

Polare Stratosphärische Wolken -  
Auswertung der Winter-Messungen des  
ALOMAR-R/M/R Lidars von 1995 bis 1997

Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde des  
Fachbereichs Physik der Universität Rostock  
Institut für Atmosphärenphysik

vorgelegt von

**Hela Mehrtens**

Mai 1998



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Die arktische Stratosphäre</b>	<b>3</b>
2.1	Temperatur . . . . .	3
2.2	Polarwirbel . . . . .	4
2.3	Ozon . . . . .	4
2.4	Chemische Abläufe . . . . .	5
2.5	Aerosol . . . . .	6
<b>3</b>	<b>Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar</b>	<b>9</b>
3.1	Depolarisationsmessung . . . . .	10
3.2	Meßgrößen und abgeleitete Größen . . . . .	11
3.3	Temperaturmessung . . . . .	13
3.4	Aerosolmessung . . . . .	14
3.5	Fehlerbetrachtung . . . . .	15
<b>4</b>	<b>Streuverhalten nach der Mie-Theorie</b>	<b>16</b>
4.1	Verteilungen . . . . .	16
4.2	Brechungsindex . . . . .	17
4.3	Farbverhältnisse . . . . .	18
<b>5</b>	<b>Messungen</b>	<b>21</b>
5.1	Winter 1994/1995 . . . . .	21
5.2	Winter 1995/1996 . . . . .	23
5.3	Winter 1996/1997 . . . . .	25
<b>6</b>	<b>Atmosphärenzustand in den Wintern 1995-1997</b>	<b>29</b>
6.1	ECMWF-Daten . . . . .	29
6.1.1	Temperatur . . . . .	29
6.1.2	Potentielle Vorticity . . . . .	32
6.2	Andere Messungen . . . . .	34
6.2.1	Ozon . . . . .	34
6.2.2	$H_2O$ , $HNO_3$ , ClO . . . . .	36

<b>7</b>	<b>Teilchengrößenbestimmung</b>	<b>39</b>
7.1	Voraussetzungen . . . . .	39
7.2	Partikelgrößenbestimmung . . . . .	40
7.3	Volumendichtebestimmung . . . . .	42
7.3.1	Korrelation von Volumendichte und BSR . . . . .	42
7.3.2	Partikelzähler . . . . .	45
7.4	Temperaturabhängigkeit . . . . .	52
7.4.1	Temperaturdifferenz zum Frostpunkt und $T_{NAT}$ . . . . .	53
7.4.2	Temperaturgeschichte . . . . .	56
7.4.3	Temperatur-Volumendichte-Abhängigkeit . . . . .	59
7.5	Salpetersäuregehalt . . . . .	61
7.6	Vergleichsmessungen . . . . .	66
7.6.1	Lidar in Nordskandinavien . . . . .	66
7.6.2	ALOMAR-Ozonlidar . . . . .	70
<b>8</b>	<b>Diskussion</b>	<b>75</b>
<b>9</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>81</b>
	<b>Literatur</b>	<b>83</b>

## Abbildungsverzeichnis

2.1	Minimumtemperaturen in etwa 90 hPa in den Polargebieten von Nord- und Südhalbkugel von 1980-1988 . . . . .	3
4.1	Farbverhältnisse I . . . . .	19
4.2	Farbverhältnisse II . . . . .	20
5.1	Zeitlicher Verlauf des Rückstreuverhältnisses bei 532 nm am 21.1.95, PSC Typ I . . . . .	23
5.2	Zeitlicher Verlauf des Rückstreuverhältnisses bei 1064 nm am 23.1.96, PSC Typ I und Typ II . . . . .	25
5.3	Aerosoldepolarisation vom 12./13.1.97 und 19.1.97 . . . . .	27
5.4	Typunterscheidung anhand BSR und CR . . . . .	28
6.1	Lidarmessungen und Temperaturen im Januar 1995 . . . . .	30
6.2	Lidarmessungen und Temperaturen im Januar 1996 . . . . .	31
6.3	Lidarmessungen und Temperaturen im Januar 1997 . . . . .	31
6.4	ECMWF Analysen der potentiellen Vorticity für den Ort von ALOMAR, Januar 1995 bis 1997 . . . . .	33
7.1	Medianradien und Anzahldichten von Typ I-Wolken für den Winter 1995/96 . . . . .	41
7.2	Regression von Volumendichte auf BSR 532 . . . . .	44
7.3	Volumendichte in $\mu m^3 cm^{-3}$ vom 24.1.96 . . . . .	45
7.4	Anzahldichte und Medianradius von ALOMAR R/M/R Lidar und UWYO OPC Daten vom 23.1.96 . . . . .	46
7.5	Anzahldichte und Medianradius von ALOMAR R/M/R Lidar und UWYO OPC Daten vom 19.1.97 . . . . .	47
7.6	Volumendichte und Oberflächendichte von ALOMAR R/M/R Lidar und UWYO OPC Daten vom 23.1.96 . . . . .	48
7.7	Volumendichte und Oberflächendichte von ALOMAR R/M/R Lidar und UWYO OPC Daten vom 19.1.97 . . . . .	49
7.8	Teilchenkonzentration vom 23.1.96 und 19.1.97, Vergleich von OPC Daten und Lidarergebnissen . . . . .	50
7.9	Vergleich der Rückstreuoeffizienten aus Lidarmessungen und aus OPC-Daten vom 19.1.97 . . . . .	51

7.10	Rückstreuquerschnitte, Farbverhältnisse und die daraus abgeleiteten Verteilungsparameter für den 19. Januar 1997. . . . .	52
7.11	Temperaturen (Lidar und Radiosonde), Existenztemperaturen für STS und Eis, sowie CR und BSR für den 23.1.96 . . . . .	55
7.12	Temperaturen (Lidar und Radiosonde), Existenztemperaturen für STS und Eis, sowie CR und BSR für den 16.2.96 . . . . .	56
7.13	Abkühlungsraten im 550 K Niveau für Andenes . . . . .	57
7.14	Abkühlungsraten gegen BSR für die Nachtmittel der PSC-Messungen im 475 K Niveau 1995 und 550 K Niveau 1996-1997 . . . . .	58
7.15	Volumendichte in $\mu m^3 cm^{-3}$ gegen Temperatur für 30 hPa . . . . .	60
7.16	Volumendichte in $\mu m^3 cm^{-3}$ gegen Temperatur für 50 hPa . . . . .	60
7.17	Salpetersäuregehalt der Atmosphäre in Anwesenheit einer PSC (23.1.96)	62
7.18	Vergleich von Volumendichten innerhalb einer PSC am 16.2.96 mit Modellergebnissen unter Verwendung eines MLS $HNO_3$ Profils . . .	63
7.19	wie Abb.7.18 allerdings mit 5 ppmv Wasserdampfgehalt . . . . .	64
7.20	Realteil des Brechungsindex für 532 nm in Abhängigkeit von Salpetersäuregehalt und Temperatur . . . . .	65
7.21	Realteil des Brechungsindex für 532 nm in Abhängigkeit von Wasserdampfgehalt und Temperatur . . . . .	65
7.22	Vergleich der BSRs des ALOMAR Ozonlidars und des R/M/R-Lidars am 24.1.96 . . . . .	71
7.23	Vergleich der BSRs des ALOMAR Ozonlidars und des R/M/R-Lidars am 19.1.97 . . . . .	72
7.24	Vergleich der aus den Teilchengrößen bestimmten Farbverhältnisse mit denen des ALOMAR Ozonlidars für den 24.1.96 . . . . .	73
7.25	Vergleich der aus den Teilchengrößen bestimmten Farbverhältnisse mit denen des ALOMAR Ozonlidars für den 19.1.97 . . . . .	74

## Tabellenverzeichnis

3.1	Entwicklungsstadien des ALOMAR R/M/R-Lidars . . . . .	9
3.2	PSC-Typen . . . . .	13
4.1	Realteil des Brechungsindex für 532 nm in Abhängigkeit von Schwefelsäure- und Salpetersäuregehalt . . . . .	17
4.2	Brechungsindex für verschiedene PSC-Typen und Wellenlängen . . . . .	18
5.1	PSC-Messungen Winter 1994/95 . . . . .	22
5.2	PSC-Messungen Winter 1995/96 . . . . .	24
5.3	PSC-Messungen Winter 1996/97 . . . . .	26
5.4	PSC-Typeinteilung nach Farbverhältnis . . . . .	28
6.1	Umrechnung von potentieller Temperatur in Höhe und Druck . . . . .	29
6.2	Übersicht über den Zusammenhang von PSC und Spurengasen 1995-1997 . . . . .	38
7.1	Regressionskoeffizienten für BSR 532 zu Volumendichte im 550 K Niveau . . . . .	43
7.2	Jahresmittel der Regressionskoeffizienten für BSR 532 zu Volumendichte im 550 K Niveau für PSC-Typ I b . . . . .	44
7.3	Existenztemperaturen für NAT . . . . .	53
7.4	Existenztemperaturen für NAT und Eis . . . . .	54
7.5	Modellvoraussetzungen . . . . .	59
7.6	Einige Messungen aus Sodankylä 1997 . . . . .	67
7.7	Übersicht über vergleichbare Lidarmessungen . . . . .	69
7.8	Höhendifferenzen zwischen dem ALOMAR Ozonlidar und R/M/R Lidar . . . . .	70

## Abkürzungen und Symbole

$\beta_{Mie}$	Mie- oder Aerosol-Rückstreuoeffizient
$\beta_{Rayleigh}$	Rayleigh- oder molekularer Rückstreuoeffizient
BSR	Rückstreuverhältnis
CR	Farbverhältnis
CIRA	Standardatmosphäre
$\delta$	Depolarisation
ECMWF	European Center for Middle Atmosphere Research, Reading, GB
LIMS	Limb Imager Microwave Sounder
MLS	Microwave Limb Sounder
NAD	Salpetersäuredihydrat
NAT	Salpetersäuretrihydrat
NAX	allgemein Salpetersäurehydrate
NMC	National Meteorological Center, USA
m	Brechungsindex (Realteil)
N	Anzahldichte
OPC	optischer Partikelzähler
$r_{med}$	Medianradius
SAT	Schwefelsäuretetrahydrat
$\sigma$	Verteilungsbreite oder Breitenparameter
$\sigma_{Mie}$	Rückstreuquerschnitt
SSA	stratosphärische Sulfataerosole
STS	unterkühlte ternäre Lösung
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite

## 1 Einleitung

In der Polarnacht bildet sich über den Polen in der Stratosphäre ein Tiefdruckwirbel, der sogenannte Polarwirbel. Innerhalb dieses Wirbels treten sehr tiefe Temperaturen auf, da der Austausch mit Luftmassen aus niedrigeren Breiten unterbunden ist und die Luft wegen fehlender Sonneneinstrahlung stark auskühlt. Deshalb können in der arktischen Stratosphäre in Höhen von 15 bis 30 km Temperaturen unter 193 K ( $-80^{\circ}\text{C}$ ) auftreten. Unter diesen Bedingungen kommt es zur Bildung von polaren stratosphärischen Wolken (PSC) durch Kondensation oder Gefrieren. Bei Temperaturen über dem Gefrierpunkt von Wasser (Frostpunkt) werden sowohl feste (vermutlich Nitric Acid Trihydrate, NAT) als auch flüssige Teilchen beobachtet, sogenannte PSC I. Bei Unterschreiten des Frostpunktes kann sich auch Wassereis bilden (PSC II). Diese Eiswolken können mit bloßem Auge gesehen werden und werden wegen ihrer Farben auch Perlmutterwolken genannt. Polare stratosphärische Wolken werden mit dem Ozonabbau in Verbindung gebracht. Auf ihrer Oberfläche können heterogene Reaktionen ablaufen, d.h. gasförmige Stoffe können flüssige oder feste Reaktionspartner haben. So werden Substanzen aktiviert, die vorher in nichtreaktiven Verbindungen vorlagen, z.B. Chlorverbindungen. Aus den aktivierten Substanzen wird Chlor durch Sonneneinstrahlung freigesetzt und kann mit Ozon reagieren. Um den hierdurch verursachten Ozonverlust abzuschätzen, soll die Teilchengröße und Zusammensetzung der PSC aus den Messungen bestimmt werden. Das Auftreten von PSC und der Rückgang von Ozon sind jedoch zeitlich verschoben. PSC treten zur kältesten Periode im Winter auf, der Ozonabbau setzt erst mit zunehmender Sonneneinstrahlung ein. Die auf der Nordhalbkugel sehr ausgeprägte Dynamik führt außerdem zu einer großen Variabilität des Polarwirbels, so daß Veränderungen in der Ozonmenge vor allem dynamisch verursacht sind. Ozonmessungen auf Spitzbergen zeigen einen deutlichen Rückgang des Ozons in 20 km Höhe im Frühjahr 1995 und 1996. Lokale Ozonmessungen sind mit dem norwegischen Ozonlidar im ALOMAR Observatorium möglich.

Um die Größe der PSC-Partikel genauer zu untersuchen, werden ballongetragene Partikelzähler oder Lidarmessungen mit mehreren Wellenlängen benutzt. Lidar steht für **L**ight **d**etection **a**nd **r**anging, d.h. Lichtpulse werden ausgesandt und die Rückstreuung wird zeitaufgelöst gemessen. Über die Lichtgeschwindigkeit kann die Entfernung der Rückstreuquelle ermittelt werden. Zur Beschreibung der PSC

wird aus den Lidardaten das sogenannte Rückstreuverhältnis abgeleitet, das ist das Verhältnis der Anzahl aller zurückgestreuten Photonen (an Luftmolekülen und Aerosolen) zur Anzahl der nur an den Luftmolekülen gestreuten Photonen.

ALOMAR (Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research) ist in Andenes (69°N, 16°O) in der Randzone des Polarwirbels gelegen, der auf der Nordhalbkugel aufgrund orographischer Effekte örtlich und zeitlich recht variabel ist. Seit dem Winter 1995/1996 kann die Aerosolrückstreuung mit drei Wellenlängen im ultravioletten, sichtbaren und infraroten Bereich gemessen werden.

Der Entstehungsmechanismus vor allem der festen Teilchen ist noch nicht verstanden. Temperatur, Temperaturgeschichte und Spurengaskonzentrationen spielen eine Rolle. Die Koordination von vielen verschiedenen Messungen in Kampagnen (EASOE 1989/90, SESAME 1992/93, THESEO 1997/98) soll helfen, möglichst viele Parameter zu kontrollieren und ein umfassendes Bild der Vorgänge in der polaren Winterstratosphäre zu liefern. Klimatologische Lidarmessungen, wie sie das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar liefert, tragen dazu bei.

In dieser Arbeit wird untersucht, inwieweit Mehrwellenlängen-Lidarmessungen zur Ableitung von Größe und Konsistenz von PSC-Teilchen verwendet werden können. Nach einer Einführung in die arktische Stratosphäre werden das Meßgerät und die aus den Messungen abgeleiteten Größen vorgestellt. Die Abhängigkeit der Rückstreuung vom Brechungsindex und der angenommenen Teilchengrößenverteilung wird in Kapitel 4 behandelt. Die Beobachtungen der Winter 1994/95 bis 1996/97 werden aufgeführt und dann mit der geophysikalischen Situation der Atmosphäre in Verbindung gebracht.

Nach dieser Darstellung des Datenmaterials wird die Bestimmung von Teilchengrößen aus den Lidarmessungen beschrieben. Die sich hieraus ergebende Unsicherheit bezüglich des Brechungsindex wird durch den Vergleich mit den Ergebnissen von Partikelzählermessungen eingeschränkt. Als Vergleichsgröße wird vor allem die Volumendichte betrachtet. Modellrechnungen zur Temperaturabhängigkeit der Volumendichte liefern ebenfalls eine Aussage über die wahrscheinliche Konsistenz der PSC-Teilchen. Schließlich unterstützen Modellrechnungen zur Brechungsindexbestimmung aufgrund von Spurengasmessungen den verwendeten Brechungsindexwert. Ein Überblick über weitere Lidarmessungen in der Arktis soll einen Eindruck darüber liefern, wie typisch die Messungen des ALOMAR-Lidars für die Arktis sind.

## 2 Die arktische Stratosphäre

### 2.1 Temperatur

Die vertikale Unterteilung der Atmosphäre in Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre wird aufgrund der wechselnden Temperaturgradienten vorgenommen. Während Troposphäre und Mesosphäre durch eine Temperaturabnahme mit der Höhe gekennzeichnet sind, ist der Temperaturgradient in der Stratosphäre und Thermosphäre überwiegend positiv. Im unteren Teil der Stratosphäre von der Tropopause (8 bis 12 km) bis etwa 30 km beträgt die Temperatur im Mittel etwa 220 K. In der Polarnacht kann sich diese Region unter 190 K abkühlen. Die Temperaturvariabilität ist im Winter sehr hoch: Minimumtemperaturen von 183 K wechseln mit stratosphärischen Erwärmungen von über 300 K.

Die Nord- und die Südhalbkugel weisen deutliche Unterschiede in der winterlichen Temperaturstruktur auf. Während sich auf der Südhalbkugel ein stabiler Polarwirbel mit konstant tiefen Temperaturen um die 190 K von Juni bis September ausbildet, variieren auf der Nordhalbkugel von Dezember bis März die Temperaturen zwischen 192 K und 200 K (siehe Abb. 2.1).

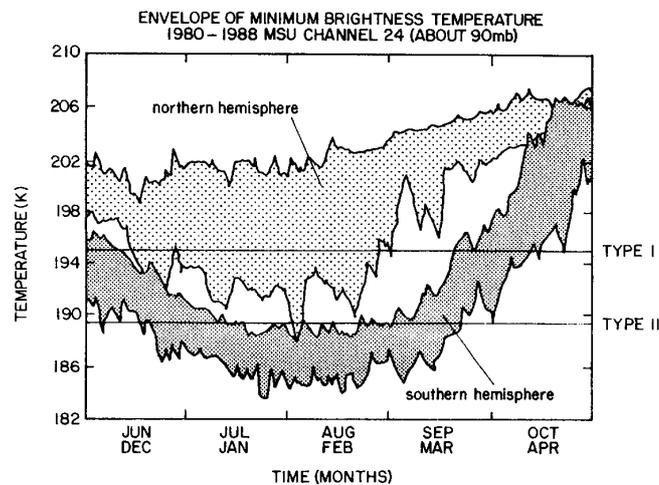


Abbildung 2.1: Minimumtemperaturen in etwa 90 hPa in den Polargebieten von Nord- und Südhalbkugel von 1980-1988 (Solomon und Brasseur, 1995)

## 2.2 Polarwirbel

Durch die fehlende Sonneneinstrahlung in der Polarnacht kommt es zu einer Abkühlung und dem Absinken der stratosphärischen Luft über den Polen. Die nachfließende Luft aus mittleren Breiten wird aufgrund der Coriolis-Scheinkraft abgelenkt, so daß eine Region mit starken Winden in der mittleren bis unteren Stratosphäre entsteht, der Polarwirbel. Die innerhalb des Wirbels eingeschlossene Luft kühlt sich wegen des mangelnden Austausches umso stärker ab. Auf der Südhalbkugel ist dieser Wirbel sehr stabil und liegt mit seinem Zentrum über dem Pol. Auf der Nordhalbkugel dagegen kommt es wegen der unregelmäßigen Land-See-Verteilung zu häufigen Verlagerungen des Wirbels und zu Einmischung von wärmerer Luft an den Wirbelrändern. Die Temperatur innerhalb des Wirbels ist daher auf der Nordhalbkugel im Mittel signifikant höher als auf der Südhalbkugel (siehe Abb. 2.1). Die Lage des Polarwirbels in den Wintern von 1995 bis 1997 wird in Kapitel 6 dargestellt.

## 2.3 Ozon

Das Profil des Ozonmischungsverhältnisses der Atmosphäre weist typischerweise ein Maximum bei etwa 20 km Höhe auf. Somit enthält die Stratosphäre den größten Teil der gesamten Ozonsäule. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind in polaren Gebieten stark durch Einstrahlung und Dynamik und deren Wechselwirkung bestimmt (Labitzke und van Loon, 1997). So liegt das Ozonminimum in der Arktis im Herbst. Normalerweise wird eine Ozonzunahme von Januar bis März beobachtet (Newman *et al.*, 1997). Beim Zusammenbruch des Polarwirbels Ende März erfolgt ein Transport ozonreicher Luft polwärts. Das Ozonmaximum wird somit im Frühjahr erreicht. Seit Farman *et al.* (1985) über den stratosphärischen Ozonabbau über dem antarktischen Kontinent berichtet haben, ist auch in der Arktis der Ozonentwicklung große Aufmerksamkeit gewidmet worden.

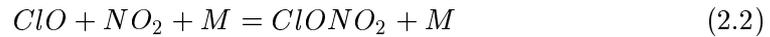
Einige der in den hier untersuchten Jahren durchgeführten Ozonmessungen werden in Kapitel 6.2.1 vorgestellt.

## 2.4 Chemische Abläufe

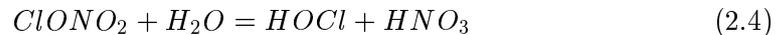
Die gesamten in der Stratosphäre vorhandenen Stickstoffverbindungen werden als  $NO_y$  bezeichnet:

$$[NO_y] = [NO] + [NO_2] + [NO_3] + 2[N_2O_5] + [HNO_3] + [HO_2NO_2] + [ClONO_2] + [BrONO_2] + \textit{Aerosolnitrat} \quad (2.1)$$

Der aktive Stickstoff  $NO_x$  ( $NO$ ,  $NO_2$ ) reagiert mit aktivem Chlor unter Verwendung eines Katalysators M :



Die Hauptquelle für  $NO_2$  in der unteren Stratosphäre im arktischen Winter und Frühling ist die Photolyse von  $HNO_3$ , das den Hauptanteil von  $NO_y$  ausmacht (Kondo *et al.*, 1996).  $NO_x$  wird via  $N_2O_5$  und  $ClONO_2$  auf der Oberfläche von Sulfataerosolen durch folgende heterogene Reaktion indirekt zu  $HNO_3$  oxidiert:



Bei Sonneneinstrahlung werden die Chlormoleküle zu Chloratomen photolysiert:



Atomares Chlor reagiert mit Ozon zu Chlormonoxid und molekularem Sauerstoff:



So bereiten die Aerosoloberflächen das inaktive zu aktivem Chlor auf. Erhöhte ClO-Konzentrationen weisen auf chemisch bedingten Ozonabbau hin. Über ClO-Messungen wird in Kapitel 6 berichtet.

Mit zunehmender Sonneneinstrahlung entsteht durch Photolyse von  $HNO_3$  und Reaktion mit OH  $NO_x$ . ClO wird zu  $ClONO_2$  inaktiviert und der katalytische Ozonabbau unterbrochen (Solomon, 1990).

## 2.5 Aerosol

Unter Aerosol in der Atmosphäre werden feste oder flüssige Partikel verschiedener Größe, Form und Zusammensetzung verstanden. Zu Beginn der sechziger Jahre wurde das stratosphärische Hintergrundaerosol von Junge und Manson (1961) untersucht. Nach der Größe der Teilchen wurde zwischen Nukleationsteilchen (Radius kleiner als  $0,1 \mu m$ ), großen Teilchen (Radien zwischen  $0,1$  und  $1 \mu m$ ) und Riesenteilchen (Radien größer als  $1 \mu m$ ) unterschieden. Das Hintergrundaerosol besteht aus verdünnter Schwefelsäure (Hofmann und Rosen, 1981; Junge und Manson, 1961) und seine Höhenverteilung ist abhängig vom Teilchenradius. Die großen Teilchen haben ihr maximales Mischungsverhältnis etwa 7 bis 10 km über der Tropopause. Diese Schicht wird nach dem Entdecker Junge-Schicht genannt.

Das Hintergrundaerosol wird nach Vulkaneruptionen vom vulkanischen Aerosol verdeckt. Seit 1960 haben vier Vulkanausbrüche größere Spuren in der Stratosphäre hinterlassen: Mount Agung (März 1963), Fuego (Oktober 1974), El Chichon (März 1982) und Mount Pinatubo (Juni 1991). Alle fanden in Äquatornähe statt (Rosen *et al.*, 1994b). Der Einfluß des vulkanischen Aerosols auf die Ozonkonzentration wurde u.a. von Hofmann *et al.* (1994) über den USA in den Jahren 1992 und 1993 untersucht. Der mögliche Effekt eines Vulkanausbruchs auf Ozon hängt sowohl von dynamischen als auch chemischen Prozessen ab. Eine Erwärmung aufgrund erhöhter Strahlungsabsorption durch Aerosole kann eine verstärkte Zirkulation verursachen. Die zusätzliche Oberfläche des vulkanischen  $H_2SO_4/H_2O$  Aerosols erhöht den Ozonverlust durch heterogene chemische Reaktionen (Hofmann *et al.*, 1994).

Die Region, in der das größte Ozondefizit gefunden wurde, deckt sich mit der Pinatubo Aerosol-Schicht. Diese Region liegt etwas unterhalb der Höhe, in der in der Arktis PSC beobachtet werden. Auch nach dem Ausbruch des El Chichon wurde eine Ozonabnahme im Zusammenhang mit maximalen Aerosoloberflächen von  $50 \mu m^2 cm^{-3}$  beobachtet (Hofmann und Solomon, 1989). Die typischen Werte von Oberflächendichten eines ungestörten Hintergrundaerosols liegen bei  $0,75 \mu m^2 cm^{-3}$  in der Stratosphäre (Johnson *et al.*, 1994). Nach der Eruption 1991 wurden Oberflächen von  $80 \mu m^2 cm^{-3}$  in 11 bis 12 km Höhe beobachtet und in gleicher Höhe eine Abnahme des Ozonmischungsverhältnisses um 50 % (Johnson *et al.*, 1994).

Sowohl 1991 als auch 1992 stimmten die Regionen mit niedrigen Ozonwerten mit

der Höhe der primären vulkanischen Aerosolschicht überein (10 bis 13 km 1991 und 12 bis 16 km 1992).

Ein Beispiel für feste Partikel sind die troposphärischen Cirren, die ebenfalls Gegenstand von Lidarbeobachtungen sind. In den Polargebieten treten sie in 8 bis 10 km Höhe auf. Sie haben eine vertikale Ausdehnung von 1 bis 3 km und sind oft optisch sehr dünn. Guasta *et al.* (1994) haben in der Arktis eine Depolarisation von 28 % gemessen, die verglichen mit Wolken in mittleren Breiten recht klein ist, aber mit Werten aus der Antarktis übereinstimmt. Für reine Eiswolken wird eine Depolarisation zwischen 40 und 50% erwartet. Guasta *et al.* (1994) vermuten daher eine Mischung von kleineren Sulfatpartikeln und Eis in arktischen Cirren.

Polare stratosphärische Wolken (PSC) unterscheiden sich von anderen Aerosolarten in der Dauer des Auftretens und der Ausdehnung. Sie sind sehr von der Temperatur abhängig und erstrecken sich in der Arktis zwischen 15 und 30 km Höhe. Sie werden in verschiedene Klassen eingeteilt : PSCs vom Typ I bestehen aus kleineren Teilchen und bilden sich bei Temperaturen  $T > T_{ice}$  (Frostpunkt), während PSCs vom Typ II Eiswolken sind, die sich bei  $T < T_{ice}$  bilden und deren Teilchen auf einige Mikrometer anwachsen können.

Obwohl der Mechanismus noch nicht ganz verstanden ist, wird generell angenommen, daß stratosphärische Sulfataerosole (SSA) als Kondensationskeime für PSC-Teilchen dienen (Crutzen und Arnold, 1986; Toon *et al.*, 1986). Wenn die Temperatur unter ca. 195 K fällt, kondensieren  $HNO_3$  und  $H_2O$  auf gefrorenen SSA und bilden Salpetersäuretrihydrat-Partikel (NAT). Wenn die Temperatur bis unter 187 K sinkt, bilden sich um die NAT-Teilchen, die nun als Kondensationskeime dienen, Eiskristalle. Diese Vorstellung jedoch umstritten (Tolbert, 1994).

Eine weitere Möglichkeit ist die metastabile Phase NAD (nitric acid dihydrate), die sich bei Temperaturen von 2 bis 4 K unterhalb der Existenztemperatur für NAT bilden kann (Worsnop *et al.*, 1993). Zusammengefaßt werden diese Salpetersäurehydrate als NAX bezeichnet. Es gibt Beobachtungen, die Hinweise auf flüssige SSA als Kondensationskeime für  $HNO_3$  geben (Schlager *et al.*, 1990). Dye *et al.* (1992) schlagen vor, daß die Sulfataerosole bis unter 195 K flüssig bleiben. In diesem Fall ändert sich die chemische Zusammensetzung des Aerosols durch die Absorption von

$H_2O$ - und  $HNO_3$ -Molekülen. Die flüssigen Teilchen wachsen als eine ternäre Lösung ( $H_2SO_4/HNO_3/H_2O$ ), bevor sie als NAT kristallisieren (Molina *et al.*, 1993). Die Absorption von  $H_2O$  und  $HNO_3$  Molekülen von der ternären Lösung kann auch zu einer amorphen flüssigen binären Lösung ( $HNO_3/H_2O$ ) mit Spuren von Schwefelsäure führen (Tabazadeh *et al.*, 1994a). Die unterkühlten flüssigen Teilchen (supercooled ternary solution, STS) wachsen bei niedrigeren Temperaturen als NAT. Eine zusammenfassende Beschreibung der verschiedenen Kondensationsprozesse liefern Koop *et al.* (1997).

Modellstudien von Rudder *et al.* (1996) zeigen in Übereinstimmung mit Beobachtungen deutliche Unterschiede in der PSC-Bildung an beiden Polen. Während in der Antarktis über den ganzen Winter von Juni bis September PSC beobachtet werden, liegt der Schwerpunkt in der Arktis im Januar (Pawson *et al.*, 1995). Die Oberflächendichte der Teilchen (Typ I) ist in der Antarktis mit  $15 \mu m^2 cm^{-3}$  deutlich größer als in der Arktis mit  $5 \mu m^2 cm^{-3}$  (Rudder *et al.*, 1996). PSC Typ II konnte das Modell nur in der Antarktis (im August) produzieren, mit einer Dichte von  $1 \mu m^2 cm^{-3}$ . In der Arktis wurden die PSC meistens am Rand des Polarwirbels gefunden (ca.  $70^\circ N$ ), wo die Wellenamplitude der planetaren Wellen am größten und ihre Periode am kürzesten ist (vor allem im Januar). In der Antarktis dagegen finden sich die PSCs am Pol.

Weil das Sonnenlicht die arktische Polregion im Januar nicht erreicht, findet der Ozonabbau nahe der Wirbelgrenze statt, wo PSC I aufgrund der Temperaturschwankungen durch Wellenaktivität entstehen (Tie *et al.*, 1996). Der Unterschied in den Ozonverlusten in Arktis und Antarktis spiegelt sich in Intensität und Ort in dem unterschiedlichen Auftreten der PSC.

### 3 Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar

Das Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research (ALOMAR) ist seit 1994 in Betrieb. Es liegt auf der nordnorwegischen Insel Andøya (69.3°N, 16.1°O), auf dem Gipfel des Berges Ramnan, 379 m über dem Meeresspiegel. Die Nähe zur Andøya Rocket Range mit deren Möglichkeiten zu Raketen- und Ballonstarts erlaubt eine optimale Zusammenarbeit zur Erforschung der mittleren Atmosphäre. Eine Übersicht über die sich im Observatorium befindenden Meßgeräte geben von Zahn *et al.* (1995). Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar hat den ordentlichen Meßbetrieb im November 1994 aufgenommen. Im Laufe der Jahre wurde es immer wieder erweitert und verbessert. Tabelle 3.1 zeigt eine Übersicht der Entwicklung.

19. Juni 1994	Erste Messung eines Rückstreuprofiles auf 532 nm mit dem 45 cm Teleskop unter Tageslichtbedingungen
Winter 1994/95	Erste PSC-Beobachtungen Teilnahme an der SESAME III-Kampagne
Januar-Mai 1995	Aufnahme eines regulären Meßbetriebes mit 6 Empfangskanälen (1064 nm, 532 nm in zwei verschiedenen Abschwächungen, 607 nm, 530.4 nm und 529.1 nm) bei 2 gesendeten Wellenlängen (1064 nm und 532 nm)
Juni 1995	Vergrößerung des wirksamen Teleskopspiegels auf 60 cm Durchmesser
November 1995	Beginn der Routine-Messungen auf 9 Empfangskanälen (1064 nm, 532 nm in zwei verschiedenen Abschwächungen, 530.1 nm, 529.3 nm, 607 nm, 387 nm, 355 nm in zwei verschiedenen Abschwächungen) mit 3 gesendeten Wellenlängen (1064 nm, 532 nm und 355 nm)
Winter 1995/96	Reguläre PSC-Beobachtungen
Mai-Juli 1996	Aufstellung und Installation der beiden 1,8 m Teleskope in der Teleskophalle des ALOMAR-Observatoriums
Winter 1996/97	PSC-Beobachtungen kombiniert mit Depolarisationsmessungen unter Nutzung eines zusätzlichen 50 cm Teleskops

Tabelle 3.1: Entwicklungsetappen des ALOMAR R/M/R-Lidars

Die am Aufbau und Betrieb des Lidars beteiligten Institutionen sind das Institut für Atmosphärenphysik, Kühlungsborn, die Universität Bonn, Service d'Aéronomie du CNRS, Verrières-le Buisson, Frankreich, und Hovemere LTD., Keston, U.K. Ausführliche Beschreibungen des R/M/R-Lidars finden sich bei Fiedler *et al.* (1997) und Fiedler und von Cossart (1997). Über die verschiedenen anderen Geräte des Observatoriums berichten Skatteboe (1996), Rees und Vyssogorets (1996) und von Zahn (1997).

### 3.1 Depolarisationsmessung

Das Laserlicht wird linear polarisiert in die Atmosphäre gestrahlt. Die Polarisationsrichtung bleibt bei der Rückstreuung an kugelförmigen Teilchen erhalten. Wird das rückgestreute Licht durch einen Polfilter, der senkrecht zur Polarisationssebene des Laserlichts eingestellt ist, detektiert, erhält man nur das Signal von depolarisierenden (nicht kugelförmigen) Teilchen. Im Februar 1996 wurden Messungen zur Laserpolarisation durchgeführt. Dazu wurde zwischen Teleskop und Glasfaser ein Polfilter eingefügt und im Abstand von 15 Minuten in Minimum- (Kreuzpolarisation) und Maximumposition (Parallelpolarisation) gemessen. Es wurde mit 355 und 532 nm gemessen. Um den Einfluß der veränderlichen Transmission der Atmosphäre zu minimieren, wurden beide Signale anstatt über den gleichen Zeitraum über die gleiche Anzahl von empfangenen Photonen summiert. Die Ergebnisse zeigten gute Übereinstimmung mit der Theorie.

Bei den teilweise sehr variablen PSC ist jedoch die gleichzeitige Messung beider Polarisationen notwendig. Daher wurde für den Winter 96/97 eine Lösung gesucht, die eine zusätzliche Messung der Depolarisation bei 532 nm ermöglichte. Da eine Glasfaser nicht polarisationserhaltend ist, konnte nicht erst hinter der Glasfaser ein Polfilter eingesetzt werden. Es wurde deshalb ein zweites Teleskop mit einer eigenen Nachweisbank konstruiert. Das Teleskop besitzt einen Spiegel mit einem Durchmesser von 50 cm mit einer Brennweite von 1.2 m. Zusammen mit einer Glasfaser mit 1.5 mm Durchmesser war der Überlapp des Gesichtsfeldes ab 10 km Höhe gesichert. Die ersten Depolarisationsmessungen wurden im Dezember 1996 durchgeführt.

### 3.2 Meßgrößen und abgeleitete Größen

Das Zustandekommen des Signals läßt sich durch eine modifizierte Strahlungstransportgleichung, die sogenannte Lidargleichung, beschreiben:

$$N(z) = N_0 \cdot \eta \cdot F \cdot \frac{A(z)}{r^2} \cdot T^2(z) \cdot \Delta z \cdot \beta(z) + \text{Untergrund} \quad (3.1)$$

Dabei bedeutet

N	Anzahl der empfangenen Photonen aus der Höhe z
$N_0$	Anzahl der ausgesandten Photonen
$\eta$	Wirkungsgrad des Nachweiszweiges
F	Teleskopfläche
A	Überlappfunktion von Teleskopgesichtsfeld und Laserstrahl
r	Abstand zwischen Lidargerät und Streumedium
T	Transmission
$\Delta z$	betrachtetes Höhenintervall
$\beta$	Rückstreuoeffizient [ $m^{-1}sr^{-1}$ ]

Nach der Korrektur für die Geräteeigenschaften, den Untergrund und die Entfernung ( $r^2$ -Korrektur) ergibt sich ein Profil, daß direkt zur Streuung (an den Luftmolekülen oder Aerosolen) aus jedem Höhenintervall proportional ist. In einer aerosolfreien Atmosphäre ist dies ein exponentiell mit der Höhe abnehmendes Signal, eine relative Luftdichte. Da Luftmoleküle sehr viel kleiner als die verwendeten Wellenlängen sind, handelt es sich hier um Rayleighstreuung. Streuung an Aerosolen, deren Durchmesser in der Größenordnung der Wellenlänge liegen, wird durch den Prozeß der Mie-Streuung beschrieben. Daher kommt es trotz der um Größenordnungen kleineren Anzahl der Aerosole (Konzentrationen um  $1\text{ cm}^{-3}$  im Vergleich zu  $10^{18}\text{ cm}^{-3}$  der Luftmoleküle in etwa 20 km Höhe) zu einer deutlichen Erhöhung des Signals. Dieses Mie-Signal kann auf verschiedene Weisen beschrieben werden:

#### **Rückstreuverhältnis (backscatter ratio) BSR:**

Das gesamte Atmosphärensignal wird zu dem nur von der Luftdichte erzeugten Rayleighsignal in Beziehung gesetzt:

$$BSR = \frac{\text{Gesamtsignal}}{\text{Rayleighsignal}} = \frac{\beta_{Mie} + \beta_{Rayleigh}}{\beta_{Rayleigh}} \quad (3.2)$$

Somit ist in aerosolfreien Schichten das Verhältnis 1 und nimmt mit zunehmender Aerosollast zu. Das Rückstreuverhältnis ist stark wellenlängenabhängig, da die Rayleighstreuung proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge ist, die Miestreuung jedoch eine sehr viel geringere Wellenlängenabhängigkeit hat. Daher sind die BSR bei 1064 nm sehr viel größer als bei 355 nm. Aus den Lidardaten wird das BSR mit Hilfe der vom Lidar gemessenen relativen Luftdichte (bei 607 und 387 nm) bestimmt. Die Normierung erfolgt in 30 km Höhe, wo keine Aerosole mehr vorkommen.

**Mie-Rückstreukoeffizient ( $\beta_{Mie}$ ):**

Um eine nur von der Aerosolmenge abhängige Größe zu erhalten, muß der Einfluß der Luftdichte eliminiert werden. Dafür muß eine absolute Luftdichte  $N$  [Moleküle  $m^{-3}$ ] vorliegen. Dann ist der Zusammenhang mit dem BSR gegeben durch:

$$\begin{aligned}\beta_{Mie}(\lambda) &= (BSR(\lambda) - 1) * \beta_{Rayleigh}(\lambda) \\ \beta_{Rayleigh}(\lambda) &= \sigma_{Rayleigh}(\lambda) * N\end{aligned}\quad (3.3)$$

$\sigma_{Rayleigh}$  ist der von der vierten Potenz der Wellenlänge abhängige Rückstreuquerschnitt in [ $m^2 sr^{-1}$ ].

**Depolarisation:**

Die Ergebnisse der Depolarisationsmessungen können als Volumendepolarisation, Aerosoldepolarisation oder Rückstreuverhältnis dargestellt werden. Die Volumendepolarisation setzt das gesamte Signal (inklusive Rayleighstreuung) der Kreuzpolarisation zur Parallelpolarisation ins Verhältnis:

$$\delta_{vol} = \frac{\beta_{\perp}}{\beta_{\parallel}} = \frac{\beta_{\perp}^{Mie} + \beta_{\perp}^{Ray}}{\beta_{\parallel}^{Mie} + \beta_{\parallel}^{Ray}}\quad (3.4)$$

In dieser Größe ist die Luftdepolarisation noch enthalten, so daß auch bei sphärischen Aerosolen ein von Null verschiedener Wert gemessen wird.

Die Aerosoldepolarisation dagegen ist um die Luftdepolarisation korrigiert und verschwindet für sphärische Aerosole:

$$\delta_{aer} = \frac{\beta_{\perp}^{Mie}}{\beta_{\parallel}^{Mie}}\quad (3.5)$$

In die dritte Größe geht das parallele Signal nicht ein. Die Rückstreuung des kreuzpolarisierten Signals wird nur zur Luftdichte in Beziehung gesetzt. Dies ermöglicht eine bessere Darstellung in den Fällen, in denen das parallele Rückstreuverhältnis klein ist.

$$BSR_{\perp} = \frac{\beta_{\perp}^{Mie} + \beta_{\perp}^{Ray}}{\beta_{\perp}^{Ray}} \quad (3.6)$$

Rückstreuverhältnis und Depolarisation werden zur Klassifizierung von verschiedenen PSC-Typen verwendet (Toon *et al.*, 1990):

Typ	Rückstreuverhältnis bei 532 nm	Depolarisation [%]
I a	< 2	> 10
I b	> 2	< 5
II	> 10	variabel

Tabelle 3.2: PSC-Typen

Von Tabazadeh und Toon (1996) wurde zusätzlich ein Typ I c eingeführt, allerdings ohne Rückstreuverhältnis- und Depolarisationswerte anzugeben. Ein weiterer Typ I d ist von Wedekind (1997) mit einem Rückstreuverhältnis zwischen 2 und 5 und einer Depolarisation von etwa 10 bis 20 % definiert.

### 3.3 Temperaturmessung

Oberhalb 30 km Höhe (in aerosolfreier Atmosphäre) wird die Temperatur aus dem Rayleighsignal abgeleitet. Je nach Transmission kann die Temperatur bis zu 70 km Höhe mit einem Fehler unter 5 K bestimmt werden.

Unterhalb von 30 km Höhe gibt es verschiedene Methoden der Temperaturbestimmung: Bei geringer Aerosollast (BSR bei 532 nm kleiner als 1.2) kann die Temperatur aus den Vibrations-Raman-Signalen analog zum Rayleigh-Signal bestimmt werden. Die Aerosole machen sich bei dieser Wellenlänge nur durch ihren Extinktionseinfluß bemerkbar. Der hierdurch verursachte Fehler (zu niedrige Temperaturen) wird durch eine in Kapitel 3.4 beschriebene Extinktionskorrektur ausgeglichen. Bei großer Aerosollast, vor allem in Anwesenheit von PSC, wird mit der Rotations-Raman-Methode versucht, den Extinktionseinfluß auszuschalten. Bei dieser Methode

werden zwei dicht beieinanderliegende Wellenlängen verwendet (529.1 nm und 530.4 nm), so daß man von einem verschwindend kleinen Unterschied in der Extinktion ausgehen kann. Die Methode wird von Hauchecorne *et al.* (1996) beschrieben. Da die Signalstärke sehr gering ist, ist eine längere Integrationszeit für ein Temperaturprofil notwendig.

### 3.4 Aerosolmessung

Einen ersten Eindruck der Aerosollast gibt das Rückstreuverhältnis (BSR). Bei 532 nm ist ein Wert unter 1.1 zwischen 15 und 30 km typisch für reines Hintergrundae-rosol. In polaren stratosphärischen Wolken treten Werte von 1.2 (PSC Typ I a) bis über 100 (PSC Typ II) auf.

Da zur Bestimmung der Rückstreuverhältnisse Rayleigh- und Raman-Signale verwendet werden, deren Wellenlängen relativ weit auseinanderliegen (355 nm und 387 nm, 532 nm und 607 nm), wird eine Extinktionskorrektur angewendet. Dabei wird angenommen, daß die Wellenlängenabhängigkeit des Extinktionskoeffizienten sich wie  $\lambda^{-1}$  verhält (Ansmann *et al.*, 1990). Außerdem wird mit einem festen Verhältnis von Extinktion  $\alpha$  zu Rückstreuung  $\beta$  gerechnet:

$$S = \frac{\alpha}{\beta} \quad (3.7)$$

Die für S angenommenen Werte sind  $S=30$  sr für  $\lambda=355$  nm und  $S=40$  sr für  $\lambda=532$  nm (nach Stein *et al.* (1994)). Die Berechnung des Extinktionskoeffizienten erfolgt iterativ. Zuerst wird das Rückstreuverhältnis aus den Originaldaten bestimmt. Daraus wird der Rückstreukoeffizient berechnet (Gl. 3.8) und unter Verwendung von S der Extinktionskoeffizient (Gl. 3.9).

$$\beta_{aer}(z) = (BSR(z) - 1) * \beta_{Ray}(z) \quad (3.8)$$

$$\alpha(z) = \frac{\beta_{aer}(z)}{S} \quad (3.9)$$

Dieser wird über die Höhe integriert und liefert die optische Dichte für den Rayleigh- (Gl. 3.10) bzw. für den Ramakanal (Gl. 3.11).

$$\tau(z) = \int_{z_0}^z \alpha(z') * dz' \quad (3.10)$$

$$\tau_{Raman}(z) = \int_{z_0}^z \alpha * \left(1 + \frac{\lambda_{Ray}}{\lambda_{Raman}}\right) * dz' \quad (3.11)$$

Das Ausgangsprofil des BSR wird dann mit der optischen Dichte korrigiert (Gl. 3.12).

$$BSR = BSR_0 * exp(-\tau + \tau_{Raman}) \quad (3.12)$$

Mit diesem korrigierten BSR wird wieder bei Gl. 3.8 begonnen.

### 3.5 Fehlerbetrachtung

Die Fehlerquellen in der Extinktionskorrektur liegen in der Annahme der Luftdichte und des Verhältnisses von Extinktion zu Rückstreuung S, siehe Stein *et al.* (1994). Der Fehler in den Rückstreuverhältnissen beträgt damit für eine Integrationszeit von 30 Minuten zwischen 1% und 10% , abhängig von der Signalstärke. Der Fehler in den Rückstreuquerschnitten ist wegen der Unsicherheit des angenommenen Luftdichteprofiles höher und beträgt 5% bis 20 %.

Da nur im Winter 1996/97 Depolarisationsmessungen gemacht werden konnten, ist die Datenbasis für solche Beobachtungen sehr begrenzt. Alle PSCs dieses Winters zeigten einen gewissen Grad von Depolarisation. In den 7 Tagen, an denen PSC gemessen wurden, gab es zwei Ereignisse mit Aerosoldepolarisation von 15 % und 5 Tage mit Werten von 3 bis 1 %. Da die Polarisation des Lasers bei einer früheren Messung der Luftdepolarisation getestet wurde, scheidet dies als Ursache für eine fehlerhafte Depolarisationsmessung aus. Möglich dagegen erscheint eine ungenaue Justierung des Polfilters, so daß neben dem gewünschten senkrecht polarisierten Signal ein Anteil des parallel polarisierten Signals detektiert wurde. Eine Ungenauigkeit in der Position des Polfilters von 2 Grad würde zu einem Fehler der Aerosoldepolarisation von etwa 4% führen. Auch mit diesem möglichen Fehler kann zwischen überwiegend sphärischen (I b) und überwiegend festen (I a) Partikeln unterschieden werden. Eine Aussage, ob Typ I b Wolken ausschließlich aus flüssigen Teilchen bestehen, kann damit jedoch nicht getroffen werden.

## 4 Streuverhalten nach der Mie-Theorie

Das Streuverhalten von Licht an Kugeln, deren Radius von gleicher Größenordnung wie die Wellenlänge des auftreffenden Lichtes ist, wurde von Mie (1908) analytisch berechnet. Für Untersuchungen von stratosphärischen Aerosolen mit Lidargeräten, deren Wellenlängen im UV, Sichtbaren oder Infraroten liegen, ist Miestreueung der dominierende Prozeß. Bei Lidarmessungen ist die Rückstreuung ( $180^\circ$ ) die gesuchte Größe, während z.B. optische Partikelzähler Vorwärtsstreuung unter einem bestimmten Winkel benutzen.

Die für die Untersuchungen von polaren stratosphärischen Wolken wichtigen Punkte werden hier ausführlicher dargestellt.

### 4.1 Verteilungen

Die Mie-Theorie beschreibt zunächst nur die Streuung an einer einzelnen Kugel. Im Blickfeld des Lidars befinden sich aber eine Ansammlung von Teilchen, über deren Größenverteilung eine Annahme gemacht werden muß. Entsprechend der angenommenen Verteilung werden dann die Rückstreuquerschnitte  $\sigma_{Mie}$  der einzelnen Kugeln mit ihrer Anzahl gewichtet aufsummiert und ergeben den Rückstreuquerschnitt der Verteilung. Der Rückstreuquerschnitt wird für eine normierte Anzahl Teilchen pro Volumen berechnet. Der Rückstreuoeffizient  $\beta_{Mie}$  ergibt sich durch die Multiplikation mit einer Anzahldichte  $N$ :

$$\beta_{Mie}[m^{-1}sr^{-1}] = N[m^{-3}] * \sigma_{Mie}[m^2sr^{-1}] \quad (4.1)$$

Zur Beschreibung der in polaren stratosphärischen Wolken vorkommenden Partikelgrößen wird bisher üblicherweise eine monomodale lognormale Verteilung angenommen. Sie wird in dieser Arbeit in folgender Formulierung verwendet:

$$N(r) = \frac{N_{ges}}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma} \frac{1}{r} \exp\left(-\frac{\ln^2(r/r_{med})}{2 \ln^2 \sigma}\right) \quad (4.2)$$

Hierbei ist  $N_{ges}$  die Anzahldichte in  $m^{-3}$ ,  $r$  der Teilchenradius,  $\sigma$  ein dimensionsloser Breitenparameter und  $r_{med}$  der Medianradius.

Für stratosphärisches Aerosol werden gelegentlich auch bimodale Verteilungen angenommen (Deshler *et al.*, 1994a), eine recht breite Verteilung ( $\sigma=1.8$ ) um einen kleinen Radius ( $r_{med}=0.1 \mu m$ ) und eine schmalere um einen größeren Radius ( $r_{med}=1$

$\mu\text{m}$ ). Für arktische PSC wird aber eher eine monomodale Verteilung benutzt (Hofmann *et al.*, 1990). Mit einem 3 Wellenlängen-Lidar ist die Ableitung von 3 Parametern möglich (Anzahldichte, Medianradius und Verteilungsbreite), daher werden in dieser Arbeit nur monomodale Verteilungen betrachtet.

## 4.2 Brechungsindex

Der Brechungsindex ist ein weiterer Parameter in der Miestreuung. Er ist von der Wellenlänge, aber auch der Temperatur und chemischen Zusammensetzung der Teilchen abhängig. Für verschiedene Volumenanteile Wasser, Schwefelsäure und Salpetersäure wurde der Brechungsindex (nur Realteil, der Imaginärteil ist vernachlässigbar klein) für 532 nm für eine Temperatur von 190 K berechnet (Tsias, 1997). Tabelle 4.1 zeigt, daß der Wasseranteil die ausschlaggebende Größe ist. Für 30 % Wasser liegt der Wert für 532 nm bei 1.45, fast unabhängig von den Anteilen von  $HNO_3$  und  $H_2SO_4$ . Mit zunehmendem Wassergehalt verringert sich der Brechungsindex deutlich.

% $H_2O$	% $H_2SO_4$	% $HNO_3$	$\rho$ [ $\text{g cm}^{-3}$ ]	Brechungsindex für 532 nm
30	40	30	1.64	1.455
30	30	40	1.62	1.455
30	20	50	1.6	1.455
30	10	60	1.58	1.45
30	0	70	1.56	1.455
40	0	60	1.49	1.447
50	0	50	1.435	1.413
80	0	20	1.157	1.377

Tabelle 4.1: Brechungsindex in Abhängigkeit von Schwefelsäure- und Salpetersäuregehalt für 532 nm und Dichte  $\rho$  der Lösung

Mit mikrophysikalischen Modellen kann der Gehalt von  $H_2O$ ,  $HNO_3$  und  $H_2SO_4$  abhängig von der Temperatur beschrieben werden (Rizi *et al.*, 1994; Carslaw *et al.*, 1994). Dies wird zur Vorhersage des Brechungsindex von PSC benutzt. So werden für die aus einer ternären Lösung bestehenden Typ I b PSC Brechungsindices von

1.37 bis 1.4 angegeben (Masci *et al.*, 1995).

In dieser Arbeit wurden Berechnungen mit vier verschiedenen Klassen von Brechungsindices durchgeführt. Die Werte für H<sub>2</sub>O und NAT stammen von Hofmann (1990) und für STS von Masci *et al.* (1995). Der Wert für H<sub>2</sub>O/HNO<sub>3</sub> entspricht einer quasi binären Lösung (Luo *et al.*, 1996).

	355 nm	532 nm	1064 nm	Referenz
H <sub>2</sub> O	1.35	1.335	1.32	Hofmann (1990)
STS	1.37	1.35	1.32	Masci <i>et al.</i> (1995)
H <sub>2</sub> O/HNO <sub>3</sub>	1.48	1.455	1.443	Luo <i>et al.</i> (1996)
NAT	1.5	1.5	1.5	Hofmann (1990)

Tabelle 4.2: Brechungsindex für verschiedene PSC-Typen und Wellenlängen

### 4.3 Farbverhältnisse

Die Farbverhältnisse (color ratios CR) werden aus den Rückstreuoeffizienten  $\beta_{Mie}$  berechnet (siehe Abschnitt 3.2):

$$\text{Farbverhältnis (532/1064)} = \frac{\beta_{532}^{Mie}}{\beta_{1064}^{Mie}} \quad (4.3)$$

Die Alternative wäre die Berechnung aus den Rückstreuverhältnissen, da dort keine Annahme über die Luftdichte eingeht:

$$\text{Farbverhältnis (532/1064)} = \frac{BSR_{532} - 1}{BSR_{1064} - 1} * \frac{\beta_{532}^{Ray}}{\beta_{1064}^{Ray}} \quad (4.4)$$

Der Unterschied der beiden Berechnungen liegt zwischen 1 und 5 %, je nach Qualität der Temperaturmessungen, aus denen die Luftdichte bestimmt wird, die zur Bestimmung des Rückstreuquerschnitts aus dem Rückstreuverhältnis verwendet wird. Der Vorteil der ersteren Methode ist, daß die Partikel-Anzahldichte direkt aus  $\beta_{Mie}$  berechnet werden kann:

$$N [m^{-3}] = \frac{\beta_{Mie}}{\sigma_{Mie}} \quad (4.5)$$

Farbverhältnisse sind nicht von der in den Rückstreuoeffizienten  $\beta_{Mie}$  enthaltenen Anzahldichte abhängig. Die Farbverhältnisse lassen sich ohne weitere Annahmen mit den theoretischen Werten der Mie-Rechnung vergleichen. Abbildung 4.1 zeigt berechnete Farbverhältnisse für verschiedene Brechungsindices und  $\sigma$ . Es sind die Verhältnisse 355/532 und 532/1064 aufgetragen.

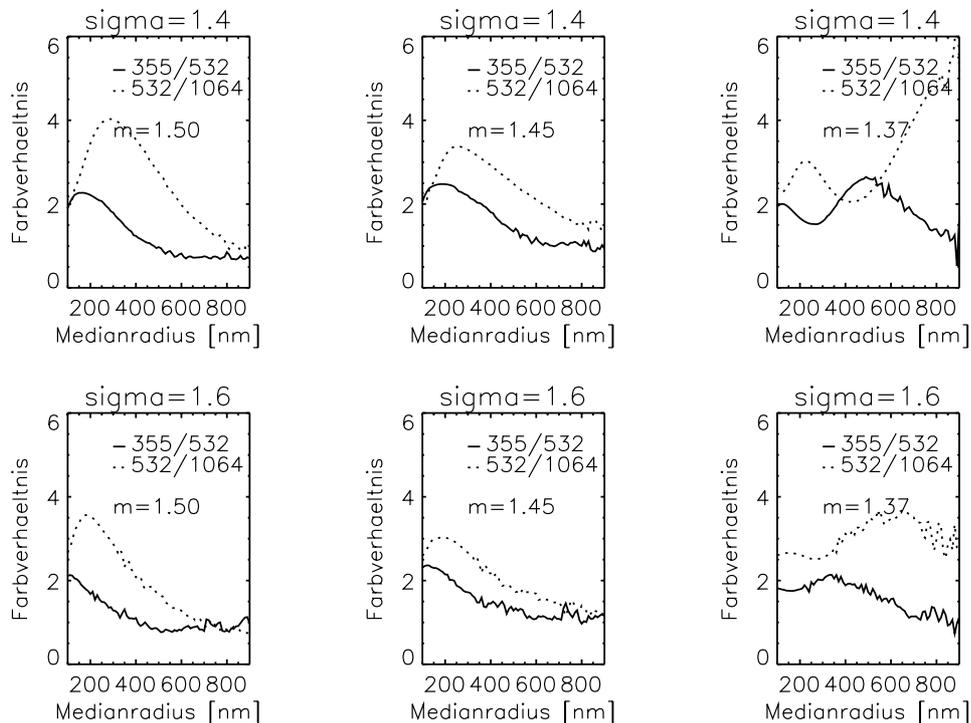


Abbildung 4.1: Farbverhältnisse für die Brechungsindices  $m=1.5$ ,  $1.45$  und  $1.37$  bei  $\sigma = 1.4$  und  $1.6$  gegen den Medianradius.

Für die größeren Brechungsindexwerte  $m=1.5$  und  $m=1.45$  gilt die Zuordnung: große Farbverhältnisse entsprechen kleinen Radien und umgekehrt. Dabei ist der Verlauf der Kurven recht monoton.

Kleinere Werte des Brechungsindex wie für  $m=1.37$  liefern ein komplizierteres Muster. Es liegt kein monotoner Abfall des Farbverhältnisses mit zunehmendem Medianradius vor.

Die breiteren Verteilungen ergeben jeweils kleinere Farbverhältnisse. Der Verlauf der Farbverhältnisse bleibt ähnlich.

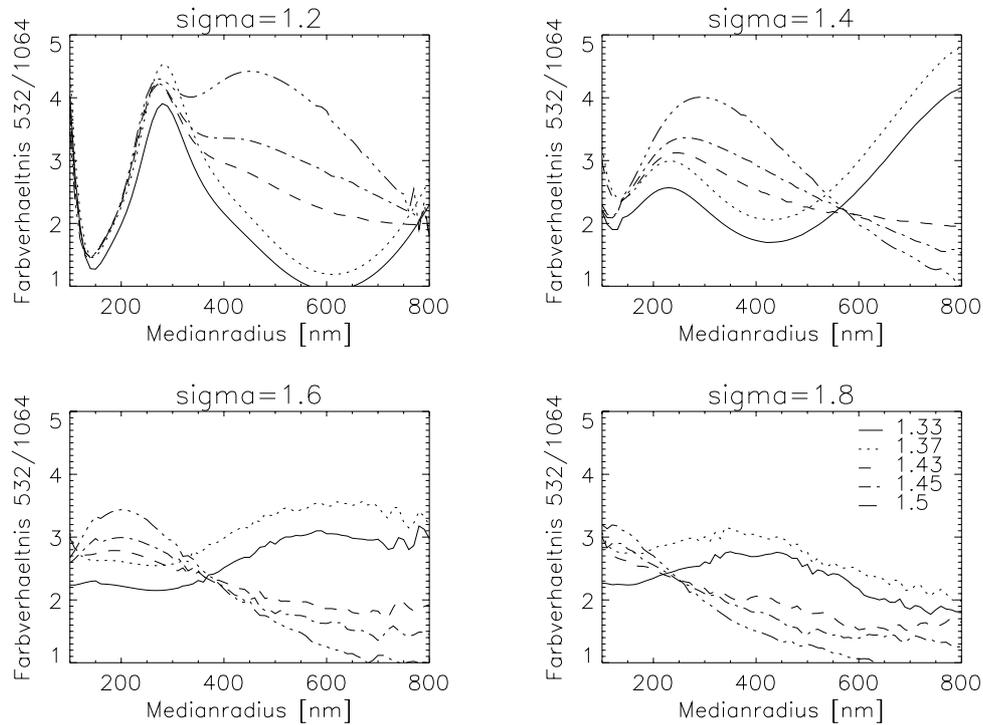


Abbildung 4.2: Farbverhältnisse für Brechungsindices von 1.33 bis 1.5 bei  $\sigma = 1.2$  bis 1.8 gegen den Medianradius

Der direkte Vergleich des Farbverhältnisses 532/1064 für 5 verschiedene Werte des Brechungsindex ist in Abb. 4.2 gezeigt. Dabei zeigen die beiden kleinsten und die drei größeren Brechungsindexwerte Gemeinsamkeiten: Während die letzteren für Radien größer 200 nm einen etwa monoton abfallenden Verlauf zeigen, steigen die Werte für  $m=1.33$  und  $m=1.37$  abhängig von der Breite in einem begrenzten Radiusbereich an. Die größten Farbverhältnisse werden daher für die kleinen Brechungsindexwerte bei größeren Radien erreicht. Der ähnlich monotone Verlauf von  $m=1.43$ , 1.45 und 1.5 erlaubt eine Abschätzung für den Einfluß einer Brechungsindexunsicherheit in diesem Bereich auf den Radius: die mit  $m=1.45$  abgeleiteten Werte sind etwas zu groß, wenn der wahre Brechungsindex größer ist und umgekehrt.

## 5 Messungen

Die Lidarkonfiguration wurde von Meßperiode zu Meßperiode verbessert, siehe Tabelle 3.1. So werden für jeden Winter zunächst die technischen Daten (Wellenlängen, Teleskop, Auflösung) des Lidars beschrieben. Dann folgt eine tabellarische Auflistung der einzelnen Messungen. Dabei werden die Rückstreuverhältnisse und die Farbverhältnisse angegeben. Es werden alle Messungen von Mitte Dezember bis Mitte Februar aufgelistet, um auch die Abwesenheit von PSC zu dokumentieren. Ein Meßtag ist der Zeitraum zwischen 14 UT und 10 UT des folgenden Tages. Messungen nach dem 15. Februar werden nur aufgelistet, wenn PSC beobachtet wurden. Ausgewählte Messungen werden in ihrem zeitlichen Verlauf graphisch dargestellt. Dieses Kapitel soll einen Überblick über die zur Verfügung stehenden Daten geben.

### 5.1 Winter 1994/1995

Im ersten Winter standen nur Messungen mit 532 nm und 1064 nm zur Verfügung. Alle Messungen wurden mit dem 45 cm Teleskop durchgeführt. Die Höhenauflösung betrug 150 m, die zeitliche Auflösung lag zwischen 30 Sekunden und 3 Minuten. Es gab keine Depolarisationsmessungen. Die ersten Messungen sind durch Übersteuerungseffekte beeinflusst, da die optimalen Geräteparameter noch nicht bekannt waren. Für eine Darstellung der PSC-Häufigkeit spielen diese Effekte keine Rolle, sie machen sich erst in der Auswertung bezüglich der Teilchengrößen bemerkbar. Die Übersicht über die Messungen von Dezember 1994 bis Februar 1995 zeigt Tabelle 5.1. Die erste PSC wurde vom ALOMAR-R/M/R-Lidar am 1.1.95 gemessen. Im Dezember gab es bereits 4 Messungen, jedoch wurde kein erhöhtes Rückstreuverhältnis gemessen. Den Grenzwert des Rückstreuverhältnisses, ab dem von einer PSC und nicht mehr von Hintergrundaerosol gesprochen wird, lege ich bei 1.4 bei 1064 nm oder 1.1 bei 532 nm fest. In der zweiten Januarhälfte waren die Unterkanten der PSC wegen hoher Hintergrundaerosollast schwer zu bestimmen. Die Höhenangabe 15 km ist nur ein geschätzter Wert. Bis zum 21.1. wurden nun bei jeder Messung PSC beobachtet, dabei nahm das Rückstreuverhältnis stark zu. Das Maximum wurde in der Nacht vom 17. zum 18. Januar erreicht: im Nachtmittel überschritt das Rückstreuverhältnis 200 bei 1064 nm und erreichte 28 bei 532 nm. Ab dem 22.1. waren in den täglichen Messungen keine PSC mehr sichtbar, auch nicht im Februar.

Die Höhe der PSC variierte zwischen 15 und 25 km, wobei die Maxima um die 20 km auftraten. Damit lagen sie deutlich niedriger als in den folgenden Wintern.

Datum	Zeit [UT]	Höhe [km]	532	1064	532/1064
19.12.94	-	-	-	-	-
1.1.95	15.14-21.27	19-23	1.2	1.5	6.4
6.1.95	16.15-19.21	20-25	1.9	6	2.9
9./10.1.95	21.21-6.39	17-19	1.1	2.1	1.5
10./11.1.95	19.39-7.25	15-24	1.2	4	1.1
11./12.1.95	21.41-7.45	15-24	3.7	15	3.1
12.1.95	14.00- 20.55	15-23	3.4	18	2.3
17./18.1.95	18.21-4.23	15-24	28	203	2.1
19./20.1.95	14.51-3.02	15 -24	9	45	2.9
20.1.95	14.00-16.09	17-22	5.5	-	-
21./22.1.95	16.22-7.46	15-18	2	7	2.7
22.-30.1.95	-	-	-	-	-
10.-15.2.95	-	-	-	-	-

Tabelle 5.1: PSC-Messungen Winter 1994/95

Rückstreuverhältnisse bei 532 und 1064 nm, Farbverhältnis 532/1064

In Abb. 5.1 ist ein Zeit-Höhenverlauf der Rückstreuverhältnisses bei 532 nm vom 21.1.95 dargestellt. Es handelt sich hier um eine PSC vom Typ I, das Rückstreuverhältnis bei 532 nm erreichte im 30 Minuten-Mittel maximal einen Wert von 2. Mit einer Höhe zwischen 15 und 18 km lag diese Wolke tiefer als alle anderen Messungen des Winters. Es war die letzte PSC-Beobachtung im Winter 1994/95. Das Rückstreuverhältnis nahm zum Ende der Nacht auf Hintergrundniveau ab.

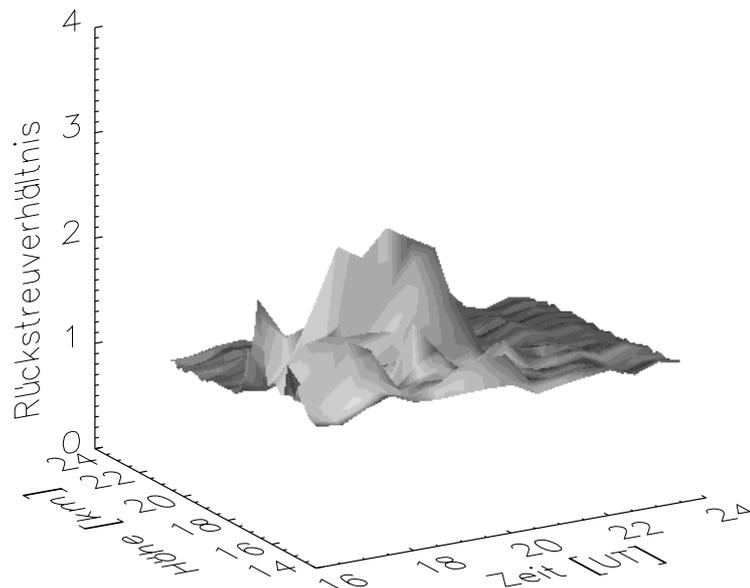


Abbildung 5.1: Zeitlicher Verlauf des Rückstreuverhältnisses bei 532 nm am 21.1.95, PSC Typ I

## 5.2 Winter 1995/1996

In dieser Meßperiode stand zusätzlich die Wellenlänge 355 nm zur Verfügung, so daß jetzt ein Miesignal von drei Wellenlängen berechnet werden konnte. Wieder wurde das 60 cm Teleskop benutzt. Es wurden keine Depolarisationsmessungen in PSCs gemacht. Die zeitliche Auflösung beträgt 3 Minuten. Tabelle 5.2 faßt die Messungen vom Dezember 1995 bis Februar 1996 zusammen:

Datum	Zeit [UT]	Höhe [km]	355	532	1064	355/532	532/1064
17.12.95	21.29-21.40	21-24	-	2	8	-	2.3
19./20.12.95	21.29-1.13	19.5-23.5	1.04	1.14	3.3	1.4	1.0
21./22.12.95	23.48-6.23	18.5-22.5	1.04	1.11	1.95	1.8	1.9
22./23.12.95	18.34-6.42	18-21	1.03	1.09	2.2	1.7	1.2
23./24.12.95	16.26-19.16	19-21	1.05	1.18	3.4	1.4	1.2
2./3.1.96	20.30-0.30	19-24	2	3.5	15	2.0	2.9
5.1.96	3.00-7.30	20-25	2.5	5	22	1.9	3.0
6./7.1.96	22.30-3.30	18.5-22.5	2	3.5	12	2	3.6
7.1.96	16.30-19.30	-	-	-	-	-	-
9.1.96	17.47-17.53	23-26	2.6	5	17	2.0	4.0
11.1.96	19.00-22.00	19-27	8	27	200	1.4	2.0
12.1.96	21.30-22.30	21-27	3	6	26	2.0	3.2
13.1.96	16.26-21.35	23.5-27	2.5	5	16	1.9	4.3
17./18.1.96	17.45 -6.35	22-29	4	10	60	1.7	2.4
18.1.96	20.00-23.00	23-27	2.5	4	7.5	2.5	7.4
23./24.1.96	16.30 -8.00	19-26.5	5	10	70	2.2	2.1
24./25.1.96	15.00-6.00	22-27	2.5	5	15	1.9	4.6
1.2.-12.2.96	-	-	-	-	-	-	-
13.2.96	18.00-19.00	17-22	2	3	12	2.5	2.9
16./17.2.96	0.30-5.10	15-22.5	1.5	2	6.5	1.7	4.4
17./18.2.96	22.00-5.30	17-23	1	1.1	2.6	-	1
20.2.96	0.00-0.30	17-19.5	1.5	2	7	2.5	2.7

Tabelle 5.2: PSC-Messungen Winter 1995/96

Rückstreuverhältnisse bei 355, 532 und 1064 nm und Farbverhältnisse 355/532 und 532/1064

Die erste PSC dieser Saison wurde am 17.12.95 gemessen. Auch die Messungen am 19., 21., 22. und 23. Dezember zeigten PSCs. Dann folgte eine wetterbedingte Meßpause bis zum 2.1.96. Fast alle Messungen im Januar zeigten das Vorhandensein von PSC. Eine Ausnahme war der 7./8.1.97. Ende Januar gab es wieder eine wetterbedingte längere Unterbrechung der Messungen. Die ganze erste Februarhälfte zeigte in fast täglichen Messungen die Abwesenheit von PSC, bis zwischen dem 13. und dem 19.2.97 wieder leicht erhöhte Rückstreuverhältnisse gemessen wurden. Im Januar wurden am 11., 17. und 23. sehr große Rückstreuverhältnisse gemessen, die als PSC Typ II charakterisiert werden können. Sie waren in der Höhe und zeitlich

eng begrenzt und von einer breiten Schicht Typ I umgeben. Abbildung 5.2 zeigt den Zeit-Höhenverlauf des Rückstreuverhältnisses bei 1064 nm für den 23.1.96.

Im unteren Teil der Wolke blieb die Rückstreuung über lange Zeit konstant (Typ I), während um 24 km Höhe über einen kürzeren Zeitraum (etwa 3 Stunden) eine sehr starke Rückstreuung beobachtet wurde (Typ II).

Dieser Winter zeigte in einem langen Zeitintervall ein häufiges Auftreten von PSC. Die mittlere Höhe lag im Januar bei 23 km, im Februar bei 18 km.

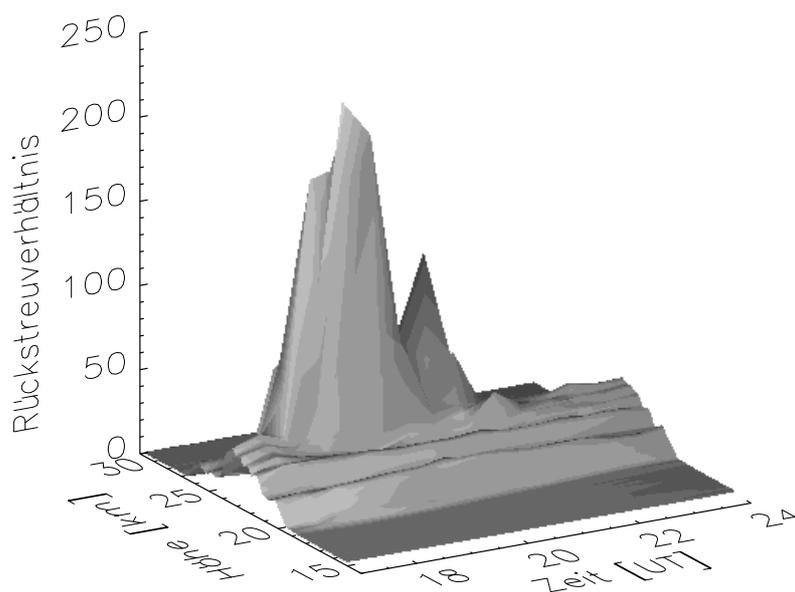


Abbildung 5.2: Zeitlicher Verlauf des Rückstreuverhältnisses bei 1064 nm am 23.1.96, PSC Typ I und Typ II

### 5.3 Winter 1996/1997

Gleich zwei neue Teleskope standen in diesem Winter zur Verfügung: ein schwenkbares mit 1.8 m Durchmesser und ein 50 cm Teleskop mit Polarisationsfilter. Da die Handhabung des großen Teleskopes jedoch noch nicht optimiert war, wurde meistens wieder mit dem 60 cm Teleskop gemessen. Zusätzlich wurde jedoch bei

jeder Messung auch das Depolarisationsteleskop benutzt. Die Zeitauflösung war 3 Minuten.

Datum	Zeit [UT]	Höhe [km]	355	532	1064	355/532	532/1064	$\delta$ [%]
19./20.12.96	23.01-3.37	-	-	-	-	-	-	-
20./21.12.96	6.26-8.46	-	-	-	-	-	-	-
21./22.12.96	16.34-6.22	-	-	-	-	-	-	-
22.12.96	14.22-15.48	-	-	-	-	-	-	-
26./27.12.96	3.03-8.46	-	-	-	-	-	-	-
29./30.12.96	19.38-1.34	-	-	-	-	-	-	-
3.1.97	15.43-16.16	-	-	-	-	-	-	-
7./8.1.97	18.57-5.20	23.7-27.9	1.2	1.9	9.4	1.1	1.7	15
12./13.1.97	16.11-0.37	23.7-25.3	1.1	1.2	2.9	2.5	1.7	15
16./17.1.97	17.00-2.30	22.9-24.3	1.2	1.8	-	1.3	-	3
19.1.97	1.34-7.05	18.3-23.8	1.6	2.3	7.5	2.3	3.2	2
19.1.97	14.15-18.40	18.3-24.7	2.2	4.3	15.6	1.8	3.6	1.2
24./25.1.97	16.01-0.15	-	-	-	-	-	-	-
4.-5.2.97	-	-	-	-	-	-	-	-
7.-8.2.97	-	-	-	-	-	-	-	-
10.2.97	1.38-5.15	20.3-20.9	1.4	1.7	4.8	2.88	2.95	2.3
12.-14.2.97	-	-	-	-	-	-	-	-
22.2.97	3.30-4.30	20-21	1.15	1.5	2.2	1.51	6.67	1.7

Tabelle 5.3: PSC-Messungen Winter 1996/97

Rückstreuverhältnisse bei 355, 532 und 1064 nm, Farbverhältnisse 355/532 und 532/1064 sowie Aerosoldepolarisation bei 532 nm

In der zweiten Dezemberhälfte gab es 7 Messungen, doch es wurden noch keine PSC beobachtet. Auch die erste Messung im neuen Jahr, am 3. Januar, zeigte kein erhöhtes Rückstreuverhältnis. Am 7. Januar war dann die erste PSC zu sehen. Im Januar war so extrem schlechtes Meßwetter, daß im ganzen Monat nur 7 Messungen durchgeführt werden konnten. An 5 von den 7 Meßtagen wurden PSCs beobachtet. Im Februar war die Meßhäufigkeit größer, es gab 12 Meßtage, dabei wurden am 9. und 21.2. PSC beobachtet. In diesem Jahr wurden keine PSC Typ II gemessen. Die mittlere Höhe betrug wie im letzten Jahr etwa 23 km. Dabei war die erste PSC mit

ihrer Oberkante bei 28 km am höchsten, und im Laufe des Winters nahm die Höhe ab. Die Messungen im Februar zeigten Höhen von 20 km.

Zum ersten Mal wurde auch die Depolarisation der PSCs gemessen. Die hier als  $\delta$  angegebene Größe ist die Aerosoldepolarisation in %. Für den 12. und 19. Januar ist in Abbildung 5.3 die Aerosoldepolarisation dargestellt, als Beispiel für Typ I a und I b Wolken. Der Fehler ist bei Typ I a Wolken deutlich größer, da bei der Berechnung der Depolarisation das Rückstreuverhältnis im Nenner steht, das hier Werte um 1 besitzt.

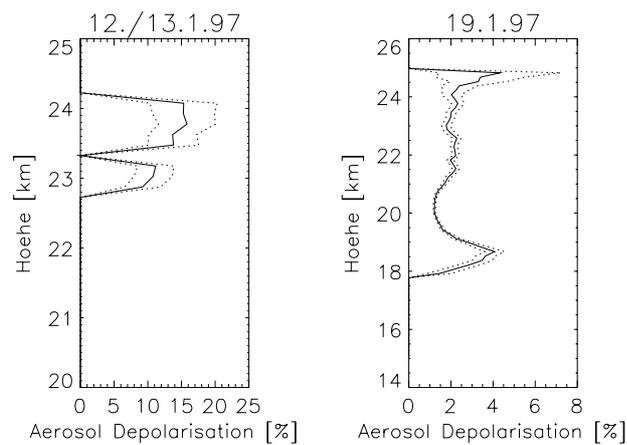


Abbildung 5.3: Aerosoldepolarisation vom 12./13.97 (Typ I a) und 19.1.97 (Typ I b). Die gepunkteten Linien markieren den Fehlerbereich.

In Abb. 5.4 ist der Zusammenhang von Rückstreuverhältnis (BSR) und Farbverhältnis (CR) aufgetragen. Es wurden die Messungen aller drei Winter verwendet. Dabei wurde der Kehrwert des CR 532/1064 aufgetragen, da die Abbildung dann denen entspricht, die Depolarisation gegen Rückstreuung zeigen (Peter *et al.*, 1997). Eine ähnliche Abhängigkeit haben auch Rosen *et al.* (1997) mit einer Rückstreusonde gefunden.

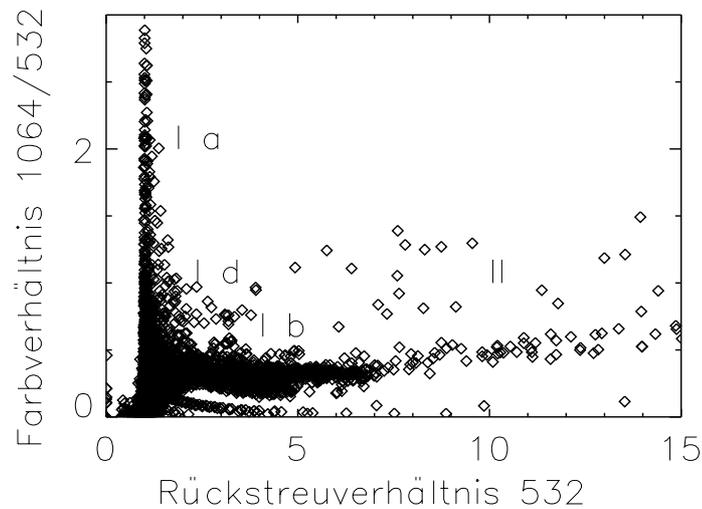


Abbildung 5.4: Typunterscheidung anhand BSR und CR

Die Farbverhältniseigenschaften der verschiedenen PSC-Typen zeigen große Ähnlichkeit mit den Depolarisationseigenschaften. So läßt sich aus unseren Messungen folgende grobe Einteilung vornehmen:

Typ	CR 532/1064	CR 355/532
I a	< 3	< 2
I b	> 3	> 2
II	< 3	< 2

Tabelle 5.4: PSC-Typeinteilung nach Farbverhältnis

Damit kann auch für die Winter ohne Depolarisationsmessungen die Typeinteilung vorgenommen werden.

## 6 Atmosphärenzustand in den Wintern 1995-1997

### 6.1 ECMWF-Daten

Die Beteiligung an dem Projekt ESMOS/Arctic II ermöglichte den Zugang zu der Datenbank des Norsk Institutt for Luftforskning (NILU). Dort sind die täglichen Analysen des European Centre for Mediumrange Weather Forecast (ECMWF) in verschiedenen Höhen für bestimmte Gitterpunkte verfügbar. Die Höhenskalen sind entweder Druckniveaus oder potentielle Temperaturen. Für bestimmte Stationen gibt es interpolierte Werte, so auch für den Punkt  $69^{\circ}\text{N}$ ,  $16^{\circ}\text{O}$  (Andenes). Diese Werte liegen in festen Niveaus potentieller Temperatur vor, wobei hauptsächlich nur die drei höchsten von Interesse sind (475 K, 550 K und 675 K). Die in dieser Arbeit benutzten vereinfachten Umrechnungen in geometrische Höhen liefert Tabelle 6.1.

pot. Temperatur	Höhe	Druck
475 K	19.7 km	50 hPa
550 K	22.7 km	30 hPa
675 K	25.8 km	20 hPa

Tabelle 6.1: Umrechnung von potentieller Temperatur in Höhe und Druck

#### 6.1.1 Temperatur

Für alle drei Winter ist der Januar als Schwerpunkt der PSC-Beobachtungen zum Vergleich mit den ECMWF-Temperaturen gezeigt (Abb. 6.1 bis 6.3). Aufgetragen sind Nachtmittelwerte und ECMWF-Temperaturen von 0 UT. Der Wert 4 auf der x-Achse bedeutet also, daß die Lidarmessungen zwischen 14 UT vom 3. Januar bis 10 UT am 4. Januar dargestellt sind und die Temperaturmessung vom 4.1. um 0 UT. Die Höhe des Maximums des Nachtmittels und der Wert des größten Rückstreuverhältnisses sind aufgetragen. Die Temperaturen wurden entsprechend der mittleren Höhe der PSC im 475 K oder 550 K Niveau gewählt, Anfang 1997 sogar im 675 K Niveau. Die Abweichung der Temperatur von der NAT-Existenztemperatur ist hervorgehoben.

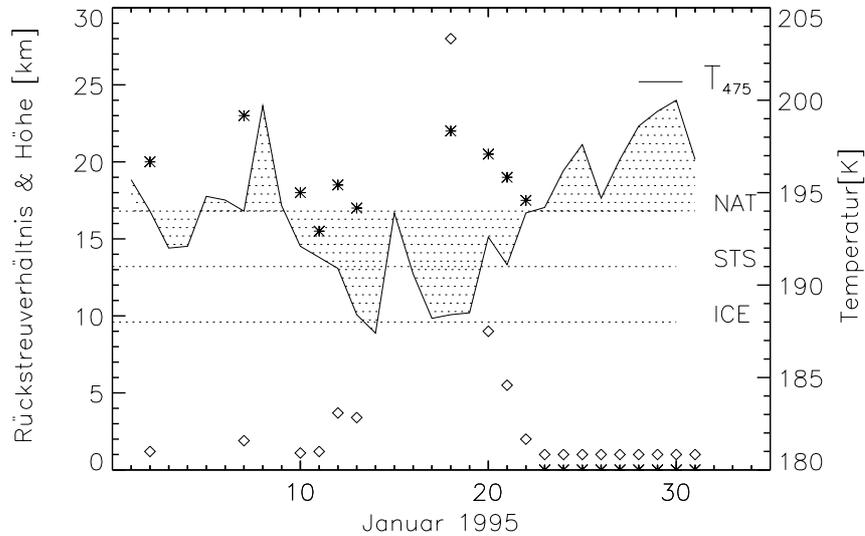


Abbildung 6.1: Lidarmessungen und Temperaturen im Januar 1995. Die linke Skala steht für die Höhe des BSR-Maximums bei 532 nm (Sterne) sowie für den Maximalwert des BSRs (Rauten). Die rechte Skala gilt für die Temperatur in K. Die markierte Fläche zeigt die Abweichung der analysierten Temperatur von der Existenztemperatur für NAT. Die Existenztemperaturen für STS und Eis sind ebenfalls angegeben.

Im Winter 94/95 und 95/96 herrschten in der Arktis extrem tiefe Temperaturen im 50 bzw. 30 hPa Niveau (Naujokat und Pawson, 1996). Dies spiegelt sich in den PSC-Beobachtungen wider: im Januar 1995 lag die mittlere Höhe der PSC bei etwa 20 km, das entspricht dem Niveau 50 hPa. Im Januar und Februar 1996 dagegen war das Niveau 30 hPa extrem kalt, und in dieser Höhe (etwa 23 km) liegen die Maxima der in diesen beiden Monaten beobachteten PSC. Anfang Januar 1997 wurden PSC mit Maxima in 26 km Höhe beobachtet, im Laufe der Zeit nahm die Höhe der maximalen Rückstreuverhältnisse auf etwa 20 km ab. Der Januar 1997 war über Andenes deutlich wärmer als die vorherigen Winter, es wurde daher auch keine PSC vom Typ II beobachtet. Die Abweichung der ECMWF-Temperaturen von der NAT-Temperatur ist sehr gut korreliert mit dem Auftreten der PSC. Für 475 K sind dabei 194 K, für 550 K 191 K und für 675 K 188 K angenommen worden.

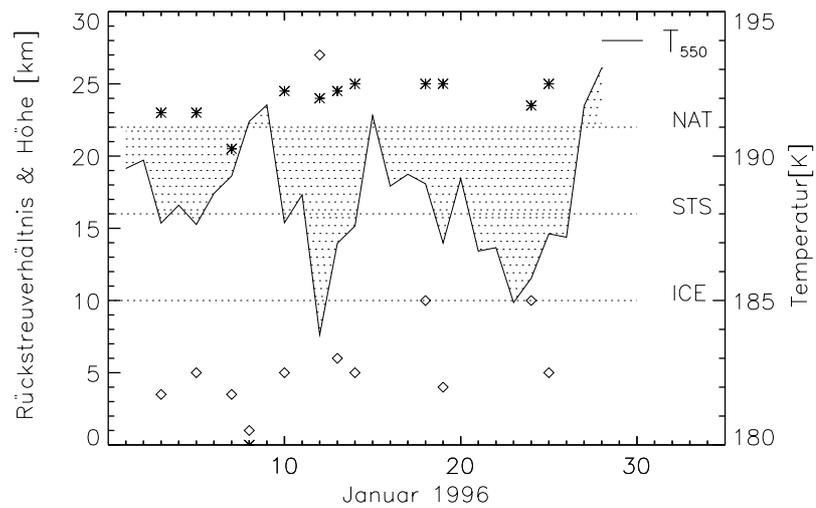


Abbildung 6.2: Lidarmessungen und Temperaturen im Januar 1996, wie Abb. 6.1

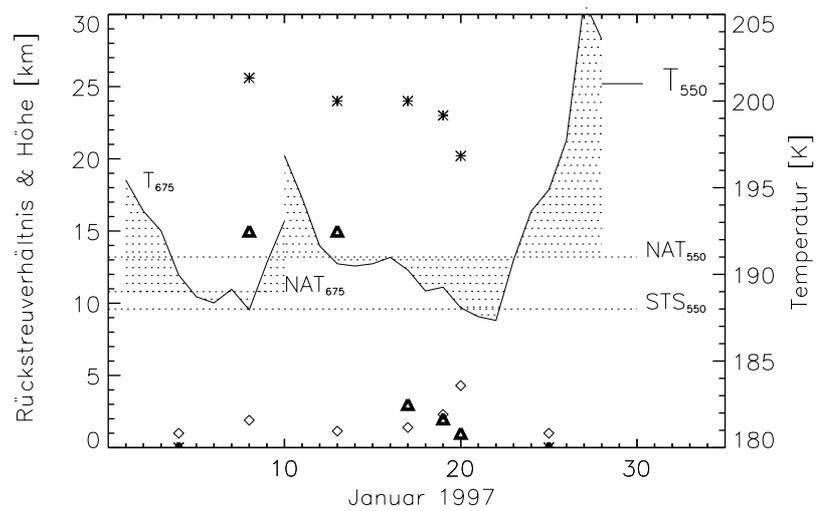


Abbildung 6.3: Lidarmessungen und Temperaturen im Januar 1997, wie Abb. 6.1.  
Die linke Skala steht zusätzlich für die Depolarisation in % (Dreiecke).

Diese Werte sind um 1 K niedriger als die von Naujokat und Pawson (1996) angegebenen Werte. Hiermit soll berücksichtigt werden, daß die ECMWF-Temperaturen nach Knudsen *et al.* (1996) im Mittel zu warm sind. Aus den Januarmessungen ergibt sich damit eine sehr gute Vorhersagbarkeit von PSC aufgrund von ECMWF-Temperaturen.

### 6.1.2 Potentielle Vorticity

Die potentielle Vorticity (PV) ist ein Maß für die Stabilität und die Wirbelstärke der Atmosphäre. In einem isentropen Niveau (Fläche gleicher potentieller Temperatur) zeigt sie die Ausdehnung und Lage von Tiefdruckwirbeln, wie z.B. des Polarwirbels, an. Innerhalb des Polarwirbels sind höhere PV-Werte zu finden als außerhalb. Für das 550 K Niveau gilt als Grenzwert  $70$ , für das 475 K Niveau  $42 \cdot 10^{-6} K m^2 s^{-1} kg^{-1}$  (Knudsen *et al.*, 1992).

Die Zeitreihen der potentiellen Vorticity für den Ort von ALOMAR für die 3 Winter sind in Abb. 6.4 aufgetragen. Die Tage, an denen PSC gemessen wurden, sind durch Sterne gekennzeichnet, die Meßtage ohne PSC mit Dreiecken.

Weil die mittlere Höhe der PSCs bei 20 km lag, ist im Januar 1995 die potentielle Vorticity im 475 K Niveau zum Vergleich mit den PSC-Messungen gezeigt. Die PSCs traten immer dann auf, wenn Andenes unter dem Polarwirbel lag. Auch am 6. Januar war dies der Fall, allerdings in 23 km Höhe (550 K). Dahingegen gibt es Ende Januar eine Reihe von Fällen, in denen keine PSC gemessen wurden, obwohl die potentielle Vorticity noch Polarwirbelluft anzeigt. Wie in Abb. 6.1 zu sehen ist, stieg die Temperatur über die Existenztemperatur für NAT. Diese Erwärmung hing mit der Spaltung des Wirbels ab Mitte Januar zusammen, die zu einer Verlagerung der Wirbelzentren führte, den Wirbel aber nicht auflöste.

1996 lag das 550 K Niveau über Andenes im Januar in der Randzone des Wirbels. Die Mehrzahl der PSCs wurden im Polarwirbel beobachtet, aber es gibt auch zwei Gegenbeispiele am 17./18. und 24./25.1., wo starke PSC auftraten und Andenes selbst nicht unter dem Wirbel lag. Ebenso gab es den umgekehrten Fall am 7.1., an dem hohe potentielle Vorticity mit der Abwesenheit von PSC zusammenfällt.

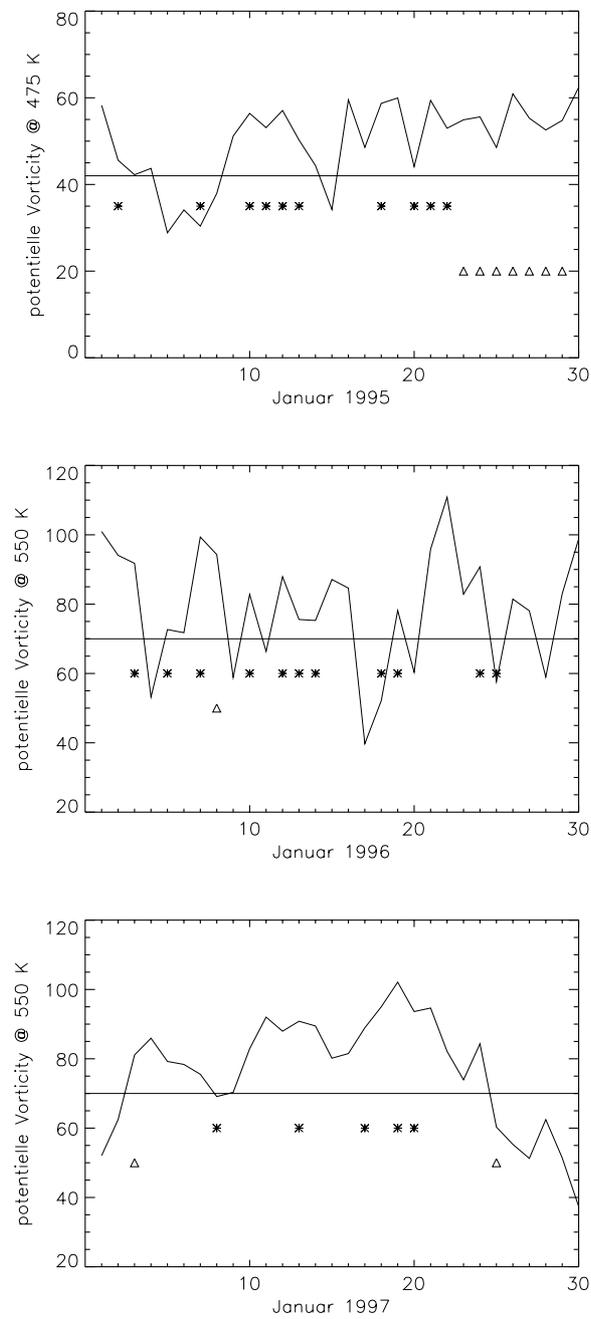


Abbildung 6.4: ECMWF-Analysen der potentiellen Vorticity für den Ort von ALO-MAR, Januar 1995 bis 1997. Die Sterne markieren die Tage mit PSC, die Dreiecke die Meßtage ohne PSC.

Im 550 K Niveau lag der Polarwirbel im Januar 1997 sehr stabil über Andenes. Es gab keine PSC-Beobachtungen, wenn Andenes außerhalb des Wirbels lag. Die PSC am 7. Januar wurde in 25 km Höhe gemessen, wo PV-Werte von 244 auftraten. Die Abwesenheit von PSC am 3. Januar kann mit den zu warmen Temperaturen erklärt werden.

Die potentielle Vorticity ist nach diesen Betrachtungen kein sehr zuverlässiger Indikator für das Auftreten von PSC.

Coy *et al.* (1997) beschreiben den Polarwirbel im Winter 1996/97 als sehr stark, kalt und symmetrisch. Daher kam es im März und April 1997 zu tieferen Temperaturen im Wirbel als in den Jahren zuvor. Während sich der Polarwirbel 1995-1996 Anfang November bildete und sich Mitte April auflöste, bildete sich der Wirbel 1996-1997 erst Ende Dezember 1996 und war bis Ende April 1997 intakt. Im Januar 1996 umfaßte der Polarwirbel etwa 10 % der Fläche der Nordhalbkugel, im Januar 1997 dagegen nur 7 %. Temperaturen unter dem Frostpunkt traten seltener auf als 1996. Die kleinere Ausdehnung des Wirbels und die wärmeren Temperaturen im Januar 1997 verglichen zum vorherigen Winter erklären die geringere PSC-Aktivität von 1997 im Vergleich zu 1996. Der sehr kalte und ausgeprägte Polarwirbel im Winter 1995/96 war aufgrund der QBO-Phase nicht unerwartet (Labitzke und van Loon, 1997).

## 6.2 Andere Messungen

In der Arktis fanden in den letzten Jahren eine Reihe von Messungen statt, die das Gesamtbild der chemischen und dynamischen Abläufe vervollständigen sollen. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf der Ozonverteilung und den Spurengasen wie  $HNO_3$ ,  $HCl$ ,  $HBr$  und  $ClONO_2$ , die an dessen Abbau beteiligt sind. Einige Ergebnisse von Satellitenmessungen, bodengebundenen Messungen und Ballonexperimenten werden hier vorgestellt.

### 6.2.1 Ozon

Satellitenmessungen erlauben eine relativ gleichmäßige und großflächige Beobachtung der Ozonverteilung über der Arktis. Die Messungen des MLS (Microwave Limb Sounder) auf dem UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) im Winter 94/95 ergeben, daß von Mitte Februar bis März die Vortex-gemittelte Ozonkonzentration

im 465 K Niveau bei etwa 2.5 ppmv liegt.

Im Winter 95/96 gibt es eine deutliche Abnahme des Ozons vom Dezember 1995 bis März 1996 über Andenes von etwa 3 ppmv auf 1.4 ppmv (Manney *et al.*, 1996).

Im Winter 96/97 waren die minimalen Ozonmischungsverhältnisse höher als im Winter 95/96, allerdings verbunden mit einer größeren vertikalen Ausdehnung des Ozonverlusts und größeren lokalen Maxima als im vorherigen Winter. Der vom MLS beobachtete Ozonabbau begann im Januar 1997 bei etwa 25 hPa und im Februar bei etwa 50 hPa (Manney *et al.*, 1997). Insgesamt gab es eine chemisch bedingte Ozonabnahme von 10 % von Januar bis April 1997.

Müller *et al.* (1996) berichten über Ozonabnahmen in der Arktis aus HALOE (Halogen Occultation Experiment) Messungen über eine Abnahme der Gesamtsäule im Winter 1994/95 um 100 DU und lokalen Abnahmen des Mischungsverhältnisses um bis zu 50 %. Für den Winter 1996/97 werden 70-80 DU Abnahme der Gesamtsäule als chemisch verursacht angegeben (Müller *et al.*, 1997). Dabei war der Ozonverlust innerhalb des Polarwirbels variabler als in früheren Jahren.

Newman *et al.* (1997) weisen darauf hin, daß die Ozonabnahme im Winter 1996/97 vor allem im Polbereich auftrat und mit einem sub-polaren Maximum verbunden war, ähnlich den Verhältnissen in der Antarktis. Allerdings sind die Minimumwerte der Arktis verglichen mit der Antarktis sehr viel höher und die räumliche Ausdehnung auch deutlich geringer. Auch von Goutail (1997) wird für 1996/1997 die Ozonabnahme geringer als im vorherigen Winter angegeben, der Rückgang im 465 K Niveau lag bei 40 % anstatt bei 55 % 1996. Vergleichsmessungen verschiedener Geräte (Ballonsonden: MATCH, bodengebundene Spektrometer: SAOZ-B, und Satelliten: HALOE, POAM) weisen dabei gute Übereinstimmung auf (Goutail, 1997). Wirth und Renger (1996) berichten von einer Abnahme des Ozonmischungsverhältnisses im Winter 94/95 von 50 % von Anfang Februar bis Mitte März in einem Höhenbereich von 420 K bis 520 K potentieller Temperatur. Die Messungen wurden mit einem flugzeuggetragenen Lidar von Kiruna (69°N) aus durchgeführt.

Mit dem ALOMAR-Ozonlidar (Hansen *et al.*, 1997b) wurde im Winter 1995/1996 ein deutlicher Ozonrückgang über Nordnorwegen beobachtet. 1996/97 war der Rückgang geringer aber bis in den Mai hinein zu sehen.

Der Ozonrückgang ist damit in dem Winter 1995/96 mit den tiefsten Temperaturen und den meisten PSC-Ereignissen auch am größten. Die von Manney *et al.* (1997) beobachtete Höhenverteilung des Ozonrückgangs spiegelt das Auftreten der PSCs in

größeren Höhen Anfang Januar und bei etwa 20 km im Februar wider.

### 6.2.2 $H_2O$ , $HNO_3$ , $ClO$

Die ersten Messungen von Wasserdampfabnahme in der Antarktis von Kelly *et al.* (1989) zeigten 1987 eine Abnahme auf 3 bis 4.5 ppmv außerhalb und bis zu 1.5 ppmv innerhalb des Wirbels. Die Dehydrierung beginnt Mitte Juni, wenn sich bei Erreichen des Frostpunktes große Eisteilchen (ca. 4  $\mu\text{m}$ ) bilden, die mit einer Fallgeschwindigkeit von ca. 0.3 km/Tag in niedrigeren Höhen zu einer Rehydrierung führen (Vömel *et al.*, 1995). Wegen der vorübergehenden Zunahme von Wasser und möglicherweise auch Salpetersäure in den rehydrierten Schichten könnte der anfängliche Prozeß der PSC-Bildung deutlich anders sein als in den höheren, schon dehydrierten Schichten. Bei einer Abkühlung in geringerer Höhe wird sich auch dort die Wasserdampfabnahme fortsetzen. Das Maß der Dehydrierung hängt somit von der erreichten Minimumtemperatur ab. Eine relativ kleine horizontale Ausdehnung (10 bis 25 %) einer kalten Region innerhalb des Vortex reicht aus, um große Bereiche des Wirbels zu dehydrieren (Vömel *et al.*, 1995). Dies könnte auch in der normalerweise relativ zur Antarktis viel wärmeren Arktis zu einer stärkeren Wasserdampfabnahme führen, jedoch ergaben sich bei in situ Messungen in der Arktis von Ovarlez (1991) und Ovarlez and Ovarlez (1994) keine Anzeichen dafür. Auch Hofmann *et al.* (1991) fanden bei Wasserdampfmessungen mit einem ballongetragenen Gerät von Kiruna aus im Januar und Februar 1991 normale Wasserdampfmischungsverhältnisse von 4 bis 5 ppmv ohne Zeichen von dehydrierten Schichten. Dagegen fanden im Januar 1996 Vömel *et al.* (1997) über Sodankylä mit ballongetragenen Frostpunkthygrometern dehydrierte Schichten zwischen 22 und 24 km Höhe. Der Wasserdampfgehalt sank von 5 ppmv oberhalb von 24 km auf 2.5 ppmv in 23 km und stieg unterhalb wieder auf 4 ppmv an. Aufgrund der räumlichen Ausdehnung der sehr niedrigen Temperatur könnte sich diese dehydrierte Schicht von 450 m Dicke in einem Gebiet von der Größe des halben Polarwirbels gebildet haben. Im Winter 1996/97 wurden von HALOE normale Wasserdampfkonzentrationen innerhalb des arktischen Polarwirbels beobachtet (Pierce *et al.*, 1997). Dies wird mit der fehlenden PSC II-Bildung in diesem Winter in Verbindung gebracht.

Messungen von  $HNO_3$  des UARS in der Arktis liegen nur bis Mitte Dezember und ab Ende Januar vor und erlauben keinen direkten Vergleich mit den PSC-Beobachtungen, die vorwiegend im Januar stattfinden. Messungen vom UARS MLS im Winter 95/96 (Santee *et al.*, 1996) zeigen im 465 K Niveau im Dezember einen  $HNO_3$ -Gehalt von etwa 12 ppbv. Am 30. Januar ist dieser Gehalt auf etwa 8 ppbv abgesunken, am 20. Februar auf 5 ppbv und im März werden wieder etwa 7 ppbv erreicht. Lokale  $HNO_3$ -Abnahmen werden mit PSC-Bildung in Verbindung gebracht.

Im Dezember 1996 waren wegen des noch nicht entwickelten Polarwirbels die  $HNO_3$ -Werte geringer als im vorherigen Jahr. Ende Januar 1997 wurden im 585 K Niveau mit dem Vorjahr vergleichbare  $HNO_3$ -Werte gemessen, während im 465 K Niveau höhere Werte auftraten. Am 20. und 26. Februar 1997 wurden  $HNO_3$ -Konzentrationen um 10 ppbv beobachtet (Santee *et al.*, 1997). Diese graduelle Abnahme von  $HNO_3$  im Laufe des Winters wird jedoch auch in Jahren mit minimaler PSC-Aktivität beobachtet und muß kein Zeichen für Denitrifizierung sein. Die Photolyse von  $HNO_3$  mit zunehmender Sonneneinstrahlung kann ebenso als Ursache hierfür in Frage kommen (Santee *et al.*, 1997).

ClO-Konzentrationen geben einen Hinweis auf den Umfang des chemisch verursachten Ozonrückgangs. Nach Messungen des UARS MLS im Winter 1994/95 steigt die ClO-Konzentration von 0.2 ppbv im Dezember auf 0.7 im Februar und sinkt im März wieder auf 0.4 (Santee *et al.*, 1996). Im Winter 1995/96 zeigte sich eine Zunahme der ClO-Werte von 0.5 ppbv im Dezember bis auf 1.8 ppbv im Februar (Santee *et al.*, 1996). Im Winter 1996/97 war die ClO-Zunahme horizontal und vertikal geringer ausgeprägt als 1996 (Santee *et al.*, 1997). Mitte Dezember 1996 war noch keine Aktivierung zu beobachten, Ende Januar gab es erhöhte ClO-Werte im 465 und 585 K Niveau. Im Februar war die vertikale Ausdehnung der erhöhten ClO-Werte geringer als 1996, aber die größten Werte fanden sich in geringeren Höhen.

Die ClO-Messungen zeigen somit auch das Muster der PSC-Beobachtungen: die stärkste Aktivierung fand im Winter 1995/96 statt, die Höhenverteilung spiegelt das Absinken der PSC-Höhen von etwa 23 km Anfang Januar bis unter 20 km im Februar wider.

Von Donovan *et al.* (1997) wird über erhöhte ClO-Konzentrationen über Kanada

im Zusammenhang mit PSC-Beobachtungen im Februar und März 1997 berichtet, die ebenfalls übereinstimmende Höhenbereiche aufwiesen.

Zusammenfassend zeigt Tabelle 6.2 die Spurengasmessungen der drei untersuchten Winter. Die PSC-Häufigkeit ist ebenfalls angegeben. Damit wird der Zusammenhang von Ozonabnahme mit geringer Wasserdampf- und Salpetersäure-Konzentration sowie erhöhten ClO-Werten und der PSC-Häufigkeit deutlich.

Jahr	PSC-Häufigkeit	Ozonabnahme (Feb.)	$H_2O$	$HNO_3$ (Feb.)	ClO (Feb.)
1994/95	++	50 %			0.7 ppbv
1995/96	+++	55 %	2.5 ppmv	5 ppbv	1.8 ppbv
1996/97	+	40 %	4-5 ppmv	10 ppbv	erhöht, kleiner als 1996

Tabelle 6.2: Übersicht über den Zusammenhang von PSC und Spurengasen 1995-1997

## 7 Teilchengrößenbestimmung

### 7.1 Voraussetzungen

Die Streueigenschaften von Kugeln sind von Mie (1908) analytisch berechnet worden. Um diese Theorie auf PSC-Teilchen anwenden zu können, muß man die Partikel als kugelförmig annehmen können. Depolarisationsmessungen liefern eine Aussage über die Form der Streuquelle. Kugeln streuen polarisiertes Licht ohne Änderung der Polarisationsrichtung zurück. Ein Depolarisationssignal bedeutet eine Abweichung von der reinen Kugelform. Es gibt Abschätzungen, wie groß die nichtkugelförmigen Teilchen sein dürfen, um trotzdem noch erfolgreich die Mie-Theorie benutzen zu können. Nach Zerull (1976) gilt für das Verhältnis von Umfang des Teilchens zur Wellenlänge der Strahlung folgende Abschätzung:

$$\frac{D}{\lambda} < \frac{5}{\pi} \quad (7.1)$$

wobei  $D$  der Durchmesser und  $\lambda$  die Wellenlänge ist. Für die hier verwendeten Wellenlängen 355, 532 und 1064 nm bedeutet das einen maximalen Durchmesser von 565, 850 bzw. 1690 nm. Da die festen Teilchen in polaren stratosphärischen Wolken vermutlich Radien um 1  $\mu\text{m}$  besitzen, ist die Mie-Theorie hier nicht gültig. Wie in Kapitel 3.5 beschrieben, kann für Depolarisationswerte kleiner als 4 % von Kugelform ausgegangen werde. Dies trifft für die Beobachtungen im Winter 1996/97 bis auf die ersten beiden PSC-Messungen zu. Für 1995 und 1996 gibt es keine Depolarisationsmessungen. Hier wird die Einschätzung von Dye *et al.* (1992) für Typ I a und I b verwendet. Depolarisierende Teilchen zeigen dabei ein deutlich kleineres Rückstreuverhältnis als die nicht depolarisierenden. Im Januar 1996 wurden durchgehend BSRs größer als 2 beobachtet, während im Dezember 1995 Werte kleiner 1.5 vorherrschen. Im Dezember handelt es sich damit wahrscheinlich um Typ I a. Die letzten Messungen im Februar 1996 sind ebenfalls in diese Kategorie einzuordnen. Für Typ I a wird zwar auch eine Teilchengrößenbestimmung durchgeführt, die Ergebnisse werden jedoch nur begrenzt verwertet.

Es gibt Fälle, in denen hohe Depolarisation auch bei größeren Rückstreuverhältnissen (etwa 5 bei 532 nm) gemessen wurde (Wirth *et al.*, 1997). Dabei trat aber auch ein geringes Farbverhältnis von 355/532 auf, 1 im Gegensatz zu 2 bei Typ I b. Diese Verringerung des Farbverhältnisses, das auf große Teilchen hindeutet, wird bei den

Messungen über Andenes in den PSC-Typen I a und II beobachtet. In dem seltenen Fall, daß ein geringes Farbverhältnis mit einem Rückstreuverhältnis von über 2 bei 532 nm zusammen auftritt, wird diese PSC als Typ I d eingeordnet.

## 7.2 Partikelgrößenbestimmung

Wie in Kapitel 5 beschrieben, werden die Meßgrößen in Rückstreuoeffizienten umgerechnet. Je nach Konfiguration stehen 2 oder 3 Wellenlängen zur Verfügung. Die zu bestimmenden Parameter sind die Anzahldichte  $N$ , der Medianradius  $r_{med}$  und die Breite  $\sigma$  einer Lognormalverteilung (siehe 4.1). Ein vierter Parameter ist der Realteil des Brechungsindex  $m$ . Die Ableitung der Parameter aus den Rückstreuoeffizienten erfolgt über die Bildung von Farbverhältnissen. Dadurch wird die Anzahldichte eliminiert. Diese Farbverhältnisse werden nun mit für verschiedene Radien, Verteilungsbreiten und Brechungsindices nach der Mie-Theorie berechneten Farbverhältnissen verglichen. Dabei wird bei einem festen Brechungsindex in einem Intervall, das durch den Meßfehler bestimmt ist, unter Radien von 100 nm bis 1000 nm und  $\sigma$  von 1.2 bis 1.8 gesucht. Das Ergebnis mit der kleinsten Abweichung in beiden Farbverhältnissen wird ausgewählt. Dies wird für alle in Kapitel 4.2 vorgestellten Brechungsindices durchgeführt. Die Ergebnisse bestehen nun aus Werten für den Medianradius und  $\sigma$ . Die Anzahldichte wird aus den gemessenen Rückstreuoeffizienten durch Division mit dem gefundenen Rückstreuquerschnitt berechnet. Es werden 30-Minuten-Mittel betrachtet. Der Fehler der Farbverhältnisse beträgt in 20 km Höhe etwa 10 %. Der Fehler der berechneten Radien ist schwer abzuschätzen, da der Zusammenhang mit den Farbverhältnissen nicht eindeutig ist. Da aber Höhenintervalle von 150 m einzeln betrachtet werden, ist die Variation mit der Höhe ein Indiz dafür, wie realistisch die gefundenen Radien sind. Wenig Variation spricht für einen geringen Fehler. Die Anzahldichte ist dagegen sehr variabel.

Die Werte für den Brechungsindex wurden zwischen 1.33 für Wasser und 1.5 für NAT gewählt. Je mehr Salpetersäure oder Schwefelsäure in den Teilchen enthalten ist, desto höher ist der Brechungsindex. Um den Einfluß der Brechungsindexvariation auf die Auswertung der Teilchengröße und -anzahl zu zeigen, sind in Abb. 7.1 die Ergebnisse mit dem kleinsten und größten Brechungsindex aufgetragen. Für alle Messungen von Dezember 1995 (negative Werte auf der X-Achse) bis Februar 1996 wurden die Werte der Medianradien und Anzahldichten im Bereich von 21 bis 24

km Höhe und über die Nacht gemittelt. Für den kleinsten Brechungsindex (1.33) ergeben sich große Radien und kleine Anzahldichten, für den großen Brechungsindex (1.5) kleinere Radien und größere Anzahldichten. Weder reines Wasser noch NAT kommt als Substanz für Typ I b Wolken in Frage, so daß diese Ergebnisse nur als äußerster Rahmen zu verstehen sind. Ein höherer Wassergehalt würde demnach größere Radien und kleinere Anzahldichten erwarten lassen als ein hoher Salpeter- und Schwefelsäuregehalt. Entweder bestimmt man nun mit Spurengasmessungen den verfügbaren Salpetersäuregehalt der Atmosphäre (siehe Kapitel 7.5), oder man zieht unabhängige Messungen heran (siehe Kapitel 7.3.2).

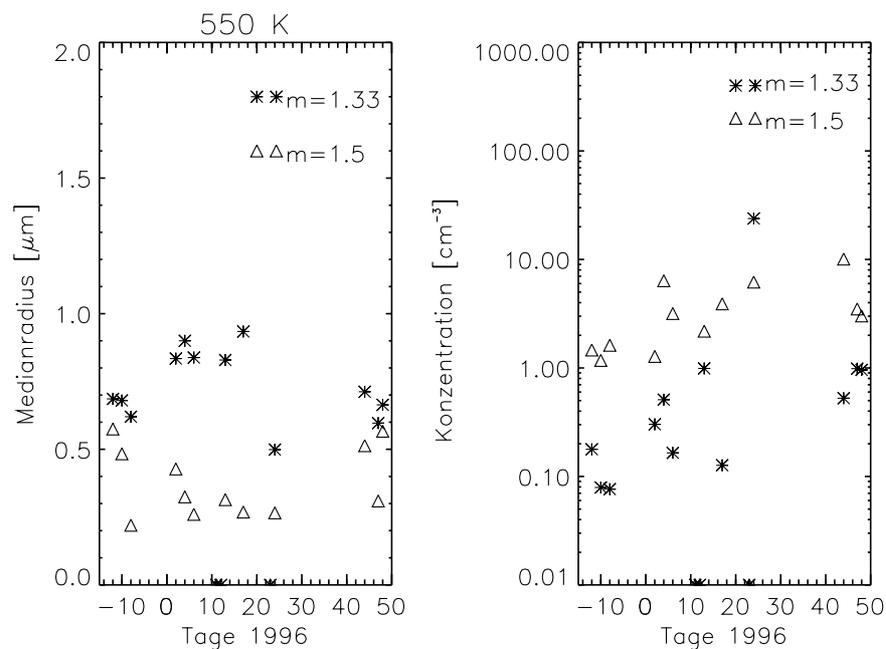


Abbildung 7.1: Medianradien und Anzahldichten von Typ I-Wolken für den Winter 1995/96

### 7.3 Volumendichtebestimmung

Über die Gesamtmenge an Aerosol gibt die Volumendichte Auskunft. Sie wird aus den Verteilungsparametern einer Lognormalverteilung (Medianradius,  $\sigma$  und Anzahldichte) wie folgt bestimmt:

$$V [\mu m^3 cm^{-3}] = N \frac{4\pi}{3} \int_{r_{med}-6\sigma}^{r_{med}+6\sigma} \frac{dN}{dr} r^3 dr \quad (7.2)$$

Die Volumendichte enthält damit alle Größen, die auch die Rückstreuung beeinflussen: Anzahl und Größe der Teilchen. Daher sollte eine gute Korrelation mit dem Rückstreuverhältnis bestehen. Pinnick *et al.* (1980) haben eine entsprechende Beziehung zwischen Rückstreuung und Massendichte aus den Streueffizienzen abgeleitet und einen linearen Zusammenhang gefunden. Die hier berechnete Korrelation beruht auf den aus den Lidarmessungen abgeleiteten Radien und den daraus berechneten Volumendichten.

Die Oberflächendichte ist ebenfalls eine Größe zur Beschreibung der Gesamtaerosolmenge. Sie wird wie folgt berechnet:

$$O [\mu m^2 cm^{-3}] = N 4\pi \int_{r_{med}-6\sigma}^{r_{med}+6\sigma} \frac{dN}{dr} r^2 dr \quad (7.3)$$

In dieser Arbeit wird jedoch vorrangig die Volumendichte untersucht, da diese in den Modellen zur Temperaturabhängigkeit und zur Bestimmung des Salpetersäuregehalts verwendet wird.

#### 7.3.1 Korrelation von Volumendichte und BSR

Aus allen Lidarmessungen wurden in 30-Minuten-Mitteln für die beiden Brechungsindices 1.33 und 1.45 Radien bestimmt und Volumendichten berechnet. Für jede Nacht wurde dann eine lineare Regression der Volumendichten auf die Rückstreuverhältnisse gerechnet:

$$V = a BSR_{532} + b \quad (7.4)$$

Das Höhenintervall wurde auf 21 bis 24 km begrenzt, weil die Mehrzahl der Messungen in diesem Intervall liegen und die Vergleichbarkeit mit dem 550 K Niveau gegeben sein soll. Die Ergebnisse zeigt Tabelle 7.1.

Datum	m=1.45		m=1.33		Typ
	b	a	b	a	
950101	-0.06	0.07	-0.01	0.05	I a
950106	-0.40	0.41	-0.71	0.81	I b
950109	-0.03	0.04	-0.00	0.02	I a
950110	-0.07	0.10	-0.27	0.32	I a
950111	-0.28	0.29	-0.65	0.68	I b
950112	-0.37	0.42	-0.86	0.96	I b
950117	-0.83	0.66	-1.39	1.42	II und I b
950119	-0.70	0.84	-1.67	2.07	I b
950121	-0.52	0.69	-1.39	1.81	I b
951219	2.38	-1.97	1.12	-0.82	I a
951221	0.88	-0.72	-0.11	0.23	I a
960102	-0.85	0.69	-0.93	0.86	I b
960104	-0.51	0.55	-0.72	0.91	I b
960106	-0.72	0.69	-0.60	0.77	I b
960109	-0.30	0.34	-0.73	0.80	I b
960111	-1.20	0.74	0.10	1.2	II und I b
960112	-0.27	0.42	-0.58	0.88	I b
960113	-0.40	0.42	-0.70	0.74	I b
960117	-0.35	0.38	-0.81	0.84	I b (II höher als 24 km)
960118	-0.28	0.37	-0.33	0.61	I b
960123	-0.84	0.50	-1.53	1.21	II und I b
960124	-0.34	0.39	-0.68	0.78	I b
960213	0.22	0.30	-0.74	1.14	I b
960216	-0.40	0.46	-0.76	0.88	I b
960217	2.11	-1.75	0.49	-0.24	I a
970107	-0.39	0.44	-1.04	1.07	I d
970112	2.06	-1.48	0.62	-0.23	I a
970116	-0.31	0.46	-0.83	1.00	I b
970118	-0.31	0.44	-0.77	0.97	I b
970119	-0.25	0.38	-1.02	1.11	I b

Tabelle 7.1: Regressionskoeffizienten für BSR 532 zu Volumendichte im 550 K Niveau  
Im Mittel liegen die Werte für a bei 0.5 für m=1.45 und bei 1.0 für m=1.33.  
Die Werte für b liegen in etwa der gleichen Größe, so daß für ein BSR von 1  
eine Aerosolvolumendichte von 0 vorliegt. Tabelle 7.2 zeigt die Mittelwerte mit

der Standardabweichung. Die Typ II und Typ I a Ergebnisse sind nicht mit berücksichtigt.

Jahr	m=1.45		m=1.33	
	a	b	a	b
1995	$0.55 \pm 0.19$	$-0.52 \pm 0.19$	$1.29 \pm 0.51$	$-1.11 \pm 0.39$
1996	$0.48 \pm 0.13$	$-0.48 \pm 0.34$	$0.9 \pm 0.18$	$-0.69 \pm 0.35$
1997	$0.43 \pm 0.21$	$-0.31 \pm 0.21$	$1.04 \pm 0.36$	$-0.92 \pm 0.31$

Tabelle 7.2: Jahresmittel der Regressionskoeffizienten für BSR 532 zu Volumendichte im 550 K Niveau für PSC-Typ I b

Die Abbildung 7.2 zeigt die Regression für den 24./25.1.96 für  $m=1.33$  und  $m=1.45$ . Dabei ist die Steigung der Regressionsgeraden für den kleineren Brechungsindex etwa zweimal so groß wie für den größeren, d.h. bei gleichem Rückstreuverhältnis ergibt sich eine doppelt so große Volumendichte.

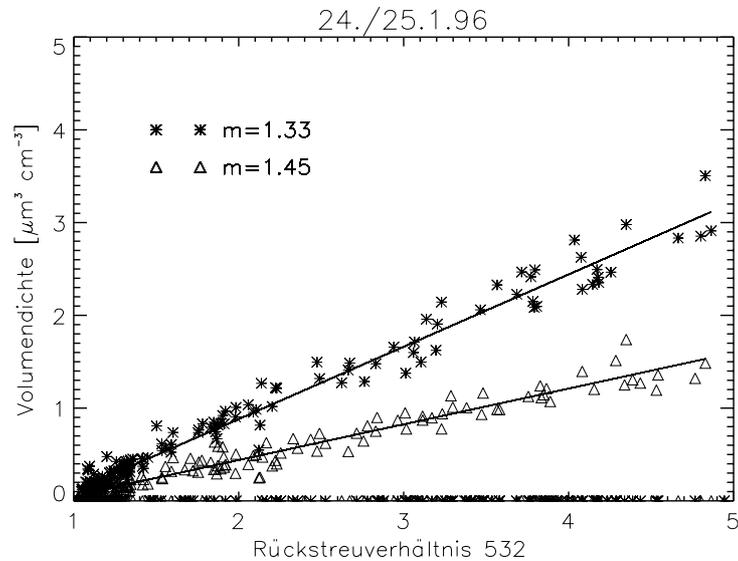


Abbildung 7.2: Regression von Volumendichte auf BSR 532 für  $m=1.33$  (Sterne) und  $m=1.45$  (Dreiecke) für den Höhenbereich 21 bis 24 km Höhe

In Abbildung 7.3 ist der Vergleich von Mie-berechneten Volumendichten und aus dem BSR abgeleiteten Volumendichten für diese Messung dargestellt.

Für kleine BSR wird das Volumen unterschätzt, für BSR zwischen 2 und 5 liefert die Formel

$$\text{Volumendichte } [\mu\text{m}^3\text{cm}^{-3}] = 0.48 * BSR_{532} - 0.48 \quad (7.5)$$

jedoch eine gute Abschätzung.

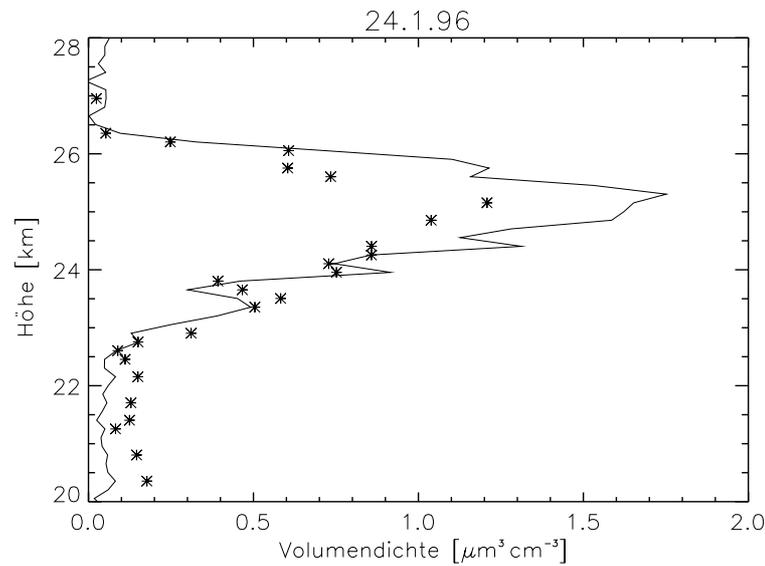


Abbildung 7.3: Volumendichte in  $\mu\text{m}^3\text{cm}^{-3}$  vom 24.1.1996, berechnet aus BSR 532 (durchgezogene Linie) und aus Radien (Sterne)

Die für einen Brechungsindex von  $m=1.45$  ermittelten Werte stimmen mit dem von Pinnick *et al.* (1980) angegebenen Wert überein, wenn aus dem Rückstreuverhältnis ein Rückstreuverhältnis bei 22 km unter der Annahme von winterlichen Temperaturen berechnet wird.

### 7.3.2 Partikelzähler

Von der University of Wyoming (UWYO) wurden im Januar 1996 und 1997 ballongetragene optische Partikelzähler (OPC) (Deshler *et al.*, 1994a) von Andøya aus gestartet. Bei den Aufstiegen am 23.1.96 und am 19.1.97 wurden PSCs gemessen.

An beiden Tagen wurden auch mit dem RMR-Lidar PSCs beobachtet. Die Daten wurden zunächst unabhängig voneinander ausgewertet. Dabei können für die OPC-Daten auch bimodale Verteilungen angenommen werden. Für den Vergleich mit den Lidardaten werden jedoch nur die monomodalen Verteilungen betrachtet. Für zwei verschiedene Brechungsindices (1.45 und 1.37) wurden Medianradien und Anzahldichten berechnet. Abb. 7.4 und 7.5 zeigen die Auswertung bzgl. der Teilchenkonzentration und Medianradien beider Geräte für 1996 und 1997.

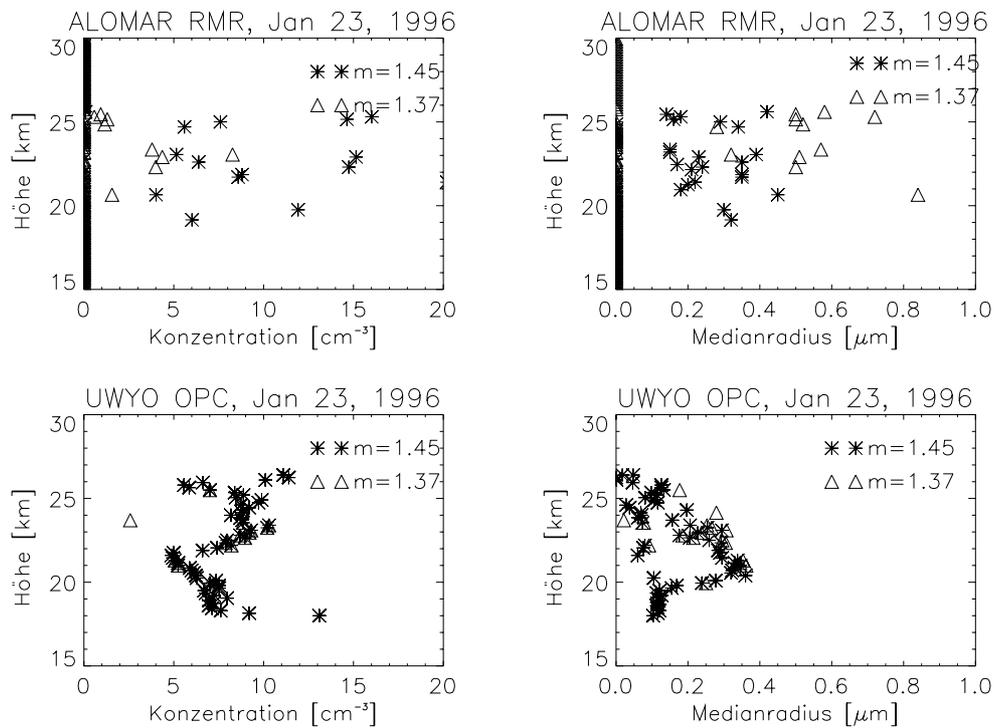


Abbildung 7.4: Anzahldichte und Medianradius von ALOMAR R/M/R Lidar und UWYO OPC Daten vom 23.1.1996

Während der Unterschied im Brechungsindex bei den Lidardaten große Auswirkungen auf Anzahldichte und Radius hat, ist dies bei den OPC-Daten nicht der Fall. Die vom Lidar abgeleiteten Anzahldichten für  $m=1.37$  liegen unter  $5 \text{ cm}^{-3}$ , die für  $m=1.45$  zwischen  $5$  und  $15 \text{ cm}^{-3}$  für den 23.1.1996. Aus den OPC-Daten ergeben sich Anzahldichten zwischen  $5$  und  $10 \text{ cm}^{-3}$ . Bei den Radien stimmen ebenfalls die Werte für  $m=1.45$  (200 bis 400 nm) besser mit den OPC-Daten überein als die mit  $m=1.37$  berechneten (400 bis 800 nm).

Für den 19.1.97 sind die Anzahldichten vom Lidar und OPC schlecht vergleichbar, da die PSC zeitlich sehr variabel war und deshalb die Ortsunterschiede (fester Lidarstandort im Gegensatz zum sich bewegenden Ballon) eine Rolle spielten. Bei den Radien zeigt sich jedoch wieder eine bessere Übereinstimmung der mit  $m=1.45$  ausgewerteten Lidardaten mit den OPC-Daten (Radien zwischen 150 und 300 nm) als mit den mit  $m=1.37$  ausgewerteten Lidardaten (Radien zwischen 200 und 800 nm).

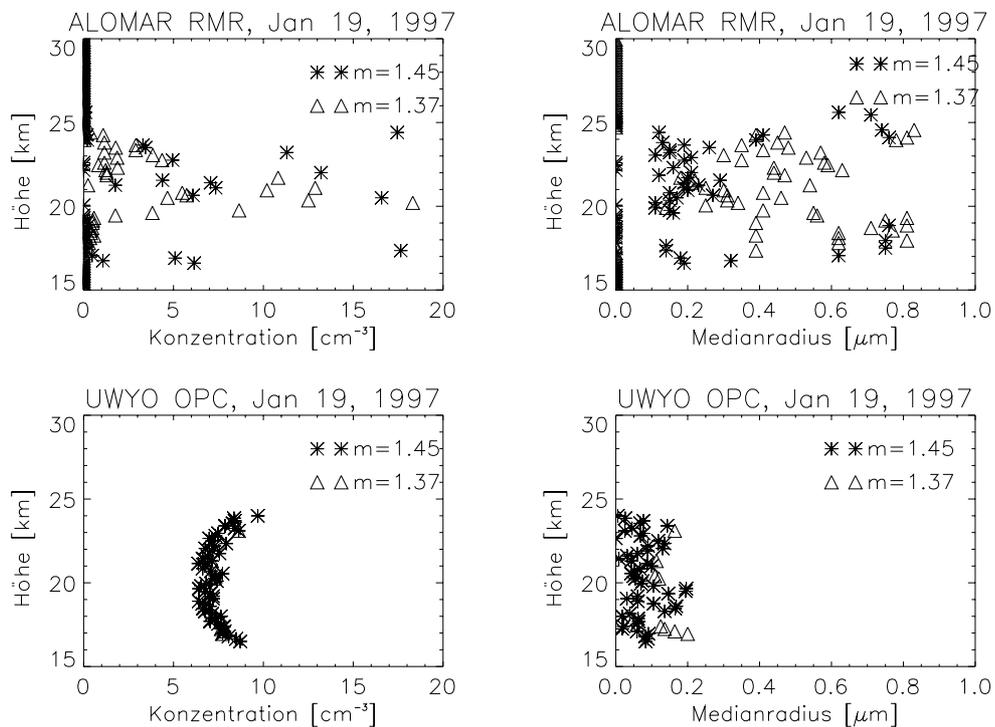


Abbildung 7.5: Anzahldichte und Medianradius von ALOMAR R/M/R Lidar und UWYO OPC Daten vom 19.1.97

Ein zweiter Vergleich wurde mit den unabhängig berechneten Volumendichten und Oberflächendichten vorgenommen (Abb. 7.6 und Abb. 7.7). Wieder stimmen die mit  $m=1.45$  berechneten Ergebnisse der Lidardaten deutlich besser mit den OPC-Ergebnissen überein als die mit  $m=1.37$  berechneten. Die Volumendichten betragen am 23.1.96 1 bis  $3 \mu\text{m}^3\text{cm}^{-3}$  und die Oberflächendichten 5 bis  $20 \mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$ . Am 19.1.97 ergeben sich für  $m=1.37$  aus den Lidardaten Volumendichten bis zu  $4 \mu\text{m}^3\text{cm}^{-3}$  und Oberflächendichten bis zu  $40 \mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$ , während die für  $m=1.45$  berechneten Werte mit unter  $1 \mu\text{m}^3\text{cm}^{-3}$  und bis zu  $10 \mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$  besser mit den OPC-Ergebnissen übereinstimmen.

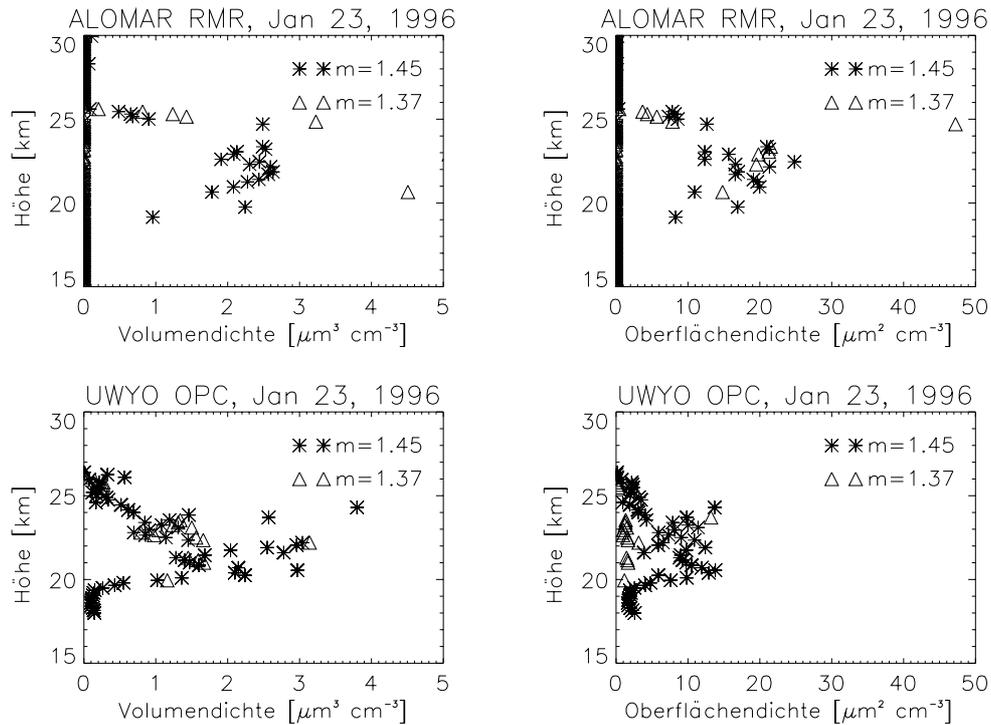


Abbildung 7.6: Volumendichte und Oberflächendichte von ALOMAR R/M/R Lidar und UWYO OPC Daten vom 23.1.96

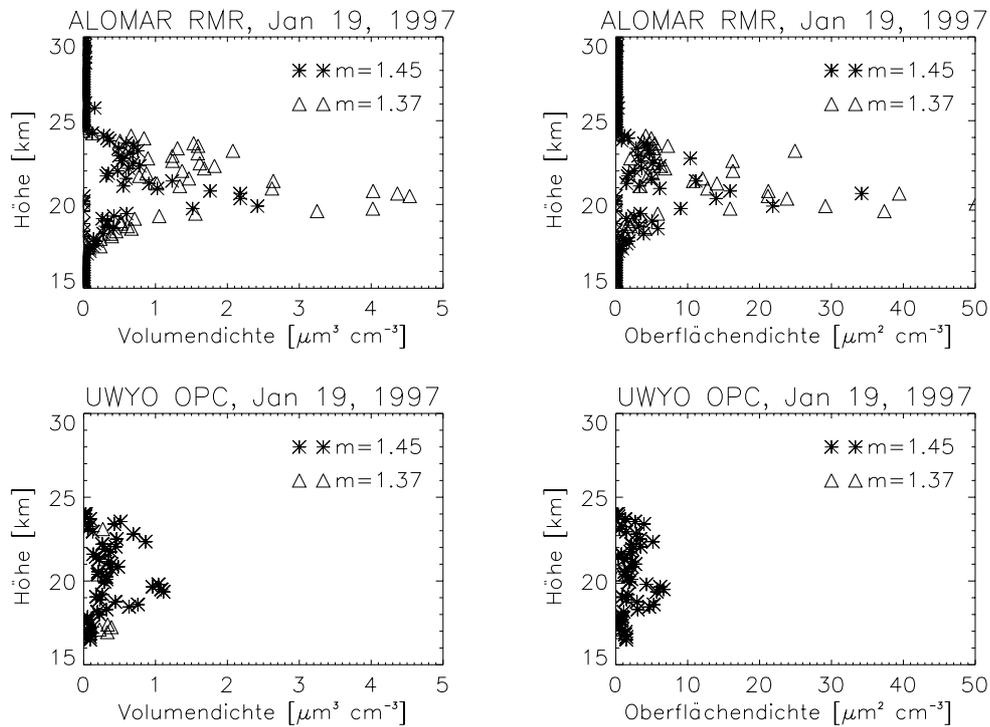


Abbildung 7.7: Volumendichte und Oberflächendichte von ALOMAR R/M/R Lidar und UWYO OPC Daten vom 19.1.97

Eine dritte Darstellung ist die nach Radienintervallen des OPC aufgesplittete Aerosolkonzentration in Abb.7.8. Die Symbole zeigen die Ergebnisse der Lidardatenauswertung, die Linien die Ergebnisse des OPC. Da es sich in den beiden Jahren um verschiedene Instrumente mit unterschiedlich feiner Radienunterteilung handelt, wurden nur ausgewählte Radienintervalle dargestellt. Am 23.1.96 ist die Übereinstimmung in allen Höhen gut, die Konzentration von Teilchen größer als 500 nm beträgt etwa  $1 \text{ cm}^{-3}$  und die der Teilchen mit über  $1 \mu\text{m}$  Radius beträgt  $0.01 \text{ cm}^{-3}$ . Am 19.1.97 handelt es sich um eine in der Höhe sehr variable PSC, so daß der Vergleich nur in kleinen Höhenbereichen, z.B. um 19 km und 23 km Höhe, gut aussieht.

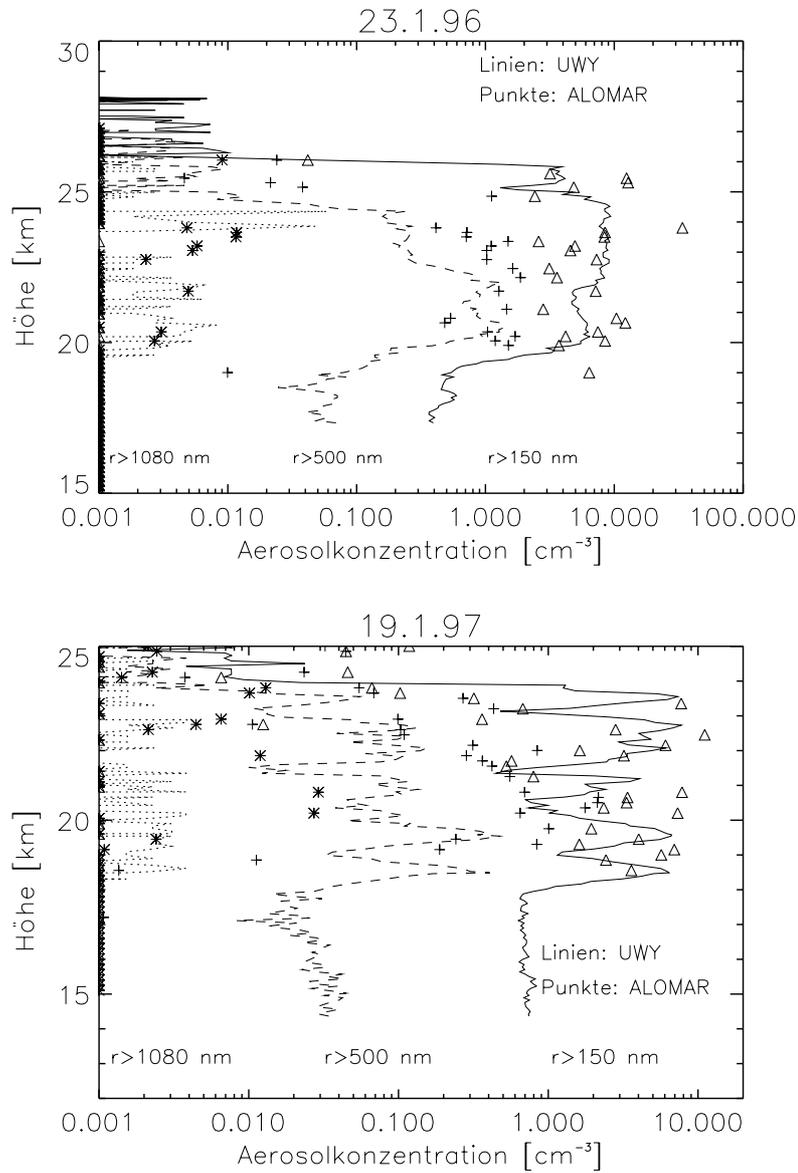


Abbildung 7.8: Teilchenkonzentration vom 23.1.96 und 19.1.97, Vergleich von OPC-Daten und Lidarergebnissen. Dreiecke zeigen die aus den Lidardaten berechneten Konzentration für Teilchen mit  $r > 150$  nm, Kreuze für  $r > 500$  nm und Sterne für  $r > 1080$  nm an. Der verwendete Brechungsindex beträgt 1.45.

Aus den OPC-Daten lassen sich die Parameter einer Lognormalverteilung bestimmen und aus diesen die Rückstreuung der Lidarwellenlängen berechnen. Abb. 7.9

zeigt für die Messungen am 19.1.97 die mittleren Radien und die Konzentration, die für eine Verteilungsbreite von 1.6 abgeleitet wurden sowie die daraus berechneten Rückstreukoeffizienten für  $m=1.45$  und  $m=1.37$ . Diese Werte sind mit Symbolen gekennzeichnet. Zum Vergleich sind die vom Lidar mit den drei Wellenlängen gemessenen Rückstreukoeffizienten aufgetragen (durchgängige Linien). Die Übereinstimmung für den größeren Brechungsindex ist bis auf 355 nm recht gut, wohingegen der kleinere Brechungsindex viel zu geringe Rückstreuung bei allen Wellenlängen liefert. Eine Übereinstimmung der Messungen kann also nur unter der Annahme des großen Brechungsindexwertes erreicht werden.

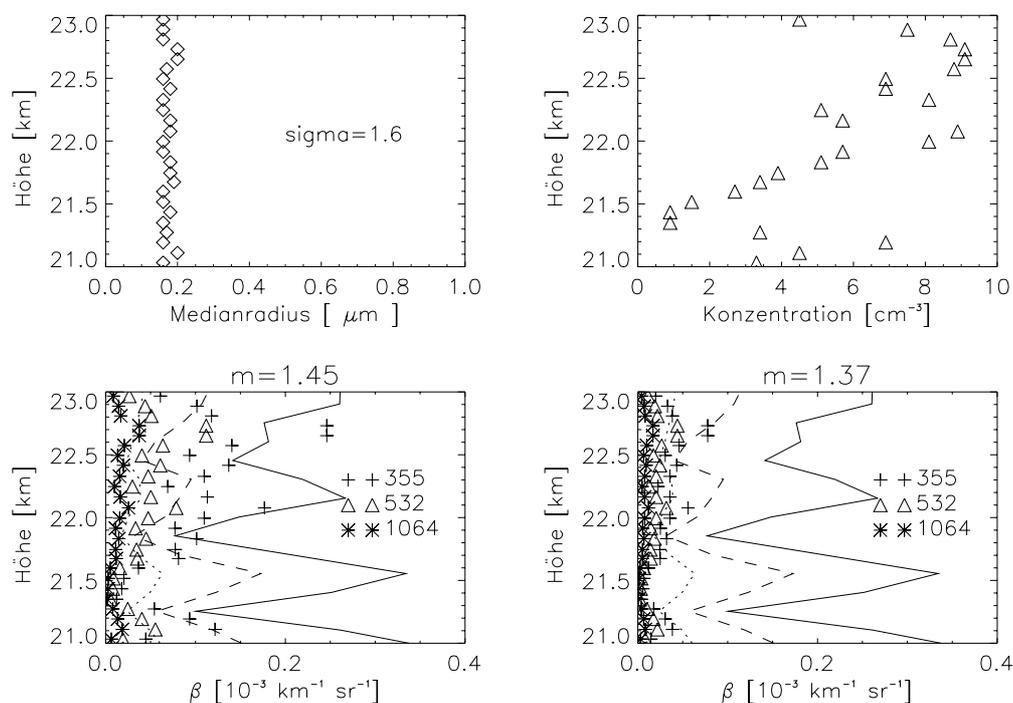


Abbildung 7.9: Vergleich der Rückstreukoeffizienten aus Lidarmessungen (355 nm: durchgezogene Linie, 532 nm: gestrichelt und 1064 nm: gepunktet) und aus OPC-Daten (355 nm: Kreuze, 532 nm: Dreiecke und 1064 nm: Sterne) vom 19.1.97

Die Ergebnisse mit einem Brechungsindex um 1.45 liefern die am besten mit den Partikelzählern vergleichbaren Ergebnisse. Daher werden diese Ergebnisse im folgenden dargestellt. Abb. 7.10 zeigt Rückstreuquerschnitte, Farbverhältnisse und

die daraus abgeleiteten Verteilungsparameter für den 19. Januar 1997.

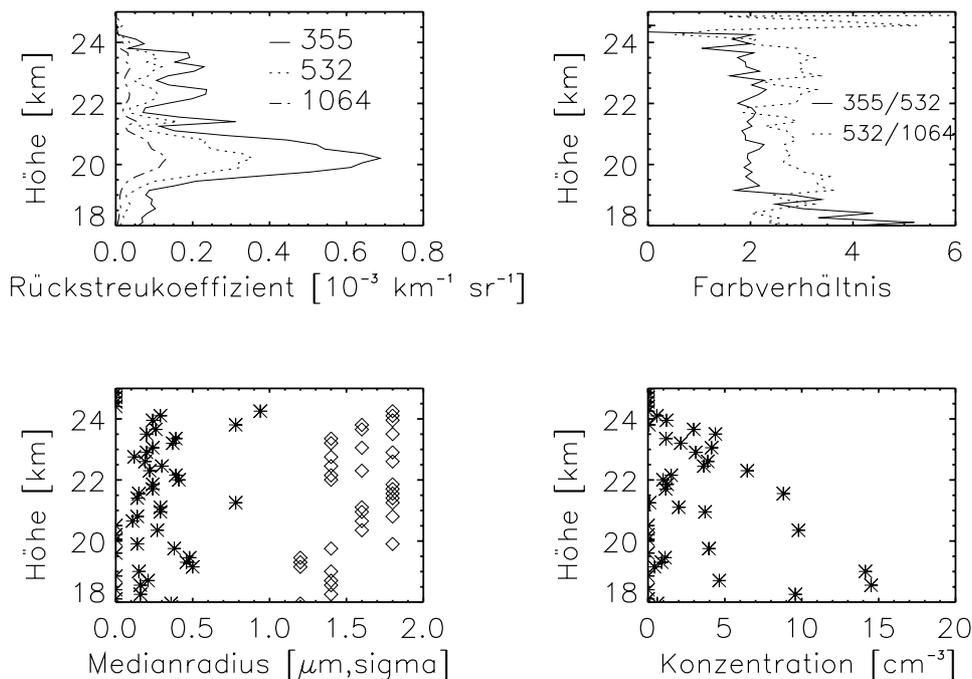


Abbildung 7.10: Rückstreuquerschnitte, Farbverhältnisse und die daraus abgeleiteten Verteilungsparameter für den 19. Januar 1997.

Die Rückstreuverhältnisse aller drei Wellenlängen zeigen bei etwa 20 km ein Maximum. Die Farbverhältnisse 355/532 und 532/1064 sind dagegen über den gesamten Höhenbereich relativ konstant. Dies deutet auf etwa gleiche Teilchenradien in der gesamten Wolke aber variable Teilchenzahlen hin. Die Radien liegen zwischen 200 und 400 nm, die Anzahldichten zwischen 1 und 10 Teilchen pro Kubikzentimeter. Die Maxima des Rückstreuverhältnisses spiegeln sich in der Anzahldichte wider.

#### 7.4 Temperaturabhängigkeit

Bei der PSC-Entstehung spielt die Temperatur eine große Rolle. Theoretische Ableitungen und Laborversuche liefern Modelle, wie PSC-Teilchen bei bestimmten Temperaturen und Spurengaskonzentrationen anwachsen, z.B. das Modell von Carslaw

*et al.* (1994). Der Vergleich mit dem aus den Lidarmessungen abgeleiteten Zusammenhang soll Aufschluß über die chemische Zusammensetzung der Tropfen geben. Aber auch zur Vorhersage der PSC-Häufigkeit und die Berücksichtigung in Klimamodellen ist eine Kenntnis der Existenztemperatur wichtig. Die Darstellung der PSC-Vorkommen im Zusammenhang mit den ECMWF-Temperaturen in Kapitel 6.1.1 zeigt, daß Existenztemperaturen von 194 K, 191 K und 188 K im 475 K, 550 K bzw. 675 K Niveau eine sehr gute Korrelation zum Auftreten von PSC besitzen.

#### 7.4.1 Temperaturdifferenz zum Frostpunkt und $T_{NAT}$

Die Existenztemperatur von NAT ist von den  $HNO_3$ - und Wasserdampfpartialdrücken abhängig. Nach Hanson und Mauersberger (1988) wurden die Temperaturen in mehreren Druckniveaus für eine Temperatur von 190 K berechnet (Tabelle 7.3). Eine Veränderung des  $HNO_3$ -Gehalts um 5 ppbv führt genauso wie eine Änderung des Wassergehalts um 1 ppmv zu einer Differenz in der Existenztemperatur von ca. 1 K.

Druck [hPa]	$HNO_3$ [ppbv]	$H_2O$ [ppmv]	$T_{NAT}$ [K]
100	5	5	198.7
70	5	5	196.6
50	5	5	194.8
30	5	5	192
100	10	5	199.7
70	10	5	197.6
50	10	5	195.7
30	10	5	193
100	10	4	198.7
70	10	4	196.7
50	10	4	194.8
30	10	4	192.1

Tabelle 7.3: Existenztemperaturen für NAT nach Hanson und Mauersberger

Der Salpetersäuregehalt zwischen 15 und 30 km ist aber nicht konstant, sondern weist ein Maximum bei etwa 20 km auf. Die für ein 79 °N LIMS- (Limb Infrared

Monitor of the Stratosphere) Profil von Salpetersäure und 5 ppmv Wasser berechneten Existenztemperaturen von  $T_{NAT}$  sowie die Frostpunkttemperaturen sind in Tabelle 7.4 aufgelistet (Knudsen *et al.*, 1996) .

Druck [hPa]	$T_{NAT}$	$T_{ICE}$	Höhe [km]
100	198.6	193.2	15
70	197.1	191.2	17
50	195.5	189.2	19
30	192.9	186.4	22

Tabelle 7.4: Existenztemperaturen für NAT und Eis nach Knudsen *et al.* (1996)

Geeignete Temperaturmessungen für PSC sollten im gleichen Volumen gewonnen werden. Daher sind Radiosonden und ECMWF-Daten nicht hinreichend für genauere Untersuchungen der Korrelation von PSC und Temperatur. Das ALOMAR R/M/R-Lidar liefert die Möglichkeit, mit Rotations-Raman-Messungen Temperaturen in PSC abzuleiten (RTR-Methode), (Hauchecorne *et al.*, 1996). Wünschenswert ist eine Genauigkeit von weniger als 1 K und eine Zeitaufösung von etwa einer Stunde. Diese Anforderungen sind jedoch auch mit dieser Methode noch nicht erfüllt, da für einen Fehler von  $\pm 1$  K eine Integrationsdauer von mehreren Stunden notwendig ist.

In den folgenden Abbildungen 7.11 und 7.12 sind Rückstreu- und Farbverhältnisprofile zusammen mit der RTR-Methode abgeleiteten Temperaturprofilen und verschiedenen Existenztemperaturen für zwei Ereignisse dargestellt. Es handelt sich um Nachtmittelwerte mit Integrationsdauern von über 12 Stunden (23.1.96) bzw. etwa 5 Stunden (16.2.96). Radiosondentemperaturen der Station Bodø (ca. 200 km südlich) sind ebenfalls aufgetragen. Die RTR-Temperaturen sind unabhängig von diesen Radiosondentemperaturen errechnet worden.

Am 23. Januar 1996 betrug das BSR über die ganze vertikale Ausdehnung der PSC mehr als 2, während am 16. Februar im unteren Teil der Wolke Werte kleiner als 2 vorherrschten. Im Januar handelt es sich damit wahrscheinlich um Typ II und I b und im Februar um Typ Ia und Ib. Die Farbverhältnisse (hier wegen der besseren Darstellbarkeit im Kehrwert aufgetragen) unterstützen diese Einteilung: Am 23. Januar war das CR im gesamten Wolkenbereich etwa konstant bei 0.3, nur im Bereich der Typ II Wolke war es erhöht. Das deutet auf überwiegend flüssige

Teilchen im unteren und oberen Teil der Wolke und auf feste Teilchen in der Mitte (Eiswolke) hin.

Die Temperatur unterschreitet den Frostpunkt in dem Höhenbereich, in dem die Eiswolke beobachtet wurde, und die STS-Temperatur im übrigen Bereich der Wolke.

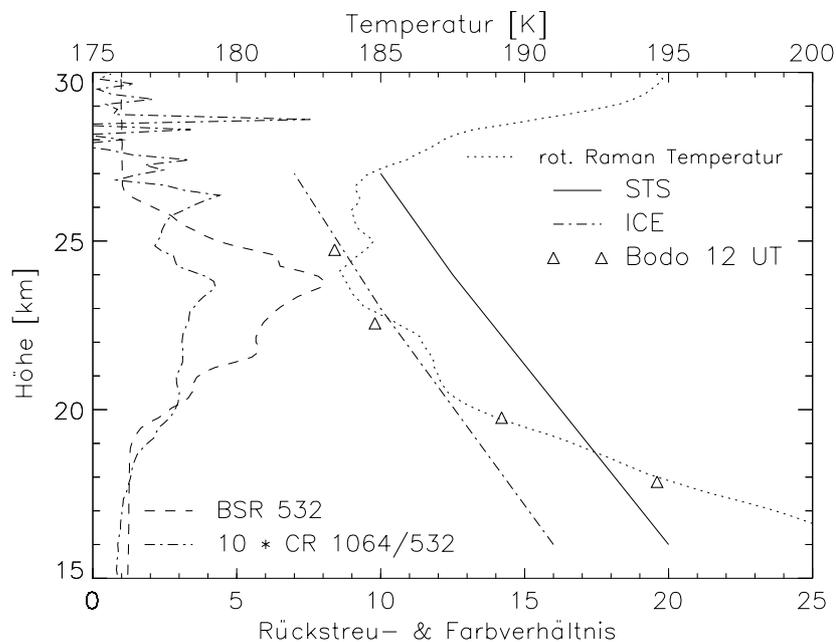


Abbildung 7.11: Temperaturen (Lidar und Radiosonde), Existenztemperaturen für STS und Eis, sowie CR und BSR für den 23.1.96

Am 16. Februar herrschten ebenfalls CR-Werte um 0.3 in der Wolke vor, aber am Unterrand war eine deutliche Erhöhung zu sehen, die auf feste Teilchen deutet. Die erhöhten CR-Werte am Oberrand der Wolke sind teilweise Artefakte, die durch die sehr kleinen und verrauschten Rückstreuverhältnisse bei 532 nm entstehen. Ob es sich am Oberrand der Wolke um feste Teilchen handelt, kann aus dem CR nicht mit Bestimmtheit festgestellt werden. Im unteren Teil der Wolke wird nur die NAT-Temperatur erreicht, während oberhalb  $T_{STS}$  unterschritten wird. Das stimmt überein mit der Schwellentheorie von Toon *et al.* (1990), wonach bei Temperaturen gerade um  $T_{NAT}$  Typ I a entsteht. Es wurde auch häufig von Messungen mit erhöhter Depolarisation an den Ober- und Unterkanten von PSC berichtet (Schäfer *et al.*,

1994). Da die Temperaturprofile ihr Minimum zumeist in der Mitte der PSC-Schicht erreichen, und zu den Rändern hin höhere Temperaturen aufweisen, wäre auch dies ein Hinweis auf Typ I a (NAT)-Bildung bei Schwellentemperaturen.

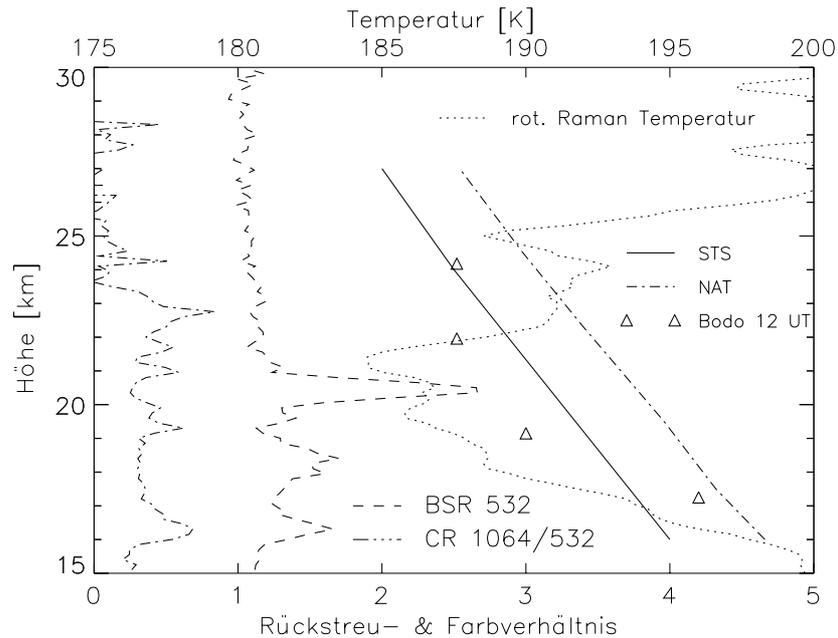


Abbildung 7.12: Temperaturen (Lidar und Radiosonde), Existenztemperaturen für STS und Eis, sowie CR und BSR für den 16.2.96

#### 7.4.2 Temperaturgeschichte

Der Zusammenhang von örtlicher Temperatur und PSC-Beobachtung ist nicht eindeutig, siehe (Arnold, 1992). So wurde auch von Toon *et al.* (1990) vorgeschlagen, daß die Temperaturgeschichte eine Rolle spielen könnte. Eine schnelle Abkühlung bewirkt ein anderes Kondensationsverhalten als ein langsamer Temperaturrückgang. Auch ist es möglicherweise von Bedeutung, ob die Kondensationstemperatur für Sulfatpartikel vorher erreicht wurde (Dye *et al.*, 1992), da auf flüssigen Kondensationskeimen andere Vorgänge ablaufen als auf festen. Um diese Entstehungsgeschichte zu untersuchen, wird die zeitliche Entwicklung der Temperatur eines Luftpakets durch Trajektorien berechnet. Die Methode von Knudsen und Carver (1994) wird auf die ECMWF-Daten angewendet. Dort sind tägliche Trajektorien für bestimmte

Stationen verfügbar, die sich auf die Analysen von 12 UT beziehen. Die folgenden Abbildungen zeigen Temperatur und Abkühlungsrate der letzten 24 Stunden vor Ankunft des Luftpakets in Andenes im 475 K bzw. 550 K Niveau für 1995, 1996 und 1997.

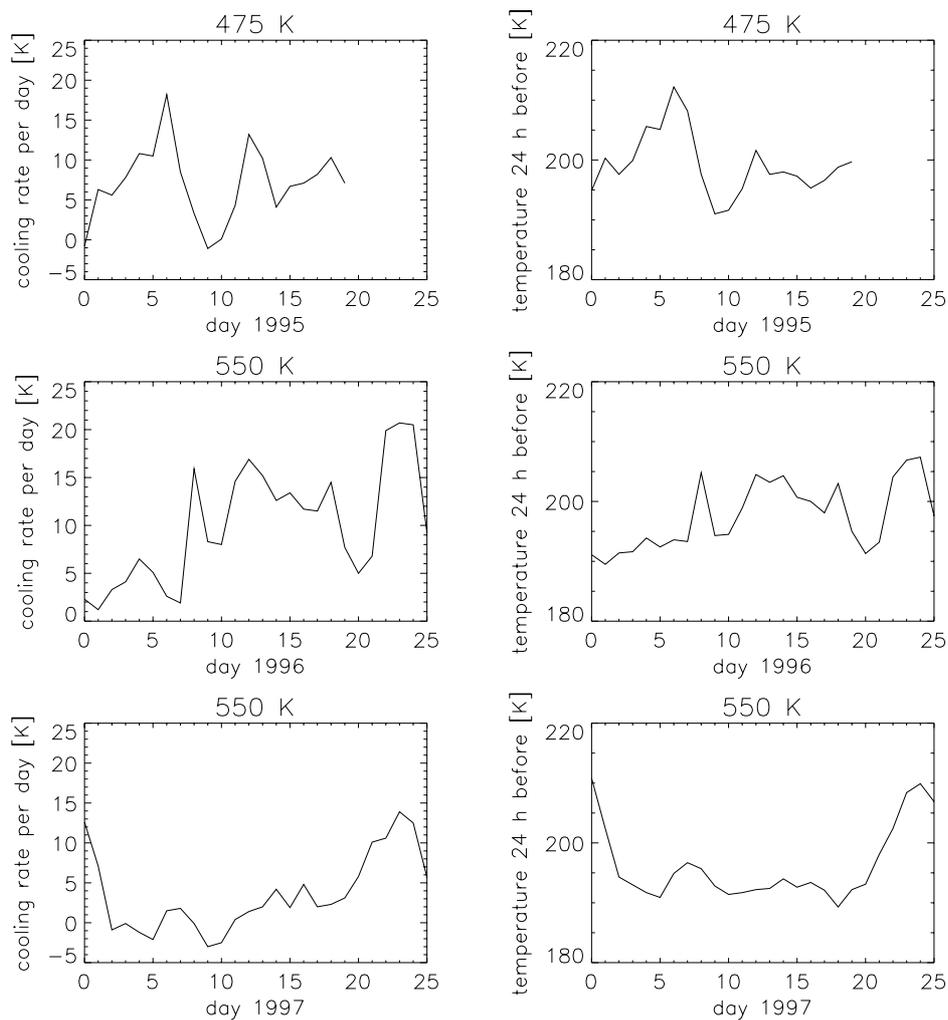


Abbildung 7.13: Abkühlungsraten im 550 K Niveau für Andenes

Innerhalb des Polarwirbels ist wegen des fehlenden Austausches der Luftmassen mit kleineren Abkühlungsraten zu rechnen, während es außerhalb oft zu mehr als 5 K pro Tag kommt. Letzteres trifft für Andenes vor allem im Januar 1995 und 1996 zu, als die Station oft am Rande des Polarwirbels lag. Zu diesen Zeitpunkten wurden

PSC vom Typ I b beobachtet. 1997 dagegen waren die Abkühlungsraten vor allem zu Beginn des Jahres sehr gering, und es wurden in der ersten Januarhälfte Typ I a PSC beobachtet. Dabei war die Temperatur in allen Fällen, bis auf den 6.1.1995, schon seit 24 Stunden geringer als 210 K, der SAT-Existenztemperatur. Am 6.1.1995 dagegen fällt die Temperatur innerhalb von 24 Stunden von über 210 K um über 15 K. Die zu diesem Zeitpunkt beobachtete PSC zeigte Typ I b-Eigenschaften, während vorher und nachher Typ I a beobachtet wurde. Aus diesen Beobachtungen kann die These gestützt werden, daß Typ I a auf gefrorenen Kondensationskeimen entsteht, für Typ I b gibt es dagegen nur ein Beispiel für vermutlich flüssige Kondensationskeime. Eine zusammenfassende Darstellung der Relation von Abkühlungsrate zu Rückstreuverhältnis zeigt Abb. 7.14. Die Unterteilung in Typ I a und Typ I b erfolgt aufgrund des Rückstreuverhältnisses nach Toon *et al.* (1990). Empirisch läßt sich so auch eine grobe Abgrenzung in den Abkühlungsraten ziehen: Abkühlung unter 2 K pro Tag entspricht Typ I a und über 2 K pro Tag Typ I b.

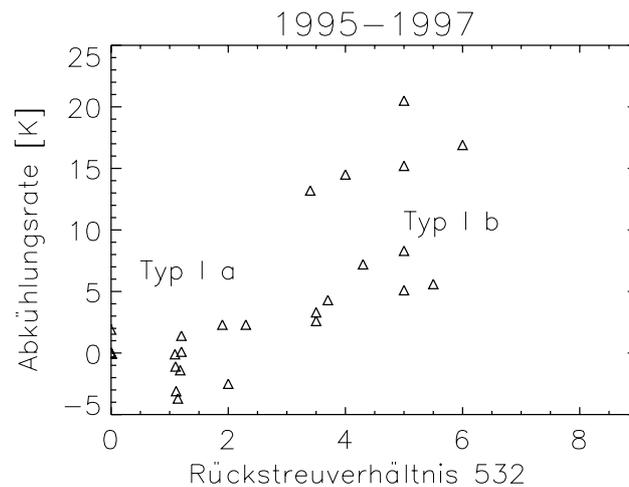


Abbildung 7.14: Abkühlungsraten gegen BSR für die Nachtmittel der PSC-Messungen im 475 K Niveau 1995 und 550 K Niveau 1996-1997

### 7.4.3 Temperatur-Volumendichte-Abhängigkeit

Für eine Darstellung des Zusammenhangs zwischen der Temperatur und der Teilchenproduktion wurde die Volumendichte als Parameter gewählt, da sie sowohl Größe als auch Anzahl der Teilchen berücksichtigt und Modellrechnungen vorliegen. Die Temperaturmessungen des Lidars sind wegen unterschiedlicher Meßzeiträume nicht von durchgängig gleicher Qualität, deshalb wurden ECMWF-Temperaturen zum Vergleich gewählt. Während in 1995 die mittlere Höhe der PSC bei etwa 20 km lag, waren die Wolken in den beiden folgenden Jahren eher bei 23 km Höhe zu finden. Da die Temperaturdaten des ECMWF nur in bestimmter zeitlicher und vertikaler Auflösung vorliegen, wurden die Lidar-Daten in ähnlicher Weise zusammengefaßt. Die Volumendichten wurden aus den 30-Minuten-Mitteln berechnet und im Höhenbereich 19 bis 21 km (50 hPa) bzw. 21 bis 23 km (30 hPa) über die ganze Nacht gemittelt. Die Nachtmittelwerte sind in Abbildung 7.15 gegen die ECMWF-Temperaturen für Mitternacht im 30 hPa Niveau aufgetragen. Abbildung 7.16 zeigt die entsprechenden Ergebnisse im 50 hPa Niveau. Mit den Modellen für STS von Carslaw *et al.* (1994) und für NAT von Hanson und Mauersberger (1988) wurde für verschiedene Wasserdampf- und  $HNO_3$ -Gehalte die Volumendichte bei Temperaturen von 185 K bis 200 K berechnet. Den Berechnungen liegen folgende Annahmen über die Spurengaskonzentrationen zugrunde:

Name	$H_2O$ [ppmv]	$HNO_3$ [ppbv]	$H_2SO_4$ [ppbv]
STS 1	5	15	1
STS 2	3	5	1
NAT	5	15	
NAT 1	5	15	
NAT 2	3	5	

Tabelle 7.5: Modellvoraussetzungen

Im 30 hPa Niveau (Abb. 7.15) läßt sich das STS-Modell von den Lidardaten recht gut reproduzieren, bis auf die wärmsten Tage von 1997 (7. und 12. Januar). An diesen Tagen wurde eine Aerosoldepolarisation von 15 % gemessen. Für so große Asphärizität sind die Mie-Rechnungen nicht gültig. Für alle anderen Tage in 1997 lag die Depolarisation unter 3%.

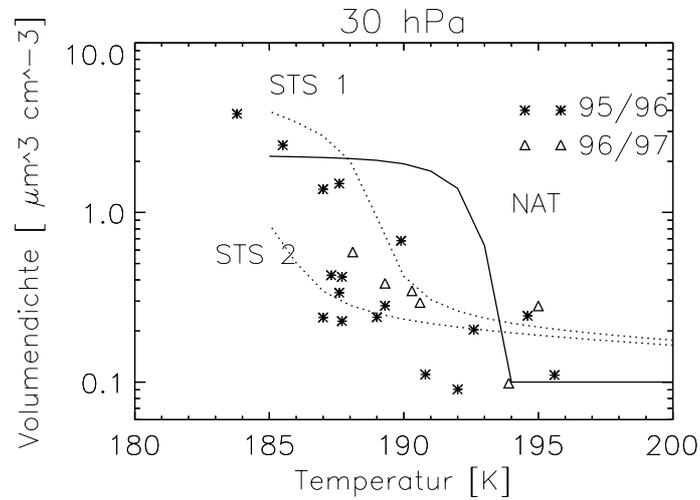


Abbildung 7.15: Volumendichte in  $\mu\text{m}^3\text{cm}^{-3}$  gegen Temperatur im Vergleich zu dem Modell von Carslaw *et al.* (1994) für das 30 hPa Niveau

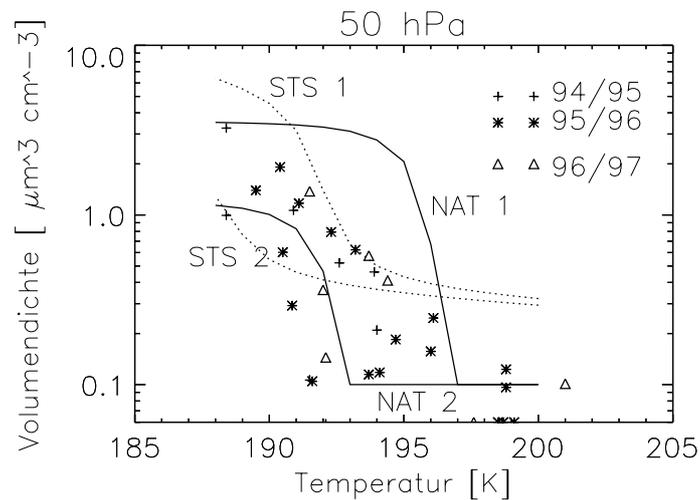


Abbildung 7.16: Volumendichte in  $\mu\text{m}^3\text{cm}^{-3}$  gegen Temperatur im Vergleich zu dem Modell von Carslaw *et al.* (1994) für das 50 hPa Niveau

1996 gab es keine Depolarisationsmessungen, aber aufgrund der Rückstreuwerte und Farbverhältnisse wurde die Einteilung in Typ I b und I a vorgenommen. Im Dezember

und Ende Februar wurden die PSC als Typ I a diagnostiziert. Diese sind die 4 Beobachtungen, die die höchsten Temperaturen aufweisen. Die Nähe dieser Punkte zum NAT-Modell ist aber nur mit Vorsicht zu interpretieren. Schließlich wurden die Radien unter der Annahme der Sphärizität abgeleitet, die hier nicht zutrifft.

Im 50 hPa Niveau liegen die Werte von 1995 größtenteils im Bereich des STS-Modells, während 1996 und 1997 oft sehr kleine Volumendichten auftreten. Dies kann durch die größere Höhe der PSCs in diesen Jahren erklärt werden. Die Werte im 50 hPa Niveau stellen dann die Unterkanten der PSC dar, die vom Typ I a sein können. Mit Werten zwischen 5 und 15 ppbv  $HNO_3$  können sie durch das NAT-Modell erklärt werden, wobei die oben erwähnte Einschränkung aufgrund der Form der NAT-Partikel gilt.

### 7.5 Salpetersäuregehalt

Aus der Volumendichte kann unter bestimmten Annahmen der Salpetersäuregehalt bestimmt werden. Dazu muß die Dichte des Aerosols bekannt sein. Diese ist nun von der Zusammensetzung der Teilchen abhängig. Schwefelsäure und Salpetersäure haben Dichten von 1.8 bzw 1.5  $g\ cm^{-3}$ . Nach Rosen *et al.* (1989) wird ein Wert von 1.6 verwendet. Das Volumenmischungsverhältnis ist gleich dem Verhältnis der Anzahl der  $HNO_3$ -Moleküle pro Kubikmeter Luft zu der Gesamtzahl der Moleküle im gleichen Volumen (Hobbs, 1995, S. 7). Letztere ist von der Höhe und Temperatur abhängig und kann wie folgt berechnet werden:

$$\text{Moleküle pro } m^3 = \frac{p[Pa]}{k * T[K]} \quad (7.6)$$

$k$  ist die molekulare Gaskonstante. Die Anzahl der  $HNO_3$ -Moleküle ergibt sich wie folgt:

$$\text{Anzahl } HNO_3 = \frac{\text{Volumendichte} * \text{Massendichte} * \text{Avogadrozahl}}{\text{Molmasse}} \quad (7.7)$$

Damit ergibt sich für eine Höhe von 30 hPa und eine Temperatur von 190 K folgender Zusammenhang:

$$HNO_3 \text{ [ppbv]} = \text{Volumendichte } [\mu m^3\ cm^{-3}] * 1.34 \quad (7.8)$$

In einer durchschnittlichen PSC mit einem Rückstreuverhältnis von 3 liefert

Gleichung 7.8  $HNO_3$ -Gehalte von etwa 2 ppbv. Abbildung 7.17 zeigt die Abnahme von  $HNO_3$  in Anwesenheit einer PSC. Als ungestörtes Profil wurde eine Messung von LIMS (Limb Infrared Monitor of the Stratosphere) im Januar 1979 bei  $70^\circ N$  verwendet.

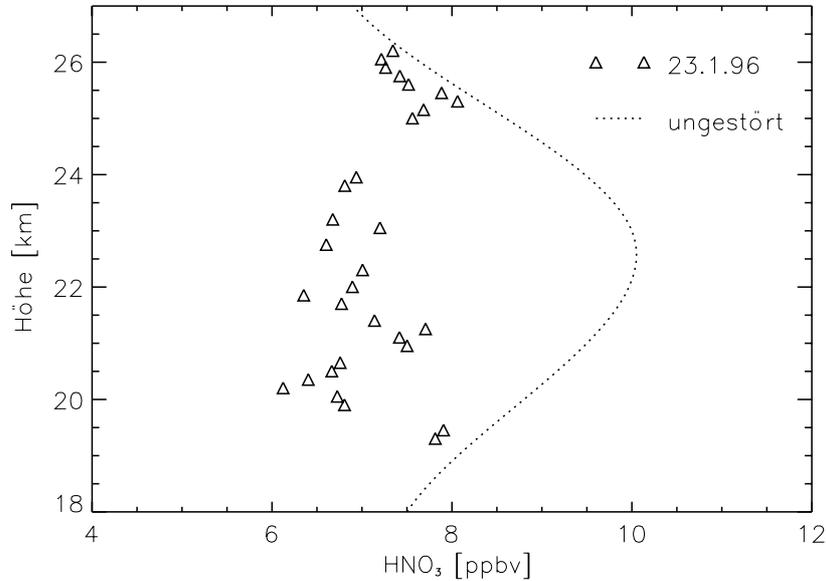


Abbildung 7.17: Salpetersäuregehalt der Atmosphäre in Anwesenheit einer PSC (23.1.96)

Die durch die Salpetersäureaufnahme in PSCs zu erwartende Denitrifizierung der Atmosphäre im Januar/Februar stimmt in der Größenordnung mit den in Kapitel 6.2.2 dargestellten Messungen des UARS überein. Da der Satellit im Januar keine Messungen aus der Arktis liefert, sind direkte Vergleiche nur im Februar möglich.

$HNO_3$ -Daten aus MLS-Satellitenmessungen für 1996 und 1997 standen mir dank Marc Hervig, University of Wyoming, zur Verfügung. Aus dem gegebenen Salpetersäureprofil und angenommenen Profilen für Wasserdampf und Schwefelsäure kann die Volumendichte von PSC für eine ternäre Lösung nach dem Modell von Carslaw *et al.* (1994) oder für NAT nach dem Modell von Hanson und Mauersberger (1988) berechnet werden. Die Gewichtsanteile der beiden Säuren erlauben dann die Be-

stimmung des Brechungsindex nach dem Modell von Tsias (1997). Die Temperatur wurde von einem Radiosondenaufstieg der Station Bodø verwendet. Den aus den Lidardaten berechneten Volumendichten liegt ein Brechungsindex von 1.45 zugrunde. In Abbildung 7.18 und 7.19 sind diese Größen für den 16. Februar 1996 dargestellt. Es wurde ein Wasserdampfgehalt von 3 ppmv bzw. 5 ppmv und ein Schwefelsäuregehalt von 1 ppbv angenommen. Die aus den Messungen abgeleiteten Volumendichten sind durch Sterne gekennzeichnet.

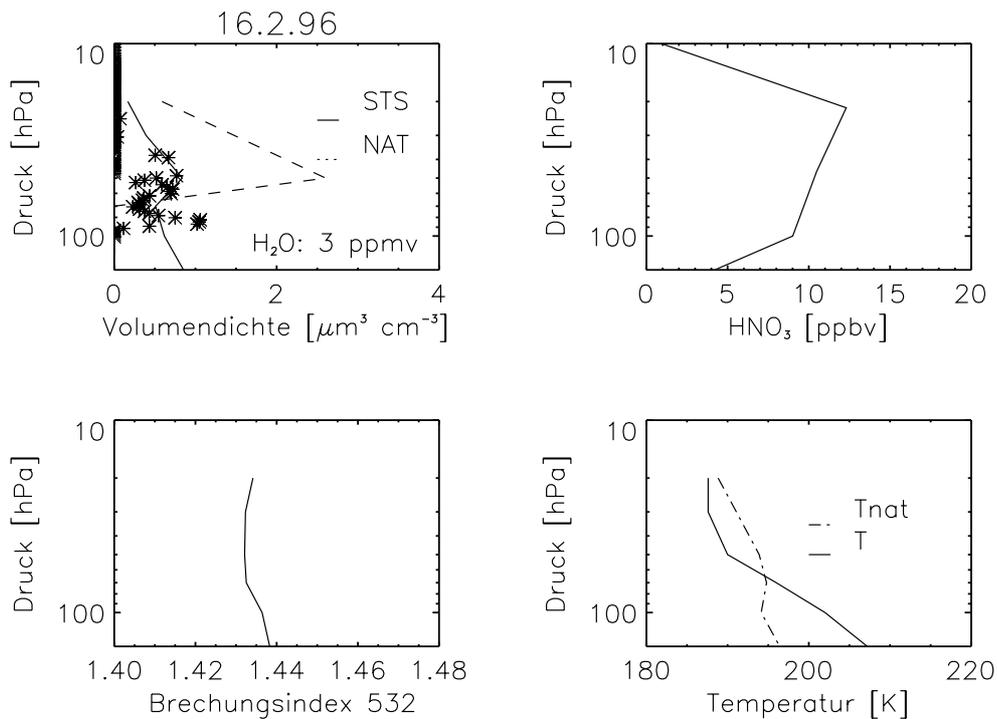


Abbildung 7.18: Vergleich von Volumendichten innerhalb einer PSC am 16.2.96 mit Modellergebnissen unter Verwendung eines MLS  $HNO_3$  Profils und der Annahme von 3 ppmv Wasserdampf und 1 ppbv Schwefelsäure

Die Übereinstimmung mit dem STS-Modell ist im oberen Teil der Wolke für 3 ppmv Wasserdampf am besten. Der so erhaltene Brechungsindex liegt bei 1.44. Im unteren Teil der Wolke liefern auch größere Wasserdampfkonzentrationen (siehe Abb. 7.19) keine bessere Übereinstimmung. Die Existenztemperatur kann den unteren Wolken teil ebenfalls nicht erklären. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß die Temperatur-,

$HNO_3$ - und PSC-Messungen einige 100 km auseinanderliegen.

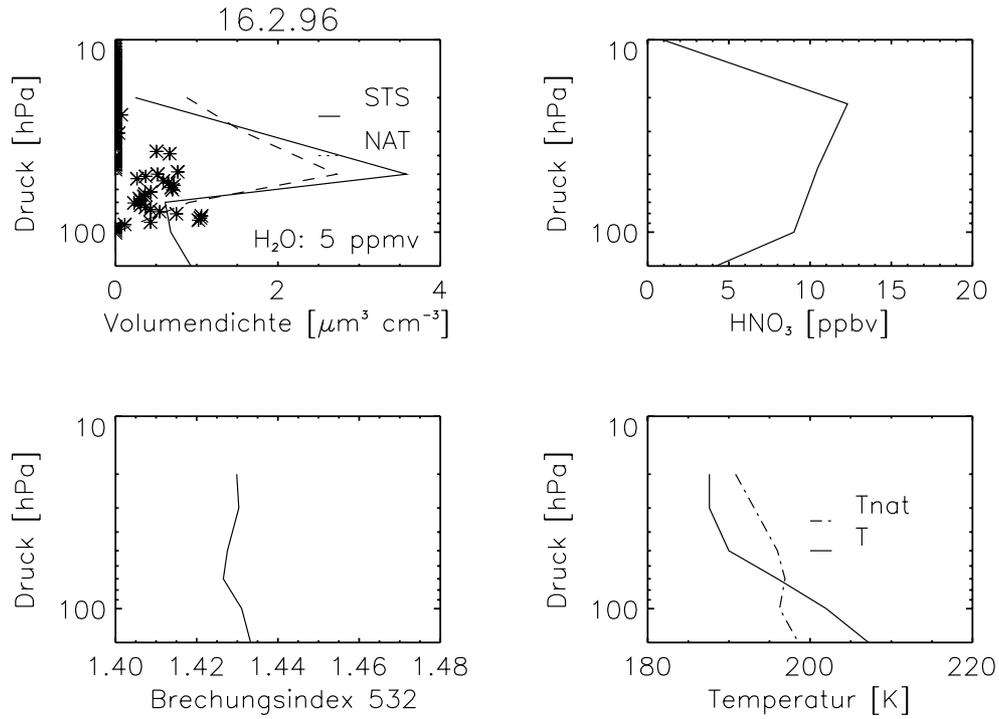


Abbildung 7.19: wie Abb.7.18 allerdings mit 5 ppmv Wasserdampfgehalt

Für einen Wasserdampfgehalt von 5 ppmv liefert das STS-Modell vielfach größere Volumendichten, während sich der Brechungsindex nur wenig verringert. Das NAT-Modell ist nicht sehr abhängig vom Wasserdampfgehalt, da hier die Salpetersäure der limitierende Faktor ist.

Die Abhängigkeit des Brechungsindex von dem Wasserdampf- und Salpetersäuregehalt nach dem Modell von Tsias (1997) für das 30 hPa Niveau zeigen Abb. 7.20 und 7.21 für jeweils zwei Temperaturen. Abb. 7.20 zeigt, daß bei niedrigem Wasserdampfgehalt (3 ppmv) die Brechungsindexvariation mit Temperatur und Salpetersäuregehalt sehr gering ist, während bei 5 ppmv Wasserdampfmischungsverhältnis eine deutliche Temperatur und Salpetersäureabhängigkeit des Brechungsindex zu erkennen ist. Abb. 7.21 zeigt die Abhängigkeit vom Wasserdampfmischungsverhältnis bei konstantem Salpetersäuregehalt. Je höher der Wasserdampfgehalt ist, desto stärker macht sich bei niedrigem und hohem Salpetersäuregehalt die Temperatu-

rabhängigkeit bemerkbar. Insgesamt liegt die Brechungsindexvariation in den hier angenommenen Grenzen nur zwischen etwa 1.41 und 1.44.

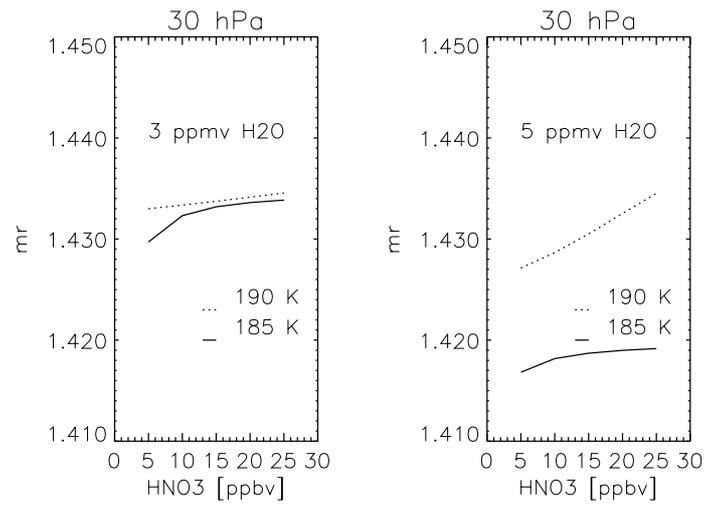


Abbildung 7.20: Realteil des Brechungsindex für 532 nm in Abhängigkeit von Salpetersäuregehalt und Temperatur

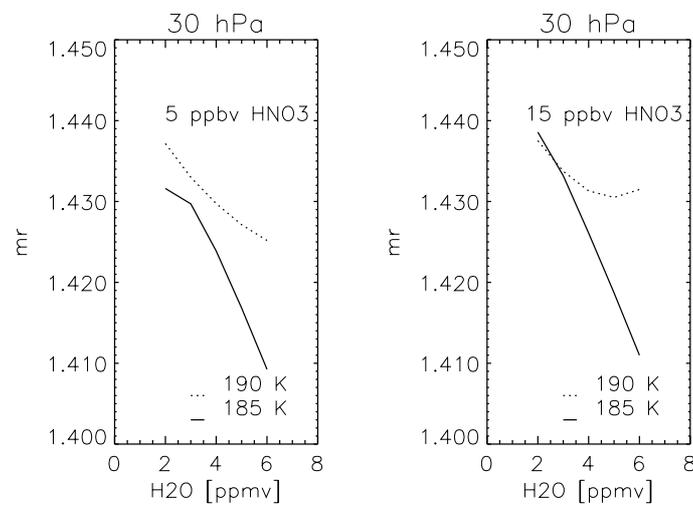


Abbildung 7.21: Realteil des Brechungsindex für 532 nm in Abhängigkeit von Wasserdampfgehalt und Temperatur

## 7.6 Vergleichsmessungen

### 7.6.1 Lidar in Nordskandinavien

In dem hier betrachteten Zeitraum von 1995 bis 1997 sind mir Lidarmessungen von den Stationen Sodankylä, Finnland (FU Berlin) und Esrange, Schweden (Uni Bonn und GKSS) bekannt. Außer diesen bodengebundenen Geräten gab es auch Lidarmessungen vom Flugzeug aus, z.B. 96/97 mit dem Flugzeug Falcon (Wirth *et al.*, 1997). Ebenfalls 1995 gab es Messungen mit einem flugzeuggetragenen Lidar LEANDRE, (David *et al.*, 1997). Die Messungen von der Station Ny Aalesund, Spitzbergen, werden hier nicht für Vergleiche herangezogen, da die Station vergleichsweise weit entfernt liegt.

Die Auswahl der hier vorgestellten Messungen beruht vor allem auf persönlichen Mitteilungen und Konferenzbeiträgen. So sollen die räumliche Variabilität der PSCs dokumentiert und Ergänzungen geliefert werden. Es werden darum die Beobachtungen vorgestellt, die in zeitlicher Verbindung mit den über Andenes beobachteten Wolken stehen.

Am 17. Januar 1995 wurde von dem flugzeuggetragenen Lidar LEANDRE eine nicht-depolarisierende PSC-Schicht von 18 bis 24 km Höhe mit einem mittleren BSR von 4.2 beobachtet, die von David *et al.* (1997) als Typ I b interpretiert wird. Lokal gab es etwa 80 bis 160 km westlich von Kiruna stark depolarisierende (26-27 %) Schichten in 21 km Höhe mit Erhöhungen des BSR auf Werte von ca. 13 (PSC Typ II).

Mit dem ALOMAR R/M/R-Lidar wurde an diesem Tag ebenfalls PSCs vom Typ I b mit einer eingelagerten PSC vom Typ II beobachtet. Die Eiswolke trat jedoch nur in einem kurzen Zeitraum auf. Die Temperaturen waren laut ECMWF-Analyse etwas über dem Frostpunkt. Die mit dem Flugzeug beobachteten lokalen Eiswolken deuten darauf hin, daß es sich hier um kleinskalige Temperaturminima handelt, die von Leewellen verursacht sein können.

Die Messungen der DLR-Falcon fanden im Winter 96/97 im Rahmen der Polecat-Kampagne statt (Wirth *et al.*, 1997). Auf den Flügen wurde auch Andenes mehrfach überflogen. Der erste Überflug am 31.12.96 zeigte keine PSC über Andenes, während weiter nördlich PSC mit einem BSR von 3 bei 532 nm und einer Volumendepolarisation von 15 % beobachtet wurden. Am 3.1.97 wurden in größerer horizontaler Ausdehnung in 23 bis 26 km Höhe klassische Typ I a PSCs beobachtet, der Flug

führte nicht über Andenes. Am 5.1.97 wurde im Flug über Andenes in 25 km Höhe eine depolarisierende PSC mit BSR von etwa 2 gemessen. Am 7.1.97 führte der Flug nur in die Nähe von Andenes. Wieder wurden depolarisierende Wolken mit BSR von 2 beobachtet. Es gab Anzeichen von Wellenaktivität. Am 9.1. führte wieder ein Flugarm über Andenes, dort wurden keine PSC beobachtet. An anderen Orten gab es dagegen lokal BSRs von über 100. Alle in diesem Zeitraum beobachteten PSCs befanden sich über 22 km Höhe. Es wurde fast ausschließlich Typ I a diagnostiziert. Während starker Leewellenaktivität wurde Typ II beobachtet.

Die Messungen der Falcon bestätigen das Bild von PSC Typ I a-Bildung zu Anfang des Winters. Es wurde in der Messung vom 31.12.96 wie in Andenes am 7.1.97 eine untypische PSC mit hoher Depolarisation bei relativ großem BSR beobachtet.

Von der Station Sodankylä (Wedekind, 1997) liegen von den Wintern 94/95 und 96/97 Messungen vor. Am 19.1.95 wurde eine PSC Typ I b mit BSR bis zu 6 und Aerosoldepolarisation von unter 5 % gemessen. An diesem Tag gibt es auch von ALOMAR R/M/R-Lidar eine Messung, die aufgrund des BSR und des Farbverhältnisses als Typ I b PSC interpretiert wurde. 1997 gab es folgende Beobachtungen:

Datum	Typ	BSR	$\delta$
7.1.97	I a		
14.1.97	I a	< 2	1-10
16.1.97	22-23 km I b	23-24 km I a	
19.1.97	I a und I b	< 4	2
22.1.97	II	< 40	5
23.1.97	I d und II	< 40	10

Tabelle 7.6: Einige Messungen aus Sodankylä 1997

Die PSC II am 22.1.97 treten im Zusammenhang mit Temperaturen unter dem Frostpunkt in Sodankylä auf (Dörnbrack, 1997). Am 16.1.97 und 19.1.97 liegen vergleichbare Messungen in beiden Stationen vor, die Werte von Rückstreuung und Depolarisation ähneln sich. Auch die Messungen in ihrer Gesamtheit liefern wieder eine Bestätigung für die zeitliche Aufeinanderfolge von Typ I a und I b im Laufe des Winters.

In Esränge (Schweden) befanden sich im Winter 96/97 das GKSS Raman Lidar (Reichardt und Serwazi) und das Aerosol Lidar der Uni Bonn (Müller und Fricke).

Das GKSS Lidar mißt BSR und Depolarisation bei 308 und 355 nm, während alle anderen hier vorgestellten Lidars bei 532 nm messen. Daher sind die Werte nicht so leicht vergleichbar. Am 19.1.97 gelang die Messung der vermutlich gleichen PSC in Andenes und Esrange. Die Trajektorienberechnung des ECMWF weist darauf hin, daß mit einem Zeitunterschied von 3 Stunden die Teilchen im 550 K Niveau an beiden Orten auftraten. Mit den aus den drei Wellenlängen des ALOMAR R/M/R-Lidars berechneten Teilchengrößen wurde die Rückstreuung für 308 nm berechnet und mit der Messung aus Esrange verglichen. Bis auf eine leichte Höhenverschiebung ergibt sich eine gute Übereinstimmung (Mehrtens und Reichardt, 1997).

Das Aerosollidar der Universität Bonn konnte auch bei Tageslicht messen und hatte eine sehr gute Meßstatistik. Die Messungen am 16.1.97 wurden in diesem Zusammenhang von Fricke *et al.* (1997) untersucht. In Esrange wurden am 16.1.97 und 22.1.97 PSC Typ II beobachtet, während in Andenes in diesem Winter keine Eiswolke beobachtet wurde.

Der Vergleich mit anderen Lidarbeobachtungen in Skandinavien gibt einen Eindruck von der räumlichen Ausbreitung der PSCs. Typ I tritt dabei großflächiger auf als Typ II, so daß synoptische Temperaturen als Ursache für Typ I in Frage kommen, für Typ II jedoch nur in seltenen Fällen. Einige der Vergleichsmessungen von 1995 liefern mit den Depolarisationswerten eine wertvolle Bestätigung der Einschätzung von Typ I a und II der über Andenes gemessenen PSCs. Die Flugzeugmessungen sind gerade im Januar 1997 eine wertvolle Ergänzung, als Andenes unter starker Bewölkung lag. Die in Andenes beobachtete zeitliche Reihenfolge von Typ I a und Typ I b im Laufe des Winters wurde im Vergleich bestätigt. Ebenso wurde die Einteilung in I a und I b überwiegend ohne Zwischentöne beobachtet, bis auf 3 Messungen im Dezember 1996 und Januar 1997.

Datum	Ort	Gerät	Höhe [km]	BSR	$\delta$	Typ
17.1.95	Kiruna	LEANDRE	21 km	13	26	II
17.1.95	ALOMAR	RMR-Lidar	21-22 km	28		II
19.1.95	Sodankylä	Lidar		6	< 5	I b
19.1.95	ALOMAR	RMR-Lidar	15-24 km	9		I b
31.12.96	Nordskand.	Falcon				I d
3.1.97	Nordskand.	Falcon	23-26	3	15	I a
5.1.97	Nordskand.	Falcon	25	2	ja	I a
7.1.97	Andenes	Falcon		2	ja	I a
7.1.97	ALOMAR	RMR-Lidar	> 22km	2	15	I d
7.1.97	Sodankylä	Lidar			ja	I a
9.1.97	Nordskand.	Falcon		> 100		II
12./13.1.97	ALOMAR	RMR-Lidar	23-26	1.2	15	I a
14.1.97	Sodankylä	Lidar		< 2	1-10	I a
16.1.97	Sodankylä	Lidar	22-24			I a, I b
16.1.97	Esrangle	Bonn Lidar	22			II
16.1.97	ALOMAR	RMR-Lidar	23-24	1.8	3	I b
19.1.97	Sodankylä	Lidar		< 4	2	I a, I b
19.1.97	Esrangle	GKSS Lidar	19-24			I b
19.1.97	ALOMAR	RMR-Lidar	18-24	4	< 2	I b
22.1.97	Sodankylä	Lidar		< 40	5	II
22.1.97	Esrangle	Bonn Lidar				II

Tabelle 7.7: Übersicht über vergleichbare Lidarmessungen

### 7.6.2 ALOMAR-Ozonlidar

Das ALOMAR Ozon Lidar DIAL ( differential absorbtion lidar) besteht aus einem XeCl Excimer Laser (Emission bei 308 nm), einer wasserstoffgefüllten Raman-Zelle, die ca. 15 % der Laseremission zu 353 nm konvertiert, und einem 1 m Newton Teleskop auf der Empfangsseite (Hoppe *et al.*, 1995). Der Laser wird mit einer Frequenz von 200 Hz und einer Pulsenergie von 120 bis 150 mJ betrieben. Ozonprofile werden von 10 bis 40 km Höhe mit einer Zeitauflösung von einer Stunde errechnet. Die Höhenauflösung beträgt ca. 100 m. In der Gegenwart von Aerosolen können keine Ozonprofile abgeleitet werden, da das zur Auswertung benötigte Rayleighprofil nicht mehr erkennbar ist. In polaren stratosphärischen Wolken kann das DIAL Prinzip nicht mehr angewendet werden. Dafür stehen zwei weitere Wellenlängen zur Verfügung, um über die Miestreueung an den Wolkenteilchen Informationen über die Größe der Teilchen zu erhalten. Allerdings sind die Messungen bei 308 nm durch die Ozonabsorption verändert und benötigen eine Ozonkorrektur, die einige Probleme bereitet (Hansen *et al.*, 1997a). Außerdem sind Messungen zweier verschiedener Geräte, auch wenn sie theoretisch das gleiche Volumen betrachten, nicht so leicht vergleichbar. So ergaben sich unerwartete Probleme mit den Höhenangaben beider Geräte. Tabelle 7.8 zeigt die Höhendifferenzen, die sich bei dem Vergleich der oft sehr scharfen Maxima im Rückstreuverhältnis ergaben.

Datum	Zeit [UT]	Höhendifferenz	Höhe des Maximums
11.1.96	21.08 - 21.49	392 m	25.5 km
17.1.96	23.00 - 23.44	107 m	24.96 km
23.1.96	18.51 - 18.97	282 m	22.13 km
24.1.96	21.04 - 21.46	400 m	25.25 km
07.1.97	20.66 - 20.99	16 m	26.5 km
07.1.97	21.10 - 21.43	16 m	26.5 km
19.1.97	15.05 - 16.06	81 m	20.2 km
10.2.97	2.52 - 2.99	20 m	20.67 km

Tabelle 7.8: Höhendifferenzen zwischen dem ALOMAR Ozonlidar und R/M/R Lidar, dabei wurde als Vergleichspunkt die Höhe des jeweiligen Maximums der Schicht verwendet. Diese Höhe ist ebenfalls angegeben.

Im Januar 1996 ergibt sich dabei jeweils eine zu große Höhe des Ozonlidars relativ zum R/M/R-Lidar von mehreren Höhenkanälen, während in 1997 diese Differenz kleiner als die vertikale Auflösung und damit nicht signifikant ist. Um die Messungen von 1996 zu vergleichen, wurden sie um diese Differenz gegeneinander verschoben. Die im folgenden angegebene Höhe ist die des R/M/R Lidars, um die Konsistenz mit den vorhergehenden Darstellungen zu bewahren.

Die Messungen des Ozonlidars liefern mit 308 nm eine vierte Wellenlänge, die zur Validierung der Ergebnisse benutzt wurde. Abb. 7.22 zeigt die beiden Ozonlidarrückstreuverhältnisse zusammen mit den Rückstreuverhältnissen bei 355 nm und 532 nm des R/M/R-Lidars.

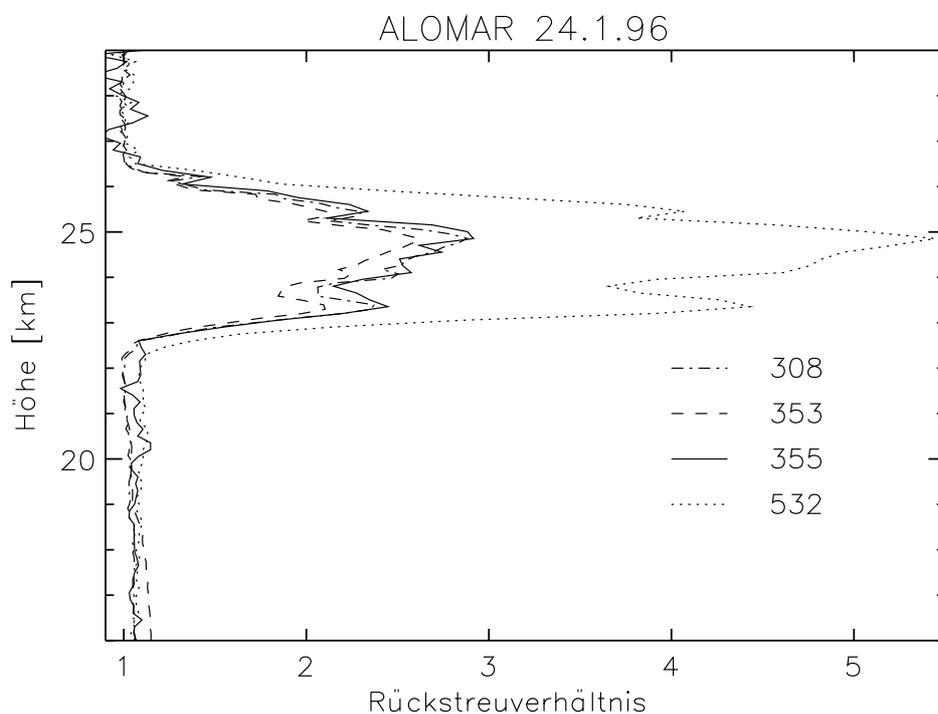


Abbildung 7.22: Vergleich der BSRs des ALOMAR Ozonlidars und des R/M/R-Lidars am 24.1.96

Dabei wurde auf den gleichen Zeitausschnitt geachtet. Trotzdem gibt es kleine Abweichungen. Diese können durch die unterschiedliche Höhenauflösung (100 m und 150 m) oder das zur Normierung gewählte Dichteprofil verursacht sein. Der

Fehler des BSRs wird von Hansen *et al.* (1997a) mit 0.1 für 353 nm und 0.14 für 308 nm angegeben. Bei letzterem macht sich besonders die Unsicherheit aufgrund der Ozonextinktion bemerkbar. Abb. 7.23 zeigt die 4 Rückstreuverhältnisse für den 19.1.97.

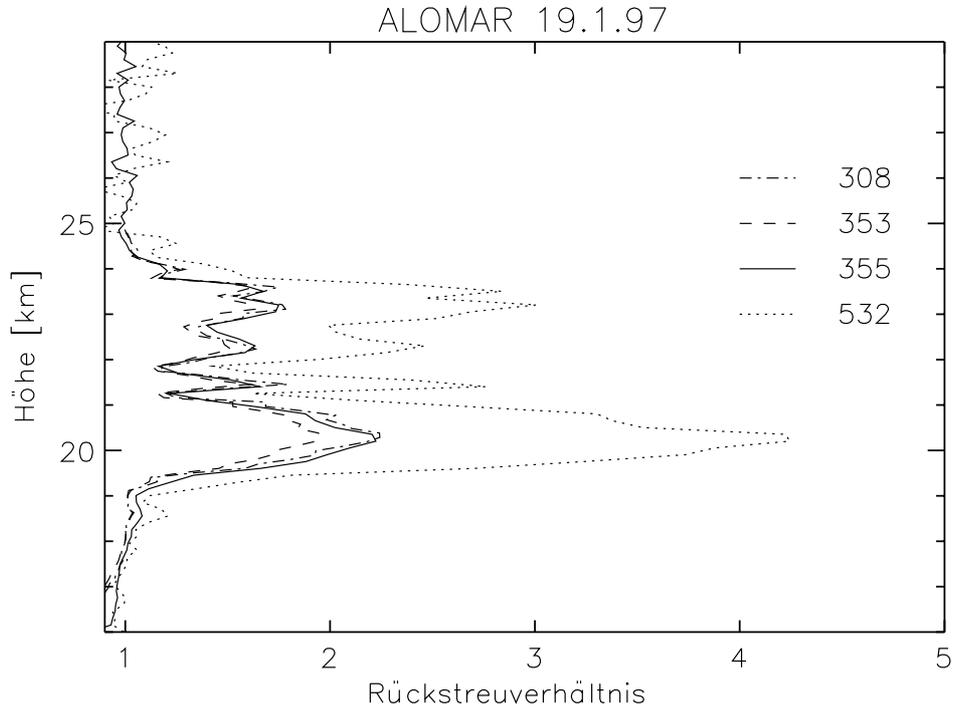


Abbildung 7.23: Vergleich der BSRs des ALOMAR Ozonlidars und des R/M/R-Lidars am 19.1.97

Aus den mit den drei R/M/R-Lidar Wellenlängen berechneten Teilchengrößen wurde der Rückstreukoeffizient für 308 nm berechnet und mit den Messungen des Ozonlidars verglichen. Dazu wurde das Farbverhältnis 308/353 gewählt. Dies ist zwar wegen der kleinen Differenz der Wellenlängen nicht sehr sensitiv, aber die Messungen wurden mit dem gleichen Gerät durchgeführt und auf gleiche Art und Weise ausgewertet. Abb. 7.24 zeigt das aus den BSRs des Ozonlidars berechnete Farbverhältnis und dessen Fehlerbereich für den 24.1.96. Die für verschiedene Brechungsindices abgeleiteten Farbverhältnisse sind mit Symbolen aufgetragen. Im

24.1.96 liegen die berechneten Werte für  $m=1.45$  den gemessenen Farbverhältnissen am nächsten, während die Ergebnisse mit den anderen Brechungsindizes zu klein sind. Sie liegen jedoch nur teilweise außerhalb des Fehlerbereichs und sind daher nicht ganz auszuschließen.

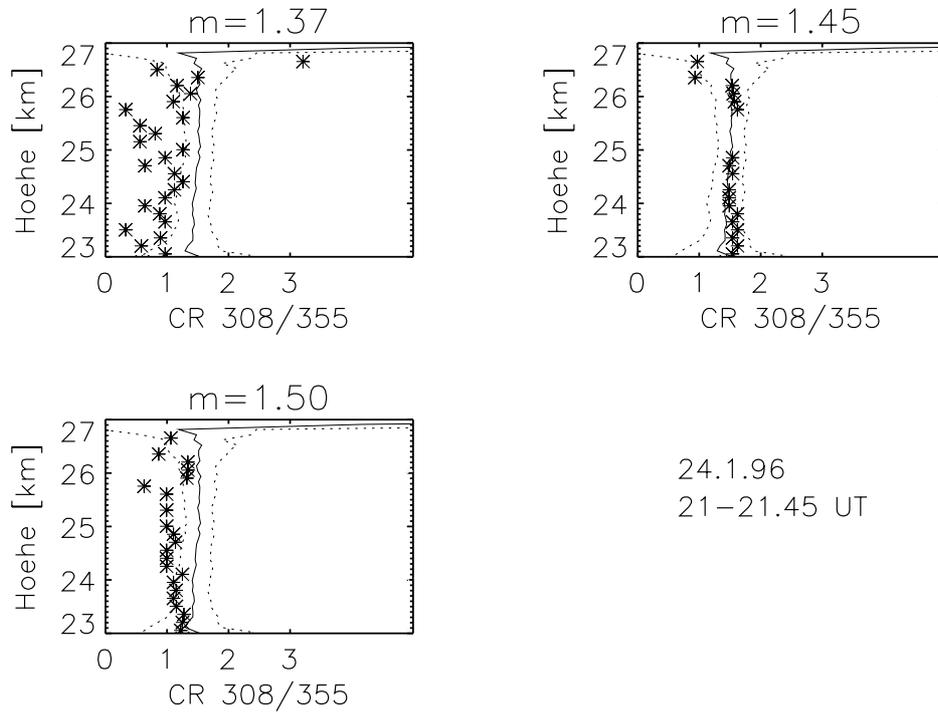


Abbildung 7.24: Vergleich der aus den Teilchengrößen bestimmten Farbverhältnisse mit denen des ALOMAR Ozonlidars für den 24.1.96

Für den 19.1.97 liegen die berechneten Werte für alle Brechungsindices im Rahmen der Fehlerbalken. Der Wert  $m=1.50$  liegt den Messungen am nächsten. Dieser Wert wurde auch in dem Vergleich Partikelzähler und Ozonlidar gefunden (Deshler *et al.*, 1997). Aber auch die mit  $m=1.37$  und  $m=1.45$  berechneten Werte liegen im Bereich der Fehlerbalken. Eine klare Einschränkung der möglichen Brechungsindexwerte ist also auch mit dieser vierten Wellenlänge nicht möglich.

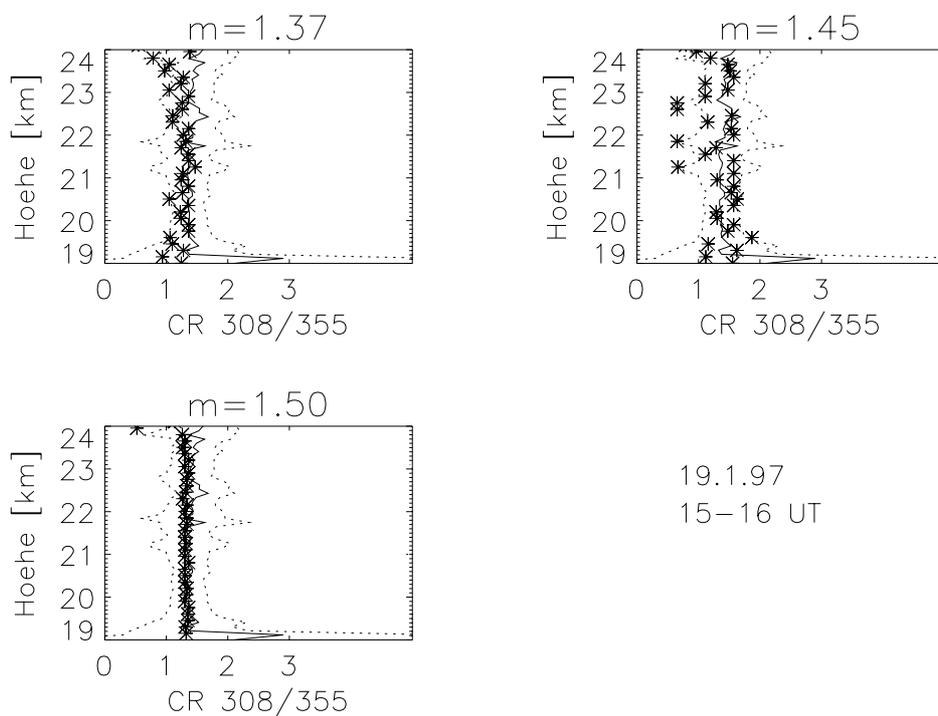


Abbildung 7.25: Vergleich der aus den Teilchengrößen bestimmten Farbverhältnisse mit denen des ALOMAR Ozonlidars für den 19.1.97

## 8 Diskussion

In diesem Kapitel werden die in dieser Arbeit erhaltenen Ergebnisse zu dem bisherigen Stand der Forschung in Beziehung gesetzt und der Zusammenhang der einzelnen Untersuchungen nachvollzogen.

### Klassifikation nach Rückstreuverhältnis, Farbverhältnis, und Depolarisation

Die Beobachtung von polaren stratosphärischen Wolken über der nordnorwegischen Küste mit einem Mehrwellenlängenlidar zeigten, daß sich PSCs durch

- Rückstreuverhältnis
- Farbverhältnis
- Depolarisation

klassifizieren lassen. Die Einteilung in PSC Typen, I a, I b und II nach Toon *et al.* (1990) erfolgte nach Rückstreuverhältnis, Depolarisation und einem  $\alpha$ , das die Wellenlängenabhängigkeit beschreibt, also eine Art Farbverhältnis ist. Kent *et al.* (1990) beschreiben eine systematische Beziehung zwischen Depolarisation und Rückstreuverhältnis aus Messungen in der Arktis 1989. Rosen *et al.* (1993) berichten von Messungen in der Antarktis 1991, daß sich das Farbverhältnis zur Unterscheidung von I a und I b eignet, aber es wird auch auf Zwischentöne hingewiesen. Tabazadeh und Toon (1996) definierten einen Typ I c, der als eine feste, wasserreiche  $HNO_3/H_2O$  metastabile Phase als ein möglicher Vorläufer von NAT vorgeschlagen wurde. Rosen *et al.* (1997) beschreibt aufgrund von Rückstreusondenmessungen mit zwei Wellenlängen den Zusammenhang zwischen Farbverhältnis und PSC I a und Ib und II.

Diese Klassifizierung von Ia, Ib und II konnte mit unseren Messungen bestätigt werden. Damit ergibt sich die Möglichkeit, auch ohne Depolarisationsmessungen feste und flüssige Teilchen zu unterscheiden. Auch ein Typ I d läßt sich aufgrund des Rückstreue- und Farbverhältnisses charakterisieren.

Die Größenabschätzung nichtsphärischer Teilchen ist problematisch. Nach Rosen und Kjome (1991) ist das Rückstreuverhältnis für nichtsphärische Partikel um etwa das Zweifache geringer als für sphärische Partikel. Für Eisteilchen (PSC Typ

II) wurde daher keine Größe abgeschätzt. Für Typ I a-Teilchen wurden Größen bestimmt, die Ergebnisse werden allerdings mit Vorbehalt diskutiert. Die Mehrfarben-Lidarmessungen sind gut geeignet, um aufgrund der Rückstreu- und Farbverhältnisse die PSC-Teilchen als flüssig (Typ I b) und fest (Typ I a, I d und II) zu klassifizieren und damit die Voraussetzung zur Größenbestimmung der Teilchen mittels Mie-Theorie zu liefern.

### **Aerosolgrößen**

Die Bestimmung von Größe und Anzahl der Teilchen aus 3-Farben-Messungen setzt die Kenntnis des Brechungsindex oder eine vierte unabhängige Meßgröße voraus. Letztere stand in zwei Fällen von Messungen eines optischen Partikelzählers zur Verfügung. Der Vergleich der abgeleiteten Verteilungsparameter Medianradius, Anzahldichte, Volumendichte und Oberflächendichte zeigte eine deutlich bessere Übereinstimmung für einen Brechungsindex von 1.45 als für 1.37. Diese Werte stehen für verschiedene Salpetersäurekonzentrationen einer ternären Lösung. Ein weiterer Vergleich wurde mit Messungen des ALOMAR Ozon-Lidars vorgenommen. Die relativ große Unsicherheit der Ozonwellenlänge erlaubte jedoch eine Übereinstimmung für alle angenommenen Brechungsindexwerte.

Die Abhängigkeit der Bestimmung der Partikelgröße vom Brechungsindex ist auch von Adriani *et al.* (1995) beobachtet worden: Die Auswertung von OPC-Daten aus der Antarktis von 1992 für verschiedene Brechungsindices, liefert eine Verdopplung der Oberfläche wenn sich der Brechungsindex von 1.45 auf 1.3 verringert. Dieses Ergebnis wurde auch bei unseren Berechnungen der Volumendichte für Brechungsindexwerte von 1.33 und 1.45 erzielt. Bei der Korrelation von BSR und Volumendichte ergibt sich für  $m=1.33$  ein doppelt so großer Korrelationskoeffizient wie für  $m=1.45$ . Von Larsen *et al.* (1994) liegen Fehlerabschätzungen für die Größenbestimmung von stratosphärischem Aerosol vor. Bei der Methode, aus Farbverhältnis und Mierechnung die Parameter einer lognormalen Verteilung zu finden, werden folgende Unsicherheiten genannt: 130 % für  $N$ , 50 % für  $r_{med}$ , 20% für  $\sigma$  und 35 % für die Oberfläche. Dabei macht es für die Oberflächendichte keinen Unterschied, ob bi- oder monomodale Verteilungen verwendet wurden. Dies bestätigt, daß die sehr variable Anzahldichte der unsicherste Faktor ist. Von Wedekind *et al.* (1997) wurden Brechungsindexwerte zwischen 1.33 und 1.38 und Radien um 600 nm für eine

flüssige PSC im Januar 1995 über Sodankylä abgeleitet. Messungen mit dem ballongetragenes Polarimeter RADIBAL im Februar 1990 in Kiruna (Herman *et al.*, 1991), ergaben folgende PSC-Eigenschaften in einer geschichteten Wolke. Am oberen Rand wurden große und feste Teilchen mit einem mittleren Radius von  $0.2 \mu\text{m}$  und einer Verteilungsbreite von 0.8 (entspricht  $\sigma=2.2$ ) mit einem Brechungsindex von 1.37 bestimmt. In der Mitte gab es kleinere Teilchen mit einem Radius von  $0.1 \mu\text{m}$  und einer Verteilungsbreite 0.6 (entspricht  $\sigma=1.8$ ). Sie waren flüssig und der Brechungsindex betrug 1.41. In dem unteren Teil gab es noch kleinere Teilchen mit einer breiteren Verteilung und einem Brechungsindex von 1.45. Die Ergebnisse für die flüssigen Teilchen decken sich mit den hier abgeleiteten Eigenschaften der PSC über Nordnorwegen.

## Temperatur

Um den Entstehungsmechanismus von polaren stratosphärischen Wolken zu verstehen, müssen die atmosphärischen Bedingungen wie Temperatur und Spurengaskonzentrationen betrachtet werden. Die von Hanson und Mauersberger (1988) angegebenen Existenztemperaturen für Salpetersäuretrihydrat  $T_{NAT}$  liefern nach unseren Beobachtungen und der Verwendung von täglichen ECMWF-Temperaturen eine zuverlässige Obergrenze für das Auftreten von PSC (Mehrtens *et al.*, 1997). Die Vorhersagbarkeit von PSC I a mit NMC- (National Meteorological Center, USA) Daten wird auch von Tabazadeh *et al.* (1996) bestätigt: wird  $T_{NAT}$  für einen Tag unterschritten, dann entstehen Typ I a PSC. Die Temperaturgeschichte zur Entstehung von gefrorenen Sulfatpartikeln untersuchen Tabazadeh und Toon (1995). Nach Dye *et al.* (1992) sind tiefe Temperaturen, die häufiger in der Antarktis als in der Arktis auftreten, ein Hinweis auf mehr feste PSC (NAT) in der Antarktis und mehr flüssige Teilchen (STS) in der Arktis. Dies beruht auf der Vorstellung, daß Schwefelsäure bei Temperaturen unter 190 K homogen gefriert und es daraufhin zur NAT-Kondensation kommt, während flüssige Teilchen bei höheren Temperaturen graduell durch die Aufnahme von Wasser bei Abkühlung wachsen können. Diese Idee findet sich auch bei Tabazadeh *et al.* (1994a): Nicht die Abkühlungsrate bestimmt Typ I a oder b, sondern der Phasenzustand des existierenden Sulfataerosols. I a entsteht auf festen, I b auf flüssigen Aerosolen. Diese These konnte hier nicht ganz bestätigt werden. Zwar wurde Typ I a nur nach mehr als 24-stündiger niedriger Temperatur

beobachtet, Typ I b wies in der Temperaturgeschichte jedoch auch längere Zeiten mit Temperaturen unter 210 K auf. Dahingegen war die Abkühlungsrate der letzten 24 Stunden eindeutig kleiner für Typ I a als für Typ I b. Deshler *et al.* (1991) berichten über Messungen in der Antarktis 1990 von einem PSC-Ereignis, das mit rascher Abkühlung verbunden war und nicht als NAT identifiziert sondern als eine unterkühlte Lösung interpretiert wurde. Koop und Carslaw (1996) konnten in Laborversuchen keine festen Schwefelsäurepartikel bei Temperaturen über dem Frostpunkt beobachten.

Nach Larsen *et al.* (1995) gibt es eine Temperatur-Hysterese für Gefrieren und Schmelzen von stratosphärischen Aerosolen. Demnach besteht neu gebildetes NAT aus kleineren Teilchen als älteres, das schon mehrere Temperaturschwankungen erlebt hat (Larsen *et al.*, 1996). Die Temperaturabhängigkeit von Rückstreuverhältnis und Farbverhältnis unterstützt danach auch die Zuordnung Typ I b = STS und Typ I a = NAT.

PSCs vom Typ II wurden dagegen nicht immer bei Temperaturen unter dem Frostpunkt beobachtet. Da die Temperaturmessungen jedoch nur in geringer zeitlicher und räumlicher Auflösung zur Verfügung standen, können hier trotzdem kurzfristige Temperaturabnahmen vorgekommen sein. Aus Messungen mit dem optischen Partikelzähler berichten Deshler *et al.* (1994b) von PSC mit großen Eisteilchen ( $5 \mu\text{m}$ ), obwohl die Temperatur über dem Frostpunkt (berechnet mit 4 bis 5 ppmv; Messungen von Ovarlez and Ovarlez (1994)) lag. Diese Beobachtung wurde als langsam verdampfende Eiswolke interpretiert, die sich in einer Leewelle stromaufwärts von Kiruna gebildet hat. Peter *et al.* (1994) führen an, daß Eiswolken mit einem NAT-Überzug eine längere Lebensdauer haben können, wenn das Eis verdampft, bis eine Einzelschicht aus NAT-Molekülen entsteht. Starke troposphärische Winde im 700 hPa Niveau aus NNW mit 30 m/s können die Leewellen über dem norwegischen Gebirge induziert haben. Die Berechnungen stimmen am besten überein mit der Annahme, daß flüssiges Aerosol bis ( $T_{ice} - 1 \text{ K}$ ) unterkühlt, anstatt daß Eis auf festem NAT Teilchen wächst (gilt nur für schnelle Abkühlung).

Nachdem aus dem Vergleich von Lidarmessungen und Partikelzählerdaten der beste Brechungsindex bestimmt wurde, konnten die Ergebnisse mit Modellen für PSC-Teilchengrößen verglichen werden. Dafür wurde die Volumendichte als Parameter verwendet. Die Modelle sagen unterschiedliches Wachstum für NAT, NAD und STS

in Abhängigkeit vom Salpetersäure- und Wasserdampfgehalt voraus. Aus den Vergleichen der Temperaturabhängigkeit der Volumendichte mit Modellen für STS und NAT ergab sich eine bessere Übereinstimmung für Temperaturen unter 190 K mit dem STS-Modell. Das NAT-Modell zeigt Übereinstimmung für höhere Temperaturen. Modelle für NAD (Worsnop *et al.*, 1993) sind ebenfalls betrachtet worden (Mehrtens, 1998). Die Existenztemperatur für NAD liegt etwa zwischen STS und NAT. Der Anstieg der Volumendichte mit abnehmender Temperatur ist mit dem NAT-Modell vergleichbar. Dieser steile Anstieg wird aber aus unseren Daten nicht ersichtlich. Für Typ I a Teilchen ist dagegen NAD ebenfalls möglich.

### Salpetersäuregehalt

Mit dem Modell von Tsias (1997) für Brechungsindices von 185 K bis 235 K für ternäre ( Salpetersäure, Schwefelsäure, Wasserdampf) Lösungen kann aus einer gegebenen atmosphärischen Situation der Brechungsindex oder aus einem abgeleiteten Brechungsindex die Zusammensetzung der Atmosphäre erhalten werden. Mit diesem Modell konnte eine gute Übereinstimmung der für eine ternäre Lösung abgeleiteten PSC-Volumendichten im Februar 1996 erreicht werden, als Satellitendaten von Salpetersäuremessungen über der Arktis vorlagen. Die beobachteten Volumendichten können am besten erklärt werden, wenn eine geringe Wasserdampfkonzentration angenommen wird. Der modellierte Brechungsindex liegt mit 1.43 in Übereinstimmung mit dem aus den Vergleichen von Lidar und Partikelzähler gefundenen Wert 1.45. Luo *et al.* (1996) weisen darauf hin, daß flüssige stratosphärische Aerosole unter kalten Bedingungen zu einem signifikanten Rückgang von  $HNO_3$  in der Gasphase führen können. Von Rosen *et al.* (1993) wurden in der Antarktis 1991 zu Anfang des Winters höhere PSC beobachtet als am Ende, und am Anfang enthielten die Wolken mehr  $HNO_3$ . Dieses Absinken wurde auch in Nordnorwegen beobachtet. Eventuell hat das Absinken etwas mit der Salpetersäurekonzentration zu tun, da durch Sedimentation von PSC-Teilchen Salpetersäure in geringere Höhen transportiert wird (Schneider, 1998).

Die aus den Volumendichten abgeschätzten  $HNO_3$ -Konzentrationen in PSCs liegen bei 2 bis 5 ppbv für die im Januar überwiegend beobachteten PSCs vom Typ I b. Das ist in Übereinstimmung mit der Differenz, die die Satellitenmessungen zwischen Dezember 1995 und Ende Januar 1996 zeigten (Santee *et al.*, 1996).

## Wasserdampfgehalt

In der Zusammensetzung einer ternären Lösung spielt der vorhandene Wasserdampf eine entscheidende Rolle, während bei der NAT-Bildung die Verfügbarkeit von Saperetersäure den limitierenden Faktor darstellt. Eine der wenigen Wasserdampfmessungen in den letzten Jahren war von Vömel *et al.* (1997). Am 23.1.96 wurde über Nordfinnland eine dehydrierte Schicht in 23 km Höhe gemessen, die im Zusammenhang mit der Beobachtung einer Eiswolke stand. Am gleichen Tag wurde auch eine PSC Typ II über Andenes beobachtet. Auch die oben erwähnten Wasserdampfdefizite im Februar könnten eine Folge der PSC II Aktivität im Januar 1996 sein. Die kontinuierliche Messung von Wasserdampf in der unteren Stratosphäre wäre sehr wünschenswert für die Untersuchung von polaren stratosphärischen Wolken.

## Pinatubo-Einfluß

Das ALOMAR R/M/R-Lidar hat erst seit 1994/95 den Betrieb aufgenommen. In den vorherigen Jahren gab es in Andenes jedoch auch schon Lidarmessungen mit dem Cabannes-Lidar der Universität Bonn. Von den Messungen im Winter 92/93 berichten Schäfer *et al.* (1994) über 4 Tage mit PSC-Beobachtungen und die Abgrenzung von PSC und Vulkanaerosol. Im Winter 93/94 wurden nur vom 18. bis 20. Januar 1994 schwache PSCs beobachtet (Müller *et al.*, 1995). Damit sind die in den Wintern 94/95 bis 96/97 häufig beobachteten PSCs vorher nicht in diesem Umfang aufgetreten. Auch Rosen *et al.* (1994a) haben 92/93 über Alert und Thule Pinatubo Aerosol gemessen. Sie berichten von nur ganz schwachen PSC. Sarkissian *et al.* (1994) haben an 4 Stationen in der Arktis Pinatubo-Aerosol ab Mitte Januar beobachtet und nur eine PSC gesehen, in 23 km Höhe am 28./29.12.91. Unter 22 km war wegen Pinatubo-Aerosol nichts sichtbar. Sie betonen den Gegensatz zu dem häufigeren Auftreten von PSC im Januar und Anfang Februar 1990. Bei den Messungen von 1994/95 waren die Untergrenzen der PSCs oft schwer zu bestimmen, da in etwa 15 km Höhe noch erhöhtes Hintergrundaerosol vorhanden war. In den Wintern 1995/96 und 1996/97 war dagegen kein vulkanischer Einfluß mehr zu spüren. Da die Minimumtemperaturen jedoch in allen drei Wintern in größeren Höhen auftraten, ist anzunehmen, daß die PSC-Bildung in keinem der Fälle vom vulkanischen Aerosol beeinflusst wurde.

## 9 Zusammenfassung

Die Messungen des ALOMAR R/M/R-Lidars von 1995 bis 1997 liefern in ihrer Zusammenschau neue Erkenntnisse über die PSC-Eigenschaften in der Arktis. Es konnte die bisherige Typ-Einteilung nach BSR und Depolarisation bestätigt werden und eine Klassifizierung aufgrund des Farbverhältnisses dokumentiert werden. Der Zusammenhang der verschiedenen Typen mit der Temperatur, der Temperaturschicht und der Wirbelstärke wurde untersucht. Auch die Auswirkungen auf den Salpetersäuregehalt und Wassergehalt der Stratosphäre wurde berechnet und mit Spurengasmessungen verglichen. Modellrechnungen von Brechungsindex und Volumendichte wurden ebenfalls zum Vergleich herangezogen.

Typ I a wird zu Beginn und Ende des Winters beobachtet und am Ober- und Unter- rand der Wolken. Typ I a ist charakterisiert durch ein kleines Rückstreuverhältnis (unter 2 für 532 nm), ein kleines Farbverhältnis 532/1064 (unter 3) und eine hohe Aerosoldepolarisation (mehr als 10 %). Typ I b dagegen zeigt Rückstreuverhältnisse bei 532 nm von mehr als 2, Farbverhältnisse 532/1064 größer als 3 und eine Aerosoldepolarisation von unter 4 %. PSC Typ I b trat im Beobachtungszeitraum sehr häufig auf. Eine Ausnahme bildete ein Typ I d, der ein für Typ I a zu hohes Rückstreuverhältnis von 2 bis 3 zeigte, aber im Farbverhältnis und Depolarisation mit I a übereinstimmte. Dieser Typ wurde nur im Januar 1997 beobachtet.

Die Temperaturschicht der beiden häufigsten Typen I a und I b unterscheidet sich deutlich: während bei Typ I a in den letzten 24 Stunden vor der Beobachtung nur leichte Abkühlung und oft eine Erwärmung vorlag, ist Typ I b mit Abkühlraten von mehr als 5 K verbunden. Die Existenztemperaturen für NAT und STS sind im Rahmen der Unsicherheit aufgrund der Spurengaskonzentrationen ebenfalls ein Merkmal für Typ I a (NAT) und Typ I b (STS).

Der Zusammenhang von PSC-Beobachtung mit der potentiellen Vorticity am Beobachtungsort ist nicht besonders ausgeprägt.

Teilchengrößen für PSCs vom Typ I a sind wegen der mangelnden Kugelform der Teilchen theoretisch nicht gemäß der Mie-Theorie aus den Streueigenschaften abzuleiten. Die abgeleiteten Parameter werden unter Vorbehalt als Vergleichswerte verwendet. Die Typ II-Teilchen wurden nicht auf ihre Größe hin untersucht, aber ihr Vorkommen spielt eine wichtige Rolle in der Betrachtung der Typ I-Teilchen, da sie zur Dehydrierung der Stratosphäre führen können und damit die Bildung von

Typ I-Teilchen beeinflussen.

Da mit drei Wellenlängen nur drei Parameter bestimmt werden können, die Streueigenschaften von Teilchen einer monomodalen Lognormalverteilung jedoch von 4 Größen (Anzahldichte, Medianradius, Verteilungsbreite und Brechungsindex) beschrieben werden, konnte allein aus den R/M/R-Lidarmessungen keine eindeutige Lösung abgeleitet werden. Es wurden daher Messungen bei einer vierten Wellenlänge des ALOMAR-Ozonlidars und die Daten eines optischen Partikelzählers zum Vergleich verwendet. Die Rückstreuoeffizienten der vierten Wellenlänge hatten einen zu großen Fehlerbereich, so daß für alle angenommenen Brechungsindexwerte die Ergebnisse mit den Messungen vereinbar waren. Aus dem Vergleich mit Partikelzählermessungen ergaben sich deutliche Unterschiede bei den verschiedenen Brechungsindexwerten. Für einen Brechungsindex von 1.45 für 532 nm ergab sich eine gute Übereinstimmung. Dies deutet nach dem Modell von Tsias (1997) auf einen hohen Salpetersäuregehalt oder einen geringen Wasserdampfgehalt der arktischen Atmosphäre. Der aus den Salpetersäurekonzentrationen für Februar 1996 berechnete Brechungsindex liefert mit Werten um 1.43 eine Bestätigung. Für Typ I b PSC Teilchen wurden Radien von 200 bis 400 nm ermittelt, die Anzahldichte betrug zwischen 1 und 10 Teilchen pro Kubikzentimeter. Abgeleitete Volumendichten ergaben Werte von 0.2 bis  $2 \mu\text{m}^3 \text{cm}^{-3}$ .

Um die Vorgänge in der arktischen Stratosphäre zu verstehen, sind die Kenntnisse sehr vieler Parameter notwendig und nur die Verfügbarkeit vieler Daten und Modelle konnten zu den hier gewonnenen Erkenntnissen führen. Vor allem die gleichzeitige Messung von Wasserdampf- und Salpetersäurekonzentrationen in der Stratosphäre würde die Auswertung von Lidardaten zur Untersuchung von PSCs sehr erleichtern.

## Literatur

- Adriani, A., Deshler, T., Donfrancesco, G. D. und Gobbi, G. P., Polar stratospheric clouds and volcanic aerosol during spring 1992 over McMurdo Station, Antarctica: Lidar and particle counter observations, *Journ. Geophys. Res.*, **100**, 25877–25897, 1995.
- Ansmann, A., Riesebell, M. und Weitkamp, C., Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar, *Optics Lett.*, **15**, 746–748, 1990.
- Arnold, F., Stratospheric aerosol increases and ozone destructions: implications from mass spectrometer measurements, *Ber. Bunsenges. Phys. Chem.*, **96**, 339–350, 1992.
- Carslaw, K., Luo, B., Clegg, S., Peter, T., Brimblecombe, P. und Crutzen, P., Stratospheric aerosol growth and  $HNO_3$  gas phase depletion from coupled  $HNO_3$  and water uptake by liquid particles, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2479–2482, 1994.
- Coy, L., Nash, E. und Newman, P., Meteorology of the polar vortex: Spring 1997, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2693–2696, 1997.
- Crutzen, J. und Arnold, F., Nitric acid cloud formation in the cold Antarctic stratosphere: A major cause for springtime ozone hole, *Nature*, **324**, 651–655, 1986.
- David, C., Godin, S., Megie, G., Emery, Y. und Flesia, C., Physical State and Composition of Polar Stratospheric Clouds Inferred from Airborne Lidar Measurements during SESAME, *Journ. Atm. Chem.*, **27**, 1–16, 1997.
- Deshler, T., Adriani, A., Hofmann, D. J. und Gobbi, G. P., Evidence for denitrification in the 1990 antarctic spring stratosphere: lidar and aerosol measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1999–2002, 1991.
- Deshler, T., Johnson, B. und Rozier, W., Changes in the character of polar stratospheric clouds over Antarctica in 1992 due to the Pinatubo volcanic aerosol, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 273–276, 1994a.
- Deshler, T., Peter, T., Müller, R. und Crutzen, P., The lifetime of leewave-induced particles in the Arctic stratosphere: I. Balloonborne observations, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1327–1330, 1994b.
- Deshler, T., Nardi, B., Adriani, A., Cairo, F., Hansen, G. und Fierli, F., Determining the index of refraction of Polar Stratospheric Clouds Above Andøya (69°N) by

- Combining In Situ and Lidar Measurements. In *Polar Stratospheric Ozone*, Air pollution research report, Schliersee, 1997, im Druck.
- Dörnbrack, A., pers. Mitteilung, 1997
- Donovan, D., Fast, H., Makino, Y., Bird, J., and J. Davies, A. C., Duck, T., Kamonski, J., McElroy, C., Mittermeier, R., Pal, S., Savastiouk, V., Velkov, D. und Whiteway, J., Ozone, Column ClO und PSC measurements made at the NDSC Eureka observatory ( 80°N, 86° W) during the spring of 1997 , *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2709–2712, 1997.
- Dye, J. E., Baumgardner, D., Gandrud, B., Kawa, S., Kelly, K., Loewenstein, M., Gerry, G., Chan, K. und Gary, B., Particle size distributions in arctic polar stratospheric clouds, growth and freezing of sulphuric acid droplets, and implications for cloud formation, *Journ. Geophys. Res.*, **97**, 8015–8034, 1992.
- Farman, J., Gardiner, G. und Shanklin, J., Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal  $ClO_x/NO_x$  interaction , *Nature*, **315**, 207–210, 1985.
- Fiedler, J. und von Cossart, G., Automated Lidar Transmitter for Multi-Parameter Investigations within the Arctic Atmosphere, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **im Druck**, 1997.
- Fiedler, J., von Cossart, G., Hübner, F., Mehrstens, H., von Zahn, U., Fricke, K., Nelke, G., Hauchecorne, A., Fierli, F. und Rees, D., Status of the ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar. In *Proceedings of the 13th Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, ESA SP-397, 105–110, 1997.
- Fricke, K., Müller, K., Serwazi, M., Reichardt, J., Kirkwood, S., Steen, A., Hoffmann, P., Mehrstens, H., Hauchecorne, A., Fierli, F., Hoppe, U. und Hansen, G., Wind generated PSCs: The Case of January 16, 1997 above Northern Scandinavia, Fourth European Symposium on Polar Stratospheric Ozone, Schliersee, 1997.
- Goutail, F., Ozone loss -the global picture, *Vortrag auf dem 4th European Symposium on Polar Stratospheric Ozone*, Schliersee, 1997.
- Guasta, M. D., Morandi, M., Stefanutti, L., Stein, B., Kolenda, J., Rairoux, P., Wolf, J., Matthey, R. und Kyro, E., Multiwavelength lidar observation of thin cirrus at the base of the Pinatubo stratospheric layer during the EASOE campaign, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1339–1342, 1994.

- Hansen, G., Hoppe, U., Nardi, B. und Deshler, T., Ozone lidar analysis technique: combining balloon data with lidar measurements. In *Proceedings of the 13th Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, ESA SP-397, 115–120, 1997a.
- Hansen, G., Svenøe, T., Chipperfield, M. P., Dahlback, A. und Hoppe, U.-P., Evidence of substantial ozone depletion in winter 1995/96 over Northern Norway, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 799-802, 1997b.
- Hanson, D. und Mauersberger, K., Laboratory studies of the nitric acid trihydrate: Implications for the south polar stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 855–858, 1988.
- Hauchecorne, A., Fierli, F. et al. PSC and Temperature measured by Raman Rotational lidar, Fourth European Symposium on Polar Stratospheric Ozone, Schliersee, 1996.
- Herman, M., Santer, R., Gonzalez, L., Lecomte, L. und Verwaerde, C., Observations of PSCs in polarized light, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 775–778, 1991.
- Hobbs, P. V: Basic physical chemistry for the atmospheric sciences, Cambridge University Press, Cambridge, 1995 1995
- Hofmann, D. und Rosen, J., On the background stratospheric aerosol layer, *J. Atm. Sci.*, **38**, 168–181, 1981.
- Hofmann, D. und Solomon, S., Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichon, *Journ. Geophys. Res.*, **94**, 5029–5041, 1989.
- Hofmann, D., Stratospheric cloud micro-layers and small-scale temperature variations in the arctic in 1989, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 369–372, 1990.
- Hofmann, D., Deshler, T., Arnold, F. und Schlager, H., Balloon observations of nitric acid aerosol formation in the arctic stratosphere: II. Aerosol, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1279–1282, 1990.
- Hofmann, D., Oltmans, S. und Deshler, T., Simultaneous balloonborne measurements of stratospheric water vapor and ozone in the polar regions, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1011–1014, 1991.
- Hofmann, D., Oltmans, S. J., Komhyr, W., Harris, J., Lathrop, J., Langford, A., Deshler, T., Johnson, B., Torres, A. und Matthews, W., Ozone loss in the lower

- stratosphere over the United States in 1992-1993; evidence for heterogeneous chemistry on the pinatubo aerosol, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 65–68, 1994.
- Hoppe, U.-P., Hansen, G. et al., Differential absorption lidar measurements of stratospheric ozone at ALOMAR: First results. In *Proceedings of the 12th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, Lillehammer, Norway, ESA-SP 370, 335, 1995.
- Johnson, B., Deshler, T. und Rozier, W., Ozone profiles at McMurdo Station, Antarctica during the austral spring 1992, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 269–272, 1994.
- Junge, C. und Manson, J., Stratospheric Aerosol Studies, *Journ. Geophys. Res.*, **66**, 2163–2182, 1961.
- Kelly, K., Tuck, A., Murphy, D., Proffitt, M., Fahey, D., Jones, R., McKenna, D., Loewenstein, M., Podolske, J., Straham, S., Ferry, G., Chan, K., Vedder, J., Gregory, G., Hynes, W., McCormick, M., Browell, E. und Heidt, L., Dehydration in the lower antarctic stratosphere during late winter and early spring 1987, *Journ. Geophys. Res.*, **94**, 11317–11357, 1989.
- Kent, G. S., Poole, L. R., McCormick, M. P., Schaffner, S., Hunt, W. und Osborn, M., Optical backscatter characteristics of arctic polar stratospheric clouds, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 377–380, 1990.
- Knudsen, B. M. und Carver, G. D., Accuracy of isentropic trajectories calculated for the EASOE campaign, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1199–1202, 1994.
- Knudsen, B. M., Rosen, J. M., Kjome, N. und Whitten, A., Comparison of analyzed stratospheric temperatures and calculated trajectories with long duration balloon data, *Journ. Geophys. Res.*, **101**, 19,137–19,145, 1996.
- Kondo, Y., Kawa, S., Lary, D., Sugita, T., Douglass, A., Lutman, E., Koike, M., and Deshler, T., Interpretation of nitric oxide profiles observed in January 1992 over Kiruna, *Journ. Geophys. Res.*, **101**, 12555–12566, 1996.
- Koop, T. und Carslaw, K. S., Melting of  $H_2SO_4 \times 4H_2O$  particles upon cooling: implications for polar stratospheric clouds, *Science*, **272**, 1638–1641, 1996.
- Koop, T., Carslaw, K. S. und Peter, T., Thermodynamic stability and phase transitions of PSC particles, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2199–2202, 1997.

- Labitzke, K. und van Loon, H., Total ozone and the 11-year sunspot cycle, *Journ. of Atm. and Solar-Terr. Phys.*, **59**, 9–19, 1997.
- Labitzke, K. und van Loon, H., On the stratosphere, the QBO, and the sun: the winter 1995-1996, *Meteorol. Zeitschr.*, **5**, 166–169, 1996.
- Larsen, N. and Knudsen, B., Jorgensen, T.S., di Sarra, A., Fua, D., Di Girolamo, P., Fiocco, G., Cacciani, M., Rosen, J.M., Kjome, N.T., Backscatter measurements of stratospheric aerosols at Thule during January-February 1992, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1303–1306, 1994.
- Larsen, N., Rosen, J. M., Kjome, N. T. und Knudsen, B., Delisquence and freezing of stratospheric aerosol observed by balloonborne backscatter sondes, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1233–1236, 1995.
- Larsen, N., Knudsen, B., Rosen, J. M., Kjome, N. T. und Kyrö, E., Ballonborne backscatter observations of type I PSC formation: Inference about physical state from trajectories analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1091–1094, 1996.
- Luo, B., Krieger, U. K. und Peter, T., Densities and refractive indices of  $H_2SO_4/HNO_3/H_2O$  solutions to stratospheric temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3707–3710, 1996.
- Manney, G. L., Santee, M. L., Froidevaux, L., Waters, J. W. und Zurek, R. W., Polar vortex conditions during the 1995-96 arctic winter: meteorology and MLS ozone, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3203–3206, 1996.
- Manney, G. L., Froidevaux, L., Santee, M. L., Zurek, R. W. und Waters, J. W., MLS Observations of Arctic ozone loss in 1996/97, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2697–2700, 1997.
- Masci, F., Rizi, V., Visconti, G., Wedekind, C., Immler, F., Mielke, B., Rairoux, P., Stein, B., Wöste, L., DelGuasta, M., Morandi, M., Stefanutti, L., Matthey, R., Mitev, V., Douard, M., Wolf, J., Kyrö, E. und Kivi, R., Polar stratospheric cloud observations at Sodankyla (SF). In *Polar Stratospheric Ozone*, number 56 in Air pollution research report, pages 126–131, Schliersee, 1995.
- Mehrtens, H., *Manuskript in Vorbereitung*, 1998.
- Mehrtens, H. und Reichardt, J., Particle Properties of a PSC observed January 19, 1997. In *Polar Stratospheric Ozone*, Air pollution research report, Schliersee, 1997, im Druck.

- Mehrtens, H., von Cossart, G. und F. Fierli, A. H., Polar Stratospheric Clouds Observed by the ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman Lidar and the Temperature Field above Andøya. In *Proceedings of the 13th Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, ESA SP-397, 163–167, Borgholm, 1997.
- Mie, G., *Ann. d. Physik*, **25**(4), 377, 1908.
- Molina, M. J., Zhang, R., Wollldridge, P., Mahon, J. M., Kim, J., Chang, H. und Beyer, K., Physical chemistry of the  $H_2SO_4/HNO_3/H_2O$  system: Implications for polar stratospheric clouds, *Science*, **261**, 1418, 1993.
- Müller, K., Fricke, K., Langer, M., Römke, K., Nussbaumer, V., von Cossart, G., Fielder, J., von Zahn, U., Hauchecorne, A. und Nedeljkovic, D., The state of stratospheric aerosol at the Arctic circle above Andøya during winter 1994/1995. In *Proceedings of the 12th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Lillehammer, Norway*, ESA-SP 370, 311–315, 1995.
- Müller, R., Crutzen, P., Groöß, J.-U., Brühl, C., Russell, J. und Tuck, A., Chlorine activation and ozone depletion in the Arctic vortex: Observations by the Halogen Occultation Experiment on the Upper Atmosphere Research Satellite, *Journ. Geophys. Res.*, **101**, 12531–12554, 1996.
- Müller, R., Groöß, J.-U., McKenna, D., Crutzen, P., Brühl, C., Russell, J. und Tuck, A., HALOE observations of the vertical structure of chemical ozone depletion in the Arctic vortex during winter and early spring 1996-1997, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2717–2720, 1997.
- Naujokat, B. und Pawson, S., The cold stratospheric winters 1994/1995 and 1995/1996, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3703–3706, 1996.
- Newman, P., Gleason, J., McPeters, R. und Stolarski, R., Anomalously low ozone over the Arctic, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2689–2692, 1997.
- Ovarlez, J., Stratospheric water vapor measurements during CHEOPS-3, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 771–774, 1991.
- Ovarlez, J. and Ovarlez, H., Stratospheric water vapor content during EASOE, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1235–1238, 1994.

- Pawson, S., Labitzke, K. and van Loon, H., On the polar stratospheric cloud formation potential of the northern hemisphere, *Journ. Geophys. Res.*, **100**, 23215–23225, 1995.
- Peter, T., Müller, R., Crutzen, P. und Deshler, T., The lifetime of leewave-induced particles in the Arctic stratosphere: II. Stabilization due to NAT-coating, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1331–1334, 1994.
- Peter, T., Carslaw, K., Tsias, A., Wirth, M., Renger, W., Neuber, R. und Bacmeister, J., New PSC Type Observed during APE/POLECAT?, Fourth European Symposium on Polar Stratospheric Ozone, Schliersee, 1997.
- Pierce, R., Fairlie, T., Remsberg, E., III, J. R. und Grose, W., HALOE observations of the Arctic vortex during the 1997 spring: Horizontal structure in the lower stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2701–2704, 1997.
- Pinnick, R. G., Jennings, S. und Chylek, P., Relationship between extinction, absorption, backscattering and mass content of sulphuric acid aerosols, *Journ. Geophys. Res.*, **85**, 4059–4066, 1980.
- Rees, D. und Vyssogorets, M., The Doppler Wind and Temperature System of the ALOMAR lidar facility: overview and initial results, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **58**(16), 1827–1842, 1996.
- Rizi, V., Redaelli, G., Verdecchia, M., Visconti, G., Stefanutti, L. und Wolf, J., Possible nitric acid coating over Pinatubo aerosols inferred with a microphysical code: a case study during EASOE, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1435–1438, 1994.
- Rosen, J. M., Oltmans, S. J. und Evans, W. F., Balloon borne observations of PSCs, frost point, ozone and nitric acid in the north polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 791–794, 1989.
- Rosen, J. M. und Kjöme, N. T., Backscattersonde: a new instrument for atmospheric aerosol research, *Appl. Opt.*, **30**, 1552–1561, 1991.
- Rosen, J. M., Kjöme, N. T. und Oltmans, S. J., Simultaneous Ozone and Polar Stratospheric Cloud Observations at South Pole Station During Winter and Spring 1991, *Journ. Geophys. Res.*, **98**, 12741–12751, 1993.
- Rosen, J. M., Kjöme, N. T., Fast, H. und Larsen, N., Volcanic aerosol and polar stratospheric clouds in the winter 1992/1993 north polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 61–64, 1994a.

- Rosen, J. M., Kjome, N. T., McKenzie, R. L. und Liley, J. B., Decay of Mount Pinatubo aerosol at midlatitudes in the northern and southern hemispheres, *Journ. Geophys. Res.*, **99**, 25733–25739, 1994b.
- Rosen, J. M., Kjome, N. T., Larsen, N., Knudsen, B., Kyrö, E., Kivi, R., Karhu, J., Neuber, R. und Beninga, I., Polar Stratospheric cloud threshold temperatures in the 1995/96 arctic vortex, *Journ. Geophys. Res.*, **102**(23), 28195–28202, 1997.
- Rudder, A. D., Larsen, N., Tie, X., Brasseur, G. und Granier, C., Model study of polar stratospheric clouds and their impact on stratospheric ozone, 1. Model description, *Journ. Geophys. Res.*, **101**, 12567–12574, 1996.
- Santee, M. L., Manney, G. L., Read, W. G., Froidevaux, L. und Waters, J. W., Polar vortex conditions during the 1995-96 arctic winter: MLS ClO and  $HNO_3$ , *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3207–3210, 1996.
- Santee, M. L., Manney, G. L., Froidevaux, L., Zurek, R. W. und Waters, J. W., MLS Observations of ClO and  $HNO_3$  in the 1996/97 Arctic polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 26713–2716, 1997.
- Sarkissian, A., Pommereau, J.-P., Goutail, F. und Kyrö, E., PSC and volcanic aerosol observations during EASOE by UV-visible ground-based spectrometry, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1319–1322, 1994.
- Schäfer, H. J., Scheuch, P., Langer, M., Fricke, K. H., von Zahn, U. und Knudsen, B. M., Lidar Observations of polar stratospheric clouds at Andoya, Norway in January 1992, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1307–1321, 1994.
- Schlager, H., Arnold, F., Hofmann, D. und Deshler, T., Balloon observations of nitric acid aerosol formation in the arctic stratosphere: I. Gaseous nitric acid, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1275–1278, 1990.
- Schneider, J., *Manuskript in Vorbereitung*, 1998.
- Skatteboe, R., ALOMAR: Atmospheric science using lidars, radars and ground based instruments, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **58**(16), 1823–1826, 1996.
- Solomon, S., Progress towards a quantitative understanding of Antarctic ozone depletion, *Nature*, **347**, 347–354, 1990.
- Solomon, S. und Brasseur, G., *The Stratosphere and its Role in the Climate System*. Springer, NATO ASI Series, 1995.

- Stein, B., Guasta, M. D., Kolenda, J., Morandi, M., Rairoux, P., Stefanutti, L., Wolf, J. P. und Wöste, L., Stratospheric aerosol size distribution from multispectral lidar measurements at Sodankylä during EASOE, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1311–1314, 1994.
- Tabazadeh, A., Turco, R. P., Drdla, K., Jacobson, M. und O.B.Toon, A study of Type I polar stratospheric cloud formation, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1619–1622, 1994a.
- Tabazadeh, A., Turco, R. P. und Jacobson, M., A model for studying the composition and chemical effect of stratospheric aerosols, *Journ. Geophys. Res.*, **99**, 12897–12914, 1994b.
- Tabazadeh, A. und Toon, O.B., Freezing behaviour of stratospheric sulfate aerosols inferred from trajectory analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1725–1728, 1995.
- Tabazadeh, A. und Toon, O. B., The presence of metastable  $HNO_3/H_2O$  solid phases in the stratosphere inferred from ER 2 data, *Journ. Geophys. Res.*, **101**, 9071–9078, 1996.
- Tabazadeh, A., Toon, O. B., Gary, B. L., Bacmeister, J. und Schoeberl, M., Observational constraints on the formation on Type I a polar stratospheric clouds, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2109–2112, 1996.
- Tie, X., Brasseur, G., Granier, C., Rudder, A. D. und Larsen, N., Model study of polar stratospheric clouds and their impact on stratospheric ozone, 2. Model results, *Journ. Geophys. Res.*, **101**, 12575–12584, 1996.
- Tolbert, M. A., Sulfate aerosol and polar stratospheric cloud formation, *Science*, **264**, 527–528, 1994.
- Toon, O., Hamill, P., Turco, R. und Pinto, J., Condensation of  $HNO_3$  and HCl in the winter stratospheres, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1284–1287, 1986.
- Toon, O. B., Browell, E. V., Kinne, S. und Jordan, J., An analysis of lidar observations of polar stratospheric clouds, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 393–396, 1990.
- Tsias, A., pers. Mitteilung, 1997
- Vömel, H., Oltmans, S., Hofmann, D. und Deshler, T., The evolution of the dehydration in the Antarctic stratospheric vortex, *Journ. Geophys. Res.*, **100**, 13919–13926, 1995.

- Vömel, H., Rummukainen, R., Kivi, R., Karhu, J., Turunen, T., Kyrö, E., Rosen, J. M., Kjöme, N. T. und Oltmans, S., Dehydration and sedimentation of ice particles in the Arctic stratospheric vortex, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 795–798, 1997.
- von Zahn, U., Achievements of ALOMAR. In *Proceedings 13th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, ESA SP-397, 141–159, 1997.
- von Zahn, U., Thrane, E. V. und Skatteboe, R., The ALOMAR facility: Status and outlook. In *Proceedings of the 12th Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, 379–385, Lillehammer, 1995.
- Wedekind, C., Immler, F., Mielke, B., Rairoux, P. Stein, B., Wöste, L., DelGuasta, M., Morandi, M., Stefanutti, L., Masci, F., Rizi, V., Matthey, R., Mitev, V., Douard, M., Wolf, J.P., Kyrö, E., Polar Stratospheric Cloud Measurements by Multispectral Lidar at Sodankylä in Winter 1994/95. In *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar*, 513–516, Springer Verlag, 1997.
- Wedekind, C., pers. Mitteilung, 1997
- Wirth, M. und Renger, W., Evidence of large scale ozone depletion within the arctic polar vortex 94/95 based on airborne LIDAR measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 813–816, 1996.
- Wirth, M., Weiss, V. und Renger, W., Measurements of PSCs During the APE/POLECAT Campaign with the Airborne OLEX Lidar, Fourth European Symposium on Polar Stratospheric Ozone, Schliersee, 1997.
- Worsnop, D., Fox, L., Zahniser, M. und Wofsy, S., Vapor Pressure of Solid Hydrates of Nitric Acid: Implications for Polar Stratospheric Clouds, *Science*, **259**, 71–74, 1993.
- Zerull, R. H., Scattering measurements of dielectric and absorbing nonspherical particles, *Beitr. Phys. Atmos.*, **49**, 168–188, 1976.

## Danksagung

Ich möchte mich bei allen bedanken, die mich bei der Entstehung dieser Arbeit unterstützt haben. Zunächst danke ich Prof. Dr. Ulf von Zahn für das Thema und die Betreuung der Arbeit. Unter den Mitarbeitenden am Institut für Atmosphärenphysik möchte ich besonders Prof. G. von Cossart und Dr. J. Fiedler für die Betreuung des ALOMAR-R/M/R-Lidars und die Datenaufbereitung danken. Dr. M. Alpers danke ich für den Bau des Depolarisationsteleskops in unglaublich kurzer Zeit. Kontinuierliche Hilfe bei Programmierfragen verdanke ich Frank Hübner. Roswitha Mehl möchte ich für die Unterstützung in allen Literaturfragen danken.

F. Fierli, A. Hauchecorne, Florence Goutail und J.P. Pommereau vom CNRS danke ich für die Unterstützung während der Kampagnen in Andenes. Das Team der Andøya Rocket Range hat den Aufenthalt in Andenes durch große Hilfsbereitschaft erleichtert. Für die Bereitstellung der Partikelzählerdaten und die Zusammenarbeit danke ich B. Nardi und T. Deshler von der University of Wyoming, sowie G. Hansen von der Universität i Tromsø für Daten des ALOMAR Ozon-Lidars.

Bei C. Wedekind (FU Berlin), J. Reichardt (GKSS), M. Wirth (DLR Oberpfaffenhofen) und K. Müller (Universität Bonn) möchte ich mich für die Informationen über ihre PSC-Messungen bedanken.

Programme für Modellrechnungen verdanke ich V. Nussbaumer (Universität Bonn), A. Tsias (MPI Mainz) und M. Hervig (University of Wyoming).

Ich danke der Studienstiftung des deutschen Volkes für die finanzielle und ideelle Förderung der Promotion.

## Lebenslauf

27.1.69	geboren in Osnabrück
Juni 1988	Abitur am Martino-Katharineum in Braunschweig
Oktober 1988	Studienbeginn an der Christian-Albrechts Universität Kiel, Medizin
9/89 - 6/90	Au Pair in Moss/Oslo, Norwegen
Oktober 1990	Studienbeginn Meteorologie, Institut für Meereskunde, Kiel
Juni 1995	Diplom Meteorologie
seit September 1995	Doktorarbeit am Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock
seit Oktober 1995	Promotionsstipendium der Studienstiftung des deutschen Volkes
10/97 - 11/97	University of Wyoming, Laramie, USA

## Erklärung

Hiermit erkläre ich, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig angefertigt und keine außer den angegebenen Hilfsmitteln dazu verwendet habe.

Rostock, den 27.5.98