

**Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons:
Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund,
Spitzbergen, 1997 und 1998**

**Measurements of Arctic stratospheric ozone:
Comparison of ozone-measurements at Ny-Ålesund,
Spitsbergen, in 1997 and 1998**

Jens Langer

Ber. Polarforsch. 322 (1999)
ISSN 0176 - 5027

Jens Langer

T-Nova
Darmstadt
Deutschland

Die vorliegende Ausgabe der Berichte zur Polarforschung ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die im März 1999 dem Promotionsausschuß Dr. rer. nat. des Fachbereichs 1 der Universität Bremen vorgelegt wurde.

1. Einleitung.....	1
2. Grundlagen.....	5
2.1. Aufbau der Atmosphäre.....	5
2.2. Dynamik der Atmosphäre	8
2.3. Ozonchemie der Stratosphäre.....	13
2.4. Meteorologische Analysen	16
2.5. Trajektorienrechnungen, Reverse-domain-filling	17
3. Die Meßgeräte in Ny-Ålesund	19
3.1. Das Radiometer für Atmosphärenphysikalische Messungen (RAM) ...	20
3.1.1. Strahlungstransfer.....	21
3.1.2. Meßprinzip und experimenteller Aufbau des RAMs.....	26
3.1.3. Erweiterung der Bandbreite	30
3.1.4. Troposphärenkorrektur, Spektrenintegration, Stehwellenkorrektur	34
3.1.5. Vorwärtsmodell und Strahlungstransfermodell	38
3.1.6. Auswertung: Inversion	40
3.1.7. Reale averaging kernel Funktionen und RAM-Messungen.....	44
3.1.8. Mittlere räumliche Ozonvariabilität aus RAM-Daten	48
3.2. ECC Ozonsonden.....	49
3.2.1. Funktionsweise der ECC-Ozonsonden.....	50
3.2.2. Eigenschaften der ECC-Sonden, Fehlerquellen	51
3.2.3. ECC-Ozonsondendatensatz 1997 und 1998	52
3.3. Differential Absorption LIDAR (DIAL)	54
3.3.1. Theorie und Auswertung.....	55
3.3.2. Der Meßaufbau	57
3.3.3. Messungen im Winter 1997/98	58
3.4. Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS).....	59
3.4.1. Theorie und Auswertung.....	60
3.4.2. Der Meßaufbau.....	63
3.4.3. Messungen 1997 und 1998	64
3.5. Fourier-Transform-Infrared (FTIR) Spektrometer	65
3.5.1. Theorie und Auswertung.....	66
3.5.2. Der Meßaufbau und Auswertung.....	68
3.5.3. FTIR Datensatz.....	68
3.6. Global Ozone Monitoring Experiment (GOME)	69
3.6.1. Auswertung und Meßaufbau.....	70
3.6.2. GOME-Messungen	72
3.7. Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)	73
3.7.1. Auswertung und Meßaufbau.....	73
3.7.2. Meßdaten.....	75
3.8. Microwave Limb Sounder (MLS)	76
3.9. Zusammenfassung der Instrumentenvorstellung.....	78
4. Chemischer Ozonverlust 1997/98.....	85
4.1. Vorgehensweise	85
4.2. Meteorologische Situation 1997/98	86
4.3. Bestimmung des chemischen Ozonverlustes.....	90

5. Profilvergleiche: Voruntersuchung mit einer Ozonklimatologie für Ny-Ålesund	95
5.1. Ozonklimatologie für Ny-Ålesund	97
5.2. Vergleich der Ozonklimatologie mit mm-Wellen-Ozonprofilen	98
5.2.1. Verschmierung der Ozonklimatologieprofile mit den AVKs	99
5.2.2. Vertikale Mittelung der klimatologischen Ozonprofile mit Rechteckfiltern von 1, 7 und 11 km Höhe	105
5.3. Fehler im Druck- und Temperaturprofil	112
5.3.1. Einfluß der meteorologischen Profile auf die mm-Wellen- Auswertung	112
5.3.2. Umrechnung von Teilchenzahldichteprofilen in VMR	115
6. Vergleich der Ozonprofile	117
6.1. Vergleich ECC-Ozonsonde und RAM	118
6.1.1. Sonden überführt in die RAM-Höhenauflösung	119
6.1.2. Sonde gemittelt über 0,7 und 11 km	125
6.2. Vergleich DIAL-LIDAR mit RAM	130
6.2.1. LIDAR-Profile überführt in die vertikale RAM-Auflösung	130
6.2.2. LIDAR-VMR-Profile oberhalb 25 km gemittelt über 11 km	133
6.3. Vergleich MLS und RAM	135
6.4. Untersuchungen zur Ursache der systematischen Abweichung	136
6.4.1. 137	
6.4.1. Spektroskopische Parameter	137
6.4.2. Troposphärenkorrektur	138
6.4.3. Zusätzliche Stehwellen	139
6.5. Vergleich des RAMs mit Ozonsondenmessungen anderer Stationen	141
6.5.1. Kriterienfindung	142
6.5.2. Differenzprofile	145
6.5.3. Schlußfolgerung	146
6.6. Zusammenfassung der Profilvergleiche	147
7. Bestimmung der Ozongesamtsäule aus RAM-Daten	151
7.1. Gesamtsäule aus Integration der Fläche unter der Spektrallinie	152
7.2. Gesamtsäule ermittelt aus dem VMR-Profil	157
7.2.1. Berechnung der Ozonsäule aus mm-Wellen-Ozonprofilen	158
7.2.2. Vergleich des mm-Wellen-Partialozon mit dem klimatologischen Partialozon	162
7.2.3. Korrektur des mm-Wellen-Totalozons mit Hilfe von bekannten Ozonprofilen	165
7.2.4. Modell zur Korrektur der mm-Wellen-Ozonsäule	167
7.2.5. RAM-Totalozon	173
8. Vergleich der Ozongesamtsäulen	179
8.1. DOAS-Totalozon und RAM-Totalozon	179
8.2. FTIR-Totalozon und RAM-Totalozon	183
8.3. TOMS-Totalozon und RAM-Totalozon	185
8.4. GOME-Totalozon und RAM-Totalozon	187
8.4.1. GOME-Totalozon bei hohen Sonnenzenitwinkeln	187
8.4.2. Streuung und räumliche Variabilität der GOME-Daten	189
8.4.3. Messungen über den Rand des polaren Wirbels	191

8.4.4. Zusammenfassung der Prüfung des GOME- Totalozondatensatzes	193
8.4.5. GOME-Totalozon und RAM-Totalozon	193
8.5. Zusammenfassung des Totalozonvergleichs	196
9. Zusammenfassung und Ausblick.....	201
9.1. Zusammenfassung	201
9.2. Ausblick	204
10. Literaturverzeichnis	207
Physikalische Größen	215
Abkürzungsverzeichnis	219
Danksagung	221
Publikationen.....	222

Kurzfassung

Ziel der Arbeit ist es, die Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons in Ny-Ålesund (79°N, 11°O), vorgenommen mit unterschiedlichen Instrumenten, zu vergleichen. Dabei wurden fünf bodengebundene Meßsysteme, die Teil der Instrumentierung der dortigen Station des Network for the Detection of Stratospheric Change sind, und drei satellitengestützte Instrumente verwendet. Als Vergleichsgerät wurde das dortige Mikrowellenradiometer gewählt, das zum einen das größte zeitliche Auflösungsvermögen aufweist und zum anderen fast wetterunabhängig ganzjährig arbeitet.

Aus den Messungen des Mikrowellenradiometers wurde der mittlere chemische Ozonverlust im polaren Wirbel im Winter 1997/98 ermittelt. Nur für einen kurzen Zeitraum Ende Februar konnte chemischer Ozonverlust nachgewiesen werden. Die Verlustrate war hoch und in diesem Zeitraum bei 32 ± 10 ppb/Tag.

Für den Instrumentenvergleich wurden die Daten des Zeitraums vom 12. Februar 1997 bis 30. September 1998 verwendet. Zur Untersuchung des Einflusses der unterschiedlichen vertikalen Auflösungsvermögen der Instrumente sowie der Unsicherheit der Umrechnung zwischen dem Volumenmischungsverhältnis und der Teilchenzahldichte wurden Untersuchungen anhand eines idealisierten Ozondatensatzes durchgeführt, der repräsentativ für Ny-Ålesund ist. Es wurde gezeigt, daß die Profile der profilmessenden Instrumente für einen Vergleich mit nur geringen Einschränkungen in die vertikale Auflösung des Mikrowellenradiometers umgerechnet werden können. Der Profilvergleich ergab, daß die Meßgeräte gut übereinstimmen jedoch die Messungen des Mikrowellenradiometers von den Ergebnissen der anderen Instrumente um maximal 0.2 ppm abweichen.

Für den Vergleich zwischen den gesamtsäulenmessenden Geräten wurde ein Modell zur Berechnung der Gesamtsäule aus den Profilen des Mikrowellenradiometers entwickelt und angewendet, das den typischen Verlauf des arktischen Ozonprofils in der Troposphäre modelliert. Der Vergleich der Gesamtsäulen ergab, daß die Ergebnisse der Instrumente um bis zu 50 DU (etwa 15 %) im Monatsmittel voneinander abweichen.

Abstract

Measurements of Arctic stratospheric ozone at Ny-Ålesund performed with different instruments are compared within this thesis. Data of five ground-based instruments and of three space-borne instruments are used. The ground-based instruments belong to the Arctic station of the Network for the detection of stratospheric change at Ny-Ålesund. All ozone results were compared to the ozone data of the microwave-radiometer, since the microwave-radiometer has the best temporal resolution and it measures nearly independent of weather conditions.

Mean chemical ozone depletion rates within the polar vortex were derived from the microwave-data for winter 1997/98. Significant depletion rates were found for end of February and rates were considerably high with 32 ± 10 ppb/day.

Ozone-measurements of the eight instruments were compared for the period from February 12, 1997, to September 30, 1998. The influence of the different vertical resolution and the error of the transformation of number density to volume mixing ratio was estimated with a consistent set of idealized measurements. Only small deviations are to be expected if profiles are transferred to the microwave vertical resolution and to volume mixing ratio. The agreement of ozone profiles at Ny-Ålesund is good. Microwave profile slightly deviate compared to other instruments with maximum deviations of 0.2 ppm.

Ozone columns are calculated from the microwave profiles and corrected by a model that accounts for the typical Arctic tropospheric ozone profile. Comparison of the ozone columns at Ny-Ålesund revealed, that results from the different instruments vary significantly and deviations of 50 DU (approx. 15 %) occur.

1. Einleitung

Die Erforschung der Ozonschicht geht zwar schon auf die Anfänge des 20sten Jahrhunderts zurück, jedoch ist die große Bedeutung der Ozonschicht für das Leben auf der Erde erst durch die vielbeachtete Veröffentlichung von Farman et al. [1985] in das allgemeine Bewußtsein gekommen. Sie legte den vermuteten Zusammenhang zwischen dem anthropogenen Chloreintrag durch Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKW) und der Abnahme des stratosphärischen Ozongehaltes anhand von Meßdaten dar. FCKWs sind nicht toxisch, in der Troposphäre chemisch inert und technologisch leicht zu handhaben. Deshalb wurden sie in großen Mengen durch industrielle und private Nutzung in die Atmosphäre freigesetzt. Jedoch gerade durch das Fehlen der Senken für diese langlebigen Substanzen konnten sich die FCKWs in der Atmosphäre anreichern und durch dynamische Prozesse bis in die Stratosphäre gelangen. Dort werden die FCKWs durch die intensiver werdende Strahlung photolysiert und Chlor wird in die Stratosphäre eingetragen. Die fragile Balance zwischen natürlicher Ozonproduktion und katalytischen Abbauzyklen kann sich unter bestimmten meteorologischen Bedingungen verschieben und ein massiver Ozonverlust im polaren Winter ist die Folge — das "Ozonloch". Die Forschung in diesem Bereich der Atmosphärenphysik wurde stark intensiviert und die grundlegenden stratosphärischen Prozesse, die zum Ozonverlust führen, sind inzwischen bekannt. Aufgrund der unmittelbaren Auswirkung des Ozonverlustes auf die Biosphäre ist auch die Öffentlichkeit für das Problem des Ozonlochs sensibilisiert worden und politische Maßnahmen zum Verbot der Produktion von FCKWs wurden durch die wissenschaftlichen Ergebnisse angestoßen. Inzwischen ist die Produktion der FCKWs (fast) vollständig verboten.

Bis sich die Ozonschicht auf die ursprünglichen Werte regeneriert haben wird dauert es voraussichtlich allerdings noch längere Zeit. Shindell et al. [1998] haben in einem vieldiskutierten Artikel die Erholung der Ozonschicht nicht vor Mitte des 21. Jahrhunderts angekündigt. Abbildung 1.1 zeigt die Vorhersage der Ozontiefstwerte bis 2075. Jedoch sollte die Konsequenz dieser langen Regenerierungszeit nicht sein, daß wir nur noch abzuwarten brauchen. Wissenschaftlich gesehen sind noch viele Fragen des Ozonverlustes ungeklärt. Beispielsweise: Modelle zur Beschreibung der Chemie der Stratosphäre unterschätzen immer noch den Ozonverlust deutlich. Die Bildung von Partikeln in der Stratosphäre, die eine Voraussetzung des Ozonverlustes sind, ist noch nicht

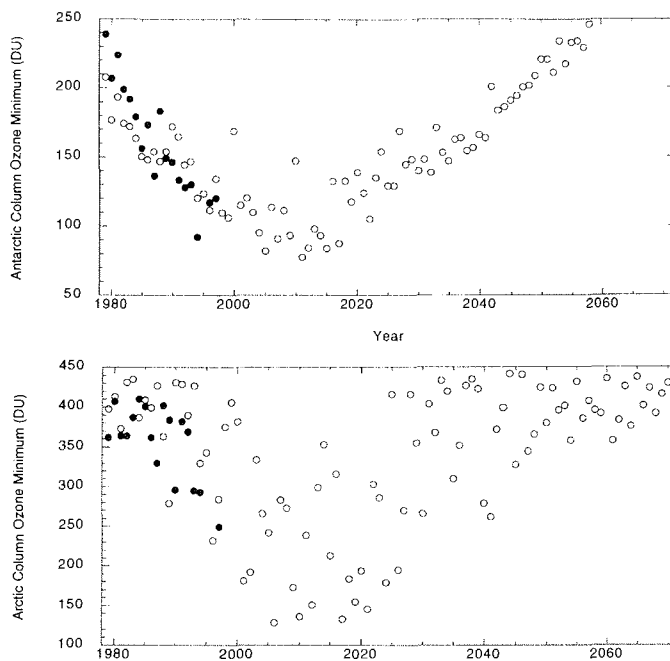


Abbildung 1.1. Modellvorhersage der Ozonminima in den Polargebieten während des Frühjahrs (oben Antarktis, unten Arktis). Die Kreise symbolisieren die Vorhersage und die Punkte die bisher gemessenen Werte. Nach dieser Vorhersage ist mit einer vollständigen Erholung der Ozonschicht nicht vor 2050 zu rechnen. Man beachte die unterschiedliche Skala des Ozongehalts und die größere Variabilität in der Arktis (Abbildung entnommen aus Shindell et al. [1998])

geklärt. Die Vorgänge, die in den mittleren Breiten zur beobachteten Ozonabnahme führen, sind noch unbekannt. Trendanalysen ermittelt aus Daten unterschiedlicher Geräte oder auch aus unterschiedlichen Datenversionen eines Gerätes differieren signifikant.

Bei den Messungen des Ozons existiert auch eine Diskrepanz zwischen der Meßdichte, die man meint zu haben und der realen Meßdichte. Betrachtet man sich allein die Messungen, die im Rahmen dieser Arbeit gegenübergestellt wurden: In Ny-Ålesund $79^{\circ}\text{N}, 12^{\circ}\text{O}$, Spitzbergen, existieren sechs bodengebundene Meßsysteme zur Messung von Ozon und drei satellitengestützte Instrumente. Warum braucht man so viele Meßinstrumente?

Bei näherer Betrachtung, die in dieser Arbeit präzisiert wird, stellt man fest, daß von den bodengebundenen Geräten in Ny-Ålesund die einen nur bei Tageslicht arbeiten — so weit nördlich des Polarkreises eine wichtige Einschränkung —, die anderen nur bei gutem Wetter, weitere nur bis 30 km oder ab 10 km oder mit grober Höhenauflösung usw. Das bedeutet, zu überprüfen, ob

alle Geräte das gleiche Ergebnis liefern, was wichtig ist für jegliche an absoluten Zahlen orientierte Schlußfolgerungen, ist nicht ohne eine genaue Betrachtung der Eigenschaften und Einschränkungen der untersuchten Geräte möglich. Diese Arbeit widmet sich diesem Thema und das Ergebnis wird auch nicht ein einfaches „ja“ — ja, sie messen alle gleich — oder ein „nein“ sein, sondern viel mehr ein „ja, aber ...“. Die Meßgeräte ergeben ein sich ergänzendes Bild des Ozons, das kein einzelnes, isoliertes Geräte ermitteln könnte.

Zu den Satellitenexperimenten: Für die Validierung der Ergebnisse ist es unerlässlich, ein gutes Netzwerk mit „ground-truth“-Daten zu haben. Zudem stellt man für die hohen Breiten fest, daß es seit Juli 1997 kein einziges Satellitenmeßgerät gibt, das in der Polarnacht messen kann. Über die Daten des einzigen Gerätes, das dieses könnte, das Mikrowellengerät Microwave Limb Sounder, schreibt die betreuende Gruppe über die Daten seit Juli 1997: „Tests have shown this mode of operation [der aktuelle Meßmodus] produces scientifically-useful data“, also verklausuliert, daß die Daten von eingeschränkter Qualität sind und man sehr vorsichtig bei der Interpretation der Daten sein muß (Zitat der offiziellen web-page entnommen). Die Daten der beiden aktuell messenden Satellitengeräte, die auch hohe Breiten erreichen, und die Daten des Microwave Limb Sounders bis Juli 1997 werden in dieser Arbeit verwendet.

Im Rahmen dieser Arbeit werden die Ozonergebnisse der verschiedenen Meßmethoden in Ny-Ålesund und der drei Satellitenexperimente mit den Ergebnissen des Mikrowellenradiometers RAM in Ny-Ålesund verglichen. Das RAM wurde als Vergleichsgerät gewählt, weil es von den betrachteten Instrumenten die höchste zeitliche Auflösung besitzt und ganzjährig fast wetterunabhängig messen kann. Somit ist zu jedem Meßgerät eine große Zahl gleichzeitiger Meßpaare und eine ausreichende Statistik vorhanden.

Verglichen werden die Ozonprofile von zwei Geräten in Ny-Ålesund und einem Satelliteninstrument mit den Profilen des RAMs sowie die Ozonsäulen weiterer zwei Instrumente in Ny-Ålesund und von zwei Satelliteninstrumenten mit den Ozonsäulen ermittelt aus den Profilen des RAMs. Da das Mikrowellenradiometer jedoch nur eine grobe vertikale Auflösung besitzt und für Ozon in den untersten Höhengschichten nur wenig empfindlich ist, werden vor den Vergleichen mit den anderen Meßgeräten Untersuchungen durchgeführt, wie das vertikale Auflösungsvermögen die Vergleiche beeinflußt und mit welcher Genauigkeit vertikal integrierte Ozonsäulen aus den Mikrowellendaten abgeleitet werden können. Zur Bestimmung der Ozonsäulen aus den RAM-Daten wird zusätzlich ein Modell eingeführt, das den Ozongehalt der unteren Atmosphäre

beschreibt. Zudem werden die Erweiterungen des Meßaufbaus und der Auswertung des RAMs vorgestellt, die im Rahmen der Arbeit vorgenommen wurden. Dabei sind zu nennen die Erweiterung der spektralen Bandbreite des RAMs, die Integration der Spektren, so daß auch Messungen schlechter Wetterbedingungen mit der gleichen Profilgenauigkeit wie bei guten Wetterbedingungen ermittelt werden können und die empirische Verbesserung der Troposphärenkorrektur.

Im einzelnen gliedert sich die Arbeit wie folgt:

- Kapitel 2 stellt die Grundlagen der atmosphärischen Vorgänge dar und beschreibt die im Laufe der Arbeit verwendeten Analysehilfsmittel.
- Kapitel 3 gibt Einblick in die Meßmethode und Auswertung der im Rahmen dieser Arbeit betrachteten Meßgeräte. Insbesondere wird motiviert, wo die Problematik bei Vergleichen von Ozondaten dieser Instrumente liegt. In einem längeren Unterabschnitt über das RAM werden die Erweiterungen am Gerät und der Auswertung dargestellt.
- Kapitel 4 beschreibt den chemischen Ozonabbau im Winter 1997/98, wie er mit den Ozondaten des RAMs ermittelt wurde. Die Ergebnisse dieses Unterkapitels wurden vom Autor dieser Arbeit bereits veröffentlicht [Langer et al., 1999].
- Kapitel 5 ermittelt anhand einer Ozonklimatologie die Unsicherheiten bei der Überführung von vertikal hoch aufgelösten Profilen in die grobe vertikale Auflösung von mm-Wellen-Ozonprofilen.
- Kapitel 6 vergleicht die Ozonprofile in Ny-Ålesund.
- Kapitel 7 widmet sich der Ermittlung von Ozonsäulen aus Profilen des Mikrowellenradiometers RAM. Dabei wird ein Modell entwickelt, das Abweichungen ausgleicht, die aufgrund der geringen Sensitivität der RAM-Messungen gegenüber Ozon der unteren Höhenschichten entstehen.
- Kapitel 8 stellt die Ozondaten der gesamtsäulenmessenden Geräte gegenüber.
- Kapitel 9 faßt die Arbeit zusammen. Insbesondere werden die wesentlichen Ergebnisse der Arbeit komprimiert dargestellt und abschließend bewertet. Ein kurzer Ausblick beendet die Arbeit.

2. Grundlagen

Die folgenden Unterabschnitte sind gedacht als Nachschlagewerk für die atmosphärischen Größen und Analysemethoden dynamischer Prozesse, die im weiteren Verlauf der Arbeit Verwendung finden. Es ist nicht das Ziel dieses Kapitels, die Eigenschaften der Atmosphäre herzuleiten. Zum vertiefenden Lesen über die Dynamik der Atmosphäre sei auf Holton [1992] verwiesen.

2.1. Aufbau der Atmosphäre

Atmosphärische Schichtung

Die vertikale Unterteilung der Atmosphäre wird aufgrund ihrer thermischen Schichtung vorgenommen. Der Übergang zwischen den einzelnen Abschnitten — vom Boden aus die Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre — ist deutlich durch die Änderung des Temperaturgradienten gekennzeichnet. In Abbildung 2.1 ist ein typischer Temperaturverlauf für den arktischen Winter dargestellt. In dieser Arbeit werden Untersuchungen des Ozongehalts hauptsächlich aus der Stratosphäre vorgestellt.

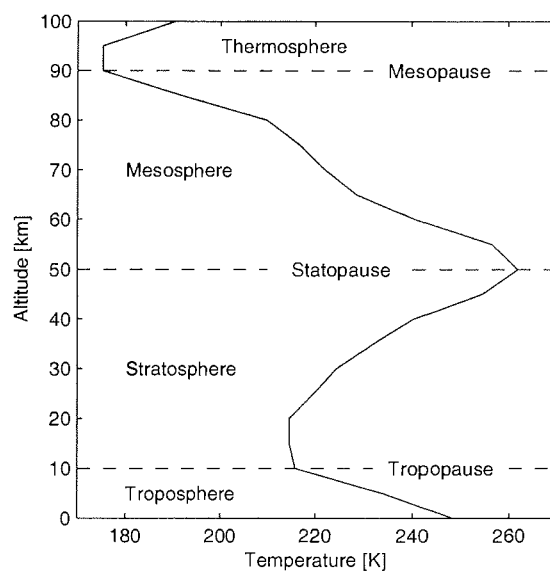


Abbildung 2.1. Typischer Temperaturverlauf für die arktische Frühjahrsatmosphäre. Die Unterteilung der atmosphärischen Schichtung ist deutlich am Temperaturverlauf zu erkennen.

Tropopausenhöhe

Die untere Grenze der Stratosphäre bildet die Tropopause. Nach der üblichen Definition der World Meteorological Organization (WMO) ist sie:

Als Tropopausenhöhe bezeichnet man jene Höhe, in der der vertikale Temperaturgradient größer wird als -2 K pro km über eine Schicht von mindestens einem km.

Druck

Der Druck in der Atmosphäre fällt exponentiell mit der Höhe ab. Im thermodynamischen Gleichgewicht ist er gegeben durch die hydrostatische Gleichung

$$\partial p / \partial z = -\rho g \quad (2.1)$$

und dem idealen Gasgesetz

$$p = \rho RT$$

zu

$$p = p_0 \exp(-z/H)$$

mit p als Druck, z als Höhe ρ als Luftdichte, g als Erdbeschleunigung, R als ideale Gaskonstante, T als Temperatur und H als Skalenhöhe, die sich mit der Temperatur und Höhe ändert.

Potentielle Temperatur

Eine charakteristische Größe von Luftmassen ist die potentielle Temperatur θ . Sie bezeichnet jene Temperatur, die eine Luftmasse besitzen würde, wenn man sie adiabatisch — also ohne Energieaustausch mit der Umgebung — auf einen Druck von 1000 hPa bringen würde. Die potentielle Temperatur ist gegeben als

$$\theta = T (p_0/p)^\kappa$$

mit $p_0 = 1000$ hPa und $\kappa = R/c_p \approx 2/7$, dem Verhältnis der idealen Gaskonstanten R zur spezifischen Wärme c_p von Luft.

Flächen gleicher potentieller Temperatur bezeichnet man als Isentropen. Die potentielle Temperatur wird häufig als Höhenvariable verwendet, da

- bei stabil geschichteter Luft die potentielle Temperatur monoton mit der geometrischen Höhe steigen muß und

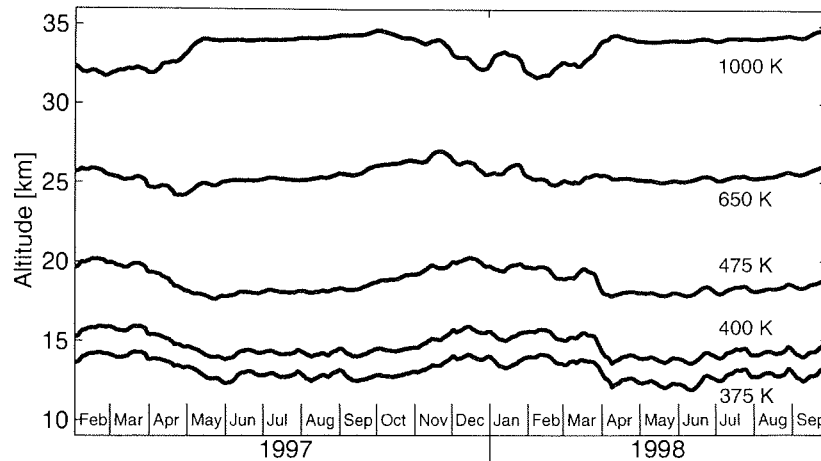


Abbildung 2.2. Geometrische Höhen ausgesuchter Isentropen in Ny-Ålesund. Die Isentropen oberhalb 400 K liegen in allen geographischen Breiten in der Stratosphäre. Isentropen von 400 K bis 300 K befinden sich in den Tropen in der Troposphäre und in den Polargebieten in der Stratosphäre.

- adiabatische Prozesse, z.B. horizontale Transporte, auf Isentropen stattfinden. Auch wenn sich die geometrische Höhe von Luftmassen bei deren Bewegung ändert, bleibt die potentielle Temperatur erhalten.

Abbildung 2.2 zeigt den Verlauf der Höhe einiger Isentropen für Ny-Ålesund in 1997 und 1998. Die Unterkante der Stratosphäre bildet in etwa die 300 K Isentrope. Die Isentropen von 300 K bis 400 K liegen in den Polargebieten in der Stratosphäre während sie in den Tropen noch in der Troposphäre liegen. Isentropen oberhalb 400 K liegen global vollständig in der Stratosphäre (siehe auch Abbildung 2.3).

Maßgrößen für Spurengase

Der atmosphärische Spurengasgehalt kann in verschiedenen Größen angegeben werden. Das Volumen-Mischungs-Verhältnis (VMR vom englischen volume mixing ratio) ist gegeben als Quotient des Spurengaspartialdrucks $p_{\text{Spurengas}}$ und des Umgebungsdrucks p_{Umgebung}

$$\text{VMR} = p_{\text{Spurengas}} / p_{\text{Umgebung}}$$

Das VMR bleibt beim Transport von Luftpaketen erhalten. Ein Spurengasprofil ist daher idealerweise als VMR gegen potentielle Temperatur gegeben, da dieses Profil unabhängig von den meteorologischen Profilen erhalten bleibt.

Die Teilchenzahldichte beschreibt die Anzahl der Teilchen pro Volumeneinheit. Wird die Luft beim Transport komprimiert oder expandiert, so ändert sich auch die Teilchenzahldichte. Von daher sind für die Interpretation von Änderungen der Teilchenzahldichteprofile immer die Druck- und Temperaturprofile mitzubeachten. Die Umrechnung von Partialdruck und VMR in Teilchenzahldichte n ist gegeben als

$$n = \frac{p_{\text{Spurengas}}}{k_B T} = \frac{\text{VMR } p_{\text{Umgebung}}}{k_B T} \quad (2.2)$$

mit k_B als Boltzmann-Konstante.

Als Gesamtsäule N (die Gesamtsäule des Ozons wird in dieser Arbeit Ω genannt) bezeichnet man die vertikale Integration der Teilchenzahldichte:

$$N = \int_0^{\infty} n(z) dz$$

Sie ist stark vom Druck- und Temperaturprofil abhängig. Auch bei einem festgelegten Spurengasprofil gegeben als VMR gegen potentielle Temperatur, das sich beim adiabatischen Transport durch die Atmosphäre definitionsgemäß nicht ändert, ändert sich die Gesamtsäule infolge von Änderungen des Druck- und Temperaturprofils. Die übliche Einheit für die Ozongesamtsäule ist die Dobson Unit (DU) mit

$$1 \text{ DU} = 2.69 \cdot 10^{16} \text{ cm}^{-2}$$

2.2. Dynamik der Atmosphäre

Die atmosphärische Dynamik wird im wesentlichen angetrieben durch horizontale Druckgradienten. Die Ausbildung der Druckgradienten und die globalen Zirkulationsmuster werden jedoch bestimmt vom komplexen Zusammenspiel zwischen Heizen aufgrund solarer Einstrahlung am Äquator, Kühlen aufgrund fehlender solarer Einstrahlung an den Polen, turbulentem Mischen, das zu irreversiblen Stofftransport führt und planetaren Wellen. Vereinfacht ist die globale stratosphärische Zirkulation bestimmt durch Aufsteigen von Luft in den Äquatorialregionen, horizontalem Transport in Richtung Pol und Absinken der Luftmassen in den Polarregionen. Angetrieben wird die Zirkulation durch die Wellenaktivität und Wellenbrechung, die in der Stratosphäre zu einem Netto-Massentransport in Richtung der Pole führt. Abbildung 2.3 faßt die Vorgänge anschaulich zusammen.

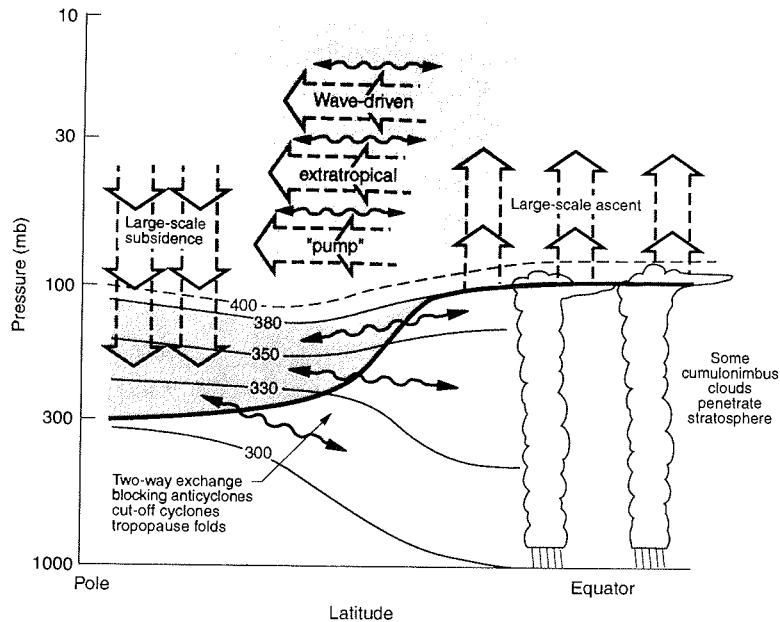


Abbildung 2.3. Visualisierung der globalen Zirkulation. Die dünnen durchgezogenen Linien stellen die Isentropen dar. Die dicke Linie symbolisiert die Tropopause. Der dunkel schattierte Bereich beschreibt jenen Bereich der *polaren* Stratosphäre, in dem sich Isentropen befinden, die in den *Tropen* in der Troposphäre liegen. Die globale Zirkulation ist bestimmt durch Aufsteigen der Luft in den Tropen. In der Stratosphäre findet ein Transport von den Tropen zu den Polen statt. In den Polarregionen findet großskaliges Absinken der Luft statt. Die Zirkulation wird durch die Wellenaktivität angetrieben und entspricht einer „Pumpe“, die Luft von den Tropen in die Polarregionen befördert (Abbildung entnommen aus Holton et al. [1995])

Wenn sich ein Windsystem ausgebildet hat, ist es möglich, mit zwei diagnostischen Gleichungen, die Vorgänge in der polaren Stratosphäre ausreichend zu beschreiben: die Gleichungen des geostrophischen und des thermischen Winds.

Geostrophischer Wind

Die geostrophischen Gleichungen beschreiben die Balancierung zwischen dem Druckgradienten und der Corioliskraft:

$$v 2 \cdot \Omega_{rot} \sin \phi = \frac{1}{r \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \quad (2.3)$$

$$u 2 \cdot \Omega_{rot} \sin \phi = -\frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \quad (2.4)$$

mit u, v als Wind in zonaler bzw. meridionaler Richtung, Ω_{rot} als Rotationsgeschwindigkeit der Erde, λ, ϕ als geographische Länge bzw. Breite, r als dem Erdradius und $\Phi = \int g dz$ das Geopotential einer Druckfläche — Φ ist im wesentlichen die geometrische Höhe der Druckfläche.

Die Gleichung besagt, daß der Wind im idealisierten reibungslosen Fall senkrecht zum Druckgradient strömt.

Thermischer Wind

Aus dem geostrophischen Wind (Formel 2.3 und 2.4) und dem hydrostatischen Gleichgewicht (Formel 2.1) läßt sich ableiten, wie sich der Wind aufgrund eines horizontalen Temperaturgradienten ausbilden würde:

$$2 \Omega_{rot} \sin \phi \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{r \cos \phi} \frac{R}{H} \frac{\partial T}{\partial \lambda}$$

$$2 \Omega_{rot} \sin \phi \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{1}{r} \frac{R}{H} \frac{\partial T}{\partial \phi}$$

mit u, v als Wind in zonaler bzw. meridionaler Richtung, Ω_{rot} als Rotationsgeschwindigkeit der Erde, λ, ϕ als geographische Länge bzw. Breite, R als der idealen Gaskonstanten, H als der Skalenhöhe, T als der Temperatur, r als dem Erdradius und z als der Höhe.

Ein horizontaler Temperaturgradient ist also verknüpft mit einer Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe. Daraus läßt sich grob das Windmuster des nordpolaren Winters ableiten: In der Polarnacht existiert ein Temperaturgradient zwischen den hohen und niedrigen Breiten. Damit verbunden ist ein westlicher Wind, dessen Geschwindigkeit mit der Höhe zunimmt. Man beachte jedoch, daß die Gleichung nur beschreibt, daß ein Temperaturgradient mit einem bestimmten Windfeld verknüpft ist *und vice versa*. Zur Interpretation, *warum* sich das Wind- und Temperaturfeld so etabliert hat wie es beobachtet wird, kann die thermische Windgleichung *nicht* herangezogen werden.

Polarwirbel

Im frühen Winter ändert sich die stratosphärische Zirkulation. In der Arktis wechselt die durchschnittliche zonale Zirkulation von einem Ostwindssystem in ein Westwindssystem verbunden mit einer Zunahme der Windstärken. Diese Zirkulationszelle ist gut isoliert von der restlichen Luft und wird als „Polarwirbel“ bezeichnet. Der polare Wirbel existiert bis in das Frühjahr hinein. Auf der Südhalbkugel bildet sich im dortigen Winter ein ähnliches System mit entgegenge-

setzten Winden aus, das jedoch intensiver ist und weniger Störungen unterliegt. Vor allem der arktische polare Wirbel wird regelmäßig vom Brechen der planetaren Wellen gestört, die durch Störungen der nordhemisphärischen Zirkulation bestimmt sind. Der Grund für das häufigere Auftreten der Wellenbrechung in der Nordhemisphäre ist zum einen durch die dortige komplexere Topografie bestimmt. Zum anderen kann man auch zeigen, daß sich vor allem im Falle eines Windsystems mit Strömungen in Richtung der Erdrotation (also Westwinden) die Wahrscheinlichkeit der Wellenbrechung erhöht. Dies bedingt auch, daß der größte Netto-Massentransport von den Äquatorialregionen zum Pol hin auf der Nordhemisphäre im Winter und Frühjahr stattfindet. Insgesamt läßt sich zeigen, daß die Prozesse in den Polarregionen nicht-lokal verursacht werden und eng mit den Tropen verknüpft sind. Vertiefend wird die Problematik zwischen Ursache und Wirkung beschrieben von z.B. Holton et al. [1995].

Diabatische Prozesse

Das schnelle Aufsteigen von Luft in den Tropen führt dazu, daß die Luftmassen aufgrund der adiabatischen Expansion kälter werden als es dem Strahlungsgleichgewicht entspricht. Beim Transport in Richtung der Pole heizt sich die Luft aufgrund der solaren Einstrahlung auf. In den Polarregionen führt das Absinken dann genau zum gegenteiligen Effekt, durch das Absinken werden die Luftmassen komprimiert und wärmer als es dem Strahlungsgleichgewicht entspräche (Das ist im übrigen der Grund, warum die untere polare Winterstratosphäre wärmer oder zumindest nicht viel kälter ist als die tropische Stratosphäre). Für die Polarregionen bedeutet dies, daß die Luftmassen im Laufe der Zeit *diabatisch* abkühlen unter Abgabe von Energie — in Form thermischer Strahlung — an die Umgebung. Das führt zu einer Änderung der potentiellen Temperatur von Luftmassen im Laufe des Polarwinters und einem insgesamt Absinken der Luft im Winter. Dies ist deutlich im Polarwirbel zu erkennen. Die Luft sinkt im Polarwirbel ab und wird komprimiert. Dadurch steigt die Gesamtsäule der Spurengase im Wirbel an. Ohne einen chemischen Ozonabbau wird im Frühjahr innerhalb des Wirbels ein Maximum der Ozongesamtsäule beobachtet.

Hier sei noch kurz angemerkt, daß das Absinken in den Polarregionen durch die Wellenaktivität angetrieben wird. Wenn das Absinken durch das Kühlen aufgrund der verminderten Sonneneinstrahlung stattfinden würde, wären die Luftmassen nicht wärmer als das Strahlungsgleichgewicht!

Potentielle Vorticity (PV)

Eine nützliche Größe zur Analyse der polaren stratosphärischen Zirkulation ist die potentielle Vorticity PV oder potentielle Wirbelstärke. Auf einer gegebenen Isentrope ist sie:

$$PV = g \frac{\partial \theta}{\partial p} \left(f - \frac{1}{r \cos \phi} \frac{\partial (u \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{r \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right)$$

mit f als Coriolisparameter, θ als potentieller Temperatur, g als Erdbeschleunigung, p als Druck, r als Erdradius, u und v als Wind in zonaler bzw. meridionaler Richtung, und λ, ϕ als geographische Länge bzw. Breite. Der geklammerte Term ist dabei die absolute Rotation des Windfeldes und der Faktor davor beschreibt die Schichtdicke. Die Schichtdicke besagt anschaulich, daß sich die Rotation der Luft vergrößern muß, wenn man die Luftmasse um ihre Drehachse in die Länge zieht und somit schmaler macht. Die im Rahmen dieser Arbeit verwendete Maßeinheit der potentiellen Vorticity ist die PVU (PV Unit), die gegeben ist als

$$1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$$

Für adiabatischen Prozesse ist die PV eine Erhaltungsgröße. Auf der Skala weniger Tage ist die Änderung der PV aufgrund diabatischer Prozesse vernachlässigbar. Deshalb wird sie häufig als dynamischer Tracer verwendet, der Luftmassen sozusagen markiert und anhand derer man sie verfolgen und unterscheiden kann. Insbesondere ist das Zentrum des Polarwirbels durch die höchste PV gekennzeichnet, die dann zum Wirbelrand hin abfällt. Die Grenze des polaren Wirbels wird typischerweise über die PV bestimmt. Neben gewissen Faustformeln haben Nash et al. [1996] eine objektivere Definition des Wirbelrandes gefunden. Die Autoren geben an, daß der Wirbelrand dem größten Gradienten der PV entspricht in Abhängigkeit der Fläche, die von PV-Konturen eingeschlossen werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die 475 K Isentrope als repräsentative Ebene für die Analyse der Lage und Form des Polarwirbels gewählt und Untersuchungen vor allem im Kapitel 4 über die Größe und Position des Wirbels beziehen sich auf diese Höhe. Abbildung 2.4 stellt das Wirbelinnere (dunkle Fläche) und den Wirbelrand (helle Fläche) auf der 475 K Isentrope dar für den 12. März 1998 nach der Definition von Nash. Der äußere Wirbelrand entspricht für diesen Tag 28 PVU und der innere Wirbelrand 46 PVU.

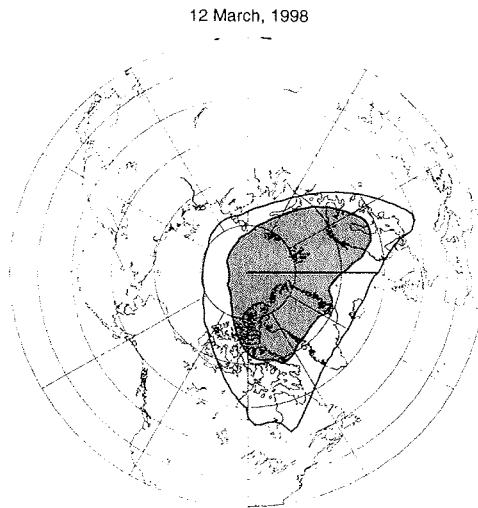


Abbildung 2.4. Beispiel für die Lage des Polarwirbels auf der 475 K Isentrope. Dargestellt ist die Situation am 12. März 1998 in einer nordpolzentrierten stereografischen Projektion. Der 0° Meridian befindet sich rechts. Jeder 10te Breitengrad von 80° bis 30° ist verzeichnet. Der Wirbelrand wurde nach Nash et al. [1996] definiert mit einem Randbereich von 28 bis 46 PVU an diesem Tag. Die dunkle Fläche beschreibt das Wirbelinnere und die helle Fläche den Wirbelrand.

2.3. Ozonchemie der Stratosphäre

Die Ozonverteilung in der Stratosphäre wird durch das Zusammenspiel zwischen Photochemie und vertikalen Transporten bestimmt. Ozon wird photochemisch am stärksten gebildet in der oberen Stratosphäre bei ca. 40 km. Abbildung 2.5 zeigt das zonale Mittel des Ozon-VMRs in Abhängigkeit der geographischen Breite für März 1979 aus Messungen des Satelliteninstrumentes LIMS (Limb Infrared Monitor of the Stratosphere) auf dem Satellit Nimbus 7 (aus Remsberg et al. [1984]) und das Totalozon aus simultanen Messungen des Satelliteninstrumentes TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) auf demselben Satelliten. In den Tropen befindet sich ein Ozon-VMR-Maximum in etwa 40 km Höhe. Aufgrund des starken Aufstiegens der Luft in den Tropen gelangt das Ozon nicht in die unteren, dichteren Luftschichten und die Ozongesamtsäule ist in den Tropen interessanterweise am geringsten. In den Polarregionen ist zwar das Ozon-VMR in den oberen Höhen geringer, jedoch wird aufgrund des Absinkens der Luft Ozon in niedrigere Höhen transportiert, wo Ozon chemisch nahezu inaktiv ist. Somit kommt es zu einer Art Anreicherung des Ozons in der unteren Stratosphäre und die Ozongesamtsäule ist in den Polarregionen am größten. Zum vertiefenden Lesen sei Wayne [1991] empfohlen.

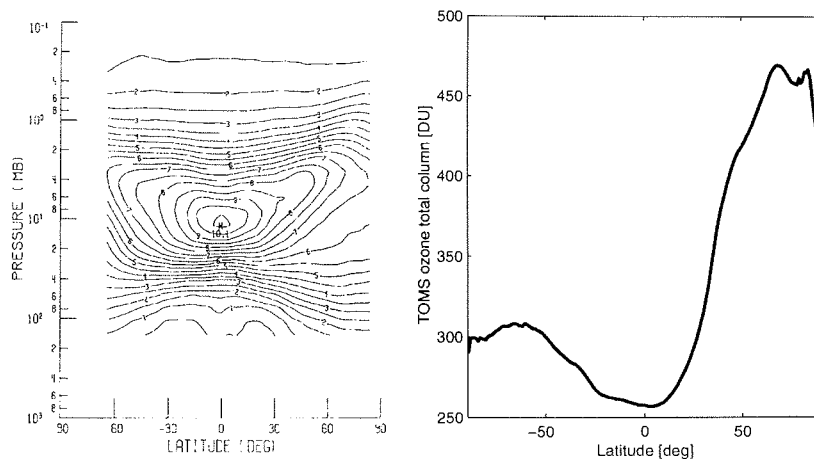
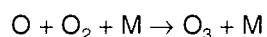
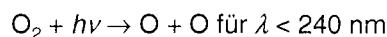


Abbildung 2.5. Zonale Mittel des Ozon-VMRs und des Totalozons. Die linke Abbildung stellt die höhenaufgelösten Ozonmessungen des Satelliteninstrumentes LIMS aus März 1979 dar. Die rechte Abbildung sind simultane Messungen des Satelliteninstrumentes TOMS aus derselben Periode. In der linken Abbildung ist in der tropischen Stratosphäre ein Maximum des Ozon-VMRs zu erkennen und abnehmendes VMR in dieser Höhe in Richtung der Pole. Das Totalozon (rechte Abbildung) zeigt ein gegenteiliges Verhalten mit einem Minimum in den Tropen und ansteigenden Werten zu den Polen. Ursache für das ansteigende Totalozon in den Polarregionen ist das dortige großskalige Absinken der Luftmassen. (Linke Abbildung entnommen aus Remsberg et al. [1984])

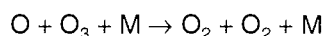
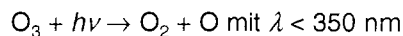
Ozonproduktions- und abbauzyklen

Ozon wird durch Photolyse von molekularem Sauerstoff in der Stratosphäre gebildet, wobei die schädliche UV-Strahlung absorbiert wird:

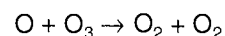
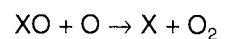
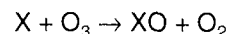


mit M als notwendiger Stoßpartner. Die Ozonproduktion wird durch die Intensität der UV-Strahlung bestimmt. In den Tropen ist die Einstrahlung am größten, somit wird dort am meisten Ozon produziert. Das Auftreten eines Maximums im Ozonprofil ist bestimmt durch die Menge an O_2 — direkt proportional zur Luftdichte — und durch die Intensität der UV-Strahlung, die durch den obigen Absorptionsprozess in niedrigeren Höhenschichten geringer wird.

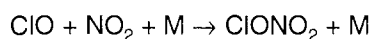
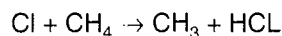
Der Ozonabbau geschieht durch die Photolyse des Ozons und der Reaktion mit molekularem Sauerstoff



sowie in katalytische Zyklen



mit X als Katalysator wie NO, OH, Cl oder Br. Der wichtigste katalytische Zyklus der unteren und mittleren Stratosphäre ist der NO-Zyklus. Die katalytischen Reaktionen werden abgebrochen durch Bildung von Reservoirdgasen. Im Zusammenhang mit dem Ozonloch sind vor allen die Reservoirdgase für Cl interessant. Die beiden wichtigsten Bildungsprozesse der Cl-Reservoirdgase HCl und ClONO₂ sind:



Das Chlor ist einer der effektivsten Katalysatoren, jedoch befindet es sich in der unteren Stratosphäre hauptsächlich in den Reservoirdgasen. Der noch effektivere Katalysator Br ist nur in geringen Mengen in der Atmosphäre vorhanden. Eine recht vollständige Übersicht über die katalytischen Reaktionen in der Stratosphäre sind bei Lary [1997] zu finden.

Heterogene Reaktionen, Ozonloch

Bei der Entdeckung des Ozonlochs durch Farman et al. [1985] wurde die Ursache in den katalytischen Reaktionen des Chlors vermutet. Jedoch ließ sich mit reiner Gasphasenchemie nicht die gewaltige Aktivierung des Chlors aus den Reservoirgasen erklären. In der folgenden Zeit wurden die Reaktionen an der Oberfläche von Partikeln in der Stratosphäre als Ursache der schnellen Aktivierung ausgemacht. Neben den flüssigen Sulfataerosolpartikeln, dem Hintergrundaerosol vor allem aus Vulkanausbrüchen, waren schon länger die polaren stratosphärischen Wolken (PSC vom englischen polar stratospheric clouds) bekannt, die sich bei sehr niedrigen Temperaturen in der Stratosphäre ausbilden können. Unterhalb einer Grenze von etwa 195 K bilden sich Wolken aus Partikeln, deren Oberflächen über heterogene Reaktionen zur Aktivierung des Chlors aus den Reservoirdgasen führen. Über die Zusammensetzung und den Aggregatzustand der PSC-Partikel wird derzeit diskutiert. Wahrscheinlich bestehen sie aus Wasser und Salpetersäure, vielleicht besitzen sie aber auch einen Kern aus Hintergrundaerosol (siehe z.B. Koop et al. [1997]). Bei Temperaturen unter 188 K können sich auch reine Wassereispartikel bilden. Sehr kaltes Hintergrundaerosol unter 195 K kann — ohne eine Wolkenbildung im eigentlichen Sinne — ebenso als Oberfläche für nennenswerte Chloraktivierung

dienen [Kawa et al., 1997]. Die wichtigsten heterogenen Chloraktivierungsreaktionen an Partikeloberflächen sind:



Die Salpetersäure wird dabei in den Partikeln eingelagert. Diese Reaktionen benötigen kein Sonnenlicht. Gelangt in dieser Weise vorkonditionierte Luft in sonnenbeschienene Regionen, so wird *Cl* durch Photolyse des Cl_2 und *HOCl* freigesetzt und der effektive katalytische Ozonabbau beginnt. Er wird unterbrochen, wenn *Cl* in die Reservoirgase zurückgeführt wird. Für die genauen Abbauzyklen siehe z.B. Wayne [1991].

2.4. Meteorologische Analysen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zwei unterschiedliche meteorologische Analysen verwendet.

European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF)

Die meteorologischen Felder des ECMWF stammen aus der operationellen Wettervorhersage. Sie liegen in einer spektralen Darstellung auf Kugelflächenfunktionen vor und werden auf ein regelmäßiges Gitter von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ projiziert. Insgesamt beinhaltet die Analyse die Temperatur- und Windfelder auf 5 stratosphärischen Schichten auf 100, 70, 50, 30 und 10 hPa. Die oberste Schicht entspricht etwa 30 km Höhe. Als weitere daraus abgeleitete Größen sind die Höhe der Isentropen 350 K, 380 K, 400 K, 435 K, 475 K, 550 K und 675 K sowie die PV auf diesen Isentropenflächen erhältlich. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die täglichen, analysierten Windfelder und PV-Felder für 12 Uhr UTC (Greenwich Zeitzone) verwendet. Die Windfelder wurden geeignet auf die 475 K Isentrope interpoliert.

National Center for Environmental Prediction (NCEP) der USA

Die Analysen des NCEP basieren nicht auf einer Datenassimilation, sondern es werden Temperaturfelder und Geopotentialhöhenfelder mit Hilfe der objektiven Analyse räumlich zwischen Punkten realer Messungen interpoliert. Das vertikale Gitter in der Stratosphäre reicht von 70 hPa bis 0.4 hPa (entsprechend etwa 50 km). In der Troposphäre und unteren Stratosphäre gehen Radiosonden in die Analyse ein, darüber die Messungen des Satelliten TIROS Operational Vertical Sounder. Im Rahmen dieser Arbeit fließen die Temperatur- und

Druckprofile der NCEP-Analyse für Ny-Ålesund in die Auswertung der Mikrowellen-Daten ein. Vorteil der NCEP-Analyse gegenüber dem ECMWF ist, daß die Radiosonde in Ny-Ålesund direkt in die NCEP-Profile einfließt. Zum anderen reichen die NCEP-Profile bis in die obere Stratosphäre und entsprechen dort aktuellen Messungen und nicht einer Klimatologie.

2.5. Trajektorienrechnungen, Reverse-domain-filling

Eine Methode zur Untersuchung des atmosphärischen Transports ist die Simulation der Luftmassenbewegung mit Hilfe von Windfeldern. Die *Trajektorien* beschreiben den Weg der Luftmassen. Man unterscheidet zwischen *Vorwärtstrajektorien* — den zukünftigen Weg der Luftmassen — und *Rückwärtstrajektorien* — den schon zurückgelegten Weg der Luftmassen. Sind die Windfelder bekannt, verbirgt sich hinter Trajektorienberechnungen die Lösung der simplen Differentialgleichung

$$\partial \mathbf{x}_{\text{Ort}} / \partial t = \mathbf{w}$$

die besagt, daß die Änderung der Position \mathbf{x}_{Ort} der Luftmasse mit der Zeit t dem Wind \mathbf{w} entspricht. Betrachtet man die Luftbewegung adiabatisch, also auf Isentropen und ist der Wind auf Isentropen gegeben, so handelt es sich um ein zweidimensionales Gleichungssystem. Auf Zeitskalen weniger Tage sind diabatische Prozesse und somit die vertikale Bewegung der Luft durch Isentropenflächen hindurch gut vernachlässigbar. Hauptaufgabe bei der Implementierung eines Trajektorienmodells ist die räumliche, temporale und vertikale Interpolation globaler Windfelder auf Isentropenflächen. Das in dieser Arbeit verwendete Trajektorienmodell ist ausführlich in Sinnhuber [1999] beschrieben. Als Windfelder wurden in der vorliegenden Arbeit die Windfelder des ECMWF auf einem $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter verwendet.

Reverse-domain-filling

Die Reverse-domain-filling (RDF) Berechnungen stellen eine Anwendung des Trajektorienmodells dar. Ziel des RDF ist es, die Auflösung räumlich schlecht aufgelöster Tracer-Felder zu verbessern. Die zugrundeliegende Idee ist, daß sich durch Advektion von grob aufgelösten Feldern — auch mit grob aufgelösten Windfeldern — schon nach kurzer Zeit kleine Strukturen bilden. Einige Veröffentlichungen haben sich mit der Frage beschäftigt, ob die so errechneten Felder mit realen Feldern übereinstimmen [z.B. Fairlie et al., [1997], Sinnhuber et al. [1996]]. Als Ergebnis läßt sich zusammenfassen, daß die Bildung von

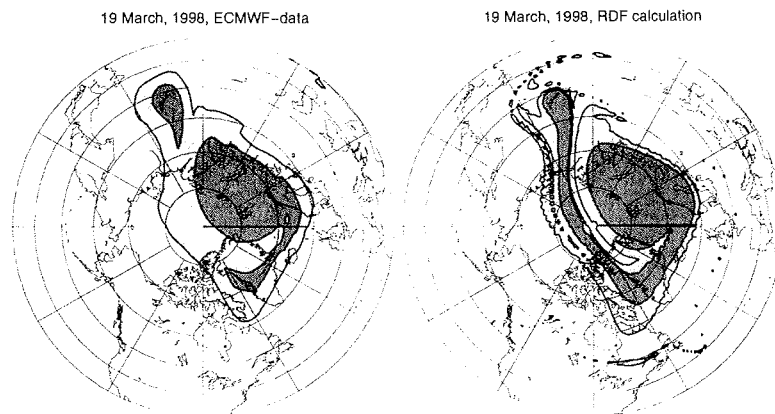


Abbildung 2.6. Auflösungsverbesserung von PV-Karten mit Hilfe von RDF-Rechnungen am Beispiel des 19. März 1998. Auf beiden Abbildungen ist die Lage des Polarwirbels dargestellt, links anhand der PV-Analyse des ECMWF und rechts anhand einer RDF-Rechnung (10 Tage). Die RDF-Rechnungen werden mit PV-Feldern initialisiert, die der räumlichen Auflösung der linken Abbildung entsprechen. Die dunklen Flächen in den Grafiken entsprechen dem Wirbelinneren und die hellen Flächen dem Wirbelrand. Die RDF-Rechnung ist deutlich detaillierter. Man erkennt eine sich ablösende Zunge und ein Filament mit Luft von außerhalb des Wirbels. In der linken PV-Karte ist die Zunge nur angedeutet erkennbar und die beginnende Einmischung von Luft von außerhalb des Wirbels ist nur zu erahnen.

kleinen Strukturen prinzipiell richtig wiedergegeben wird, jedoch neigt die Methode dazu, zu viele kleine Strukturen zu erzeugen. Fairlie et al. [1997] untersuchten RDF-Rechnungen von PV-Feldern zur Analyse von Messungen mit flugzeuggetragenen Instrumenten. Die Autoren geben an, daß die RDF-Rechnungen geeignet sind, Strukturen, die in groben PV-Karten ersichtlich oder angedeutet sind, zu verdeutlichen. Jedoch ist die Übereinstimmung feiner Strukturen mit den Messungen schlecht. Als Vorteil der RDF-Methode wird angegeben, daß die Struktur der Luftmassenströmungen deutlich abgebildet wird.

Zur Berechnung der RDF-Felder werden Rückwärtstrajektorien gleichzeitig an vielen Positionen der Hemisphäre gestartet, am besten auf einem regelmäßigen Gitter. Die Position aller Luftmassen nach z.B. zehn Tagen wird ermittelt und im grob aufgelösten Tracer-Feld des entsprechenden Tages der Wert zur Position der Luftmasse gesucht. Dem Gitterpunkt am *Starttag* wird dann dieser Wert zugeordnet. Im Rahmen dieser Arbeit wurden hochaufgelöste PV-Felder aus den grob aufgelösten PV-Feldern des ECMWF anhand von RDF-Rechnungen mit 10 Tagen Rückwärtstrajektorien errechnet. In Abbildung 2.6 ist das PV-Feld aus der ECMWF-Analyse vom 19. März 1998 zu sehen und das entsprechende RDF-PV-Feld. Die Struktur des Wirbels ist im RDF-Feld besser erkennbar und die kleine sich ablösende Zunge ist in dem groben ECMWF-PV-Feld nur angedeutet zu sehen.

3. Die Meßgeräte in Ny-Ålesund

An der arktischen Station des Network for the Detection of Stratospheric Change (NDSC) in Ny-Ålesund (78.9°N, 11.9°O) sind mehrere Geräte zur Bestimmung des Ozongehalts der Atmosphäre vorhanden. Die Liste der Geräte umfaßt passive, aktive und in-situ System, Messungen im Ultravioletten (UV), im Sichtbaren, im Infraroten (IR) und im Mikrowellenbereich und Messungen der Absorption und Emission. Insgesamt werden sechs unterschiedliche Meßsysteme an der Station betrieben, die einen Querschnitt der gebräuchlichen ozonmessenden Geräte darstellen und sich ergänzende Informationen über stratosphärisches Ozon liefern. Im einzelnen:

- das **R**adiometer für **A**tmosphärenphysikalische **M**essungen (RAM) der Universität Bremen in Kooperation mit dem Alfred-Wegener-Institut,
- das **D**ifferential **O**ptical **A**bsorption **S**pektrometer (DOAS), Universität Bremen
- das **S**ystème d'**A**nalyse de l'**O**bservation **Z**énithale (SAOZ), das dem DOAS im wesentlichen entspricht. Im Verlauf der Arbeit werden nur Daten des DOAS Instrumentes und nicht des SAOZ-Instrumentes verwendet
- das **F**ourier **T**ransform **I**nfra**R**ed Spektrometer (FTIR), Alfred-Wegener-Institut
- das **D**ifferential **A**bsorption **L**IDAR (DIAL-LIDAR), Alfred-Wegener-Institut
- die **e**lectrochemical-concentration-**c**ell Ozonsonden (ECC-Ozonsonden), Alfred-Wegener-Institut

Zudem gibt es für den betrachteten Zeitraum Messungen dreier satellitengestützter Systeme, die regelmäßig in hohen Breiten messen:

- **G**lobal **O**zone **M**onitoring **E**xperiment (GOME)
- **T**otal **O**zone **M**apping **S**pectrometer (TOMS)
- **M**icrowave **L**imb **S**ounder (MLS)

In diesem Kapitel werden die experimentellen Aufbauten, physikalischen Meßprinzipien sowie die Auswertung vorgestellt. Ein längeres Unterkapitel wird dem

Mikrowellenradiometer RAM gewidmet sein, das unter anderen auch Umbauten am Gerät im Rahmen dieser Arbeit beschreibt. Ein abschließendes Unterkapitel faßt die Eigenschaften der Geräte zusammen. Dadurch wird insbesondere verdeutlicht, daß die Verschiedenartigkeit der vertikalen, horizontalen und temporalen Auflösungsvermögen der Meßgeräte sowie der Meßgröße, in der das Ozon nachgewiesen wird, es sehr schwer macht, die Ozonwerte *direkt* miteinander zu vergleichen. In den Kapiteln 5 und 7 werden die Ergebnisse dieses Kapitels aufgegriffen, um die Ozonwerte in eine vergleichbare Form zu überführen.

3.1. Das Radiometer für Atmosphärenphysikalische Messungen (RAM)

Mikrowellenradiometer zur Erforschung der Ozonschicht gehören zur Standardausstattung von NDSC-Stationen. Seit November 1994 ist das Radiometer für Atmosphärenphysikalische Messungen (RAM) in Ny-Ålesund ganzjährig operationell im Betrieb. Es wurde entwickelt und erbaut am Institut für Fernerkundung der Universität Bremen [Klein, 1993] und war ab Winter 1992/93 auf Kampagnenbasis im Einsatz. Inzwischen wird das Radiometer im Rahmen einer Kooperation zwischen dem Alfred-Wegener-Institut und dem Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, betrieben. Nach einigen instrumentellen Verbesserungen in der Vergangenheit (für eine Übersicht aller Umbauten siehe Wohltmann [1998]), befindet sich das RAM seit 12. Februar 1997 in der jetzigen Konfiguration. In dieser Arbeit werden die Daten der Konfiguration nach dem 12. Februar 1997 verwendet.

Die Mikrowellenradiometrie basiert auf der spektral aufgelösten Messung von thermisch induzierten Rotationsübergängen. Aus der Form und Intensität der Linie kann auf die Höhenverteilung des Spurengases geschlossen werden. Das RAM mißt einen Rotationsübergang des Ozons bei der Mittenfrequenz bei 142.17504 GHz über eine Bandbreite von insgesamt 1.65 GHz. Im folgenden wird die Erzeugung von Linien, die Linienform und Strahlungstransfer im Mikrowellenbereich dargestellt. Der Einfluß des troposphärischen Strahlungsanteils wird gesondert erläutert. Im Anschluß daran wird das RAM-Experiment und die Auswertung vorgestellt. Insbesondere werden dabei die Änderungen am Gerät und an der Auswertung diskutiert, die im Rahmen dieser Arbeit entstanden sind (Kapitel 3.1.3 und 3.1.4). Mit Hinblick auf die Vergleichbarkeit der RAM-Profile mit Ergebnissen anderer Meßgeräte widmet sich ein Unterkapitel der Hörenauflösung des RAMs und deren Interpretation. Abgeschlossen wird

das Kapitel mit einer Übersicht der Meßdaten für den später durchgeführten Vergleich.

3.1.1. Strahlungstransfer

Bei der Mikrowellenradiometrie wird die Wechselwirkung zwischen elektromagnetischer Strahlung und Spurengasen ausgenutzt, um Informationen über das betreffende Spurengas zu erhalten. Die Mikrowellenradiometrie mißt Strahlung, die ständig von thermisch induzierten Rotationsübergängen der Spurengase emittiert werden. Aus der gemessenen spektralen Verteilung der Strahlungsintensität kann auf das Spurengasprofil geschlossen werden. Dazu muß die Beeinflussung der Strahlung beim Weg durch die Atmosphäre im Mikrowellenbereich (Strahlungstransfer) und die darin eingehende molekulare Absorption des Ozons bekannt sein. Durch Auflösung des Strahlungstransfers (Formel 3.2 unten) nach der molekularen Absorption (=Emission) des Ozons, erhält man Informationen über die vertikale Ozonverteilung der Atmosphäre (siehe Kapitel 3.1.6).

Strahlungstransfer

Die Strahlung auf dem Weg durch eine Atmosphärenschicht ändert sich nach dem Kirchhoffschen Gesetz proportional zur Absorption dieser Schicht. Die Änderung der Intensität I_ν bei der Frequenz ν beim Durchgang durch die Atmosphärenschicht dz ist gegeben als

$$\frac{dI_\nu}{dz} = \alpha_\nu (-I_\nu + S_\nu) \quad (3.1)$$

mit α_ν als Absorptionskoeffizient und S_ν als Quellterm. Die Streuung im Mikrowellenbereich ist im allgemeinen vernachlässigbar wegen der geringen Größe möglicher Streuer im Vergleich zur Wellenlänge. Das ist im übrigen auch der wesentliche Grund, weshalb Mikrowellenmessungen bei bewölktem Himmel durchgeführt werden können — ein wichtiger Vorteile der Mikrowellenradiometrie gegenüber vielen optischen Verfahren. Im thermodynamischen Gleichgewicht ist der Quellterm gegeben durch die Planck-Funktion $B_\nu(T)$

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{h\nu/k_B T} - 1}$$

mit h als Plancksches Wirkungsquantum, ν als Frequenz, c als Lichtgeschwindigkeit, k_B als Boltzmann-Konstante und T der physikalischen Temperatur. Integriert man die Formel 3.1 von der Oberkante der Atmosphäre bis zur Höhe

des Beobachters z_0 , so erhält man eine Fredholmsche Integralgleichung erster Art:

$$I_\nu(z_0) = I_\nu(z_\infty) e^{-\tau_\nu(z_\infty)} + \int_{z_0}^{z_\infty} \alpha_\nu(z) \mu(z) B_\nu(z) e^{-\tau_\nu(z)} dz \quad (3.2)$$

mit $I_\nu(z)$ als Intensität, α_ν als Absorptionskoeffizient, τ_ν als Opazität, und μ als Airmassfaktor. Die Opazität τ_ν beschreibt die gesamte Absorption von der Höhe des Beobachters z_0 bis zur Höhe z :

$$\tau_\nu(z) = \int_{z_0}^z \alpha_\nu(z') dz'$$

Als Transmission χ wird dabei $\chi = e^{-\tau}$ bezeichnet.

Der Airmassfaktor μ ist das Verhältnis der Weglänge s durch die Atmosphäre zur Änderung der Höhe z entlang des Weges. Für Beobachtungen vom Boden aus mit einem Elevationswinkel θ_{Observ} ergibt sich für die sphärische Geometrie der Erde:

$$\mu(z) = \left. \frac{ds}{dz} \right|_z = \frac{1 + z/r}{\sqrt{\sin^2 \theta_{\text{Observ}} + 2z/r + z^2/r^2}}$$

mit r als Erdradius.

In der Mikrowellenradiometrie wird als übliche Maßeinheit der Strahlungsleistung die Strahlungstemperatur T_B verwendet. Historisch gesehen ist sie entstanden aus der Rayleigh-Jeans-Näherung und dem Antennentheorem, das die Dispersion mit der empfangenen Wellenlänge im Mikrowellenbereich verknüpft. Verallgemeinert wird die Strahlungstemperatur inzwischen auch außerhalb der Gültigkeit der Rayleigh-Jeans-Näherung verwendet und ist gegeben als

$$T_B = \frac{1}{k_B} \frac{c^2}{\nu^2} I_\nu \quad (3.3)$$

Im Gültigkeitsbereich der Rayleigh-Jeans-Näherung ist $T_B \approx T_{\text{physikalisch}}$. Für den Wellenlängenbereich um 140 GHz und Temperaturen über 30 K ist in guter Näherung $T_B \approx T_{\text{physikalisch}} - 3.4$ K.

Absorption der Ozonrotationsübergänge

Die Absorption α läßt sich schreiben als

$$\alpha(\nu, z) = n(z) \sum_j S_j(T(z)) F(\nu, \nu_{0,j}, T(z), p(z)) \quad (3.4)$$

mit $n(z)$ der Anzahl der Absorber pro Volumen, $S_j(T)$ der Linienstärke des Übergangs j und $F(\nu, \nu_{0,j}, T, p)$ dem Formfaktor, der die spektrale Form des Übergangs beschreibt mit $\nu_{0,j}$ als Mittelfrequenz des Übergangs. Der Index j bezeichnet alle Übergänge, über die summiert wird. Die Form der Linie wird bestimmt durch drei Verbreiterungsmechanismen, der natürlichen Linienbreite, der Dopplerverbreiterung aufgrund der Eigenbewegung der Emitter relativ zur Emissionsrichtung und der Druckverbreiterung aufgrund von Stößen zwischen den Molekülen. Die natürliche Linienbreite im Mikrowellenbereich ist vernachlässigbar klein. Die Dopplerverbreiterung läßt sich aus dem Geschwindigkeitsspektrum der Eigenbewegung ableiten, die als Maxwell-Verteilung angesetzt wird. Die Dopplerverbreiterung ist dann abhängig von der Temperatur und entspricht einer Gaußschen Glockenkurve:

$$F_{Doppler}(\nu, \nu_{0,j}, T) = \frac{1}{\sqrt{\pi} \Delta\nu_D} \exp \left[- \left(\frac{\nu - \nu_{0,j}}{\Delta\nu_D} \right)^2 \right]$$

Der Parameter $\Delta\nu_D$ (Abstand der Wendepunkte der Formfaktorfunktion von der Linienmitte) ist darin gegeben durch

$$\Delta\nu_D = \frac{\nu_{j0}}{c} \sqrt{\frac{2 k_B T}{m_{\text{Molekül}}}}$$

mit $m_{\text{Molekül}}$ als Molekülmasse und c als Lichtgeschwindigkeit.

Wichtiger in den unteren Höenschichten wird die Druckverbreiterung der Linien aufgrund von Stößen zwischen Molekülen. Im Mikrowellenbereich wird der Formfaktor der Druckverbreiterung als van Vleck-Weisskopf-Funktion angesetzt, die der Überlagerung zweier Lorentz-Linien — einer Linie mit Mittenfrequenz $\nu_{0,j}$ und einer Spiegellinie mit negativer Mittenfrequenz $-\nu_{0,j}$ — entspricht:

$$F_{\text{Druck}}(\nu, \nu_{0,j}, T) = \pi^1 \left(\frac{\nu}{\nu_{0,j}} \right)^2 \left(\frac{\Delta\nu_C}{(\nu - \nu_{0,j})^2 + \Delta\nu_C^2} + \frac{\Delta\nu_C}{(\nu + \nu_{0,j})^2 + \Delta\nu_C^2} \right)$$

mit $\Delta\nu_C$ als Lorentz-Linienbreite. Sie wird allgemein angesetzt als

$$\Delta\nu_C = w p (T_0/T)^{x_T} \quad (3.5)$$

mit w als Druckverbreiterungsparameter, p dem Druck und x_T der Temperaturabhängigkeit der Druckverbreiterung. Typischerweise wird die Druckverbrei-

terung und die Temperaturabhängigkeit aus Labormessungen in der Nähe der Raumtemperatur bestimmt. Für den in dieser Arbeit betrachteten Rotationsübergang des Ozons bei 142.17504 GHz liegt w bei 2.5 GHz/1000 hPa für $T = T_0 = 300$ K.

Die Voigt-Linienform beschreibt die Formfunktion, die aus der Berücksichtigung der Doppler- und der Druckverbreiterung entsteht:

$$F_{\text{Voigt}}(\nu, \nu_{0,j}, T) = \int F_{\text{Druck}}(\nu - \nu', \nu_{0,j}, T, p) F_{\text{Doppler}}(\nu', \nu_{0,j}, T) d\nu'$$

Diese Funktion kann nur numerisch genähert werden. Im später benutzten Strahlungstransfermodell wird die Berechnung nach Drayson [1976] verwendet.

Die Linienstärke eines Übergangs ist bestimmt durch die Eigenschaften des Moleküls, den Energien der beteiligten Niveaus und der Besetzung der Niveaus. Rosenkranz [1993] gibt die Linienstärke eines Übergangs von Niveau k zu Niveau l an als

$$S_{k \rightarrow l}(T) = \frac{8\pi^3 \nu_{0,k \rightarrow l} \eta g_k}{3hcQ(T)} (e^{-E_k/k_B T} - e^{-E_l/k_B T})$$

mit η als abgeleitete Größe aus dem Dipolmoment, g_k als statistisches Gewicht aufgrund des Kernspins des Zustands k , $Q(T)$ als Zustandssumme und $E_{k/l}$ als Energie der Zustände k und l . Als Näherung dieser Formel, die im später verwendeten Strahlungstransfermodell Eingang findet, gibt Rosenkranz [1993] an

$$S_j(T) = S'(T_0) Q_{\text{elec}}(T)^{-1} Q_{\text{vib}}(T)^{-1} (T/T_0)^m \exp[b(1 - T_0/T)]$$

Die Werte $S'(T_0)$, T_0 und b sind Tabellen zu entnehmen. Die elektronische Zustandssumme ist für Ozon bei den betrachteten Temperaturen in guter Näherung $Q_{\text{elec}}(T) = 1$. Der Exponent m ist für Ozon 2.5. Die vibronische Zustandssumme ist genähert zu

$$Q_{\text{vib}}(T) = \prod_v \left[1 - \exp\left(\frac{\hbar\omega_v}{k_B T}\right) \right]^{-d_v}$$

mit $\hbar\omega_v$ der Energie der Vibrationsniveaus v und d_v der Entartung der Niveaus. Das Produkt wird nur über die Fundamentalmoden ausgeführt. In Tabelle 3.1 sind alle Größen der Ozonlinie bei 142.17504 GHz aufgeführt.

Troposphärische Absorption

Beim Durchtritt der Strahlung durch die Troposphäre wird die Ozonlinienstrahlung aus der Stratosphäre zusätzlich abgeschwächt. Die Absorption ist bedingt

Tabelle 3.1. Linienparameter des Rotationsübergangs des Ozons bei 142.17504 GHz.

$\nu_0 = 142.17504 \text{ GHz}$
$S(T_0) = 0.7388 \cdot 10^{-12} \text{ cm}^2 \text{ Hz}$
$b = 0.231$
$m = 2.5$
$w = 2.50 \text{ GHz}/1000 \text{ hPa}$
$x_T = 0.70$
$T_v = 1008 \text{ K}, 1499 \text{ K}, 1587 \text{ K als } \hbar\omega_v / k_B$
$d_v = 1$

durch Kontinuumsabsorption des Wasserdampfs (und kleinerer Beiträge des Sauerstoffs und des Stickstoffs). Das Kontinuum entsteht durch die Überlagerung von Flanken weit entfernter sehr starker Linien. Im Bereich der Ozonlinie besitzt das Kontinuum praktisch keine spektralen Signaturen mehr und kann als Gerade genähert werden. Die gemessene Intensität in der Höhe des Beobachters z_0 entspricht dann der abgeschwächten stratosphärischen Ozonlinie und dem additiven Emissionsanteil des Kontinuums. Um den Einfluß der Kontinuumsabsorption herauszurechnen, wird die Atmosphäre als Zweischichtmodell genähert:

- die obere Schicht ist die Stratosphäre. Die Ozonlinie stammt fast ausschließlich aus der Stratosphäre und es existiert dort keine Kontinuumsabsorption
- die untere Schicht ist die Troposphäre. Aufgrund der Kontinuumsabsorption wird die stratosphärische Ozonlinie breitbandig abgeschwächt. Die Temperatur der Schicht wird als konstant angesetzt und die Schicht emittiert entsprechend der Absorption auch breitbandig.

Für den Strahlungstransfer (Formel 3.2) umgerechnet in Strahlungstemperatur (Formel 3.3) und der Einbeziehung des troposphärischen Anteils ergibt sich

$$T_{B,\text{gemessen}} = \chi_{Trop} T_{B,\infty} + \chi_{Trop} T_{B,Ozon} + (1 - \chi_{Trop}) \overline{T_{B,Trop}} \quad (3.6)$$

mit χ_{Trop} als Transmission der Troposphäre, $T_{B,\infty}$ als Term der Hintergrundstrahlung von 2.7 K, χ_{Trop} als Troposphärentransmission, $T_{B,Ozon}$ als Ozonlinie und $(1 - \chi_{Trop}) \overline{T_{B,Trop}}$ als Strahlungsbeitrag der Troposphäre mit $\overline{T_{B,Trop}}$ als gewichteter mittlerer Strahlungstemperatur der Troposphäre.

Um aus den Messungen am Boden die stratosphärische Ozonlinie $T_{B,Ozon}$ zu bestimmen, muß die troposphärische Abschwächung χ_{Trop} bekannt sein.

χ_{Trop} wiederum läßt sich aus den Messungen an der Linienflanke — wo praktisch kein Ozonlinienanteil mehr vorhanden ist — ableiten, wenn $\overline{T_{B,Trop}}$ bekannt ist. Untersuchungen von Wohltmann [1998] haben gezeigt, daß man, ohne daß $\overline{T_{B,Trop}}$ bekannt sein muß, χ_{Trop} aus einer Korrelation der Außentemperatur mit der Strahlungstemperatur an der Linienflanke bestimmen kann. Somit läßt sich die unabgeschwächte stratosphärische Ozonlinie $T_{B,Ozon}$ aus den bodengebundenen Messungen bestimmen. Die Berechnung der stratosphärischen Ozonlinie aus einer Messung wird als *Troposphärenkorrektur* bezeichnet. Im Kapitel 3.1.4 wird die Troposphärenkorrektur für RAM-Messungen vorgestellt.

3.1.2. Meßprinzip und experimenteller Aufbau des RAMs

Die Messung und Verstärkung der Strahlung im Bereich dieser hohen Frequenzen ist nicht direkt möglich. Man bedient sich des Heterodynprinzips, um die Strahlung auf niedrigere Frequenzen zu konvertieren, die mit handelsüblichen Bauteilen verstärkbar sind. Die atmosphärische Strahlung bei der Frequenz ν_{atm} mit sehr geringen Intensitäten wird mit der Strahlung eines intensiven monofrequenten Lokaloszillators (LO) ν_{LO} auf dem Detektor, einem nichtlinearen Element (z.B. Schottky Diode), überlagert. Eine so betriebene Diode wird als Mischer bezeichnet. Die entstehenden Mischprodukte sind dann im wesentlichen bei folgenden Frequenzen gegeben:

$$\nu_{ZF} = |\nu_{atm} \pm m\nu_{LO}| \text{ mit } m \in \mathbf{N} \quad (3.7)$$

Die gemischten Frequenzen ν_{ZF} bezeichnet man als „Zwischenfrequenzen“. Der Hauptbeitrag wird mit $m=1$ gemischt. Möchte man nun die atmosphärische Strahlung bei 142 GHz mit Bauteilen verstärken, die bei 8 GHz sensitiv sind, so wählt man als LO-Frequenz 134 GHz. Jedoch wird ersichtlich, daß der Mischer nicht nur diese — gewünschten — Frequenzen bei $\nu_{LO} + \nu_{ZF}$ (oberes Seitenband) empfängt, sondern auch im sogenannten Spiegelseitenband $\nu_{LO} - \nu_{ZF}$ (unteres Seitenband). Als weitere Frequenzen werden auch die höheren Harmonischen mit $m > 1$ erzeugt. Nach dem Mischen ist nicht mehr unterscheidbar, ob die Strahlung ursprünglich aus dem oberen Seitenband, dem unteren Seitenband oder höheren Harmonischen stammt. Deshalb ist es notwendig, die unerwünschten Frequenzen schon vor dem Mischer zu unterdrücken (siehe unten). Das RAM benutzt einen LO mit $\nu_{LO} = 134.176404$ GHz. Der LO ist gedriftet von 134.17504 GHz, bei die Ozonlinienmitte auch genau bei der Zwischenfrequenz von 8 GHz liegen würde.

Die Ozonmessungen des RAMs werden mit der Total-Power Methode

durchgeführt. Jeder Meßzyklus beinhaltet die atmosphärische Meßphase und Kalibrationsmeßphasen. In jeder Meßphase wird die gesamte (jedoch spektral aufgelöste) Leistung gemessen, die aus dem Rauschen der einzelnen Komponenten und dem interessierenden Atmosphären- oder Kalibrationssignal besteht. Durch eine Zweipunktkalibration kann das unbekannte atmosphärische Signal vom Geräterauschen getrennt werden unter der erfüllten Annahme, daß das Empfangssystem linear arbeitet. Die Leistung P_x am Ende der Verstärkung ist gegeben als

$$P_x = G_{ain}(T_{SYS} + T_{B,x}) \quad (3.8)$$

mit G als Verstärkungsfaktor, T_{SYS} als Systemrauschtemperatur, die dem Rauschen proportional ist und $T_{B,x}$ als Strahlungstemperatur der Kalibrations- oder atmosphärischen Messung (Diese Formel enthält die Definition, daß die Leistung proportional zur Strahlungstemperatur ist. Der Verstärkungsfaktor G_{ain} enthält sowohl diese Proportionalität als auch gerätespezifische Eigenschaften.). Sind nun mindestens zwei Kalibrationsmessungen mit bekannten T_x durchgeführt worden, kann G_{ain} und T_{SYS} ermittelt werden und das unbekannte $T_{B,atm}$ einer atmosphärischen Messung ermittelt werden. Somit erhält man:

$$T_{B,atm} = \frac{P_{atm} - P_{cold}}{P_{hot} - P_{cold}} (T_{hot} - T_{cold}) + T_{cold}$$

mit P_{cold} als Leistung einer Kalibrationsmessung mit einem Schwarzkörper bei der Temperatur von flüssigem Stickstoff $T_{B,cold} = 77$ K (kalte Last), P_{hot} als Leistung einer Kalibrationsmessung mit einem Schwarzkörper bei Raumtemperatur $T_{B,hot} \approx 300$ K (warme Last) und P_{atm} als Leistung aus der atmosphärischen Messung. Die Dauer eines Meßzyklusses sollte kurz sein im Vergleich zu Schwankungen der Verstärkung G_{ain} aus Formel 3.8. Beim RAM ist die Dauer eines Meßzyklusses 6 Sekunden bestehend aus der Messung der warmen Last, der kalten Last und zwei atmosphärischen Messungen.

In Abbildung 3.1 ist der Aufbau des RAMs schematisch dargestellt. Das RAM besteht aus insgesamt zwei Empfangseinheiten (front-ends), die sich eine Verstärkerkette und ein Spektrometer (back-end) teilen. Die zwei front-ends sind zur Messung von Chlormonoxid (ClO) und Ozon geeignet. Nähere Informationen zum ClO-front-end sind Raffalski [1998] zu entnehmen. Das Ozon front-end besteht aus einer Quasioptik, die für die Führung des Strahls zum Mischer verantwortlich ist. Abbildung 3.2 stellt die Quasioptik des Ozonempfangsteils dar. Mit Hilfe eines Drehspiegels wird wahlweise die Strahlung der Kalibrationslasten oder atmosphärische Strahlung in die Quasioptik eingekop-

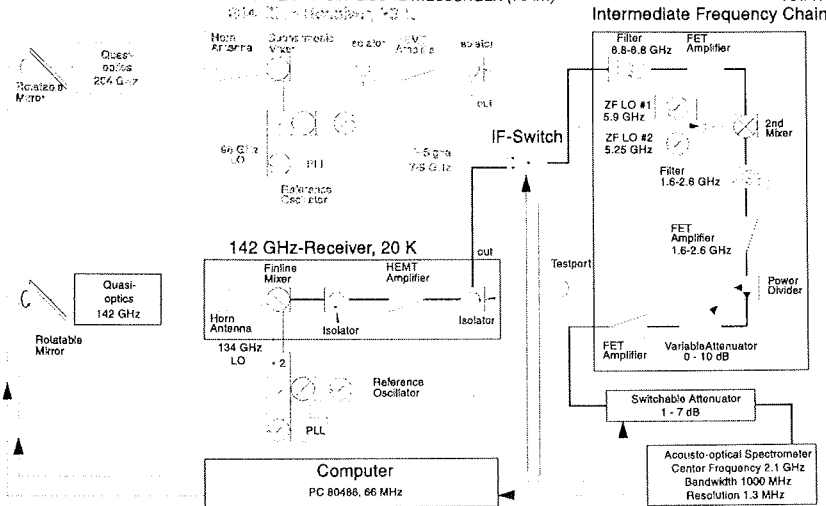


Abbildung 3.1. Prinzipieller Aufbau des RAMs. Das Radiometer ist zweigeteilt in ein 204 GHz front-end zur Messung von ClO und ein 142 GHz front-end zur Messung von Ozon. Im Rahmen dieser Arbeit werden nur die Ergebnisse der Ozonmessungen verwendet. Die atmosphärische Strahlung wird im Mischer von 142 GHz auf etwa 8 GHz heruntergemischt. Im weiteren Verlauf wird die Strahlung in der Zwischenfrequenzkette ein zweites Mal gemischt, wahlweise mit 5.9 GHz oder 5.25 GHz. Durch abwechselndes Anwählen der beiden Mischfrequenzen wird die Bandbreite der Messung erhöht. Das Spektrum wird mit Hilfe eines acousto-optischen Spektrometers gleichzeitig in 1728 Kanäle mit einer gesamten Bandbreite von 1 GHz aufgenommen.

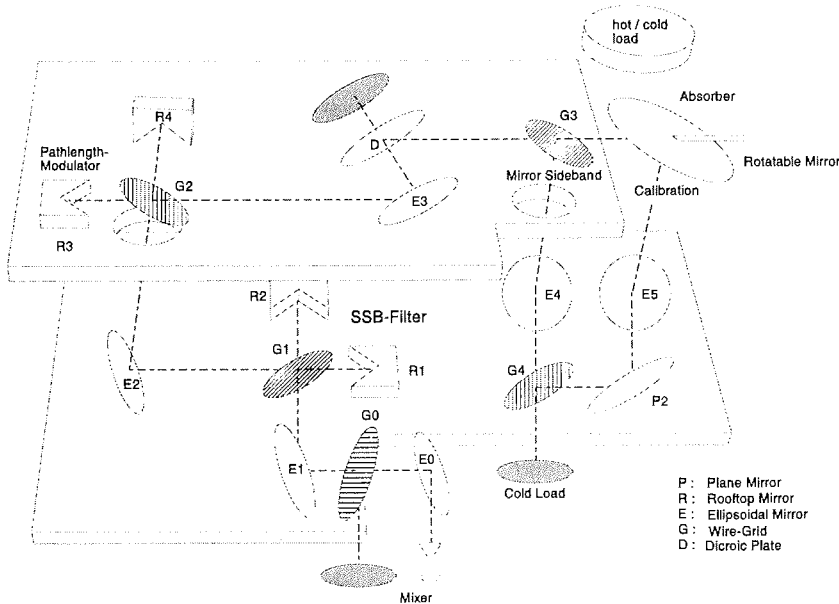


Abbildung 3.2. Quasioptischer Aufbau des Ozon front-ends. Rechts ist die Einkopplung des atmosphärischen Signals oder des Kalibrationssignals mit Hilfe eines Drehspiegels erkennbar. Die dichromatische Platte (D1) dient zur Absorption von Strahlung oberhalb 200 GHz. Mit Hilfe des Single-Sideband-Filters (SSB-Filter) wird das unerwünschte untere Seitenband unterdrückt. Am Ende der Quasioptik befindet sich der Mischer zum Empfang der Mikrowellenstrahlung.

Tabelle 3.2. Empfindlichkeit des 142 GHz Mischers unter Einbeziehung der Unterdrückung der dichromatischen Platte.

m	-1	1	-2	2	-3
L_m^R	50,0 %	100,0 %	1,6 %	1,6 %	2,6 %

pelt. Der atmosphärische Beobachtungswinkel ist zwischen 0 und 60 Grad Elevation in 0.1° Schritten wählbar. Die Ozonmessungen des RAMs werden üblicherweise mit 20° Elevation vorgenommen. Die Quasioptik besteht aus fokussierenden und frequenzselektiven Komponenten für die Führung von Gaußstrahlen (Näheres zur Gaußschen Optik in z.B. Goldsmith, [1998]). Ziel der Quasioptik ist insbesondere, die unerwünschten Seitenbänder vor dem Mischer zu unterdrücken. Zum einen unterdrückt die dichromatische Platte die Strahlung der höheren Harmonischen teilweise, indem die Strahlung der hohen Frequenzen auf einen Absorber transmittiert wird, während Strahlung bei niedrigen Frequenzen reflektiert wird. Das Single-Sideband-Filter (SSB) stellt ein weiteres frequenzselektives Bauteil dar. Seine Transmissionscharakteristik $D(\nu)$ in der Konfiguration des RAMs ist gegeben als

$$D(\nu) = 0.5 [(1 + \cos(2\pi\Delta\nu/c))]$$

mit Δ als wählbare Parameter (entspricht der Weglängendifferenz der Strahlung in den zwei Zweigen des Interferometers) und c als der Lichtgeschwindigkeit. Das Δ am SSB ist einstellbar und beim RAM im allgemeinen so gewählt, daß die Strahlung des unteren Seitenbandes bei 126.125 GHz vollständig unterdrückt wird und die Ozonlinie bei 142.175 GHz nur wenig abgeschwächt wird. Der Mischer wird ungekühlt betrieben. Es ist vorgesehen, ihn auf 12 K abzukühlen, aber aufgrund mechanischer Probleme im Mischer ist dies derzeit nicht möglich. Hinter dem Mischer befindet sich ein ebenfalls kühlbarer, rauscharmer Verstärker.

Die prinzipielle Empfindlichkeit des Mischers in den beiden Seitenbändern sowie in den Harmonischen wurde von Langer [1995] getestet. Die Eigenschaften relativ zum oberen Seitenband und unter Einbeziehung der Filtereigenschaften der dichromatischen Platte wurden von Langer [1996] bestimmt und sind in Tabelle 3.2 zusammengefaßt. Je nach Einstellung des SSB, werden von den Harmonischen größere oder kleinere Anteile empfangen. Die Beeinflussung der Ozonlinie durch die Harmonischen (und durch das untere Seitenband vor allem bei falscher Einstellung des SSB) lassen sich beschreiben

mit [Langer, 1995]

$$T'_{B,Ozon} = T_{B,Ozon} \frac{D(\nu_{m=1})}{\sum_{m=-3}^3 L_m^R D(\nu_m)}$$

mit $T'_{B,Ozon}$ der gemessenen Ozonlinie, $T_{B,Ozon}$ der Ozonlinie wie sie ohne Beeinflussung durch die anderen Seitenbänder gemessen würde, $D()$ der Transmissionscharakteristik des SSB, ν_m der Frequenz der Seitenbänder/Harmonischen, m als Seitenbandindex entsprechend Formel 3.3 und L_m^R als Empfangseigenschaften des Mischers ($L_{m=1}^R = 1$).

Das back-end wird abwechselnd mit dem Ozon und ClO-front-end betrieben. Die einkommende Zwischenfrequenz wird verstärkt und ein zweites Mal gemischt auf etwa 2.1 GHz, wahlweise mit LOs bei 5.9 GHz oder 5.25 GHz. Anschließend wird die Strahlung mit einem acousto-optischen Spektrometer (AOS) analysiert, das ein Spektrum von 1.6 bis 2.6 GHz simultan in 1728 Kanälen aufnehmen kann. Die zwei LOs des back-ends erlauben es, die spektrale Bandbreite der Messung zu vergrößern (siehe Kapitel 3.1.3). Um ein ausreichendes Signal-zu-Rausch Verhältnis zu erreichen, benötigt man bei guten troposphärischen Bedingungen etwa 10 Minuten Meßzeit (Stell- und Totzeiten des Gerätes eingeschlossen).

3.1.3. Erweiterung der Bandbreite

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die spektral aufgelöste Bandbreite des RAMs vergrößert, wodurch das Ozonprofil bis in geringere Höhen ermittelt werden kann. Die zugrunde liegende Idee, daß eine höhere Bandbreite zu niedrigeren detektierbaren Höhen führt, ist direkt aus der Druckverbreiterung abzuleiten. Je größer der Umgebungsdruck (je niedriger die Höhe), desto breiter wird die Ozonlinie aus diesen Höhen und desto größer muß die spektrale Bandbreite sein, um die *veränderlichen* Beiträge der Linie zu detektieren. Ist die Bandbreite schmal, werden zwar auch Linienbeiträge aus diesen Höhen gemessen, aber sie werden von der Auswertung im Rahmen des Meßfehlers der einzelnen Frequenzen nur noch als Gerade interpretiert. Sie sind somit nicht mehr vom troposphärischen Wasserdampf oder vom Ozon aus noch niedrigeren Höhen unterscheidbar. Inwieweit sich der detektierte Höhenbereich konkret geändert hat, wird im Zusammenhang mit dem verwendeten Auswerteverfahren in Kapitel 3.1.7 diskutiert.

Ein weiterer wichtiger Vorteil einer größeren Bandbreite ist die bessere Identifizierbarkeit von „Verunreinigungen“ des Spektrums. Bei der Mikrowellen-

radiometrie ist es (fast) nicht zu verhindern, daß sich Fabry-Perot-Effekte durch Mehrfachreflektionen an nicht-idealen Bauteilen in der Quasioptik und in der Elektronik ausbilden. Für die glücklicherweise allgemein schlechte Güte des Resonators bilden sich harmonische Strukturen im Spektrum aus (Stehwellen genannt), die sich durch die Amplitude, Frequenz und Phasenlage einer Sinusschwingung kennzeichnen lassen [z.B. Langer, 1995, Wohltmann 1998]. Langperiodische Schwingungen im Spektrum lassen sich nicht mehr eindeutig vom Beitrag des Ozons separieren und beeinflussen somit direkt die ermittelten Ozonprofile. Im Spektrum mit der größeren Bandbreite sind dann entsprechend mehr Perioden dieser Stehwellen sichtbar, die besonders am Rand der Spektren eindeutig vom Beitrag des Ozons separiert werden können.

Die Erweiterung der Bandbreite wurde erreicht, indem im back-end zwei überlappende Zwischenfrequenzbereiche anwählbar sind. Ursprünglich wurde vom AOS ausschließlich der ZF-Bereich von 7.5 bis 8.5 GHz empfangen, wobei der back-end LO bei 5.9 GHz benutzt wird. Das entspricht den atmosphärischen Frequenzen im oberen Seitenband von 141.675 bis 142.675 GHz, die die Ozonlinien*mitte* bei 142.175 GHz einschließt. Zusätzlich kann jetzt alternativ der ZF-Bereich von 6.85 bis 7.85 GHz mit dem zweiten back-end LO bei 5.25 GHz empfangen werden, entsprechend den atmosphärischen Frequenzen von 141.025 bis 142.025, die die *Flanke* der Ozonlinie beinhaltet. Es existiert ein Überlappbereich von 0.35 GHz. Die beiden Frequenzbereiche werden bei Messungen im geringen zeitlichen Abstand von etwa einer Minute abwechselnd gemessen. Anschließend werden die in Strahlungstemperatur umgerechneten Linienmitten- und Flankenmessungen zu einem Spektrum verbunden. Im Überlappbereich werden die Spektren abgeglichen und die Strahlungstemperatur der Linienflankenmessung für alle Frequenzen konstant geändert. Der Abgleich ist notwendig aufgrund von schnellen Änderungen des troposphärischen Strahlungsanteils. Die Anpassung funktioniert sehr gut und liegt im Schnitt bei nur ± 1 K. In Abbildung 3.3 ist das zusammengesetzte Spektrum vom 19. Februar 1997 zu sehen. Die Anpassung wurde noch nicht vorgenommen und beträgt 0.18 K. Im Überlappbereich ist der Verlauf des Spektrums in beiden Teilbereichen gleich, nur die größere Dichte der Punkte ist erkennbar. Die gesamte Bandbreite beträgt nun 1.65 GHz statt 1.0 GHz.

Eine andere Möglichkeit der Anwahl weiterer Frequenzen wäre die Änderung des ersten LOs im front-end. Dieser Weg wurde verworfen, weil eine Änderung dieses LOs die Anpassung zwischen Mischer und LO ändert. Die Folge ist, daß der Mischer andere elektronische Eigenschaften zeigt, die zu neuen, anderen Stehwellen auf dem Spektrum führen.

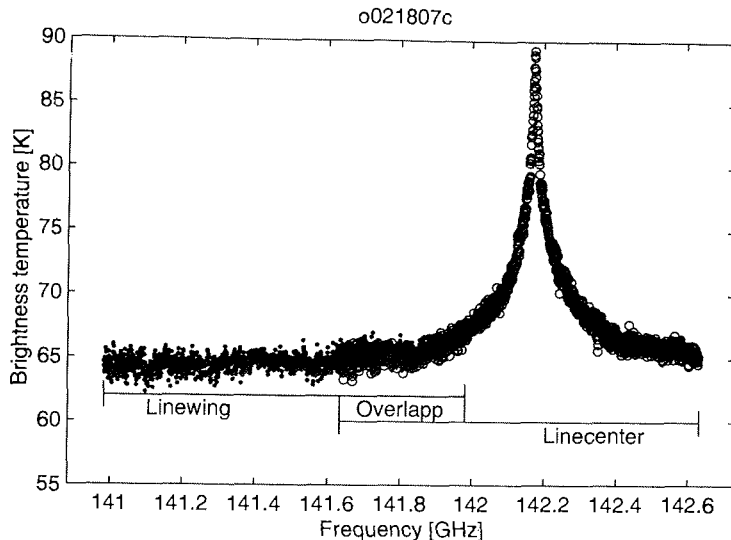


Abbildung 3.3. Gemessenes Ozonspektrum vom 19. Februar 1997. Das Spektrum ist zusammengesetzt aus der Messung der Linienflanke (Punkte) und der Linienmitte (Kreise). Der Überlappbereich ist erkennbar an der erhöhten Dichte der Meßpixel. Im Überlappbereich werden die Strahlungstemperaturen der beiden Spektren abgeglichen, um schnelle Änderungen der troposphärischen Bedingungen auszugleichen.

Wahl des erweiterten Frequenzbereichs: linke Flanke oder rechte Flanke?

Nachdem oben schon die Ergebnisse der Erweiterung dargestellt wurden, soll noch motiviert werden, warum die *linke* Linienflanke gewählt wurde. Bei der Erweiterung der Bandbreite des Gerätes muß bedacht werden, daß die Transmissionscharakteristik des SSB-Filters bewirkt, daß an den Linienflanken noch ein nennenswerter Anteil des unerwünschten unteren Seitenbandes transmittiert wird. In Abbildung 3.4 ist der transmittierte Anteil des unteren Seitenbandes im Vergleich zum oberen angegeben. An den äußeren Bereichen des vergrößerten Spektrums ist dies schon 1.4 %. Somit sollte im unteren Seitenband keine Linie vorhanden sein, die dann der Ozonlinie des oberen Seitenbandes überlagert wäre. In Abbildung 3.5 ist das simulierte Spektrum des unteren Seitenbandes dargestellt mit den möglichen Erweiterungen der ZF nach links und rechts. Für die Erweiterung zum rechten Rand lägen die Ozonlinien um 125.5 GHz im Bereich des unteren Seitenbandes. Für eine Erweiterung nach links ist keine Linie im unteren Seitenband vorhanden und somit wurde die Erweiterung der Bandbreite nach links (kleine ZF-Frequenzen) vorgenommen.

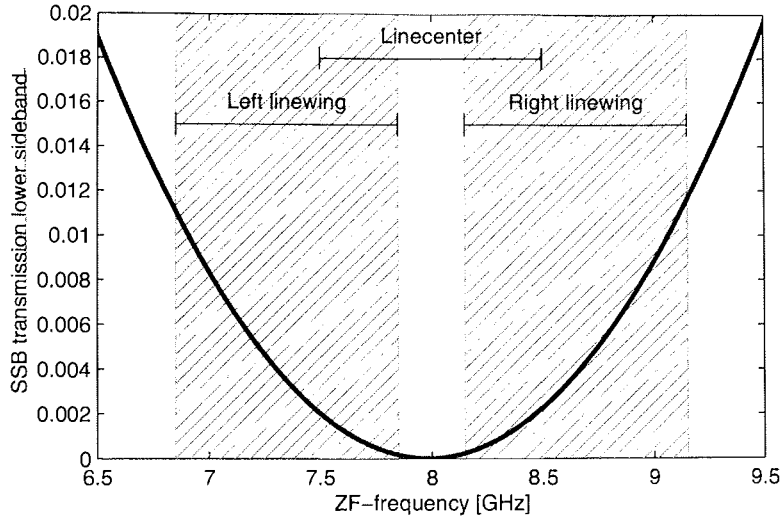


Abbildung 3.4. Untersuchungen zur Erweiterung der Bandbreite. Dargestellt ist die Transmissionscharakteristik des SSB im unteren Seitenband relativ zum oberen Seitenband bei der idealen Einstellung des SSB. Die Bereiche der möglichen Linienflanken sind schräg schattiert, die Linienmitte horizontal schraffiert. Im Bereich der Linienflanken wird bis zu 1.2 % der Strahlung im unteren Seitenband transmittiert.

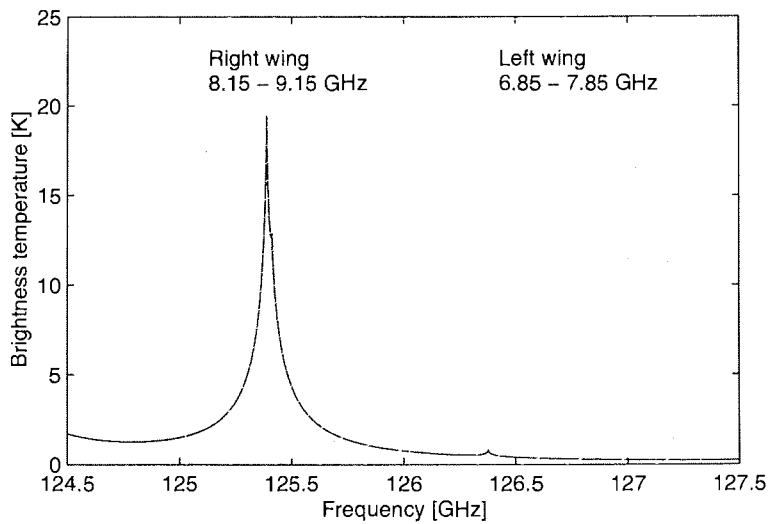


Abbildung 3.5. Untersuchungen zur Erweiterung der Bandbreite. Dargestellt ist das Spektrum im unteren Seitenband. Der Frequenzbereich der linken und rechten Ozonlinienflanke ist schattiert dargestellt. Man beachte, daß das untere Seitenband gegenüber dem oberen gespiegelt ist und die linke und rechte Flanke vertauscht erscheinen. Im Frequenzbereich der rechten Linienflanke liegt im unteren Seitenband eine weitere Ozonlinie, die bei einer Messung gespiegelt über der gewünschten Ozonlinie bei 142 GHz liegen würde. In der linken Linienflanke ist hingegen keine nennenswerte spektrale Signatur zu erkennen, weshalb die Bandbreite des RAMs auch nach links erweitert wurde.

3.1.4. Troposphärenkorrektur, Spektrenintegration, Stehwellenkorrektur

Troposphärenkorrektur

Die gemessenen Spektren müssen entsprechend der troposphärischen Abschwächung skaliert werden. Je größer die troposphärische Abschwächung war, desto kleiner ist die empfangene Ozonlinie am Boden. Die Formel 3.6 umgestellt und die Strahlungsanteile $T_{B,Rest} = \chi_{Trop} T_{B,\infty} + (1 - \chi_{Trop}) T_{B,Trop}$ der Troposphäre und der Hintergrundstrahlung abgezogen, ergibt dann die sogenannte Troposphärenkorrektur:

$$T_{B,Ozon} = \frac{T_{B,gemessen} - T_{B,Rest}}{\chi_{Trop}} \quad (3.9)$$

Dadurch wird die Ozonlinienmessung unabhängig von der troposphärischen Situation. Die Transmission der Troposphäre ist nach Untersuchungen von Wohltmann [1998] gut korreliert mit dem Strahlungsbeitrag der Troposphäre — der im wesentlichen dem oben eingeführten $T_{B,Rest}$ entspricht — und der Außentemperatur. Wohltmann gibt als Formel für χ_{Trop} an:

$$\chi_{Trop} = 1 - \frac{T_{B,Trop}}{(\alpha_1 T_{out} + \alpha_2)_{Strahlungstemperatur}} + \alpha_3 T_{B,Trop}^2 + \alpha_4 T_{B,Trop} + \alpha_5$$

mit $T_{B,Trop} = T_{B,Rest}$ und T_{out} als Außentemperatur und $(\alpha_1 T_{out} + \alpha_2)_{Strahlungstemperatur}$ als $(\alpha_2 T_{out} + \alpha_2)$ umgerechnet in Strahlungstemperatur bei 142 GHz. Die Koeffizienten α_{1-5} , sind in Tabelle 3.3 angegeben. Diese Troposphärenkorrektur wird zusätzlich mit den Messungen des RAMs empirisch verbessert (siehe unten).

Spektrenintegration

Aus der Troposphärenkorrektur (Formel 3.9) sieht man, daß sich das Meßrauschen durch die Troposphärenkorrektur um $1/\chi_{Trop}$ vergrößert und sich bei immer gleich großer Ozonlinie das Signal-zu-Rausch Verhältnis bei kleinem χ_{Trop} drastisch verschlechtert. Das hat direkte Konsequenzen auf die Auswertung, so daß die Genauigkeit der Profile geringer wird bei schlechteren troposphärischen Bedingungen. Um immer gleichbleibende Profilqualität auch bei ungünstigen Meßbedingungen zu erhalten, ist es notwendig, über mehrere troposphärenkorrigierte Spektren zu mitteln, um ein gleichbleibendes Signal-zu-Rausch Verhältnis zu erlangen. Eine Mittelung der noch nicht troposphärenkorrigierten Spektren ist nicht möglich, da die Berechnung der Troposphärentransmission χ_{Trop} nichtlinear ist.

Die Mittelung der Spektren erfolgt um einen gesuchten Zeitpunkt herum, so daß die mittlere Zeit der Messung nahe dem gesuchten Zeitpunkt ist. Spektren, die qualitativ schlecht sind, werden dabei übersprungen. Als Kriterium hierfür gilt das Meßrauschen und die mittlere Strahlungstemperatur. Je nach troposphärischen Bedingungen beträgt die Integrationszeit zwischen 10 Minuten und einem Tag. Spektren, die trotz eintägiger Integration nicht das geforderte Signal-zu-Rausch Kriterium erfüllen, werden verworfen. Das in dieser Arbeit geforderte Kriterium ist:

Das Meßrauschen der mittleren troposphärenkorrigierten Spektren ist ≤ 0.6 K.

Empirische Verbesserung der Troposphärenkorrektur

Die in dieser Arbeit verwendeten Koeffizienten aus Wohltmann [1998] zur Bestimmung der Troposphärenkorrektur entstammen einer theoretischen Untersuchung anhand von Wetterballonaufstiegen in Ny-Ålesund. Insbesondere die Berechnung des Strahlungsbeitrages der Troposphäre ist dabei von unsicheren Modellannahmen des Strahlungstransfers abhängig. Anhand der Meßdaten soll die Gültigkeit der Troposphärenkorrektur bestimmt und gegebenenfalls empirisch verbessert werden.

Die troposphärenkorrigierten und integrierten Spektren bei unterschiedlichen χ_{Trop} sollten gleich sein, sofern sich das Ozonprofil nicht ändert. Nimmt man die Differenz zwischen zwei korrigierten Spektren, die zeitlich nahe beieinanderliegen und bei unterschiedlicher $\chi_{Trop,1}$ und $\chi_{Trop,2}$ gemessen wurden, so sollte nur jener Beitrag der Ozonlinie in der Differenz auftreten, der durch die Änderung des Ozonprofils in der Zwischenzeit entstanden ist. Im Mittel über viele Spektren eines Jahres sollte dieser Beitrag aber fast verschwinden. Wenn die Troposphärenkorrektur systematisch falsch ist, so verschwindet die Ozonlinie nicht und die Amplitude gibt Auskunft über die Fehlbestimmung von $\chi_{Trop,1}$ und $\chi_{Trop,2}$. Angenommen die richtige Korrektur sei $\chi_{Trop,1}$, $\chi_{Trop,2}$ angewendet wurde aber $\chi_{Trop,1}^{falsch}$, $\chi_{Trop,2}^{falsch}$ und die stratosphärische Ozonlinie in beiden Spektren ist gleich mit $T_{B,Ozon}$, so ist die verbleibende Ozonlinie in der Differenz beider Spektren gegeben als:

$$T_{B,Ozon}^{diff} = T_{B,Ozon} \left(\frac{\chi_{Trop,1}}{\chi_{Trop,1}^{falsch}} - \frac{\chi_{Trop,2}}{\chi_{Trop,2}^{falsch}} \right) \quad (3.10)$$

Für alle troposphärenkorrigierten Spektren vom 1. Juli 1997 bis 31. Oktober 1997 wurden die Differenzen gebildet. Dabei wurde zu einem Spektrum das zeitlich folgende Spektrum gesucht mit einer Änderung des χ_{Trop} von ± 0.1 bis

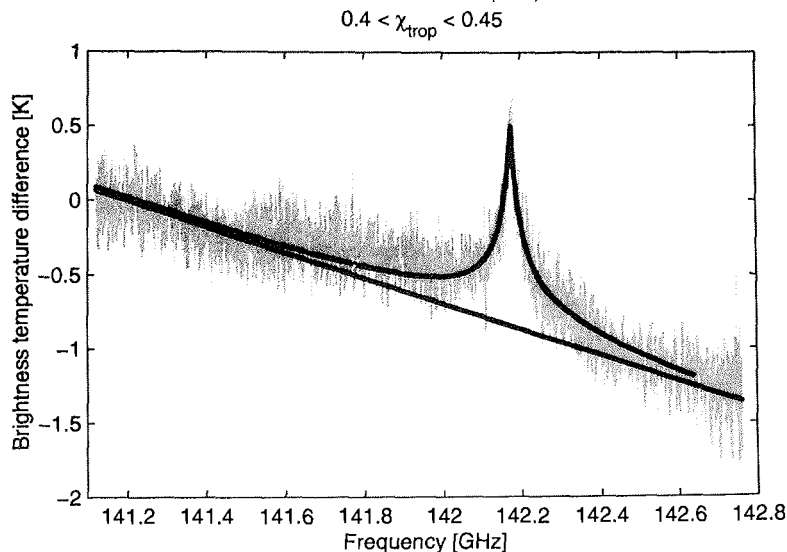


Abbildung 3.6. Verbesserung der Troposphärenkorrektur. Grau dargestellt ist das mittlere Differenzspektrum zwischen allen troposphärenkorrigierten Spektren der Transmission $\chi = 0.5$ und $\chi = 0.4$. Das Differenzspektrum wurde zerlegt in eine Gerade und einen Ozonlinienbeitrag (durchgezogene Linien). Im Falle einer passenden Troposphärenkorrektur wäre kein Ozonlinienbeitrag im mittleren Differenzspektrum zu erwarten. Die Amplitude der Ozonlinie gibt Auskunft über die Fehlbestimmung der Troposphärenkorrektur.

± 0.15 . Entsprechend dem höheren χ_{Trop} dieses Paares wurden die Differenzen in Abständen von 0.05 gruppiert und gemittelt. Die erste Gruppe umfaßt somit alle Transmissionspaare $1 \geq \chi_{\text{Trop}} > 0.95$, die zweite Gruppe von $0.95 \geq \chi_{\text{Trop}} > 0.9$ usw. Für die Gruppe von 0.4 bis 0.45 ist die mittlere Differenz der Spektren in Abbildung 3.6 dargestellt. Neben einer Neigung und Verschiebung des Spektrums ist deutlich eine Ozonlinie zu sehen. An alle mittleren Spektrendifferenzen wurde eine Gerade und eine Standardozonlinie angepaßt. Die Amplitude der Linie in Abhängigkeit von χ_{Trop} ist in Abbildung 3.7 dargestellt. Offensichtlich wird die Troposphärenkorrektur fehlerhaft für schlechte troposphärische Bedingungen. An den Verlauf der Kurve wurde eine Exponentialfunktion angepaßt. (Anmerkung: Die Wahl eine Exponentialfunktion ist motiviert durch den Ursprung der Koeffizienten der Troposphärenkorrektur: Falls der Absorptionsquerschnitt des Wasserdampfes in den theoretischen Überlegungen fehlerhaft ist, sollte sich dies in etwa exponentiell auf die Troposphärentransmission und die daraus abgeleitete Troposphärenkorrektur auswirken). Diese empirische Änderung wurde mehrmals iterativ durchgeführt bis kein signifikanter

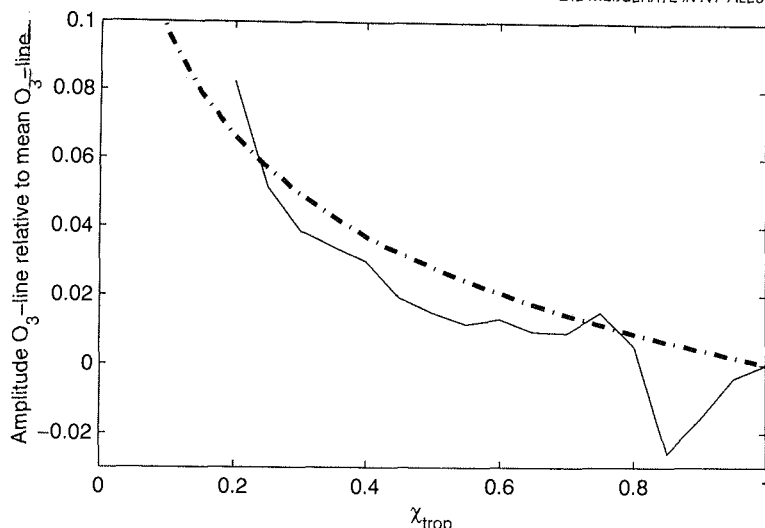


Abbildung 3.7. Verbesserung der Troposphärenkorrektur. Die durchgezogene Linie beschreibt die normierte Amplitude der Ozonlinie in der mittleren Differenz zwischen gemessenen und troposphärenkorrigierten Spektren in Abhängigkeit der Troposphärentransmission. Im hier nicht vorliegenden Fall einer korrekten Troposphärenkorrektur müßte die Amplitude der Ozonlinie nahe Null sein, was hier nicht der Fall ist. Die gestrichelte Linie gibt eine Kurve zur empirischen Verbesserung der Troposphärenkorrektur an.

Ozonlinienanteil in den Spektrendifferenzen mehr auftrat. Die somit empirisch ermittelte Troposphärenkorrektur $\chi_{Trop}^{korrigiert}$ ist gegeben als:

$$\chi_{Trop}^I = \chi_{Trop}^{1.04}$$

$$\chi_{Trop}^{II} = \chi_{Trop}^I \left\{ 1 - 20 \exp[6(1 - \chi_{Trop}^I) - 10.2] \right\}$$

$$\chi_{Trop}^{korrigiert} = \chi_{Trop}^{II} \left\{ 1 - 20/3 \exp[6(1 - \chi_{Trop}^{II}) - 10.2] \right\}$$

Tabelle 3.3 faßt die Berechnung der Troposphärenkorrektur zusammen. Mit diesem Verfahren ist es auch möglich, eine Troposphärenkorrektur zu entwickeln, die keine theoretischen Rechnungen oder Sondeninformationen benötigt. Allein aufgrund der Information, daß Troposphärentransmission zwischen 0 und eins liegen muß und daß das Ozon sich im Verlauf einer gewissen Periode im *Mittel* nicht ändert, kann man ein Modell zur Troposphärenkorrektur entwickeln. Diese Methode ist insbesondere interessant, weil sie ausschließlich die Mikrowellenmessungen als eigenständige Datengrundlage benötigt und für Meßstandorte anwendbar ist, an denen es z.B. keine Wasserdampfinformation gibt.

Tabelle 3.3. Parameter der Troposphärenkorrektur und empirische Verbesserung der Troposphärenkorrektur.

$$\chi_{Trop} = 1 - \frac{T_{B,Trop}}{(\alpha_1 T_{out} + \alpha_2) \text{Strahlungstemperatur}} + \alpha_3 T_{B,Trop}^2 + \alpha_4 T_{B,Trop} + \alpha_5$$

$$\chi_{Trop}^I = \chi_{Trop}^{1.04}$$

$$\chi_{Trop}^{II} = \chi_{Trop}^I \left\{ 1 - 20 \exp[6(1 - \chi_{Trop}^I) - 10.2] \right\}$$

$$\chi_{Trop}^{korrigiert} = \chi_{Trop}^{II} \left\{ 1 - 20/3 \exp[6(1 - \chi_{Trop}^{II}) - 10.2] \right\}$$

$$\alpha_1 = 4.92526 \cdot 10^{-1}$$

$$\alpha_2 = 1.26534 \cdot 10^2$$

$$\alpha_3 = 8.28717 \cdot 10^{-7}$$

$$\alpha_4 = -1.77106 \cdot 10^{-5}$$

$$\alpha_5 = -3.89804 \cdot 10^{-3}$$

Stehwellen

Abbildung 3.8 zeigt die mittlere Spektrendifferenz für die empirisch verbesserte Troposphärenkorrektur. Neben einer Neigung des Spektrums ist eine deutliche harmonische Struktur zu erkennen. Sie lässt sich zerlegen in zwei Stehwellen mit den Wellenlängen

$$\lambda_{\text{Stehwelle1}} = 2\pi/14.45 \text{ GHz und } \lambda_{\text{Stehwelle2}} = 2\pi/21.7 \text{ GHz}$$

Diese Stehwelle wird in der unten vorgestellten Auswertung der Spektren berücksichtigt. Dabei wird die Periode vorgegeben, aber die Phasenlage frei wählbar gelassen.

Das oben vorgestellte Verfahren zur Verbesserung der Troposphärenkorrektur ist somit auch geeignet, nicht veränderliche Stehwellen zu suchen.

3.1.5. Vorwärtsmodell und Strahlungstransfermodell

Das Vorwärtsmodell beschreibt die Berechnung eines theoretisch erwarteten Spektrums, wenn die einfließenden Parameter bekannt sind. Dies sind das Ozonprofil, die Stehwelleneinflusse, Steigung und Verschiebung des Spektrums aufgrund von nicht berücksichtigten Beiträgen weit entfernter Linien und den Empfangseigenschaften des Gerätes. Formal lässt sich das Vorwärtsmodell beschreiben als:

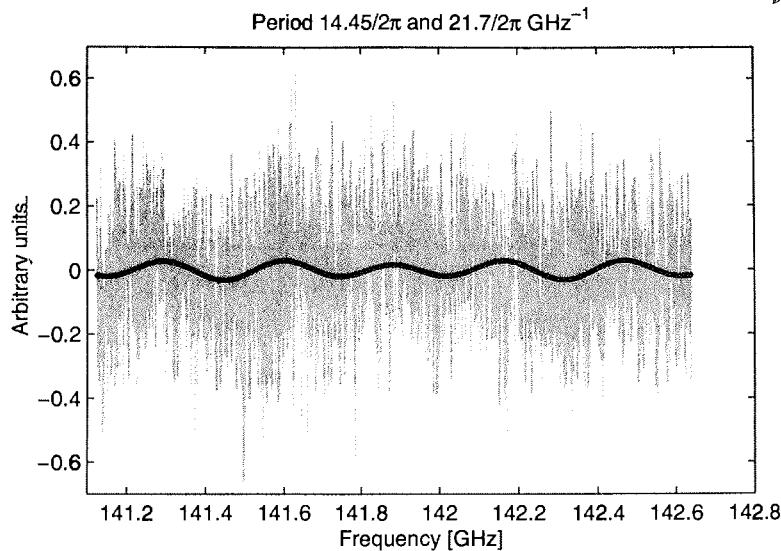


Abbildung 3.8. Analyse der Stehwellen. Dargestellt ist das mittlere Differenzspektrum (graue Linie) nach Formel 3.10 nach Anwendung der empirischen Verbesserung der Troposphärenkorrektur. Es ist keine Ozonlinie mehr zu erkennen, jedoch eine verbleibende harmonische Struktur. An diese Struktur wurden Stehwellen angepaßt. Die beste Anpassung erhält man durch Überlagerung zweier Stehwellen (schwarze Linie) mit den Perioden $14.45/2\pi$ und $21.7/2\pi$ [GHz⁻¹].

$$\mathbf{y} = \mathbf{K}\mathbf{x} \text{ mit } \mathbf{K} = \frac{\partial \mathbf{y}}{\partial \mathbf{x}} \quad (3.11)$$

wobei \mathbf{y} das Spektrum, \mathbf{x} die Eingangsparameter des Vorwärtsmodells — insbesondere das Ozonprofil — und \mathbf{K} formal das Vorwärtsmodell ist. Konkret bezeichnet man \mathbf{K} als Gewichtsfunktionen, die beschreiben, wie sich das Spektrum ändert, wenn man einen Eingangsparameter ändert. Also z.B. wie ändert sich das Spektrum, wenn sich das Ozon in 20 km Höhe um 1 ppm ändert. Der wichtigste Teil des Vorwärtsmodells ist das Strahlungstransfermodell.

Das im Rahmen dieser Arbeit verwendete Strahlungstransfermodell wurde von Sinnhuber [1999] entwickelt. Es diskretisiert den Strahlungstransfer (Formel 3.2) auf ein regelmäßiges Gitter. Für die Diskretisierung des Integrals hat derselbe Autor analytische Ausdrücke hergeleitet, die von homogenen Schichten vorgegebener Dicke ausgehen. Sein Modell umfaßt zwei Ozonlinien: die Linie bei 142.17504 GHz und eine benachbarte Linie bei 144.91936 GHz, die noch Beiträge im betrachteten Frequenzbereich liefert. Die Linienparameter können der obigen Arbeit entnommen werden. Das Modell errechnet aus einem gegebenen Ozon-, Druck- und Temperaturprofil das Spektrum der Ozonlinie

ohne Berücksichtigung des troposphärischen Wasserdampfanteils und gerätespezifischen Empfangseigenschaften. Das Modell liefert auch jene Gewichtsfunktionen \mathbf{K} , die die Abhängigkeit des Spektrums vom Ozonprofil beschreiben.

Weitere Beiträge, die das Vorwärtsmodell beschreibt, sind

- Gewichtsfunktionen zweier Stehwellen mit deren Amplitude und Phasenlage.
- Gewichtsfunktionen, die die Steigung und Verschiebung des Spektrums durch unbekannte Beiträge weit entfernter Linien beschreiben.
- eine frequenzabhängige Skalierung aller Gewichtsfunktionen aufgrund der aktuellen Einstellung des SSB und den Empfangseigenschaften des Mischers bei den Harmonischen.

3.1.6. Auswertung: Inversion

Ziel der Auswertung ist es, aus einem Spektrum die unbekannt Parameter des Vorwärtsmodells zu ermitteln, insbesondere das Ozonprofil. Wenn die Gewichtsfunktionen \mathbf{K} direkt invertierbar wären und \mathbf{K}^{-1} existieren würde, ließe sich die Gleichung 3.11 direkt umschreiben. Jedoch ist der Strahlungstransfer ein schlecht gestelltes Problem. D.h. kleinste Änderungen im Spektrum haben gewaltige Änderungen der Parameter \mathbf{x} zur Folge. Deshalb bedient man sich einer Methode, die mit Hilfe von Regularisierungen und Vorabinformationen, den a-priori Informationen, zu einer stabilen Lösung führen. Der Formalismus hierfür ist die "optimal-estimation" Lösung (OEM) und schon länger bekannt [z.B. Liebelt, 1967]:

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{x}_a + \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T + \mathbf{S}_\epsilon)^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K} \mathbf{x}_a)$$

mit \mathbf{S}_a als a-priori Kovarianz, \mathbf{S}_ϵ als Kovarianz des Spektrenfehlers und \mathbf{x}_a als a-priori Information. $\hat{\mathbf{x}}$ bezeichnet man als besten Schätzer.

Die OEM gilt nur für lineare Probleme. Rodgers [1976] formulierte die OEM für die Auswertung von IR-Spektren unter Berücksichtigung des nichtlinearen Strahlungstransfers als iteratives Newton Verfahren. Dieses Verfahren wird für die Auswertung der Mikrowellenspektren angewendet :

$$\hat{\mathbf{x}}_{i+1} = \mathbf{x}_a + \mathbf{S}_a \mathbf{K}_i^T (\mathbf{K}_i \mathbf{S}_a \mathbf{K}_i^T + \mathbf{S}_\epsilon)^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{y}_i + \mathbf{K}_i (\hat{\mathbf{x}}_i - \mathbf{x}_a)] \quad (3.12)$$

mit i als Index der Iteration, \mathbf{K}_i als Gewichtsfunktion linearisiert an der Stelle des besten Schätzers $\hat{\mathbf{x}}_i$ der letzten Iteration und \mathbf{y}_i als Spektrum errechnet aus dem Vorwärtsmodell mit dem besten Schätzer der letzten Iteration. Als Beitrags-

funktionsmatrix \mathbf{D} wird dabei die folgende Abbildungsmatrix aus Formel 3.12 bezeichnet:

$$\mathbf{D} = \mathbf{S}_a \mathbf{K}_i^T (\mathbf{K}_i \mathbf{S}_a \mathbf{K}_i^T + \mathbf{S}_\varepsilon)^{-1}$$

Für den nur leicht nichtlinearen Strahlungstransfer der betrachteten Ozonlinie konvergiert das Verfahren schon nach wenigen Schritten. Unter der Annahme, daß das Vorwärtsmodell die Entstehung des Spektrums — insbesondere natürlich den Strahlungstransfer — richtig wiedergibt, läßt sich Formel 3.12 auflösen zu (die einzelnen Schritte sind in z.B. Sinnhuber [1999] nachzuvollziehen)

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{A}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) + \mathbf{x}_a + \mathbf{D}\varepsilon \quad (3.13)$$

mit ε als Meßfehler des Spektrums und \mathbf{x} als unbekannte wahre Parameter des Vorwärtsmodells. Die Matrix \mathbf{A} wird als averaging-kernel Matrix (AVK) bezeichnet und ergibt sich aus der Beitragsfunktionsmatrix und der Gewichtsfunktion als

$$\mathbf{A} = \mathbf{D}\mathbf{K}$$

Die Fehler \mathbf{S}_x der invertierten Parameter (einschließlich des Ozonprofils) \mathbf{x} aufgrund des Rauschens der Spektren ergeben sich durch die Abbildung der Meßfehler in den Parameterraum:

$$\mathbf{S}_x = \mathbf{D}\mathbf{S}_\varepsilon\mathbf{D}^T \quad (3.14)$$

Anschaulich besagt Formel 3.13, daß sich die beste Lösung von Mikrowellenmessungen aus dem a-priori Profil zusammensetzt und einem Anteil, der bestimmt wird durch die Abweichung der wahren Parameter von den Vorabinformationen. Wie diese Abweichungen in das Ergebnis einfließen, bestimmen die AVKs. Eine Zeile der AVK besagt, wie sich der beste Schätzer des *einen* Parameters (der zur entsprechenden Zeile der AVKs gehört) aus *allen* Differenzen $(\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)$ zusammensetzt. Also insbesondere für all jene Parameter von \mathbf{x} , die das Ozonprofil beschreiben, besagen die AVKs, wie das wahre Ozonprofil vertikal verschmiert wird und in das RAM-Ergebnis fließt. Wären die AVK diagonal und überall eins, so würde es bedeuten, daß der beste Schätzer dem wahren Parametersatz (einschließlich des Ozonprofils) entspräche (abgesehen von den Meßfehlern). In diesem hypothetischen Fall würde zur a-priori Information exakt die Differenz zum wahren Profil hinzu addiert werden und das Ergebnis wäre das wahre Profil. Wünschenswert ist also, daß die Form der AVK möglichst schmal ist und möglichst Werte nahe eins haben. Das ist für bodengebundene Mikrowellenmessungen leider nicht der Fall.

Tabelle 3.4. Parameter des Vorwärtsmodells und Auswerteparameter der RAM Inversion und Bildung der Kovarianzmatrizen

Parameter	Interpretation
#1	Ozon VMR in 0.5 km Höhe
#2	Ozon VMR in 1.5 km Höhe
⋮	⋮
#101	Ozon VMR in 100.5 km Höhe
#102	Strahlungstemperatur-Offset des Spektrums
#103	Neigung des Spektrums
#104,105	Amplitude und Periode 1. Stehwelle
#106,107	Amplitude und Periode 2. Stehwelle

Matrizelemente	Bildung der Matrizelemente
$(S_{\epsilon_i=j})$	$0.6^2 * 20$
$(S_{\epsilon_i \neq j})$	0
$(S_{a_i=j})$	$\left[0.5 + 2 \frac{a\text{-priori}}{\max(a\text{-priori})} \right]^2 [\text{ppm}^2]$
$(S_{a_i \neq j})$	0

Die Parameter, die bei der RAM-Auswertung frei wählbar sind und ermittelt werden, sind in Tabelle 3.4 aufgeführt. Ebenso ist die Bildung der Kovarianzmatrizen beschrieben, die in der OEM-Gleichung eingehen. Zur besseren Stabilisierung der Lösung hat es sich herausgestellt, daß die Spektrumkovarianzmatrix größer gewählt werden sollte, als das gemessene spektrale Rauschen. Dadurch werden störende Einflüsse durch eine nicht vollständig bekannte Baseline verhindert. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Elemente der Spektrumkovarianzmatrix mit einem Faktor 20 multipliziert (das entspräche einem Faktor $\sqrt{20}$ größeren Meßrauschen).

Inversion von Teilchenzahldichten

Es soll gezeigt werden, daß die Inversion im VMR-Raum und eine anschließende Umrechnung des VMR-Profiles in Teilchenzahldichte äquivalent ist mit einer direkten Inversion im Teilchenzahldichteraum. Allgemeiner ist dies sogar gültig für jede eindeutige und invertierbare lineare Abbildung des Profils.

Die optimal-estimation Lösung für den VMR-Raum ist gegeben als

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{x}_a + \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T + \mathbf{S}_\varepsilon)^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K} \mathbf{x}_a)$$

Sei nun $\mathbf{B} = \partial \mathbf{x}_{\text{VMR}} / \partial \mathbf{x}_n$ die Abbildungsmatrix, die VMR in Teilchenzahldichte überführt. Die abgebildeten Größen werden mit dem Index n gekennzeichnet und sind gegeben durch

$$\mathbf{x}_{a,n} = \mathbf{B} \mathbf{x}_{a,\text{VMR}} \quad (3.15)$$

$$\mathbf{S}_{a,n} = \mathbf{B} \mathbf{S}_{a,\text{VMR}} \mathbf{B}^T \quad (3.16)$$

Die Spektrumkovarianzmatrix \mathbf{S}_ε bleibt unverändert. Die Gewichtsfunktionen \mathbf{K} beschreiben die Ableitung des Spektrums \mathbf{y} nach dem Profil \mathbf{x} . Für die Gewichtsfunktion der Teilchenzahldichte \mathbf{K}_n ergibt sich demnach:

$$\mathbf{K}_n = \frac{\partial \mathbf{y}}{\partial \mathbf{x}_{\text{VMR}}} \frac{\partial \mathbf{x}_{\text{VMR}}}{\partial \mathbf{x}_n} = \mathbf{K}_{\text{VMR}} \mathbf{B}^{-1}$$

Es soll nun die Äquivalenz zwischen $\mathbf{B} \hat{\mathbf{x}}$ und dem direkt im Teilchenzahldichteraum invertierten $\hat{\mathbf{x}}_n$ gezeigt werden $\mathbf{B} \hat{\mathbf{x}} \stackrel{?}{=} \hat{\mathbf{x}}_n$, so daß gelten muß

$$\begin{aligned} \mathbf{B} \hat{\mathbf{x}} &= \mathbf{B} \left[\mathbf{x}_{a,\text{VMR}} + \mathbf{S}_{a,\text{VMR}} \mathbf{K}_{\text{VMR}}^T (\mathbf{K}_{\text{VMR}} \mathbf{S}_{a,\text{VMR}} \mathbf{K}_{\text{VMR}}^T + \mathbf{S}_\varepsilon)^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K}_{\text{VMR}} \mathbf{x}_{a,\text{VMR}}) \right] \stackrel{?}{=} \\ &\stackrel{?}{=} \mathbf{x}_{a,n} + \mathbf{S}_{a,n} \mathbf{K}_n^T (\mathbf{K}_n \mathbf{S}_{a,n} \mathbf{K}_n^T + \mathbf{S}_\varepsilon)^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K}_n \mathbf{x}_{a,n}) = \\ &= \hat{\mathbf{x}}_n \end{aligned}$$

Die Umrechnung der von VMR in Teilchenzahldichte (Formel 3.15 und 3.16) in die zweite Zeile eingesetzt ergibt

$$\begin{aligned} &\hat{\mathbf{x}}_n \\ &= \mathbf{B} \mathbf{x}_{a,\text{VMR}} + \mathbf{B} \mathbf{S}_{a,\text{VMR}} \mathbf{B}^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{K}_{\text{VMR}}^T \left(\mathbf{K}_{\text{VMR}} \mathbf{B}^{-1} \mathbf{B} \mathbf{S}_{a,\text{VMR}} \mathbf{B}^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{K}_{\text{VMR}}^T + \mathbf{S}_{\varepsilon,n} \right)^{-1} \cdot \\ &\quad \cdot (\mathbf{y} - \mathbf{K}_{\text{VMR}} \mathbf{B}^{-1} \mathbf{B} \mathbf{x}_{a,\text{VMR}}) \end{aligned}$$

Umgestellt und ausnutzen von $\mathbf{B}^{-1} \mathbf{B} = \mathbf{1}$ beweist die oben geforderte Identität $\mathbf{B} \hat{\mathbf{x}} = \hat{\mathbf{x}}_n$:

$$\hat{\mathbf{x}}_n = \mathbf{B} \left(\mathbf{x}_a + \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T + \mathbf{S}_\varepsilon)^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K} \mathbf{x}_a) \right) = \mathbf{B} \hat{\mathbf{x}}$$

(was zu zeigen war)

Somit stellt die Inversion des VMR-Profiles auch gleichzeitig die beste Lösung für jede beliebige andere Größe dar, die umkehrbar eindeutig durch eine lineare Abbildung (insbesondere Umrechnung in Teilchenzahldichte) aus dem VMR gebildet werden kann.

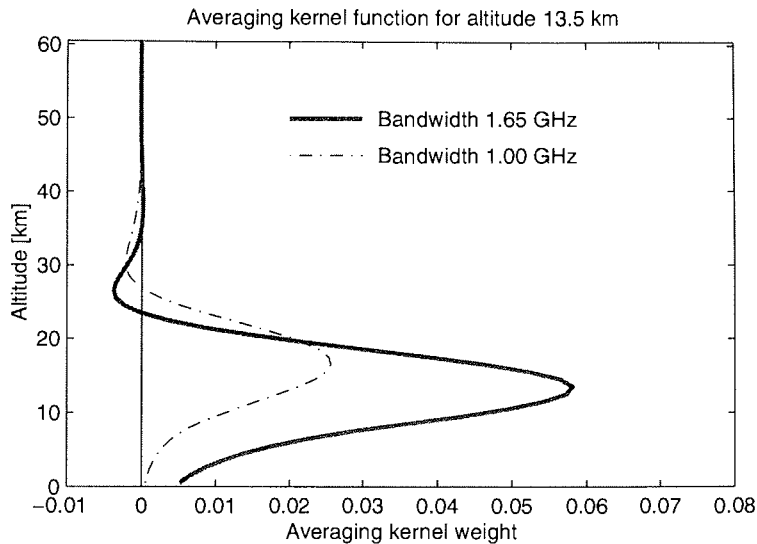


Abbildung 3.9. Repräsentative averaging-kernel Funktion des RAMs für 13.5 km Höhe. Die durchgezogene Linie entspricht einer Auswertung für Spektren mit der aktuellen (=erweiterten) Bandbreite von 1.65 GHz (die im Rahmen der Arbeit verwendet wurde), die gestrichelte Linie der Auswertung mit der ursprünglichen Bandbreite 1.0 GHz. Die Kurven zeigen ein Maximum, wobei das Maximum mit der erweiterten Bandbreite deutlich ausgeprägter ist (etwa 2.5 mal größer). Ebenso entspricht die Höhe des Maximums der gewünschten Höhe 13.5 km, während es mit der ursprünglichen Bandbreite zu hoch liegt.

3.1.7. Reale averaging kernel Funktionen und RAM-Messungen

In der folgenden Betrachtung beschränken wir uns auf jene Teile der AVKs und des besten Schätzers, die das Ozonprofil beschreiben. Der Einfluß der weiteren Parameter — Stehwellen, der Verschiebung und Neigung des Spektrums — auf das Ozonprofil kann vernachlässigt werden.

In der RAM-Auswertung ist das Profil in 101 Höhen zerlegt. Die erste Höhe entspricht der Schicht von 0 bis 1 km mit dem Mittelpunkt bei 0.5 km, die zweite Schicht reicht von 1 bis 2 km mit dem Mittelpunkt bei 1.5 km usw. Die 14te Zeile der AVK Matrix besagt, wie die Differenzen zwischen wahren Ozonprofil und a-priori Profil zum Ergebnis der 14ten Schicht (13.5 km) beitragen. Dabei ist keineswegs der Anteil von entfernten Schichten wie z.B. 5 km oder 25 km vernachlässigbar. Für eine RAM-Messung aus dem Frühjahr 1998 und den in Tabelle 3.4 angegebenen Parametern ist die 14te Zeile der AVK in Abbildung 3.9 aufgetragen. Die x-Achse gibt an, mit welchem Gewicht das Differenzprofil ($\mathbf{x} - \mathbf{x}_a$) bei jener Höhe, die auf der y-Achse aufgetragen ist, in das Ergebnis bei 13.5 km einfließt. Dabei wurde sowohl eine Inversion mit der ursprünglichen

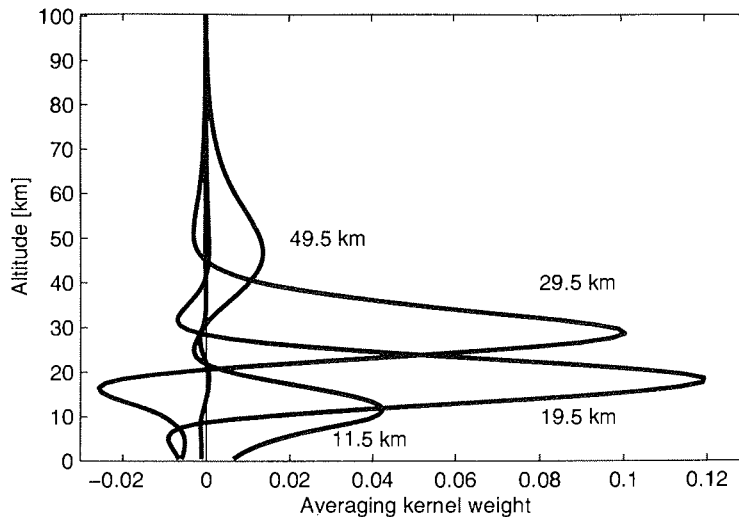


Abbildung 3.10. Repräsentative averaging-kernel Funktion des RAMs für 4 ausgesuchte Höhen (dicke Linien). Die Breite und Amplitude der AVK geben Auskunft über die Höhenauflösung des RAMs und den Einfluß des a-priori Profils auf die Ergebnisse. Die beste Höhenauflösung und geringsten Einfluß des a-priori Profils besitzt das RAM bei etwa 20 km. In den übrigen Höhen wird die vertikale Auflösung schlechter. Die Maxima der AVK liegen bei den gewünschten Höhen. Somit repräsentieren die Messungen des RAMs den Ozongehalt um die entsprechende Höhenschicht.

Bandbreite von 1 GHz und der aktuellen Bandbreite von 1.65 GHz durchgeführt. Man sieht deutlich, daß beide Kurven ein Maximum aufweisen. Jedoch ist das Maximum mit der ursprünglichen Bandbreite weniger ausgeprägt (weniger als 1/2 der Amplitude der aktuellen Bandbreite) und zu einer größeren Höhe verschoben. Das bedeutet, daß die Auswertung mit der ursprünglichen, geringen Bandbreite in dieser Höhe eher eine Schicht um 17 km repräsentiert als um 13.5 km. Der Abstand vom Maximum bis zur Position, an der die Kurve auf den halben Wert abgefallen ist, ist bei beiden Auswertungen etwa gleich und beträgt 11 Höhenschichten. Daraus ließe sich die Höhenauflösung des RAMs definieren. In Kapitel 5.2.2 ist jedoch ein pragmatischer Ansatz zur Bestimmung der vertikalen Auflösung vorgestellt. Ein anderes Phänomen der Inversion sind die nicht vermeidbaren Überschwinger. Sie bedeuten, daß eine Erhöhung des Ozons in dieser Höhe zu einer Verringerung des invertierten Profils in 14.5 km führt.

In Abbildung 3.10 sind die AVK für vier ausgesuchte Höhen mit der großen Bandbreite dargestellt. Man sieht, daß die beste vertikale Auflösung des RAMs bei etwa 20 km liegt und nach oben oder unten schlechter wird. Bei ganz niedrigen Höhen verschwindet das Maximum. Die unterste Höhe, bei der noch ein

Maximum zu sehen ist, befindet sich bei etwa 11.5 km und wird als niedrigste invertierbare Höhe bezeichnet. Nach oben zeigen die AVK bis etwa 55.5 km ein Maximum. Der vom RAM abgedeckte Höhenbereich erstreckt sich somit von 11.5 bis 55.5 km.

Die direkte Vergleichbarkeit der RAM-Profile mit hochaufgelösten Profilen anderer Meßsysteme ist durch die Form der AVKs eingeschränkt. Wie und mit welcher Aussagekraft hochaufgelöste Profile sowohl im Rahmen von exakten Validierungen als auch für den „täglichen“ Gebrauch mit RAM Profilen verglichen werden können, wird in Kapitel 5 im Vorfeld der Vergleiche diskutiert. Auch die Berechnung der Gesamtsäulen aus RAM-Profilen ist durch die spezielle Form der AVKs nicht direkt möglich, wie im Kapitel 7 erläutert wird. Deshalb wird dort ein Modell entwickelt, das die Vergleichbarkeit von RAM-Gesamtsäulen mit Säulen anderer Meßgeräte deutlich erhöht.

Zum Abschluß des Kapitels über das RAM sollen die Ozonprofile kurz präsentiert werden. In der derzeitigen Konfiguration sind kontinuierlich Messungen des RAMs seit 12. Februar 1997 vorgenommen worden. In diese Arbeit fließen Daten bis zum 30. September 1998 ein. Insgesamt wurden an 12 der 596 Tage keine Messungen vorgenommen entweder aufgrund von technischen Problemen oder zu schlechten troposphärischen Bedingungen. In Abbildung 3.11 ist ein gemessenes Spektrum vom 19. Februar, das troposphärenkorrigierte Spektrum, das invertierte Profil und die Profilfehler als Diagonalelemente von S_x dargestellt. Der Fehler liegt zwischen 0.1 und 0.4 ppm, was in etwa 10 % des Profils in jeder Höhe entspricht. Die Konturdarstellung Abbildung 3.12 aus allen RAM-Profilen vom 12. Februar 1997 bis 30. September 1998 gibt eine Übersicht über den Ozonverlauf. Die Profile überdecken sowohl die Höhenschichten um 20 km, in denen chemischer Ozonverlust stattfindet, als auch die Höhen um 30 km, wo die Ozonkonzentration durch ein Zusammenspiel aus Dynamik und Photochemie bestimmt wird. Sinnhuber et al. [1998] und Langer et al. [1999] haben aus den RAM-Profilen den Ozonabbau im Winter 1996/97 bzw. 1997/98 ermittelt. Die Erklärung der Ozonvariationen in den RAM-Ozondaten um 30 km ist Sinnhuber et al. [1999] durch die Verknüpfung der Messungen mit einem photochemischen Modell gelungen.

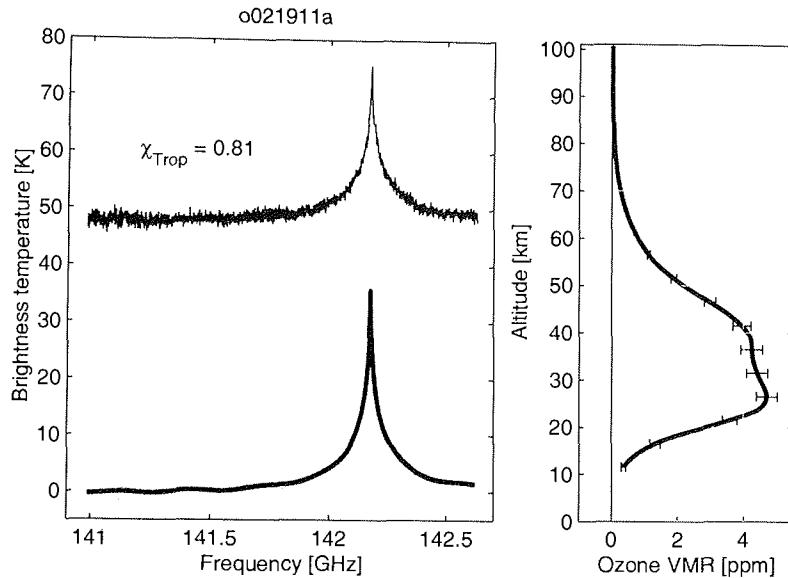


Abbildung 3.11. Beispiel eines vom RAM gemessenen Spektrums (links oben), des troposphärenkorrigierten Spektrums (links unten) und des invertierten Profils (rechts) vom 19.2.97. Die Meßzeit dieses Spektrums betrug 10 Minuten. Die Strahlungstemperatur des gemessenen Spektrums (links oben) beträgt an der Linienflanke etwa 50 K und repräsentiert den troposphärischen Anteil. Die Troposphärentransmission wurde auf 0.81 abgeschätzt. Unten ist die troposphärenkorrigierte Linie zu sehen (grau) und schwarz die passende Linie aus dem Vorwärtsmodell. Rechts ist das invertierte Profil dargestellt. Die Fehlerbalken entsprechen dem statistischen Fehler aufgrund des Rauschens auf dem Spektrum

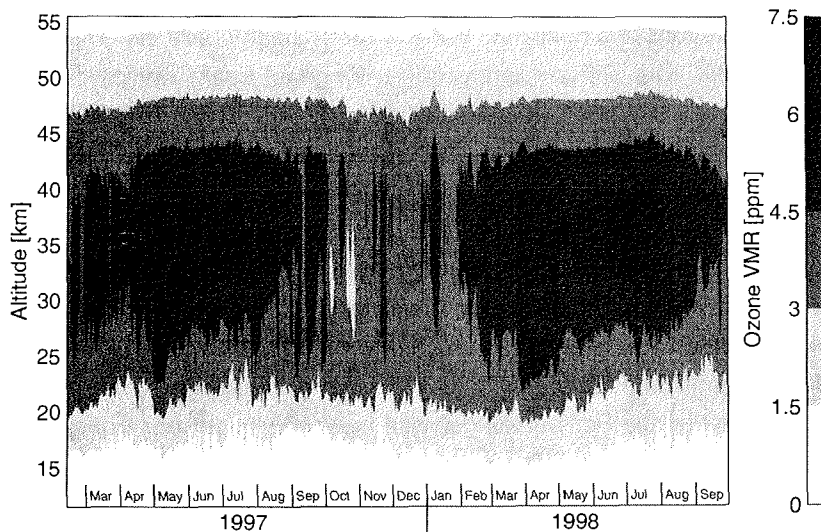


Abbildung 3.12. Konturdarstellung der RAM-Ozonprofile für 1997 und 1998. Die vertikale Achse ist die Höhe, die horizontale Achse die Zeit und grau kodiert ist das RAM-Ozon-VMR. Zur Darstellung des saisonalen Verlaufs des Ozons in dieser Abbildung wurden die Tagesmittel der über 30000 Einzelprofile verwendet. Im photochemisch dominierten Bereich um 35 km ist im Sommer ein Maximum zu erkennen. In der unteren Stratosphäre wird im Frühjahr 1997 der starke chemische Ozonverlust um 20 km sichtbar am Ansteigen der Konturlinien zu größeren Höhen.

Tabelle 3.5. Streuung der Ozonprofile des RAMs und räumliche Ozonvariabilität abgeschätzt aus den RAM-Ozonprofilen. Man beachte, daß die Größeneinheit der räumlichen Variabilität **ppb** ist und für die weiteren Ozonmeßgrößen **ppm**.

p [hPa]	h [km]	$\overline{\text{VMR}_{\text{O}_3}}$ [ppm]	räuml. Var. [ppb/100 km]	σ_{gemessen} [ppm]	$\sigma_{\text{theoretisch}}$ [ppm]
100	15,7	1,22	3,3	0,12	0,13
70	18,0	1,91	5,0	0,15	0,17
50	20,1	2,68	6,4	0,16	0,19
30	23,2	3,70	6,0	0,17	0,24
10	30,2	5,57	29,7	0,19	0,32

3.1.8. Mittlere räumliche Ozonvariabilität aus RAM-Daten

Aus der zeitlich sehr gut aufgelösten Folge der RAM-Ozonprofile läßt sich die mittlere räumliche Variabilität unterschiedlicher Höhenschichten ermitteln. Anhand von bekannten Windgeschwindigkeiten wird der zeitliche Abstand zweier Messungen in einen räumlichen Abstand transferiert. Die Windgeschwindigkeiten in Ny-Ålesund wurden aus den meteorologischen Analysen des ECMWF entnommen. Dabei wurde nur die Länge des Windvektors beachtet und nicht die Windrichtung. Aus den Messungen des RAMs wurden Paare gesucht, die zeitlich nicht mehr als einen halben Tag auseinander liegen und unter einer Stunde Integrationszeit besitzen. Für die Meßpaare wurde die Differenz der Profile ermittelt. Die Differenzen wurden höhenabhängig entsprechend dem räumlichen Abstand der beiden Messungen — errechnet aus der Windgeschwindigkeit und dem zeitlichen Abstand der Messungen — gruppiert. Die erste Gruppe enthält Messungen mit räumlichen Abständen von 0 bis 50 km, die zweite Gruppe von 50 bis 100 km usw. Für jede Gruppe und jede Höhe wurde die mittlere Schwankungsbreite ermittelt. Es ist zu erwarten, daß mit größerem räumlichen Abstand die Schwankungsbreite der Ergebnisse zunimmt, da neben den konstanten Meßfehlern die absoluten Differenzen aufgrund der räumlichen Variation mit steigender Entfernung größer werden. In Abbildung 3.13 ist die Schwankungsbreite in Abhängigkeit der Entfernung aufgetragen für ausgesuchte Höhen. Die Schwankungsbreite nimmt praktisch linear mit größeren Abständen zu. Legt man eine Gerade durch die Schwankungen, so entspricht der Schnittpunkt mit der 0-km Achse dem Meßrauschen und die Steigung der räumlichen Variation pro horizontaler Abstandseinheit. In Tabelle 3.5 ist das ermittelte Meßrauschen, das theoretisch erwartete Meßrauschen (Formel 3.14) und die räumliche Variabilität in ppm/100 km angegeben.

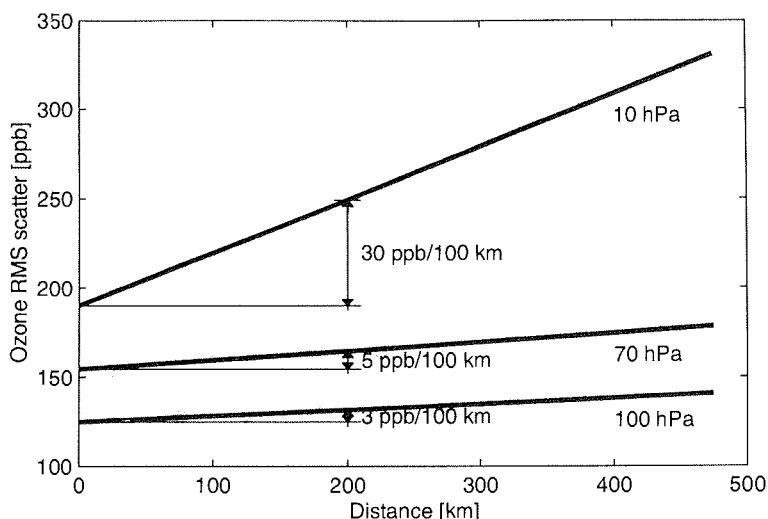


Abbildung 3.13. Räumliche Ozonvariabilität ermittelt aus RAM-Daten für drei Druckniveaus. Es wurden RAM-Meßpaare gebildet und anhand der Windanalysen des ECMWF deren räumliche Abstände aus den zeitlichen Abständen der Messungen errechnet. Die Differenzen der Meßpaare wurden den Entfernungen entsprechend gruppiert und die statistischen Eigenschaften bestimmt. Die graue Linie beschreibt die Schwankungsbreite (Standardabweichung) der Differenzen in Abhängigkeit der Entfernung. Durch die Punkte wurden Geraden gelegt (schwarze Linie). Der Schnittpunkt der Geraden mit der y-Achse ist das Meßrauschen des RAMs und die Steigung der Geraden die mittlere räumliche Variabilität des Ozons.

Das errechnete und gemessene Rauschen stimmt in den unteren Höhen gut überein. In 30 km Höhe ist das gemessene Rauschen allerdings deutlich geringer als das theoretisch erwartete. Der Grund hierfür ist die Wahl einer vergrößerten Spektrumkovarianz (siehe oben).

3.2. ECC Ozonsonden

Ozonsonden sind eine seit langem im Einsatz befindliche Methode zur in-situ Erforschung der Ozonschicht. Es existieren zwei Methoden, die Brewer-Mast-Sonden [z.B. Brewer et al., 1960] und die electrochemical-concentration-cell (ECC) Sonde von Komhyr [1969]. Die Ozonsonden werden zusammen mit Radiosonden zur Messung der meteorologischen Parameter Druck, Temperatur und Luftfeuchte an i.a. Gummiballonen geflogen. Die Platzhöhe der Ballone liegt in Ny-Ålesund um 30 km. In Ny-Ålesund wird der ECC-Sondentyp der Firma Science Pump Corp. zusammen mit einer Radiosonde von Vaisala geflogen. In Ny-Ålesund werden regelmäßige Ozonsondenstarts seit 1988 an der Koldewey-Station durchgeführt. Damit ist die Meßserie inzwischen zwar be-

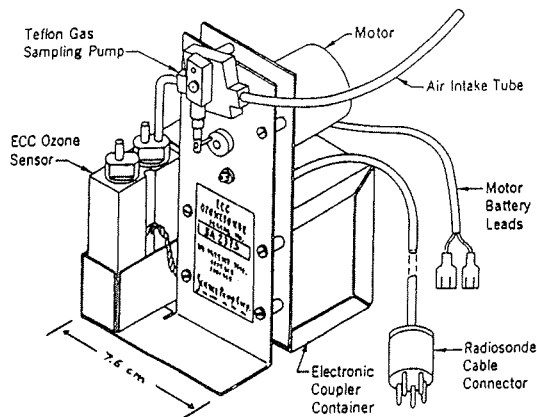
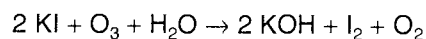


Abbildung 3.14. Aufbau der ECC-Ozonsonden. Sie bestehen aus zwei Reaktionszellen links, durch die angesaugte Umgebungsluft gepumpt wird. Die Pumpe ist dabei aus dem gegenüber Ozon chemisch nichtreaktiven Teflon gefertigt (Abbildung Komhyr et al. [1995] entnommen).

achtliche 10 Jahre lang, aber noch recht kurz im Vergleich zur längsten durchgängigen Ozonsonden-Zeitreihe des Hohenpeissenberg, Deutschland, beginnend in 1966 [WMO, 1981]. Im folgenden soll die Funktionsweise dargestellt werden und eine Übersicht der Meßeigenschaften gegeben werden. Zum Abschluß werden die Ozonsondierungen im Vergleichszeitraum 1997 und 1998 dargestellt.

3.2.1. Funktionsweise der ECC-Ozonsonden

Die Funktionsweise der ECC-Ozonsonden basiert auf der Reaktion von Ozon mit einer Kaliumjodid (KI) Lösung. Ozon reagiert mit einer KI-Lösung entsprechend der Reaktion:



In Abbildung 3.14 ist der Aufbau der ECC-Ozonsonde dargestellt. Sie besteht im wesentlichen aus zwei Reaktionszellen mit unterschiedlicher Konzentration an KI. Jede Kammer enthält eine chemisch inerte Platinelektrode, die über einen Strommesser verbunden sind. Die Zellen sind mit einer Ionenbrücke verbunden. Eine Pumpe saugt Umgebungsluft an und drückt sie durch eine der Kammern. Beim Durchströmen von ozonhaltiger Luft durch eine Kammer bildet sich aufgrund der obigen Reaktion ein Strom zwischen beiden Elektroden aus. Es läßt sich zeigen, daß jedes Ozonmolekül zwei Elektronen freisetzt und somit der integrierte Strom ein direktes Maß für die Anzahl der durchgeströmten

Ozonmoleküle darstellt. Die durchströmende Luftmenge wird durch Messungen der Pumpeneffizienz vor dem Start gemessen. Der Hintergrundstrom der ECC-Zelle wird ebenso kurz vor dem Start ermittelt und als konstante Korrektur auf alle Messungen angewendet. Mit abnehmendem Druck nimmt die Pumpeneffizienz ab und die Berechnung der durchgeströmten Luftmenge wird in Abhängigkeit des Drucks verbessert mit Hilfe einer Korrekturkurve (die in Ny-Ålesund verwendete Korrektur stammt von Komhyr, 1986). Die Sonde ist in einer Styroporkiste eingebaut. Korrekturen der ermittelten Ozonkonzentration werden zusätzlich in Abhängigkeit der Innentemperatur der Styroporkiste vorgenommen, um die Änderungen der Luftdichte aufgrund der Erwärmung der angesaugten Luft in der Styroporkiste auszugleichen. Die Innentemperatur der Box sinkt während des Fluges von ca. 20°C auf 5°C. [Komhyr et al., 1995]

Die Messungen des Ozons mit den ECC-Sonden sind als Teilchenzahl-dichte gegeben. Die vertikale Skala bildet in Ny-Ålesund der simultan gemessene Druck, jedoch sind prinzipiell auch andere Größen denkbar, wie z.B. die Höhe aus simultanen differentiellen GPS-Messungen.

3.2.2. Eigenschaften der ECC-Sonden, Fehlerquellen

Diverse Veröffentlichungen existieren, die sich mit der Genauigkeit der ECC-Sonden und den möglichen Fehlerquellen befassen [z.B. Komhyr et al., 1995, Hilsenrath et al., 1986, Thornton et al., 1982]. Hier sollen die wesentlichen Punkte kurz dargestellt werden. Das vertikale Auflösungsvermögen der Sonden ist abhängig von der Reaktionszeit der Zelle auf das Ozon der durchströmenden Luft. Komhyr [1995] gibt an, daß in etwa 80-90 % der Ozonänderungen innerhalb einer Minute gemessen werden können. Die entsprechende vertikale Auflösung der Sonden in Ny-Ålesund wird ähnlich angegeben mit etwa 40 Sekunden oder 150 m (Peter von der Gathen, persönliche Kommunikation). Durch die Reaktionszeit werden geringe Fehler im Bereich des starken Ozongradienten oberhalb der Tropopause erwartet. Als weitere Fehlerquelle wird die Messung der Pumpentemperatur genannt, die in die Korrektur der Ozonwerte einfließt. Üblicherweise werden anstatt der Pumpentemperatur die Temperatur in der Styroporkiste benutzt. Untersuchungen von z.B. Kyrö et al. [1997] zeigen, daß die Kistentemperatur um bis zu 20 K in größeren Höhen von der Pumpentemperatur abweichen kann. Dieser Fehler fließt direkt in die errechnete Ozonkonzentration ein.

Die Wiederholgenauigkeit von Messungen mit den Ozonsonden wird vom Hersteller mit 4.5 % angegeben. Ein weiteres Problem ist jedoch die absolute Kalibration der Sonden. Schwankungen in der Konzentration der KI-Lösung

können die Messungen beeinflussen, da höhere KI Konzentrationen zur Freisetzung von mehr als 2 Elektronen pro Ozonmolekül führen können [Komhyr et al., 1995]. Die derzeit übliche Vorgehensweise zur absoluten Kalibration wurde schon 1957 vorgeschlagen. Aus der Sondenmessung wird das Totalozon bestimmt und mit einer gleichzeitigen Messung mit einem Dobsonphotometer (Meßprinzip basiert auf der starken Absorptionskante des Ozons im UV) verglichen. Die Sondenmessung wird in allen Höhen mit dem gleichen Faktor skaliert, um der Dobson-Messung zu entsprechen. In Ny-Ålesund ist dieses Verfahren nicht anwendbar aufgrund der nicht vorhandenen Sonne in der Polarnacht. Auch prinzipiell ist diese Skalierung mit einiger Skepsis zu betrachten, da die Dobson-Messungen nicht dieselben Luftmassen beproben und durch Aerosole beeinflusst werden können (siehe auch Anmerkungen in Schmidlin et al. [1996]).

Nichtsdestotrotz bildet der Ozondatensatz in Ny-Ålesund den vertikal am besten aufgelösten Datensatz bis 30 km Höhe mit einer Zeitserie beträchtlicher Länge. Die Zuverlässigkeit und Vergleichbarkeit der Sonden auch mehrerer Stationen ist inzwischen anerkannt. Nicht erst zuletzt durch die MATCH-Kampagnen [z.B. Rex et al., 1997 und 1998] — bei der die Bahn von Luftmassen rechnerisch verfolgt wurde, die gezielt von insgesamt 35 unterschiedlichen Stationen beprobt wurden — wurde dies unter Beweis gestellt.

Die Tabelle 3.6 enthält die Zusammenfassung der Meßeigenschaften der ECC-Sonden. Die größte Einschränkung der Ozonsonden ist wohl ihr Preis, so daß nicht häufigere Sondierungen vorgenommen werden.

3.2.3. ECC-Ozonsondendatensatz 1997 und 1998

Im Zeitraum vom 1.1.1997 bis 30.9.1998 wurden insgesamt 185 Sonden gestartet, von denen 96 Sonden 29.5 km Höhe erreicht haben. Abbildung 3.15 zeigt zwei Ozonsondenaufstiege im Januar 1997 und April 1997 als *Partialdruck* sowie einer Konturdarstellung der *VMR*-Profile des Zeitraums von 1994 bis 1998. In den beiden einzelnen Profilen ist die sehr gute vertikale Auflösung der Sonden erkennbar. Die Tropopause ist als Knick im Profil auszumachen. Der fortschreitende Ozonverlust ist als Ausdünnen des Profils vom 5. April 1997 in 20 km Höhe zu erkennen. In der Konturdarstellung wird eine

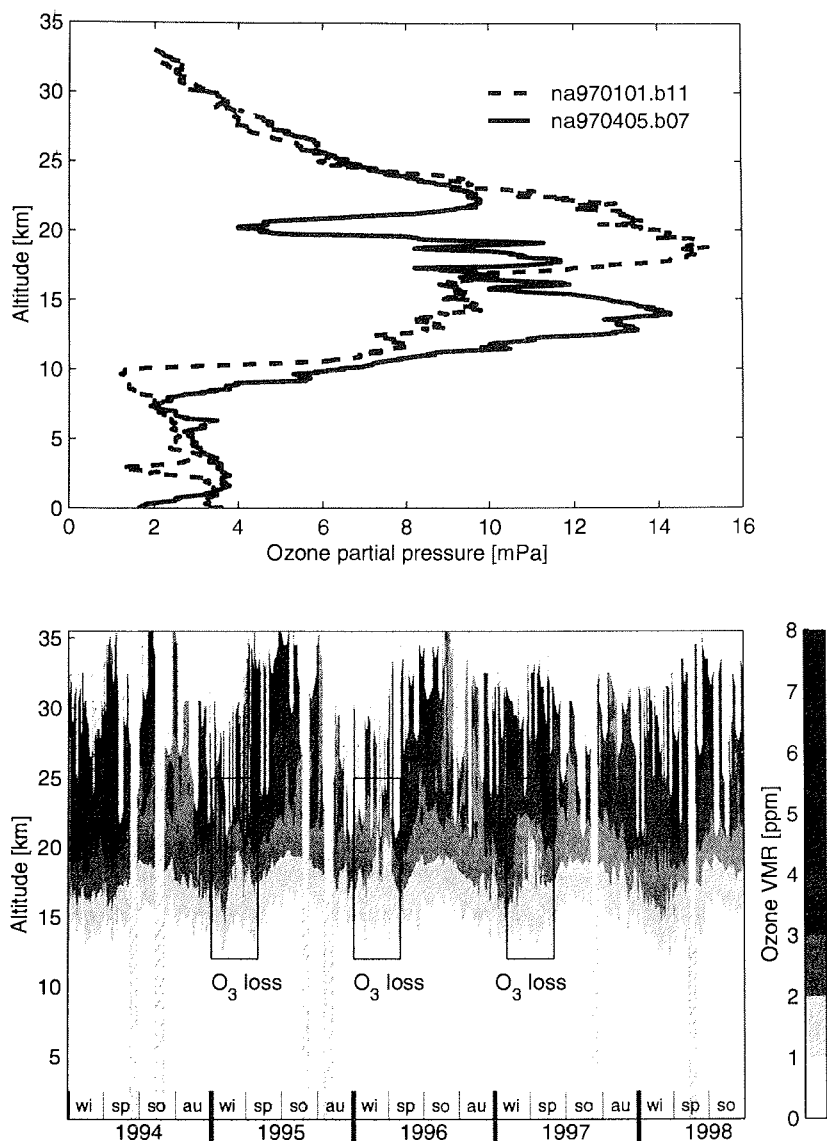


Abbildung 3.15. Ozonsondenmessungen in Ny-Ålesund. In der oberen Abbildung sind zwei Sondaufstiege aus dem Frühjahr 1997 zu sehen. Die gestrichelte Linie beschreibt ein Ozonsondenprofil vom 1. Januar 1997 und die durchgezogene Linie ein Ozonsondenprofil vom 5. April 1997. Um 20 km ist in der Aprilsonde ein Einbruch des Ozons zu erkennen, der auf chemischen Ozonverlust zurückzuführen ist. In der unteren Abbildung ist eine Konturdarstellung aller Sonden seit 1994 zu sehen (Meßlücken größer zwei Wochen sind als grau schattierte Bereiche gekennzeichnet). Der chemische Ozonverlust ist als "Blase" niedriger Ozonwerte in den gekennzeichneten Bereichen sichtbar.

Tabelle 3.6. Eigenschaften der ECC Ozonsondenmessungen in Ny-Ålesund.

Instrument	Messungen
<u>Meßmethode</u>	<u>Meßgröße</u>
- in-situ Meßgerät	- Ozon-Partialdruck, vertikales Gitter: Druck
- Reaktion des Ozons der Umgebungsluft mit einer KI-Lösung. Messungen eines Stroms zwischen zwei chemischen Reaktionszellen	- 0 bis etwa 30 km - vertikale Auflösung ca. 150 m
<u>Einschränkungen</u>	<u>temporale Auflösung</u>
- problematische absolute Kalibration	- 1x pro Woche bis zu 4x pro Woche
- recht hoher Preis pro Sonde	- weitgehend wetterunabhängig
	<u>Meßzeitraum</u>
	- ganzjährig
	- 1988 bis jetzt

Übersicht der Messungen für einen großen Zeitraum dargestellt. In den Winter-/Frühjahr-Perioden ist die Meßdichte erhöht und liegt bei 3 Starts/Woche. Im Sommer wird nur einmal wöchentlich eine Sonde gestartet. Erst oberhalb der Tropopause steigt das Ozon-VMR stark an (Auch das Einfügen zusätzlicher Konturlinien ändert das Bild nicht wesentlich). Die Höhe der ersten Konturlinie folgt deshalb im wesentlichen der Höhe der Tropopause und liegt im Sommer höher als im Winter. In der Abbildung sind die deutlichen Ozonverluste um 19 km von Januar bis April 1995, 1996 und 1997 als "Blase" ozonarmer Luft erkennbar. Im Winter/Frühjahr 1998 ist ein solcher Verlust nur ansatzweise Mitte März ersichtlich. Das Ozon-VMR in der unteren Höhengschicht ist nahezu konstant.

3.3. Differential Absorption LIDAR (DIAL)

Die Ursprünge der Differential-Absorption-LIDAR-(DIAL)-Technik (LIDAR ist eigentlich die Abkürzung für Light Detection And Ranging angelehnt an RADAR, wird jedoch inzwischen als eigenständiger Begriff verwendet) zur Erforschung der Ozonschicht geht auf den Anfang der 80er Jahre zurück. Pelon et al. [1986] geben an, daß diese Methode als Ergänzung der damals etablierten passiven Methoden gedacht ist, die vor allem mit Kalibrationsproblemen be-

haftet sind. Das LIDAR ist ein *aktives* Fernerkundungsverfahren, das selbst Strahlung aussendet und die Wechselwirkung dieser Strahlung mit Ozon oder anderen Atmosphärenbestandteilen mißt. Es ist inzwischen eine etablierte Meßmethode und gehört zur Standardinstrumentarisierung der NDSC-Stationen. Neben Ozon lassen sich mit der gleichen Technik auch Aerosole und insbesondere PSCs beobachten sowie klassifizieren.

3.3.1. Theorie und Auswertung

Das Prinzip der LIDAR-Technik beruht auf der Aussendung von Licht und dem Empfang des zurückgestreuten Lichts. Ein kurzes Gedankenexperiment motiviert die Einführung der DIAL-Technik: Ein Laser sendet Licht im UV-Bereich aus (λ_{on}). Die Wellenlänge λ_{on} liegt im Bereich der starken Absorptionsbande des Ozons und die Intensität des Lichts wird beim Durchdringen der Atmosphäre proportional zum Ozon entlang des Weges geringer. Geringe Teile des Strahls werden in jeder Höhe aufgrund der Rayleigh-Streuung zurückgestreut und beim Durchgang durch die Atmosphäre weiter abgeschwächt. Am Boden empfängt man die Strahlung mit einem Teleskop und erhält ein Signal, das entsprechend der doppelten Ozonsäule abgeschwächt ist.

Die unbekanntenen Größen dieses Gedankenspiels sind: die ausgesendete Leistung, die Extinktion der atmosphärischen Bestandteile neben dem Ozon, die Streuwahrscheinlichkeit und die absolute Kalibration der empfangenen Leistung. Die DIAL-Technik umgeht die Bestimmung dieser Größen. Bei dieser Technik wird ein Strahl einer zweiten Wellenlänge ausgesendet (λ_{off}). Die Wellenlänge muß so *nah* an der ersten Wellenlänge gewählt werden, daß sich die atmosphärischen Eigenschaften — Streueigenschaften der Luftbestandteile und Aerosole im wesentlichen — nicht ändern, aber *weit genug entfernt*, daß sie vom Ozon kaum absorbiert wird. Durch Inversion des entsprechenden Strahlungstransfers nach der Ozonkonzentration erhält man, daß das Intensitätsverhältnis der beiden ausgesendeten Strahlen beliebig sein kann und die Ableitung des Logarithmusses des Verhältnisses der beiden rückgestreuten Leistungen $P_{\lambda_{on}}$ und $P_{\lambda_{off}}$ der Ozonkonzentration entspricht — bis auf kleinere Korrekturen: (Eine Herleitung der Formel entnimmt man z.B. Ehlers [1993] oder Heese [1996]):

$$\begin{aligned}
n_{O_3}(z) = & \frac{1}{2\sigma_{O_3, \lambda_{on}}} \left[\frac{d}{dz} \ln \left(\frac{P_{\lambda_{off}}(z)}{P_{\lambda_{on}}(z)} \right) \right] \\
& - \frac{1}{\sigma_{O_3, \lambda_{on}}} n_R(z) \Delta\sigma_R \\
& - \frac{1}{2\sigma_{O_3, \lambda_{on}}} \left[\frac{d}{dz} \ln \left(\frac{\beta_{\lambda_{off}}(z)}{\beta_{\lambda_{on}}(z)} \right) \right] \\
& - \frac{1}{\sigma_{O_3, \lambda_{on}}} \Delta\alpha_M(z)
\end{aligned}$$

mit n_{O_3} als Ozonteilchenzahldichte, $\sigma_{O_3, \lambda_{on}}$ als Streuquerschnitt des Ozons bei λ_{on} , n_R als Luftdichte, $\Delta\sigma_R$ die Differenzen des Streuquerschnittes der Luft bei den beiden Wellenlängen, $\beta_{\lambda_{on, off}}$ den Aerosol Rückstreuquerschnitten der beiden Wellenlängen und $\Delta\alpha_M$ der Extinktionsdifferenz beider Wellenlängen aufgrund von Aerosolen und Mie-Streuung.

Der erste Term ist der gesuchte Zusammenhang zwischen den Rückstreusignalen und der Ozonkonzentration. Die Höhenzuordnung wird durch die Bestimmung der Laufzeit des Laserpulses durch die Atmosphäre erreicht. Die weiteren drei Terme können als Korrekturterme interpretiert werden. Steinbrecht et al. [1997] gibt an, daß im Falle von normaler Aerosolladung der Atmosphäre — also keiner Situation wie nach dem Pinatubo Ausbruch oder im Falle von PSCs — nur der zweite Term relevant ist und nicht vernachlässigt werden darf. Fehler in den errechneten LIDAR-Ozonprofilen erhält man jedoch nur, wenn statt der aktuellen Luftdichteprofile klimatologische Mittel verwendet werden. Steinbrecht et al. [1997] gibt die möglichen Fehler mit 10 % in den unteren Höhenschichten an.

Die Rückstreuwahrscheinlichkeit, aus denen der Absolutwert von $P_{\lambda_{on, off}}$ bestimmt wird, nimmt mit der Dichte der Luft — also exponentiell mit der Höhe — ab. Um einen Höhenbereich von 10 bis 50 km abdecken zu können, muß die Detektionseinheit über mehrere Größenordnungen sensitiv sein. In den oberen Höhen wird die Rückstreuintensität somit sehr klein und das Rauschen wird aufgrund der Bildung der Ableitung erheblich verstärkt. Um die Lösungen bei geringen Rückstreuleistungen zu stabilisieren, wurden Mittelungsverfahren etabliert. Das für das Ny-Ålesund Lidar verwendete Verfahren legt an den Verlauf des Logarithmusses des Rückstreuverhältnisses ein Polynom an, das dann analytisch ableitbar ist. Der Grad des Polynoms und der Höhenbereich, an den es angelegt wird, wird dynamisch bestimmt (Peter von der Gathen, persönliche Kommunikation). Die Höhenauflösung liegt zwischen 300 m in den unteren Höhen und etwa 5 km in großen Höhen um 45 km. Der Einsatz des LIDARs ist auf

wolkenfreies Wetter beschränkt, weil der ausgesendete Strahl Wolken nicht durchdringen kann.

Die Messungen des Ozons mit der LIDAR Methode liefern die Ozonteilchenzahldichte gegenüber der geometrischen Höhe. Andere Darstellungsformen sind daraus abgeleitet.

3.3.2. Der Meßaufbau

Die originäre Wellenlänge des verwendeten XeCl-Excimer-Laser liegt bei 308 nm in der Ozonabsorptionsbande. Die Pulslänge liegt bei 20 ns. Das emittierte Licht wird in einer mit Wasserstoff gefüllten Ramanzelle fokussiert. Durch inelastische Stöße wird zusätzlich Licht bei 353 nm erzeugt. Durch diese Konfiguration ist sowohl die Kohärenz, die geometrische Überdeckung als auch ein festgelegtes Intensitätsverhältnis der beiden DIAL-Wellenlängen gewährleistet. Durch eine Aufweitungsoptik wird der Strahl senkrecht in die Atmosphäre emittiert. Die rückgestreute Leistung wird mit einem 150 cm Teleskop empfangen und mittels Lichtleiter in die Analyseoptik geführt. Der troposphärische Anteil des rückgestreuten Strahls wird mit Hilfe einer Chopper-Scheibe ausgeblendet, die mit der Pulsgeneration des Strahls synchronisiert ist. Dadurch wird eine Übersteuerung der empfindlichen Detektoren durch die intensive Rückstreuung der untersten Höhenschichten verhindert. Die Optik besteht aus zwei Zweigen und die Wellenlängenseparation wird durch dichromatische Spiegel vorgenommen. Für Tageslichtmessungen können sehr schmalbandige Fabry-Perot-Etalons in die Zweige integriert werden, um Streulicht zu unterdrücken. Im Vergleichszeitraum liegen jedoch keine Ozondaten für Tageslichtmessungen vor. Als lichtempfindliche Elemente werden Photomultiplier eingesetzt, die über mehrere Größenordnungen sensitiv sind [Neuber et al., 1998]. Aufgrund der DIAL-Auswertungs-Methode ist es nicht notwendig, beide Zweige gegeneinander absolut zu kalibrieren oder die Leistung der ausgesendeten Strahlen zu ermitteln. Als einzige und erfüllte Voraussetzung muß gefordert werden, daß beide Empfangseinheiten linear (oder zumindest in der gleichen Weise nichtlinear) arbeiten und sich die relative Empfindlichkeit beider optischen Zweige während eines Pulses nicht ändert. Tabelle 3.7 faßt die Eigenschaften des LIDAR-Instrumentes zusammen.

Die Länge des Laserpulses mit etwa 6 m ist klein gegenüber der Höhenauflösung. Bei der Justage der Optik muß beachtet werden, daß möglichst wenig Streulicht in die Optik trifft, weil durch einen konstanten Beitrag die Auswertung aufgrund der Quotientenbildung verfälscht werden würde. Der verbleibende Streulichtbeitrag wird aus den Messungen sehr großer Höhen ermittelt,

Tabelle 3.7. Eigenschaften des LIDAR-Instrumentes in Ny-Ålesund.

Instrument	Messungen
<u>Meßmethode</u>	<u>Meßgröße</u>
- bodengebunden	- Ozonteilchenzahldichte, vertikales Gitter: geometrische Höhe
- aktives optisches System	- 10 bis 45 km mit Auflösung
- simultane Messung des rückgestreuten UV Lichtes bei zwei Wellenlängen	- 300m bis 5 km
- Auswertung anhand der unterschiedlichen Absorption des Ozons bei den zwei Wellenlängen.	<u>temporale Auflösung</u>
<u>Einschränkungen</u>	- Messungen an etwa 5 von 7 Tagen
- wolkenloser Himmel notwendig	- wolkenloser Himmel
- nur Nachtmessungen in der hier verwendeten Konfiguration möglich	<u>Meßzeitraum</u>
	- Polarnacht von Anfang November bis Mitte März
	- Winter 1997/98 zur Zeit ausgewertet

bei denen man annehmen kann, daß nur Restlicht empfangen wird und kein Signal mehr aufgrund des ausgesendeten Laserstrahls vorhanden ist. Die Integrationszeiten für ein Profil liegen bei ca. 2 Stunden. In Tabelle 3.7 sind die Instrumenten- und Auswertungsparameter zusammengestellt.

3.3.3. Messungen im Winter 1997/98

Für diese Arbeit liegen die ausgewerteten Meßdaten aus der Winterperiode 1997/98 vor. Auswertungen der Tageslichtmessungen und Messungen des Frühjahrs 1997 waren noch nicht verfügbar, da der Auswertealgorithmus derzeit überarbeitet wird (R. Neuber, persönliche Kommunikation). In der Periode vom 4. November 1997 bis 26. März 1998 wurden insgesamt 97 Profile an 50 Meßtagen aufgenommen. Der abgedeckte Höhenbereich erstreckt sich im allgemeinen von 10 bis 45 km. In Abbildung 3.16 ist das Profil von 27. Januar 1998 mit den Fehlergrenzen der Auswertung angegeben. Die feinen Strukturen des Profils sind gut zu sehen. Abbildung 3.16 zeigt die LIDAR-Ozon-Teilchenzahldichte ausgesuchter Höhen für den Vergleichszeitraum. Die größere Meßdichte im Januar ist durch eine LIDAR-Vergleichskampagne in Ny-Ålesund und das gute, stabile Wetter bedingt.

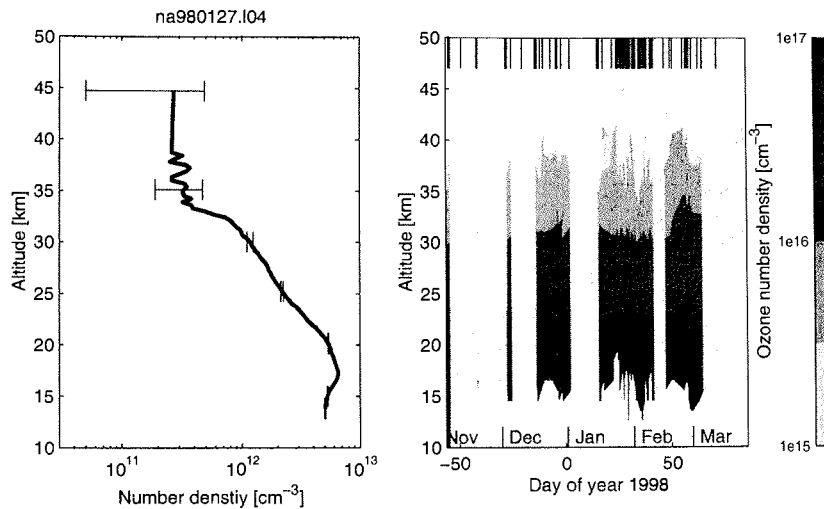


Abbildung 3.16. Ozon-LIDAR-Messungen in Ny-Ålesund. Links ist das Profil vom 27. Januar 1998 dargestellt. Die Fehlerbalken kennzeichnen die statistischen Fehler der LIDAR-Auswertung. Die Teilchenzahldichte zeigt ein Maximum bei 18 km Höhe und fällt dann stark nach oben dem Druck entsprechend ab (Man beachte die logarithmische Ozonskala). Die rechte Grafik zeigt eine Übersicht aller ausgewerteten Messungen in 1997/98. Die Striche kennzeichnen die Meßzeitpunkte. Grau schattierte Bereiche kennzeichnen Meßlücken größer als fünf Tage. Im Zeitraum mit der größten Meßdichte Ende Januar wurde eine LIDAR-Vergleichskampagne in Ny-Ålesund durchgeführt.

3.4. Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS)

Die Methode der Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS) mißt die diffuse Himmelsstrahlung in Zenitrichtung. Es ist ein optisches Verfahren, das Absorptionsspektren der Sonne oder des Mondes aufnimmt. Damit ist das O,A und S des Namens erklärt. Was es mit dem D auf sich hat, wird im folgenden Unterkapitel diskutiert. DOAS-Geräte kommen ohne mechanisch bewegte Teile aus und haben integrierte Kalibrationseinrichtungen. Sie sind somit robust, zuverlässig und automatisch betreibbar. Das DOAS-Gerät in Ny-Ålesund wird vom Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, betrieben und ist seit Eröffnung des NDSC-Gebäudes Ende 1994 operationell im Einsatz. Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Daten stammen nur aus Messungen gestreuten Sonnenlichts aus Zenit Blickrichtung. Mondmessungen wurden zwar durchgeführt, müssen aber aufgrund der geringen Strahlungsintensität in direkter Absorption vorgenommen werden und sind aufwendiger auszuwerten. Die Aus-

wertung der Mondmessungen befindet sich derzeit noch in einem vorläufigen Stand.

Zur (Sonnenlicht-)Messung von Ozon mit der DOAS-Methode muß genügend Sonnenlicht zum Boden gestreut werden, was bei Sonnenzenitwinkeln unter 92° gegeben ist. Somit existiert eine Meßlücke von Anfang November bis Mitte Februar. Auch im Sommer ist die Methode in Ny-Ålesund nur eingeschränkt anwendbar, da sie auf Änderungen des Lichtweges durch die Atmosphäre im Laufe eines Tages angewiesen sind. Aufgrund des permanent hohen Sonnenstandes im Sommer wird die statistische Genauigkeit der DOAS-Messungen geringer. Die Ursprünge der DOAS-Methode liegen im ältesten von Dobson eingeführten operationell verwendeten Ozonmeßverfahren, das seit den späten 1920ern im Einsatz ist. Dabei werden aus dem Intensitätsverhältnis zweier Wellenlängen in der Ozonabsorptionsbande und außerhalb der Bande Ozonsäulen abgeleitet. Praktisch als Erweiterung — schon fast als Verallgemeinerung — hierzu wird beim DOAS-Verfahren ein gesamtes Spektrum aufgenommen. Die DOAS Meßmethode ist seit längerem bekannt [z.B. Solomon et al. [1987], jedoch hat sich inzwischen die Messung der Absorptionsquerschnitte, die für die Auswertung verwendet werden, verbessert.

3.4.1. Theorie und Auswertung

Die DOAS Methode zur Bestimmung von Spurengassäulendichten läßt sich für jeden Absorber anwenden, der ein strukturiertes Spektrum zeigt. Ziel der Auswertung ist es, jene Strukturen des Spektrums zu identifizieren, die auf ein bestimmtes Spurengas zurückgehen. Dabei werden nur die sich stark verändernden, die *differentiellen*, Strukturen der Absorption beachtet — das D im Namen der Meßmethode. Aus den folgenden Überlegungen wird die Idee des DOAS verdeutlicht und die einfließenden Größen veranschaulicht:

Die Extinktion der Atmosphäre läßt sich zusammengesetzt sehen aus der Absorption von Spurengasen, die abhängig ist von der Anzahl der Absorber entlang des Lichtweges, der Rayleigh- und Mie-Streuprozesse deren Extinktion im wesentlichen eine Streuung von Strahlung aus dem Strahl heraus in andere Himmelsrichtungen bewirkt. Zudem werden die Fraunhofer-Strukturen des Sonnenspektrums durch inelastische Streuung in der Atmosphäre beeinflusst, den sogenannten Ring Effekt. Der Ring Effekt wird formal behandelt wie die Absorptionsstrukturen eines weiteren Absorbers [z.B. Solomon et al., 1987]. Zusammengesetzt ergibt sich dann für die Absorption entlang des Lichtweges durch die Atmosphäre [Richter, 1998]:

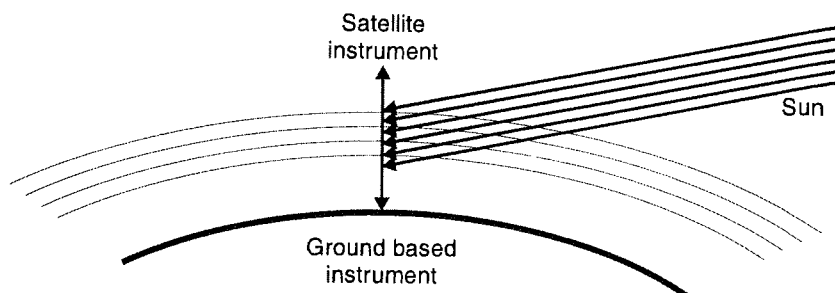


Abbildung 3.17. Skizze der DOAS-Meßgeometrie. Licht der Sonne tritt schräg durch die Atmosphäre und wird in der Atmosphäre in Richtung der Meßinstrumente gestreut. Gemessen wird die Extinktion der Spurengase entlang des Lichtweges — erst schräg durch die Atmosphäre, dann nahezu senkrecht zum Boden oder zu einem Satelliten (siehe Kapitel 3.6). Der Spurengasgehalt entlang des Lichtweges wird als schräge Säule bezeichnet, als vertikale Säule bezeichnet man den Spurengasgehalt senkrecht durch die Atmosphäre.

$$I(\lambda) = \beta I_0(\lambda) \exp \left\{ - \sum_j \sigma_j(\lambda, s) SC_j - \sigma_j(\lambda, s) SC_j - \sigma_j(\lambda, s) SC_j \right\} \quad (3.17)$$

mit j als Index der betrachteten Absorber eingeschlossen dem Ring Effekt, mit β als Streuwahrscheinlichkeit, daß Licht in Zenitrichtung gestreut wird, I_0 der Sonneneinstrahlung an der Oberseite der Atmosphäre, σ_x den Absorptionsquerschnitten und SC_x den *schrägen Säulen* (SC vom englischen slant column).

Die schrägen Säulen geben die Zahl der Absorber entlang des Lichtweges an, also oben schräg durch die Atmosphäre und nach der Streuung in Zenitrichtung senkrecht durch die Atmosphäre (siehe Abbildung 3.17). Ziel der Auswertung ist es, die obige Gleichung nach SC des Ozons umzustellen und im Anschluß die *vertikale Säule* (VC vom englischen vertical column) zu bestimmen, also jener Anzahl der Absorber, die in Zenitrichtung vorhanden sind. Um die Gleichung aufzulösen, ist es notwendig,

- βI_0 zu bestimmen. Der einfachste Weg am Erdboden hierfür ist, den Logarithmus des *Quotienten* aus zwei Messungen mit unterschiedlichen Sonnenzenitwinkel zu bilden. Somit muß βI_0 nicht bekannt sein. Als Ergebnis erhält man dann jene Absorptionsstrukturen, die durch die Änderung des Lichtweges — Änderung von SC — hervorgerufen sind. Aufgrund der Quotientenbildung ist die Methode zudem wetterunabhängig. Auch wenn sich durch Wolkenbedeckung die Intensität der Strahlung

breitbandig ändert, bleiben die Verhältnisse der *differentiellen* Absorptionsstrukturen erhalten.

- den spektralen Beitrag der Mie- und Rayleigh-Streuung zu eliminieren. Dies erreicht man durch Anpassen eines Polynoms niedrigen Grades an den Logarithmus des Quotienten. Dadurch bleiben nur noch differentielle Absorptionsstrukturen bestehen.
- die differentielle Absorptionsquerschnitte der Absorber im betrachteten Frequenzbereich zu kennen. Die Querschnitte können im Labor gemessen werden. Differentiell bedeutet auch hier, daß von den absoluten Querschnitten ein Polynom niedrigen Grades abgezogen wurde.

An den Logarithmus des Quotienten werden die differentiellen Absorptionsquerschnitte angepaßt und quasi aus der „Tiefe“ der Strukturen die SC ermittelt. Die SC können jedoch nicht direkt in die VC überführt werden. Wenn man sich den Lichtweg durch die Atmosphäre betrachtet, wird dies klar. Im oberen Teil der Atmosphäre ist der Lichtweg schräg und somit die Absorption einer Höhenschicht stark vergrößert. Dann wird das Licht senkrecht nach unten in Richtung Meßgeräte gestreut und läuft direkt durch diese Luftschichten. Der Beitrag dieser Schichten zur Absorption ist entsprechend dem geringeren Lichtweg kleiner. In welcher Höhe das meiste Licht senkrecht zum Boden gestreut wird, beschreibt die wahrscheinlichste Streuhöhe. Sie liegt bei einem Sonnenzenitwinkel von 90° bei etwa 20 km (Wittrock, persönliche Kommunikation). Die hauptsächliche Informationen über das Ozon stammt dann aus einer horizontalen Entfernung zum Meßstandort von etwa 300 km in Richtung der Sonneneinstrahlung. Die Umrechnung der SC in die VC muß die Absorption der Atmosphärenschichten oberhalb der Streuhöhe weniger stark wichten als die Schichten unterhalb der Streuhöhe. Dafür muß jedoch das Profil des Absorbers bekannt sein. Die unbekannte Form des Profils ist auch die größte Unsicherheit in der Bestimmung der VC aus den SC. Den Umrechnungsfaktor von SC in VC bezeichnet man als Airmassfaktor (der DOAS-Airmassfaktor entspricht nicht dem Airmassfaktor, der im Kapitel 3.1.1 für die Mikrowellenmessungen eingang findet. Der DOAS-Airmassfaktor beschreibt vielmehr einen effektiven Airmassfaktor gewichtet mit dem Absorberprofil). Die Berechnung der Airmassfaktoren wird mit aufwendigen Strahlungstransferrechnungen vorgenommen, bei denen Mehrfachstreuung, meteorologische Profile und Spurengasprofile berücksichtigt werden.

Bei der Wahl des spektralen Bereichs der Messungen ist darauf zu achten, daß

- die Absorptionsquerschnitte nur wenig druck- und temperaturabhängig sind und sich nicht sehr stark mit der Höhe ändern.
- die Atmosphäre als optisch dünn im betrachteten Bereich gilt. Ansonsten können sich die differentiellen Strukturen der Absorption im Spektrum mit der Absorbermenge ändern aufgrund von (fast) vollständiger Absorption in den „Tälern“ der Absorptionsstrukturen.
- sich die differentielle Strukturen der unterschiedlichen Absorber nicht gegenseitig überdecken, also die differentiellen Strukturen im mathematischen Sinne möglichst orthogonal zueinander sind.

3.4.2. Der Meßaufbau

Das Meßgerät besteht aus einem in Zenitrichtung schauenden Teleskop. Mit einem Lichtleiterbündel wird das Licht aus der Brennebene in ein Czerny-Turner Spektrometer geleitet. Dort wird es mit Hilfe einer Optik bestehend aus zwei Hohlspiegeln und einem Gitter spektral zerlegt und mit einem 1024-Pixel CCD-Array simultan aufgenommen. Das Spektrometer ist evakuiert und auf 30°C temperaturstabilisiert. Der CCD-Array-Detektor ist mit Peltierelementen auf -35°C gekühlt, um das Blindrauschen gering zu halten [Wittrock et al., 1996]. Der Blindstrom wird täglich gemessen und die Spektren entsprechend korrigiert. Die Wellenlängenkalibration erfolgt über die täglichen Messungen des Spektrums einer HgCd-Lampe.

Die Spektren werden vollautomatisch aufgezeichnet. Zur Auswertung werden Paare verwendet aus Mittagsmessungen mit niedrigen Zenitwinkeln und Morgen- sowie Abendmessungen mit hohen Zenitwinkeln. Bei der Auswahl der Spektren mit hohen Zenitwinkeln wird der Winkelbereich um 90° bevorzugt. Im Sommer wird ein Kompromiß gesucht zwischen Airmassfaktordifferenz und zeitlichem Abstand der Messungen des Paares. Für die Messungen im Februar existieren keine Mittagsmessung. Statt dessen wird ein Mittagsspektrum aus März verwendet, zu dem das Ozonprofil und das Totalozon aus simultanen Sondenmessungen bekannt ist.

Im Wellenlängenbereich von 435 bis 481.5 nm werden an den Quotient der Spektrenpaare die differentiellen Querschnitte von NO₂, O₃, O₄ und des Ring-Spektrums angepaßt. Die Querschnitte stammen aus Labormessungen bei 221 K mit dem GOME-Gerät, das jetzt auf dem Satelliten ERS-2 fliegt (siehe Kapitel 3.6). Die Umrechnung der schrägen Säule in die vertikale Säule geschieht unter Einbeziehung des Ozonprofils aus zeitlich nahe liegenden Ozonsondenmessungen mit dem GOMETRAN-Strahlungstransfermodell [Roazanov

Tabelle 3.8. Eigenschaften des DOAS-Instrumentes in Ny-Ålesund.

Instrument	Messungen
<u>Meßmethode</u>	<u>Meßgröße</u>
- bodengebunden	- Totalozon
- optisches System	<u>temporale Auflösung</u>
- spektrale Messung in Richtung Zenit von gestreutem Sonnenlicht im UV und Sichtbaren.	- 2x pro Tag
- Auswertung anhand der differentiellen Strukturen der atmosphärischen Extinktion von Spurengasen.	- wetterunabhängig
- Strahlungstransfer. GOMETRAN	<u>Meßzeitraum</u>
	- sonnenbeschienene Periode, Mitte Februar bis Mitte Oktober
	- 1994 bis jetzt
<u>Einschränkungen</u>	
- Benötigt Sonnenlicht	
- Abhängigkeit der Auswertung von der Vorgabe eines Ozonprofils	
- Große Änderung des Weges des Sonnenlichts durch die Atmosphäre im Lauf eines Tages wünschenswert.	

et al., 1997]. Die Instrumenten- und Meßparameter sind in Tabelle 3.8 verzeichnet.

3.4.3. Messungen 1997 und 1998

Die Meßperiode der DOAS-Messungen beginnt in Ny-Ålesund Mitte Februar und endet Mitte Oktober. Wetterunabhängig werden täglich zwei Ozonsäulen bestimmt. In der Meßperiode liegen an allen Tagen DOAS-Messungen vor. Aufgrund des Auftretens starker PSCs, deren Extinktionseigenschaften in der Auswertung nicht berücksichtigt werden, sind die Messungen vom 20. bis 24. Februar 1997 unsicher und werden im weiteren nicht beachtet. Abbildung 3.18 zeigt den Verlauf des DOAS-Totalozons. Der Jahresgang mit einem Maximum im Frühjahr und einen Minimum zum Herbst ist deutlich ausgeprägt. Die Höhe des Maximums 1997 ist geringer als 1998 bedingt durch starken Ozonabbau im Frühjahr 1997 [z.B. Sinnhuber, 1998]. Die DOAS-Daten werden in Kapitel 8.1 mit den Ergebnissen des RAMs verglichen. Zudem wird eine Abschätzung der räumlichen Variabilität aus den DOAS-Daten vorgestellt.

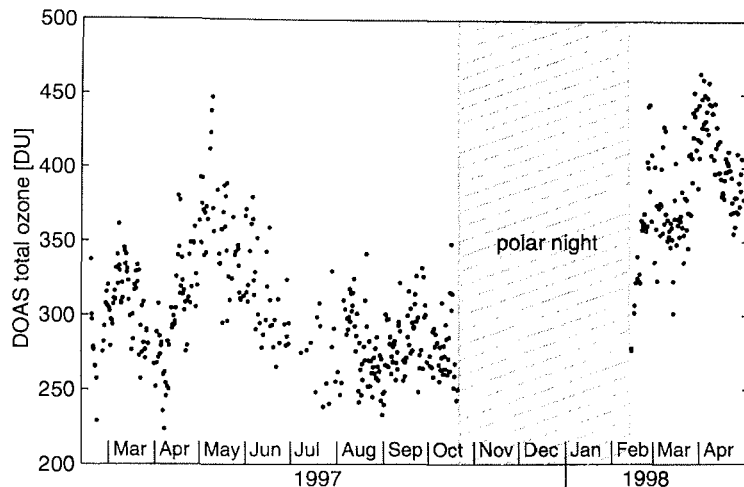


Abbildung 3.18. DOAS Messungen des Totalozons in Ny-Ålesund 1997 und 1998. Die Messungen des DOAS in Ny-Ålesund liegen außerhalb der Polarnacht von Mitte Februar bis Ende Oktober vor. Der typische Verlauf des polaren Totalozons ist erkennbar mit einem Maximum im Frühjahr und sinkenden Werten im Sommer. Im März und April 1997 wurden recht niedrige Werte gemessen, die größtenteils verursacht wurden durch den starken chemischen Ozonverlust.

3.5. Fourier-Transform-Infrared (FTIR) Spektrometer

Die Fourier-Transform-Spektroskopie ist eine Methode, bei der die Absorption der Atmosphäre in ausgesuchten Wellenlängenbereichen des Infraroten bis UV aufgenommen wird. Im Infraroten können zudem auch Messungen der atmosphärischen Emission durchgeführt werden. Aus der Tiefe von charakteristischen Absorptionsstrukturen der Spurengase kann auf die Gesamtzahl der Absorber entlang des Lichtweges geschlossen werden. Das Grundprinzip der Apparatur geht schon auf Michelson ins 19te Jahrhundert zurück. Zur Messung atmosphärischer Zusammensetzung wird die Methode seit den 1970ern verwendet [z.B. Farmer et al., 1980].

Wird in Absorptionsgeometrie gemessen, kann sowohl die Sonne als auch der Mond als Strahlungsquelle dienen [Notholt, 1994]. Bei Sonnenmessungen kann praktisch die Eigenemission der Atmosphäre und der Komponenten des Meßgerätes vernachlässigt werden. Mit dem Mond als Strahlungsquelle reduziert sich die Strahlungsleistung wellenlängenabhängig auf $1/50$ bis $1 \cdot 10^{-6}$ und die Emissions-Effekte lassen sich nicht mehr vernachlässigen. Notholt [1994] hat eine Methode entwickelt, um diesen Beitrag zu korrigieren. Die Korrektur

wird ermittelt zum einen aus der abwechselnden Messung in Richtung des Mondes und in die entgegengesetzte atmosphärische Richtung und zum anderen aus der Absorption von CO_2 mit seiner bekannten Konzentration. Das Gerät in Ny-Ålesund wird vom Alfred-Wegener-Institut betrieben und befindet sich seit 1992 im Einsatz. Die Messungen sind nur bei wolkenfreiem Himmel und freier Sicht zur Sonne/Mond möglich. Der ausgewertete Sonnen- und Mond-Zenitwinkelbereich umfaßt 72° bis 89° . Vordringliches Ziel der Messungen mit dem FTIR in Ny-Ålesund ist nicht die Ermittlung der Ozonsäule, sondern die Quantifizierung von atmosphärischen Komponenten, die beim chemischen Ozonabbau eine Rolle spielen. Deshalb ist die Auswertung nicht speziell auf Ozon optimiert, jedoch sind die Ozonergebnisse von guter Qualität.

3.5.1. Theorie und Auswertung

Bei der Fourier-Transform-Spektroskopie wird nicht das atmosphärische Spektrum direkt aufgenommen, sondern die Fouriertransformation des Spektrums. Der Vorteil dieses Verfahrens ist, daß der Detektor ein Breitbandempfänger ist und somit die Gesamtleistung aller Wellenlängen empfängt. Damit sind zum einen geringe Strahlungsleistungen pro Wellenlängenintervall detektierbar. Zum anderen wird das Problem umgangen, daß die Detektoren in diesem Wellenlängenbereich schlechte Empfindlichkeit besitzen. Das Interferogramm wird durch ein Michelson Interferometer erzeugt. In dem Interferometer wird der Eingangsstrahl geteilt und nach Durchlaufen unterschiedlicher Weglängen interferiert. Durch Abtasten vieler Weglängendifferenzen erhält man direkt die Fouriertransformierte des Spektrums. Diese kann durch eine Rücktransformation wieder in das atmosphärische Spektrum umgerechnet werden. Das Wellenlängenaufklärungsvermögen wird durch die maximalen Weglängendifferenz im Interferometer bestimmt. In die Auswertung gehen als weitere Eigenschaften des Instrumentes die Empfindlichkeit des Detektors in Abhängigkeit der Wellenlänge ein sowie die Apparatefunktion, die durch die optischen Abbildungseigenschaften der FTIR vorgegeben wird.

Das Prinzip der Auswertung basiert auf der Anpassung von theoretischen Absorptionsspektren aus Strahlungstransferrechnungen an die gemessenen Spektren. Dabei beeinflußt die breitbandige Absorption des Wassers oder des Aerosols die Auswertung nicht, da nur relative Intensitätsänderungen zwischen Wellenlängen aufgrund der Spurengasabsorption betrachtet werden. Diese Intensitätsverhältnisse jedoch bleiben erhalten bei breitbandigen Absorptionen. In der IR-Spektroskopie ist die Temperatur- und Druckabhängigkeit der Linienform nicht mehr vernachlässigbar. Deshalb ist es für die Berechnung der theo-

retischen Spektren notwendig, sowohl die Profilform als auch den Gesamtzongehalt zu variieren. Für das Ny-Ålesund FTIR wurde für die Bestimmung der Profilform folgender Ansatz gewählt [Notholt et al., 1997]:

- Die Profilform variiert hauptsächlich oberhalb der Tropopausenhöhe. Die Tropopausenhöhe ist aus meteorologischen Messungen täglich zugänglich.
- Die Profilform in der Stratosphäre bleibt im Laufe des Winters im wesentlichen erhalten und läßt sich durch die geometrische Höhe des Ozonmaximums beschreiben. Die Höhe des Ozonmaximums wird aus den simultanen FTIR-Messungen von HF bestimmt. Die HF-Säule ist ein gutes Maß für das Absinken der Luftmassen in der Stratosphäre und somit ein guter Anhaltspunkt für die Höhe des Ozonmaximums.

Für unterschiedliche Höhen des Maximums und unterschiedliche Gesamtzongehalte wurde eine Tabelle mit theoretischen Spektren errechnet. Aus der besten Anpassung der tabellierten Spektren an die Messungen wird der Gesamtzongehalt bestimmt.

Für das Ny-Ålesund FTIR werden insgesamt fünf kleine Spektralfenster in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen für Sonnen- bzw. Mondmessungen zur Auswertung verwendet.

Prinzipiell beinhalten die Spektren der FTIR-Methode Informationen über die vertikale Profilform der Spurengase. Pougatchev et al. [1995] haben aus FTIR Messungen am Kitt Peak Höhenverteilungen des Ozons abgeleitet. Die Höhenauflösung wird von den Autoren auf 10 km in der unteren Stratosphäre und Troposphäre angegeben. Erste Validationen der Methode zur Ermittlung von FTIR-Ozonprofilen wurden von Pougatchev et al. [1996] anhand von Messungen an der NDSC-Station Lauder, Neuseeland, durchgeführt. Als Ergebnis wird gefunden, daß die FTIR-Profile gut mit den Profilen aus Sonden und Mikrowellenmessungen übereinstimmen. Allerdings muß eingeschränkt erwähnt werden, daß die Auflösung von FTIR-Profilen oberhalb 20 km sich schnell verschlechtert. Die FTIR-Daten aus Ny-Ålesund eignen sich aufgrund ihrer guten Frequenzauflösung zur Ermittlung von Ozonprofilen. Die entsprechenden Auswerteverfahren werden derzeit erprobt und mit einer Profilauswertung der FTIR-Spektren demnächst begonnen (J. Notholt, persönliche Kommunikation). Im Rahmen dieser Arbeit werden jedoch nur die Ozongesamtsäulen des FTIR in Ny-Ålesund berücksichtigt.

Tabelle 3.9. Eigenschaften des FTIR-Instrumentes in Ny-Ålesund.

Instrument	Messungen
<u>Meßmethode</u>	<u>Meßgröße</u>
- bodengebunden	- Totalozon (Auswertung von Ozonprofilen im experimentellen Stadium)
- optisches System	<u>temporale Auflösung</u>
- direkte Sonnen und Mondmessungen	- maximal 1x pro Std.
- Messung der atmosphärischen Extinktion im IR-Bereich	<u>Meßzeitraum</u>
<u>Einschränkungen</u>	- ganzjährig, wolkenloser Himmel notwendig. In der Polarnacht nur bei nahezu Vollmond
- benötigt direkte Sicht zur Sonne oder zum Mond. Für Mondmessungen ist nahezu Vollmond erforderlich	- 1992 bis jetzt
- keine Messungen bei Wolkenbedeckung	
- Abhängigkeit der Auswertung von der Annahme eines Ozonprofils	

3.5.2. Der Meßaufbau und Auswertung

Das Spektrometer ist ein kommerzielles hochauflösendes Bruker IFS 120 HR mit einem maximalen Verstellweg von 3.6 m. Das maximale spektrale Auflösungsvermögen ist mit 0.005 cm^{-1} angegeben. Der Verlauf der Sonne oder des Mondes wird mit Hilfe eines "solar-trackers" automatisch verfolgt. Durch ein Spiegelsystem wird das Licht in das Interferometer eingekoppelt. Als Detektoren werden mit flüssigem Stickstoff gekühlte lichtempfindliche Elemente aus HgCdTe oder InSb verwendet.

Zur Berechnung der theoretischen Absorptionsspektren wird eine line-by-line Berechnung gekoppelt mit einem ray-tracing Algorithmus zur Bestimmung des Lichtweges durch die Atmosphäre verwendet (siehe [Notholt et al., 1997, und dortige Verweise]). Der Ozongehalt entlang des Lichtweges wird auf die Zenitblickrichtung transformiert. Zur Auswertung der Sonnenmessungen ist eine Integrationszeit von etwa 5 min und der Mondmessungen von 30 min notwendig. In Tabelle 3.9 sind die wichtigsten Eigenschaften des Gerätes und der Messungen zusammengefaßt.

3.5.3. FTIR Datensatz

In Abbildung 3.19 sind die FTIR-Daten von 1993 bis 1997 dargestellt. In der Zeit der Mondmessungen liegen weniger Messungen vor, da sowohl (nahezu)

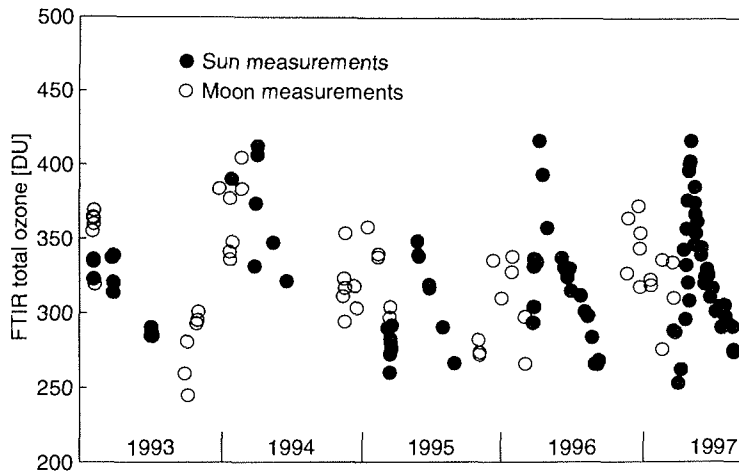


Abbildung 3.19. FTIR-Messungen des Gesamt Ozons in Ny-Ålesund seit 1993. Die Punkte sind Sonnenmessungen und die Kreise Mondmessungen. Durch die Verwendung des Mondes als Strahlungsquelle konnten auch Messungen während der Polarnacht durchgeführt werden. Jedoch ist die Meßdichte in der Polarnacht stark eingeschränkt, da sowohl wolkenloser Himmel als auch nahezu Vollmond herrschen muß.

Vollmond sein muß als auch wolkenloser Himmel herrschen muß. Für Winter/Frühjahr 1997 liegen FTIR-Messungen an insgesamt 46 Tage vor. Bis zum 21. März wurden insgesamt 6 Mondmessungen durchgeführt und im restlichen Zeitraum 41 Sonnenmessungen. In der sonnenbeschienenen Phase ist die zeitliche Überdeckung in 1997 jedoch als kontinuierlich zu bezeichnen. Die Daten des FTIR werden in Kapitel 8.2 mit den RAM-Daten verglichen

3.6. Global Ozone Monitoring Experiment (GOME)

Das Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) ist eines der zwei Satellitenexperimente, die im Rahmen dieser Arbeit betrachtet werden. Es ist das erste satellitengestützte Instrument, das nach dem DOAS-Prinzip arbeitet (siehe Kapitel 3.4). Es mißt die Spektren der von der Erde zurückgestreuten Sonnenstrahlung. Obwohl das Wort Ozon im Instrumentennamen enthalten ist, ist die Anzahl der aktuell ausgewerteten Spurengase erheblich größer: NO_2 , BrO, SO_2 und OCIO. Erst durch die rasante Verbesserung der Kommunikationsmöglichkeiten zum Satelliten ist es möglich geworden, hochaufgelöste Spektren ohne Vorauswertung auf dem Satelliten zur Erde zu senden. Jede 1,5 Sekunden wird ein Spektrum bestehend aus 4096 Pixeln aufgenommen. Das GOME

und das in Kapitel 3.7 unten vorgestellte TOMS-Instrument sind derzeit die einzigen Instrumente zur globalen Bestimmung der Ozonverteilung.

3.6.1. Auswertung und Meßaufbau

Für die Theorie, die die Grundlage der Meßmethode und der Auswertung des GOME bildet, sei auf Kapitel 3.4.1 verwiesen. Der Unterschied zur dort vorgestellten Theorie besteht darin, daß das Meßgerät nicht Strahlung empfängt, die nach unten gestreut wird, sondern das GOME mißt als Satellitenexperiment Strahlung, die nach *oben* gestreut wurde.

Das GOME-Instrument befindet sich auf dem 2nd European Remote Sensing Satellite (ERS-2), der im April 1995 gestartet wurde. Die Inklination des Satellitenorbits ist 98.5° (d.h. die Abbildung der Satellitenbahn auf dem Erdboden überdeckt den Breitenbereich von 81.5°N bis 81.5°S) in einem sonnensynchronen Modus (d.h. der Satellit überquert den Äquator im absteigenden Knoten — Flug von Norden nach Süden — immer zur selben *lokalen* Sonnenzeit 10:30 Uhr) mit einer Orbitsdauer von etwa 100 Minuten. Die Blickrichtung des GOME-Instrumentes wird geschwenkt von -32° bis $+32^\circ$ gegen Nadir (senkrecht zum Erdboden). Im Standardmeßmodus wird in 4.5 Sekunden über den gesamten Winkelbereich von links nach rechts geschwenkt und insgesamt 3 Pixel (scan-Pixel) aufgenommen. Innerhalb von 1.5 Sekunden wird wieder zurückgeschwenkt und nur ein Pixel aufgenommen (back-scan-Pixel). Ein scan-Pixel entspricht auf dem Erdboden etwa $40 \times 320 \text{ km}^2$ (in Flugrichtung mal quer zur Flugrichtung) und ein back-scan-Pixel $40 \times 960 \text{ km}^2$. Am Äquator wird eine lückenfreie Überdeckung in 3 Tagen erreicht, in den Polarregionen schneller. So wird in einem Umkreis von 300 km um Ny-Ålesund mehrmals täglich gemessen.

Das Instrument besteht aus einem Doppelmonochromator und vier CCD-Arrays à 1048 Pixel zur simultanen Messung des Spektrums. Der vom Gerät abgedeckte Frequenzbereich reicht vom UV bei 237 nm bis ins Sichtbare bei 794 nm.

Die Auswertung der GOME-Spektren erfolgt nach dem DOAS-Prinzip. Für Ozon wird das spektrale Fenster von 323 bis 335 nm benutzt. Anders als bei bodengebundenen Messungen ist es im Weltraum möglich, die Einstrahlung an der Oberseite der Atmosphäre (das I_0 in Formel 3.17), das solare Referenzspektrum, zu messen. Einmal täglich wird dieses Spektrum durch direkte Messung der Sonne durch das GOME-Gerät erreicht. Die Ozonprofile, die in der Auswertung benötigt werden, stammen aus einer Ozonklimatologie, die brei-

Tabelle 3.10. Eigenschaften des GOME-Instrumentes und der GOME-Ozonsäule.

Instrument	Messungen
<u>Meßmethode</u>	<u>Meßgröße</u>
- satellitengestützt	- Totalozon (Auswertung der Ozonprofile im experimentellen Stadium)
- optisches System	
- Nadir-Messungen des rückgestreuten Sonnenlichts	<u>temporale Auflösung</u>
	- einmal täglich
- Auswertung der Absorptionsstrukturen im UV von 323 bis 335 nm	<u>räumliche Auflösung</u>
	- 40x320 km ² (scan-Pixel)
- Strahlungstransfer GOMETRAN	- 40x960 km ² (back-scan-Pixel)
<u>Einschränkungen</u>	<u>Meßzeitraum</u>
- Ozonsäule unterhalb der Wolken nur aus Klimatologie abgeschätzt	- ganzjährig in sonnenbeschienenen Regionen
- benötigt Sonnenlicht, keine Messungen während der Polarnacht	- April 1995 bis jetzt

tengrad- und monatsabhängig mittlere Ozonprofile beinhaltet. Bei der Auswertung der GOME-Spektren muß anders als bei bodengebundenen Messungen sorgfältig die Reflexion der solaren Einstrahlung am Erdboden — besonders in schnee- und eisbedeckten Polarregionen — und an der Oberkante der Wolken berücksichtigt werden. Zudem ist die Ozonsäule unterhalb der Wolken nicht meßbar. Dieser Teil der Säule — die sogenannte Geistersäule — wird aus einer Abschätzung der effektiven Wolkenoberkante und der Säule unterhalb dieser Höhe entsprechend der Ozonklimatologie errechnet. Die effektive Wolkenoberkante wird aus GOME-Messungen der Sauerstoffabsorptionskante bei 760 nm und klimatologischen Daten zusammengesetzt. Die differentielle Absorptionsquerschnitte der ausgewerteten Spurengase wurden vor dem Start mit dem GOME-Instrument in Labormessungen aufgenommen. Das verwendete Strahlungstransfermodell zur Umrechnung der schrägen Säulen in vertikale Säulen ist beschrieben in Rozanov et al. [1997]. Die derzeitige Datenversion der Ozonauswertung ist Version 2.0. (Für weitere Informationen über das GOME-Instrument siehe [Burrows et al., 1999; und Verweise dort].). Tabelle 3.10 faßt die wichtigsten Informationen über das Gerät und die Auswertung zusammen.

Prinzipiell enthält das Spektrum des GOME-Instrumentes genug Informationen, um Ozonprofile zu errechnen. [de Beek, 1998 und Hoogen, 1998] haben entsprechende Untersuchungen vorgestellt und erste Ergebnisse präsen-

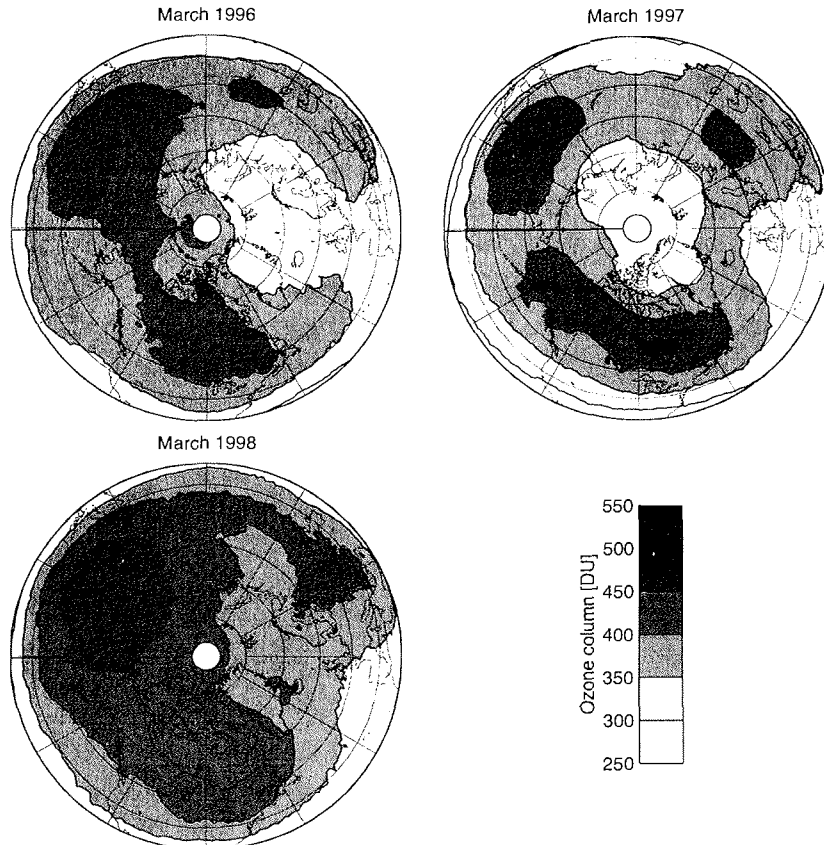


Abbildung 3.20. GOME-Messungen des Gesamt Ozons auf der Nordhemisphäre. Dargestellt sind die Monatsmittel von März 1996, 1997 und 1998. Das Ozon ist graukodiert mit hohem Gesamt ozon als dunkles grau. Der 0° Meridian befindet sich rechts in den Abbildungen. Die niedrigen Ozonwerte in Polnähe entsprechen der mittleren Lage des Polarwirbels und sind in 1996 und 1997 zum einen durch "natürliche" dynamische Prozesse bedingt aber zum anderen auch durch den chemischen Ozonverlust. In 1998 ist das Minimum wenig ausgeprägt.

tiert. Die Berechnung der Profildaten ist derzeit noch sehr rechenintensiv und noch nicht operationell im Einsatz. Zudem ist die Pixelgröße mit $320 \times 960 \text{ km}^2$ vor allem für Polarregionen recht groß. Erste Vergleiche u.a. auch mit den Profilen des RAMs sind bei [Hoogen, 1998] zu finden. Die GOME-Ozonprofile werden im Rahmen dieser Arbeit nicht verwendet.

3.6.2. GOME-Messungen

Die Messungen des GOME-Instrumentes benötigen Sonnenlicht. In den Polarregionen kann innerhalb der Polarnacht nicht gemessen werden. Erst ab Sonnenzenitwinkeln kleiner 90° werden Auswertungen durchgeführt. Somit ist der

Meßzeitraum über Ny-Ålesund auf Mitte Februar bis Mitte Oktober beschränkt. In Abbildung 3.20 ist die Entwicklung des nordhemisphärischen Ozons der Frühjahre 1996 bis 1998 dargestellt. Zu erkennen sind Bereiche mit deutlich verringertem Ozongehalt. Die niedrigen Werte sind teilweise auf chemischen Ozonverlust zurückzuführen und entsprechen der mittleren Position des Polarwirbels. In 1998 ist dieses Minimum nicht so deutlich ausgeprägt. Der Grund hierfür ist auf die meteorologische Situation in 1998 zurückzuführen mit einem frühen Abbruch des schnellen chemischen Ozonverlustes (siehe Kapitel 4.3).

In Kapitel 8.4 dieser Arbeit werden die Ozonsäulen des GOME über Ny-Ålesund mit den RAM-Daten verglichen. Auch befaßt sich dort ein Unterkapitel mit der Überprüfung der Selbstkonsistenz des GOME-Datensatzes speziell für Ny-Ålesund.

3.7. Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)

Das Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) benutzt eine ähnliche Meßmethode wie das GOME-Instrument. TOMS mißt auch die solare Rückstreuung der Atmosphäre, im Gegensatz zum GOME-Instrument jedoch nur die spektrale Gesamtleistung in 6 vorgegebenen Kanälen von 380 bis 308 nm. Die Wellenlängen sind so gewählt, daß aus ihnen Informationen über das Ozon und Aerosolabschwächung extrahiert werden können. Trotz der eingeschränkten spektralen Auflösung sind die Auswertelgorithmen inzwischen in der Lage, das Totalozon auch für Ozonlochsituationen zu bestimmen. Jedoch bleibt anzumerken, daß beim Übergang der letzten Datenversion 6.0 zur jetzigen Version 7.0 deutliche Änderungen vorgenommen wurden. Der negative Ozontrend im Breitenbereich von 25° bis 55°N verringerte sich von Version 6.0 zu Version 7.0 um 1.2 %/Dekade und liegt für Version 7.0 nur noch bei etwa -3 % [McPeters et al., 1996a und McPeters et al., 1996b]. Daran ist zu erkennen, wie stark die Auswertung von den Annahmen in der Auswertung abhängig sind.

3.7.1. Auswertung und Meßaufbau

Die Instrumente des TOMS-Typs sind seit 1978 auf insgesamt 4 Satelliten im Einsatz. Vorgänger dieser Technik wurden schon 1967 auf dem Satelliten Ogo 4 verwendet, um die globale Ozonverteilung zu vermessen [London et al., 1977]. Das aktuelle Gerät befindet sich auf dem NASA Earth Probe (EP) Satelliten seit 2. Juli 1996 im Einsatz. Der Satellit fliegt in 740 km Höhe mit einer Inklination von 98.3°. Ein Orbit dauert etwa 100 Minuten. Das TOMS-Instrument schwenkt über einen Winkelbereich von -51° bis +51° gegen die Flugrichtung.

Tabelle 3.11. Eigenschaften des TOMS-Instrumentes.

Instrument	Messungen
<u>Meßmethode</u>	<u>Meßgröße</u>
- satellitengestützt	- Totalozon
- optisches System	<u>temporale Auflösung</u>
- Nadir-Messungen des rückgestreuten Sonnenlichts in 8 Kanälen von 312 bis 380 nm	- einmal täglich
- Auswertung der Absorption im UV bei 3 Wellenlängen	<u>räumliche Auflösung</u>
<u>Einschränkungen</u>	- räumliche Auflösung abhängig von der Blickrichtung, etwa 40x40 km ² bis 100x200 km ²
- Ozonsäule unterhalb der Wolken nur aus Klimatologie abgeschätzt	<u>Meßzeitraum</u>
- benötigt Sonnenlicht, keine Messungen während der Polarnacht	- ganzjährig in sonnenbeschienenen Regionen
	- 2. Juli 1996 bis jetzt

Die Pixelgröße ist abhängig vom Blickwinkel und entspricht einem 3°x3° großen Blickfenster vom Satelliten aus. Zur Messung aller TOMS-Wellenlängenbänder wird nur ein Detektor verwendet, auf dem in zeitlicher Folge die Wellenlängen eingestrahlt werden. Der Vorteil nur eines Detektors ist, daß sich die Detektordegradation auf alle Wellenlängen gleich auswirkt. Nähere Informationen zum Instrument und Satelliten sowie zur aktuellen Literatur sind auf der Webpage <http://jwocky.gsfc.nasa.gov> zu finden.

Zur Auswertung des Totalozons wird ausgenutzt, daß die acht gemessenen Wellenlängenbänder unterschiedlich empfindlich gegen Ozon- und Aerosolgehalt sind. Für alle auftretenden Winkelkombinationen der Sonnenelevation und TOMS-Blickrichtung sowie mehreren vorgegebenen Ozonprofilformen und Gesamtzongehalten in Abhängigkeit der geographischen Breite sind Tabellen der erwarteten Strahlungsintensitäten in den Bändern errechnet worden. Durch Vergleichen von gemessenen Strahlungsintensitäten dreier Wellenlängen und theoretischen Intensitäten wird mit Interpolationsverfahren das Gesamtzoon oberhalb der Wolken errechnet. Für den Ozongehalt unterhalb von Wolken wird — wie beim GOME — aus dem passenden Ozonprofil die Säule unterhalb der Wolken errechnet und zur Gesamtsäule addiert [McPeters et al., 1996c].

Das jüngste TOMS-Instrument wurde von Perkin Elmer hergestellt. Erste Vergleiche mit den Ergebnissen eines bodengebundenen Netzwerkes von Ozonmeßstationen zeigen, daß die Ozonsäule des TOMS-EP-Gerätes um etwa

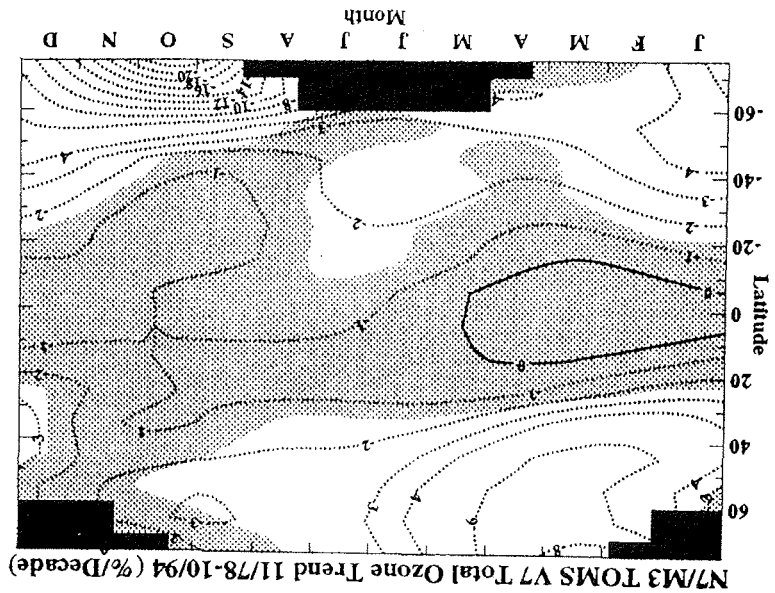


Abbildung 3.21. Globale Trends des Totalozons in % pro Dekade ermittelt aus TOMS-Daten von 1978 bis 1994. Die grau schattierten Bereiche sind statistisch nicht signifikant. Neben dem negativen Trend in der Arktis im südhemisphärischen Frühjahr ist auch ein deutlicher negativer Trend in der Arktis zu sehen mit 8 % Verlust pro Dekade (Abbildung entnommen aus McPeters et al. [1996b])

1 % zu hoch liegt [McPeters et al., 1998]. In Tabelle 3.11 sind die Informationen über das Gerät und die Auswertung zusammengestellt.

3.7.2. Meßdaten

Der TOMS-Datensatz stellt den längsten globalen Ozondatensatz dar. Aus den Daten des TOMS können beispielsweise breitenabhängige Trendanalysen vorgenommen werden. In Abbildung 3.21 (entnommen aus McPeters et al. [1996b]) ist der Ozontrend zwischen 1978 und 1994 dargestellt. Neben dem dramatischen Ozonverlusten in den südlichen hohen Breiten von über 20 % pro Dekade ist auch in den Nordpolargebieten ein signifikanter Ozontrend von bis zu 8 % pro Dekade nachweisbar. Abbildung 3.22 zeigt den mittleren Jahresgang des Totalozons von 1978 bis 1993 im Vergleich zu den Messungen 1997. Im März/April 1997 sind die tiefsten vom TOMS gemessenen Durchschnittswerte dieser Monate festgestellt worden. In Kapitel 8.3 werden die Ozondaten des TOMS-EP-Gerätes den Messungen des RAMS für 1997 und 1998 gegenübergestellt.

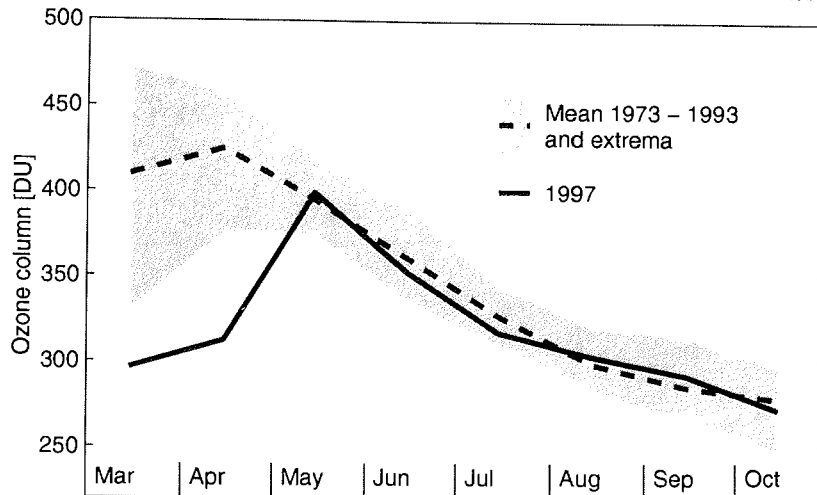


Abbildung 3.22. TOMS-Messungen des Gesamt Ozons in Ny-Ålesund. Dargestellt sind die Monatsmittel von 1978 bis 1993 und 1997. Die gestrichelte Linie entspricht dem mittleren Ozon von 1978 bis 1993 und der graue Bereich den Maximal- und Minimalwerten der Periode. Die durchgezogene Linie stellt die Monatsmittel aus 1997 dar. Im März und April sind sie niedriger als alle Werte zwischen 1978 und 1993. Von Mai bis Oktober liegen die Messungen 1997 jedoch in der Schwankungsbreite der älteren Messungen.

3.8. Microwave Limb Sounder (MLS)

Der Microwave Limb Sounder (MLS) ist ein weiteres Satellitenexperiment, dessen Ozonprofile in diese Arbeit einfließen. MLS ist seit September 1991 auf dem Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) im Einsatz. Aufgrund von Problemen mit der Spannungsversorgung des Satelliten wird das Gerät nur eingeschränkt betrieben und die Daten seit 12. Juli 1997 sind noch nicht veröffentlicht und von verminderter Qualität. Die Anzahl der Messungen in der Nähe von Ny-Aalesund ist gering, die Größe der Datenpixel vergleichsweise groß und die vertikale Auflösung grob, so daß der in Kapitel 6.3 vorgestellte Vergleich der MLS-Ozonprofile mit den RAM-Ozonprofilen nicht die statistische Aussagekraft der Vergleiche des RAMs zu den anderen Meßgeräten erreicht. Anders als die oben vorgestellten Geräte, die entweder im Rahmen des NDSC für eine noch lange verbleibende Laufzeit vorgesehen sind oder als junge Satellitenexperimente voraussichtlich noch in Zukunft Daten liefern werden, war das MLS nur bis Juli 1997 (fast) voll funktionsfähig und wird voraussichtlich nur noch kürzere Zeit Daten von eingeschränkter Qualität liefern. Dennoch stellt das MLS als einziges Satellitenexperiment, das in hohen Breiten Ozonprofile messen kann,

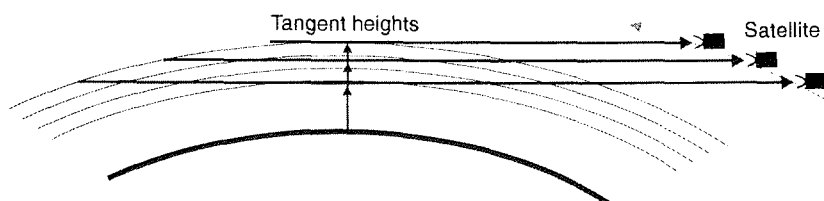


Abbildung 3.23. Skizze der Meßgeometrie bei Horizontabtastung. Der Satellit mißt nacheinander Strahlung für verschiedene Tangentialhöhen. Der Weg der Strahlung an den Tangentialpunkten ist stark erhöht, so daß die meiste Information einer Messung aus der Höhenschicht bei der Tangentialhöhe stammt.

eine wertvolle Ergänzung des Vergleichs der Ozonprofile in Ny-Aalesund dar. Der Vergleich der Ozonprofile zwischen RAM und MLS wird im Rahmen dieser Arbeit deshalb ergänzend dargestellt mit einem geringeren Gewicht als die Vergleiche des RAMs mit den anderen Meßsystemen.

Das MLS ist ein passives Mikrowellenradiometer, das u.a. die thermische Emission eines Ozonrotationsüberganges bei 206.13205 GHz empfängt (zur prinzipiellen Funktionsweise von Mikrowellenradiometers bei diesen Frequenzen siehe Kapitel 3.1.2). Das MLS mißt quer zur Flugrichtung die Strahlung aus der Horizontrichtung. Die Antenne wird dabei über verschiedene Tangentialhöhen geschwenkt (siehe Abbildung 3.23). An der Tangentialhöhe ist der Weg durch die Atmosphäre stark erhöht und Messungen enthalten im wesentlichen Informationen über die Tangentialhöhe. Durch Abtasten der Tangentialhöhen von der Stratosphäre bis zur Mesosphäre kann ein Ozonprofil für diese Höhenbereiche ermittelt werden. Die Ozonprofile reichen von 100 bis 0.3 hPa (etwa 15 km bis 57 km). Die Meßrichtung des MLS wird alle 36 Tage von "links zur Flugrichtung" nach "rechts zur Flugrichtung" getauscht und die nördlichen hohen Breiten werden nur in einer der beiden Meßperioden abgedeckt. Messungen in der Nähe von Ny-Aalesund zeigen somit regelmäßige Unterbrechungen von 36 Tagen. Tabelle 3.12 faßt die Eigenschaften des Instrumentes zusammen. Für nähere Informationen über die Ozonmessungen des MLS sei auf Froidevaux et al. [1996] verwiesen.

Tabelle 3.12. Eigenschaften des MLS-Instrumentes.

Instrument	Messungen
<u>Meßmethode</u>	<u>Meßgröße</u>
- satellitengestützt	- Ozon-VMR gegen Druck
- spektrale Messungen des thermisch induzierten Rotationsübergangs des Ozons bei 206.1 GHz.	- 100 hPa bis 0.3 hPa (ca. 15 bis 57 km) mit vertikaler Auflösung von 6 km.
- Horizontabtastung	<u>temporale Auflösung</u>
<u>Einschränkungen</u>	- etwa 1 mal täglich (siehe Einschränkungen links)
- Messungen der nördlichen hohen Breiten wird immer nach 36 Tagen für 36 Tage unterbrochen.	<u>räumliche Auflösung</u>
	- etwa 500x200 km ² (in Flugrichtung x quer zur Flugrichtung)
	<u>Meßzeitraum</u>
	- ganzjährig
	- 12. September 1991 bis 12. Juli 1997

3.9. Zusammenfassung der Instrumentenvorstellung

Insgesamt werden in dieser Arbeit Ozondaten von acht verschiedenen Geräten in Ny-Ålesund gegenübergestellt. Die Instrumente lassen sich in fünf unabhängige Meßtechniken und Auswertungsverfahren unterteilen, die zwei Typen von Ozoninformationen liefern. Die Meßtechniken und Auswertungsverfahren sind gruppierbar in

- passive optische Meßtechnik: Dazu zählen das bodengebundene DOAS, das GOME und das TOMS. Allen drei Meßmethoden liegt das Prinzip zugrunde, mit Hilfe der direkten spektralen Zerlegung von Strahlung, Absorptionsstrukturen des Ozons zu identifizieren. Die Satellitengeräte TOMS und GOME unterschieden sich zwar im spektralen Auflösungsvermögen, jedoch ist der Frequenzbereich zur Ermittlung der Ozonsäule nahezu gleich. Daher sind beide Meßmethoden in der gleichen Art und Weise durch die Aerosolextinktion beeinflusst. Das GOME hat aufgrund seiner großen spektralen Auflösung jedoch mehr Potential, diese Effekte zu korrigieren.

Das DOAS mißt in einem anderen Meßbereich mit einer anderen Vorgehensweise zur Kalibration. Jedoch ist das Strahlungstransfermodell

zur Umrechnung der schrägen Säule in die vertikale Säule identisch mit dem zur GOME-Ozонаuswertung herangezogenen Modell.

Alle drei Methoden benötigen Sonnenlicht für ihre Messungen. Zudem liegt ihnen die gleiche Unsicherheit bei der Umrechnung der schrägen Säule in die vertikale Säule zugrunde, die von der Wahl eines Ozonprofils in der Auswertung stammt.

- Fourier-Transform-Spektroskopie: Bei dieser Methode wird die Fourier-transformierte des Spektrums gemessen. Diese Methode wertet zwar ähnlich wie die optischen Verfahren die Absorptionsstrukturen des Ozons aus, jedoch in einem anderen Frequenzbereich. Auch wird die direkte Absorption der Sonne gemessen. Bei der FTIR-Spektroskopie ist die Bestimmung der Apparateigenschaften problematisch. Da die Methode die Sonne oder den Mond direkt mißt, ist sie auf wolkenlosen Himmel und Sonnen- oder Mondlicht angewiesen. Auch die FTIR-Auswertung ist durch die Wahl der Ozonprofilform deutlich beeinflusst.
- In-situ ballongetragene ECC-Ozonsonden: Diese Methode ist die einzige operationell eingesetzte in-situ Methode. Sie erstellt ein vertikales Profil des Ozons und beprobt die angesaugte Umgebungsluft. Die Zuverlässigkeit der Sonden ist relativ gut. Jedoch müssen Korrekturen vorgenommen werden anhand von Meßparametern, von denen nicht genau bekannt ist, ob sie während des Fluges richtig bestimmt werden. Systematische Abweichungen *eines Profils* — überall zu hoch oder überall zu niedrig — sind zu erwarten. Jedoch sollten sich die Abweichungen bei einer Vielzahl von Profilen im Mittel aufheben. ECC-Sonden können (fast) bei jedem Wetter tageszeitunabhängig eingesetzt werden
- LIDAR, aktives optisches Meßsystem: Das LIDAR stellt das einzige aktive Meßsystem in Ny-Ålesund dar. Das LIDAR erstellt Ozonprofile über einen großen Höhenbereich. In den oberen Schichten ist es aufgrund des Auswerteverfahrens jedoch anfällig gegenüber Meßrauschen und das Ozonprofil muß über einige km gemittelt werden. Der Nachteil des Instrumentes liegt sicher im großen technischen Aufwand im Vergleich zu den anderen sechs Meßverfahren. Auch können LIDAR-Messungen ausschließlich bei wolkenlosem Himmel durchgeführt werden und die Auswertung von Ozonprofilen ist durch Aerosolgehalt, insbesondere PSCs, beeinflusst.

- Mikrowellenradiometrie, RAM und MLS: Die Mikrowellenradiometrie unterscheidet sich am deutlichsten von den fünf anderen Fernerkundungsmethoden. Zum einen mißt sie die Emission der Atmosphäre und zum anderen ist der Frequenzbereich und Methoden zum Empfang dieser Frequenzen eine andere. Die Methode ist robust und wird im operationellen Betrieb ständig absolut kalibriert. Die Methode ist ganzjährig, tageszeitunabhängig und nahezu wetterunabhängig anwendbar. Aus den Messungen des RAMs und des MLS können Höhenprofile des Ozons ermittelt werden. Die Auswertung kommt im wesentlichen ohne Annahme eines Ozonprofils aus. Nachteil des RAMs ist die geringe vertikale Auflösung der Profile. Das MLS hat aufgrund seiner Meßmethode der Horizontabtastung vom Satelliten aus eine bessere Höhenauflösung als das RAM. Die oben zusätzlich aufgeführten Einschränkungen des MLS sind nicht durch die Meßmethode bedingt, sondern durch die Vorgaben der Satellitenplattform.

Die unterschiedlichen Meßmethoden liefern zwei unterschiedliche Ozoninformationen:

- Gesamtsäule: Die Instrumente GOME, TOMS, DOAS und FTIR liefern den Ozongehalt nur als Gesamtsäule. Alle Meßgeräte messen den Ozongehalt in Richtung der Sonneneinstrahlung. Das DOAS Instrument liefert dabei die am weitesten entfernte Ozoninformationen. Aufgrund der großen Sonnenzenitwinkel um 90° , wird in Ny-Ålesund das Ozon gemessen, das sich in etwa 300 km horizontaler Entfernung in Richtung Sonneneinstrahlung befindet. Für die GOME-Ozonwerte gilt dies nur bei hohen Sonnenzenitwinkeln. Die TOMS und FTIR Auswertungen werden nur für kleinere Sonnenzenitwinkel durchgeführt und liegen entsprechend dichter an Ny-Ålesund. Die GOME-Pixel sind mit 320 km Breite recht groß. Vor allem im Bereich der Grenze des polaren Wirbels mit seinem starken horizontalen Ozongradienten kann die räumliche Mittelung stark vom lokalen Wert abweichen.
- Profile: das LIDAR, die ECC-Ozonsonde MLS und das RAM sind profilermittelnde Instrumente. Jedoch sind die Eigenschaften aller Profile unterschiedlich: Die ECC-Sonden messen den Ozon-Partialdruck in Abhängigkeit des Drucks von 0 bis etwa 30 km mit einer Auflösung von ca. 150 m. Das LIDAR ermittelt die Ozonteilchenzahldichte in Abhängigkeit der geometrischen Höhe von 8 bis ca. 45 km mit einer vertikalen Auflösung von 300m bis 5 km. Das MLS hingegen bestimmt das Ozon-

Volumen-Mischungs-Verhältnis gegen den Druck von 15 bis 57 km mit einer vertikalen Auflösung von 6 km und einer horizontalen Auflösung von $500 \times 200 \text{ km}^2$. Das RAM mißt das Volumen-Mischungs-Verhältnis in Abhängigkeit des Drucks von ca. 12 km bis 55 km mit einer vertikalen Auflösung von etwa 10 km. Speziell das RAM erzeugt Profile, die nicht einer einfachen Mittelung des Ozonprofils entsprechen. Aufgrund der Form der Mittelungsvorschrift, die z.B. auch Überschwinger besitzt, gehen in *eine* RAM-Auswertungshöhe *alle* Höhen des Ozonprofils ein.

Tabelle 3.13 faßt die Eigenschaften aller Geräte zusammen. Aufgrund der unterschiedlichen Meßgrößen des Ozons ist es ersichtlich, daß eine Messung nicht direkt mit einer weiteren verglichen werden kann. Zum Vergleich der Profile muß allein schon geklärt werden, wie sich Teilchenzahldichte, Partialdruck und VMR ineinander umrechnen lassen. Wenn Messungen des Drucks- und Temperatur vorliegen, ist dies direkt möglich. Im allgemeinen liegen aber keine aktuell gemessenen meteorologischen Profile vor, sondern nur Profile aus Modellen oder Assimilationen, die von den wahren Profilen abweichen können. Somit ist eine detaillierte Analyse dieser meteorologischen Unsicherheit notwendig. Als weiteres muß untersucht werden, inwieweit die unterschiedliche vertikale Auflösung der Profile in Zusammenhang mit den unterschiedlichen Meßgrößen des Ozons einen Vergleich beeinflusst. Aus einem simplen Gedankenexperiment wird dies deutlich:

Stellen wir uns ein Ozonprofil vor, das ein konstantes VMR von 5 ppm besitzt. Umgerechnet in Teilchenzahldichte fällt das gleiche Ozonprofil exponentiell ab entsprechend der Luftdichte. Zum anderen stellen wir uns ein Meßgerät vor (angelehnt an das RAM), das nur ein mittleres VMR einer Höhenschicht von 10 km Dicke messen kann. Also bei 30 km Höhe mißt es das mittlere Profil von 25 bis 35 km. Nach unserem Gedankenozonprofil ist das 5 ppm. Ein weiteres Meßgerät (angelehnt an das LIDAR), mißt jedoch die mittlere Teilchenzahldichte einer Schicht von 5 km Dicke. Da das Teilchenzahldichteprofil exponentiell abfällt, ist der Mittelwert in 30 km Höhe nicht identisch mit der Teilchenzahldichte in 30 km Höhe, sondern entsprechend dem exponentiellen Verlauf größer.

Um Unterschiede durch die vertikale Mittelungen einmal über VMR und einmal über die Teilchenzahldichte zu vermeiden, werden die Profile der Meßgeräte im Rahmen dieser Arbeit in VMR umgerechnet und wenn erforderlich erst anschließend vertikal gemittelt.

Tabelle 3.13. Zusammenstellung der Meßgeräte in Ny-Ålesund und der vorgestellten Satelliteninstrumente

	Meßtechnik	Meßzeitraum in Ny-Ålesund	temporale und räumliche Auflösung	Meßgröße
RAM	- Mikrowellenempfänger - bodengebunden - Messung thermisch induzierter Emission	- ganzjährig	1x pro Stunde	$VMR_{O_3}(p)$ 12 bis 55 km
ECC-Sonden	- in-situ Meßgerät - Messungen eines Stroms aufgrund einer chemischen Reaktion	- ganzjährig	1x pro Woche bis 4x pro Woche	$p_{O_3}(p)$ 0 bis 30 km
DIAL-LIDAR	- aktives optisches Verfahren - bodengebunden - Messung rückgestreuten UV-Lichtes	- nachts - wolkenloser Himmel	5 Tage pro Woche	$n_{O_3}(h)$ 10 bis 45 km
DOAS	- optisches Verfahren - bodengebunden - Messung gestreutes Sonnenlicht aus Zenitrichtung - Absorption in UV und Sichtbaren	- Mitte Februar bis Mitte Oktober - wetterunabhängig	2x pro Tag	Totalozon
FTIR	- optisches Verfahren - bodengebunden - direkte Sonnen- und Mondmessung - Absorption im IR	- Sonnenmessungen Mitte März bis Ende September - Mondmessungen nur bei nahezu Vollmond - wolkenlos, direkte Sicht auf Sonne/Mond	max. 1x pro Stunde	Totalozon
TOMS	- optisches Verfahren - satellitengestützt - Messung gestreutes Licht in nadir-Richtung - Absorption im UV	- Anfang März bis Ende September - wetterunabhängig	1x täglich 40x40 km ² bis 100x200 km ²	Totalozon
GOME	- optisches Verfahren - satellitengestützt - Messung gestreutes Licht in nadir-Richtung - Absorption im UV	- Mitte Februar bis Mitte Oktober - wetterunabhängig	~ 1x täglich 40x320 km ² oder 40x960 km ²	Totalozon
MLS	- Mikrowellenempfänger - satellitengestützt - Messung thermisch induzierter Emission	- ganzjährig - nach 36 Tagen Unterbrechung der Messungen für 36 Tage .	~ 1x täglich 500x20 km ²	$VMR_{O_3}(p)$ 15 bis 57 km

Bei einem Vergleich der Profile muß außerdem untersucht werden, inwieweit die Messungen des RAMs mit anderen Meßsystemen verglichen werden können, die nur einen Teil des Ozonprofils messen. Aufgrund der Tatsache, daß das Ozonprofil *aller* Höhen in die Auswertung *einer* RAM-Höhe einfließt, muß der Anteil abgeschätzt werden, der aus jenen Höhen stammt, die von dem *vergleichenden Gerät nicht* gemessen werden.

Auch die Ergebnisse der gesamtsäulenmessenden Geräte in Ny-Ålesund können nicht direkt mit den Messungen des RAMs verglichen werden. Vorab muß geklärt werden, inwieweit sich aus den VMR-Profilen des RAMs zuverlässige Gesamtsäulen errechnen lassen. Es zeigt sich, daß aufgrund der spezifischen Eigenschaften des RAM-VMR-Profiles, eine Ableitung der Gesamtsäule nicht ohne Korrektur möglich ist. Besonders der Anteil des Ozons in den unteren Höhenschichten wird nur ungenügend berücksichtigt. Damit haben die Messungen des RAMs eine ähnliche Einschränkungen wie die satellitengestützten Systeme bei einer starken Wolkenbedeckung. Ein Kapitel dieser Arbeit ist der Aufgabe gewidmet, aus den RAM-Profilen zuverlässige Gesamtsäulen zu ermitteln, die ohne zusätzliche, unabhängige Ozonmessungen des troposphärischen Ozons auskommen.

4. Chemischer Ozonverlust 1997/98

Der Datensatz des RAMs bietet aufgrund seiner guten zeitlichen Auflösung die Möglichkeit, Untersuchungen der Entwicklung des stratosphärischen Ozons vorzunehmen. Im Gegensatz zu den anderen Meßgeräten ist das RAM weder auf gutes Wetter noch auf Sonnenlicht angewiesen und mißt kontinuierlich auch im polaren Winter und Frühling. Somit kann aus den RAM-Daten heraus entschieden werden, ob eine Messung repräsentativ für einen gewissen Zeitraum ist, oder nur eine „Zufallsbeprobung“ war, die ungewöhnlich viel oder wenig Ozon geliefert hat. Für den Winter 1997/98 wird im folgenden aus den Messungen des RAMs der chemische Ozonabbau ermittelt. Sinnhuber et al. [1998] hat eine Methode angewendet, die es erlaubt, den wirbelgemittelten chemischen Ozonverlust im Winter 1996/97 zu bestimmen aus *Ozonänderungen* gemessen mit dem RAM. Dieser Ansatz wird hier verwendet und auf die variable meteorologischen Verhältnisse 1997/98 übertragen. Zuerst soll die Methode an sich kurz erläutert werden, danach wird die meteorologische Situation 1997/98 präsentiert und Kriterien entwickelt, die es trotz des stark veränderlichen polaren Wirbels erlauben, Ozonänderungen zu ermitteln. Im Abschluß wird der chemische Ozonverlust quantifiziert und interpretiert. Die chemischen Ozonverlusten 1997/98 wurden von Langer et al. [1999] veröffentlicht.

4.1. Vorgehensweise

Um aus den RAM-Daten Informationen über den mittleren chemischen Ozonverlust im polaren Wirbel berechnen zu können, muß als erstes sichergestellt sein, daß die Messungen in Ny-Ålesund repräsentativ für den polaren Wirbel sind. Des weiteren muß ein geeignetes vertikales Gitter gefunden werden, auf dem sich der Ozongehalt ohne chemischen Ozonverlust nicht ändern sollte. Wenn sich der Ozongehalt im Laufe der Zeit doch ändert, liegt chemischer Ozonverlust vor. In der nachfolgenden Aufstellung sind die entsprechenden Kriterien und Vorgehensweisen stichpunktartig aufgelistet:

- Messungen in Ny-Ålesund sind nur repräsentativ für den polaren Wirbel, wenn Ny-Ålesund sich im polaren Wirbel befindet.
- Die Dauer einer Auswertungsperiode muß lang genug sein, um über räumliche Inhomogenitäten des Ozongehaltes zu mitteln. Die Luftma-

ssen bewegen sich in etwa alle 5 bis 10 Tage einmal um das Wirbelzentrum. Somit ist eine *Periode von 20 Tagen* repräsentativ für den gesamten Wirbel, da ein Querschnitt des Wirbels 2-4 mal in Ny-Ålesund gemessen wird. Die Ozonanalyse wird im folgenden für Perioden mit 20 Tagen Länge durchgeführt. Sobel et al. [1997] haben festgestellt, daß sich Luft im Inneren des Wirbels vermischt. Daraus folgt, daß sich kein dauerhafter systematischer Ozongradient innerhalb des Wirbels ausbildet. Somit sind 20 Tage Messungen an einem Ort repräsentativ für den gesamten Wirbel, auch wenn sich im Laufe der Periode die Position des Wirbelzentrums relativ zum Meßstandort ändert.

- Als vertikales Gitter sind in guter Näherung Isentropen zu wählen, da *adiabatische* Luftmassentransporte auf Isentropen stattfinden. Jedoch können innerhalb von 20 Tagen *diabatische* Vorgänge nicht mehr vernachlässigt werden. Das führt dazu, daß die potentielle Temperatur einer Luftmasse nicht erhalten bleibt. Um dies zu beachten, werden die Änderungsraten der potentiellen Temperatur vortexgemittelt aus Strahlungstransferrechnungen bestimmt (nähere Informationen zu diesen Berechnungen sind Sinnhuber [1998] zu entnehmen). Die Ozonanalysen werden zwar auf einer festen Isentrope vorgenommen, jedoch wird die Änderung des Ozongehaltes aufgrund der diabatischen Luftbewegung abgeschätzt. Aus den Änderungsraten der potentiellen Temperatur und dem vertikalen Ozongradienten werden die erwarteten Ozonänderungen berechnet und die beobachteten Ozontrends korrigiert. Wenn kein chemischer Ozonabbau vorgelegen hat, muß der beobachtete Trend in den Ozondaten auf einer Isentrope genau der Ozonänderung aufgrund diabatischer Prozesse entsprechen (Alternativ zu dieser Korrektur könnte auch der Ozongehalt auf sich ständig ändernden Isentropen betrachtet werden).

4.2. Meteorologische Situation 1997/98

Bevor die RAM-Ozondaten auf mögliche Trends untersucht werden können, ist es notwendig, einen Blick auf die meteorologische Situation 1997/98 zu werfen, die im Vergleich zu 1996/97 die Analyse erschwert. Der Winter 1996/97 läßt sich kurz beschreiben durch einen ab Februar 1997 sehr stabilen Wirbel, der meist nordpolzentriert war und eine recht große Ausdehnung besaß. Ny-Ålesund war fast ständig im Wirbel und der chemische Ozonverlust akkumu-

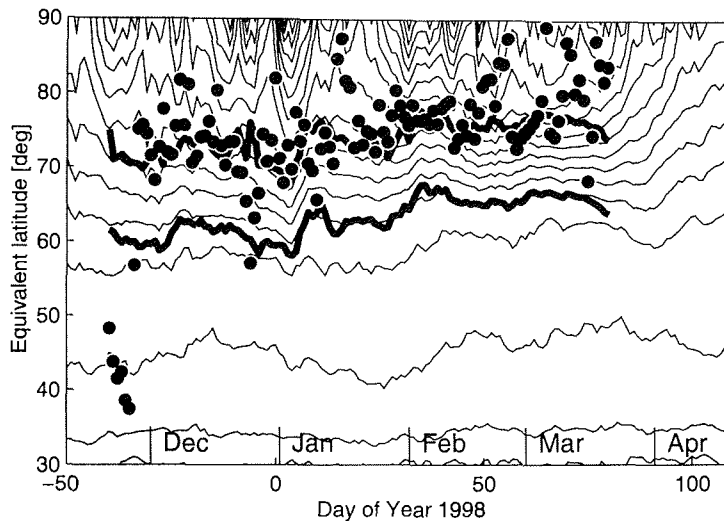


Abbildung 4.1. Lage von Ny-Ålesund relativ zum Polarwirbel. Dargestellt ist die potentielle Vorticity gegen die äquivalente Breite. Isolinien der PV sind dünn dargestellt, die beiden dicken Linien beschreiben den Wirbelrand nach Nash et al. [1996]. Die PV wird mit zunehmender äquivalenter Breite größer. Luftmassen mit PV größer als die PV der oberen dicken Linie (innerer Wirbelrand) befinden sich im Wirbel. Die Punkte entsprechen der PV in Ny-Ålesund und liegen für die meiste Zeit des Winters 1997/98 im Inneren des Wirbels.

lierte sich über mehrerer Monate. Im folgenden soll der stärker veränderliche Winter 1997/98 vorgestellt werden.

Anhand der PV-Analysen des ECMWF wurde die Position des Wirbels bestimmt. Der Wirbelrand wurde entsprechend der Methode von Nash et al. [1996] als Region mit dem stärksten PV-Gradienten relativ zur äquivalenten Breite bestimmt. Die äquivalente Breite ist dabei ein Maß, das die Fläche bewertet, die von PV-Konturen eingeschlossen wird. Vorteil dieser Methode ist, daß auch bei z.B. einem zweigeteilten Wirbel der Wirbelrand einfach bestimmbar bleibt. In Abbildung 4.1 ist die PV auf der 475 K Isentrope in Abhängigkeit der äquivalenten Breite dargestellt. Die dünnen Konturlinien entsprechen Linien gleicher PV. Der Abstand der Linien beschreibt den PV-Gradienten bezüglich der äquivalenten Breite. Der Gradient im Wirbelrandbereich gibt an, wie ausgeprägt der Wirbel war. Je größer der Gradient, desto stärker ausgeprägt war der Wirbel und desto weniger Luftaustausch findet zwischen dem Wirbelinneren und -äußeren statt. Die dickeren Linien bezeichnen den Wirbelrand nach Nash. Die Punkte symbolisieren die PV in Ny-Ålesund. Abgesehen von kurzen Perioden war Ny-Ålesund immer im Bereich des Wirbels.

Ab Mitte November 1997 war der Wirbel deutlich ausgeprägt, blieb jedoch schwach im Vergleich zu Februar und März 1998. Anhand von RDF-Rechnungen konnte gezeigt werden, daß das Wirbelinnere aus gleichförmig bewegten Luftmassen bestand. Das bedeutet, daß die Luft um das Wirbelzentrum gekreist ist. Im Januar kam es zu einer Störung des Wirbels mit einer Einmischung von Luft von außerhalb des Wirbels in den Wirbel hinein. Danach stabilisierte sich der Wirbel wieder und ab 23. Januar konnte keine Einmischung von Luft in den Wirbel hinein mehr identifiziert werden. Im März 1998 war der Wirbel sehr stabil mit einem maximalen PV-Gradienten, der größer war als in den 1980ern und frühen 1990ern [Manney et al., 1994] und vergleichbar mit den antarktischen Verhältnissen. Jedoch war die Fläche des nordpolaren Wirbels 1997/98 nur halb so groß wie die des arktischen Wirbels 1996/97. Im März 1998 ist der Wirbel zusammengebrochen während er im Jahr zuvor noch bis in den Mai hinein bestand. Die minimalen Temperaturen waren im Januar 1998 vergleichbar mit Januar 1997, jedoch lagen die Temperaturen in Februar/März 1998 erheblich höher als im Vorjahr.

Durch die starke Störung des Wirbels Mitte Januar 1998 und der geringen Fläche des Wirbels, wurden strengere Kriterien als in 1996/97 eingeführt, um die Analyse des chemischen Ozonverlustes durchführen zu können. Insbesondere sollte sichergestellt werden, daß keine Einschlüsse von Luft aus Gebieten außerhalb des Wirbels beprobt wurden und daß der Wirbel homogen war. Der Ursprung der Luftmassen, die Ny-Ålesund überqueren, wurde für die vorangegangenen 10 Tage verfolgt und in Relation zur Position des Wirbels bewertet. Die Form und Position des Wirbels wurde aus RDF-Rechnungen bestimmt. An die Luftmassen, die in die Ermittlung des Ozonverlustes eingingen, wurden zwei Kriterien gestellt:

- Sie müssen während der vergangenen 10 Tage immer innerhalb des Wirbels gewesen sein. Einschlüsse in oder Ablösungen aus dem Wirbel heraus dürfen nicht in der Nähe der Luftmassen gelegen haben. Zum einen wird somit der Erhalt der PV entlang des Weges der Luftmassen sichergestellt, zum anderen wird keine Luft von Einschlüssen beprobt. Da die Position und Größe der Einschlüsse auch mit RDF-Rechnungen nicht genau ermittelt werden kann [z.B. Fairlie et al., 1997], ist das subjektive Kriterium „in der Nähe“ von Einschlüssen gewählt worden. Aus der zeitlichen Folge von RDF-Karten des Wirbels kann gut abgeschätzt werden, ob die Ausläufer von Einschlüssen in Ny-Ålesund beprobt werden oder nicht.

- Der Ursprung von Luftmassen, die hintereinander in Ny-Ålesund gemessen werden, muß 10 Tage zuvor räumlich nahe beieinander liegen. Dies ist zum einen ein Qualitätskriterium an die Trajektorienrechnung und zum anderen werden Situationen ausgeschlossen, in denen eine reale starke horizontale Windscherung entlang des Weges der Luftmassen vorgelegen hat. Wenn der Ursprung von zwei Luftmassen, die nur ein paar Minuten hintereinander Ny-Ålesund passieren, in einem ganz anderen Bereich des Wirbels liegt, ist entweder die Trajektorienrechnung unzuverlässig und anfällig gegen geringe Fehler der Windfelder oder aber die Luft stammt wirklich aus ganz unterschiedlichen Bereichen des Wirbels. Dann kann man allerdings nicht mehr von gleichen oder ähnlichen Luftmassen sprechen, die Ny-Ålesund überqueren und den Wirbel als homogen bezeichnen.

In Abbildung 4.2 ist die Analyse der Luftmassenursprünge für vier ausgesuchte Tage dargestellt. Solche Grafiken wurden für jeden Tag des Winters angefertigt. Dargestellt ist die Nordhemisphäre in der Polärprojektion. Der 0° Meridian befindet sich rechts in den Abbildungen. Die grau schattierte Fläche beschreibt die Form des Wirbels. Die Punkte geben die aktuelle Position der Luftmassen an, die in den folgenden 10 Tagen Ny-Ålesund passieren werden. Die oberen Abbildungen beschreiben Situationen, die in der Ozontrendanalyse nicht berücksichtigt wurden. Sie zeigen Fälle stark auseinanderdriftender Luftmassen. Die unteren beiden Situationen sind Perioden, die in der Trendanalyse berücksichtigt werden können. Die Luftmassen sind klar im Wirbel und sind „wie an einer Perlenschnur“ aufgereiht.

Insgesamt stehen 3 nur kurz unterbrochene Perioden mit 20 Tagen Länge zur Verfügung, in denen die obigen Kriterien erfüllt sind. In Tabelle 4.1 sind die Perioden genannt.

Tabelle 4.1. Analyseperioden für den chemischen Ozonverlust im Winter 1997/98

	Periode #1	Periode #2	Periode #3
Datum	28.11.97 bis 18.12.97	25.1.98 bis 14.2.98	14.2.98 bis 6.3.98
Unterbrechungen	11.12.97 bis 13.12.97		26.2.98 bis 28.2.98

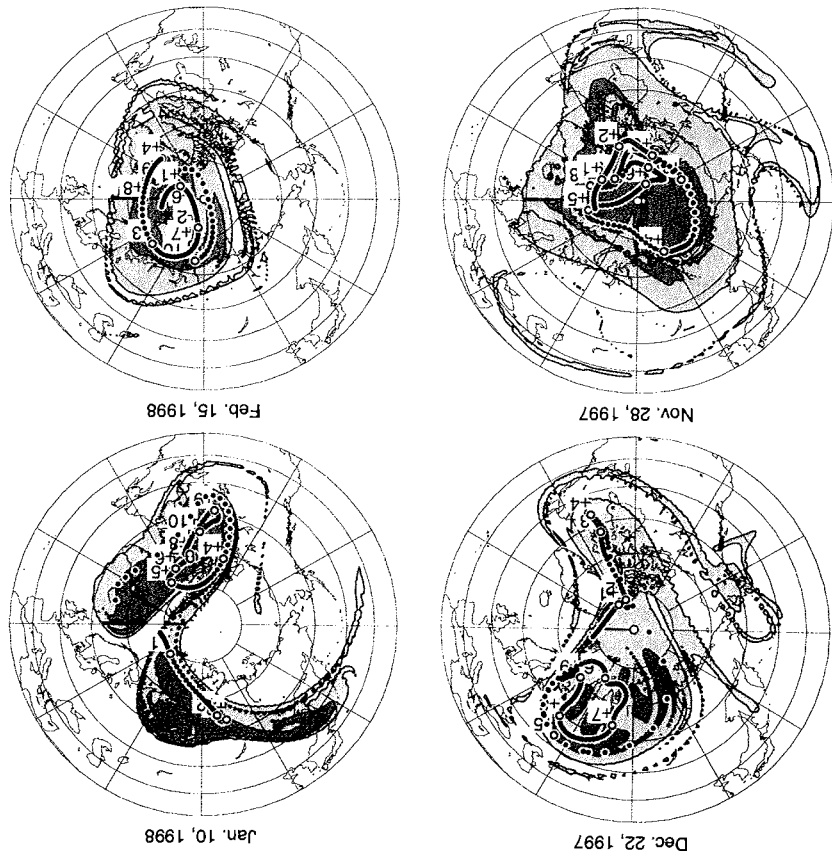


Abbildung 4.2. Analyse des Ursprungs von Luftmassen auf der 475 K Isentrope relativ zum Wirbel. Dargestellt sind vier ausgesuchte Tage des Winters 1997/98. Die Lage des Polarwirbels ist aus RDF-Rechnungen (10 Tage) ermittelt worden. Die dunklen Flächen beschreiben das Wirbellinnere, die hellen Flächen den Wirbelrand. Die Postionen der Luftmassen, die in den nächsten 10 Tagen Ny-Alesund passieren werden, sind als weiß umrandete Punkte gekennzeichnet. In allen vier Situationen sind die r, der verursacht wird durch die Tatsache, daß die MLS-Messungen bei der Verschmierung mit den AVKS verwendet werden, als besäßen sie keine unterschiedlichen Bereichen des Polarwirbels. Für diese Tage wurden keine Tendenzanalysen des Ozons vorgenommen. In den beiden unteren Situationen folgen die Luftmassen einander und sehen wie an einer Perlschnur aufgereiht aus. Tage mit diesen Situationen wurden auf Ozonverlust analysiert.

4.3. Bestimmung des chemischen Ozonverlustes

Zur Bestimmung des chemischen Ozonverlustes wurden die Profile des RAMS auf die 475 K Isentrope (etwa 19 km) interpoliert. In Abbildung 4.3 ist der gemessene Verlauf des Ozons im Winter 1997/98 dargestellt. Die drei durchgehenden, 20 Tage langen Analyseperioden sind vermerkt. An die Daten der drei Perioden wurden lineare Trends angelegt, um wirbelgemittelte Ozonänderungs-

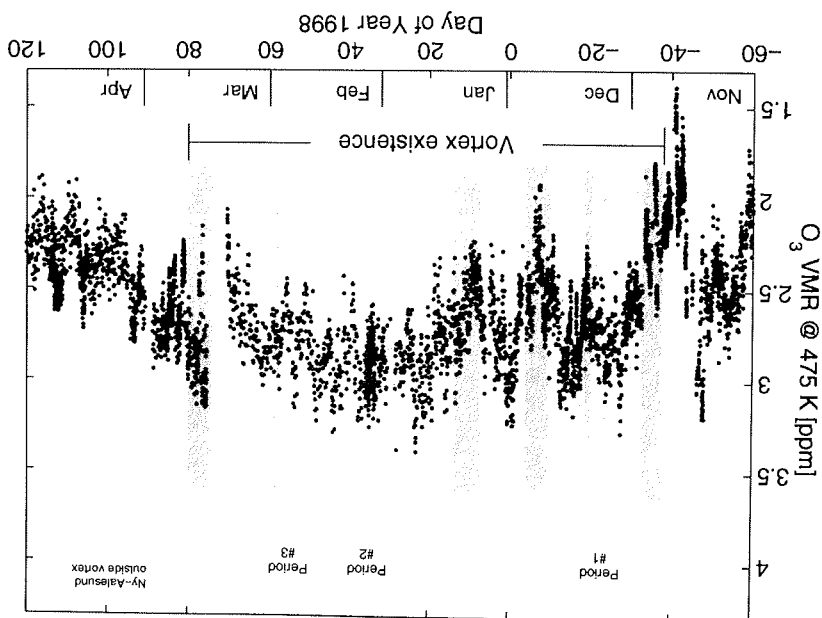


Abbildung 4.3. Entwicklung des Ozons auf der 475 K Isentrope im Winter 1997/98 gemessen mit dem RAM. Die drei auf Ozonverlust analysierten Perioden sind grau schraffiert. Graue Flächen beschreiben Situationen, in denen Ny-Alesund sich nicht im Wirbelinneren befand. Ende Februar, Anfang März sind sinkende Ozonwerte auf der 475 K Isentrope erkennbar.

raten zu erhalten. Gleichzeitig wurde aus dem diabatischen Absinken der Luft und den gemessenen Ozongradienten der erwartete Ozontrend aufgrund diabaticher vertikaler Luftbewegung errechnet. Der chemische Ozonabbau ist dann die Differenz zwischen der erwarteten Ozonänderung — aufgrund diabaticher Prozesse — und dem gemessenen Trend.

Da Ozonabbau nur bei Sonneneinstrahlung stattfinden kann, wurden Ozonverlusten pro Sonnenlichtstunde errechnet anhand der mittleren Sonneneinstrahlung in den polaren Wirbel. In Abbildung 4.4 sind die Trends pro Tag dargestellt. Die durchgezogene Linie beschreibt die erwartete Ozonänderung. Im gesamten Zeitraum wurde eine Zunahme des Ozons auf der 475 K Isentrope erwartet. Die Kreise sind die gemessenen Trends und die Karos entsprechen dem chemischen Ozonverlust — als Differenz zwischen den gemessenen Trends und der erwarteten Ozonänderung. Nur in der letzten Periode weicht der gemessene Trend signifikant von der erwarteten Ozonänderung ab. Obwohl eine Zunahme des Ozons erwartet wurde, ist eine Abnahme beobachtet worden. Der resultierende chemische Ozonverlust ist 32 ± 10 ppb/Tag ($4 \pm 1,25$ ppb/Stunde, Abbildung 4.5). Das ist höher als im Jahr zuvor als Ab-

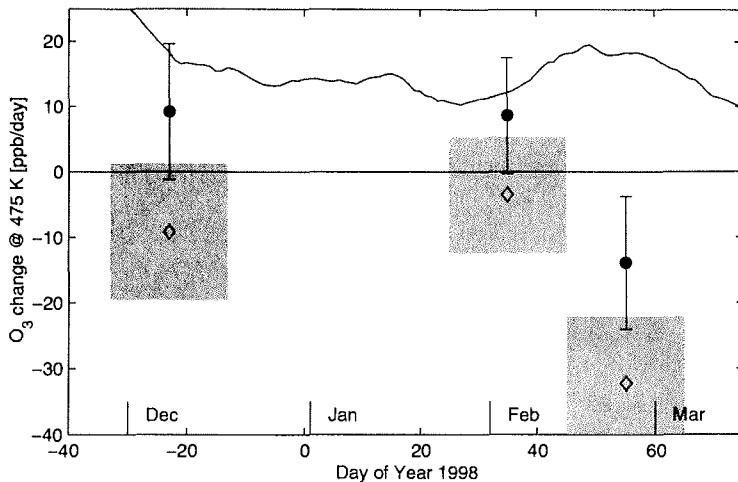


Abbildung 4.4. Chemischer Ozonverlust auf der 475 K Isentrope im Winter 1997/98 ermittelt aus den Profilen des RAMs. Die durchgezogene Linie beschreibt den erwarteten Ozontrend aufgrund diabatischer Bewegung der Luftmassen. In der gesamten Periode wurde ein Ansteigen der Ozonwerte erwartet. Die Kreise entsprechen dem gemessenen Ozontrend und die Fehlerbalken der Unsicherheit in der Trendanalyse. Die Karos sind die chemischen Ozonverlustraten errechnet aus der Differenz zwischen den gemessenen und erwarteten Ozontrends. Der graue Bereich entspricht der Analyseperiode und den Fehlerbalken der Trendbestimmung. Nur in der letzten Periode ist der chemische Ozonverlust statistisch signifikant mit 32 ± 10 ppb/Tag.

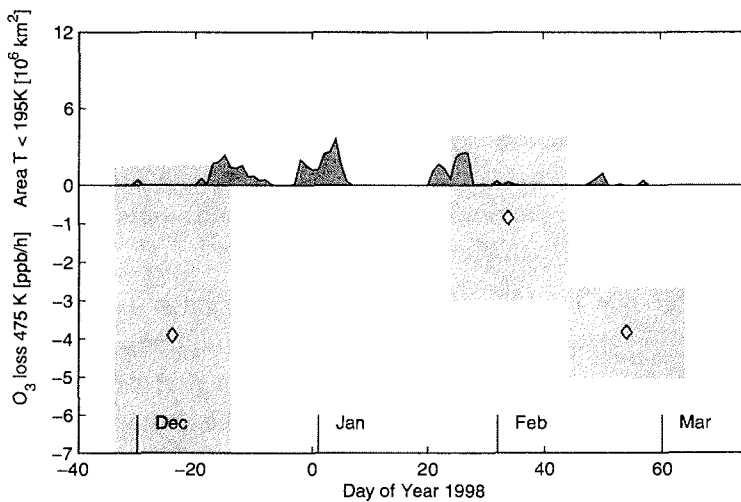


Abbildung 4.5. Ozonverlustrate pro Sonnenlichtstunde im Winter 1997/98. Die Karos entsprechen den chemischen Ozonverlustraten pro Sonnenlichtstunde im polaren Wirbel, hellgraue Flächen der zeitlichen Mittelung und dem Fehler der Trendbestimmung. Dunkelgraue Flächen beschreiben die Fläche des Polarwirbels mit Temperaturen unterhalb 195 K, in der eine Chloraktivierung zu erwarten wäre. Die Flächen sind sehr klein und die Ozonabbauraten sind nicht damit korreliert.

bauraten von 22 ppb/Tag gemessen wurden [Sinnhuber et al., 1998]. Während der 20 Tage dauernden Periode akkumuliert sich der Ozonverlust zu 0.64 ± 0.2 ppm. Wegen des frühen Zusammenbrechens des Wirbels Mitte März 1998 — 1997 löst sich der Wirbel erst Mitte Mai auf — ist der gesamte Ozonverlust bedeutend kleiner in 1997/98 verglichen mit 1.6 ppm in 1996/97.

Neben den Verlustraten pro Sonnenlichtstunde ist in Abbildung 4.5 die Fläche des Wirbels dargestellt, für die Temperaturen unter 195 K aus den ECMWF-Analysen ermittelt wurden. Die Temperatur 195 K wird als Schwellwert für die Aktivierung von Chlor angesehen, die eine Voraussetzung für den effektiven Ozonabbau ist (siehe auch Kapitel 2.3). In den vergangenen Wintern wurde eine Korrelation zwischen der Fläche niedriger Temperatur und den Ozonabbauraten gefunden [z.B. Sinnhuber et al., 1998; Rex et al., 1997]. Im Winter 1997/98 ist dieser Zusammenhang nicht ersichtlich. Die Flächen mit niedrigen Temperaturen im gesamten Zeitraum sind sehr klein und die Ozonabbauraten sind nicht mit der vorhergesagten Fläche niedriger Temperatur korreliert. Jedoch läßt die Ozonabbaurate auf eine deutliche Chloraktivierung schließen. Erste Auswertungen der ClO-Messungen des RAMs lassen auf erhöhtes ClO Ende Februar schließen. Über den Ursprung der Chloraktivierung läßt sich nur spekulieren. Zum einen haben Untersuchungen von Knudsen [1996] gezeigt, daß die ECMWF-Temperaturanalysen leicht zu hohe Temperaturen in der Stratosphäre liefern und somit das Chloraktivierungspotential unterschätzt wird. Zum anderen werden derzeit auch kleinskalige Prozesse — die mountain-waves — diskutiert, die zu lokalen Temperaturabweichungen von 15 K im Vergleich zu synoptischen Analysen führen [Carslaw et al., 1998]. Dadurch könnte Chlor aktiviert werden, obwohl Temperaturanalysen über 195 K liegen. Der Einfluß dieser mountain-waves auf den Grad der Chloraktivierung ist bis jetzt jedoch noch unklar.

5. Profilvergleiche: Voruntersuchung mit einer Ozonklimatologie für Ny-Ålesund

In Kapitel 3 wurden die profilmessenden Systeme in Ny-Ålesund vorgestellt und die Unterschiede in den vertikalen Auflösungen und den Meßgrößen des Ozons dargestellt. Im folgenden Kapitel soll untersucht werden, welchen Einfluß die unterschiedlichen Auflösungen auf die Vergleichbarkeit der Profile hat und mit welcher theoretischen Genauigkeit die Vergleiche durchgeführt werden können.

In der Literatur sind zwei Vorgehensweisen zum Vergleich von Mikrowellenmessungen mit Profilen von Sonden und LIDAR-Messungen verwendet worden:

- Komhyr et al. [1995b] haben die Ozonmessungen der NDSC-Station Table Mountain (34.4°N, 117.7°W), USA, des Sommers 1989 verglichen. Dabei wurden die unterschiedlichen vertikalen Auflösungen der Instrumente und insbesondere der Mikrowellenmessungen nicht beachtet. Einen ähnlichen Vergleich haben unlängst McDermid et al. [1998] für die NDSC-Station Lauder (45.1°S, 169.7°O), Neuseeland, vorgestellt. Die Einflüsse der vertikalen Auflösungen der Geräte sind auch hier nicht gesondert betrachtet worden, vielmehr sind die Fehlergrenzen der unterschiedlichen Geräte entsprechend gewählt worden. In diesen Fällen werden jedoch die spezifischen Eigenschaften der Mikrowellenprofile und insbesondere der Einfluß des a-priori Profils vernachlässigt.
- Tsou et al. [1995] haben neuere Ozonmessungen von Juli 1992 aus Table Mountain verglichen. Dabei wurden die Messungen der vertikal gut auflösenden Geräte ECC-Ozonsonde und LIDAR mit den AVKs der Mikrowellenmessungen in die vertikale Auflösung der Mikrowellenmessungen überführt und anschließend verglichen. Für die Umrechnung der Teilchenzahldichte des LIDARs in das VMR der Mikrowellenmessungen wurden die meteorologischen NCEP-Profile verwendet. Die Autoren geben an, daß die NCEP-Profile gut den tatsächlichen meteorologischen Profilen entsprechen und durch die Anwendung der NCEP-

Profile nur kleine Fehler zu erwarten sind. Steinbrecht et al. [1999] vergleicht für Ny-Ålesund die Ozonmessungen des LIDARs, der Sonde und des Mikrowellenradiometers RAM im Januar und Februar 1998 im Rahmen einer LIDAR-Vergleichskampagne. Dabei überführt er u.a. die Profile des LIDARs und der Sonde in die Mikrowellenauflösung vor einem Profilvergleich.

Beide oben aufgeführten Ansätze bieten Vorteile. Der erste pragmatische Ansatz, der das grobe vertikale Auflösungsvermögen der Mikrowellenmessungen unbeachtet läßt, sagt etwas über die Frage aus, ob die Ozonwerte in einer Höhe direkt den Ozongehalt dieser Höhe liefern, ohne daß die komplexen Auflösungseigenschaften der Mikrowellenmessungen in Betracht gezogen werden müssen. Der zweite Ansatz hingegen ist für eine gegenseitige Validierung der Meßgeräte geeignet und macht Aussagen darüber, ob die Geräte im Rahmen ihrer Genauigkeiten die gleichen Ergebnisse liefern.

In den folgenden Kapiteln soll speziell für Ny-Ålesund untersucht werden, welche Ergebnisse mit beiden Ansätzen theoretisch zu erwarten sind. Dazu wird als erstes eine Ozonklimatologie für Ny-Ålesund entwickelt, bestehend aus vertikal hoch aufgelösten Ozonprofilen und daraus abgeleiteten mm-Wellen-Ozonprofilen, anhand derer repräsentative statistische Untersuchungen für Ny-Ålesund durchgeführt werden können. Die hochaufgelösten Profile können dabei als Sondenprofile oder LIDAR-Profile interpretiert werden und die mm-Wellen-Ozonprofile als RAM-Profile. Es ist zu beachten, daß hierbei die Meßfehler der Geräte nicht eingang finden. Mit Hilfe der Ozonklimatologie sollen hinsichtlich der Vergleichbarkeit zwischen vertikal hoch aufgelösten Profilen (z.B. Sonde) und den gröber aufgelösten mm-Wellen-Ozonprofilen (RAM) folgende Aspekte überprüft werden:

- Der Einfluß der Nichtlinearität des mm-Wellen-Strahlungstransfers auf die Umrechnung von vertikal hochaufgelösten Profilen in die mm-Wellen-Ozonprofile (Kapitel 5.2.1).
- Der Einfluß der nicht bekannten Ozonprofile oberhalb bestimmter Höhen (interpretierbar als Platzhöhe der Sonden oder größte Höhe der LIDAR-Messung) auf die Umrechnung der Profile in die mm-Wellen-Auflösung (Kapitel 5.2.1).
- Die direkte Vergleichbarkeit der mm-Wellen-Ozonprofile mit den hochaufgelösten Profilen ohne Überführung der hochaufgelösten Profile in die mm-Wellen-Auflösung oder durch eine simple Rechteckmittelung der hochaufgelösten Profile (Kapitel 5.2.2).

- Der Einfluß der Unsicherheiten in den verwendeten meteorologischen Profilen auf die mm-Wellen-Auswertung und auf die Umrechnung von Teilchenzahldichte in VMR (Kapitel 5.3).

5.1. Ozonklimatologie für Ny-Ålesund

Zur Untersuchung der obigen Fragestellungen wird eine Klimatologie benötigt, die einen möglichst repräsentativen Querschnitt der vorkommenden Ozonprofile in Ny-Ålesund enthält. Insbesondere sollen die Ozonlochsituationen aus 1995/96 und 1996/97 sowie der saisonale Verlauf der Ozonprofile enthalten sein. Basierend auf den Ozonsondenmessungen in Ny-Ålesund wird die Ozonklimatologie entwickelt. Sie besteht aus den Ozonsondenprofilen seit 1994. Für Höhen oberhalb der Platzhöhe der Sonden wurde das Ozonprofil mit dem skalierten a-priori Profil der mm-Wellen-Auswertung erweitert. Die Skalierung entspricht der besten Anpassung des a-priori Profils an das Sondenprofil. Den Ozonprofilen wurden aus Konsistenzgründen die meteorologischen Profile aus der NCEP-Assimilation zugeordnet anstatt der simultanen Druck- und Temperaturmessung der Sonde. Zum einen reichen die NCEP-Profile bis in größere Höhen als die Sondenmessungen und zum anderen werden die NCEP-Assimilationen bei der RAM-Auswertung verwendet. Die so erstellten Ozonprofile mit einer vertikalen Auflösung von einem km und den dazugehörigen meteorologischen Profilen werden im weiteren **als klimatologische Ozonprofile oder Ozonklimatologie** bezeichnet. Aus der Ozonklimatologie wurden mm-Wellen-Ozonprofile errechnet, indem die Vorwärtsrechnung jedes Profils invertiert wurde. Diese Profile stellen Ergebnisse von idealisierten Messungen des Mikrowellenradiometer RAM dar. Um diese idealisierten Ergebnisse von realen Messungen des RAM im Text abzugrenzen werden diese Profile im folgenden **klimatologische mm-Wellen-Ozonprofile oder mm-Wellen-Ozonprofile** genannt. Zu jedem mm-Wellen-Ozonprofil wurde außerdem die AVK-Matrix ermittelt. In Abbildung 5.1 ist das klimatologische Ozonprofil basierend auf der Ozonsonde vom 14. April 1997, das vorwärtsgerechnete Spektrum und das dazugehörige mm-Wellen-Ozonprofil dargestellt. Insgesamt umfaßt die Klimatologie 207 Datensätze, die aus Sondaufstiegen mit einer Platzhöhe von mindestens 29.5 km erzeugt wurden.

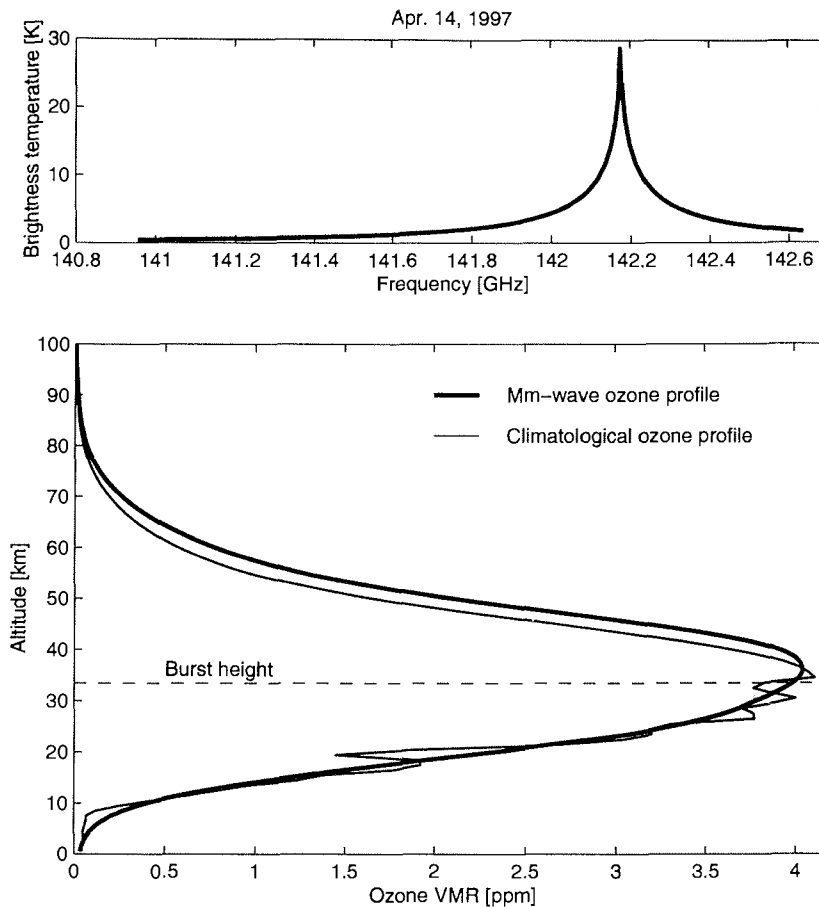


Abbildung 5.1. Erzeugung einer Ozonklimatologie für Ny-Ålesund. Unten ist das Beispiel eines klimatologischen Ozonprofils (dünne Linie) basierend auf einer Ozonsondenmessung vom 14. April 1997 dargestellt, das oberhalb der Platzhöhe um ein skaliertes Standardprofil erweitert wurde. Das daraus abgeleitete mm-Wellen-Ozonprofil ist die dicke Linie. Oben ist die entsprechende vorwärtsgerechnete Ozonlinie für das klimatologische Ozonprofil abgebildet.

5.2. Vergleich der Ozonklimatologie mit mm-Wellen-Ozonprofilen

Die mm-Wellen-Ozonprofile in einer Höhenschicht stellen eine vertikale Verschmierung der hochaufgelösten atmosphärischen Ozonprofile dar. Dabei fließt ein gewichtetes Mittel der Differenz zwischen dem a-priori Profil und dem atmosphärischen Profil über alle Höhen in das Ergebnis ein. Formel 3.13 beschreibt dies in der linearen Näherung des Strahlungstransfers:

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{A} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) + \mathbf{x}_a + \varepsilon \quad (5.1)$$

mit **A** als der averaging-kernel Matrix. Hinsichtlich der Vergleichbarkeit der mm-Wellen-Ozonprofile mit vertikal hochaufgelösten Profilen stellt sich die Frage, ob es notwendig ist, die hochaufgelösten Profile mit den *exakten AVKs* zu verschmieren, um sie mit den mm-Wellen-Ozonprofilen vergleichbar zu machen oder ob eine *einfache Mittelungsvorschrift* ausreicht, um gute Ergebnisse zu liefern. Ziel der Überlegungen ist es auch, eine möglichst einfache „Bedienungsanleitung“ für die Benutzung der RAM-Daten zu finden, um die Daten auch für Wissenschaftler leicht anwendbar zu machen, die keine Mikrowellenspezialisten sind. Das betrifft insbesondere die Benutzung der Mikrowellenprofile zur Validierung und Initialisierung von Modellen zur Beschreibung der stratosphärischen Chemie. Für eine gegenseitige Validation der mm-Wellen-Ozonprofile mit Profilen anderer Meßsysteme müssen natürlich die exakten AVKs herangezogen werden.

In den folgenden beiden Unterkapiteln wird untersucht, welche Ungenauigkeiten bei der Verschmierung der klimatologischen Ozonprofile mit den exakten AVKs zu erwarten sind (5.2.1) und welche Abweichungen durch einfache Mittelungen entstehen (5.2.2).

5.2.1. Verschmierung der Ozonklimatologieprofile mit den AVKs

Die Umrechnung der klimatologischen Ozonprofile in Profile mit der Höhenauflösung der mm-Wellen-Ozonprofile wird beeinflusst durch zwei Unsicherheiten:

- Bei Benutzung der Formel 5.1 können Abweichungen aufgrund der linearen Näherung auftreten. Der exakte Weg wäre die Vorwärtsrechnung des Ozonprofils und eine anschließende Inversion. Im allgemeinen wird jedoch die obige Formel angewendet, insbesondere von Arbeitsgruppen außerhalb der Mikrowellenradiometrie, denen kein Vorwärtsprogramm zur Verfügung steht.
- Messungen realer Meßgeräte liefern nur einen vertikalen Ausschnitt des Ozonprofils. Jedoch fließen auch alle weiteren Ozonwerte der nicht beprobten Höhen in die Berechnung des Ozons einer Höhenschicht der mm-Wellen-Ozonprofile ein. Dies führt zu einer Unsicherheit des errechneten mm-Wellen-Ozonprofils aus den Profilen anderer Messungen trotz Anwendung der exakten AVKs.

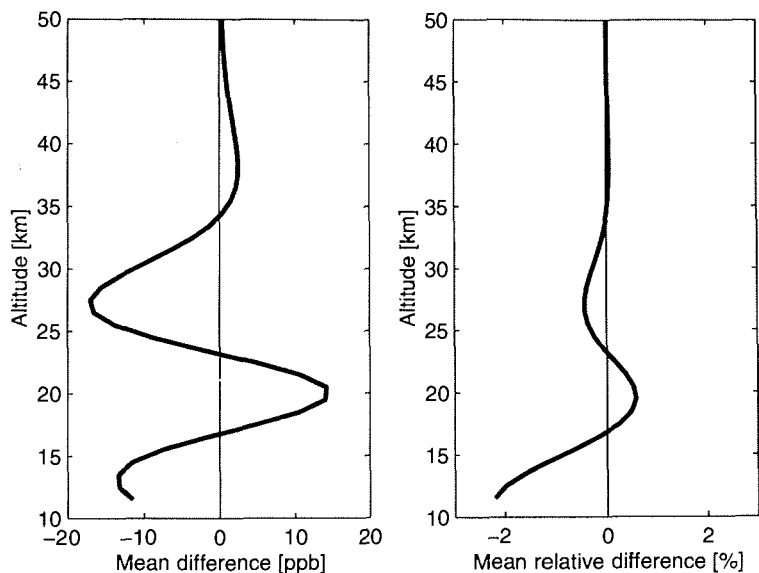


Abbildung 5.2. Mm-Wellen-Ozonprofil abgeleitet aus der Klimatologie. Untersucht wurde, ob die Berechnung von mm-Wellen-Ozonprofilen aus der Ozonklimatologie durch die lineare Näherung des Strahlungstransfers beeinflusst wird. Mm-Wellen-Ozonprofile wurden zum einen durch die Inversion eines vorwärtsgerechneten Spektrums und zum anderen anhand Formel 3.13 und der Verwendung der AVKs gebildet. Links ist das mittlere absolute und rechts das normierte Differenzprofil aller mm-Wellen-Ozonprofile dargestellt. Die Abweichungen durch die lineare Näherung des Strahlungstransfers sind gering. Diese Untersuchung ist insbesondere wichtig für die Umrechnung von Sondenmessungen in die RAM-Auflösung unter Verwendung der AVKs der RAM-Auswertung.

Unsicherheit durch die lineare Näherung des Strahlungstransfers

Um den Einfluß der linearen Näherung in der Formel 5.1 quantifizieren zu können, werden mm-Wellen-Ozonprofile aus den klimatologischen Ozonprofilen aus Kapitel 5.1 errechnet sowohl durch

- Inversion einer Vorwärtsrechnung, wie in Kapitel 5.1 beschrieben

als auch durch

- Anwendung der Formel 5.1.

Die mittleren Differenzprofile und normierten Differenzprofile zwischen den mm-Wellen-Ozonprofilen ermittelt auf beide Arten sind in Abbildung 5.2 dargestellt. Die Differenzen sind nur in den unteren Höhenschichten nennenswert mit maximal 2.2 % in etwa 12 km Höhe. Für Höhen um 20 km liegt der Fehler unter 0.5 %.

Unsicherheit durch unbekannte Teile des Ozonprofils

In die Berechnung des Ozonwertes einer Höhe des mm-Wellen-Ozonprofils \hat{x} aus einem vertikal gut aufgelösten Profil \mathbf{x} fließen alle Höhenschichten des gut aufgelösten Profils ein. Nach Formel 5.1 ist das mm-Wellen-Ozonprofil \hat{x}_k in der Höhe k gegeben als

$$\hat{x}_k = x_{a_k} + \sum_{j=1}^{101} (A_{kj}) (x_j - x_{a_j}) \quad (5.2)$$

mit x_{a_j} dem a-priori Profil in der Höhe j plus der Summe über die *gesamte* k -te Zeile der averaging-kernel Matrix (A_{kj}) multipliziert mit der Differenz zwischen \mathbf{x} und dem a-priori Profil.

Abgeschätzt werden soll nun die Beeinflussung der Überführung des Profils \mathbf{x} in die mm-Wellen-Auflösung $\hat{\mathbf{x}}$, wenn \mathbf{x} nicht im gesamten Höhenbereich bekannt ist. Als reale Beispiele sind z.B. Sondenmessungen zu nennen, die nur Ozonprofile bis etwa 30 km liefern oder LIDAR-Profile, die nur von 10 bis 45 km vorliegen. Wir suchen also den Anteil $\Delta \hat{x}_k^{\text{unbekannt}}$ an der Umrechnung des Profils \mathbf{x} in die mm-Wellen-Auflösung, der durch das unbekannte Ozonprofil in den Höhen $h_{\text{unbekannt}}$ verursacht wird. Aus Formel 5.2 erhält man für die mm-Wellen-Höhe k

$$\Delta \hat{x}_k^{\text{unbekannt}} = \sum_{j=h_{\text{unbekannt}}} (A_{kj}) (x_j - x_{a_j}) \quad (5.3)$$

Für die Überführung vertikal gut aufgelöster Ozonprofile in die mm-Wellen-Ozonprofile müssen Abschätzungen oder statistische Untersuchungen über $\Delta \hat{x}_k^{\text{unbekannt}}$ vorgenommen werden. Die Genauigkeit der überführten Profile ist — neben den in realen Fällen vorhandenen Meßfehlern — durch die Unsicherheit von $\Delta \hat{x}_k^{\text{unbekannt}}$ limitiert.

(Anmerkung: Überspringt man in der Summe in Formel 5.2 einfach die Höhen mit dem unbekanntem Ozonprofil x_j , so entspricht dies der Annahme, daß das wahre Profil dort dem a-priori Profil entspricht.)

Fehlerabschätzung aufgrund des unbekanntem Ozonprofils oberhalb 30 km (z.B. Sondenmessungen)

Für den Fall, daß die Profile nur bis 30 km vorliegen, soll das $\Delta \hat{x}_k^{\text{unbekannt}}$ der Formel 5.3 abgeschätzt werden. Statistische Untersuchungen über den Einfluß der Höhen oberhalb 30 km auf die errechneten Profile mit mm-Wellen-

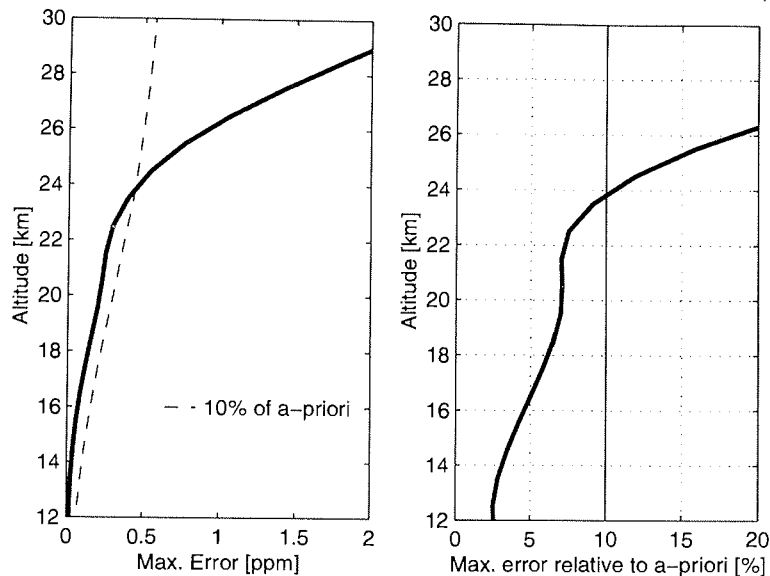


Abbildung 5.3. Umrechnung der Ozonklimatologie in die mm-Wellen-Ozonprofile. Abgeschätzt wurde der maximale Fehler der Berechnung des mm-Wellen-Ozonprofils, wenn die Ozonklimatologie nur Profile bis 30 km beinhaltet. Für größere Höhen wurde eine maximale Variation des Profils vom 70 % des a-priori Profils angenommen. Links ist die absolute Maximalfehlerabschätzung und rechts die auf das a-priori Profil normierte Maximalfehlerabschätzung aufgetragen. Die 10 % Fehlergrenze ist in beiden Abbildungen eingezeichnet. Nur unterhalb 24 km sind die Fehler kleiner als 10 %. Diese Untersuchung ermittelt die maximalen systematischen Fehler bei der Überführung von Sondenmessungen in die RAM-Höhenauflösung.

Auflösung unterhalb 30 km sind nicht möglich, da keine ausreichende Zahl von schon gemessenen Profilen für diese Höhen vorliegen. Deshalb soll eine Maximalabschätzung der Unsicherheit aus gelegentlichen Ozonsondierungen vorgenommen werden, die bis über 30 km reichen. Auch wenn Ozonsondierungen in diesen Höhen unzuverlässiger werden und große Fehler aufweisen, sind die maximal auftretenden Variationen in dem Datensatz enthalten. Von 1992 bis 1998 wurden in Ny-Ålesund in 31 km Höhe Ozonwerte zwischen 1.7 und 8.5 ppm gemessen. Die Abweichung zum Wert des mm-Wellen a-priori Profil beträgt etwa 70 % des a-priori Profils. Deshalb wird die maximale absolute Differenz zwischen dem tatsächlichen atmosphärischen Profil und dem a-priori Profil oberhalb 30 km $|x_j - x_a|$ als 70 % des a-priori Profils angesetzt. Die Unsicherheit im errechneten Profil mit der mm-Wellen-Auflösung wird als Maximalabschätzung vorgenommen, wobei der Absolutbetrag aller Summanden in Formel (5.3) genommen werden soll. Für das errechnete mm-Wellen-Ozonprofil der Höhe k ergibt sich dann

$$\Delta x_k^{\text{unbekannt}} = \sum_{j=h_{31}, \dots, 100} |(A_{kj}) 0.7 x_{a,j}|$$

In Abbildung 5.3 ist der Maximalfehler in ppm und relativ zum a-priori angegeben. Für Höhen von 10 bis 24 km ist der Fehler unter 10 %, für Höhen darüber steigt der Fehler steil an bis 45 % bei 30 km. Folglich ist die Umrechnung des Profils einer Meßmethode, die Profile bis 30 km liefert (z.B. Ozonsonden), in die mm-Wellen-Auflösung nur für den Höhenbereich bis etwa 24 km mit einer ausreichenden Genauigkeit (besser 10 %) möglich. Für reale Messungen in Ny-Ålesund bedeutet dies, daß die Sondenmessungen mit einer Platzhöhe von 30 km überführt in die Auflösung des RAMs nur bis in etwa 24 km Höhe mit den Profilen des RAMs verglichen werden können. Für höher reichende Sonden ist der vergleichbare Höhenbereich entsprechend größer.

Fehlerabschätzung aufgrund eines unbekanntes Profils unterhalb 10 km und oberhalb 45 km (z.B. LIDAR-Messungen)

Für den Fall, daß das umzurechnende Profil zusätzlich Lücken in Höhen unterhalb von 30 km aufweist, läßt sich die Maximalfehlerabschätzung in zwei Teile zerlegen. Zum einen wird der Maximalfehler für die großen Höhen aus der gleichen Abschätzung wie oben ermittelt: Die maximale Abweichung zwischen dem tatsächlichen atmosphärischen Ozonprofil und dem a-priori Profil wird als 70 % des a-priori Profils angesetzt. Für die Lücke in den unteren Höhen hingegen lassen sich die maximalen Fehler aus der oben eingeführten Ozonklimatologie errechnen. Nach Formel 5.2 wurden die Beiträge $\Delta x_k^{\text{unbekannt}}$ für $h_{\text{unbekannt}} = 1..10$ km errechnet. Sie sind für alle mm-Wellen-Höhen oberhalb 10 km gering und kleiner als 2 %. In Abbildung 5.4 ist die Summe der Maximalfehler aus den Höhen unter 10 km und oberhalb 45 km dargestellt und auf das a-priori normiert. Die Fehler sind gering und werden erst oberhalb 38 km größer als 10 %. Folglich ist die Umrechnung des Profils einer Meßmethode, die Profile von 10 km bis 45 km mißt (z.B. LIDAR), in die mm-Wellen-Auflösung für den Höhenbereich bis etwa 38 km mit einer ausreichenden Genauigkeit (besser 10 %) möglich. Für die Messungen in Ny-Ålesund bedeutet dies, daß LIDAR-Profile überführt in die vertikale Auflösung des RAMs von 10 bis 38 km miteinander verglichen werden können. Speziell am Beispiel LIDAR wird eine weitere Fragestellung aufgeworfen: wie wird die Umrechnung des LIDAR-Profils in die mm-Wellen-Auflösung durch die Tatsache beeinflusst, daß die LIDAR-Profile in großen Höhen selbst nur eine reduzierte vertikale Auflösung besitzen?

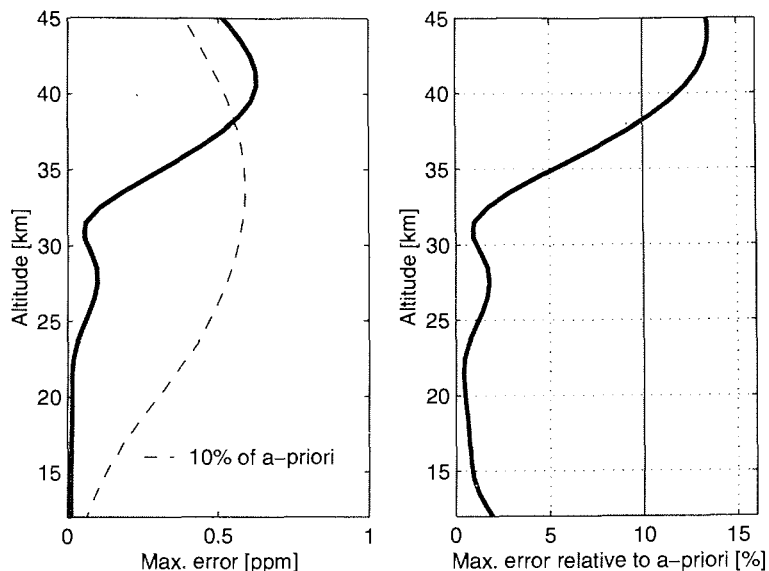


Abbildung 5.4. Umrechnung der Ozonklimatologie in die mm-Wellen-Ozonprofile. Abgeschätzt wurde der maximale Fehler der Berechnung des mm-Wellen-Ozonprofils, wenn die Ozonklimatologie nur Profile zwischen 10 und 45 km beinhaltet. Links ist die absolute Maximalfehlerabschätzung und rechts die auf das a-priori Profil normierte Maximalfehlerabschätzung dargestellt. Die Fehler für errechnete Profile mit mm-Wellen-Auflösung bis 38 km Höhe betragen weniger als 10 %. Diese Untersuchung simuliert den maximalen systematischen Fehler bei der Umrechnung von LIDAR-Daten in die Höhenauflösung des RAMs.

Die LIDAR-Profilen haben in großen Höhen etwa eine Auflösung von 5 km. Jedoch wird das LIDAR-Profil in diesen Höhen bei der Umrechnung in die mm-Wellen-Auflösung so behandelt, als ob es eine Auflösung von einem km besäße. Unter der sicher erfüllten Annahme, daß sich der tatsächliche atmosphärische Ozongehalt jeder einzelnen Höhenschicht von 1 km Dicke um maximal 40 % vom Mittel über 5 km unterscheidet, wird das aus den LIDAR-Profilen errechnete Profil mit mm-Wellen-Auflösung mit weniger als 2 % verfälscht.

Zusammenfassung

Für die theoretisch erreichbare Genauigkeit der Umrechnung von vertikal hochaufgelösten Ozonprofilen in die vertikale Auflösung von mm-Wellen-Messungen ergibt sich:

- Zur Umrechnung der Ozonprofile in die mm-Wellen-Auflösung kann Formel 5.1 unter Verwendung der AVKs der mm-Wellen-Messungen verwendet werden. Die darin enthaltene lineare Näherung des Strah-

lungstransfers führt zu geringen Fehlern von maximal 2.2 % in 12 km Höhe und unter 0.5 % in 20 km Höhe.

- Die Umrechnung von Profilen in die mm-Wellen-Auflösung aus Ozonprofilen von Meßmethoden, die nur vertikale Ausschnitte des tatsächlichen atmosphärischen Ozonprofils messen — wie Sonden von 0 bis 30 km oder LIDAR von 10 bis 45 km —, ist nicht im gesamten Höhenbereich mit einer ausreichenden Genauigkeit (< 10 %) möglich. Das bedeutet z.B. konkret, daß Vergleiche zwischen den Profilen der Sonden mit 30 km Platzhöhe und dem RAM nur bis 25 km möglich sind.

5.2.2. Vertikale Mittelung der klimatologischen Ozonprofile mit Rechteckfiltern von 1, 7 und 11 km Höhe

Im folgenden wird die direkte Vergleichbarkeit von mm-Wellen-Ozonprofilen mit vertikal hochaufgelösten Profilen geprüft. Erinnern wir uns an die Form der AVKs aus Kapitel 3.1.7, die den Zusammenhang zwischen dem mm-Wellen-Ozonprofil und dem tatsächlichen atmosphärischen Profil beschreiben. Aus der Form und Breite der AVKs wird ersichtlich, daß die mm-Wellen-Ozonprofile vertikal nur grob lokalisierte Informationen über das Ozon liefern. Jedoch ist für viele Anwendungen, wie zum Beispiel die Initialisierung eines Modells zur Beschreibung der Ozonchemie, wichtig zu wissen, ob die mm-Wellen-Ozonprofile direkt den Ozongehalt in einer Höhe oder auch Höhenschicht wiedergeben. Aus den AVKs wird dies nicht sofort ersichtlich, und dies ist nur über eine statistische Untersuchung zu klären, die für jeden Meßstandort mit realistischen Profilen und realistischen AVKs durchgeführt werden muß. Mit Hilfe der Ozonklimatologie aus Kapitel 5.1 wird speziell für Ny-Ålesund und speziell für die spezifische Auswertung der dortigen mm-Wellen-Daten untersucht:

- welche Übereinstimmung zwischen mm-Wellen-Daten und gut aufgelösten, nicht in die mm-Wellen-Auflösung überführten, Profilen zu erwarten ist.
- ob eine einfache Mittelung der hochaufgelösten Profile mit einem Rechteckfilter existiert, die zu einer guten Übereinstimmung mit den mm-Wellen-Daten führt. Dadurch soll im Prinzip gezeigt werden, ob die AVKs durch eine einfache Rechteckfunktion näherbar sind.

Man beachte, daß die Ozonklimatologie zwar eine realistische Statistik und realistische vertikale Auflösungen der mm-Wellen-Ozonprofile aufweist aber aus idealisierten Daten ohne Meßfehlern besteht. Die hier erzielten Ergebnisse können interpretiert werden als beste Übereinstimmung zwischen RAM und

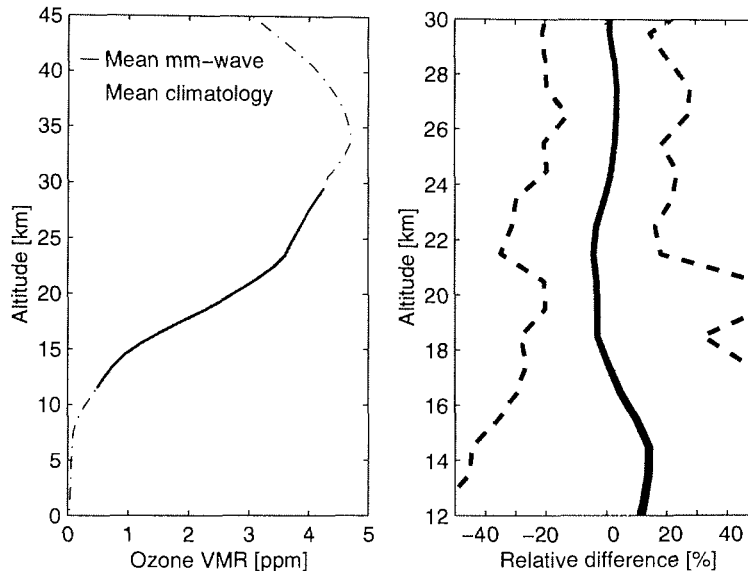


Abbildung 5.5. Gegenüberstellung der mittleren Ozonklimatologie und daraus abgeleiteten mm-Wellen-Ozonprofilen. Links sind die absoluten Profile gegenübergestellt, grau das mittlere klimatologische Profil, schwarz das mittlere mm-Wellen-Ozonprofil. Rechts ist die relative Abweichung (Klimatologie minus mm-Wellen-Ozonprofil) dargestellt. Die durchgezogene Linie ist die mittlere Differenz, die gestrichelten Linien die maximalen Abweichungen eines Profils, die graue Schraffierung entspricht dem Bereich $\pm 10\%$. Der Standardfehler des mittleren Profils ist überall unter 2 % und nicht eingezeichnet. Im Höhenbereich oberhalb 16 km ist die mittlere Abweichung gering mit unter 5 %. Jedoch können maximale Abweichungen von 50 % auftreten. Man beachte, daß die Ozonklimatologie eine vertikale Auflösung von 1 km besitzt, während die mm-Wellen-Ozonprofile mit den AVKs verschmiert sind.

z.B. Sonden in Ny-Ålesund, wenn beide Geräte konsistent messen würden und eine sehr große Meßreihe vorläge.

Ozonklimatologie gemittelt mit Rechteckfiltern

In Abbildung 5.5 (links) ist das zeitliche Mittel der nicht vertikal gemittelten klimatologischen Ozonprofile dargestellt, sowie das mittlere mm-Wellen-Ozonprofil. Die mittleren Profile stimmen gut überein. Die auf die mm-Wellen-Daten normierten mittleren Abweichungen liegen zwischen 12 und 25 km bei unter 20 % und für große Bereiche unter 5 % (Abbildung 5.5 rechts). Die Unsicherheit der Differenzen liegt unter 2 % (nicht eingezeichnet), jedoch betragen die maximalen Abweichungen einzelner Profile bis zu 50 % (gestrichelte Linie). Abbildung 5.6 verdeutlicht die Abweichungen für alle Profile der Ozonklimatologie anhand der Höhen 14,5, 19,5 und 24,5 km. Abweichungen von bis zu 50 % treten vor allem in den unteren Höhen auf. Die Differenzen in 14,5 km Höhe

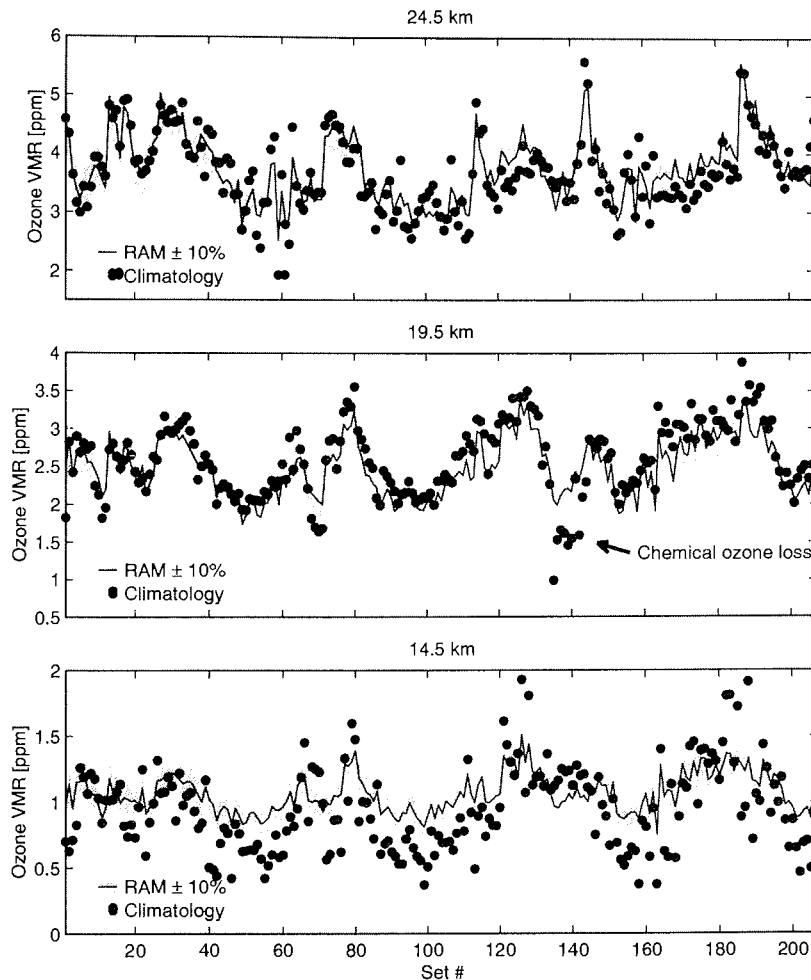


Abbildung 5.6. Vergleich zwischen der Ozonklimatologie (mit vertikaler Auflösung von 1 km) und den daraus abgeleiteten mm-Wellen-Ozonprofilen für drei Höhen. Die horizontale Achse entspricht allen Profilen der Klimatologie. Die Punkte bezeichnen die klimatologischen Ozonprofile und die durchgezogenen Linien das dazugehörige mm-Wellen-Ozon umrandet mit einem grauen Bereich, der $\pm 10\%$ des mm-Wellen-Ozons entspricht. In der obersten Höhen sind die Abweichungen gering und steigen zu niedrigeren Höhen an. In 19.5 km Höhe fallen zwei Gruppen mit großen Abweichungen auf (um # 75 und #140). Sie repräsentieren klimatologische Ozonprofile für einen starken Ozonverlust. In 14.5 km Höhe sind häufig große Abweichungen erkennbar.

sind im Schnitt größer als in den anderen Höhen. Das spiegelt zum einen die reduzierte Höhenauflösung der mm-Wellen-Messungen in niedrigen Höhen wieder, als auch die erhöhte Häufigkeit von dünnen Ozonlaminä in diesen Schichten [Bird, 1997]. Diese Laminä stammen aus noch nicht vermischten Einschlüssen von Luft aus mittleren Breiten im Polarwirbel oder Ablösungen

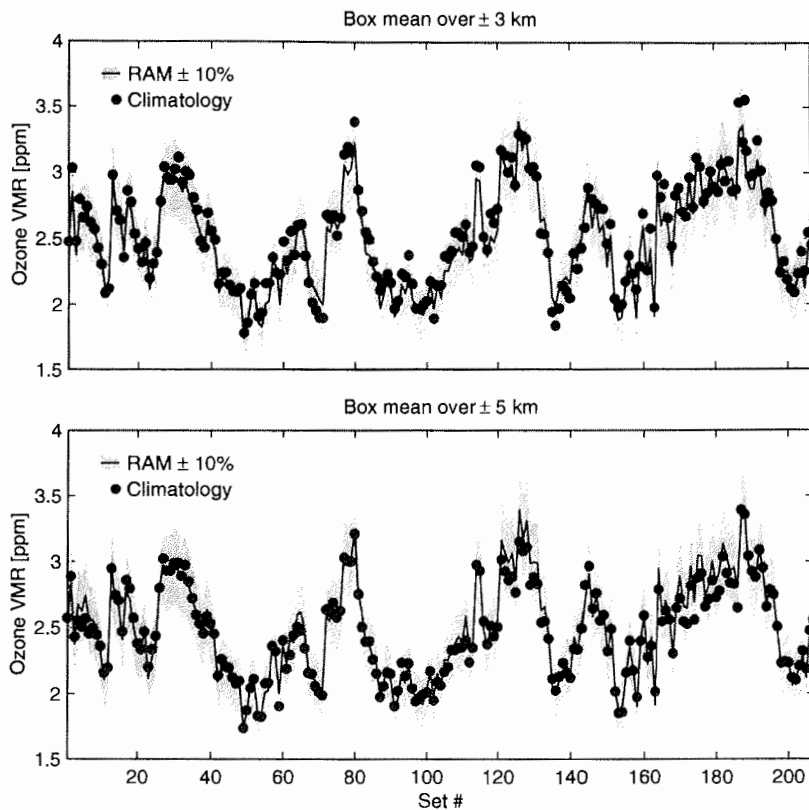


Abbildung 5.7. Vergleich zwischen der Ozonklimatologie in 19.5 km Höhe gemittelt über ± 3 km und ± 5 km und den mm-Wellen-Ozonprofilen in 19.5 km Höhe. Die horizontale Achse entspricht allen Profilen der Klimatologie. Die Punkte bezeichnen die Ozonklimatologie und die durchgezogenen Linien die dazugehörigen mm-Wellen-Ozonprofile umrandet mit einem grauen Bereich, der $\pm 10\%$ der mm-Wellen-Ozonprofile entspricht. Fast alle vertikal gemittelten Profile der Ozonklimatologie liegen im Bereich $\pm 10\%$ der mm-Wellen-Ozonprofile. Auch die Klimatologie für das Ozonloch (um #75 und #140) zeigt kein besonderes Verhalten. Somit entspricht eine einfache vertikale Mittelung der klimatologischen Ozonprofile in etwa der Verschmierung der mm-Wellen-Ozonprofile.

von Luft aus dem Polarwirbel heraus. In 19.5 km ist eine Periode mit auffallend hohen Abweichungen von bis zu -50% des mm-Wellen-Wertes erkennbar (Pfeil in Abbildung 5.6). Die Profile der Ozonklimatologie stammen dort aus dem Frühjahr 1997, als der chemische Ozonabbau zu einem starken Ozonverlust in einer dünnen Schicht geführt hat [z.B. Rex, 1997].

Für eine Rechteckmittelung von ± 3 km und ± 5 km also 7 bzw. 11 Höhenschichten der klimatologischen Ozonprofile reduziert sich die maximale Differenz zu den mm-Wellen-Ozonprofilen. Somit stellen diese Mittelungsvorschriften eine Näherung der vertikalen Auflösung der mm-Wellen-Ozonprofile dar. In

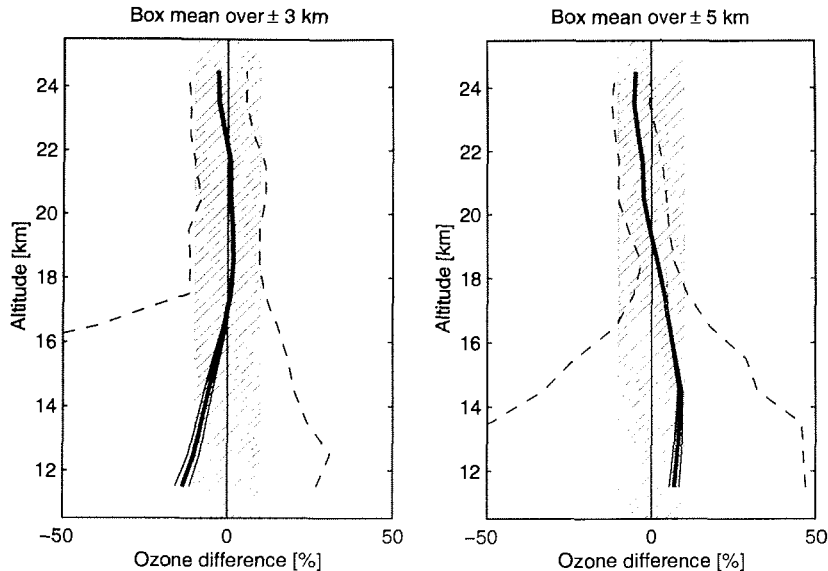


Abbildung 5.8. Vergleich zwischen der Ozonklimatologie gemittelt über ± 3 km und ± 5 km und den mm-Wellen-Ozonprofilen. Dargestellt sind die gemittelten (auf die mm-Wellen-Messungen normierten) Abweichungen. Links die Differenz zwischen den mm-Wellen-Ozonprofilen und den über ± 3 km vertikal gemittelten Profilen der Ozonklimatologie, rechts für eine Mittelung um ± 5 km. Die dicken Linien sind die mittlere Abweichung, die dünnen Linien die Schwankungsbreite, die gestrichelten Linien die maximalen Abweichungen und die grau schraffierte Fläche der Bereich von -10% bis $+10\%$. Die mittleren Abweichungen sind in beiden Fällen über den gesamten Höhenbereich gering. Oberhalb 16 km sind auch die individuellen Abweichungen geringer als 13% .

Abbildung 5.7 sind alle Ozonwerte der rechteckgemittelten klimatologischen Profile und der mm-Wellen-Daten für 19.5 km Höhe dargestellt. Der Bereich mit den erhöhten Differenzen in der Nähe des Datenpunkts 140 (siehe Abbildung 5.6), mit Profilen die repräsentativ für den Ozonverlust in Ny-Ålesund sind, ist nicht mehr erkennbar. Folglich sind die mm-Wellen-Daten aufgrund ihrer vertikalen Auflösung zwar nicht empfindlich gegen den Ozonverlust in einer recht dünnen Schicht, beschreiben aber gut den mittleren Ozonverlust um diese Höhengschicht.

Die Differenzen zwischen der rechteckgemittelten Ozonklimatologie und den mm-Wellen-Daten in Abbildung 5.7 sind gering und die maximal auftretenden Abweichungen in 19.5 km Höhe bei ± 3 km Mittelung sind unter 12% und bei ± 5 km unter 8% . In Abbildung 5.8 ist das Profil der mittleren Differenzen, deren Unsicherheit und die maximale Abweichung eines Profils angegeben. Eine Approximation der vertikalen Auflösung der mm-Wellen-Messungen durch eine einfache Filterfunktion ist somit möglich. Die Mittelung über ± 3 km führt im

Tabelle 5.1. Differenzen zwischen den mm-Wellen-Ozonprofilen ermittelt aus der Ozonklimatologie und den klimatologischen Profilen vertikal gemittelt mit einem Rechteckfilter.

Höhe [km]	$\overline{\text{VMR}_{\text{O}_3}}$ [ppm]	$\overline{\Delta\text{O}_3/\text{O}_3}$ [%]	$\min(\Delta\text{O}_3/\text{O}_3)$ [%]	$\max(\Delta\text{O}_3/\text{O}_3)$ [%]	$\text{std}(\Delta\text{O}_3/\text{O}_3)$ [%]
<u>keine Mittelung</u>					
11,5	0,55	-9,5±1,7	-81,4	+48,2	24,9
14,5	0,90	-13,2±1,5	-57,1	+44,5	21,0
19,5	2,61	3,4±0,7	-52,3	+20,2	10,4
23,5	3,60	0,7±0,7	-22,1	+29,8	9,4
<u>Mittelung ±3 km</u>					
11,5	0,55	-6,5±1,3	-51,8	37,4	19,0
14,5	0,90	-2,0±0,9	-40,6	26,1	13,1
19,5	2,61	1,9±0,2	-7,7	11,3	3,4
23,5	3,60	-2,4±0,3	-9,8	6,8	3,9
<u>Mittelung ±5 km</u>					
11,5	0,55	8,4±1,1	-45,6	45,0	16,8
14,5	0,90	8,6±0,6	-15,4	27,1	9,0
19,5	2,61	-0,6±0,2	-7,2	5,5	2,7
23,5	3,60	-5,2±0,2	-11,0	-0,7	2,4

Durchschnitt sogar zu besseren Ergebnissen als mit dem breiteren Filter. Die durchschnittliche Differenz für die ±3 km Mittelung liegt von 15 bis 24 km bei unter 2,5 %, während für den ±5 km breiten Filter mittlere Differenzen bis 9 % auftreten. Jedoch sind die maximalen Abweichungen jedes einzelnen Profils für den ±3 km Filter gegenüber ±5 km deutlich größer. Somit ist für ein großes Datenensemble eine Mittelung über ±3 km empfehlenswert. Für eine geringere Datenmenge sollte jedoch die Mittelung über ±5 km gewählt werden. Die mittlere Übereinstimmung verschlechtert sich zwar, jedoch liegen die individuellen Abweichungen jedes einzelnen Profils bei unter 28 % im gesamten Höhenbereich gegenüber 40 % bei ±3 km Mittelung. Die Differenzen in ausgesuchten Höhen für die unterschiedlichen Rechteckfilter sind in Tabelle 5.1 zusammengefaßt.

Beste Rechteckmittelung und empirische Höhenauflösung

Neben der Ableitung der Höhenauflösung für Mikrowellenmessungen aus der Form der AVK-Matrix kann die Höhenauflösung empirisch definiert werden. Anschaulich beschreibt die Höhenauflösung der mm-Wellen-Messungen jenen Höhenbereich, über den das tatsächliche atmosphärische Profil gemittelt werden muß, um dem mm-Wellen-Ozonprofil möglichst nahe zu kommen. Als Maß

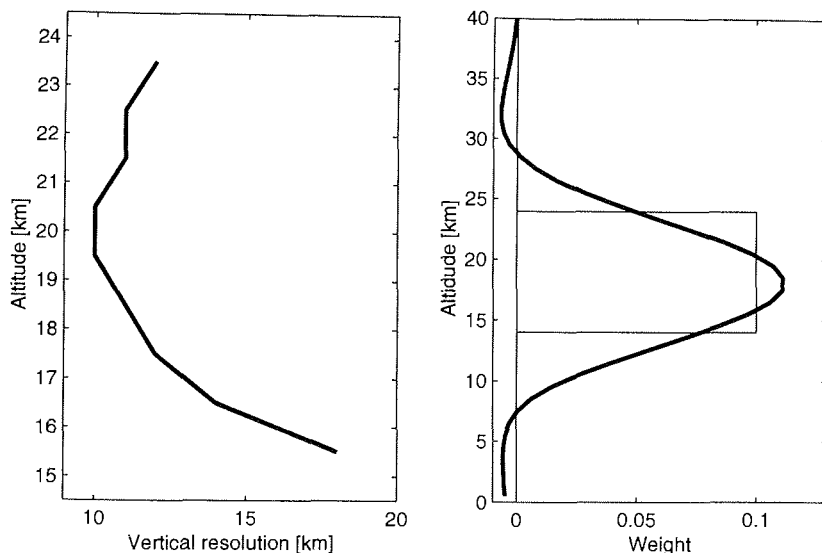


Abbildung 5.9. Empirische Bestimmung der Höhenauflösung der mm-Wellen-Ozonprofile aus der Ozonklimatologie. Links ist die vertikale Auflösung der mm-Wellen-Ozonprofile dargestellt definiert über eine einfache Rechteckmittelung. Rechts ist der Mittelungsfiler für die mm-Wellen Höhenschicht 19.5 km und die entsprechende Zeile der AVK dargestellt, mit der das mm-Wellen-Ozon in 19.5 km errechnet wurde.

für die Güte der Übereinstimmung wird die Standardabweichung der Differenz zwischen den mm-Wellen-Ozonwerten einer bestimmten Höhe und den gemittelten klimatologischen Ozonprofilen aus Kapitel 5.1 verwendet. Als Mittelungsfunktion wurde ein Rechteck gewählt, dessen Fläche auf 1 normiert ist. Es soll nun die beste Breite des Rechtecks Δh und die unterste Höhe des besten Rechtecks h_{unten} bestimmt werden. Die unterste Höhe ist frei wählbar, weil die averaging-kernel-Funktionen leicht unsymmetrisch sind. Für alle mm-Wellen-Höhen von 12 bis 25 wurde diese Untersuchung durchgeführt. In Abbildung 5.9 (links) ist die jeweils beste Breite des Rechtecks Δh in Abhängigkeit der mm-Wellen-Höhe dargestellt. Die beste Auflösung der mm-Wellen-Messung liegt in 19.5 km Höhe mit einer Auflösung von 10 km, von Höhenschicht #15 bis #24. In Abbildung 5.9 (rechts) ist der mittlere AVK für 19.5 km Höhe und das beste Rechteck dargestellt. Daß das Rechteck gegenüber dem Maximum der AVK leicht verschoben ist, ist durch die spezifische Form des Ozonprofils mit seinem starken Gradienten bestimmt.

Zusammenfassung

Aus den oben durchgeführten Untersuchungen anhand der Ozonklimatologie aus Kapitel 5.1 folgt:

- Die vertikal ungemittelten klimatologischen Ozonprofile entsprechen im Mittel gut den mm-Wellen-Ozonprofilen. Jedoch können die Abweichungen eines einzelnen Profils bis zu 50 % des mm-Wellen-Ozonprofils betragen.
- Die Approximation der vertikalen mm-Wellen-Auflösung durch eine einfache Rechteckmittelung der klimatologischen Ozonprofile über ± 3 und ± 5 km gibt sehr gute Ergebnisse. Die mittlere Abweichung für den ± 3 km Filter ist besser als für ± 5 km, jedoch ist die Abweichung jedes einzelnen Profils für den ± 3 km Filter deutlich höher. Für große Datenmengen ist der ± 3 km Filter zu bevorzugen, bei geringen oder nur einem Profil sind die Ergebnisse mit ± 5 km Mittelung zuverlässiger.
- Die beste vertikale Auflösung des RAMs definiert über ein Rechteckfilter liegt in 20 km Höhe und beträgt 10 km.

5.3. Fehler im Druck- und Temperaturprofil

Anhand der Ozonklimatologie aus Kapitel 5.1 soll der Einfluß der Druck- und Temperaturprofile auf die Auswertung der mm-Wellen-Ozonprofile untersucht werden sowie in Hinblick auf den späteren Vergleich zwischen realen LIDAR-Messungen und RAM-Messungen die Unsicherheit bei der Umrechnung von Teilchenzahldichte in VMR abgeschätzt werden. Tsou et al. [1995] haben den Einfluß der meteorologischen Profile auf einen Vergleich unterschiedlicher Ozonmeßgeräte zwar als gering mit einigen Prozent bezeichnet, jedoch soll speziell für den Standort Ny-Ålesund eine quantitative Angabe gefunden werden.

5.3.1. Einfluß der meteorologischen Profile auf die mm-Wellen-Auswertung

Für die Berechnung der mm-Wellen-Ozonprofile aus der Ozonklimatologie — wie auch bei der realen Auswertung der RAM-Daten — wurden meteorologische Profile aus den Analysen des NCEPs verwendet. In die Analyse fließen zwar die Daten der meteorologischen Sonden in Ny-Ålesund im allgemeinen mit ein, so daß die NCEP-Profile meist den meteorologischen Sondenprofilen entsprechen, jedoch

- ist die Anzahl der vertikalen Stützstellen der NCEP-Profile gering. Für Höhen dazwischen muß eine geeignete vertikale Interpolation vorgenommen werden.

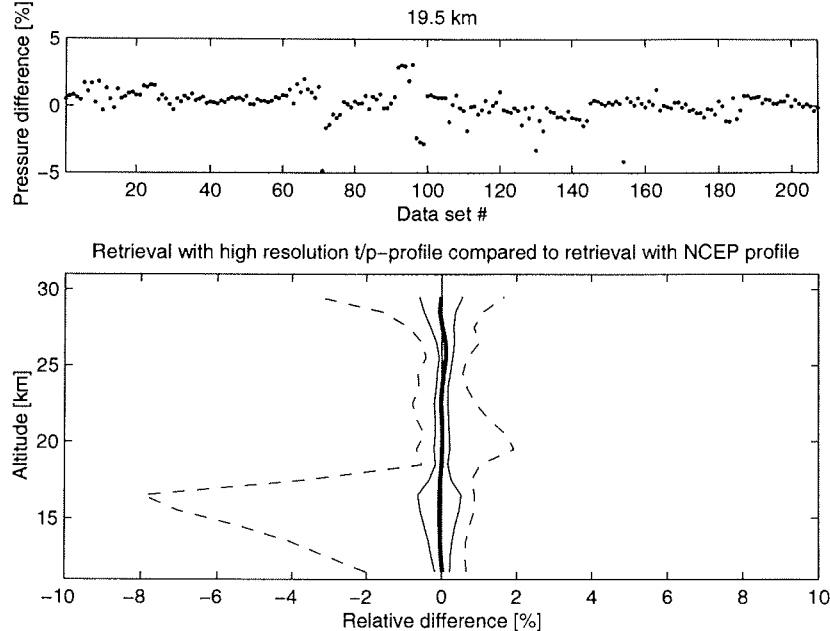


Abbildung 5.10. Einfluß des Druck- und Temperaturprofils auf die Ermittlung von mm-Wellen-Ozonprofilen. Aus den klimatologischen Ozonprofilen wurden mm-Wellen-Ozonprofile errechnet zum einen unter Verwendung der NCEP Druck- und Temperaturprofile und zum anderen mit den Druck- und Temperaturprofilen, die aus den Sondaufstiegen stammten, die die Grundlage der Ozonklimatologie bilden. Oben ist die maximale Differenz im Druck in 19.5 km Höhe zwischen beiden verwendeten Druckprofilen dargestellt. Unten ist die normierte Differenz der mm-Wellen-Ozonprofile dargestellt, die dicke Linie ist die mittlere Abweichung, die dünne Linie die Schwankungsbreite eines Profils und die gestrichelte Linie die maximale Abweichung. Der mittlere Fehler ist vernachlässigbar mit unter 0.5 %.

- liegen die Analysen nur für 12 UTC vor. Für Messungen dazwischen müssen die Profile zeitlich interpoliert werden.

Die Auswirkungen dieser beiden Unsicherheiten auf die mm-Wellen-Auswertung wird untersucht. Als erstes werden anstatt der NCEP-Assimilation die Druck- und Temperaturprofile jener Sondenstarts verwendet, die die Grundlage der Ozonklimatologie bilden. Dadurch wird zum einen überprüft, inwieweit die vertikale Interpolation der NCEP-Profilen das mm-Wellen-Ozonprofil beeinflusst, und zum anderen wird der Einfluß der Differenz zwischen den NCEP-Profilen und den meteorologischen Profilen aus Sondenstarts bewertet. Die klimatologischen Ozonprofile werden dafür ein weiteres Mal vorwärtsgerechnet und invertiert, diesmal unter Benutzung der Druck- und Temperaturprofile der Sondenmessungen. Als Temperaturprofil oberhalb 30 km wurde das NCEP-Profil verwendet und das Druckprofil entsprechend hydrostatisch erweitert. In Abbildung 5.10 (oben) ist die normierte Abweichung zwischen dem Sondendruck in

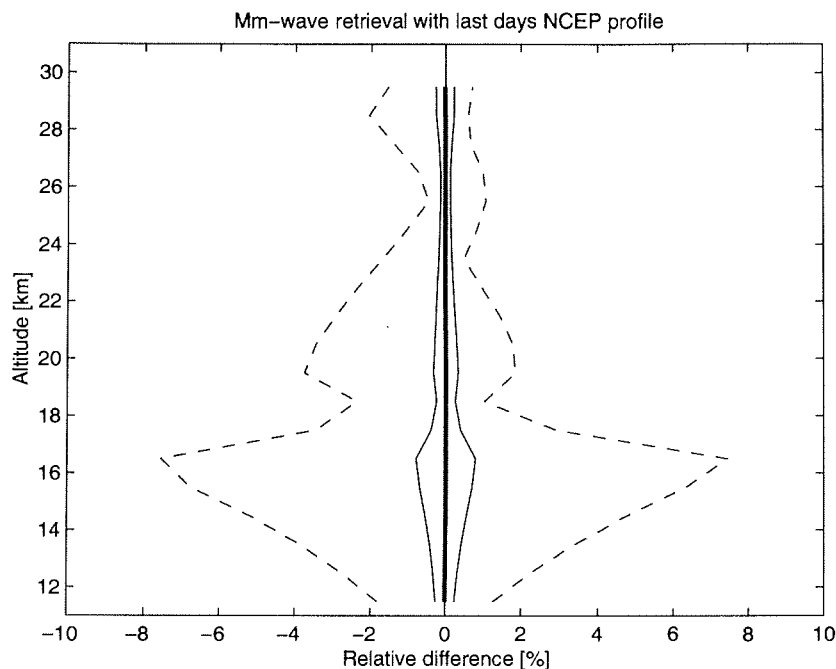


Abbildung 5.11. Einfluß des Druck- und Temperaturprofils auf die Ermittlung von mm-Wellen-Ozonprofilen. Aus den klimatologischen Ozonprofilen wurden mm-Wellen-Ozonprofile errechnet zum einen unter Verwendung der NCEP Druck- und Temperaturprofile und zum anderen der NCEP-Profile des Vortages (Anmerkung: Grundlage der Ozonklimatologie sind Sondendaten. "Vortag" bezieht sich hier auf den Tag vor dem zugrundeliegenden Sondenstart). Die dicke Linie ist die mittlere Differenz, die dünnen Linien die Schwankungsbreite eines Profils und die gestrichelten Linien die maximalen Abweichungen. Die Differenzen sind im Mittel unter 0.5 % und somit vernachlässigbar.

19.5 km Höhe und dem NCEP-Druck interpoliert auf diese Höhe angegeben ((Sonde-NCEP)/Sonde). Die Abweichungen liegen unter 5 %. Die resultierende normierte Änderung im mm-Wellen-Ozonprofil ist in Abbildung 5.10 (unten) aufgetragen ((Sonde-NCEP)/Sonde) sowie die Schwankungsbreite und die maximalen Abweichungen. Insgesamt sind die Fehler im Mittel unter 0.5 % und auch im Einzelfall klein.

Als zweites wird der Einfluß durch die zeitliche Interpolation zwischen zwei NCEP-Profilen untersucht. Da die NCEP-Profile nur 1 Mal täglich vorliegen, ist der maximale zeitliche Abstand zwischen den Ozonmessungen, die die Klimatologie bilden, und den NCEP-Profilen ein halber Tag. Um Änderungen z.B. schnell wandernder Fronten in die Untersuchung mit einzuschließen, wurde angenommen, daß die maximale Variation während des halben Tages der gesamten Differenz zwischen zwei aufeinanderfolgenden NCEP-Profilen entspricht. Die maximalen Änderungen des Drucks in 20 km Höhe im Vergleich

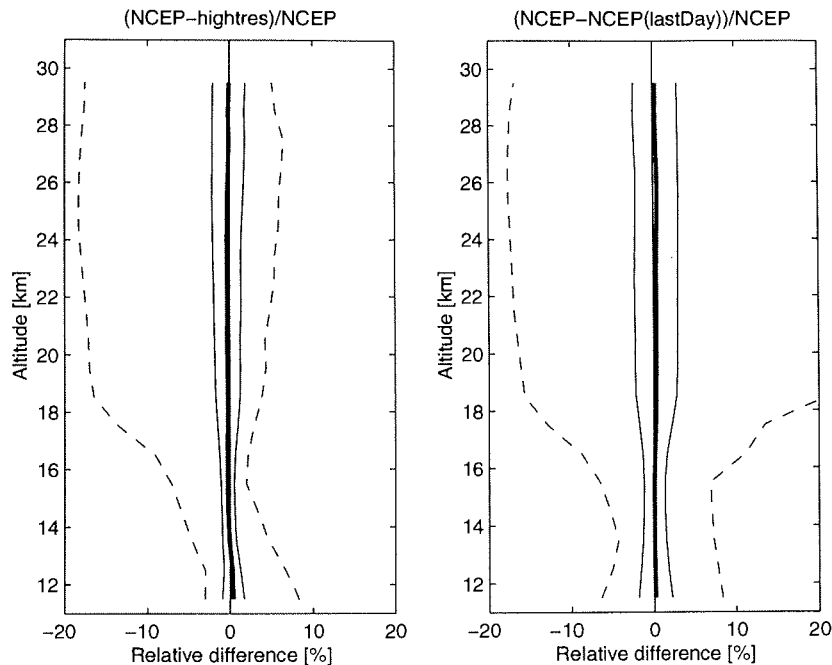


Abbildung 5.12. Einfluß des Druck- und Temperaturprofils auf die Ermittlung von Teilchenzahldichteprofilen aus den VMR-Profilen der Ozonklimatologie. Links ist der Vergleich der Umrechnung mit Hilfe der meteorologischen Profile aus Sondenstarts und die Umrechnung mit den NCEP-Profilen dargestellt. Rechts der Vergleich der Umrechnung mit den NCEP-Profilen des Vortages (links) und der Umrechnung mit den NCEP-Profilen. Die dicke Linie ist die mittlere Differenz, die dünnen Linien die Schwankungsbreite eines Profils und die gestrichelten Linien die maximalen Abweichungen. Die Differenzen sind im Mittel kleiner 0.5 % und somit vernachlässigbar.

zum Vortag liegen bei 6 %. Der Einfluß dieser Variationen der meteorologischen Profile auf die mm-Wellen-Auswertung wurde untersucht, indem die klimatologischen Ozonprofile mit Hilfe der NCEP-Analyse des Vortages vorwärtsgerechnet und anschließend invertiert wurden. In Abbildung 5.11 ist der Mittelwert der normierten Änderungen des mm-Wellen-Ozonprofils dargestellt, die Schwankungsbreite und die maximalen Abweichungen. Die mittleren Abweichungen liegen unter 0.5 % und sind im Schnitt vernachlässigbar.

5.3.2. Umrechnung von Teilchenzahldichteprofilen in VMR

Für die Umrechnung von Teilchenzahldichte in VMR existieren die gleichen Fehlerquellen im meteorologischen Profil wie im letzten Kapitel vorgestellt: die vertikale Interpolation zwischen den NCEP-Stützstellen und die zeitliche Interpolation zwischen zwei NCEP-Profilen. Für die statistische Untersuchung des

Einflusses am Meßstandort Ny-Ålesund wird die Ozonklimatologie aus Kapitel 5.1 mit den Druck- und Temperaturprofilen der Ozonklimatologie von VMR in Teilchenzahldichte umgerechnet. Im Anschluß wird die Teilchenzahldichte mit den beiden geänderten Druck- und Temperaturprofilen des letzten Kapitels wieder in VMR zurückgerechnet. Die Umrechnung zwischen Teilchenzahldichte und VMR ist durch Umstellung der Formel 2.2 gegeben:

$$\text{VMR} = \frac{n k_B T}{p} \quad (5.4)$$

mit n als Teilchenzahldichte, k_B der Boltzmann-Konstante, T der Temperatur und p dem Druck.

Die mittleren normierten Abweichungen des VMR errechnet mit den variierten meteorologischen Profilen, die Schwankungsbreite und maximalen Abweichungen, sind in Abbildung 5.12 dargestellt. Die Fehler sind im Schnitt sehr gering, jedoch können einzelne Profile deutlich differieren.

6. Vergleich der Ozonprofile

Die Profile der Meßsysteme RAM, MLS, ECC-Ozonsonde und LIDAR in Ny-Ålesund werden im folgenden verglichen. Die unterschiedlichen vertikalen Auflösungen finden entsprechend dem letzten Kapitel Eingang in die Untersuchung. Die Profile der Sonden und des LIDARs werden in allen Vergleichen zuerst in VMR umgerechnet. Die Unsicherheiten dieser Umrechnung aufgrund der vertikalen und temporalen Interpolation der meteorologischen Profile sind gering mit unter 0.5 % (siehe Kapitel 5.3). Die VMR-Profile der Sonde, des LIDARs und des MLS werden mit den AVKs der RAM-Messungen in die vertikale Auflösung des RAMs überführt. Bei der Verschmierung mit den AVKs werden prinzipiell nur jene Höhenbereiche beachtet, bei denen die systematischen Fehler aufgrund des unbekanntens Profils oberhalb der Platzhöhe der Sonden oder unterhalb und oberhalb der ersten bzw. letzten Höhe der LIDAR-Profile weniger als 10 % des Profils betragen (siehe Kapitel 5.2.1). Die Sonden- und LIDAR-Profile werden zudem mit einfachen Rechteckfiltern vertikal gemittelt und anschließend mit den RAM-Profilen verglichen.

Vergleiche zwischen Mikrowellenprofilen und Sonden- sowie LIDAR-Profilen wurden für andere NDSC-Stationen u.a. von Komhyr et al. [1995], McDermid et al. [1998] und Tsou et al. [1995] vorgenommen. Von den ersten beiden Autoren wurden die unterschiedlichen vertikalen Auflösungen der verglichenen Geräte nicht beachtet. Der verglichene Zeitraum war in beiden Fällen gering mit 12 Tagen [Komhyr et al., 1995] und 15 Tagen [McDermid et al., 1998]. Auch ohne die Beachtung der vertikalen Auflösungen wurde eine gute Übereinstimmung zwischen den Geräten mit mittleren Abweichungen von unter 5 % oberhalb 20 km auf einem 0.5 km breiten vertikalen Gitter gefunden. Tsou et al. [1995] haben die Messungen eines Mikrowelleninstrumentes mit simultanen Messungen des LIDARs verglichen. Die Profile des LIDARs wurden in die Höhenauflösung des Mikrowellenradiometers überführt, wobei allerdings 20 % systematische Fehler zugelassen wurden. Insgesamt standen den Autoren 212 Meßpaare zur Verfügung. Die mittlere Abweichung oberhalb 100 hPa lag unter 5 %.

Für den Meßstandort Ny-Ålesund hat Ehlers [1993] die Messungen der ECC-Sonden mit den Messungen des LIDARs für 1988 bis 1993 verglichen. Ehlers hat gefunden, daß Profile der beiden Geräte nur verglichen werden

sollten, wenn der zeitliche Abstand der Messungen kleiner als 18 Stunden ist. Die unten dargestellten Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit zeigen, daß für 1997 und 1998 ein kleineres Zeitfenster von maximal ± 12 Stunden gewählt werden sollte. Durch die große Zahl gleichzeitiger Messungen wurde das zeitliche Kriterium zudem strenger mit ± 2 Stunden angesetzt, um eine sehr geringe Beeinflussung des Vergleichs durch räumliche Inhomogenitäten zu erhalten. Steinbrecht et al. [1999] vergleicht die Messungen des LIDARs, der ECC-Sonden und des RAMs in Ny-Ålesund für den 20. Januar 1998 bis 13. Februar 1998 im Rahmen einer LIDAR-Vergleichskampagne. U.a. überführt er die Profile der Geräte in die Höhenauflösung des RAMs. Die maximalen Abweichungen zwischen den Meßsystemen liegen in diesem Fall unter 10 % für Höhen oberhalb 17 km.

6.1. Vergleich ECC-Ozonsonde und RAM

Der Vergleich der Sonden mit den RAM-Profilen gliedert sich entsprechend den Überlegungen aus Kapitel 5 in zwei Unterpunkte, in

- einen Vergleich der beiden Meßgeräte, wobei die Sondenmessungen mit den AVK der RAM-Messungen in die vertikale Auflösung der RAM-Messungen überführt werden (Kapitel 6.1.1). Damit wird untersucht, ob die beiden Meßgeräte unter Berücksichtigung ihrer Meßeigenschaften übereinstimmen.
- einen direkten Vergleich der Meßgeräte, wobei die Messungen der Sonden nur mit einem einfachen Rechteckfilter vertikal über einige Kilometer gemittelt werden (Kapitel 6.1.2). Damit wird die Übereinstimmung der Profile des RAMs und der Profile der Sonden um eine Höhengschicht mit vorgegebener Dicke untersucht. Insbesondere werden auch die zeitlichen Trends in den Sondendaten und den RAM-Daten für das Frühjahr 1997 und 1998 verglichen.

Der Vergleichszeitraum erstreckt sich vom 12. Februar 1997 bis zum 30. September 1998. Die Ozonsondenaufstiege in Ny-Ålesund werden routinemäßig einmal wöchentlich vorgenommen. Im Winter steigt die Zahl der Starts pro Woche auf bis zu vier. Für den Vergleichszeitraum standen 162 Sonden zur Verfügung von denen 96 eine Platzhöhe oberhalb 29.5 km besitzen. Die Flugdauer bis in 30 km Höhe beträgt etwa 100 Minuten. Die maximale horizontale Entfernung zu Ny-Ålesund während der Flüge beträgt unter 180 km (Abbildung 6.1). Somit wird der Vergleich der RAM-Profile mit den Sonden durch die räumlichen

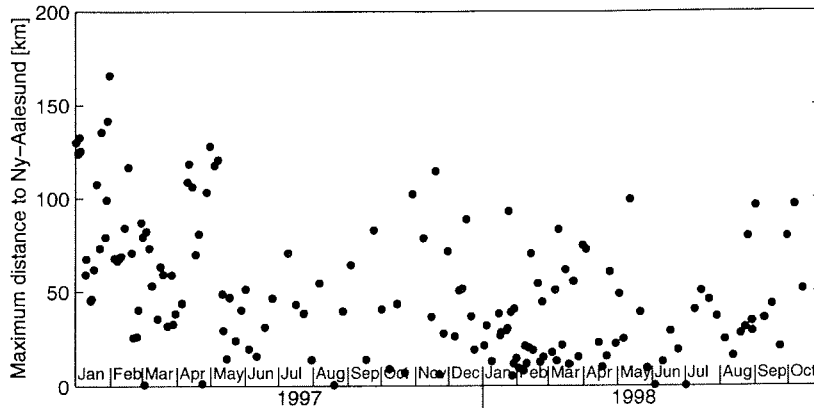


Abbildung 6.1. Maximale horizontale Entfernung der Sonden von Ny-Ålesund während des Fluges (Punkte). Es sind nur Sonden mit Platzhöhen größer 28 km dargestellt. Im Schnitt entfernen sich die Sonden nicht weiter als 50 km von Ny-Ålesund.

Drifts der Sonden nicht beeinflusst. Zu den Sondenstarts werden RAM-Messungen gesucht, die nicht mehr als ± 2 Stunden vom Startzeitpunkt der Sonden entfernt aufgenommen wurden (zur Wahl des Zeitfensters siehe unten). Wenn mehrere RAM-Messungen vorlagen, wird die zeitlich am nächsten liegende genommen. Die Zahl der so ermittelten RAM-/Sonden-Meßpaare liegt bei 109. Die Sonden messen Ozon in der Größe Partialdruck. Die Ozonsondenprofile werden mit den simultanen Druck- und Temperaturmessungen in VMR umgerechnet.

6.1.1. Sonden überführt in die RAM-Höhenauflösung

Zur Verschmierung der Sonden VMR-Ozonprofile werden die averaging-kernel der simultanen RAM-Messung verwendet. Es werden nur jene Höhen des verschmierten Profils beachtet, deren systematische Fehler durch das unbekannte Ozonprofil oberhalb der Platzhöhe der Sonden unter 10 % liegt (Kapitel 5.2.1). Beachte, daß sich dieses Fehlerkriterium nur auf die systematischen Abweichungen durch das nicht bekannte Ozonprofil oberhalb der Platzhöhe der Sonden bezieht und nicht die Meßfehler des Sondenprofils von 5 % beinhaltet.

Abbildung 6.2 (links) zeigt das Beispiel der Sonden vom 15. November 1997, deren Platzhöhe bei 32.8 km lag. Dargestellt ist das gemessene Sondenprofil, das verschmierte Profil und die Abschätzung der systematischen Fehler des verschmierten Profils. Das verschmierte Profil befindet sich nur unterhalb 28 km innerhalb der geforderten Fehlergrenze der systematischen Fehler von 10 %. In Abbildung 6.2 (rechts) ist das verschmierte Profil zusam-

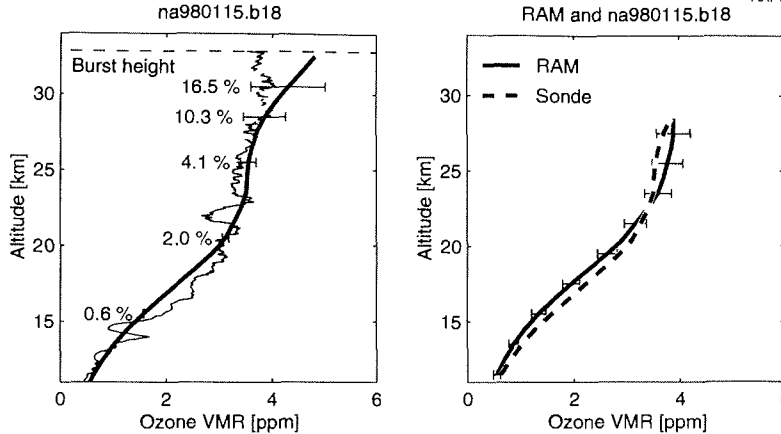


Abbildung 6.2. Beispiel eines Ozonsondenprofils in Ny-Ålesund vom 15. Januar 1998. Links ist dargestellt das Sondenprofil (dünne Linie), das auf die RAM-Auflösung überführte Profil (dicke Linie) und die Maximalfehlerabschätzung (Fehlerbalken) aufgrund des unbekanntes Ozonprofils oberhalb der Platzhöhe der Sonde. Der Maximalfehler liegt bis etwa 28 km unterhalb 10%. Rechts ist die Sonde (gestrichelte Linie) in der RAM-Höhenauflösung und die simultane Messung des RAMs (dicke Linie mit Fehlerbalken) dargestellt. Die Fehlerbalken geben die statistischen Fehler der RAM-Auswertung wieder.

men mit dem simultanen RAM-Profil dargestellt. Die eingezeichneten Fehlerbalken entsprechen dem statistischen Fehler der RAM-Messungen. Man sieht, daß in diesem Beispiel die Messungen in Rahmen der Fehlergrenzen beider Meßsysteme in vielen Höhenschichten gut übereinstimmen.

Alle verschmierten Sondenprofile werden verglichen mit den simultanen RAM-Profilen. In Abbildung 6.3 ist eine Konturdarstellung mit den RAM-Messungen und den Sonden dargestellt. Die Graukodierung entspricht den RAM-Ozonwerten. Der Übergang der Grautöne entspricht den Konturlinien jedes vollen ppms (1, 2, ... ppm). Da die Sonden nicht mit der gleichen Häufigkeit aufgenommen werden, bilden die Meßpunkte der Sonden keine geschlossenen Linien. Statt dessen sind die Übergänge jeder vollen ppm in der Grafik als Punkte dargestellt (später Konturpunkte genannt). Wenn die Konturpunkte der Sonden mit den Konturlinien des RAMs übereinstimmen, sind beide Messungen identisch. Die Grauschattierung der Punkte entspricht der Schattierung der Flächen mit den nächst niedrigeren Ozonwerten. Die Konturpunkte von 1 ppm tragen also den Grauton der Flächen von 0 bis 1 ppm. Die prinzipielle Übereinstimmung ist gut, das Auf- und Absteigen der Konturen wird auch von den Sondenmessungen wiedergegeben. Die Konturpunkte der Sonden für 1 ppm liegen meist tiefer, die Sonden zeigen also mehr Ozon als das RAM.

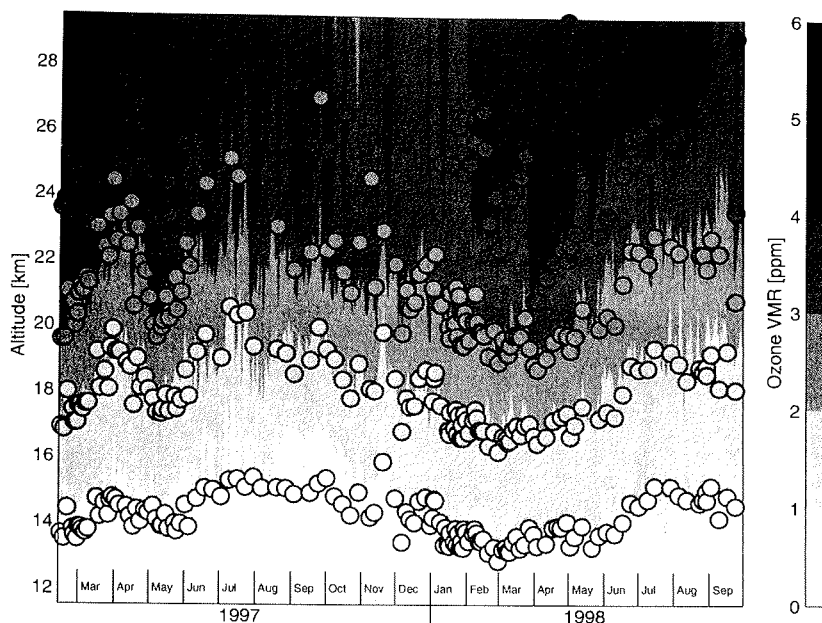


Abbildung 6.3. Konturdarstellung des RAM-Ozons und des Sondenozons überführt in die Höhenauflösung des RAMs. Das RAM-Ozon ist graukodiert dargestellt, wobei dunkles Grau einem hohen Ozon-VMR entspricht. Die Ozonmessungen der Sonden sind als Punkte dargestellt. Die Punkte entsprechen der Position von Konturlinien für jedes volle ppm (1,2,3 .. ppm). Der Grauton der Punkte ist der Grauton der Fläche mit dem nächst niedrigeren Ozon zugeordnet, also die weißen Punkte entsprechen 1 ppm usw. Die Sondenmessungen (Punkte) geben den Verlauf der RAM-Messungen (Farbübergänge) im wesentlichen wieder, jedoch sind vor allem in den unteren Höhen Abweichungen (September 1997) erkennbar.

Die mittlere Differenz aller Profile sowie die auf die RAM-Profile normierte Differenz ist in Abbildung 6.4 dargestellt. Es wurden nur jene Höhen beachtet, die ein ausreichendes statistisches Ensemble bilden mit mindestens 80 RAM-/Sondenpaaren. Eingezeichnet ist auch der Standardfehler der Differenz (gestrichelte Linie) und die Maximalfehlerabschätzung aufgrund des unbekanntem Ozonprofils oberhalb der Platzhöhe der Sonde (gepunktete Linie). Die Differenz ist in (fast) allen Höhen statistisch signifikant und die Fehler aufgrund des unbekanntem Profils oberhalb der Sondenplatzhöhe werden erst in Höhen oberhalb 24 km wichtig. Insgesamt sind die Abweichungen oberhalb 18 km gering mit unter 5 %. In der Abbildung 6.5 ist die gemessene Schwankungsbreite den errechneten Fehlergrenzen der Differenzen aufgrund des Fehlers der Sonden von 5 % und dem statistischen Fehler der RAM-Auswertung gegenübergestellt (statistischer Fehler des RAMs aus Kapitel 3.1.8). Die theoretischen und ge-

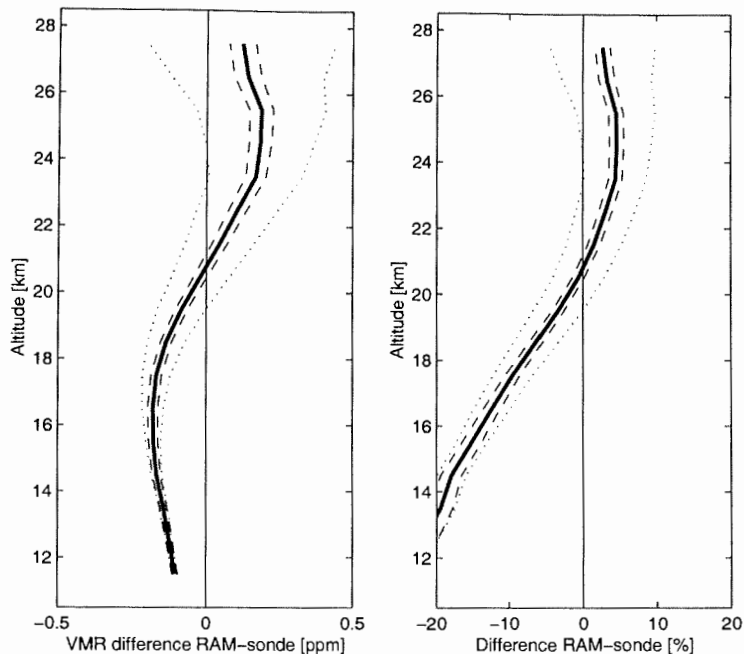


Abbildung 6.4. Mittlere Differenz zwischen RAM-Messungen und simultanen Sondenmessungen überführt in die Höhenauflösung des RAMs (RAM-Sonde). Links die absoluten und rechts die (auf die RAM-Messungen) normierten Differenzen. Die dicke Linie beschreibt die mittlere Differenz, die gestrichelte Linie die Schwankungsbreite und die gepunktete Linie die Maximalfehlerabschätzung aufgrund des Ozonprofils oberhalb der Platzhöhe der Sonden. Die Differenz oberhalb 18 km Höhe ist klein mit weniger als 10 % und bis 24 km Höhe statistisch signifikant.

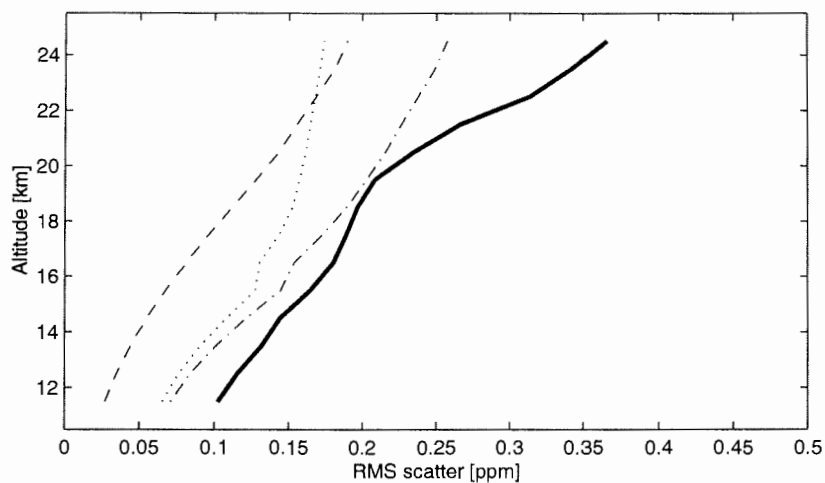


Abbildung 6.5. Statistische Eigenschaften des Vergleichs zwischen RAM und Sonden. Die dicke Linie beschreibt die gemessene Schwankungsbreite des Vergleichs, die gestrichelte Linie die Meßfehler der Sonden und die gepunktete Linie die statistischen Fehler des RAMs. Die strichpunktierte Linie ist die erwartete Schwankungsbreite für einen Vergleich beider Meßsysteme. Sie entspricht gut der gemessenen Schwankungsbreite. Die Abweichungen in den größeren Höhen können durch das unbekannte Ozonprofil oberhalb der Sondenplatzhöhe erklärt werden.

messenen Fehler stimmen gut überein. Die Abweichung in den oberen Höhen kann durch die unbekannte Profilform oberhalb der Platzhöhe der Sonden erklärt werden. Somit beschreiben beide Meßsysteme in der gleichen Art und Weise die atmosphärischen Variationen und messen — ohne Berücksichtigung von systematischen Differenzen — mit der erwarteten Meßwiederholgenauigkeit. Bevor der saisonale Verlauf der Differenzen besprochen wird, soll die Wahl der maximalen zeitlichen Differenz zwischen der Sonden-/RAM-Messungen noch näher diskutiert werden.

Wahl des Kriteriums der zeitlichen Koinzidenz

Die Wahl des Kriteriums der zeitlichen Koinzidenz von Meßpaaren in Ny-Ålesund wird untersucht. Der chemische Ozonverlust kann bei dieser Untersuchung vernachlässigt werden. Auch innerhalb von 24 Stunden übersteigt die Ozonabnahme nicht mehr als 30 ppb [z.B. Sinnhuber et al., 1998, Rex et al., 1997, Langer et al., 1999] oder 1 % des Ozon-VMRs. Vielmehr sind die räumlichen Inhomogenitäten des Ozons wichtiger, die durch Advektion zu einer großen zeitlichen Variation an einem Ort führen können. Sinnhuber et al., [1996] hat den zeitlichen Verlauf des vom RAM gemessenen Ozons in 20 km Höhe für einen Fall untersucht, in dem sich der Rand des Polarwirbels über Ny-Ålesund bewegt. Innerhalb weniger Stunden veränderte sich der Ozongehalt um 1 ppm oder 30 %. Wenn solche starken Änderungen häufig auftreten würden, wäre die Wahl des Zeitfensters für einen Vergleich zweier Messungen kritisch. Ehlers [1993] hat für einen Vergleich der Sonden- und der LIDAR-Profile für 1988 bis 1993 in Ny-Ålesund einen maximalen zeitlichen Abstand von 18 Stunden zugelassen.

Für Zeitfenster der festen Länge von 2 Stunden, die relativ zum Startzeitpunkt der Sonden verschoben wurden, wurden Messungen des RAMs gesucht und die Differenzen zu den Sondenprofilen (überführt in die vertikale Auflösung des RAMs) ermittelt. Beispielsweise wurden zu den Sonden jene RAM-Messungen gesucht, die 4 bis 6 Stunden nach den Sondenstarts vorgenommen wurden oder jene Messungen des RAMs, die 14 bis 12 Stunden vor den Starts vorgenommen wurden. Die berücksichtigten RAM-Messungen besaßen eine Integrationszeit von maximal 10 Minuten. Die statistischen Schwankungsbreiten (Standardabweichungen) der Differenzen gemittelt über 19.5 bis 23.5 km (um die oben gefundene mittlere Abweichung) für alle verwendeten Zeitfenster sind in Abbildung 6.6 dargestellt. Insgesamt wurden die Zeitfenster in einem Bereich von drei Tagen vor bis drei Tagen nach den Sondenmessungen verschoben. Der Nullpunkt beschreibt jenes Zeitfenster, das von -1 bis +1

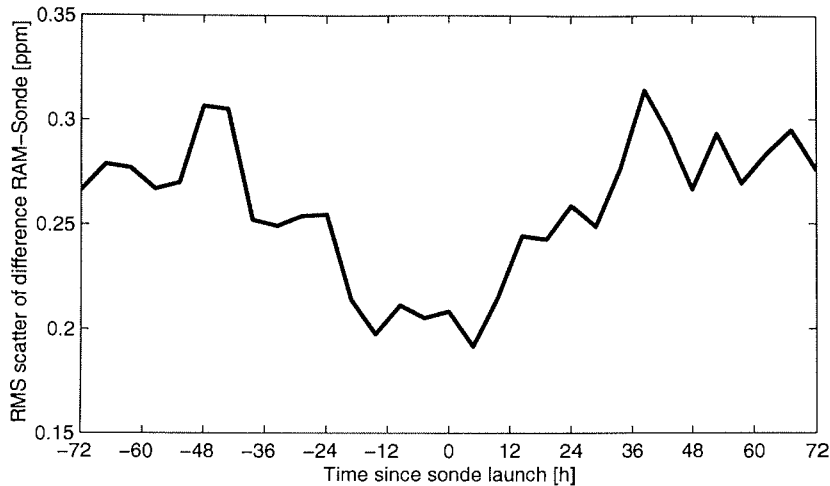


Abbildung 6.6. Vergleich zwischen RAM und Sonde: Wahl des zeitlichen Kriteriums für einen Vergleich. Zu den Starts der Sonden wurden RAM-Messungen gesucht, die in einem bestimmten Zeitfenster um den Start vorgenommen wurden. Die Schwankungsbreite der Differenzen zwischen RAM und Sonde wurde für Verschiebungen des Zeitfensters ermittelt. Die horizontale Achse entspricht der Verschiebung des Zeitfensters. Die statistisch beste Übereinstimmung zwischen RAM und Sonde besteht in einem Zeitraum von 12 Stunden um den Sondenstartzeitpunkt.

Stunde nach dem Sondenstart reicht. Ein sehr flaches Minimum der Standardabweichung um den Zeitpunkt des Sondenstarts ist erkennbar. Erst wenn das Zeitfenster stark verschoben wird (über 12 Stunden), verschlechtern sich die statistischen Eigenschaften des Vergleichs. Somit ist die Position des Zeitfensters relativ zu den Sondenmessungen auf der Zeitskala ± 12 Stunden nicht kritisch. Als Ursache hierfür ist anzusehen, daß die räumliche Verteilung des Ozons im Vergleichszeitraum recht homogen gewesen sein muß. Als Konsequenz der Untersuchung kann die Länge des Zeitfensters vergrößert werden mit dem Vorteil, mehr RAM-/Sondenmeßpaare zuzulassen. Das im Vergleich oben verwendete Zeitfenster ist dementsprechend auch mit 4 Stunden doppelt so lang. Ebenso ist die maximal zulässige Integrationszeit des RAMs für ein Profil in den unten vorgestellten Vergleichen auf 4 Stunden erhöht worden.

Saisonaler Verlauf der Differenz

Die Differenzen zwischen RAM und Sonden (RAM-Sonde) zeigen einen saisonalen Verlauf und sind verschieden in 1997 und 1998. In Abbildung 6.7 ist für 19.5 km Höhe der zeitliche Verlauf der Differenzen zwischen RAM und Sonde normiert auf die RAM-Messungen aufgetragen. Die durchgezogene Linie entspricht den Monatsmitteln. Sind die RAM-Messungen im Frühjahr 1997 im

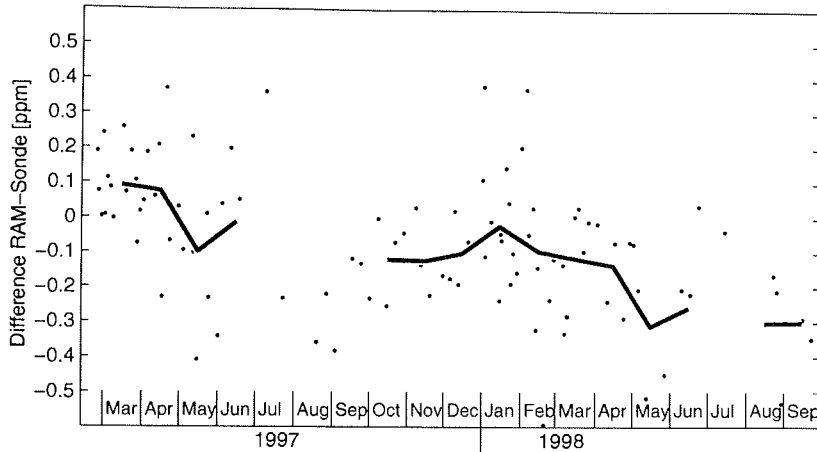


Abbildung 6.7. Saisonaler Verlauf der Differenzen in 19.5 km Höhe zwischen RAM und Sonde überführt in die Höhenauflösung des RAMs (Punkte). Die dicke Linie beschreibt die Monatsmittel. Es wurden nur Mittel errechnet für mindestens 4 RAM/Sondenpaare pro Monat. Die Differenz ist saisonal nicht konstant. Tendenziell größere Abweichungen treten im Sommer auf. Zudem bestehen auch Unterschiede zwischen 1997 und 1998.

Schnitt etwa 0.05 ppm höher, liegen sie im Frühjahr 1998 um 0.1 ppm niedriger als die Sondenmessungen. Insgesamt ist ein Trend in den Differenzen zu erkennen, mit RAM-Ozonwerten, die im Vergleich zu den Sondenwerten abnehmen. Die Monatsmittel der relativen Differenzen sind gering mit etwa plus 5 % im Frühjahr 1997 und -6 % im Frühjahr 1998. Im Sommer können die Abweichungen aber bis zu 15 % betragen. Eine Einschränkung der ausgewählten RAM-/Sondenpaare auf gute troposphärische Bedingungen ändert die Ergebnisse nicht.

6.1.2. Sonde gemittelt über 0,7 und 11 km

Aus dem Vergleich der Profile der Ozonklimatologie, die mit einem Rechteckfilter vertikal gemittelt wurden, und mm-Wellen-Ozonprofilen in Kapitel 5.2.2 geht hervor, daß die mittlere Differenz beider Profile gering ist. Im folgenden werden die realen Sondenmessungen mit einem Rechteckfilter vertikal gemittelt und den realen RAM-Messungen gegenübergestellt. Dabei sollen

- die mittleren Differenzen zwischen den RAM-Profilen und den rechteckgemittelten Profilen der Sonden untersucht werden

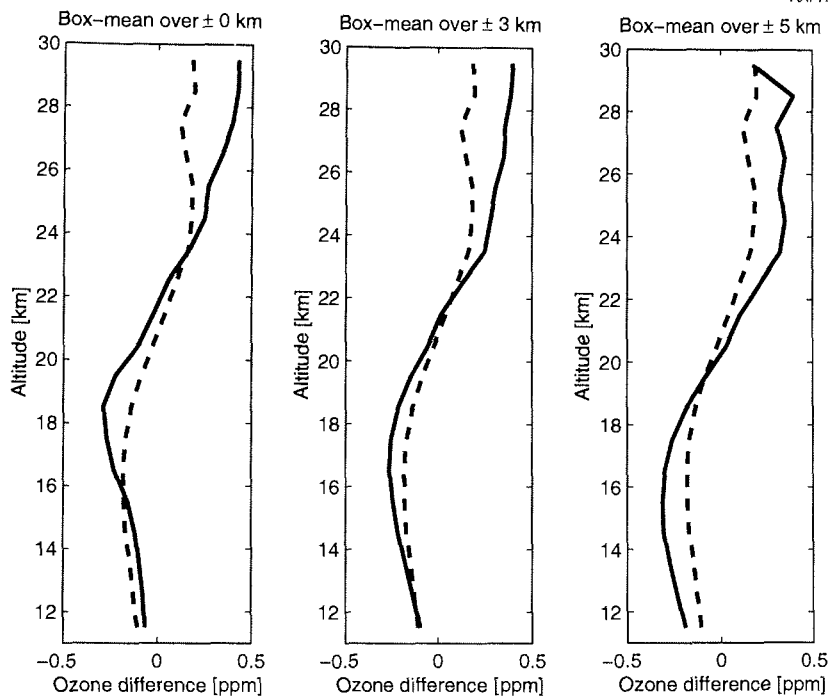


Abbildung 6.8. Mittleres Differenzprofil zwischen RAM und rechteckgemittelten Sonden (RAM-Sonde). Links ungemittelte Sonden, in der Mitte Sonden gemittelt über ± 3 km und rechts gemittelt über ± 5 km. Die durchgezogene Linie beschreibt das Differenzprofil zwischen RAM und den rechteckgemittelten Sonden, die gestrichelte Linie die mittleren Differenzen zu den Sonden überführt in die RAM-Auflösung aus Abbildung 6.4. Die Übereinstimmung der beiden Differenzprofile jeder Abbildung ist gut.

- die Ozontrends des Frühjahrs 1997 und 1998 aus den RAM-Profilen mit den Trends ermittelt aus rechteckgemittelten Sonden verglichen werden. Insbesondere wird damit abgeschätzt, wie die Trends des RAM-Ozons durch die spezielle Form der AVK beeinflusst wird.

Mittleres Differenzprofil zwischen RAM und rechteckgemittelten Sonden

Wie im letzten Unterkapitel 6.1.1 gezeigt wurde, besteht eine systematische Differenz zwischen den RAM-Messungen und Sondenmessungen überführt in die Höhenauflösung des RAMs. Dieselbe in Kapitel 6.1.1 durchgeführte Untersuchung wurde für Sondenprofile gemittelt mit einem Rechteckfilter von 1, 7 und 11 km Breite vorgenommen. In Abbildung 6.8 sind die mittleren Differenzprofile (RAM-Sonde) für die einfachen Rechteckmittelungen dargestellt. Die

grauen Linien beschreiben die mittleren Differenzen aus Kapitel 6.1.1 mit den Sondenprofilen überführt in die Höhenauflösung des RAMs, die schwarzen Linien entsprechen den Differenzprofilen mit der einfachen Rechteckmittelung. Die Profile unterscheiden sich nur wenig. Somit ergeben sich aus dem Vergleich der einfachen rechteckgemittelten Sonden mit dem RAM dieselben systematischen Abweichungen zwischen den beiden Meßsystemen wie zwischen dem RAM und den Sondenmessungen überführt in die Höhenauflösung des RAMs.

Ozontrends im Frühjahr 1997 und 1998

Die Ozontrends, ermittelt aus den rechteckgemittelten Sonden, werden den Trends aus den RAM-Daten gegenübergestellt. Die Untersuchung wird auf der 475 K Isentrope durchgeführt, auf der im Frühjahr 1997 und 1998 ein deutlicher Ozonverlust aus den RAM-Daten ermittelt wurde.

Die Profile des RAMs wurden vertikal auf die 475 K Isentrope interpoliert. Die Sondenprofile wurden entsprechend des gewünschten Rechteckfilters erst gemittelt und anschließend vertikal auf die 475 K Isentrope interpoliert. An den Verlauf des Ozons aus den RAM-Daten sowie aus den Sondenprofilen wurden lineare Trends gelegt. Beachte, daß es sich bei den hier betrachteten Trends nicht um den chemischen Ozonverlust handelt, da diabatische Prozesse unberücksichtigt bleiben.

Abbildung 6.9 zeigt die Messungen des RAMs und der Sonden sowie die Trends für das Frühjahr 1997. Die Trends der RAM und Sondenmessungen unterscheiden sich nur in der oberen Abbildung wesentlich. Dort sind die Sondenmessungen gemittelt über nur einen Kilometer den RAM-Messungen gegenübergestellt. Der Trend der Sonden ist fast doppelt so groß wie der Trend in den RAM-Daten. Dies deutet auf einen Ozonverlust hin, der in einer nur dünnen Höhenschicht stattfand, verglichen mit der vertikalen Auflösung des RAMs. Die übrigen Trends stimmen bis auf ± 3 ppb oder 10 % überein. Folglich spiegelt der Ozontrend, ermittelt aus den Messungen des RAMs, den Ozontrend in einer Schicht um diese Höhe wieder und ist kaum beeinflusst durch die spezielle Form der AVKs.

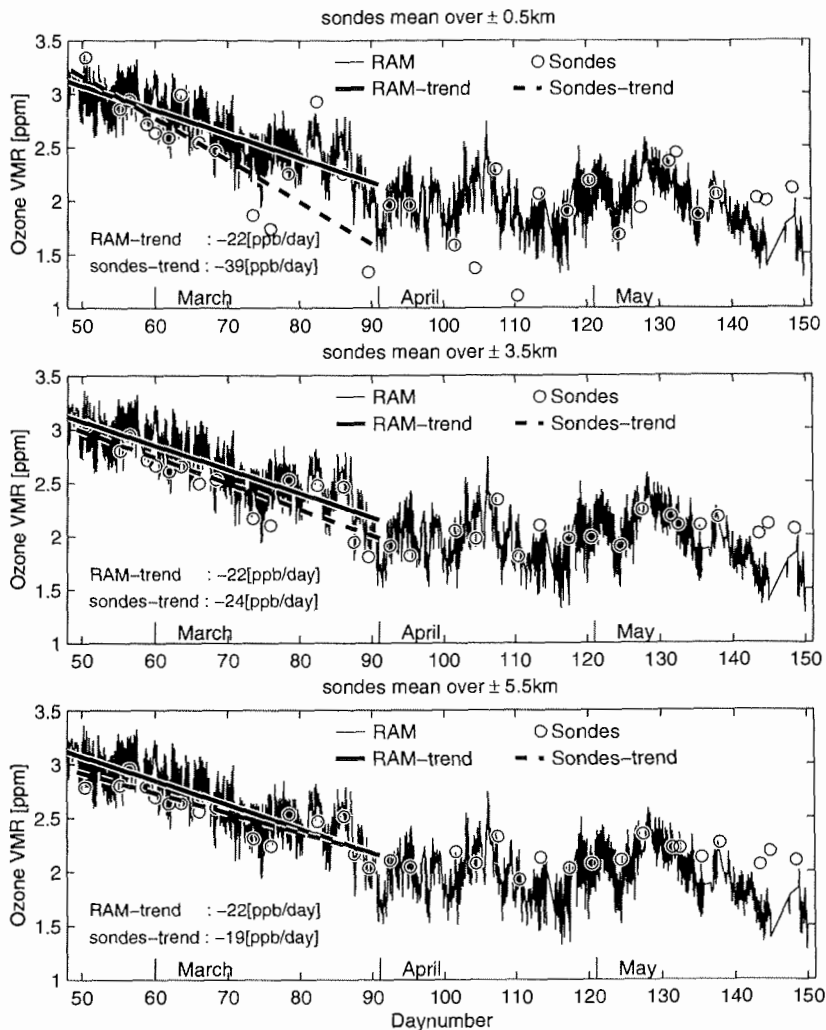


Abbildung 6.9. Verlauf des RAM-Ozons auf der 475 K Isentrope sowie ungemittelte, über ± 3 km und ± 5 km gemittelte Sonden im Frühjahr 1997. Die dünnen Linien stellen Messungen des RAMs dar, die Kreise Sondenmessungen und die dicken Linien Trendanalysen. Die zeitliche Entwicklung des Ozons wird von den Sonden und dem RAM ähnlich wiedergegeben. Nur für die ungemittelten Sonden weicht der negative Ozontrend deutlich vom Trend aus den RAM-Daten ab. Dies ist zu erwarten und bedingt durch die nur sehr dünne Schicht, in der ein Ozonverlust stattgefunden hat.

Abbildung 6.10 zeigt die Messungen des RAMs und der Sonden sowie den Trend der RAM-Daten für das Frühjahr 1998. An die Messungen der Sonden wurde kein Trend angelegt, da die Anzahl der Sondenstarts im Zeitraum des Ozonverlustes zu gering ist und die Unsicherheit der Trends aus den Sonden-

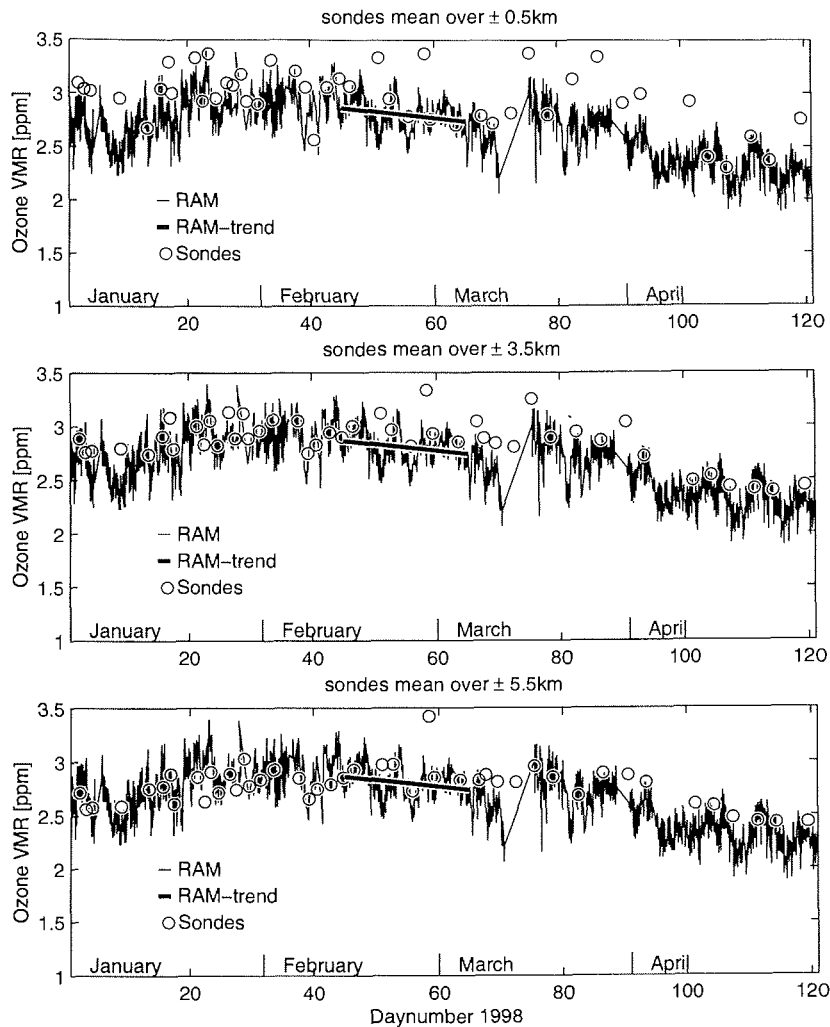


Abbildung 6.10. Verlauf des RAM-Ozons auf der 475 K Isentrope sowie ungemittelte, über ± 3 km und ± 5 km gemittelte Sonden im Frühjahr 1998. Die dünnen Linien stellen die Messungen des RAMs dar, die Kreise Sondenmessungen und die dicken Linien RAM-Trendanalysen. Die zeitliche Entwicklung des Ozontrends aus den Sonden wird von den Sonden und dem RAM gleich wiedergegeben. Eine Bestimmung des Ozontrends aus den Sonden ist nicht sinnvoll, da die Anzahl der Sondenstarts in der analysierten Periode zu gering ist.

daten höher ist als der Trend in den RAM-Daten. Prinzipiell ist jedoch eine gute Übereinstimmung des Verlaufs der Ozonwerte zu erkennen. Zwar liegt das Sondenozon im Schnitt leicht zu hoch, jedoch ist dies aus der systematischen Abweichung zwischen RAM und Sonde (siehe z.B. Abbildung 6.8) zu erwarten. Der ermittelte Ozonverlust in 1998 ist somit auch kaum beeinflusst durch die spezielle Form der AVKs.

6.2. Vergleich DIAL-LIDAR mit RAM

Das DIAL-LIDAR ist das zweite profilauflösende Ozonmeßgerät in Ny-Ålesund. Die RAM-Profile werden verglichen mit

- den LIDAR-Profilen überführt in die Höhenauflösung des RAMs (Kapitel 6.2.1)
- den LIDAR-Profilen oberhalb 25 km gemittelt über 11 km (Kapitel 6.2.2). Es wird nur der 11 km breite Rechteckfilter verwendet, weil die vertikale Auflösung des RAMs in größeren Höhen zunehmend geringer wird.

Es werden Meßpaare des RAMs und des LIDARs gebildet. Die zeitliche Differenz zwischen den LIDAR-Messungen und RAM-Messungen beträgt maximal 3 Stunden. Wenn mehrere RAM-Messungen das Kriterium erfüllen, wird die zeitlich am nächsten liegende Messung gewählt. Die Integrationszeit der LIDAR-Profile entspricht etwa 2 Stunden. Da LIDAR-Messungen nur bei wolkenlosem Himmel, also besten troposphärischen Bedingungen, vorgenommen werden können, betragen die Integrationszeiten der simultanen RAM-Messungen immer 10 Minuten (siehe auch Kapitel 3.1.4). Insgesamt lagen 85 RAM-/LIDAR-Meßpaare vor. Der Vergleich wurde für die Periode vom 4. November 1997 bis 26. März 1998 durchgeführt mit 97 Messungen an 50 Tagen. Die größte Meßdichte wurde im Januar 1998 erreicht, bedingt durch die LIDAR-Vergleichskampagne NAOMI (Ny-Ålesund Ozone Measurements Intercomparison) mit zwei LIDARs — dem LIDAR aus Ny-Ålesund und einem Vergleichs-LIDAR, das während der Kampagne in Ny-Ålesund installiert war —, dem RAM und den ECC-Ozonsonden in Ny-Ålesund. Steinbrecht et al. [1998] faßt die Ergebnisse der Kampagne zusammen. Für das Ny-Ålesund-LIDAR wurde eine gute Übereinstimmung zu den Ozonsonden von besser als 5 % gefunden. Die normierte Differenz zwischen den zwei LIDARs bis 30 km lag unter 5 % und in 35 km Höhe bei 15 %. Für die Auswertung des Ny-Ålesund-LIDARs wurde gefunden, daß die Ozonwerte unterhalb 35 km zu niedrig erscheinen, wenn das Ozonprofil nur bis 40 km reicht oder dort sehr hohe Werte liefert. In den folgenden Vergleichen werden **nur die Daten des Ny-Ålesund-LIDAR** verwendet.

6.2.1. LIDAR-Profile überführt in die vertikale RAM-Auflösung

Um die LIDAR-Profile in die vertikale Auflösung des RAMs zu überführen, wurden die Teilchenzahldichteprofile des LIDARs in VMR anhand Formel 5.4 umgerechnet. Als meteorologische Profile wurden die NCEP-Assimilationen der entsprechenden simultanen RAM-Messung verwendet. Anschließend wurden die LIDAR-Profile mit den AVKs der simultanen RAM-Messung in die RAM-

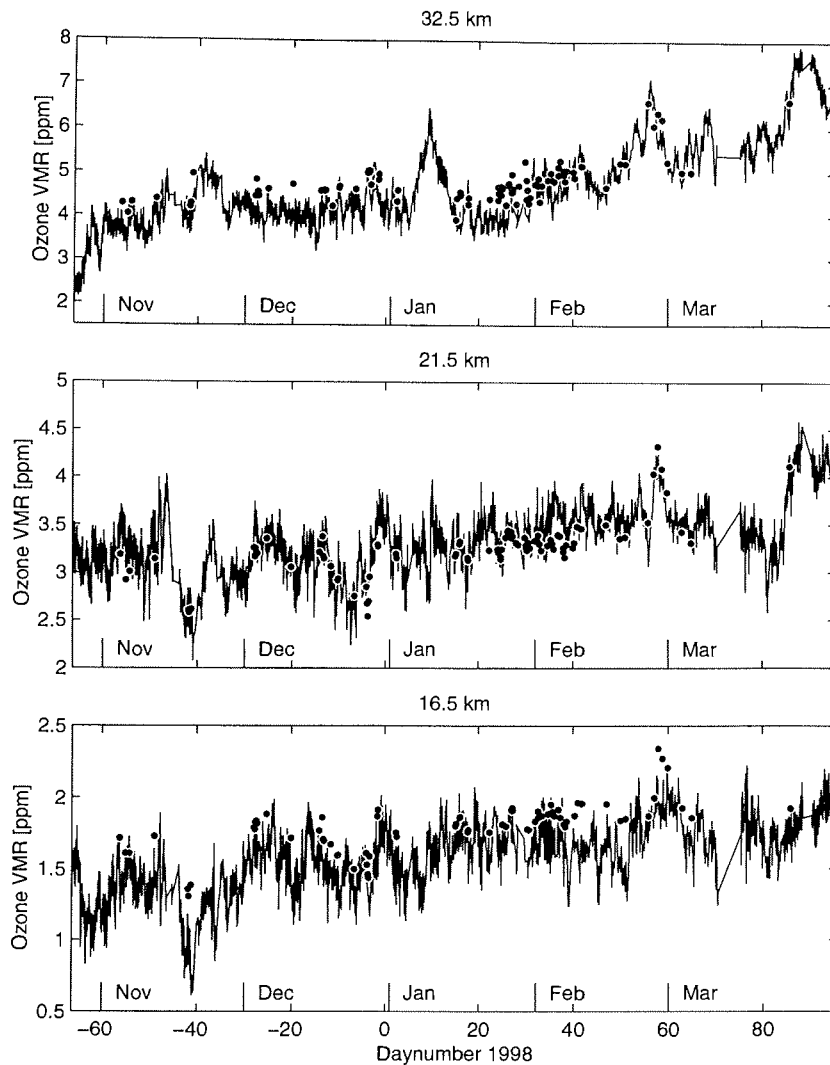


Abbildung 6.11. Vergleich zwischen RAM und LIDAR überführt in die Höhenauflösung des RAMs. Die durchgezogene Linie stellt Messungen des RAMs und die Punkte LIDAR-Messungen dar. Die prinzipielle Übereinstimmung beider Meßgeräte ist gut und die Schwankungen des Ozons sind von beiden Meßsystemen gleich wiedergegeben. In 16.5 km und 32.5 km Höhe liegen die LIDAR-Werte jedoch systematisch höher als die RAM-Werte.

Höhenauflösung umgerechnet. Die Höhenauflösung der LIDAR-Profile wurde dabei auch in den großen Höhen mit einem Kilometer angenommen. Der dadurch verursachte Fehler wurde mit unter 2 % in Kapitel 5.2.1 abgeschätzt. Die resultierenden LIDAR-Profile wurden nur für Höhen berücksichtigt, bei denen der systematische Fehler aufgrund des unbekanntes Ozonprofils oberhalb der größten LIDAR-Höhe unter 10 % lag. Abbildung 6.11 zeigt den Verlauf des

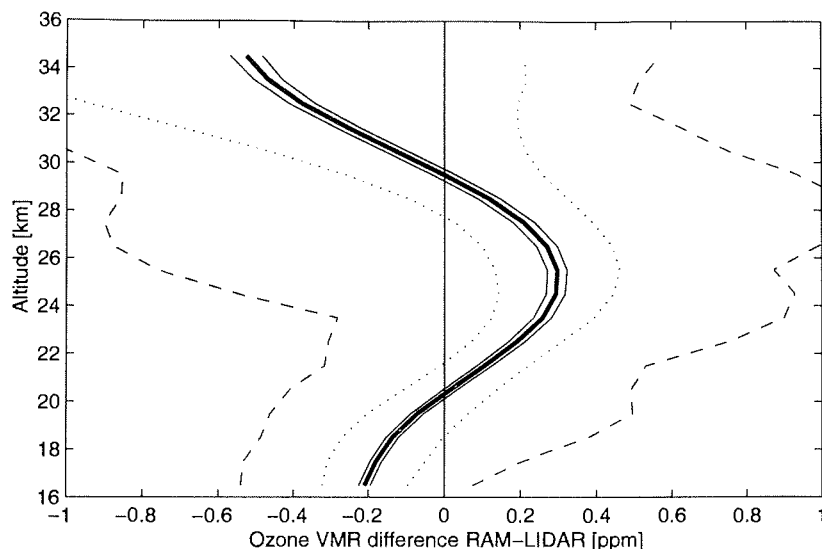


Abbildung 6.12. Mittlere Differenz zwischen RAM und LIDAR überführt in die Höhenauflösung des RAMs (RAM-LIDAR). Die dicke Linie stellt die mittlere Differenz dar, die dünne Linie die Schwankungsbreite, die gepunktete Linie die Maximalfehlerabschätzung aufgrund des unbekanntem Profils oberhalb der größten LIDAR-Höhe und die gestrichelte Linie die maximalen Abweichungen. Die Differenzen sind gering mit weniger als 0.3 ppm und bis in 28 km Höhe statistisch signifikant.

RAM-Ozons und LIDAR-Ozons verschmiert auf die RAM-Auflösung für drei ausgesuchte Höhenschichten. Die LIDAR-Werte bei 16.5 und 32.5 km liegen systematisch höher als die RAM-Werte, während sie bei 21.5 km leicht niedriger sind als das RAM. Die Variationen des Ozons in den einzelnen Höhenschichten werden von beiden Meßgeräten gleich wiedergegeben. Insbesondere das Maximum im Februar in 21.5 km und 32.5 km Höhe ist in beiden Datenreihen deutlich ausgeprägt.

Die mittlere Differenz zwischen beiden Meßgeräten (RAM-LIDAR) ist in Abbildung 6.12 aufgetragen. Es finden nur Höhen eingang, zu denen mindestens 70 Meßpaare RAM/LIDAR existieren. Ebenso dargestellt ist die Unsicherheit des Mittelwertes (dünne Linie), die Maximalfehlerabschätzung (gepunktete Linie) und die maximalen, gemessenen Abweichungen (gestrichelte Linie). Die LIDAR-Messungen sind um 17 km im Mittel um 0.2 ppm oder 11 % höher als die RAM-Messungen. In den größeren Höhen um 25 km ist dann das RAM-Ozon-VMR um 0.2 ppm (etwa 5 %) größer. Für die obersten vergleichbaren Schichten ist das LIDAR-Ozon wieder höher als das RAM-Ozon, jedoch sind nur Höhen unterhalb 28 km im Rahmen dieses Vergleichs unter Berücksichtigung der Maximalfehlerabschätzung signifikant. In Abbildung 6.13 ist die

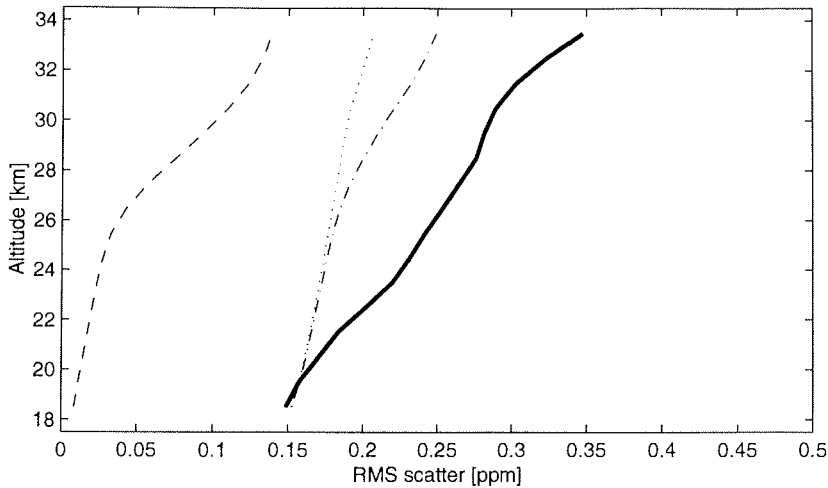


Abbildung 6.13. Statistische Eigenschaften des Vergleichs RAM und LIDAR. Die dicke Linie beschreibt die gemessene Schwankungsbreite des Vergleichs, die gestrichelte Linie die Meßfehler des LIDARs, wenn die Profile in die Höhenauflösung des RAMs überführt werden, und die gepunktete Linie die statistischen Fehler des RAMs. Die strichpunktierte Linie ist die erwartete Schwankungsbreite für einen Vergleich beider Meßsysteme. Sie ist in den oberen Höhen zu niedrig. Zum einen kann ein Teil der Abweichung durch das unbekannte Ozonprofil oberhalb der größten LIDAR-Höhe erklärt werden. Zum anderen wurde angenommen, daß die Meßfehler des LIDAR für verschiedene Höhen nicht korreliert sind. Wahrscheinlich existiert eine Korrelation der Fehler, so daß der LIDAR-Fehler unterschätzt wurde.

gemessene Schwankungsbreite der Differenzen (dicke Linie) den Meßfehlern beider Geräte und dem daraus abgeleiteten Gesamtfehler gegenübergestellt. Der theoretisch erwartete Fehler in den oberen Höhen ist zu gering. Zum einen kann dies verursacht werden durch die Unsicherheiten aufgrund des unbekanntes Profils oberhalb der größten LIDAR-Meßhöhe. Zum anderen wurde bei der Ermittlung der Fehler der LIDAR-Profile, überführt in die Höhenauflösung des RAMs, angenommen, daß die LIDAR-Fehler unterschiedlicher Höhen nicht miteinander korreliert sind. Im Falle einer Korrelation würden die erwarteten Fehler der LIDAR-Profile (in der RAM-Höhenauflösung) größer werden. Aufgrund der offensichtlich zu gering abgeschätzten Fehler in Abbildung 6.13 ist zu vermuten, daß eine Korrelation der Fehler zwischen den Höhenschichten der LIDAR-Auswertung existiert.

6.2.2. LIDAR-VMR-Profile oberhalb 25 km gemittelt über 11 km

Die Übereinstimmung der RAM-Profile, mit LIDAR-Daten umgerechnet in VMR und anschließend gemittelt über 11 km, soll für Höhen oberhalb 25 km überprüft werden. Die Wahl des Filters mit 11 km Breite ist begründet durch die

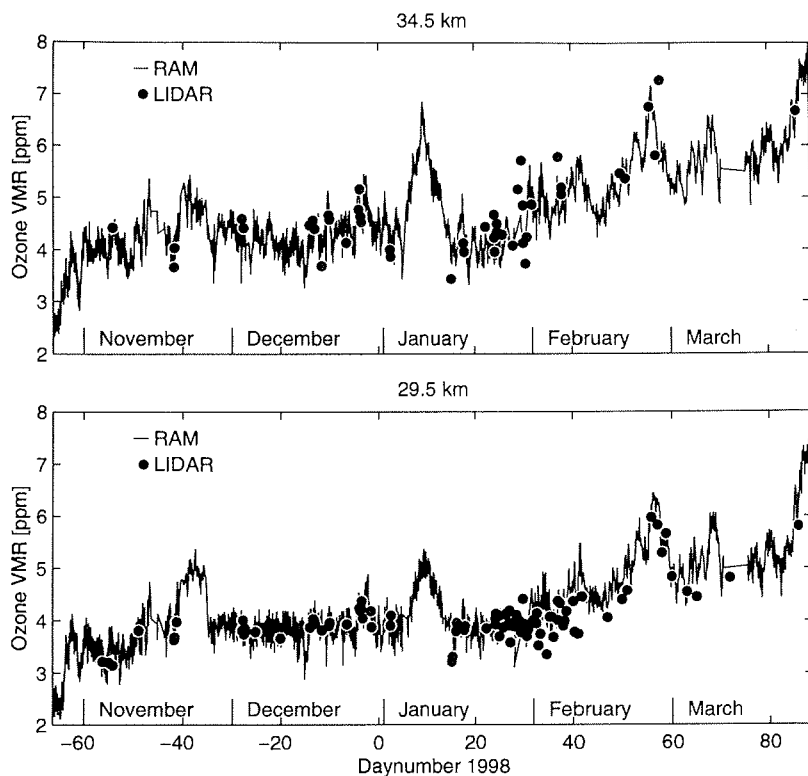


Abbildung 6.14. Vergleich RAM und LIDAR gemittelt über ± 5 km für 29.5 und 34.5 km. Die Linie beschreibt die Messungen des RAMs, die Punkte LIDAR-Messungen. Die beiden Meßsysteme stimmen gut überein. Somit entspricht auch eine einfache Mittelung um ± 5 km in größeren Höhen näherungsweise der exakten Verschmierung mit den AVKs der RAM-Messung.

nach oben geringer werdende vertikale Auflösung der RAM-Profile. Für Höhen unterhalb 25 km konnte die prinzipiell gute Übereinstimmung der RAM-Profile mit rechteckgemittelten Sondenprofilen gezeigt werden (Kapitel 6.1.2). Der Vergleich in großen Höhen wird nur qualitativ durchgeführt, da aus dem eingangs erwähnten LIDAR-Vergleich in Ny-Ålesund die Messungen des Ny-Ålesund-LIDAR 15 % vom verglichenen Referenz-LIDAR differierten. Abbildung 6.14 zeigt den Vergleich des RAM-Ozons auf zwei Höhen mit den über 11 km vertikal gemittelten LIDAR-Profilen. Die Übereinstimmung ist prinzipiell gut und die "Spitze" in der Nähe des Tags 60 ist in beiden Datenreihen erkennbar. Die Variabilität des atmosphärischen Ozons in der untersuchten Höhenschicht wird somit von beiden Geräten gleich wiedergegeben.

6.3. Vergleich MLS und RAM

Anders als die oben vorgestellten profilmessenden Meßsysteme, die im Rahmen des NDSC noch zukünftig langfristig betrieben werden sollen, war das MLS nur bis Juli 1997 (fast) vollständig einsatzfähig. Nach Juli 1997 sind die Daten von verminderter Qualität und fließen nicht in den Vergleich ein. Das Hauptgewicht dieser Arbeit liegt auf dem Vergleich der (voraussichtlich) noch langfristig operierenden Instrumente des NDSC und der jüngeren Satellitenexperimente. Da das MLS jedoch einen weiteren unabhängigen Hinweis auf die Ursache der oben dargestellten Abweichungen der Ozonprofile zwischen RAM, Sonde und LIDAR geben kann, sollen die Daten des MLS hier ergänzend vorgestellt und verglichen werden.

Der Vergleichszeitraum der MLS-Daten und der RAM-Daten erstreckt sich vom 12. Februar 1997 bis zum 12. Juli 1997. Die MLS-Daten ab 13. Juli 1997 sind noch nicht veröffentlicht und von verminderter Qualität aufgrund von Problemen mit der Spannungsversorgung des Satelliten. Für den Vergleich wurden nur MLS-Messungen verwendet, deren räumlicher Abstand zu Ny-Aalesund kleiner als 300 km war. Insgesamt stehen 23 RAM-/MLS-Meßpaare an 20 Tagen zur Verfügung. Die MLS-Messungen liegen auf insgesamt 16 Druckniveaus oberhalb 100 hPa vor und die vertikale Auflösung beträgt etwa 6 km. Es wurden nur jene MLS-Druckniveaus beachtet, bei denen der Einfluß des a-priori Profils der MLS-Auswertung unter 25 % liegt. Mit Hilfe der Druckprofile der RAM-Auswertung wurden die MLS-Messungen auf das vertikale Gitter der RAM-Auswertung interpoliert und mit den AVKs der simultanen RAM-Messungen verschmiert. Der systematische Fehler aufgrund des unbekanntenen Ozonprofils unterhalb der niedrigsten und oberhalb der höchsten MLS-Höhe liegt unter 10 % für Höhen größer 17 km (Vorgehensweise entsprechend Kapitel 5.2.1). Der Fehler, der verursacht wird durch die Tatsache, daß die MLS-Messungen bei der Verschmierung mit den AVKs verwendet werden, als besäßen sie eine Auflösung von 1 km, liegt bei 3 %. Die mittleren Differenzprofile sind in Abbildung 6.15 dargestellt. Der Verlauf der Differenz in den unteren Höhenschichten ist ähnlich den Ergebnissen des Vergleichs mit den Sonden und dem LIDAR: In den unteren Höhenschichten mißt das RAM geringere Ozonwerte als die Vergleichsgeräte und oberhalb 21 km liegt das RAM höher.

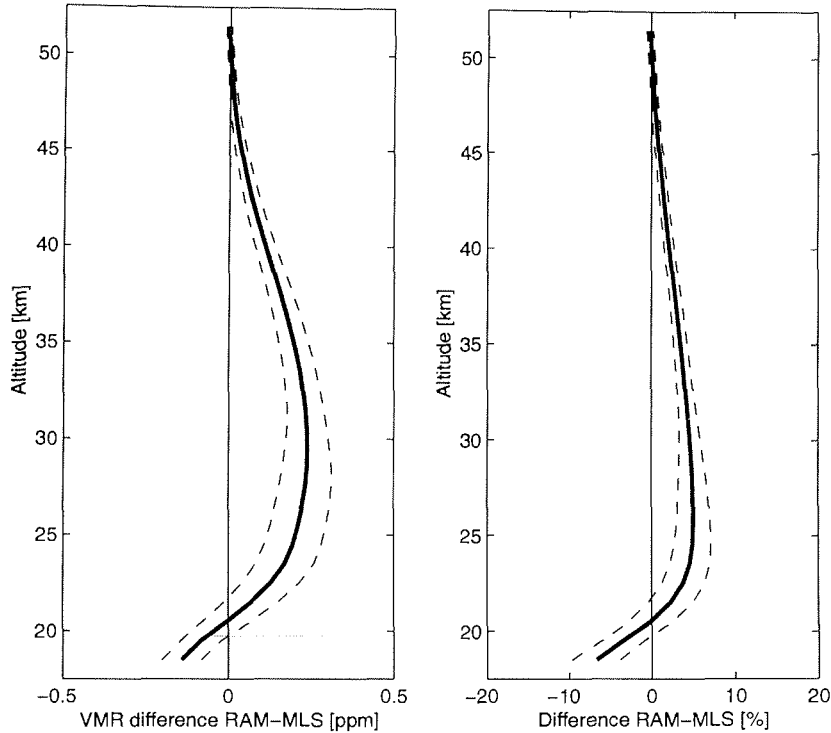


Abbildung 6.15. Mittlere Differenz zwischen RAM-Messungen und simultanen MLS-Messungen überführt in die Höhenauflösung des RAMs (RAM-MLS). Links die absoluten und rechts die (auf die RAM-Messungen) normierten Differenzen. Die dicke Linie beschreibt die mittlere Differenz, und die gestrichelte Linie die Schwankungsbreite. Die Differenz ist oberhalb 18 km Höhe klein mit weniger als 10 %. Der Verlauf der Differenz entspricht in den unteren Höhen den Ergebnissen der Vergleiche zwischen RAM und Sonde sowie LIDAR.

6.4. Untersuchungen zur Ursache der systematischen Abweichung

Da die Differenzprofile zwischen dem RAM und den drei unabhängigen Meßsystemen Sonde, LIDAR und MLS eine ähnlich Form zeigen, sind die systematischen Unterschiede wahrscheinlich durch das RAM begründet. Die nicht exakt bekannten Parameter der RAM-Auswertung werden variiert, um die Ursachen der systematischen Abweichung einzugrenzen. Im folgenden wird der Einfluß der ungenau bestimmten spektroskopischen Parameter, der Troposphärenkorrektur und zusätzlicher Stehwellen näher diskutiert.

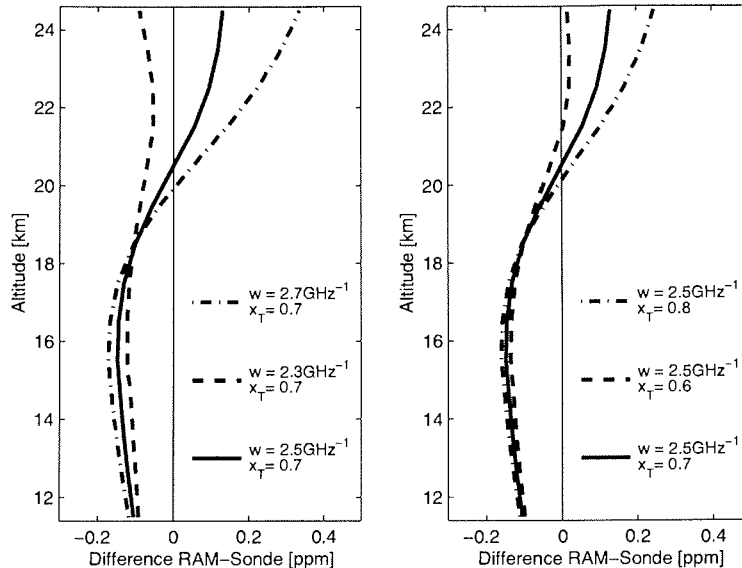


Abbildung 6.16. Variation der spektroskopischen Parameter Druckverbreiterung w und Temperaturabhängigkeit x_T in der RAM-Auswertung zur Erklärung der Differenz zwischen RAM und Sonde. Links ist die mittlere Differenz zwischen RAM und Sonde für die Variation von w und rechts für die Variation von x dargestellt. Das Differenzprofil bleibt in allen Fällen in 18 km Höhe unverändert. Die systematische Differenz kann nicht auf die Unsicherheit der spektroskopischen Parameter zurückgeführt werden.

6.4.1. Spektroskopische Parameter

Die spektroskopischen Parameter Druckverbreiterung und Temperaturabhängigkeit der Verbreiterung (Formel 3.5) sind Rosenkranz [1993] entnommen.

$$w = 2.5 \text{ GHz}/1000\text{hPa} \text{ und } x_T = 0.7$$

Sie wurden in einer Untersuchung von Lobsinger et al. [1984] verwendet, bei der invertierte Profile aus Mikrowellenspektren bei 142.17504 GHz und Profile von simultanen Umkehrmessungen verglichen wurden. Durch die Verwendung der obigen spektroskopischen Parameter w und x_T konnte eine gute Übereinstimmung zwischen beiden Meßsystemen erreicht werden. Die verbleibenden Differenzen liegen bei etwa 10 % [Lobsinger, 1986] und geben ein Maß für die Unsicherheit der spektroskopischen Parameter an.

Für die Messungen des RAMs und den simultanen Sondenmessungen verschmiert auf die RAM-Auflösung werden die spektroskopischen Parameter w und x_T im Bereich von $\pm 10\%$ variiert und die Differenz zwischen RAM und simultanen Sondenmessungen ermittelt. Das mittlere Differenzprofil ist in Abbildung 6.16 dargestellt. Eine Erhöhung der Temperaturabhängigkeit x_T ent-

spricht großenteils einer Erhöhung der Druckverbreiterung w . Durch die Änderung der Druckverbreiterung w oder der Temperaturabhängigkeit x_T wird das Differenzspektrum in den unteren Höhenschichten nur wenig geändert und wird etwa 18 km Höhe nicht beeinflusst von der Wahl der spektroskopischen Parameter. Ist die Differenz mit den geänderten spektroskopischen Parametern unterhalb 18 km Höhe mehr zu negativen Werten verschoben, so ist es oberhalb 18 km mehr zu positiven Werten verschoben und vice versa. Es existiert keine Kombination von w und x_T , die zu einer wesentlichen Verringerung der systematischen Differenz zwischen RAM und Sonde führt und insbesondere die Differenz in 18 Höhe von etwa 10 % reduzieren kann.

6.4.2. Troposphärenkorrektur

Eine weitere Unsicherheit bei der Auswertung des RAMs ist die Troposphärenkorrektur. Eine Fehlabschätzung der Troposphärenkorrektur entspricht einer zu geringen oder zu großen Skalierung der gemessenen Ozonlinie. In linearer Näherung der Auswertung sollte das zu einer direkten Skalierung des invertierten Profils mit dem gleichen Faktor führen. Aufgrund der Nichtlinearitäten im Strahlungstransfer wird das Profil jedoch nicht nur skaliert, sondern auch in der Form geändert.

Die Troposphärentransmissionen der RAM-Profile, die mit den Sonden in Kapitel 6.1 verglichen wurden, liegen zwischen 0.18 bis 0.92. Die zugrundeliegende Opazität wird für die folgende Untersuchung mit 0.9 oder 1.1 multipliziert. Die RAM-Spektren wurden entsprechend der geänderten Transmission erneut troposphärenkorrigiert und invertiert. Abbildung 6.17 stellt die mittlere Differenz zwischen den RAM- und Sondenprofilen dar für die ursprüngliche Troposphärenkorrektur (dicke Linie) und geänderten Troposphärenkorrekturen (gestrichelte Linie). Die Änderung der Opazitäten führt nur zu einem Kippen des Differenzprofils nach links oder rechts, die harmonische Struktur wird jedoch nicht beeinflusst. Die systematische Abweichung zwischen Sonden und RAM-Profilen läßt sich nicht durch einen systematischen Fehler der Troposphärenkorrektur erklären.

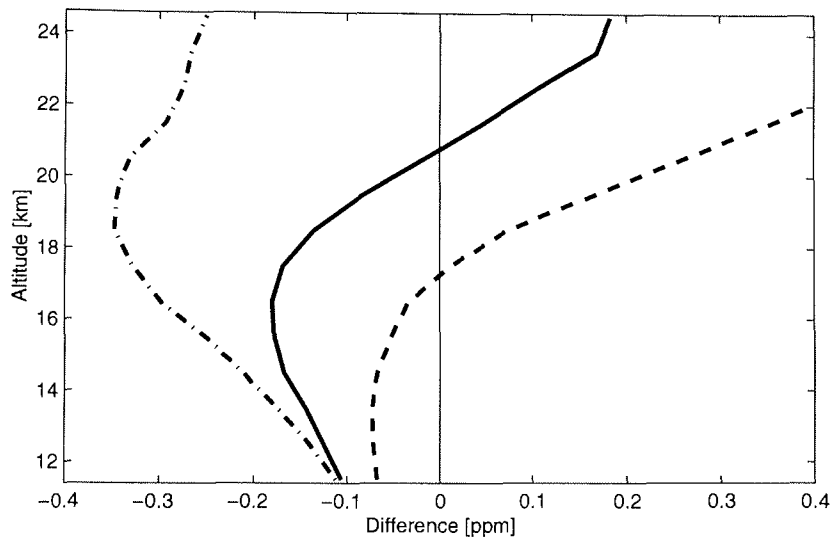


Abbildung 6.17. Variation der RAM-Troposphärenkorrektur zur Erklärung der Differenz zwischen RAM und Sonde. Die durchgezogene Linie entspricht der mittleren Differenz zwischen RAM und Sonde für die originale Troposphärenkorrektur, die gestrichelte Linie der Opazität $\cdot 0.9$ und die strichpunktierte Linie der Opazität $\cdot 1.1$. Das Differenzprofil wird im wesentlichen nur gekippt, aber die harmonische Struktur der Differenz nicht verändert. Somit kann die Differenz nicht auf eine mögliche fehlerhafte Troposphärenkorrektur zurückgeführt werden.

6.4.3. Zusätzliche Stehwellen

Falls weitere Stehwellen in die Inversion der RAM-Profile integriert werden, ändert sich auch gleichzeitig die Form der AVK. Die vertikale Auflösung wird mit jeder weiteren Stehwelle prinzipiell schlechter und die Lösung wird mehr zum a-priori Profil gezogen. Die Abweichung der verschmierten Sonden zur RAM Auswertung wird in einem solchen Fall natürlich besser, da sich auch die verschmierten Sonden immer mehr dem a-priori annähern. Im extremsten Fall enthält die RAM-Auswertung keine Information mehr und die Inversion ergibt unabhängig vom invertierten Spektrum immer das a-priori Profil. Die AVKs wären dann überall Null und in diesem Fall wäre die Übereinstimmung der verschmierten Sonden und des RAMs perfekt, nämlich sowohl die verschmierte Sonde als auch die RAM-Auswertung ergäben das a-priori Profil.

Um eine Beeinflussung des Vergleichs zwischen Sonde und RAM beim Erweitern der Inversion um weitere Stehwellen — durch die Verschlechterung der averaging-kernel — zu vermeiden, wird die Änderung des Profils durch Ad-

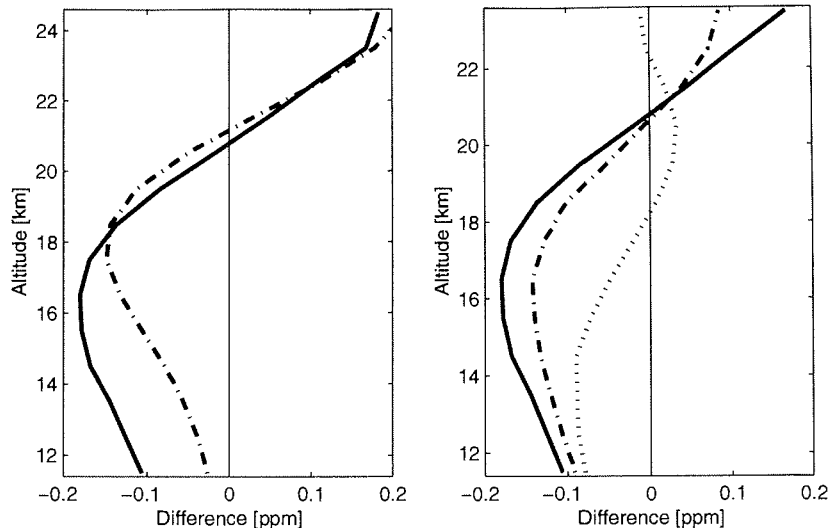


Abbildung 6.18. Beispiel der Einfügung weiterer Stehwellen in die RAM-Auswertung zur Erklärung der Differenz zwischen RAM und Sonde. Links ist die gemessene Differenz zwischen RAM und Sonde (durchgezogene Linie) und die erwartete Profiländerung (gestrichelte Linie) durch eine zusätzliche Stehwelle dargestellt. Die Stehwellenperiode ist $16/2\pi$ in diesem Beispiel. Mit dieser Stehwelle wurden die RAM-Messungen erneut ausgewertet und die Differenz zu den Sonden errechnet (rechte Abbildung gestrichelte Linie, durchgezogene Linie ursprüngliche Differenz RAM und Sonde). Das Differenzprofil ändert sich nicht wesentlich. Die gepunktete Linie rechts ist das erwartete, verbleibende Differenzprofil zwischen RAM und Sonde, wenn die links angenommene Stehwelle tatsächlich im Spektrum vorhanden wäre.

dition einer Stehwelle zum Spektrum berechnet. Aus Gleichung 3.12 kann mit Hilfe der Gewichtsfunktionen und Varianzen die Profiländerung direkt errechnet werden. Die Stehwellenamplitude wurde mit 0,2 K angenommen. Größere Amplituden sind nicht zu erwarten, weil sie ansonsten auf den Residuen der Inversionen erkennbar sein müßten. Verschiedene Stehwellenperioden und Phasenlagen der Stehwellen wurden getestet. Einige Stehwellen erzeugen dabei Strukturen im Profil, die der systematischen Abweichung zwischen RAM und Sonde entsprechen. Es wurden erneute Inversionen mit der zusätzlichen Stehwelle durchgeführt. Abbildung 6.18 zeigt einen typischen Fall für eine zusätzliche Stehwelle der Periode $16/2\pi$ GHz⁻¹. Die Differenz im Profil ändert sich nur leicht und der typische Verlauf der Abweichungen bleibt weiterhin bestehen. Die leichte Verbesserung ist dabei im wesentlichen auf die Verschlechterung der averaging-kernel Funktion zurückzuführen. Somit kann die systematische Differenz nicht auf eine einfache zusätzliche Stehwelle zurückgeführt werden.

6.5. Vergleich des RAMs mit Ozonsondenmessungen anderer Stationen

Mit dem im Kapitel 2.5 vorgestellten Trajektorienmodell besteht die Möglichkeit, die Bahn von Luftpaketen (später Trajektorien genannt) zu verfolgen. Verschiedene Arbeiten existieren, die sich solcher Rechnungen bedienen, um den Transport des Ozons mit den Luftmassen zu verfolgen und sie mit Messungen an anderen Orten zu vergleichen. Manney et al. [1998] haben versucht, vertikal hochaufgelöste Ozonmessungen in Eureka (80°N, 86°W) zu erklären anhand von Ozonfeldern, die aus RDF-Rechnungen stammten. Die RDF-Rechnungen wurde dabei initialisiert mit den vertikal und horizontal grob aufgelösten Ozonmessungen des Satelliteninstrumentes MLS. Die Autoren kommen zu dem Schluß, daß die Bildung von Filamenten mit den Trajektorienrechnungen erklärt werden können, jedoch stimmt die vertikale Lage und horizontale Position der Filamente im allgemeinen nicht mit den Beobachtungen überein. Orsolini et al. [1998] ziehen aus ihren Untersuchungen den gleichen Schluß. Sinnhuber [1999] hat ein Modell vorgestellt, mit dem das nordhemisphärische Ozonfeld advektiert werden kann. Die resultierenden Ozonprofile für Ny-Ålesund geben den prinzipiellen Verlauf des Ozons gut wieder, können Details jedoch nur unzureichend erklären. Auch die Benutzung von Windfeldern unterschiedlicher meteorologischer Analysen kann zu räumlichen Abweichungen der Trajektorienendpunkte von mehreren hundert Kilometer führen. Je länger der Zeitraum war, über den die Trajektorien gerechnet wurden, desto schlechter wurde die Übereinstimmung. Nichtsdestotrotz haben sich Rex et al. [1997, 1998] eindrucksvoll der Methode zur rechnerischen Verfolgung von Luftmassen bedient, um den Ozonabbau in der Arktis zu errechnen. Mit Hilfe von koordinierten Ozonsondenstarts an vielen Stationen wurden gleiche Luftmassen — im Sinne der rechnerischen Trajektorien — mehrmals beprobt. Aus der Differenz der Messungen wurden Ozonabbauraten ermittelt. Die ausreichende Übereinstimmung der errechneten und realen Positionen der Luftmassen konnte mit dieser Methode, als MATCH bekannt, gezeigt werden.

Im folgenden soll ein ähnlicher Ansatz gewählt werden, um Luftmassen zu verfolgen, die vom RAM in Ny-Ålesund gemessen wurden und über anderen Stationen von Sonden beprobt wurden. Das vordringliche Ziel der Untersuchung ist nicht, Ozonabbauraten zu ermitteln, sondern den Einfluß der RAM-Höhenauflösung auf die Vergleichbarkeit des RAM-Ozons zu Ozonsondenmessungen anderer Orte zu ermitteln. Aufgrund der oben erwähnten MATCH-

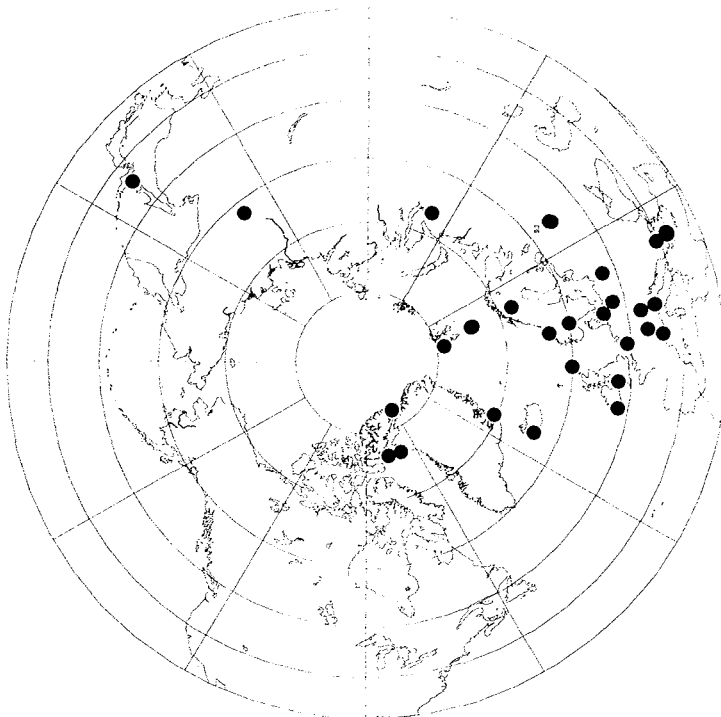


Abbildung 6.19. Geographische Lage der Stationen, von denen Ozonsondendaten vorlagen.

Kampagne stehen einige Sonden anderer Stationen zur Verfügung, die Luftmassen beprobt haben, die aus Ny-Ålesund stammten oder im Anschluß an die Messung nach Ny-Ålesund zogen.

6.5.1. Kriterienfindung

Es standen Daten von Sonden aus 27 Stationen (Abbildung 6.19) zur Verfügung mit insgesamt 1850 Sondenstarts in 1997 und 1998. Sonden aller Jahreszeiten finden in die folgende Analyse eingang. Auf 33 stratosphärischen Isentropen von 370 K bis 800 K, mit einem vertikalen Abstand von etwa 400 m zwischen den Isentropen, wurden zu jeder Stunde Trajektorien in Ny-Ålesund gestartet und jeweils 10 Tage vorwärts und rückwärts verfolgt. Als Windfelder wurden die Analysen des ECMWF verwendet. Zum Zeitpunkt eines Sondenstarts wurden die Trajektorien auf den horizontalen Abstand zum Sondenstartort geprüft.

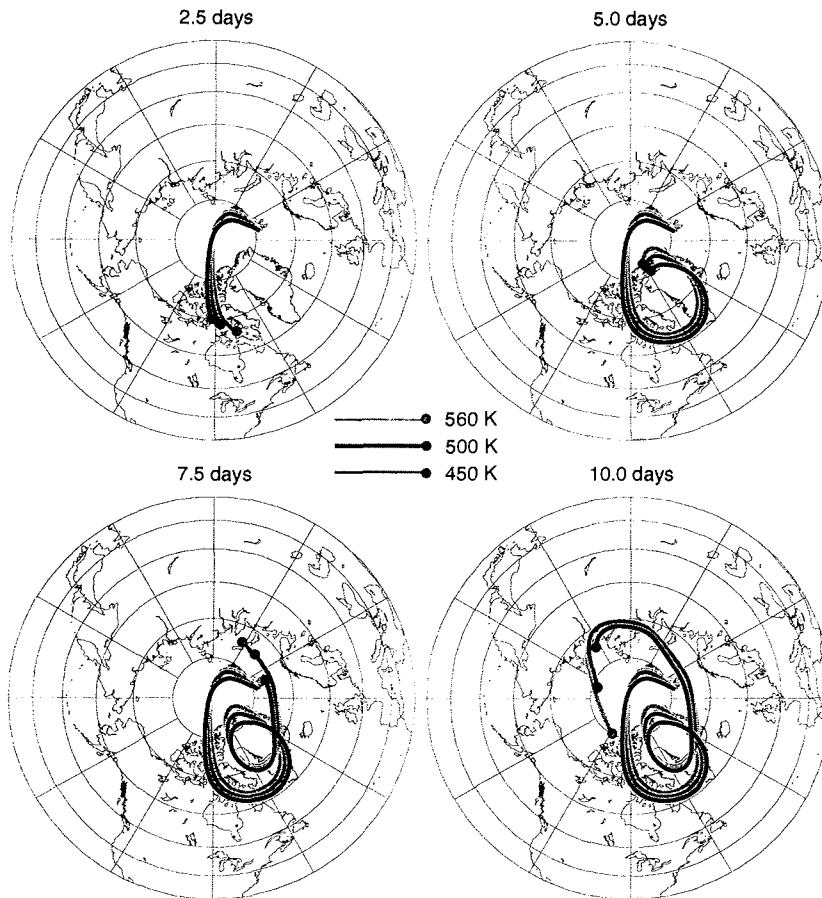


Abbildung 6.20. Vorwärtstrajektorien auf 3 Isentropen. Gestartet wurden die Trajektorien zum gleichen Zeitpunkt in Ny-Ålesund. Von links oben nach rechts unten ist die Bahn der Trajektorien über 2.5, 5, 7.5 und 10 Tage dargestellt. Die Trajektorien auf der unteren Isentrope folgen der Bahn der höher liegenden Luftmassen mit gewissem zeitlichen Abstand. Nach 10 Tagen liegt die Trajektorie auf der 450 K Isentrope schon 2400 km gegenüber der 560 K Isentrope zurück.

Die Kriterien für die Zuordnung einer Sonde zu RAM-Messungen müssen der groben vertikalen Auflösung des RAMs Rechnung tragen. Dabei kann ausgenutzt werden, daß sich die Luftmassen in unterschiedlichen Höhen zwar nicht mit derselben Geschwindigkeit bewegen — die Geschwindigkeit steigt im allgemeinen mit der Höhe an — aber oft der Bahn der darüberliegenden Luftmassen mit zeitlicher Verzögerung folgen. In Abbildung 6.20 ist ein Film von 10 Tagen der Trajektorien dreier potentieller Temperaturen dargestellt. Die tieferliegende Luftmasse folgt der Bahn der höheren Luftmasse gut, liegt nach 10 Tagen allerdings etwa 2400 km zurück. Um diesem Effekt Rechnung zu tragen, wurden nur jene Annäherungen von Luftmassen an Sondenstationen beachtet,

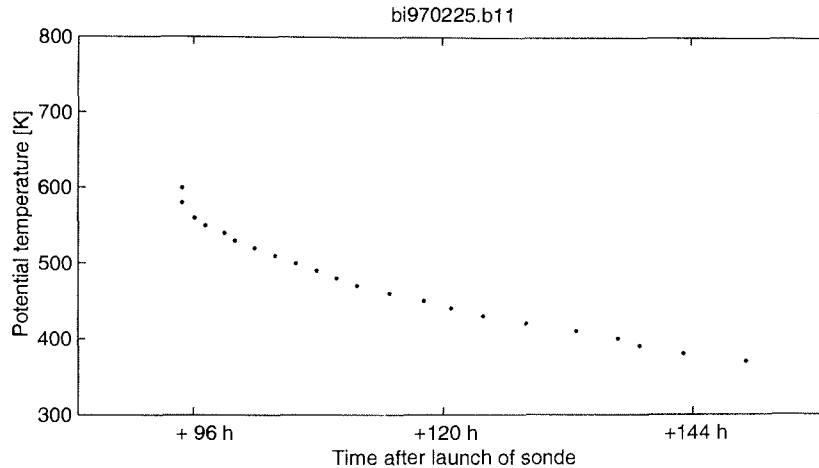


Abbildung 6.21. Zeitpunkte des Passierens von Luftmassen in Ny-Ålesund, die mit einer Sonde auf der Bäreninsel (74.5°N, 19°O) am 25. Februar 1997 11 UTC beprobt wurden. Die Zeitachse zeigt Stunden nach dem Sondenstart. Die Luft in den größeren Höhen erreicht Ny-Ålesund schon nach 96 Stunden, während die Luft aus niedrigen Höhen 144 Stunden bis Ny-Ålesund benötigt.

die folgende Kriterien erfüllen:

- zum Zeitpunkt des Sondenstarts müssen Luftmassen aus Ny-Ålesund auf mindestens 10 Isentropen der 33 Isentropen (siehe oben) näher als 1000 km am Ort der Sonde sein. Die Luftmasse auf jener Isentrope, die Ny-Ålesund als erstes überquert, darf nicht länger als 4 Tage von der letzten Luftmasse, die Ny-Ålesund überquert, entfernt liegen. Auf mindestens 7 Isentropen müssen sich Luftmassen näher als 500 km an den Sondenort zum Zeitpunkt des Sondenstarts annähern.
- Die PV der Luftmassen darf sich während dieser Zeit um nicht mehr als 40 % ändern [Rex, 1998].

Für diese Kriterien existieren insgesamt 118 Paare mit Sondenmessungen und zugeordneten RAM-Profilen.

Um der groben vertikalen Auflösung des RAMs Rechnung zu tragen, werden die Sonden mit einer ± 3 km breiten Rechteckfunktion gemittelt und auf die Isentropen interpoliert. Zu jeder Isentrope jeder Sonde wurde getrennt die passende RAM-Messung gesucht. Für das Beispiel der Sonde von der Bären Insel (74.5°N, 19°O) vom 25. Februar 1997, 11 Uhr UTC ist die Zuordnung der Meßzeiten des RAMs zur Sonde in Abbildung 6.21 dargestellt. Zur Sondenmessung auf der 600 K Isentrope wurde die RAM-Messung gewählt, die 96 Stunden später vorgenommen wurde. Für die 400 K Isentrope jedoch wurde die RAM-

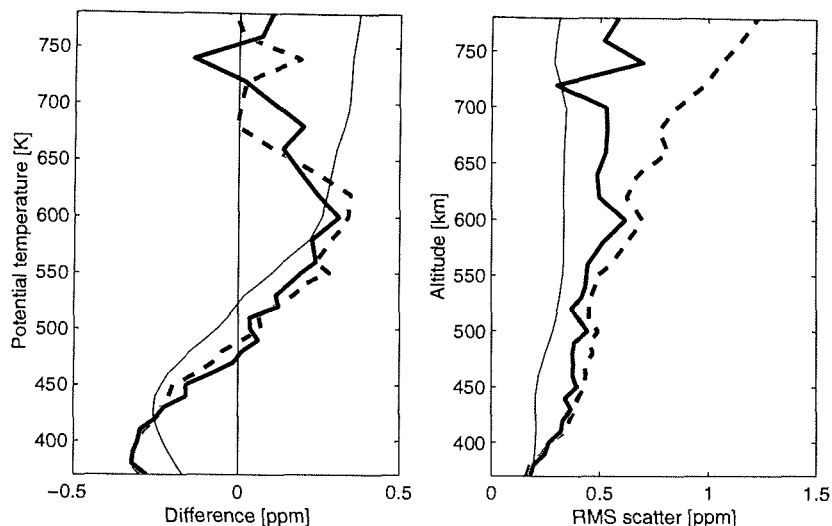


Abbildung 6.22. Differenz zwischen RAM-Ozonprofilen in Ny-Ålesund und passenden Sondenprofilen anderer Stationen. Links ist die mittlere Differenz aufgetragen zwischen gleichen Luftmassen (durchgezogene Linie) und dem Blindversuch (gestrichelte Linie) und der Differenz des RAMs zu Sonden in Ny-Ålesund (dünne Linie). Rechts sind die statistischen Eigenschaften des Vergleichs aufgetragen (Bedeutung der Linien wie links). Man sieht, daß die statistischen Eigenschaften der passenden Luftmassen besser sind als die Blindgruppe, jedoch noch weit entfernt von den lokalen Vergleichen in Ny-Ålesund.

Messung gewählt, die erst 144 Stunden nach dem Sondenstart vorgenommen wurde. Der Grund für die zeitliche Verschiebung liegt an den geringen Windgeschwindigkeiten der unteren Höhenschichten. Die RAM-Messungen zu den Sondenmessungen wurden vertikal auf die entsprechende Isentrope interpoliert.

6.5.2. Differenzprofile

Für alle Meßpaare Sonde und RAM wurde die mittlere Differenz getrennt nach Isentropen und die Streuung (Standardabweichung) der Differenz ermittelt. Als Vergleichsgruppe wurde ein Blindversuch vorgenommen, wobei nicht-zusammenpassende Meßpaare gebildet wurden. Die Blindgruppe bestand aus den gleichen Sondenmessungen, jedoch wurden jene RAM-Messungen zugeordnet, die zum Zeitpunkt des Sondenstarts vorgenommen wurden. Von dieser Blindgruppe wurde ebenfalls das mittlere Differenzprofil getrennt nach Isentropen und die Schwankungsbreite errechnet. Die mittleren Differenzen der beiden Versuchsgruppen sind in Abbildung 6.22 (links) dargestellt. Das mittlere Differenzprofil des Blindversuchs unterscheidet sich kaum vom Differenzprofil aus

zusammengehörenden Meßpaaren. Der Verlauf des Differenzprofils entspricht qualitativ der mittleren Differenz zwischen dem RAM und den Sondenmessungen in Ny-Ålesund. Dies ist zu erwarten, da sowohl die passenden RAM-/Sondenpaare als auch die Blindgruppe im wesentlichen die Differenz des mittleren RAM-Profiles zu den mittleren Sondenprofilen widerspiegelt — der Verlauf des Differenzprofils ist im übrigen ein weiteres Anzeichen dafür, daß die systematischen Abweichungen zwischen den RAM-Profilen und den Sondenmessungen durch das RAM verursacht werden, da in dieses Ergebnis Sondenstarts von 26 Stationen eingang finden.

Hinsichtlich der Streuung der Differenzen ist jedoch ein Unterschied zwischen den passenden Meßpaaren und der Blindgruppe zu erwarten. Die passenden Meßpaare sollten eine deutliche reduzierte Streuung aufweisen, die ungefähr der Streuung der lokalen Differenzen in Ny-Ålesund entspricht (Kapitel 6.1). Die Streuung ist in Abbildung 6.22 (rechts) dargestellt. Zu sehen sind von rechts nach links die Blindgruppe, die passenden Meßpaare und der lokale Vergleich in Ny-Ålesund. Wie erwartet ist zwar die Streuung der Differenzen der Blindgruppe am größten, jedoch ist die Streuung der passenden Meßpaare bis zur 600 K Isentropen nur schwach verbessert. Somit verbessert die Suche von passenden Meßpaaren den Vergleich nur gering.

6.5.3. Schlußfolgerung

Ein Vergleich der Messungen des RAMs mit Messungen von Sonden an anderen Stationen mit Hilfe von Trajektorienrechnungen und der Suche von räumlichen Koinzidenzen ist nur sehr eingeschränkt möglich. Die von Sonden beprobten Luftmassen wurden verfolgt und die entsprechenden RAM-Messungen beim Passieren dieser Luftpakete in Ny-Ålesund gesucht. Die Übereinstimmung zwischen den so ermittelten RAM-Profilen und Sondenprofilen war nicht viel besser als bei einem Blindversuch, bei dem nicht die passenden RAM-Messungen verwendet wurden. Eine MATCH-Kampagne, basierend auf Mikrowellenradiometern oder Kombinationen auf Radiometern und Sonden, ist somit nur sehr eingeschränkt möglich. Die Höhenauflösung von Mikrowellenradiometern ist zu grob, um die Luftmassen, die in die vertikale Mittelung der Radiometerprofile eingehen, als „eine Luftmasse“ bezeichnen zu können. Vertikal übereinanderliegende Luftmassen im Polarwirbel sind nach ca. 10 Tagen schon mehrere hundert Kilometer auseinandergerissen [z.B. Sinnhuber, 1999]. Somit ist das Kriterium der zeitlichen Koinzidenz — äquivalent zur räumlichen Koinzidenz —, das unerlässlich für die MATCH-Kampagne ist, bei der gleichzeitigen Betrachtung mehrerer Höhenschichten zu schwach. Auch wenn bei einem grö-

Bereits statistischen Ensemble signifikante Ozonabbauraten ermittelt werden würden, wäre der Informationsgehalt nicht sehr viel größer als durch die Betrachtung der Entwicklung des Ozongehaltes an nur einem Ort.

Als Nebenergebnis dieser Untersuchung zeigt sich, daß die systematische Abweichung zwischen den Messungen des RAMs und den Sonden im Mittel in der gleichen Form auch beim Vergleich der RAM-Messungen mit Sonden anderer Stationen gefunden wird. Somit ist das mittlere Differenzprofil nicht durch die Sonden in Ny-Ålesund verursacht. Dies ist ein weiteres Indiz dafür, daß die Ursache der Abweichung beim RAM zu suchen ist.

6.6. Zusammenfassung der Profilvergleiche

Es besteht eine systematische Abweichung zwischen den RAM-Messungen und den Sondenmessungen überführt in die Höhenauflösung des RAMs. Die RAM-Ozonwerte sind unterhalb 20 km systematisch niedriger und oberhalb 20 km höher. Die Differenz ist jedoch jahreszeitlich nicht hinreichend konstant, so daß eine einfache Korrektur der Profile durch eine Addition einer mittleren Differenz nicht zu empfehlen ist. Die Streuung der Differenzprofile entspricht dem erwarteten Wert aus den Meßfehlern der einzelnen Geräte und spiegelt somit die korrekte Funktion beider Geräte wieder. Die Profile des RAMs entsprechen mit guter Genauigkeit einer einfachen Rechteckmittelung der hochaufgelösten Profile. Das bedeutet, daß die Profile des RAMs zur direkten Initialisierung von chemischen Modellen verwendet werden können, ohne daß eine gesonderte Betrachtung der Form der RAM-AVKs notwendig ist. Im weiteren wurden die Trends des RAM-Ozons und der rechteckgemittelten Sonden auf der 475 K Isentrope für die Frühjahre 1997 und 1998 verglichen. In 1997 stimmen die Trends des RAMs und der Sonden, die über ± 3 und ± 5 km gemittelt wurden, gut überein. Für 1998 lag speziell in der Periode des Ozonverlustes nur eine geringe Zahl von Sondenstarts vor, so daß keine statistisch gesicherte Aussage für diesen Zeitraum gegeben werden kann.

Zwischen dem LIDAR, überführt in die RAM-Höhenauflösung, und dem RAM bestehen systematischen Abweichungen. Sie zeigen ein ähnliches Verhalten wie die Differenz zwischen RAM und Sonden. Auch die Differenz zwischen dem RAM und MLS entsprechen den Differenzprofilen der zwischen RAM und Sonde sowie RAM und LIDAR. In Abbildung 6.23 ist die mittlere Abweichung zwischen RAM und LIDAR, RAM und Sonden sowie RAM und MLS mit den entsprechenden Fehlerbereichen zusammengefaßt. Es ist ersichtlich, daß LIDAR, Sonde und MLS ähnliche Ergebnisse liefern und das RAM von den

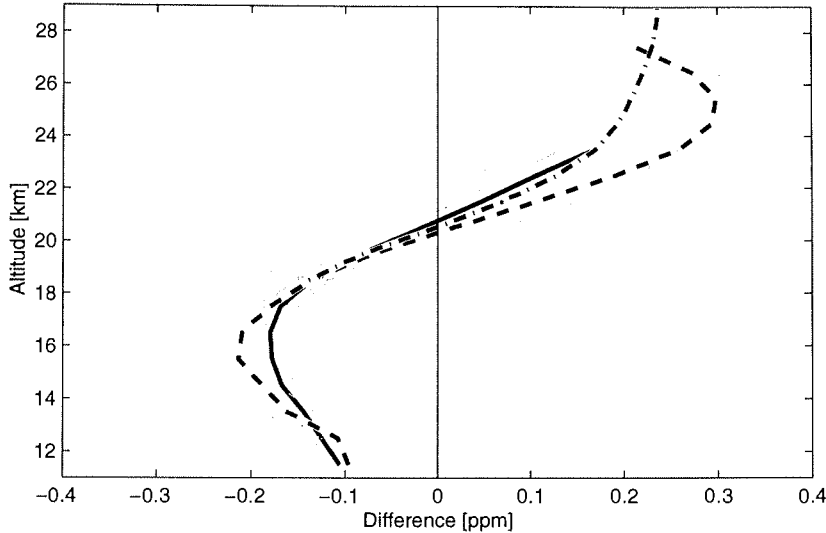


Abbildung 6.23. Differenz zwischen RAM und Sonde (durchgezogene Linie) überführt in die Höhenauflösung des RAMs, RAM und LIDAR (gestrichelte Linie) überführt in die Höhenauflösung des RAMs sowie RAM und MLS (strichpunktierte Linie) überführt in die Höhenauflösung des RAMs. Die grauen Linien beschreiben die Streuung. Alle drei Differenzprofile sind ungefähr gleich. Somit stimmen die Messungen der Sonden, des LIDAR und des MLS gut überein und die Messungen des RAMs weichen von den Ergebnissen der drei anderen Meßsysteme ab.

drei anderen Meßgeräten abweicht. Die Differenz des RAMs zu den drei Geräten ist in 15 km Höhe ca. 0.2 ppm (12 %) und in 22 km Höhe 0.1 ppm (5 %).

Die Ursache der Abweichung ist beim RAM zu suchen, da die unabhängigen Meßsysteme Sonde, LIDAR und MLS ähnliche systematische Abweichungen zum RAM zeigen. Auch der Vergleich von Messungen des RAMs mit Ozonsondenmessungen anderer Stationen zeigt ähnliche systematische Abweichungen im Profil. Dabei wurden mit Hilfe von Trajektorienrechnungen Luftpakete identifiziert, die sowohl vom RAM als auch von Sonden anderer Stationen beprobt wurden. Untersuchungen zu den Ursachen der systematischen Abweichung konnten die Unsicherheit in den spektroskopischen Parametern der RAM-Auswertung, Stehwellen oder eine fehlerhafte Troposphärenkorrektur als Quelle ausschließen. Als wahrscheinlichster Grund der Differenz ist eine noch nicht identifizierte Verunreinigung der Mikrowellenspektren anzusehen. Die Verunreinigung des Spektrums ist entweder zeitlich nicht konstant oder abhängig von den troposphärischen Bedingungen, da sie ansonsten mit der in Kapitel 3.1.4 vorgestellten Methode zur Suche von Stehwellen identifiziert worden wäre.

Es wurde gezeigt, daß eine gezielte doppelte Beprobung von „gleichen“ Luftmassen mit Mikrowellenradiometern nur sehr eingeschränkt möglich ist, da die vertikale Auflösung von deren Profilen zu grob ist. Ein Ansatz zur Ermittlung von Ozonabbauraten wie er in der MATCH-Kampagne [Rex et al., 1997, 1998] vorgestellt wurde, ist mit Mikrowellendaten nicht möglich.

7. Bestimmung der Ozongesamtsäule aus RAM-Daten

Die Ozongesamtsäule soll aus den Messungen des RAMs bestimmt werden. Dabei werden zwei in der Literatur vorgeschlagene Vorgehensweisen diskutiert, die Teile der Gesamtsäule aus Mikrowellenmessungen bestimmen:

- Kulikov et al. [1994] haben die Ozonsäule oberhalb 20 km direkt aus *Mikrowellenspektren* abgeschätzt. Dabei wurde die Fläche unter der Spektrallinie bestimmt, also das Integral der Strahlungstemperatur über die Frequenz. Diese Methode ist angelehnt an das Prinzip der Auswertung von Spektren im IR. Die Autoren geben jedoch an, daß die Ergebnisse noch entsprechend der aktuellen Ozonprofile und der meteorologischen Profile korrigiert werden müssen.
- Parrish et al. [1996] berechnen den Ozongehalt eines Teils der Säule aus der Umrechnung der VMR-Profile der Mikrowellenmessungen in Teilchenzahldichte und vertikaler Integration über die gewünschten Bereiche des Profils.

Im Rahmen der folgenden Abschnitte werden die Grenzen beider Methoden anhand der Ozonklimatologie aus Kapitel 5.1 diskutiert. Es zeigt sich, daß von beiden Methoden das Ozon der unteren Höhenschichten nur unzureichend berücksichtigt wird. Um das Gesamt ozon aus den Mikrowellenmessungen mit einer ausreichenden Genauigkeit ermitteln zu können, wird ein Modell entwickelt, das die Ozonvariationen der unteren Atmosphärenschichten beschreibt (Kapitel 7.2.4). In Kapitel 7.2.5 wird das Modell auf die Messungen des RAMs angewendet. Die so errechneten Ozongesamtsäulen werden im Kapitel 8 mit Messungen der anderen Meßgeräte in Ny-Ålesund verglichen.

Man beachte, daß hier — abgesehen vom Kapitel 7.2.5 — die klimatologischen Ozonprofile verwendet werden. Der Terminus ***mm-Wellen-Gesamt- oder Partialozon*** bezieht sich somit nicht auf die real gemessene Säulen des RAMs, sondern auf Säulen, die aus den ***mm-Wellen-Ozonprofilen*** (idealisierte RAM-Ergebnisse) des Kapitels 5.1 abgeleitet wurden.

7.1. Gesamtsäule aus Integration der Fläche unter der Spektrallinie

Die Idee, den Spurengasgehalt der Atmosphäre aus der Fläche unter Spektrallinien zu ermitteln, ist motiviert durch die Auswertung von Spektren im Infraroten. Zur Veranschaulichung der Vorgehensweise wird die Methode zuerst für den IR Spektralbereich vorgestellt, bevor sie auf Mikrowellenspektren übertragen wird.

Bestimmung der Gesamtsäulen im Infraroten und Sichtbaren

Viele Spurengase besitzen Absorptionslinien im sichtbaren und infraroten Spektralbereich. Die Linienbreite der Spurengasabsorption aufgrund der Doppler- und Druckverbreiterung bei diesen Frequenzen ist klein gegenüber der typischen Bandbreite einer spektralen Messung. Die Linie wird nicht mehr detailliert spektral aufgelöst, somit ist kaum Information über die vertikale Verteilung des Spurengases ermittelbar. Jedoch läßt sich aus der „Tiefe“ der Absorption und der Integration der absorbierten Leistung über alle Frequenzen der Linie die Gesamtsäulendichte des Absorbers abschätzen. Prinzipiell gelten die im folgenden dargestellten Überlegungen auch für Emissionsmessungen, allerdings ist bei Emissionsmessungen der Effekt der Eigenabsorption nicht mehr ganz vernachlässigbar.

Für Okkultationsmessungen im Infraroten läßt sich die Eigenemission in guter Näherung vernachlässigen, da die entsprechenden Energiezustände zu diesen Frequenzen kaum thermisch angeregt sind (noch höhere Frequenzen werden praktisch nicht mehr emittiert, da die entsprechenden Energieniveaus fast unbesetzt sind). Damit läßt sich der Strahlungstransfer vereinfachen zu:

$$I(\nu, z_0) = I_\infty(\nu) \exp \left(- \int_{z_0}^{\infty} \{ \alpha_\nu^{gas}(z) + \alpha_\nu^{atm} \} dz \right)$$

wobei $I(\nu, z_0)$ die empfangene Leistung in der Höhe z_0 , $I_\infty(\nu)$ die eingestrahelte Intensität der Sonne an der Oberseite der Atmosphäre, $\alpha_\nu^{gas}(z)$ die Absorption aufgrund des Spurengases und α_ν^{atm} die weitere atmosphärische Absorption z.B. aufgrund anderer Spurengase und Rayleigh-Streuung ist. Die Absorption aufgrund des Spurengases ist bestimmt durch die Überlagerung von verbreiterten linienförmigen Absorptionen von Übergängen. Die spektrale Form und Stärke jeder Linie ist beschrieben durch den Formfaktor und die Linienstärke.

Zudem ist die Absorption noch proportional zur Zahl der Absorber, so daß sich für die Absorption in einer Höhenschicht ergibt:

$$\alpha_v^{gas} = n(z) \sum_{i,j} S(\nu_{ij}) F(\nu, \nu_{ij})$$

mit i, j als Indizes der summierten Übergänge, $n(z)$ als Anzahl der Absorber pro Volumeneinheit in der Höhe z , $S(\nu_{ij})$ als der Linienstärke des Übergangs $i \rightarrow j$ und $F(\nu, \nu_{ij})$ als Formfaktor des Übergangs und ν_{ij} als Mittenfrequenz des Übergangs. Das Integral des Formfaktors ist auf eins normiert. Integrieren wir nun die empfangene Leistung über einen spektralen Bereich, der groß gegenüber der Breite der Linie oder Bande ist (was bei Messungen im IR/Sichtbaren möglich ist), so wird das Integral über den Formfaktor eins. Unter der Annahme, daß die restliche Absorption der Atmosphäre α_v^{atm} keine stark mit der Frequenz veränderliche Signatur hat und die solare Einstrahlung konstant über den betrachteten Frequenzbereich ist, vereinfacht sich die obige Strahlungstransfergleichung zu

$$P(\nu) = \int_{\nu_1}^{\nu_2} I(\nu, z_0) d\nu = I_\infty(\nu) \exp(-\tau^{atm}) \exp(-NS_\Sigma) \Delta\nu$$

mit $I_\infty(\nu)$ als konstante solare Einstrahlung im betrachteten Frequenzintervall, τ^{atm} der Opazität der Atmosphäre ohne das gesuchte Spurengas, N der Gesamteilchenzahldichte (entlang des Lichtweges pro Fläche), S_Σ als Summe über die Linienstärken S der Übergänge im betrachteten Frequenzbereich und P der Integration der Leistung über einen Frequenzbereich. Die Größe $I_\infty(\nu) \exp(-\tau^{atm})$ entspricht der Leistung an der Flanke der Linie und ist aus dem Spektrum bestimmbar. Somit läßt sich durch Logarithmieren von P (der spektralen Integration der gemessenen Leistung) im Infraroten und Sichtbaren die Säulendichte bestimmen. Die Proportionalitätskonstante S_Σ kann theoretisch ermittelt werden aus der Summe der Linienstärke aller Übergänge im integrierten Spektralbereich oder aus unabhängigen Messungen der Teilchenzahldichte mit anderen Meßmethoden.

Prinzipiell werden im IR und Sichtbaren Auswertungsverfahren verwendet, die auf der oben vorgestellten Idee basieren. Da es inzwischen jedoch mit angemessenem Zeitaufwand möglich ist, die Strahlungstransferrechnungen mit mehreren Spurengasen und unter Berücksichtigung von Streuung durchzuführen, können Linien und Banden ausgewertet werden, bei denen die einschrän-

kende Bedingung der vernachlässigbaren Strukturen von α_v^{atm} nicht mehr erfüllt sein muß.

Bestimmung der Gesamtsäulen im Mikrowellenbereich

Im folgenden wird untersucht, inwieweit die oben vorgestellte Methode auf die bodengebundene Mikrowellenradiometrie übertragbar ist. Die wesentlichen Unterschiede bei Messungen im Mikrowellenbereich im Vergleich zum Infrarot-/Sichtbaren liegen in der kleinen meßbaren Bandbreite bei der Mikrowellenradiometrie relativ zur Linienbreite, der Effekt der Eigenemission und die stärkere Abhängigkeit der Linienbreite und Linienstärke von der Temperatur. Die Strahlungstransfergleichung für bodengebundene Messungen ist gegeben als

$$I_v(z_0) = I_v(z_\infty) e^{-\tau_v(z_\infty)} + \int_{z_0}^{z_\infty} \alpha_v(z) \mu(z) B_v(z) e^{-\tau_v(z)} dz$$

mit $I_v(z_0)$ als empfangene Leistung in der Höhe z_0 , α_v als Absorptionskoeffizient, $\mu(z)$ als Airmassfaktor, B_v als Planck-Funktion und $\tau_v(z)$ als Opazität.

Unter der Näherung der isothermen Atmosphäre und eines optisch dünnen Spurengases ($\tau = 0$) sowie eines konstanten Airmassfaktors mit der Höhe (entspricht einer Zenitmessung mit $\mu = 1$) vereinfacht sich die Gleichung zu

$$I_v(z_0) = I_v(z_\infty) + B_v \int_{z_0}^{z_\infty} \alpha_v dz$$

Der Absorptionskoeffizient nach (3.4) setzt sich zusammen aus der Linienstärke S , dem Formfaktor F und der Teilchenzahldichte n :

$$\alpha_v = n(z) \sum_{i,j} S(v_{ij}) F(v, v_{ij})$$

Mit den obigen Annahmen sind S und F nicht mehr temperaturabhängig. Ebenso wird nur ein bestimmter Übergang $i \rightarrow j$ betrachtet. Es ergibt sich

$$I_v(z_0) = I_v(z_\infty) + B_v S(v_{ij}) \int_{z_0}^{z_\infty} n(z) F(v, v_{ij}) dz$$

Aus der Integration der Intensitäten über einen sehr großen Frequenzbereich verglichen mit der Linienbreite wird das Integral über den Formfaktor ungefähr eins. Die Fläche unter der Linie wird somit proportional zur Säulendichte des

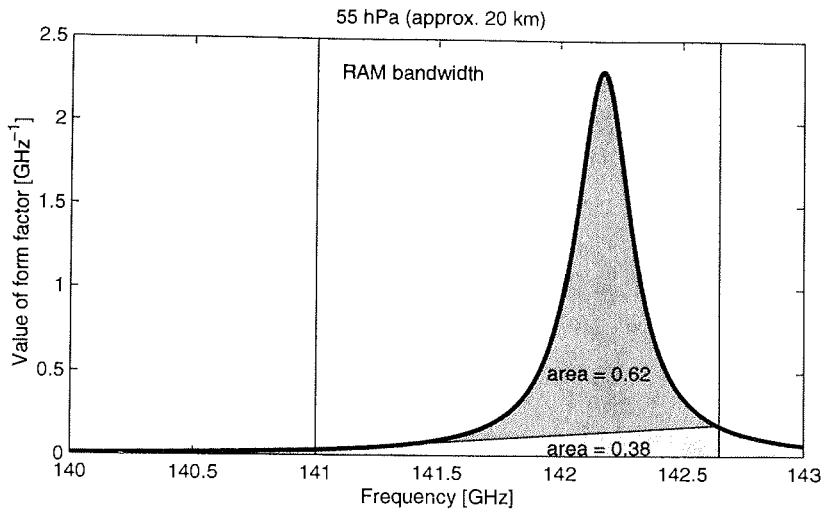


Abbildung 7.1. Integration der Fläche unter der Emissionslinie im Mikrowellenbereich am Beispiel 55 hPa. Der dunkle Bereich stellt die berücksichtigte Fläche unter der Linie dar, der hellgraue Bereich beschreibt jene Fläche, die in der Auswertung nicht berücksichtigt werden kann.

Absorbers. In der Mikrowellenradiometrie ist die aufgelöste Bandbreite einer Messung allerdings in der Größenordnung der Linienbreite für geringere Höhen, so daß die Integration des Formfaktor nicht mehr für alle Höhen ungefähr eins ist. Die Fläche unter einer Absorptionslinie entspricht somit einer vertikalen Integration der Säule, wobei unterschiedliche Höhen mit dem Gewicht $G(z)$ zum Gesamtergebn beitragen:

$$\int_{\nu_1}^{\nu_2} I_{\nu}(z_0) d\nu = I_{\nu}(z_{\infty}) \Delta\nu + B_{\nu} S(\nu_{ij}) \int_{z_0}^{z_{\infty}} n(z) G(z) dz \text{ mit } G(z) = \int_{\nu_1}^{\nu_2} F(\nu, \nu_{ij}) d\nu$$

Alle Beiträge des Formfaktors, die außerhalb des Integrationsbereichs liegen, können nicht beachtet werden. Zudem ist es bei atmosphärischen Messungen nicht möglich, konstante Beiträge des Formfaktors zu berücksichtigen, da in allen Messungen ein unbekannter Offset aufgrund der Emission von Wasserdampf und Sauerstoff vorhanden ist. Abbildung 7.1 illustriert dies am Beispiel einer Linie bei 55 hPa (etwa 20 km). Da die Linienbreite mit abnehmender Höhe größer wird und die Emissionslinie dann sehr flach ist, ist der Strahlungsbeitrag dieser Höhen nur noch teilweise vom Offset zu unterscheiden. Somit wird auch das Ozon in den unteren Höhenschichten mit dieser Auswertungsmethode nur teilweise erfaßt.

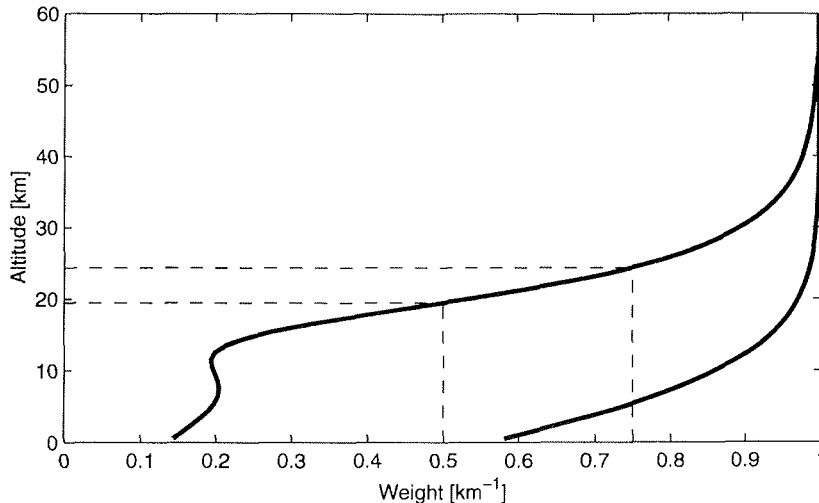


Abbildung 7.2. Gewichtungsfunktionen der Berechnung der Spurengasgesamt säule durch die Integration der Fläche unter der Emissionslinie. Die linke Kurve stellt die Gewichtungsfunktion für 1.65 GHz Bandbreite (Bandbreite des RAMs) und die rechte Kurve die Gewichtungsfunktion für 10 GHz Bandbreite dar. Bei 1.65 GHz Bandbreite fließt das Ozon in 20 km Höhe nur zu 50 % in das Endergebnis ein. Die gestrichelten Linien kennzeichnen das Gewicht 0.5 und 0.75 für 1.65 GHz Bandbreite.

Die effektive Gewichtungsfunktion beschreibt jene Fläche des Formfaktors, die oberhalb einer Gerade zwischen rechtem und linkem Rand des Spektrums liegt:

$$G(z) = \frac{F(\nu_2, \nu_{ij}) - F(\nu_1, \nu_{ij})}{2} \Delta \nu \int_{\nu_1}^{\nu_2} F(\nu, \nu_{ij}) d\nu$$

In Abbildung 7.2 ist die Gewichtungsfunktion $G(z)$ für die 142 GHz Ozonlinie bei einer typischen Temperatur von 220 K für die aktuelle Empfängerkonfiguration mit 1.65 GHz Bandbreite dargestellt (linke Linie). Die unteren Höenschichten tragen nur wenig zum Gesamtergebnis bei. Auch in der Höhe des Teilchenzahlmaximums bei ca. 20 km geht nur gut 50 % der tatsächlichen Teilchenzahl in das Ergebnis ein. Erst bei viel größeren Bandbreiten, in der Abbildung 7.2 ist ein Beispiel für 10 GHz Bandbreite gezeigt (rechte Linie), erhält man genug Informationen, um die Fläche unter der Emissionslinie als guten Schätzer der Gesamt säule verwenden zu können.

Neben der schlechten Gewichtung der unteren Höenschichten besteht bei dieser Auswertungsmethode auch die Problematik, daß immer vorhandene Einflüsse des Meßinstrumentes auf die Spektren (wie z.B. Stehwellen) nicht

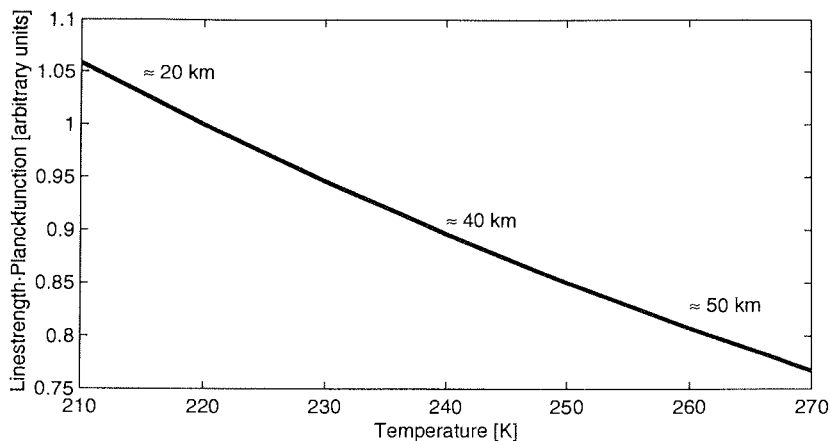


Abbildung 7.3. Änderung des Produktes aus Linienstärke und Planck-Funktion mit der Temperatur. Im stratosphärischen Temperaturbereich von 210 K bis 270 K ändert sich des Produkt um 20 %.

berücksichtigt werden können. Die Gültigkeit der Näherung einer isothermen Atmosphäre ist für den betrachteten Rotationsübergang zudem nur sehr unzureichend. Das Produkt aus Linienstärke und Planck-Funktion $B_\nu S(\nu_{ij})$, das bei dieser Näherung als konstant gesetzt wird, ändert sich deutlich im stratosphärischen Temperaturbereich (Abbildung 7.3). Von 220 K bis 240 K verringert sich der Term um ca. 20 %. Die Näherung des optisch dünnen Spurengases hingegen ist gut erfüllt. So wird Strahlung aus 20 km Höhe im Bereich der Linienmitte nur um ca. 3 % durch das darunterliegende Ozon absorbiert.

Die vorgestellte Methode der Bestimmung der Fläche unter einer Absorptionslinie eignet sich somit nur unter sehr eingeschränkten Voraussetzungen zur Ermittlung von Spurengassäulen. Für den betrachteten Ozon-Rotationsübergang bei 142.175 GHz unter der Berücksichtigung des typischen Teilchenzahldichteprofiles mit einem Maximum um 20 km ist die Methode nicht empfehlenswert.

7.2. Gesamtsäule ermittelt aus dem VMR-Profil

Als zweite — in den Vergleichskapitel 8 verwendete — Methode zur Berechnung der Gesamtsäule aus mm-Wellen-Ozonprofilen wird die vertikale Integration der mm-Wellen-Ozonprofile diskutiert. Die prinzipielle Vorgehensweise beinhaltet die Umrechnung der mm-Wellen-VMR-Profile in Teilchenzahldichte und eine anschließende vertikale Integration. Anhand der Ozonklimatologie aus

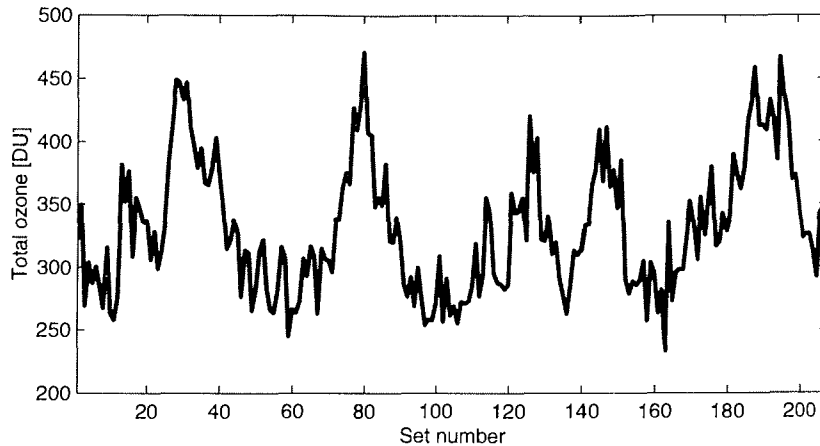


Abbildung 7.4. Totalozon berechnet aus den VMR-Profilen der Ozonklimatologie. Die niedrigen Werte stammen aus klimatologischen Ozonprofilen, die aus Sondenmessungen im Sommer gebildet wurden.

Kapitel 5.1 wird abgeschätzt, ob die Säulen ermittelt aus den mm-Wellen-Ozonprofilen mit den Säulen aus den klimatologischen Profilen übereinstimmen. Abbildung 7.4 zeigt die Gesamtsäulen, die aus den klimatologischen Profilen errechnet wurden. Sie reichen von niedrigen Werten um 270 DU bis zu 470 DU. Den hohen Säulen der Klimatologie liegen Messungen aus dem Winter und Frühjahr zugrunde, den niedrigen Säulen Messungen aus dem Sommer. Der Einfluß durch die willkürliche Annahme der Profilform oberhalb 30 km Höhe bei der Zusammenstellung der Klimatologie auf die folgenden Untersuchung ist gering, wie unten gezeigt wird.

In den folgenden Kapiteln werden die Säulen, ermittelt aus vertikalen Teilabschnitten der klimatologischen Profile und aus Teilen der mm-Wellen-Ozonprofile, gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß die mm-Wellen-Säulen insbesondere das Ozon in den unteren Höhenschichten unzureichend berücksichtigen. Es soll eine geeignete Wahl von vertikalen Teilabschnitten des Profils getroffen werden, die mit Hilfe eines Modells korrigiert werden können und anschließend mit ausreichender Genauigkeit mit den klimatologischen Säulen übereinstimmen.

7.2.1. Berechnung der Ozonsäule aus mm-Wellen-Ozonprofilen

Zur Berechnung der Ozonsäule aus den VMR-Profilen der mm-Wellen-Messungen wird das Profil in Teilchenzahldichte umgerechnet und über die gewünschten Höhenbereiche integriert. Die Integration über Teilabschnitte des

Profils wird als **Partialsäule** bezeichnet, die Integration vom 0 km bis zur größten Höhe des mm-Wellen-Ozonprofils als **Gesamtozonsäule** bezeichnet.

Das mm-Wellen-Ozonprofil liegt auf einem diskreten Gitter vor, so daß die Integration durch eine Summe genähert wird. Mit der Umrechnung von VMR in Teilchenzahldichte nach Formel 2.2 ergibt sich für die Partialsäule $\Omega_{mm\text{-Wellen}}^{h_1, h_2}$ von Höhe h_1 bis Höhe h_2 :

$$\Omega_{mm\text{-Wellen}}^{h_1, h_2} = \sum_{i=h_1}^{h_2} \frac{\rho_i \Delta h_i}{k_B T_i} \hat{x}_{i,VMR} = \mathbf{B}_\Omega \hat{\mathbf{x}}_{vmr} \quad (7.1)$$

mit $\hat{x}_{i,VMR}$ als i -te Höhengschicht des mm-Wellen-Ozonprofils (VMR-Profil), ρ_i als Druck der i -ten Höhengschicht, T_i als der Temperatur der i -ten Höhengschicht und Δh_i als der Dicke der Schicht i . Die Summe in der Formel kann dabei als einzeilige Transformationsmatrix \mathbf{B}_Ω formuliert werden, die das mm-Wellen-VMR-Profil in die Partialsäule überführt. Elemente der Matrix, die unterhalb oder oberhalb der gesuchten Partialsäule liegen, werden auf Null gesetzt. Jedes Element der Matrix wird gebildet als:

$$(\mathbf{B}_{\Omega_i}) = \begin{cases} 0 & \text{für } i < h_1 \\ \frac{\rho_i \Delta h_i}{k_B T_i} & \text{für } h_1 \leq i \leq h_2 \\ 0 & \text{für } i > h_2 \end{cases}$$

In die so errechnete Partialsäule aus mm-Wellen-Ozonprofilen fließen entsprechend der Form der AVKs aus Formel 3.13 Teile des *gesamten* atmosphärischen Profils ein und nicht nur die gewünschten Höhengschichten von der Höhe h_1 bis Höhe h_2 . Formel 3.13 eingesetzt in 7.1 verdeutlicht dies:

$$\Omega_{mm\text{-Wellen}}^{h_1, h_2} = \mathbf{B}_\Omega \hat{\mathbf{x}}_{vmr} = \mathbf{B}_\Omega \mathbf{A} (\mathbf{x}_{VMR} - \mathbf{x}_a) + \mathbf{B}_\Omega \mathbf{x}_a \quad (7.2)$$

mit \mathbf{A} den AVK der mm-Wellen-Auswertung, \mathbf{x}_{VMR} dem atmosphärischen Ozonprofil und \mathbf{x}_a dem a-priori Profil. Das Matrixprodukt $\mathbf{B}_\Omega \mathbf{A}$ ist dabei eine einzeilige Matrix. Jedes Element gibt das Produkt zwischen der Umrechnung des VMR in Teilchenzahldichte und dem Gewicht an, mit dem die Differenz zwischen dem atmosphärischen VMR-Profil und dem a-priori Profil in die Partialsäule einfließt. Zur besseren Interpretation des Terms möchte man jedoch das Gewicht von der Umrechnung des VMR in Teilchenzahldichte trennen und einen Ausdruck der folgenden Form erhalten:

$$\Omega_{mm\text{-Wellen}}^{h_1, h_2} = \mathbf{G} (\mathbf{x}_n - \mathbf{x}_{a,n}) + \mathbf{B}_\Omega \mathbf{x}_a \quad (7.3)$$

mit \mathbf{G} als einzeilige Gewichtsfunktionsmatrix und $\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_{a,n}$, als dem atmosphärischen Ozonprofil bzw. a-priori Profil umgerechnet in Teilchenzahldichte (und multipliziert mit Δh_i). Idealerweise sollte das Gewicht für alle Höhen eins sein, die in die Partialsäule einfließen, und für alle anderen Höhen Null.

Um die Gewichtsfunktion berechnen zu können, muß erst einmal die Formel 7.2 in eine geeignete Form überführt werden. Dazu definieren wir eine diagonale und invertierbare Abbildungsmatrix \mathbf{B}_n , die das VMR-Profil in *allen* Höhenschichten in Teilchenzahldichte überführt. Die Diagonalelemente sind

$$(\mathbf{B}_{n_i}) = \frac{\rho_i}{k_B T_i} \Delta h_i \text{ und } (\mathbf{B}_{n_i})^{-1} = \left(\frac{\rho_i}{k_B T_i} \Delta h_i \right)^{-1}$$

Fügen wir nun eine $\mathbf{1} = \mathbf{B}_n^{-1} \mathbf{B}_n$ in Formel 7.2, so erhalten wir die gesuchte Gewichtsmatrix \mathbf{G} als

$$\mathbf{G} = \mathbf{B}_\Omega \mathbf{A} \mathbf{B}_n^{-1}$$

Anhand der Ozonklimatologie wurde das mittlere Gewicht \mathbf{G} für drei unterschiedliche mm-Wellen-Partialsäulen errechnet. Abbildung 7.5 stellt das mittlere Gewicht \mathbf{G} (dicke Linien) und das ideale Gewicht für die jeweilige Partialsäule (dünne Linie in Form eines Rechtecks) dar. Je weiter das Gewicht von dem idealen Gewicht differiert, desto stärker wird die Abweichung der errechneten mm-Wellen-Partialsäule von der tatsächlichen atmosphärischen Säule sein.

In Abbildung 7.5 (links) ist die Gewichtsfunktion für die Gesamtsäule aus den mm-Wellen-Ozonprofilen dargestellt. Das Ozon in den unteren Höhenschichten fließt nur zum Teil in das Ergebnis ein. In der Höhe des Maximums der Ozonteilchenzahldichte um 20 km liegt das Gewicht nahe eins und somit sind die Ergebnisse dieser Methode deutlich besser als die Ergebnisse der Integration unter der Spektrallinie (vergleiche dazu Abbildung 7.2). In den größeren Höhen weicht die Gewichtsfunktion jedoch stark von eins ab und wird sogar negativ. Das bedeutet, je *mehr Ozon* in diesen Höhenschichten vorhanden ist, desto *niedriger* wird die errechnete *Gesamtsäule* sein. Der Grund hierfür sind die sehr breiten AVKs für die unteren Höhenschichten der mm-Wellen-Ozonprofile. In diese unteren Höhen der mm-Wellen-Ozonprofile gehen noch Teile des tatsächlichen atmosphärischen Ozons größer Höhen mit leicht negativem Gewicht (bezüglich des VMRs) ein. Da diese Beiträge dann jedoch mit der großen Luftdichte der unteren Höhenschichten multipliziert werden, ist die Summe über alle Beiträge im Ergebnis für die oberen Schichten negativ.

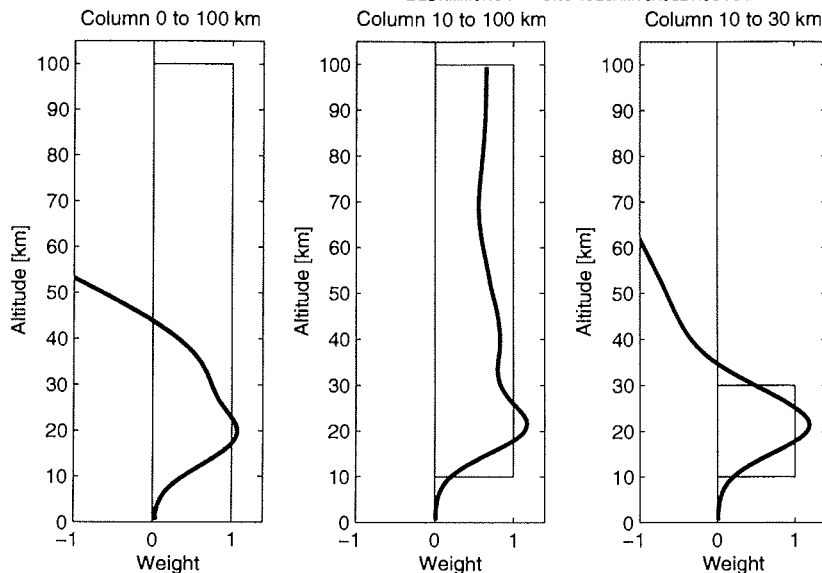


Abbildung 7.5. Gewichtsfunktionen für die Berechnung des Partialozons aus den mm-Wellen-VMR-Ozonprofilen. Die dicken Linien beschreiben die Gewichtsfunktionen aus mm-Wellen-VMR-Profilen, die dünnen Linien die ideale Gewichtsfunktionen für die entsprechenden Partialsäulen. Die Abbildungen von links nach rechts zeigen die Gewichtsfunktion der vertikalen Integration von 0 bis 100 km, von 10 bis 100 km und von 10 bis 30 km. Je größer die Abweichung zwischen der Gewichtsfunktion und der idealen Gewichtsfunktion, desto schlechter entspricht das mm-Wellen-Partialozon dem tatsächlichen Partialozon.

Die Abbildung 7.5 (Mitte) stellt die Gewichtsfunktion für die mm-Wellen-Partialsäule von 10 bis 100 km dar. Der Verlauf in den unteren Höhenschichten ähnelt dem Verlauf des Gewichts der Gesamtsäule (links). In der Höhe des Ozonteilchenzahlmaximums um 20 km ist das Gewicht wieder nahe 1 und bleibt dann — anders als bei der mm-Wellen-Gesamtsäule — für größere Höhen nahe eins. Mm-Wellen-Ozonprofile aus *realen* Messungen zeigen in den unteren 10 km unrealistische Schwankungen, die aufgrund der dortigen großen Luftdichte die errechneten Säulen stark beeinflussen. Grund für die Schwankungen sind wahrscheinlich leicht veränderliche Baseline-Effekte. Durch Verwendung der Partialsäule ab 10 km wird dieser Effekt umgangen. Der dadurch verursachte Informationsverlust ist nur klein — wie an den Gewichtsfunktionen abzulesen ist — und wird durch die höhere Datensicherheit der errechneten Säule aufgewogen. Deshalb werden im weiteren nur mm-Wellen-Partialsäulen oberhalb 10 km betrachtet.

Die Gewichtsfunktion der mm-Wellen-Partialsäulen von 10 bis 30 km (Abbildung 7.5 rechts) unterscheidet sich in den unteren Höhen kaum vom Ge-

wicht für die Säulen von 10 bis 100 km. In den oberen Höhengschichten wird das Gewicht jedoch negativ. Da der Ozongehalt in diesen Höhengschichten nur gering ist, beeinflusst dies die errechneten Partialsäulen kaum.

Fehlerbetrachtung

Die statistischen Fehler des mm-Wellen-Partialozons von 10 bis 100 km aufgrund der statistischen Fehler in den mm-Wellen-Ozonprofilen wird gebildet aus:

$$\sigma_{\Omega} = \mathbf{B}_{\Omega} \mathbf{S}_x \mathbf{B}_{\Omega}^T$$

mit \mathbf{S}_x als Fehlermatrix des mm-Wellen-VMR-Profiles (Formel 3.14) und \mathbf{B}_{Ω} als Abbildungsfunktion des VMR-Profiles auf die Partialsäule (Formel 7.1).

Der statistische Fehler der mm-Wellen-Partialsäule beträgt $\sigma_{\Omega} = 9.9$ DU.

7.2.2. Vergleich des mm-Wellen-Partialozon mit dem klimatologischen Partialozon

Die Partialsäulen errechnet aus den mm-Wellen-Ozonprofilen und den klimatologischen Profilen werden verglichen. Dabei soll insbesondere geklärt werden,

- wie die mm-Wellen-Partialsäulen von 10 bis 100 km mit den klimatologischen Partialsäulen von 10 bis 100 km übereinstimmen.
- wie die willkürliche Annahme der Profilform oberhalb 30 km in der Klimatologie diese Untersuchungen beeinflusst.
- welche mm-Wellen-Partialsäulen geeignet sind, um die Abweichungen zwischen mm-Wellen-Partialsäulen und klimatologischen Gesamtsäulen zu beschreiben. Dies dient als Vorbereitung für ein Modell zur Korrektur der mm-Wellen-Gesamtsäulen.

Partialsäule 10 km bis 100 km

Die Partialsäulen aus den mm-Wellen-Ozonprofilen und den klimatologischen Profilen oberhalb 10 km wurden errechnet. Abbildung 7.6 (oben) zeigt die beiden Partialsäulen, wobei die graue Linie die klimatologische Partialsäule ist und die schwarze Linie die mm-Wellen-Partialsäule ist. Die mm-Wellen-Partialsäule weicht bis zu +40 DU (16 %) von der klimatologischen Säule ab (Abbildung 7.6 unten) und zeigt starke Schwankungen. Für reale Messungen sind diese systematischen Fehler noch um die statistischen Fehler der Auswertung von

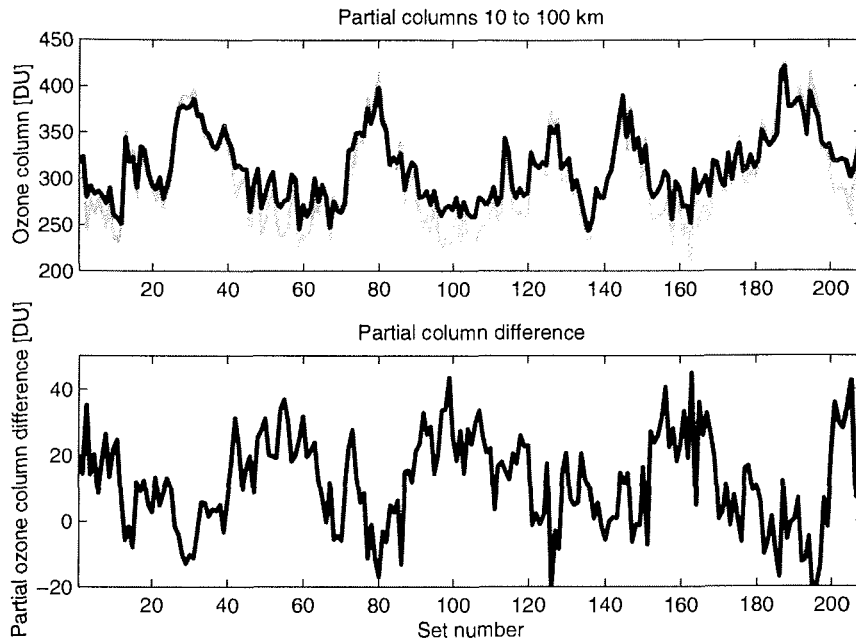


Abbildung 7.6. Vergleich der Partialsäulen von 10 bis 100 km aus der Ozonklimatologie (graue Linie obere Abbildung) und der Partialsäulen ermittelt aus den mm-Wellen-Ozonprofilen (dunkle Linie obere Abbildung). Die untere Abbildung zeigt die Differenz beider oberen Kurven. Das mm-Wellen-Partialozon liegt bei niedrigen Partialozonwerten zu hoch.

9.9 DU zu erweitern. Prinzipiell ist im Verlauf der Partialsäulen zu erkennen, daß

- bei niedrigen klimatologischen Partialozonsäulen das mm-Wellen-Partialozon zu hoch liegt.
- bei hohen klimatologischen Partialozonsäulen das mm-Wellen-Partialozon richtig oder leicht zu niedrig liegt.

Im unten vorgestellten Modell (Kapitel 7.2.4) wird diese Systematik ausgenutzt, die zurückgeführt werden kann auf den Ozongehalt der unteren Höhenschichten, wie man aus den Gewichtsfunktion der mm-Wellen-Säulen (Abbildung 7.5) sieht. Ziel des Modells ist es, Gesamtsäulen aus den Partialsäulen der mm-Wellen-Ozonprofile abzuleiten.

Einfluß des Annahme der klimatologischen Profilform oberhalb 30 km

In einer Seitenbetrachtung soll untersucht werden, wie die willkürliche Annahme des Ozonprofils oberhalb 30 km in der Ozonklimatologie die obige Untersuchung über die Partialsäulen beeinflusst. Dazu wird eine Maximalabschätzung

entsprechend dem Kapitels 5.2.1 vorgenommen. Die maximale Abweichung des angenommenen Profils vom tatsächlichen Profil soll 70 % des a-priori Profils betragen. Die maximale Differenz zwischen der klimatologischen Säule und der mm-Wellen-Säule ist dann nach Formel 7.3 gegeben als

$$\sigma_{>30 \text{ km}} = \sum_{i=31}^{101} \{ (1-G_i) 0.7 x_{a,n,i} \Delta h_i \}$$

mit G der Gewichtsfunktion und $x_{a,n,i}$ als a-priori Profil umgerechnet in Teilchenzahldichte. Der maximale Fehler für die mm-Wellen-Partialsäule von 10 bis 100 km ist $\sigma_{>30 \text{ km}} = 4.2 \text{ DU}$.

Geeignete mm-Wellen-Partialsäulen zur Errechnung der Gesamtsäule

Um ein Modell vorzubereiten, das zur Berechnung der *Gesamtsäule* aus den mm-Wellen-*Partialsäulen* verwendet wird, werden jene Paare aus mm-Wellen-Partialsäulen und klimatologischen Partialsäulen gesucht, die möglichst der gesamten Differenz zwischen der klimatologischen Ozonsäule und der mm-Wellen-Partialsäule entsprechen. Als Nebenbedingung an die klimatologische Partialsäule wird gestellt, daß sie nur bis maximal 30 km reicht. Grund hierfür ist, daß aus realen Sondenmessungen in Ny-Ålesund die Partialsäulen im Schnitt nur bis in 30 km Höhe errechnet werden können.

Als erstes wird die Differenz zwischen der mm-Wellen-Säule und dem klimatologischen Totalozon berechnet. Entsprechend den obigen Überlegungen wird die mm-Wellen-Säule erst ab 10 km bestimmt, die klimatologische Säule jedoch ab dem Boden. Das Ergebnis kann interpretiert werden als *minimal* mögliche *Differenz* zwischen der direkt errechneten Säule aus mm-Wellen-Messungen — das sind z.B. RAM-Messungen ohne Meßfehler — und der tatsächlichen atmosphärischen Säule. Die Differenz (mm-Wellen-Ozon minus Klimatologie) ist in Abbildung 7.7 als graue Linie eingezeichnet. Wie erwartet, sind die mm-Wellen-Säulen im Schnitt zu gering, da sie erst oberhalb 10 km berechnet werden. Auffällig sind jedoch Bereiche, in denen die mm-Wellen-Säulen — obwohl erst oberhalb 10 km berechnet — der klimatologischen Gesamtsäule entsprechen oder sogar größer sind. Nun wird eine Kombination aus mm-Wellen-Partialsäule und klimatologischer Partialsäule gesucht, die denselben Verlauf ergibt.

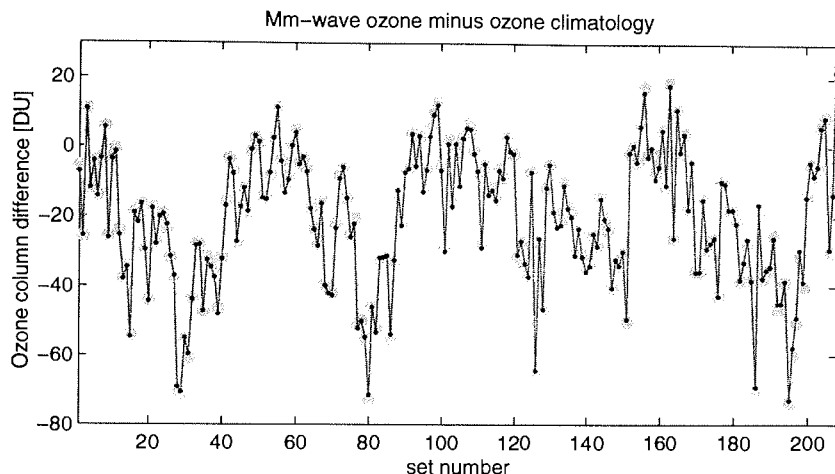


Abbildung 7.7. Differenz der Totalsäulen von 0 bis 100 km aus der Ozonklimatologie und der Partialsäulen 10 bis 100 km (graue Linie) sowie 0 bis 30 km aus der Ozonklimatologie und 10 bis 30 km (dunkle Linie) ermittelt aus den mm-Wellen-Ozonprofilen. Die Differenzen unterscheiden sich kaum. Somit ist die Differenz zwischen mm-Wellen-Partialozon von 10 bis 30 km zum klimatologischen Partialsäule von 0 bis 30 km ein gutes Maß für die gesamte Differenz zwischen mm-Wellen-Säulen und den klimatologischen Säulen.

Durch Probieren der möglichen Kombinationen erhält man das Resultat, daß die Differenz zwischen der mm-Wellen-Partialsäule von 10 bis 30 km und der klimatologischen Partialsäule von 0 bis 30 km den gleichen Verlauf zeigt. Die schwarze Linie mit den Punkten in Abbildung 7.7 beschreibt den Verlauf dieser Differenz. Die Abweichungen zur grauen Linie sind gering. Somit repräsentieren diese Partialsäulen gut die gesamte Differenz zwischen der mm-Wellen-Säule und der klimatologischen Gesamtsäule.

7.2.3. Korrektur des mm-Wellen-Totalozons mit Hilfe von bekannten Ozonprofilen

In diesem Kapitel wird untersucht, wie sich die mm-Wellen-Säulen korrigieren lassen, wenn das tatsächliche Ozonprofil in den unteren Höhenschichten bekannt ist. Übertragen auf reale Messungen kann daraus abgeleitet werden, welche Genauigkeit die Ozonsäulen durch eine Kombination der realen Sondenmessungen und Messungen des RAMs in Ny-Ålesund erreichen können. Im Rahmen dieses Kapitels werden jedoch nur die prinzipiellen Möglichkeiten dieses Ansatzes diskutiert anhand der Klimatologie aus Kapitel 5.1 erweitert um die statistischen Fehler realer Messungen: Die klimatologischen Ozonprofile tragen einen statistischen Fehler von 5 % und die mm-Wellen-Säulen einen

Fehler von 9.9 DU (siehe Kapitel 7.2.1). Systematische Fehler zwischen RAM und Sonden werden nicht bewertet.

Die Differenz $\Delta\Omega$ zwischen dem mm-Wellen-Partialozon und dem klimatologischen Gesamtozon wird abgeleitet aus Formel 7.3 und gebildet als:

$$\Delta\Omega = \sum_i (1-G_i) (x_{n,r} x_{a,n,i})$$

mit G_i der Gewichtsfunktion, $x_{n,i}$ dem tatsächlichen atmosphärischen Ozon und $x_{a,n,i}$ dem a-priori Profil umgerechnet in Teilchenzahldichte und multipliziert mit Δh_p und i als Index der Höhengschichten.

Ist nun das tatsächliche atmosphärische Ozonprofil für einen Höhenbereich h_{bekannt} bekannt, so kann die mm-Wellen-Säule entsprechend korrigiert werden:

$$\tilde{\Omega}_{\text{mm-Wellen}} = \Omega_{\text{mm-Wellen}} + \Delta\Omega^{h_{\text{bekannt}}} = \Omega_{\text{mm-Wellen}} + \sum_{i=h_{\text{bekannt}}} (1-G_i) (x_{n,r} x_{a,n,i})$$

mit $\Omega_{\text{mm-Wellen}}$ nach Formel 7.2 als dem mm-Wellen-Totalozon von 10 bis 100 km.

Anhand der Ozonklimatologie wurde abhängig von der Anzahl der bekannten Höhen die verbleibende Differenz zwischen der klimatologischen Gesamtsäule und der korrigierten mm-Wellen-Säule statistisch untersucht. Für keine bekannte Höhe entspricht das Ergebnis der Abbildung 7.7, für jede zusätzliche Höhe verringert sich die Differenz. Wenn das tatsächliche Profil bis 30 km bekannt ist, bleibt nur noch die Unsicherheit von 4.2 DU übrig (Kapitel 7.2.2), die durch die Profilform oberhalb 30 km verursacht wird. In Abbildung 7.8 (durchgezogenen Linie) ist die Standardabweichung der Differenzen aufgetragen ohne die Berücksichtigung der 4.2 DU durch die Profilform oberhalb 30 km. Die oben erwähnten Fehler realer Messungen sind hier ebenso nicht berücksichtigt. Die Kurve ist interpretierbar als Ergebnis eines sehr großen realen Datensatzes mit sehr geringen statistischen Fehlern. Für Ozonprofile, die mindestens bis 15 km vorliegen, sind die Fehler gering mit unter 3 DU.

Die gestrichelte Linie in Abbildung 7.8 stellt die Fehler unter Berücksichtigung der angenommenen Fehler von 5 % in den klimatologischen Profilen und 9.9 DU in den mm-Wellen-Säulen dar. Dies ist die Genauigkeit einer Ozonsäule, die aus der Kombination von Sondenmessung und RAM-Messung erreichbar ist — unter Vernachlässigung von systematischen Fehlern beider Meßsysteme. Die Ausbildung des Minimums ist bedingt durch die geringer

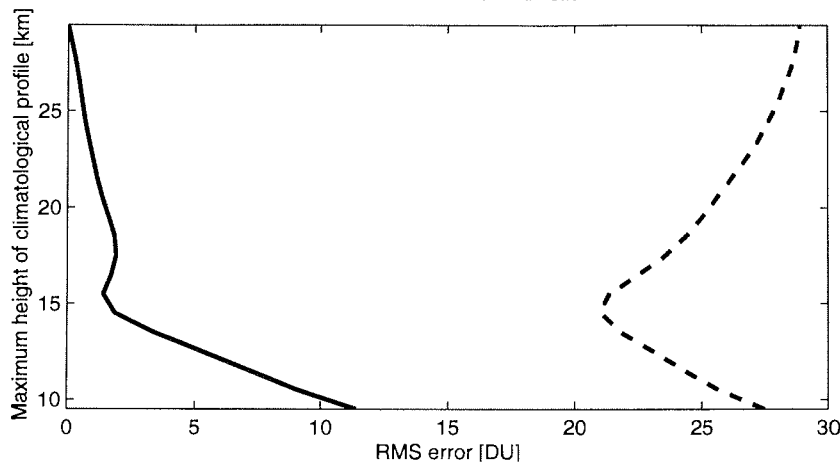


Abbildung 7.8. Korrektur des mm-Wellen-Totalozons mit einem bekannten Ozonprofil (idealisierte Untersuchung der Korrektur des RAM-Totalozons mit Sondenozon). Die vertikale Achse beschreibt die maximale Höhe bis zu der das bekannte Ozonprofil vorliegt (interpretierbar als Platzhöhe der Sonde). Auf der horizontalen Achse ist der statistische Fehler aufgetragen. Die durchgezogene Linie beschreibt die verbleibende Unsicherheit im korrigierten mm-Wellen-Totalozon ohne Beachtung der Meßfehler. Die gestrichelte Linie bezieht reale Meßfehler von Sonden und statistische Fehler der mm-Wellen-Auswertung mit ein. Die Ausbildung eines Minimums (gestrichelte Linie) ist bedingt durch den zurückgehenden Fehler entsprechend der durchgezogenen Linie auf der einen Seite und dem ansteigenden Meßfehlern der Sonden auf der anderen Seite.

werdenden Fehler entsprechend der durchgezogenen Linie und der ansteigenden Fehler in der Säule der klimatologischen Profile aufgrund des 5 %igen Fehlers. Das beste Ergebnis erhält man folglich für die Kombination der mm-Wellen-Partialsäule von 10 bis 100 km und dem klimatologischen Profil von 0 bis 15 km. Die Unsicherheit der Säule liegt bei 22 DU.

7.2.4. Modell zur Korrektur der mm-Wellen-Ozonsäule

Wie im letzten Unterkapitel gezeigt wurde, ist es zwar prinzipiell möglich, das mm-Wellen-Partial- oder Totalozon zu korrigieren, wenn zusätzliche Informationen über das Ozonprofil vorliegen, jedoch möchte man den mm-Wellen-Datensatz — natürlich speziell den realen RAM-Datensatz — als eigenständigen Datensatz behandeln, der zumindest ohne zusätzliche, unabhängige Ozonmessungen interpretierbar wird.

Bevor ein Korrekturmodell entwickelt wird, soll die Ursache der Differenzen zwischen mm-Wellen-Säulen und den klimatologischen Säulen näher diskutiert werden. Dabei finden folgende zwei Punkte besondere Beachtung:

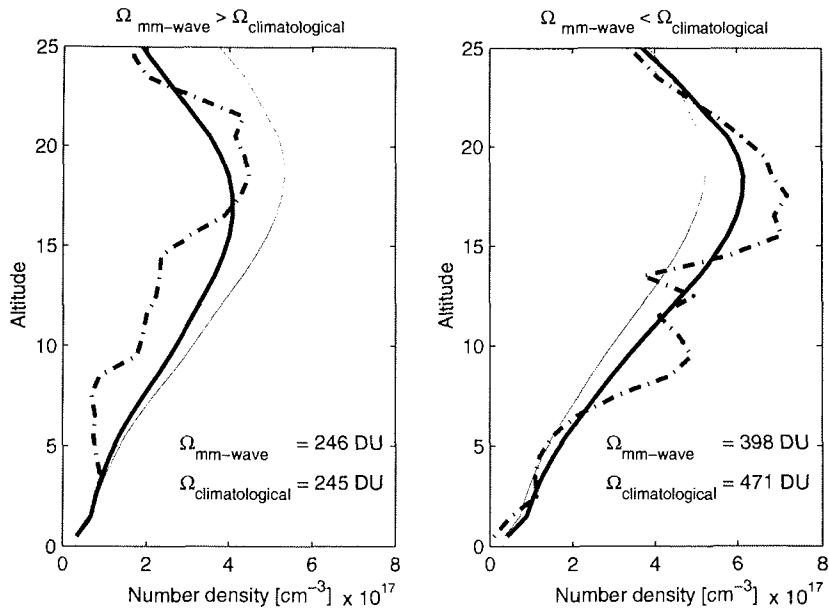


Abbildung 7.9. Darstellung der Ursache der Abweichung zwischen mm-Wellen-Totalozon und klimatologischem Totalozon. Links ist ein Fall dargestellt, in dem das mm-Wellen-Partialozon von 10 bis 30 km fast dem Gesamt-ozon des dazugehörigen klimatologischen Profils entspricht, rechts ist das mm-Wellen-Ozon zu klein. Die dicken Linien sind die mm-Wellen-Ozonprofile, die strichpunktierten Linien die entsprechenden klimatologischen Profile und die dünnen Linien das a-priori Profil. Ist das a-priori Profil in den unteren Höhen größer als das klimatologische Profil, so ist das mm-Wellen-Ozonprofil zu groß (links) und im entgegengesetzten Fall zu klein (rechts). Entsprechend ist die mm-Wellen-Säule zu hoch (links) bzw. zu niedrig (rechts).

- Prinzipiell erhält man durch die mm-Wellen-Messungen nur eine geringe Information über die unteren Höhenschichten und das mm-Wellen-Ozonprofil nähert sich in unteren Höhen dem a-priori Profil an. Ist der tatsächliche atmosphärische Ozongehalt in diesen Höhen geringer als das a-priori Profil, so liegen die mm-Wellen-Ozonwerte zu hoch. Ist der tatsächliche atmosphärische Ozongehalt jedoch höher als das a-priori Profil, so sind die mm-Wellen-Ozonwerte zu gering.
- Die Form der klimatologischen Ozonprofile bleibt im wesentlichen gleich. Viel oder wenig Ozon erhält man hauptsächlich durch eine gleichmäßige Skalierung der gesamten Profile.

Für ein Profil mit wenig Ozon — und folglich auch geringem Totalozon — ist zu erwarten, daß das mm-Wellen-Ozonprofil in den unteren Höhenschichten zu groß ist und somit auch die mm-Wellen-Säule zu groß wird. Für den gegenteiligen Fall mit viel Ozon ist dann zu erwarten, daß die mm-Wellen-Säule zu ge-

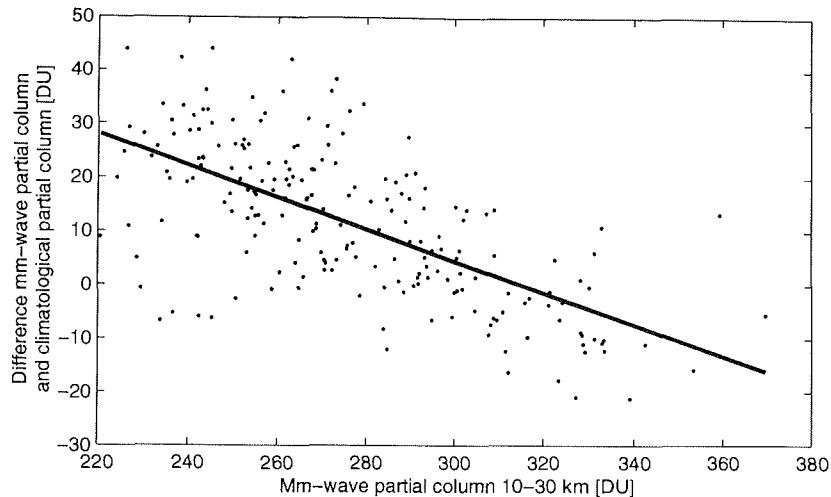


Abbildung 7.10. Korrelation zwischen der mm-Wellen-Partialsäule (horizontale Skala) und der Differenz zwischen mm-Wellen-Partialozon (10 bis 30 km) und dem klimatologischen Gesamtozon. Es ist wie erwartet eine negative Korrelation zu erkennen.

ring ist. Dieses Verhalten der mm-Wellen-Säulen, errechnet aus der Ozonklimatologie, ist prinzipiell in Abbildung 7.6 zu beobachten. In Abbildung 7.9 sind die Profile zu Datensatz Nummer 59 mit zu großem Ozongehalt der mm-Wellen-Säulen und Nummer 80 mit zu geringem Ozongehalt der mm-Wellen-Säulen exemplarisch herausgegriffen. In Abbildung 7.9 dargestellt sind die klimatologischen Profile, die mm-Wellen-Ozonprofile und das a-priori Profil sowie die Gesamtsäulen der einzelnen Profile. Die Säule der klimatologischen Profile wurde von 0 bis 100 km gebildet und die Säule der mm-Wellen-Daten von 10 bis 100 km. Im linken Beispiel ist das klimatologische Profile kleiner als das a-priori Profil und die mm-Wellen-Säule wie erwartet zu hoch (Beachte, daß die mm-Wellen-Säule erst oberhalb 10 km berechnet wurde während die klimatologische Säule vom Boden aus berechnet wurde). Im rechten Beispiel ist das klimatologische Profil größer als das a-priori Profil und die mm-Wellen-Säule wie erwartet zu gering.

Diese Systematik der Abweichung läßt sich ausnutzen, um die mm-Wellen-Säule zu korrigieren. Dazu wurden aus allen Datensätzen der Klimatologie die Differenzen zwischen den klimatologischen Partialsäulen und den mm-Wellen-Partialsäulen gebildet und mit dem mm-Wellen-Partialozon korreliert (Entsprechend der besten Partialsäulen zur Beschreibung der Differenz zwischen den mm-Wellen-Säulen und den klimatologischen Säulen aus Kapitel 7.2.2 wurden die klimatologischen Partialsäulen von 0 bis 30 km berechnet und die mm-

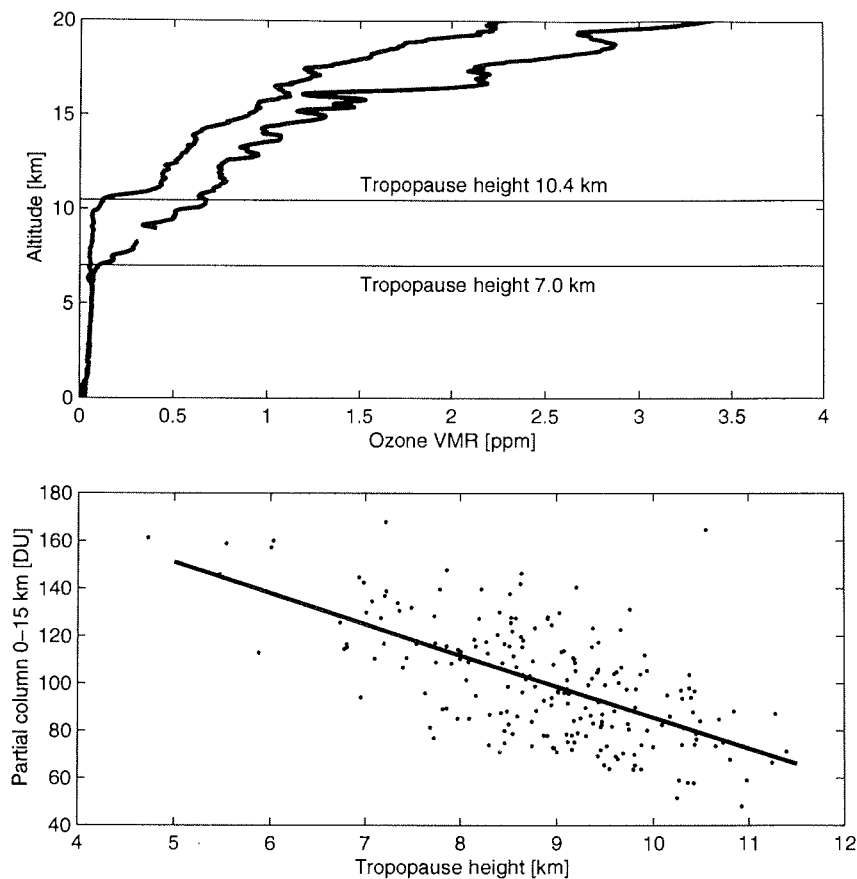


Abbildung 7.11. Untersuchungen zur Korrelation des Partialozons der unteren Atmosphäre mit der Tropopausenhöhe. In der oberen Abbildung ist das Beispiel zweier Ozonprofile und der Tropopausenhöhen dargestellt. In der Troposphäre ist das Ozon-VMR nahezu konstant. In der unteren Abbildung ist die Korrelation zwischen der Tropopausenhöhe (horizontale Achse) und dem klimatologischen Partialozon von 0-15 km (vertikale Achse) zu sehen. Je größer die Tropopausenhöhe ist, desto geringer ist das Partialozon.

Wellen-Partialsäulen von 10 bis 30 km). In Abbildung 7.10 ist die Korrelation dargestellt. Je geringer die mm-Wellen-Säule ist, desto größer ist die Abweichung der mm-Wellen-Säule von der klimatologischen Säule.

Eine weitere Korrektur der mm-Wellen-Säule ist möglich aufgrund des typischen Profils des arktischen Ozons bis zur Tropopause. Im wesentlichen bleibt das Ozon-VMR bis zur Tropopause konstant und steigt danach mit einem großen Gradienten an. Der Knick im Profil liegt in der Höhe der Tropopause. Abbildung 7.11 (oben) zeigt zwei Ozon-VMR-Profile und die Höhe der Tropopause nach dem WMO-Kriterium (Kapitel 2.1). Es ist somit zu erwarten, daß

Tabelle 7.1. Koeffizienten des RAM-Totalozonmodells. Im Rahmen des Vergleichskapitels 8 werden die Ozonsäulen aus dem RAM-Totalozonmodell verwendet mit den Koeffizienten ermittelt aus den Sonden- und RAM-Messungen (mittlere Spalte).

$$\Delta\Omega_{RAM} = c_0 + c_1 \Omega_{RAM}^{10-30 \text{ km}} + c_2 h_{tropopause} \text{ [DU]}$$

	Sonden und RAM	Ozon-Klimatologie
c_0	184,25	15,45
c_1	-0,0181 [DU ⁻¹]	0,2766 [DU ⁻¹]
c_2	-0,0151 [m ⁻¹]	-0,0081 [m ⁻¹]

der Ozongehalt der untersten Höhen abhängig von der Tropopausenhöhen ist. Abbildung 7.11 (unten) zeigt die erwartete negative Korrelation zwischen dem Ozongehalt bis 15 km und der Tropopausenhöhe. Der Ozongehalt ist aus der Klimatologie abgeleitet und die Tropopausenhöhe aus den Sondenstarts, die die Grundlage der Klimatologie bilden. Je höher die Tropopausenhöhe, desto geringer der Ozongehalt bis 15 km. Die Einbeziehung der Tropopausenhöhen in die Korrektur der mm-Wellen-Ozonsäule verbessert somit das Modell, da der Ozongehalt der untersten Atmosphärensichten genauer abgeschätzt wird. Die Tropopausenhöhen werden aus den täglichen Starts der meteorologischen Sonden in Ny-Ålesund ermittelt.

Insgesamt ist das Modell zur Korrektur der Ozonsäule also gegeben als

$$\Delta\Omega^{Modell} = c_0 + c_1 \Omega_{mm\text{-Welle}}^{10-30 \text{ km}} + c_2 h_{tropopause}$$

mit $\Delta\Omega^{Modell}$ als Korrektur der Gesamtsäule, $\Omega_{mm\text{-Welle}}^{10-30 \text{ km}}$ dem mm-Wellen-Partialozon von 10 bis 30 km und $h_{Tropopause}$ als Tropopausenhöhe. Die Koeffizienten c_{0-2} sind in Tabelle 7.1 aufgeführt.

Anhand der Ozonklimatologie wurden aus der Differenz zwischen der mm-Wellen-Partialsäule (10-30 km) und der klimatologischen Säulen (0-30 km) die Modellkoeffizienten mit einem "least-squares Fit" bestimmt. In Abbildung 7.12 ist die Differenz der Säulen und die korrigierte Differenz anhand des Modells unter Einbeziehung des Partialozongehalts und der Tropopausenhöhe dargestellt. Die korrigierten Differenzen zeigen deutlich geringere Schwankungen. Die Schwankungen liegen jetzt hauptsächlich begrenzt zwischen -25 und +10 DU mit nur vereinzelt Ausreißern bis -52 DU und +25 DU. Dies sind jene seltenen Fälle, in denen die Form des klimatologischen Ozonprofils von den in das Modell indirekt einfließenden Annahmen über die Profilform stark abwei-

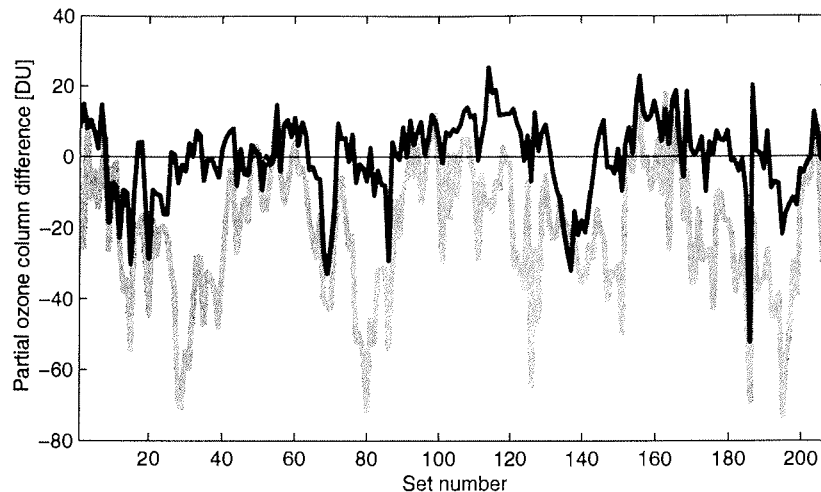


Abbildung 7.12. Bestimmung des Totalozons aus mm-Wellen-Ozonprofilen mit Hilfe des Korrekturmodells aus Kapitel 7.2.4. Die graue Linie stellt die Differenz zwischen dem klimatologischen Totalozon und dem unkorrigierten Ozon aus mm-Wellen-Ozonprofilen dar, die dunkle Linie die Differenz zum korrigierten Totalozon aus mm-Wellen-Ozonprofilen. Die Abweichungen (graue Linie) konnten mit Hilfe des Modells auf die Hälfte reduziert werden (schwarze Linie).

chen und durch das Korrekturmodell nicht mehr ausgeglichen werden. Bei der unkorrigierten Messung sind die Ergebnisse zwischen -70 und +10 DU gleich gewichtet und auch die extremen Abweichungen sind nicht als Ausreißer zu bezeichnen. Somit stellt das Modell eine wesentliche Verbesserung dar. Die Standardabweichung der Differenz ist:

$$\sigma = 11.5 \text{ DU gegenüber } \sigma = 19 \text{ DU vorher.}$$

Diese Fehlerbreiten sind als Fehler anzusehen, wenn die mm-Wellen-Messungen ohne statistische Fehler aufgrund des Rauschens der mm-Wellen-Spektren vorliegen würden. Diese statistischen Fehler aufgrund des Meßrauschens sind additiv zum obigen Fehler und betragen 9.9 DU für die Partialsäule von 10 bis 100 km. Die mm-Wellen-Partialsäule von 10 bis 30 km, die in die Modellkorrektur eingeht, besitzt einen Fehler von etwa 7 DU, der bei der Korrektur des Modells zu 0.1 DU Unsicherheit führt. Die statistische Genauigkeit unter Einbeziehung dieser Fehler liegt dann bei

$$\sigma = 11.5 \text{ DU} + 9.9 \text{ DU} + 0.1 \text{ DU} = 21.5 \text{ DU oder } \sim 7 \%$$

Beachte, daß dieser Fehler mögliche systematische Fehler von mm-Wellen-Messungen unbeachtet läßt und der obige Wert somit den theoretisch minimal erreichbaren Fehler beschreibt.

7.2.5. RAM-Totalozon

Aus den Messungen des RAMs von Februar 1997 bis September 1998 werden die Ozongesamtsäulen errechnet. Zur Korrektur der Säulen entsprechend dem Modell aus Kapitel 7.2.4 werden sowohl die oben bestimmten Modellkoeffizienten verwendet als auch neu bestimmte Koeffizienten aus Paaren von RAM- und Ozonsondenmessungen in Ny-Ålesund mit Platzhöhen über 30 km. Die Paare werden gebildet aus Sondenmessungen und RAM-Messungen, die zeitlich maximal zwei Stunden auseinander liegen. Insgesamt stehen 85 Sonden/RAM-Meßpaare zur Verfügung, 51 im Winter und 34 im Sommer.

Als gutes Maß für die Abweichung zwischen dem atmosphärischen Gesamtzongehalt und dem RAM-Totalozon wurde die Differenz zwischen dem Sondenpartialozon von 0 bis 30 km und dem RAM-Partialozon von 10 bis 30 km gewählt (Zur Wahl speziell dieser Partialsäule siehe Kapitel 7.2.2). Daß die Sondenmessungen im Mittel den tatsächlichen Ozongehalt der Atmosphäre wiedergeben, wird hier vorausgesetzt.

Im ersten Schritt werden die Parameter des Korrekturmodells aus dem letzten Kapitel verwendet, die aus der Ozonklimatologie abgeleitet wurden. Abbildung 7.13 (oben) zeigt die Differenz zwischen dem Sondenpartialozon und dem unkorrigierten RAM-Partialozon (Sonde minus RAM, graue Linie) und Sondenpartialozon und dem korrigierten RAM-Partialozon (Sonde minus korrigiertem RAM, dunkle Linie). Die Verbesserung durch die Korrektur der RAM-Profile ist nur gering. Offensichtlich beeinflußt die systematische Differenz zwischen den Sonden- und RAM-Profilen (siehe Kapitel 6.1) den Vergleich.

Im zweiten Schritt werden die Parameter des Korrekturmodells neu bestimmt aus den Meßpaaren RAM und Sonden. Somit werden die systematischen Differenzen ausgeglichen und die RAM-Messungen praktisch auf die Sondenmessungen geeicht. Beide Datensätze sind in diesem Fall nicht mehr als unabhängig zu betrachten. In Tabelle 7.1 sind die neuen Korrekturkoeffizienten aufgeführt. Sie weichen deutlich von den Werten ab, die aus der Klimatologie errechnet wurden. Die Ursache hierfür ist nicht bekannt, jedoch ist es wahrscheinlich dieselbe, die auch zur systematischen Abweichung zwischen RAM und Sonde führt. Die Differenz zwischen den Sondenmessungen und den RAM-Messungen mit diesen Koeffizienten ist in Abbildung 7.13 (unten) dargestellt. Die graue Linie bezeichnet wieder die ursprüngliche Differenz und die schwarze Linie die Differenz zwischen Sonden- und korrigierten RAM-Ozonsäulen. Die Verbesserung der RAM-Säulen ist in diesem Fall deutlich. Die Standardabweichung der Differenz liegt bei $\sigma = 22.1$ DU. In den weiteren Kapi-

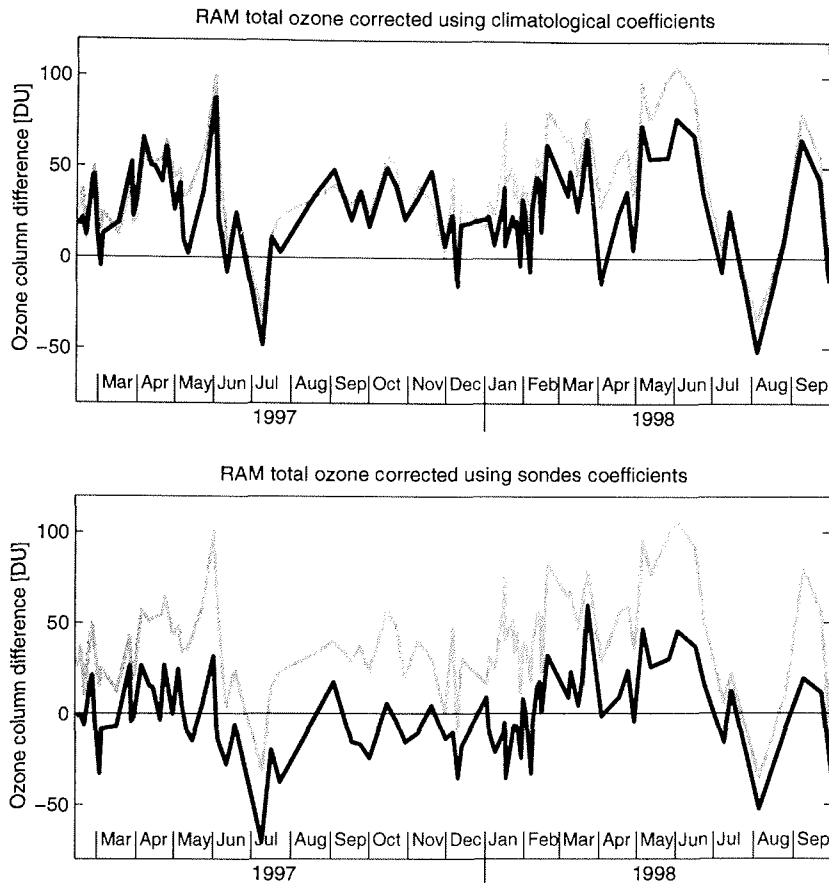


Abbildung 7.13. Korrektur der RAM-Totalozonmessungen mit Hilfe des Modells aus Kapitel 7.2.4. Dargestellt ist die Differenz zwischen dem RAM-Partialozon von 10 bis 30 km zum Partialozon aus Sondenmessungen von 0 bis 30 km. Diese Differenz entspricht nahezu der Differenz der Ozongesamtsäulen. Die grauen Linien beschreiben die Differenz zwischen RAM und Sonde, die dunklen Linien die Differenzen zum korrigierten RAM-Totalozon. Die obere Abbildung benutzt zur Korrektur die theoretischen Modellkoeffizienten des Kapitels 7.2.3, in der unteren Abbildung wurden die Koeffizienten aus realen Messungen des RAMs und der Sonde bestimmt. Während sich im oberen Fall nur eine leichte Verbesserung ergibt, ist im unteren Fall eine deutliche Reduzierung der Differenz erkennbar. Die mit diesen Koeffizienten korrigierten RAM-Säulen werden im weiteren als RAM-Totalozon verwendet.

tern wird das mit diesen Koeffizienten korrigierte RAM-Totalozon verwendet, Ω_{RAM} oder als **RAM-Totalozon** bezeichnet. Da die Sondenmessungen indirekt in diesen Messungen enthalten sind, wird das Totalozon, das aus Sondenprofilen abgeschätzt wurde, im Vergleichskapitel 8 nicht gesondert diskutiert.

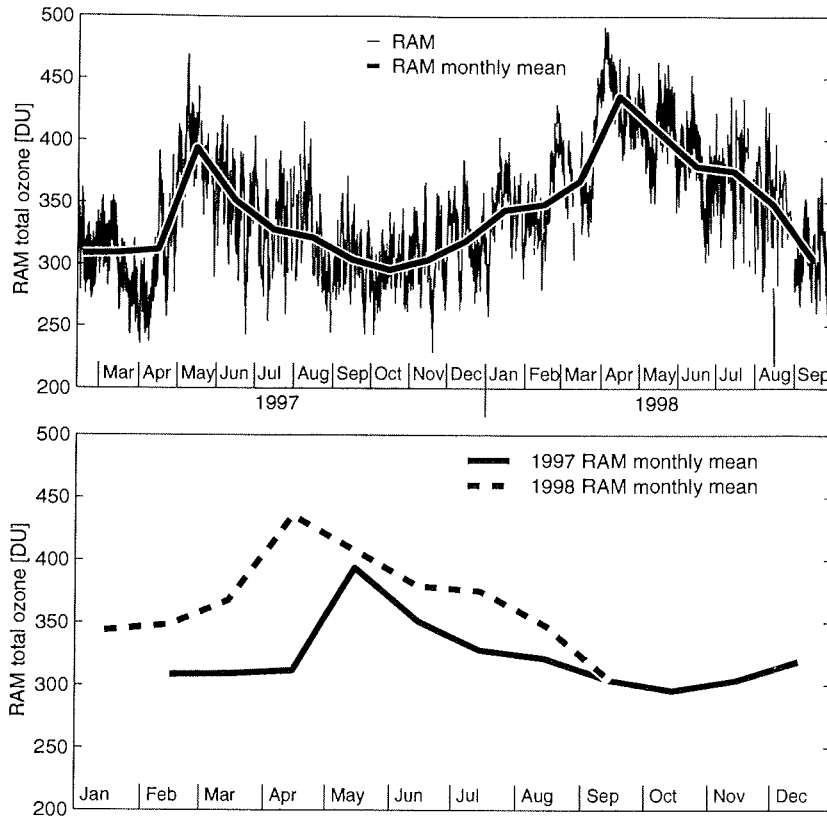


Abbildung 7.14. RAM Totalozon in Ny-Ålesund 1997 und 1998 (dünne Linie oben) sowie die Monatsmittelwerte (dicke Linie). In der unteren Abbildung sind nur die RAM Monatsmittel dargestellt. Der jahreszeitliche Verlauf des Totalozons ist gut sichtbar mit einem Maximum im Frühjahr und sinkenden Werten zum Sommer. Die Höhe des Maximums in 1997 ist geringer als in 1998, was verursacht wurde durch den starken chemischen Ozonabbau Anfang 1997.

Gemessenes RAM-Totalozon von Februar 1997 bis September 1998

Der Verlauf des RAM-Totalozons ist in Abbildung 7.14 dargestellt. Im Frühjahr 1997 ist ein Abfall des Totalozons zu sehen. Zu dieser Zeit befand sich Ny-Ålesund im polaren Wirbel. Die Reduktion des Totalozons ist teilweise auf chemischen Ozonverlust zurückzuführen [Sinnhuber et al., 1998]. Ohne chemischen Ozonverlust wäre ein langsames Ansteigen des Totalozons im Wirbel zu erwarten gewesen, verursacht durch diabatisches Absinkens der Luftmassen im Wirbel aufgrund der geringen solaren Einstrahlung. Im April 1997 ist ein kleines Maximum im Totalozon erkennbar, das verursacht wird durch die Verla-

gerung des Wirbels. Ny-Älesund lag kurze Zeit im Bereich des Wirbelrandes oder außerhalb des Wirbels. Somit wurde kurzzeitig ozonreichere Luft beobachtet. Im Mai bricht der Wirbel langsam zusammen verbunden mit einem Anstieg des Totalozons. Im Verlauf des Jahres sinkt der Totalozongehalt. Mit der Bildung des Wirbels steigt das Totalozon wieder an. Der im Frühjahr 1997 beobachtete negative Totalozontrend ist in 1998 nicht vorhanden. Die Werte liegen in 1998 um etwa 50 DU höher als in 1997. Nach dem Zusammenbruch des Wirbels Mitte April 1998 prägt sich ein Maximum aus, das um 80 DU größer ist als die Werte im April 1997. In den Sommermonaten streuen die Werte des RAM-Totalozons stärker als im Winter. Ursache hierfür könnten die schlechteren troposphärischen Bedingungen sein. Durch die damit verbundene größere Troposphärenkorrektur wirken sich kleine Änderungen der Baseline stärker auf die Profile aus.

In Abbildung 7.14 sind die Monatsmittelwerte der RAM-Säulen dargestellt. Insgesamt sind die Säulen 1998 im Verlauf des gesamten Jahres höher als in 1997. Im April 1998 ist die Ausprägung des Frühjahreshochs zu sehen, von dem im Mai 1997 nur noch die Ausläufer sichtbar waren. Die Differenzen im Frühjahr sind auf den starken Ozonabbau 1997 zurückzuführen und das Ausbleiben des Frühjahreshochs. Die Differenzen in den übrigen Monaten sind geringer und sind wahrscheinlich durch die Schwankungen der meteorologischen Bedingungen von Jahr zu Jahr bedingt.

RAM-Totalozon während des Ozonlochs Frühjahr 1997

Wie oben eingeführt, erstreckt sich der Gültigkeitsbereich der Korrektur auf „normale“ Profilformen. Es sollen noch einmal gesondert die Säulen während des „Ozonlochs“ von Februar 1997 bis Mai 1997 untersucht werden. In Abbildung 7.15 sind die Partialsäulen bis 30 km aus Sondenmessungen sowie das RAM Totalozon für diesen Zeitraum aufgetragen. Das RAM-Totalozon ist wie erwartet höher, da es die Säule oberhalb 30 km (Platzhöhe der Sonden) mit berücksichtigt. Der Verlauf der beiden Ozonkurven ist sehr ähnlich. Die Ozonabnahme bis Mitte April (durchgezogene Linien) ist in beiden Datensätzen sichtbar. Das RAM-Ozon nimmt dabei um ca. 1.6 DU pro Tag ab, während das Sondenozon um ca. 1.8 DU pro Tag abnimmt. Somit ist im RAM-Totalozon die Totalozonabnahme durch den chemischen Ozonabbau richtig wiedergegeben. Die absoluten Werte während dieser Periode werden im folgenden Vergleichskapitel mit den totalozonmessenden Geräten diskutiert.

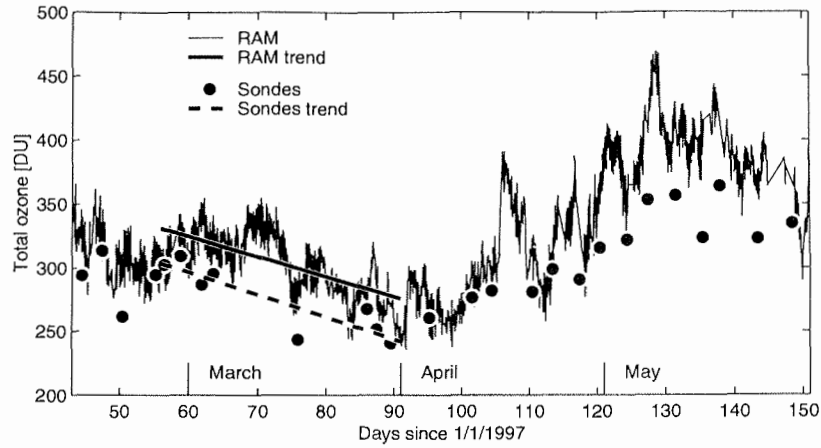


Abbildung 7.15. Vergleich des RAM-Totalozons und des Sondenpartialozons bis 30 km für das Frühjahr 1997. Die dünne Linie beschreibt das RAM-Totalozon, die Punkte das Sondenpartialozon, die dicke gestrichelte Linie den Ozontrend im Frühjahr 1997 aus Sondendaten und die durchgezogene dicke Linie den Trend aus RAM-Daten. Der negative Ozontrend ist in gleicher Weise in den Sonden- und RAM-Daten sichtbar.

8. Vergleich der Ozongesamtsäulen

Die Gesamtsäulen des Mikrowellenradiometers RAM werden mit den Gesamtsäulen der bodengebundenen Meßsysteme DOAS und FTIR in Ny-Ålesund und den Säulen der Satelliteninstrumente TOMS und GOME über Ny-Ålesund verglichen. Die verwendeten Säulen des RAMs sind aus den VMR-Profilen des RAMs abgeleitet und mit Hilfe eines Modells über das Ozon in den unteren Höhengschichten korrigiert worden (Kapitel 7.2.4). In die Säulen des RAMs fließen dabei auch indirekt die Messungen der ECC-Sonden in Ny-Ålesund ein, weshalb keine Ozonsäulen abgeleitet aus Sondenmessungen im folgenden Kapitel verglichen werden.

8.1. DOAS-Totalozon und RAM-Totalozon

Das Totalozon aus DOAS-Messungen wird zweimal am Tag ermittelt, einmal für den Sonnenaufgang und einmal für den Sonnenuntergang. Messungen werden in Zenitblickrichtung vorgenommen. Die Referenzspektren werden aus Messungen mit dem niedrigsten Sonnenzenitwinkel also zur Mittagszeit bestimmt (im Februar wird eine Mittagsmessung aus dem März als Referenzspektrum verwendet). Die Auswertung der Sonnenaufgangs- und -untergangsspektren geschieht für den Zenitwinkelbereich von ca. 89° bis 92° . In den Sommermonaten, wenn die Sonne nicht mehr unter den Horizont sinkt und immer unter 89° Zenitwinkel bleibt, werden Messungen gesucht, deren Air-massfaktoränderung relativ zur Mittagsmessung für eine Auswertung genügen. Dabei wird ein gleitendes Kriterium angewendet (Wittrock, persönliche Kommunikation). Somit ändern sich die Tageszeiten der ausgewerteten Gesamtsäulen im Lauf des Jahres. Die ersten Messungen im Winter sind möglich ab Mitte Februar, wenn der Sonnenzenitwinkel mittags unter 92° sinkt und die Intensität des gestreuten Lichtes für eine Messung ausreicht. In dieser Zeit liegen die Sonnenaufgangs- und -untergangsmessungen nur eine Stunde entfernt. In Abbildung 8.1 sind die Tageszeiten der Messungen im Verlauf des Jahres dargestellt. Gleichzeitig mit der Verschiebung des Zeitpunktes der Messung ändert sich auch die Richtung, aus der Informationen über die Gesamtsäule ermittelt werden können. An den ersten Tagen ist die Richtung Süden, während in den Sommermonaten hauptsächlich Ozonsäulen Richtung Norden gemessen werden (Abbildung 8.1, rechte Skala).

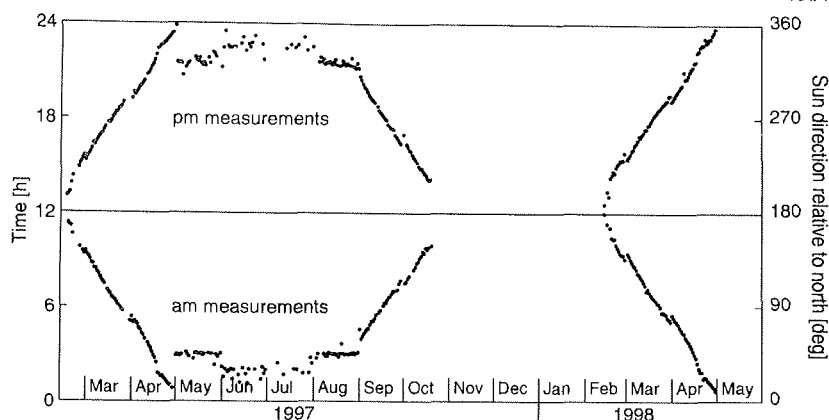


Abbildung 8.1. DOAS-Ozonmessungen in Ny-Ålesund. Tageszeiten der DOAS-Messungen. Auf der rechten Skala ist die Einstrahlrichtung der Sonne relativ zu Nord angegeben. Im Laufe des Frühjahrs wandert die Tageszeit der Messung von Mittag zu Mitternacht entsprechend der Verschiebung der Dämmerung.

Bevor die DOAS-Gesamtsäulen mit den RAM-Daten verglichen werden — die ja immer in eine festgelegte Blickrichtung ermittelt wurden —, soll überprüft werden, ob und inwieweit sich die DOAS-Säulen zwischen Sonnenaufgangs- und -untergangsmessungen systematisch unterscheiden. Zur Analyse der DOAS-Daten werden die Differenzen der Sonnenaufgangssäulen und Sonnenuntergangssäulen gegenüber den Differenzen der Richtungen der Sonneneinstrahlung ermittelt. In Abbildung 8.2 sind die Differenzen der Morgen- und Nachmittagsmessungen in Abhängigkeit der Winkeldifferenzen zwischen den morgendlichen und abendlichen Sonneneinstrahlrichtungen dargestellt. Der Wert 0° entspricht dabei der Situation, daß Morgen- und Abendmessungen Richtung Süden vorgenommen wurden, 180° Morgenmessung Richtung Osten und Abendmessungen Richtung Westen — die Entfernung der gemessenen Luftmassen ist hier am größten — und 360° der Situation, daß Morgen- und Abendmessungen Richtung Norden vorgenommen wurden. In Abbildung 8.2 ist nur eine leichte Abhängigkeit der Säulendifferenz von der Sonneneinstrahlrichtung zu sehen. Die größte Differenz der Säulen von ca. 30 DU liegt bei einer Winkeldifferenz von 180° . Die Abweichungen können als größte systematische räumliche Ozongradienten oder auch als systematische Abweichungen in den Auswertungen des DOAS zwischen Morgen- und Abendmessungen interpretiert werden. Nehmen wir im folgenden an, daß die Differenz durch einen räumlichen Gradienten verursacht wird. Die Messungen für diese Sonneneinstrahlrichtungen stammen aus April und September und wurden mit einem

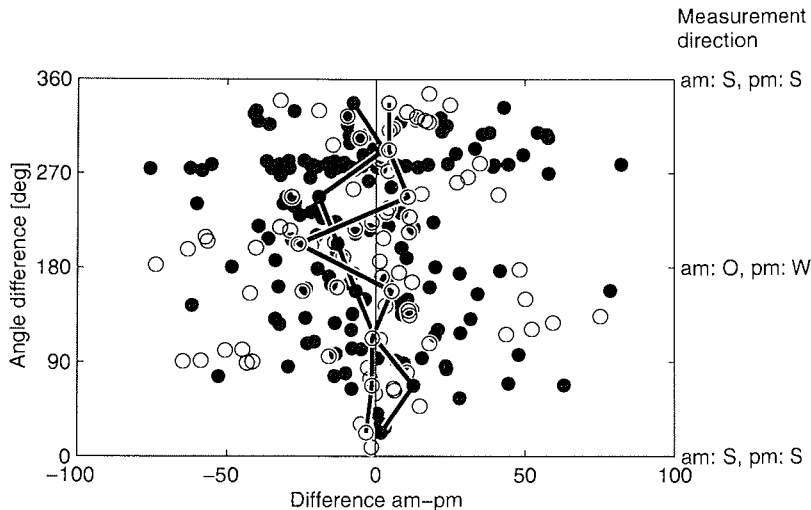


Abbildung 8.2. Untersuchungen zur räumlichen Variabilität der DOAS-Daten. Die Differenzen zwischen den DOAS-Messungen morgens und nachmittags sind gegen die Differenzen der Sonneneinstrahlrichtungen dargestellt. 0° bedeutet, daß beide Messungen Richtung Süden vorgenommen wurden, 360° beide Messungen Richtung Norden. Die Kreise sind Messungen aus 1997 und die Punkte aus 1998. Die durchgezogenen Linien sind die mittleren Differenzen für Gruppen von 45° .

mittleren Zenitwinkel von 90° aufgenommen. Der Abstand der hauptsächlich beprobten Luftmassen zum Meßstandort beträgt in diesem Fall etwa 250 km (abgeschätzt aus der wahrscheinlichsten Streuhöhe, Wittrock, persönliche Kommunikation). Der räumliche Abstand zwischen Morgen- und Abendmessung beträgt dann 500 km und der abgeschätzte räumliche Gradient beträgt 6 DU oder 1.3 % pro 100 km. Dieser Wert ist deutlich höher als die räumliche Schwankungen ermittelt aus den RAM-Profilen (Kapitel 3.1.8) mit etwa 0.3 % pro 100 km. Bei den Messungen des RAMs muß jedoch bedacht werden, daß Luftmassen beprobt werden, die aus Richtung des herrschenden Windes hintereinander Ny-Ålesund passieren, während vom DOAS tatsächlich getrennte Luftpakete, die nicht einer ähnlichen Flugbahn entstammen, gemessen werden. Im Kapitel 8.4.2 wird aus den Messungen des Satelliteninstrumentes GOME für die räumliche Variabilität Werte gefunden, die der obigen Abschätzung aus den DOAS-Messungen von etwa 1 % bis 2 % entsprechen.

Im folgenden werden Meßsituation ausgeschlossen, bei denen ein räumlicher Ozongradient zwischen den gemessenen RAM-Luftmassen und den DOAS-Luftmassen zu erwarten ist. Dies sind Situationen, bei denen das RAM im polaren Wirbel und das DOAS in den Wirbelrandbereich hinein mißt (oder umgedreht). Anhand der Analyse der PV auf der 475 K Isentropen — als gutes Maß für die Position des Wirbels — in Richtung der Sonneneinstrahlung

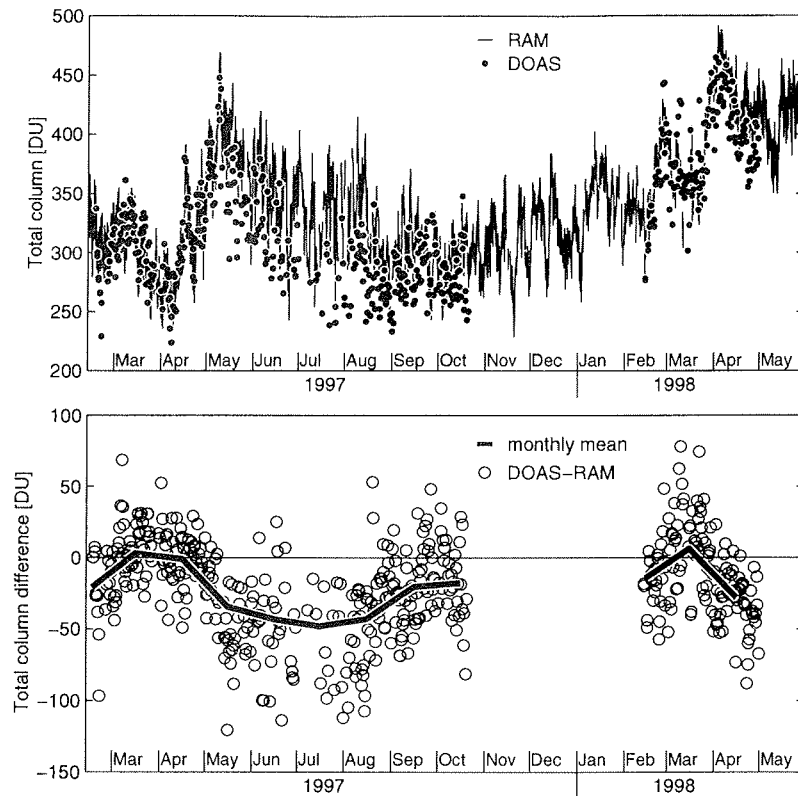


Abbildung 8.3. DOAS-Totalozon und RAM-Totalozon in Ny-Ålesund. Oben ist der Verlauf der Messungen dargestellt. Die dünne Linie stellt Messungen des RAMs und die weiß umrandeten Punkte DOAS-Messungen dar. Beide Meßsysteme beschreiben den Verlauf des Totalozons ähnlich, jedoch liegen die DOAS-Messungen im Sommer niedriger als die RAM-Messungen. In der unteren Abbildung ist die Differenz simultaner Messungen dargestellt (Kreise). Die dicke Linie entspricht den Monatsmitteln. Im Frühjahr ist die Übereinstimmung beider Systeme sehr gut, jedoch treten im Sommer Differenzen bis zu 50 DU auf.

(DOAS-Meßrichtung) wurden Situationen ausgeschlossen, die einen PV-Gradient von mehr als 5 PVU auf 500 km besaßen. Die Wahl eines 500 km großen Bereichs ist ausreichend um (fast) alle Luftmassen einzuschließen, die von den DOAS-Messungen erfaßt werden. Es wurde insgesamt 39 DOAS-Messungen verworfen. Aus den RAM-Messungen und den DOAS-Messungen wurden Tagesmittelwerte gebildet. Insgesamt standen 270 Tage mit DOAS-/RAM-Meßpaaren zur Verfügung.

Abbildung 8.3 (oben) zeigt die Gesamtsäulen aus beiden Geräten und die Differenzen der Meßpaare sowie deren Monatsmittelwerte (Abbildung 8.3 unten). Im März und April 1997 stimmen die Ergebnisse des DOAS und des

RAMs sehr gut überein. Die Abweichungen liegen im Schnitt unter 3 DU. Zum Sommer hin wird die Übereinstimmung jedoch schlechter. Die DOAS-Säulen liegen etwa 50 DU niedriger als die RAM-Säulen. Im September und Oktober halbiert sich die Differenz etwa auf 20 DU. In 1998 ergibt sich ein ähnliches Bild. Im Februar und März, als der Wirbel über Ny-Ålesund lag, sind die Abweichungen gering mit unter 14 DU. Im April hingegen, nach dem Zusammenbruch des Wirbels, steigt die Differenz auf fast 30 DU, wobei das DOAS wie im Vorjahr im Vergleich zum RAM niedriger liegt.

Die Schwankungsbreite eines RAM-/DOAS-Meßpaares liegt bei 30 DU und ist somit in der erwarteten Größenordnung. Die RAM-Totalsäulen haben einen Fehler von 17.7 DU, 11.5 DU aufgrund der ungenauen Berücksichtigung geringerer Höhen in der Totalsäulenberechnung, 2 DU (Mittel über 24 Einzelmessungen eines Tages) aufgrund des Rauschens in den Spektren und einen maximal 4.2 DU Fehler wegen der Profildform oberhalb 30 km. Die Fehler des DOAS-Gerätes liegen bei 5 % also etwa 15 bis 20 DU. Für die Differenz zwischen den RAM- und DOAS-Messungen ergibt sich dann nach der Fehlerfortpflanzung eine Schwankungsbreite von 24 DU plus der räumlichen Variabilität.

8.2. FTIR-Totalozon und RAM-Totalozon

Die Messungen mit dem FTIR benötigen direkte Sonneneinstrahlung oder Mondlicht. In 1997 wurde bis zum 21. März der Mond als Strahlungsquelle genommen, danach war der Sonnenzenitwinkel groß genug und Messungen wurden mit Sonnenlicht durchgeführt. Der mittlere Zenitwinkel einer Messung lag unter 81.5° . Aus dem Zenitwinkel wurde die maximale Entfernung der gemessenen Luftmassen von Ny-Ålesund abgeschätzt, wobei benutzt wurde, daß im wesentlichen Höhen unterhalb 35 km zur Säule beitragen. Die Höhe 35 km ist 182 km vom Meßstandort entfernt bei einem Zenitwinkel von 81.5° . Die erwartete Abweichung beider Meßsysteme aufgrund der räumlichen Inhomogenitäten ist gering, so daß keine weitere Auswahl des Datensatzes vorgenommen wurde.

Die Mondmessungen des FTIR werden gesondert betrachtet, weil die Lichtintensität um bis zu sechs Größenordnungen kleiner ist als bei Sonnenmessungen. Die FTIR-Messungen wurden mit den Tagesmittelwerten des RAMs verglichen. Insgesamt gab es 4 Tage mit FTIR-Mondmessung-/RAM-Paare von Februar 1997 bis zum 21. März 1997 und 38 Tage mit FTIR-Sonnenmessung-/RAM-Paare vom 21. März bis 26 August 1997. In Abbildung 8.4 (oben) sind die RAM-Messungen und die FTIR-Messungen dargestellt und

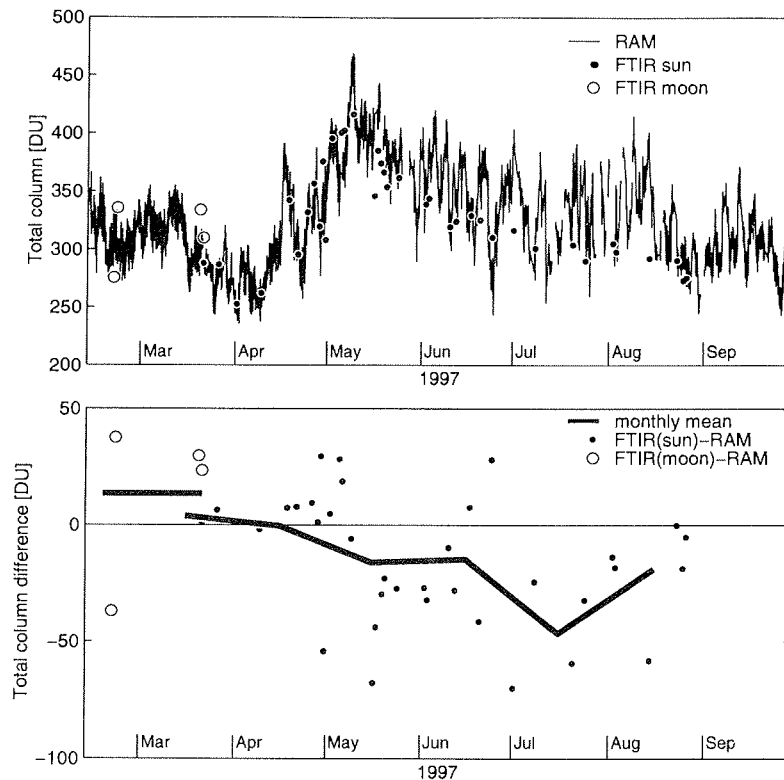


Abbildung 8.4. FTIR-Totalozon und RAM-Totalozon in Ny-Ålesund. Oben ist der Verlauf der Messungen dargestellt. Die dünne Linie stellt Messungen des RAMs und die weiß umrandeten Punkte FTIR-Sonnenmessungen und die Kreise FTIR-Mondmessungen dar. Beide Meßsysteme beschreiben den Verlauf des Totalozons ähnlich, jedoch liegen die FTIR-Messungen im Sommer niedriger als die RAM-Messungen. In der unteren Abbildung ist die Differenz simultaner Messungen dargestellt (Kreise). Die dicke Linie entspricht den Monatsmitteln. Die mittlere Differenz zu den Mondmessungen stellt die kurze Linie im Februar/März dar. Im Frühjahr ist die Übereinstimmung beider Systeme sehr gut, jedoch treten im Sommer Differenzen bis zu 50 DU auf.

in der unteren Abbildung die Differenzen der Meßpaare und die Monatsmittel verzeichnet. Die Mondmessungen stimmen gut mit RAM-Messungen überein. Die Sonnenmessungen in April, Mai und Juni weichen gering von den RAM-Messungen ab und liegen maximal 16 DU entsprechend 4 % niedriger. Im Juli ist die Differenz deutlicher, mit FTIR-Werten, die etwa 50 DU niedriger als das RAM sind. Tendenziell zeigen die FTIR-Messungen ein ähnliches Verhalten wie die DOAS-Messungen mit zu niedrigem Totalozon des DOAS und des FTIR im Sommer verglichen mit dem RAM.

Die Differenz zwischen FTIR und RAM (FTIR-RAM) ist im Schnitt -15 DU und die Streuung eines Meßpaares ist $\sigma = 28$ DU.

8.3. TOMS-Totalozon und RAM-Totalozon

Mit den Messungen des TOMS-Experimentes auf dem Earth-Probe-Satelliten steht eine Meßmethode zur Verfügung, die schon seit 1978 operationell verwendet wird. Jedes Bodenpixel entspricht einer Fläche von bis zu $200 \times 100 \text{ km}^2$. Die Messungen des jüngsten und hier verwendeten Instrumentes sind ersten Validationen zufolge 1 % höher als Referenzmessungen am Boden [McPeters et al., 1998]. Die TOMS-Auswertung ist inzwischen robust und zuverlässig durch eine verbesserte Klimatologie [Wellemeyer et al., 1997]. Die für diesen Vergleich zugrundegelegten TOMS-Daten stammen aus den Überflügen in Ny-Ålesund, die auf dem web erhältlich sind (http://jwocky.gsfc.nasa.gov/eptoms/EPTOMS_V7_Ovp/OVP089.ept). Maximal ein Überflug steht täglich zur Verfügung. Die von TOMS überdeckte Zeitspanne beginnt nach Beendigung der Polarnacht in Ny-Ålesund Anfang März und endet zum Beginn der Polarnacht Mitte Oktober. Abgesehen von den ersten und letzten Meßtagen des Jahres, liegt die maximale Distanz des Pixel-Zentrums zu Ny-Ålesund unter 30 km.

Zu den TOMS-Überflügen wurden Messungen des RAMs gesucht, die zeitlich weniger als 2 Stunden entfernt liegen. Insgesamt lagen für 1997 197 TOMS/RAM-Meßpaare vor und für 1998 193 Meßpaare. Abbildung 8.5 stellt die verglichenen TOMS-Ozonwerte und RAM-Ozonwerte gegenüber. In der oberen Abbildung ist der zeitliche Verlauf der Ozonwerte zu sehen, in der unteren Abbildung die Differenz der Meßpaare sowie die Monatsmittelwerte. Im Prinzip zeigen die Säulen des TOMS relativ zu den RAM-Säulen ein ähnliches Verhalten wie die DOAS und FTIR Ergebnisse, jedoch sind die maximalen Differenzen des TOMS zum RAM in 1997 geringer als die der anderen Meßgeräte. Im gesamten Jahr 1997 ist die monatliche Differenz zwischen TOMS und RAM nicht größer als 17 DU oder 6 %. Im April und Mai 1997 liegen die TOMS-Säulen etwa 12 DU höher als die RAM Säulen, von Juli bis Oktober dann um etwa 17 DU niedriger.

Im Laufe des Jahres 1997 ändert sich die Differenz zwischen TOMS- und RAM-Totalozon von +12 DU auf minus 17 DU — um etwa 30 DU also. Dies ist zwar geringer als die jahreszeitliche Änderung der Differenz zwischen DOAS- und FTIR-Daten gegenüber den RAM-Säulen (DOAS ändert sich von +3 auf -48 DU und FTIR von +4 auf -47 DU, siehe Tabelle 8.2), jedoch ist der jahreszeitliche Trend gleich: Die TOMS-Ozonsäulen liegen im Sommer niedriger als die RAM-Ozonsäulen.

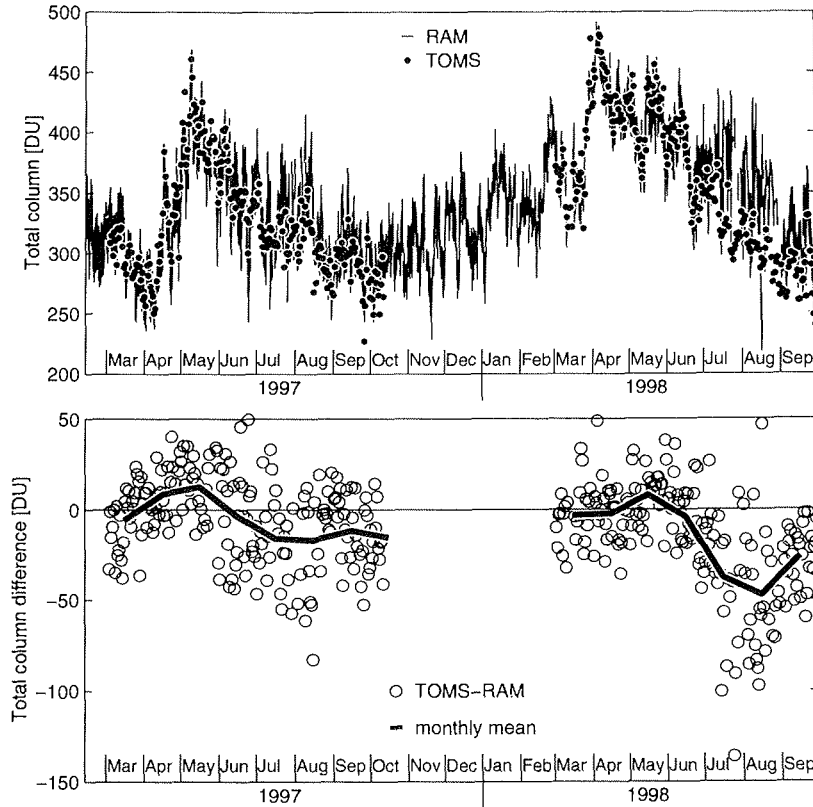


Abbildung 8.5. TOMS-Totalozon und RAM-Totalozon in Ny-Ålesund. Oben ist der Verlauf der Messungen dargestellt. Die dünne Linie stellt Messungen des RAMs und die weiß umrandeten Punkte TOMS-Messungen dar. Beide Meßsysteme beschreiben den Verlauf des Totalozons ähnlich, jedoch liegen die TOMS-Messungen im Sommer 1998 niedriger als die RAM-Messungen. In der unteren Abbildung ist die Differenz simultaner Messungen dargestellt (Kreise). Die dicke Linie entspricht den Monatsmitteln. In 1997 ist die Übereinstimmung beider Systeme durchgängig gut, jedoch treten im Sommer 1998 Differenzen bis zu 50 DU auf.

Die Differenzen zwischen TOMS und RAM in 1998 sind bis in den Frühsommer vergleichbar mit 1997, jedoch sind die mittleren TOMS-Werte im August 1998 um fast 50 DU niedriger als die RAM-Werte. Auch ist die große Streuung der RAM-Ozonsäulen im Vergleich zu den TOMS-Säulen auffällig. Die maximalen Abweichungen eines Meßpaares TOMS/RAM liegen bis zu 140 DU oder 50 % der TOMS-Werte. Das ist ein Hinweis auf mögliche Meßprobleme des RAMs. Die Ursache der erhöhten Variation des RAM-Totalozons ist wohl nicht auf reale atmosphärische Schwankungen zurückzuführen, wenn

man die Variationen der TOMS-Messungen (und auch der GOME-Messungen im nächsten Kapitel) in diesem Zeitraum betrachtet.

Wenn die RAM-Daten aus der Periode vom Juni bis August 1998 nicht beachtet werden, erhält man für die mittlere Streuung eines Meßpaares 25 DU.

8.4. GOME-Totalozon und RAM-Totalozon

Mit den Messungen des GOME-Instrumentes auf der Satellitenplattform ERS-2 steht der zweite globale Ozondatensatz zur Verfügung, der regelmäßig auch die hohen Breiten abdeckt. Die Meßmethode des GOME basiert auf derselben Idee wie die des TOMS-Instrumentes, jedoch deckt das GOME-Instrument mit seinen Messungen einen erheblich größeren Frequenzbereich ab, zudem noch spektral hochaufgelöst. Allerdings ist das Instrument und die Auswertung noch nicht entsprechend lange im operationellen Einsatz, um als validiert zu gelten. Deshalb wird vor dem Vergleich mit den RAM-Säulen noch eine Seitenbetrachtung der Selbstkonsistenz des Datensatzes gemacht. Dabei wird folgendes untersucht

- die Abhängigkeit des ermittelten GOME-Totalozons von den Sonnenzenitwinkeln der Messungen.
- die Streuung der Meßwerte und die räumliche Variabilität der Säulen.

Es werden die GOME-Ozonsäulen Version 2.0 des operationellen Datenproduktes verwendet. Wenn nicht anders angegeben, werden sowohl die Säulen aus dem scan Meßmodus mit Pixelgrößen von $40 \times 320 \text{ km}^2$ als auch aus dem back-scan Meßmodus mit Pixelgrößen von $40 \times 960 \text{ km}^2$ verwendet. Als räumliche Koinzidenz wurde gefordert, daß die Mittelpunkte der Pixel nicht weiter als 300 km (d.h. die Pixelecken der Scan-Pixel nicht weiter als 461 km) von Ny-Ålesund entfernt sind. Im folgenden bezeichnet der Ausdruck „*Pixel eines Orbits*“ nur jene Pixel eines Orbits, die das räumliche Kriterium erfüllen.

8.4.1. GOME-Totalozon bei hohen Sonnenzenitwinkeln

Ein bekanntes Problem der Auswertung von Messungen mit der DOAS-Methode ist die mögliche Abhängigkeit der Ergebnisse vom Sonnenzenitwinkel. Je höher der Sonnenzenitwinkel, desto schwieriger wird die Bestimmung der Airmassfaktoren, die zur Umrechnung der schrägen Säule (Gesamtzahl der Absorber entlang des Lichtweges) auf die vertikale Säule (Gesamtzahl der Absorber in Zenitrichtung) notwendig sind. Speziell für den Meßstandort Ny-

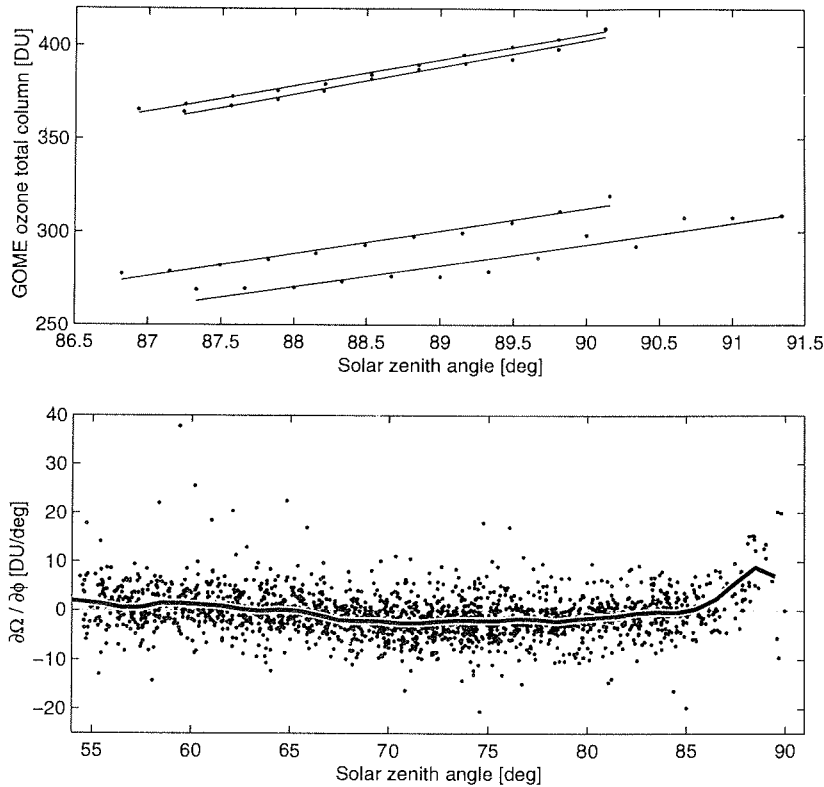


Abbildung 8.6. Untersuchungen zur Abhängigkeit des GOME-Totalozons vom Sonnenzenitwinkel. Oben sind beispielhaft die Totalozonwerte eines Orbits (bezeichnet alle Pixel in einem Umkreis von 300 km um Ny-Ålesund) in Abhängigkeit des Sonnenzenitwinkels dargestellt. Die Punkte entsprechen den Messungen, die Linie einem linearen Trend, der durch die Daten gelegt wurde. Unten sind die Trends aller Orbits nach den Zenitwinkeln sortiert aufgetragen (Punkte). Die dicke Linie entspricht dem Mittel jedes halben Grades. Für Zenitwinkel oberhalb 85° ist eine Abhängigkeit des Totalozons erkennbar mit Änderungen von 10 DU pro Grad Änderung des Sonnenzenitwinkels. Dieser Effekt ist nicht atmosphärisch bedingt, sondern ist ein Artefakt der Auswertung.

Ålesund wird der GOME-Datensatz analysiert. Für alle Pixel eines Orbits wurde die Abhängigkeit des Totalozons vom Sonnenzenitwinkel betrachtet.

Abbildung 8.6 (oben) zeigt die Ozonsäulen ausgesuchter Orbits mit hohen Sonnenzenitwinkeln in Abhängigkeit der Sonnenzenitwinkel. In den dargestellten Fällen mit sehr großen Sonnenzenitwinkeln ist ein deutlicher Trend in den Ozonsäulen zu erkennen. Aus den Pixeln eines Orbits wurde die Abhängigkeit des Totalozons vom Sonnenzenitwinkel bestimmt, indem ein linearer Trend an die Daten eines Orbits gelegt wurde (durchgezogene Linien in Abbildung 8.6 oben). Ein Orbit umfaßt bis zu 41 Pixel mit Sonnenzenitwinkeländerungen um

ca. 4° (maximal 5.5°). In Abbildung 8.6 (unten) sind die Trends aus allen Orbits von Februar 1997 bis September 1998 den mittleren Sonnenzenitwinkeln der Orbits gegenübergestellt. Die Werte geben an, wie stark sich die Gesamtsäule mit dem Sonnenzenitwinkel ändert. Positive Werte bedeuten, daß sich die errechnete Gesamtsäule vergrößert wenn der Zenitwinkel größer wird. Bis 85° ist kein ausgeprägter Trend zu erkennen. Ab 85° werden die Gesamtsäulen aber abhängig vom Zenitwinkel, mit steigender Abhängigkeit bei höheren Winkeln. Aus der folgenden Überlegung geht hervor, daß dieser Effekt durch die Auswertung begründet ist und nicht von dem realen meridonalen Ozongradienten stammt. Im Prinzip existieren zwei Meßsituationen für Ny-Ålesund: In der absteigenden Phase des GOME mit der Sonne im Süden werden die Sonnenzenitwinkel eines Orbits von Süden nach Norden *größer*. Der meridonale Ozongradient bewirkt, daß der Ozongehalt nach Norden *zunimmt*, also auch mit größer werdenden Zenitwinkel ansteigt. In der anderen Meßsituation der aufsteigenden Phase steht die Sonne im Nordwesten, also der Zenitwinkel eines Orbits wird von Süden nach Norden *kleiner*. Der gleiche meridonale Ozongradient wie oben würde bewirken, daß mit größer werdendem Zenitwinkel der Ozongehalt *abnimmt*. Die Zahl der aufsteigenden und absteigenden Meßphasen, die in die Abbildung 8.6 eingegangen sind, ist etwa gleich groß, somit kann ein meridionaler Ozongradient nicht die Abhängigkeit vom Zenitwinkel erklären. Falls nur die absteigende Phase betrachtet würde, könnten die gleichen Schlüsse gezogen werden, da ein meridionaler Ozongradient bei *allen* Zenitwinkeln fast den *gleichen* Effekt hätte.

8.4.2. Streuung und räumliche Variabilität der GOME-Daten

Aus dem GOME-Datensatz soll die räumliche Variabilität des Totalozons in Ny-Ålesund ermittelt werden. Dazu wurde der Datensatz auf die Scan-Pixel mit Größen von ca. $40 \times 320 \text{ km}^2$ beschränkt. Der Sonnenzenitwinkel dieser Pixel liegt immer unter 85° . Gleichzeitig wird das statistische Rauschen der Säulen errechnet. Für jedes Pixel eines Orbits werden die Differenzen im Totalozon zu jedem anderen Pixel des Orbits errechnet und der Abstand der Pixel ermittelt. Diese Differenzen werden nach den Entfernungen gruppiert. Die erste Gruppe umfaßt die Differenzen benachbarter Pixel (40 km auseinander), die zweite Gruppe Differenzen zum übernächsten Pixel (80 km auseinander) usw. Die Streuung der Differenzen der ersten Gruppe gibt das Auswertungsrauschen wieder plus die räumliche Variation auf 40 km, die zweite Gruppe das Auswertungsrauschen plus die räumliche Variation auf 80 km usw. In Abbildung 8.7 ist die mittlere Streuung aller Monate gegen die Entfernung aufgetragen. Wie zu

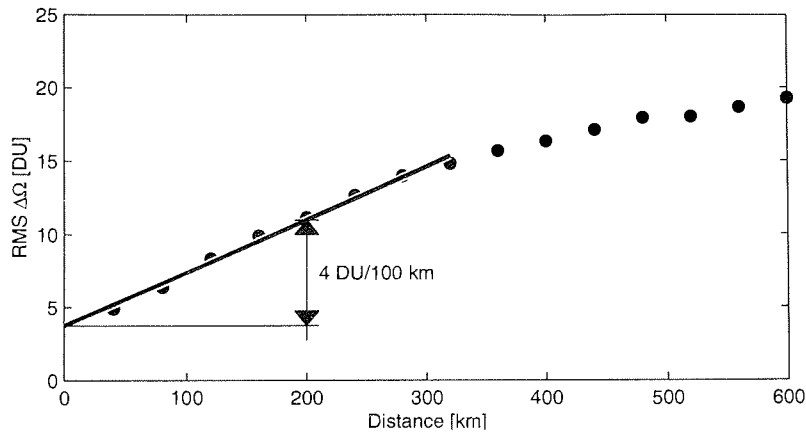


Abbildung 8.7. Berechnung der räumlichen Variabilität und Streuung der GOME-Totalozondaten. Es wurde für die Messungen um Ny-Ålesund die Schwankungsbreite der Differenz zwischen Pixeln in Abhängigkeit des räumlichen Abstands der Pixel bestimmt. Die Punkte in der Abbildung entsprechen den Streuungen der Differenzen. Sie steigen mit größerer Entfernung der Pixel an. Durch die Punkte wurde eine Gerade gelegt. Die Steigung der Geraden gibt die räumliche Variabilität wieder, der Schnittpunkt mit der vertikalen Achse die statistische Streuung jedes Pixels.

erwarten, steigt die Streuung linear mit der Entfernung an. Über 280 km sind die Werte nicht mehr zuverlässig, da das beprobte Ensemble zu klein ist. Die Steigung der Gerade gibt Auskunft über die mittlere räumliche Variation. Der Schnittpunkt der Gerade mit der 0 Kilometer-Achse gibt die statistischen Unsicherheit der Auswertung an. Diese Untersuchung wurde getrennt nach Monaten durchgeführt. In Abbildung 8.8 ist die mittlere monatliche räumliche Variabilität als DU/100 km und der Auswertefehler für beide Jahre dargestellt. Vergleicht man dies mit dem Verlauf des Monatsmittels des Totalozons sind übereinstimmende Strukturen zu erkennen. Eine perfekte Übereinstimmung ist nicht zu erwarten, da weder die räumliche Variabilität noch der Auswertefehler *direkt* mit der Gesamtsäule verknüpft sind. Die räumliche Variabilität liegt im Maximum bei 5.3 DU /100 km (Mai 1997) oder 1.4 % der Gesamtsäule. Der Auswertefehler ist klein mit maximal 6.2 DU (April 1998) oder maximal 1.5 % der Gesamtsäule. Für die back-scan-Pixel wurde die gleiche Untersuchung durchgeführt (für Zenitwinkel unter 85°). Die Ergebnisse sind ähnlich. Die ermittelte räumliche Variabilität ist geringer, was nicht verwunderlich ist, da die Pixel über einen dreimal so großen Bereich mitteln und somit kleinräumige Variationen nicht erfassen können. Der GOME-Datensatz zeigt in dem betrachteten Zeitraum für Ny-Ålesund ein hinreichend gleichbleibendes Verhalten bezüglich der Auswertungsfehler und der räumlichen Variabilität der Daten.

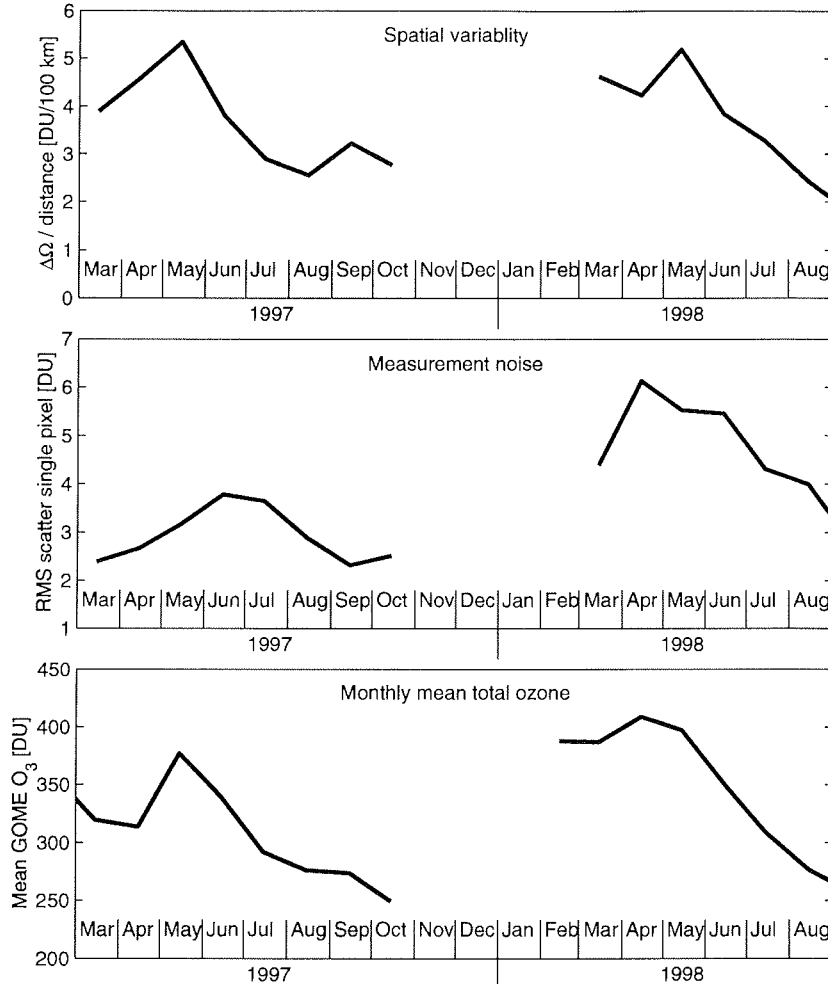


Abbildung 8.8. Räumliche Variabilität, Streuung und das mittlere Totalozon ermittelt aus GOME-Messungen nach Monaten aufgetragen. Die obere Abbildung stellt die räumliche Variabilität in DU/100 km dar, die mittlere Abbildung die Streuung eines Pixels in DU und unten ist das Totalozon dargestellt. Die räumliche Variabilität ist am höchsten für hohes Totalozon. Die Streuung ist recht gering, jedoch in 1998 größer als in 1997.

8.4.3. Messungen über den Rand des polaren Wirbels

Zum Abschluß der Untersuchung der GOME-Gesamtsäulen ohne Einbeziehung unabhängiger Ozonmessungen soll das Verhalten der GOME-Säulen beim Flug über den Rand des Polarwirbels exemplarisch untersucht werden. In 1997 ist aufgrund des starken Ozonabbaus im Wirbel eine geringere Ozonsäule

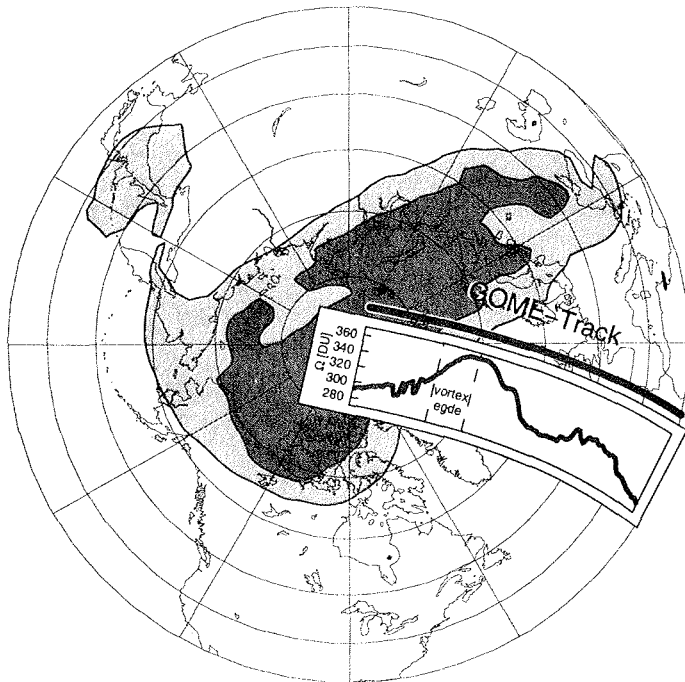


Abbildung 8.9. GOME Totalozon beim Überflug über den Rand des Polarwirbels. Der dunkelgraue Bereich kennzeichnet das Wirbelinnere, der hellgraue Bereich den Wirbelrand. Die Mittelpunkte der GOME-Pixel sind als dicke Linie gekennzeichnet. In der kleinen Abbildung, die dem Verlauf der GOME-Pixel folgt, ist das gemessene Totalozon dargestellt. Der Wirbelrand ist durch gestrichelte Linien gekennzeichnet. Der Wirbelrandbereich ist in den Messungen des GOME klar zu identifizieren.

innerhalb des Wirbels im Vergleich zu außerhalb des Wirbels zu erwarten. Es soll untersucht werden, ob dieses Verhalten in den GOME-Gesamtsäulen wiederzufinden ist und mit dem Verlauf des Wirbelrandes aus PV-Karten übereinstimmt. In Abbildung 8.9 ist die PV auf der 475 K Isentropen aus ECMWF-Analysen, der Wirbelrandbereich und die Pixel eines GOME-Orbits dargestellt. Das GOME mißt in zeitlicher Folge von Süden nach Norden. Die ersten Pixel sind außerhalb des Wirbels und die letzten Pixel innerhalb. Im Einschub in Abbildung 8.9 ist das Totalozon entlang des Orbits dargestellt. Wie erwartet fällt das Totalozon für Messungen in den Wirbel hinein ab. Die hohen Ozonwerte im Randbereich sind durch die dortigen meteorologischen Profile bedingt. Der Wirbelrand bildet sich deutlich in den Messungen des GOME-Totalozons ab.

8.4.4. Zusammenfassung der Prüfung des GOME-Totalozondatensatzes

Zusammengefaßt ergibt sich, daß der Datensatz des GOME-Totalozons für sich betrachtet als homogen bezeichnet werden kann. Allerdings muß eingeschränkt werden, daß dies nur für Auswertungen mit Sonnenzenitwinkeln unter 85° gilt. Oberhalb dieser Winkel sind die errechneten Totalozonsäulen *auswertungsbedingt* abhängig vom Sonnenzenitwinkel. Die aus den Daten ermittelten statistischen Auswertefehler sind gering mit unter 6.2 DU oder 1.4 %. Die räumliche Variabilität erscheint realistisch und ist in der Größenordnung der Abschätzung aus den DOAS-Werten. Die räumliche Variabilität ermittelt aus den GOME-Daten mit 1.4 %/100 km ist jedoch höher als die Abschätzung aus den RAM-Daten mit 0.3 % pro 100 km. Dabei muß jedoch beachtet werden, daß die in Ny-Ålesund durch das RAM zeitlich nacheinander beprobten Luftmassen einen ähnlichen Ursprung besitzen. Die Bahnen der Luftpakete, die in zeitlicher Folge Ny-Ålesund erreichen, sind vergleichbar, während GOME Luftpakete beprobt, die räumlich zwar nebeneinander liegen, aber nicht eine ähnliche Flugbahn in der Vergangenheit besessen haben müssen. Deshalb ist die geringere räumliche Variabilität der RAM-Luftmassen zu erwarten.

Der Übergang vom Wirbeläußeren zum Wirbelinneren ist im GOME-Datensatz erkennbar und deutlich mit der PV (als Maß für innerhalb oder außerhalb des Wirbels) korreliert. Beim Überflug des Wirbelrandes steigen die Totalozonwerte entsprechend der meteorologischen Bedingungen im Wirbelrand an und sinken dann im Wirbelinneren auf niedrige Werte, die in 1997 aufgrund des chemischen Ozonverlustes zu erwarten sind.

8.4.5. GOME-Totalozon und RAM-Totalozon

Die Messungen des GOME-Totalozons über Ny-Ålesund liegen vor in der Periode außerhalb der Polarnacht von Februar bis Oktober. Die Messungen aller Pixel eines Orbits (d.h. alle Pixel im Umkreis von 300 km um Ny-Ålesund) wurden gemittelt und die Tagesmittel gebildet. Diese Messungen wurden mit den Tagesmitteln des RAM-Totalozons verglichen. Insgesamt standen 231 Tage mit GOME-/RAM-Meßpaaren in 1997 und 202 in 1998 zur Verfügung. In Abbildung 8.10 (oben) sind die Ozonwerte beider Datensätze dargestellt und in der unteren Abbildung die Differenzen und Monatsmittel der Differenzen zwischen GOME-/RAM-Meßpaaren aufgetragen. Die GOME-Säulen liegen im Februar und März 1997 um bis zu 77 DU höher als die RAM-Säulen. Das ist im Vergleich zu den Differenzen zwischen RAM und TOMS/DOAS/FTIR ungewöhnlich und läßt auf Probleme bei der GOME-Auswertung schließen. Dieser Zeitraum wird un-

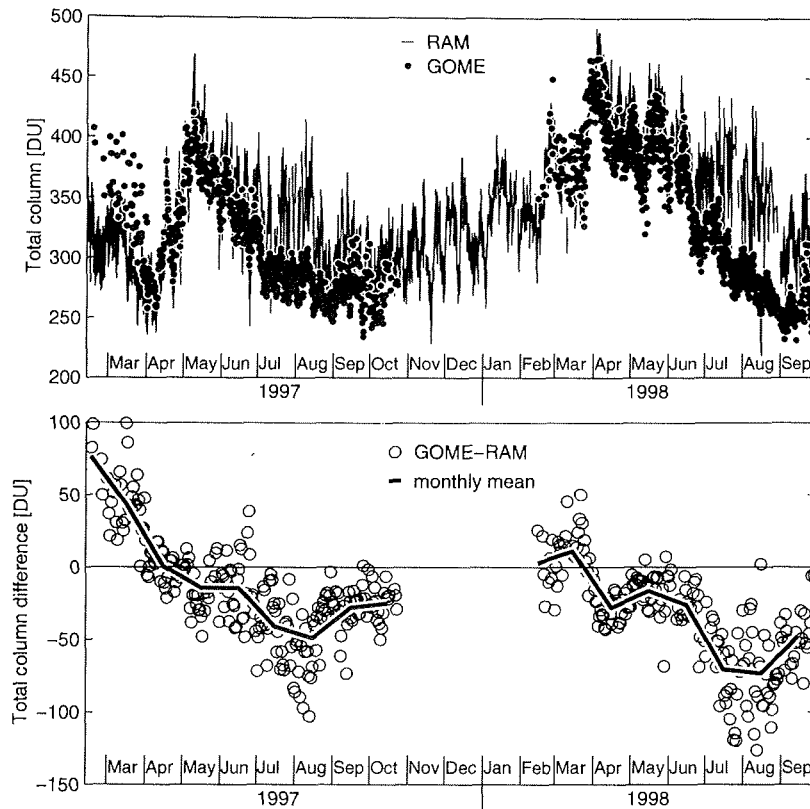


Abbildung 8.10. Tagesmittel des GOME-Totalozons und Tagesmittel des RAM-Totalozons in Ny-Ålesund. Oben ist der Verlauf der Messungen dargestellt. Die dünne Linie entspricht den Messungen des RAMs und die weiß umrandeten Punkte den GOME-Messungen. Beide Meßsysteme beschreiben den Verlauf des Totalozons ähnlich. Im Frühjahr 1997 liegen die GOME-Werte deutlich höher als die RAM-Werte, im Sommer 1997 dann um bis zu 50 DU niedriger. Im Frühjahr 1998 unterscheiden sich die Werte des RAMs und des GOME kaum, jedoch liegen die GOME-Messungen im Sommer 1998 um 70 DU niedriger als die RAM-Messung. In der unteren Abbildung ist die Differenz simultaner Messungen dargestellt (Kreise) und die Monatsmittel (dicke Linie).

ten noch gesondert diskutiert. Im restlichen Verlauf von 1997 zeigt das GOME ähnliche Ergebnisse wie die Vergleiche des RAM mit den anderen Meßgeräten. Die Totalozonwerte des GOME liegen um etwa 50 DU niedriger als die RAM-Werte, was in etwa den Messungen des DOAS- und FTIR-Instrumentes entspricht.

Die GOME-Messungen des Frühjahrs 1998 stimmen — anders als in 1997 — gut mit den Messungen des RAMs überein und die Abweichungen liegen im März unter 12 DU. Zum Sommer hin steigt die absolute Differenz zwischen

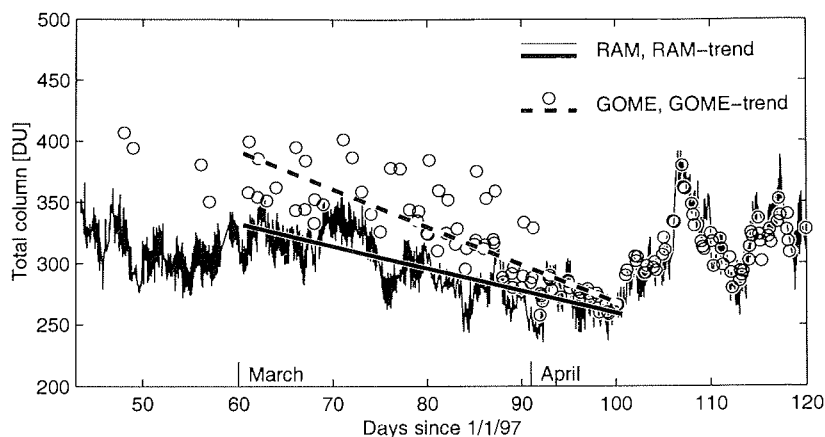


Abbildung 8.11. Vergleich des RAM-Totalozons und GOME-Totalozons im Frühjahr 1997. Die dünne Linie stellt die RAM-Messungen dar, die Kreise die Messungen des GOME-Instrumentes. Die gestrichelte dicke Linie beschreibt den Trend in den GOME-Daten, die durchgezogene Linie den Trend der RAM-Daten. Die Abschätzung der Ozonabnahme aus den GOME-Daten ist deutlich höher als aus den RAM-Daten.

GOME und RAM stark an und die GOME-Werte liegen im August etwa 70 DU niedriger als die RAM-Werte. Genauso wie beim obigen Vergleich zwischen TOMS und RAM ist die Streuung der Werte im August stark erhöht mit Abweichungen bis zu -120 DU. Dies ist ein weiterer Hinweis auf Meßprobleme des RAMs.

Wenn die RAM-Daten aus der Periode vom Juni bis August 1998 nicht beachtet werden, erhält man für die mittlere Streuung eines Meßpaares 25 DU.

Ozonloch Frühjahr 1997

Besonders untersucht werden die Daten des Frühjahrs 1997. Die meteorologische Situation war sehr ungewöhnlich mit sehr tiefen stratosphärischen Temperaturen. Auch wich die Form des stratosphärischen Ozonprofils aufgrund der fortschreitenden Ozonzerstörung um 20 km vom klimatologischen Mittel ab. Für die Periode von Februar bis Mai 1997 sind die Totalozonwerte für beide Meßgeräte gesondert in Abbildung 8.11 dargestellt. Sind die GOME-Werte in Februar noch um 80 DU höher als das RAM-Totalozon, so liegen sie im April 10 DU niedriger als das RAM-Totalozon. Die Trends im Totalozon des RAMs und des GOME von Februar bis Mitte April sind durch die Geraden gekennzeichnet. Die Ozonabnahme in den RAM-Daten (und auch der Ozonsonden-daten) liegt bei ca. 1.8 DU/Tag, während die GOME-Daten einen Ozonverlust von 3 DU/Tag messen. Damit wird der Ozonverlust im GOME-Datensatz um 66 % überschätzt. Mögliche Ursachen für diese Diskrepanz könnten die unge-

wöhnlich niedrigen atmosphärischen Temperaturen gewesen sein. Der Absorptionsquerschnitt des Ozons im spektralen Fenster der GOME-Auswertung ist temperaturabhängig. Bei einer Überschätzung der wahren Temperaturen durch die verwendete Klimatologie kann es zu einer Überschätzung der Säule kommen (Wittrock, persönliche Kommunikation).

8.5. Zusammenfassung des Totalozonvergleichs

Aus den Einzelvergleichen wird ersichtlich, daß die Totalozonmessungen in Ny-Ålesund keineswegs alle identische Ergebnisse zeigen und jedes Meßgerät spezifische Einschränkungen besitzt. In Tabelle 8.1 sind die verglichenen Meßgeräte und die zugänglichen Meßperioden aufgelistet. Die auf Sonnenlicht angewiesenen Geräte DOAS, TOMS und GOME können erst ab Mitte Februar messen, wenn genug Licht die Stratosphäre erreicht. Eine Ausnahme bei den optischen Geräten stellt das FTIR dar, das in der Polarnacht auch den Mond als Strahlungsquelle verwenden kann. Allerdings ist das FTIR auf wolkenfreies Wetter angewiesen. Das RAM (neben den Sonden) ist die einzige Methode, die ganzjährig messen kann (Tabelle 8.1). Das Instrument mit dem geringsten Meßfehler ist das GOME mit einer Streuung von unter 2 %. Im folgenden sollen die Vergleiche der Ozontotalsäulen abschließend bewertet werden, um der „Wahrheit“ zumindest ein Stück näher zu kommen.

Das RAM-Totalozon wurde mit dem Modell korrigiert, das in Kapitel 7.2.4 vorgestellt wurde. In die Bestimmung der Modellparameter gehen die Ozonsondenmessungen bis 30 km ein und somit sind die RAM-Messungen nicht mehr unabhängig von den Sondenergebnissen zu sehen. Vielmehr würden systematische Fehler in den Sonden die RAM-Totalsäulen direkt verfälschen.

Tabelle 8.1. Meßzeiträume der totalozonmessenden Geräte von Februar 1997 bis September 1998

Gerät	1997			1998		
	von	bis	Meßtage	von	bis	Meßtage
RAM	12.02.1997	31.12.1997	319	01.01.1998	30.09.1998	265
DOAS	16.02.1997	20.11.1997	204	14.02.1998	30.04.1998	74
FTIR	20.02.1997	26.08.1997	42	noch nicht verfügbar		
TOMS	03.03.1997	11.10.1997	223	02.03.1998	30.09.1998	211
GOME	16.02.1997	23.10.1997	234	15.02.1998	30.09.1998	210

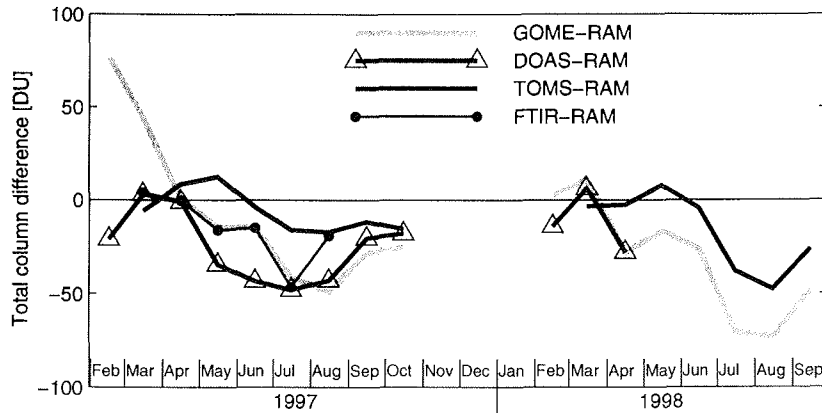


Abbildung 8.12. Monatsmittel der Differenzen zwischen DOAS, FTIR, TOMS und GOME Totalozon zum RAM-Totalozon. Die Messungen des GOME im Frühjahr 1997 fallen aus der Kurvenschar heraus. Tendenziell ist die Übereinstimmung zwischen TOMS und RAM am besten. DOAS, GOME und FTIR liegen im Sommer deutlich niedriger als das RAM. Im Sommer 1998 sind die Abweichungen zwischen RAM und TOMS sowie GOME größer als im Vorjahr.

Die Korrektur aufgrund des Modells ist nicht zu allen Jahreszeiten gleich zuverlässig. Die jahreszeitlich zu erwartende Abweichung des RAM-Totalozons vom wahren Totalozon ist in Abbildung 7.13 aufgetragen. Diese Kurve stellt die Differenz zwischen dem Sondentotalozon und RAM-Totalozon (Sonde minus RAM) dar unter der Annahme, daß die Säule oberhalb von 30 km korrekt vom RAM bestimmt wird — was zu erwarten ist. Die Abbildung 7.13 zeigt, daß das RAM-Totalozon aufgrund der unzureichenden Korrektur der unteren Höhenschichten im Juli 1997 etwa 30 DU zu hoch liegen könnte und im März bis Juni 1998 um etwa 20 DU zu niedrig liegen könnte.

In Tabelle 8.2 sind die Differenzen zwischen dem RAM und den anderen totalozonmessenden Geräten nach Monaten getrennt aufgelistet. In Abbildung 8.12 sind alle monatlichen Differenzen zwischen DOAS, FTIR, TOMS und GOME zum RAM dargestellt. Werte unter Null bedeuten, daß das RAM-Totalozon höher ist als das Ozon der anderen Meßsysteme. Drei wesentliche Punkte sind aus der Abbildung festzuhalten:

- Die Messungen des GOME im Februar bis April 1997 fallen offensichtlich aus der Schar der Ergebnisse heraus. Sie sind im Vergleich zu allen anderen Messungen deutlich zu hoch. Das läßt auf eine Beeinflussung der GOME-Auswertung durch die ungewöhnlich kalte Stratosphäre und den ungewöhnlich geringen Ozongehalt schließen.
- Alle fünf (genaugenommen sechs, da die Sondenmessungen in die

Messungen des RAMs einfließen) Meßsysteme ergeben unterschiedliche Ergebnisse. Schließt man die offensichtlich ausreißenden GOME-Messungen in Februar, März und April 1997 aus, so mißt das RAM meistens mehr Ozon als die anderen Geräte (deshalb sind die Differenzen fast alle negativ). Nur die TOMS-Messungen in 1997 zeigen gelegentlich mehr Ozon als die RAM-Messungen. Die vier Meßsysteme, die mit dem RAM verglichen werden weichen, untereinander deutlich um bis zu 50 DU ab (etwa 15 %)

- Im Sommer scheinen die RAM-Messungen zu viel Ozon zu ergeben. Alle anderen Geräte liefern zu dieser Jahreszeit weniger Ozon. In 1997 könnte dies bedingt sein durch die unzureichende Korrektur des RAM-Totalozons für Ozon aus der unteren Atmosphäre (siehe oben). Für 1998 ist jedoch zu erwarten gewesen, daß das RAM-Ozon tendenziell zu niedrig liegt.

Mögliche Ursachen der Abweichungen des RAMs sind schwer einzugrenzen. Wenn die Modellparameter zur Korrektur der RAM-Säulen (Kapitel 7.2.4) in Zukunft aus mehreren Meßjahren bestimmt werden, können Drifts über ein Jahr in den Sondenmessungen als Ursache ausgeschlossen werden. Daß hier noch Verbesserungsbedarf besteht, ist abzulesen an der Tatsache, daß die aus realen Meßpaaren bestimmten Modellparametern stark von den theoretisch ermittelten Parametern abweichen. Jedoch sollte man nicht vergessen, daß auch Probleme bei der absoluten Kalibration der ECC-Sonden bekannt sind. Deshalb wird an anderen Stationen das Profil der Sonden skaliert, um den Totalozonmessungen eines Brewer Photospektrometers am selben Standort zu entsprechen. In Ny-Ålesund kann dieses Verfahren nicht angewendet werden, da Brewermessungen während der Polarnacht nicht möglich sind.

Als Konsequenz des Vergleichs ergibt sich zum Beispiel, daß Trendanalysen unter Einbeziehung unterschiedlicher Meßmethoden nur sehr begrenzt möglich sind und es sehr sorgfältig untersucht werden muß, wie Trends durch die Abweichungen zwischen den Meßgeräten womöglich erst erzeugt werden. In der Vergangenheit hat sich herausgestellt, daß sogar die Trendanalyse nur eines Geräts, des TOMS, sehr abhängig sind von der jeweiligen Auswertungsversion [McPeters et al., 1996a].

Auch sollte nicht außer Acht gelassen werden, daß es sich bei den DOAS, GOME und TOMS-Messungen um sehr ähnliche Meßmethoden handelt, die alle Absorptionsstrukturen im gestreuten Licht auswerten. Auch das FTIR ist ein optisches Verfahren, das Absorptionsstrukturen im IR auswertet.

Tabelle 8.2. Ergebnisse der Totalozonvergleichs. Differenzen zwischen DOAS, FTIR, TOMS sowie GOME zum RAM. Die FTIR-Differenzen beziehen sich auf die Sonnenmessungen.

	DOAS		FTIR		TOMS		GOME	
	#	$\overline{\Omega_{DOAS} - \Omega_{RAM}}$	#	$\overline{\Omega_{FTIR} - \Omega_{RAM}}$	#	$\overline{\Omega_{TOMS} - \Omega_{RAM}}$	#	$\overline{\Omega_{GOME} - \Omega_{RAM}}$
		[DU]		[DU]		[DU]		[DU]
Feb. '97	10	-20,9± 5,8					4	76,5±10,2
Mär. '97	26	3,0± 2,8	2	3,9± 2,6	29	-5,8± 3,3	29	44,2± 3,7
Apr. '97	29	-1,0± 2,8	9	-0,4± 7,5	28	8,4± 2,6	28	0,4± 2,0
Mai '97	23	-34,5± 4,3	10	-16,2± 9,2	24	12,5± 3,6	29	-14,4± 3,1
Jun. '97	24	-43,4± 6,1	7	-14,8± 9,4	30	-3,8± 4,8	30	-14,4± 4,0
Jul. '97	11	-48,1± 9,2	4	-46,6±10,8	24	-16,0± 5,0	31	-41,1± 4,0
Aug. '97	29	-43,1± 4,0	6	-19,1± 8,4	23	-17,0± 5,9	31	-48,9± 4,5
Sep. '97	29	-20,4± 3,6			28	-11,7± 3,7	29	-28,1± 2,8
Okt. '97	20	-17,8± 4,2			11	-15,4± 4,7	20	-25,0± 2,5
Nov. '97								
Dez. '97								
Jan. '98								
Feb. '98	14	-14,0± 3,8					8	2,8± 6,5
Mär. '98	25	6,3± 4,0			23	-3,3± 3,3	26	11,0± 3,5
Apr. '98	30	-27,8± 2,5			29	-2,5± 3,1	30	-28,1± 1,7
Mai '98					30	7,8± 2,8	31	-16,5± 2,5
Jun. '98					30	-4,3± 3,4	24	-26,1± 3,2
Jul. '98					25	-37,9± 7,3	27	-70,6± 5,1
Aug. '98					27	-47,7± 6,5	30	-73,3± 5,3
Sep. '98					29	-26,0± 3,0	26	-48,0± 3,5
1997	201	-22,4± 1,7	38	-14,8± 4,3	197	-5,2± 1,7	231	-14,5± 2,3
1998	69	-12,7± 2,4	keine Daten		193	-15,7± 2,1	202	-34,8± 2,4
Gesamt	270	-19,7± 1,4	38	-14,8± 4,3	390	-10,4± 1,4	433	-24,0± 1,7

9. Zusammenfassung und Ausblick

9.1. Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Ozonmessungen von sieben verschiedenen Meßgeräten gegenübergestellt. Die fünf bodengebundenen Messungen wurden an der arktischen Station des Network for the Detection of Stratospheric Change (NDSC) in Ny-Ålesund (79°N,12°O), Spitzbergen, durchgeführt. Zusätzlich wurden die Ozondaten dreier satellitengestützter Instrumente verwendet, die regelmäßig in den hohen Breiten messen. In diesem Kapitel werden die wesentlichen Punkte der Arbeit zusammenfassend dargestellt.

Chemischer Ozonverlust 1997/98

Der Winter 1997/98 unterscheidet sich von den vorangegangenen Wintern. Ab Ende Januar 1998 bis Mitte März war der Wirbel zwar deutlich ausgeprägt und von seiner Stärke her vergleichbar mit den vorangegangenen Wintern, jedoch bedeckte er nur die Hälfte der letztjährigen Fläche. Der Wirbel ist schon Ende März 1998 zusammengebrochen, während er 1997 bis in den Mai hinein bestand.

Aus den Daten des RAMs wurde der chemische Ozonverlust 1997/98 bestimmt. Dabei wurde die Methode von Sinnhuber et al. [1998], mit der die Ozonverluste 1996/97 ermittelt wurden, für die speziellen meteorologischen Bedingungen in 1997/98 erweitert und angewendet. Die ermittelten chemischen Ozonverlustraten waren im Februar 1998 mit 32 ppb/Tag höher als im Februar 1997 mit 22 ppb/Tag. Jedoch ist der akkumulierte Ozonverlust in 1998 deutlich geringer mit 0.6 ppm gegenüber 1.6 ppm im vorangegangenen Winter, da der polare Wirbel 1998 vergleichsweise früh zusammengebrochen ist. Abbildung 9.1 stellt die chemischen Ozonverlustraten 1996/97 und 1997/98 gegenüber. Die Daten des RAMs stellen somit einen wertvollen Datensatz zur Erforschung der Entwicklung der Ozonschicht dar. Die Ergebnisse 1997/98 wurden vom Autor dieser Arbeit veröffentlicht [Langer et al. 1999].

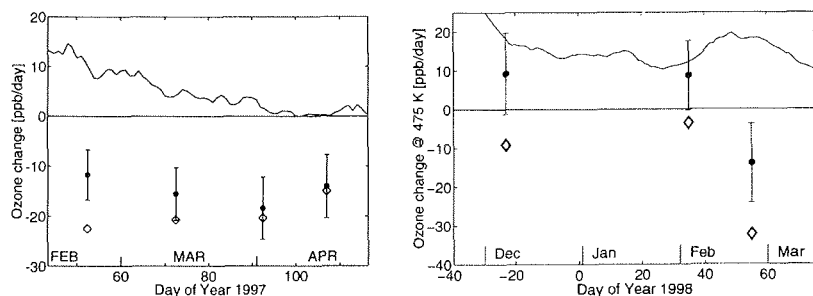


Abbildung 9.1. Chemischer Ozonverlust ermittelt aus den Daten des RAMs für Frühjahr 1997 und Frühjahr 1998. Die Ergebnisse für Winter/Frühjahr 1998 wurden im Rahmen dieser Arbeit erzielt, die Daten für Frühjahr 1997 aus Sinnhuber et al. [1998] entnommen. Die Linien beschreiben die erwartete Ozonänderung aufgrund diabatischer Effekte, die Punkte mit Fehlerbalken die vom RAM gemessenen Ozontrends und die Rauten den chemischen Ozonverlust. Man beachte sowohl die unterschiedliche Zeitskala als auch die unterschiedliche Skala der Abbauraten. Die Abbauraten in 1997 waren geringer, jedoch war die Periode mit Ozonabbau deutlich länger.

Untersuchungen zur Vergleichbarkeit der RAM-Daten

Die Ozonprofile des RAMs stellen eine Verschmierung des atmosphärischen Ozonprofils dar. In eine Ozonauswertungshöhe des RAMs fließen die Ozongehalte vieler Höhenschichten ein. Im Rahmen dieser Arbeit konnte gezeigt werden, daß die RAM-Daten mit einer ausreichenden Genauigkeit den mittleren Ozongehalt der Atmosphäre in einer Schicht von ± 3 km um eine RAM-Auswertungsschicht entsprechen. Die ideale Breite eines Rechteckfilters für die RAM-Auswertungshöhe 20 km beträgt 10 km. Damit sind die Ergebnisse des RAMs verwendbar z.B. zur direkten Initialisierung einer Höhenschicht eines Modells, ohne daß im Modell die spezielle Höhenauflösung des RAMs beachtet werden muß.

Für einen Vergleich zwischen dem RAM und anderen profilauflösenden Geräten, muß jedoch die exakte Verschmierung durch die RAM-Auswertung beachtet werden. Prinzipiell müßte für einen Vergleich des RAMs mit anderen Meßgeräten von den anderen Meßgeräten das gesamte Ozonprofil vom Boden bis in große Höhen gemessen werden. Die verglichenen Instrumente Sonde und LIDAR messen jedoch nur Teile des atmosphärischen Ozonprofils. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Abschätzungen vorgenommen, wie stark ein Vergleich durch die nicht bekannten Teile des Ozonprofils beeinflusst wird. Für die Gegenüberstellung zwischen RAM und Sonden, die bis 30 km Höhe mes-

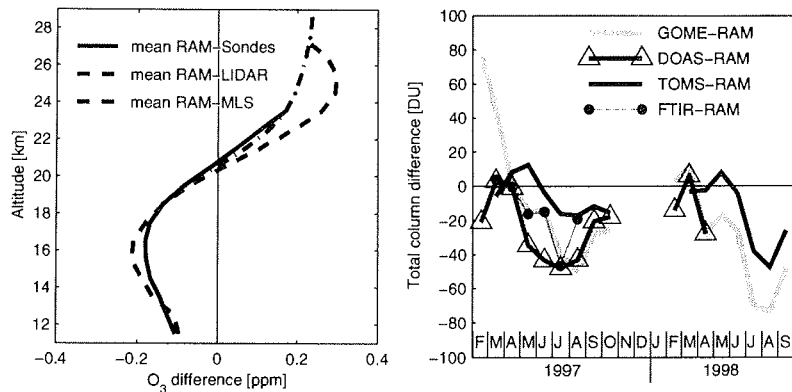


Abbildung 9.2. Ergebnisse des Vergleichs der Meßsysteme in Ny-Ålesund. Links ist die mittlere Differenz zwischen RAM und Sonde, LIDAR sowie MLS dargestellt. Die Differenzprofile sind ähnlich. Die Ursache der Differenz konnte nicht ermittelt werden. Rechts sind die monatlichen Differenzen des DOAS, FTIR, GOME und TOMS Totalozons zum RAM-Totalozon dargestellt. Die Übereinstimmung im Frühjahr ist besser als im Sommer.

sen, bedeutet dies, daß die Ozonprofile unterhalb 25 km verglichen werden können.

Aus den Profilen des RAMs wurde das Totalozon durch vertikale Integration der Profile berechnet. Theoretische Untersuchungen mit Hilfe einer Ozonklimatologie für Ny-Ålesund, die aus realen Sondenstarts abgeleitet wurde, zeigten, daß die so ermittelte Säule deutlich von der tatsächlichen Säule abweicht. Motiviert durch die spezifische Form des Ozonprofils in Ny-Ålesund — bis zur Tropopause praktisch ein konstantes VMR und darüber ein starker Anstieg — wurde ein Modell entwickelt, das die RAM-Ozonsäulen korrigiert. Die so errechneten Säulen zeigen eine Unsicherheit von nur 11.5 DU — zuzüglich der Meßfehler des RAMs — und sind vom Fehler her somit vergleichbar mit anderen totalozonmessenden Instrumenten.

Vergleich der Meßsysteme

Die Profile des RAMs wurden mit den Profilen der Sonden, des LIDARs und des MLS verglichen, die auf die vertikale Auflösung des RAMs überführt wurden. Abbildung 9.2 zeigt den zusammenfassenden Vergleich. Die Profile des RAMs weichen systematisch sowohl von den Profilen der Sonden, des LIDARs und des MLS ab. Die Sonden, das LIDAR und das MLS stimmen dabei gut überein. Es konnte im Rahmen dieser Arbeit keine Ursache für die systematische Abweichung zwischen dem RAM auf der einen Seite und Sonden, LIDAR

und MLS auf der anderen Seite gefunden werden. Da die Sonden, LIDAR und MLS Meßmethode unabhängig voneinander sind, ist es am wahrscheinlichsten, daß das RAM — ob das Instrument oder die Auswertung ist unbekannt — die systematischen Abweichungen verursacht.

Die Ozonsäulen von vier Meßgeräten wurden mit den Ozonsäulen aus den RAM-Profilen verglichen. Abbildung 9.2 faßt die Ergebnisse zusammen. Dargestellt sind die Monatsmittel der Abweichungen der vier Experimente zum RAM. Zu erkennen ist zum einen, daß nicht alle Meßsysteme identische Ergebnisse liefern. Zum anderen ist zu sehen, daß die Messungen des RAMs in 1998 stärker von den anderen Meßgeräten abweichen als in 1997. Abschließend läßt sich aus dem Totalozonvergleich folgern, daß

- das RAM geeignet ist, Gesamtsäulen zu ermitteln
- die mittlere Übereinstimmung der Meßgeräte im Frühjahr gut ist mit ca. 30 DU (10 %) Abweichung
- die Abweichungen zwischen DOAS, FTIR, GOME und TOMS zum RAM im Sommer größer sind als im Winter
- die Monatsmittel aller Geräte im Sommer um bis zu 40 DU voneinander abweichen

Aufgrund der Abweichung aller Instrumente untereinander ist es nicht möglich, zu entscheiden, was die „Wahrheit“ ist. Man neigt zwar dazu, die Wahrheit als Mittelwert aller Systeme anzusetzen, das ist jedoch ebenso so willkürlich, wie die Messungen eines Instrumentes zu bevorzugen. Als Ergebnis dieser Arbeit kann man festhalten, daß alle Instrumente offensichtlich spezifische Unterschiede in der Ermittlung des Gesamt ozons haben. Die Konsequenz ist, daß eine Trendanalyse mit Daten unterschiedlicher Experimente zur Zeit nur eingeschränkt möglich ist.

9.2. Ausblick

Um die Datensicherheit in Zukunft zu erhöhen, ist es notwendig, diese Untersuchung kontinuierlich weiterzuführen. Anhand der Ergebnisse ist deutlich, daß bei allen Meßsystemen noch Verbesserungen der Auswertung oder aber auch der Meßtechnik erforderlich sind, um zu einheitlicheren Ergebnissen zu kommen. Insgesamt bietet das Konzept des NDSC viele Möglichkeiten, bei dem die Stärken jedes einzelnen Gerätes zum Tragen kommt. Für die Zukunft kann man sich wünschen, daß die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit verwendet

werden, um ein einheitliches Bild zu schaffen. Daß nicht nur ein isoliertes Gerät ausreicht, um der Wahrheit über die Ozonschicht auf die Spur zu kommen, ist im Rahmen dieser Arbeit deutlich geworden. Zukünftig werden sicherlich Assimilationsverfahren zum Einsatz kommen, in die die Rohdaten jedes Gerätes einfließen, um daraus ein konsistentes Ozonprofil und Gesamtozon zu errechnen.

10. Literaturverzeichnis

- Bird, J.C., S.R. Pal, A.I. Carswell, D.P. Donovan, G.L. Manney, J.M. Harris, O. Uchino, Observations of ozone structures in the Arctic polar vortex, *Journal of Geophysical Research*, 102, 10785-10800, 1997
- Brewer, A.W., J.R. Milford, The Oxford-Kew ozone sonde, *Proc. R. Soc. London, Series A*, 256, 470, 1960
- Burrows, J.P., M. Weber, M. Buchwitz, V. Rozanov, A. Ladstätter-Weißenmeyer, A. Richter, R. deBeek, R. Hoogen, K. Bramstedt, K.-U. Eichmann, M. Eisinger, The Global Monitoring Experiment (GOME): Mission concept and first scientific results, *Journal of Atmospheric Sciences*, 56, 151-175, 1999
- Carslaw, K.S., M. Wirth, A. Tsias, B.P. Luo, A. Dörnbrack, M. Leutbecher, H. Volkert, W. Renger, J.T. Bacmeister, E. Reimer, T. Peter, Increased stratospheric ozone depletion due to mountain-induced atmospheric waves, *Nature*, 391, 675-678, 1998
- de Beek, R., Bestimmung von Ozonvertikalprofilen aus Messungen des Satelliteninstruments GOME im ultravioletten und sichtbaren Spektralbereich, *Dissertation Universität Bremen, Shaker Verlag*, 1998
- Drayson, S.R., Rapid Computation of the Voigt Profile, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 16, 611-614, 1976
- Ehlers, J., Vergleich Sonde - Lidar anhand arktischer Ozonprofile, *Diplomarbeit Universität Bremen, Studiengang Physik*, 1993
- Fairlie, T.D., R.B. Pierce, W.L. Grose, G. Lingenfelter, M. Loewenstein, J.R. Podolske, Lagrangian forecasting during ASHOE/MASA: Analysis of predictive skill for analyzed and reverse-domain-filled potential vorticity, *Journal of Geophysical Research*, 102, 13169-13182, 1997
- Farman, J.C., B.G. Gardiner, J.D. Shanklin, Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction, *Nature*, 315, 207-210, 1985
- Farmer C.B., O.F. Raper, B.D. Robbins, R.A. Toth, C. Muller, Simultaneous spectroscopic measurements of stratospheric species: O₃, CH₄, CO, CO₂, N₂O, H₂O, HCl, and HF at northern and southern mid-latitudes, *Journal of Geophysical Research*, 85, 1621-1632, 1980

- L. Froidevaux, W. G. Read, T. A. Lungu, R. E. Cofield, E. F. Fishbein, D. A. Flower, R. F. Jarnot, B. P. Ridenoure, Z. Shippony, J. W. Waters, J. J. Margitan, I. S. McDermid, R. A. Stachnik, G. E. Peckham, G. Braathen, T. Deshler, J. Fishman, D. J. Hofmann, S. J. Oltmans, Validation of UARS Microwave Limb Sounder ozone measurements, *Journal of Geophysical Research*, 101, 10017-10060, 1996
- Goldsmith, P.F., *Quasioptical Systems: Gaussian Beam, Quasioptical Propagation and Applications*, IEEE Press/Chapman & Hall Publishers series on microwave technology and techniques, 1998
- Heese, B., *Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis*, Dissertation Universität Bremen, Berichte zur Polarforschung, 196, 1996
- Hilsenrath, E., W. Attmannspacher, A. Bass, W. Evans, R. Hagemeyer, R.A. Barnes, W. Komhyr, K. Mauersberger, J. Mentall, M. Proffitt, D. Robbins, S. Taylor, A. Torres, E. Weinstock, Results from the balloon ozone inter-comparison campaign (BOIC), *Journal of Geophysical Research*, 91, 13137-13152, 1986
- Holton, J.R., *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, 1992
- Holton, J.R., P.H. Haynes, M.E. McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood, L. Pfister, Stratosphere-Troposphere Exchange, *Reviews of Geophysics*, 33, 403-439, 1995
- Hoogen, R., *Inversion globaler Ozonverteilungen aus Messungen des Satelliteninstrumentes GOME*, Dissertation Universität Bremen, 1998
- Kawa, S.R., P.A. Newman, L.R. Lait, M.R. Schoeberl, R.M. Stimpfle, D.W. Kohn, C.R. Webster, R.D. May, D. Baumgardner, J.E. Dye, J.C. Wilson, K.R. Chan, M. Loewenstein, Activation of chlorine in sulfate aerosol as inferred from aircraft observations, *Journal of Geophysical Research*, 102, 3921-3933, 1997
- Koop, T., K.S. Carslaw, T. Peter, Thermodynamic stability and phase transition of PSC particles, *Geophysical Research Letters*, 24, 2199-2202, 1997
- Klein, U., *Aufbau und Betrieb eines breitbandigen, bodengestützten Millimeterwellen-Radiometers zur Messung atmosphärischer Spurenstoffe*, Dissertation Universität Bremen, Verlag Shaker, Aachen, 1993

- Knudsen, B.M., Accuracy of arctic stratospheric temperature analyses and the implications for the prediction of polar stratospheric clouds, *Geophysical Research Letters*, 23, 3747-3750, 1996
- Komhyr, W.D., Electrochemical concentration cell for gas analysis, *Ann. Geophys.* 25, 203, 1969
- Komhyr, W.D., R.A. Barnes, G.B. Brothers, J.A. Lathrop and D.P. Oppermann, Electrochemical concentration cell ozonesonde performance evaluation during STOIC 1989, *Journal of Geophysical Research*, 100, 9231-9244, 1995
- Komhyr, W.D., B.J. Connor, I.S. McDermid, T.J. McGee, A.D. Parrish, J.J. Margitan, Comparison of STOIC 1989 ground-based lidar, microwave spectrometer, and Dobson spectrophotometer Umkehr ozone profiles with ozone profiles from balloon-borne electrochemical concentration cell ozonesondes, *Journal of Geophysical Research*, 100, 9273-9282, 1995b
- Kulikov, Y.Y., I.V. Kuznetsov, A.F. Andriyanov, O.N. Borisov, S.Y. Dryagin, T.L. Erukhimova, L.K. Kukin, L.V. Lubyako, O.S. Mocheneva, P.L. Nikiforov, V.G. Ryskin, E.V. Suvorov, V.N. Shanin, A.A. Shvetsov, V.M. Yurkov, Stratospheric ozone variability in high latitudes from microwave observations, *Journal of Geophysical Research*, 99, 22109-21116, 1994
- Kyrö, E., T. Turunen, R. Kivi, ECC ozonesonde performance tests, *Proceedings of the fourth European symposium on polar stratospheric ozone*, Schliersee, 692-695, 1997
- Langer, J., Charakterisierung eines Radiometers für atmosphärenphysikalische Messungen, Diplomarbeit Universität Bremen, Studiengang Physik, 1995
- Langer, J., U. Klein, U. Raffalski, G.W. Schwaab, B.-M. Sinnhuber, K.F. Künzi, A versatile millimeter-wave radiometer for spectroscopic measurements of atmospheric trace gases, *Atmospheric Ozone*, Proceedings of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium, L'Aquila, 1996
- Langer, J., B. Barry, U. Klein, B.-M. Sinnhuber, I. Wohltmann, K.F. Künzi, Chemical ozone depletion during Arctic winter 1997/98 derived from ground based millimeter-wave observations, *Geophysical Research Letters*, 26, 599-602, 1999
- Lary, D.J., Catalytic destruction of stratospheric ozone, *Journal of Geophysical Research*, 102, 21515-21526, 1997

- Liebelt, P.B., An introduction to optimal estimation, Addison-Wesley Publishing, 1967
- Lobsinger, E., K.F. Künzi, H.U. Dütsch, Comparison of stratospheric ozone profiles retrieved from microwave-radiometer and Dobson-spectrometer data, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 46, 799-806, 1984
- Lobsinger, E., Ozone in the middle atmosphere measured with ground-based microwave radiometry, Dissertation, Universität Bern, 1986
- London, J., J.E. Frederick, G.P. Anderson, Satellite Observations of the global distribution of stratospheric ozone, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2543-2556, 1977
- Manney, G.L., R.W. Zurek, The anomalous Arctic lower stratospheric polar vortex of 1992-1993, *Geophysical Research Letters*, 21, 2405-2408, 1994
- Manney, G.L., J.C. Bird, D.P. Donovan, T.J. Duck, J.A. Whiteway, S.R. Pal, A.I. Carswell, Modeling ozone laminae in ground-based Arctic wintertime observations using trajectory calculations and satellite data, *Journal of Geophysical Research*, 103, 5797-5814, 1998
- McDermid, I.S., J.B. Bergwerff, G. Bodeker, I.S. Boyd, E.J. Brinksma, B.J. Connor, R. Farmer, M.R. Gross, P. Kimvilakani, W.A. Matthews, T.J. McGee, F.T. Ormel, A. Parrish, U. Singh, D.P.J. Swart, J.J. Tsou, P.H. Wang, H. Zawodny, OPAL, Network for the Detection of Stratospheric Change ozone profile assessment at Lauder, New Zealand, 1. Blind inter-comparison, *Journal of Geophysical Research*, 103, 28683-28692, 1998
- McPeters, R.D., G.J. Labow, An assessment of the accuracy of 14.5 years of nimbus 7 TOMS Version 7 ozone data by comparison with the Dobson network, *Geophysical Research Letters*, 23, 3695-3698, 1996a
- McPeters, R.D., Hollandsworth, S.M., Flynn, L.E., Herman, J.R., Seftor, C.J., Long-term ozone trends derived from the 16-year combined Nimbus 7/Meteos 3 TOMS Version 7 record, *Geophysical Research Letters*, 23, 3699-3702, 1996b
- McPeters, R.D., P.K. Bhartia, A.J. Krueger, J.R. Herman, B.M. Schlesinger, C.G. Wellemeyer, C.J. Seftor, G. Jaross, S.L. Taylor, T. Swissler, O. Torres, G. Labow, W. Byerly, R.P. Cebula, Nimbus-7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) data products user's guide, NASA Reference Publication 1384, 1996c

- McPeters, R.D., P.K. Bhartia, A.J. Krueger, J.R. Herman, C.G. Wellemeyer, C.J. Seftor, G. Jaross, O. Torres, L. Moy, G. Labow, W. Byerly, S.L. Taylor, T. Swissler, , R.P. Cebula, Earth Probe total ozone mapping spectrometer (TOMS) data products user's guide, NASA Reference Publication, 1998
- Nash, E. R., P.A. Newman, J.E. Rosenfield M.R. Schoeberl, An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity, *Journal of Geophysical Research*, 101, 9471-9478, 1996
- Neuber, R., G. Beyerle, I. Beninga, P. von der Gathen, P. Rairoux, O. Schrems, P. Wahl, M. Gross, Th. McGee, Y. Iwasaka, M. Fujiwara, T. Shibata, U. Klein, W. Steinbrecht, The Ny-Ålesund Aerosol and Ozone Measurements Intercomparison campaign 1997/98 (NAOMI-98), *Proceedings of the 19th International Laser Radar Conference*, NASA/CP-1998-207671/PT1, 517-520, 1998
- Notholt, J., The moon as a light source for FTIR measurements of stratospheric trace gases during the polar night: Application for HNO₃ in the Arctic, *Journal of Geophysical Research*, 99, 3607-3614, 1994
- Notholt J., G. Toon, F. Solberg, N. Schmidbauer, E. Becker, A. Meier, B. Sen, Seasonal variations of atmospheric trace gases in the high Arctic at 79°N, *Journal of Geophysical Research*, 102, 12855-12861, 1997
- Notholt, J., G.C. Toon, R. Lehmann. B. Sen, J.-F. Blavier, Comparison of Arctic and Antarctic trace gas column abundances from ground-based Fourier transform infrared spectrometry, *Journal of Geophysical Research*, 102, 12863-12869, 1997
- Orsolini. Y.J., G.L. Manney, A. Engel, J. Ovarlez, C. Claud, L. Coy, Layering in stratospheric profiles of long-lived trace species: Balloon-borne observations and modeling, *Journal of Geophysical Research*, 103, 5815-5825, 1998
- Parrish, A., B.J. Connor, J.J., Tsou, Ground-based microwave measurements of ozone profiles following the Pinatubo eruption, Atmospheric ozone, *Proceedings of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium*, L'Aquila, 1996
- Pelon, J., S. Godin, G. Mégie, Upper stratospheric (30-50 km) Lidar observations of the ozone vertical distribution, *Journal of Geophysical Research*, 91, 8667-8671, 1986

- Pougatchev, N.S., B.J. Connor, C.P. Rinsland, Infrared measurements of the ozone vertical distribution above Kitt Peak, *Journal of Geophysical Research*, 100, 16689-16697, 1995
- Pougatchev, N.S., B.J. Connor, N.B. Jones, C.P. Rinsland, Validation of ozone profile retrievals from infrared ground-based solar spectra, *Geophysical Research Letters*, 23, 1627-1640, 1996
- Raffalski, U., Messungen stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers, Dissertation Universität Bremen, Berichte zur Polarforschung, 278, 1998
- Remsberg, E.E., J.M. Russell III, J.C. Gille, L. L. Gordley, P. L. Bailey, W.G. Planet, J.E. Harries, The Validation of NIMBUS 7 LIMS measurements of ozone, *Journal of Geophysical Research*, 89, 5161-5178, 1984
- Rex, M., N.R.P. Harris, P. von der Gathen, R. Lehmann, G.O. Braathen, E. Reimer, A. Beck, M.P. Chipperfield, R. Alfier, M. Allaart, F. O'Connor, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, M. Gil, E. Kyrö, Z. Litynska, I.S. Mikkelsen, M.G. Molyneux, H. Nakane, J. Notholt, M. Rummukainen, P. Viatte, J. Wenger, Prolonged stratospheric ozone loss in the 1995-96 Arctic winter, *Nature*, 389, 835-838, 1997
- Rex, M., P. von der Gathen, N.R.P. Harris, D. Lucic, B.B. Knudsen, G.O. Braathen, S.J. Reid, H. De Backer, H. Claude, R. Fabian, H. Fast, M. Gil, E. Kyrö, I.S. Mikkelsen, M. Rummukainen, H.G. Smit, J. Stähelin, C. Varotsos, I. Zaitec, In situ measurements of stratospheric ozone depletion rates in the Arctic winter 1991/92: A lagrangian approach, *Journal of Geophysical Research*, 103, 5843-5853, 1998
- Richter, A., Absorptionsspektroskopische Messungen stratosphärischer Spurengase über Bremen, 53°N, Dissertation Universität Bremen, Cuvillier Verlag, Göttingen, 1998
- Rodgers, C.D., Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14, 609-624, 1976
- Rosenkranz, P.W., Absorption of microwave by atmospheric gases, in *Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*, Editor A. Janssen, 37-90, John Wiley and Sons, 1993

- Rozanov, V.V., D. Diebel, R.J.D. Spurr, J.P. Burrows, GOMETRAN: A radiative transfer model for the satellite project GOME, the plane-parallel version, *Journal of Geophysical Research*, 102, 16683-16695, 1997
- Schmidlin, F.J., S. McCarthy, K. Hill, G. Brothers, E.D. Ross, Ecc calibration methods in use at NASA's Wallops flight facility, *Atmospheric Ozone, Proceedings of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium, L'Aquila*, 1996
- Shindell, D.T., D. Rind, P. Lonergan, Increased polar stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery owing to increasing greenhouse-gas concentration, *Nature*, 392, 589-592, 1998
- Sinnhuber, B.-M., Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen, Dissertation Universität Bremen, *Berichte zur Polarforschung*, 309, 1999
- Sinnhuber, B.-M., J. Langer, U. Klein, U. Raffalski, K. Künzi, O. Schrems, Ground based millimeter-wave observations of Arctic ozone depletion during winter and spring 1996/97, *Geophysical Research Letters*, 25, 3327-3330, 1998
- Sinnhuber, B.-M., R. Müller, J. Langer, H. Bovensmann, V. Eyring, U. Klein, J. Trentmann, J.P. Burrows, K.F. Künzi, Dynamically controlled photochemistry of ozone in the middle stratosphere, in Druck, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 1999
- Sinnhuber, B.-M., U. Klein, J. Langer, G. Schwaab, U. Raffalski, K. Künzi, On Shortterm variability of Arctic stratospheric ozone, *Atmospheric Ozone, Proceedings of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium, L' Aquila*, 1996
- Sobel, A, R.A. Plumb, D.W. Waugh, Methods of calculating transport across the polar vortex edge, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54, 2241-2260, 1997
- Solomon, S., A.L. Schmeltekopf, R.W. Sanders, On the interpretation of zenith sky absorption measurement, *Journal of Geophysical Research*, 92, 8311-8319, 1987
- Steinbrecht, W., R. Neuber, P. von der Gathen, P. Wahl, T.J. McGee, M.R. Gross, U. Klein, J. Langer, Results of the 1998 Ny-Ålesund Ozone Measurements Intercomparison NAOMI, in Druck, *Journal of Geophysical Research*, 1999

- Steinbrecht, W., P. Winkler, H. Caluse, Ozon- und Temperaturmessungen mittels Lidar am Hohenpeißenberg, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 200, 1997
- Thornton, D.C., N. Niazy, Sources of background current in the ECC ozone-sonde: Implications for total ozone, Journal of Geophysical Research, 87, 8943-8950, 1982
- Tsou, J.J., B.J. Connor, A. Parrish, I.S. McDermid, W. P. Chu, Ground-based microwave monitoring of middle atmosphere ozone: Comparison to lidar and Stratospheric and Gas Experiment II satellite observations, Journal of Geophysical Research, 100, 3005-3016, 1995
- Wayne, R.P., Chemistry of atmospheres, second edition, Clarendon Press, Oxford, 1991
- Wellemeier, C.G., S.L. Taylor, C.J. Seftor, R.D. McPeters, P.K. Bhartia, A correction for total ozone mapping spectrometer profile shape errors at high latitude, Journal of Geophysical Research, 102, 9029-9038, 1997
- Wittrock, F., M. Eisinger, A. Ladstätter-Weißmayer, A. Rischter, J.P. Burrows, Ground based UV/VIS measurements of O₃, NO₂, OCIO, and BrO over Ny-Ålesund (79°N, 12°E), Atmospheric Ozone, Proceedings of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium, L'Aquila, 623-626, 1996
- Wohltmann, I., Auswertung von Spektren des Mikrowellenradiometers RAM: Homogenisierung eines mehrjährigen Datensatzes und Erstellung von Ozonprofilen, Diplomarbeit Universität Bremen, Studiengang Physik, 1998
- World Meteorological Organization, The stratosphere 1981, theory and measurements, Genf, 1981

Physikalische Größen

B	Planckfunktion
b	tabellierter Koeffizient der Näherung der Linienstärke
c	Lichtgeschwindigkeit
D	Transmissionscharakteristik des SSB
d_v	Entartung der Vibrationsniveaus
E	Energie
F	Formfaktor
g	Erdbeschleunigung
g_k	statistisches Gewicht aufgrund des Kernspins
G	Gewichtsfunktion
G_{ain}	Verstärkungsfaktor
H	Skalenhöhe
h	Plancksches Wirkungsquantum
I	Strahlungsintensität
k_B	Boltzmannkonstante
L_n^R	relative Empfangseigenschaften des Mixers
m	Seitenbandindex
$m_{Molekül}$	Molekülmasse
n	Teilchenzahldichte
n_R	Luftdichte
N	Gesamtsäule
p	Druck
P	Leistung
$P_{\lambda_{on,off}}$	rückgestreute Leistung der beiden DIAL-LIDAR Wellenlängen
PV	Potentielle Vorticity
Q	Zustandssumme

R	ideales Gaskonstante
r	Erdradius
s	Strecke
S	Quellterm
S	Linienstärke
S_{Σ}	Summe aller Linienstärken der Linien in einem Frequenzbereich
T	physikalische Temperatur
T_B	Strahlungstemperatur
$\overline{T_{B,Trop}}$	mittlere Strahlungstemperatur der Troposphäre
T_{SYS}	Systemrauschtemperatur
t	Zeit
u	meridionaler Wind
v	zonaler Wind
w	Druckverbreiterung
x_T	Temperaturabhängigkeit
$\Delta x_k^{unbekannt}$	Anteil von unbekanntem Teilen des hochaufgelösten Profils am mm-Wellen-Ozonprofil
z	Höhenachse
α	Absorptionskoeffizient
α_{1-5}	Koeffizienten Troposphärenkorrektur
β	Streuwahrscheinlichkeit für Streuung in Zenit oder Nadir
$\beta_{\lambda_{on,off}}$	Aerosol Rückstreuquerschnitte bei den DIAL-LIDAR Wellenlängen
ε	Meßrauschen
η	abgeleitete Größe aus dem Dipolmoment
θ	Potentielle Temperatur
θ_{Observ}	Elevationswinkel einer Messung
κ	2/7
λ	geographische Länge

$\lambda_{on,off}$	DIAL-LIDAR-Wellenlängen
$\lambda_{stehwelle}$	Wellenlänge einer Stehwelle
μ	Airmassfaktor
ν	Frequenz
$\nu_{0,j}$	Linienmitte des j-ten Übergangs
$\Delta\nu_c$	van Vleck Weisskopf Linienparameter
$\Delta\nu_D$	Lorentzlinienbreite
ρ	Luftdichte
σ_j	Absorptionsquerschnitt eines Spurengases
σ_{O_3}	Absorptionsquerschnitt des Ozons
σ_Ω	statistischer Fehler der Gesamtsäule errechnet aus mm-Wellen-VMR-Profilen aufgrund von Rauschen auf den Spektren
$\sigma_{> 30 km}$	Maximalfehler der mm-Wellen-Partialsäule aufgrund des unbekanntes Ozonprofils oberhalb 30 km
$\Delta\sigma_M$	Extinktionsdifferenz aufgrund von Aerosolen und Mie-Streuung bei den beiden DIAL-LIDAR Wellenlängen
$\Delta\sigma_R$	Differenz der Streuquerschnitte von Luft bei den beiden DIAL-LIDAR Wellenlängen
τ	Opazität
χ	Transmission
φ	geographische Breite
$\hbar\omega_{\nu}$	Energie der Vibrationsniveaus
Φ	Geopotentialhöhe
Ω	Ozongesamtsäule
$\Omega_{mm\text{-Wellen}}$	Ozongesamtsäule errechnet aus klimatologischen mm-Wellen-Ozonprofilen
$\Omega_{mm\text{-Wellen}}^{h_1, h_2}$	Ozonpartialsäule von h_1 bis h_2 errechnet aus den klimatologischen mm-Wellen-Ozonprofilen
$\tilde{\Omega}_{mm\text{-Wellen}}$	Ozongesamtsäule errechnet aus klimatologischen mm-Wellen-Ozonprofilen korrigiert mit dem bekannten tatsächlichen atmosphärischen Ozonprofil

Ω_{rot} Rotationsgeschwindigkeit der Erde f Coriolisparameter

Matrizen und Vektoren

A averaging kernel Matrix**B_n** Transformationsmatrix von VMR in Teilchenzahldichte einer Hörschicht**B_Ω** Transformationsmatrix von VMR in Gesamtsäule**D** Beitragsfunktionsmatrix**G** Gewichtsfunktionsmatrix**K** Gewichtsfunktionen, Vorwärtsmodell**S_a** a-priori Kovarianzmatrix**S_e** Spektralkovarianzmatrix**S_x** Ergebniskovarianzmatrix**w** Windvektor**x** Parameter des Vorwärtsmodells, insbesondere das Ozonprofil**x_a** a-priori Information**x_n** Parameter des Vorwärtsmodells, Ozonprofil als Teilchenzahldichte**x_{a,n}** a-priori Information, a-priori Ozonprofil als Teilchenzahldichte**x_{Ort}** Ortsvektor $\hat{\mathbf{x}}$ bester Schätzer**y** Mikrowellenspektrum

Abkürzungsverzeichnis

AOS	acousto-optisches Spektrometer
AVK	averaging kernel Matrix
DIAL	Differential Absorption
DOAS	Differential Absorption Spectroscopy
DU	Dobson Unit
ECC	electrochemical concentration cell (Ozonsondentyp)
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecasts
EP	Earth Probe Satellite
ERS-2	2nd European Remote Sensing Satellite
FCKW	Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe
FTIR	Fourier Transform Infra Red Spektrometer
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GPS	Global Positioning System
IR	Infrarot
LIDAR	Light Detection and Ranging
LIMS	Limb Infrared Monitor of the Stratosphere
LO	Lokalszillator
MLS	Microwave Limb Sounder
NAOMI	Ny-Ålesund Aerosol and Ozone Measurements Intercomparison campaign
NCEP	National Center for Environmental Prediction der USA
NDSC	Network for the Detection of Stratospheric Change
OEM	optimal estimation Methode
PSC	polar stratospheric clouds
PV	potentielle Vorticity
PVU	PV Unit
RAM	Radiometer für Atmosphärenphysikalische Messungen
RDF	reverse domain filling
SAOZ	Système d'Analyse de l'Observation Zénithale
SC	Schräge Säule (vom englischen slant column)
SSB	Einseitenbandfilter (single-sideband filter)

220 ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UTC	Universal Time Code System (im wesentlichen Greenwich-Zeit)
UV	Ultraviolett
VC	vertikale Säule (vom englischen vertical column)
VMR	Volumen Mischungs Verhältnis (vom englischen volume mixing ratio)
WMO	World Meteorological Organization
ZF	Zwischenfrequenz

Danksagung

Diese Arbeit ist am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen entstanden. Mein Dank gilt allen Mitarbeitern des Instituts.

Besonders bedanken möchte ich mich bei Prof. K. Künzi für seine ruhige und lenkende Betreuung vom Hintergrund aus und Prof. O. Schrems für die Übernahme der Begutachtung dieser Arbeit.

Die Mitglieder meiner Arbeitsgruppe, Bernd Barry, Ulf Klein, Kai Lindner, Uwe Raffalski, Björn-Martin Sinnhuber und Ingo Wohltmann waren stets Garantien für neue fachliche Ideen und Anregungen, aber auch gute Partner für teilweise hitzige und kontroverse Diskussionen über allgemeinere Themen.

Besondere Erwähnung sollen auch die Mitarbeiter des Alfred-Wegener-Instituts in Ny-Ålesund und die Bewohner dieses Orts finden, die dazu beigetragen haben, daß mir jeder meiner vielen Aufenthalte dort in guter Erinnerung geblieben ist.

Bedanken möchte ich mich bei allen, die mir Meßdaten für diese Arbeit zur Verfügung gestellt haben und sich immer bereitwillig über die Funktionsweise ihrer Geräte und Auswertung haben lücheln lassen: Edo Becker, Roland Neuber, Justus Notholt, Peter von der Gathen, Petra Wahl und Folkard Wittrock.

Für den Betrieb der NDSC-Station und des RAMs sowie für die Übernahme der Veröffentlichung dieser Arbeit möchte ich mich beim AWI bedanken.

Annette Ladstätter-Weißenmayer möchte ich danken für ihren erfolgreichen Einsatz für die durchgehende Finanzierung meiner Stelle.

Dank gilt auch meiner Frau Sabine, die mir beim Ausbügeln der diversen Tippfehler und einiger grammatikalischer Schlurigkeiten geholfen hat und meinem Bruder Jürgen, der die Arbeit sehr kritisch beäugt hat.

Diese Arbeit wurde finanziert aus dem Projekt Calibration and Validation Studies of Data from the Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) on ERS-2 (DARA Projektcode A02.D131).

Publikationen

Teile dieser Promotionsarbeit wurden bereits veröffentlicht oder sind zur Veröffentlichung eingereicht. Im einzelnen sind dies:

- Geophysical Research Letters

Langer, J., B. Barry, U. Klein, B.-M. Sinnhuber, I. Wohltmann, K.F. Künzi, Chemical ozone depletion during Arctic winter 1997/98 derived from ground based millimeter-wave observations, *Geophysical Research Letters*, 26, 599-602, 1999

- Journal of Geophysical Research

Steinbrecht, W., R. Neuber, P. v.d. Gathen, P. Wahl, T.J. McGee, M.R. Gross, U.Klein, J. Langer, Results of the 1998 Ny-Ålesund Ozone Measurements Intercomparison NAOMI, eingereicht bei *Journal of Geophysical Research*, 1999

- Proceedings "Interactions between Chemical Compounds, the Ozone Layer and UV-B fluxes", 1998

Langer, J., U. Klein, B.-M. Sinnhuber, I. Wohltmann, K.F. Künzi, Ozone measurements at Ny-Ålesund, Arctic station of the Network for the Detection of Stratospheric Change, Proceedings "Interactions between Chemical Compounds, the Ozone Layer and UV-B fluxes", Halkidiki, Griechenland, 1998, in Druck

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

- **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
Heft Nr. 1/1982 – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
Heft Nr. 3/1982 – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
Heft Nr. 4/1982 – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
Heft Nr. 7/1982 – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polarstern‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
Heft Nr. 8/1983 – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mail, R. Kresse, T. Schwinghammer
- **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
Heft Nr. 10/1983 – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
Heft Nr. 11/1983 – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
Heft Nr. 12/1983 – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschieppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 3/1983 – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 4/1983 – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12. - 16. May 1983, edited by S. B. Schnack
Heft Nr. 15/1983 – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
Sonderheft Nr. 5/1984 – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
Heft Nr. 16/1984 – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
Heft Nr. 17/1984 – Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
Heft Nr. 18/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
Heft Nr. 19/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
Heft Nr. 20/1984 – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
Heft Nr. 21/1985 – „Euphausiid larvae in plankton from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“ by Sigrd Marschall and Elke Mizdalski
Heft Nr. 22/1985 – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of
the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
Heft Nr. 23/1985 – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven
des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

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

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

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

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

- Heft Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer.
- Heft Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 158/1995** – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
- Heft Nr. 159/1995** – „The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch.
- Heft Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
- Heft Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
- Heft Nr. 162/1995** – „Meerestransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
- Heft Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
- Heft Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
- Heft Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
- Heft Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler.
- Heft Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
- Heft Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
- Heft Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Gmitry Bolshiyayov.
- Heft Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert.
- Heft Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
- Heft Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn.
- Heft Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 182/1995** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann.
- Heft Nr. 184/1996** – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditen und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller.
- Heft Nr. 186/1996** – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{232}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{235}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Marlin Frank.
- Heft Nr. 187/1996** – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.

- Heft Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms.
- Heft Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam.
- Heft Nr. 193/1996** – „Heterogene Reaktionen von N_2O_5 und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel.
- Heft Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm.
- Heft Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich.
- Heft Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese.
- Heft Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gerion Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken.
- Heft Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid.
- Heft Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder.
- Heft Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf.
- Heft Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg.
- Heft Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft Nr. 208/1996** – „Atmosphäreinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von LIne-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert.
- Heft Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann.
- Heft Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyaynov and Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff.
- Heft Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer.
- Heft Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer.
- Heft Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens.
- Heft Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerefeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne.
- Heft Nr. 221/1997** – „Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lukas und Victor Smetacek.
- Heft Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

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

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

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

Heft-Nr. 319/1999 – „The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux“, by Holger Auel.

Heft-Nr. 320/1999 – „Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten“, von Veronika Eyring.

Heft-Nr. 321/1999 – „Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols“, von Dagmar Nagel.

Heft-Nr. 322/1999 – „Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998“, von Jens Langer

* vergriffen/out of print.

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

