte UV-Strahlung der aquatischen Biosphäre schaden kann. Problematisch sind die ozonarmen Luftmassen vor allem im Frühjahr, wenn sich der polare Wirbel auflöst und in der Stratosphäre Austausch von Luft polarer und mittlerer Breiten stattfindet. Die polare Luft wird dann

auch über die Kontinente der Südhemisphäre transportiert, was eine unmittelbare Gefährdung für Menschen durch die energiereiche UV-Strahlung bedeutet.

Bisher wurde gezeigt, dass das antarktische Ozonloch das Ergebnis des komplexen Zusammenspiels anthropogener FCKW-Emission, natürlichen Auftretens polarer Stratosphärenwolken und solarer Strahlung ist. Der polare Ozonabbau ist jedoch nicht auf die Südhemisphäre begrenzt. Auch in der nördlichen Hemisphäre wird seit einigen Jahren Ozonabbau beobachtet, jedoch mit einer sehr viel größeren Varianz zwischen den einzelnen Jahren. In der Nordhemisphäre ist die stratosphärische Dynamik ausgeprägter und hat einen starken Einfluß auf die Temperaturverteilung und damit auf die Bildung polarer Stratosphärenwolken, die Chlor-Aktivierung und den resultierenden Ozonabbau. Die Grundlagen dieser Zusammenhänge werden im folgenden Kapitel beschrieben.

Kapitel 2

Makroskalige Dynamik der polaren Stratosphäre

Die Temperaturverteilung der winterlichen polaren Stratosphäre hat entscheidenden Einfluß auf die Entstehung polarer Stratosphärenwolken und damit auf die Ozonzerstörung. Sie wird bestimmt durch die makroskalige stratosphärische Dynamik, d.h. durch die vorherrschenden Strukturen der Luftbewegung mit Größenordnungen im Bereich 10^3 bis 10^4 km. In diesem Kapitel werden die Grundlagen der makroskaligen Stratosphärendynamik sowie die dynamischen Unterschiede zwischen Nord- und Südhemisphäre erörtert.

2.1 Entstehung des Polarwirbels

Während der Polarnacht kühlt sich die Luft in Ermangelung solarer Einstrahlung über dem Winterpol in der Stratosphäre sehr stark ab, was zu einem großräumigem Absinken von Luftmassen führt. Dadurch bildet sich ein „Trichter“ über dem Winterpol, der als Polarwirbel bezeichnet wird. Eine Folge des Absinkens ist die adiabatische Kompression, die der Abkühlung und dem weiteren Absinken der Luftmassen entgegenwirkt.

Obwohl das Absinken der Luft im Polarwirbel zu einer adiabatischen Erwärmung führen müßte, befindet sich im Inneren des Polarwirbels ein ausgeprägtes Kältegebiet. Das kommt dadurch zustande, dass einerseits in der Polarnacht keine Solarstrahlung absorbiert wird, andererseits jedoch langwellige Strahlung der Atmosphäre entweicht. Bei der Netto-Strahlungsbilanz überwiegt so im polaren Winter die Abstrahlung gegenüber der Einstrahlung, es kommt zur Energieabgabe des Systems Atmosphäre. Insgesamt übertrifft die strahlungsbedingte Abkühlung die adiabatische Erwärmung beim Absinken, so dass sich die polare Stratosphäre weiter abkühlt. Dementsprechend handelt es sich beim Absinken im Polarwirbel um einen diabatischen Prozeß.

Die Stratosphäre ist daher im Winter in den Polarregionen deutlich kälter als in den niedrigen und mittleren Breiten. Dementsprechend bildet sich ein meridionaler Druckgradient $\vec{\nabla}p$. Da man in der Stratosphäre die Reibung vernachlässigen und davon ausgehen kann, dass die Luftbewegung nur durch die Druckkraft und die Corioliskraft bestimmt wird, handelt es sich bei der resultierenden Strömung um geostrophische Luftbewegung. Die zunächst als ruhend angenommene Luft wird in Richtung des Druckgradienten beschleunigt. Ist die Geschwindigkeit von Null verschieden, wird die Strömung aufgrund der nun wirkenden Corioliskraft abgelenkt, auf der Nordhemisphäre nach rechts bzw. auf der Südhemisphäre nach links. Die Geschwindigkeit erhält dadurch eine Komponente senkrecht zum Druckgefälle. Die Strömung wird weiter beschleunigt, bis sich ein Kräftegleichgewicht von Druckgradient- und Corioliskraft einstellt. Da die Corioliskraft immer senkrecht auf der Geschwindigkeit steht, folgt daraus, dass im Gleichgewichtszustand die Geschwindigkeit sowohl senkrecht zur Corioliskraft als auch senkrecht zur Druckgradientkraft steht (Abb.2.1).

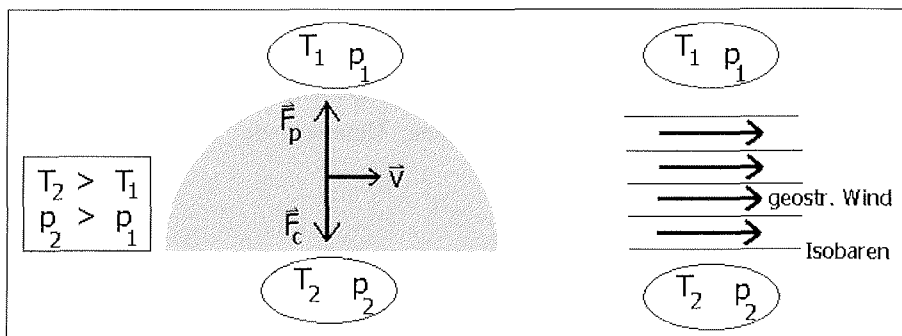


Abb.2.1: Entstehung des geostrophischen Windes. Es stellt sich ein Gleichgewicht ein zwischen der Druckgradientkraft \vec{F}_p und der Corioliskraft $\vec{F}_c = -\vec{F}_p$, die resultierende Strömung ist der geostrophische Wind \vec{v} ; er weht isobarenparallel.

Die resultierende Strömung, der geostrophische Wind, läuft daher parallel zu den Isobaren und wird beschrieben durch:

$$\vec{v}_g = \frac{1}{\rho f} \times \vec{\nabla}p \quad [\text{Gl.2.1}]$$

mit der Dichte ρ , dem Druckgradienten $\vec{\nabla}p$ und dem Coriolisparameter $f = 2\bar{\Omega} \sin \varphi$. Im Winter entsteht so bei etwa 60° geographischer Breite ein Starkwindband (engl.: *Jet Stream*), welches den Rand des polaren Wirbels darstellt. Während der Polarwirbel auf der Nordhalbkugel zyklonal umströmt wird, wird der südhemisphärische Polarwirbel antizyklonal umströmt. Aufgrund der starken zonalen Strömung sind die Luftmassen im Polarwirbel weitgehend von den Luftmassen der mittleren Breiten isoliert.

2.2 Beschreibung des Polarwirbels

In der polaren Stratosphäre kann man im Winter davon ausgehen, dass Transportprozesse mit Zeitskalen bis zu wenigen Tagen adiabatisch ablaufen. Die stratosphärische Luftbewegung kann daher näherungsweise auf isentropen Flächen beschrieben werden, die im folgenden Abschnitt definiert werden.

2.2.1 Potentielle Temperatur

In einem inkompressiblen, geschichteten fluiden Medium ist die Dichte ein Maß der Schichtung. Das inkompressible Medium ist stabil geschichtet, wenn die Dichte mit der Höhe abnimmt.

Die Atmosphäre besteht jedoch aus einem kompressiblen Gas, und weder die Temperatur noch die Dichte stellen ein relevantes Maß für die Schichtung dar. Statt dessen wird als Maß die potentielle Temperatur θ benutzt. Es handelt sich hierbei um die Temperatur (Dichte), die ein Luftpaket hätte, wenn es adiabatisch, also ohne Entropieänderung, auf ein Referenz-Druckniveau gebracht wird. In der Meteorologie verwendet man als Referenz-Druckniveau den Normaldruck, so dass die potentielle Temperatur definiert ist als

$$\theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{\kappa-1}{\kappa}} \quad [\text{Gl.2.2}]$$

wobei T die Temperatur, p der Druck in der Höhe, $p_0 = 1013 \text{ hPa}$ der Normaldruck und $\kappa = c_p/c_v$ das Verhältnis der spezifischen Wärmen bei konstantem Druck bzw. Volumen ist.

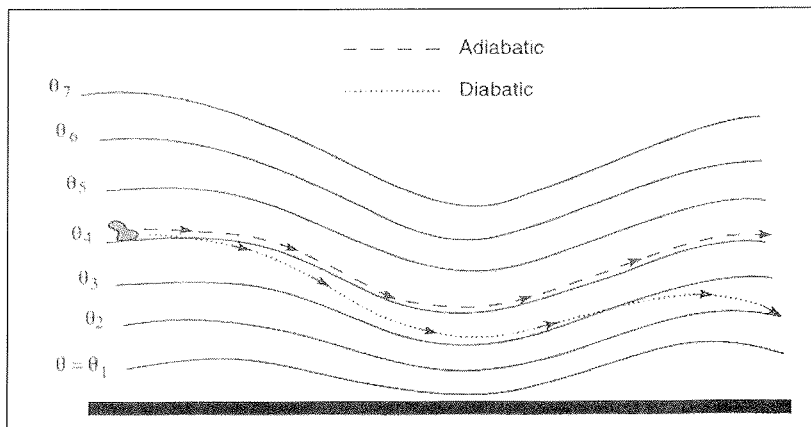


Abb.2.2: Graphische Darstellung adiabatischer bzw. diabatischer Prozesse entlang isentroper Flächen. (aus: Salby, 1996)

Wenn die Luft stabil geschichtet ist, nimmt die potentielle Temperatur nach oben hin monoton zu und kann daher die geometrische Höhe als Vertikalkomponente ersetzen. Die entsprechenden Koordinatenflächen sind Flächen konstanter potentieller Temperatur θ (bzw. konstanter Entropie) und werden isentrope Flächen genannt.

Ist in einem solchen System die Vertikalgeschwindigkeit proportional zur Änderungsrate der potentiellen Temperatur, so ist sie mit einer Entropie-Änderung und daher mit diabatischen Vorgängen verbunden, was in Abb.2.2 dargestellt ist. Adiabatische Prozesse laufen dementsprechend auf isentropen Flächen ab, so dass die Betrachtung der makroskaligen stratosphärischen Bewegung in isentropen Koordinaten sinnvoll ist.

Die isentropen Flächen sind in der Stratosphäre über dem Winterpol nach oben gewölbt. Das folgt aus der Tatsache, dass ein Luftpaket mit niedrigerer absoluter Temperatur auf einer isentropen Fläche in größerer geopotentieller Höhe liegt als ein Luftpaket mit höherer absoluter Temperatur. Dieser Sachverhalt ist in Abb.2.3 graphisch dargestellt.

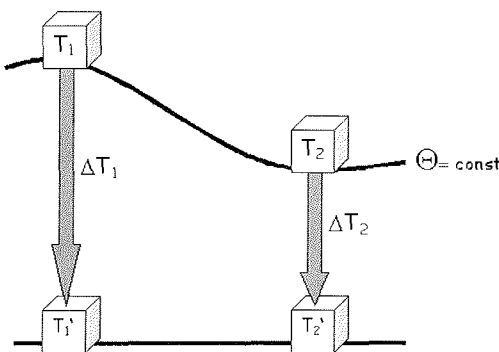


Abb.2.3: Temperaturverteilung bei gewölbten Isentropen. Die Luftpakete mit den Temperaturen T_1 und T_2 haben die gleiche potentielle Temperatur θ . Wenn sie auf das Referenz-Druckniveau gebracht werden, erwärmen sie sich adiabatisch um ΔT_1 bzw. ΔT_2 . Dabei ist $\Delta T_1 > \Delta T_2$, weil das Luftpaket mit T_1 auf der gewölbten θ -Fläche geopotentiell höher liegt. Da auf dem Referenz-Druckniveau $T_1' = T_2'$ gilt, muß auf der gewölbten isentropen Fläche $T_1 < T_2$ sein.

Das Kältegebiet über dem Winterpol hat daher zur Folge, dass aufgrund der Definition der potentiellen Temperatur eine isentrope Luftmasse geopotentiell höher liegt als in der Stratosphäre der mittleren Breiten.

2.2.2 Potentielle Vorticity

Der Polarwirbel bzw. der Wirbelrand läßt sich mit Hilfe der potentiellen Wirbelstärke definieren. Es hat sich durchgesetzt, für die Wirbelstärke horizontaler Strömungen die englische Bezeichnung „Vorticity“ zu verwenden, so dass man anstelle von potentieller Wirbelstärke von potentieller Vorticity (PV) spricht.

Das Maß für die Vorticity horizontaler Strömungen \bar{v} ist die vertikale Komponente des Rotors von \bar{v}

$$\begin{aligned}\zeta &= \text{rot}_z \bar{v} \\ &= \frac{\partial v_y}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial y} \\ &= \bar{\nabla}_h \times \bar{v} .\end{aligned}\quad [\text{Gl. 2.3}]$$

ζ weist in negative z-Richtung bei antizyklonaler Strömung (im Uhrzeigersinn), bzw. in positive z-Richtung bei zyklonaler Strömung (gegen den Uhrzeigersinn). Die Vorticity zeigt sich dabei entweder in gekrümmten Bewegungen oder in geradlinigen Bewegungen mit horizontaler Windscherung, oder in Kombination beider Möglichkeiten.

Bezogen auf das Inertialsystem Erde handelt es sich bei der hier beschriebenen Vorticity ζ zunächst nur um die relative Vorticity. Zur Beschreibung der absoluten Vorticity η ist noch der Anteil der Erdrotation einzubeziehen, der durch den Coriolis-Parameter $f = 2\bar{\Omega} \sin \varphi$ gegeben ist:

$$\begin{aligned}\eta &= \zeta + f \\ &= \bar{\nabla}_h \times \bar{v} + 2\bar{\Omega} \sin \varphi .\end{aligned}\quad [\text{Gl. 2.4}]$$

Die Vorticity ist eine Erhaltungsgröße, so dass sich bei Abwesenheit äußerer Kräfte die Kontinuitätsgleichung formulieren läßt:

$$\frac{d\eta}{dt} + \eta \cdot \bar{\nabla}_h \cdot \bar{v} = 0 \quad [\text{Gl. 2.5}]$$

mit $\frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial x} v_x + \frac{\partial \eta}{\partial y} v_y$.

Die potentielle Vorticity kombiniert die Erhaltung der Wirbelstärke und die Erhaltung der Masse. Die Bedeutung dessen ist in Abb.2.4 dargestellt.

Unter der Bedingung der Reibungsfreiheit und der Adiabasie ist die potentielle Vorticity in der Atmosphäre eine materielle Erhaltungsgröße. Sie ist definiert durch

$$Q = \eta \cdot \frac{\nabla \theta}{\rho} \quad (\text{PV nach Ertel, EPV}) \quad [\text{Gl. 2.6}]$$

wobei η die absolute Vorticity, ρ die Dichte und θ die potentielle Temperatur sind.

Die Einheit der Ertel'schen potentiellen Vorticity ist

$$1 \text{ PVU („potential vorticity unit“) } = 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-1} .$$

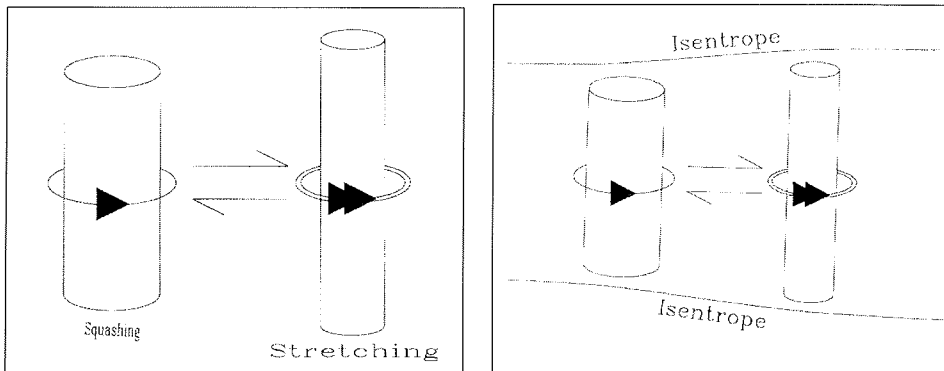


Abb.2.4: Streckung einer Luftsäule mit Erzeugung relativer Vorticity [links], potentielle Vorticity nach Ertel [rechts] (aus: James, 1994).

Die potentielle Vorticity ist geeignet, um den polaren Wirbel zu beschreiben. Der Polarwirbel hat eine größere Wirbelstärke, d.h. eine höhere potentielle Vorticity, als die umgebende Luft der mittleren Breiten.

2.2.3 Die Wirbelrandzone

Mit dem Absinken der Luftmassen innerhalb des Polarwirbels erfolgt auch der langsame vertikale Transport von stratosphärischen Spurenstoffen wie Ozon. Die vertikale Verschiebung des Volumenmischungsverhältnisses der Spurengase ist außerhalb des Wirbels durch die Aktivität planetarischer Wellen behindert, die eine meridionale Durchmischung der Luftmassen bewirken. Betrachtet man die absolute Höhe, so scheinen die Luftmassen innerhalb des Wirbels um etwa 2 bis 3 km gegenüber denen außerhalb des Wirbels nach unten verschoben (Schoeberl *et al.*, 1992). Dadurch läßt sich der Wirbelrand über den Gradienten langlebiger Spurengase wie Lachgas (N_2O), Ozon (O_3), Methan (CH_4) oder Wasserdampf (H_2O) bestimmen (Schoeberl *et al.*, 1992; Manney *et al.*, 1999). Der Wirbelrand ist dabei keineswegs eindeutig begrenzt. Er hat vielmehr eine breite Randzone, die durchaus über einen Bereich der Größenordnung 10^1 bis 10^2 km ausgedehnt sein kann.

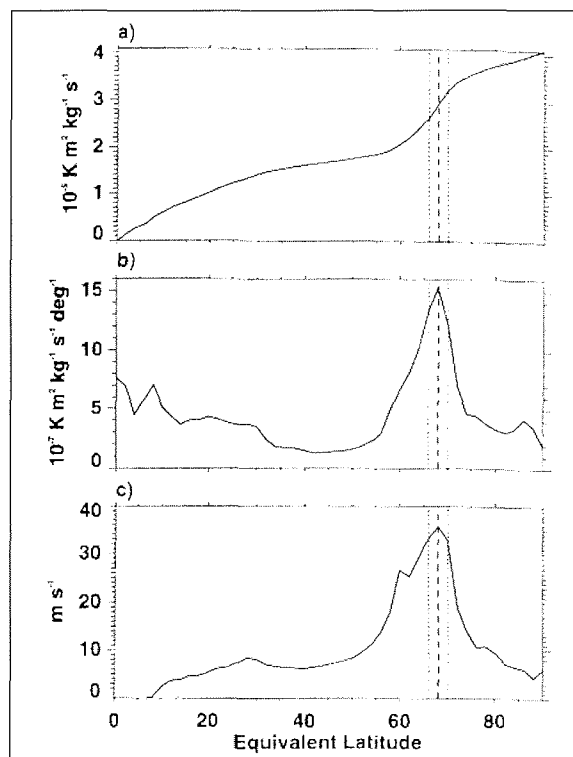
Abgesehen von den chemischen Charakteristika der Wirbelrandzone läßt sich diese auch über dynamische Komponenten lokalisieren (Manney *et al.*, 1994; Tao und Tuck, 1994; Nash *et al.*, 1996). Verschiedene Methoden greifen dabei auf die potentielle Vorticity oder den zonalen Wind zurück.

Als Beispiel für die dynamische Bestimmung der Wirbelrandzone ist die zonal gemittelte Vorticity-Verteilung entlang der äquivalenten Breite der Nordhemisphäre in Abb.2.5.a für den 1. Januar 1993 dargestellt (nach Nash *et al.*, 1996). Die äquivalente Breite einer PV-Isolinie entspricht der geographischen Breite eines Kreises, der eine Fläche um den Pol umschließt, welche genauso groß ist wie die Fläche, die von einer PV-Isolinie umgeben

wird. Durch Verwendung dieser äquivalenten Koordinaten lassen sich Aussagen treffen, die unabhängig von einer Verschiebung des Polarwirbels vom Pol sind.

Die polaren Luftmassen haben, bedingt durch den Polarwirbel, eine deutlich höhere potentielle Vorticity als die Luftmassen der mittleren und niedrigen Breiten. Der Gradient der potentiellen Vorticity ist in Abb.2.5.b gezeigt. Es ist zu erkennen, dass die maximalen Werte des PV-Gradienten im Bereich des Wirbelrandes zu finden sind, der hier durch gestrichelte bzw. gepunktete Linien bei etwa 67° äquivalenter Breite gekennzeichnet ist. Es ist so möglich, den Wirbelrand über den Gradienten der potentiellen Vorticity zu definieren.

Abb.2.5: Potentielle Vorticity nach Ertel (EPV) [a], Gradient der EPV [b], gemittelte Windgeschwindigkeit entlang der EPV Isolinien [c]. Alle Parameter jeweils aufgetragen gegen die äquivalente Breite auf der 450 K Isentrope am 1.Jan.1993. Die gestrichelte Linie markiert den berechneten Wirbelrand, die gepunktete Linie die Randzone. (Nash et al., 1996)



Näherungsweise läßt sich der Wirbelrand auch über das Windmaximum bestimmen, wie in Abb.2.5.c dargestellt ist. Hierbei ist jedoch die Definition der Randzone deutlich schwieriger, da die meridionale Verteilung des zonal gemittelten Windes in ihrem Maximum sehr breit ist.

Im Rahmen dieser Arbeit wird die Wirbelrandzone auf den einzelnen isentropen Flächen jeweils anhand von höhenabhängigen PV-Werten identifiziert, die z.B. auf der 475 K Fläche 36 PVU und auf der 550 K Fläche 72 PVU entsprechen (Schulz, 2000).

2.3 Unterschiede nord- und südhemisphärischer Polarwirbel

Die Entstehung und Entwicklung des antarktischen Ozonlochs wurde im ersten Kapitel eingehend behandelt. Auch in der Arktis wird in manchen Jahren polarer Ozonabbau beobachtet, jedoch ist hier aufgrund der stärkeren dynamischen Aktivität in der Nordhemisphäre die jährliche Variabilität sehr viel größer. Der Unterschied zwischen nord- und südhemisphärischer Dynamik soll hier beschrieben werden.

In der Südhemisphäre kann sich der Polarwirbel ungestört entwickeln, die unter Abschnitt 2.1 beschriebenen Mechanismen laufen weitgehend unbeeinflusst ab. Form und Strömungsmuster des antarktischen Polarwirbels sind daher meistens stabil und werden nicht durch verstärkte Wellenaktivität in der Stratosphäre beeinträchtigt, der gesamte Wirbel ist zonal symmetrisch um den Pol verteilt. Diese typische Struktur des antarktischen Wirbels ist in Abb.2.6 zu erkennen.

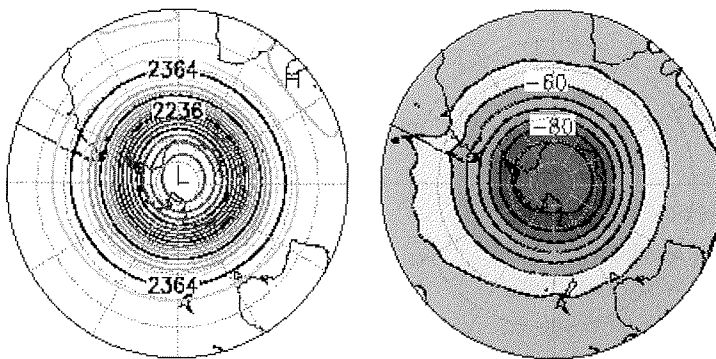


Abb.2.6: Südhemisphärisches Juli-Monatsmittel der geopotentiellen Höhe bei 30 hPa [in Dekametern, *links*] und der 30hPa-Temperatur [in °C, *rechts*], gemittelt aus NCEP/NCAR-Reanalysen über einen Zeitraum von 29 Jahren: 1968-1996 (aus: *Labitzke, 1999*). Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden.

Aufgrund dieser ungestörten Verhältnisse kann sich die Luft innerhalb des Wirbels sehr stark abkühlen. Der antarktische Polarwirbel weist daher in der Regel sehr tiefe Temperaturen auf, wobei die kritischen Temperaturen zur PSC-Partikelbildung in jedem Winter unterschritten werden. Den Isothermen in Abb.2.6 ist zu entnehmen, dass auch im langjährigen Monatsmittel ein Großteil des Polarwirbels Temperaturen unterhalb von -80°C aufweist bzw. sogar -85°C großflächig unterschritten werden.

Im Gegensatz dazu ist ein solch „kreisrunder“ Wirbel auf der Nordhalbkugel die Ausnahme. Zwar bildet sich auch über der Arktis durch Absinken und Strahlungskühlung ein Tiefdruckgebiet, dieses liegt jedoch im Mittel nicht zentral über dem Pol.

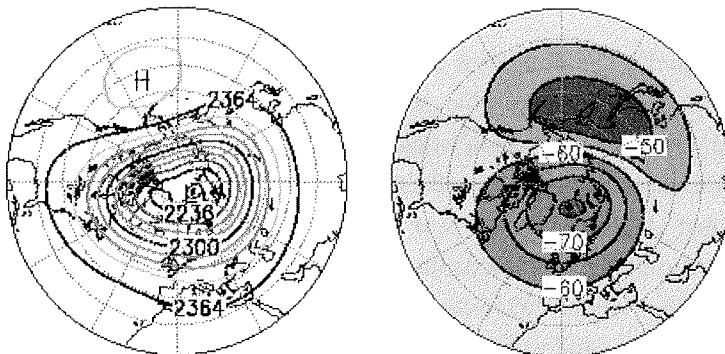


Abb.2.7: Nordhemisphärisches Januar-Monatsmittel der 30hPa-geopotentiellen Höhe [in Dekametern, *links*] und der 30hPa-Temperatur [in °C, *rechts*], gemittelt aus Analysen der FU Berlin über einen Zeitraum von 30 Jahren: Juli 1965- Juni 1995 (aus: *Labitzke, 1999*). Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden.

In den untersten Bereichen der Stratosphäre (100 hPa) ist das Kältegebiet umgeben von einem Wärmegürtel, der auf die winterlichen Strahlströme der oberen Troposphäre zurückzuführen ist. Die stärksten Strahlströme werden über dem Westpazifik angetroffen, wo sich dementsprechend die höchsten Temperaturen finden. Diese hohen Temperaturen sind die Ursache für das sogenannte Aläuten-Hoch in der nordhemisphärischen Stratosphäre. Dieses nach den Aläuten-Inseln im Nordpazifik benannte quasi-stationäre Hochdruckgebiet hat starke Auswirkungen auf die Dynamik der nördlichen Stratosphäre, da es eine Verschiebung des arktischen Polarwirbels in Richtung Europa verursacht. Als Folge davon liegt der Polarwirbel nicht mehr symmetrisch über dem Pol. Auch die Temperaturverteilung wird beeinflusst: Während das Aläuten-Hoch durch ein Wärmegebiet gekennzeichnet ist, ist das Kältegebiet des Polarwirbels nach Nordeuropa verschoben. Im Mittel liegt das Kältezentrum ebenso wie das Wirbelzentrum über Spitzbergen, wie in den Monatsmittelkarten von Abb.2.7 gezeigt wird.

Die Asymmetrie des arktischen Polarwirbels ist entscheidend für die gesamte Dynamik der Nordhemisphäre. Ein dem Aläuten-Hoch entsprechendes Hochdruckgebiet gibt es auf der Südhemisphäre nicht.

Aus dem Vergleich der Abbildungen 2.6 und 2.7 ist ersichtlich, dass der arktische Wirbel nicht so tief und kalt ist wie der antarktische Wirbel. Im Mittel werden in der Nordhemisphäre minimale Temperaturen von -75°C im Kältezentrum erreicht. In dieses Temperaturmittel fließen allerdings auch hohe Werte ein, die während sogenannter Stratosphärenenerwärmungen auftreten (s.Kap.2.5).

2.4 Planetarische Wellen

Während der antarktische Kontinent am Pol zentriert und ausschließlich von Wasser umgeben ist, weist die Topographie in der Nordhemisphäre eine andere Land-See-Verteilung auf. Die Nordpolarregion ist nicht nur von Atlantik und Pazifik, sondern auch von der eurasischen und der amerikanischen Landmasse umgeben. Aufgrund der unterschiedlichen Wärmekapazität von Wasser und Land kommt es bei dieser kontinentalen Verteilung zu Temperatur- und Druckunterschieden, die sich in der Atmosphäre in Form von planetarischen Wellen auswirken. Diese planetarischen Wellen breiten sich bis in die Stratosphäre aus, wo sie den Polarwirbel stören, so dass dieser instabil werden kann.

Die Transmission der oberen Atmosphäre nimmt mit der Wellenlänge zu, d.h. die obere Atmosphäre wirkt als Filter für kurze Wellen. Dadurch gelangen nur die planetarischen Wellen mit geringen Wellenzahlen in die Stratosphäre, während die durch barokline Instabilität und Topographie generierten kürzeren troposphärischen Wellen in Abhängigkeit von der vertikalen Verteilung des zonalen Windes reflektiert werden (Charney und Drazin, 1961). Folglich wird der Polarwirbel kaum durch Wellen mit höheren Wellenzahlen beeinflusst.

Die planetarischen Wellen in der Stratosphäre bewirken unter anderem, dass Luft aus den mittleren Breiten in das Polargebiet gelangt. Durch diesen Transport wärmerer Luftmassen wird der strahlungsbedingten Abkühlung des Polarwirbels entgegengewirkt. Wegen der orographischen Bedingungen ist die Aktivität der planetarischen Wellen in der Nordhemisphäre wesentlich größer als in der Südhemisphäre. Aufgrund der resultierenden Dynamik weist das Kältegebiet des arktischen Polarwirbels im Mittel nicht so tiefe Temperaturen auf wie das Kältegebiet des antarktischen Polarwirbels.

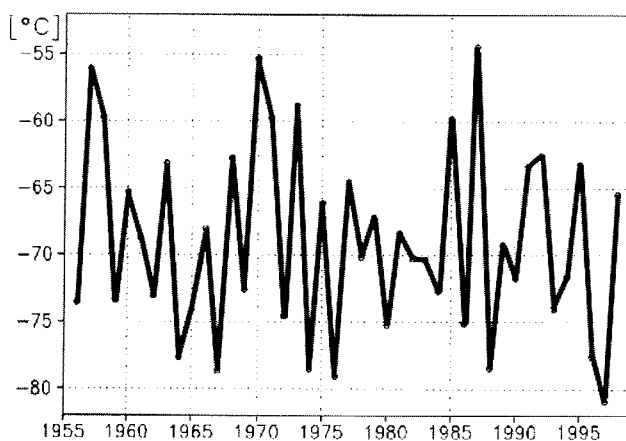


Abb.2.8: Zeitreihe der gemittelten 30hPa-Temperaturen im Januar und Februar am Nordpol in den Jahren 1956-1998 (aus Labitzke, 1999).

Die für die Entstehung von polaren Stratosphärenwolken notwendigen tiefen Temperaturen werden in der Arktis in manchen Wintern nur sehr kurzfristig und räumlich sehr begrenzt unterschritten (*Pawson et al., 1995*). Es ist zudem eine hohe Variabilität zwischen den einzelnen Wintern festzustellen, was anhand der gemittelten Nordpol-Temperaturen auf der 30 hPa Druckfläche zu sehen ist, die für Januar und Februar der Jahre 1956-1998 in Abb.2.8 dargestellt ist (aus *Labitzke, 1999*). Die große Variabilität ist vor allem auf plötzliche Stratosphärenerwärmungen zurückzuführen.

2.5 Stratosphärenerwärmungen

1952 von Richard Scherhag anhand hochreichender Radiosondenaufstiege entdeckt und seither auch als "Berliner Phänomen" bekannt, treten plötzliche Stratosphärenerwärmungen nahezu in jedem nordhemisphärischen Winter auf, im südhemisphärischen Winter nur sehr bedingt. Die Ursachen der Stratosphärenerwärmungen sind Zirkulationsstörungen durch planetarische Wellen. Diese werden unter anderem an den großen Gebirgszügen der Nordhemisphäre angeregt und breiten sich durch die Troposphäre bis in die Stratosphäre aus. Dort haben sie aufgrund der abnehmenden Luftdichte deutlich größere Amplituden. Lokale Instabilitäten führen zur Dissipation der Wellenenergie (*McIntyre und Palmer, 1983*), welche die Erwärmung der Stratosphäre zur Folge hat. Man unterscheidet in Abhängigkeit vom Ausmaß des Temperaturanstiegs und der Stabilität des Polarwirbels verschiedene Arten von Stratosphärenerwärmungen:

(a) „Minor Warmings“

Die kleinen Erwärmungen (engl.: *minor warmings*) sind durch einen plötzlichen Temperaturanstieg von mindestens 25 K innerhalb einer Woche in einer beliebigen stratosphärischen Schicht in einem beliebigen Gebiet der Winterhemisphäre gekennzeichnet. Auch diese kleinen Erwärmungen können sehr intensiv sein und den Temperaturgradienten umkehren, sie resultieren jedoch nicht in einer Zirkulationsumstellung bei 10 hPa oder darunter. Solche *minor warmings* treten in unterschiedlicher Stärke beinahe jeden nordhemisphärischen Winter auf, mitunter sogar mehrmals während eines Winters. Auch in der Südhemisphäre werden, wenn auch selten, *Minor Warmings* während des Winters beobachtet.

(b) „Canadian Warmings“

In der Nordhemisphäre gibt es zusätzlich eine spezielle Form der Stratosphärenerwärmung, die als kanadische Erwärmung (engl.: *canadian warming*) bezeichnet wird. Diese kanadischen Erwärmungen treten häufig im frühen Winter auf und

entstehen durch eine Verstärkung des Aläuten-Hochs, welches dabei polwärts verschoben wird. Dabei können sowohl der Temperaturgradient als auch vorübergehend die Windrichtung umgekehrt werden, aber der Polarwirbel bricht nicht zusammen.

(c) „Major Midwinter Warmings“

Die großen winterlichen Erwärmungen (engl.: *major midwinter warming*) sind neben der Erwärmung des Polargebiets und der entsprechenden Umkehr des Temperaturgradienten zwischen 60° und 90° geographischer Breite in oder unter dem 10hPa-Niveau auch durch einen Zusammenbruch des Polarwirbels charakterisiert. Der Zusammenbruch des Wirbels ist dadurch definiert, dass eine Zirkulationsumstellung von West- auf Ostwind zwischen 60° und 90° geographischer Breite im 10hPa-Niveau auftritt. Das Zentrum des Polarwirbels liegt dann entsprechend südlich des 65. bis 60. Breitenkreises, der Wirbel selbst kann dabei verschoben oder geteilt sein. Im Anschluß an die Erwärmung stellt sich der Polarwirbel wieder her. Über der Arktis ereignen sich große winterliche Erwärmungen maximal einmal im Winter, für gewöhnlich im Januar oder Februar. Über der Antarktis treten solche großen Stratosphärenenerwärmungen nicht auf, weil der südhemisphärische Wirbel sehr viel kälter und stabiler ist.

(d) „Final Warmings“

Im Frühjahr erfolgt die Umstellung von der winterlichen Westwindzirkulation zur sommerlichen Ostwindzirkulation im Zusammenhang mit der finalen Erwärmung (engl.: *final warming*). Die Charakteristika entsprechen in der Nordhemisphäre denen einer großen Erwärmung, nur dass sich der Polarwirbel nach seinem Zusammenbruch nicht regeneriert. Je nach dem Zeitpunkt ihres Auftretens spricht man von frühen und späten finalen Erwärmungen (engl.: *early final warming*, *late final warming*).

Die Umstellung der Winter- auf die Sommerzirkulation, also der Zeitpunkt des *final warming*, findet in der Südhemisphäre gegenüber der Nordhemisphäre im Mittel etwa zwei Monate später statt. Während der nordhemisphärische Polarwirbel oftmals schon im März zusammenbricht, bleibt der antarktische Wirbel meistens bis Ende Oktober stabil und auch kalt (*Labitzke, 1999*) und ermöglicht so eine längere Periode zum Ozonabbau.

Kapitel 3

Stratosphärische Aerosole

Polare Stratosphärenwolken (PSCs) spielen eine entscheidende Rolle für den polaren Ozonabbau. Sie bestehen aus flüssigen und/oder festen Aerosolpartikeln im Mikrometerbereich, welche sich aus Schwefelsäure (H_2SO_4), Salpetersäure (HNO_3) und Wasser (H_2O) zusammensetzen. Sie entstehen im niedrigen Temperaturbereich des stratosphärischen Polarwirbels, wobei sich die unterschiedlichen Wolkenpartikel in Abhängigkeit von den meteorologischen Bedingungen durch Kondensation oder Gefrieren bilden. In diesem Kapitel wird die Entstehung und Beschaffenheit von stratosphärischen Aerosolpartikeln im allgemeinen und PSC-Partikeln im besonderen beschrieben. Es wird auf die Unterschiede der verschiedenen stratosphärischen Wolkenpartikel eingegangen, sowie auf die wichtige Rolle sedimentierender Partikel für den Spurengashaushalt der Stratosphäre und die Chloraktivierung. Vorangestellt ist eine Zusammenfassung der wesentlichen Mechanismen zur Aerosolbildung.

3.1 Entstehung von Aerosolen

Ein Aerosol ist eine stabile Suspension fester und/oder flüssiger Partikel in Luft. Die Abmessungen atmosphärischer Aerosolpartikel liegt in der Größenordnung einiger 10^{-9} m bis zu einigen 10^{-6} m. Während in der Troposphäre Aerosolpartikel von der Erdoberfläche aufgewirbelt werden können (Staubpartikel, Seesalzaerosol), bilden sich Aerosole in der Stratosphäre ausschließlich durch Nukleation und Kondensation. Die wichtigste Senke für stratosphärische Aerosole ist die Sedimentation.

3.1.1 Aerosolentstehung durch Nukleation

Als Nukleation bezeichnet man die Kondensation eines flüssigen Aerosolpartikels aus der Gasphase. Damit Nukleation einsetzt, muß Übersättigung herrschen, d.h. der Partialdruck des Gases p^{vap} muß größer als der Sättigungsdampfdruck p^∞ sein. Das Verhältnis $S = p^{vap}/p^\infty$ wird Sättigungsverhältnis genannt, bei $S > 1$ herrscht Übersättigung.

Man unterscheidet zwischen der homogenen und der für stratosphärische Prozesse wichtigen heterogenen Nukleation.

Als homogene Nukleation bezeichnet man die Kondensation eines reinen Gases in reiner Luft. Hierfür sind sehr hohe Übersättigungen notwendig, die in der Atmosphäre kaum auftreten. Bei der Entstehung stratosphärischer Aerosole spielt daher die homogene Kondensation aus der Gasphase nur unter extremen Bedingungen eine Rolle, etwa bei sehr tiefen Temperaturen oder hohen Spurengaskonzentrationen (*Hamill et al., 1982*).

Bei der heterogenen Nukleation erlaubt die Gegenwart von Nukleationskeimen die Kondensation auch schon bei geringen Übersättigungen. Als Kondensationskeime für das stratosphärische Hintergrundaerosol (vgl. Kap.3.2) dienen Mikrometeore und Ionencluster (*Arnold, 1980*). Bei der Entstehung der PSC-Partikel stehen dann die Hintergrundaerosole ihrerseits als Nukleationskeime zur Verfügung.

Im Zusammenhang mit polaren Stratosphärenwolken spielt neben der Kondensation aus der Gasphase auch das Gefrieren der flüssigen Phase eine wichtige Rolle. Auch beim Gefrierprozeß kann man zwischen rein homogenem Gefrieren eines Tröpfchens und heterogenem Gefrieren an einem Gefrierkeim unterscheiden. Auf die Bedeutung des Gefrierprozesses in Bezug auf die polaren Stratosphärenwolken wird in Abschnitt 3.4.1 genauer eingegangen.

3.1.2 Aerosolwachstum durch Kondensation

Wenn durch Nukleation kleine Partikel entstanden sind, wachsen diese durch Kondensation weiter an, sobald der sogenannte kritische Radius r^* überschritten ist, der durch

$$r^* = \frac{2\sigma m}{\rho k T \ln(S)} \quad [\text{Gl.3.1}]$$

gegeben ist. Dabei sind S das Sättigungsverhältnis, T die Temperatur, σ die Oberflächenspannung, k die Boltzmann-Konstante, m die Masse und ρ die Dichte. Durch Berücksichtigung der Oberflächenspannung fließt hier die Tatsache ein, dass der Dampfdruck über einer stark gekrümmten Fläche höher ist als über einer weniger stark gekrümmten Fläche (Kelvin-Effekt). Wird der kritische Radius nicht erreicht, verdunstet das Teilchen wieder.

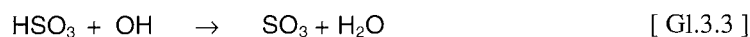
3.1.3 Sedimentation von stratosphärischem Aerosol

Abgesehen von der Verdunstung bildet die Sedimentation einen wichtigen Mechanismus für den Teilchenverlust in der Stratosphäre. Die Sedimentationsgeschwindigkeit der Aerosole ist proportional zur Dichte des Partikels und zum Quadrat des Partikelradius. In einer Höhe von 20 km können Aerosolpartikel mit Radien $r = 0.5 \mu\text{m}$ etwa 10 m am Tag absinken (*Kasten, 1968*). Das ist von großer Bedeutung im Zusammenhang mit den zehnmal größeren Partikeln der PSC Typen II und I a, die durch Sedimentation bei vorheriger Anlagerung von HNO_3 bestimmte Höhenbereiche der Stratosphäre effektiv denitrifizieren oder dehydrieren, worauf in Kapitel 3.5 eingegangen wird.

3.2 Stratosphärisches Hintergrundaerosol (Junge-Schicht)

Bereits Anfang der 60er Jahre wurde ein die Erde global umspannender stratosphärischer Aerosolschleier zwischen 15 und 25 km Höhe entdeckt (*Junge et al., 1961*), der nach seinem Entdecker auch als Junge-Schicht bezeichnet wird. Dieses stratosphärische Hintergrundaerosol besteht aus Tröpfchen verdünnter Schwefelsäure (*Junge und Manson, 1961*), die ein Oxidationsprodukt natürlicher, schwefelhaltiger Substanzen aus vulkanischen und biogenen Emissionen ist.

Als Quelle für die Aerosolschicht kommen nur langlebige schwefelhaltige Gase troposphärischen Ursprungs in Frage, die nicht schon durch Niederschlag in der Troposphäre ausgewaschen werden. In den Zeiten geringer vulkanischer Aktivität ist das chemisch inerte und schlecht wasserlösliche Carbonylsulfid (OCS) aus biologischen Prozessen sowie aus der Biomassenverbrennung die wichtigste Quelle. Wenn das OCS die Stratosphäre erreicht, wird es photochemisch in Schwefeldioxid SO_2 überführt, welches unter Beteiligung des Hydroxylradikals OH entsprechend der Reaktionen [Gl.3.2] bis [Gl.3.5] zu Schwefelsäure H_2SO_4 reagiert:



Das Oxidationsprodukt Schwefelsäure kondensiert innerhalb weniger Wochen mit Wasser und bildet so das stratosphärische Hintergrund-Aerosol aus H_2SO_4 und H_2O (*Turco, 1985*).

Die Höhenverteilung des Hintergrundaerosols ist abhängig vom Teilchenradius. Das maximale Mischungsverhältnis der großen Teilchen liegt etwa 7 bis 10 km über der Tropopause. Dementsprechend findet man die stratosphärische Hintergrundaerosolschicht in den polaren Breiten bei etwa 16 bis 19 km Höhe.

3.3 Vulkanaerosol

Das Hintergrundaerosol wird nach hochreichenden Vulkaneruptionen durch den Eintrag vulkanischen Schwefeldioxids angereichert, welches ebenfalls die Reaktionen [Gl.3.2] bis [Gl.3.5] durchläuft. Starke Vulkaneruptionen sind damit die zweite bedeutende Aerosolquelle in der Stratosphäre.

Nach großen Vulkaneruptionen wie der des El Chichón (1982) oder des Pinatubo (1991) ist ein deutlicher Anstieg der globalen stratosphärischen optischen Dicke, d.h. der stratosphärischen Aerosolmenge, zu beobachten (*Sato et al., 1993*). Dadurch wird einerseits der Strahlungshaushalt beeinflusst und andererseits die chemische Zusammensetzung der Stratosphäre verändert.

Der höhere stratosphärische Aerosolgehalt führt aufgrund verstärkter Absorption zu einer Erwärmung, die in manchen Teilen der Stratosphäre bis zu 3.5 K betragen kann (*Labitzke und McCormick, 1992*). Die zusätzliche Oberfläche des vulkanischen Aerosols bewirkt Ozonverlust durch heterogene chemische Reaktionen auch in den mittleren Breiten (*Hofman und Solomon, 1989; Ansmann et al., 1996; Solomon et al., 1998*).

Vulkanaerosole werden durch Sedimentation aus der Stratosphäre entfernt. Hierbei lassen sich Zeitkonstanten beobachten, die vom Ausmaß der Eruptionswolke bzw. der Menge des in die Stratosphäre injizierten Materials abhängig sind und typischerweise in der Größenordnung von Monaten bzw. Jahren liegen (*Pinto et al., 1989*).

3.4 Polare Stratosphärenwolken

Die polaren Stratosphärenwolken haben im Zusammenhang mit dem Ozonloch während der letzten 25 Jahre eine besondere Bedeutung gewonnen. Dabei sind keineswegs die PSCs für die Ozonerstörung verantwortlich. Allein das Zusammenspiel dieses natürlichen Phänomens mit anthropogenen Emissionen führt zu Chloraktivierung und Ozonabbau. Ohne den anthropogenen Chlor-Eintrag in die Atmosphäre haben die polaren Stratosphärenwolken keinen Einfluß auf die Ozonschicht.

Polare Stratosphärenwolken wurden schon 1870 über Skandinavien beobachtet und damals aufgrund ihrer irrisierenden Farben als Perlmutterwolken bezeichnet (*Stanford und Davies, 1974*). Bereits zu Beginn des 20. Jahrhunderts hat man mittels der Triangulationsmethode ihre Höhe recht genau bestimmen können (*Størmer, 1929*).

Seit Beginn der 80er Jahre wurde durch satellitengestützte Messungen der stratosphärischen Extinktion eine systematische Beobachtung der PSCs möglich (*McCormick et al., 1982*). Seit Ende der 80er Jahre wurden auch regelmäßige Messungen mit verschiedenen Lidar-Systemen durchgeführt, die wesentlich zur Charakterisierung der PSCs beigetragen haben. Das Prinzip des Lidar-Meßverfahrens wird in Kapitel 4 vorgestellt.

Wie sich schon bei den Satellitenbeobachtungen herausstellte, ergab sich eine umgekehrte Proportionalität zwischen der stratosphärischen Temperatur und dem Auftreten polarer Stratosphärenwolken. Bei Temperaturen oberhalb von 196 K lag die Wahrscheinlichkeit für die Beobachtung von PSCs bei 10%, sie erhöhte sich auf 45% bei Temperaturen zwischen 193 K und 185 K. Unterhalb von 185 K lag die Wahrscheinlichkeit, ein PSC-Ereignis zu beobachten, bei mehr als 90% (*McCormick et al., 1982*). Da der Eisgefrierpunkt vom Luftdruck abhängig ist, liegt er in der Stratosphäre deutlich unter 273.15 K (0°C). Die Koexistenztemperatur für Wassereis in der Stratosphäre im Temperaturbereich von 170 bis 250 K läßt sich parametrisieren:

$$T_{EIS} = \frac{A}{\ln\left\{\frac{p_{H_2O}}{1Pa}\right\} - B} \quad [\text{Gl.3.6}]$$

mit dem Wasserdampfpartialdruck p_{H_2O} , $A = -6132.9 \text{ K} \pm 1.8 \text{ K}$ und $B = 28.868 \pm 0.025$ (nach *Wedekind, 1997*, abgeleitet aus *Marti und Mauersberger, 1993*). Der Eisgefrierpunkt liegt damit in einer Höhe von 30 hPa ($\sim 23 \text{ km}$) bei etwa 185 K. Die Messungen zeigten also, dass PSCs auch oberhalb des Gefrierpunktes von Wasser existieren, und daher keine reinen Wassereiswolken sein konnten.

Die PSC-Beobachtungen ließen zunächst eine grobe Einteilung zu, die sich nach dem Eisgefrierpunkt richtete. Es wurde zwischen PSCs vom Typ I, die oberhalb des Eisgefrierpunktes beobachtet wurden, und PSCs vom Typ II, die unterhalb des Eisgefrierpunktes auftraten, unterschieden. Mit Hilfe von Lidarmessungen konnte später eine wesentlich feinere Einteilung vorgenommen werden, die in Kapitel 4.5 dargelegt wird. Im folgenden Abschnitt werden zunächst die mikrophysikalischen Eigenschaften und Entstehungsbedingungen der verschiedenen PSC-Partikel erläutert.

3.4.1 Entstehung verschiedener PSC-Partikel

In theoretischen Arbeiten wurde die Hypothese aufgestellt, dass sich bei Temperaturen unterhalb von 200 K durch heteromolekulare Kondensation von Salpetersäure und Wasser Salpetersäuretrihydrat (engl: *nitric acid trihydrate*, NAT) bildet (*Crutzen und Arnold, 1986; Toon et al., 1986*). Wenig später ergaben Laboruntersuchungen, dass sich NAT tatsächlich unterhalb von 195 K bilden kann und unter stratosphärischen Bedingungen stabil ist (*Hanson und Mauersberger, 1988*). Daraus ließ sich eine empirische Formel zur Parametrisierung der Temperatur ableiten, bei der NAT kondensiert. Diese NAT-Existenztemperatur (T_{NAT}) läßt sich beschreiben durch:

$$\begin{aligned} \frac{T_{\text{NAT}}}{1\text{K}} = & - \left[108.3 - 2.784 \ln \left\{ \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{1\text{Pa}} \right\} - \ln \left\{ \frac{p_{\text{HNO}_3}}{1\text{Pa}} \right\} \right] / \left[5.088 \cdot 10^{-2} - 1.76 \cdot 10^{-3} \ln \left\{ \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{1\text{Pa}} \right\} \right] \\ & + \left[\left[108.3 - 2.784 \ln \left\{ \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{1\text{Pa}} \right\} - \ln \left\{ \frac{p_{\text{HNO}_3}}{1\text{Pa}} \right\} \right] / \left[5.088 \cdot 10^{-2} - 1.76 \cdot 10^{-3} \ln \left\{ \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{1\text{Pa}} \right\} \right] \right]^2 \\ & + \left[26242 / \left[2.544 \cdot 10^{-2} - 8.8 \cdot 10^{-4} \ln \left\{ \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{1\text{Pa}} \right\} \right] \right]^{\frac{1}{2}} \quad [\text{Gl.3.7}] \end{aligned}$$

(*Hanson und Mauersberger, 1988*), mit dem Wasserdampfpartialdruck $p_{\text{H}_2\text{O}}$ und dem Salpetersäurepartialdruck p_{HNO_3} . Diese Abhängigkeit von den Partialdrücken des Wasserdampfes H_2O und der Salpetersäure HNO_3 ist im Rahmen dieser Arbeit von großer Bedeutung (Kapitel 7).

Die NAT-Existenztemperatur liegt etwa 5 bis 7 K höher als der Eisgefrierpunkt, so dass sich die Satellitenbeobachtungen von PSC-Ereignissen, die oberhalb des Eisgefrierpunktes auftreten, durch die stabile Existenz von NAT-Partikeln erklären lassen. Inzwischen konnte anhand von ballongetragenen *in-situ* Messungen die Existenz fester NAT-Partikel in PSCs nachgewiesen werden (*Voigt et al., 2000*). Unklarheit herrscht jedoch weiterhin über den Entstehungsprozeß der Partikel.

Es gab verschiedene Theorien über die tatsächliche Bildung der PSC-Partikel. So ging man lange Zeit davon aus, dass das Hintergrundaerosol bei etwa 195 K gefriert und dann als Kondensationskeim für NAT dient. Problematisch ist dabei allerdings, dass das Gefrieren des Schwefelsäure-Aerosols eine Voraussetzung für den NAT-Bildungsprozeß wäre, jedoch die Existenz fester Schwefelsäure-Aerosole bis heute nicht nachgewiesen wurde.

Akzeptiert ist zum jetzigen Zeitpunkt ein anderer Mechanismus zur Bildung von PSC-Partikeln, der schematisch in den Abbildungen 3.1 bis 3.3 dargestellt ist. Dieser Bildungsmechanismus vereint die Möglichkeit von NAT-Partikelbildung und der Existenz flüssiger PSC-Partikel, die aus ternären $[H_2O/HNO_3/H_2SO_4]$ -Lösungen bestehen. Dabei geht man davon aus, dass es bei Abkühlung zu einer Aufnahme von Wasser in die Hintergrund-Aerosoltröpfchen kommt. Allerdings ist die reine Wasseraufnahme nicht effektiv genug, um dadurch die Bildung von PSCs erklären zu können. Es bedarf dazu vielmehr auch der Aufnahme von Salpetersäure (HNO_3), wie in Abb.3.1 angedeutet ist. Die Teilchen bleiben dabei flüssig. Bei abnehmender Temperatur nehmen die Tröpfchen des Hintergrundaerosols kontinuierlich Wasser und Salpetersäure auf, so dass sich aus den binären H_2O/H_2SO_4 -Tropfen eine unterkühlte ternäre Lösung aus Wasser, Salpetersäure und Schwefelsäure $[H_2O/HNO_3/H_2SO_4]$ (engl.: *supercooled ternary solution*, STS) bildet, die nur noch weniger als 5% H_2SO_4 enthält (Tabazadeh et al., 1994, Carslaw et al., 1994). Die Tropfen wachsen bei einer Temperatur T_{STS} , die etwa 2-3 K über dem Eisgefrierpunkt liegt, sehr stark an (Koop und Carslaw, 1996), und können mit dem Lidar nachgewiesen werden. PSCs aus flüssigen STS-Tröpfchen werden als PSC Typ I b bezeichnet.

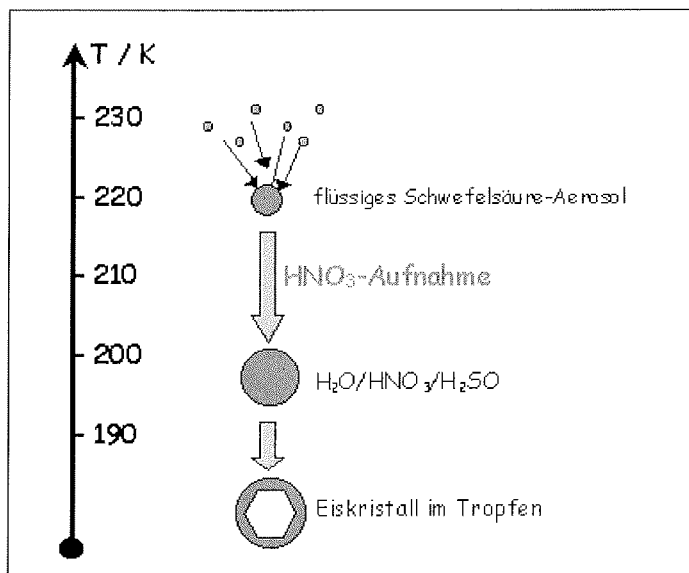


Abb.3.1: Bildung von PSC-Partikeln. Bei Temperaturabnahme kommt es zur Aufnahme von HNO_3 in die flüssige Phase und bei noch tieferen Temperaturen zur Entstehung von Eiskristallen in den Tröpfchen (nach Peter et al., 1999).

Feste NAT-Partikel können bis zu einer Temperatur T_{NAT} existieren, jedoch ist ihre Entstehung an deutlich tiefere Temperaturen gebunden. Wie beschrieben wachsen große STS-Tröpfchen heran. Bei Temperaturen unterhalb des Eisgefrierpunktes kann es zur Entstehung von Eiskristallen in den Tröpfchen kommen, wobei der Eiskeim von der übrigbleibenden Schwefel- und Salpetersäure in flüssiger oder fester Form überzogen wird (Peter et al., 1999).

Die weitere Entwicklung des Partikels ist maßgeblich von der Größe des Eiskeims abhängig, der die weitere Kondensation von HNO_3 aus der Gasphase ermöglichen kann. Wenn der Eiskeim so klein bleibt, dass er vollständig mit Flüssigkeit benetzt ist, kann er nicht als Nukleationskeim für die NAT-Kondensation dienen. Das Tröpfchen ist wieder vollständig flüssig, sobald die Temperatur oberhalb des Eisgefrierpunktes liegt. Ist der Eiskeim jedoch so groß, dass er mit der umgebenden Luft in Berührung gelangt, kann er als Nukleationskeim für die Depositionsnukleation von NAT dienen (Koop et al., 1997) und es entsteht ein festes NAT-Teilchen. Die Zahl der festen Partikel, die durch Gefrieren gebildet werden, hängt dabei von der Abkühlrate ab, mit der die Temperatur unter den Eisgefrierpunkt fällt (Tabazadeh et al., 1997).

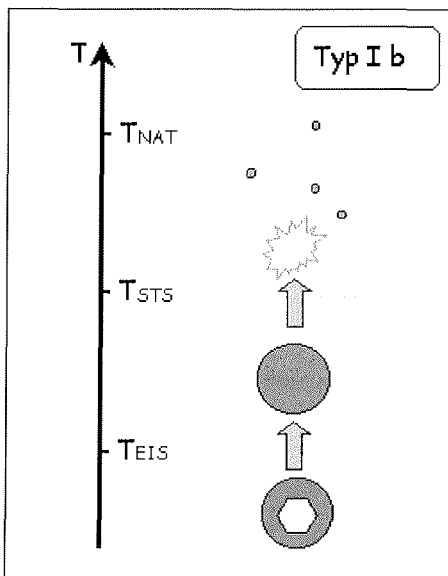


Abb.3.2: Der Eiskeim ist noch mit Flüssigkeit überzogen. Er kann nicht als Kondensationskeim für NAT dienen, das Tröpfchen wird oberhalb von T_{EIS} wieder vollständig flüssig und verdampft oberhalb von T_{STS} .

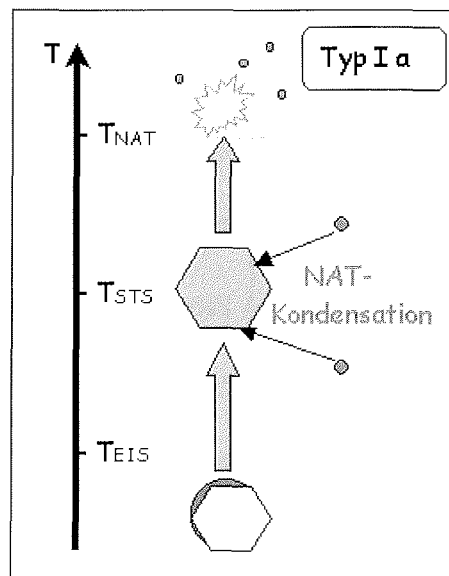


Abb.3.3: Der Eiskeim gelangt in Kontakt mit der umgebenden Luft, es kann NAT aus der Gasphase auffrieren. Oberhalb von T_{EIS} ist das Teilchen ein festes NAT-Partikel, oberhalb von T_{NAT} verdampft es.

Die verschiedenen Wege der Partikelentwicklung sind in den Abbildungen 3.1 bis 3.3 dargestellt. Unterhalb von T_{STS} bilden sich zunächst große STS-Tröpfchen. Bei abnehmender Temperatur bildet sich in Abhängigkeit von der Abkühlrate unterhalb des Eisgefrierpunktes T_{EIS} im Tropfen ein Eiskeim (Abb.3.1).

In Abhängigkeit von der Größe des Eiskeims entwickeln sich die Partikel bei ansteigender Temperatur unterschiedlich. Ist der Eiskeim von Flüssigkeit umgeben, bleibt er bei ansteigender Temperatur flüssig und verdampft bei T_{STS} (Abb.3.2). Es handelt sich dabei um die flüssigen Partikel des PSC Typ I b. Ist der Eiskeim groß genug, um mit der Umgebungsluft in Kontakt zu kommen, friert NAT aus der Gasphase auf. Das Partikel wird als festes NAT-Teilchen bezeichnet und verdampft oberhalb von T_{NAT} (Abb.3.3). Diese festen NAT-Partikel bilden den PSC-Typ I a.

Zur Entstehung fester Partikel sind also immer Temperaturen unter dem Eisgefrierpunkt T_{EIS} notwendig. Während solche Temperaturen in der Antarktis in jedem Winter großräumig erreicht werden, treten sie in der Arktis bisher kaum synoptisch auf. Hier wird der Eisgefrierpunkt zumeist nur mesoskalig unterschritten, was in Kapitel 8 ausführlich behandelt wird. Es werden aber durchaus alle erwähnten Partikel in der Arktis beobachtet.

Da also PSCs oberhalb des Eisgefrierpunktes aus festen NAT-Partikeln und/oder aus flüssigen STS-Tröpfchen bestehen können, ist eine Unterteilung der PSC Typ I möglich. Die PSC-Klassifizierung in Typ I a und Typ I b beruhte ursprünglich auf Lidarbeobachtungen (*Browell et al., 1990*) und wird in Kapitel 4.5 aufgegriffen.

Mikrophysikalisch weniger kompliziert ist die Bildung des optisch dichten PSC Typs II, der dadurch entsteht, dass sich unterhalb des Eisgefrierpunktes T_{EIS} Wassereiskristalle bilden.

Bevor im nächsten Abschnitt genauer auf die Auswirkungen der verschiedenen PSC-Partikel eingegangen wird, seien hier nochmals die Mechanismen zur Entstehung der verschiedenen PSC-Partikel zusammengefaßt:

- Bei niedrigen Temperaturen unter etwa 200 K beginnen die flüssigen H_2SO_4 -Tröpfchen des Hintergrundaerosols Wasser und HNO_3 aufzunehmen, wachsen dadurch unterhalb von T_{STS} massiv an und sind als **PSC Typ I b** mit dem Lidar detektierbar.
- Bei weiterer Temperaturabnahme bilden sich Eiskristalle im Tröpfchen, die bei ausreichender Größe des Eiskeims zum vollständigen Durchfrieren führen können. Durch Auffrieren von NAT aus der Gasphase entstehen feste NAT-Partikel, die bei Temperaturen unterhalb von T_{NAT} existieren und mit dem Lidar als **PSC Typ I a** gemessen werden.

- Bei geringer Größe des Eiskeims sind die Tröpfchen oberhalb des Eisgefrierpunktes wieder komplett flüssig und existieren unterhalb von T_{STS} als **PSC Typ I b**. Wenn die Temperaturverhältnisse entsprechend sind, können durch Wachstum von Eiskeimen in den Partikeln auch **Mischungen der PSC Typen I a und b** entstehen.
- Unterhalb des Eisgefrierpunktes T_{EIS} können Wassereiskristalle entstehen und so den optisch dichten **PSC Typ II** bilden.

Die beschriebenen Partikel der verschiedenen PSC-Typen bieten unterschiedliche Voraussetzungen für die Chloraktivierung, worauf im folgenden Abschnitt eingegangen wird.

3.5 Auswirkungen unterschiedlicher PSC-Partikel

Die verschiedenen PSC-Partikel haben unterschiedliche Auswirkungen auf die chemische Zusammensetzung der Stratosphäre. Einerseits bieten sie der Umgebung sehr unterschiedliche Oberflächen für chemische Reaktionen an, andererseits bewirkt die Sedimentation großer Partikel eine Umschichtung von Spurengasen wie HNO_3 und H_2O . Die Reaktionsraten der heterogenen Chloraktivierung sind unterschiedlich auf flüssigen bzw. festen Salpetersäurehydraten (*Ravishankara und Hanson, 1996*). Modellstudien haben allerdings ergeben, dass diese Unterschiede in der Reaktivität nur einen kleinen Effekt auf die Gesamtrate der Chloraktivierung und der folgenden Ozonzerstörung im Laufe eines arktischen Winters haben (*Carslaw et al., 1997*). Wesentlich wichtiger ist der folgende Unterschied:

Die flüssigen PSC-Tröpfchen sind hauptsächlich für diejenigen chemischen Reaktionen der Chloraktivierung und Stickstoff-Deaktivierung verantwortlich, die durch die flüssige Phase katalysiert werden. Die festen Partikel dagegen können zu erheblichen Größen anwachsen und durch ihr Absinken die Stratosphäre denitrifizieren bzw. dehydrieren, und so den Ozonabbau verstärken (*Peter et al., 1999; Nedoluha et al., 2000*).

3.5.1 Denitrifizierung

Stickoxid-Verbindungen üben unter polaren Bedingungen eine Schutzfunktion für das Ozon aus, beispielsweise über die Reaktionen [Gl.1.12] und [Gl.1.13], die den Ozonabbau bremsen. Wenn die PSC-Teilchen so groß werden, dass sie aufgrund der Schwerkraft sedimentieren, entfernen sie dabei Stickoxid-Verbindungen aus der zurückbleibenden

Luft. Diese Denitrifizierung, also das irreversible Entfernen von stickstoffhaltigen Spezies aus der Stratosphäre, fördert den katalytischen Ozonabbau durch Halogene. In einer denitrifizierten Schicht kann besonders effektiv Ozon zerstört werden.

Die Denitrifizierung tritt charakteristisch im antarktischen Winter auf, wurde jedoch auch schon in der Arktis beobachtet (*Fahey et al., 1990; Sugita et al., 1998; Rex et al., 1999; Rinsland et al., 1999; Waibel et al., 1999; Santee et al., 2000*). Ursprünglich ging man davon aus, dass nur die großen PSC-Partikel des Typs II entsprechende Fallgeschwindigkeiten erreichen, um effektiv zu sedimentieren. An den Eispartikeln kann sich NAT anlagern (engl.: *NAT-coating*) (*Peter et al., 1994*), so dass bei der Sedimentation der Partikel Stickstoff aus der PSC-Schicht entfernt wird. Da in der Arktis für gewöhnlich die Temperaturen zu hoch sind, um eine längerfristige Eispartikel-Existenz zu ermöglichen, sind offenbar auch große Partikel vom PSC Typ I a für die arktische Denitrifizierung verantwortlich (*Fahey et al., 1990; Carslaw et al., 1999; Fahey et al., 2001*). Tatsächlich wurde in der Arktis auch bei Temperaturen über dem Eisgefrierpunkt Denitrifizierung beobachtet (*Sugita et al., 1998*).

Modellrechnungen ergaben, dass in einer Höhe von 15-20 km NAT-Partikel existieren können, die bei einer typischen HNO_3 -Konzentration von 10 ppbv sowie einer Kondensationskeimdichte von 10 cm^{-3} einen Durchmesser von etwa $0.5 \mu\text{m}$ haben. Diese könnten pro Tag nur etwa 10 m absinken (*Kasten, 1968*), wodurch ihre Sedimentationsgeschwindigkeit allerdings zu langsam wäre, um die beobachtete Denitrifizierung erklären zu können. Denkbar wäre es daher, dass durch selektives Partikelwachstum größere Partikel bei gleicher Massendeposition entstehen, die eine höhere Fallgeschwindigkeit haben, da sich die Sedimentationsrate proportional zum Quadrat des Radius eines Teilchens verhält (*Fahey et al., 1990; 2001*).

Beobachtungen der Stickstoffabnahme in der arktischen Stratosphäre zeigen in Kombination mit mikrophysikalischen Modellrechnungen, dass die Denitrifizierung wirklich durch große NAT-Partikel mit kleiner Anzahldichte zustande kommt (*Waibel et al., 1999*). Eine Messung der arktischen Denitrifizierung im Februar 1995 ist in Abb.3.4 (nach *Waibel et al., 1999*) dargestellt.

Es handelt sich um ballongetragene *in-situ* Messungen des gesamten reaktiven Stickstoffs $\text{NO}_y = \{ \text{NO}_x + \text{HNO}_3 + \text{ClONO}_2 + \text{N}_2\text{O}_5 + \text{HO}_2\text{NO}_2 \}$, die mit dem Instrument MIPAS-B (*MIPAS = Michelson Interferometer für Atmosphärische Sondierung*) durchgeführt wurden. Die schwarzen Quadrate zeigen die NO_y -Meßdaten des MIPAS-B Ballonflugs. Die weißen Quadrate stellen zum Vergleich einen ungestörten Fall ohne Denitrifizierung dar, gewonnen und aufbereitet aus simultanen Messungen von inertem N_2O . In der Graphik ist ein deutliches NO_y -Defizit zwischen 17 und 21 km abzulesen, während in den darunterliegenden Schichten eine NO_y -Anreicherung beobachtet wird. Hervorgehoben

wird diese Beobachtung auch im rechten Teil der Abbildung, wo nochmals die Abweichung ΔNO_y der Messungen voneinander gezeigt wird.

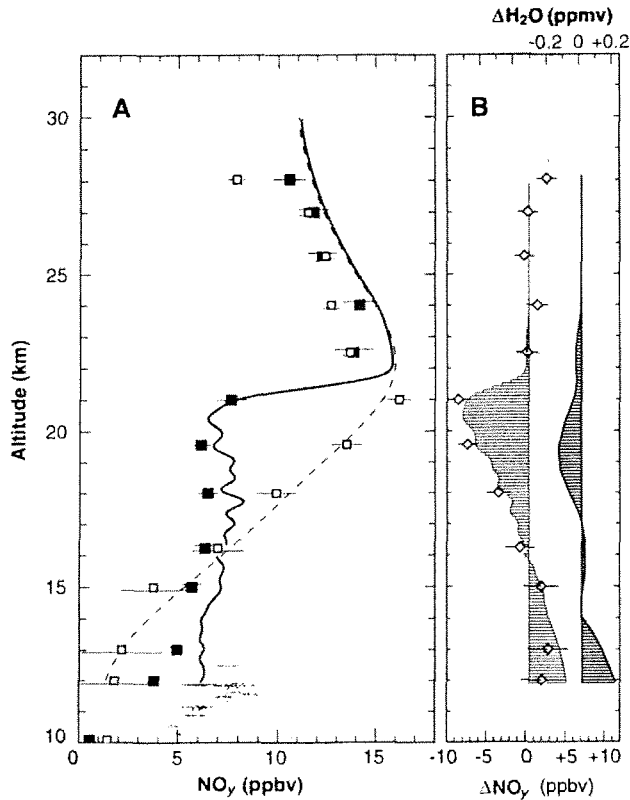


Abb.3.4: links: Messungen starker Umverteilung von NO_y Mitte Februar 1995 mit Denitrifizierung zwischen 17 und 21 km, sowie Anreicherung von NO_y unterhalb von 15 km. *schwarze Quadrate*: ballongetragene NO_y -Messungen mit MIPAS. *helle Quadrate*: aus N_2O -Messungen von MIPAS abgeleitete Werte für NO_y ohne Denitrifizierung. *schwarze Kurve*: vertikal hochauflösendes Modell zur Berechnung der Teilchensedimentation. *gestrichelte Kurve*: Modellszenario ohne Sedimentation.. rechts: Abweichungen ΔNO_y und $\Delta\text{H}_2\text{O}$ nach der vertikalen Umverteilung (nach: Waibel et al., 1999)

Zu diesen Denitrifizierungs-Messungen wurden auch verschiedene Modellrechnungen zur Sedimentation durchgeführt. Die gestrichelte Linie in Abb.3.4 beschreibt das NO_y -Profil eines Modellszenarios, bei dem nur das Absinken der Luft ohne zusätzliche Partikelsedimentation angenommen wurde. Es paßt sehr gut mit den Daten des nicht-denitrifizierten Wirbels zusammen. Die schwarze Linie hingegen zeigt den berechneten Effekt der Denitrifizierung, die aufgrund sedimentierender Eis- und NAT-Partikel eintritt.

Offensichtlich kann diese Modellannahme die beobachtete NO_y -Abnahme in den höheren Schichten und die Anreicherung von NO_y in den darunterliegenden Schichten sehr gut beschreiben.

Die Tatsache, dass nicht zwingend Temperaturen unterhalb des Eisgefrierpunktes vorliegen müssen, sondern unter gegebenen Umständen auch schon feste Partikel vom PSC Typ I a zur Denitrifizierung führen können, hat bedeutende Folgen für den Ozonabbau in der Arktis.

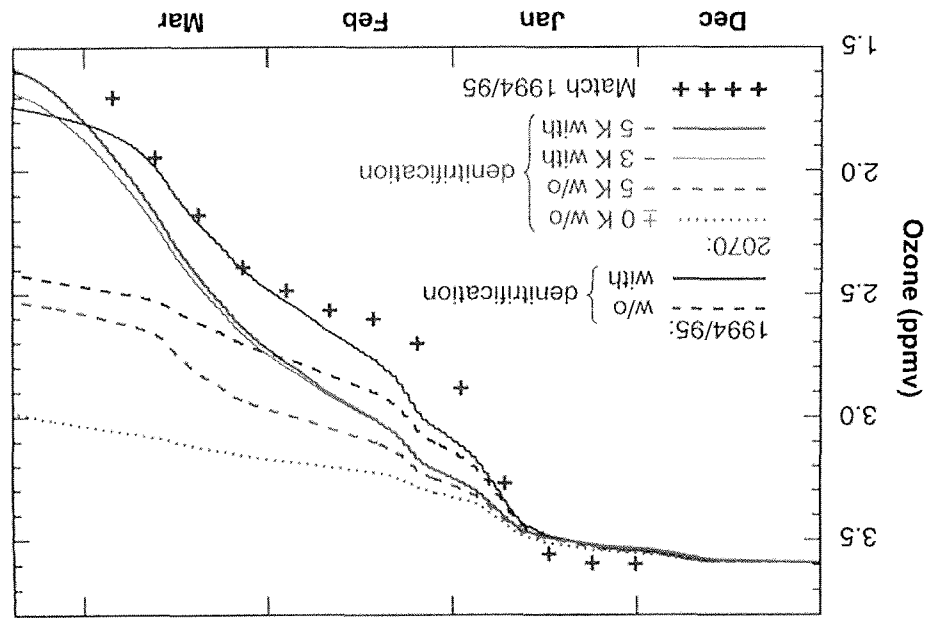
Wie in Kapitel 10.5 erläutert wird, rechnet man aufgrund der zunehmenden Treibhausgase in der Atmosphäre mit einer Abkühlung der Stratosphäre (*Oltmans und Hofmann, 1995; Shindell et al., 1998; Forster und Shine, 1999*). Abschätzungen ergeben, dass sich die Temperaturen der arktischen Stratosphäre derzeit noch über einem Grenzwert für effektive Denitrifizierung befinden (*Waibel et al., 1999*). Sollte es aber tatsächlich zu einer Abkühlung der Stratosphäre kommen, ist es sehr wahrscheinlich, dass die Denitrifizierung zunehmen und dadurch die Regeneration des arktischen stratosphärischen Ozons auf vorindustrielle Werte verzögert wird. Obwohl der Chlorgehalt der Stratosphäre bereits abnimmt, kann eine stratosphärische Temperaturabnahme durch den Treibhauseffekt die Ozonzerstörung weiter fördern. Daran können neben einer verstärkten Denitrifizierung verschiedene Mechanismen beteiligt sein, wie beispielsweise die Erhöhung der Chloraktivierungsraten durch das vermehrte Auftreten von PSCs.

Wenn sich das Klima tatsächlich dahingehend ändern sollte, dass der anthropogene Chlorgehalt sinkt und die stratosphärischen Temperaturen abnehmen, so hat das Auswirkungen auf die Ozonschicht über den Polen. Da der antarktische Polarwirbel mit seinen niedrigen Temperaturen ohnehin in jedem Winter denitrifiziert wird, zeigt hier nur die sinkende Chlorkonzentration eine Wirkung. Die Ozonzerstörung über der Antarktis wäre rückläufig. Im Gegensatz dazu würde die Ozonzerstörung über der Arktis zunächst verstärkt werden, da die abnehmenden stratosphärischen Temperaturen in der Denitrifizierung stratosphärischer Luftschichten resultieren würden. Es ist daher möglich, dass sich die polaren Ozonverluste in beiden Hemisphären einander angleichen (*Waibel et al., 1999*).

Dass die Denitrifizierung entscheidend für den polaren Ozonverlust in der Arktis ist, zeigt auch die folgende Modellstudie von *Waibel et al., 1999*. In Abb.3.5 sind die Ergebnisse von Modellberechnungen zum polaren Ozonverlust für verschiedene Szenarien dargestellt. Berücksichtigt werden dabei jeweils Modell-Läufe mit und ohne Denitrifizierung für verschiedene stratosphärische Temperaturentwicklungen. Zunächst wird das Modell mit Messungen der Match-Kampagne 1994/1995 verglichen. „Match“ bezeichnet eine Methode, die die quantitative Analyse der chemischen Ozonabbauraten auf der Grundlage von koordinierten Ozonsondenaufstiegen ermöglicht. Mit Hilfe von

Der so gemessene chemische Ozonverlust des Winters 1994/1995 ist mit den Kreuzen in Abb.3.5 markiert. Die dazugehörigen Modellergebnisse zeigen, dass das Modell ohne Berücksichtigung der Denitrifizierung die Ozonabnahme unterschätzt, während es die Messergebnisse gut repräsentiert, wenn Denitrifizierung mit einbezogen wird. Im weiteren wird das Modell in die Zukunft interpoliert. Es werden verschiedene Temperaturtrends für die Stratosphäre angenommen, so dass sich für das Jahr 2070 eine Temperaturabnahme von $\Delta T = 0$ K, $\Delta T = -3$ K bzw. $\Delta T = -5$ K ergibt. Die Abnahme der stratosphärischen Chlorbeladung bis zum Jahr 2070 wird auf 45 % geschätzt. Wie Abb.3.5 zeigt, ist der polare Ozonverlust bei gleichbleibender Temperatur $\Delta T = 0$ K ohne Denitrifizierung nur noch gering, im April werden Werte von 3.0 ppmv erreicht. Ohne Denitrifizierung hätte auch eine Temperaturabnahme von $\Delta T = -5$ K einen Ozonverlust zur Folge, der mit einer Ozonkonzentration von etwa 2.5 ppmv im April geringer wäre als

Abb.3.5: Beobachtete arktische Ozonabnahme im Winter 1994/1995, Modellberechnungen der Ozonabnahme für den Winter 1994/1995 und für das Jahr 2070 bei 45%iger Abnahme stratosphärischen Chlors und verschiedenen angenommenen Temperaturtrends (aus Waibel *et al.*, 1999). Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Internet-Adresse bezogen werden.



meteorologischen Trajektorienanalysen werden einzelne Luftpakete im Polarwirbel identifiziert, für die im Abstand einiger Tage an mindestens zwei Messstationen Ozonsondierungen vorliegen. Mit dieser Methode können dynamische Einflüsse ausgeschlossen werden, so dass sich die rein chemische Ozonabbaurate ermitteln läßt.

bei bisherigen Messungen. Wenn bei den Modellberechnungen jedoch Denitrifizierung berücksichtigt wird, zeigen sich dramatische Auswirkungen. Offenbar spielt die Amplitude der Temperaturabnahme ΔT in den Denitrifizierungs-Szenarios keine große Rolle mehr. Sowohl bei einer angenommenen Temperaturabnahme von $\Delta T = -3$ K als auch für $\Delta T = -5$ K sinkt die Ozonkonzentration im April 2070 auf Werte unter 1.7 ppmv. Damit werden sogar die Ozon-Meßwerte des besonders kalten arktischen Winters 1994/1995 (*Naujokat und Pawson, 1996*) erreicht bzw. unterschritten.

Die Größe eines zukünftigen arktischen Ozonlochs wird also entscheidend davon abhängen, in welchem Maß eine Denitrifizierung der polaren Stratosphäre durch Sedimentation von PSC-Partikeln auftritt.

3.5.2 Dehydrierung

Da die PSC-Partikel nicht nur Stickstoff enthalten, sondern zu großen Teilen auch aus Wasser bestehen, führt die Sedimentation der Teilchen nicht nur zu Denitrifizierung, sondern auch zu Dehydrierung, also dem irreversiblen Entfernen von Wasserdampf aus bestimmten Atmosphärenschichten (vgl. Abb. 3.4 rechts). Obwohl auch die NAT-Partikel des PSC Typs I a Wasser enthalten, trägt ihre Sedimentation kaum zur effektiven Dehydrierung bei (*Fahey et al., 1990*). Vielmehr ist das Absinken der großen Eispartikel des PSC Typs II für die Dehydrierung verantwortlich (*Nedoluha et al., 2000*), die entsprechend nur bei Temperaturen unterhalb des Eisgefrierpunktes auftritt. Damit konsistent ist die Tatsache, dass aufgrund der höheren arktischen Temperaturen, die selten unterhalb von T_{ES} liegen, intensive Dehydrierung in der Arktis nur in seltenen Fällen beobachtet wird, in der Antarktis dagegen regelmäßig. Es kommt sogar vor, dass in der Antarktis Dehydrierung ohne gleichzeitige Denitrifizierung beobachtet wird (*Fahey et al., 1990*), was auf die besondere Rolle der Typ II PSCs hindeutet.

Zunächst seien daher Beobachtungsergebnisse der antarktischen Dehydrierung beschrieben, die sich im südhemisphärischen Winter über einen Zeitraum von etwa 6 Wochen ereignet (*Vömel et al., 1995*). Wie bei der Denitrifizierung führt die Sedimentation großer Partikel dazu, dass in der entsprechenden Schicht H_2O irreversibel entfernt wird. Beobachtungen in der Antarktis zeigten, dass die Eispartikel mit einer Fallgeschwindigkeit von etwa 0.3 km pro Tag absinken (*Vömel et al., 1995*) und daher einen Durchmesser von mindestens 4 μm haben müssen (nach *Kasten, 1968*). Wenn beim Absinken die höheren Temperaturen der unteren Schichten erreicht werden, verdampfen die Eispartikel. In dieser unteren Schicht wird so Wasserdampf angereichert, sie wird "rehydriert". Durch die Abhängigkeit der PSC-Partikelbildung von T_{NAT} und dem Wasserdampfgehalt ist es nun wegen der Anreicherung von Wasserdampf in den unteren Schichten verstärkt möglich, dass sich dort PSCs bilden.

Im Rahmen der Absinkbewegung innerhalb des Polarwirbels wird im Laufe des Winters aus der hohen Stratosphäre Wasserdampf in die unteren Schichten transportiert. Die Absinkrate beträgt dabei monatlich etwa 1.5 km (*Vömel et al., 1995*). Eine detailliertere Beschreibung dieses Transports und der stratosphärischen Wasserdampfverteilung in den Polargebieten wird in Kapitel 10 gegeben.

Ein H₂O-Vertikalprofil hat dann dementsprechend zwei Maxima: eine wasserdampfreiche Schicht in der Höhe der „Rehydrierung“ durch vorangegangene Sedimentation und ein weitere rehydrierte Schicht durch herabtransportiertes H₂O im Sinne der Wirbeldynamik (*Nedoluha et al., 2000*).

Obwohl die meteorologischen Bedingungen für die Bildung von PSC Typ II in der Arktis synoptisch kaum gegeben sind, treten sie in der Größenordnung der Mesoskala doch auf. In diesem Zusammenhang wurde in geringem Maße auch in der Arktis Dehydrierung beobachtet (*Vömel et al., 1997; Stowasser et al., 1999*). Dabei handelt es sich bisher allerdings nur um vereinzelte Episoden.

Denitrifizierung und Dehydrierung haben durch die vertikale Umverteilung von NO_y und H₂O zur Folge, dass im Laufe eines Winters in den unteren, den „renitrifizierten“ und „rehydrierten“ Schichten, die Existenzbedingungen für PSCs begünstigt werden. Bei Auftreten von großen PSC-Partikeln des Typs II oder des Typs I a zu Beginn des Winters ist somit in der späteren Winterperiode die Möglichkeit zur PSC-Bildung in unteren Schichten erhöht. Dieses Absinken der PSC-Bildungshöhe im Laufe des Winters konnte beispielsweise im Winter 1999/2000 über Ny-Ålesund beobachtet werden und wird in Kapitel 6.1 dokumentiert.

Kapitel 4

PSC-Messungen mit dem Lidar

Polare Stratosphärenwolken treten in Höhen von etwa 15 bis 25 km auf. Diese Höhen sind für *in-situ* Messungen kaum erreichbar. Forschungsflugzeuge können mittlerweile in Höhen bis 20 km fliegen, auch einzelne PSC-Ballonmessungen waren während der letzten Winter im Rahmen großer Meßkampagnen möglich. Solche *in-situ* Verfahren ermöglichen jedoch nur stichprobenartige Messungen einzelner Ereignisse.

Ein bewährtes bodengebundenes Meßverfahren zur Beobachtung polarer Stratosphärenwolken ist das Lidar (*Light Detection and Ranging*). In diesem Kapitel wird das Meßprinzip des Lidar erklärt und die für diese Arbeit verwendeten Lidar-Systeme in Sodankylä, Finnland, und Ny-Ålesund, Spitzbergen, vorgestellt. Auf eine detaillierte Beschreibung der Lidar-Technik soll hier verzichtet werden, da diese bereits in einer Vielzahl von Diplom- und Doktorarbeiten in der Arbeitsgruppe von Professor Wöste ausgiebig behandelt wurde (z.B. Stein, 1993; Wedekind, 1997; Immler, 1999) und als Grundlage der vorliegenden Arbeit dient. Hier sollen vielmehr die Eigenschaften des Rückstreu-Lidar dargestellt werden, die eine Klassifizierung der verschiedenen PSC Typen ermöglichen. Zudem werden die Lidar-Meßdaten, die in diese Arbeit einfließen, vorgestellt.

4.1 Das Lidar-Meßprinzip

Ein gepulster Laserstrahl wird in die Atmosphäre gesandt, trifft dabei auf Luftmoleküle und andere Partikel (Aerosole) und wird an ihnen gestreut. Das Streulicht wird dabei in alle Richtungen gelenkt und ein kleiner Teil wird in Rückwärtsrichtung gestreut. Dieses Rückstreuensignal wird mit einem Teleskop gesammelt und in die Detektionseinheit geleitet. Dort wird das Lichtsignal nach Durchlaufen von Farbfiltern mit einem Photovervielfacher (engl.: *photomultiplier*, PM) erfaßt, in elektrische Signale verwandelt

und zeitaufgelöst aufgezeichnet. Das Prinzip des Rückstreu-Lidars ist in Abb.4.1 schematisch dargestellt.

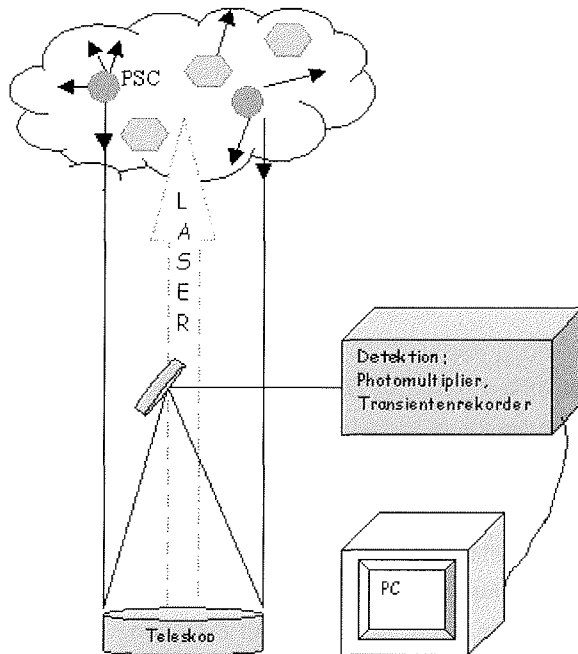


Abb.4.1: Schematischer Aufbau eines Rückstreu-Lidarsystems.

Aus der Laufzeit des Lichtes kann man die Entfernung z des aufgenommenen Signals ermitteln, die sich ergibt als

$$z = \frac{t \cdot c_{Luft}}{2} \quad [\text{Gl.4.1}]$$

mit der Lichtgeschwindigkeit in Luft c_{Luft} und der Zeit t zwischen Aussenden des Laserpulses und Empfangen des rückgestreuten Lichts. Die maximale Höhenauflösung Δz ist dabei abhängig von der Länge des Laserpulses τ_L , der Zeitkonstanten der Nachweiselektronik τ_N und der Reaktionszeit der Wechselwirkung des Laserlichts mit den Partikeln τ_w :

$$\Delta z = c/2 \cdot (\tau_L + \tau_N + \tau_w) \quad [\text{Gl.4.2}]$$

Die Reaktionszeit der Wechselwirkung τ_w ist vernachlässigbar, so dass sich mit den etwa $\tau_L = 10$ ns langen Laserpulsen eines gütegeschalteten Nd:YAG Lasers und einer typischen Zeitkonstante der Nachweiselektronik τ_N von 50 bis 200 ns eine Höhenauflösung Δz von 7.5 bis 30 m erreichen läßt.

4.1.1 Die Lidar-Gleichung

Aus der Intensität I_R des rückgestreuten Lichts läßt sich die Aerosolkonzentration ableiten. Die Intensität ist gegeben durch die sogenannte Lidar-Gleichung:

$$I_R(z, t) = P_0(\lambda) v_{GK}(z) \frac{Ac}{2z^2} \beta(z, \lambda) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha(z', \lambda) dz'\right) \quad [\text{Gl.4.3}]$$

mit $P_0(\lambda)$ der Energie pro Laserpuls der Wellenlänge λ , v_{GK} der geometrischen Kompression, A der Fläche des Empfangsteleskops, sowie dem Rückstreukoeffizienten $\beta(z, \lambda)$ und dem Extinktionskoeffizienten $\alpha(z, \lambda)$. Mit der geometrischen Kompression v_{GK} wird berücksichtigt, dass das Teleskop auf unendlich fokussiert ist und der Nahbereich nicht scharf auf der Nachweioptik abgebildet wird. Bei einigen Lidar-Systemen sind auch Laserstrahl und Teleskopachse nicht koaxial sondern versetzt, so dass sich in geringer Entfernung nur ein Teil des Laserstrahls im Sichtfeld des Teleskops befindet. Für Messungen in stratosphärischen Höhen kann jedoch ab einer bestimmten vom Lidar-Aufbau abhängigen Höhe z_0 die geometrische Kompression $v_{GK} = 1$ gesetzt werden. Bei den im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Lidar-Systemen beträgt diese Höhe z_0 zwischen 3 und 8 km.

4.1.2 Inversion der Lidar-Gleichung

In der Lidar-Gleichung sind die für die Aerosolmessung wichtigen Größen Rückstreukoeffizient $\beta(z, \lambda)$ und Extinktionskoeffizient $\alpha(z, \lambda)$ enthalten. Diese Parameter beschreiben Streuprozesse sowohl an Aerosolen als auch an Luftmolekülen. Rückstreu- und Extinktionskoeffizient lassen sich daher in ihre zwei Komponenten aufteilen, den Anteil der Mie-Streuung an sphärischen Aerosolen und den Anteil der Rayleigh-Streuung an Luftmolekülen (vgl. Kap.4.2):

$$\alpha(z, \lambda) = \alpha_{Aer}(z, \lambda) + \alpha_{Ray}(z, \lambda) \quad [\text{Gl.4.4}]$$

$$\beta(z, \lambda) = \beta_{Aer}(z, \lambda) + \beta_{Ray}(z, \lambda) \quad [\text{Gl.4.5}]$$

Die Koeffizienten α_{Ray} und β_{Ray} , die sich aus der molekularen Streuung in reiner Luft ergeben, lassen sich aus dem Dichteprofil der Atmosphäre berechnen, welches aus dem von Radiosonden gemessenen Temperatur- und Druckprofil abgeleitet wird. Oberhalb der Radiosondendaten wird das Dichteprofil mit einer Modellatmosphäre ergänzt, die an das Dichteprofil der Radiosonde angeglichen wird. Die in dieser Arbeit verwendeten Lidar-Systeme sind meteorologischen Meßstationen angegliedert, die täglich einen oder mehrere Radiosondenaufstiege durchführen, so dass zu den Lidar-Messungen aktuelle Dichteprofile vorliegen.

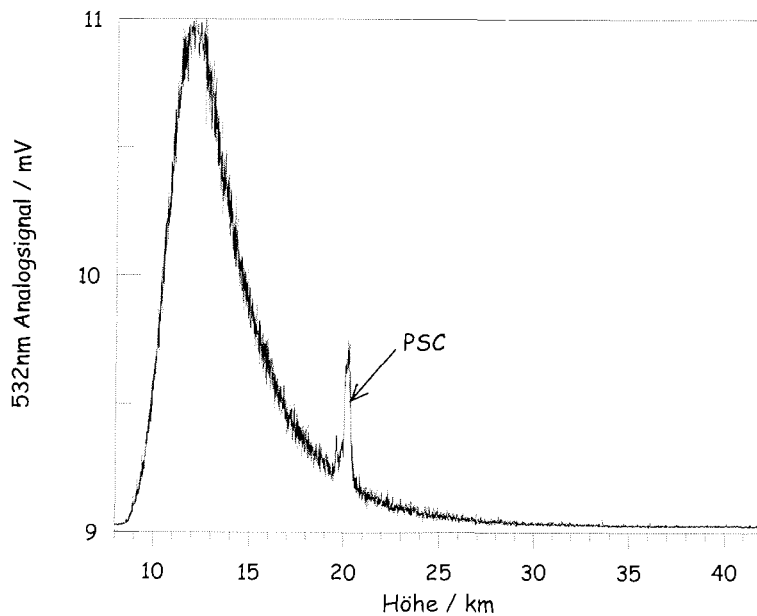


Abb.4.2: Rohsignal einer Lidarmessung in Sodankylä, am 25.01.1998 um 00:32 UTC.

Um aus dem Lidar-Signal Schlußfolgerungen über die Aerosoleigenschaften ziehen zu können, muß die Lidar-Gleichung [Gl.4.3] invertiert werden. Dazu ist es sinnvoll, zunächst das Rückstreuverhältnis R einzuführen, das die relativen Beiträge von Aerosol- und molekularer Rückstreuung beschreibt:

$$R(z) = \frac{\beta_{Aer} + \beta_{Ray}}{\beta_{Ray}} = 1 + \frac{\beta_{Aer}}{\beta_{Ray}} \quad [\text{Gl.4.6}]$$

Als Problem bei der Inversion der Lidar-Gleichung erweist sich deren Abhängigkeit von Aerosolextinktion α_{Aer} und Aerosolrückstreuung β_{Aer} . Mit Hilfe des von *Klett (1981; 1985)* beschriebenen Verfahrens läßt sich unter Verwendung einer festen Beziehung $y(z)$ zwischen Aerosolextinktion und -streuung die Lidar-Gleichung umwandeln, so dass sie invertiert werden kann. Dadurch ist die Bestimmung des Rückstreuverhältnisses R aus dem Lidarsignal möglich. Wenn $y(z)$, α_{Aer} , β_{Aer} und das Rückstreuverhältnis in einer Höhe z_0 bekannt sind, läßt sich das Problem lösen, wenn man eine Funktion einführt, in der alle bekannten Größen enthalten sind (*Mielke et al., 1992*). Das Rückstreuverhältnis in einer Höhe z_0 ist $R_0 = 1$, wenn kein Aerosol vorhanden ist, also nur Rayleigh-Streuung an Luftmolekülen erfolgt. Das ist oberhalb der stratosphärischen Hintergrundaerosolschicht der Fall, also oberhalb von etwa 25 bis 30 km Höhe. Dort sind die stratosphärischen

Temperaturen so hoch, dass die gesamte Schwefelsäure in der Gasphase vorliegt. Wählt man also als Fithöhe z_0 etwa 30 km, ist dort $R_0 = 1$ bekannt und führt so zur Lösung.

Mit dem hier beschriebenen Prinzip des Rückstreu-Lidar kann man das Rückstreu-verhältnis und die Extinktion von Aerosolen bestimmen.

4.2 Atmosphärische Streuprozesse

Streuung an dielektrischen Materialien kommt allgemein dadurch zustande, dass Strahlung auf Materie trifft, welche aufgrund des elektromagnetischen Wechselfeldes der Strahlung periodisch polarisiert wird. Dabei werden die Schwerpunkte der positiven und negativen Ladungen gegeneinander verschoben, wodurch erzwungene Schwingungen angeregt werden. Die so oszillierenden Ladungen strahlen wiederum Energie ab, wobei diese Strahlung als Streustrahlung bezeichnet wird. In der Atmosphäre wird Licht sowohl an Luftmolekülen als auch an Partikeln gestreut. Während die Molekülstreuung durch die elastische Rayleigh-Streuung und die inelastische Raman-Streuung erklärt wird, läßt sich die Partikel-Streuung mit der Mie-Theorie beschreiben.

4.2.1 Molekülstreuung

Die Streuung von Licht bzw. einer elektromagnetischen Welle an Molekülen wird als Molekülstreuung bezeichnet. Diese setzt sich aus den Komponenten der Rayleigh-Streuung und der Vibrations-Raman-Streuung zusammen.

Bei der **Rayleigh-Streuung** handelt es sich um den elastischen Teil der Molekülstreuung, d.h. das gestreute Photon hat dieselbe Wellenlänge wie das eingestrahlte Photon. Die Wellenlängenabhängigkeit der Rayleigh-Streuung verläuft mit λ^{-4} , so dass kürzere Wellenlängen stärker gestreut werden als lange.

Eine weitere Form der Molekülstreuung ist die **Vibrations-Raman-Streuung**. Bei diesem inelastischen Streuprozess erfolgen molekülspezifische Übergänge zwischen verschiedenen Vibrationsniveaus, denen sich die Vibrations-Raman-Linien zuordnen lassen. Das gestreute Photon hat eine andere Wellenlänge als das eingestrahlte Photon.

Für Messungen mit dem Rückstreu-Lidar ist die Rayleigh-Streuung von Bedeutung, da aus dem Dichteprofil der Atmosphäre das Rayleigh-Rückstreuprofil als aerosolfreies Hintergrundsignal berechnet werden kann. Hingegen wird die Vibrations-Raman-Streuung u.a. beim Raman-Lidar-Verfahren genutzt, z.B. zur Temperaturbestimmung in der oberen Stratosphäre anhand von Dichtemessungen an molekularem Stickstoff.

4.2.2 Partikelstreuung und Mie-Theorie

Bei der Partikelstreuung handelt es sich um elastische Streuung von Licht bzw. elektromagnetischen Wellen an Teilchen, deren Ausdehnung in der Größenordnung der Wellenlänge des einfallenden Lichts liegt. Die Aspekte der Partikelstreuung an einer homogenen Kugel sind durch die Mie-Theorie beschrieben (Mie, 1908). Die Mie-Theorie läßt sich im Zusammenhang mit Aerosoluntersuchungen daher für sphärische Partikel, also flüssige Aerosoltröpfchen, anwenden.

Die Mie-Streuung ist winkelabhängig und zudem abhängig vom Verhältnis der eingestrahlten Wellenlänge λ zum Radius r des Tröpfchens. 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 -Abhängigkeit und wie die Rayleigh-Streuung eine λ^{-4} -Abhängigkeit auf. Mit wachsendem Größenparameter κ nimmt die Streuung in Vorwärtsrichtung zu, während der rückwärts gestreute Teil abnimmt. Die der Rayleigh-Streuung ähnliche Winkelsymmetrie geht dadurch verloren und es bildet sich eine ausgeprägte Vorwärts-Streucharakteristik aus, die in Abb.4.3 ersichtlich ist. Zudem treten Interferenzen zwischen den Streuwellen aus den unterschiedlichen Bereichen des Tropfens auf, die eine Auslöschung des gestreuten Lichtes in bestimmten Streurichtungen zur Folge haben und zu den für die Mie-Streuung typischen Interferenzstrukturen führen.

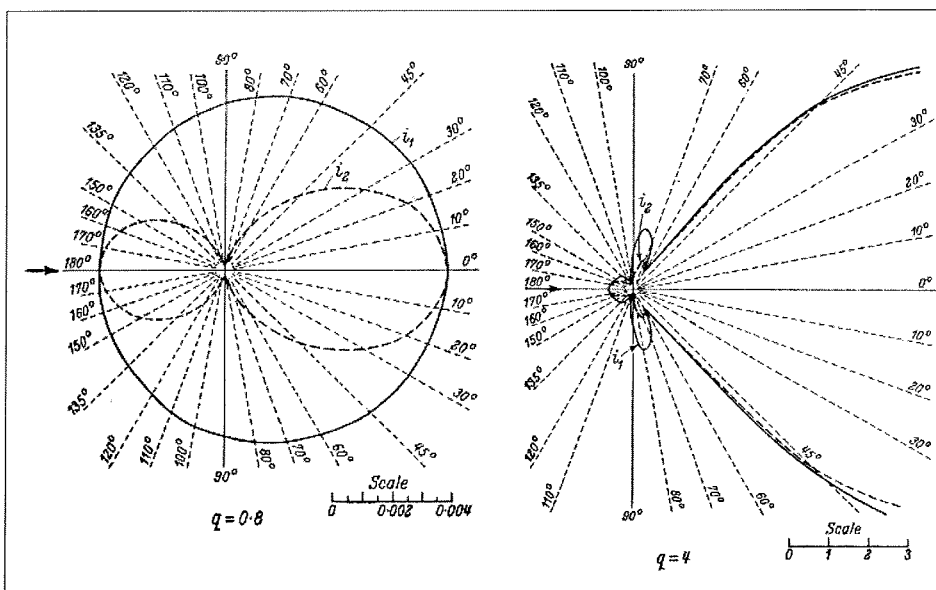


Abb.4.3: Winkelverteilung der senkrechten (i_1) und parallelen (i_2) Komponente der Intensität von an Kugeln gestreutem unpolarisiertem Licht für den Größenparameter $\kappa = 0.8$ [links] und $\kappa = 4.0$ [rechts]. Der Brechungsindex ist jeweils $n = 1.25$. (nach Born und Wolf, 1970)

Ein wesentlicher Unterschied zwischen der elastischen Streuung an Aerosolen und der Streuung an Molekülen ist die Größe des Streuquerschnitts. Während Rayleigh-Streuquerschnitte im Bereich von $10^{-24} \text{m}^2 \text{sr}^{-1}$ liegen, weisen Mie-Streuquerschnitte Werte von $10^{-6} \text{m}^2 \text{sr}^{-1}$ auf und sind damit um mehrere Größenordnungen größer.

Für feste (asphärische) Partikel ist die Mie-Theorie nicht anwendbar.

4.3 Depolarisation

Beim Lidar-Verfahren benutzt man einen linear polarisierten Laser und detektiert das zurückgestreute Licht in zwei Ebenen, nämlich parallel und senkrecht zur Polarisation des Lasers, die als Referenzebene dient. Dadurch lassen sich Aussagen hinsichtlich der bei den verschiedenen Streuprozessen erfolgenden Depolarisation treffen.

4.3.1 Depolarisation an sphärischen Partikeln

Die Mie-Theorie besagt, dass der durch die Rückstreuung an sphärischen Partikeln verursachte Grad der Depolarisation δ^{MIE} gegeben ist durch

$$\delta^{MIE} \equiv \frac{I_s^\perp - I_s^\parallel}{I_s^\perp + I_s^\parallel} = 0 \quad [\text{Gl.4.7}],$$

d.h. für den rückwärts gestreuten Anteil ist die parallel polarisierte Streuintensität I_s^\parallel gleich der senkrecht polarisierten Streuintensität I_s^\perp . Bei Streuung an sphärischen Partikeln, in der Atmosphäre also an Tröpfchen, erfolgt demnach keine Depolarisation.

4.3.2 Depolarisation an Luftmolekülen

Dagegen tritt bei der Streuung an Molekülen eine geringe Depolarisation auf. Betrachtet man ausschließlich die zentrale Linie der Rayleigh-Streuung (Cabannes-Linie), dann ist die Depolarisation δ_c^{MOL} bei linear polarisiert einfallendem Licht gegeben durch

$$\delta_c^{MOL} = 3\varepsilon/(180 + 4\varepsilon) \quad [\text{Gl.4.8}]$$

(*Young, 1980*). Dabei wird nach *Buchholtz (1995)* $\varepsilon = 0.2202$ berechnet, so dass die Depolarisation der Molekülstreuung $\delta_c^{MOL} = 0.00365$ beträgt.

Die Cabannes-Linie der Rayleigh-Streuung ist jedoch von den Rotations-Raman-Linien umgeben, die eine molekulspezifische Frequenzverschiebung aufweisen, die den Energiedifferenzen zwischen den möglichen Rotationsübergängen entspricht. Im Rahmen der durchgeführten Lidar-Messungen sind die verwendeten Filter der Detektion nicht

immer ausreichend schmalbandig, um die Rotations-Raman-Linien auszublenden. Die Molekül-Depolarisation inklusive der Rotations-Raman-Linien ergibt:

$$\delta_{C+R}^{MOL} = 3\varepsilon/(45 + 4\varepsilon) \quad [\text{Gl.4.9}]$$

Die molekulare Depolarisation beträgt so $\delta_{C+R}^{MOL} = 0.0144$. Im Rahmen dieser Arbeit wurden zum Teil unterschiedliche Filter an den Lidar-Systemen verwendet. Daher wird bei der Betrachtung der Lidar-Daten in Abhängigkeit vom jeweiligen System und Beobachtungszeitraum $\delta_C^{MOL} = 0.00365$ oder $\delta_{C+R}^{MOL} = 0.0144$ für die Moleküldepolarisation berücksichtigt.

4.3.3 Depolarisation an asphärischen Partikeln

Die asphärischen Partikel können von sphärischen Tröpfchen dadurch unterschieden werden, dass sie die Polarisation des eingestrahlten Lichts deutlich verändern. Bei Messungen mit dem Lidar wird nicht die reine Aerosoldepolarisation detektiert, sondern auch immer ein Anteil der Moleküldepolarisation durch Luftmoleküle. Diese durch Aerosole und Moleküle verursachte atmosphärische Depolarisation wird als Volumendepolarisation bezeichnet. Sie wird durch das Verhältnis der Intensitäten im senkrecht und im parallel polarisierten Kanal

$$\delta^{Vol} = C \cdot \frac{I^\perp}{I^\parallel} \quad [\text{Gl.4.10}]$$

beschrieben. Dabei ist C ein Korrekturfaktor, der die unterschiedliche Nachweisempfindlichkeit der beiden Detektionskanäle berücksichtigt. Der Korrekturfaktor lässt sich ermitteln, wenn man die Polarisation des ausgesandten Lichts um 45° dreht, denn dann ist die gemessene Intensität auf beiden Kanälen gleich. Man kann C auch dadurch bestimmen, dass man die Volumendepolarisation δ^{Vol} oberhalb der stratosphärischen Aerosolschicht der Moleküldepolarisation δ^{MOL} gleichsetzt.

Unter der berechtigten Annahme, dass die Extinktion in beide Polarisationsrichtungen gleich ist, lässt sich die Volumendepolarisation auch als

$$\delta^{Vol} = \frac{\beta^\perp}{\beta^\parallel} = \frac{\beta_{Aer}^\perp + \beta_{Ray}^\perp}{\beta_{Aer}^\parallel + \beta_{Ray}^\parallel} = \frac{R^\perp}{R^\parallel} \cdot \delta^{MOL} \quad [\text{Gl.4.11}]$$

formulieren. Wenn im beobachteten Luftvolumen asphärische Partikel vorhanden sind, ist die Volumendepolarisation größer als die reine Moleküldepolarisation, $\delta^{Vol} > \delta^{MOL}$. Sind

hingegen sphärische Tröpfchen im Luftvolumen enthalten, so ist die Volumendepolarisation kleiner als die reine Moleküldepolarisation, $\delta^{Vol} < \delta^{MOL}$.

Dieses Verhalten der Volumendepolarisation ist in den Abbildungen 4.4 und 4.5 zusammen mit den jeweiligen Rückstreuverhältnissen dargestellt. In Abb.4.4 ist eine polare Stratosphärenwolke zwischen 16 und 18 km durch ein Rückstreuverhältnis von 1.3 bis 1.5 gekennzeichnet, mit einer Volumendepolarisation von etwa 4 %. Weil hier $\delta^{Vol} > \delta^{MOL}$ ist, handelt es sich eindeutig um feste Partikel (asphärische Streuer).

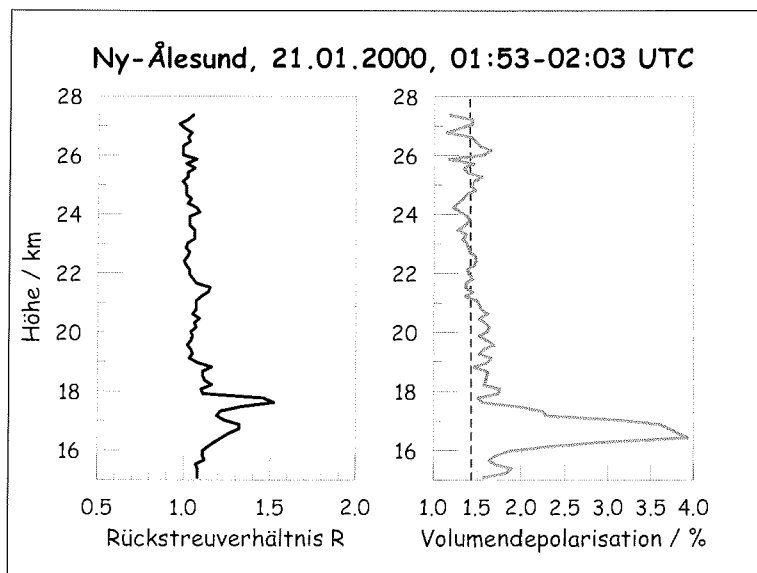


Abb.4.4: Rückstreuverhältnis R [links] und Volumendepolarisation δ^{Vol} [rechts] in Ny-Ålesund an 21.01.2000, 01:53-02:03 UTC. Die gestrichelte Linie in der rechten Abbildung markiert die Moleküldepolarisation $\delta^{MOL} = 1.44\%$.

In Abb.4.5 ist eine PSC zwischen etwa 19 und 23 km gezeigt, die ein Rückstreuverhältnis von etwa $R = 4$ aufweist. Die Volumendepolarisation von $\delta^{Vol} < \delta^{MOL}$ deutet darauf hin, dass diese PSC aus flüssigen Tröpfchen (sphärischen Streuern) besteht. Direkt oberhalb dieser Schicht aus flüssigen Tröpfchen läßt sich anhand der höheren Volumendepolarisation noch eine Schicht von festen PSC-Partikeln ausmachen.

Die Volumendepolarisation resultiert durch ihre Abhängigkeit von der Moleküldepolarisation auch bei sphärischen Aerosolen in einem Wert, der von Null verschieden ist. Man kann jedoch auf die Aerosoldepolarisation zurückgreifen, die gerade um die Moleküldepolarisation der Luft korrigiert ist:

$$\delta^{Aer} = \frac{R^{\perp} - 1}{R^{\parallel} - 1} \cdot \delta^{MOL} = \frac{\beta_{Aer}^{\perp}}{\beta_{Aer}^{\parallel}} \quad [Gl.4.12]$$

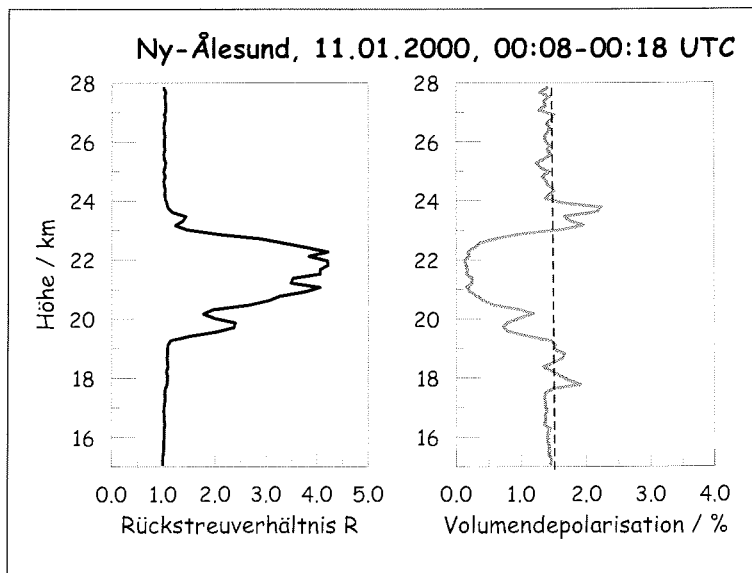


Abb.4.5: Rückstreuverhältnis R [links] und Volumendepolarisation δ^{Vol} [rechts] in Ny-Ålesund am 11.01.2000, 00:08-00:18 UTC. Die gestrichelte Linie in der rechten Abbildung markiert die Moleküldepolarisation $\delta^{MOL} = 1.44\%$

Für geringe Aerosolkonzentrationen, wenn das Rückstreuverhältnis $R \approx 1$ ist, weist die Aerosoldepolarisation allerdings große Fehler auf. Oberhalb der stratosphärischen Aerosolschicht ist daher die Berechnung von δ^{Aer} gar nicht erst sinnvoll. Die Aerosoldepolarisation ist jedoch ein geeigneter Parameter zur Beschreibung der Partikelform (Abweichung von der Kugelform).

Für eine qualitative Aussage darüber, ob die detektierten Aerosole sphärisch oder asphärisch sind, ist die Verwendung der Volumendepolarisation zweckmäßig.

4.4 Teilchenensemble und Größenverteilungen

Die Mie-Theorie beschreibt die Streuung an einer einzelnen Kugel. Beim Lidar-Meßverfahren befindet sich jedoch ein Volumen mit vielen Partikeln im Sichtfeld, es wird ein Teilchenensemble gemessen. Über die Größenverteilung der Partikel muß eine Annahme gemacht werden. Summiert man der angenommenen Verteilung entsprechend die Rückstreuquerschnitte der einzelnen Kugeln auf, so ergibt sich der Rückstreuquerschnitt der gesamten Verteilung. Für den Rückstreukoeffizienten β_{Aer} und den Extinktionskoeffizienten α_{Aer} folgt

$$\beta_{Aer}(\lambda, n) = \int_0^{\infty} \sigma_{sca}(\lambda, n, r) \cdot N(r) dr \quad [\text{Gl.4.13}]$$

$$\alpha_{Aer}(\lambda, n) = \int_0^{\infty} \sigma_{ext}(\lambda, n, r) \cdot N(r) dr \quad [\text{Gl.4.14}]$$

mit dem Rückstreuquerschnitt σ_{sca} , dem Extinktionsquerschnitt σ_{ext} und der Anzahldichte $N(r)$.

Nach der Mie-Theorie läßt sich für sphärische Partikel eine normierte Größenverteilung einführen, welche die Teilchen in einem Radiusintervall $[r, r+dr]$ erfaßt. Für die Beschreibung von PSC-Partikeln wird üblicherweise eine monomodale Lognormal-Verteilung angenommen (Wedekind, 1997), die definiert ist durch

$$G(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} r_{med} \ln(\sigma)} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(r/r_{med})}{\ln(\sigma)} \right)^2 \right] \quad [\text{Gl.4.15}]$$

wobei σ ein dimensionsloser Breitenparameter ist und der mediane Radius r_{med} den Radius bezeichnet, bei dem die Hälfte aller Partikel einen Radius $r < r_{med}$ aufweist. Es lassen sich für beliebig vorgegebene Parameter (r_{med} , σ , N) Größenverteilungen berechnen, aus denen sich wiederum jeweils für eine Wellenlänge ein theoretischer Rückstreuoeffizient ermitteln läßt. Mit Hilfe dieser theoretischen Größenverteilungen und ihrer berechneten Rückstreuoeffizienten lassen sich aus den mit dem Lidar gemessenen Rückstreuoeffizienten Rückschlüsse auf die Größe der beobachteten Partikel ziehen. Mit einem 3-Wellenlängen-Lidar ist die Ableitung von 3 Parametern möglich: Anzahldichte $N(r)$, Verteilungsbreite σ und medianer Radius r_{med} .

4.5 PSC -Klassifizierung mit dem Lidar

Aufgrund der erläuterten Streuprozesse ist es mit dem Rückstreu-Lidar schon bei Verwendung einer Wellenlänge λ möglich, über das Rückstreuverhältnis R Aussagen zu Volumen- und Oberflächendichte zu treffen. Mittels der Depolarisation läßt sich der Aggregatzustand der Partikel deuten, nämlich flüssig für nicht depolarisierende, sphärische Teilchen bzw. fest bei depolarisierenden, asphärischen Partikeln.

Ohne auf die mikrophysikalischen Eigenschaften der Partikel einzugehen, haben *Browell et al. (1990)* sowie *Toon et al. (1990)* die Lidar-Meßgrößen Rückstreuung und Depolarisation dazu verwendet, die beobachteten PSCs in verschiedene Kategorien zu unterteilen. Diese PSC-Klassifizierung ist in Tabelle 4.1 dargelegt. Wie sich aus späteren Laboruntersuchungen ergab (vgl. 3.4.1), handelt es sich bei den PSCs vom Typ I a um

festen NAT-Partikel, während die PSC vom Typ I b aus flüssigen Tröpfchen ternärer Lösungen bestehen. Die PSCs vom Typ II sind Wassereiswolken.

	R	δ^{Aer}	T
<i>PSC Typ I a</i>	1.1 – 1.5	30 – 50 %	$T < T_{NAT}$
<i>PSC Typ I b</i>	3 - 8	0.5 – 2.5 %	$T < T_{NAT}$
<i>PSC Typ II</i>	> 10	> 10 %	$T < T_{Eis}$

Tab.4.1: PSC-Einteilung nach Lidar-Meßgrößen (nach *Browell et al., 1990*).

Ein weiterer Typ, der sich durch hohe Depolarisation bei gleichzeitig hohem Rückstreuverhältnis $R = 2 - 5$ auszeichnet, wurde zunächst als "PSC Typ I d" bezeichnet (*Wedekind, 1997; Stein et al., 1999*), bzw. dann einleuchtender als "PSC Typ I a enhanced" (*engl.: enhanced = vergrößert*) (*Tsias et al., 1999*). Es handelt sich um PSC Partikel vom Typ I a, die lange Zeit unterhalb von T_{NAT} waren und so verstärkt HNO_3 aus der Gasphase aufnehmen konnten. Die Partikel können so deutlich anwachsen, was ihr hohes Rückstreuverhältnis erklärt.

Innerhalb der Fachwelt ist man übereingekommen, sich fortan auf die Bezeichnungen

- Typ I a für feste Partikel unterhalb von T_{NAT}
- Typ I b für flüssige Partikel unterhalb von T_{NAT} bzw. T_{STS}
- Typ II für Wassereis

zu beschränken und jeweils die genauen Beobachtungsparameter zu ergänzen.

4.6 Lidar-Messungen

Für die Lidar-Messungen, die in dieser Arbeit durchgeführt und ausgewertet werden, wurden zwei Systemen verwendet. Ein System, das im Sommer 1999 abgebaut wurde, befand sich in Sodankylä, Nordfinnland ($67.25^\circ N$, $26.65^\circ E$), und wurde im Rahmen des EU-Projekts SAONAS (*Stratospheric Aerosols and Ozone in the Northern and Southern Hemisphere*) betrieben. In diese Arbeit fließen Messungen mit diesem System aus den Wintern 1996/1997, 1997/1998 und 1998/1999 ein.

Das andere System befindet sich in Ny-Ålesund, Spitzbergen ($78.55^\circ N$, $11.55^\circ E$), und wird vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung betrieben. Meßdaten liegen hier seit dem Winter 1988/89 vor, wobei die Komponenten des Systems häufig verändert wurden. In diese Arbeit fließen hauptsächlich diejenigen Daten ein, die zeitlich mit den Daten aus Sodankylä übereinstimmen, also die Winter seit 1996/1997. Zusätzlich wird der Schwerpunkt auf den Messungen des Winters 1999/2000 liegen, da die meteorologischen Bedingungen in diesem Winter zu besonders intensiver PSC-Bildung führten.

4.6.1 Beschreibung der Lidar-Systeme

Im folgenden sind die technischen Daten der beiden stratosphärischen Rückstreu-Lidar-Systeme in Sodankylä und Ny-Ålesund aufgelistet.

<i>Laser</i>	Sodankylä	Ny-Ålesund	
<i>Typ</i>	Nd:YAG	Nd:YAG	Excimer
<i>Hersteller</i>	Quanta System	Continuum	Lambda Physics
<i>Wellenlängen / nm</i>	1064 532 355	1064 532	353, 307.9, 308.1
<i>Pulsfrequenz</i>	30 Hz	30 Hz	max.100 Hz
<i>Pulslänge</i>	10 ns	6-8 ns 5-7 ns	15 ns
<i>Pulsenergie / mJ</i>	200 150 50	200 190	~150 (max.380)
<i>Divergenz</i>	0.8 mrad	0.5 mrad	0.2 mrad
<i>Pulsform</i>	Gauß	Gauß	Rechteck

	Sodankylä	Ny-Ålesund
Teleskop		
<i>Durchmesser</i>	80 cm	60 cm
<i>Sichtfeld</i>	0.5 mrad	0.8 mrad
Halbwertsbreite der Filter / nm		
<i>bei 353 nm</i>	-	5.0
<i>bei 355 nm</i>	2.0	-
<i>bei 532 nm</i>	0.18	10.5
<i>bei 1064 nm</i>	1.0	-
Transmission der Filter		
<i>bei 353 nm</i>	-	56%
<i>bei 355 nm</i>	30%	-
<i>bei 532 nm</i>	30%	79%
<i>bei 1064 nm</i>	40%	-
Photodetektoren		
<i>UV-Kanäle</i>	Thorn EMI 9829	Thorn EMI 9893Q/350
<i>VIS-Kanäle</i>	Thorn EMI 9829	Thorn EMI 9863QA/350
<i>IR-Kanal</i>	APD	-
Quanteneffizienz der PMs bzw. APD		
<i>UV-Kanäle</i>	14 %	12%
<i>VIS-Kanäle</i>	19%	23%
<i>IR-Kanal</i>	~ 20%	-
Akquisition: Vielkanalzähler/Transientenrekorder		
<i>Hersteller</i>	Licel	EG&G Ortec
<i>max.Zählrate</i>	20 Mhz (analog) 250 MHz (photoncounting)	150Mhz
Speicherkapazität pro Kanal	16380 bins	2 ²⁴ bins
<i>max.Höhenauflösung</i>	7.5 m	30 m

Tab.4.2: Technische Daten der Lidar-Systeme in Sodankylä und Ny-Ålesund.

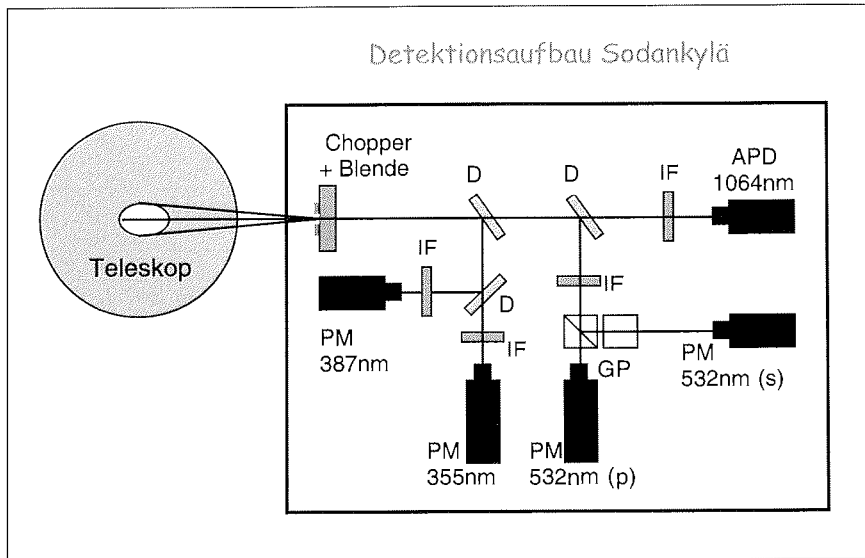


Abb.4.6: Schematische Darstellung des Lidar-Detektionsaufbaus in Sodankylä, Ansicht von oben. Die Abkürzungen stehen für PM: Photomultiplier, APD: Avalanche Photodiode IF: Interferenzfilter, D: dichroitischer Spiegel, GP: Glan Polarisator.

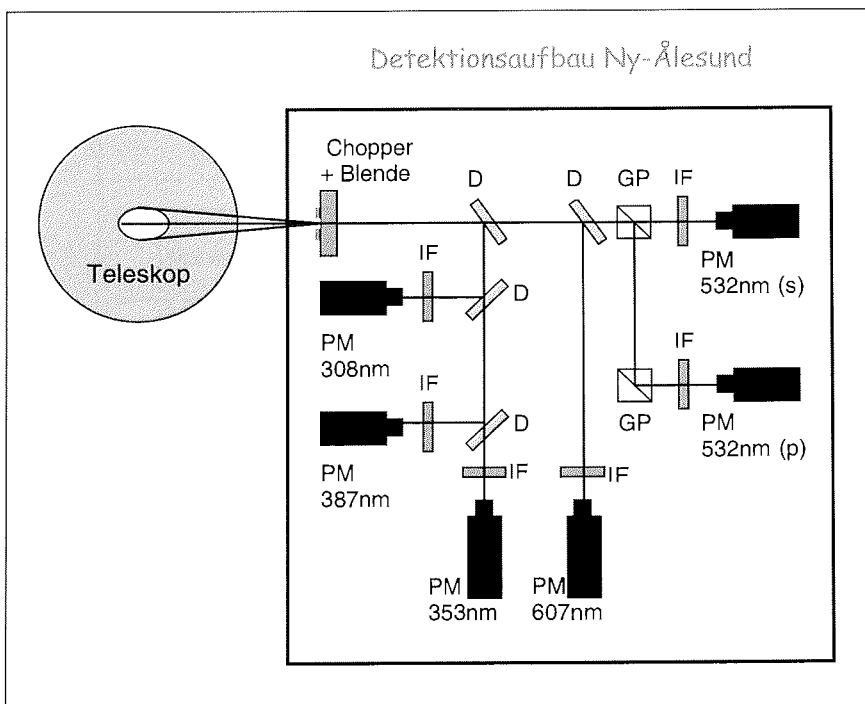


Abb.4.7: Schematische Darstellung des Lidar-Detektionsaufbaus in Ny-Ålesund, Ansicht von oben. Die Abkürzungen stehen für PM: Photomultiplier, IF: Interferenzfilter, D: dichroitischer Spiegel, GP: Glan Polarisator.

Teilweise erfolgten einige Modifikationen an den Instrumenten zwischen den einzelnen Meßwintern. Eine Auswirkung davon ist beispielsweise in Sodankylä die durch Austausch der Interferenzfilter geänderte geräteabhängige Moleküldepolarisation δ^{MOL} (vgl. Abschnitt 4.3.2), die in der Auswertung beachtet wird. Mit dem stratosphärischen Lidar-System in Ny-Ålesund werden zusätzliche Wellenlängen im UV-Bereich bzw. nach Raman-Streuprozessen verschobene Wellenlängen detektiert, die hier nicht aufgeführt sind. Wie die Abbildungen 4.6 und 4.7 zeigen, ist der prinzipielle Aufbau der beiden Systeme sehr ähnlich, und die Messungen der beiden Lidar-Systeme sind gut zum Vergleich geeignet.

4.6.2 Fehlerabschätzung

Für eine detaillierte Fehlerbetrachtung von Lidar-Daten sei auf *Biele (1998)* verwiesen. Die vorliegende Arbeit beschränkt sich bei der Auswertung der Lidarmessungen auf Aussagen über die Höhe und das mittlere Rückstreuverhältnis der gemessenen PSCs, sowie auf den Aggregatzustand der Teilchen. Die Wolkenhöhe wird in Abhängigkeit von der Detektion auf 7.5 m (Sodankylä) bzw. 30 m (Ny-Ålesund) genau bestimmt. Die anderen betrachteten Parameter sind ausschließlich abhängig vom Rückstreu-koeffizienten β , der typischerweise mit einem Fehler von $\Delta\beta = 5$ bis 10 % behaftet ist. Im Sinne der hier durchgeführten Auswertung ist diese Fehlerquelle unerheblich.

4.6.3 PSC-Beobachtungen während der Meßwinter

Die von den beiden Lidar-Systemen im Winter 1996/1997 gemessenen PSC-Ereignisse sind von *Wedekind (1997)* und *Biele (1998)* dokumentiert. Die in den Winterkampagnen 1997/1998, 1998/1999 und 1999/2000 detektierten PSC-Ereignisse sind in Tab.4.3 für Sodankylä und in Tab.4.4 für Ny-Ålesund aufgeführt.

<i>Sodankylä, Winter 1997/1998</i>		
16.12.1997	19.5 – 20.5 km / 21.0 – 23.2 km	PSC Typ I b / PSC Typ II
18.12.1997	19.6 – 21.8 km	PSC Typ I b
27.12.1997	22.2 – 23.8 km	PSC Typ I a
24./25.01.1998	20.3 – 21.5 km, 22.0 – 22.5 km	PSC Typ I b
26.01.1998	20.0 – 23.0 km	PSC Typ I b
17.02.1998	19.0 - 19.5 km	PSC Typ I a
<i>Sodankylä, Winter 1998/1999</i>		
02.12.1999	24.0 – 24.5 km	PSC Typ II

Tab.4.3: Auflistung der in Sodankylä während der Winter 1997/1998 und 1998/1999 gemessenen PSC-Ereignisse, mit Höhenbereich und Klassifizierung.

<i>Ny-Ålesund, Winter 1997/1998</i>		
21./22.01.1998	22.0 – 23.0 km	PSC Typ I a
<i>Ny-Ålesund, Winter 1998/1999</i>		
<i>In diesem Winter wurden keine PSCs in Ny-Ålesund detektiert.</i>		
<i>Ny-Ålesund, Winter 1999/2000</i>		
20.12.1999	20.0 – 22.5 km	PSC Typ unklar (nur 353 nm)
28.12.1999	20.0 – 24.5 km	PSC Typ unklar (nur 353 nm)
10./11.01.2000	19.0 – 24.0 km	PSC Typ I b (+ I a)
13.01.2000	16.0 – 24.0 km	PSC Typ I a
14.01.2000	17.0 – 24.0 km	PSC Typ I a
17.01.2000	19.0 – 21.0 km	PSC Typ I a
18.01.2000	16.0 – 22.0 km	PSC Typ I a
19.01.2000	18.0 – 22.0 km	PSC Typ I a / I b
20./21.01.2000	15.0 – 21.0 km	PSC Typ I a / I b
22.01.2000	18.5 – 21.0 km	PSC Typ I b
24./25.01.2000	19.0 – 22.5 km	PSC Typ I a (+ I b)
26./27.01.2000	16.0 – 22.0 km	PSC Typ I a (+ I b)
28.01.2000	15.0 – 16.5 km	PSC Typ I a
29.01.2000	13.0 – 16.0 km	PSC Typ I a
30.01.2000	13.0 – 19.0 km	PSC Typ I a / I b
31.01.2000	15.0 – 20.0 km	PSC Typ I a
01./02.02.2000	<13.0 – 18.0 km	PSC Typ I a
03./04.02.2000	<13.0 – 20.0 km	PSC Typ I a / I b
17.02.2000	<13.0 – 18.0 km	PSC Typ I b
19.02.2000	15.0 – 17.0 km	PSC Typ I a
25./26.02.2000	17.0 – 18.0 km	PSC Typ I a (nur 353 nm)
27.02.2000	<13.0 – 18.0 km	PSC Typ I a / I b
28./29.02.2000	15.0 – 17.0 km	PSC Typ I a

Tab.4.4: Auflistung der in Ny-Ålesund während der Winter 1997/1998, 1998/1999 und 1999/2000 gemessenen PSC-Ereignisse, mit Höhenbereich und Klassifizierung.

Die beobachteten PSC-Ereignisse werden im Rahmen dieser Arbeit zunächst synoptisch ausgewertet (Kapitel 6). Es zeigt sich jedoch, dass sich nicht alle PSC-Ereignisse mit makroskaliger Betrachtungsweise erklären lassen. Es werden daher in den Kapiteln 7-10 verschiedene mesoskalige Prozesse behandelt, die zur Bildung dieser PSCs führen können. Im folgenden Kapitel werden die meteorologischen Bedingungen der arktischen Winter 1996/1997 bis 1999/2000 geschildert.

Kapitel 5

Stratosphärische Meteorologie im Beobachtungszeitraum

Im Rahmen dieser Arbeit werden Lidar-Messungen von PSCs analysiert, die in den arktischen Wintern 1996/1997 bis 1999/2000 erfolgten. In diesem Kapitel wird daher die synoptische Situation der polaren Stratosphäre während der einzelnen Winter beschrieben. Hierbei zeigt sich die große Variabilität der nordhemisphärischen Dynamik, die in sehr unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen zur Bildung polarer Stratosphärenwolken während der einzelnen Winter resultiert. Die folgenden Ausführungen zu den meteorologischen Beobachtungen beruhen auf Analysedaten der Stratosphärengruppe des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin.

5.1 Winter 1996/1997

Der stratosphärische Winter, dessen Ende durch den Zusammenbruch der polaren Wirbels (*Final Warming*, Kap.2.5) gekennzeichnet ist, reichte im Winter 1996/1997 bis weit in den April/Anfang Mai hinein – und dauerte damit deutlich länger als gewöhnlich. Insgesamt handelte es sich, wie auch bei den beiden vorangegangenen Winter, um einen kalten stratosphärischen Winter (*Pawson und Naujokat, 1999*).

Der frühe Winter war dabei eher mild, da der Wirbel von einem *Canadian Warming* (Kap.2.5) gestört wurde, gekennzeichnet durch geringe Windgeschwindigkeiten und hohe Temperaturen in der Polarregion. Anschließend hat sich der Polarwirbel Ende Dezember stabilisiert, wobei die strahlungsbedingte Abkühlung erst im Januar zu beobachten war, dann allerdings deutlich durch den März hinweg anhielt. Während dieses Zeitraums traten kaum bzw. nur sehr schwache dynamische Störungen auf, es wurden keine weiteren Stratosphärenerwärmungen beobachtet. Unter diesen Bedingungen eines stabilen Polarwirbels konnten sich entsprechende Kaltluftgebiete entwickeln, deren Temperaturen

auch die Existenztemperatur für PSCs T_{NAT} unterschritten. Die nordhemisphärische Minimumtemperatur T_{min} lag in einer Höhe von 30 hPa (~ 23 km) von Anfang Januar bis Anfang März und in einer Höhe von 50 hPa (~ 18 km) sogar von Anfang Januar bis Anfang April unterhalb von T_{NAT} . Die Ausdehnung der Fläche A_{τ} , in der mit $T < T_{NAT}$ die Existenz von PSCs möglich ist, war zunächst geringer, jedoch ab Anfang/Mitte März mit einer Flächenausdehnung von 3% der Nordhemisphäre deutlich größer als das langjährige Mittel, was auf den stabilen Wirbel zurückzuführen ist. Ende April/Anfang Mai erfolgte die Umstellung zur Sommerzirkulation, eingeleitet durch die Verlangsamung des Polarnachtjets von hohen zu niedrigen Windgeschwindigkeiten.

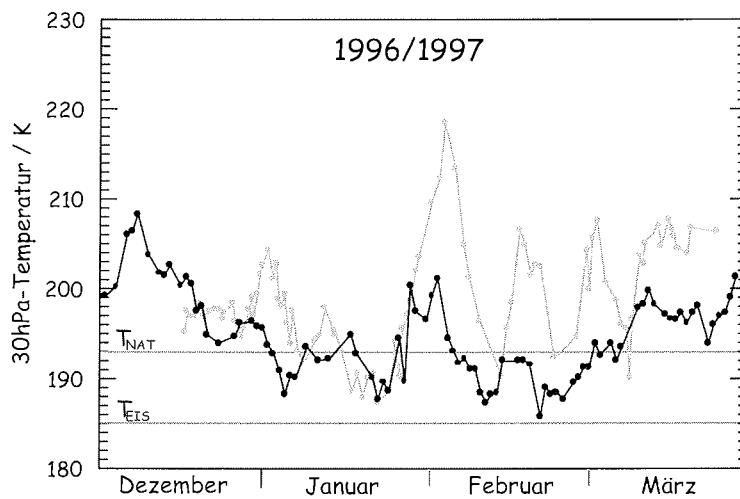


Abb.5.1: Temperaturen in einer Höhe von 30 hPa, ermittelt aus den täglichen Radiosondenaufstiegen in Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz] vom 1.Dez. 1996 bis zum 31.März 1997, dazu die NAT-Existenztemperatur T_{NAT} und der Eisgefrierpunkt T_{Eis} .

In Abb.5.1 sind die 30 hPa –Temperaturen der Radiosondenmessungen aus Sodankylä und Ny-Ålesund während des Winters 1996/1997 dargestellt. Es ist ersichtlich, dass die PSC-Existenztemperatur T_{NAT} an beiden Stationen während mehrerer Perioden unterschritten wurde. Die 30 hPa -Temperatur aus Sodankylä weist verschiedene Maxima auf, die darauf schließen lassen, dass die Station zu diesen Zeiten nicht im Kältegebiet des Wirbels lag.

Diese Annahme wird durch Abb.5.2 bestätigt. Hier sind die Werte der potentiellen Vorticity auf zwei isentropen Flächen, 475 K und 550 K, für beide Stationen dargestellt. Zusätzlich ist für jede isentrope Fläche ein Schwellwert eingezeichnet, der als Orientierung dafür dient, ob sich die Station innerhalb, im Randgebiet oder außerhalb des

polaren Wirbels befindet (Schulz, 2000; vgl. Kap.2.2.3). Die Werte der potentiellen Vorticity entstammen dem T106-Modell des *European Centre for Mediumrange Weatherforecast* (ECMWF).

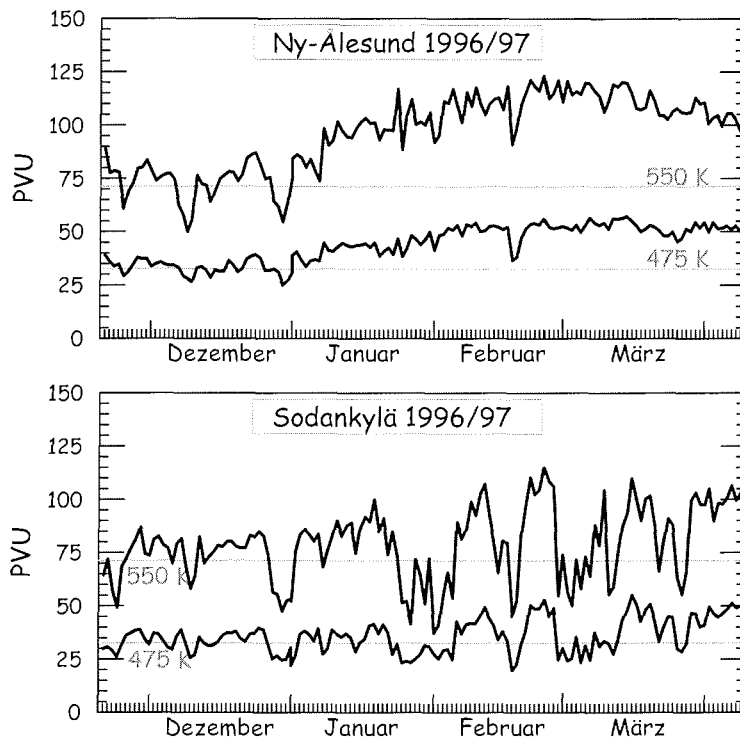


Abb.5.2: Potentielle Vorticity auf der 475K bzw. 550K -Fläche in Ny-Ålesund [oben] und Sodankylä [unten] vom 20.Nov.1996 bis zum 10.April 1997. Die grauen Linien markieren den Rand des polaren Wirbels. Die PV-Werte stammen aus dem ECMWF-T106-Modell.

Aus dem oberen Teil der Abb.5.2 ist zu entnehmen, dass sich die Station Ny-Ålesund ab Anfang Januar durchweg innerhalb des Polarwirbels befindet, gekennzeichnet durch ausnahmslos hohe PV-Werte oberhalb des angegebenen Schwellwertes auf beiden isentropen Flächen. Im Gegensatz dazu variieren die Werte der potentiellen Vorticity über der Station Sodankylä sehr stark, sie schwanken im Bereich des Schwellwertes und liegen im Wechsel für mehrere Tage darüber oder darunter. So sind beispielsweise die hohen Temperaturen von mehr als 210 K Anfang Februar einer Luftmasse zuzuordnen, die außerhalb des Polarwirbels liegt. Dieser Unterschied der Stationen in ihrer Lage relativ zum polaren Wirbel ist geographisch bedingt und zeigt sich in nahezu allen Wintern. Die Station Ny-Ålesund befindet sich meistens im Zentrum des Polarwirbels, während Sodankylä zumeist im Randgebiet liegt. Diese Konstellation bewirkt auch, dass an den

Stationen unterschiedliche Bedingungen für die Bildung polarer Stratosphärenwolken vorliegen. Der Unterschied ist von einiger Wichtigkeit und wird im Zusammenhang mit den PSC-Beobachtungen in den Kapiteln 7 bis 10 aufgegriffen werden.

5.2 Winter 1997/1998

Der milde stratosphärische Winter 1997/1998 war dynamisch wesentlich aktiver als die vorangegangenen Winter, die dynamische Anregung aus der Troposphäre deutlich stärker. Während der Wintermonate fanden mehrere unterschiedlich stark ausgeprägte *Minor Midwinter Warmings* statt, die zur Erwärmung des Polarwirbels führten. Die Erwärmung der stratosphärischen Polarregion resultierte so mehrmals in einem umgekehrten Temperaturgradienten zwischen den mittleren Breiten und dem Pol. Als Folge verlangsamte sich der mittlere zonale Wind während des gesamten Winters zu schwachem Westwind in den mittleren Breiten – eine Drehung auf Ostwind erfolgte jedoch nur in der oberen Stratosphäre.

Von den *Minor Warmings* reichte die kleine Erwärmung Ende Dezember / Anfang Januar am weitesten in die untere Stratosphäre, allerdings führte auch sie nicht zum Zusammenbruch des polaren Wirbels, so dass während des Winters kein *Major Midwinter Warming* auftrat. Im Laufe des Winters war der Wirbel häufig stark vom Pol verschoben, elongiert oder geteilt. Aufgrund der dynamischen Einflüsse waren auch die Temperaturen jeweils nur für kurze Perioden tief. Die ausgeprägteste Kälteperiode, bei der auch Temperaturen unter T_{NAT} auftraten, ereignete sich im Dezember. Im Januar waren nochmals für wenige Tage die Bedingungen zur PSC-Existenz gegeben. Die Kälteperioden mit $T < T_{NAT}$ waren insgesamt zeitlich und räumlich sehr begrenzt.

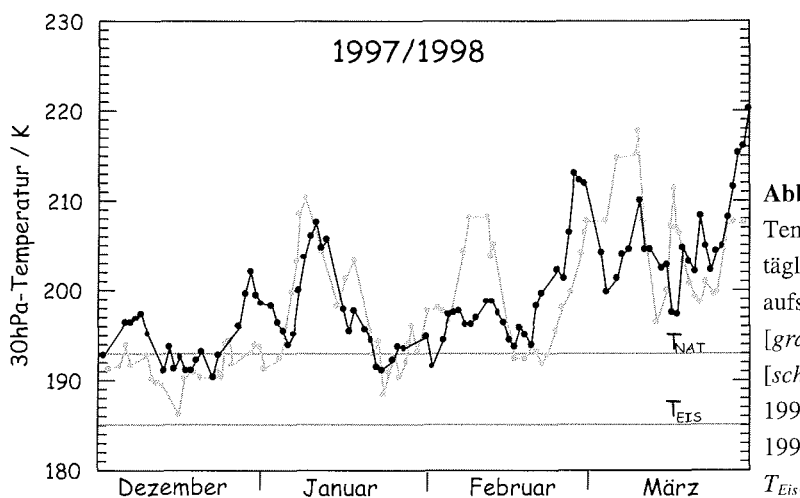


Abb.5.3: 30 hPa – Temperaturen aus den täglichen Radiosondenaufstiegen in Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz] vom 1. Dez. 1997 bis zum 31. März 1998, dazu T_{NAT} und T_{EIS} .

Die Auflösung des polaren Wirbels im Frühjahr begann mit einer Umkehr des Temperaturgradienten zwischen den mittleren und den polaren Breiten gegen Ende März und erfolgte endgültig mit der Umkehr des zonal gemittelten Windes der mittleren Breiten am 10. April.

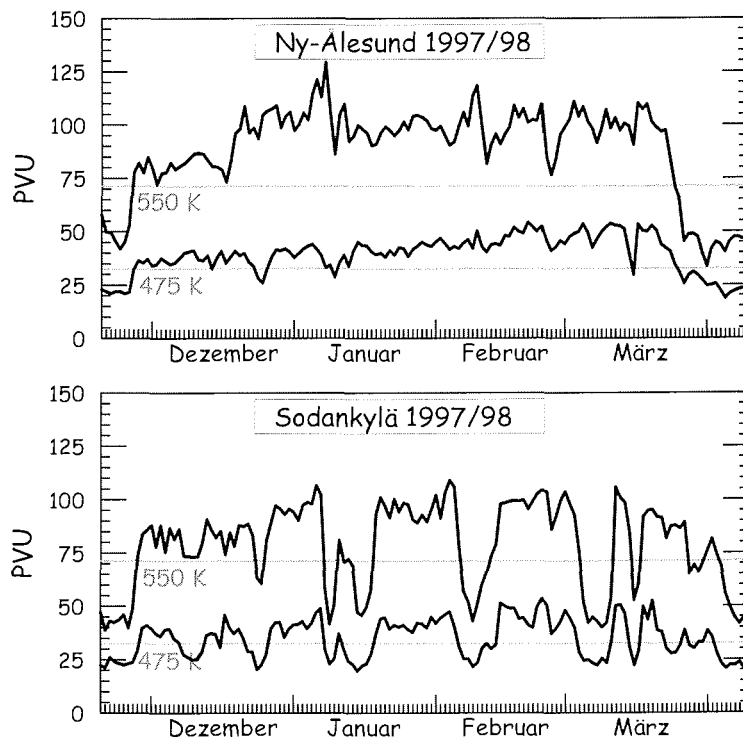


Abb.5.4: Potentielle Vorticity auf der 475K bzw. 550K -Fläche in Ny-Ålesund [oben] und Sodankylä [unten] vom 20.Nov.1997 bis zum 10.April 1998. Die grauen Linien markieren den Rand des polaren Wirbels. Die PV-Werte stammen aus dem ECMWF-T106-Modell.

Anhand der in Abb.5.3 gezeigten Radiosondentemperaturen der Stationen Sodankylä und Ny-Ålesund ist die geschilderte Temperaturentwicklung des Winters nachzuvollziehen. Abb.5.4 läßt wiederum erkennen, dass Ny-Ålesund eher im Zentrum des Wirbels liegt, während sich Sodankylä teils innerhalb und teils außerhalb des Polarwirbels befindet. Der Übergang von Wirbelluft und Luft mit geringer potentieller Vorticity ist dabei jeweils sehr abrupt, da der Wirbel in diesem Winter seine Form und seine Lage häufig veränderte. Anhand der Tatsache, dass auch die PV-Werte über Ny-Ålesund niedriger sind als beispielsweise im vorangegangenen Winter (s.Abb.5.2), ist die schwache Ausprägung des Polarwirbels in diesem Winter zu erkennen.

5.3 Winter 1998/1999

Bereits Mitte Dezember 1998 war die PSC-Saison beendet, als sich eine starke Stratosphärenenerwärmung aus der oberen Stratosphäre nach unten und polwärts ausbreitete. Die zweite Dezemberhälfte war dadurch gekennzeichnet, dass warme Luft die Polarregion bedeckte und die kalte Luftmasse weit in die mittleren Breiten verschoben war. In der oberen Stratosphäre bildete sich über dem Nordpol eine Antizyklone aus, während in der unteren Stratosphäre ein sogenanntes Wellenzahl-2-Muster entstand: eine Antizyklone über der Behring-See, eine weitere über dem Nordatlantik, der Rest des Polarwirbels über Zentralsibirien und ein zweiter, schwacher Wirbel über dem amerikanischen Kontinent. Ende Dezember hatte sich das Sibirische Wirbelzentrum abgeschwächt, während sich der Polarwirbel über Kanada / Grönland wieder entwickelte.

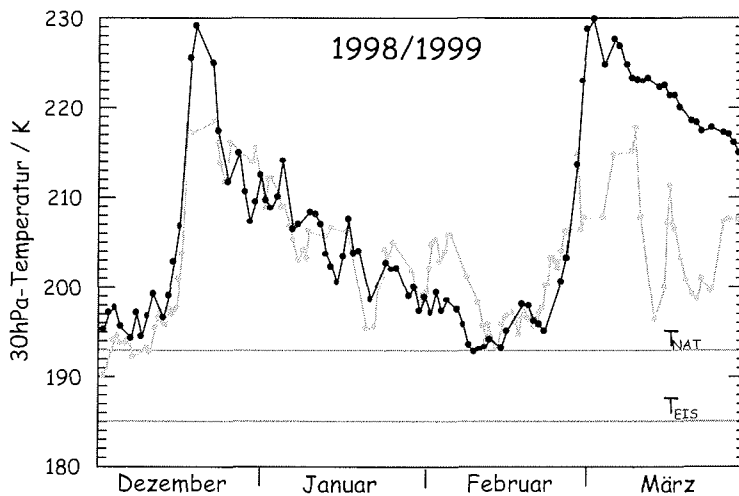


Abb.5.5: Temperaturen in einer Höhe von 30 hPa, ermittelt aus den täglichen Radiosondenaufstiegen in Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz] vom 1.Dez. 1998 bis zum 31.März 1999, dazu die NAT-Existenztemperatur T_{NAT} und der Eisgefrierpunkt T_{Eis} .

Die darauf folgende Abkühlung der polaren Stratosphäre wurde jedoch von einem zweiten *Major Midwinter Warming* unterbrochen. Mitte Februar 1999 drängte eine weitere Erwärmung aus der oberen Stratosphäre abwärts in Richtung des Pols, so dass gegen Ende Februar warme Luft über dem Pol lag, während der Rest der Kaltluft nach Nordeuropa verschoben war. Der Wirbel wurde elongiert und bewegte sich nach Zentralsibirien, während eine Antizyklone über Kanada nach Norden zog, Anfang März den Nordpol erreichte und zu einer Zirkulationsumkehr in den hohen Breiten führte. Obwohl die zweite große Stratosphärenenerwärmung recht spät auftrat, erholte sich der

Polarwirbel nochmals. Die endgültige Umstellung zur Sommerzirkulation, das *Final Warming*, zog sich durch den April und war erst Anfang Mai abgeschlossen.

Die zwei großen Stratosphärenerwärmungen sind auch in den 30 hPa -Temperaturen der Radiosondennmessungen in Sodankylä und Ny-Ålesund eindeutig zu erkennen. Es fällt auf, dass die Erwärmung jeweils in Ny-Ålesund größer ist als in Sodankylä, was mit der geographischen Lage der beiden Stationen zu tun hat. Ny-Ålesund liegt auf dem 79. Breitengrad und damit sehr nah am Pol, während Sodankylä auf dem 67. Breitengrad deutlich weiter entfernt ist. Bei den Stratosphärenerwärmungen schob sich nun jeweils die Warmluft über den Pol, also auch über Ny-Ålesund, während die Reste der kalten Luftmasse in Richtung Europa verdrängt wurden und damit die Temperatur über Sodankylä beeinflussten.

Den Zeitreihen der potentiellen Vorticity in Abb.5.6 ist zu entnehmen, dass der Polarwirbel im Winter 1998/1999 nur sehr schwach ausgebildet war.

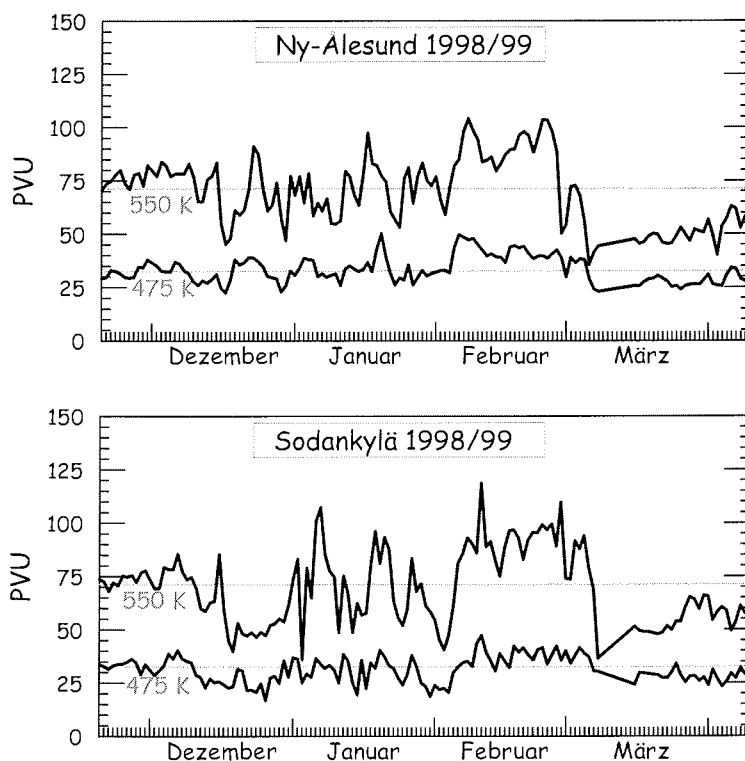


Abb.5.6: Potentielle Vorticity auf der 475K bzw. 550K -Fläche in Ny-Ålesund [oben] und Sodankylä [unten] vom 20.Nov.1998 bis zum 10.April 1999. Die grauen Linien markieren den Rand des polaren Wirbels. Die PV-Werte stammen aus dem ECMWF-T106-Modell.

Anfang Dezember war der Wirbel noch in der Entstehungsphase. Die Temperaturen waren schon niedrig, aber die Wirbelstärke war zu diesem Zeitpunkt noch kaum ausgeprägt. Nach der ersten Erwärmung sind die PV-Werte erst im Februar wieder etwas höher, so dass man von einem schwachen Wirbel sprechen kann. Mit der zweiten Erwärmung tritt schließlich wieder dynamische Unbeständigkeit ein.

5.4 Winter 1999/2000

Der Winter 1999/2000 gehörte zu den kältesten Wintern seit Beginn der Stratosphären-Analysen am Meteorologischen Institut der Freien Universität Berlin. Der Polarwirbel bildete sich früh sehr stabil aus und erreichte bereits Mitte November Temperaturen unterhalb der PSC-Existenztemperatur. Obwohl einige dynamische Störungen in Verbindung mit relativ starker Ausbreitung planetarischer Wellen in die polaren Regionen vordrangen, wurde dadurch nur die Zirkulation und Temperaturverteilung der oberen Stratosphäre beeinflusst. Die untere Stratosphäre blieb weitgehend ungestört, der polare Wirbel war während des gesamten Winters sehr stabil, die Temperaturen entsprechend niedrig. Im März breitete sich eine Stratosphärenenerwärmung nach unten aus und führte in der unteren Stratosphäre Mitte April zum *Final Warming*.

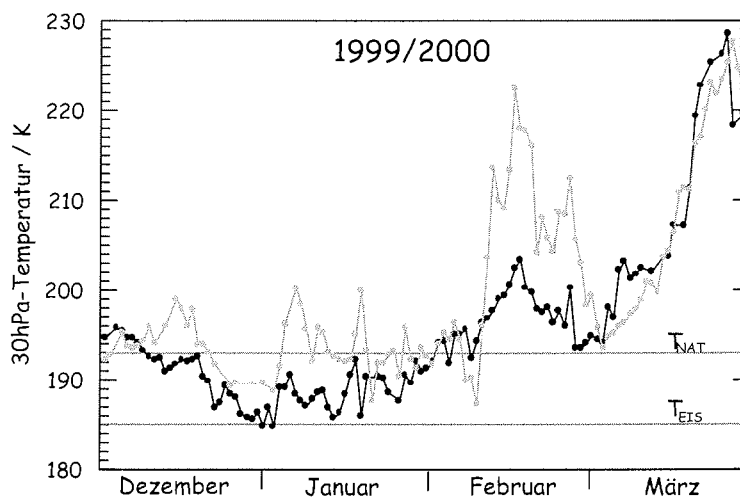


Abb.5.7: Temperaturen in einer Höhe von 30 hPa, ermittelt aus den täglichen Radiosondenaufstiegen in Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz] vom 1.Dez. 1999 bis zum 31.März 2000, dazu die NAT-Existenztemperatur T_{NAT} und der Eisgefrierpunkt T_{EIS} .

Die Temperaturen über Sodankylä und Ny-Ålesund (Abb.5.7) liegen von Mitte Dezember 1999 bis in den Februar 2000 unterhalb von T_{NAT} , teilweise liegen sie sogar nah am Eisgefrierpunkt T_{Eis} . Die nordhemisphärische Minimumtemperatur T_{min} lag sogar während des gesamten Zeitraums von Mitte November bis Mitte März unter der PSC-Existenztemperatur.

Nicht nur der Zeitraum, sondern auch die Ausdehnung der Fläche A_τ mit $T < T_{NAT}$ war im Winter 1999/2000 besonders groß. In Abb.5.8 ist die zeitliche Entwicklung der Fläche A_τ zu sehen, für die in den Wintern 1996/1997 bis 1999/2000 in einer Höhe von 50hPa die NAT-Existenztemperatur unterschritten wurde. Anhand dieser Graphik wird nochmals die große Temperaturvariabilität der arktischen Winter deutlich. Während in den Wintern 1996/1997 und 1999/2000 über einen langen Zeitraum auf einer großen Fläche die Möglichkeit zur PSC-Existenz gegeben war, sind Zeit und Fläche mit $T < T_{NAT}$ in den Wintern 1997/1998 und 1998/1999 nur gering.

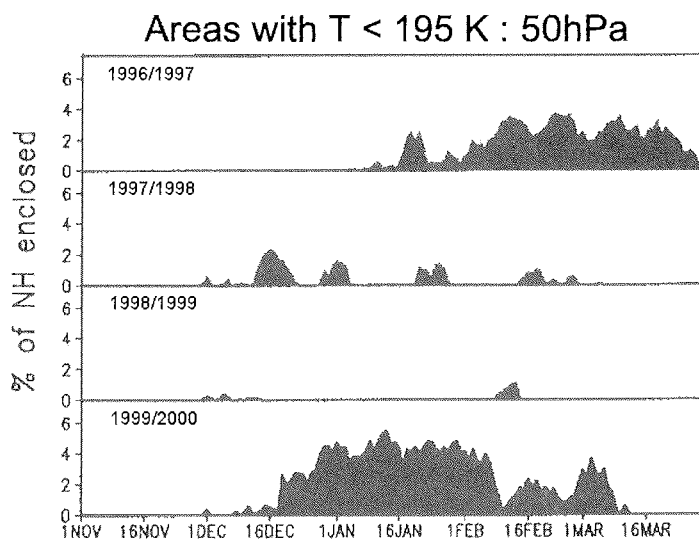


Abb.5.8: Zeitliche Entwicklung der Fläche A_τ mit $T < 195\text{ K}$ in einer Höhe von 50 hPa für die Winter 1996/1997 bis 1999/2000. Das Maß der Fläche ist jeweils ein prozentualer Anteil der gesamten Fläche der Nordhemisphäre (nach Naujokat et al., 2000).

Der arktische Winter 1999/2000 war durch die Stabilität des Wirbels und die korrelierten tiefen Temperaturen besonders geeignet für die Untersuchung von polaren Stratosphärenwolken. Die PSC-Messungen dieses Winters werden in Kapitel 6 dokumentiert. Das großräumige Auftreten von PSCs im Winter 1999/2000 hatte entsprechend großen Ozonverlust im arktischen Frühling 2000 zur Folge.

5.4.1 Arktische Ozonabnahme im Frühling 2000

Im Rahmen des europäischen Projekts THESEO-2000 wurden Messungen von PSCs und stratosphärischen Spurengasen in der Arktis nicht nur mit dem Lidar, sondern auch mit Ballonen und Flugzeugen durchgeführt. Es wurde u.a. auch die Entwicklung des stratosphärischen Ozons eingehend untersucht. Ein zusammenfassendes Ergebnis der Untersuchung ist in Abb.5.9 dargestellt.

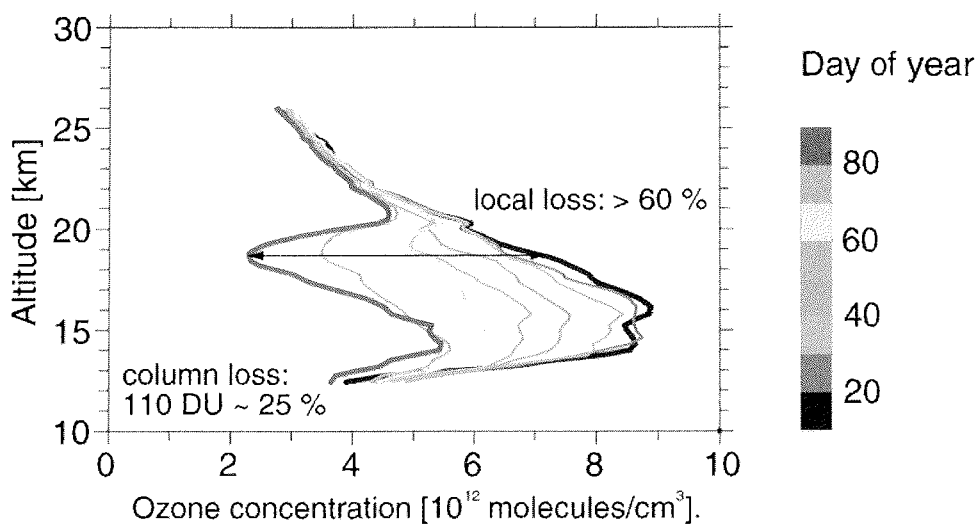


Abb.5.9: Entwicklung des über den gesamten Wirbel gemittelten Ozonprofils von Januar bis März 2000. Mittels geschätzter diabatischer Abkühlraten wird das diabatische Absinken berücksichtigt, Mischung über den Wirbelrand hinweg wird nicht angenommen. Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden. (Originalbildquelle: <http://www.nilu.no/projects/theseo2000/images/awi/concprofile.gif>, Nov.2000)

Es handelt sich um die Entwicklung des vertikalen Ozonprofils, gemittelt über den gesamten nordhemisphärischen Polarwirbel, während der Monate Januar bis März 2000. Ohne chemische Ozonzerstörung würden die blauen Ozonprofile auch die Situation im März repräsentieren. Tatsächlich zeigt sich jedoch Ende März ein dramatischer Ozonverlust, der in einigen Höhenbereichen sogar mehr als 60 % beträgt. Auch die Match-Methode (vgl. Kap.3.5.1), die ausschließlich chemischen Ozonabbau betrachtet, kommt zu diesen Ergebnissen (Rex *et al.*, 2001). Der große Ozonverlust ist auf die mehrwöchigen sehr tiefen stratosphärischen Temperaturen während des Winters 1999/2000 zurückzuführen. Die damit verbundene langfristige Existenz polarer Stratosphärenwolken hatte die Aktivierung ozonzerstörender Substanzen an der Oberfläche der PSCs zur Folge.

Kapitel 6

PSC-Meßergebnisse: Makroskalige Interpretation

Wie im vorangegangenen Kapitel deutlich wurde, ist die arktische Stratosphäre von Winter zu Winter durch große Variabilität gekennzeichnet. Diese Variabilität bezieht sich auf Stratosphärenerwärmungen und die resultierende Temperaturverteilung, damit auch auf die Existenzbedingungen für polare Stratosphärenwolken, die darauf folgende Chlor-Aktivierung und den Ozonabbau im Frühjahr. In diesem Kapitel sollen die beobachteten PSCs in ihrem synoptischen Zusammenhang erklärt werden.

Während der Meßwinter 1997/1998 und 1998/1999 waren nur in sehr kurzen Zeiträumen die meteorologischen Bedingungen zur PSC-Entstehung gegeben, so dass hier zunächst der Schwerpunkt auf einer statistischen Auswertung der PSCs liegt, die im Winter 1999/2000 in Ny-Ålesund gemessen wurden. Anschließend werden einzelne PSC-Ereignisse untersucht und den verschiedenen PSC-Typen bzw. Mischungen von PSC-Typen zugeordnet.

6.1 Ny-Ålesund PSC-Beobachtungen im Winter 1999/2000

Aus den in Kapitel 5.4 erläuterten meteorologischen Analysen der Stratosphäre läßt sich entnehmen, daß insbesondere der Winter 1999/2000 als herausragendes Beispiel für einen stabilen Polarwirbel angesehen werden kann. Während dieses Winters traten, bedingt durch die niedrigen Temperaturen, über eine lange Zeitperiode polare Stratosphärenwolken auf, die synoptisch zu erklären sind. Da es in diesem Winter kein Lidarsystem mehr in Sodankylä gab, werden im folgenden ausschließlich die PSC-Beobachtungen aus Ny-Ålesund analysiert.

Ohne Berücksichtigung des PSC-Typs ist in Abb.6.1 der Höhenbereich der in Ny-Ålesund beobachteten PSCs während des Winters dargestellt. Dabei fällt auf, dass die Untergrenze der Stratosphärenwolken im Laufe des Winters absinkt. Während zu Beginn

des Winters im Dezember und Januar die Wolkenschicht oberhalb von 20 km gemessen wird, treten die PSCs im Februar 2000 in Höhen zwischen 11 und 18 km auf. Ein solches Absinken der PSC-Unterkante im Laufe eines Winters wurde bereits in vorangegangenen stabilen Wintern beobachtet. Zum Teil ist bei den Messungen sehr niedriger PSCs gegen Ende des Winters keine Trennung zwischen troposphärischen Cirruswolken und stratosphärischen Wolken mehr möglich. Solche Fälle sind vergleichbar mit entsprechenden Beobachtungen in der Antarktis (Guzzi *et al.*, 2000).

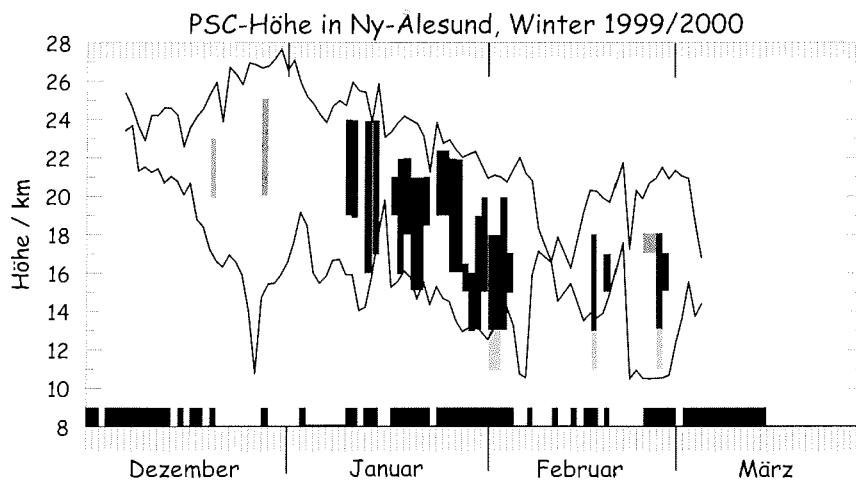


Abb.6.1: Zeitliche Entwicklung der PSC-Höhe im Winter 1999/2000 über Ny-Ålesund ohne Berücksichtigung des PSC-Typs, gemessen bei 532 nm [schwarze Balken] bzw. 353 nm [graue Balken]. Zusätzlich sind die obere und die untere Grenze mit $T < T_{NAT}$ [schwarze Linie] und die Meßtage [schwarze Skalenmarkierung] eingezeichnet.

Die Tatsache, dass sowohl die PSCs als auch $T < T_{NAT}$ im Laufe des Winters in abnehmender Höhe beobachtet werden, hängt mit der großskaligen Dynamik der Stratosphäre zusammen. Wie in Kapitel 2 erläutert, kommt es im Innern des polaren Wirbels zu einer diabatischen Abkühlung, die zur Folge hat, dass die Luft im Polarwirbel absinkt und dabei weiter abkühlt. Das Kältegebiet des Wirbels breitet sich so mit der Zeit nach unten aus. Die Höhe, in der eine bestimmte Temperatur gemessen wird, ist daher zum Ende eines Winters niedriger als zu Beginn eines Winters. Diese zeitliche Temperaturentwicklung ist anhand von Radiosondendaten in Abb.6.2 dargestellt. Das Absinken der Isothermen ist in den Ny-Ålesund Radiosondendaten gut zu erkennen, weil die Station während des gesamten Winters im Zentrum des Polarwirbels liegt und daher keine Störeffekte durch die Dynamik des Wirbelrands auftreten.

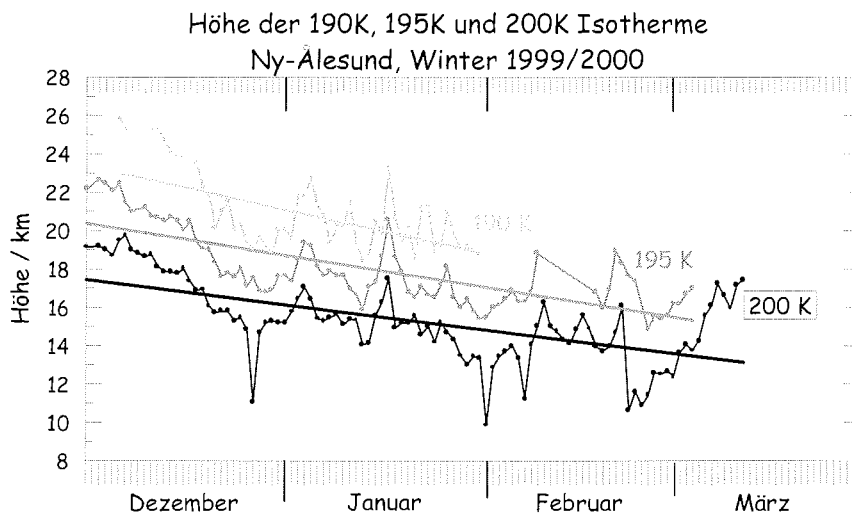
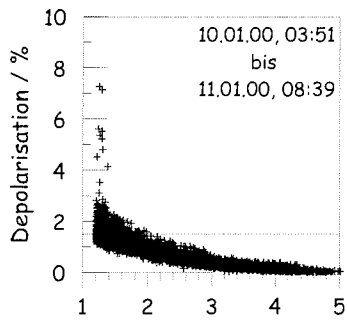


Abb.6.2: Zeitlicher Verlauf der untersten Höhe, bei der 200 K [schwarz], 195 K [dunkelgrau] und 190 K [hellgrau] mit den Radiosonden in Ny-Ålesund gemessen wurden. Die „Ausreißer“ der 200K-Isotherme ergeben sich durch niedrige Temperaturen im Zusammenhang mit einer hohen Tropopause. Die durchgezogenen Linien entsprechen jeweils der Linearregression.

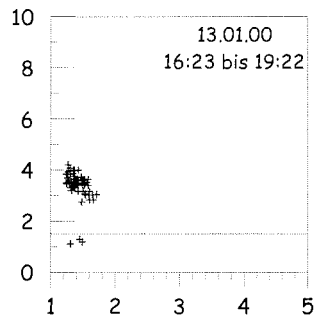
Für die weiteren Untersuchungen werden die im Winter 1999/2000 gemessenen PSCs nach verschiedenen PSC Typen unterteilt. Um Aussagen über den gemessenen PSC-Typ machen zu können, wird neben dem Rückstreuverhältnis auch die Depolarisation benötigt. Daher werden im folgenden nur diejenigen PSC-Ereignisse betrachtet, für die Messungen im parallel und senkrechten Kanal der Wellenlänge $\lambda = 532\text{nm}$ vorliegen. Die PSC-Daten werden zudem nicht immer nach einzelnen Tagen eingeteilt, da es sinnvoll erscheint, zusammenhängende PSC-Messungen, die während einer Meßnacht stattfanden, zu einem PSC-Ereignis zusammenzufassen.

Um einen Überblick über die gemessenen PSC-Ereignisse zu erlangen, sind in den folgenden Abbildungen 6.3.a-q jeweils Rückstreuverhältnis und Volumendepolarisation aus den einzelnen Messungen aufgetragen. Es wurden dabei alle PSC-Höhen mit $R > 1.2$ berücksichtigt, bei einer Höhenauflösung von $\Delta z = 150\text{ m}$. Zu beachten ist die andere Skaleneinteilung der Volumendepolarisation am 18.Jan., sowie am 24./25.Jan. und 26./27.Jan.2000 (Abb.6.3.e, 6.3.i und 6.3.j). In jeder der Abbildungen markiert eine graue Linie den Wert der Moleküldepolarisation bei $\delta^{\text{Vol}} = 1.44\%$.

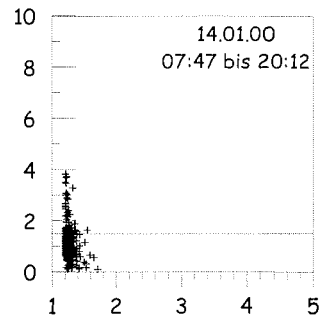
Die optischen Eigenschaften der verschiedenen PSC-Ereignisse sind zum Teil sehr unterschiedlich, wie beispielsweise bei einem Vergleich zwischen dem 10./11. Jan. (Abb.6.3.a) und dem 24./25.Jan.2000 (Abb.6.3.i) deutlich wird.



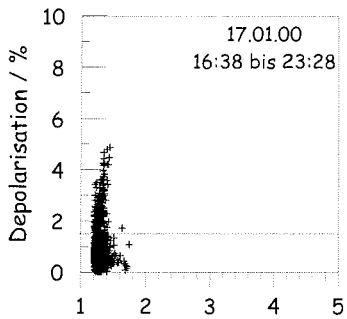
[Abb.6.3.a]



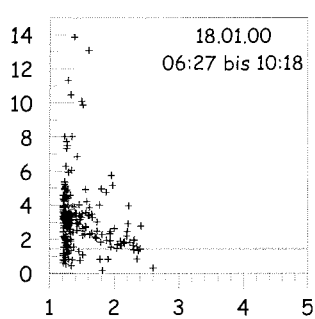
[Abb.6.3.b]



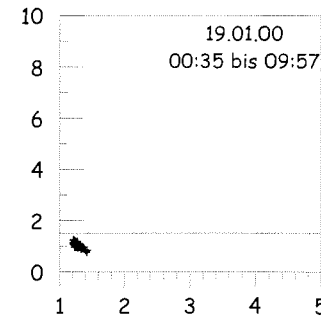
[Abb.6.3.c]



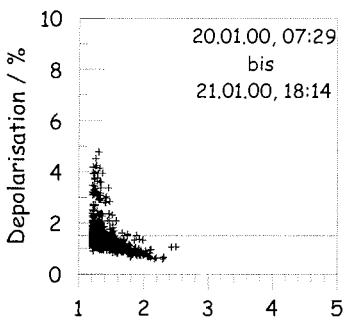
[Abb.6.3.d]



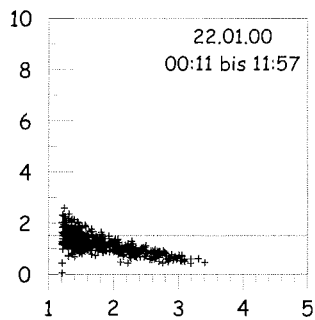
[Abb.6.3.e]



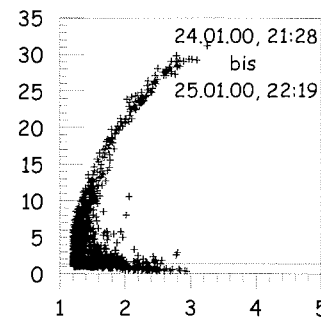
[Abb.6.3.f]



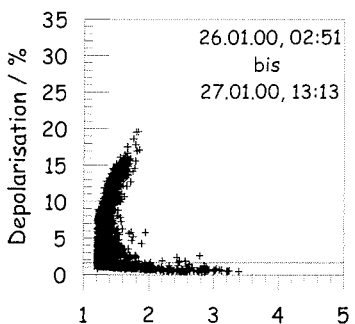
[Abb.6.3.g]



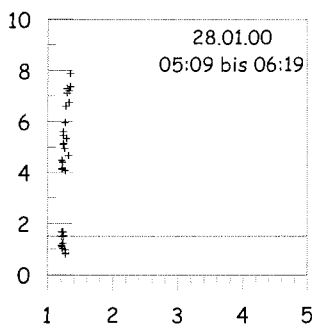
[Abb.6.3.h]



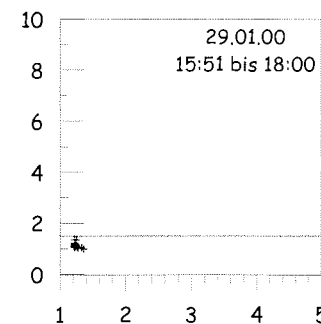
[Abb.6.3.i]



[Abb.6.3.j]



[Abb.6.3.k]



[Abb.6.3.l]

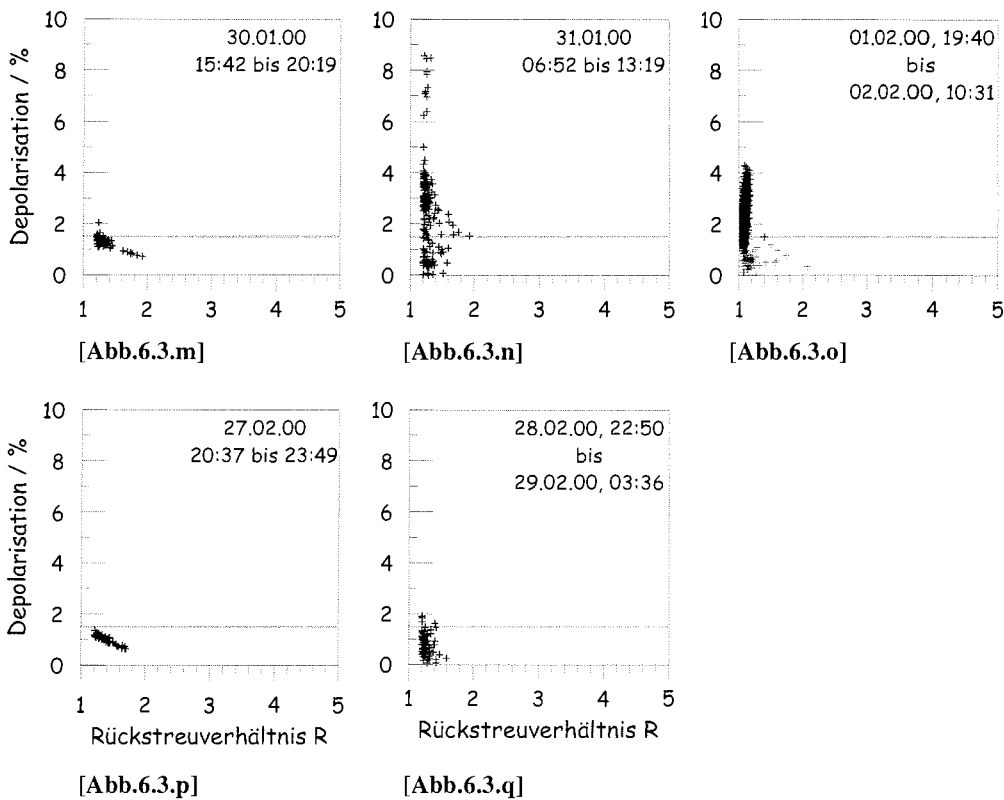


Abb.6.3.a-q: Lidarmessungen von polaren Stratosphärenwolken über Ny-Ålesund vom 10./11. Jan. bis 28./29.Feb. 2000. Aufgetragen ist jeweils die Volumendepolarisation gegen das Rückstreuverhältnis, beruhend auf den Messungen im 532 nm parallel bzw. senkrecht polarisierten Kanal. Die graue Linie bei $\delta^{Vol} = 1.44 \%$ markiert die Moleküldepolarisation. Zu beachten ist die andere Skaleneinteilung der Volumendepolarisation am 18.Jan. [6.3.e], 24./25.Jan. [6.3.i] und am 26./27.Jan.2000 [6.3.j].

Die Lidardaten der PSC-Ereignisse vom 03./04.Feb., 17.Feb. und 19.Feb.2000 (vgl. Tab.4.4 in Kap.4.6.3) sind hier nicht aufgeführt. Ihr Rückstreuverhältnis lag jeweils unter $R = 1.1$, sie wurden aufgrund der detektierten Volumendepolarisation als PSCs aus flüssigen bzw. festen Partikeln identifiziert.

Anhand der Darstellung der einzelnen PSC-Ereignisse in den Abbildungen 6.3.a-q lassen sich Aussagen über deren Partikelbeschaffenheit treffen. Im folgenden werden die verschiedenen PSC-Typen und ihre Mischungen anhand von Fallbeispielen erläutert.

6.2 Flüssige PSC-Partikel: PSC Typ I b

Der Mie-Theorie entsprechend haben PSCs aus flüssigen Tröpfchen geringe Volumendepolarisationswerte δ^{Vol} , die unterhalb der Moleküldepolarisation δ^{MOL} liegen, also $\delta^{Vol} < \delta^{MOL}$. Ein prägnantes Beispiel für eine solche PSC vom Typ I b ist das PSC-Ereignis vom 10./11. Jan. 2000 (Abb.6.3.a). Das Lidar-Rückstreuprofil und die zugehörige Volumendepolarisation einer 10-minütigen Einzelmessung dieses PSC-Ereignisses sind in Abb.6.4.a+b dargestellt. Außerdem ist in Abb.6.4.c das Temperaturprofil der Radiosonde um 11:00 UTC gezeigt, wobei die Existenztemperaturen von NAT, STS und Eis gekennzeichnet sind.

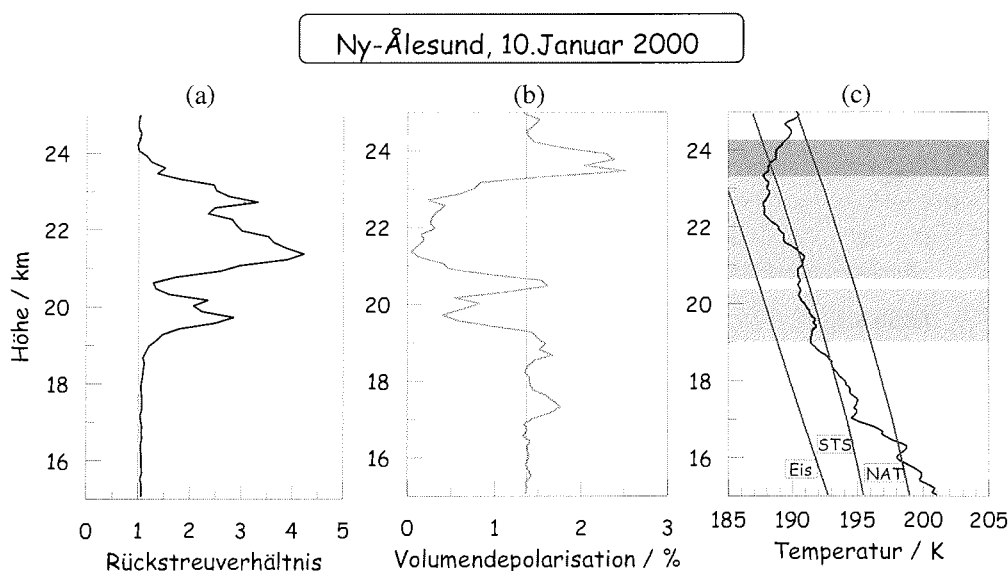


Abb.6.4: Rückstreuverhältnis [a] und Volumendepolarisation [b] einer Lidarmessung in Ny-Ålesund, 10-minütiges Mittel am 10. Jan. 2000, 15:01-15:11 UTC. Dazu das Temperaturprofil der Radiosonde vom 10. Jan. 2000, 11:00 UTC [c], mit den Existenztemperaturen von NAT, STS und Eis, sowie Markierungen für die detektierten PSCs vom Typ I b [hellgrau hinterlegt] und Typ I a [dunkelgrau hinterlegt].

Aerosolpartikel mit einem Rückstreuverhältnis von $R > 1.2$ werden zwischen 19 und 24 km detektiert. Anhand der Volumendepolarisation läßt sich jedoch feststellen, dass es sich um mehrere Schichten mit unterschiedlichen Partikeleigenschaften handelt. Mit hohen Rückstreuverhältnissen $R = 2$ bis 4 bei gleichzeitiger Volumendepolarisation, die kleiner als die Moleküldepolarisation ist, kann man hier die flüssigen PSC-Partikel des PSC Typs I b in 2 Schichten erkennen. Die untere Schicht liegt zwischen etwa 19.0 und 20.4 km, die obere Schicht zwischen etwa 20.6 und 23.2 km. Die untere Schicht ist etwas

schwächer ausgeprägt: die Rückstreuverhältnisse reichen hier nur bis etwa $R \approx 3$, die Volumendepolarisation ist höher als in der oberen Schicht. Daraus folgt, dass die obere PSC I b entweder mehr sphärische Tröpfchen oder aber größere Tröpfchen als die untere, schwächere PSC I b enthält. Aufgrund der Temperatur in den PSC-Schichten ist davon auszugehen, dass es sich um größere Tröpfchen handelt. Wie dem Temperaturprofil in Abb.6.4.c zu entnehmen ist, ist die Temperatur T_{STS} für die Existenz von Tröpfchen aus ternären $[H_2O/HNO_3/H_2SO_4]$ -Lösungen über den gesamten PSC I b –Höhenbereich unterschritten. Während in der unteren Schicht T_{STS} um etwa 1 K unterschritten ist, liegt die Temperatur in der oberen Schicht etwa 2 K unterhalb von T_{STS} . Wie in Kapitel 4.3.1 erläutert wurde, wachsen die STS-Tröpfchen unterhalb von T_{STS} stark an, und zwar um so stärker, je niedriger die Temperatur unter T_{STS} liegt. Daher sind bei $(T_{STS} - 2K)$ größere STS-Tröpfchen zu erwarten als bei $(T_{STS} - 1K)$. Beide PSC I b –Schichten sind so mikrophysikalisch zu erklären. Schon in Abb.6.3.a ist zu erkennen, dass nicht ausschließlich alle Partikel die Bedingung für flüssige Partikel $\delta^{Vol} < \delta^{MOL}$ erfüllen, dass also auch feste Teilchen vorhanden sind. Diese festen Teilchen sind oberhalb der PSC vom Typ I b zu finden, zwischen etwa 23 und 24 km. Entsprechend der R - und δ^{Vol} -Werte kann diese Schicht als PSC Typ I a klassifiziert werden. Diese Einteilung wird durch die Temperatur gestützt, die im entsprechenden Höhenbereich zwar oberhalb von T_{STS} , aber unterhalb von T_{NAT} liegt und somit die Existenzbedingung für NAT-Partikel erfüllt. Die festen Partikel des PSC Typs I a werden im folgenden Abschnitt analysiert.

6.3 Feste PSC-Partikel: PSC Typ I a (*enhanced*)

Die PSC vom Typ I a sind dadurch zu identifizieren, dass sie aus festen Teilchen bestehen und daher eine Volumendepolarisation aufweisen, die größer als die Moleküldepolarisation ist. In der ursprünglichen Klassifizierung wurden PSC-Schichten mit einem Rückstreuverhältnis bis $R < 1.5$ dem PSC Typ I a zugeordnet (*Browell et al., 1990*). Später zeigte sich, dass die festen Partikel unter bestimmten Temperaturbedingungen durch die Aufnahme von HNO_3 aus der Gasphase stark anwachsen können. Diese größeren Partikel bilden die Unterkategorie Typ I a *enhanced*, mit Rückstreuverhältnissen ähnlich denen des PSC Typs I b mit $R = 2$ bis 5 (*Stein et al., 1999; Tsias et al., 1999; Reichardt et al., 2000*). In dieser Arbeit wird diese Unterteilung in den PSC Typ I a und Typ I a *enhanced* aufgehoben. Anlaß hierzu geben die folgenden Überlegungen zu den Lidarmessungen vom 24. bis 27. Jan.2000 in Ny-Ålesund.

Feste Partikel des Typs I a weisen geringe Rückstreuverhältnisse von $R < 1.5$ auf (z.B. Abb.6.3.d mit Meßdaten vom 17.Jan.2000). Kommt es jedoch aufgrund der langen Zeitdauer der Partikel bei Temperaturen unterhalb von T_{NAT} zu einer verstärkten

HNO₃-Aufnahme aus der Gasphase, so wachsen die Teilchen an und ihr Rückstreuverhältnis wird größer. Meßdaten hierzu sind in den Abbildungen 6.3.i und 6.3.j vom 24./25.Jan. bzw. 26./27. Jan. 2000 zu ersehen, bei denen Rückstreuverhältnisse bis $R = 3$ auftreten. Auffällig ist hier die sehr hohe Volumendepolarisation, die darauf zurückzuführen sind, dass in der detektierten Luftmasse entweder einige sehr große oder aber viele kleine asphärische Partikel vorhanden sind. Die Messungen vom 24./25.Jan. und 26./27. Jan. 2000 deuten zudem darauf hin, dass beim Partikelwachstum eine Sättigung der HNO₃-Aufnahme eintritt, die das Verhältnis von Volumendepolarisation und Rückstreuverhältnis begrenzt.

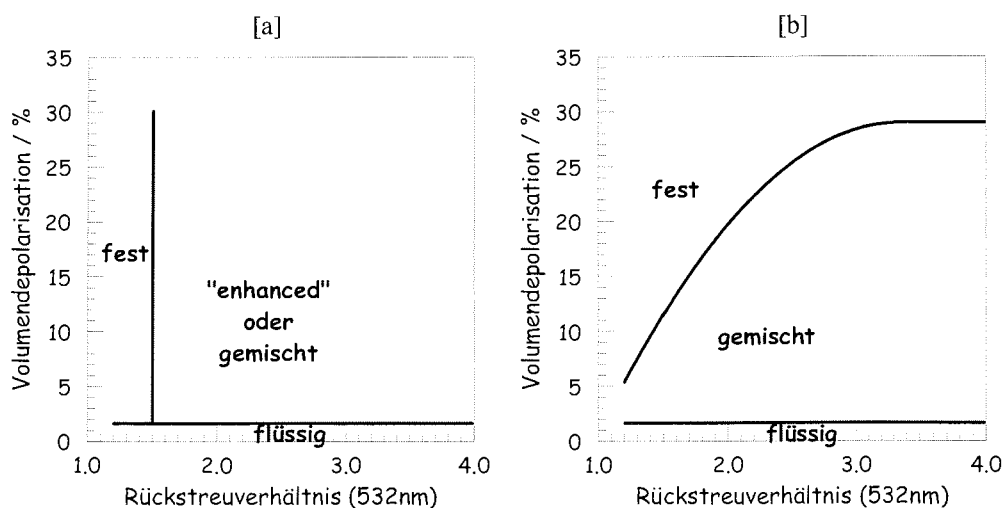


Abb.6.5: Klassifizierung der PSCs vom Typ I nach Lidar-Parametern. [a] Ursprüngliche Einteilung in Anlehnung an *Browell et al., 1990* und *Wedekind, 1997*. [b] Einteilung nach festen, flüssigen und gemischten Partikeln auf der Basis der Lidarmessungen vom 24/25. und 26/27.Jan.2000 in Ny-Ålesund.

Im Rahmen dieser Arbeit wird daher eine PSC-Klassifizierung vorgenommen, die in Abb.6.5.b schematisch dargestellt ist. Die Trennung zwischen den vorwiegend festen Teilchen und einer Mischung aus festen und flüssigen Partikeln ergibt sich aus einem Polynomfit zu den Meßdaten vom 24./25.Jan. und 26./27.Jan.2000. Der Polynomfit wurde numerisch ermittelt und ist gegeben durch $y = a + bx + cx^2$, mit $a = -27.422$, $b = 34.320$ und $c = -5.132$. Entsprechend dem in Abb.6.5.b gezeigten Klassifikations-Schema werden die PSCs vom Typ I für die weitere Analyse demnach wie folgt eingeteilt:

- feste Teilchen (Typ I a)
- flüssige Tröpfchen (Typ I b)
- Mischungen aus festen und flüssigen Teilchen (Typ I a+b).

PSCs vom Typ I a traten während des gesamten Winters 1999/2000 in verschiedener Stärke auf, beispielsweise am 14.Jan. (Abb.6.3.c) und am 31.Jan.2000 (Abb.6.3.n). Einige Typ I a PSCs gehören zu sogenannten „Sandwich-Strukturen“, die in Kapitel 6.4.2 erläutert werden.

6.3.1 Große NAT-Partikel, „NAT-Rocks“

Auch die am 24./25.Jan. und 26./27. Jan. 2000 beobachteten Stratosphärenwolken mit den sehr hohen Volumendepolarisationswerten werden als PSCs vom Typ I a klassifiziert. Allerdings spielen sie aufgrund ihrer Partikeleigenschaften eine besondere Rolle. Da die Berechnung von Partikel-Größenverteilungen auf die Mie-Theorie zurückgeht und nur für sphärische Partikel gilt, ist hier eine Bestimmung der Teilchengröße mittels der Lidarmessungen aus Ny-Ålesund nicht möglich. Es ist jedoch anzunehmen, dass es sich bei den detektierten festen Teilchen um die in Kapitel 3.5.1 beschriebenen selektiv angewachsenen Typ I a –Partikel handelt.

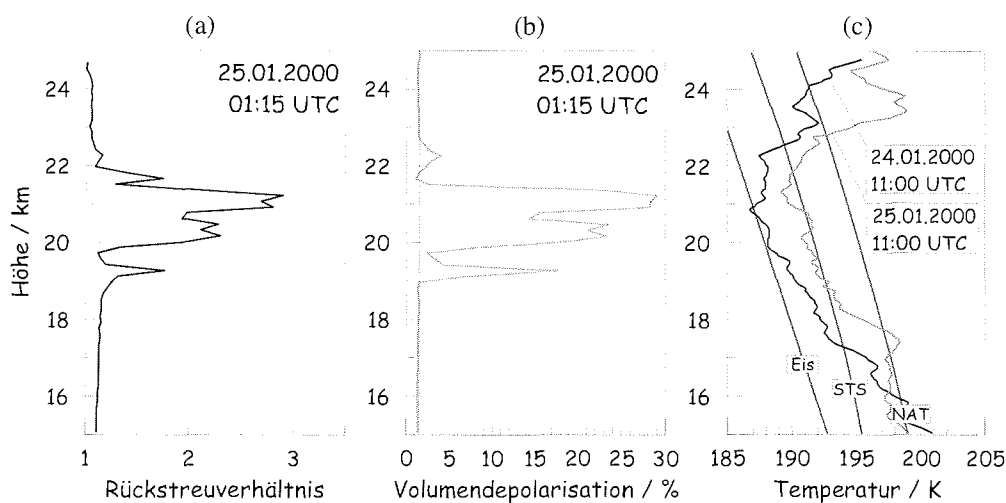


Abb.6.6: Rückstreuverhältnis [a] und Volumendepolarisation [b] einer Lidarmessung in Ny-Ålesund, 10-minütiges Mittel am 25.Jan.2000, 01:15-01:26 UTC. Dazu die Temperaturprofile der Radiosonden vom 24.und 25.Jan.2000, jeweils 11:00 UTC [c], mit den Existenztemperaturen von NAT, STS und Eis.

Eine 10-minütige Einzelmessung des sehr stark ausgeprägten PSC Typ I a –Ereignisses vom 24./25.Jan.2000 ist in Abb.6.6 dargestellt. Gezeigt werden das Rückstreuverhältnis und die Volumendepolarisation, sowie in Abb.6.6.c die Temperaturprofile der Radiosonden vom 24. und 25.Jan.2000, jeweils 11:00 UTC, zusammen mit den Existenztemperaturen von NAT, STS und Eis. Aus den Temperaturprofilen ist zu entnehmen, dass sich die gesamte untere Stratosphäre über Ny-Ålesund zwischen den

beiden Radiosondenaufstiegen erwärmt hat. Das starke PSC Typ I a –Ereignis wurde gerade zwischen diesen beiden Temperaturmessungen beobachtet. Das Temperaturprofil vom 24.Jan.2000, 11:00 UTC, weist bei etwa 21 km Höhe Temperaturen unterhalb des Eisgefrierpunktes auf. Es ist davon auszugehen, dass die Temperatur auch zum Zeitpunkt der Lidarmessung noch nahe am Eisgefrierpunkt war – eine Voraussetzung für das selektive Wachstum großer NAT-Partikel, die durch Sedimentation zu Denitrifizierung führen.

Solche großen NAT-Partikel, auch „NAT-Rocks“ genannt, wurden während der SOLVE-Kampagne im Januar 2000 im arktischen Wirbelzentrum *in-situ* gemessen. Instrumente an Bord des amerikanischen Forschungsflugzeugs ER-2 detektierten NO_y und HNO_3 (in der Gasphase und in Aerosolen), wobei zwischen Aerosolteilchen mit einem Durchmesser größer bzw. kleiner $2 \mu\text{m}$ unterschieden werden konnte. Bei Flügen zwischen Kiruna (Schweden) und dem Nordpol wurden so in einer Höhe von 16 bis 21 km Partikel gemessen, deren Durchmesser größer als $2 \mu\text{m}$ war. Obwohl die genauen Nukleationsprozesse nicht bekannt sind, lassen sich Wachstum und Sedimentation der großen NAT-Partikel mit einem mikrophysikalischen Modell simulieren. Die Berechnungen ergeben, daß die detektierten Partikel einen Durchmesser von $\varnothing = 10$ bis $20 \mu\text{m}$ haben und bereits vor der Messung sedimentiert sind (Fahey, 2001). Die Partikel erfahren über eine lange Zeitperiode Temperaturen unterhalb von T_{NAT} , wobei sie auch Zeiten mit $T > T_{\text{NAT}}$ „überleben“, wenn die Partikel ausreichend groß sind. Die Sedimentation beginnt bereits während des Partikelwachstums.

Da HNO_3 und H_2O nur in begrenzter Menge verfügbar sind, ist es nicht möglich, dass das gesamte Hintergrundaerosol zu großen Partikeln anwächst. Es findet daher selektives Partikelwachstum statt. Die Frage, welche Partikel selektiv anwachsen, kann dabei von der Gefrierrate bei der NAT-Bildung unterhalb von etwa 197 K abhängen oder von der andersartigen Komposition einzelner Nuklei. Während das Hintergrundaerosol Anzahlkonzentrationen von 10 cm^{-3} aufweist, treten die großen NAT-Partikel nur mit Konzentrationen von 10^{-4} cm^{-3} auf (Fahey et al., 2001).

Die Denitrifizierung des arktischen Wirbels während eines Winters ist von der räumlichen und zeitlichen Ausdehnung der sedimentierenden Partikel-Population abhängig. Während des Winters 1999/2000 wurden sedimentierende große NAT-Partikel beobachtet (Fahey et al., 2001) und die damit einhergehende Denitrifizierung (Santee et al., 2000).

Selten treten die festen Partikel des PSC Typs I a oder die flüssigen Tröpfchen des PSC Typs I b ausschließlich auf. Auf die Möglichkeiten gemischter PSC-Ereignisse wird im folgenden Abschnitt eingegangen.

6.4 Mischungen fester und flüssiger Partikel

Den Abbildungen 6.3.a-q ist unter Anwendung der Klassifizierung aus Abb.6.5.b zu entnehmen, dass die meisten PSC-Ereignisse nicht reine Typ I a oder reine Typ I b – Partikel aufweisen. In den meisten Fällen werden sowohl feste als auch flüssige Partikel beobachtet, jeweils zu verschiedenen Anteilen. Die Ursache dafür sind entweder tatsächliche Wolkenmischungen, die sowohl aus festen als auch aus flüssigen Partikeln bestehen („Typ a/b-Mischung“), oder aber PSCs aus festen bzw. flüssigen Partikeln, die gleichzeitig in unterschiedlichen Höhen gemessen werden („Sandwich-Struktur“).

6.4.1 Typ I a/b – Mischung

Bei der Partikelbildung (s.Kap.3.4.1) bilden sich bei ausreichend niedrigen Temperaturen Eiskeime in den vorhandenen Aerosol-Tröpfchen. In Abhängigkeit von der Größe des Eiskeims, je nachdem ob er Kontakt zur Umgebungsluft hat oder nicht, bleiben die Tröpfchen bei steigender Temperatur flüssig, oder sie lagern an der festen Außenfläche NAT an und bilden so ein festes NAT-Partikel. Je nach Temperaturgeschichte müssen nicht alle Partikel eines Luftpakets ausschließlich fest oder ausschließlich flüssig sein. Es können auch Mischwolken entstehen, in denen flüssige und feste Partikel koexistieren.

Anhand der Lidarmessungen aus Ny-Ålesund zeigten *Biele et al.(2001)*, dass viele der detektierten PSC Typ I b nicht ausschließlich aus flüssigen Partikeln bestehen, sondern sich vielmehr aus flüssigen Tröpfchen und einem Bruchteil fester Partikel zusammensetzen. Diese Mischwolken besitzen ein hohes Rückstreuverhältnis im parallelen Kanal, das durch die Mie-Streuung an Tröpfchen zustande kommt. Gleichzeitig ist jedoch auch ein leicht erhöhtes Rückstreuverhältnis im senkrechten Kanal vorhanden, was durch vereinzelte feste Partikel zustande kommt. Eine Koexistenz von flüssigen Tröpfchen und festen NAT-Partikeln ist möglich, wenn sich die NAT-Partikel nicht im Gleichgewicht mit der Gasphase befinden. Modellrechnungen bestätigen die Annahme, dass solche Nicht-Gleichgewichts-Partikelverteilungen entstehen, wenn ausreichend große Temperaturänderungen der aerosolhaltigen Luftmassen die Teilchen davon abhält, eine ihrem Gleichgewicht entsprechende Größe anzunehmen. Statistische Untersuchungen zeigen, dass in Ny-Ålesund etwa 30% aller PSCs vom Typ I b neben den flüssigen Tröpfchen auch einen geringen Anteil fester Partikel enthalten (*Biele et al., 2001*).

Gleichermaßen ist denkbar, dass es PSCs vom Typ I a gibt, die wenige flüssige Tröpfchen enthalten. Diese lassen sich jedoch mit dem Lidar nicht nachweisen, da das geringe Rückstreuverhältnis der Typ I a Wolken durch die Anwesenheit weniger Typ I b Tröpfchen nicht stark ansteigen kann. Im senkrecht polarisierten Kanal werden ohnehin ausschließlich die festen, polarisierenden Partikel detektiert. Es ist jedoch davon

auszugehen, dass es sich auch bei einem Teil der PSCs vom Typ I a tatsächlich um Mischungen von festen Partikeln mit wenigen flüssigen Tröpfchen handelt.

6.4.2 PSCs mit „Sandwich-Struktur“

Im Gegensatz zu den PSCs, in denen tatsächlich feste und flüssige Partikel gleichzeitig vorkommen, bestehen die sogenannten „Sandwich-PSCs“ (Shibata *et al.*, 1999 *a*, *b*), aus Schichten verschiedener Partikelarten. So wird in einem Höhenbereich eine PSC vom Typ I a beobachtet, während in einem anderen Höhenbereich eine PSC vom Typ I b vorliegt.

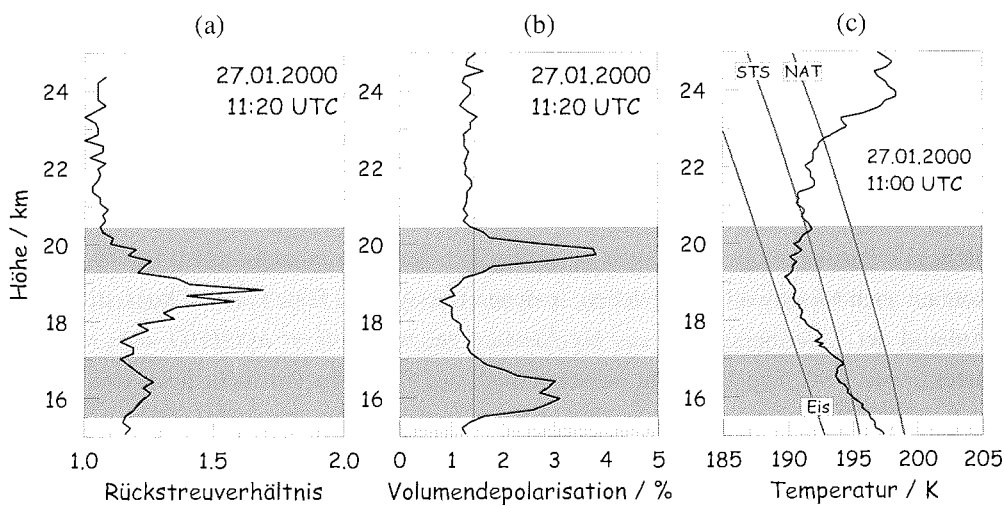


Abb.6.7: Rückstreuverhältnis [a] und Volumendepolarisation [b] einer Lidarmessung in Ny-Ålesund, 10-minütiges Mittel am 27.Jan.2000, 11:20-11:31 UTC. Dazu das Temperaturprofil der Radiosonde vom 27.Jan.2000, 11:00 UTC, mit den Existenztemperaturen von NAT, STS und Eis [c]. Schattiert ist jeweils der Höhenbereich der PSCs vom Typ I a [dunkelgrau] und vom Typ I b [hellgrau].

Schon das Beispiel des PSC Typ I b in Abb.6.4 stellt in diesem Sinne eine solche PSC mit Sandwich-Struktur dar, denn direkt über der PSC vom Typ I b befindet sich eine PSC vom Typ I a. Diese Struktur wird als „offene Sandwich-Struktur“ bezeichnet. Hingegen grenzt bei der üblichen Sandwich-Struktur eine PSC vom Typ I b sowohl oben als auch unten jeweils an eine PSC vom Typ I a. Ein solches PSC-Ereignis mit Sandwich-Struktur am 27.Jan.2000 ist in Abb.6.7 dargestellt. Anhand der Rückstreuverhältnisse und der Volumen-depolarisation läßt sich erkennen, dass hier eine Schicht aus flüssigen Aerosol-Tröpfchen zwischen etwa 17.1 und 19.2 km von jeweils einer Schicht aus festen Aerosolpartikeln bei 15.5 bis 17.1 km und bei 19.2 bis 20.5 km umgeben ist. Eine Erklärung liefert das entsprechende Temperaturprofil der Radiosondenmessung in

Abb.6.7.c. Die flüssigen Tröpfchen des PSC Typs I b sind genau dort zu finden, wo die Temperatur relativ zur STS-Existenztemperatur am niedrigsten ist.

Die Ursache der PSC-Bildung in Sandwich-Strukturen ist gerade die stratosphärische Temperaturverteilung relativ zu den STS- bzw. NAT-Existenztemperaturen (*Shibata et al., 1999 a*). In einer Luftmasse, in der sowohl feste als auch flüssige Partikel vorhanden sind (s.Kap.6.4.1), verläuft das Partikelwachstum bei stetiger Abkühlung in zwei Schritten. Bei Temperaturen unter T_{NAT} wachsen die festen Partikel durch Auffrieren von NAT. Dabei bleibt das Rückstreuverhältnis der Luftmasse klein, da es sich nur um wenige Teilchen handelt, hingegen nimmt die Volumendepolarisation zu. Sinkt die Temperatur unter T_{STS} , so wachsen die flüssigen Aerosol-Tröpfchen durch HNO_3 - und H_2O -Aufnahme sehr schnell an. Die flüssigen Tröpfchen dominieren das Rückstreuverhältnis, welches wegen der zunehmenden Größe der Partikel ansteigt. Gleichzeitig nimmt die Volumendepolarisation ab, da der Anteil der sphärischen Partikel im Luftvolumen größer ist. Im Höhenbereich der niedrigsten relativen Temperatur $[T-T_{EIS}]$ wird so die Volumendepolarisation δ^{Vol} reduziert bei steigendem Rückstreuverhältnis R . An beiden Randbereichen dieser Region gibt es Temperaturbereiche, in denen das Wachstum der flüssigen Partikel nicht ausreicht, um R effektiv zu erhöhen bzw. δ^{Vol} zu verringern. Unter diesen Bedingungen werden PSCs mit Sandwich-Strukturen beobachtet (*Shibata et al., 1999 a, b*).

Wenn das Temperaturprofil kleinskalige vertikale Strukturen hat, können Maxima des Rückstreuverhältnisses bei jedem Temperaturminimum auftreten, mit Maxima der Volumendepolarisation dazwischen. Neben dieser häufigsten Struktur der „Sandwich-PSCs“ werden auch PSCs mit offenen und inversen Sandwich-Strukturen beobachtet.

Alle beschriebenen PSC-Typen aus festen NAT-Partikeln und/oder flüssigen STS-Tröpfchen treten sowohl in Ny-Ålesund als auch in Sodankylä auf. Dennoch gibt es Unterschiede zwischen den beiden Stationen, die in ihrer relativen Lage zum polaren Wirbel begründet sind und zur Folge haben, dass die PSC-Ereignisse mit unterschiedlicher Häufigkeit bzw. unter anderen Bedingungen auftreten. Diese unterschiedlichen Bedingungen sind makroskalig nicht auflösbar und werden in den folgenden Kapiteln ausführlich erklärt.

Kapitel 7

Mesoskalige Prozesse in der Stratosphäre

Die mikrophysikalische Entstehung verschiedener PSC-Partikel ist heute weitgehend erforscht (vgl. Kap.3). Auf dieser Basis lassen sich PSC-Beobachtungen in der Arktis mit Hilfe von makroskaligen Temperaturanalysen zum großen Teil erklären. In vielen Fällen kann jedoch die großräumige Meteorologie das Auftreten oder auch das Ausbleiben von PSCs nicht erklären. Solche PSC-Ereignisse, deren Entstehung durch kleinräumige Dynamik im Bereich der Mesoskala (10^1 bis 10^2 km) bedingt ist, liegen dem folgenden Kapitel zugrunde.

Zunächst werden die Indizien für das Auftreten mesoskaliger Prozesse anhand eines Vergleichs von PSC-Ereignissen aus Ny-Ålesund und Sodankylä erläutert. Daran anschließend werden verschiedene mesoskalige Prozesse vorgestellt, die für die Entstehung von solchen nicht-synoptischen PSC-Ereignissen verantwortlich sein können. In Frage kommen dafür die an Gebirgen induzierten stratosphärischen Leewellen, Filamentstrukturen am Rand des polaren Wirbels und das differentielle Absinken von Spurengasen innerhalb des Polarwirbels. In diesem Kapitel werden die Prinzipien der verschiedenen Theorien dargelegt, bevor sie in den folgenden Kapiteln 8 bis 10 zur Interpretation ausgewählter PSC-Ereignisse herangezogen werden.

7.1 Unterschiede der PSC-Beobachtungen in Ny-Ålesund und Sodankylä

Wie schon aus den meteorologischen Erwägungen in Kapitel 5 hervorging, befindet sich die Station Ny-Ålesund üblicherweise während des gesamten Winters im Zentrum des Polarwirbels. Die Messungen in Sodankylä werden dagegen stark von der Position des Wirbels beeinflusst. Die Station liegt innerhalb des Polarwirbels, wenn dieser durch eine Verstärkung des Aläuten-Hochs sehr weit in Richtung Europa verschoben ist (s.Kap.2.3).

Häufig ist der Polarwirbel aber auch in Richtung Kanada und Sibirien elongiert, was zur Folge hat, dass sich Sodankylä ausserhalb des Polarwirbels befindet. Aus den meteorologischen Betrachtungen in Kapitel 5 lässt sich entnehmen, dass Sodankylä typischerweise gerade in der Randzone des polaren Wirbels liegt. Der bedeutende Unterschied zwischen den Stationen Ny-Ålesund und Sodankylä ist daher der, dass sich die PSC-Beobachtungen in PSC-Ereignisse im Wirbelzentrum und PSC-Ereignisse am Wirbelrand unterteilen.

Zum direkten Vergleich der PSC-Messungen beider Stationen eignen sich aufgrund der gleichzeitigen Meßzeiten nur die Winter 1996/1997, 1997/1998 und 1998/1999. Da die PSC-Beobachtungen mit den verwendeten bodengebundenen Lidar-Systemen auf unbewölkte Tage begrenzt sind, ist eine Aussage über die allgemeine Häufigkeit von PSC-Ereignissen nicht möglich. Vergleichbar sind dennoch diejenigen Daten, bei denen an beiden Stationen Lidar-Messungen durchgeführt wurden. Dabei werden folgende Unterschiede beobachtet:

- Es treten Fälle auf, in denen an beiden Stationen die synoptische Temperatur ausreichend niedrig ist, um die Existenz von PSCs zu ermöglichen. Auch die synoptischen Temperaturgeschichten sind vergleichbar. Dennoch werden nur über Sodankylä PSCs gemessen, während in Ny-Ålesund keine PSCs detektiert werden.
→ z.B. am 12.01.1997, 17.01.1997, 23.01.1997

Bedeutend sind auch Unterschiede bezüglich der Beobachtung des PSC Typs II. Da es sich um keinen direkten Vergleich der beiden Stationen handelt, wurden für diese Betrachtung alle vorhandenen Daten beider Stationen einbezogen:

- In Sodankylä werden PSC Typ II –Ereignisse beobachtet, ohne dass die synoptischen Temperaturen ausreichend niedrig sind, um die Existenz der Wassereis-PSCs zu erklären.
→ z.B. am 21./22.01.1997, 23.01.1997, 16.12.1997, 02.12.1999
- In Ny-Ålesund werden zwar von den täglichen Radiosonden Temperaturen unter dem Eisgefrierpunkt gemessen, allerdings wurde bei gleichzeitiger Lidarmessung nie eine Wassereis-PSC detektiert.
→ 29.01.1993, 12.01.1995, 18.01.1995, 06.02.1996, 17.+18.01.1996, 21.02.1997, 28.12.1999, 18.01.2000

Aus diesem Vergleich der Stationen folgt, dass die Bedingungen zur PSC-Partikelbildung in Sodankylä (am Rand des Polarwirbels) eher erfüllt sind als in Ny-Ålesund (im Zentrum

des Wirbels). Ein weiteres Indiz dafür ist der Ozonabbau. Wie mit Hilfe der Match-Methode gezeigt wurde, ist der Ozonabbau pro Sonnenstunde in einigen nordhemisphärischen Wintern am Rand des Polarwirbels größer als im Innern des Wirbels (Schulz, 2000).

Weitere Besonderheiten der PSC-Ereignisse sind Fälle, in denen die NAT-Existenztemperatur in einem Höhenbereich von einigen Kilometern unterschritten ist, PSCs aber nur in einem scharf begrenzten Höhenbereich einiger hundert Meter auftritt und eine zeitliche Änderung ihrer Strukturen bezüglich Rückstreu-Intensität und Höhe aufweist.

Die Differenzen zwischen der PSC-Theorie und der PSC-Beobachtung lassen sich klären, wenn man mesoskalige Prozesse in Betracht zieht, welche die Bedingungen zur Partikelbildung verändern, aber nicht in den synoptischen Analysen aufgelöst werden. Im folgenden werden drei mesoskalige Prozesse in der Stratosphäre vorgestellt, die die beschriebenen Unstimmigkeiten in den PSC-Beobachtungen erklären können. Es handelt sich um

- an Gebirgsketten induzierte stratosphärische Leewellen
- Filamente am Polarwirbelrand
- differentielles Absinken von Wasserdampf im Polarwirbel.

Diese dynamischen Prozesse werden in den folgenden Kapiteln mit den beobachteten PSC-Ereignissen korreliert. Zunächst wird ein Überblick über den prinzipiellen Zusammenhang zwischen den verschiedenen mesoskaligen Prozessen und der PSC-Bildung gegeben.

7.2 Zusammenhang von PSCs und stratosphärischen Leewellen

Stratosphärische Leewellen bezeichnen Schwerewellen, die beim Überströmen von Gebirgszügen angeregt werden. Wenn die Atmosphäre thermisch stabil geschichtet ist, können die topographisch angeregten Schwerewellen in die Stratosphäre propagieren. Dabei werden die Luftpakete, die sich auf den vertikal verschobenen isentropen Flächen bewegen, adiabatisch abgekühlt. Dadurch werden in Extremfällen mesoskalige Temperaturanomalien bis zu $\Delta T = 15 \text{ K}$ hervorgerufen (Carslaw et al., 1998 a), die dazu führen, dass die Temperatur lokal die Entstehungstemperatur von PSC-Partikeln unterschreitet. Es können sich so PSCs mit geringer räumlicher Ausdehnung bilden.

Der Prozeß, der hinter den Leewellen-induzierten PSCs steht, ist folglich eine sowohl horizontal als auch vertikal begrenzte Temperaturabnahme. Dadurch können in einigen

Höhenbereichen lokal Temperaturen unterhalb von T_{NAT} oder sogar unterhalb von T_{EIS} erreicht werden, wie in Abb.7.1 schematisch dargestellt wird.

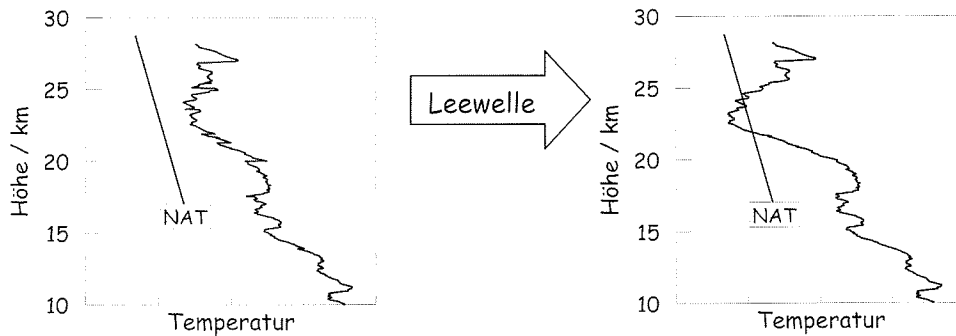


Abb.7.1: Das Prinzip der Leewellen-induzierten PSCs: einzelne Höhenbereiche kühlen adiabatisch ab und erreichen eine Temperatur $T < T_{NAT}$.

7.3 Zusammenhang von PSCs und Spurengas-Schwankungen

Die Bildung von PSC-Partikeln ist abhängig von der Temperatur. Die PSC-Partikel sind stabil unterhalb der NAT-Existenztemperatur T_{NAT} für feste NAT-Teilchen, unterhalb der STS-Existenztemperatur T_{STS} für flüssige STS-Tröpfchen und unterhalb des Eisgefrierpunktes T_{Eis} für Wassereispartikel des PSC Typs II. Diese Existenztemperaturen sind nicht nur druck- und damit höhenabhängig, sie hängen auch vom Anteil verschiedener Spurengase in der Atmosphäre ab. So hat z.B. eine Erhöhung des H_2O -Mischungsverhältnisses eine höhere NAT-Existenztemperatur zur Folge, was in Abb.7.2 schematisch dargestellt ist.

Nach Gleichung [Gl.3.6] wird der Eisgefrierpunkt maßgeblich durch den Wasserdampf-Partialdruck $p(H_2O)$ und damit durch das Wasserdampf-Mischungsverhältnis μ_{H_2O} bestimmt. Für die NAT-Existenztemperatur ergibt sich nach Gleichung [Gl.3.7] zusätzlich zu der Abhängigkeit vom stratosphärischen Wasserdampf auch eine Relation zum Salpetersäure-Mischungsverhältnis μ_{HNO_3} .

Für die bisherigen Betrachtungen wurde zur Berechnung der Existenztemperaturen, wie allgemein üblich (Schiller et al., 1996; Tsias et al., 1999), in der Stratosphäre ein konstantes Wasserdampf-Mischungsverhältnis von $\mu_{H_2O} = 5$ ppmv angenommen. Eine Änderung des H_2O -Mischungsverhältnisses hat die in Tab.7.1 aufgeführten Änderungen des Eisgefrierpunktes und der NAT-Existenztemperatur zur Folge.

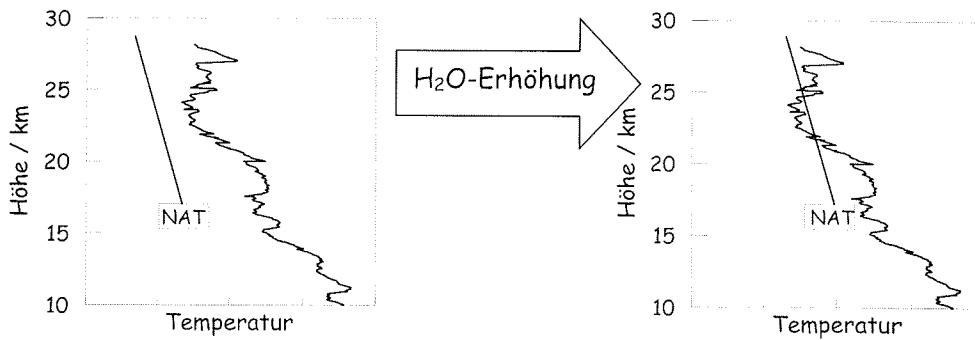


Abb.7.2: Das Prinzip mesoskaliger PSC-Ereignisse aufgrund einer Erhöhung des H_2O -Mischungsverhältnisses: lokal kann die Temperatur T die NAT-Existenztemperatur T_{NAT} unterschreiten, so dass die Existenzbedingungen für PSCs erfüllt sind.

$\text{H}_2\text{O}/\text{ppmv}$	HNO_3/ppbv	T_{Eis}/K	T_{NAT}/K
5.0	5	185.5	192.1
5.0	10	185.5	193.0
5.0	20	185.5	194.0
6.0	5	186.5	192.8
6.0	10	186.5	193.8
6.0	20	186.5	194.7

Tab.7.1: Abhängigkeit des Eisgefrierpunkts T_{Eis} und der NAT-Existenztemperatur T_{NAT} vom H_2O - bzw. HNO_3 – Mischungsverhältnis für einen Druck von $p = 30 \text{ hPa}$ ($\approx 23 \text{ km}$).

Aus Tab.7.1 geht auch hervor, dass T_{NAT} zusätzlich vom HNO_3 -Mischungsverhältnis abhängig ist, allerdings in geringerem Maße als von der H_2O -Konzentration. Erst eine Verdopplung des HNO_3 -Gehalts führt zu einer Erhöhung der NAT-Existenztemperatur um $\Delta T_{\text{NAT}} = 1 \text{ K}$. Solche extrem starken Schwankungen in der Salpetersäure-Konzentration sind nicht zu erwarten. In dieser Arbeit wird für die Berechnung der NAT-Existenztemperatur das in Abb.7.3 gezeigte HNO_3 -Profil verwendet. Es entspricht dem parametrisierten zonalen Monatsmittel für Januar 1979 bei 76° N , wobei die Werte auf LIMS- Messungen basieren (Gille und Russell, 1984).

Größere Schwankungen des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses sind hingegen durchaus möglich, beispielsweise wenn es durch Sedimentation von PSC-Partikeln zur Dehydrierung stratosphärischer Schichten kommt.

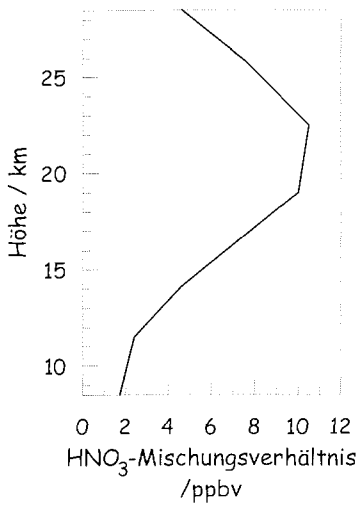


Abb.7.3: Das im Rahmen dieser Arbeit für die Berechnung von T_{NAT} verwendete Höhenprofil des HNO_3 -Mischungsverhältnisses.

Die Abhängigkeit der Existenztemperaturen vom Wasserdampf sind bedeutend. So liegt z.B. der Eisgefrierpunkt um $\Delta T_{Eis} = 1 K$ höher, wenn sich das H_2O -Mischungsverhältnis um $\Delta_{H_2O} = 1$ ppmv erhöht. Während in Tabelle 7.1 nur das Druckniveau 30 hPa berücksichtigt wird, zeigen die Abbildungen 7.4 und 7.5 die Verschiebung der Existenztemperaturen bei Änderung des H_2O -Mischungsverhältnisses über den gesamten PSC-relevanten Höhenbereich.

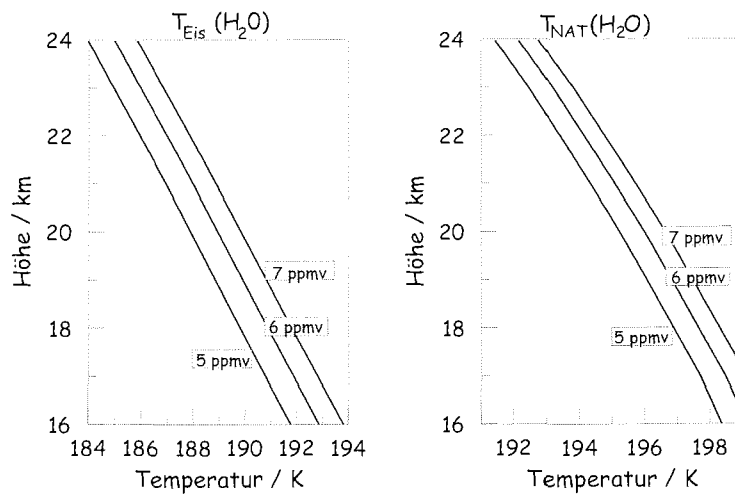


Abb.7.4 und 7.5: Abhängigkeit vom H_2O -Mischungsverhältnis in der unteren Stratosphäre, von Eisgefrierpunkt T_{Eis} [links] und NAT-Existenztemperatur T_{NAT} [rechts].

Die beschriebenen Mechanismen, das lokale Abkühlen einerseits und die Erhöhung der Existenztemperaturen andererseits, bilden die Grundlage für die Betrachtungen mesoskaliger Prozesse in den nächsten Kapiteln.

Kapitel 8

Stratosphärische Leewellen

Stratosphärische Leewellen werden u.a. am skandinavischen Gebirgszug angeregt. Die Station Sodankylä befindet sich etwa 300 km östlich des Gebirges, und einige dort detektierte PSC-Ereignisse lassen sich mit stratosphärischen Leewellen in Verbindung bringen. In diesem Kapitel werden zunächst die atmosphärischen Voraussetzungen beschrieben, die eine Leewellen-Ausbreitung in die Stratosphäre ermöglichen. Im Anschluß werden die Ausbreitungsbedingungen für das skandinavische Gebirge spezifiziert. Die stratosphärische Temperaturverteilung, die sich in Folge einer Leewellen-Situationen über Skandinavien ergibt, läßt sich mit dem mesoskaligen Modell MM5 simulieren. Die Modell-Eigenschaften werden skizziert, und einige publizierte Beobachtungen leewellen-induzierter PSC-Ereignisse vorgestellt, die durch die Kombination von Messung und Modellierung erklärt werden konnten. Schließlich werden die in Sodankylä gemessenen PSCs vom Typ II analysiert und mit stratosphärischen Leewellen korreliert.

8.1 Theoretische Grundlagen der stratosphärischen Leewellen

Das Überströmen von Gebirgen und großen Gebirgsketten durch Luftmassen hat vielfältige Auswirkungen in der Atmosphäre. Während die großen Gebirgsketten, beispielsweise die Rocky Mountains oder die Anden, die planetarischen Rossby-Wellen anregen, können kleinere Gebirge Effekte auf der Mesoskala hervorrufen. Im troposphärischen Bereich handelt es sich dabei z.B. um orographisch induzierten Niederschlag und regionale Windsysteme. Es ist jedoch auch möglich, dass durch die Überströmung von Bergen interne Schwerewellen angeregt werden, die sich bis in die

Stratosphäre ausbreiten können. Sie entstehen dadurch, dass ein Luftpaket z.B. durch das Überströmen eines Hindernisses aus seiner Gleichgewichtslage gebracht wird und daraufhin Schwingungen um seine Gleichgewichtslage ausführt. Die rücktreibende Kraft wird dabei durch die Auftriebskraft des Luftpakets bestimmt, die sich aus dem Dichteunterschied zur Umgebungsluft ergibt. Voraussetzung dafür ist eine thermisch stabile Schichtung der Atmosphäre.

Die Schwingungen des Luftpakets werden als Schwereoszillation bezeichnet. Die Frequenz der angeregten Schwingung wird durch die sogenannte Brunt-Väisälä-Frequenz

$$N_{BV}^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad [\text{Gl.7.1}]$$

beschrieben, wobei g die Erdbeschleunigung, θ die potentielle Temperatur und z die Höhe ist. Die Brunt-Väisälä-Frequenz ist damit ein Maß für die Schwingungsfähigkeit der Atmosphäre, die bei stabiler Schichtung mit $N_{BV}^2 > 0$ gegeben ist.

Wenn man die horizontale Strömung berücksichtigt, gehen die Schwereoszillationen in Schwerewellen über. Die Schwerewellen können sich bis in die Stratosphäre ausbreiten, wobei die Wellenamplituden aufgrund der abnehmenden Dichte nach oben hin exponentiell zunehmen. Die Ausbreitung erfolgt nach der windabgewandten Seite (Lee) des Gebirges, aber auch entgegen der Strömungsrichtung. Die Beschreibung der Strömungsmuster von orographisch angeregten Leewellen wird dabei beliebig kompliziert. Abhängigkeiten ergeben sich durch die vertikale und horizontale Ausdehnung des orographischen Hindernisses (einzelner „gaussförmiger“ Berg oder ausgedehntes Gebirgsmassiv) und durch die höhenabhängige Variabilität der zugrundeliegenden Strömung. Tiefgreifende Überlegungen hierzu würden über den Rahmen dieser Arbeit hinaus gehen. Eingehende Beschreibungen der linearen Theorie der orographischen Schwerewellen, der Wellenausbreitung bei homogener und heterogener Anströmung eines Hindernisses und der zugehörigen Impulsbilanzen finden sich u.a. in *Queney (1948)*, *Scorer (1949)*, *Berkshire und Warren (1970)*, *Smith (1977)*, *Clark und Peltier (1977)*, *Leutbecher (1998)*.

In der Troposphäre kommt es im Lee von Gebirgen zu typischen Wolkenformationen, die Abb.8.1 zu entnehmen sind. Wenn die Feuchte entsprechend hoch ist, führt das Anheben der Luftpakete vor den Wellenbergen aufgrund adiabatischer Abkühlung zu Wolkenbildung. Das Absinken vor den Wellentälern hat die Auflösung der Wolken zur Folge. Die entstehende typische Wolkenstruktur wird als Leewolke bzw. meteorologisch als *Alto cumulus lenticularis* (linsenförmige Quellwolke) bezeichnet.

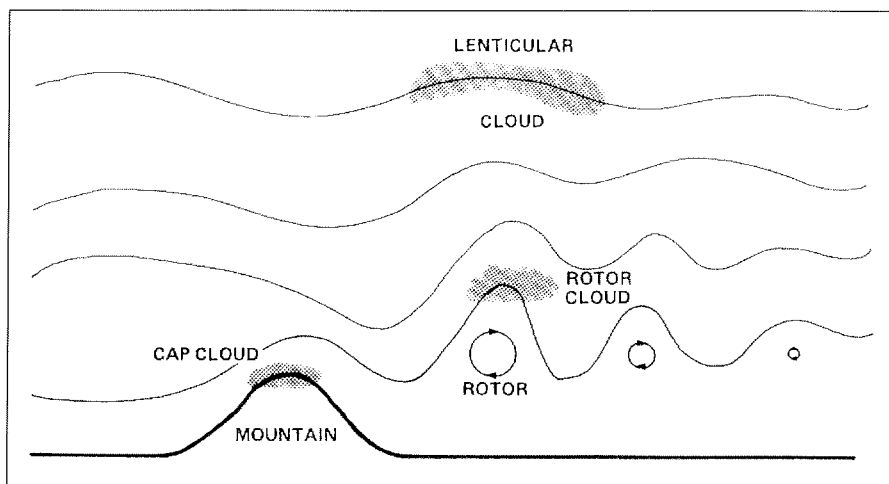


Abb.8.1: Bildung von Leewellen und den typischen troposphärischen Wolken im Lee eines überströmten Berges (aus *Beer, 1974*).

Bei der Ausbreitung der Leewellen in die Stratosphäre bewirken diese dort eine vertikale Verschiebung der isentropen Flächen. Dadurch treten mesoskalige Temperaturanomalien auf, die schließlich durch die adiabatische Abkühlung von Luftmassen unter die PSC-Existenztemperatur zur Entstehung von PSCs beitragen können. Die stratosphärischen Leewellen weisen typische Wellenlängen von $\lambda = 150\text{-}300$ km auf, wobei die Amplituden im Extremfall bis zu 1500 m groß sein können, so dass demzufolge die adiabatische Abkühlung $\Delta T = 15$ K betragen kann (*Carslaw et al., 1998 a*). Mit Hilfe von mesoskaligen Modellen lassen sich die Ausbreitungsregionen stratosphärischer Leewellen und deren typischen Wellenlängen ermitteln.

Die meteorologischen Bedingungen, die für die Ausbreitung von am skandinavischen Gebirge angeregten stratosphärischen Leewellen notwendig sind, wurden auf der Basis von langzeitlichen Radiosondenmessungen und linearer Wellentheorie von *Dörnbrack et al. (2001)* für ein mesoskaliges Modell parametrisiert. Ausgegangen wird dabei von einer Strömung über eine langgezogene Gebirgskette, die das Skandinavische Gebirge repräsentiert. Die Schichtung in der Troposphäre und Stratosphäre wird als stabil angenommen, weil sich nur dann Wellen ausbreiten können. Bei vorgegebener Orographie des Geländes wird dann die Energie, die in die vertikalen Oszillationen abgegeben wird, gerade durch die Größe der Geschwindigkeitskomponente bestimmt, die senkrecht zum Gebirgskamm steht. Somit ist das Windprofil die entscheidende Größe, die eine Wellenausbreitung ermöglichen kann. Die Kriterien, die für die Ausbreitung von Leewellen in die Stratosphäre erfüllt sein müssen, sind nach *Dörnbrack et al. (2001)* die folgenden:

- (1) Die horizontale Windgeschwindigkeit v_h bei 900hPa muß größer als ein Schwellenwert v_* sein: $v_h > v_*$.
- (2) Die Windrichtung ϑ_h bei 900hPa darf nicht mehr als ein Winkel $\Delta\vartheta_*$ von der Normalen des Gebirgszugs (in Skandinavien 300°) abweichen:
 $300^\circ - \Delta\vartheta_* < \vartheta_h < 300^\circ + \Delta\vartheta_*$.

Wenn v_* groß und $\Delta\vartheta_*$ klein gehalten werden, wobei $v_* = 10\text{m/s}$ und $\Delta\vartheta_* = 45^\circ$ geeignete Werte sind, sind damit zunächst die Voraussetzungen für die Anregung von Leewellen gegeben. Ist das letzte Kriterium erfüllt, transportieren die propagierenden Leewellen ihre Wellenenergie tatsächlich bis in die Stratosphäre, ohne dass große Energieverluste durch Wellenabsorption an kritischen Schichten auftreten.

- (3) Die Windrichtung $\vartheta_h(p)$ in höheren Schichten ($p = 500, 300, 100$ und 50 hPa) darf nicht mehr als $\Delta\vartheta_*$ von der Windrichtung bei 900hPa abweichen:
 $\vartheta_h(p) - \vartheta_h(900 \text{ hPa}) < \Delta\vartheta_*$.

Sind alle Kriterien erfüllt, können Leewellen im Bereich der Stratosphäre auftreten (Dörnbrack *et al.*, 2001; Dörnbrack und Leutbecher, 2001). Die Kriterien ermöglichen dabei allerdings nur eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit stratosphärischer Leewellen-Aktivität. Prozesse, die die Wellenamplitude in der Stratosphäre kontrollieren, wie beispielsweise die thermische Stabilität der Tropopausenregion, werden nicht berücksichtigt.

8.2 Mesoskalige Modelle stratosphärischer Leewellen

Da auch die feine Auflösung des ECMWF-T106-Modells mit $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ eine zu große Gitterweite hat, um mesoskalige Strukturen aufzulösen, werden für die Simulation orographisch angeregter Leewellen spezielle mesoskalige Modelle mit extrem geringer Gitterweite benötigt. Das im folgenden beschriebene und in Kapitel 8.4 zur Interpretation der PSC-Messungen herangezogene mesoskalige Modell MM5 hat eine horizontale Auflösung von $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$. Es wird am DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) in Oberpfaffenhofen eingesetzt, um Vorhersagen der stratosphärischen Leewellen-Aktivität im skandinavischen Raum zu erstellen.

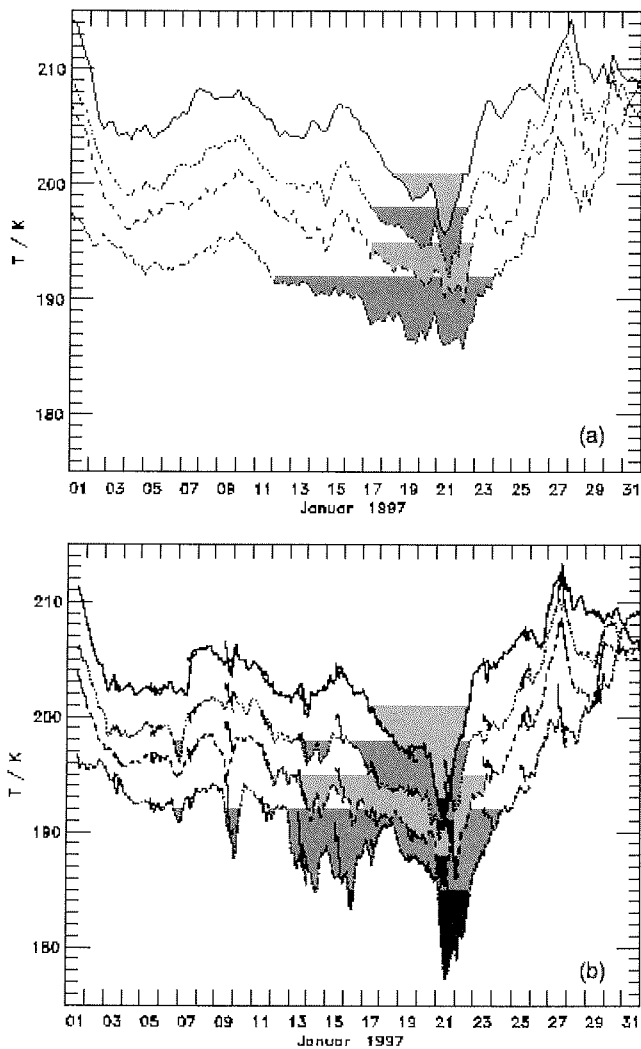


Abb.8.2: Vergleich zwischen synoptischen und mesoskaligen Minimum-Temperaturen über Skandinavien. [a] Synoptische Temperaturen des ECMWF-T106-Modells, zeitl. Auflösung 6 h und [b] mesoskalige Temperaturen des MM5, zeitl. Auflösung 30 s, jeweils in verschiedenen Höhen (100 hPa: durchgezogene Linie; 70 hPa: gepunktete Linie; 50 hPa: gestrichelte Linie; 30 hPa: Strich-Punkt-Linie). Schattiert sind Temperaturen $T < T_{NAT}$ (grau) bzw. $T < T_{Eis}$ (schwarz). (aus Dörnbrack et al., 2001)

Das Gebiet, das von dem Modell abgedeckt wird, erstreckt sich über 2745 km x 2745 km, mit dem Zentrum bei 65° N, 15° O. Eine lokale Verfeinerung des Gitters in einer Region von 1590 km x 1590 km überzieht dabei nahezu ganz Skandinavien. Das äußere Gitter hat eine Auflösung von 45 km x 45 km, das innere Gitter hat eine Gitterweite von 15 km. Die

Modell-Orographie wurde aus einem sehr fein aufgelösten Datensatz (30'') interpoliert. Die vertikale Auflösung beträgt etwa 0.6 km und insgesamt werden 52 Schichten bis zur oberen Modellgrenze bei 10 hPa verwendet. Die Anfangswerte für die mesoskalige Modellierung werden aus dem Global-Modell des ECMWF mit einer Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ entnommen.

Das Modell ist in der Lage, dreidimensionale mesoskalige Temperaturfelder zu simulieren, die eine gute Übereinstimmung mit den Temperaturdaten der Radiosondennmessungen aufweisen (Dörnbrack *et al.*, 1999; Wirth *et al.*, 1999).

In Abb.8.2 werden die Minimumtemperaturen des synoptisch-skaligen ECMWF-T106-Modells und des mesoskaligen MM5 verglichen. Dabei ist ersichtlich, dass die durch stratosphärische Leewellen verursachte mesoskalige Abkühlung um wenige Kelvin ausreichen kann, um die Temperatur unter T_{NAT} bzw. sogar unter T_{Eis} fallen zu lassen. Wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird, ist es durch die mesoskalige Simulation stratosphärischer Leewellen möglich, einige PSC-Ereignisse zu erklären, die bei höheren synoptischen Temperaturen beobachtet wurden.

8.3 Leewellen-induzierte PSC-Ereignisse

Zwar sind stratosphärische Leewellen selbst nicht meßbar, jedoch die Effekte, die sie in der Atmosphäre auslösen. So sind Temperaturfluktuationen in der Stratosphäre auf orographisch angeregte Schwerewellen zurückzuführen (Shutts *et al.*, 1988; Bacmeister *et al.*, 1990; Nastrom und Fritts, 1992). In den polaren Breiten führen die Temperaturanomalien mitunter dazu, dass die NAT-Existenztemperatur oder sogar der Eisgefrierpunkt lokal unterschritten wird, was die Bildung von PSCs verursacht.

Mit Hilfe von mesoskaligen Modellen, wie z.B. dem oben beschriebenen MM5, konnten solche mesoskaligen PSC-Ereignisse mit stratosphärischen Leewellen in Verbindung gebracht werden. Ein Fall-Beispiel hierfür ist z.B. das PSC-Ereignis am 11.Dez.1991, das mit einem Lidar auf dem französischen Forschungsflugzeug *ARAT-Fokker-27* in 21 km Höhe mit einer Ausdehnung von 300 km östlich bis 300 km westlich von Kiruna, Schweden, gemessen wurde (Godin *et al.*, 1994). Andere Fallbeispiele sind die mit Lidarsystemen auf den Forschungsflugzeugen *Transall* und *Falcon* detektierten PSC Typ II -Ereignisse am 15.Jan.1995 und am 9.Jan.1997, deren Existenz sich mit Hilfe der MM5-Simulation erklären ließ (Carlsaw *et al.*, 1998 b; Wirth *et al.*, 1999). Eine weitere PSC vom Typ II, die auf die adiabatische Abkühlung in stratosphärischen Leewellen zurückzuführen ist, wurde am 22.Jan.1997 in Sodankylä gemessen (Dörnbrack *et al.*, 1999). Diese Wassereis-PSC wird zusammen mit den anderen PSC Typ II Beobachtungen aus Sodankylä in Abschnitt 8.4 diskutiert.

Die Ursache orographisch angeregter stratosphärischer Schwerewellen muß nicht immer das Überströmen eines Gebirgszuges sein; auch das Überströmen des grönländischen Hochplateaus mit starken Fallwinden an der grönländischen Ostküste führt zu Schwerewellen, die sich in die Stratosphäre ausbreiten können. Die resultierende Verschiebung der isentropen Flächen mit der adiabatischen Abkühlung in einigen stratosphärischen Regionen kann auch hier zur Bildung von PSCs führen (*Chan et al., 1993*), wobei Einflüsse auf die PSC-Ereignisse in Ny-Ålesund weitgehend ausgeschlossen werden können (*Biele, 1998*). Auch die Küste des antarktischen Kontinents wirkt als Auslöser für stratosphärische Schwerewellen. Dabei wird die vertikale Verschiebung der Isentropen genauso beobachtet (*Bacmeister et al., 1990*) wie PSCs in der Küstenregion, die im Zusammenhang mit den stratosphärischen Schwerewellen zu betrachten sind (*Cariolle et al., 1989*). Da jedoch in der Südhemisphäre bereits die synoptischen Temperaturen oft ausreichen, um die Entstehung des PSC Typs II zu ermöglichen, spielen stratosphärische Schwerewellen dort eine untergeordnete Rolle. In der wärmeren Arktis hingegen kann das vermehrte Auftreten von PSCs aufgrund von stratosphärischen Leewellen einen zusätzlichen Beitrag zum arktischen Ozonabbau bewirken (*Carlaw et al., 1998a*). In diesem Zusammenhang spielt die Mikrophysik der Partikelbildung eine wichtige Rolle. Beim Durchströmen einer Leewelle ist aufgrund der schnellen Abkühlrate der Luftmasse eher die Möglichkeit gegeben, dass sich feste Partikel bilden, die dann bei Temperaturen unter T_{NAT} existieren können (*Peter et al., 1994; Meilinger et al., 1995; Carlaw et al., 1999*). Dennoch wird die Entstehung des PSC Typs I von Temperaturen auf der synoptischen Skala dominiert. Lediglich ein geringer Anteil ($< 6\%$) der PSCs vom Typ I in Skandinavien entsteht aufgrund mesoskaliger Temperaturfluktuationen durch stratosphärische Leewellen (*Dörnbrack und Leutbecher, 2001*).

Anders ist die Abhängigkeit der PSCs vom Typ II: auf synoptischer Skala sind Temperaturen unter dem Eisgefrierpunkt in der Arktis kaum vorhanden. Dementsprechend ist das Auftreten von Wassereis-PSCs auf der synoptischen Skala vernachlässigbar. Ihre Existenz wird im wesentlichen von mesoskaligen Temperaturfluktuationen, die durch stratosphärische Leewellen ausgelöst werden, bestimmt (*Dörnbrack und Leutbecher, 2001*). Die Bedeutung der stratosphärischen Leewellen für die Entstehung von Wassereis-PSCs wird bei der Interpretation der PSC Typ II – Ereignisse in Sodankylä im nächsten Absatz deutlich. Zu dieser Untersuchung wurden in Kooperation mit Herrn Andreas Dörnbrack (DLR) MM5-Simulationen zu den entsprechenden Daten erstellt.

8.4 PSC Typ II in Sodankylä und stratosphärische Leewellen

In jedem der Meßwinter 1996/1997, 1997/1998 und 1998/1999 wurde in Sodankylä jeweils ein PSC-Ereignis vom Typ II detektiert. In den folgenden Abschnitten sind die entsprechenden Lidarmessungen dokumentiert sowie die meteorologischen Bedingungen, bei denen sie auftraten. Die verwendeten Lidarparameter Rückstreuverhältnis R und Volumen-depolarisation δ^{Vol} weisen dabei einen vernachlässigbaren Fehler auf (vgl. Kap.4.6.2). Die zur Auswertung herangezogenen Temperaturmessungen hingegen sind mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, die im folgenden erläutert wird.

8.4.1 Unsicherheit der Temperaturmessungen

Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Temperaturdaten der Stationen Sodankylä und Ny-Ålesund beruhen auf Radiosondenmessungen. Eine Radiosonde ist eine Kombination meteorologischer Meßgeräte, die an einem mit Helium gefüllten Ballon bis in Höhen von 35 km getragen wird und dabei die Meßdaten zum Boden funkt. Die gemessenen Parameter sind Druck, Temperatur und Feuchte. Über den mit einem Barometer ermittelten Luftdruck läßt sich mit der barometrischen Höhenformel die Höhe der Sonde berechnen. Die Feuchtigkeits-Werte gelten nur in der Troposphäre, da die Luftfeuchtigkeit in der Stratosphäre um Größenordnungen kleiner ist und mit der Meßgenauigkeit des Feuchtesensors nicht erfaßt wird. Der Temperatursensor hat eine Genauigkeit von $\Delta T = 0.2$ K. Ein größerer Fehler in den Temperaturdaten kann jedoch dadurch zustande kommen, dass die Sonde nicht direkt vertikal über ihrem Startpunkt mißt, sondern mit dem Wind horizontal fortgetragen wird. Die hier betrachteten Temperaturen sind daher mit einer Unsicherheit behaftet, die insbesondere im Bereich des Strahlstroms am Rand des Polarwirbels von Bedeutung ist.

8.4.2 PSC Typ II am 21./22. und 23.Jan.1997

Im Winter 1996/1997 wurde jeweils ein ausgeprägtes PSC Typ II –Ereignis am 21./22. und am 23. Jan.1997 detektiert. In Abb.8.3 sind die über eine Stunde gemittelten Vertikalprofile von Rückstreuverhältnis und Volumendepolarisation der Wassereis-PSC vom 21./22.Jan.1997 dargestellt. Anhand des hohen Rückstreuverhältnisses $R \gg 10$ und den hohen Werten der Volumendepolarisation ist die gemessene Stratosphärenwolke als PSC vom Typ II zu identifizieren. Diese Wassereis-PSC mit maximalem Rückstreuverhältnis $R_P \approx 30$ im parallelen und $R_S \approx 300$ im senkrechten Kanal trat in einer Höhe von etwa 22 bis 23 km auf und wurde zwischen 21:00 UTC am 21.Jan. und 04:00 UTC am 22.Jan.1997 beobachtet. Aufgrund der Wetterverhältnisse erfolgte hier eine Unterbrechung der Messung.

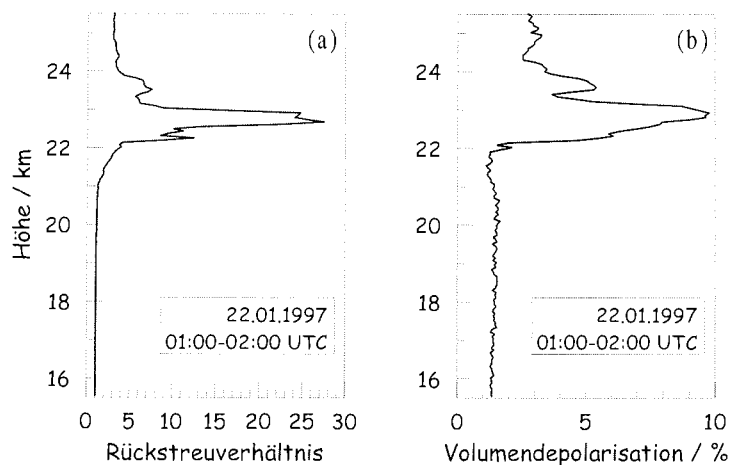


Abb.8.3: Rückstreuverhältnis [a] und Volumendepolarisation [b], jeweils über eine Stunde gemittelt, am 22.Jan.1997, 01:00-02:00 UTC, in Sodankylä.

Nach Fortsetzen der Messung in der frühen Abendstunden des 22.Jan. wurde schließlich zwischen 00:30 und 04:00 UTC am 23.Jan.1997 eine weitere PSC vom Typ II gemessen, die aber deutlich höher, zwischen etwa 25 und 27 km, auftrat.

Die in Sodankylä gemessenen Temperaturen während der Periode, in der die PSCs vom Typ II detektiert wurden, sind in Abb.8.4 gezeigt. Dargestellt sind die Vertikalprofile der Radiosondenmessungen vom 21.Jan., 23:00 UTC, bis 23.Jan., 11:00 UTC. Zusätzlich ist zu jedem Temperaturprofil T_{Eis} eingezeichnet. Es fällt auf, dass der Eisgefrierpunkt nur bei der Radiosondenmessungen am 22.Jan., 11:00 UTC, in einer Höhe von etwa 24 bis 27 km unterschritten wurde. Die gemessenen Temperaturen der anderen Radiosondenaufstiege sind durchweg zu warm, um die Existenz von Wassereis-Partikeln zu erklären.

Die erste PSC vom Typ II wurde zeitlich genau zwischen den beiden Radiosondenaufstiegen am 21.Jan., 23:00 UTC, und am 22.Jan., 11:00 UTC, detektiert. Die Temperaturprofile weisen zu beiden Terminen eine außergewöhnliche wellenartige Struktur in der Stratosphäre auf. Diese Struktur ist auf die ausgeprägte Aktivität stratosphärischer Leewellen zurückzuführen (Dörnbrack *et al.*, 1999), die lokale Temperaturminima hervorrufen. In diesem Fall stimmt der Höhenbereich des Temperaturminimums mit $T < T_{Eis}$ nicht mit dem Höhenbereich überein, in dem die PSC vom Typ II über Sodankylä beobachtet wurde. Diese Diskrepanz ist dadurch zu erklären, dass sich die ballongetragenen Radiosonden aufgrund hoher Windgeschwindigkeiten im Bereich des *Jet Streams* sehr weit horizontal von der Station Sodankylä entfernten (vgl.Kap.8.4.1). Bei einer Höhe von 25 km hatte sich der Ballon bereits 200 km vom Startpunkt entfernt.

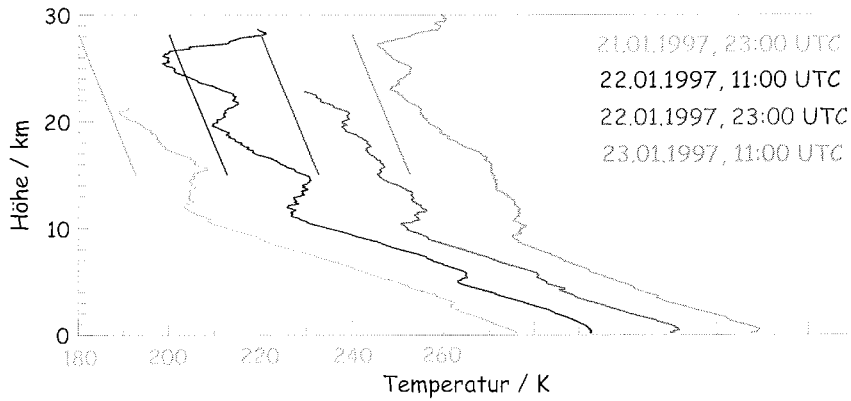


Abb.8.4: Temperaturprofile aus den Radiosondenmessungen sowie T_{Eis} für den 21.Jan., 23:00 UTC, den 22.Jan., 11:00 UTC, den 22.Jan., 23:00 UTC, und den 23.Jan., 11:00 UTC. Die Temperaturskala gilt für den 21.Jan., 23:00 UTC, die anderen Vertikalprofile sind jeweils um $\Delta T=20K$ verschoben. Eine Farbversion ist unter der vorne angegebenen Adresse abrufbar.

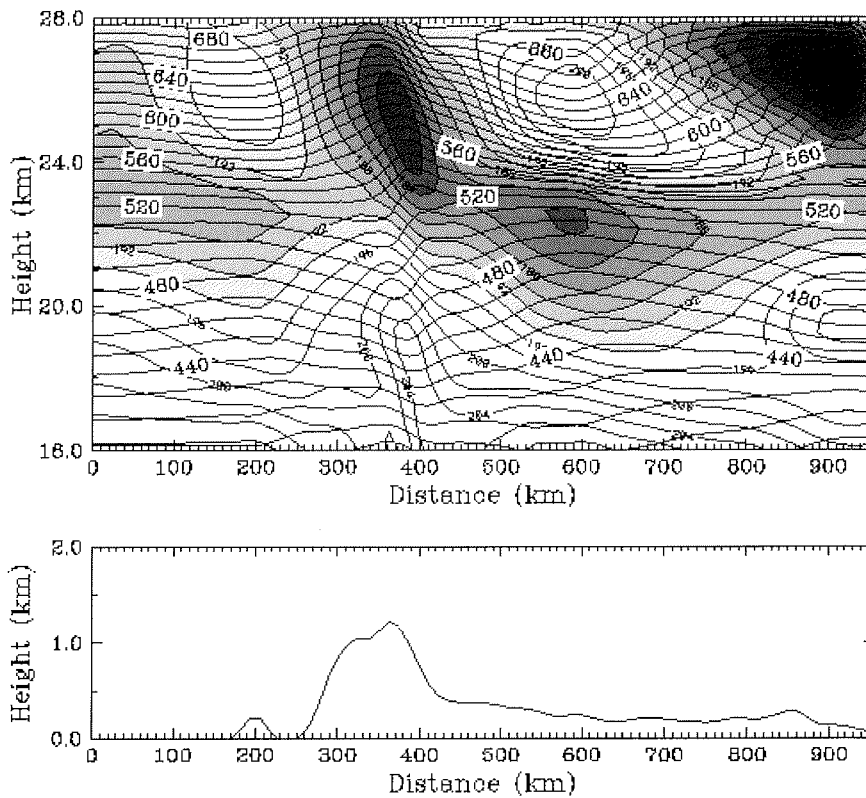


Abb.8.5: Simulierte Temperaturverteilung des MM5 am 22.Jan.1997, 00:00 UTC: vertikaler Schnitt entlang der Strömungsrichtung. *oben:* isentrope Flächen [schwarze Linien], Isothermen [farbkodiert]. *unten:* Topographie. Sodankylä befindet sich bei einer Distanz von ≈ 700 km, also ≈ 300 km hinter dem Gebirge. (Farbversion unter der vorne angegebenen Adresse)

Dadurch wurde mit der Radiosonde oberhalb von 25 km gerade das zweite große Kältegebiet detektiert, das sich durch stratosphärische Leewellen hinter dem skandinavischen Gebirge ausgebildet hat. Mit dem mesoskaligen Modell MM5 wurde die Temperaturverteilung für den skandinavischen Raum unter Berücksichtigung stratosphärischer Leewellen simuliert. Ein Vertikalschnitt, der parallel zur Strömungsrichtung verläuft, ist in Abb.8.5 dargestellt. Das zweite Kältegebiet, das sich in einer Entfernung von 500 km hinter dem Gebirge oberhalb von 25 km ausgebildet hat, ist durch extrem niedrige Temperaturen unter 180 K gekennzeichnet. Dieser Temperaturrekord wurde von der Radiosonde am 22.Jan.1997, 11:00 UTC erfaßt (Dörnbrack et al., 1999).

Für die Entstehung der Wassereis-PSC, die in Sodankylä detektiert wurde, ist das Kältegebiet verantwortlich, das sich etwa 250 km hinter dem Gebirge in einer Höhe von 22 bis 23 km gebildet hat (Abb.8.5). Dieses Kältegebiet war so stark ausgeprägt, dass es sogar in der synoptischen Temperaturverteilung des ECMWF-T106-Modells in Abb.8.6 zu erkennen ist.

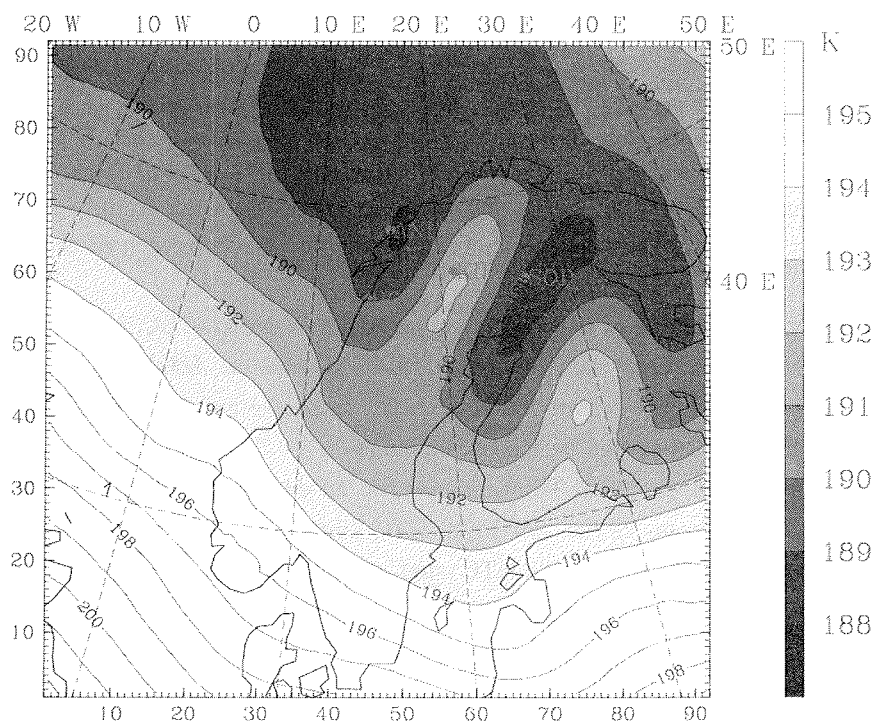


Abb.8.6: Synoptisch Temperaturverteilung über Skandinavien bei 30 hPa (≈ 23 km) am 22.Jan.1997, 00:00 UTC, berechnet mit dem ECMWF-T106-Modell (Auflösung $1.125^\circ \times 1.125^\circ$). Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bødø und Andenes. Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden.

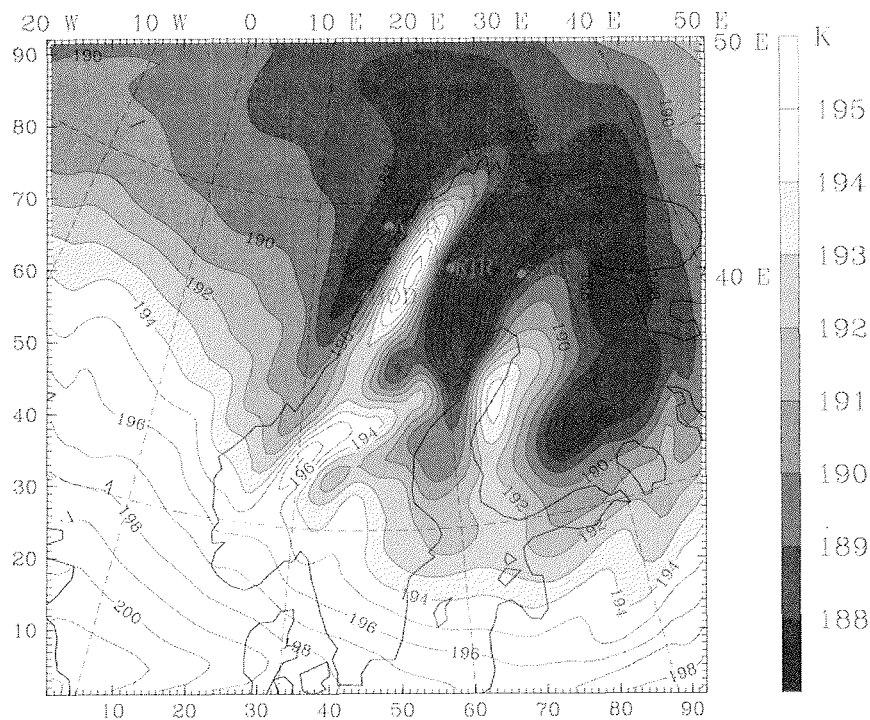


Abb.8.7: Mesoskalige Temperaturverteilung über Skandinavien bei 30 hPa (≈ 23 km) am 22.Jan.1997, 00:00 UTC, berechnet mit dem MM5. Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bødø und Andenes. Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden.

Die Temperaturverteilung in 30 hPa, also in Höhe der Wassereis-PSC, ist zum Vergleich auch in der mesoskaligen Auflösung des MM5-Modells in Abb.8.7 dargestellt. Die Temperaturstrukturen lassen hier anschaulich Rückschlüsse auf die PSC-Entstehung im Zusammenhang mit stratosphärischen Leewellen zu.

Wie den in Abb.8.4 gezeigten Temperaturprofile zu entnehmen ist, treten bereits zum Radiosondenaufstieg am 22.Jan. um 23:00 UTC keine starken Temperaturfluktuationen mehr auf. Am 23.Jan. um 11:00 UTC sind sowohl die Radiosonden- als auch die synoptischen Temperaturen zu hoch, um die Existenz einer PSC vom Typ II erklären zu können.

Aufgrund der in Kapitel 8.1 vorgestellten Kriterien, die für die Ausbreitung von stratosphärischen Leewellen erfüllt sein müssen (Dörnbrack und Leutbecher, 2001), ergibt sich eine Wahrscheinlichkeit für stratosphärische Leewellen-Aktivität, die für den Januar 1997 in Abb.8.8 abzulesen ist (nach Dörnbrack et al., 2001). Da am 23.Jan.1997 keine ausreichend starke Anströmung des Gebirges erfolgte, ist davon auszugehen, dass an diesem Tag keine stratosphärische Leewellen-Aktivität auftrat.

Die PSC vom Typ II in Sodankylä am 23.Jan.1997 läßt sich daher nicht mit leewellenbedingten Temperaturfluktuationen erklären. Offenbar hat hier ein anderer Mechanismus zum Entstehen von Wassereis-Partikeln beigetragen, beispielsweise die in Kapitel 10 vorgestellte Anreicherung stratosphärischen Wasserdampfs.

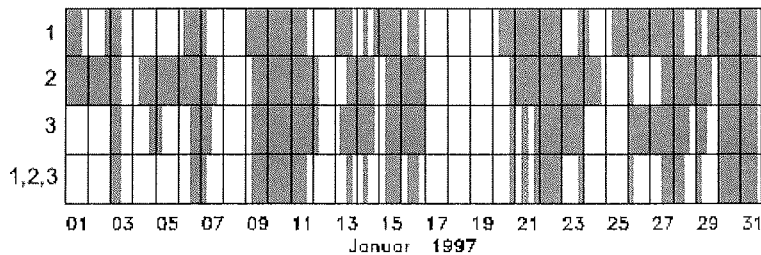


Abb.8.8: Wahrscheinliche stratosphärische Leewellen-Aktivität über Skandinavien im Januar 1997. In den Zeilen markiert sind jeweils die Perioden, in denen nach dem ECMWF-T106-Modell die o.g. Kriterien erfüllt sind, mit $\vartheta_H(900 \text{ hPa}) > 10 \text{ m/s}$ [1], $255^\circ < \vartheta_H(900 \text{ hPa}) < 345^\circ$ [2], $\vartheta_H(p) - \vartheta_H(900 \text{ hPa}) < 45^\circ$ für $p = 500, 300, 100$ und 50 hPa [3]. Die unterste Zeile zeigt so die Perioden, in denen alle Kriterien gleichzeitig und damit die Bedingungen zur Ausbreitung von Leewellen in die Stratosphäre erfüllt sind.(nach Dörnbrack et al., 2001)

8.4.3 PSC Typ II am 16. Dez. 1997

Im Winter 1997/1998 waren die stratosphärischen Temperaturen im Dezember ausreichend niedrig zur Bildung polarer Stratosphärenwolken (vgl.Kap.5.2). Insbesondere eine kurze Periode Mitte Dezember wies sehr tiefe Temperaturen über Sodankylä auf. Durch die meteorologischen Bedingungen in der Troposphäre beschränkt, wurden in dieser Periode Lidar-Messungen am 16. und am 18.Dez.1997 durchgeführt. Am 16.Dez.1997 wurde zwischen 04:00 und 06:30 UTC eine PSC vom Typ II in einer Höhe von etwa 21.5 bis 23.5 km detektiert. Die über eine Stunde gemittelten Vertikalprofile von Rückstreuung und Volumendepolarisation der PSC-Messung sind in Abb.8.9 dargestellt. In den Einzelmessungen wurde ein maximales Rückstreuverhältnis von $R_P \approx 60$ im parallelen und $R_S \approx 600$ im senkrechten Kanal gemessen. Die zeitliche Entwicklung der Rückstreuverhältnisse im parallel (R_P) und im senkrecht (R_S) polarisierten Kanal der Wassereis-PSC vom 16.Dez.1997 ist in Abb.8.10 dargestellt. Hierbei wird deutlich, dass es sich um ein Ereignis handelt, das nur für wenige Stunden über Sodankylä auftrat.

Das in Abb.8.9.c gezeigte Temperaturprofil der Radiosondenmessung am 16.Dez.1997, 11:00 UTC, weist wellenartige Strukturen auf. Diese Temperaturfluktuationen lassen sich wiederum mit stratosphärischen Leewellen in Verbindung bringen. Die Bedingungen für die Ausbreitung stratosphärischer Leewellen waren am 16.Dez.1997 erfüllt (Dörnbrack und Leutbecher, 2001).

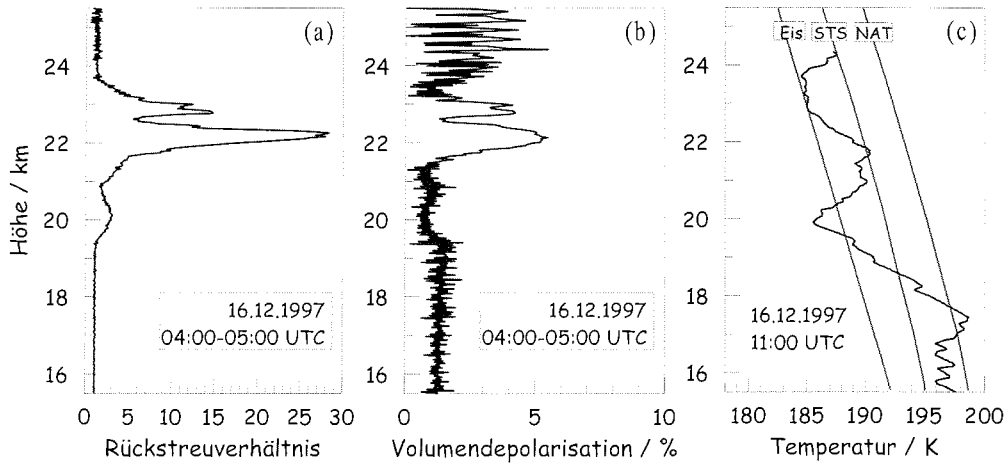


Abb.8.9: Rückstreuverhältnis [a] und Volumendepolarisation [b], jeweils über eine Stunde gemittelt, am 16.Dez.1997, 04:00-05:00 UTC, in Sodankylä. Dazu das Temperaturprofil der Radiosonde vom 16.Dez.1997, 11:00 UTC, mit den Existenztemperaturen für NAT, STS und Eis [c].

Die ECMWF-Analyse in Abb.8.11 weist zum Zeitpunkt der PSC-Messung für Sodankylä synoptische 30 hPa -Temperaturen von 187 K auf, die niedrigsten Temperaturen im skandinavischen Raum liegen bei 186 K. Bei 30 hPa beträgt jedoch $T_{Eis} = 185.5 K$ (vgl.Kap.7, Tab.7.1), so dass die Bildung von Wassereis-Partikeln nicht zu erklären ist. Im mesoskaligen MM5-Modell wird die lokale Abkühlung durch stratosphärische Leewellen berücksichtigt. Die resultierende Temperaturverteilung ist in Abb.8.12 dargestellt. Die räumliche Verteilung der Isothermen ist nun leicht verschoben, so dass über Sodankylä höhere Temperaturen (189 K) vorliegen. Allerdings befindet sich westlich von Sodankylä ein Temperaturminimum mit $T \leq 183 K$, das die Bildung von Wassereis-Partikeln erklärt. Die Existenz der am 16.Jan.1997 in Sodankylä gemessenen PSC vom Typ II läßt sich somit durch Temperaturfluktuationen begründen, die durch stratosphärische Leewellen hervorgerufen wurden.

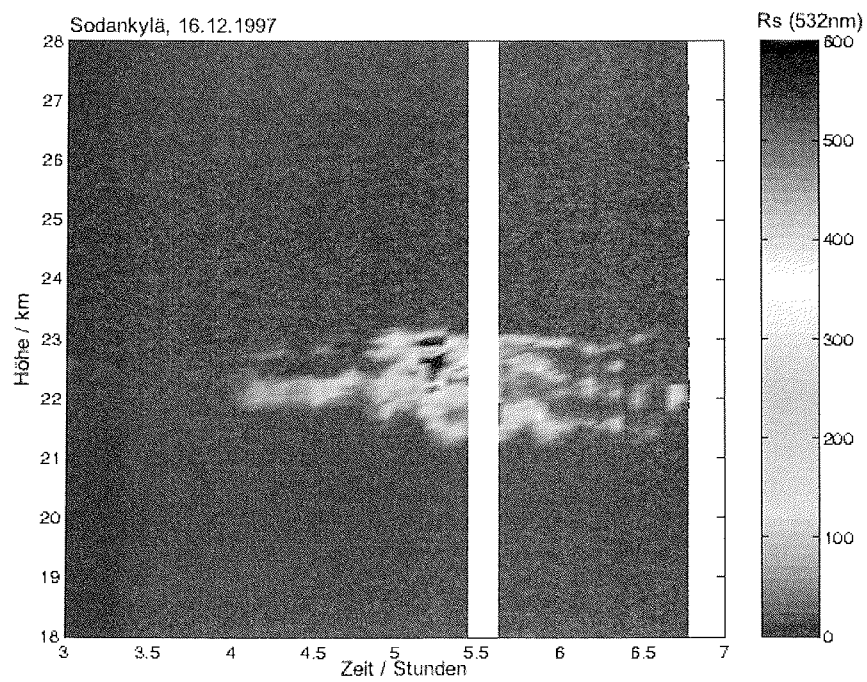
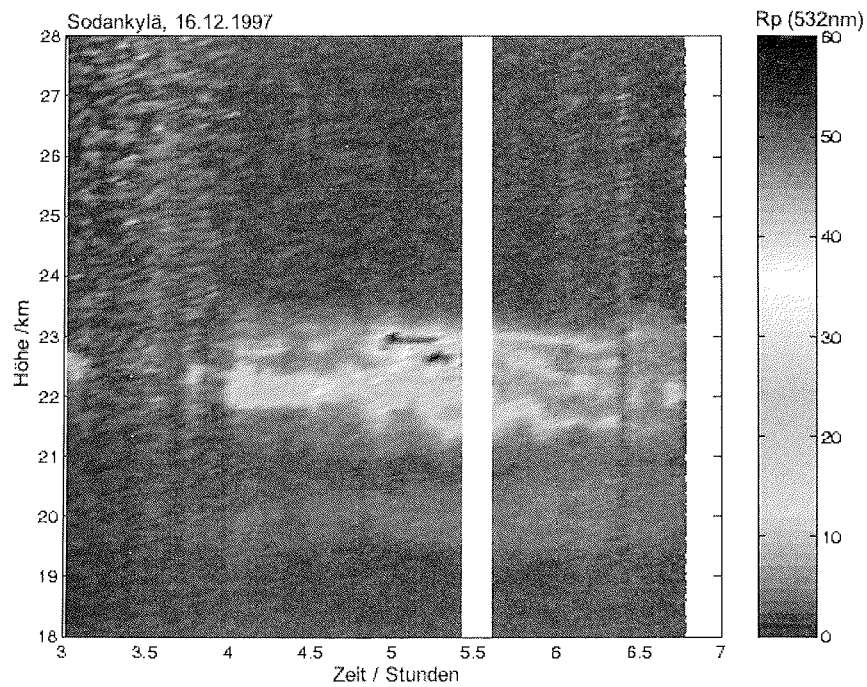


Abb.8.10: Zeitliche Entwicklung der Rückstreuverhältnisse im parallel [*oben*] und senkrecht [*unten*] polarisierten Kanal in Sodankylä am 16.Dez.1997, 03:00 bis 07:00 UTC. Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden.

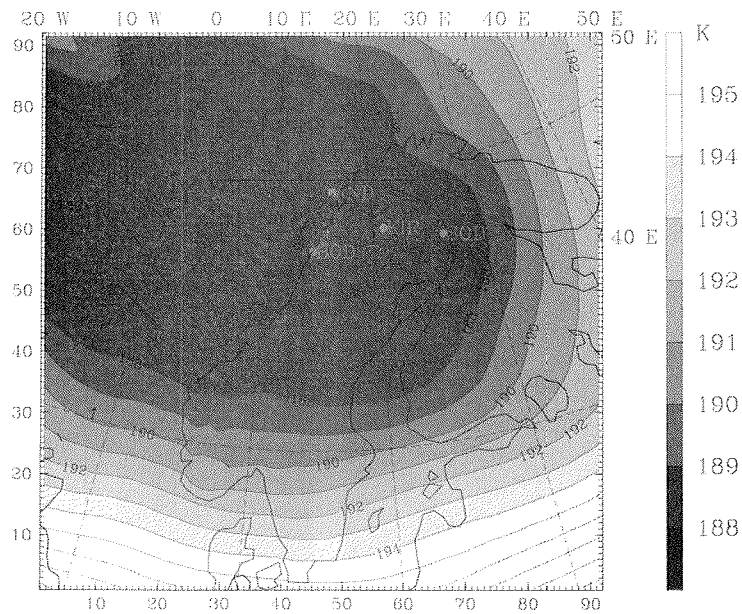


Abb.8.11: Synoptische Temperaturverteilung über Skandinavien bei 30 hPa (≈ 23 km) am 16.Dez.1997, 06:00 UTC, berechnet mit dem ECMWF-T106-Modell (Auflösung $1.125^\circ \times 1.125^\circ$). Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bøddø und Andenes.

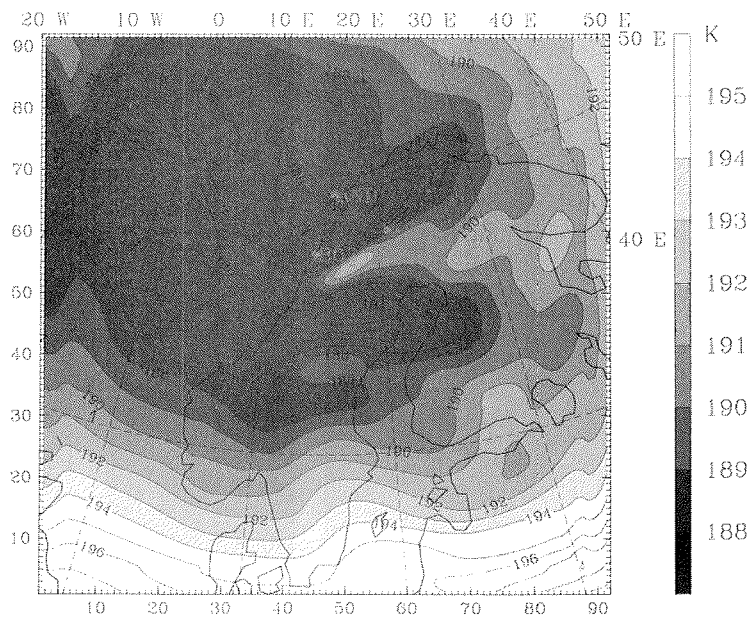


Abb.8.12: Mesoskalige Temperaturverteilung über Skandinavien bei 30 hPa (≈ 23 km) am 16.Dez.1997, 06:00 UTC, berechnet mit dem MM5. Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bøddø und Andenes. Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden.

8.4.4 PSC Typ II am 02.Dez.1998

Bereits am ersten Tag der Meßkampagne des Winters 1998/1999 konnte eine PSC vom Typ II über Sodankylä detektiert werden. Aufgrund der Wetterverhältnisse betrug die Meßdauer nur 15 Minuten, aber die Datenqualität dieser Stichprobe ist ausreichend gut, um das PSC-Ereignis als PSC vom Typ II zu identifizieren. Rückstreuverhältnis und Volumendepolarisation der Messung, jeweils gemittelt über 15 Minuten, sind in Abb.8.13 dargestellt.

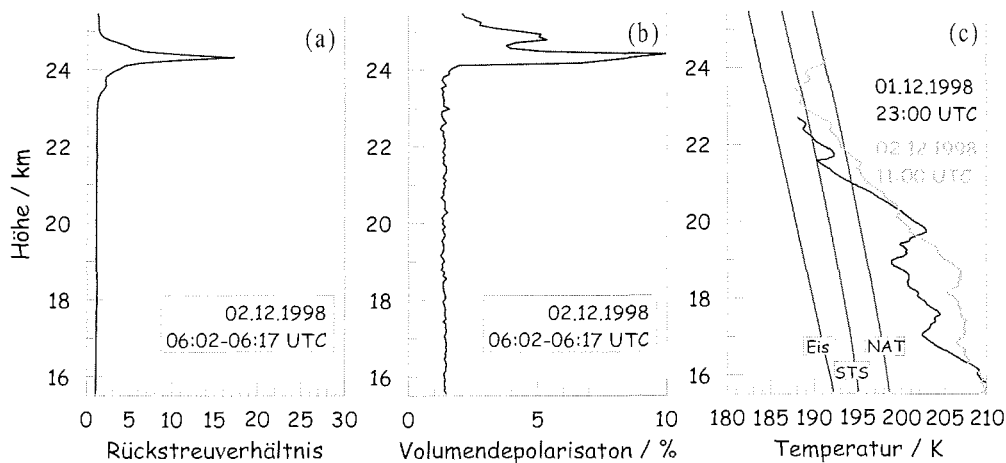


Abb.8.13: Rückstreuverhältnis [a] und Volumendepolarisation [b], jeweils über 15 Minuten gemittelt, am 02.Dez.1998, 06:02-06:17 UTC, in Sodankylä. Dazu die Temperaturprofile der Radiosonden vom 01.Dez.1998, 23:00 UTC, und 02.Dez.1998, 11:00 UTC, mit den Existenztemperaturen für NAT, STS und Eis [c].

Das maximale Rückstreuverhältnis dieser kurzen Meßperiode erreichte $R_p = 18$. Die PSC wurde zwischen 06:02 und 06:17 UTC am 02.Dez.1998 in einer Höhe von etwa 24 bis 24.5 km detektiert. Die Temperaturprofile der Radiosondenmessungen vom 01.Dez., 23:00 UTC, und vom 02.Dez.1998, 11:00 UTC, sind in Abb.8.13.c dargestellt. Beide Radiosonden flogen nicht hoch genug, um den gesamten Höhenbereich der detektierten PSC abzudecken. Die Temperatur der Radiosondenmessung am 02.Dez. um 11:00 UTC liegt jedoch im untersten Bereich der PSC bei 24 km deutlich über dem Eisgefrierpunkt. Am 01.und 02.Dez.1998 sind die Kriterien zur Ausbreitung von stratosphärischen Leewellen erfüllt (Dörnbrack und Leutbecher, 2001). Anhand der mesoskaligen Temperaturverteilung auf der 550 K –Fläche (≈ 24 km) in Abb.8.14 läßt sich erkennen, dass am 02.Dez.1998 Leewellen-Aktivität zu Temperaturfluktuationen in der Stratosphäre über Skandinavien führte. Bei Temperaturen unter 184 K konnten sich Wassereis-Partikel

bilden. Die detektierte PSC vom Typ II am 02.Dez.1998 steht damit im Zusammenhang mit der lokalen Abkühlung durch stratosphärische Leewellen.

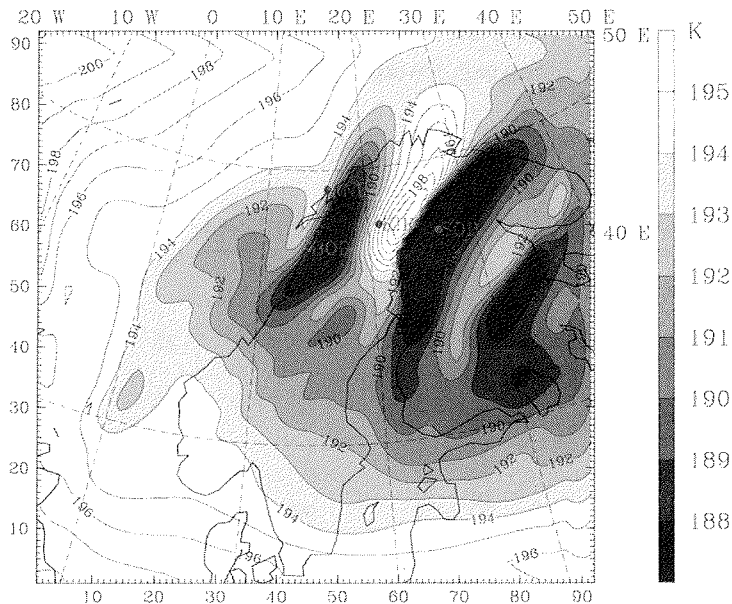


Abb.8.14: Mesoskalige Temperaturverteilung über Skandinavien bei 550 K (≈ 24 km) am 02.Dez.1998, 06:00 UTC, berechnet mit dem MM5. Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bødø und Andenes. Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden.

Anhand der Beispiele wurde gezeigt, dass stratosphärische Leewellen und die von ihnen verursachte lokale Abkühlung für die Existenz von PSCs des Typs II in Sodankylä eine bedeutende Rolle spielen. Allerdings ist die Wassereis-PSC vom 23.Jan.1997, als aufgrund geringer Windgeschwindigkeit keine stratosphärischen Leewellen auftreten konnten, ein Indiz dafür, dass es zusätzliche Prozesse gibt, die die Entstehung von PSCs begünstigen. Solche anderen mesoskaligen Prozesse werden in den Kapiteln 9 und 10 vorgestellt.

Kapitel 9

Mesoskalige Strukturen am Polarwirbelrand

Die Dynamik und Stabilität des Polarwirbels wird durch die planetarischen Wellen bestimmt. Jedoch beeinflussen auch Rossby-Wellen mit höheren Wellenzahlen den Wirbel, auch wenn sie ihn nicht zu verschieben oder aufzulösen vermögen. Wenn sie um den Wirbel herum wandern und sich dabei verstärken, können sie Luftmassen in den Wirbel hinein- bzw. heraustragen. Luftmassen, die sich ursprünglich innerhalb oder außerhalb des Polarwirbels befanden, liegen dann gerade im Bereich der Wirbelrandzone nebeneinander vor. Diese Strukturen von Luftmassen unterschiedlichen Ursprungs werden Filamente genannt, da sie sich faserartig um den Polarwirbel wickeln. Aufgrund von Scherwinden und Diffusionseffekten werden die Strukturen dabei länger und schmaler. Ihre Modellierung ist daher nur bei mesoskaliger Auflösung möglich.

In diesem Kapitel werden die Ursachen der Filamentstrukturen am Polarwirbelrand erläutert. Der Zusammenhang von Laminar und Filamenten wird beschrieben, sowie die Beobachtung von Intrusionen in den Wirbel und Extrusionen aus dem Wirbel anhand von Spurengasmessungen. Eine hydrodynamische Methode zur Modellierung der kleinskaligen Strukturen wird vorgestellt und abschließend ein Zusammenhang zwischen den Filamentstrukturen am Polarwirbelrand und polaren Stratosphärenwolken hergestellt.

9.1 Filamentstrukturen am Wirbelrand

Nach der linearen Theorie werden Rossby-Wellen in der Troposphäre angeregt und breiten sich zunächst nach oben und dann äquatorwärts aus. Aufgrund der mit der Höhe abnehmenden Luftdichte und der zum Äquator hin geringeren zonalen Windgeschwindigkeiten neigen die Wellen zur Nicht-Linearität, es kommt zum „Wellenbrechen“. Das Kriterium dafür, dass eine Welle bricht, ist die irreversible Deformation von Materialkonturen, also der Isolinien eines *Tracers* (McIntyre und

Palmer, 1983). Ein chemischer Tracer (engl. für Indikator, Spurenstoff) bezeichnet eine chemische Erhaltungsgröße, also eine chemische Spezies, die der allgemeinen Dynamik über einen entsprechenden Zeitraum – in diesem Fall mehrere Tage - hinweg folgt und dabei erhalten bleibt ohne zu diffundieren. Die Verteilung eines solchen Tracers ist somit ausschließlich durch den Transport gegeben. In der Stratosphäre können z.B. Ozon und Wasserdampf als Tracer angesehen werden. Ein Tracer muß jedoch nicht zwingend eine chemische Spezies sein. Unter der Bedingung der Reibungsfreiheit und der Adiabasie ist die potentielle Vorticity (PV) ebenfalls eine materielle Erhaltungsgröße.

Das Brechen von Wellen am Rand des Polarwirbels bewirkt, dass einerseits Luftmassen vom Wirbel „abgeschält“ werden, während andererseits Luft der mittleren Breiten in den Wirbel hinein transportiert wird. Dadurch hat der Polarwirbel keineswegs die idealisierte Form eines Trichters, vielmehr ist er im Bereich der Randzone stark strukturiert. Eine dreidimensionale Darstellung des Polarwirbels ist in Abb.9.1 gezeigt.

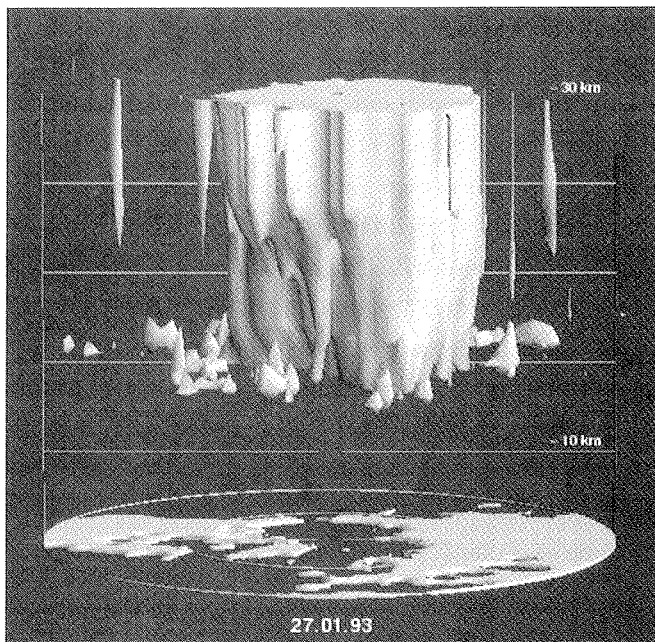


Abb.9.1: Dreidimensionale Darstellung des arktischen Polarwirbels am 27.Jan.1993. Anhand der untergelegten Kontinente ist die Ausdehnung des Wirbels zu erkennen. Im Randbereich des Wirbels ist seine ausgefrante Struktur auffällig. (aus *BMBF*, 1999)

Makroskalige Transportprozesse, wie die Erosion des polaren Wirbels und das Wellenbrechen, verursachen bei differentieller vertikaler Windscherung das Falten und

Verschieben der Isoflächen eines Tracers, was die Entstehung von stratosphärischen Filamentstrukturen zur Folge hat (Appenzeller und Holton, 1997).

9.1.1 Laminae

Mißt man das Vertikalprofil eines Spurengases, können solche Filamentstrukturen als Schichten von erhöhter oder verringerter Konzentration erfaßt werden. Dabei spricht man von Spurengas-Laminae. Laminae entstehen in Abhängigkeit vom horizontalen Gradienten eines Tracers und der vertikalen Windscherung (Orsolini, 1995; Appenzeller und Holton, 1997), was in Abb.9.2 schematisch dargestellt ist.

Diese Voraussetzungen führen dazu, dass sich Laminae insbesondere in drei Regionen bilden: am Polarwirbel, in der Tropopausenregion und in der unteren Stratosphäre der Subtropen, die durch starke vertikale Windscherung gekennzeichnet ist (Appenzeller und Holton, 1997).

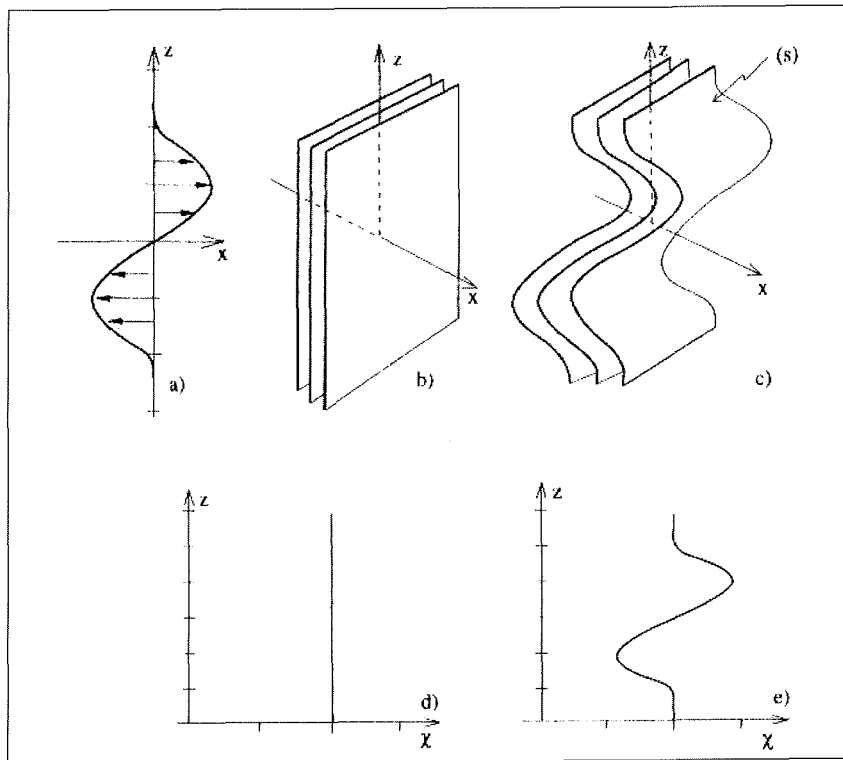


Abb.9.2: Schematische Darstellung der Entstehung von Laminae in Vertikalprofilen. Vertikales Windprofil mit Scherung [a]. Parallel angeordnete Isoflächen eines Tracers in dreidimensionaler Ansicht [b] und das entsprechende Vertikalprofil des Tracers [d]. Geneigte Isoflächen des Tracers nach Einwirkung des Schwerwindes in dreidimensionaler Ansicht [c] und das entsprechende Tracer-Profil [e] (aus Appenzeller und Holton, 1997).

Ozon-Laminae, die im Zusammenhang mit der Erosion des polaren Wirbels auftreten (Reid und Vaughan, 1991; Reid et al., 1993; Orsolini, 1995; Orsolini et al., 1997; Manney et al., 1998), werden in beiden Hemisphären beobachtet (Reid und Vaughan, 1991). Die Häufigkeit während des Winters ist in der Nordhemisphäre deutlich größer, da hier die Wellenaktivität höher ist. Die vertikale Ausdehnung typischer Laminae beträgt 200 m bis 2.5 km (Reid et al., 1993).

Laminae entsprechen einem Vertikalschnitt durch eine gekippte Isofläche eines Tracers (s. Abb.9.2). Schneidet man nicht vertikal durch eine gekippte Tracer-Isofläche, sondern entlang einer isentropen (oder isobaren) Fläche, wird der Tracer auf der zweidimensionalen Fläche als Filamentstruktur sichtbar.

9.1.2 Filamente

Während des nordhemisphärischen Winters und Frühlings ist das Brechen von Rossby-Wellen in der unteren Stratosphäre ein häufig auftretender dynamischer Prozeß. Das Wellenbrechen zieht Luft in Form von langen Filamentstrukturen aus dem Polarwirbel. Dieser Prozeß kann mit sehr fein aufgelösten Modellen nachvollzogen werden. Ein hierfür geeignetes Modell, die Konturadvektions-Simulation, wird in Kapitel 9.3 vorgestellt.

Die tatsächliche Existenz von Filamentstrukturen und die Genauigkeit der Modellmethoden konnte anhand von Flugzeugmessungen verschiedener Spurengase nachgewiesen werden (Plumb et al., 1994; Waugh et al., 1994). Dabei wurden sowohl Intrusionen von Luft mittlerer Breiten im Polarwirbel nachgewiesen (Plumb et al., 1994), als auch Extrusionen von Wirbelluft außerhalb des polaren Wirbels (Waugh et al., 1994; Newman et al., 1996). Ein Beispiel einer solchen Messung ist in Abb.9.3 (nach Waugh et al., 1994) dargestellt. Auf der linken Seite von Abb.9.3 ist die mit Hilfe der Konturadvektions-Simulation berechnete Struktur des arktischen Polarwirbels am 6. Jan. 1992 dargestellt. Gezeigt ist die potentielle Vorticity auf der 450 K -Fläche. Die PV-Werte basieren auf der PV-Analyse des National Meteorological Center (NMC) vom 26. Dez. 1991. Unter Verwendung der NMC Winddaten wurden die PV-Konturen über 264 Stunden advehiert. Dadurch ergibt sich das gezeigte PV-Feld vom 6. Jan. 1992, in dem Filamentstrukturen sichtbar sind. (Die Methode der Konturadvektions-Simulation wird in Kap.9.3 ausführlich behandelt.) In Abb.9.3 ist zudem die Flugroute des Forschungsflugzeugs ER-2 eingezeichnet, die ein Filament kreuzt, das aus dem Wirbel herausgezogen wurde. Im rechten Teil der Abbildung sind die Ergebnisse der während des Fluges durchgeführten Spurengasmessungen dargestellt. Deutlich sichtbar sind lokal begrenzt stark erhöhte Werte der ClO- und N₂O-Konzentration, welche typisch für Luft aus dem Innern des Polarwirbels sind. In Verbindung mit der zugehörigen berechneten

potentiellen Vorticity können diese Luftmassen der durchquerten Filamentstruktur zugeordnet werden, die aus dem Polarwirbel heraus transportiert wurde.

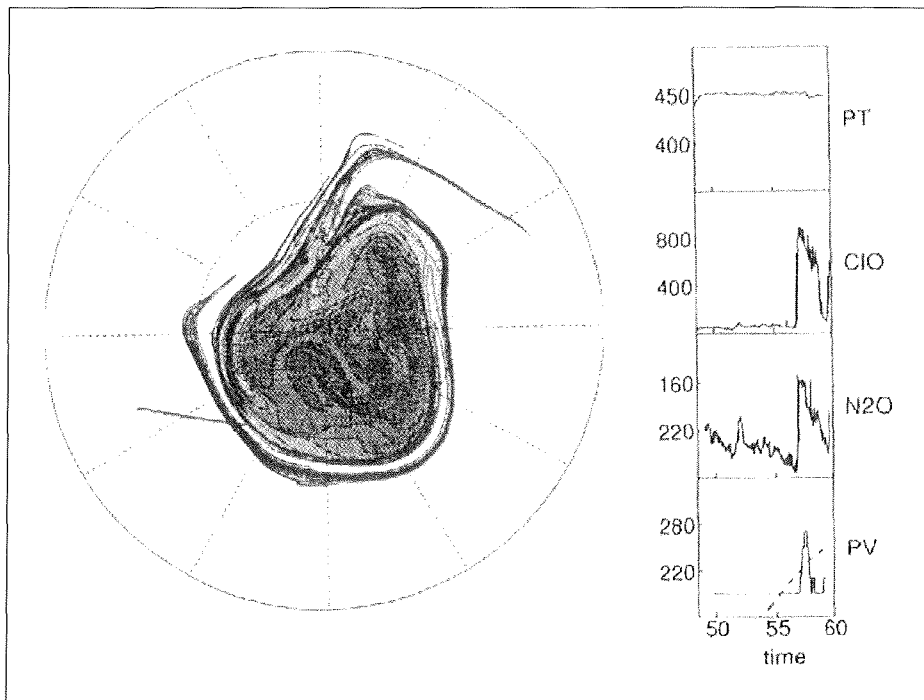


Abb.9.3: links: Ergebnis einer PV-Konturadvektions-Simulation auf der 450 K -Isentrope für den 06.Jan.1992, 12:00 UTC, basierend auf den PV- und Winddaten des National Meteorological Center (NMC) vom 26.Dez.1991 + 264 h. Der Greenwich-Meridian weist nach unten, zusätzlich ist die Flugroute der ER-2 eingezeichnet. rechts: Während des ER-2 Fluges am 06.Jan.1992 aufgenommene Meßdaten verschiedener Parameter von oben nach unten: potentielle Temperatur in K, ClO in pptv, N₂O in ppmv, PV in $10^{-7} \text{Km}^2 \text{s}^{-1} \text{kg}^{-1}$. (nach Waugh et al., 1994)

Die in solchen Strukturen aus dem Wirbel ausgestoßenen Luftmassen wickeln sich für gewöhnlich als Filamentstrukturen um den Polarwirbel (Waugh et al., 1994). Diese Filamente entsprechen „Zungen“ von Material, die aus dem Wirbel gezogen werden und sich aufgrund der Scherwinde dehnen, bis die Zunge von dem beobachtenden Netzwerk nicht mehr aufgelöst werden kann (McIntyre und Palmer, 1983).

Extrusionen, also Filamente, die aus dem Wirbel heraus transportiert werden, sind im Vergleich zur umgebenden Luft der mittleren Breiten durch eine höhere potentielle Vorticity sowie höhere Konzentrationen von Ozon (O₃), Wasserdampf (H₂O), Stickoxiden (NO_y) und Salzsäure (HCl) gekennzeichnet. Außerdem weisen sie niedrigere Konzentrationen von Lachgas (N₂O), Kohlendioxid (CO₂) und FCKWs (z.B. CFC-11,

CFC-13) auf (Newman et al., 1996). Bei ballongetragenen Messungen von Filamentstrukturen nach Auflösen des polaren Wirbels konnten z.B. Wasserdampf-Laminae sogar in Südfrankreich beobachtet werden (Orsolini et al., 1998).

Intrusionen, d.h. Filamente, die von außen in den Polarwirbel hinein transportiert werden, haben eine niedrigere potentielle Vorticity und einen höheren Hintergrund-Aerosolgehalt (Plumb et al., 1994). Die unterschiedliche chemische Zusammensetzung der Luftmassen, die als Filamentstrukturen nebeneinander im Bereich des Polarwirbelrands existieren, ist von Bedeutung für die dort gebildeten polaren Stratosphärenwolken.

9.2 Filamente und polare Stratosphärenwolken

Starke Schwerwinde im Bereich des *Jet Streams* am Polarwirbelrand führen zu differentieller Advektion. Filamentstrukturen von Luftmassen unterschiedlicher Herkunft und Zusammensetzung treten daher insbesondere im Randbereich des polaren Wirbels auf (Reid und Vaughan, 1991; Appenzeller und Holton, 1997).

Da die Existenz von polaren Stratosphärenwolken nicht nur von der Temperatur, sondern auch von der vorhandenen Spurengaskonzentration von Salpetersäure (HNO_3) und Wasserdampf (H_2O) abhängig ist, ist mit einem Einfluß der Filamentstrukturen auf die Bildung von PSCs am Wirbelrand zu rechnen.

Wird wie bei der Lidar-Methode das Vertikalprofil über einer Station betrachtet, dann sind Filamentstrukturen als Laminae erfaßbar. Polare Stratosphärenwolken können als Indikator für solche Laminae dienen.

So ist beispielsweise häufig zu beobachten, dass ein großer Höhenbereich eines ungestörten Temperaturprofils unterhalb der NAT-Existenztemperatur liegt, die gleichzeitig detektierte PSC aber eine deutliche Struktur aufweist (z.B. am 14. Jan. 1997 in Sodankylä, vgl. Kap. 9.4). Die PSC kann als Indikator für die Präsenz verschiedener Luftmassen angesehen werden. In der Luftsäule über der Station befinden sich Luftmassen, die durch differentielle Advektion herantransportiert wurden. So ist einerseits die Temperaturgeschichte der Luftmassen in den verschiedenen Höhenbereichen unterschiedlich, andererseits weisen die Luftmassen auch einen unterschiedlichen Spurengasgehalt auf.

So kann eine Intrusion von Luft außerhalb des Polarwirbels, die mehr Hintergrund-Aerosol enthält als die Luft im Polarwirbel (Flentje et al., 2000), die Entstehung von PSCs im Bereich der Intrusion begünstigen. Entsprechend kann eine Extrusion wasserdampfreicher Luft aus dem Polarwirbel unter Umständen PSC-Bildung sogar außerhalb des Polarwirbels ermöglichen.

Die Filamentstrukturen, die im Zusammenhang mit dem Brechen von Rossby-Wellen und der Erosion des Polarwirbels entstehen, führen auch dazu, dass Luftmassen aus dem Wirbel heraus transportiert werden, deren Zusammensetzung unter dem Einfluß von PSCs chemisch verändert wurden. Eine Folge davon sind niedrige stratosphärische Ozonkonzentrationen in den mittleren Breiten (*Tuck et al., 1992*).

9.3 Konturadvektions-Simulation

Um die mesoskaligen Strukturen in der Stratosphäre unabhängig von der Gitterweite eines spektralen Modells auflösen zu können, wird auf einen hydrodynamischen Ansatz zurückgegriffen. Stark vereinfacht läßt sich die Konturadvektions-Simulation so beschreiben, dass ein Fluid (der Tracer in einer stratosphärischen Schicht) durch die angelegten Kräfte (Wind) auf einer 2-dimensionalen Fläche bewegt wird.

Aufgrund der stabilen Schichtung werden vertikale Bewegungen in der Stratosphäre unterbunden, so dass die wichtigen Aspekte des stratosphärischen Transports durch die Annahme von quasi-horizontaler Bewegung auf Flächen konstanter Schichtung abgedeckt werden. In den meisten Fällen ist der Beitrag des makroskaligen Flusses der dominante Anteil an der Advektion. Aufgrund dieser Bedingungen kann man davon ausgehen, dass die 2-dimensionale Advektion auf isentropen Flächen ein brauchbares Modell für die Dynamik der Stratosphäre liefert (*Waugh und Plumb, 1994*).

Um mesoskalige Strukturen in der Atmosphäre aufzulösen, ohne dabei auf kleinskalige Modelle mit extrem hoher Gitterpunkts-Dichte zurückzugreifen, wird u.a. die Methode der Konturadvektions-Simulation verwendet. Die Methode wurde von *Dritschel (1989)* entwickelt und von *Norton (1994)* sowie *Waugh und Plumb (1994)* erstmals im Zusammenhang mit dynamischen Prozessen in der Atmosphäre eingesetzt. Die Methode basiert dabei auf der Advektion eines passiven Tracers unter Benutzung von analysierten Windfeldern, wobei von zweidimensionaler Strömung auf isentropen Flächen ausgegangen wird. Dabei zeigte sich, dass zwar die atmosphärische Bewegung auf großen Skalen das Deformationsfeld bestimmt, es jedoch mit der Konturadvektion möglich ist, kleinskalige Ereignisse mit Hilfe eines grob aufgelösten Windfeldes zu reproduzieren. Mit dieser Technik ist so die Untersuchung des Transports eines Tracers mit einer zuvor nicht erreichten Auflösung möglich (*Waugh und Plumb, 1994*).

Für Strömungen, in denen das Vorticity-Feld stückweise konstant ist, erlaubt die Lösung der zweidimensionalen Vorticity-Gleichung die vollständige Darstellung durch Isolinien (Konturen) um unterschiedliche Vorticity-Werte (*Dritschel, 1989*). Eine Isolinie (Kontur) ist dabei durch eine finite Menge von Partikeln definiert. Der Algorithmus erlaubt jedoch mit zunehmender Integrationszeit eine Neuverteilung um die Kontur bzw. ein Hinzufügen

weiterer Partikel auf die Isolinie, wodurch das Auftreten kleinskaliger Strukturen ermöglicht wird. So können die Filamentstrukturen, die mit zunehmender Integrationszeit stets länger und dünner werden, bestmöglich wiedergegeben werden. Zudem wurde ein sogenannter „surgery“ (*engl.*: Chirurgie) –Algorithmus implementiert, der gegebenenfalls die Konturen trennt bzw. zusammenfügt. Die Algorithmen für die Wiedergabe solcher Konturen („contour advection with surgery“, CAS) werden als Hilfsmittel für die Untersuchung atmosphärischer Dynamik angewendet und sollen im Rahmen dieser Arbeit im Zusammenhang mit den beobachteten PSC-Ereignissen genutzt werden.

Der in dieser Arbeit verwendete numerische Konturadvektions-Code wurde von Norton (1994) entwickelt und vom *Centre for Atmospheric Sciences, Cambridge (UK)*, zur Verfügung gestellt. Als passiver Tracer wird hier die potentielle Vorticity genutzt, deren Daten aus dem ECMWF-T63-Modell stammen. Mit Hilfe der numerischen Programme werden Isolinien um Gebiete gleicher potentieller Vorticity gelegt. Diese Konturen werden dann in mehreren iterativen Zeitschritten von 15 Minuten advehiert. Als Grundlage für die Advektion dienen die vom ECMWF analysierten Windfelder, die in Zeitschritten von 6 Stunden vorliegen.

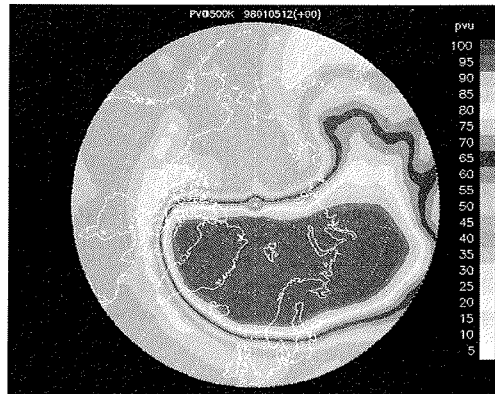
Im Rahmen dieser Arbeit wurden Konturadvektions-Felder der PV auf den isentropen Flächen 400, 435, 450, 465, 500, 550 und 625 K berechnet. Die Betrachtung der potentiellen Vorticity als Tracer erfolgt hier nach Lait (1993):

$$Q_L = Q_E \cdot \left(\frac{\theta_0}{\theta} \right)^{9/2} \quad [\text{Gl.9.1}]$$

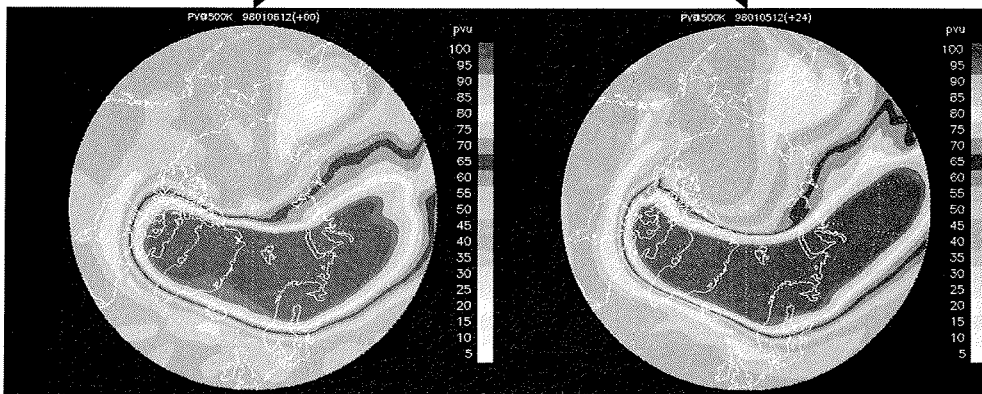
mit der PV nach Lait Q_L , der PV nach Ertel Q_E , der potentiellen Temperatur θ und der potentiellen Temperatur in der Referenzhöhe θ_0 , mit $\theta_0 = 320 \text{ K}$. Damit ist die PV nach Lait in einer Atmosphäre mit gleicher Temperatur und gleicher absoluter Vorticity ebenfalls gleichförmig. Die PV nach Lait hat den Vorteil, dass sie mit der Höhe eine geringere Variation aufweist als die PV nach Ertel.

Der Unterschied zwischen der analysierten PV und der mit Hilfe der Konturadvektion berechneten PV geht aus der Abbildungsfolge 9.4 hervor. Die Abbildungsfolge basiert auf der PV-Analyse des 5. Jan. 1998 auf der 550 K –Fläche. Davon ausgehend sind jeweils auf der rechten Seite die Ergebnisse der Konturadvektion (CAS) in Schritten von 24 Stunden abgebildet und zum Vergleich auf der linken Seite die zeitlich entsprechende PV-Analyse. In den Abbildungen der Konturadvektion sind insbesondere am Rand des Polarwirbels deutlich feinere Strukturen sichtbar, die Filamente. Mit voranschreitender Integrationszeit werden die Filamente den Gesetzen der Hydrodynamik entsprechend immer länger und dünner.

Abbildungsfolge 9.4:

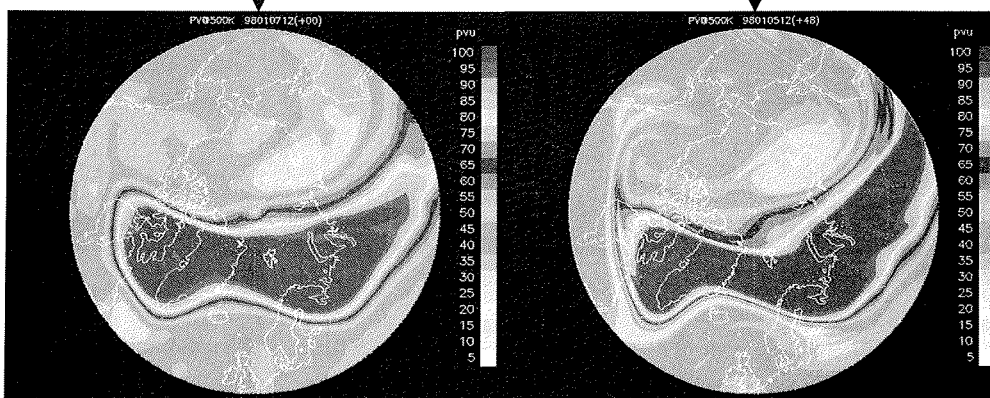


PV-Konturen am 05.01.1998 (Analyse)



06.01.1998 (Analyse)

05.01.1998 + 24 h



07.01.1998 (Analyse)

05.01.1998 + 48 h

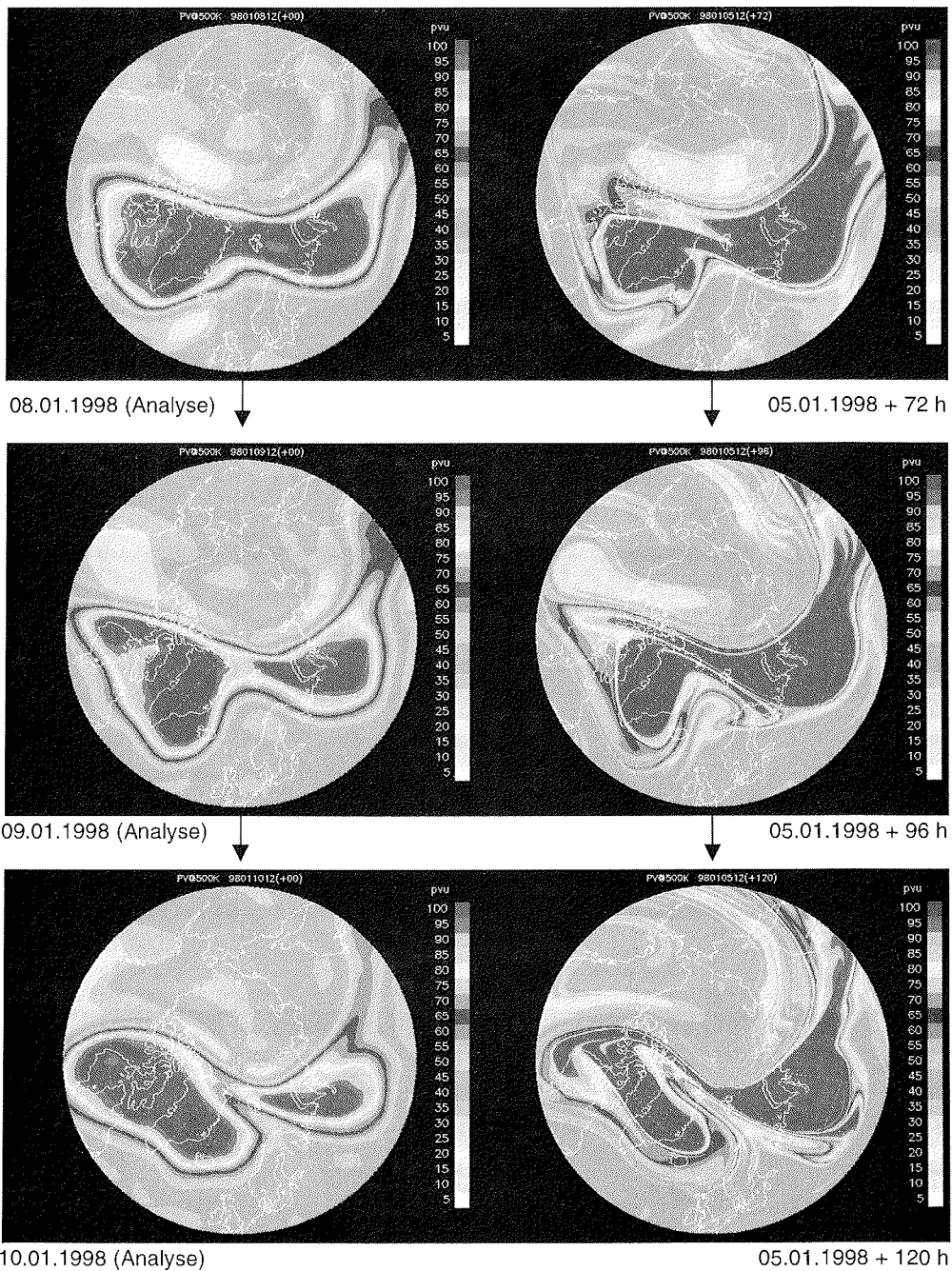


Abb.9.4: Abfolge von PV-Feldern auf der 500 K –Fläche. Beginnend mit der Analyse (2.5° x 2.5° Auflösung) vom 05.01.1998 zeigt die linke Spalte die Analysen vom 06.01.-10.01.1998, die rechte Spalte die Konturadvektions-Simulation vom 05.01.1998 + 24 h bis zum 05.01.1998 +120 h in Schritten von 24 Stunden. Eine Farbversion der Abbildungen ist unter der vorne angegebenen Adresse abrufbar.

Im Zeitraum vom 7. bis 10. Jan., also entsprechend 5. Jan. + 48 h bis 5. Jan. + 120 h, ist im Bereich des Greenwich-Meridians ein Ereignis von Rossby-Wellenbrechen zu erkennen. Während sich in den PV-Analysen der Polarwirbel zu teilen scheint, ist in der CAS-Graphik zu sehen, wie sich Luftmassen im Bereich des Wellenbrechens in den Wirbel hineinschieben, wobei gleichzeitig Luft aus dem Wirbelinnern herausgezogen wird.

Die Beschreibung der exakten Beziehung zwischen dem berechneten Konturenfeld und dem realen Tracer-Feld ist problematisch. Auch die Konturadvektion ist, wie alle numerischen Modelle, gewissen Einschränkungen unterlegen. Typischerweise wird für die Konturadvektion ein Konturenfeld angelegt, das auf synoptisch-skaligen Beobachtungs- und Modelldaten beruht. Hier wird als Tracer die potentielle Vorticity verwendet, die auf meteorologischen Wind- und Temperatur-Datensätzen basiert. Es können auch chemische Tracer wie z.B. Ozon benutzt werden, deren Beobachtungsdaten aus Satellitenmessungen stammen. In jedem Fall aber liegt das Initialfeld auf einer synoptischen Skala mit einer horizontalen Auflösung von mehreren hundert Kilometern vor, so dass kleinskalige Strukturen im Initialfeld nicht erfaßt werden. Die dargestellten kleinskaligen Filamente werden über eine gewisse Integrationszeit aus dem synoptisch-skaligen Tracer-Feld berechnet. Kleine Fehler in den beobachteten Geschwindigkeitsfeldern, die der Advektion zugrunde liegen, führen zu entsprechenden Fehlern im berechneten Konturenfeld, die u.U. soweit führen, dass der räumliche Fehler eines Filaments die gleiche Größenordnung hat wie seine horizontale Ausdehnung. Aus diesen Gründen ist es unwahrscheinlich, dass die mit Hilfe der Konturadvektion berechnete Verteilung eines Tracers mit der realen Verteilung exakt übereinstimmt. Das berechnete Feld gibt aber Hinweise auf Regionen dichter, kleinskaliger Filamentstrukturen. Vergleiche mit Messungen zeigten, dass die Konturadvektion ein nützliches Werkzeug bei der Interpretation von gemessenen Tracer-Strukturen ist (*Plumb et al., 1994; Waugh et al., 1994; Appenzeller et al., 1996*).

9.4 PSC-Beobachtungen und Filamentstrukturen

Die Bildung von Filamentstrukturen führt dazu, dass Luftmassen unterschiedlicher Zusammensetzung neben- und übereinander angeordnet sind (vgl. Kap.9.2). Da die Bildung von PSCs neben der Temperatur auch von der Spurengas-Zusammensetzung einer Luftmasse, dem H₂O- und HNO₃-Gehalt, abhängig ist, bewirken Filamentstrukturen in der Spurengas-Verteilung auch Strukturen in den detektierten PSCs. Diese Strukturen fallen auf, wenn man die zeitliche Entwicklung einer PSC betrachtet. Als Fallbeispiel wird im folgenden der 14. Jan. 1997 betrachtet.

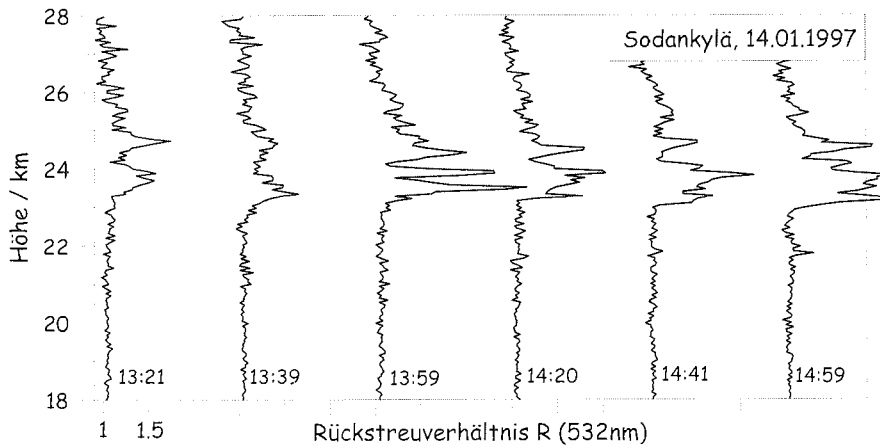


Abb.9.5: PSC-Ereignis vom 14.Jan.1997 in Sodankylä. Rückstreuverhältnis im parallel polarisierten 532 nm –Kanal, aufgetragen in Zeitschritten von etwa 20 Minuten, jeweils um $\Delta R = 1.5$ versetzt.

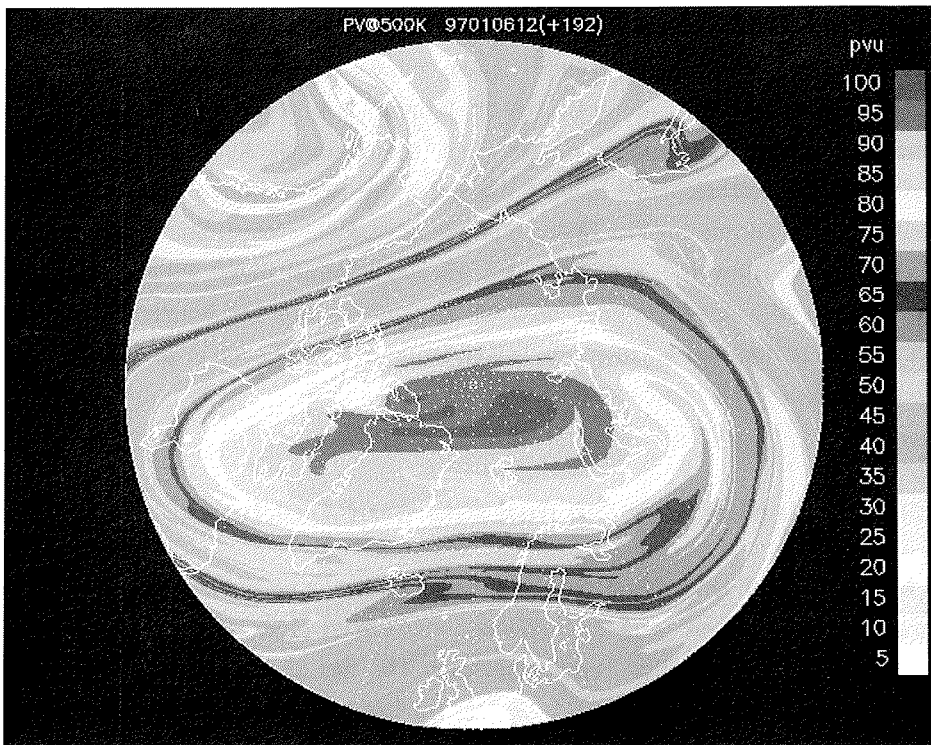


Abb.9.6: Konturadvektions-Simulation für den 14.Jan.1997, basierend auf der PV-Analyse vom 6.Jan.1997 + 192 Stunden Advektion auf der 500 K –Fläche. Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Internet-Adresse bezogen werden.

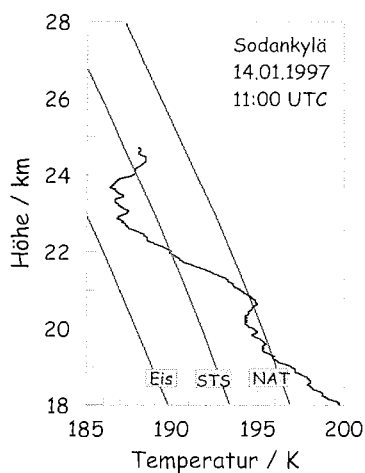


Abb.9.7: Temperaturprofil der Radiosondenmessung vom 14.Jan.1997, 11:00 UTC in Sodankylä. Dazu die Existenztemperaturen für NAT, STS und Eis.

Den Lidar-Profilen in Abb.9.5 ist zu entnehmen, dass die Partikeldichte und -größe innerhalb der PSC deutliche Strukturen aufweist, die sich mit der Zeit stark verändern. In Höhe der PSC oberhalb von 23 km wurden auch bei der Radiosondenmessung vom 14.Jan.1997, 11:00 UTC, geringe Schwankungen der Temperatur erfaßt (vgl.Abb.9.7), die auf kleinskalige dynamische Prozesse hindeuten. Diese können unter dem Einfluß des Strahlstroms und durch Wellenbrechen entstehen.

In der Konturadvektions-Graphik Abb.9.6 ist zu erkennen, dass im Bereich Nordfinlands Filamentstrukturen auftreten, die darauf zurückzuführen sind, dass Luft aus den mittleren Breiten in den Wirbel hineingezogen wurde. Dadurch läßt sich zeigen, dass die Lidarmessungen in Sodankylä in einer stratosphärischen Region durchgeführt wurden, die durch Filamentbildung gekennzeichnet ist. Es ist zu erwarten, dass hier Luftmassen mit verschiedenen Parametern (Spurengase, Temperaturgeschichte, Hintergrundaerosol; vgl.Kap.9.2) dicht neben- und übereinander vorliegen, die auch Effekte auf die Partikel der detektierten PSC haben. Die beobachtete Variabilität der PSC-Struktur läßt sich auf die geschichtete Anordnung der Luftmassen in Filamenten zurückführen.

Es ist weiterhin denkbar, dass Filamente auch die Bildung von PSCs beeinflussen. So können Filamente mit höheren H_2O - und HNO_3 -Mischungsverhältnissen die Existenztemperaturen lokal anheben. Zudem wird bei einer Intrusion Luft der mittleren Breiten auf isentropen Flächen in den Polarwirbel transportiert. Da die isentropen Flächen über dem Pol gewölbt sind (vgl. Kap.2.2.1), kühlt die Luftmasse adiabatisch ab, was ebenfalls ein Partikelwachstum fördern könnte.

Diese Möglichkeiten wurden im Rahmen dieser Arbeit untersucht. Dazu wurden alle während der Winter 1996/1997, 1997/1998 und 1998/1999 in Sodankylä gemessenen PSC-Ereignisse mit berechneten Filamentstrukturen der Konturadvektions-Simulation

korreliert. Dabei konnte jedoch nicht nachgewiesen werden, dass die Schwankungen der beteiligten Parameter in Intrusionen oder Extrusionen die PSC-Partikelbildung auszulösen vermögen. Allerdings können, wie anhand des oben dargestellten Beispiels gezeigt wurde, bereits vorhandene PSC-Partikel in ihrem Wachstum begünstigt oder gebremst werden. Filamente können so Strukturen in PSC-Ereignissen zeitlich und räumlich modulieren.

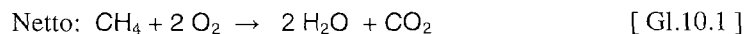
Kapitel 10

PSCs und stratosphärischer Wasserdampf

Die Bildung von PSCs auf der Mesoskala kann zwar einerseits durch eine lokale Temperaturniedrigung unter die NAT-Existenztemperatur $T < T_{NAT}$ erklärt werden. Andererseits ist es jedoch auch möglich, dass die NAT-Existenztemperatur lokal angehoben wird, so dass ebenfalls $T < T_{NAT}$ erfüllt ist. Diese lokale Anhebung von T_{NAT} ist gegeben, wenn das Wasserdampf-Mischungsverhältnis größer als die standardmäßig angenommenen $x_{H_2O} = 5$ ppmv ist. In diesem Kapitel wird gezeigt, dass diese Bedingungen insbesondere am Rand des Polarwirbels vorkommen und die Entstehung von PSCs in Sodankylä beeinflussen. Zunächst wird die Entstehung und globale Verteilung von Wasserdampf in der Stratosphäre erläutert. Anschließend wird die Verteilung von H_2O im Inneren des Polarwirbels im Zusammenhang mit dynamischen Prozessen veranschaulicht. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse werden schließlich zur Auswertung von PSC-Beobachtungen aus Sodankylä und Ny-Ålesund herangezogen und die Ergebnisse anhand ausgewählter Fallstudien veranschaulicht.

10.1 Globale Verteilung von stratosphärischem Wasserdampf

Der Wasserdampfgehalt in der Stratosphäre ist um Größenordnungen geringer als in der Troposphäre. Das stratosphärische H_2O -Mischungsverhältnis liegt im Bereich von 1 - 10 ppmv. Die Hauptquelle von stratosphärischem Wasserdampf ist Methan. In der Stratosphäre oxidiert Methan in Reaktionen, bei denen u.a. OH und O(1D) beteiligt sind. Letztendlich lassen sich die Reaktionen zu einer Nettogleichung zusammenfassen, bei der pro Methanmolekül zwei Wassermoleküle entstehen:



(Abbas et al., 1996). Etwa die Hälfte des stratosphärischen Wasserdampfs gelangt durch vertikalen Transport von H_2O aus der Troposphäre durch die tropische Tropopause in die

Stratosphäre (Seele und Hartogh, 2000). Dabei ist das H₂O-Mischungsverhältnis in der unteren tropischen Stratosphäre mit der Tropopausentemperatur korreliert (Mote et al., 1995; 1996), denn die Tropopause agiert als „Kältefalle“ (Remsberg et al., 1996), d.h. der größte Teil des Wasserdampfes friert an der Tropopause aus.

Die einzige globale Senke stratosphärischen Wasserdampfes ist die Photodissoziation in der oberen Stratosphäre bzw. Mesosphäre (Seele und Hartogh, 2000). Sieht man davon ab, kann Wasserdampf in der Stratosphäre als konservativer Tracer angesehen werden (Brasseur und Solomon, 1984). In den Polarregionen stellt die in Kapitel 3.5.2 beschriebene Dehydrierung durch die Sedimentation von PSC-Partikeln eine weitere Senke dar.

Die globale Verteilung des stratosphärischen Wasserdampfes wird, wie auch die Ozonverteilung, vom Transport entlang der globalen Zirkulation bestimmt. Die mittlere stratosphärische und mesosphärische H₂O-Verteilung im Januar ist in Abb.10.1 dargestellt, basierend auf Daten satellitengestützter Messungen des HALOE (Halogen Occultation Experiment). Über das farblich gekennzeichnete Wasserdampf-Mischungsverhältnis sind die Stromlinien der meridionalen Zirkulation gelegt.

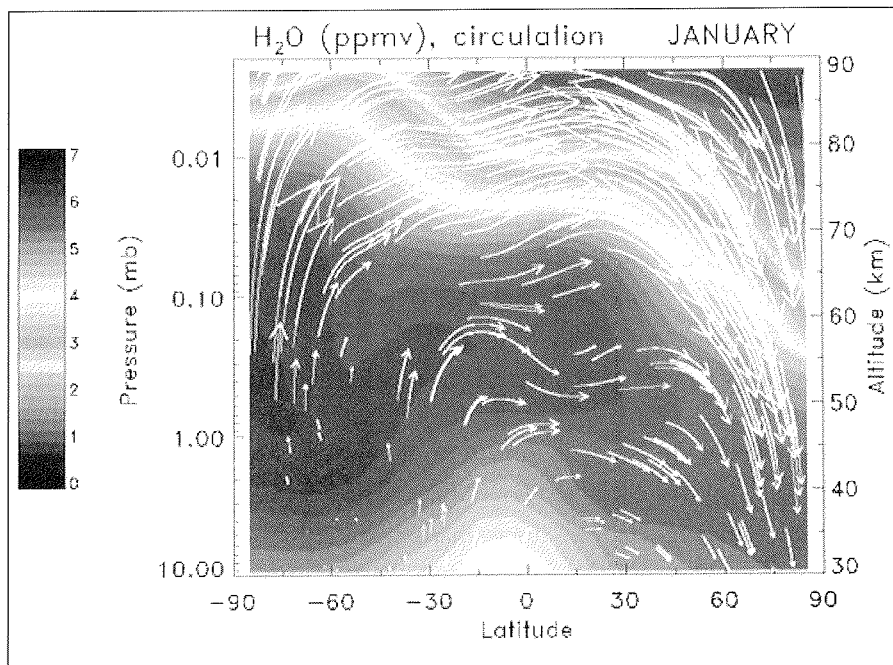


Abb.10.1: Zonal gemittelte stratosphärische und mesosphärische Wasserdampfverteilung im Januar, basierend auf HALOE-Daten [farbkodiert], mittlere Meridionalzirkulation [weiße Pfeile]. Eine Farbversion der Abbildungen ist unter der vorne angegebenen Adresse abrufbar. (Bildquelle:http://see.gsfc.nasa.gov/edu/SEES/strat/class/Chap_6/6_Is/6-11.jpg, Nov.2000)

Wird die Wasserdampfkonzentration der Polarregionen beider Hemisphären im Winter verglichen, so zeigt sich, dass diese im Mittel über der Antarktis ($\mu_{H_2O} \approx 3.5$ ppmv) geringer ist als über der Arktis ($\mu_{H_2O} \approx 5$ ppmv) (Fahey et al., 1990). Das ist allerdings nicht ausschließlich auf die stärkere Meridionalzirkulation zurückzuführen, sondern auch auf andere dynamische Prozesse wie den Monsun in den nordhemisphärischen Subtropen (Randel et al., 1998).

Obwohl in Abb.10.1 nur der Wasserdampf oberhalb von 10 hPa (≈ 30 km) gezeigt wird, kann man aufgrund der Meridionalzirkulation erkennen, dass in der unteren Stratosphäre die Wasserdampfkonzentration über dem Winterpol am größten ist. Die hohen H_2O -Konzentrationen der oberen Stratosphäre werden mit der Absinkbewegung im Polarwirbel nach unten transportiert (Aellig et al., 1996; Schiller et al., 1996). Die vertikale Verschiebung des Wasserdampfs im Polarwirbel um etwa 4 km während des Winters (Ovarlez und Ovarlez, 1994) führt zur Bildung eines H_2O -Gradienten zwischen der Luft im Inneren des Polarwirbels und der Luft mittlerer Breiten. Insbesondere im PSC-relevanten Höhenbereich von 15 bis 25 km ist das Wasserdampf-Mischungsverhältnis im Wirbel höher als außerhalb des Wirbels (Ovarlez, 1991; Aellig et al., 1996; Schiller et al., 1996).

In Abb.10.2 ist dieser Unterschied zwischen der H_2O -Konzentration der Luft des Polarwirbels und der mittleren Breiten deutlich zu sehen. Dargestellt ist das mittlere H_2O -Mischungsverhältnis, das mit dem satellitengetragenen MLS (*Microwave Limb Sounder*) ermittelt wurde, in einer Höhe von 530 K entlang der äquivalenten Breite für beide Hemisphären (Morrey und Harwood, 1998). Zudem ist die potentielle Vorticity aufgetragen, aus deren Gradient sich der Wirbelrand ermitteln lässt. Die gestrichelten und die gepunkteten Linien zeigen Messungen aus zwei Wintern in der Nordhemisphäre, während die durchgezogene Linien die Messungen einer Winters in der Südhemisphäre darstellen. Die dünnen Linien beschreiben die potentielle Vorticity, die dicken Linien repräsentieren das H_2O -Mischungsverhältnis.

Anhand von Abb.10.2 wird die meridionale Abhängigkeit des stratosphärischen Wasserdampfes deutlich. Bei Betrachtung der nordhemisphärischen Daten lässt sich das höhere Wasserdampf-Mischungsverhältnis innerhalb des Polarwirbels im Vergleich zu niedrigeren Werten außerhalb des Wirbels ausmachen, wobei der Unterschied im zonalen Mittel etwa $\Delta_{\mu_{H_2O}} \approx 1$ ppmv beträgt. Die südhemisphärischen Daten zeigen im Gegensatz dazu einen niedrigeren H_2O -Gehalt im Wirbel als in den mittleren Breiten. Dieses geringe H_2O -Mischungsverhältnis im antarktischen Polarwirbel ist auf die vorangegangene Dehydrierung durch Sedimentation von PSC-Partikeln zurückzuführen (Morrey und Harwood, 1998).

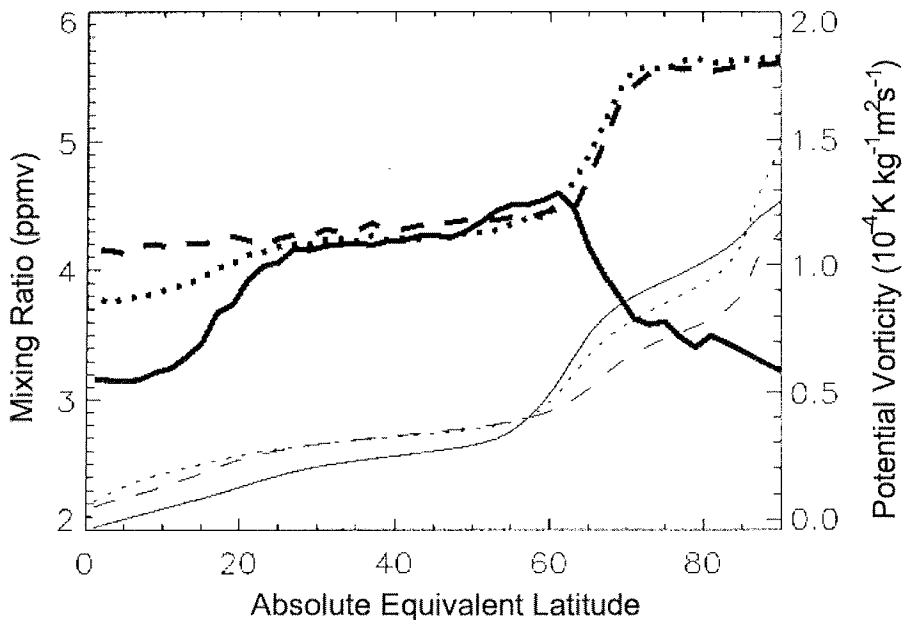


Abb.10.2: Zonales Mittel des MLS-Wasserdampf-Mischungsverhältnisses [*dicke Linien, linke Skala*] und der potentiellen Vorticity [*dünne Linien, rechte Skala*] bei $\Theta = 530$ K, für die Südhemisphäre vom 15.-24.Aug.1992 [*durchgezogene Linien*] und die Nordhemisphäre vom 15.-24.Feb.1992 [*gestrichelte Linien*] bzw. 15.-24.Feb.1993 [*gepunktete Linien*]. (Morrey und Harwood, 1998)

Der Dynamik entsprechend weist der Wasserdampf auch innerhalb des polaren Wirbels eine differentielle Verteilung auf. Maximale Konzentrationen ($\rho_{H_2O} \approx 7$ ppmv) stratosphärischen Wasserdampfes befinden sich aufgrund der Oxidation von Methan in der oberen Stratosphäre (bei 40 km). Dagegen ist die untere Stratosphäre (bei 20 km) mit globalen Werten von etwa $\rho_{H_2O} \approx 4$ ppmv trockener (Hofmann und Oltmans, 1992).

Vertikale Profile aus Messungen von stratosphärischem Wasserdampf in verschiedenen geographischen Breiten sind in Abb.10.3 dargestellt (nach Stowasser et al., 1999). Das Profil aus den mittleren Breiten weist in der gesamten unteren Stratosphäre bis 25 km Höhe ein Wasserdampf-Mischungsverhältnis kleiner als 5 ppmv auf. Die Meßdaten aus den polaren Breiten zeigen dagegen ein maximales H_2O -Mischungsverhältnis von $\rho_{H_2O} \approx 7$ ppmv im Polarwirbel bei etwa 25 km, was durch den Transport wasserdampfreicher Luft aus der oberen Stratosphäre zustande kommt.

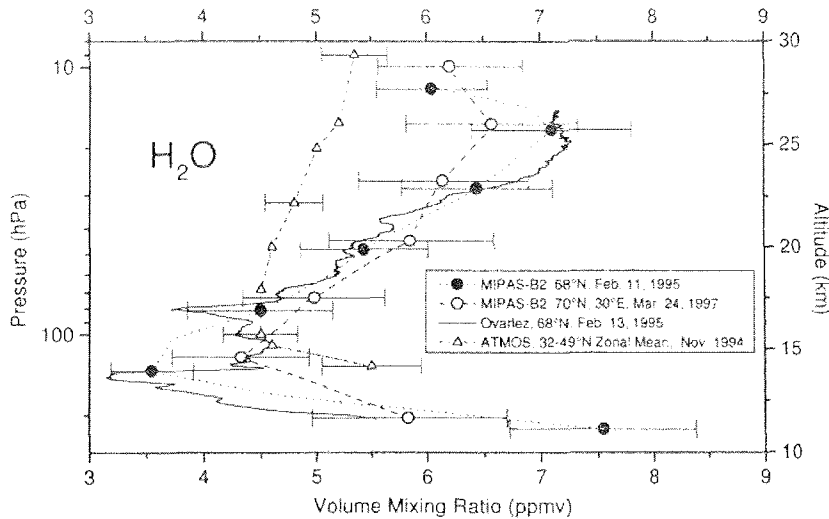


Abb.10.3: Vertikale Profile stratosphärischen Wasserdampfs, gemessen in verschiedenen geographischen Breiten mit verschiedenen Meßinstrumenten: bei 68° N am 11.Feb.1995 mit MIPAS-B [schwarze Punkte], bei 70° N am 24.März 1997 mit MIPAS-B [Kreise], bei 68° N am 13.Feb.1995 mit einem Frostpunkthygrometer [schwarze Linie] und zonal gemittelt von 32° bis 49° N im Nov.1994 mit ATMOS (*Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy*) [Dreiecke].(aus Stowasser et al., 1999)

10.2 Verteilung von stratophärischem Wasserdampf im Polarwirbel

Aufgrund des diabatischen Absinkens von Luftmassen im Polarwirbel sind die Isolinien von langlebigen Spurengasen innerhalb des Wirbels etwa 3 bis 4 km gegenüber den Luftmassen der mittleren Breiten verschoben (Schoeberl et al., 1992). Das Absinken im polaren Wirbel erfolgt dabei nicht gleichmäßig, sondern weist eine ringförmige Struktur auf (Manney et al., 1994; 1999). Anhand einer Kombination aus Spurengasmessungen der Meßkampagnen AAOE (*Airborne Antarctic Ozone Experiment*) und AASE (*Airborne Arctic Stratosphere Expedition*), sowie Berechnungen von strahlungsbedingten Heizraten und Trajektorien zeigen Schoeberl et al. (1992), dass sich die Zone maximaler Absinkbewegung nicht im Zentrum des Wirbels, sondern im Bereich des *Jet Streams* befindet.

In Abb.10.4 sind die berechneten Vertikalgeschwindigkeiten der Absinkbewegung zusammen mit dem zonal gemittelten Wind für die Nordhemisphäre dargestellt. Maximales Absinken ist hier mit den maximalen zonal gemittelten Windgeschwindigkeiten korreliert.

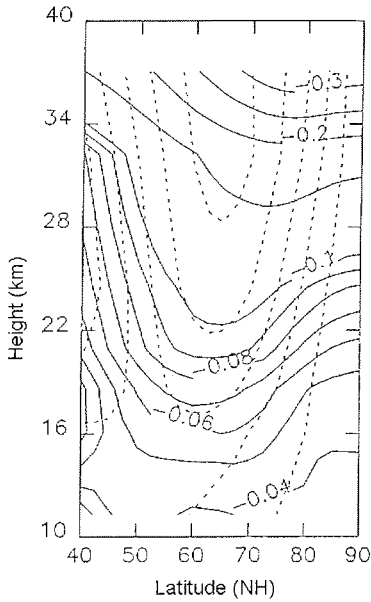
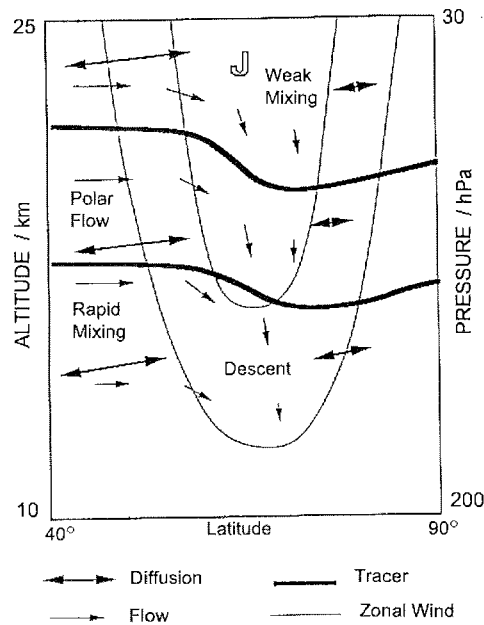


Abb.10.4: Die vertikale Geschwindigkeit \bar{w} in cm/s [schwarz], Abschätzung basierend auf Kühlraten, dazu zonal gemittelter Wind in m/s [gestrichelt] (Schoeberl et al., 1992).

Daraus ergibt sich für die Dynamik innerhalb des Wirbels folgendes Bild, dass in Abb.10.5 skizziert ist (Schoeberl et al., 1992). Entlang der Meridionalzirkulation werden Spurengase in der oberen Stratosphäre von den niedrigen in die hohen Breiten transportiert. Dort sinken sie aufgrund diabatischer Abkühlung ab, und zwar am stärksten in der Region des Wirbelrands. Diese lokale Abkühlung im Bereich des Strahlstroms resultiert aus der großen Abweichung der Temperaturen vom Strahlungsgleichgewicht, die sich in Zusammenhang mit dem

adiabatischen Absinken und der Erwärmung der Luftpakete zwischen dem Polarwirbel und der quasi-stationären Antizyklone ergibt (Pierce et al., 1994). In der Arktis erfolgt daher die stärkste diabatische Abkühlung zwischen dem Wirbel und der Antizyklone, das maximale Absinken ereignet sich im Bereich der Antizyklone (Manney et al., 1994). Daraus ergibt sich letztendlich ein ringförmiges Absinken der Spurengase am Wirbelrand (Manney et al., 1999). Für den Wasserdampf bedeutet das, dass sich die hohen H_2O -Mischungsverhältnisse der oberen Stratosphäre im Bereich des Wirbelrands in der unteren Stratosphäre ansammeln.

Abb.10.5: Schematisches Diagramm der Zirkulations- und Mischungsprozesse am Polarwirbel. Dargestellt sind die Strömungsrichtung [einfache Pfeile], Mischungsprozesse [Doppelpfeile], der zonale Wind [dünne Linien] und Tracer Isolinien [dicke Linien]. (nach Schoeberl et al., 1992)



Deutlich wird das anhand von Abb.10.6, die in polarstereographischer Ansicht die nordhemisphärischen Wasserdampf-Messungen des satellitengetragenen MLS (*Microwave Limb Sounder*) vom 11.Jan.1992 in einer Höhe von 1100 K (≈ 35 km) zeigt (Lahoz *et al.*, 1994). Maximale H_2O -Mischungsverhältnisse sind hier ringförmig um den Pol angeordnet und liegen gerade auf der Innenseite des Wirbelrandes. Der Unterschied des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses zwischen Wirbelrand und Wirbelzentrum beträgt etwa $\Delta_{H_2O} \approx 1$ ppmv.

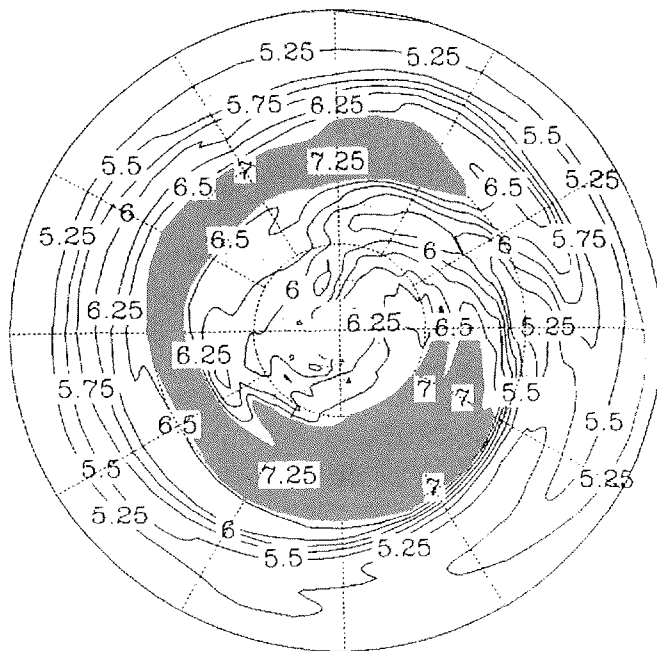


Abb.10.6: Wasserdampf-Mischungsverhältnis in ppmv, gemessen mit dem MLS bei 1100 K (≈ 35 km) am 11.Jan.1992. Die polarstereographische Ansicht reicht vom Äquator bis 90° N, der Greenwich Meridian weist nach rechts, die Datumsgrenze nach links. Die Isolinien zeigen das H_2O -Mischungsverhältnis in 0.25 ppmv -Schritten, grau schattiert sind die Bereiche, in denen das Wasserdampf-Mischungsverhältnis größer als 6.75 ppmv ist.

Die PSC-Messungen aus Ny-Ålesund und Sodankylä unterscheiden sich dahingehend, dass Ny-Ålesund im Zentrum des Polarwirbels liegt, während sich Sodankylä im Randbereich befindet. Dieser räumliche Unterschied bewirkt eine Differenz in der vorhandenen stratosphärischen Wasserdampfkonzentration, die mit dem oben beschriebenen ringförmigen Absinken innerhalb des Polarwirbels zusammenhängt. Aufgrund dieser Wirbelrand-Dynamik ist in Sodankylä (am Rand der Polarwirbels) eine höhere Wasserdampfkonzentration zu erwarten als in Ny-Ålesund (im Zentrum des Polarwirbels).

10.3 Keine Wassereis-PSCs im Wirbelzentrum

Ist weniger Wasserdampf als die üblicherweise angenommenen $\rho_{H_2O} = 5$ ppmv vorhanden, so ist der Eisgefrierpunkt zu niedrigeren Temperaturen verschoben. Wie aus dem vorangegangenen Abschnitt hervorgeht, werden maximale Wasserdampf-Mischungsverhältnisse ρ_{H_2O} im Bereich des Wirbelrandes erwartet. Während daher in Sodankylä ein höheres H_2O -Mischungsverhältnis angenommen werden kann, ist der stratosphärische Wasserdampf in Ny-Ålesund im Zentrum des Wirbels eher niedriger, denn hier erfolgt weniger starkes Absinken wasserdampfreicher Luft aus der oberen Stratosphäre.

In Ny-Ålesund wurden bislang keine PSCs vom Typ II beobachtet. An mehreren Tagen wurden von den Radiosonden in Ny-Ålesund Temperaturen gemessen, die unterhalb des Eisgefrierpunktes T_{Eis} (unter Annahme von $\rho_{H_2O} = 5$ ppmv) lagen. Obwohl Wassereis-PSCs nur sehr kurze Zeit brauchen, um zu entstehen, konnten in Ny-Ålesund jedoch auch an diesen Tagen keine PSCs vom Typ II beobachtet werden. Fallbeispiele aus dem Winter 1999/2000 sind der 28.Dez.1999 und der 18.Jan.2000, deren Temperaturprofile in Abb.10.7 dargestellt sind.

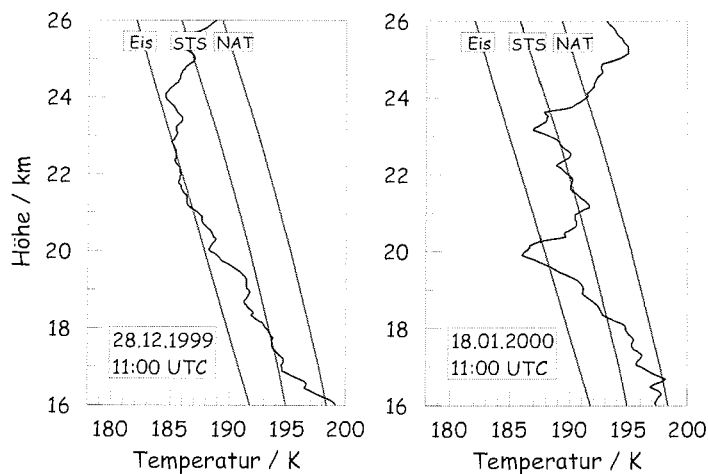


Abb.10.7: Temperaturprofile der Radiosondenmessungen vom 28.Dez.1999 [links] und vom 18.Jan.2000 [rechts], dazu die Existenztemperaturen von Eis, STS und NAT, jeweils unter der Annahme von 5ppmv Wasserdampf.

Der Eisgefrierpunkt (mit $\rho_{H_2O} = 5$ ppmv) ist am 28.Dez.1999 zwischen etwa 21 und 22.5 km unterschritten, wobei in diesem Fall möglicherweise die Unsicherheit der Radiosondentemperatur eine Rolle spielen kann (vgl. Kap.8.4.1).

Mit dem Lidar wurde an diesem Tag eine PSC vom Typ I b mit dem Rückstreuverhältnis $R_{353} \approx 2.5$ bei einer Wellenlänge von $\lambda = 353 \text{ nm}$ in einer Höhe von etwa 20 bis 25 km detektiert.

Am 18.Jan.2000 ist zwischen etwa 19.6 und 20.3 km der Eisgefrierpunkt sehr viel deutlicher unterschritten. Die Vertikalprofile von Rückstreuverhältnis und Volumendepolarisation einer Einzelmessung am 18.Jan.2000 sind in Abb.10.8 dargestellt. Daraus ist zu entnehmen, dass in dem Höhenbereich mit $T < T_{Eis}$ eine PSC vom Typ I a detektiert wurde.

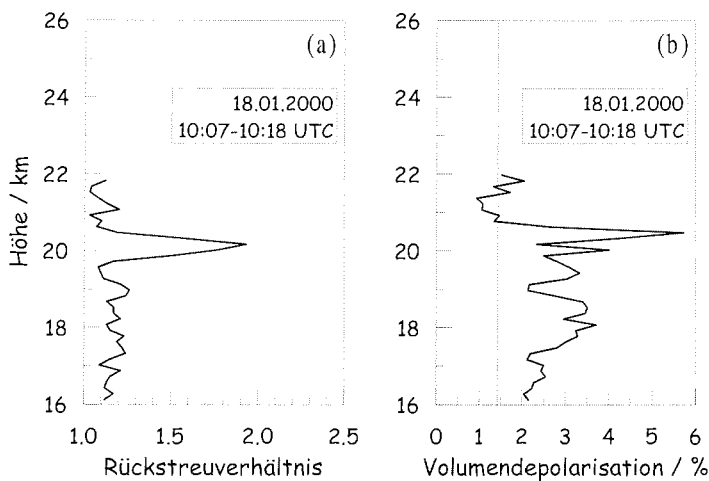


Abb.10.8: Vertikalprofil von Rückstreuverhältnis $R(532 \text{ nm})$ [a] und Volumendepolarisation [b] der Lidarmessung vom 18.Jan.2000, 10:07-10:18 UTC, in Ny-Ålesund.

Eine Folgerung aus diesen Beobachtungen ist, dass an diesen Tagen der Eisgefrierpunkt in Ny-Ålesund gar nicht unterschritten wurde. Das lässt sich erklären, wenn man davon ausgeht, dass der Eisgefrierpunkt aufgrund eines geringeren vorhandenen Wasserdampf-Mischungsverhältnisses zu niedrigeren Temperaturen verschoben ist (vgl.Kap.7.3). So würde beispielsweise am 28.Dez.1999 eine Verschiebung von T_{Eis} um $\Delta T_{Eis} = -0.4 \text{ K}$ ausreichen, damit die gemessene Temperatur den Eisgefrierpunkt nicht unterschreitet. Mit einem Wasserdampf-Mischungsverhältnis von $x_{H_2O} = 4.6 \text{ ppmv}$ wäre diese Bedingung erfüllt. Am 18.Jan.2000 wäre eine deutlich größere Differenz im H_2O -Mischungsverhältnis nötig, um T_{Eis} zu entsprechend tiefen Temperaturen zu verschieben. Der Eisgefrierpunkt müsste um $\Delta T_{Eis} = -1.4 \text{ K}$ niedriger sein, um nicht unterschritten zu werden. Folglich dürfte der vorhandene Wasserdampf ein Mischungsverhältnis von $x_{H_2O} = 3.6 \text{ ppmv}$ nicht überschreiten.

Auch in anderen Wintern wurden Fälle mit Differenzen dieser Größenordnung beobachtet. Auffällig ist, dass diese Fälle jeweils frühestens Mitte Januar auftreten, wobei

intensive PSC-Bildung vorangegangen ist. Es ist davon auszugehen, dass die vorangegangenen PSC-Ereignisse für das Entfernen stratosphärischem Wasserdampfs aus der Gasphase verantwortlich sind.

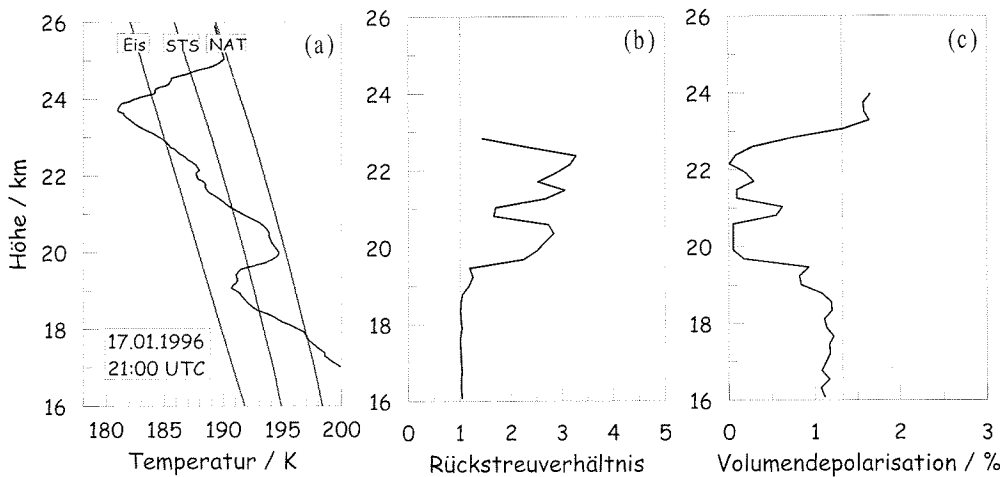


Abb.10.9: Temperaturprofil der Radiosondenmessung vom 17.Jan.1996, 21:00 UTC [a], Vertikalprofil von Rückstreuverhältnis $R(532\text{ nm})$ [b] und Volumendepolarisation [c] der Lidarmessung vom 17.Jan.1996, 23:29-23:39 UTC, und vom 18.Jan.1996, 00:32-00:41 UTC, jeweils in Ny-Ålesund.

Ein weiteres Beispiel ist der 17.Jan.1996, dessen Temperatur-, Rückstreu- und Volumendepolarisationsprofile in Abb.10.9 abgebildet sind. Während die Temperatur zwischen 23 und 24 km unter dem Eisgefrierpunkt (mit $m_{H_2O} = 5\text{ ppmv}$) liegt, werden PSCs erst unterhalb von 23 km gemessen. Aus Rückstreuverhältnis und Depolarisation läßt sich auf eine PSC aus flüssigen Tröpfchen schließen. Obwohl T_{Eis} (mit $m_{H_2O} = 5\text{ ppmv}$) unterschritten ist, wird keine Wassereis-PSC beobachtet. Die leicht erhöhte Volumendepolarisation läßt in der entsprechenden Höhe die Anwesenheit von Typ I a Partikeln vermuten. Es ist davon auszugehen, dass hier bereits die im Winter 1995/1996 beobachtete Dehydrierung der oberen PSC-Schichten stattgefunden hat (Vömel *et al.*, 1997), so dass oberhalb von 23 km der Wasserdampf deutlich reduziert ist. In Fällen von Dehydrierung in der Arktis wird z.T. auch am Wirbelrand in den dehydrierten Schichten nur noch ein Wasserdampf-Mischungsverhältnis von $m_{H_2O} = 2.5\text{ ppmv}$ gemessen (Vömel *et al.*, 1997).

Während in Sodankylä bei Unterschreiten des Eisgefrierpunktes immer PSCs vom Typ II detektiert wurden, wurden in Ny-Ålesund bislang keine PSCs vom Typ II beobachtet. Die Ursachen für diesen Unterschied sind offenbar nicht in den vorliegenden Temperaturen zu suchen, denn T_{Eis} (mit $m_{H_2O} = 5\text{ ppmv}$) wird an beiden Stationen gleichermaßen

unterschriften. Daraus ist zu folgern, dass der Unterschied gerade beim Eisgefrierpunkt und seiner Abhängigkeit vom vorhandenen Wasserdampf liegt. Aufgrund der Absinkbewegungen am Wirbelrand ist in Sodankylä ein höheres H₂O-Mischungsverhältnis als in Ny-Ålesund zu erwarten, so dass die Entstehungsbedingungen für PSCs vom Typ II begünstigt sind. Im Gegensatz dazu erschwert das niedrigere Wasserdampf-Mischungsverhältnis die Entstehung von Wassereis-PSCs im Wirbelzentrum.

10.4 PSCs am Wirbelrand

Die Annahme, dass am Wirbelrand mehr stratosphärischer Wasserdampf zur Verfügung steht als im Wirbelzentrum, bildet die Grundlage zur Interpretation des folgenden Vergleichs der PSC-Ereignisse in Sodankylä und Ny-Ålesund.

Die Intention des direkten Vergleichs ist es, Unterschiede in der Häufigkeit des PSC-Auftretens zwischen Wirbelrand (Sodankylä) und Wirbelzentrum (Ny-Ålesund) zu finden. Dafür sind ausschließlich die Zeiträume geeignet, in denen sich beide Lidarsysteme im Meßeinsatz befanden, das sind die Winter 1996/97, 1997/98 und 1998/99. Zudem ist der Vergleich nur sinnvoll, wenn die meteorologischen Bedingungen die Existenz von PSCs ermöglichen. Aufgrund der Stratosphärenwärmungen ist der Winter 1998/99 daher nicht geeignet (vgl. Kap. 5.3). Der Vergleichszeitraum ist somit auf die Winter 1996/97 und 1997/98 beschränkt.

Zugrunde liegen die Lidarmessungen von PSCs und die Radiosondenmessungen der stratosphärischen Temperaturen an den Stationen Sodankylä und Ny-Ålesund. Für den direkten Vergleich wurden Fälle gesucht, bei denen die folgenden Voraussetzungen gegeben sind:

- [a] An beiden Stationen sind die synoptischen Temperaturen gleich, mit $T < T_{NAT}$.
- [b] An beiden Stationen wurde von der Radiosonde $T < T_{NAT}$ gemessen.
- [c] An beiden Stationen wurden Lidarmessungen durchgeführt.
- [d] Leewellen-Aktivität über Sodankylä kann ausgeschlossen werden.
- [e] Die Temperaturen entlang der Rückwärtstrajektorien sind für Sodankylä und Ny-Ålesund vergleichbar.

Es gibt 3 Fälle, bei denen diese Voraussetzungen erfüllt sind und dennoch Unterschiede bezüglich der PSC-Beobachtungen auftraten: den 12.Jan., 17.Jan. und 23.Jan.1997. Im folgenden werden die meteorologischen Bedingungen und PSC-Beobachtungen der einzelnen Fälle analysiert.

[a] Synoptische Temperaturen

Die Abbildungen 10.10 und 10.11 zeigen die synoptischen 30 hPa -Temperaturen des ECMWF-T106-Modells am 12. und 17.Jan.1997. In Abb.10.12 ist die synoptische Temperaturverteilung vom 23.Jan.1997 bei 20 hPa dargestellt, da diese Druckfläche dem Höhenbereich entspricht, in dem an diesen Tagen PSCs beobachtet wurden

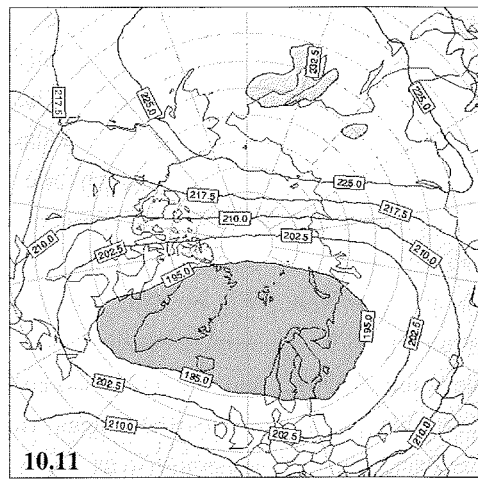
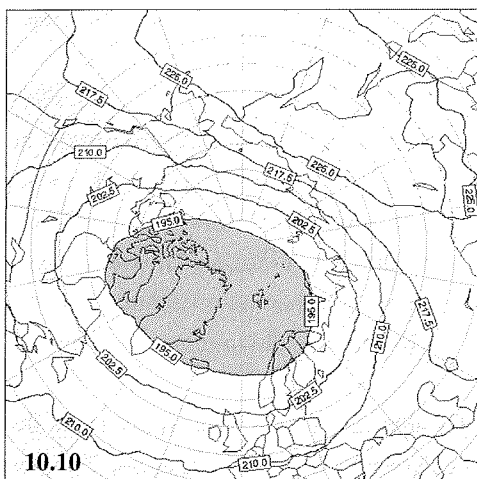


Abb.10.10 und 10.11: Synoptische 30hPa-Temperaturverteilung des ECMWF-T106-Modells (Auflösung 1.125°x1.125°) am 12.Jan.1997 [links] und am 17.Jan.1997 [rechts], jeweils 12:00 UTC.

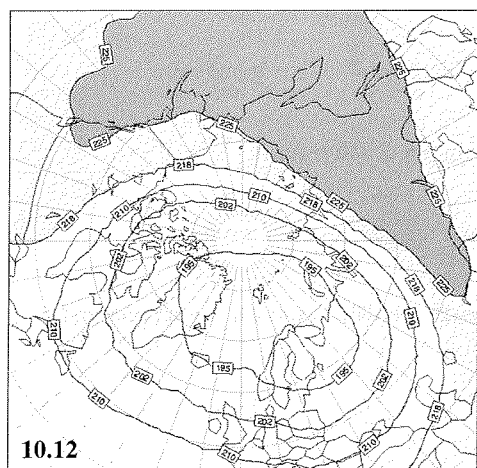


Abb.10.12: Synoptische 20hPa-Temperaturverteilung des ECMWF-T106-Modells (Auflösung 1.125°x1.125°) am 23.Jan.1997, 12:00 UTC (rechts). Die Isothermen haben eine andere Schattierungs-Skala als die 30hPa-Temperaturen in Abb.10.10 bzw. Abb.10.11.

An allen ausgewählten Tagen ist das Kältegebiet des Wirbels auf der jeweiligen Druckfläche in Richtung Europa verschoben. Die synoptischen 30hPa- bzw. 20hPa-Temperaturen in Sodankylä und Ny-Ålesund sind in allen Fällen gleich ($T < 195K$).

[b] Radiosonden-Temperaturen

Aus den Temperaturprofilen der Radiosondenmessungen in Abb.10.13 geht hervor, dass an den ausgewählten Terminen die stratosphärischen Temperaturen über Sodankylä und Ny-Ålesund ähnlich sind. Es ist jeweils T_{NAT} über einen Höhenbereich von mehreren Kilometern unterschritten.

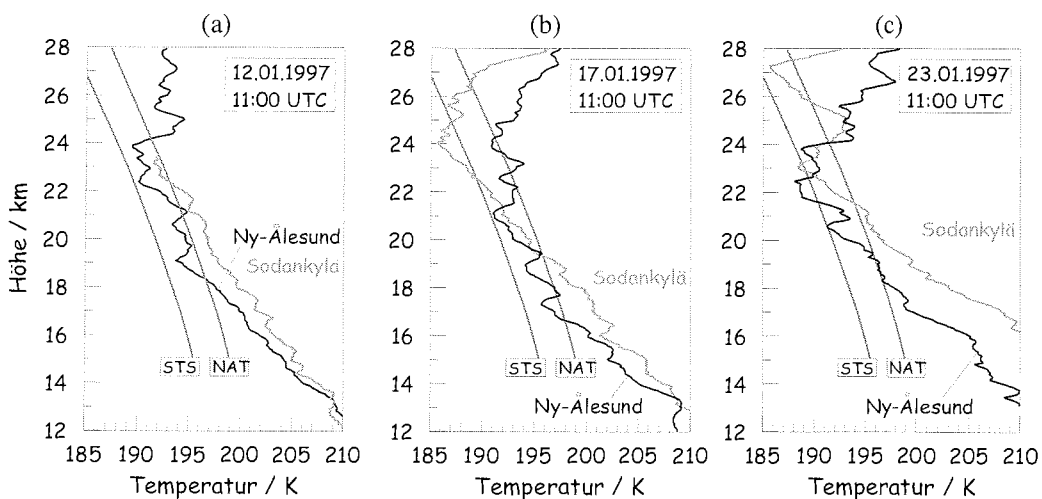


Abb.10.13: Temperaturprofile aus den Radiosondenmessungen in Sodankylä [graue Linien] und Ny-Ålesund [schwarze Linien], zusammen mit den Existenztemperaturen für NAT und STS, am 12.Jan.1997 [a], am 17.Jan.1997 [b] und am 23.Jan.1997 [c], jeweils 11:00 UTC.

Am 12.Jan.1997 weist das Temperaturprofil in Ny-Ålesund in der gesamten unteren Stratosphäre niedrigere Temperaturen als das Temperaturprofil in Sodankylä auf. Insbesondere im Höhenbereich von 21 bis 23 km, in dem eine PSC über Sodankylä detektiert wird, sind die Temperaturen in Ny-Ålesund niedriger. Es ist daher bemerkenswert, dass gleichzeitig in Ny-Ålesund keine PSC detektiert wird.

Am 17.Jan.1997 sind die Temperaturen oberhalb von etwa 21.3 km über Sodankylä niedriger, während der Höhenbereich darunter in Ny-Ålesund kälter ist. Die Untergrenze der in Sodankylä beobachteten PSC liegt bei etwa 21 km und damit in einer Höhe, in der die Temperaturen über Ny-Ålesund niedriger sind.

Auch am 23. Jan. 1997 sind die Temperaturen in der unteren Stratosphäre bis etwa 24 km über Ny-Ålesund beinahe durchgehend niedriger als über Sodankylä, zum Teil sogar deutlich unter T_{STS} . An diesem Tag wurde wiederum keine PSC in Ny-Ålesund beobachtet, während in Sodankylä oberhalb von 24 km PSCs vom Typ I a und oberhalb von 26 km sogar eine PSC-Schicht vom Typ II detektiert wurden.

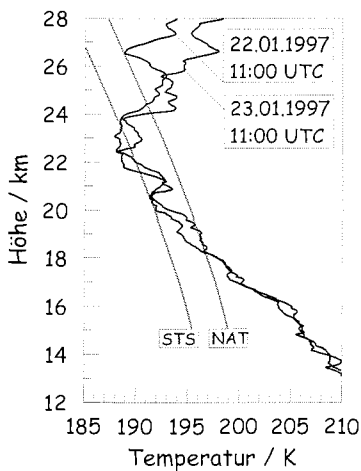
[c] Lidarmessungen

An den ausgewählten Terminen wurde mit beiden Lidarsystemen, in Sodankylä und Ny-Ålesund, gemessen. Die Meßzeiten sind Tabelle 10.1 zu entnehmen. Bei den Lidarmessungen wurden in Ny-Ålesund trotz der Temperaturen $T < T_{NAT}$ keine PSCs detektiert. Hingegen wurden an den Terminen in Sodankylä PSCs verschiedener Typen gemessen, die von *Wedekind (1997)* ausführlich dokumentiert und in Tabelle 10.1 aufgeführt sind.

Datum	Ny-Ålesund	Sodankylä	Sodankylä PSC-Höhe	PSC-Typ
12.01.1997	09:23-21:37	00:00-07:32	21.0-23.0, 25.0-25.5	I a
17.01.1997	00:00-08:08	00:00-05:53	21.5-24.0	I b
23.01.1997	00:00-02:45	00:00-06:01	24.0-27.0	I a + II

Tab.10.1: Meßzeiten der Lidarsysteme in Ny-Ålesund und Sodankylä, sowie Höhe und Typ der PSC-Ereignisse in Sodankylä an den ausgewählten Tagen.

Die Meßzeiten weichen zum Teil von den Zeiten des Radiosondenaufstieges ab. Die Aussage $T < T_{NAT}$ aus den Radiosondendaten kann aber dennoch für die Meßzeit angenommen werden, da die Temperaturen auch an den jeweils vorangegangenen und folgenden Tagen unter T_{NAT} lagen und das synoptische Kältegebiet des Wirbels keine



räumliche Dynamik aufwies. Als Beispiel sei hier die Messung am 23. Jan. 1997 zwischen 00:00 und 02:45 UTC in Ny-Ålesund aufgeführt, die genau zwischen den Radiosondenmessungen um 11:00 UTC am 22. und 23. Jan. 1997 erfolgte, die in Abb.10.14 gezeigt sind.

Abb.10.14: Temperaturprofile über Ny-Ålesund, gemessen mit den Radiosonden am 22. und 23. Jan. 1997, jeweils 11:00 UTC, mit den Existenztemperaturen von NAT und STS.

Der Vergleich der PSC-Beobachtungen beider Stationen ergibt, dass Unterschiede im PSC-Auftreten offenbar trotz der gleichen Temperaturbedingungen bestehen. In Sodankylä treten bei gleichen synoptischen Temperaturbedingungen eher PSCs auf als über Ny-Ålesund.

[d] Stratosphärische Leewellen

Die Möglichkeit, dass die PSCs über Sodankylä aufgrund mesoskaliger Temperaturfluktuationen im Zusammenhang mit stratosphärischen Leewellen entstanden sind, kann in den betrachteten Fällen ausgeschlossen werden. Anhand der Leewellen-Statistik für den Januar 1997 (vgl. Kap.8, Abb.8.8) läßt sich ablesen, dass die Bedingungen zur Ausbreitung von stratosphärischen Leewellen an den ausgewählten Tagen nicht erfüllt sind. Zudem sind in den Temperaturprofilen aus Sodankylä keine Strukturen zu erkennen, die auf mesoskalige Wellenaktivität hindeuten.

Es ist festzuhalten, dass in Sodankylä und Ny-Ålesund vergleichbare Temperaturbedingungen vorlagen. Die unterschiedlichen PSC-Beobachtungen aus Sodankylä und Ny-Ålesund lassen sich nicht auf stratosphärische Leewellen zurückführen.

[e] Temperaturgeschichte

Es wäre denkbar, dass die Temperaturen zwar am Beobachtungsort identisch sind, die detektierten Luftpakete jedoch zuvor unterschiedliche Temperaturgeschichten erfahren haben. Diese Fragestellung wird im folgenden anhand von Rückwärtstrajektorien untersucht.

Die Berechnungen der Rückwärtstrajektorien beruhen auf den synoptischen Daten des ECMWF-Modells mit einer Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ und wurden vom Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin zur Verfügung gestellt. Auf verschiedenen isentropen Flächen wurden stündlich neben der geographischen Position auch die Temperatur bzw. die Differenz zur NAT-Existenztemperatur $[T - T_{NAT}]$ ermittelt. Hier werden nun die Rückwärtstrajektorien auf der 525 K -Fläche analysiert, die am Beobachtungsort einer Höhe von etwa 21.9 bis 22.5 km entsprechen. Damit wird am 12. und 17.Jan.1997 jeweils eine Höhe betrachtet, in der in Sodankylä eine PSC beobachtet wurde. Am 23.Jan.1997 liegt die 525 K -Fläche in Sodankylä bei 22.5 km, in Ny-Ålesund bei 22.0 km und damit in einer Höhe, in der die Temperatur in Sodankylä unter T_{NAT} nahe bei T_{STS} und in Ny-Ålesund sogar unter T_{STS} gemessen wird.

In den folgenden Abbildungen ist jeweils die Differenz zur NAT-Existenztemperatur für die letzten 24 Stunden vor Erreichen des Beobachtungsorts Sodankylä bzw. Ny-Ålesund gezeigt. Die geographische Position der detektierten Luftpakete entlang ihrer Trajektorie ist jeweils für die letzten 120 Stunden dargestellt.

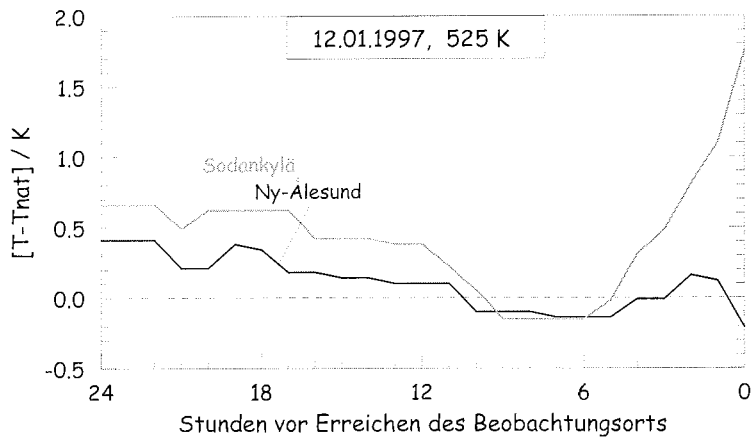


Abb.10.15: Temperaturdifferenz zur NAT-Existenztemperatur [gestrichelte Linie] entlang der Rückwärtstrajektorie auf der 525K-Fläche für Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz], Endpunkt am 12.Jan.1997, 12:00 UTC.

Aus Abb.10.15 ist ersichtlich, dass am **12.Jan.1997** T_{NAT} auf der Trajektorie nach Ny-Ålesund länger unterschritten ist als auf der Trajektorie nach Sodankylä. Zudem liegt die synoptische Temperatur beim Erreichen des Beobachtungsorts in Sodankylä deutlich über der NAT-Existenztemperatur, während sie in Ny-Ålesund darunter liegt. Die Untersuchung der Temperaturgeschichte spricht in diesem Fall also dafür, dass eine PSC eher über Ny-Ålesund als über Sodankylä auftreten sollte. Die PSC-Beobachtungen zeigen jedoch das Gegenteil.

Aus der geographischen Position der Luftpakete entlang der Trajektorie (Abb.10.16) geht hervor, dass die Sodankylä-Trajektorie entlang des Wirbelrandes verläuft. Auf der gezeigten 5-tägigen Rückwärtstrajektorie umrundet das Luftpaket den Wirbel ganz. Die Rückwärtstrajektorie aus Ny-Ålesund legt hingegen im gleichen Zeitraum eine deutlich geringere Strecke zurück und ist durch begrenzte Bewegungen im Wirbelzentrum gekennzeichnet.

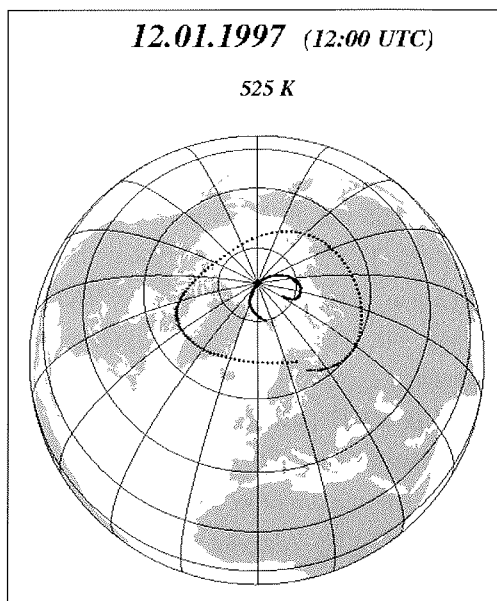


Abb.10.16: Geographische Position der Luftpakete entlang der 5-tägigen Rückwärtstrajektorien von Sodankylä und Ny-Ålesund am 12.Jan.1997, 12:00 UTC.

Die Temperaturdifferenz entlang der 525 K -Trajektorie am **17.Jan.1997** in Abb.10.17 zeigt, dass die NAT-Existenztemperatur vor Sodankylä deutlich tiefer und über einen längeren Zeitraum unterschritten war als vor Ny-Ålesund. Dadurch wird die Tatsache, dass an diesem Termin nur in Sodankylä eine PSC beobachtet wurde, plausibel erklärt.

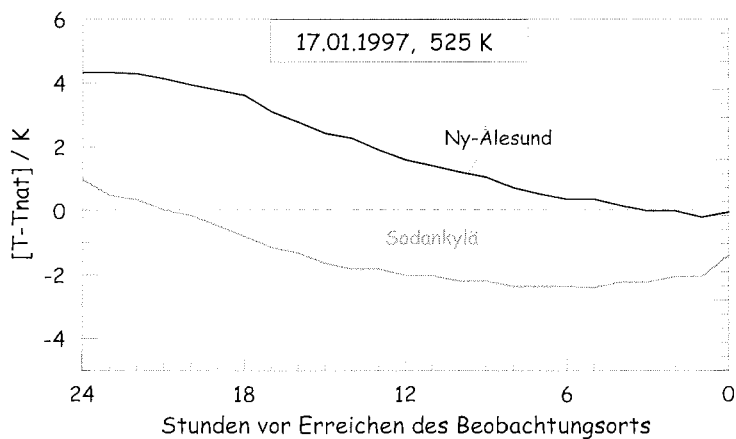


Abb.10.17: Temperaturdifferenz zur NAT-Existenztemperatur [gestrichelte Linie] entlang der Rückwärtstrajektorie auf der 525K-Fläche für Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz], Endpunkt am 17.Jan.1997, 12:00 UTC.

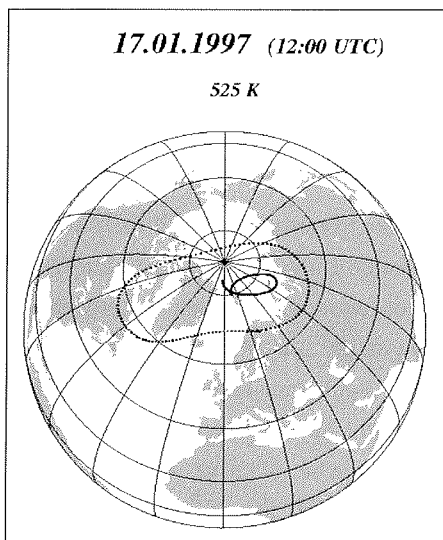


Abb.10.18: Geographische Position der Luftpakete entlang der 5-tägigen Rückwärtstrajektorien von Sodankylä und Ny-Ålesund am 17.Jan.1997, 12:00 UTC.

Anhand von Abb.10.18 ist festzustellen, dass die Rückwärtstrajektorie vor dem Erreichen von Sodankylä wiederum den Polarwirbel einmal entlang des Wirbelrandes umrundet hat. Dabei zeigt die Trajektorie aus Ny-Ålesund, dass das Luftpaket Ny-Ålesund von Norden aus erreicht hat. Das Luftpaket hat daher das Kältegebiet nur kurzzeitig durchlaufen, bevor es die Station erreichte (vgl. Abb.10.11). Die

Lage des Wirbels war in den 5 Tagen, die der Berechnung der Rückwärtstrajektorien zugrunde liegen, sehr stabil, denn beide Luftpakete hatten ihren jeweiligen Endpunkt wenige Tage zuvor schon einmal überquert.

Am **23. Jan. 1997** liegt die Temperatur eines Luftpakets auf der 525K-Fläche vor Ny-Ålesund mehr als 12 Stunden unterhalb von T_{NAT} , während auf der Trajektorie nach Sodankylä T_{NAT} gerade erst vor Erreichen des Beobachtungsorts unterschritten wird (Abb.10.19). An diesem Termin wurde auf der 525 K -Fläche an keiner der beiden Stationen eine PSC beobachtet. In Sodankylä wurden jedoch zwischen 24 und 27 km PSCs vom Typ I a bzw. vom Typ II detektiert, obwohl zwischen 24 und 25.6 km die NAT-Existenztemperatur nicht unterschritten war.

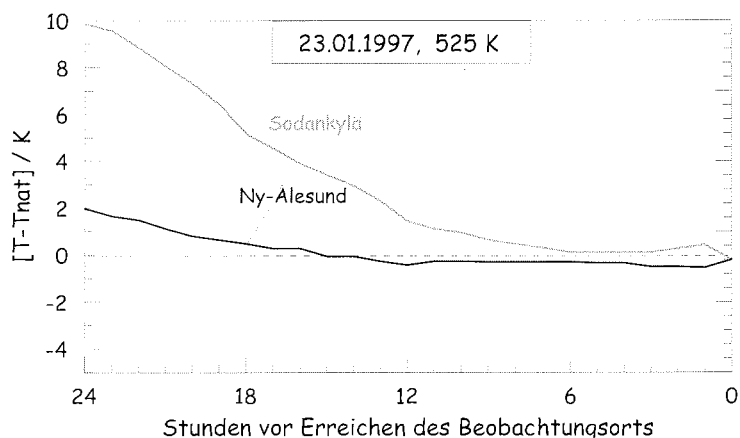


Abb.10.19: Temperaturdifferenz zur NAT-Existenztemperatur [gestrichelte Linie] entlang der Rückwärtstrajektorie auf der 525K-Fläche für Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz], Endpunkt am 23. Jan. 1997, 12:00 UTC.

10.4.1 Ergebnisse des Vergleichs von Wirbelzentrum und Wirbelrand

Es wurden Fälle untersucht, bei denen an beiden Stationen Lidarmessungen durchgeführt wurden, jedoch nur in Sodankylä PSCs beobachtet wurden. An den ausgewählten Terminen, dem 12., dem 17. und dem 23. Jan. 1997, waren die synoptischen Temperaturen in Sodankylä und Ny-Ålesund gleich mit $T < T_{NAT}$. Auch die Temperaturprofile der Radiosondenmessungen weisen vergleichbare stratosphärische Temperaturen auf. An den untersuchten Tagen konnte eine durch das skandinavische Gebirge hervorgerufene Leewellen-Aktivität ausgeschlossen werden. Der Unterschied der PSC-Beobachtungen beruht daher nicht auf Temperaturfluktuationen stratosphärischer Leewellen. Die unterschiedlichen PSC-Beobachtungen lassen sich für die einzelnen Fälle unterschiedlich erklären.

- **12.Jan.1997**

In Sodankylä wurden PSCs zwischen 21 und 23 km sowie zwischen 25 und 25.5 km detektiert. Die synoptische Temperaturverteilung weist an diesem Tag über Sodankylä und Ny-Ålesund die gleichen Werte auf. Die Radiosondenmessungen ergeben, dass die Temperatur zwischen 21 und 23 km über Ny-Ålesund geringer ist als über Sodankylä. Die Temperatur entlang der Rückwärtstrajektorien zeigt für die Station Ny-Ålesund einen längeren Zeitraum mit Temperaturen unter T_{NAT} . Aus diesen Gründen ist hier offensichtlich nicht die Temperatur Ursache der unterschiedlichen PSC-Beobachtungen. Der einzige Unterschied zwischen den beiden Stationen ist ihre Lage relativ zum polaren Wirbel. Die Luftmassen über Ny-Ålesund liegen im Wirbelzentrum, während die Luftmassen über Sodankylä zum Wirbelrand zählen, wie sich aus den Rückwärtstrajektorien in Abb.10.16 entnehmen läßt. In Kapitel 10.2 wurde erläutert, dass am Wirbelrand mehr Wasserdampf vorhanden ist als im Wirbelzentrum. Ein höheres Wasserdampf-Mischungsverhältnis erhöht die Wahrscheinlichkeit der PSC-Bildung, weil es die NAT-Existenztemperatur anhebt. Bei gleichen Temperaturbedingungen ist daher am Wirbelrand die Entstehung von PSCs begünstigt. Der Wirbelrand und damit die Region erhöhter Wasserdampfkonzentration am 12.Jan.1997 ist in Abb.10.20 für die 550 K -Fläche dargestellt.



Abb.10.20: 500K-Fläche am 12.Jan.1997, dunkelgrau schattiert ist der Wirbelrand, d.h. hier PV-Werte von 60 bis 80 nach Lait bzw. etwa 46 bis 61 PVU nach Ertel.

Da bei dem untersuchten Fall die Temperaturbedingungen identisch sind, ist davon auszugehen, dass über Sodankylä aufgrund seiner Lage am Wirbelrand PSCs entstehen konnten, da mehr Wasserdampf zur Verfügung stand und so T_{STS} und T_{NAT} zu höheren Temperaturen verschoben waren.

Ebenso läßt sich argumentieren, dass der Wasserdampfgehalt im Wirbelzentrum geringer ist, so dass dort T_{STS} und T_{NAT} zu niedrigeren Temperaturen verschoben sind. Wie schon bei den Wassereis-PSCs kann das geringere Wasserdampf-Mischungsverhältnis die Abwesenheit von PSCs über Ny-Ålesund erklären.

Während im Wirbelzentrum die Bildung von PSCs aufgrund des geringeren Wasserdampfgehalts erschwert ist, wird die Entstehung und Existenz von PSCs am Wirbelrand durch hohe Wasserdampf-Mischungsverhältnisse begünstigt.

• **17.Jan.1997**

Die Untersuchung der 525 K -Fläche ist am 17.Jan.1997 besonders interessant, da es sich um die Höhe handelt, in der die Temperaturen der Radiosondenmessungen in Sodankylä und Ny-Ålesund annähernd gleich sind (zwischen T_{NAT} und T_{STS}). Zudem ist damit der untere Höhenbereich erfaßt, in dem in Sodankylä eine PSC detektiert wird. Auch die synoptischen 30 hPa -Temperaturen sind an beiden Stationen identisch. Die Analyse der Temperaturgeschichten hat allerdings gezeigt, dass die Luftmasse, in der über Sodankylä eine PSC detektiert wird, längere Zeit bei tieferen Temperaturen zugebracht hat als die analoge Luftmasse über Ny-Ålesund. Anhand der Trajektorien in Abb.10.18 ist zu erkennen, dass das Luftpaket, das über Sodankylä detektiert wurde, in der Randzone des Wirbels transportiert wurde. Damit gilt wiederum, dass in dieser Luftmasse mehr Wasserdampf vorhanden ist. Die über Ny-Ålesund detektierte Luftmasse wurde von Norden an die Station heran transportiert und hat damit nur für sehr kurze Zeit das Kältegebiet des Wirbels erfaßt.

Für die Station Ny-Ålesund ist eine solche Situation insbesondere dann gegeben, wenn der Polarwirbel eine gewisse Baroklinität aufweist, wenn also Druck- und Temperaturflächen nicht parallel verlaufen, d.h. wenn gilt

$$\bar{\nabla}p \times \bar{\nabla}T \neq 0. \quad [\text{Gl.10.2}]$$

Dieser Fall ist gerade am 17.Jan.1997 gegeben, was in Abb.10.21 zu sehen ist. Sowohl Sodankylä als auch Ny-Ålesund liegen im Kältegebiet des Wirbels. Das Strömungsmuster des Wirbels ist zum Temperaturfeld versetzt, was zur Folge hat, dass die Luftmassen am Rand des Wirbels über Grönland und dem Atlantik das Kältegebiet durchqueren. Die Luftmassen im Wirbelzentrum hingegen berühren das Kältegebiet nur im Bereich Spitzbergens und der Barents-See. Unter diesen Voraussetzungen ist die Bildung von PSCs im Zentrum des Polarwirbels kaum möglich, da die NAT-Existenztemperatur nicht ausreichend lange und nicht ausreichend tief unterschritten wird. Hingegen ist die PSC-Bildung am Rand des Polarwirbels unter diesen Bedingungen begünstigt.

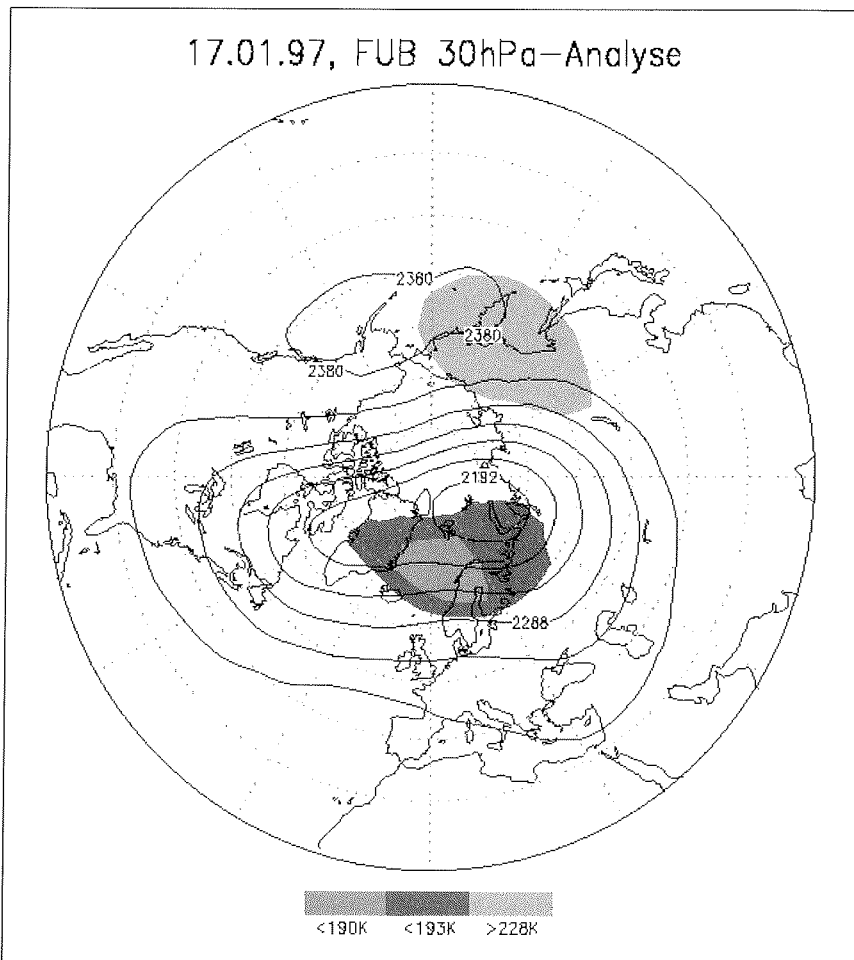


Abb.10.21: Geopotentielle Höhe [Konturen] und Temperatur [schattiert] auf der 30 hPa –Fläche am 17.Jan.1997, basierend auf der Analyse der FU Berlin (Inst. f. Meteorologie). Das Kältezentrum ist vom Wirbelzentrum verschoben, auch das Wärmezentrum stimmt nicht mit dem Zentrum des Hochdruckgebiets überein. Eine Farbversion kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden.

Bei starker Baroklinität des Polarwirbels sind die Bedingungen zur PSC-Bildung im Wirbelzentrum erschwert, während die Voraussetzungen zur PSC-Entstehung am Wirbelrand günstig sind.

In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, dass der Polarwirbel auf der Südhemisphäre wegen der geringeren dynamischen Aktivität selten baroklin ist. Statt dessen sind das antarktische Wirbel- und Kältezentrum zumeist symmetrisch am Pol angeordnet und entsprechend barotrop.

- **23.Jan.1997**

Die Temperaturen in der unteren Stratosphäre bis etwa 24 km sind über Ny-Ålesund weitgehend niedriger als über Sodankylä, zwischen 21.5 und 22.5 km liegen sie sogar deutlich unter T_{STS} . Nach der gängigen Theorie zur Entstehung verschiedener PSC-Partikel (vgl.Kap.3.4.1) bilden sich unterhalb von T_{STS} flüssige STS-Tröpfchen des PSC Typs I b. Im entsprechenden Höhenbereich wurde jedoch keine PSC detektiert. Für Ny-Ålesund ist hier, wie im Fall der Wassereis-PSCs in Kapitel 10.3, anzuführen, dass ein niedrigerer Wasserdampfgehalt $w_{H_2O} < 5 \text{ ppmv}$ die STS-Existenztemperatur zu tieferen Temperaturen verschoben hat, so dass die Temperaturbedingungen zur Partikelbildung nicht erfüllt waren.

Der gleiche Effekt gilt in diesem Fall auch für Sodankylä: hier ist zwischen 21.5 und 24 km T_{NAT} unterschritten, zum Teil sogar T_{STS} , jedoch wird in diesem Höhenbereich keine PSC beobachtet. In den Tagen zuvor wurden am Wirbelrand im skandinavischen Raum verschiedene Ereignisse des PSC Typs II beobachtet, beispielsweise am 9.Jan.1997 nahe Kiruna, Nordschweden, (Wirth *et al.*, 1999) und in Sodankylä am 22.Jan.1997 (vgl.Kap.8.4.2). Die Sedimentation von Eispartikeln des PSC Typs II führt zu einer Dehydrierung der PSC-Schichten (Vömel *et al.*, 1997). Im betrachteten Höhenbereich ist dadurch kaum Wasserdampf zur Kondensation vorhanden, die PSC-Partikelbildung am 23.Jan.1997 wird unterhalb von 24 km unterbunden.

Statt dessen werden allerdings in Sodankylä zwischen 24 und 27 km Höhe PSCs vom Typ I a und vom Typ II detektiert, obwohl die Temperaturen der Radiosondenmessung nicht ausreichend niedrig sind. Hier können mehrere Effekte die Partikelbildung unterstützen. Zum einen wirkt in dieser für PSCs sehr hohen Region die Rehydrierung aus der oberen Stratosphäre, so dass durch eine Anreicherung von Wasserdampf die Existenztemperaturen zu höheren Temperaturen verschoben werden. Zum anderen können hier mesoskalige Strukturen am Wirbelrand angeführt werden, die durch die Konturadvektions-Simulation sichtbar werden. Die Abbildung 10.22 zeigt die 7-tägige Konturadvektion der potentiellen Vorticity für den 23.Jan.1997 auf der 625 K –Fläche ($\approx 26.5 \text{ km}$). Im Bereich Finnlands sind verschiedene Luftmassen in Filamentstruktur durchmischt.

Aus dem direkten Vergleich der PSC-Beobachtungen in Sodankylä und Ny-Ålesund, sowie den Betrachtungen zu den in Sodankylä auftretenden bzw. in Ny-Ålesund nicht auftretenden Wassereis-PSCs (Kap.8.4 und Kap.10.3) läßt sich schließen, dass die Entstehung von PSCs am Rand des arktischen Wirbels gegenüber dem Wirbelzentrum begünstigt ist.

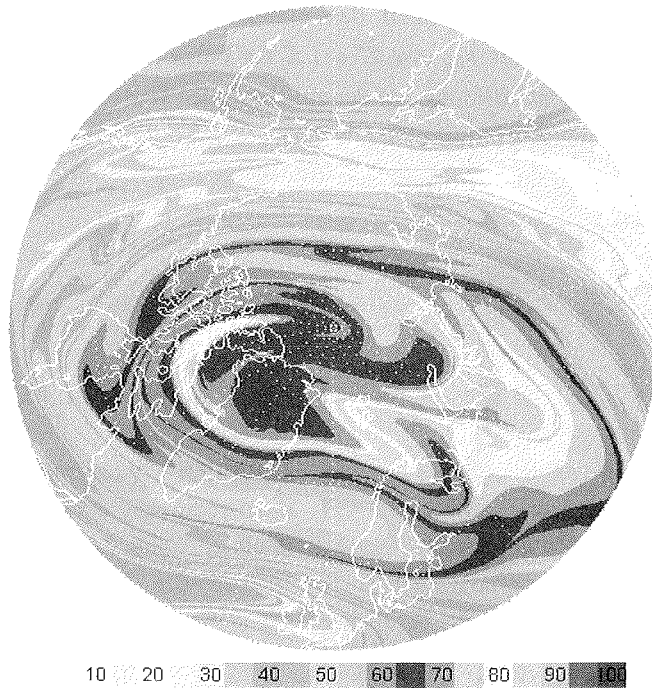


Abb.10.22: Konturadvektions-Simulation vom 16.01.1997 + 168 h auf der 625 K -Fläche, der Tracer ist die PV nach Lait. Eine Farbversion der Abbildungen kann unter der vorne angegebenen Adresse bezogen werden.

10.5 Entwicklung von Wasserdampf und Temperaturen in der Stratosphäre

Wie in diesem Kapitel verdeutlicht wurde, ist das Wasserdampf-Mischungsverhältnis in der polaren Stratosphäre von großer Bedeutung für die Existenz polarer Stratosphärenwolken. Je mehr Wasserdampf vorhanden ist, desto eher können sich PSC-Partikel bilden.

In den letzten Jahrzehnten wurde eine Zunahme des stratosphärischen Wasserdampfes beobachtet (*Oltmans und Hofmann, 1995; Oltmans et al., 2000; Michelsen et al., 2000; Rosenlof et al., 2000; Smith et al., 2000*), wobei sich die Zunahme global auf 1% pro Jahr beläuft (*Rosenlof et al., 2000*).

Die über Boulder, Colorado, in den Jahren 1980 bis 2000 beobachtete Zunahme stratosphärischen Wasserdampfes ist in Abb.10.23 dargestellt (aus *Oltmans et al., 2000*). Eine Untersuchung, die zehn verschiedene Datensätze aus ballon- und satellitengestützten Messungen kombiniert, zeigt diesen positiven Trend des stratosphärischen H₂O seit 1954 (*Rosenlof et al., 2000*). Eine Folgerung daraus ist, dass der stratosphärische Wasserdampf in den letzten 45 Jahren um etwa 2 ppmv zugenommen

hat. Es sei an dieser Stelle daran erinnert, dass eine Differenz von $\Delta_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ ppmv eine Erhöhung des Eisgefrierpunktes T_{Eis} um $\Delta T = 1 \text{ K}$ zur Folge hat. Abgesehen von diesem direkten Einfluß auf die PSC-Bildung hat der zunehmende Wasserdampf auch indirekte Auswirkungen auf die polaren Stratosphärenwolken.

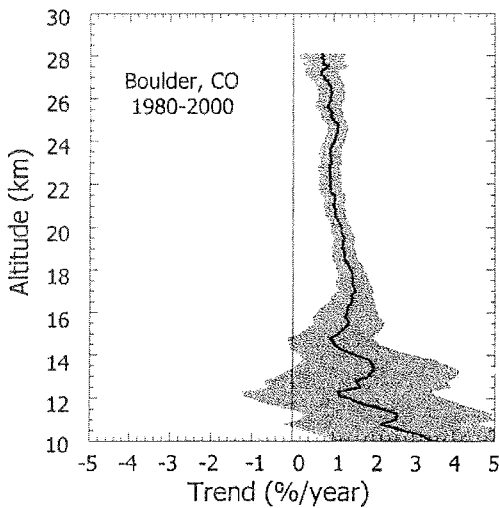
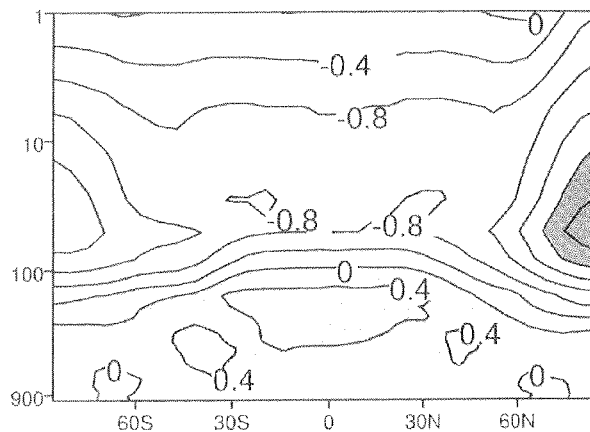


Abb.10.23: Prozentualer Trend der stratosphärischen H_2O -Vertikalprofile über Boulder, Colorado, während der Jahre 1980-2000, in 250 m -Auflösung [schwarz] mit 95% Vertrauensintervall [schattiert] (aus Oltmans et al., 2000).

Wasserdampf ist ein bedeutendes Treibhausgas, d.h. es absorbiert die infrarote Strahlung der Erde und strahlt selbst im Infraroten aus, was eine Erwärmung der Troposphäre zur Folge hat. In der Stratosphäre bewirken die Treibhausgase jedoch eine Strahlungskühlung (Shindell et al., 1998). Die Zunahme stratosphärischen Wasserdampfes ist daher mit einer Abkühlung der Stratosphäre verbunden, was beispielsweise das Ergebnis einer Modellrechnung in Abb.10.24 zeigt (nach Forster und Shine, 1999). Dafür wurde in einem globalen Zirkulationsmodell die Temperaturänderung bei Anstieg des stratosphärischen H_2O -Mischungsverhältnisses von $\text{H}_2\text{O} = 6.0$ auf 6.7 ppmv simuliert.

Abb.10.24: Die mit einem globalen Zirkulationsmodell simulierte Temperaturzunahme [in K] bei vorgegebener Erhöhung des Wasserdampfes um $\Delta_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7$ ppmv. hellgrau schattiert: Temperaturzunahme; dunkelgrau schattiert: Temperaturabnahme $\Delta T < -2 \text{ K}$ (aus Forster und Shine, 1999).



Wie aus Abb.10.24 zu entnehmen ist, hat der zusätzliche Wasserdampf eine Abkühlung der Stratosphäre zur Folge, die im Bereich des arktischen Polarwirbels mehr als $\Delta T = -2 \text{ K}$ beträgt. Niedrigere Temperaturen in der Stratosphäre haben aber wiederum Auswirkungen auf die PSC-Häufigkeit insbesondere in der Arktis, wo die Temperaturen derzeit noch nicht in jedem Winter tief genug für die PSC-Bildung sind. Die Zunahme stratosphärischen Wasserdampfes fördert so die PSC-Existenz einerseits durch Anheben der Existenztemperatur T_{Eis} bzw. T_{NAT} und andererseits durch Senken der Umgebungstemperatur.

Die Zunahme des Wasserdampfes hat mehrere Ursachen. Die wichtigste Quelle stratosphärischen Wasserdampfes ist die Oxidation von Methan. Methan, ebenfalls ein Treibhausgas, wird als Produkt verschiedener Faulprozesse in die Atmosphäre abgegeben. Die bedeutendsten Quellen sind anthropogenen Ursprungs (z.B. Reisanbau), und die beobachtete Methanzunahme ist mit der wachsenden Erdbevölkerung korreliert. Jedoch kann mit der steigenden Methanbelastung nur ein Teil der beobachteten H_2O -Zunahme erklärt werden (*Nedoluha, 1998; Rosenlof et al., 2000*).

Die zweite wichtige Quelle stratosphärischen Wasserdampfes ist der direkte Eintrag aus der Troposphäre in den Tropen (vgl. Kap.10.1). Hier ist auch die zweite wichtige Ursache für die Zunahme stratosphärischen Wasserdampfes zu suchen, nämlich der verstärkte Transport von Wasserdampf von der Troposphäre in die Stratosphäre. Die beobachteten stratosphärischen H_2O -Mischungsverhältnisse sind erklärbar unter der Annahme, dass die Tropopausentemperatur in den tropischen Regionen um 0.1 K pro Jahr zugenommen hat (*Nedoluha, 1998*).

Eine weitere Quelle stratosphärischen Wasserdampfes sind Emissionen des Luftverkehrs (*Danilin et al., 1998*). Bezüglich der stratosphärischen H_2O -Zunahme spielt der Luftverkehr z.Z. noch eine geringe Rolle (*Rosenlof et al., 2000*). Deutliche Auswirkungen können allerdings hervorgerufen werden, wenn es tatsächlich zum Einsatz einer Luftverkehrs-Flotte von Überschallflugzeugen kommt, deren Flughöhe oberhalb der Tropopause liegt.

Niedrigere Temperaturen im Bereich der polaren Stratosphäre werden nicht nur durch Wasserdampf und andere Treibhausgase hervorgerufen. Die Temperaturverteilung der Stratosphäre ist auf die Absorption solarer Strahlung durch Ozon zurückzuführen (vgl.Kap.1). Die Zerstörung der polaren Ozonschicht hat dementsprechend eine Abkühlung der Stratosphäre zur Folge (*Randel und Wu, 1999; Langematz, 2000*). Tatsächlich wird ein möglicher Trend zu niedrigeren Temperaturen in der Stratosphäre beobachtet (*Pawson und Naujokat, 1999*). Hier ergibt sich eine Rückkopplung, denn die niedrigeren Temperaturen begünstigen die Bildung von polaren Stratosphärenwolken, so dass verstärkt Chloraktivierung stattfindet und dadurch Ozon zerstört wird.

Zudem wird eine größere Persistenz der polaren Wirbel seit Mitte der 80er Jahre beobachtet, d.h. die Wirbel existieren über einen längeren Zeitraum in den Frühling hinein (*Waugh et al., 1999*). Diese Persistenz ist allerdings differenziert zu betrachten. Während in der Südhemisphäre das antarktische Ozonloch und die entsprechend tieferen Stratosphärentemperaturen für die größere Stabilität des Wirbels verantwortlich sind, spielen in der Nordhemisphäre dynamische Einflüsse durch Wellenaktivität eine zusätzliche wichtige Rolle (*Zhou et al., 2000*).

Die geschilderten Zusammenhänge lassen annehmen, dass der polare Ozonabbau auch in der Nordhemisphäre zukünftig drastisch zunehmen wird. Diese Prognose ist allerdings durch Beobachtungen bezüglich der stratosphärischen Chlorbeladung zu relativieren. Obwohl der Chlorgehalt in der Stratosphäre aufgrund der langen Lebensdauer der FCKW noch hoch ist, läßt sich eine Stagnation der Zunahme bzw. zum Teil sogar schon ein Rückgang der atmosphärischen FCKW-Beladung beobachten, was auf die Beschränkungen der FCKW-Produktion entsprechend den Vereinbarungen des Montrealer Protokolls von 1987 und dessen Folgeprotokollen zurückzuführen ist. Modellberechnungen prognostizieren, dass die stratosphärische Chlorbeladung bis zum Jahr 2050 auf Werte zurückgeht, die vor Auftreten des Ozonlochs vorlagen (*Engel und Schmidt, 1999*). Die Prognose beruht auf Messungen der 7 wichtigsten Chlor-Quellgase sowie auf der Annahme, dass die vom Montrealer Protokoll vorgegebenen und in Folgeprotokollen ausgeweiteten Einschränkungen eingehalten werden.

Wie das komplexe System des polaren Ozons auf diese Entwicklung reagiert, ist unklar. In jedem Fall wird in den nächsten Jahren der arktische Ozonabbau von der stratosphärischen Wasserdampf- und Temperaturentwicklung abhängen, die direkten Einfluß auf die Bildung polarer Stratosphärenwolken haben.

Kapitel 11

Zusammenfassung

An den Partikeloberflächen polarer Stratosphärenwolken (PSCs) werden passive Reservoirgase aktiviert, so dass sie unter Einwirkung solarer Strahlung Ozon zerstören können. PSCs entstehen im polaren Wirbel, der sich in beiden Hemisphären jeweils über dem Winterpol bildet. Ihre Entstehung ist abhängig von der Temperatur, aber auch vom vorhandenen stratosphärischen Wasserdampf sowie in geringerem Maße vom HNO_3 -Mischungsverhältnis. Aufgrund der geographischen Bedingungen entwickelt sich der Polarwirbel über der Antarktis zumeist ungestört, so dass hier sehr tiefe Temperaturen auftreten, die die Existenz von PSCs in jedem Winter ermöglichen. Der arktische Polarwirbel hingegen ist aufgrund der ausgeprägteren Wellenaktivität der Nordhemisphäre häufig gestört. In den meisten arktischen Wintern ereignen sich Stratosphärenwärmungen verschiedener Stärke, und aufgrund des Aläuten-Hochs ist der Polarwirbel vom Pol verschoben. Die dynamische Aktivität des Polarwirbels hat zur Folge, dass die stratosphärischen Temperaturen nicht in jedem Winter bzw. häufig nicht über lange Zeiträume die PSC-Existenztemperatur unterschreiten.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Messungen von polaren Stratosphärenwolken während drei arktischer Winter durchgeführt. In den Wintern 1997/1998 und 1998/1999 wurde dafür das Lidarsystem in Sodankylä, Finnland, verwendet. Im Winter 1999/2000 wurde das Lidarsystem in Ny-Ålesund, Spitzbergen, genutzt. Während der Meßwinter 1997/1998 und 1998/1999 in Sodankylä traten mehrere große Stratosphärenwärmungen auf, die zur Folge hatten, dass PSCs nur vereinzelt auftraten. Hingegen war der Winter 1999/2000 durch einen stabilen, kalten Polarwirbel gekennzeichnet, so dass in Ny-Ålesund über mehrere Wochen hinweg PSCs beobachtet werden konnten. Neben den Beobachtungen von PSCs aus festen und/oder flüssigen Partikeln, also den PSC Typen I a und I b sowie PSC Typ I a/b -Mischungen und PSCs mit „Sandwich-Struktur“, wurden am 24./25. Januar und 26./27. Januar 2000 jeweils außergewöhnliche PSC- Ereignisse

detektiert, die aus festen, bemerkenswert großen Partikeln bestanden. Diese Partikel konnten mit den 10 - 20 μm großen PSC-Partikeln („*NAT-Rocks*“) in Verbindung gebracht werden, die im Rahmen der THESEO-2000-Meßkampagne bei *in-situ* Messungen identifiziert wurden. Aufgrund ihrer Größe sedimentieren diese *NAT-Rocks* und führen so zur Denitrifizierung stratosphärischer Schichten. Die Denitrifizierung bewirkt, dass der katalytische Ozonabbau nicht mehr durch Reaktionen gebremst werden kann, an denen stickstoffhaltige Spezies beteiligt sind. Im Frühjahr 2000 wurde entsprechend starker Ozonabbau in der Arktis beobachtet.

Auf die Lidarmessungen mehrerer Jahre aufbauend wurde erstmals ein Vergleich zwischen den beobachteten PSC-Ereignissen in Sodankylä und Ny-Ålesund vorgenommen. Dabei hat sich ergeben, dass es Unterschiede im PSC-Auftreten gibt, die auf die Lage der Meßstationen relativ zum polaren Wirbel zurückzuführen sind. So wurden in Sodankylä immer PSCs vom Typ II (Wassereis-PSCs) beobachtet, sobald die Temperaturen in einem Höhenbereich unter dem Eisgefrierpunkt T_{Eis} lagen. Obwohl in Ny-Ålesund an mehreren Tagen Temperaturen mit der Radiosonde gemessen wurden, die deutlich unter T_{Eis} lagen, wurden nie PSCs vom Typ II detektiert. Zudem gibt es Fälle, bei denen an beiden Stationen bei sehr ähnlichen Temperaturbedingungen Messungen mit dem Lidar durchgeführt wurden, jedoch nur über Sodankylä PSCs auftraten. Aus diesen Beobachtungen folgt, dass die Entstehung von PSCs über Sodankylä begünstigt ist.

Während sich das Wirbelzentrum in diesen Fällen über Ny-Ålesund befindet, liegt der Wirbelrand gerade über Sodankylä. Die unterschiedlichen PSC-Beobachtungen sind daher auf dynamische Prozesse am Rand des polaren Wirbels zurückzuführen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden 3 mögliche Prozesse untersucht, die eine Entstehung von PSCs am Wirbelrand fördern können:

- Stratosphärische Leewellen
- Filamentstrukturen
- Erhöhtes Wasserdampf-Mischungsverhältnis

Unter der Voraussetzung eines entsprechenden Windprofils werden am skandinavischen Gebirgsrücken Leewellen angeregt, die sich in die Stratosphäre ausbreiten können, wenn die Atmosphäre stabil geschichtet ist. Es konnte gezeigt werden, dass die mit dem Lidar in Sodankylä gemessenen PSCs vom Typ II aufgrund von Temperaturfluktuationen entstanden sind, die durch stratosphärische Leewellen ausgelöst wurden.

Mit Hilfe der Konturadvektions-Simulation lassen sich Regionen von Filamentbildung am polaren Wirbel berechnen. Luftmassen, als faserartige Strukturen sichtbar gemacht, werden aufgrund von Wellenbrechen als Extrusion aus dem Polarwirbel heraus gezogen oder als Intrusion in den Wirbel hinein transportiert. Im Bereich der Filamentbildung

liegen so Luftmassen mit unterschiedlichen Parametern wie Spurengas-Konzentration und Temperaturgeschichte dicht nebeneinander vor. Da die Partikeldichte und -größe einer PSC maßgeblich von diesen Parametern abhängig ist, weisen die im Bereich der Filamentbildung detektierten PSCs eine starke zeitliche Variation ihrer Strukturen auf. Eine erhöhte oder verminderte PSC-Wahrscheinlichkeit aufgrund von Extrusionen oder Intrusionen konnte, basierend auf den PSC-Beobachtungen der Winter 1996/1997 bis 1998/1999 in Sodankylä, nicht nachgewiesen werden.

Die Tatsache, dass in Ny-Ålesund bislang trotz Unterschreiten des Eisgefrierpunkts (mit $\text{H}_2\text{O} = 5 \text{ ppmv}$) keine Wassereis-PSCs gemessen wurden und auch Fälle existieren, in denen unter gleichen Temperaturbedingungen nur über Sodankylä PSCs auftreten, ist auf das unterschiedliche Wasserdampf-Mischungsverhältnis von Wirbelzentrum und Wirbelrand zurückzuführen. Maximale H_2O -Mischungsverhältnisse treten aufgrund einer stärkeren Absinkbewegung im Randbereich des Wirbels auf. Dadurch ist hier der Eisgefrierpunkt zu höheren Temperaturen verschoben, so dass PSCs schon bei höheren Temperaturen auftreten können. Im Gegensatz dazu ist das H_2O -Mischungsverhältnis im Zentrum des Wirbels niedriger, so dass der Eisgefrierpunkt zu tieferen Temperaturen verschoben ist. Die Bildung von Wassereis-PSCs ist dadurch erschwert.

Durch die Kombination der experimentellen Ergebnisse des Lidarverfahrens mit meteorologischen Ansätzen der Atmosphärendynamik konnte ein differenziertes Bild der PSC-Existenz im nordhemisphärischen Polarwirbel aufgezeigt werden. Die Resultate dieser Arbeit tragen damit zur Aufklärung der komplexen Zusammenhänge von Chemie und Dynamik der Atmosphäre bei.

In den letzten Jahren wird eine Zunahme stratosphärischen Wasserdampfs beobachtet, die auf zweifache Art Einfluß auf die PSC-Häufigkeit und damit auf den Ozonabbau in der Arktis hat. Zum einen werden die PSC-Existenztemperaturen zu höheren Temperaturen verschoben, zum anderen bewirkt Wasserdampf als Treibhausgas eine Abkühlung der Stratosphäre. Diese Zusammenhänge lassen erkennen, dass die zukünftige Entwicklung der arktischen Ozonschicht in komplexer Weise von den anthropogenen Emissionen abhängig ist.

Abkürzungsverzeichnis

AAOE	<i>Airborne Antarctic Ozone Experiment</i>
AASE	<i>Airborne Arctic Stratosphere Expedition</i>
AO	<i>Arctic Oscillation, Arktische Oszillation</i>
ATMOS	<i>Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy</i>
ECMWF	<i>European Centre for Mediumrange Weatherforecast</i>
ENSO	<i>El Niño – Southern Oscillation</i>
FCKWs	Fluorchlorkohlenwasserstoffe
HALOE	<i>Halogen Occultation Experiment</i>
LIMS	<i>Limb Infrared Monitor of the Stratosphere</i>
MIPAS	<i>Michelson Interferometer für Atmosphärische Sondierung</i>
MLS	<i>Microwave Limb Sounder</i>
NAT	<i>Nitric Acid Trihydrate, Salpetersäuretrihydrat</i>
NMC	<i>National Meteorological Centre</i>
PV	Potentielle Vorticity
SAONAS	<i>Stratospheric Aerosols and Ozone in the Northern and Southern Hemisphere</i>
SOLVE	<i>SAGE III Ozone Loss and Validation Experiment</i>
STS	<i>supercooled ternary solution, unterkühlte ternäre Lösung</i>
THESEO-2000	<i>Third European Stratospheric Experiment on Ozone</i>
QBO	<i>quasi-biennial Oscillation</i>

Literaturverzeichnis

Abbas, M.M., H.A.Michelsen, M.R.Gunson, M.C.Abrams, M.J.Newchurch, R.J.Salawitch, A.Y.Chang, A.Goldman, F.W.Irion, G.L.Manney, E.J.Moyer, R.Nagaraju, C.P.Rinsland, G.P.Stiller, R.Zander (1996): Seasonal variations of water vapor in the lower stratosphere inferred from ATMOS/ATLAS-3 measurements of H₂O and CH₄. *Geophys.Res.Let.*, 23, 2401-2404

Aellig, C.P., J.Bacmeister, R.M.Bevilacqua, M.Dachler, D.Kriebel, T.Pauls, D.Siskind, N.Kämpfer, J.Langen, G.Hartmann, A.Berg, J.H.Park, J.M.Russell III (1996): Space-borne H₂O observations in the Arctic stratosphere and mesosphere in the spring of 1992. *Geophys.Res.Let.*, 23, 2325-2328

Anderson, J.G., W.H.Brune, M.H.Proffitt (1989): Ozone destruction by chlorine radicals within the antarctic vortex: the spatial and temporal evolution of ClO-O₃ anticorrelation based on ER-2 data. *J.Geophys.Res.*, 94, 11465-11479

Ansmann, A., F.Wagner, U.Wandinger, I.Mattis (1996): Pinatubo aerosol and stratospheric ozone reduction: Observations over Central Europe. *J.Geophys.Res.*, 101, 18775-18785

Appenzeller, C., H.C.Davies, W.A.Norton (1996): Fragmentation of stratospheric intrusions. *J.Geophys.Res.*, 101, 1435-1456

Appenzeller, C., J.R.Holton (1997): Tracer lamination in the stratosphere: A global climatology. *J.Geophys.Res.*, 102, 13555-13569

Arnold, F. (1980): Multi-ion complexes in the stratosphere- implications for trace gases and aerosols. *Nature*, 284, 610-611

Bacmeister, J.T., M.R.Schoeberl, L.R.Lait, P.A.Newman, B.Gary (1990): Small-scale waves encountered during AASE. *Geophys.Res.Let.*, 17, 349-352

Bates,D., M.Nicolet (1950): The photochemistry of atmospheric water vapor. *J.Geophys.Res.*, 55, 301-327

Beer, T. (1974): *Atmospheric Waves*. Adam Hilger Verlag, 1974, ISBN 0-85274-238-X

Berkshire, F.H., F.W.G.Warren (1970): Some aspects of linear lee wave theory for the stratosphere. *Quart.J.R.Met.Soc.*, 96, 50-66

Biele, J. (1998): *Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung*. Dissertation, Freie Universität Berlin

Biele, J., A.Tsias, B.P.Luo, K.S.Carslaw, R.Neuber, G.Beyerle, T.Peter (2001): Non-equilibrium coexistence of solid and liquid particles in Arctic stratospheric clouds. *J.Geophys.Res.*, submitted 2000, to appear 2001

BMBF (1999): *10Jahre Deutsche Ozonforschung 1989-1999*, Bundesministerium für Bildung und Forschung. Verlag für Marketing und Kommunikation GmbH, Worms 1999, ISBN 3-9806997-0-6

Born, M., E.Wolf (1970): *Principles of Optics*, 4th edition. Pergamon Press, Oxford

- Brasseur, G., S.Solomon (1984): *Aeronomy of the Middle Atmosphere*. D.Reidel Publishing Company Dordrecht / Boston / Lancaster, 1984, ISBN 90-277-1767-2
- Browell, E.V., C.F.Butler, S.Ismail, P.A.Robinette, A.F.Carter, N.S.Higdon, O.B.Toon, M.R.Schoeberl, A.F.Tuck (1990): Airborne lidar observations in the wintertime Arctic stratosphere: polar stratopsheric clouds. *Geophys.Res.Let.*, 17, 385-388
- Buchholtz, A. (1995): Rayleigh scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.*, 34, 2765-2773
- Cariolle, D., Muller, S., Cayla, F. (1989): Mountain waves, polar stratospheric clouds, and ozone depletion over Antarctica. *J.Geophys.Res.*, 94, 11233-11240
- Carslaw, K.S., Luo, B.P., Clegg, S., Peter, T., P.Brimblecombe, P.Crutzen (1994): Stratospheric aerosol growth and HNO₃ gas phase depletion from coupled HNO₃ and water uptake by liquid particles. *Geophys.Res.Let.*, 21, 2479-2482
- Carslaw, K.S., T.Peter, R.Müller (1997): Uncertainties in reactive uptake coefficients for solid stratospheric particles, II, Effect on ozon depletion. *Geophys.Res.Let.*, 24, 1747-1750
- Carslaw, K.S., M.Wirth, A.Tsias, B.P.Luo, A.Dörnbrack, M.Leutbecher, H.Volkert, W.Renger, J.T.Bacmeister, E. Reimer, T.Peter (1998, a): Increased stratospheric ozone depletion due to mountain-induced atmospheric waves. *Nature*, 391, 675-678
- Carslaw, K.S., M.Wirth, A.Tsias, B.P.Luo, A.Dörnbrack, M.Leutbecher, H.Volkert, W.Renger, J.T.Bacmeister, T.Peter (1998, b): Particle microphysics and chemistry in remotely observed mountain polar stratospheric clouds. *J.Geophys.Res.*, 103, 5785-5796
- Carslaw, K.S., T.Peter, J.T.Bacmeister, S.D.Eckermann (1999): Widespread solid particle formation by mountain waves in the Arctic stratosphere. *J.Geophys.Res.*, 104, 1827-1836
- Chapman, S. (1930): A theory of upper atmospheric ozone. *Mem.Roy.Met.Soc.*, 3, 103-125
- Chan, K.R., L.Pfister, T.P.Bui, S.W.Bowen, J.Dean-Day, B.L.Gary, D.W.Fahey, K.K.Kelly, C.R.Webster, R.D.May (1993): A case study of the mountain lee wave event of January 6, 1992. *Geophys.Res.Let.*, 20, 2551-2554
- Charney, J.G., P.G.Drazin (1961): Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J.Geophys.Res.*, 66, 83-109
- Clark, T.L., W.R.Peltier (1977): On the evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. *J.Atmos.Sci.*, 34, 1715-1730
- Crutzen, P. (1970): The influence of nitrogene oxide on the atmospheric ozone content. *Quart.J.Roy.Met.Soc.*, 96, 320-325
- Crutzen, P., F.Arnold (1986): Nitric-acid cloud formation in the cold antarctic stratosphere- a major cause for the springtime ozon hole. *Nature*, 324, 651-655

- Danilin, M.Y., D.W.Fahey, U.Schumann, M.J.Prather, J.E.Penner, M.K.W.Ko, D.K.Weisenstein, C.H.Jackman, G.Pitari, I.Köhler, R.Sausen, C.J.Weaver, A.R.Douglass, P.S.Connell, D.E.Kinnison, F.J.Dentener, E.L.Fleming, T.K.Berntsen, I.S.A.Isaksen, J.M.Haywood, B.Kärcher (1998): Atmospheric science - aviation fuel tracer simulation: Model intercomparison and implications. *Geophys.Res.Let.*, 25, 3947-3950
- Dörnbrack, A., M.Leutbecher, R.Kivi, E.Kyrö (1999): Mountain wave induced record low stratospheric temperatures above Northern Scandinavia. *Tellus*, 51A, 951-963
- Dörnbrack, A., M.Leutbecher, J.Reichardt, A.Behrendt, K.P.Müller, G.Baumgarten (2001): Relevance of mountain wave cooling for the formation of polar stratospheric clouds over Scandinavia: Mesoscale dynamics and observations for January 1997. *J. Geophys. Res.*, 106, 1569-1582
- Dörnbrack, A., M.Leutbecher (2001): Relevance of mountain waves for the formation of polar stratospheric clouds over Scandinavia: A 20 year climatology. *J. Geophys. Res.*, 106, 1583-1594
- Dritschel, D.G. (1989): Contour dynamics and contour surgery: numerical algorithms for extended, high-resolution modelling of vortex dynamics in two-dimensional, inviscid, incompressible flows. *Computer Physics Reports*, 10, 77-146
- Dunkerton, T. (1978): On the mean meridional mass motions of the stratosphere and mesosphere. *J.Atmos.Sci.*, 35, 2325-2333
- Engel, A., U.Schmidt (1999): An estimate of the trend of the stratospheric chlorineloading based on in-situ balloon-borne observations. *SparcNewsletter* No.13, 14-16
- Fahey, D.W., K.K.Kelly, S.R.Kawa, A.F.Tuck, M.Loewenstein, K.R.Chan, L.E.Heidt (1990): Observations of denitrification and dehydration in the winter polar stratospheres. *Nature*, 344, 321-324
- Fahey, D.W., R.S.Gao, K.S.Carslaw, J.Kettleborough, P.J.Popp, M.J.Northway, J.C.Holecek, S.C.Ciciora, R.J.McLaughlin, T.L.Thompson, R.H.Winkler, D.G.Baumgardner, B.Gandrud, P.Wennberg, S.Dhaniyala, K.McKinney, T.Peter, R.J.Salawitch, T.P.Bui, J.W.Elkins, C.R.Webster, E.L.Atlas, H.Jost, J.C.Wilson, R.L.Herman, A.Kleinböhl, M.von König (2001): The detection of large HNO₃-containing particles in the winter Arctic stratosphere. *Science*, 291, 1026-1031
- Farman, J.C., B.G.Gardiner, J.D.Shanklin (1985): Large loss of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, 315, 207-210
- Flentje, H., W.Renger, M.Wirth, W.A.Lahoz (2000): Validation of contour advection simulations with airborne lidar measurements of filaments during the Second European Arctic and Midlatitude Experiment (SESAME). *J.Geophys.Res.*, 105, 15417-15437
- Forster, P.M.de F., K.P.Shine (1999): Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling. *Geophys.Res.Let.*, 26, 3309-3312
- Friedman, H.(1987): *Die Sonne: aus der Perspektive der Erde*. Spektrum der Wissenschaft Verlagsgesellschaft, Heidelberg, ISBN 3-922508-83-9
- Gille, J.C., J.M.Russell (1984): The limb infrared monitor of the stratosphere: Experiment description, performance, and results. *J.Geophys.Res.*, 89, 5125-5140

- Graedel, T.E., P.J.Crutzen (1994): *Chemie der Atmosphäre. Bedeutung für Klima und Umwelt*. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg Berlin Oxford, 1994, ISBN 3-86025-204-6
- Godin, S., G.Mégie, C.David, D.Haner, C.Flesia, Y.Emery (1994): Airborne lidar observation of mountain-wave-induced polar stratospheric clouds during EASOE. *Geophys.Res.Let.*, 21, 1335-1338
- Guzzi, D., M.Morandi, F.Castagnoli, C.David (2000): Stratospheric-tropospheric transport through PSC-cirrus combined presence at Dumont d'Urville (Antarctica). Abstract for SPARC2000, Stratospheric Processes and their Role in Climate, 2nd General Assembly, Mar del Plata, Argentina
- Hamill, P., R.P.Turco, C.S.Kiang, O.B.Toon, R.C.Whitten (1982): An analysis of various nucleation mechanisms for sulfate particles in the stratosphere. *J.Aerosol Sci.*, 13, 561-585
- Hanson, D., K.Mauersberger (1988): Laboratory studies of nitric acid trihydrate: Implications for the south polar stratosphere. *Geophys.Res.Let.*, 15, 855-858
- Hofman, D.J., J.Harder, S.Rolf, J.Rosen (1987): Balloon-borne observations of the temporal development and vertical structure of the antarctic ozone hole. *Nature*, 326, 59-62
- Hofman, D.J., J.W.Harder, J.M.Rosen, J.V.Hereford, J.R.Carpenter (1989): Ozone profile measurements at McMurdo station, Antarctica, during the spring of 1987. *J.Geophys.Res.*, 94, 16527-16536
- Hofman, D.J., S.Solomon (1989): Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichon. *J.Geophys.Res.*, 94, 5029-5041
- Hofman, D.J., S.J.Oltmans (1992): The effect of stratospheric water vapor on the heterogeneous reaction rate of ClONO₂ and H₂O for sulfuric acid aerosol. *Geophys.Res.Let.*, 19, 2211-2214
- Immler, F. (1999): *Lidar-Fernerkundung von troposphärischem Ozon und Aerosol in einer urbanen Umgebung*. Dissertation, Freie Universität Berlin
- James, I.N. (1994): *Introduction to Circulating Atmospheres*, Cambridge Academic Press, 1994, ISBN 0 521 41895
- Junge, C., C.Chagnon, J.Manson (1961): Stratospheric aerosols. *J.Meteorol.*, 18, 81-108
- Junge, C., J.Manson (1961): Stratospheric aerosol studies. *J.Geophys.Res.*, 66, 2163-2182
- Kasten, F. (1968): Falling speed of aerosol particles. *J.Appl.Meteorol.*, 7, 944-947
- Klett, J.D. (1981): Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl.Optics*, 20, 211-220
- Klett, J.D. (1985): Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Appl.Optics*, 24, 1638-1643
- Koop, T., K.S.Carslaw (1996): Melting of H₂SO₄·H₂O particles upon cooling: Implications for polar stratospheric clouds. *Science*, 272, 1638-1641

- Koop, T., K.S.Carslaw, T.Peter (1997): Thermodynamic stability and phase transitions of PSC particles. *Geophys.Res.Let.*, 24, 2199-2202
- Labitzke, K., P.McCormick (1992): Stratospheric temperature increase due to Pinatubo aerosols. *Geophys.Res.Let.*, 19, 207-210
- Labitzke, K.G. (1999): *Die Stratosphäre. Phänomene, Geschichte, Relevanz*. Springer Verlag Berlin / Heidelberg / New York, 1999, ISBN 3-540-65000-8
- Lahoz, W.A., A.O'Neill, E.S.Carr, R.S.Harwood, L.Froidevaux, W.G.Read, J.W.Waters, J.B.Kumer, J.L.Mergenthaler, A.E.Roche, G.E.Peckham, R.Swinbank (1994): Three-dimensional evolution of water vapor distributions in the Northern hemisphere stratosphere as observed by the MLS. *J.Atmos.Sci.*, 51, p.2914-2930
- Lait, L.R. (1993): An alternative form for potential vorticity. *J.Atmos.Sci.*, 51, 1754-1759
- Langematz, U. (2000): An estimate of the impact of observed ozone losses on stratospheric temperature. *Geophys.Res.Let.*, 27, 2077-2080
- Leutbecher, M. (1998): *Die Ausbreitung orographisch angeregter Schwerewellen in die Stratosphäre*. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München
- Manney, G.L., R.W.Zurek, A.O'Neill, R.Swinbank (1994): On the motion of air through the stratospheric polar vortex. *J.Atmos.Sci.*, 51, 2973-2994
- Manney, G.L., J.C.Bird, D.P.Donovan, T.J.Tuck, J.A.Whiteway, S.R.Pal, A.I.Carswell (1998): Modeling ozone laminae in ground-based Arctic wintertime observations using trajectory calculations and satellite data. *J.Geophys.Res.*, 103, 5797-5814
- Manney, G.L., H.A.Michelsen, M.L.Santee, M.R.Gunson, F.W.Irion, A.E.Roche, N.J.Livesey (1999): Polar vortex dynamics during spring and fall diagnosed using trace gas observations from the Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy instrument. *J.Geophys.Res.*, 104, 18841-18866
- Marti, J., K.Mauersberger (1993): A survey and new measurements of ice vapor pressure at temperature between 170 ad 250 K. *Geophys.Res.Let.*, 20, 363-366
- McCormick, M.P., H.M.Steele, P.Hamill, W.P.Chu, T.J.Swissler (1982): Polar stratospheric cloud sightings by SAM II. *J.Atmos.Sci.*, 39, 1387-1397
- McElroy, M.B., R.J.Salawitch, S.C.Wofsy, J.A.Logan (1986): Reductions of antarctic ozone due to synergistic interactions of chlorine and bromine, *Nature*, 321, 759-762
- McIntyre, M.E., T.N.Palmer (1983): Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, 305, 593-600
- Meilinger, S., T.Koop, B.P.Luo, T.Huthwelker, K.S.Carslaw, U.Krieger, P.J.Crutzen, T.Peter (1995): Size-dependent stratospheric droplet composition in lee wave temperature fluctuations and their potential role in PSC freezing. *Geophys.Res.Let.*, 22, 3031-3034
- Michelsen, H.A., F.W.Irion, G.L.Manney, G.C.Toon, M.R.Gunson (2000): Features and trends in Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy (ATMOS) version 3 stratospheric water vapor and methane measurements. *J.Geophys.Res.*, 105, 22713-22724

- Mie, G. (1908): Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann.d.Phys.*, 25, 377-445
- Mielke, B., V.Cherbakov, B.Stein, J.Kolenda, P.Rairoux, J.P.Wolf (1992): Error analysis of restoring stratospheric aerosol parameters from single frequency lidar sounding. *Aerospace sensing*, Orlando, SPIE, 1688, 212
- Molina, M., F.Rowland (1974): Stratospheric sink for chlorofluoromethans: chlorine atom-catalyzed destruction of ozone. *Nature*, 249, 810-812
- Molina, L.T., M.J.Molina (1987): Production of Cl₂O₂ from the self reaction of the ClO radical. *J.Phys.Chem.*, 91, 433-436
- Morrey, M.W., R.S.Harwood (1998): Interhemispheric differences in stratospheric water vapour during late winter, in version 4 MLS measurements. *Geophys.Res.Let.*, 25, 147-150
- Mote, P.W., K.H.Rosenlof, J.R.Holton, R.S.Harwood, J.W.Waters (1995): Seasonal variations of water vapor in the tropical lower stratosphere. *Geophys.Res.Let.*, 22, 1093-1096
- Mote, P.W., K.J.Rosenlof, M.E.McIntyre, E.S.Carr, J.C.Gille, J.R.Holton, J.S.Kinnersley, H.C.Pumphrey, J.M.Russell III, J.W.Waters (1996): An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor. *J.Geophys.Res.*, 101, 3989-4006
- Nash, E.R., P.A.Newman, J.E.Rosenfield, M.E.Schoeberl (1996): An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity. *J.Geophys.Res.*, 101, 9471-9478
- Nastrom, G.D., D.C.Fritts (1992): Sources of mesoscale variability of gravity waves, I: Topographic excitation. *J.Atmos.Sci.*, 49, 101-110
- Naujokat, B., S.Pawson (1996): The cold stratospheric winters 1994/1995 and 1995/1996. *Geophys.Res.Let.*, 23, 3703-3706
- Naujokat, B., M.Kunze, S.Pawson (2000): Meteorology of the stratosphere during the THESEO 2000 / SOLVE winter – evolution and evaluation. *Beitrag zum SOLVE/THESEO 2000 Science Meeting*, Palermo, Sept.2000
- Nedoluha, G.E., R.M.Bevilacqua, R.M.Gomez, D.E.Siskind, B.C.Hicks, J.M.Russell III, B.J.Connor (1998): Increases in middle atmospheric water vapor as observed by the Halogen Occultation Experiment and the ground-based Water Vapor Millimeter-wave Spectrometer from 1991 to 1997. *J.Geophys.Res.*, 103, 3531-3543
- Nedoluha, G.E., R.M.Bevilacqua, K.W.Hoppel, M.Daehler, E.P.Shettle, J.H.Hornstein, M.D.Fromm, J.D.Lumpe, J.E.Rosenfield (2000): POAM III measurements of dehydration in the Antarctic lower stratosphere. *Geophys.Res.Let.*, 27, 1683-1686
- Newman, P.A., L.R.Lait, M.R.Schoeberl, M.Seablom, L.Coy, R.Rood, R.Swinbank, M.Proffitt, M.Loewenstein, J.R.Podolske, J.W.Elkins, C.R.Webster, R.D.May, D.W.Fahey, G.S.Dutton, K.R.Chan (1996): Measurements of polar vortex air in the midlatitudes. *J.Geophys.Res.*, 101, 12879-12891
- Norton, W.A. (1993): Breaking Rossby waves in a model stratosphere diagnosed by a vortex-following coordinate system and a technique for advecting material contours. *J.Atmos.Sci.*, 51, 654-672

- Oltmans, S.J., D.J.Hofmann (1995): Increase in lower-stratospheric water vapour at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981-1994. *Nature*, 374, 146-149
- Oltmans, S.J., H.Vömel, D.J.Hofmann, K.H.Rosenlof, D.Kley (2000): The increase in stratospheric water vapor from balloonborne frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C., and Boulder, Colorado. *Geophys.Res.Let.*, 27, 3453-3456
- Orsolini, Y.J. (1995): On the formation of ozone laminae at the edge of the Arctic polar vortex. *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, 121, 1923-1941
- Orsolini, Y., G.Hansen, U.P.Hoppe, G.L.Manney, K.H.Fricke (1997): Dynamical modelling of wintertime lidar observations in the Arctic: Ozone laminae and ozone depletion. *Q.J.R.Met.Soc.*, 123, 785-800
- Orsolini, Y.J., G.L.Manney, A.Engel, J.Ovarlez, C.Claud, L.Coy (1998): Layering in stratospheric profiles of long-lived trace species: balloon-borne observations and modeling. *J.Geophys.Res.*, 103, 5815-5825
- Ovarlez, J. (1991): Stratospheric water vapor measurements during CHEOPS-3. *Geophys.Res.Let.*, 18, 771-774
- Ovarlez, J., H.Ovarlez (1994): Stratospheric water vapor content evolution during EASOE. *Geophys.Res.Let.*, 21, 1235-1238
- Pawson, S., B.Naujokat, K.Labitzke (1995): On the polar stratospheric cloud formation potential of the northern hemisphere. *J.Geophys.Res.*, 100, 23215-23225
- Pawson, S., B.Naujokat (1999): The cold winters of the middle 1990s in the northern lower stratosphere. *J.Geophys.Res.*, 104, 14209-14222
- Peter, T., R.Müller, P.J.Crutzen (1994): The lifetime of leewave-induced ice particles in the Arctic stratosphere: II.Stabilization due to NAT-coating. *Geophys.Res.Let.*, 21, 1331-1334
- Peter, T., K.H.Fricke, B.P.Luo, U.Schmidt, B.Stein (1999): *Mikrophysik stratosphärischer Aerosolteilchen*. in: *10Jahre Deutsche Ozonforschung 1989-1999*, Bundesministerium für Bildung und Forschung. Verlag für Marketing und Kommunikation GmbH, Worms 1999, ISBN 3-9806997-0-6
- Pierce, R.B., T.D.Fairlie, W.L.Grose, R.Swinbank, A.O'Neill (1994): Mixing processes within the polar night jet. *J.Atmos.Sci.*, 51, 2957-2972
- Pinto, J.P., R.P.Turco, O.B.Toon (1989): Self-limiting physical and chemical effects in volcanic eruption clouds. *J.Geophys.Res.*, 94, 11165-11174
- Plumb, R.A., D.W.Waugh, R.J.Atkinson, P.A.Newman, L.R.Lait, M.R.Schoeberl, E.V.Browell, A.J.Simmons, M.Loewenstein (1994): Intrusions into the lower stratospheric Arctic vortex during the winter of 1991-1992. *J.Geophys.Res.*, 99, 1089-1105
- Queney, P. (1948): The problem of air flow over mountains: a summary of theoretical studies. *Bull.Am.Met.Soc.*, 29, 16-25

- Randel, W.J., F.Wu, J.M.Russell, A.Roche, J.W.Waters (1998): Seasonal cycles and QBO variations in stratospheric CH₄ and H₂O observed in UARS HALOE data. *J.Atmos.Sci.*, 55, 163-185
- Randel, W.J., F.Wu (1999): Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratosphere due to ozone depletion. *J.Clim.*, 12, 1467-1479
- Ravishankara, A.R., D.R.Hanson (1996): Differences in the reactivity of type I polar stratospheric clouds depending on their phase. *J.Geophys.Res.*, 101, 3885-3890
- Reichardt, J., A.Tsias, A.Behrendt (2000): Optical properties of PSC Ia-enhanced at UV and visible wavelengths: model and observations. *Geophys.Res.Let.*, 27, 201-204
- Reid, S.J., G.Vaughan (1991): Lamination in ozone profiles in the lower stratosphere. *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, 117, 825-844
- Reid, S.J., G.Vaughan, E.Kyrö (1993): Occurrence of ozone laminae near the boundary of the stratospheric polar vortex. *J.Geophys.Res.*, 98, 8883-8890
- Remsberg, E.E., P.P.Bhatt, J.M.Russell III. (1996): Estimates of the water vapor budget of the stratosphere from UARS HALOE data. *J.Geophys.Res.*, 101, 6749-6766
- Rex, M., R.J.Salawitch, G.C.Toon, B.Sen, J.J.Margitan, G.B.Osterman, J.-F.Blavier, R.S.Gao, S.Donnely, E.Keim, J.Neuman, D.W.Fahey, C.R.Webster, D.C.Scott, R.L.Herman, R.D.May, E.J.Moyer, M.R.Gunson, F.W.Irion, A.Y.Chang, C.P.Rinsland, T.P.Bui (1999): Subsidence, mixing, and denitrification of Arctic polar vortex air measured during POLARIS. *J.Geophys.Res.*, 104, 26611-26623
- Rex, M., R.J.Salawitch, N.R.P.Harris, P.von der Gathen, G.O.Braathen, A.Schulz, H.Deckelman, M.Chipperfield, B.-M.Sinnhuber, E.Reimer, R.Alfier, R.Bevilacqua, K.Hoppel, M.Fromm, J.Lumpe, H.Küllmann, A.Kleinböhl, H.Bremer, M. von König, K.Künzi, D.Tooney, H.Vömel, E.Richard, K.Aikin, H.Jost, J.B.Greenblatt, M.Loewenstein, J.R.Podolske, C.R.Webster, G.J.Flesch, D.C.Scott, R.L.Herman, J.W.Elkins, E.A.Ray, F.L.Moore, D.F.Hurst, P.Romashkin, G.C.Toon, B.Sen, J.J.Margitan, P.Wennberg, R.Neuber, M.Allart, B.R.Bojkov, H.Claude, J.Davies, W.Davies, H.De Backer, H.Dier, V.Dorokhov, H.Fast, Y.Kondo, E.Kyrö, Z.Litynska, I.S.Mikkelsen, M.J.Molyneux, E.Moran, T.Nagai, H.Nakane, C.Parrondo, F.Ravegnani, P.Skrivankova, P.Viatte, V.Yushkov (2001): Chemical depletion of Arctic ozone in winter 1999/2000. *J.Geophys.Res.*, submitted 2001
- Rinsland, C.P., R.J.Salawitch, M.R.Gunson, S.Solomon, R.Zander, E.Mahieu, A.Goldman, M.J.Newchurch, F.W.Irion, A.Y.Chang (1999): Polar stratospheric descent of NO_y and CO and Arctic denitrification during winter 1992-1993. *J.Geophys.Res.*, 104, 1847-1861
- Rosenlof, K.H., S.J.Oltmans, D.Kley, J.M.Russell III, E.-W. Chiou, W.P.Chu, D.G.Johnson, K.K.Kelly, H.A.Michelsen, G.E.Neduloha, E.E.Remsberg, G.C.Toon, M.P.McCormick (2000): Stratospheric water vapor increases over the past half century. *Geophys.Res.Let.*, submitted Okt.2000
- Salby, M.L. (1996): *Fundamentals of Atmospheric Physics*, Cambridge Academic Press, 1996, ISBN 0-12-615160-1
- Sato, M., J.E.Hansen, M.P.McCormick, J.B.Pollack (1993): Stratospheric aerosol depths, 1850-1990. *J.Geophys.Res.*, 98, 22987-22994

- Santee, M.L., G.L.Manney, N.J.Livesey, J.W.Waters (2000): UARS Microwave Limb Sounder observations of denitrification and ozone loss in the Arctic Late Winter. *Geophys.Res.Let.*, 27, 3213-3216
- Sato, M., J.E.Hansen, M.P.McCormick, J.B.Pollack (1993): Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990. *J.Geophys.Res.*, 98, 22987-22994
- Schiller, C., A.Engel, U.Schmidt, R.Borchers, J.Ovarlez (1996): The partitioning of hydrogen species in the Arctic winter stratosphere: Implications for microphysical parameters. *J.Geophys.Res.*, 101, 14489-14493
- Schoeberl, M.R., L.R.Lait, P.A.Newman, J.E.Rosenfield (1992): The structure of the polar vortex. *J.Geophys.Res.*, 97, 7859-7882
- Schulz, A. (2000): *Bestimmung des Ozonabbaus in der arktischen und subarktischen Stratosphäre*. Dissertation, Freie Universität Berlin
- Scorer, R.S. (1949): Theory of waves in the lee of mountains. *Quart.J.Roy.Met.Soc.*, 75, 41-56
- Seele, C., P.Hartogh (2000): A case study on middle atmospheric water vapor transport during the February 1998 stratospheric warming. *Geophys.Res.Let.*, 27, 3309-3312
- Shibata, T., K.Shiraishi, H.Adachi, Y.Iwasaka, M.Fujiwara (1999, a): On the lidar-observed sandwich structure of polar stratospheric clouds (PSCs), 1. Implications for the mixing state of the PSC particles. *J.Geophys.Res.*, 104, 21603-21611
- Shibata, T., K.Shiraishi, H.Adachi, Y.Iwasaka, M.Fujiwara (1999, b): On the lidar-observed sandwich structure of polar stratospheric clouds (PSCs), 2. Numerical simulations of externally mixed PSC particles. *J.Geophys.Res.*, 104, 21613-21619
- Shindell, D.T., D.Rind, P.Lonergan (1998): Increased polar stratospheric ozone loss and delayed eventual recovery owing to increasing greenhouse-gas concentrations. *Nature*, 392, 588-592
- Shutts, G.J., M.Kitchen, P.H.Hoare (1988): A large amplitude gravity wave in the lower stratosphere detected by radiosonde. *Q.J.R.Met.Soc.*, 114, 579-594
- Smith, R.B. (1977): The steepening of hydrostatic mountain waves. *J.Atmos.Sci.*, 34, 1634-1654
- Smith, C.A., R.Toumi, J.D.Haigh (2000): Seasonal trends in stratospheric water vapor. *Geophys.Res.Let.*, 27, 1687-1690
- Solomon, S., R.Garcia, R.Rowland, P.Wuebbles (1986): On the depletion of antarctic ozone. *Nature*, 321, 755-758
- Solomon, S. (1990): Progress towards a quantitative understanding of Antarctic ozone depletion. *Nature*, 347, 347-354
- Solomon, S., R.Garcia, A.Ravishankara (1994): On the role of iodine in ozone depletion. *J.Geophys.Res.*, 99, 20491-20499

- Solomon, S., R.W.Portmann, R.R.Garcia,W.Randel, F.Wu, R.Nagatani, J.Gleason, L.W.Thomason, L.R.Poole, M.P.McCormick (1998): Ozone depletion at mid-latitudes: coupling of volcanic aerosols and temperature variability to anthropogenic chlorine. *Geophys.Res.Let.*, 25, 1871-1874
- Stanford, J.L., J.S.Davies (1974): A century of stratospheric cloud reports: 1870-1972. *Bull.Am.Met.Soc.*, 55, 213-219
- Stein, B. (1993): *Charakterisierung von stratosphärischen Aerosolen mit multispektralem Lidar*. Dissertation, Freie Universität Berlin
- Stein, B., C.Wedekind, H.Wille, F.Inmmler, M.Müller, L.Wöste, M.del Guasta, M.Morandi, L.Stefanutti,, A.Antonelli, P.Agostini, V.Rizi, G.Readelli,V.Mitev, R.Matthey, R.Kivi, E.Kyrö (1999):Optical classification, existence temperatures, and coexistence of different polar stratospheric cloud types. *J. Geophys. Res.*,104 , 23,983-23993
- Stolarski, R., R.Cicerone (1974): Stratospheric chlorine: a possible sink for ozone. *Can.J.Chem.*, 52, 1610-1615
- Størmer, C. (1929): Remarkable clouds at high altitude. *Nature*, 3094 (123), 260-261
- Stowasser, M., H.Oelhaf, G.Wetzel, F.Friedl-Vallon, G.Maucher, M.Seefeldner, O.Trueschmann, T.v.Clarmann, H.Fischer (1999): Simultaneous measurements of HDO, H₂O, and CH₄ with MIPAS-B: Hydrogen budget and indication of dehydration inside the polar vortex. *J.Geophys.Res.*, 104, 19213-19225
- Sugita, T., Y.Kondo, H.Nakajima, U.Schmidt, A.Engel, H.Oelhaf, G.Wetzel, M.Koike, P.A.Newman (1998): Denitrification observed inside the Arctic vortex in February 1995. *J.Geophys.Res.*, 103, 16221-16233
- Tabazadeh, A., R.P.Turco, K.Drdla, M.Z.Jacobson, O.B.Toon (1994): A study of type I polar stratospheric cloud formation. *Geophys.Res.Let.*, 21, 1619-1622
- Tabazadeh, A., O.B.Toon, E.J.Jensen (1997): Formation and implications of ice particle nucleation in the stratosphere. *Geophys.Res.Let.*, 24, 2007-2010
- Tao, X., A.F.Tuck (1994): On the distribution of cold air near the vortex edge in the lower stratosphere. *J.Geophys.Res.*, 99, 3431-3450
- Toon, O., P.Hamill, R.Turco, J.Pinto (1986): Condensation of HNO₃ and HCl in the winter polar stratospheres. *Geophys.Res.Let.*, 13, 1284-1287
- Toon, O.B., E.V.Browell, S.Kinne, J.Jordan (1990): An analysis of lidar observations of polar stratospheric clouds. *Geophys.Res.Let.*, 17, 393-396
- Tsias, A., K.S.Carslaw, T.Peter, M.Wirth, W.Renger, J.Biele, R.Neuber, H.Mehrtens, U.von Zahn, J.Reichardt, C.Wedekind, B.Stein, V.Santacesaria, L.Stefanutti, J.Bacmeister (1999): Aircraft lidar observations of an enhanced type Ia PSC during APE-POLECAT. *J.Geophys.Res.*, 104, 23961-23969

- Tuck, A.F., T.Davies, S.J.Hovde, M.Noguer-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, K.R.Chan (1992): Polar stratospheric cloud processed air and potential vorticity in the northern hemisphere lower stratosphere at mid-latitudes during winter. *J.Geophys.Res.*, 97, 7883-7904
- Turco, R.P. (1985): The photochemistry of the stratosphere. in: *The photochemistry of atmospheres: Earth, the other planets and comets*. Editor J.S.Levine, Academic Press, Orlando
- Voigt, C., J.Schreiner, A.Kohlmann, P.Zink, K.Mauersberger, N.Larsen, T.Deshler, C.Kröger, J.Rosen, A.Adriani, F.Cairo, G.Di Donfrancesco, M. Viterbini, J.Ovarlez, H.Ovarlez, C.David, A.Dörnbrack (2000): Nitric acid trihydrate (NAT) in polar stratospheric clouds. *Science*, 290, 1756-1758
- Vömel, H., S.J.Oltmans, D.J.Hofmann, T.Deshler, J.M.Rosen (1995): The evolution of the dehydration in the Antarctic stratospheric vortex. *J.Geophys.Res.*, 100, 13919-13926
- Vömel, H., M.Rummukainen, R.Kivi, J.Karhu, T.Turunen, E.Kyrö, J.Rosen, N.Kjome, S.Oltmans (1997): Dehydration and sedimentation of ice particles in the Arctic stratospheric vortex. *Geophys.Res.Let.*, 24, 795-798
- Waibel, A.E., T.Peter, K.S.Carlsaw, H.Oelhaf, G.Wetzel, P.J.Crutzen, U.Pöschl, A.Tsias, E.Reimer, H.Fischer (1999): Arctic ozone loss due to denitrification. *Science*, 283, 2064-2069
- Waugh, D.W., R.A.Plumb, R.J.Atkinson, M.R.Schoeberl, L.R.Lait, P.A.Newman, M.Loewenstein, D.W.Tooney, L.M.Avallone, C.R.Webster, R.D.May (1994): Transport out of the lower stratospheric Arctic vortex by Rossby wave breaking. *J.Geophys.Res.*, 99, 1071-1088
- Waugh, D.W., R.A.Plumb (1994): Contour advection with surgery: a technique for investigating finescale structure in tracer transport. *J.Atmos.Sci.*, 51, 530-540
- Waugh, D.W., W.J.Randel, S.Pawson, P.A.Newman, E.R.Nash (1999): Persistence of the lower stratospheric polar vortices. *J.Geophys.Res.*, 104, 27191-27201
- Wedekind, C. (1997): *Lidar-Untersuchungen von Bildung und Dynamik polarer Stratosphärenwolken in der Arktis*. Dissertation, Freie Universität Berlin
- Wirth, M., A.Tsias, A.Dörnbrack, V.Weiß, K.S.Carlsaw, M.Leutbecher, W.Renger, H.Volkert, T.Peter (1999): Model-guided Lagrangian observation and simulation of mountain polar stratospheric clouds. *J.Geophys.Res.*, 104, 23971-23981
- Wofsy, S.C., M.B.McElroy, Y.L.Young (1975): The chemistry of atmospheric bromine. *Geophys.Res.Let.*, 2, 215-218
- Wuebbles, D.J., F.M.Luther, J.E.Penner (1983): Effect on coupled anthropogenic perturbations on stratospheric ozone. *J.Geophys.Res.*, 88, 1444-1456
- Young, A. (1980): Revised depolarisation corrections for atmospheric extinction. *Appl.Opt.*, 19, 3427-3428
- Zhou, S., M.E.Gelman, A.J.Miller, J.P.McCormack (2000): An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex. *Geophys.Res.Let.*, 27, 1123-1126

Danksagung

Herrn Prof. Wöste verdanke ich die Chance zur Doktorarbeit auf einem Gebiet, das die experimentelle Physik mit den dynamischen Ansätzen der Meteorologie verbindet. Seine ansteckende Begeisterung und sein Mut zu neuen Projekten haben mich stets motiviert. Dafür, und für die bereitwillige Unterstützung meiner unbändigen Reisefreudigkeit, möchte ich ihm herzlichst danken.

Für die anregenden Gespräche über die meteorologischen Aspekte meiner Arbeit danke ich Frau Prof. Labitzke. Sie hat sich immer Zeit für Diskussionen genommen, und ihr Interesse an meiner Arbeit hat mir sehr geholfen.

Der Unterstützung von Bernhard Stein in wissenschaftlicher und menschlicher Hinsicht ist es zu verdanken, dass diese Arbeit Schritt für Schritt entstand. Seine Anteilnahme am Fortgang der Arbeit und die Telefonate mit ihm halfen mir über manche Durststrecke hinweg. Vielen Dank.

Die intensiven fachlichen Diskussionen mit Roland Neuber vom Alfred-Wegener-Institut trugen zu meinem Verständnis der PSC-Beobachtungen bei und gaben mir neue Impulse, wofür ich ihm herzlich danken möchte.

Carsten Wedekind hat mir das Anknüpfen an seine Arbeit durch gelegentliche Treffen in der X-Bar sehr erleichtert. Mit Rat und Tat haben mir Holger Wille bei Lidar-Problemen und Hermann Vortisch im Bereich der Partikelbildung zur Seite gestanden. Für die engagierte Durchsicht des Manuskripts möchte ich besonders Wiebke Zimmer meinen Dank aussprechen.

Sehr herzlich möchte ich mich bei allen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Wöste bedanken, für ihre Hilfsbereitschaft, das äußerst angenehme Arbeitsklima und die schöne, interessante Zeit, die wir zusammen verbracht haben.

Die enge Zusammenarbeit mit der Stratosphärengruppe des Instituts für Meteorologie der FU Berlin hat mir sehr geholfen. Besonders Barbara Naujokat, Ulrike Langematz und Kicki Krüger möchte ich für die meteorologische Rückendeckung danken.

Die Hilfsbereitschaft der Mitarbeiter des Alfred-Wegener-Instituts hat sehr zum Vorankommen meiner Arbeit beigetragen. Für Diskussionen und Datenaustausch möchte ich mich bei Markus Rex, Astrid Schulz und Holger Deckelmann bedanken.

Der „Meß-Crew“ aus Sodankylä, Rigel Kivi und Esko Kyrö, danke ich für die finnische Gastfreundschaft. Die PSC-Meßdaten aus Sodankylä sind dem unermüdlichen Einsatz aller Beteiligten der SAONAS-Kampagne zu verdanken.

Das Alfred-Wegener-Institut ermöglichte mir einen längeren Aufenthalt in Ny-Ålesund. Der „Meß-Crew“ aus Ny-Ålesund, Ingo Beninga und Christian Wille, danke ich für die unterhaltsamen Meßnächte und die gewonnenen PSC-Daten aus Spitzbergen.

Andreas Dörnbrack möchte ich für den intensiven Meinungsaustausch über die Notwendigkeit von stratosphärischen Leewellen danken, sowie für die wärmenden Worte bei unserem gemeinsamen Aufenthalt bei -50°C in Sodankylä.

Das Centre for Atmospheric Sciences in Cambridge hat mir den Konturadvektions-Code von Warwick Norton zur Verfügung gestellt. Darin eingewiesen haben mich Olaf Morgenstern und Glenn Carver, denen ich an dieser Stelle dafür danken möchte.

Außerdem gilt mein Dank der Studienstiftung des Deutschen Volkes, die meine Promotion und meinen Forschungsaufenthalt in Cambridge finanziell unterstützt hat.

An dieser Stelle möchte ich auch meinen Eltern und dem Rest der Familie dafür danken, dass sie mich stets in all meinen Unternehmungen unterstützt haben. Mein besonderer Dank gilt Christian Wille dafür, dass er es geschafft hat, mich auch in den letzten Wochen des Zusammenschreibens immer bei guter Laune zu halten, und für vieles mehr.

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 Adelson
- **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-, Benihos- und Grundscheppnetzfüge 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 Fahrleiters 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 Elke 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 Südshetlandinsel/ Antarktika. Deutsche physio-geographische 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 Fahrtabschnitten 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 Hoerber 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. Füllerer
 - 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 Barlsch
 - 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
Eisgefüge“, 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 und 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** – „Paläoglazilogie und Paläozoanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
 - Heft Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: 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 Fedorov‘“, 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 Diel

- Heft Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meereres 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, Nordpolarmeere“, 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 Schelfeis 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 crista 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** – „Mehrkanaulige 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 Koltmeier 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 norwestlichen 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 Jutta 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. Saarloos and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV ‚Dalnie 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 Bodentischarten“, 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 Meeris: 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 III)“, 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 känozoische 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 Scotia-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 Ekströmsen, 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 Noker Fechner
- Heft Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie 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-See / 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 Heidemarie 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 Katner 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 Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionseismischer 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 Bolshiyarov.
- **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 ^{238}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 Miller und Hannes Grobe.
- Heft Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Miller 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 N_2O_5 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 Schelfeis“, 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 Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft Nr. 208/1996** – „Atmosphäreneinfluß 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 Südpolarmees 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 Amphipodentauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann.
- 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 arcta* (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 *Emiliana huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdieterks.
- 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-II 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 Adreas 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 Stephan 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 Bunge-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 Nitsche.
- 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 Schärer.
- 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 Stepanets.
- Heft Nr. 267/1998** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat 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 Beckerl.
- 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 Katner.
- 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 Müller.
- 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-Pirrung.
- 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 Walter.
- 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 Utschakowski.
- 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 Kontinentalhang“, 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 Argentinean-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. 300/1999** – “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. Gilmov.
- 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 Annette 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 Argenti, Axel Bocher, 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 Kontinentalhang 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 Lehmat.
- Heft-Nr. 318/1999** – „Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerischen Ozeanmodellierung“, von Natalja 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 Brandt, Heige A. Thomsen, Henning Heide-Jorgensen, 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-Schell-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 Stoffwechselfraten 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- und mineralogischen 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 Paläoumweltveränderungen 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 Falten- 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 Volkman.

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, Spitzbergen 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 Fahrback 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 XVII/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 Cláudia 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 Dählmann.
- 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.

* vergiffen/out of print.

** nur noch beim Autor/only from the author.

