



**Berichte des Deutschen Wetterdienstes**

**200**

**Ozon- und Temperaturmessungen mittels Lidar am  
Hohenpeißenberg**

von  
Wolfgang Steinbrecht  
Peter Winkler  
Hans Claude



Zitationsvorschlag:

Steinbrecht, Wolfgang; Winkler, Peter; Claude, Hans: Ozon- und Temperaturmessungen mittels Lidar am Hohenpeißenberg. - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1997.

(Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 200)

ISSN der Onlineausgabe: 2194-5969

ISSN der Druckausgabe: 0072-4130

---

## Nutzungsbedingungen



Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz

Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden.

Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

---

Herausgeber und Verlag: :

Deutscher Wetterdienst  
Frankfurter Straße 135  
D- 63067 Offenbach am Main

Internet: [www.dwd.de](http://www.dwd.de)

Mail: [bibliothek@dwd.de](mailto:bibliothek@dwd.de)

**Deutscher Wetterdienst**



**Berichte des Deutschen Wetterdienstes**

**200**

**Ozon- und Temperaturmessungen mittels  
Lidar am Hohenpeißenberg**

von  
Wolfgang Steinbrecht, Peter Winkler  
und Hans Claude

Diese Veröffentlichung ist der Abschlußbericht des vom Bundesministerium für Bildung und Forschung im Rahmen des Ozonforschungsprogramms geförderten Projekts „Messungen der Ozonverteilung in der oberen Stratosphäre mittels Lidar am Hohenpeißenberg“ (Förderkennzeichen 01LO9106/8). Projektträger war die Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt e. V. (DLR) in Bonn. Projektleiter war Dr. P. Winkler. Die Veröffentlichung ist vom Projektträger genehmigt.

---

Anschrift der Verfasser:

Dr. Wolfgang Steinbrecht  
Dr. Peter Winkler  
Dipl. Met. Hans Claude

Deutscher Wetterdienst  
Meteorologisches Observatorium  
Hohenpeißenberg  
Albin-Schwaiger-Weg 10  
82383 Hohenpeißenberg

---

Zur Herstellung dieses Buches wurde chlor- und säurefreies Papier verwendet.

ISSN 0072-4130  
ISBN 3-88148-332-2

---

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm oder ein anderes Verfahren), auch nicht für Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Für den Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

---

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst  
Frankfurter Str. 135  
D-63067 Offenbach a.M.

# Zusammenfassung

Seit Ende 1987 werden vom Deutschen Wetterdienst am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (MOHp) regelmässige Ozonmessungen mittels Lidar im Höhenbereich zwischen 15 und 50 km durchgeführt. Diese Messungen sind eine wichtige Ergänzung der seit 1967 durchgeführten Ozonsondierungen, welche den Höhenbereich vom Boden bis 30 km Höhe abdecken.

Hauptziel des geförderten Projekts war eine gründliche wissenschaftliche Überarbeitung der Meßmethodik und eine eingehende Analyse der bisher angefallenen Daten. Dieses Ziel wurde erreicht.

Zunächst wurden veraltete und störanfällige Komponenten der Lidar-Datenerfassung erneuert (DWD-Mittel). Die gesamte Datenerfassung und Auswertung wurde auf PC-Basis umgestellt. Alte und neue Datenerfassung wurden ein Jahr lang parallel betrieben, um genügend Daten für die Korrektur möglicherweise auftretender Brüche zu gewinnen. Zunächst nicht erkennbar, ist ein solcher Bruch bei der Umstellung des Untergrundabzuges auch aufgetreten. Er führt zu einer Erhöhung der Ozonwerte am oberen Rand des Meßbereichs. In 45 km liegen die Ozonwerte mit der neuen Datenerfassung um 10 % höher, in 50 km um 50 % höher. Die Unterschiede sind nur bei Monats- oder Jahresmitteln erkennbar, für Einzelmessungen werden sie vom statistischen Rauschen überdeckt. Der Bruch muß in Zukunft noch korrigiert werden.

Die gesamte Ozonauswertung wurde kritisch untersucht, wobei eine Reihe von Detailverbesserungen angebracht werden konnten. Das MOHp nahm mit zwei Algorithmen am Ozon-Algorithmus Vergleich des Network for the Detection of Stratospheric Change (NDSC) teil. Aufgrund der gewonnenen Erkenntnisse konnte der bisher verwendete Algorithmus entscheidend verbessert werden. Bei diesem Vergleich zeigte sich auch, daß alle Algorithmen zu einer Überschätzung der Ozonwerte in 45 km Höhe um etwa 10 % neigen. Daneben wurden die mit dem Hohenpeißenberger Lidar gemessenen Ozonprofile einer ausgiebigen Validierung durch Instrumentenvergleiche unterzogen. Sehr gute Übereinstimmung (deutlich besser als 5 %) wurde gefunden mit einem Mikrowellen-Radiometer der Universität Bern, dem Lidar am Observatoire Haute Provence und dem SAGE II Satelliteninstrument [*Claude und Steinbrecht, 1997; Steinbrecht et al., 1997a*]. Übereinstimmung besser als 5 % wird auch in einem sehr umfangreichen Vergleich mit den Hohenpeißenberger Brewer/Mast Sonden gefunden. Dabei konnte nachgewiesen werden, daß die bisher bei der Brewer/Mast Sonde verwendete und von der WMO empfohlene Pumpenkorrektur nicht ausreichend ist. Eine verbesserte Korrektur wird der WMO demnächst vorgeschlagen [*Steinbrecht et al., 1997d*]. Zeitreihen des Ozons aus Lidar-, Sonden- und SAGE II-Messungen zeigen sehr gute Übereinstimmung in ihrem Verlauf. Es gibt allerdings immer wieder Zeitpunkte, oder Zeiträume, an denen bei einem Gerät Sprünge und Inhomogenitäten auftreten. Für zuverlässige Aussagen sind deswegen redundante Messungen mit mehreren Geräten von großer Bedeutung [*Steinbrecht et al., 1997a*]. Der Vergleich mit HALOE oder mit SAGE im Jahre 1992 zeigt einmal mehr, wie wichtig bodengebundene Messung zur Validierung von Satellitendaten sind.

Eine wesentliche Neuerung ist die Ableitung des atmosphärischen Temperaturprofils im Höhenbereich von 30 bis 60 km aus den Lidardaten seit 1987. Die Temperaturmessungen wurden

ebenfalls durch Vergleiche mit Radiosondierungen und mit Analysen des US-Wetterdienstes (die oberhalb von 30 km auf Satellitendaten beruhen) gründlich validiert. Dabei zeigte sich, daß das Lidar im Höhenbereich um 30 km etwa 3 bis 4 K niedrigere Temperaturen liefert. Eine detaillierte Fehleranalyse der Lidar-Temperaturmessung wurde durchgeführt, konnte aber keine Erklärung liefern. Möglicherweise führen systematische Fehler bei der Radiosondentemperatur (Strahlungsfehler, wake-effect, 1 bis 2 K, [Gaffen, 1994]) in Kombination mit atmosphärischen Tiden [Gille et al., 1991; Dudhia et al., 1993; Wild et al., 1995] (1 bis 2 K) zu den beobachteten Unterschieden zwischen nächtlicher Lidarmessung und Radiosondierung oder NMC-Analyse am Tage. Wichtig ist, daß Lidarmessung, Radiosondierung und NMC-Analysen praktisch den gleichen zeitlichen Verlauf zeigen. Trotz des systematischen Unterschiedes können die Lidarmessungen zur Beurteilung von Temperaturänderungen in der Atmosphäre verwendet werden [Steinbrecht et al., 1997a].

Im Rahmen des NDSC konnte ein Vergleich der Aerosol-Auswerte Algorithmen von 13 internationalen Lidargruppen durchgeführt werden [Steinbrecht et al., 1997c]. Als wesentliche Begrenzung der erreichbaren Genauigkeit hat sich dabei die erforderliche genaue Kenntnis des Luftdichteprofiles bis in Höhen oberhalb von 30 km herausgestellt. Dagegen spielen Annahmen über das Verhältnis von Extinktion zu Rückstreuung eigentlich nur bei starker Aerosolbelastung eine wesentliche Rolle. In der Regel kann das Aerosolrückstreuverhältnis  $R$  mit einer Genauigkeit von 1 bis 5 % abgeleitet werden. Daneben konnte eine umfangreiche Untersuchung zur Querempfindlichkeit der Lidar-Ozonmessung bei hoher stratosphärischer Aerosolbelastung (wie z.B. nach dem Pinatubo-Ausbruch 1991) fertiggestellt werden [Steinbrecht und Carswell, 1995]. Diese Untersuchung ergab, daß eine genaue Korrektur der Aerosolinterferenz praktisch nicht möglich ist. Nachdem am Hohenpeißenberg die Ballonsondierungen auch während dieser Zeit korrekte Ozonprofile liefern, wurden keine weiteren Untersuchungen in dieser Richtung durchgeführt. Deswegen erschien auch ein aufwendiger Umbau des Lidarsystems auf Raman-Kanäle nicht nötig.

Ein besonders wichtiges Ergebnis der Hohenpeißenberger Lidarmessungen ist die Beobachtung einer längerfristigen Ozonabnahme im Höhenbereich oberhalb von 30 km [Claude et al., 1994; Claude et al., 1996]. Sie liegt in der Größenordnung von -7 % pro Dekade für das Schichtmittel 33 bis 40 km. Dieser Trend übersteigt die Abnahme in der unteren Stratosphäre (-5 % pro Dekade). Zwischen unterer und oberer Stratosphäre existiert bei etwa 26 km Höhe eine Schicht, die nahezu trendfrei ist. Dies deutet an, daß unterschiedliche Abbauprozesse in unterer und oberer Stratosphäre wirksam sind. Die experimentell beobachtete Abnahme in der oberen Stratosphäre bestätigt die bereits 1974 von Molina und Rowland (Nobelpreis für Chemie 1995) vorhergesagte Ozonzerstörung durch anthropogene Chlorverbindungen. Satellitenmessungen (SAGE, SBUV) dieser Ozon-Abnahme konnten hierdurch erstmals durch ein bodengebundenes Instrument bestätigt werden. Es muß nun weiter beobachtet werden, inwieweit die bereits erfolgte Reduzierung von Fluorchlorkohlenwasserstoff-Emissionen (Montrealer Protokoll 1987, Nachbesserungen London 1990, Kopenhagen 1992, Wien 1995) positive Auswirkungen auf die Ozonschicht zeigt. Eine Besserung wird allerdings erst im nächsten Jahrtausend erwartet.

# Abstract

Since the end of 1987 a Lidar system is used for routine monitoring of the ozone layer between 15 and 50 km altitude at the Meteorological Observatory Hohenpeißenberg (MOHp) of the German Weather Service. These lidar measurements are an important addition to balloonborne ozone sondes which have been flown on a routine basis since 1967 and cover the altitude range from the ground up to 30 km.

The main goal of this research-project was a thorough scientific evaluation of the measurement technique and a detailed analysis of the data acquired so far. This goal was achieved.

At the beginning, older and failure-prone components of the lidar data acquisition system were replaced (DWD-funded). The entire data acquisition and analysis was migrated onto a standard PC. However, in order to get ample data for correcting systematic differences that might arise, the old and the new data acquisition system were operated in parallel for one year. Although not identified at first, such a systematic difference did occur. It was caused by a change in background subtraction between the two data acquisition systems. It led to higher ozone values at the upper end of the measurement range. With the new data acquisition ozone values are higher by 10 % at 45 km and 50 % at 50 km. Differences are significant only for monthly or annual mean profiles, for single profiles they are well below the statistical noise level. The resulting break in the time series needs to be corrected in the future.

The entire ozone evaluation procedure was critically reviewed and several improvements were made. The MOHp participated with two algorithms in the ozone algorithm intercomparison organized by the Network for the Detection of Stratospheric Change (NDSC). Based on this experience the algorithm used so far could be improved significantly. Among other things, the intercomparison showed that all algorithms tend to overestimate ozone around 45 km altitude by about 10 %. Ozone profiles measured by the Hohenpeißenberg lidar were validated extensively against other instruments. Excellent agreement (differences substantially below 5 %) was found in comparisons with a microwave radiometer of the University of Bern, the lidar at Observatoire Haute Provence and the SAGE II satellite instrument [*Claude and Steinbrecht, 1997; Steinbrecht et al., 1997a*]. Agreement better than 5 % is also found in an extensive intercomparison with Hohenpeißenberg Brewer/Mast sondes. An important conclusion from the lidar-sonde intercomparison was that the WMO recommended pump correction for Brewer/Mast sondes is not sufficient. An improved pump correction was deduced [*Steinbrecht et al., 1997d*] and will be recommended to the WMO in the near future. Ozone time series from lidar, sonde and SAGE II data are very similar and show very good agreement. However, there are times where breaks and inhomogeneities appear for one instrument. For reliable conclusions on atmospheric changes redundant measurements from various techniques are extremely important [*Steinbrecht et al., 1997a*]. The systematic deviations of HALOE or SAGE in the year 1992, after the Pinatubo eruption, demonstrate the importance of groundbased measurements for the global ozone observing system.

A very important addition is the routine derivation of the atmospheric temperature profile between 30 and 60 km altitude from the lidar data since 1987. These lidar temperature mea-

measurements were validated against radio-sondes and US weather service (NMC/NCEP) analyses (which are based on satellite data above 30 km). The lidar usually reports 3 to 4 K lower temperatures in the 30 km altitude range. Detailed error analysis of the lidar temperature measurement did not provide an explanation. Most likely, systematic errors of radio-sonde temperature (radiation error, wake effect, 1 to 2 K [Gaffen, 1994]) in combination with atmospheric tides [Gille *et al.*, 1991; Dudhia *et al.*, 1993; Wild *et al.*, 1995] lead to the differences observed between night-time lidar measurement and day-time radio-sounding or NMC analysis. Very importantly, however, monthly mean lidar-, radio-sonde- and NMC-data show virtually the same temporal evolution of the atmospheric temperature. Despite systematic differences the lidar measurements can be used to investigate atmospheric temperature changes [Steinbrecht *et al.*, 1997a].

Within the framework of the NDSC an intercomparison of the aerosol-evaluation algorithms of 13 international lidar groups was carried out [Steinbrecht *et al.*, 1997c]. One important result of this intercomparison was that insufficiently accurate knowledge of the air density profile at altitudes of 30 km and above is the major uncertainty source for the derived aerosol profile. Assumptions about the ratio between aerosol extinction and backscatter, on the other hand, are critical only under conditions of high stratospheric aerosol loading. As a rule, the aerosol backscatter ratio  $R$  can be derived with an accuracy of 1 to 5 %. Apart from this, a thorough investigation of aerosol interference on lidar ozone measurements (important after e.g. the Pinatubo-eruption in 1991) was completed and published [Steinbrecht and Carswell, 1995]. This investigation showed that an accurate correction of aerosol interference effects is not possible in practice. Since the Hohenpeißenberg ozone sonde data do give correct profiles during periods of enhanced aerosol no further investigations were made. Also, an addition of Raman-channels to the lidar system did not seem necessary.

An extremely important result of the Hohenpeißenberg lidar measurements is the observation of long-term ozone depletion above 30 km [Claude *et al.*, 1994; Claude *et al.*, 1996]. For the 33 to 39 km layer mean the depletion reaches -7 % per decade. This trend exceeds the trends observed in the lower stratosphere (-5 % per decade). A layer with no long term changes is found around 26 km, suggesting that different mechanisms may be responsible for ozone depletion in the upper and lower stratosphere. The experimental observation of upper stratospheric ozone depletion confirms early predictions by Molina and Rowland (1974, Nobel Prize for Chemistry in 1995) that anthropogenic chlorine from chlorofluorocarbons (CFCs) would destroy ozone. For the first time satellite measurements of this ozone depletion could be confirmed by a groundbased instrument. Continued observations are needed in order to determine whether reductions in CFC-emissions (Montreal Protocol 1987, with amendments London 1990, Copenhagen 1992, Vienna 1995) are already showing positive effects on the ozone layer. Improvement, however, is not expected before about 2020.

# Inhalt

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Technische Verbesserungen der Lidaranlage</b>	<b>7</b>
2.1	Erneuerung der Datenerfassung .....	7
2.2	Totzeitkorrektur .....	8
2.3	Untergrundabzug .....	10
2.4	Umstellung der Datenerfassung .....	12
2.5	Zusammenfassung .....	13
<b>3</b>	<b>Ozonmessung</b>	<b>14</b>
3.1	Auswerteverfahren .....	14
3.1.1	MOHP-Algorithmus .....	15
3.1.2	Verbesserter MOHP-Algorithmus .....	16
3.1.3	Toronto-Algorithmus .....	18
3.2	Statistischer Fehler und Höhenauflösung .....	18
3.3	Unterschiede zwischen den Algorithmen .....	20
3.4	Einbeziehung des aktuellen Temperatur- und Dichteprofils .....	24
3.5	Validierung durch Vergleiche .....	27
3.5.1	Vergleich mit Mikrowellenradiometer .....	30
3.5.2	Vergleich mit Lidar in Haute Provence .....	31
3.5.3	Vergleich mit HALOE .....	32
3.5.4	Vergleich mit SAGE .....	33
3.6	Zusammenfassung .....	34

<b>4</b>	<b>Temperaturmessung</b>	<b>35</b>
4.1	Einleitung	35
4.2	Genauigkeit der Lidar- Temperaturmessung, Fehlerquellen	37
4.2.1	Statistische Unsicherheit durch Signalrauschen	37
4.2.2	Einfluß der Anfangshöhe und der Anfangstemperatur	38
4.2.3	Einfluß der Schwerebeschleunigung $g$	40
4.2.4	Einfluß eines falschen Zeitnullpunktes der Datenerfassung	41
4.2.5	Berücksichtigung der Rayleighextinktion	43
4.2.6	Einfluß der Totzeitkorrektur	44
4.2.7	Einfluß des Untergrundabzugs	45
4.2.8	Weitere mögliche Fehlerquellen	46
4.3	Vergleiche	46
4.3.1	Vergleich Lidar- Radiosonden am MOHP	46
4.3.2	Vergleich VIZ 1393, Vaisala RS80 Radiosonde	49
4.3.3	Vergleich Lidar, NMC-Analysen	51
4.3.4	Tagesgang durch Tiden	52
4.4	Zusammenfassung	54
<b>5</b>	<b>Aerosolmessung</b>	<b>55</b>
5.1	Verfahren	55
5.2	NDSC-Algorithmusvergleich	55
5.3	Vergleiche	60
5.4	Aerosolinterferenz bei der Ozonmessung	62
5.5	Einflüsse des Aerosols auf das Ozon	64
5.6	Zusammenfassung	67
<b>6</b>	<b>Zeitreihen und Trends</b>	<b>68</b>
6.1	Klimatologisches Mittel	68

## *INHALT*

6.1.1	Ozon .....	68
6.1.2	Temperatur .....	70
6.2	Zeitreihen .....	71
6.3	Variabilität .....	73
6.4	Trends .....	74
6.5	Zusammenfassung .....	80
<b>7</b>	<b>Schlußbemerkungen</b>	<b>81</b>
<b>8</b>	<b>Literatur</b>	<b>83</b>
<b>9</b>	<b>Danksagung</b>	<b>89</b>



# 1 Einleitung

Als einzige öffentliche Stelle in Deutschland betreibt der Deutsche Wetterdienst regelmässige Messungen der vertikalen Ozonverteilung in der freien Troposphäre und der Stratosphäre, sowie der Ozon-Gesamtsäule. Messungen werden an den Observatorien Potsdam, Lindenberg und Hohenpeißenberg durchgeführt. Die Hohenpeißenberger Meßreihe reicht bis 1967 zurück und gehört damit zu den längsten weltweit. Aufgrund langfristiger Planung, durchgehender Finanzierung und sorgfältiger Durchführung steht auch die Qualität der Daten auf höchstem Niveau [Logan, 1994]. Andere Ozon-Meßreihen sind wegen häufiger Instrumentenwechsel oder mangelnder Daten-Qualität zur Untersuchung langfristiger Veränderungen oft nur sehr schwer zu gebrauchen.

Das BMBF/BMFT hat dabei durch Projektförderung mehrfach die Aufnahme neuer Messungen oder die Beschaffung von Meßgeräten ermöglicht. So konnte in den Jahren 1986 und 1987 in Zusammenarbeit mit der Universität München auf dem Hohenpeißenberg ein Laser-Radar-System zur Messung des Ozonprofils im Höhenbereich 15-50 km aufgebaut werden (BMFT, FKZ 0704594/8, [Claude *et al.*, 1989]). Im Gegensatz zu den Sonden erlaubte dieses Gerät Messungen im Höhenbereich von 40 km, für den damals die größte Ozonabnahme durch anthropogenes Chlor vorhergesagt wurde (z.b. [Brühl und Crutzen, 1988]). Im Überlappungsbereich von Ozonsonden und Lidar (von etwa 15 bis 30 km) wurde außerdem die Möglichkeit einer deutlich besseren Qualitätskontrolle geschaffen.

Seit Ende 1987 werden Routinemessungen mit dem Lidarsystem durchgeführt, wobei der Betrieb vom Wetterdienst finanziert und getragen wird. Im Rahmen des hier beschriebenen Projekts (FKZ 01LO9106/8) ermöglichte das BMBF in den Jahren 1994 bis 1996 eine gründliche wissenschaftliche Überarbeitung und Qualitätssicherung der Lidarmessungen. Wichtige technische Neuerungen konnten durchgeführt werden. Die vorhandenen Messungen konnten mit verbesserten Verfahren neu ausgewertet und gründlich validiert werden. Daneben wurde der Routinemeßbetrieb (aus DWD-Mitteln) weitergeführt. Beim beschriebenen Projekt standen vor allem Fragen der Meßtechnik und Datenauswertung, sowie der Qualitätssicherung im Vordergrund. Die genaue Untersuchung der beobachteten Ozon- und Temperaturvariationen und ihrer Kopplung ist Gegenstand eines Nachfolgeprojekts. Solche Untersuchungen setzen natürlich eine qualitativ hochwertige, gesicherte Datenbasis voraus.

Der Bericht behandelt im ersten Abschnitt die mehr technischen Verbesserungen der Lidaranlage und der Auswertung der Rohdaten. Dabei wird auch auf eine Diskontinuität bei der Behandlung des Signal-Untergrunds eingegangen. Sodann wird ausführlich auf Verbesserungen bei der Ableitung der Ozonprofile eingegangen. Anschließend wird von der gründlichen Validierung der Ozonprofile durch Instrumentenvergleiche und durch Vergleiche der Auswertungsalgorithmen berichtet.

Bei der neu eingeführten Ableitung von Temperaturprofilen aus den Lidardaten wurde größter Wert auf die Analyse möglicher Fehlerquellen gelegt. Die Lidar-Temperaturmessungen werden mit den Ergebnissen von Sondierungen und Analysen des US-Wetterdienstes verglichen. Dabei zeigen sich Unterschiede, die unter anderem eine genauere Betrachtung der Temperaturmessung

## *EINLEITUNG*

der Radiosonden erforderlich machen.

Störungen der Ozonmessungen durch Aerosolpartikel stellen nach dem Pinatubo Ausbruch 1991 ein besonderes Problem dar, jedoch erlauben die Lidardaten eine genaue Ableitung von stratosphärischen Aerosolprofilen. Es wird über den in Zusammenarbeit mit dem Fraunhofer Institut für Umweltforschung in Garmisch durchgeführten NDSC-Vergleich von Aerosolauswertelgorithmen berichtet. An diesem Vergleich nahmen 13 internationale Lidargruppen des Networks for the Detection of Stratospheric Change (NDSC) teil. Daneben werden Aerosolprofile, die mit dem Hohenpeißenberger Lidar gemessen wurden, mit Profilen des Lidars in Garmisch und des Lidar in Space Technology Experiments (LITE) auf dem Space-Shuttle verglichen.

Der letzte Abschnitt behandelt die Zeitreihen von Ozon und Temperatur in verschiedenen Höhen. Die Lidarmessungen werden in ihrem zeitlichen Verlauf mit den Ergebnissen der Ozonsondierungen, Messungen des SAGE Satelliteninstruments und der Analysen des US-Wetterdienstes verglichen. Insbesondere wird von der beobachteten langfristigen Abnahme des Ozons im Höhenbereich zwischen 35 und 45 km berichtet. Die mit großer Sicherheit auf anthropogenes Chlor zurückzuführende Ozonabnahme oberhalb von 30 km Höhe konnte erstmals mit Lidarmessungen nachgewiesen werden. Dabei erlauben die vorausgegangenen methodischen Untersuchungen trotz der erst seit 1987 laufenden Dauermessungen verlässliche Aussagen zum Trend.

## 2 Technische Verbesserungen der Lidaranlage

### 2.1 Erneuerung der Datenerfassung

Das Differentielle Absorptions Lidar (DIAL) zur stratosphärischen Ozonmessung am Hohenpeißenberg wurde in den Jahren 1986 und 1987 aufgebaut [Claude *et al.*, 1989]. Die damals eingesetzte Datenerfassung (LeCroy Zähler in CAMAC-Crate) erlaubte nur langsame Schußraten ( $< 30$  Hz), wurde zunehmend technisch veraltet und unzuverlässig (Ausfall im März 1994). Der ursprünglich eingesetzte Steuerungsrechner (Data General 10 SP) war langsam, technisch überholt und wurde ab 1995 vom Hersteller nicht mehr unterstützt. Zur Sicherstellung des Meßbetriebes wurden deshalb im Mai 1994 ein PC sowie eine Zweikanalzählerkarte (Fa. OPTECH) beschafft (aus DWD-Mitteln) und so die gesamte Datenerfassungs-Hardware erneuert. Die Datenerfassungs-Software wurde von Mai 1994 bis August 1994 im Rahmen des geförderten Projekts erstellt. Zunächst wurde nur die Datenerfassung, ab Februar 1995 auch die Systemsteuerung der Lidaranlage auf den PC übertragen.

Bei langfristigen Meßreihen ist es enorm wichtig sicherzustellen, daß Systemänderungen nicht zu einem Sprung oder anderen Inhomogenitäten in der Meßreihe führen. Dies könnte wissenschaftliche Untersuchungen über langfristige Veränderungen der Atmosphäre sehr erschweren, oder sogar unmöglich machen. Beispiele dafür sind die schleichende Veränderung der Diffusorplatte des TOMS/SBUV Satelliteninstruments [Herman *et al.*, 1991; Hilsenrath *et al.*, 1995], Sprünge in der Höhenzuordnung zwischen den SAGE I und SAGE II Satelliteninstruments [Wang *et al.*, 1996], oder, weniger bekannt, Sprünge in fast allen langen Temperaturmeßreihen durch Wechsel der Radiosonde [Schwartz und Doswell, 1991; Gaffen, 1994].

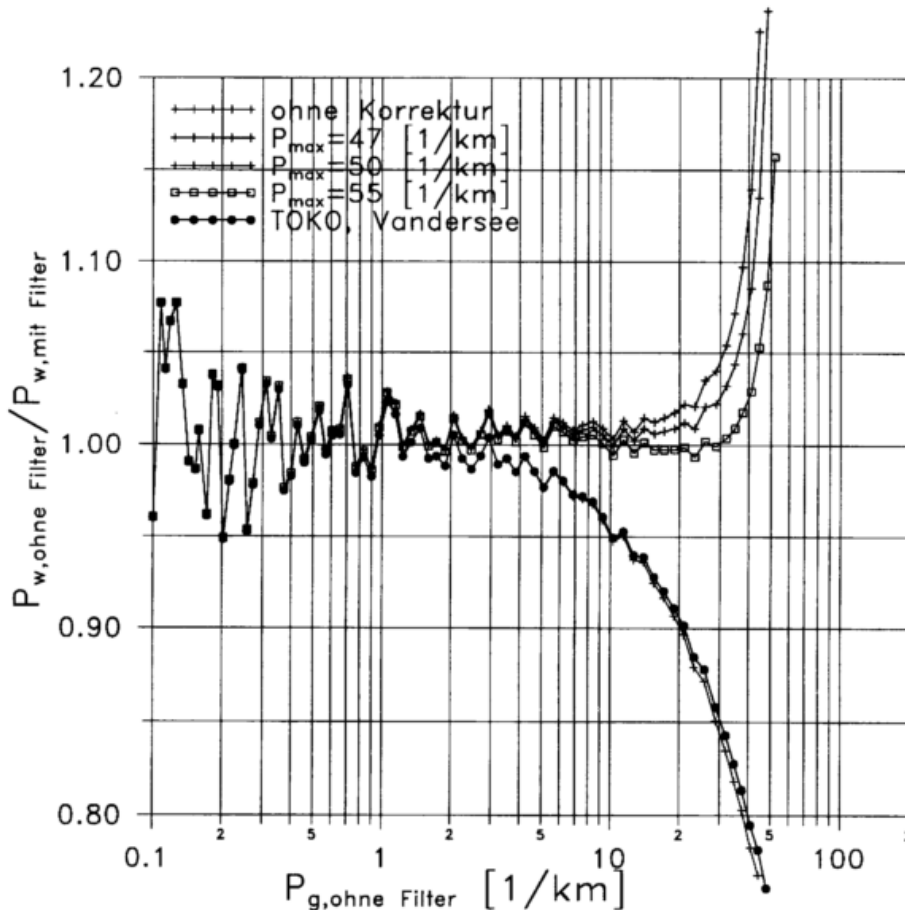
Aufgrund des selbstkalibrierenden Meßprinzips ist bei einem Differentiellen Absorptions Lidar die Gefahr gering, daß Veränderungen zu einem Sprung in der Meßreihe führen. Bei der Hohenpeißberger Lidar-Datenerfassung wurden außerdem nur digital arbeitende Komponenten (Zähler, Datenübertragung) ausgewechselt, womit das Risiko einer systematischen Veränderung noch kleiner sein sollte. Zusätzlich wurden die alte und neue Datenerfassung von Mai 1994 bis Januar 1995 parallel betrieben. Es zeigte sich, daß der Zeit-Nullpunkt der alten LeCroy/CAMAC Datenerfassung um etwa  $0.8 \mu\text{s}$ , entsprechend 120 m Rückstreuöhe, später lag als bei der neuen OPTECH Datenerfassung. Alle Höhenkanäle der alten Datenerfassung liegen entsprechend höher. Wird diese Höhenverschiebung berücksichtigt, so ergeben sich zunächst in den Meßdaten keine Unterschiede. Dennoch zeigt die genaue Untersuchung eine systematische Veränderung der Ozonprofile oberhalb von 45 km (siehe Abschnitt 2.4).

## 2.2 Totzeitkorrektur

Bei sehr hohem Rückstreusignal ( $> 1$  MHz) kann es geschehen, daß zwei Photonpulse von der Elektronik nicht mehr getrennt werden. Dann wird nur ein Photon registriert, obwohl zwei aus der Atmosphäre zurückgestreut wurden. Das aufgezeichnete Rückstreusignal wird zu niedrig. Diese Verschmelzung kann an drei Stellen geschehen: Im Photomultiplier, in den Diskriminatoren oder im Vielkanalzähler. Am kritischsten ist natürlich die langsamste Komponente, in diesem Fall der Diskriminator.

Zu einem gewissen Grad läßt sich dieser Totzeiteffekt korrigieren [Donovan et al., 1993]. In erster Näherung gilt:

$$P_w = \frac{1}{2\tau_D} \left( 1 - \sqrt{1 - 4\tau_D P_g} \right) \quad (2.1)$$



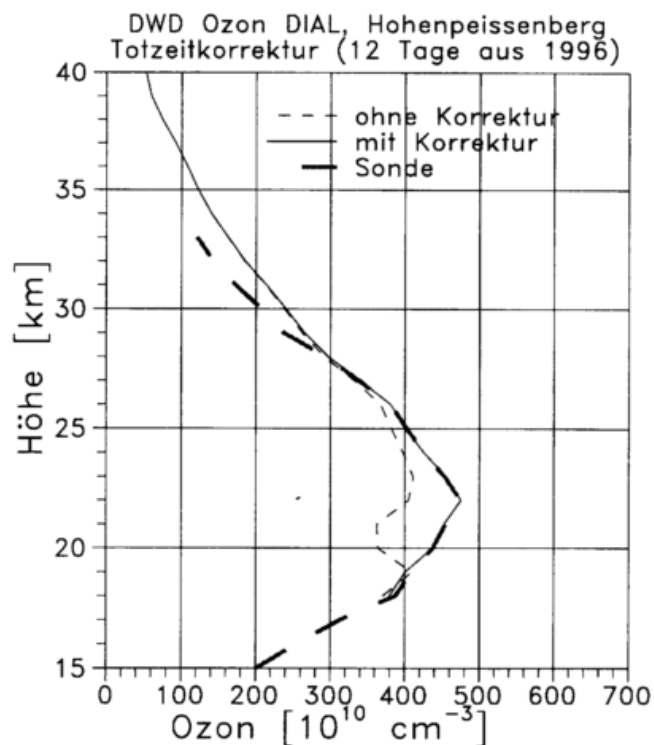
**Abbildung 2.1:** Verhältnis der Zählraten mit und ohne Graufilter. Ohne Totzeit würde das Verhältnis konstant bleiben, unabhängig von der Zählrate. Bei einer endlichen Totzeit knickt die Verhältniskurve bei hohen Zählraten nach unten ab. Mit Totzeitkorrektur lässt sich die Abweichung vom linearen Verlauf zu höheren Zählraten hinausschieben, etwa von 2 counts/km auf 20 counts/km. Der brauchbare Meßbereich in der Atmosphäre wird damit um etwa 7 km nach unten verlängert.

## TECHNISCHE VERBESSERUNGEN DER LIDARANLAGE

Dabei ist  $P_w$  die wahre, eigentlich zu registrierende Zählrate, und  $P_g$  die tatsächlich gemessene, zu geringe, Zählrate. Die Totzeitkonstante  $\tau_D$  wird am besten aus der Messung tatsächlicher Lidarrückstreusignale ermittelt. Dazu vergleicht man Signale, die mit bzw. ohne Graufilter unter sonst gleichen atmosphärischen und apparativen Bedingungen aufgenommen wurden. Mit Graufilter ist das Signal zwar deutlich geringer, wird deswegen aber kaum von Totzeiteffekten verfälscht. Abbildung 2.1 zeigt das Verhältnis zweier solcher Signale, als Funktion der Zählrate ohne Filter. Deutlich ist das Abknicken nach unten bei hohen Zählraten zu erkennen. Durch die Totzeitkorrektur kann das Abknicken zu höheren Zählraten hin verschoben werden (von ca. 2 auf 20 counts/km). Im Rahmen des Projektes wurde 1994 die oben beschriebene Totzeitkorrektur auf alle bisherigen Lidardaten am Hohenpeißenberg angewendet. Die davor verwendete Totzeitkorrektur (TOKO) arbeitete nicht immer zufriedenstellend, wie in Abbildung 2.1 deutlich zu erkennen.

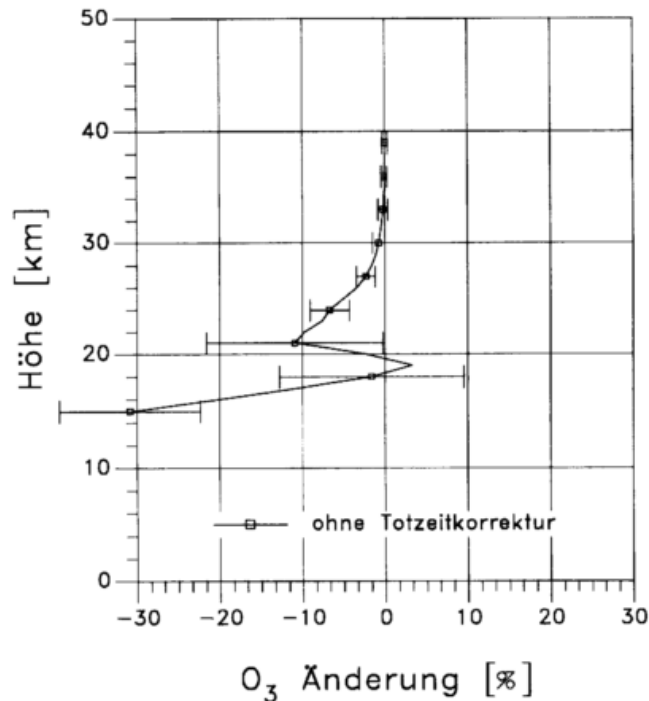
Durch den Übergang zu der neuen sehr viel schnelleren OPTECH Zählerkarte hat sich das Totzeitverhalten nicht wesentlich verändert. Es muß davon ausgegangen werden, daß die (unveränderte) Diskriminatoreinheit das langsamste Glied in der Datenerfassungskette ist und im wesentlichen die Totzeit bestimmt. Ein Austausch erscheint trotzdem nicht nötig, weil wesentlich höhere Zählraten sowieso vermieden werden müssen, um nicht Probleme mit Signal-induziertem Rauschen [Steinbrecht und Carswell, 1994b] bei sehr schwachen Signalen aus großen Höhen heraufzubeschwören.

Die Bedeutung der richtigen Totzeitkorrektur wird in Abbildungen 2.2 und 2.3 demonstriert. In der Regel hat die Totzeitkorrektur beim 308 nm Signal die größere Auswirkung. Ohne Totzeitkorrektur fällt das 308 nm Signal zu schwach mit der Höhe ab, und die gemessene Ozon-



**Abbildung 2.2:** Auswirkung der Totzeitkorrektur auf das gemessene Ozonprofil (Mittel aus zwölf Messungen im Jahre 1996).

## TECHNISCHE VERBESSERUNGEN DER LIDARANLAGE



**Abbildung 2.3:** Relative Änderung des Ozonprofils wenn die Totzeitkorrektur nicht angewendet wird (Mittel aus zwölf Messungen im Jahre 1996).

konzentration ist zu gering. In Abbildung 2.2 ist oberhalb von 20 km der Unterschied zwischen Ozonprofil aus Brewer/Mast Sondierung und dem aus der unkorrigierten Lidarmessung deutlich zu erkennen. Mit Totzeitkorrektur liefern dagegen Lidar und Sonde praktisch das gleiche Profil. Wie Abbildung 2.3 zeigt, liefert die Lidarmessung ohne Totzeitkorrektur um 5 bis 10 % zu niedrige Ozonwerte im Höhenbereich 20 bis 25 km. Bei 15 km kann die Ozonkonzentration sogar um 30 % unterschätzt werden.

### 2.3 Untergrundabzug

Die Datenerfassung der Lidaranlage registriert die Summe aus zurückgestreutem Laserlicht  $P_{Lidar}$ , Himmelslicht  $P_{Himmel}$  und Dunkelpulsen der Photomultiplier  $P_{Dunkel}$ .

$$P_{Total} = P_{Lidar} + P_{Himmel} + P_{Dunkel} \quad (2.2)$$

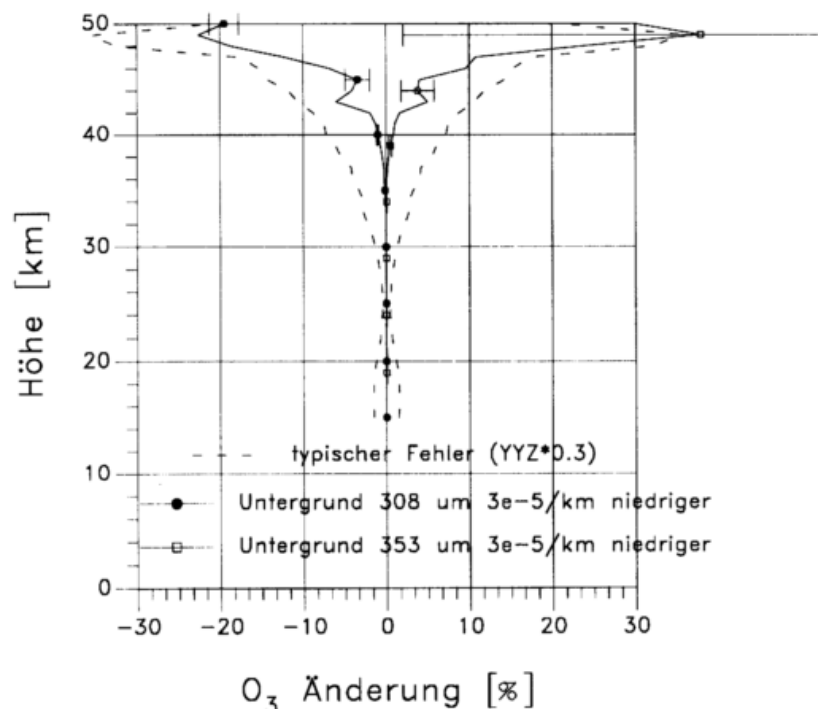
Für die weitere Auswertung von  $P_{Lidar}$  muß also die Untergrundzählrate  $P_{Himmel} + P_{Dunkel}$  abgeschätzt und vom Gesamtsignal  $P_{Total}$  abgezogen werden. Bei der alten Datenerfassung geschah das durch eine Untergrundmessung ohne Laser zwischen zwei Messungen, bei denen der Laser feuerte. Der Untergrundabzug erfolgte dann höhenkanalweise, bereits während der Datenaufzeichnung. Diese Vorgehensweise war nötig, da die alte Anlage nur eine Aufzeichnung des Rückstreusignals bis 75 km Höhe erlaubte, wo das Untergrundlevel noch nicht erreicht ist. Dies bringt aber eine Reihe von Nachteilen mit sich:

## TECHNISCHE VERBESSERUNGEN DER LIDARANLAGE

1. Die statistische Genauigkeit des ermittelten Untergrundes ist schlecht, da nur über eine sehr kurze Kanalstandzeit ( $2 \mu\text{s}$  entsprechend 300 m) gemessen wird.
2. Der abgezogene Untergrundwert wird nicht aufgezeichnet und kann deswegen bei späterer Datenbearbeitung weder verwendet noch korrigiert werden. Dies wurde allerdings durch Korrektur des DG10-Datenerfassungsprogramms ab 28.4.1994 etwas verbessert.
3. Eine Zeitabhängigkeit der Dunkelpulsrate  $P_{\text{Dunkel}}$  aufgrund der starken Photomultiplierbelastung bei Messung mit Laser (Signal-induziertes Rauschen) wird nicht erfasst. Sie kann auch bei einer späteren Auswertung nicht korrigiert werden.

Aus diesen Gründen wurde bei der neuen Datenerfassung ein anderer Weg begangen. Hier wird das Signal bis 120 km Höhe aufgezeichnet. Oberhalb von spätestens 90 km ist  $P_{\text{Lidar}}$  vernachlässigbar klein. Somit wird zwischen 90 und 120 km nur  $P_{\text{Himmel}} + P_{\text{Dunkel}}$  aufgezeichnet. Die statistische Genauigkeit der Untergrundmessung erhöht sich wegen der hundertmal längeren Meßzeit etwa um den Faktor 10. Weil der Untergrund direkt im Anschluß an das Rückstreusignal gemessen wird (anstatt 15 ms später) ist in der Untergrundmessung Information über die Zeitabhängigkeit der Dunkelpulsrate des Photomultipliers  $P_{\text{Dunkel}}$  (Signal-induziertes Rauschen) vorhanden. Das kann bei der späteren Auswertung berücksichtigt werden.

Abbildung 2.4 demonstriert den Einfluß des Untergrundabzuges auf die Ozonauswertung: Wird beim 308 nm Signal ein zu niedriger Untergrundwert abgezogen (z.B. zu niedrig um  $3 \times 10^{-5}$  counts/km, entsprechend etwa 3 %), so ergibt sich oberhalb von 40 km eine zu niedrige Ozonkonzentration (z.B. um 20 % in 50 km). Umkehrt ergibt ein zu niedriger Untergrundabzug beim



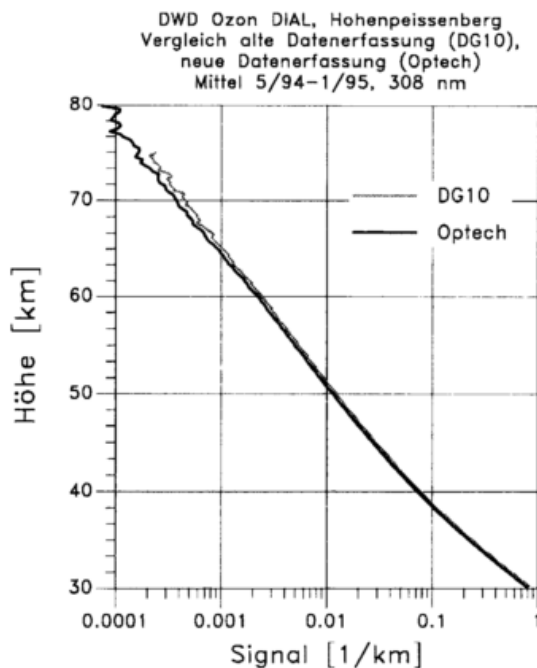
**Abbildung 2.4:** Auswirkung eines zu niedrigen Untergrundabzugs auf das gemessene Ozonprofil (Mittel aus zwölf Messungen im Jahre 1996).  $3 \times 10^{-5}$  counts/km entsprechen etwa 3 % des Untergrundwerts. Beim 308 nm Signal führt zu geringer Untergrundabzug zu einem flacheren Signalverlauf und damit zu niedrigeren Ozonwerten, beim 353 nm Signal ist es umgekehrt.

353 nm Signal (z.B. zu niedrig um  $3 \times 10^{-5}$  counts/km, entsprechend etwa 3 %) eine zu hohe Ozonkonzentration oberhalb von 40 km (z.B. um 30 % in 50 km).

## 2.4 Umstellung der Datenerfassung

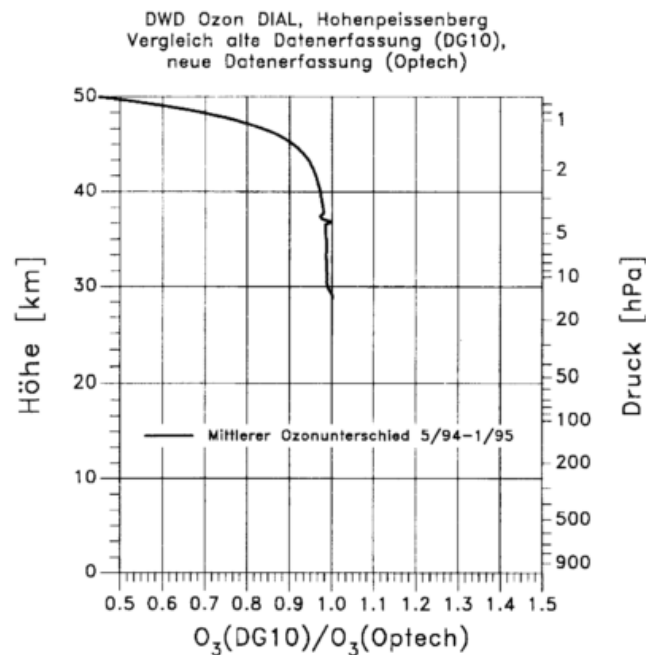
Die Umstellung des Untergrundabzuges von der alten zur neuen Datenerfassung hat beim 308 nm Signal zu einer systematischen Erhöhung der abgeschätzten Untergrundwerte um etwa 6 % geführt. Der Grund dafür ist eine langsam abfallende, vom Signal selbst induzierte, Rausch-Komponente beim 308 nm Signal. Anhand des mittleren Rückstreusignals von Mai 1994 bis Januar 1995, nach Abzug des Untergrundes, zeigt Abbildung 2.5, daß sich die Veränderung des Untergrundabzuges auf das 308 nm Signal in großen Höhen ausgewirkt hat. Mit der alten Datenerfassung (LeCroy-DG10) wurden zu niedrige Untergrundwerte abgezogen. Damit erschien das Signal aus grösseren Höhen höher als mit der neuen Datenerfassung (Optech). Bei 353 nm ist kein solcher Effekt zu bemerken. Hier ist Signal-induziertes Rauschen vernachlässigbar und liefert keine langsam abfallende Komponente.

Die Auswirkungen auf das Ozonprofil zeigt Abbildung 2.6. Nachdem bei der neuen Datenerfassung das Signal bei 308 nm in großer Höhe stärker abfällt, sind die abgeleiteten Ozonwerte höher als mit der alten Datenerfassung. Die Differenzen sind unterhalb von 40 km Höhe, vernachlässigbar, erreichen aber in 45 km etwa 10 %, in 50 km sogar 50 %. Dieser Sprung in der Meßreihe muß noch genauer untersucht werden. Insbesondere muß die langsam abfallende Signal-induzierte Rausch Komponente beim 308 nm Signal genauer vermessen werden. Aufgrund der bisherigen Erkenntnisse sollte eine Korrektur des Sprungs in der Meßreihe aber möglich sein.



**Abbildung 2.5:** Mittleres Rückstreusignal bei 308 nm für die Parallelmessungen der alten (DG10-LeCroy) und neuen (Optech) Datenerfassungen von Mai 1994 bis Januar 1995. Der jeweilige Untergrund ist bereits abgezogen.

## TECHNISCHE VERBESSERUNGEN DER LIDARANLAGE



**Abbildung 2.6:** Verhältnis der mittleren Ozonprofile aus den Parallelmessungen mit der alten (DG10-LeCroy) und neuen (Optech) Datenerfassung von Mai 1994 bis Januar 1995.

### 2.5 Zusammenfassung

Von Mai 1994 bis Februar 1995 wurde die gesamte Datenerfassung und Systemsteuerung der Lidaranlage auf PC-Basis umgestellt. Die nötige Hardware wurde aus DWD-Mitteln beschafft. Als Nebeneffekt ist mit PC und neuer Zählerkarte nun eine erheblich höhere Repetitionsrate möglich (100 Hz, gegenüber 20 Hz bisher). Die Genauigkeit der in einer Nacht gemessenen Profile kann so verdoppelt werden. Außerdem ist die Betriebssicherheit der Anlage wieder auf Jahre hinaus gewährleistet. Datenaufnahme und Auswertung sind erheblich verbessert und vereinfacht worden. Zur selben Zeit wurden umfangreiche Tests durchgeführt, um sicherzustellen, daß die Umstellung nicht zu einem Bruch in der Zeitreihe führt. Dennoch hat die Veränderung des Untergrundabzuges zu einem Sprung geführt. Mit der neuen Datenerfassung gemessene Ozonwerte liegen in 45 km Höhe um etwa 10 % und in 50 km Höhe um etwa 50 % höher als mit der alten Datenerfassung. Eine Korrektur ist noch nicht durchgeführt, wird aber möglich sein.

### 3 Ozonmessung

Beim Differential Absorption Lidar (DIAL) wird die Ozonkonzentration  $n_{O_3}(r)$  in der Höhe  $r$  abgeleitet aus dem Vergleich der Rückstreusignale  $P(r, \lambda)$  auf den zwei Wellenlängen  $\lambda_{on}$  und  $\lambda_{off}$  (Term DP in Gleichung 3.1). Dabei ist  $\lambda_{on} = 308$  nm so gewählt, daß es vom Ozon genügend stark absorbiert wird (Absorptionsquerschnitt  $\sigma_{O_3}(\lambda_{on}) \approx 1.2 \times 10^{-19} \text{ cm}^2$ ), wogegen  $\lambda_{off} = 353$  nm vom Ozon fast nicht absorbiert wird (Absorptionsquerschnitt  $\sigma_{O_3}(\lambda_{off}) \approx 7 \times 10^{-22} \text{ cm}^2$ ). Dazu kommen Korrekturterme für den Einfluß der differentiellen Extinktion durch Rayleighstreuung an Luftmolekülen (DR, Luftdichte  $n_R$ ), sowie durch Miestreuung an Aerosol (DE, Extinktionsquerschnitt  $\alpha_M(\lambda)$ ). Der Term DB beschreibt den Einfluß der unterschiedlichen Rückstreuung auf den beiden Wellenlängen, der durch die Höhenvariabilität des Aerosols verursacht wird (Gesamt-Rückstreuquerschnitt  $\beta(\lambda)$ ).

$$\begin{aligned}
 n_{O_3}(r) = & \frac{1}{2 \sigma_{O_3}(\lambda_{on})} \left[ \frac{d}{dr} \ln \left( \frac{P(r, \lambda_{off})}{P(r, \lambda_{on})} \right) \right] & DP & (3.1) \\
 & - \frac{1}{\sigma_{O_3}(\lambda_{on})} n_R(r) \Delta \sigma_R & DR & \\
 & - \frac{1}{2 \sigma_{O_3}(\lambda_{on})} \left[ \frac{d}{dr} \ln \left( \frac{\beta(r, \lambda_{off})}{\beta(r, \lambda_{on})} \right) \right] & DB & \\
 & - \frac{1}{\sigma_{O_3}(\lambda_{on})} \Delta \alpha_M(r) & DE &
 \end{aligned}$$

oder

$$n_{O_3}(r) = DP - DR - DB - DE$$

Mit Ausnahme eines Zeitraums von 2 bis 3 Jahren nach einer sehr starken Vulkaneruption, die bis in die Stratosphäre vordringt (z.B. Pinatubo 1991) und den Bereich polarer stratosphärischer Wolken, können die Terme DE und DB bei der stratosphärischen Ozonmessung vernachlässigt werden [Steinbrecht und Carswell, 1995]. Der Term DR spielt lediglich unterhalb von 20 km eine Rolle. Auf ihn und die Temperaturabhängigkeit des Ozonabsorptionsquerschnitts  $\sigma_{O_3}(308 \text{ nm})$  wird im Abschnitt 3.4 eingegangen. In den meisten Fällen ist also DP der wichtigste Term.

#### 3.1 Auswerteverfahren

In größeren Höhen sind die Lidarrückstreusignale  $P(r)$  zunehmend verrauscht. Beim Hohenpeißenberger Lidar liegt für ein typisches Nachtmittel das Signal zu Rausch- Verhältnis in etwa 80 km Höhe bei 1. Darüber ist kein brauchbares Signal mehr vorhanden. Die zur Berechnung des Terms DP nötige numerische Differentiation erhöht den Rauschpegel gewaltig. Deswegen ist es notwendig, die Signale über mehrere Höhenkanäle zu mitteln, bzw. bei der Differentiation zu filtern. Dabei sind mehrere Dinge zu beachten:

1. Die Wahl des Filters bedeutet immer einen Kompromiß zwischen feiner Höhenauflösung (dann großes Rauschen) oder geringem Rauschen (dann grobe Höhenauflösung).

2. Neben der beschränkten Höhenauflösung kann durch die Filterung auch eine systematische Abweichung des errechneten Ozonprofils vom wahren Ozonprofil auftreten. Das liegt daran, daß das Filter Terme höherer Ordnung abschneidet, die zur genauen Rekonstruktion eines gekrümmten Ozonprofils (z.B. exponentieller Abfall) aber nötig sind.

Im Rahmen des Projektes wurden drei Filter verwendet. Im Folgenden werden diese Filter beschrieben, dann wird anhand des NDSC Ozon-Algorithmus-Vergleiches ihre Wirkung auf die Ozonberechnung demonstriert.

### 3.1.1 MOHP-Algorithmus

Beim ersten Algorithmus handelt es sich um ein vor einigen Jahren am Hohenpeißenberg entwickeltes Verfahren [Vandersee et al., 1992] (MOHP Algorithmus). Es basiert auf einem gleitenden Mittel der Rückstreusignale mit Gauß'schen Gewichtsfunktionen.

$$\langle P(r_i) \rangle = \exp \left( \sum_{k=-l_i}^{+l_i} w_k \ln(P(r_{i+k})) \right) \quad (3.2)$$

Die  $w_k$  sind hier die Gauß'schen Gewichte, die Klammer  $\langle \rangle$  bezeichnet die Gauß'sche Mittelung über die Höhe. Für die Gewichte gilt:

$$w_k = C \exp \left( -\frac{1}{2} \left( \frac{k}{\sigma_i} \right)^2 \right) \quad (3.3)$$

Die Konstante  $C$  wird so gewählt, daß die Gewichte auf 1 normiert sind.

$$\sum_{k=-l_i}^{+l_i} w_k = 1 \quad (3.4)$$

Der Abbruchindex  $l_i$  ist dabei so gewählt, daß  $w_{l_i}$  das erste Gewicht kleiner als  $0.1w_0$  ist. Die Breite des Filters wird mit dem Parameter  $\sigma_i$  gesteuert. In niedrigen Höhen  $r_i$  soll wenig gemittelt werden und  $\sigma_i$  ist klein. In großen Höhen soll stark gemittelt werden und  $\sigma_i$  ist groß. Die typische Veränderung von  $\sigma_i$  mit der Höhe ist in Tabelle 3.1 gezeigt.

Nach der Gauß'schen Mittelung wird mit einer einfachen Differenzenmethode differenziert.

$$n_{O_3}(r_i) \propto \frac{1}{2\Delta x} \left( \ln \frac{\langle P(r_{i+1}, \lambda_{off}) \rangle}{\langle P(r_{i+1}, \lambda_{on}) \rangle} - \ln \frac{\langle P(r_{i-1}, \lambda_{off}) \rangle}{\langle P(r_{i-1}, \lambda_{on}) \rangle} \right) \quad (3.5)$$

$\Delta x$  ist die Kanalbreite der Höhenkanäle (0.3 km).

Man kann Gleichung 3.5 unter Verwendung der ungeglätteten Signale  $P(r, \lambda)$  auch folgendermaßen schreiben:

$$n_{O_3}(r_i) \propto \frac{1}{2\Delta x} \left( \sum_{k=-L_i}^{+L_i} W_k \ln P(r_{i+k}, \lambda_{off}) - \sum_{k=-L_i}^{+L_i} W_k \ln P(r_{i+k}, \lambda_{on}) \right) \quad (3.6)$$

Höhe [km]	$\sigma$
15	0.59
20	2.0
25	0.76
30	2.4
35	6.3
40	11.1
45	11.7
50	11.7

**Tabelle 3.1:** Veränderung der Breite  $\sigma$  des Gauß'schen Filters mit der Höhe

Dabei ergeben sich die effektiven Filtergewichte  $W_k$  aus der Differenz der Beiträge der Gauß'schen Filter, die bei den zwei verglichenen Höhenkanälen  $r_{i+1}$  und  $r_{i-1}$  zentriert sind. Die linke Spalte in Abbildung 3.1 zeigt das effektive differenzierende Filter  $W_k$  des alten MOHP-Algorithmus [Vandersee et al., 1992] für verschiedene Höhen. Es ist deutlich zu erkennen, daß das Filter in bestimmten Höhenbereichen schief ist, wenn nämlich ein relativ schmales Gauß'sches Filter bei  $r_{i-1}$  von einem relativ breiten bei  $r_{i+1}$  abgezogen wird. Daneben führt das Abbruchkriterium ( $l_i$ ) zu Sprüngen am Rande des Filters. Wie später noch gezeigt wird, liefert der ursprüngliche MOHP-Algorithmus bei etwa 35 km systematisch um 5 % zu niedrige Ozonwerte.

### 3.1.2 Verbesserter MOHP-Algorithmus

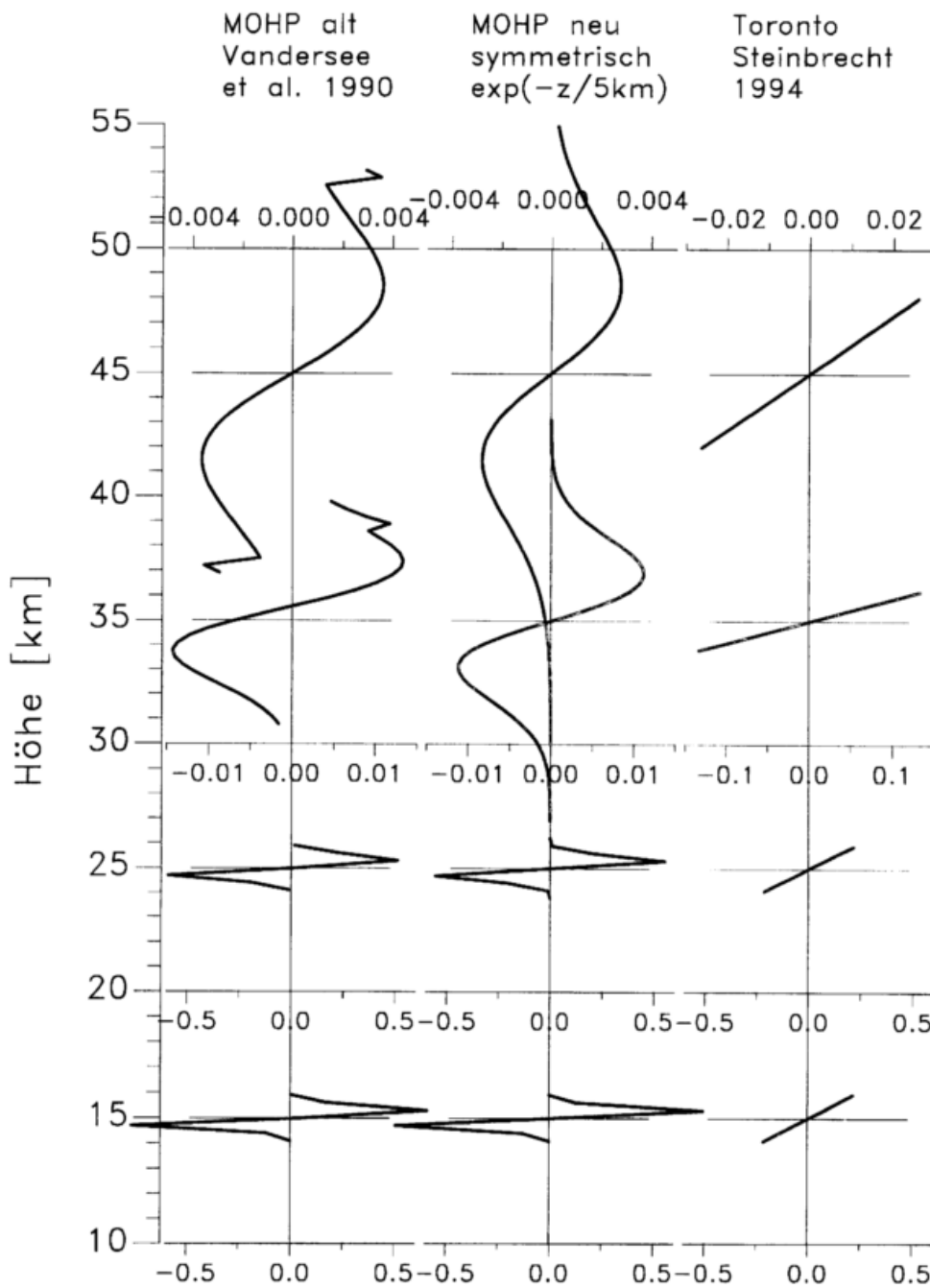
Beim zweiten Verfahren handelt es sich um eine Modifikation des gerade erwähnten MOHP Algorithmus. Hier wird zunächst dafür gesorgt, daß in den Höhen  $r_{i-1}$  und  $r_{i+1}$  das gleiche Gauß'sche Filter ( $w_k$ ) verwendet wird. Das resultierende differenzierende Filter ( $W_k$ ) ist dann immer symmetrisch.

$$W_k = C \exp \left\{ -\frac{k^2 + 1}{2\sigma^2} \right\} 2 \sinh \left\{ \frac{k}{\sigma^2} \right\} \quad (3.7)$$

Zusätzlich werden die Gewichte  $W_k$  so normiert, daß das differentielle Filter den korrekten Wert der Ableitung einer abfallenden Exponentialfunktion mit einer Skalenhöhe  $h_{sc}$  (5 km) liefert. Der Abbruchsindex  $L_i$  wird so gewählt, daß  $W_{L_i}$  gerade noch größer als 0.001 mal das größte Filtergewicht ist.

$$C = \frac{\frac{\Delta x}{h_{sc}}}{\sum_{k=1}^{L_i} W_k \sinh \left( \frac{k \Delta x}{h_{sc}} \right)} \quad (3.8)$$

Die mittlere Spalte von Abbildung 3.1 zeigt das differenzierende Filter des modifizierten MOHP Algorithmus für verschiedene Höhen. Beim NDSC Algorithmus Vergleich wurden mit diesem Filter, vor allem wegen der veränderten Normierung, wesentlich kleinere systematische Abweichungen vom wahren Wert erreicht, als beim ursprünglichen MOHP Algorithmus. Sonst sind die Eigenschaften dieses Filters (MOHP2 Algorithmus) wie Glättung, Höhenauflösung, usw., nahezu identisch mit denen des ursprünglichen MOHP Algorithmus.



**Abbildung 3.1:** Differenzierende Filter der verschiedenen Auswertelgorithmen für ausgewählte Höhenstufen. Links: Alter MOHP-Algorithmus [Vandersee et al., 1992]. Mitte: Neuer MOHP-Algorithmus. Rechts: Toronto Algorithmus [Steinbrecht, 1994].

### 3.1.3 Toronto-Algorithmus

Das dritte Verfahren wurde für mehrere Lidarsysteme in Kanada entwickelt (Toronto oder YYZ Algorithmus) [Steinbrecht, 1994]. Es beruht auf der Anpassung einer Ausgleichsgeraden an die Meßdaten nach der Methode der kleinsten Quadrate. Dieses Verfahren wird von den meisten Lidargruppen im Network for the Detection of Stratospheric Change angewandt (S. Godin, S. McDermid, T. McGee, D. Swaart, O. Uchino, priv. Mitteilungen, 1994 bis 1996).

$$\sum_{k=-l_i}^{+l_i} \left( \ln \frac{\langle P(r_{i+k}, \lambda_{off}) \rangle}{\langle P(r_{i+k}, \lambda_{on}) \rangle} - (a_i r_k + b_i) \right)^2 \rightarrow \min \quad (3.9)$$

Die Parameter  $a_i$  und  $b_i$  werden für jeden Höhenkanal  $r_i$  so gewählt, daß die mittlere quadratische Abweichung (Gleichung 3.9) minimal wird. Die Steigung ist dann durch  $a_i$  gegeben, und unter Berücksichtigung der richtigen Proportionalitätskonstanten ergibt sich die Ozonkonzentration ( $n_{O_3}(r_i) \propto a_i$ ). Hier wird die Breite des Filters, bzw. die Stärke der Glättung, durch die Fensterbreite  $l_i$  geregelt. Unterhalb von 30 km wird  $l_i$  so gewählt, daß das gesamte Fenster 2 km breit ist, darüber steigt die volle Fensterbreite quadratisch mit der Höhe an, und zwar von 2 km in 30 km Höhe auf 10 km in 50 km Höhe.

Auch beim Toronto-Algorithmus läßt sich das effektive differenzierende Filter wieder wie folgt schreiben:

$$n_{O_3}(r_i) \propto \frac{1}{2\Delta x} \left( \sum_{k=-l_i}^{+l_i} W_k \ln P(r_{i+k}, \lambda_{off}) - \sum_{k=-l_i}^{+l_i} W_k \ln P(r_{i+k}, \lambda_{on}) \right) \quad (3.10)$$

Dabei gilt für die  $W_k$ :

$$W_k = \frac{6k}{l_i(l_i + 1)(2l_i + 1)} \quad (3.11)$$

Die rechte Spalte von Abbildung 3.1 zeigt das effektive differenzierende Filter ( $W_k$ ) für den Toronto-Algorithmus. Es handelt sich um eine Gerade. Im Gegensatz zum MOHP-Algorithmus werden die weit außen liegenden Signalwerte viel stärker gewichtet. Auf der anderen Seite ist dieses differenzierende Filter wesentlich schmaler als beim MOHP-Algorithmus.

Wegen der beim alten MOHP-Algorithmus auftretenden systematischen Abweichungen wurde für die meisten Auswertungen und Vergleiche in diesem Bericht der Toronto-Algorithmus verwendet. Vor allem für Trenduntersuchungen, wo es auf gute statistische Genauigkeit ankommt, wird in Zukunft der neue MOHP-Algorithmus eingesetzt.

## 3.2 Statistischer Fehler und Höhenauflösung

Geht man davon aus, daß das Rauschen in zwei verschiedenen Höhenkanälen statistisch voneinander unabhängig ist, und daß es zwischen den beiden Wellenlängen statistisch unabhängig

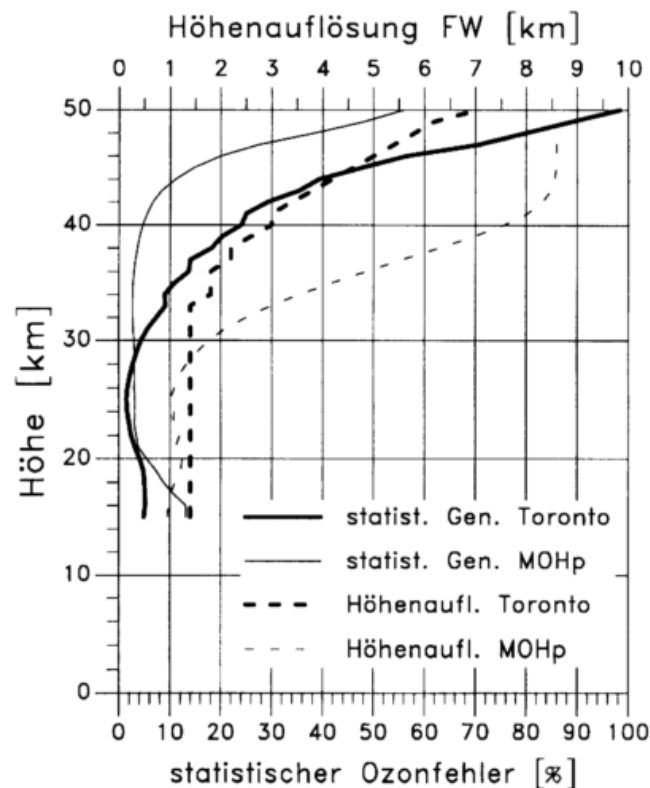
ist, so ergibt sich der statistische Fehler  $\Delta n_{O_3}$  in der Ozonkonzentration nach dem Gauß'schen Fehlerfortpflanzungsgesetz.

$$(\Delta n_{O_3}(r_i))^2 \propto \sum_{k=-L_i}^{+L_i} W_k^2 \left( \frac{\Delta P(r_{i+k}, \lambda_{off})}{P(r_{i+k}, \lambda_{off})} \right)^2 + \sum_{k=-L_i}^{+L_i} W_k^2 \left( \frac{\Delta P(r_{i+k}, \lambda_{on})}{P(r_{i+k}, \lambda_{on})} \right)^2 \quad (3.12)$$

Gleichung 3.12 gilt sowohl für den MOHp-, als auch für den Toronto Algorithmus, die richtigen Filtergewichte  $W_k$  vorausgesetzt. Der statistische Fehler des Rückstreusignals  $\Delta P(r, \lambda)$  hat Beiträge von der Signalstärke und von der Untergrundberechnung. Diese ergeben sich aus Photonenzählung und gehorchen der Poissonstatistik, d.h. der statistische Fehler ist gleich der Wurzel aus der Anzahl der gezählten Photonen.

Um möglichst viele Photonen zu zählen, wird in der Praxis das Rückstreuignal über eine ganze Nacht gemittelt, d.h. etwa  $8 \times 10^5$  Laserschüsse. Abbildung 3.2 und Tabelle 3.2 zeigen die typische statistische Genauigkeit eines über die Nacht gemittelten Ozonprofils für den MOHP- und den Toronto-Algorithmus.

Man kann ebenfalls vom effektiven differenzierenden Filter  $W_k$  ausgehen, um die Höhenauflösung  $\Delta r$  zu definieren. Am sinnvollsten erscheint die Definition der Höhenauflösung durch den Ab-



**Abbildung 3.2:** Statistischer Fehler ( $1\sigma$ , durchgezogen) und Höhenauflösung (volle Breite, gestrichelt) des Ozonprofils nach einer typischen Meßnacht mit dem Hohenpeißenberger Lidar (700 000 Laserschüsse), für die verschiedenen Algorithmen.

## OZONMESSUNG

stand der Schwerpunkte der beiden Halbwellen des (symmetrischen) differenzierenden Filters:

$$\Delta r(r_i) = 2 \frac{\sum_{k=1}^{+l_i} W_k (r_{i+k} - r_i)}{\sum_{k=1}^{+l_i} W_k} \quad (3.13)$$

Bem.: Für den Toronto-Algorithmus gilt

$$\Delta r(r_i) = \frac{2(2l_i + 1)}{3} \Delta x \quad (3.14)$$

Tabelle 3.2 zeigt die Höhenauflösung für den MOHP- und den Toronto-Algorithmus, sowie typische Werte für den statistischen Fehler einer Nachtmessung mit dem Hohenpeißenberger Lidar.

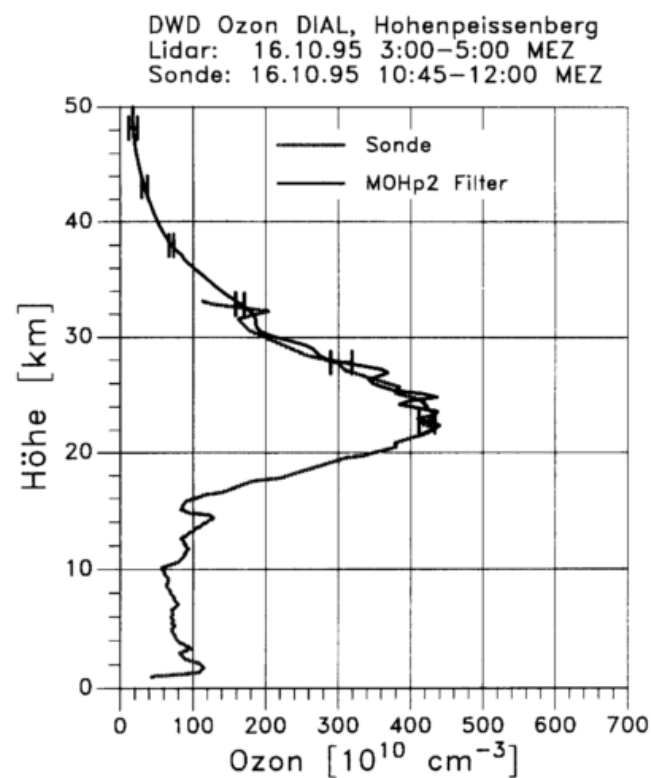
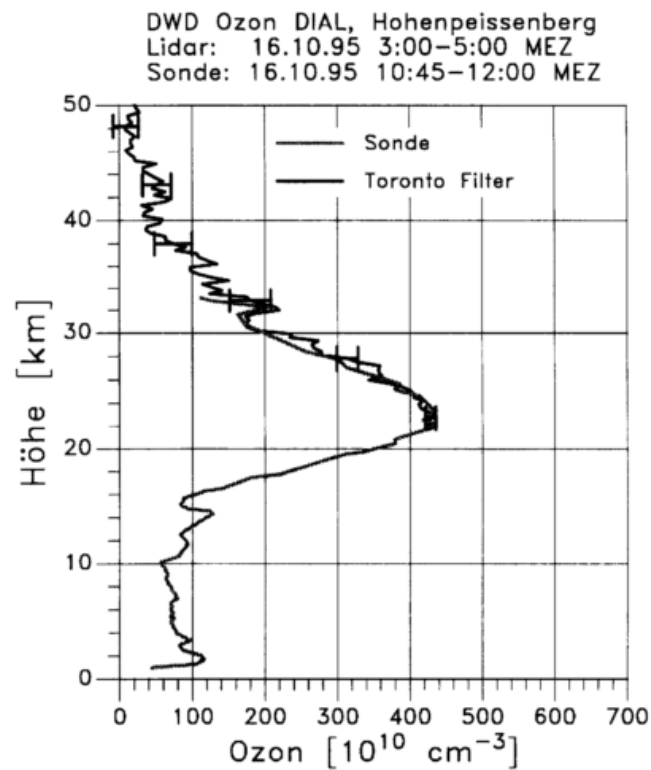
Höhe [km]	Fehler [ $10^{10} \text{ cm}^{-3}$ ]		rel. Fehler [%]		Höhenauflösung [km]	
	MOHp	Toronto	MOHp	Toronto	MOHp	Toronto
15	36	13	13	5	0.9	1.4
20	25	18	5	4	1.2	1.4
25	13	6	3	2	1.0	1.4
30	7	11	3	4	1.8	1.4
35	3.5	14	3	11	4.2	1.8
40	2.5	13	5	24	7.5	3.0
45	3.4	10	15	48	8.6	4.6
50	5.3	9	55	100	8.6	7.0

**Tabelle 3.2:** Typische Werte für statistischen Fehler ( $1\sigma$ ) und Höhenauflösung (volle Breite) eines mit dem Hohenpeißenberger Lidar im Laufe einer Nacht ( $7 \times 10^5$  Laserschüsse) gemessenen Ozonprofils, für die beiden Algorithmen. Der relative Fehler bezieht sich auf ein mittleres Ozonprofil. Bei der Höhenauflösung ist die volle Breite angegeben (siehe Gleichung 3.13).

### 3.3 Unterschiede zwischen den Algorithmen

Die Verwendung verschiedener Auswertalgorithmen hat einen Einfluß auf das abgeleitete Ozonprofil. Wie erwähnt, beinhaltet jeder Auswertalgorithmus einen Kompromiß zwischen geringem statistischen Fehler auf der einen Seite und feiner Höhenauflösung auf der anderen. Hierin liegt der wesentliche Unterschied zwischen MOHp- und Toronto-Algorithmus. Wie Abbildung 3.2 zeigt, ist im Höhenbereich von 30 bis 50 km die Höhenauflösung des MOHp-Algorithmus wesentlich gröber gewählt, als beim Toronto-Algorithmus (z.B. 7.5 km gegenüber 3 km in 40 km). Auf der anderen Seite ist der statistische Fehler des MOHp-Algorithmus in diesem Höhenbereich deutlich geringer, zum Beispiel in 40 km Höhe nur 4 % im Vergleich zu 24 % beim Toronto-Algorithmus. Im Höhenbereich unterhalb von 30 km sind Höhenauflösung und statistische Genauigkeit bei beiden Algorithmen in etwa gleich und dort liefern beide etwa das gleiche Resultat.

Wenig überraschend, unterscheiden sich die beiden Algorithmen oberhalb von 30 km in der Glätte des ausgewerteten Ozonprofils. Abbildung 3.3 zeigt ein Beispiel. Hier wird das Ozonprofil aus dem Sondenaufstieg vom Morgen des 16. Oktober 1995 mit dem Ergebnis der Lidarmessung aus der Nacht davor verglichen. Oben ist die Lidarmessung mit dem Toronto Algorithmus,



**Abbildung 3.3:** Vergleich zwischen Lidarmessung der Nacht vom 15.10.95 auf 16.10.95 mit der Sondierung vom Morgen des 16.10.95. Oben: Auswertung der Lidarmessung mit dem Toronto (YYZ) Algorithmus. Unten: Auswertung mit dem neuen Hohenpeissenberg (MOHp2) Algorithmus.

## OZONMESSUNG

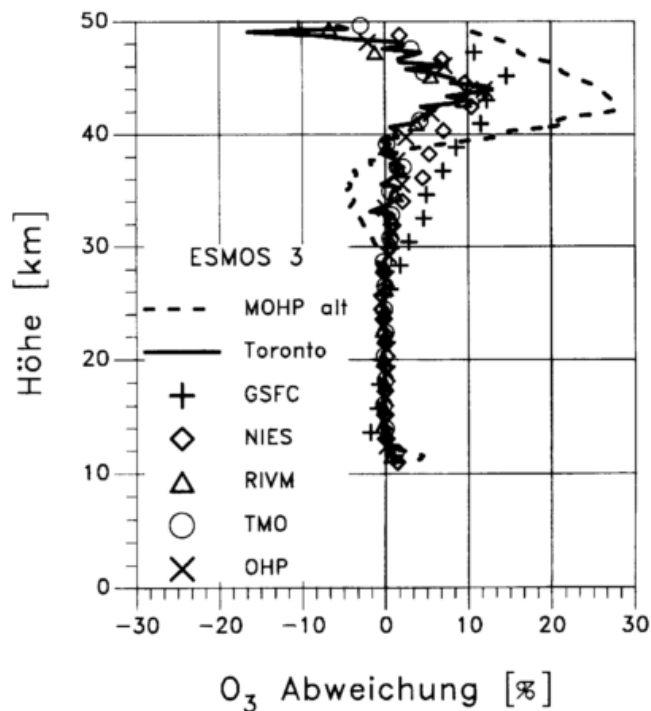
unten mit dem MOHp2 Algorithmus ausgewertet. Der Toronto-Algorithmus liefert ein weniger glattes Profil und wesentlich grössere Fehlerbalken. Dafür ist aber die Ozonspitze bei 32 km, die auch von der Sonde registriert wird, deutlich zu erkennen. Der MOHp-Algorithmus zeigt dagegen diese Spitze nicht an, liefert aber ein weniger verrauschtes Profil und kleinere statistische Fehlerbalken.

Neben dem Kompromiß zwischen Höhenauflösung und statistischem Fehler ist eine wichtige Frage, inwieweit die Algorithmen zu einer systematischen Über- oder Unterschätzung der Ozonkonzentration führen. Dies herauszufinden, war das Ziel mehrerer Algorithmen Vergleiche, die im Rahmen der ESMOS- (European Stratospheric Monitoring Stations) und NDSC- (Network for the Detection of Stratospheric Change) Initiativen durchgeführt wurden. Hier soll nur vom letzten Vergleich 1995/96 berichtet werden, an dem insgesamt 6 Lidargruppen teilnahmen und jeweils mit ihrem Algorithmus das gleiche synthetische Rückstreusignal auswerteten. Die abgeleiteten Ozonprofile wurden dann mit dem Ausgangsprofil verglichen.

Für die verschiedenen Algorithmen zeigt Abbildung 3.4 die relative Abweichung vom Ausgangsprofil. Allen Algorithmen ist gemeinsam, daß sie oberhalb von 40 km Höhe um 5 bis 25 % zu hohe Ozonwerte liefern. Das ist ein Effekt der in diesen Höhen nur groben Höhenauflösung. Es läßt sich leicht zeigen, daß bei einem exponentiell abfallenden Ozonprofil (Skalenhöhe  $h_{sc}$ ) eine Mittelung über eine Breite  $h$  zur Überschätzung um etwa  $10\% \times (h/h_{sc})^2$  führen muß.

Für die am Hohenpeißenberg verwendeten Algorithmen ergab der Vergleich folgendes:

1. Der alte MOHp Algorithmus liefert in etwa 35 km Höhe um 5 % zu niedrige Ozonwerte.

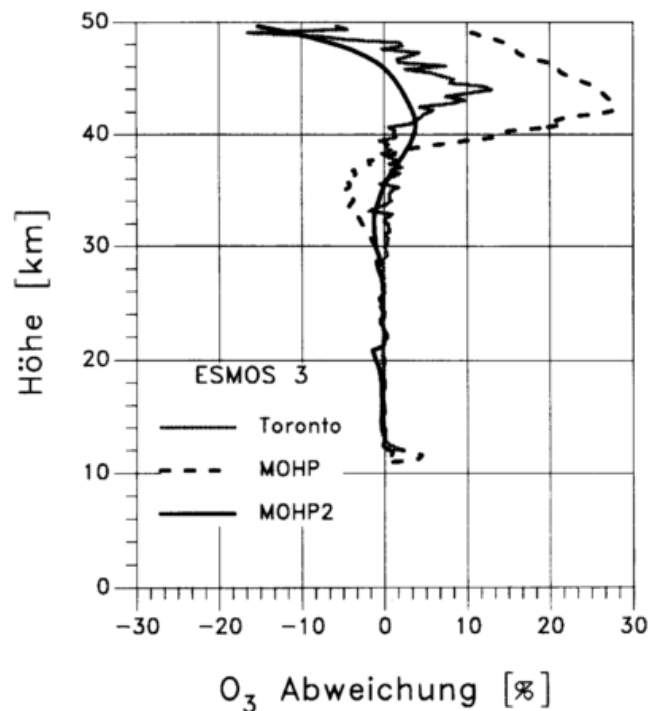


**Abbildung 3.4:** Mittlere Abweichung des abgeleiteten Ozonprofils vom Ausgangsprofil für die Algorithmen der verschiedenen Teilnehmer am NDSC/ESMOS 3 Vergleich (*Sophie Godin, priv. Mitteilung, 1996*).

Die meisten anderen Algorithmen liefern dort korrekte Werte. In 42 km Höhe liefert der alte MOHp-Algorithmus um etwa 25 % zu hohe Ozonwerte, während die meisten anderen Algorithmen dort lediglich um 10 % zu hohe Werte liefern. Dies ist wohl ein Effekt der groben Höhenauflösung (8.6 km) oberhalb von 42 km. Dafür ist der statistische Fehler in diesem Höhenbereich etwa vier mal kleiner als bei den meisten anderen Algorithmen.

2. Wie der alte MOHp-Algorithmus, so weist auch der neue MOHp2-Algorithmus den geringsten statistischen Fehler (nicht abgebildet) aller Algorithmen aus. Gegenüber dem alten Algorithmus konnte der systematische Fehler über weite Höhenbereiche deutlich reduziert werden (Abbildung 3.5). In 40 km liegen die abgeleiteten Ozonwerte um etwa 4 % über dem Ausgangsprofil, in 50 km Höhe liegen sie um 15 % zu niedrig. Der neue MOHp2 Algorithmus liegt damit besser als die meisten anderen Algorithmen.
3. Der Toronto Algorithmus liefert oberhalb von 45 km Höhe um 10 bis 15 % zu hohe Ozonwerte, vergleichbar mit den meisten anderen Algorithmen. Das ist wohl ein Effekt der groben Höhenauflösung (4.5 bis 7 km). Der statistische Fehler ist etwas größer als bei den meisten anderen Algorithmen.

Abbildung 3.5 zeigt den direkten Vergleich zwischen altem und neuem MOHp-Algorithmus und dem Toronto-Algorithmus. Der alte MOHp-Algorithmus liefert um 5 % zu niedrige Ozonwerte bei 35 km und um 25 % zu hohe Ozonwerte bei 42 km. Beim neuen MOHp2-Algorithmus sind diese systematischen Unterschiede im allgemeinen wesentlich geringer und betragen -1 % bei 33 km, +4 % in 41 km und -15 % bei 50 km. Beim Toronto-Algorithmus ist nur oberhalb von 40 km eine systematische Abweichung zu erkennen. Dort liegen die abgeleiteten Ozonwerte um 5 bis 10 % zu hoch.



**Abbildung 3.5:** Abweichung des abgeleiteten Ozonprofils vom Ausgangsprofil des NDSC/ESMOS 3 Algorithmusvergleichs für die drei am Hohenpeißenberg verwendeten Algorithmen.

Wenn nicht die synthetischen Rückstreuprofile des NDSC Vergleichs (wo auch das „wahre“ Profil bekannt ist) verwendet werden, sondern die Monatsmittel der Rückstreuprofile aus den Hohenpeißenberger Messungen der Jahre 1987 bis 1995, ergeben sich dennoch im wesentlichen die gleichen direkten systematischen Unterschiede zwischen den drei Algorithmen. Diese Konsistenz ist beruhigend und deutet daraufhin, daß Ergebnisse, die anhand synthetischer Profile im NDSC Algorithmusvergleich gewonnen wurden, auf echte Messungen in der Atmosphäre übertragen werden können.

Um weitere Erfahrung zu sammeln, werden am Hohenpeißenberg zur Zeit sowohl der Toronto-, als auch der neue MOHp Algorithmus eingesetzt. Wegen der besseren Höhenauflösung ist der Toronto-Algorithmus besser geeignet für Untersuchungen, bei denen es auf feinere Strukturen im Ozonprofil ankommt. Wegen der höheren statistischen Genauigkeit eignet sich der MOHp-Algorithmus dagegen besser für die Untersuchung von Trends und geringfügigen klimatologischen Unterschieden.

### 3.4 Einbeziehung des aktuellen Temperatur- und Dichteprofils

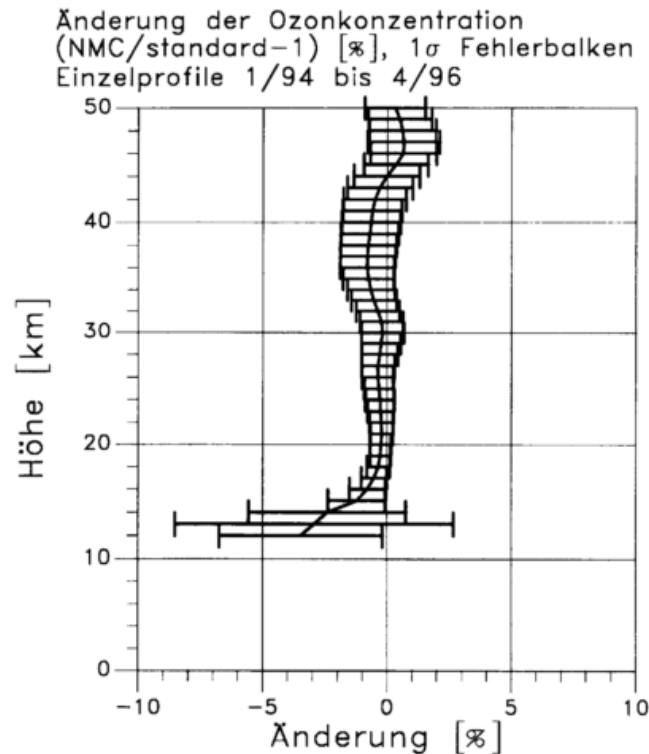
In der Regel ist die Photonstatistik die größte Unsicherheitsquelle des mit dem Lidar gemessenen Ozonprofils. Kleinere Beiträge kommen jedoch von der Temperaturabhängigkeit des Ozonabsorptionsquerschnitts, und von der differentiellen Extinktion durch Rayleighstreuung an Luftmolekülen (Term DR in Gleichung 3.1). Bei geringer Aerosolbelastung sind ja die Terme DB und DE vernachlässigbar.

Wegen der größeren Schwankungsbreite der Temperatur in größerer Höhe ist die Temperaturabhängigkeit des Ozonabsorptionsquerschnitts vor allem oberhalb von 25 km wichtig. Der Ozonabsorptionsquerschnitt nimmt bei einer Temperaturzunahme um 10 K um knapp 2 % zu. Wird bei der Berechnung der Ozonkonzentration (Gleichung 3.1) nicht die richtige Temperatur, bzw. der richtige Querschnitt verwendet, so ergibt sich ein entsprechender Fehler.

Der Term DR dagegen hängt vor allem von der Luftdichte ab. Bei völliger Vernachlässigung von DR (Luftdichte = 0) ergibt sich ein Fehler in der Ozonkonzentration der bei 10 km Höhe etwa 140 %, bei 15 km etwa 70 %, bei 20 km etwa 12 % und in 25 km immerhin noch 5 % beträgt. Vor allem unterhalb von 20 km muß man demnach die Luftdichte mit einem Fehler unter 10 % kennen, um genaue Ozonwerte aus der Lidarmessung ableiten zu können. Außerdem zeigt sich hier, daß 15 km eine sinnvolle untere Grenze für die Ozonmessung mit dem Hohenpeißenberger Lidar darstellen.

Bisher wurden Temperatur und Luftdichte bei der Auswertung der Lidardaten anhand von langjährigen Jahreszeitenmitteln berücksichtigt. Im Rahmen des geförderten Projekts wurden die Voraussetzungen geschaffen, genauere Temperatur- und Dichteprofile aus Sondenaufstiegen, der Lidarmessung selbst (siehe nächstes Kapitel) und aus hochreichenden Analysen des amerikanischen Wetterdienstes (NMC/NCEP, bis 0.4 hPa) zu verwenden.

Abbildung 3.6 zeigt die Veränderung der gemessenen Ozonkonzentration, wenn nicht nur Jahreszeitenmittel der Temperatur und Luftdichte, sondern die aktuellen NMC Analysen verwendet werden. In der Regel verbessert die Verwendung aktueller atmosphärischer Profile die Genauigkeit der Lidar-Ozonmessung um 2 %, vor allem oberhalb von 30 km und unterhalb von 16 km. In Extremfällen betragen die Verbesserungen bis zu 10 % in der untersten Stratosphäre und bis

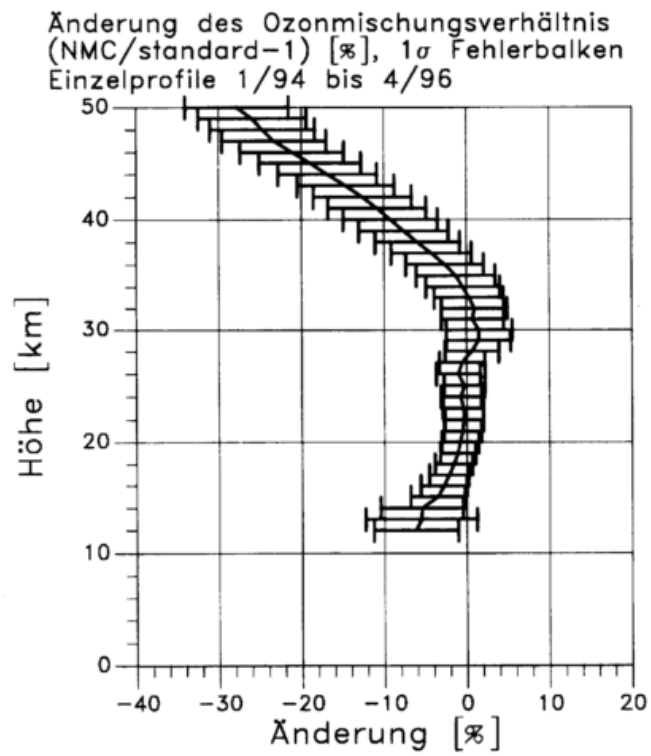


**Abbildung 3.6:** Änderung der Ozonkonzentration wenn ein aktuelles Temperatur- und Dichteprofil aus NMC/NCEP Analysen verwendet wird anstelle eines langjährigen Jahreszeitenmittels. Die Daten beruhen auf den einzelnen Nachtmitteln der Jahre 1994 bis 1996.

zu 5 % in der oberen Stratosphäre. Dies gilt vor allem im Winter, wo die Variabilität der Stratosphäre am höchsten ist. Ein wesentlicher systematischer Unterschied zwischen der Verwendung von Mittelprofilen und aktuellen Profilen ist allerdings nicht zu erkennen.

Wesentlich wichtiger ist die Verwendung eines aktuellen Dichteprofiles, wenn nicht die vom Lidar direkt gemessene Ozonkonzentration betrachtet wird, sondern das mit Hilfe der Luftdichte abgeleitete Ozonmischungsverhältnis. Abbildung 3.7 zeigt, daß sich das abgeleitete Mischungsverhältnis stark ändert, wenn aktuelle Temperatur- und Dichteprofile anstatt der Mittelprofile verwendet werden. Oberhalb von 35 km ist das bisher verwendete, aus den Radiosondendaten extrapolierte Dichteprofil offenbar nicht korrekt. Nach den NMC-Daten ist die Dichte deutlich höher. In 50 km Höhe verringert sich das Ozonmischungsverhältnis um fast 30 %, wenn die aktuellen NMC-Profile verwendet werden. Neben diesem systematischen Unterschied führt die Verwendung der aktuellen Temperatur- und Dichteprofile zu Veränderung des aus der Lidarmessung abgeleiteten Ozonmischungsverhältnisses um typischerweise 5 %.

## OZONMESSUNG



**Abbildung 3.7:** Wie Abbildung 3.6, aber für die Änderung des Ozonmischungsverhältnisses.

### 3.5 Validierung durch Vergleiche

Bisher wurden eher meßtechnische Aspekte der Ozonmessungen behandelt. Einige kritische Punkte konnten geklärt und in vielen Punkten konnten Verbesserungen angebracht werden. Gegenstand dieses Abschnitts ist es, die gemessenen Ozonprofile mit anderen Messungen zu vergleichen. Dies ist letzten Endes der beste Test, um systematische Abweichungen zwischen verschiedenen Instrumenten festzustellen.

Das fundamentale Problem beim Vergleich von Meßinstrumenten für die Messung atmosphärischer Parameter ist, daß alle zu vergleichenden Geräte praktisch nie denselben Parameter zur gleichen Zeit und am selben Ort messen. Sondierungen liefern nur eine kurzzeitige Messung und bewegen sich um viele Kilometer vom Startort weg. Lidarmessungen liefern über längere Zeiträume gemittelte Profile, meist an einem festen Ort. Satellitenmessungen liefern Kurzaufnahmen mit im allgemeinen grober horizontaler und/oder vertikaler Ortsauflösung. Oft müssen Meßgrößen und Höhenkoordinaten für den Vergleich umgerechnet werden. Das erfordert zusätzliche Information und bringt zusätzliche Unsicherheitsquellen. Genannt sei nur ein Vergleich zwischen dem Lidar, das Ozonkonzentration als Funktion der geometrischen Höhe mißt, und dem SBUV Instrument, das das mittlere Ozonmischungsverhältnis für Druckschichten mißt.

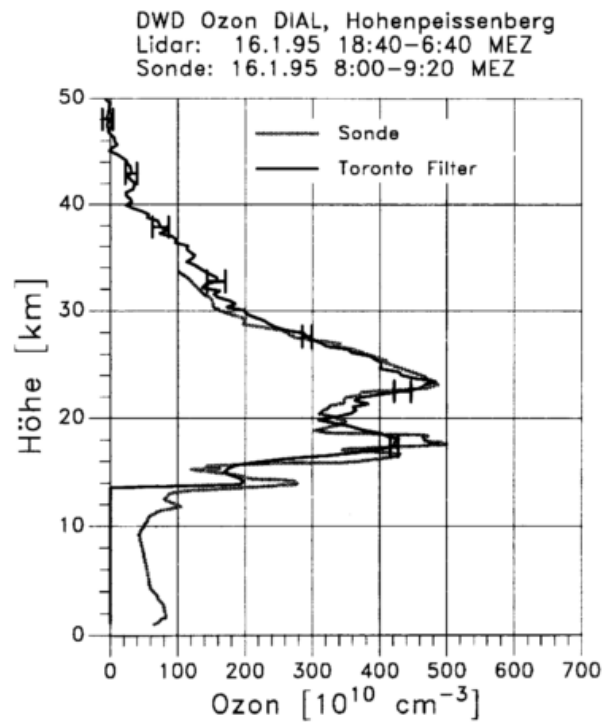
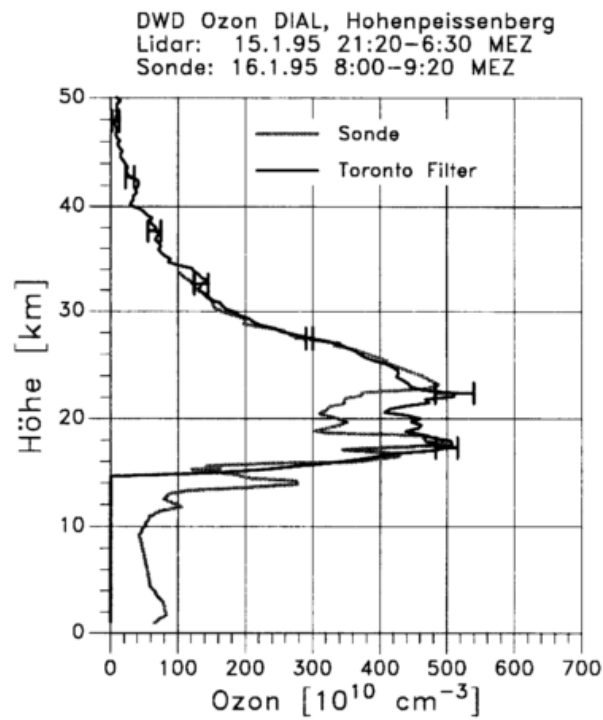
Als Beispiel für den Einfluß rascher atmosphärischer Veränderungen zeigt Abbildung 3.8 den Vergleich der Ozonsondierung vom 16. Januar 1995, 8 Uhr, mit den Lidarmessungen der vorherigen und der folgenden Nacht. Obwohl die Lidarmessung der Nacht vom 15. auf den 16. zeitlich näher an der Sondierung liegt, sind deutliche Unterschiede zwischen Lidarmessung und Sondierung im Höhenbereich um 20 km zu erkennen. Dagegen stimmt die zeitlich weiter von der Sondierung entfernte Lidarmessung der folgenden Nacht mit der Sondierung sehr gut überein. Offenbar hat sich die Wetterlage in der unteren Stratosphäre am frühen Morgen des 16. Januars zwischen Lidarmessung und Sondierung markant verändert.

Aus diesen Gründen ist es für genaue Aussagen in der Regel notwendig, mittlere Profile zu vergleichen, oder das Mittel aus mehreren Vergleichen zu betrachten. Man kann dann erwarten, daß unterschiedliche atmosphärische Einflüsse bei den einzelnen Messungen sich durch die Mittelung aufheben.

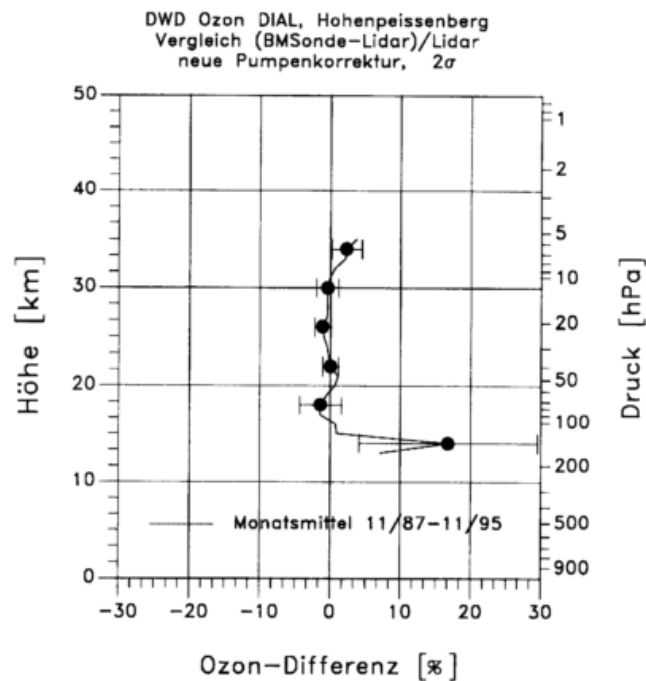
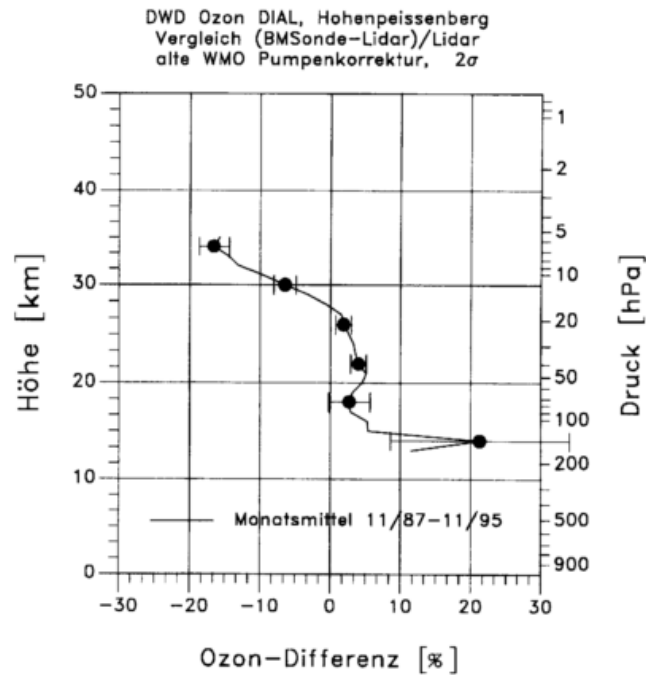
In Fortführung des Einzelvergleichs (Abbildung 3.8) zeigt Abbildung 3.9 den mittleren Unterschied der Ozonkonzentration aus Sondierung mit der Brewer/Mast Sonde und Lidarmessung am Hohenpeißenberg (Toronto-Algorithmus). Die Auswertung basiert auf den Monatsmitteln für die Jahre 1987 bis 1995, es gehen etwa 700 Lidarmessungen und 900 Sondierungen in den Vergleich ein. Ein Vergleich mit dieser hohen statistischen Genauigkeit ist weltweit nur am Hohenpeißenberg möglich. Bei der Bildung der Monatsmittel wurde nicht auf den Zeitunterschied zwischen Lidar und Sonde geachtet, sondern alle Messungen wurden verwendet.

Werden die Brewer/Mast Sondierungen mit der WMO Standardkorrektur für die mit der Höhe abfallende Pumpenleistung ausgewertet [Komhyr und Harris, 1965; Dütsch, 1966], so ergibt sich folgendes Bild (Abb. 3.9 oben): Zwischen 16 und 30 km (100 hPa bis 15 hPa) stimmen Lidar und Sonde um besser als 5 % miteinander überein. Allerdings zeigt die Sonde im Bereich des Ozonmaximums (zwischen 18 und 25 km, bzw. 70 und 20 hPa) systematisch um bis zu 5% höhere Werte als das Lidar, während oberhalb von 30 km (15 hPa) die Ozonmeßwerte der Brewer/Mast Sonde zunehmend zu gering ausfallen und um bis zu 15 % niedriger liegen, als vom Lidar gemessen.

# OZONMESSUNG



**Abbildung 3.8:** Vergleich zwischen der Sondierung vom Morgen des 16.1.95 und der Lidarmessung der Nacht vom 15.1.95 auf 16.1.95 (oben), bzw. der Lidarmessung der Nacht vom 16.1.95 auf 17.1.95 (unten).



**Abbildung 3.9:** Ozondifferenz zwischen Sondierung und Lidarmessung anhand der Monatsmittel von Oktober 1987 bis November 1995. Oben: WMO Standard Pumpenkorrektur und Annahme von 300 K Pumpentemperatur [Komhyr und Harris, 1965; Dütsch, 1966]. Unten: Neu ermittelte Pumpenkorrektur und höhenabhängige Pumpentemperatur [Steinbrecht et al., 1997]. Fehlerbalken:  $2\sigma$  bzw. 95 % Konfidenzintervall.

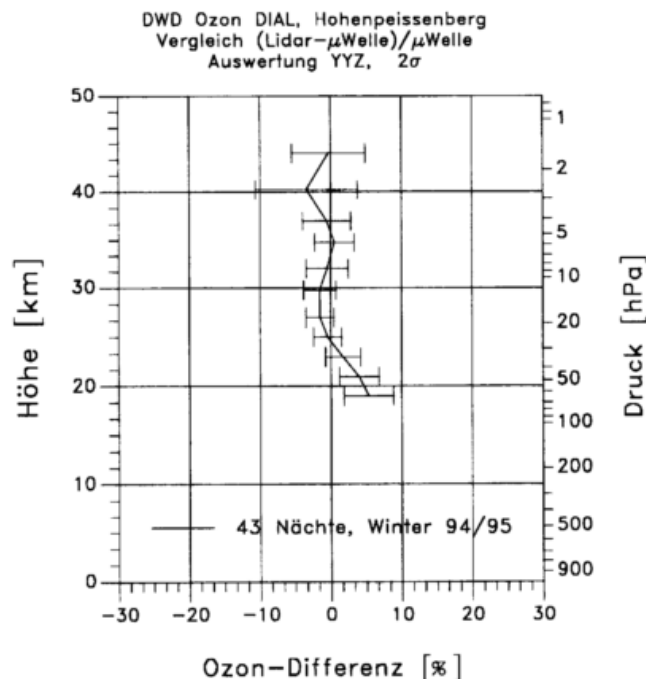
## OZONMESSUNG

Diese Abweichungen sind zurückzuführen auf eine unzulängliche Korrektur der abfallenden Pumpenleistung der Brewer/Mast Sonde. Wird anstatt der alten Pumpenkorrektur [Komhyr und Harris, 1965; Dütsch, 1966] eine am Hohenpeißenberg experimentell neu ermittelte Pumpenkorrektur verwendet und die mittlere Höhenabhängigkeit der Pumpentemperatur berücksichtigt [Steinbrecht et al., 1997d], so verringern sich die Unterschiede beträchtlich (Abb. 3.9 unten). Oberhalb von 16 km (100 hPa) stimmen dann Lidar und Sonde hervorragend überein und der mittlere Unterschied liegt deutlich unter 5 %.

Lediglich unterhalb von 16 km (100 hPa) ist ein signifikanter Unterschied feststellbar. Er ist auf verschiedene meteorologische Bedingungen bei Sondierung und Lidarmessung zurückzuführen. Lidarmessungen können nur bei klaren Nächten stattfinden und werden daher häufiger bei Hochdrucklagen gemacht. Die Sondierungen dagegen werden an festen Wochentagen durchgeführt, unabhängig von der Wetterlage. Wenn man nun nur Monatsmittel vergleicht, wie in Abbildung 3.9, so sind bei den Lidardaten Hochdrucklagen im Mittel überrepräsentiert. Troposphärische Hochdrucklagen gehen aber mit niedrigeren Ozonwerten in der unteren Stratosphäre einher [Dobson et al., 1929; DeBacker et al., 1994; Wege und Claude, 1997]. Deswegen liegt das Lidarmonatsmittel zwischen 12 und 16 km (200 und 100 hPa) um 5 bis 10 % niedriger als das Monatsmittel aus den Sondierungen.

### 3.5.1 Vergleich mit Mikrowellenradiometer

Ausgehend von etwa 40 Einzelmessungen der Jahre 1994 und 1995 zeigt Abbildung 3.10 den Vergleich mit einem Mikrowellenradiometer, das an der Universität Bern betrieben wird. Dieses Gerät mißt die thermische Emission des Ozons in der 142 GHz Bande. Aus Form und Inten-

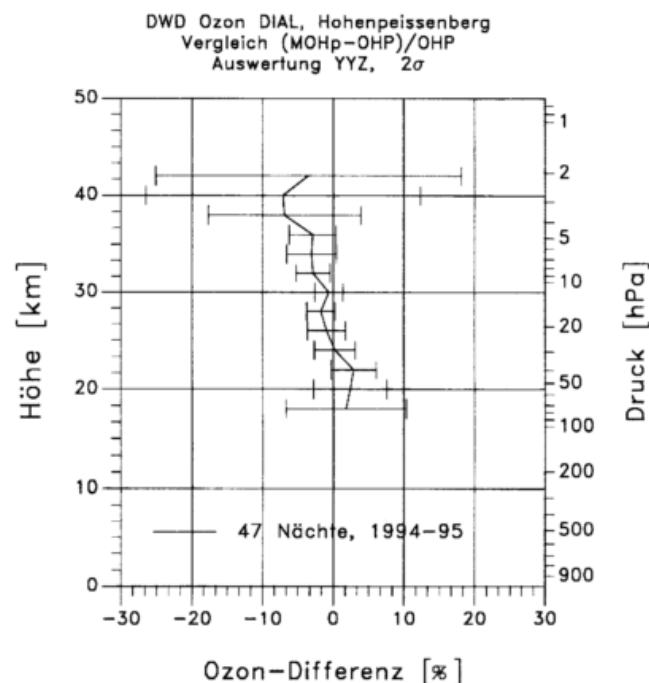


**Abbildung 3.10:** Mittlere Ozondifferenz zwischen Lidar am Hohenpeißenberg und Mikrowellenradiometer der Universität Bern anhand von 43 Meßnächten im Winter 1994/95 (R. Peters, priv. Mitteilung, 1996). Die  $2\sigma$  Fehlerbalken geben den 95 % Konfidenzbereich an.

sität der druckverbreiterten Emissionslinie läßt sich das Ozonprofil zwischen 15 und 70 km Höhe mit einer Höhenauflösung von etwa 9 bis 15 km und einem Fehler von 5 bis 20 % ermitteln [Parrish et al., 1992; Connor et al., 1995]. Die beste Höhenauflösung und Genauigkeit werden in etwa 30 bis 35 km Höhe erreicht. In Abbildung 3.10, wie auch in den folgenden, wurde der Toronto-Algorithmus auf die Hohenpeißenberger Lidardaten angewendet. Die Übereinstimmung zwischen Lidar und Mikrowelle ist sehr gut zwischen 25 und 45 km. Hier stimmen beide Instrumente im Mittel auf besser als 2 % überein und mit der vorliegenden statistischen Genauigkeit können keine systematischen Unterschiede festgestellt werden. In 20 km Höhe liefert das Mikrowellenradiometer um etwa 5 % niedrigere Werte als das Lidar. Mögliche Ursachen könnten unterschiedliche meteorologische Bedingungen, der geographische Unterschied, oder eine systematische Abweichung eines der beiden Geräte sein. Allerdings stimmt im Höhenbereich um 20 km das Lidar sehr gut mit der Brewer/Mast Sonde überein, während die Mikrowelle unterhalb von 25 km zunehmend ungenau wird und dort auch eine wesentlich schlechtere Höhenauflösung hat.

### 3.5.2 Vergleich mit Lidar in Haute Provence

Ein Vergleich zwischen der Lidarstation am Observatoire Haute Provence in Frankreich und dem Lidar am Hohenpeißenberg ist in Abbildung 3.11 gezeigt. Er basiert auf 47 Einzelmessungen am gleichen Tag in den Jahren 1994 und 1995. Auch hier liegt die mittlere Differenz in den meisten Höhen unter 5 %. Dennoch zeigt sich ein kleiner systematischer Unterschied. Oberhalb von 30 km registriert das Lidar am Hohenpeißenberg um bis zu 6 % niedrigere Werte, unterhalb von 24 km um bis zu 4 % höhere Werte. Hier handelt es sich ziemlich sicher um echte



**Abbildung 3.11:** Mittlerer Ozonunterschied zwischen Lidar am Hohenpeißenberg (MOHp) und Lidar am Observatoire Haute Provence (OHP) bei 47 Messungen in der gleichen Nacht in den Jahren 1994 und 1995 (S. Godin, priv. Mitteilung, 1996.). Die  $2\sigma$  Fehlerbalken geben den 95 % Konfidenzbereich an.

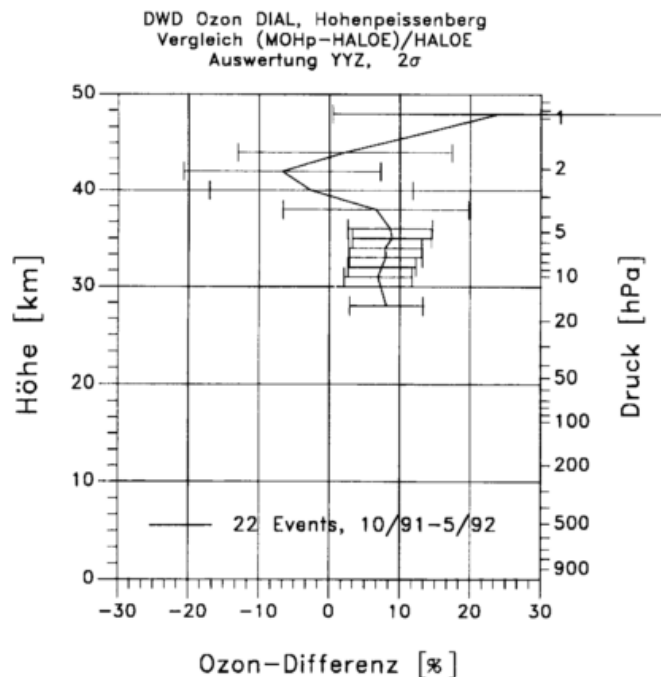
## OZONMESSUNG

geographische Unterschiede. Haute Provence (43.6° N, 5.4° O) liegt um etwa 450 km südlicher als Hohenpeißenberg (47.8° N, 11.0° O) und dementsprechend ist das gesamte Ozonprofil zu grösseren Höhen verschoben.

### 3.5.3 Vergleich mit HALOE

Als Beispiel weniger guter Übereinstimmung zeigt Abbildung 3.12 den Vergleich zwischen Ozonmessungen des Hohenpeißenberger Lidars und des HALogen Occultation Experiment (HALOE) auf dem Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) [Russell et al., 1993; Brühl et al., 1996]. Während des Auf- oder Untergangs der Sonne hinter der Erde mißt HALOE mit einem breitbandigen Filtrerradiometer die Sonnenstrahlung in der 9.6 µm Bande auf Lichtwegen durch verschiedene Höhenschichten der Erdatmosphäre (LIMB-Scanning). Nachdem Ozon einer der Hauptabsorber im 9.6 µm Bereich ist, kann durch Inversion das Ozonprofil im Höhenbereich von 100 bis 0.1 hPa (16 bis 65 km) mit einer Höhenauflösung von etwa 2 km abgeleitet werden. Zwischen 10 und 0.1 hPa (30 und 65 km) ist die Genauigkeit der HALOE Ozonprofile in der Regel besser als 10 %, in 100 hPa (16 km) beträgt sie nur noch 30 % [Brühl et al., 1996].

Der gezeigte Vergleich basiert auf 22 Einzelmessungen der Jahre 1991 bis 1993. Unterhalb von 25 bis 30 km sind die Lidardaten (und auch die HALOE Daten) nach dem Pinatuboausbruch wegen der starken Aerosolbelastung nicht ohne weiteres zu gebrauchen (Terme DE und DB in Gleichung 3.1). Deswegen wurde dieser Höhenbereich ausgespart. Aber auch oberhalb von 30 km zeigen sich signifikante Unterschiede. Zwischen 28 und 36 km liefert HALOE um etwa



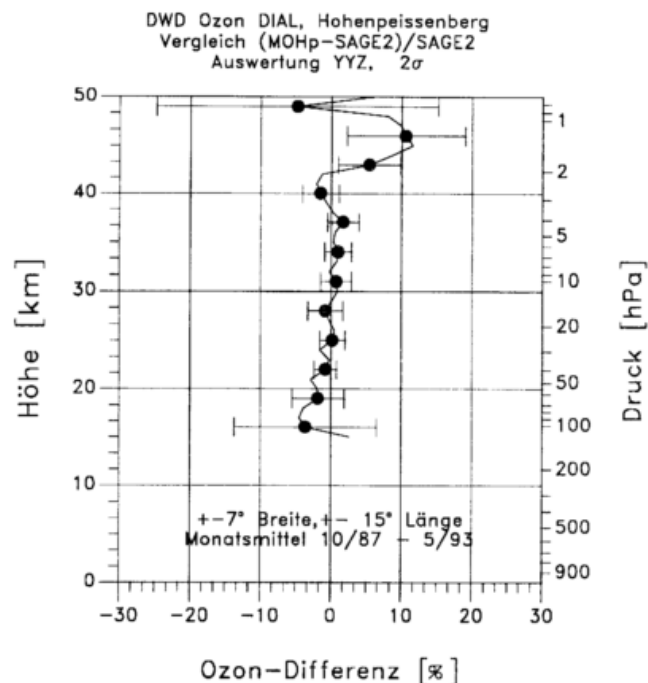
**Abbildung 3.12:** Mittlerer Ozonunterschied zwischen Lidar am Hohenpeißenberg und Messungen des HALOE Instruments auf dem UARS Satelliten bei 22 Messungen zwischen Oktober 1991 und Mai 1993 [Brühl et al., 1996]. Im Mittel lag der Fußpunkt der HALOE Messung um 1.7° Breite, 9.6° Länge und 0.7 Tage von der Lidarmessung weg. Die 2σ Fehlerbalken geben den 95 % Konfidenzbereich an.

8 % niedrigere Ozonwerte als das Hohenpeißenberger Lidar. Darüber sind die Unterschiede zwar kaum signifikant, mit Ausnahme von 42 km zeigt aber HALOE geringere Ozonwerte als das Lidar.

Mittlerweile wurde auch in anderen Vergleichen festgestellt, daß HALOE bei der hier verwendeten Daten-Version 17 im Höhenbereich 30 bis 50 km um etwa 5 % zu niedrige Ozonwerte liefert. Angeblich tritt dieser Unterschied bei der neuen Version 18 der HALOE Daten nicht mehr auf. Das Beispiel mit HALOE zeigt, wie wichtig die Validierung von Satellitenmessungen mit qualitätsgeprüften Daten von Bodenstationen ist. Vor allem für die Untersuchung längerfristiger Veränderungen der Atmosphäre haben Satellitendaten ohne eine solche Validierung kaum einen Wert.

### 3.5.4 Vergleich mit SAGE

Ein weiteres Satelliteninstrument ist das Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE) II das seit 1984 auf dem Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) Satelliten zur Ozon- und Aerosolmessung eingesetzt wird [Mauldin *et al.*, 1985]. SAGE arbeitet nach demselben Prinzip wie HALOE (Limb-Scanning), mißt allerdings mit feinerer Wellenlängenaufösung und im sichtbaren Bereich. Zur Ozonmessung wird die Chappius Absorptionsbande bei 600 nm verwendet. Durch Inversion nach der Onion-Peeling Methode [Chu *et al.*, 1989] kann das Ozonprofil im Höhenbereich von 20 bis 65 km mit einer Höhengauflösung von etwa 1 km und einer Genauigkeit von etwa 7 % abgeleitet werden. Wichtig ist dabei, daß die Methode durch direkte Sonnenmessung, ohne Erdatmosphäre dazwischen, selbstkalibrierend ist.



**Abbildung 3.13:** Mittlerer Ozonunterschied zwischen Lidarmessungen und SAGE II Messungen (V5.90 vom NASA-Langley DAAC) innerhalb von  $7.5^\circ$  Breite und  $15^\circ$  Länge von Hohenpeißenberg anhand von Monatsmitteln der Jahre 1987 bis 1993. Die  $2\sigma$  Fehlerbalken geben den 95 % Konfidenzbereich an.

## OZONMESSUNG

Abbildung 3.13 zeigt den mittleren Unterschied zwischen Monatsmitteln aus Lidarmessungen am Hohenpeißenberg und aus SAGE Messungen innerhalb eines Fensters von  $\pm 7.5^\circ$  Breite und  $\pm 15^\circ$  Länge um den Hohenpeißenberg. Im Mittel lag der Fußpunkt der SAGE Messung in 700 km Entfernung. Etwa 700 SAGE (V5.90 erhalten vom NASA Langley DAAC) und 660 Lidar Messungen gingen in den Mittelwert ein, wobei SAGE Messungen in der Nähe im Winter wesentlich häufiger sind als im Sommer. Durch Pinatuboaerosol verfälschte Lidarmessungen (und genauso SAGE Messungen) unterhalb von 30 km zwischen September 1991 und Ende 1993 wurden ausgeklammert. In weiten Höhenbereichen zeigt sich hervorragende Übereinstimmung zwischen dem Lidar am Hohenpeißenberg und SAGE II. Unterhalb von 44 km sind keine systematischen Unterschiede feststellbar, und beide Instrumente stimmen im Mittel besser als 3 % überein. Lediglich zwischen 44 und 48 km liefert die Lidarauswertung um etwa 10 % zu hohe Ozonwerte, aus Gründen die bereits mehrfach erwähnt wurden (Abschnitt 3.3).

### 3.6 Zusammenfassung

Das Hohenpeißenberger Lidar erlaubt eine genaue Messung des Ozonprofils im Höhenbereich 15 bis 45 km. Für eine typische Nachtmessung ist die Meßgenauigkeit bis 40 km Höhe besser als 5 %. Oberhalb von 40 km nimmt sie wegen des exponentiell abfallenden Rückstreuensignals stark ab, und beträgt in 50 km Höhe nur noch 50 bis 100 %. Im Prinzip sind die Lidarmessungen durch die, sowohl in der Höhe, als auch in der Wellenlänge, differentielle Meßmethode selbstkalibrierend, ein wichtiger Vorteil für Langzeitmessungen. Voraussetzung dafür ist allerdings eine hochlineare Signalaufzeichnung über einen Dynamikbereich von mehr als 4 Größenordnungen. Im Rahmen des geförderten Projektes wurden deswegen umfangreiche Untersuchungen und Verbesserungen sowohl der Datenerfassung als auch der Datenauswertung vorgenommen. Ihre Auswirkungen auf die Homogenität der Meßreihe wurden genau untersucht. Veränderung des Untergrundabzuges hat im obersten Meßbereich des Lidars (oberhalb von 42 km) leider zu einem Bruch in der Datenreihe geführt, der aufgrund einjähriger Parallelmessungen noch korrigiert werden muß. Durch den Bruch haben sich die Ozonwerte ab 1995 erhöht, um etwa 10 % in 45 km Höhe und bis zu 50 % in 50 km Höhe. Dennoch konnte durch Vergleiche mit unabhängigen Instrumenten die gute Genauigkeit der Ozonprofile bestätigt werden. Im Höhenbereich zwischen 18 und 45 km stimmen Ozonwerte vom Hohenpeißenberger Lidar deutlich genauer als 5 % mit einer Reihe anderer Instrumente überein.

# 4 Temperaturmessung

## 4.1 Einleitung

Das atmosphärische Temperaturprofil ist eng mit der Ozonverteilung verknüpft. Strahlungsabsorption durch Ozon führt zur Umkehrung des troposphärischen Temperaturgradienten (Abnahme mit der Höhe) in der Stratosphäre (Zunahme mit der Höhe). Ozon hat so einen fundamentalen Einfluß auf die Struktur der Atmosphäre. Auf der anderen Seite werden sowohl die Ozon- als auch die Temperaturverteilung von Luftbewegungen auf einer Reihe von Skalen geprägt. Die Temperaturverteilung wiederum beeinflusst diese Transportprozesse. Gerade bei der Stratosphäre handelt es sich um ein komplexes, rückgekoppeltes System bei dem die Ozon und Temperaturverteilung eine wichtige Rolle spielen. Neben der Ozonmessung ist also auch eine genaue Temperaturmessung äußerst wünschenswert.

Bei der Lidarmessung kann das Rückstreusignal auf der nichtabsorbierten Wellenlänge  $\lambda_{off}$  zur Ableitung des atmosphärischen Temperaturprofils im Höhenbereich 30 bis 60 km (beim Höhenpeißberger Lidar) verwendet werden. Voraussetzung dazu ist, daß das Rückstreusignal  $P(r)$  nur proportional zur Anzahldichte der Luftmoleküle  $n_R(r)$  ist. Dies ist oberhalb der stratosphärischen Aerosolschicht, also oberhalb von etwa 25 bis 30 km, der Fall.

$$n_R(r) \propto P(r)r^2 \quad (4.1)$$

Damit liefert die Lidarmessung ein relatives Dichteprofil. Nimmt man an, daß sich die Atmosphäre in hydrostatischem Gleichgewicht befindet, so kann man aus dem relativen Dichteprofil durch Integration das Druckprofil gewinnen.

$$p(r) = p(r_o) - \int_r^{r_o} n_R(r') M g(r') dr' \quad (4.2)$$

Dabei ist  $M = 48.11 \times 10^{-27} \text{ kg/Molekül}$  die mittlere Molekularmasse von Luft und  $g(r)$  ist die Schwerebeschleunigung in der Höhe  $r$ . Division von Druck- und Dichteprofil geben nach dem idealen Gasgesetz die Temperatur, und man kann aus dem Lidarrückstreusignal die Temperatur ableiten:

$$T(r) = T(r_o) \frac{r_o^2 P(r_o)}{r^2 P(r)} + \frac{M}{k_B} \frac{\int_{r_o}^r r'^2 P(r') g(r') dr'}{r^2 P(r)} \quad (4.3)$$

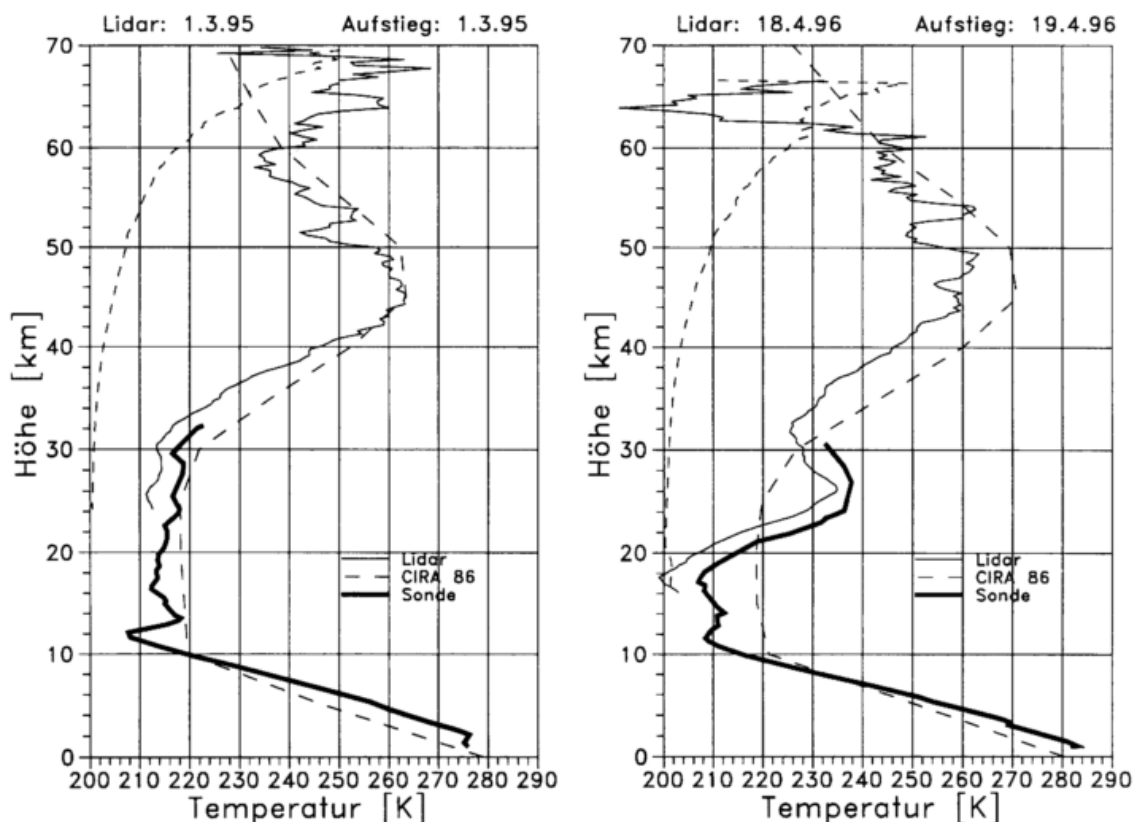
Hierbei bezeichnet  $k_B = 1.38062 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$  die Boltzmannkonstante. Die Temperaturberechnung erfordert die Angabe eines willkürlichen Anfangswertes  $T_o$  in der Höhe  $r_o$ . Mit abnehmender Höhe  $r$  nimmt die Dichte zu, und der Einfluß des gewählten Temperaturwertes

## TEMPERATURMESSUNG

(erster Term in Gleichung 4.3) nimmt ab. Von einem Anfangswertfehler in  $T_0$  von 10 K sind 10 km unterhalb von  $r_0$  nur noch 2.5 K übrig. Für die Routineauswertung wird  $T_0$  anhand des CIRA 1990 Referenzmodells ausgewählt.

Abbildung 4.1 zeigt Beispiele für Temperaturmessungen mit Lidar und Sonde. Im Überlappungsbereich liegt das Lidar um etwa 5 K niedriger. Unterhalb von 25 bis 30 km ist das auf dort nicht mehr vernachlässigbare Aerosolrückstreuung zurückzuführen. Daß die Lidarmessung in 30 km und darüber auch noch um etwa 5 K niedrigere Temperatur zeigt, ist verwunderlich. Strukturen im Temperaturprofil werden jedenfalls von beiden Instrumenten in etwa gleich wiedergegeben. So zeigen z.B. Sondierung und Lidarmessung am 1. März 1995 lokale Temperaturmaxima in 24 und 28 km Höhe, lokale Minima in 26 und 30 km Höhe. Oberhalb von 30 km zeigen beide Instrumente eine Temperaturzunahme um etwa 2.2 K pro km. Auch am 18. und 19. April 1996 zeigen Lidarmessung und Sondierung eine sehr ähnliche Temperaturstruktur, mit einem Minimum bei 18 km und einem ausgeprägten Maximum bei 26 km.

Im Rahmen des Projektes wurde die routinemäßige Ableitung des Temperaturprofils aus den Lidardaten implementiert. Mögliche Fehlerquellen wurden untersucht, die abgeleiteten Temperaturprofile wurden durch Vergleiche validiert. Dabei treten bis jetzt ungeklärte systematische Unterschiede auf zwischen der Lidar-Temperaturmessung und Temperaturmessungen von kon-



**Abbildung 4.1:** Links: Temperaturprofil aus Ballonsondierung vom Morgen des 1.3.95 und Lidarmessung der folgenden Nacht. Rechts: Temperaturprofil aus Lidarmessung der Nacht vom 18.4.96 auf den 19.4.96 und aus der Ballonsondierung des folgenden Morgens. Die gestrichelte Linie links gibt die statistische Unsicherheit der Lidarmessung an (wobei die Skala von 0 bis 90 K anstatt 200 bis 290 K läuft).

ventionellen Radiosonden. Trotz systematischer Unterschiede zeigen die verschiedenen Meßreihen aber fast den gleichen zeitlichen Verlauf.

## 4.2 Genauigkeit der Lidar-Temperaturmessung, Fehlerquellen

### 4.2.1 Statistische Unsicherheit durch Signalrauschen

In der Regel stammt der größte Beitrag zur Unsicherheit der mit dem Lidar gemessenen Temperatur aus der Photonenzahlstatistik des Rückstreusignals. Im Gegensatz zu den später behandelten systematischen Fehlern handelt es sich hier um einen zufälligen Fehler, der durch längere Messung, oder Mittelung über mehrere Messungen oder Höhenkanäle verringert werden kann.

Der Fehlerbeitrag  $\Delta T_i$  in der Höhe  $r_i$  ergibt sich als

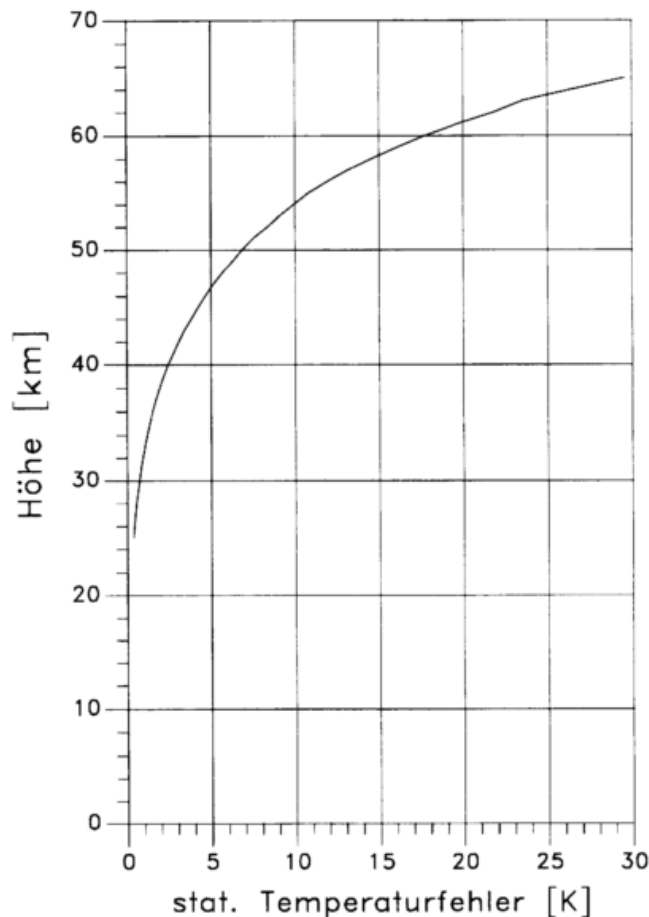
$$\begin{aligned} \Delta T_i^2 = & \left( \frac{r_o^2}{r_i^2} \left( T_o + \frac{1}{2} \frac{M g_o d r_o}{k_B} \right) \frac{\Delta P_o}{P_i} \right)^2 \\ & + \left( \left( T_i - \frac{1}{2} \frac{M g_i d r_i}{k_B} \right) \frac{\Delta P_i}{P_i} \right)^2 \\ & + \left( \frac{M}{k_B r_i^2} \right)^2 \sum_{j=i+1}^{o-1} \left( r_j^2 g_j d r_j \frac{\Delta P_j}{P_i} \right)^2 \end{aligned} \quad (4.4)$$

Abbildung 4.2 und Tabelle 4.1 zeigen den Verlauf der statistischen Genauigkeit der Temperaturmessung mit dem Hohenpeißenberger Lidar. Die Ungenauigkeit steigt mit zunehmender Höhe deutlich an, oberhalb von 55 km übersteigt sie 10 K. Bei der derzeitig gewählten Höhenauflösung von 300 m stellen für eine einzelne Meßnacht 55 km die obere Grenze einer genauen Temperaturmessung dar. Durch Mittelung über längere Zeiträume, oder über mehrere Höhenkanäle lässt sich die statistische Genauigkeit der Temperaturmessung allerdings noch verbessern.

Höhe	Genauigkeit [K]
25	0.4
30	0.7
35	1.4
40	2.5
45	4.2
50	6.7
55	11
60	18
65	30

**Tabelle 4.1:** Typische Werte für den statistischen Fehler ( $1\sigma$ ) eines mit dem Hohenpeißenberger Lidar im Laufe einer Nacht ( $7 \times 10^5$  Laserschüsse) gemessenen Temperaturprofils.

## TEMPERATURMESSUNG



**Abbildung 4.2:** Typische statistische Genauigkeit ( $1\sigma$ ) der Temperaturmessung für eine Meßnacht (700 000 Laserschüsse) mit dem Hohenpeißenberger Lidar. Berechnung anhand von 12 Meßnächten im Jahr 1996.

### 4.2.2 Einfluß der Anfangshöhe und der Anfangstemperatur

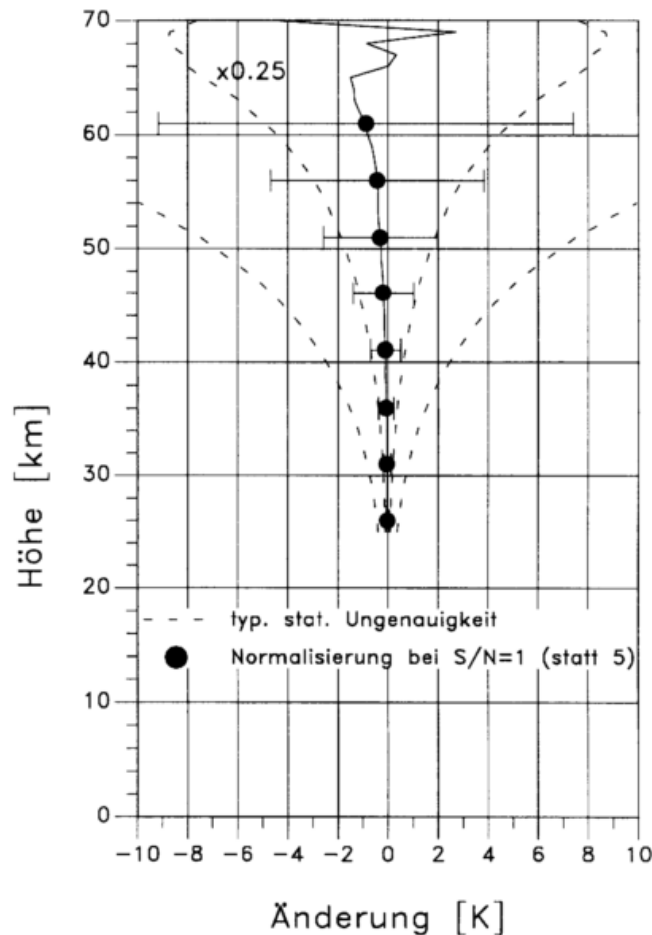
Die Ableitung der Temperatur aus den Lidarsignalen nach Gleichung 4.3 setzt die Wahl eines Anfangswertes  $T_o$  in einer Anfangshöhe  $r_o$  voraus. Bei der Routineauswertung am MOHP wird die Anfangshöhe  $r_o$  so gewählt, daß 1.5 km oberhalb von  $r_o$  zum ersten Mal ein Signal zu Rauschverhältnis von 5 (bei der Referenzwellenlänge) unterschritten wird.  $T_o$  wird nach der COSPAR International Reference Atmosphere (CIRA) 1990 für  $50^\circ$  N und den jeweiligen Monat ausgewählt.

Der Temperaturfehler  $\Delta T(r)$  aufgrund der Abweichung  $\Delta T_o$  des gewählten  $T_o$  vom wahren Wert beträgt

$$\Delta T(r) = \Delta T_o \frac{r_o^2 P(r_o)}{r^2 P(r)} \quad (4.5)$$

oder unter Benutzung der Anzahldichte  $n$  der Luftmoleküle

$$\Delta T(r) = \Delta T_o \frac{n(r_o)}{n(r)} \quad (4.6)$$



**Abbildung 4.3:** Einfluß der Normalisierungshöhe (bzw. einer veränderten Normalisierungstemperatur) auf das abgeleitete Temperaturprofil. Berechnung anhand von 12 Meßnächten im Jahr 1996. Fehlerbalken:  $0.66 \sigma$ . Zum Vergleich ist die typische statistische Genauigkeit eines Nachtmittels,  $\times 1$  und  $\times 0.25$ , gezeigt (gestrichelt).

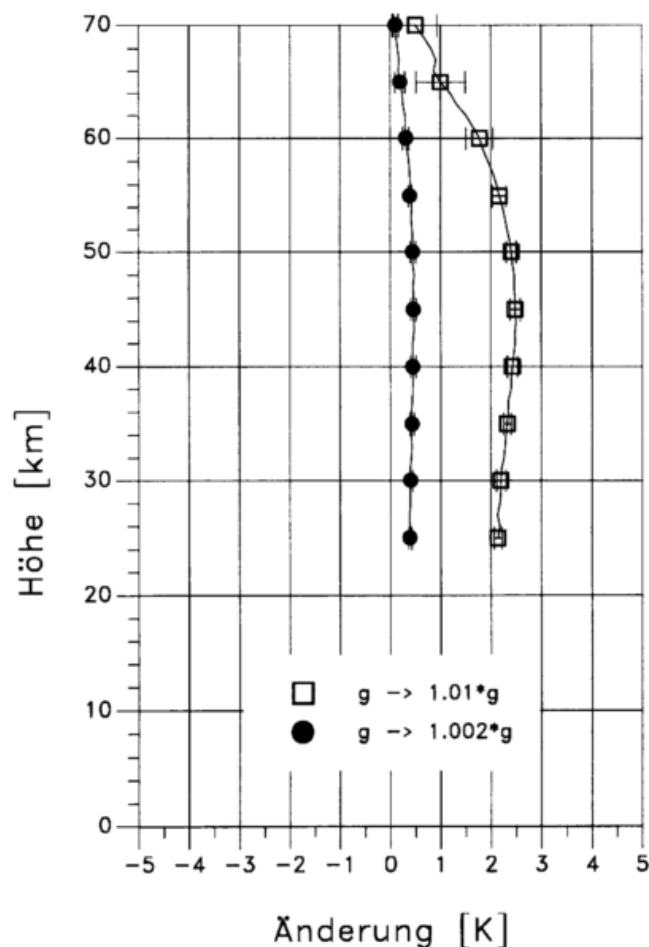
Das bedeutet, daß sich der Fehler aufgrund der willkürlich gewählten Anfangstemperatur etwa alle 5 km halbiert. Laut CIRA 1990 liegt der Fehler im Anfangswert für eine typische Anfangshöhe von 65 km bei etwa 10 K. Der Beitrag zum Fehler in der Lidar-Temperaturmessung beträgt damit etwa 5 K in 60 km, 2.5 K in 55 km, 1.25 K in 50 km, u.s.w.. In aller Regel ist diese Fehlerquelle etwa 10 bis 15 km unterhalb der Anfangshöhe vernachlässigbar.

Anhand des Mittels aus 12 typischen Messungen des Jahres 1996 bestätigt Abbildung 4.3, daß auch die Wahl der Anfangshöhe  $r_o$  unkritisch ist. Hier wurde bei jeder Messung  $r_o$  gegenüber der normalen Auswertung um etwa 4 km erhöht, so daß beim neuen  $r_o$  jeweils ein Signal-zu-Rausch-Verhältnis von 1 erreicht wird. In Abbildung 4.3 ist die resultierende mittlere Veränderung des Temperaturprofils dargestellt. Wie die Fehlerbalken zeigen, treten in keiner Höhe signifikante Unterschiede auf. Unterhalb von 50 km unterscheiden sich die abgeleiteten Temperaturprofile um weniger als 0.2 K. Der Fehler durch die willkürliche Wahl der Anfangshöhe bzw. der Anfangstemperatur liegt damit deutlich unter der, aufgrund der Photonenstatistik begrenzten, Gesamtgenauigkeit.

### 4.2.3 Einfluß der Schwerebeschleunigung $g$

Während bisher die zufälligen Fehler bei der Lidar-Temperaturmessung diskutiert wurden, behandelt der nun folgende Teil systematische Fehlerquellen. Ihre Beiträge zum Gesamtfehler können durch Mittelung nicht verringert werden. Allerdings heben sich die systematischen Fehler zum Teil gegenseitig auf.

Zur Berechnung des Temperaturprofils ist die genaue Kenntnis der höhenabhängigen Schwerebeschleunigung  $g$  nötig. Bei der Auswertung der Hohenpeißenberger Lidardaten wird die sogenannte Lambert'sche Näherung verwendet, wie seit Jahren von der führenden französischen Lidargruppe (*Hauchecorne*, private Mitteilung, 1994). Sie beschreibt die Erdbeschleunigung  $g$  (in  $m/s^2$ ) an einem Punkt in der freien Atmosphäre in Abhängigkeit von geographischer Breite  $\phi$  und geometrischer Höhe  $r$  (in  $km$  über Meeresniveau).



**Abbildung 4.4:** Änderung des abgeleiteten Temperaturprofils bei Änderung der verwendeten Erdbeschleunigung  $g$ , siehe Text. Berechnung anhand von 12 Meßnächten im Jahr 1996. Fehlerbalken:  $2\sigma$ .

$$\begin{aligned}
 g(\phi, r) = & 9.80616 (1 - 2.6373 \times 10^{-3} \cos(2\phi) + 5.9 \times 10^{-6} \cos^2(2\phi)) \\
 & - (3.085462 \times 10^{-3} + 2.27 \times 10^{-6} \cos(2\phi)) && \times r \\
 & + (7.254 \times 10^{-7} + 1.0 \times 10^{-9} \cos(2\phi)) && \times r^2 \\
 & - (1.517 \times 10^{-10} + 6.0 \times 10^{-13} \cos(2\phi)) && \times r^3
 \end{aligned} \tag{4.7}$$

Relevant für Lidarmessungen ist vor allem die Höhenabhängigkeit. Gegenüber Meeresniveau nimmt  $g$  in 10 km Höhe um etwa 0.3 %, in 50 km Höhe um etwa 1.5 % und in 100 km Höhe um etwa 3.1 % ab. Daneben erhöht sich  $g$  mit der geographischen Breite, um etwa 0.5 % vom Äquator zum Pol. Für Hohenpeißenberg gilt

$$g(r) = 9.80868 - 3.0852 \times 10^{-3} r + 7.253 \times 10^{-7} r^2 - 1.516 \times 10^{-10} r^3 \tag{4.8}$$

Abbildung 4.4 demonstriert die Änderung der abgeleiteten Temperatur bei Veränderung der Erdbeschleunigung. Wird  $g$  um 0.2 % erhöht, wie zwischen Äquator und 45° Nord, so erhöht sich die abgeleitete Temperatur in fast allen Höhen um etwa 0.4 K. Wird  $g$  um 1 % erhöht, so erhöht sich die abgeleitete Temperatur sogar um 2 K. Ein so großer Fehler für  $g$  dürfte in der Praxis aber kaum vorkommen. Leider wurde vor Fertigstellung dieses Berichts in Gleichung 4.8 anstatt 9.80868 der Wert 9.79 verwendet, so daß in diesem Bericht die aus den Lidarmessungen abgeleiteten Temperaturen in der Regel um 0.4 K zu niedrig liegen.

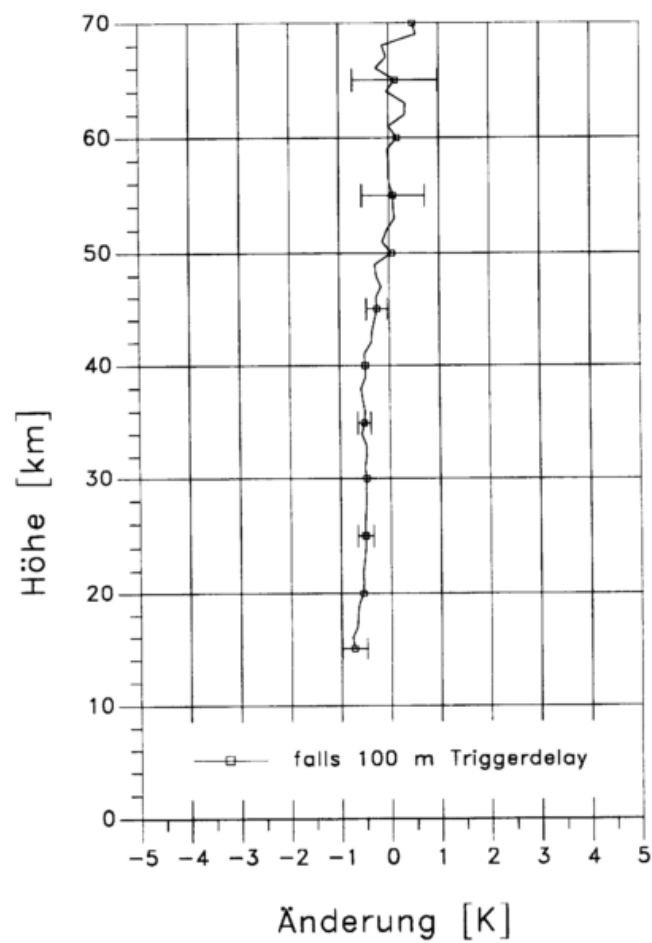
#### 4.2.4 Einfluß eines falschen Zeitnullpunktes der Datenerfassung

Im Gegensatz zur Ozonmessung (Gleichung 3.1) geht bei der Temperatúrauswertung nach Gleichung 4.3 die Höhe explizit ein. Stimmt die Höhenzuordnung der Datenerfassungskanäle nicht, z.B. aufgrund eines falschen Zeitnullpunktes, so ergibt sich ein Fehler in der abgeleiteten Temperatur, abgesehen von der Verschiebung des gesamten Temperaturprofils.

Abbildung 4.5 zeigt den Effekt einer Verschiebung aller Höhenkanäle um 100 m. Ein solcher Effekt ist in der Hohenpeißenberger Lidaranlage aufgetreten, da sich gezeigt hat, daß die alte DG10/LeCroy Datenerfassung im Mittel um 800 ns entsprechend 120 m zu spät anlief. Damit lagen alle Höhenkanäle um 120 m höher als zunächst angenommen. Unterhalb von 45 km führt eine Verschiebung der Höhenkanäle um 100 m nach oben zu etwa 0.5 K niedrigeren Temperaturwerten. Im wesentlichen liegt das daran, daß ein grösseres  $r$  nach Gleichung 4.1 auch eine grössere Dichte und damit eine niedrigere Temperatur bedeutet. Unterhalb der Stratopause ( $\approx 50$  km) wird der Effekt durch die Verschiebung des Temperaturprofils (kältere Temperatur) nach oben verstärkt. Oberhalb der Stratopause kompensieren sich beide Effekte.

Man kann mittlerweile davon ausgehen, daß die Zuordnung der Höhenkanäle genauer als 30 m ist. Der systematische Fehler im abgeleiteten Temperaturprofil sollte deswegen in allen Höhen unter 0.1 K liegen.

## TEMPERATURMESSUNG



**Abbildung 4.5:** Einfluß des Zeitnullpunkts der Datenerfassung auf das abgeleitete Temperaturprofil. Muß die Höhenzuordnung um 100 m nach oben korrigiert werden, so verringert sich die abgeleitete Temperatur. Berechnung anhand von 12 Meßnächten im Jahr 1996. Fehlerbalken:  $2\sigma$ .

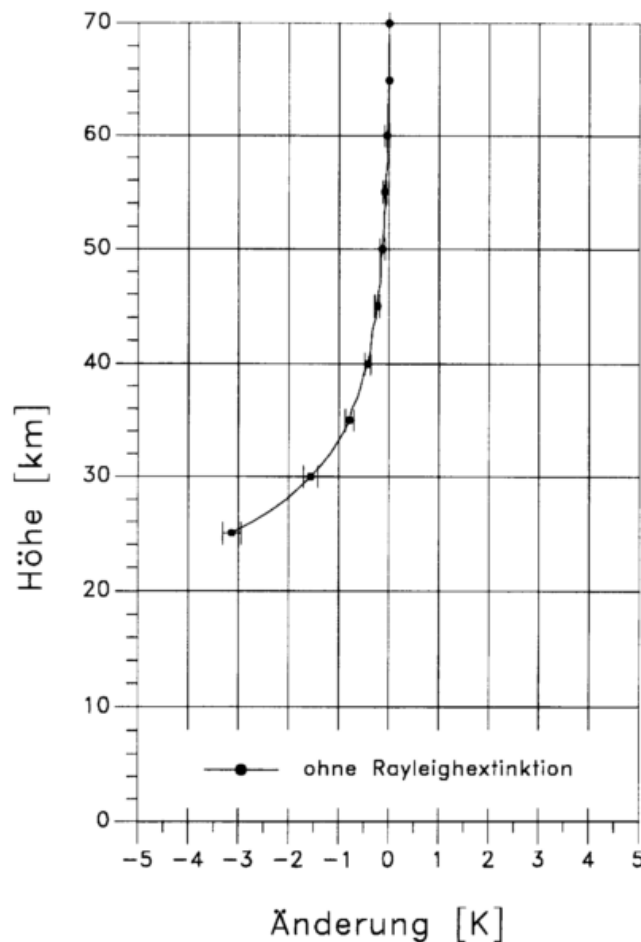
### 4.2.5 Berücksichtigung der Rayleighextinktion

Gleichung 4.1, die zur Ableitung der Temperatur benutzt wurde, ist nicht ganz korrekt. Aufgrund der atmosphärischen Extinktion  $\alpha(r)$ , vor allem durch Rayleighstreuung an Luftmolekülen, nimmt das Rückstreusignal in Höhen  $r$  unterhalb von etwa 40 km stärker ab als nur nach der Proportionalität zur Luftdichte ( $r^2 P(r) \propto n(r)$ , Gl. 4.1) zu erwarten. Genauer gilt:

$$n_R(r) \propto P(r)r^2 \exp\left(2 \int_0^r \alpha(r') dr'\right) \quad (4.9)$$

Oberhalb von 30 km verändert sich der Extinktionsterm ( $\exp(\dots)$ ) auf der rechten Seite von 4.9 nur sehr langsam mit  $r$  (um weniger als 1.4 % zwischen 30 und 100 km) und wird deswegen oft vernachlässigt. Abbildung 4.6 zeigt, daß ohne Berücksichtigung der Rayleighextinktion die abgeleitete Temperatur mit abnehmender Höhe zunehmend zu niedrig wird. In 30 km Höhe beträgt der Fehler etwa 1.5 K.

Bei der jetzigen Datenauswertung wird die Rayleighextinktion anhand des CIRA 1990 Luft-



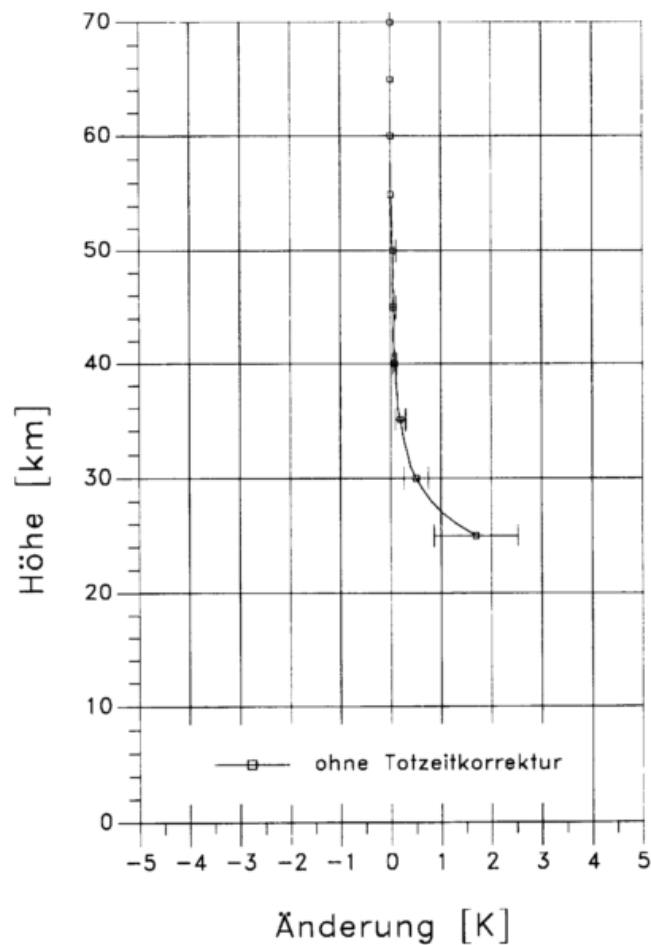
**Abbildung 4.6:** Fehler im abgeleiteten Temperaturprofil bei Vernachlässigung der Rayleighextinktion. Berechnung anhand von 12 Meßnächten im Jahr 1996. Fehlerbalken:  $2 \sigma$ .

## TEMPERATURMESSUNG

dichteprofiles für  $50^\circ$  N und den jeweiligen Monat berücksichtigt. Der nach dieser Korrektur verbleibende Fehler der Lidar-Temperaturmessung sollte damit deutlich unter 0.2 K liegen.

### 4.2.6 Einfluß der Totzeitkorrektur

Die Unsicherheit der gewählten Totzeitkorrektur des Rückstreusignals hat ebenfalls einen Einfluß auf die Genauigkeit der Temperaturmessung. Ohne Totzeitkorrektur ist das gemessene Rückstreusignal in geringen Höhen zu niedrig. Damit erscheint die Luftdichte zu gering und die Temperatur zu hoch. Abbildung 4.7 zeigt, daß ohne Totzeitkorrektur unterhalb von 35 km die abgeleiteten Temperaturwerte zu hoch liegen. Der Effekt verstärkt sich mit abnehmender Höhe, in 30 km liegt die Temperatur ohne Totzeitkorrektur um etwa 0.5 K zu hoch. Bei Anwendung einer Totzeitkorrektur (Abschnitt 2.2) sollte sich der Fehler wesentlich verkleinern und dürfte in der Regel oberhalb von 30 km Höhe deutlich unter 0.1 K liegen.

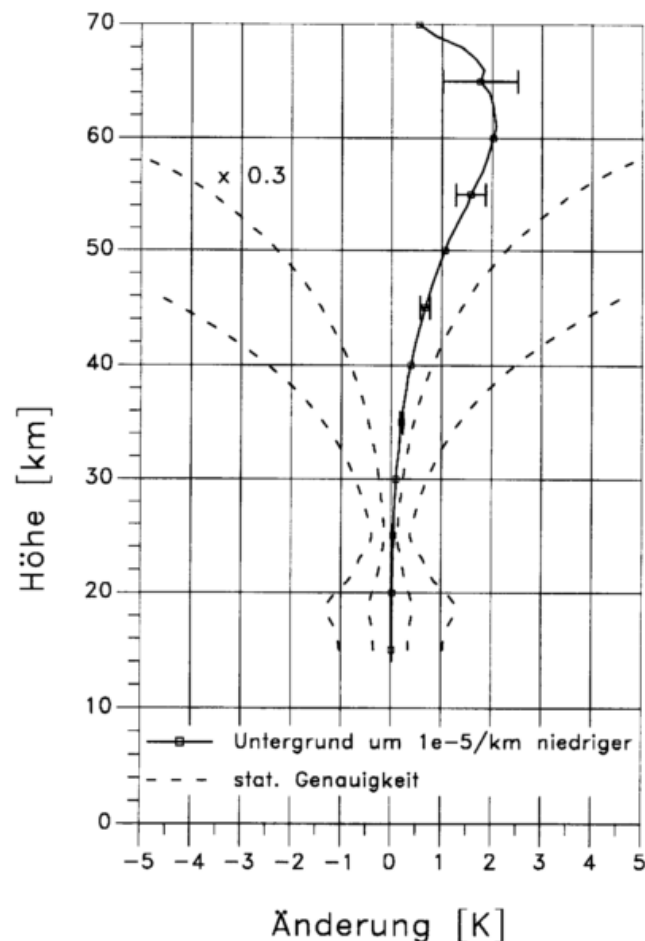


**Abbildung 4.7:** Einfluß der Totzeitkorrektur auf das abgeleitete Temperaturprofil. Mit Totzeitkorrektur verringert sich die abgeleitete Temperatur. Berechnung anhand von 12 Meßnächten im Jahr 1996. Fehlerbalken:  $2\sigma$ .

## 4.2.7 Einfluß des Untergrundabzugs

Abbildung 4.8 zeigt den Einfluß des Untergrundabzugs auf die Temperaturmessung. Wird ein systematisch zu geringer Untergrundwert vom Signal abgezogen ( $1 \times 10^{-5}$  counts/km, entsprechend etwa 1 %), so ergibt sich ein flacherer Verlauf des Rückstreusignals  $P(r)$ . Das Signal steigt zu niedrigen Höhen nicht stark genug an. Damit erscheint die Dichte geringer und die abgeleitete Temperatur ergibt sich zu hoch. Der Effekt ist vor allem oberhalb von 50 km Höhe wichtig und würde in Abbildung 4.8 bei 60 km 2 K erreichen. Unterhalb von 35 km ist der entstehende Fehler gering ( $< 0.1$  K).

Wichtig ist, daß Abbildung 4.8 den Effekt eines systematisch zu niedrigen Untergrundabzugs zeigt. Die statistische Ungenauigkeit des Untergrundabzugs wird ja in Gleichung 4.4 bereits berücksichtigt. Wie Abbildung 4.8 zeigt, liegt der systematische Fehler aufgrund eines um 1 % falschen Untergrundabzugs deutlich unterhalb der statistischen Genauigkeit eines Nachtmittels oder sogar eines Monatmittels (stat. Genauigkeit  $\times 0.3$ ). Es gibt derzeit keine Anzeichen für einen systematischen Fehler bei der Untergrundmessung für das 353 nm Signal. Insbesondere spielen



**Abbildung 4.8:** Einfluß des Untergrundabzuges auf das abgeleitete Temperaturprofil. Wurde ein zu geringer Untergrund vom Signal abgezogen, so erhöht sich die abgeleitete Temperatur. Berechnung anhand von 12 Meßnächten im Jahr 1996. Fehlerbalken:  $2\sigma$ . Zum Vergleich ist die typische statistische Genauigkeit eines Nachtmittels,  $\times 1$  und  $\times 0.3$ , gezeigt (gestrichelt).

## TEMPERATURMESSUNG

Effekte wie Signal-induziertes Rauschen beim 353 nm Signal keine Rolle. Die Umstellung des Untergrundabzuges im Zusammenhang mit der Erneuerung der Datenerfassung hat beim 353 nm Signal, und damit bei der Temperaturmessung, nicht zu einem erkennbaren Bruch geführt. Man kann davon ausgehen, daß systematische Fehler im Untergrundabzug beim 353 nm Signal unter 1 % liegen, und daß der in Abbildung 4.8 gezeigte Temperaturfehler eine konservative obere Grenze darstellt.

### 4.2.8 Weitere mögliche Fehlerquellen

Eine bedeutende Fehlerquelle ist auch eine wesentliche Aerosolstreuung in Höhen oberhalb von 30 km. Ein Rückstreuverhältnis von 1.01 (d.h. 1 % der gesamten Rückstreuung kommt vom Aerosol, 99 % von Luftmolekülen), würde eine um 1 % zu hohe abgeleitete Dichte und um 1 % also 2 bis 3 K zu niedrige abgeleitete Temperatur bedeuten. Abgesehen von den Jahren 1992 und 1993, nach der Pinatuboeruption, erscheint es jedoch unwahrscheinlich, daß oberhalb von 30 km noch ein wesentlich höheres Aerosolrückstreuverhältnis als 1.002 vorhanden ist. Deswegen sollten oberhalb von 30 km aerosolbedingte Temperaturfehler unter 0.5 K liegen. Trotz der Pinatuboeruption gibt der Vergleich mit anderen Instrumenten kein Anzeichen für einen wesentlichen Aerosoleinfluß auf die Lidar Temperaturmessung oberhalb von 30 km (vgl. Abbildung 6.4). Unterhalb von 30 km vorhandenes Aerosol führt natürlich zu deutlichen Fehlern. So liegt die aus den Lidarmessungen abgeleitete Temperatur in 20 km aufgrund des Aerosoleinflusses normalerweise um etwa 10 K, 1992 und 1993 sogar um 20 K bis über 50 K zu niedrig.

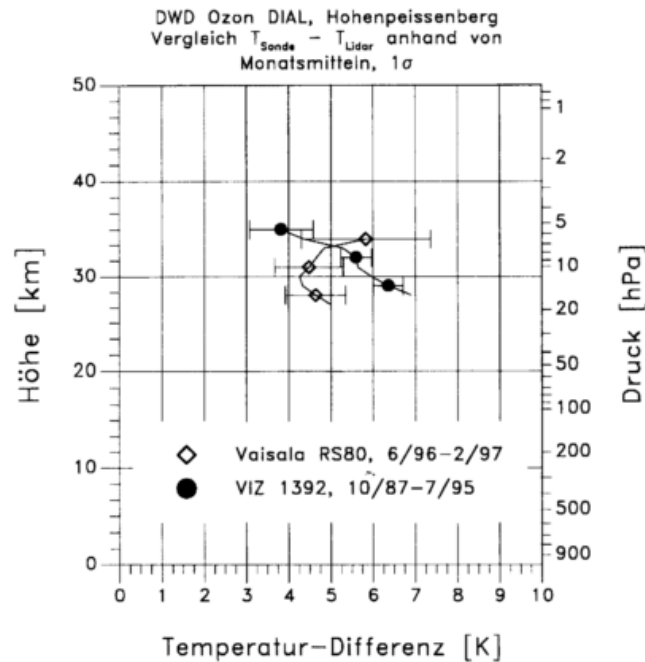
## 4.3 Vergleiche

Wie die Ozonprofile, so wurden auch die vom Lidar gemessenen Temperaturprofile zur Validierung mit anderen Messungen verglichen. Allerdings gibt es wesentlich weniger Instrumente, die genaue Temperaturprofile in der mittleren und oberen Stratosphäre liefern, als Instrumente, die dort Ozon messen. So blieben letzten Endes nur die Radiosonden aus Hohenpeißenberg und München, sowie die Analysen des US-Wetterdienstes (NMC, ab April 1996 NCEP) übrig. Letztere beruhen bis etwa 30 km auf Radiosondendaten, oberhalb auf Satellitendaten (TIROS Operational Vertical Sounder = TOVS auf den NOAA Wettersatelliten).

### 4.3.1 Vergleich Lidar- Radiosonden am MOHP

Ausgehend von Monatsmitteln zeigt Abbildung 4.9 den mittleren Temperaturunterschied zwischen Lidarmessung und VIZ 1393, bzw. Vaisala RS80NE Radiosonde. Deutlich ist zu erkennen, daß das Lidar auch oberhalb von 30 km Höhe etwa 5 bis 6 K niedrigere Temperaturwerte liefert als die Sonden. Dieser Unterschied ist erheblich und zunächst nicht zu erklären. Er ist wesentlich größer, als nach den obigen Fehlerbetrachtungen für die Lidarmessung zu erwarten. Als erstes erschien es daher nötig, auch die Genauigkeit der Temperaturmessung aus den Radiosondierungen zu untersuchen.

Radiosonden sind hauptsächlich dafür konzipiert, genaue Daten für die numerische Wettervorhersage in der Troposphäre und in der unteren Stratosphäre zu liefern. In der mittleren

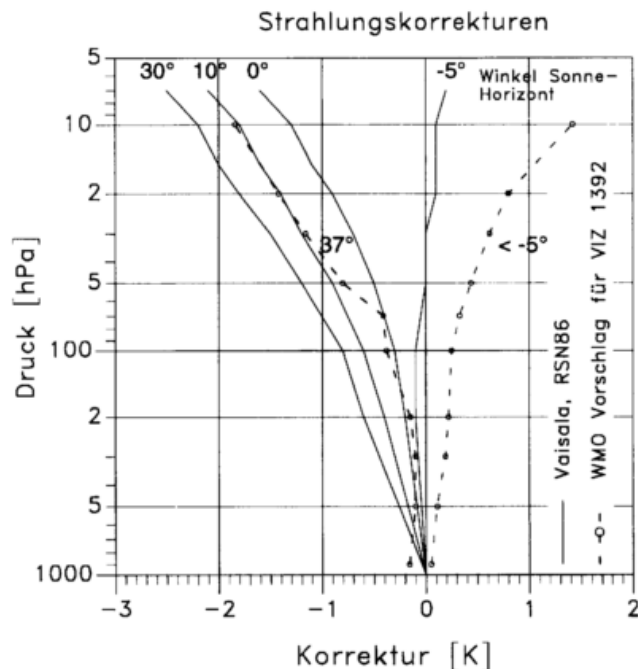


**Abbildung 4.9:** Mittlerer Temperaturunterschied zwischen Radiosondierungen (VIZ 1393, Vaisala RS80) und Lidarmessungen am Hohenpeißenberg. Der Vergleich basiert auf Monatsmitteln.

Stratosphäre, oberhalb von 25 km (30 hPa), stoßen sie allerdings an eine Reihe von Grenzen:

- Wegen der geringen Luftdichte in großen Höhen wird der Temperaturfühler der Sonde nicht notwendigerweise auf die Temperatur der Umgebungsluft gebracht. Bei Sonnenbestrahlung absorbiert der Fühler Energie und ist wärmer als die Umgebungsluft, bei Dunkelheit strahlt er Energie ab und ist kälter als die Umgebungsluft. Der Effekt liegt in der Größenordnung von einigen Kelvin. Oft wird eine rechnerische Kompensation durch eine sogenannte Strahlungskorrektur durchgeführt. Abbildung 4.10 zeigt übliche Strahlungskorrekturen für Vaisala RS80 und VIZ 1392 Radiosonden. Die Strahlungskorrektur nimmt in der Regel mit der Höhe deutlich zu. Außerdem hängt sie vor allem davon ab, ob die Sonne über oder unter dem Horizont steht. Bei mittleren Sonnenständen ändert sich die Strahlungskorrektur in der Regel aber wenig, da der Sensor in jedem Fall bestrahlt wird. Bei der Vaisala RS80 wird normalerweise eine Strahlungskorrektur angewendet, wobei die vorgeschlagene Korrektur im Jahre 1986 geändert wurde. Bei der VIZ Radiosonde wird dagegen, jedenfalls am Hohenpeißenberg, keine Strahlungskorrektur angebracht.
- Wie der Temperatursensor heizt sich auch der Ballon am Tage durch Sonnenlicht über die Umgebungstemperatur auf, in der Nacht ist er durch Infrarotemission kälter als die Umgebung. Nachdem die Radiosonde in der Wirbelschleppe eines Ballons fliegt, wird dadurch möglicherweise auch die Temperaturmessung verfälscht (wake effect). Die Größenordnung dieses Effekts kann im Bereich von 1 bis 2 K liegen [Suzuki und Asahi, 1978; Gaffen, 1994].
- Weil die absolute Genauigkeit der Druckmessung nur bei etwa 0.3 hPa liegt, können fehlerhafte Druckwerte zu falscher Höhenzuordnung führen. Für die Vaisala RS80 Sonde sollten Höhenfehler in der Regel unter 400 m liegen. Am Hohenpeißenberg wurde ab 1978 nicht die normale VIZ 1392 Radiosonde mit Baroswitch verwendet (mit Höhenfehlern bis zu

# TEMPERATURMESSUNG



**Abbildung 4.10:** Strahlungskorrektur für Vaisala RS80 (RSN86) und wie im WMO Radiosondenvergleich 1984/85 für die VIZ 1392 vorgeschlagen [Nash und Schmidlin, 1987].

Typ	$\Delta p$ [hPa]	$\Delta T$ [K]
VIZ 1392/93 (Baroswitch)		
1050 - 5 hPa	2	0.3
VIZ 1392/93 (Hypsometer)		
100 - 50 hPa	1	"
50 - 20 hPa	0.5	"
20 - 1.5 hPa	0.25	"
Vaisala RS80 NES (nicht invertierend)		
1060 - 3 hPa	> 0.5	0.2
Vaisala RS80 NE (invertierend)		
1060 - 3 hPa	0.5	0.2

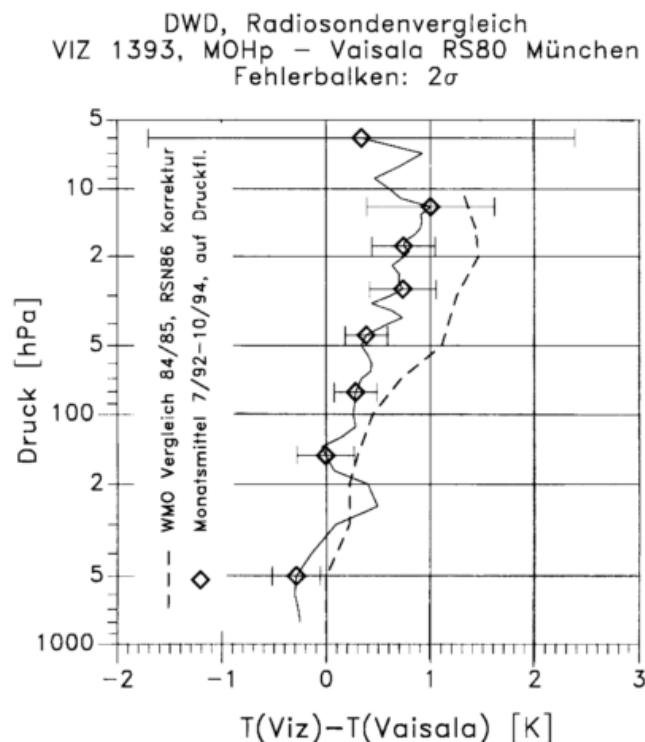
**Tabelle 4.2:** Genauigkeit von Druck- ( $\Delta p$ ) und Temperaturmessung ( $\Delta T$ ) der verwendeten Radiosonden nach Herstellerangaben. Bei der angegebenen Genauigkeit handelt es sich um die Wiederholbarkeit, bzw. die mittlere quadratische Abweichung vom Mittelwert. Systematische Fehler sind in der Regel wesentlich schwerer zu erfassen und werden meist nicht angegeben.

2000 m), sondern die VIZ 1393. Diese Version verwendete oberhalb von etwa 100 hPa ein Hypsometer, bei dem die Messung der Siedetemperatur von Freon 11 (übrigens ein „Ozonkiller“ und deswegen nicht mehr verwendet) eine sehr genaue Druckmessung liefert. Dementsprechend sind bei der VIZ 1393, z.B. in Abbildung 4.1 keine wesentlichen Höhenzuordnungsfehler erkennbar.

Tabelle 4.2 faßt Herstellerangaben über die Genauigkeit (Wiederholbarkeit) der Druck- und Temperatursensoren der verwendeten Radiosonden zusammen.

### 4.3.2 Vergleich VIZ 1393, Vaisala RS80 Radiosonde

Zur Einordnung der Temperaturmessungen mit den Radiosonden bieten sich zunächst Vergleiche der verschiedenen Sonden an. VIZ 1392 und Vaisala RS80 Radiosonden nahmen an WMO Radiosondenvergleichen 1984, 1985 und 1989 statt [Hooper, 1986; Nash und Schmidlin, 1987; Ivanov et al., 1991; Yagi et al., 1996]. Seit November 1991 wurden vom DWD in München Oberschleißheim (ca. 80 km nordöstlich des Hohenpeißenbergs) zweimal am Tag Vaisala RS80 NES Radiosonden gestartet, die mit den Hohenpeißenberger VIZ 1393 Radiosonden verglichen werden können. Schließlich wurden am Hohenpeißenberg in Zusammenhang mit dem Wechsel der Radiosonden von VIZ 1393 auf Vaisala RS80 NES (August 1995) mehrere Doppelaufstiege



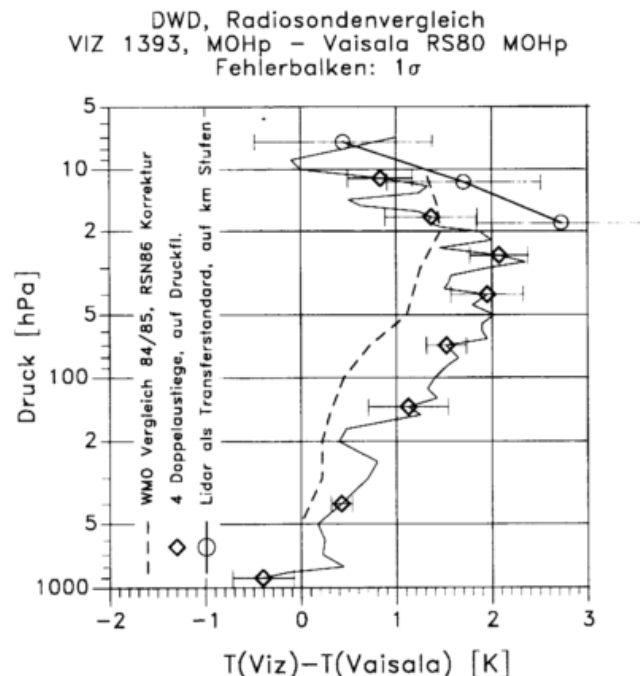
**Abbildung 4.11:** Unterschied in der gemessenen Temperatur zwischen VIZ 1392/93 und Vaisala RS80 Sonde. Rauten, durchgezogene Linie: Anhand des Vergleichs von Vaisala RS80 NES Sondierungen in München-Oberschleißheim (12 UTC) mit VIZ 1393 Sondierungen am Hohenpeißenberg (ca. 6 UTC, Vergleich auf Druckstufen, etwa 250 Sondierungen). Gestrichelte Linie: Anhand des WMO Radiosondenvergleichs 1984 [Nash und Schmidlin, 1987].

## TEMPERATURMESSUNG

durchgeführt.

Abbildung 4.11 zeigt den mittleren Temperaturunterschied zwischen Vaisala RS80 und VIZ 1393, wie er beim WMO Radiosondenvergleich 1984/85 für Tagesmessungen (Sonne etwa 35° über dem Horizont) ermittelt wurde. Beim WMO Vergleich 1984/85 war das Ergebnis praktisch unabhängig davon, ob gleichzeitige Daten oder Daten auf Druckstufen verglichen wurden. Die späteren WMO Vergleiche ergaben im wesentlichen dieselben Unterschiede. Abbildung 4.11 zeigt auch den mittleren Temperaturunterschied (auf Druckstufen) zwischen in München-Oberschleißheim gestarteten Vaisala RS80 NES Sonden (12 UTC Terminwerte) und den am selben Tag (typischerweise um 6 Uhr UTC) am Hohenpeißenberg gestarteten VIZ 1393 Sonden. Etwa 250 Aufstiege zwischen Juli 1992 und Oktober 1994 gingen in diesen Vergleich ein. Der gefundene Temperaturunterschied bestätigt das Ergebnis der WMO-Vergleiche. Mit zunehmender Höhe in der Stratosphäre zeigt die unkorrigierte VIZ Radiosonde eine höhere Temperatur als die Vaisala RS80 Sonde. Oberhalb von 50 hPa (21 km) beträgt der Unterschied mehr als 1 K. Dies liegt vor allem daran, daß bei der RS80-Temperaturmessung eine Strahlungskorrektur durchgeführt wird (RSN81, RSN86, Fa. Vaisala), während bei der VIZ Radiosonde in der Regel keine Strahlungskorrektur angebracht wird.

Ein noch größerer Temperaturunterschied ergibt sich, wenn man am Hohenpeißenberg durchgeführte Doppelaufstiege zugrunde legt (Abbildung 4.12). Bei diesen Vergleichen (auf Druckstufen) liegt die mit der VIZ 1393 gemessene Temperatur bereits in 100 hPa (16 km) um etwa 1.5 K höher als mit der Vaisala RS80. In 30 hPa (24 km) liegt die von der VIZ 1393 gemessene Temperatur um 2 K höher, in 10 hPa (31 km) um etwa 1.5 K. Zwischen 150 hPa und



**Abbildung 4.12:** Temperaturunterschied auf Druckflächen zwischen VIZ 1392/93 und Vaisala RS80. Rauten, durchgezogene Linie: Anhand von 4 Doppelaufstiegen am Hohenpeißenberg (23.11.1994 9:28 UTC, 7.12.1994 8:47 UTC, 5.7.1995 6:17 UTC, 10.7.1995, 6:32 UTC). Kreise: Bei Verwendung der Lidar-Temperaturmessung als Transferreferenz. Gestrichelte Linie: WMO Radiosondenvergleich 1984/85.

20 hPa (14 und 26 km) ist der bei den Doppelaufstiegen ermittelte Temperaturunterschied um beinahe 1 K größer als beim WMO Vergleich 1984, oder beim Vergleich der Münchner Vaisala Aufstiege mit den Hohenpeißenberger VIZ-Sonden. Allerdings hat auch der letzte WMO Vergleich im Jahre 1993 in Japan, im Höhenbereich zwischen 500 und 70 hPa einen um etwa 0.5 K größeren Unterschied zwischen dem in der VIZ 1392 verwendeten Temperaturfühler und der Temperaturmessung der Vaisala RS80 gezeigt als der WMO Vergleich 1984/85.

Oberhalb von 20 hPa (26 km) stimmen jedoch alle Ergebnisse innerhalb ihrer Unsicherheiten überein. Dort werden die Temperaturunterschiede zwischen den Sonden zusätzlich bestätigt, wenn man die Lidar-Temperaturmessung als Transferreferenz verwendet, um die VIZ 1393 Sonde (Aufstiege vor August 1995) mit der Vaisala RS80 (Aufstiege nach August 1995) zu vergleichen (Kreise in Abbildung 4.12). Allerdings sind die Lidardaten in 20 hPa mit Vorsicht zu betrachten, da eine Verschiebung des Lidar-Temperaturfehlers infolge abnehmender Aerosolbelastung nach 1994 möglich ist. Das könnte einen systematischen Unterschied der zwei Sondentypen vortäuschen.

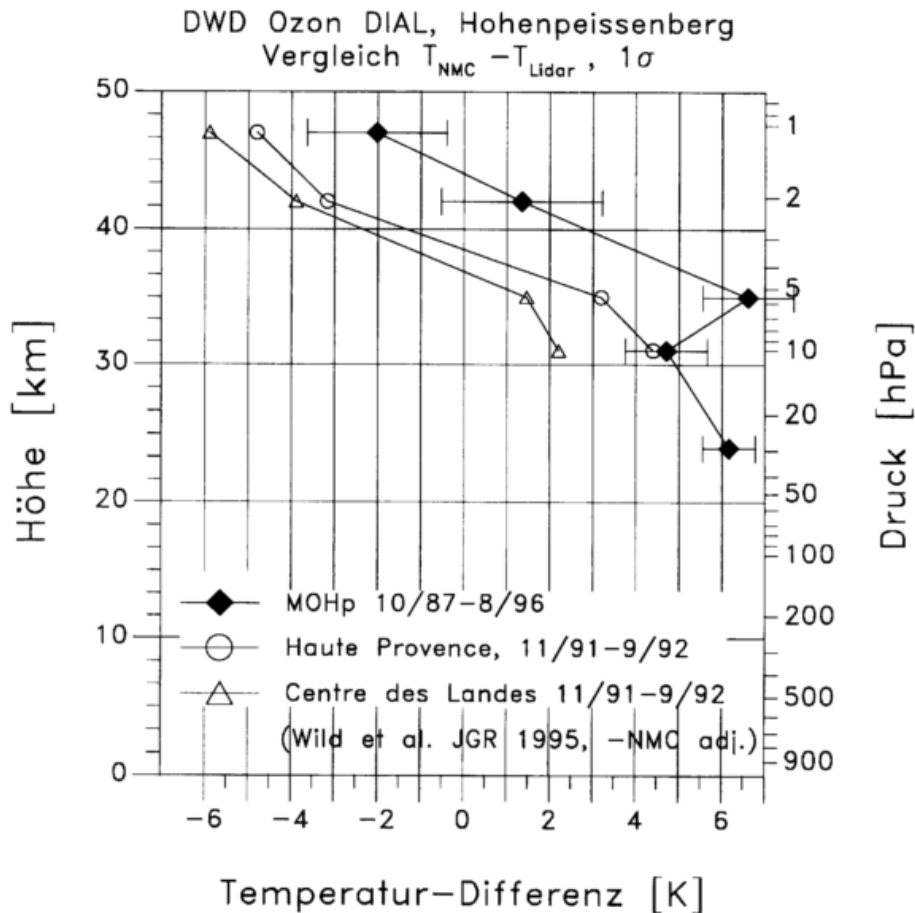
### 4.3.3 Vergleich Lidar, NMC-Analysen

Abbildung 4.13 zeigt den Vergleich zwischen Lidarmessungen und 12 Uhr UTC Analysen des Amerikanischen Wetterdienstes (National Meteorological Center, seit April 1996 National Center for Environmental Prediction). Letztere beruhen bis etwa 30 km auf Radiosondendaten, oberhalb auf Satellitendaten (TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) auf den NOAA Wettersatelliten). Ausgehend von Vergleichen mit Raketensonden und zwei Lidars in Frankreich geben *Finger et al.* [1993] für die NMC-Daten Korrekturen an (-2 bis -4 K in 5 hPa, +2.4 bis +5 K in 2 hPa, +5 bis +6 K in 1 hPa), ohne aber eine Erklärung für die beobachteten Unterschiede zu liefern. Diese Korrekturen wurden im vorliegenden Vergleich nicht angewendet.

Wie nach dem Vergleich mit den Radiosonden zu erwarten, liefert die Temperaturmessung mit dem Hohenpeißenberger Lidar zwischen 25 und 35 km um 5 bis 6 K niedrigere Werte als die unkorrigierten NMC-Analysen (vgl. insbesondere das Minimum bei 10 hPa in Abbildung 4.13 mit dem im Vergleich Lidar - Vaisala RS80, Abbildung 4.9). Zwischen 40 und 50 km ist die Übereinstimmung zwischen Lidar-Temperaturmessung und unkorrigierter NMC-Analyse wesentlich besser. Hier bewegen sich die mittleren Differenzen im Bereich von -2 bis +2 K, wobei die Unterschiede nicht signifikant sind.

Für die französischen Lidars am Observatoire Haute Provence (43.6° N, 5.4° O) und am Centre des Etudes des Landes (44°N, 1° W) ergibt eine Untersuchung von *Wild et al.* [1995] einen ganz ähnlichen Höhenverlauf der Differenz zur NMC Analyse, allerdings um etwa 3 K verschoben. Oberhalb von 33 km liegen die vom Lidar am Observatoire Haute Provence gemessenen Temperaturen um 3 bis 4 K höher, als die des Hohenpeißenberger Lidars. Die Temperaturmessungen am Centre des Etudes des Landes sind sogar um 4 bis 6 K höher, und diese Differenzkurve ist noch weiter nach links verschoben. Bei ihrem Vergleich führen *Wild et al.* [1995] die Temperaturunterschiede zwischen den Lidars in Haute Provence und Centre d'Etudes des Landes vor allem auf einen echten Tagesgang der Temperatur durch atmosphärische Tiden zurück. *Wild et al.* bestimmen diesen Tagesgang durch einen Vergleich von Temperaturmessungen des Microwave Limb Sounder auf UARS (Messungen zu verschiedenen Tageszeiten) mit den NMC Analysen, die auf TOVS Daten der sonnen-synchronen NOAA Satelliten (Messung zu fester Tageszeit, in Europa ca. 15:30 Lokalzeit) beruhen. Wird dieser Tagesgang berücksichtigt, so verschiebt sich

## TEMPERATURMESSUNG

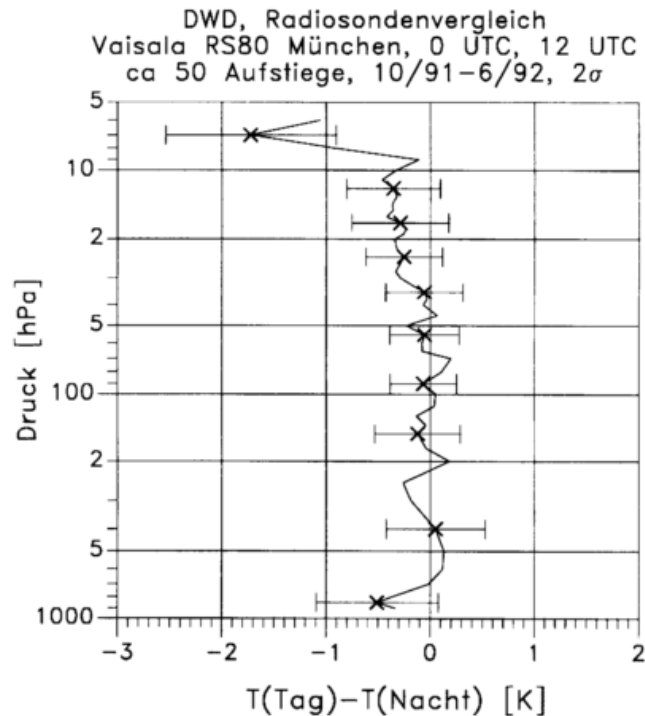


**Abbildung 4.13:** Mittlerer Temperaturunterschied zwischen NMC/NCEP Analysen (12 UTC) und Hohenpeissenberger Lidarmessung. Zum Vergleich sind auch Ergebnisse der französischen Lidars am Observatoire Haute Provence und am Centre des Etudes des Landes eingezeichnet [Wild et al., 1995]. Für diese Abbildung wurde die Korrektur der NMC-Daten nach Finger et al., [1993] nicht angewendet.

die Differenzkurve des 4° westlich von Haute Provence liegenden Centre d'Etudes des Landes Lidars um etwa 2 K nach rechts und stimmt dann fast mit der des Haute Provence Lidars überein. Nachdem Hohenpeissenberg so weit östlich von Haute Provence liegt wie CEL westlich, ist nach Wild et al.'s Ergebnissen zu erwarten, daß die Differenzkurve Hohenpeissenberger Lidar - NMC Analyse gegenüber der Kurve von Haute Provence um einige Kelvin nach rechts verschoben ist. Genau das wird auch beobachtet (Abbildung 4.13). Die Wild et al.'sche Tageszeitkorrektur würde demnach die Temperaturmessungen mit dem Hohenpeissenberger Lidar in recht gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Lidars in Haute Provence und CEL bringen.

### 4.3.4 Tagesgang durch Tiden

Die Ergebnisse von Wild et al. [1995] deuten an, daß ein echter Tagesgang der Temperatur mit zum beobachteten Unterschied zwischen Sondierungen und Lidarmessungen beiträgt. Vor allem in grösseren Höhen (oberhalb 40 km) wird ein Tagesgang durch atmosphärische Tiden erwartet [Forbes, 1982]. Untersuchungen mit Lidardaten [Gille et al., 1991] und mit ISAMS



**Abbildung 4.14:** Mittlerer Temperaturunterschied zwischen Tag (12 UTC) und Nacht (00 UTC) anhand von 50 Oberschleißheimer Sondierungen (Vaisala RS80).

Satellitendaten [Dudhia *et al.*, 1993] ergaben für begrenzte Zeiträume im Winter einen deutlichen Tagesgang aufgrund 12- und 24-stündiger Tiden. Anwendung der Ergebnisse von Dudhia *et al.*, [1993] auf den Hohenpeißenberger Vergleich zwischen Radiosonden (typische Meßzeit 8 Uhr MEZ) und Lidar (typische Meßzeit 20 MEZ bis 4 MEZ) lässt erwarten, daß zwischen 30 und 35 km Höhe die Temperatur zur Zeit der Sondierung um 2.4 K wärmer ist als während der Lidarmessung. Nach Gille *et al.*, sollte der Unterschied allerdings nur 1.2 K in 31 km und 0.4 K in 36 km betragen. Die Untersuchungen von Gille *et al.*, und Dudhia *et al.*, sind nicht ganz konsistent. Sie beruhen auch nur auf relativ wenigen Messungen in den Wintermonaten. Obwohl diese Ergebnisse einen erheblichen Teil des beobachteten Unterschieds zwischen Lidar- und Sondentemperaturmessung erklären könnten, sind sie nicht unbedingt auf den wesentlich umfangreicheren Vergleich zwischen Lidar und Sonde am Hohenpeißenberg anwendbar.

Um dies zu verdeutlichen, zeigt Abbildung 4.14 den mittleren Temperaturunterschied zwischen den 0 Uhr UTC und 12 Uhr UTC Aufstiegen der Münchner Radiosonden. Dudhia *et al.*'s Ergebnisse lassen für 10 hPa einen Unterschied Tag-Nacht von 0.8 K, für 5 hPa dagegen keinen Unterschied erwarten. Nach Gille *et al.* müßte der Unterschied in 10 hPa verschwinden, in 5 hPa dagegen etwa -2.5 K betragen. In Abbildung 4.14 scheint oberhalb von 10 hPa die Temperatur in der Nacht höher zu liegen als am Tag. Das wäre konsistent mit Gille *et al.*'s Ergebnissen, aber nicht mit denen von Dudhia *et al.*.

Zusätzlich erschwerend, sind Radiosondendaten zur Beurteilung eines Tagesganges der Temperatur mit Vorsicht zu betrachten, da Unsicherheiten im Zusammenhang mit einer durchgeführten (oder nicht durchgeführten) Strahlungskorrektur in derselben Größenordnung liegen wie ein möglicher Tagesgang. Oft wird auch die Strahlungskorrektur genau so definiert, daß Tages- und Nachtmessungen die gleiche Temperatur liefern. Ein möglicherweise echter Tagesgang wird

damit als Strahlungsfehler interpretiert und zu Unrecht aus den Daten herauskorrigiert.

### 4.4 Zusammenfassung

Mit dem Hohenpeißenberger Lidar ist die routinemäßige Temperaturmessung zwischen 30 und 60 km Höhe möglich. Nach oben ist der Meßbereich durch das geringe Signal-zu-Rauschverhältnis und die willkürliche Wahl eines Anfangswertes für die Temperatur eingeschränkt. Nach unten begrenzt zusätzliche Rückstreuung durch stratosphärisches Aerosol den Meßbereich.

Im Mittel liegt die mit dem Lidar in 30 km Höhe gemessene Temperatur um 3 bis 6 K tiefer als die Temperatur der Radiosondierungen mit VIZ 1393 oder Vaisala RS80. Bei der VIZ 1393 verringert sich der Unterschied zur Lidarmessung nach Korrektur des Strahlungsfehlers um 1 bis 3 K. Auch um eine mit der Vaisala RS80 übereinstimmende Temperaturmessung zu erzielen, sollte bei der VIZ 1393 eine Korrektur des Strahlungsfehlers durchgeführt werden. Bei der Vaisala RS80 wird der Strahlungsfehler bereits korrigiert.

Im Vergleich zu den NMC Analysen liegt die mit dem Lidar gemessene Temperatur bei 30, 10 und 5 hPa (25, 31 und 36 km) um 5 bis 6 K niedriger. In 2 hPa (42 km) liegt die Lidartemperatur um etwa 1 K niedriger, in 1 hPa (48 km) um etwa 2 K höher als die NMC Daten. Auch bei den NMC-Daten gibt es erhebliche Unsicherheiten über anzuwendende Korrekturen [*Finger et al.*, 1993].

Unsicherheiten in der Strahlungskorrektur und Höhenzuordnungsfehler durch ungenaue Druckmessung der Radiosonden tragen möglicherweise erheblich zu den beobachteten Unterschieden bei. Zusätzliche Beiträge, in Höhe von 1 bis 3 K, könnten auch von einem echten Tagesgang der Temperatur durch atmosphärische Tiden stammen. Nach Untersuchungen von *Gille et al.* [1991] und *Dudhia et al.* [1993] könnte in 30 bis 35 km die Temperatur während der Lidarmessung in der Nacht um 1 bis 2 K niedriger sein als während der Sondierung am Morgen. Berücksichtigt man den von *Wild et al.* [1995] beschriebenen Tagesgang, so zeigt die Temperaturmessung mit dem Hohenpeißenberger Lidar sehr ähnliche Unterschiede zu den NMC-Analysen wie die französischen Lidars am Observatoire Haute Provence und am Centre des Etudes des Landes.

Trotz der systematischen Unterschiede zeigen (später diskutierte) Temperatur-Zeitreihen aus Lidarmessungen, Sondierungen und NMC-Analysen einen nahezu parallelen Verlauf. Obwohl noch genauer zu klären ist, warum sich die mit dem Lidar gemessene Temperatur von der aus den Radiosondierungen unterscheidet, können dennoch auch die Lidarmessungen zur Beurteilung von Temperaturänderungen in der Atmosphäre herangezogen werden.

## 5 Aerosolmessung

Unterhalb von etwa 30 km trägt Rückstreuung von stratosphärischen Aerosolpartikeln wesentlich zum Lidarsignal bei. Ist die Luftdichte, und damit der Beitrag der Rückstreuung von Luftmolekülen bekannt, so kann aus dem Lidarsignal der Beitrag der Aerosolrückstreuung berechnet werden. Dies macht Lidarmessungen mit zu den besten Informationsquellen über das Aerosol in der Stratosphäre [Russell et al., 1979; Jäger und Carnuth, 1987; Ansmann et al., 1992; Jäger, 1992]. In der Regel verwendet man das sogenannte Aerosolrückstreuverhältnis  $R(r) = \{\beta_{Aerosol}(r) + \beta_{Luft}(r)\} / \beta_{Luft}(r)$ , das das Verhältnis zwischen gesamter Rückstreuung (durch Aerosol und Luftmoleküle) und Rückstreuung nur durch Luftmoleküle angibt. Beim Aerosolrückstreuverhältnis  $R(r)$  handelt es sich um eine Art „optisches Mischungsverhältnis“, das viele Eigenschaften eines echten Mischungsverhältnisses hat.

### 5.1 Verfahren

Zur Ableitung von  $R(r)$  benötigt man ein Luftdichteprofil  $n_R(r)$ , z.B. aus einem Radiosondenaufstieg. Außerdem muß man einen Anfangswert  $R(r_o)$  in einer Anfangshöhe  $r_o$  annehmen. In der Regel verwendet man die Annahme  $R(r_o) = 1$  (d.h. kein Aerosol) in einer Höhe  $r_o$  zwischen 30 und 40 km.

$$R(r) = \frac{P(r)r^2 n_R(r_o)}{P(r_o)r_o^2 n_R(r)} R(r_o) \exp(-2\tau(r, r_o)) \quad (5.1)$$

Daneben ist es nötig, die optische Dicke  $\tau(r, r_o)$  zwischen  $r$  und  $r_o$  zu kennen. Der Beitrag durch Rayleighstreuung kann dabei direkt aus dem Luftdichteprofil berechnet werden. Die optische Dicke der Aerosolschicht zwischen  $r$  und der Obergrenze der Schicht bei  $r_o$  ist dagegen schwierig abzuschätzen. Dieser Teil der gesamten optischen Dicke liefert allerdings nur bei extrem hoher Aerosolbelastung, z.B. 1992 nach dem Pinatuboausbruch, einen wesentlichen Beitrag.

### 5.2 NDSC-Algorithmusvergleich

Beim NDSC Lidar Treffen, das 1994 im Anschluß an die Lidarkonferenz in Tsukuba, Japan, stattfand, wurde beschlossen, einen Vergleich der Aerosolauswertelgorithmen der verschiedenen Lidargruppen (insgesamt 13 Gruppen) durchzuführen. Mit der Durchführung wurden Dr. Jäger vom IFU Garmisch und Dr. Steinbrecht vom MOHP beauftragt.

Der Vergleich wurde folgendermaßen durchgeführt: Rückstreusignale von echten Messungen mit den Lidarsystemen am IFU Garmisch (bei 532 nm) und am MOHP (bei 353 nm) wurden an alle beteiligten Lidargruppen versandt und dort mit dem jeweiligen Algorithmus ausgewertet (bei beiden Wellenlängen). Zur Berechnung des Dichteprofiles wurden signifikante Punkte der entsprechenden Radiosondenaufstiege der Station München Oberschleißheim mitgeliefert. Die

## AEROSOLMESSUNG

Ergebnisse wurden am IFU Garmisch und am MOHP gesammelt und miteinander verglichen. Die Termine der Messungen waren dabei so ausgewählt, daß sie repräsentativ für hohe, mittlere und schwache stratosphärische Aerosolbelastung waren (18/19 Januar 1992, 02/03 August 1993, 19/20 September 1994).

Tabelle 5.1 gibt einen Überblick über die teilnehmenden Lidargruppen und ihre Algorithmen. Alle Gruppen lösen Gleichung 5.1 entweder iterativ, oder direkt nach dem Klett Verfahren [Fernald *et al.*, 1972; Klett, 1981; Klett, 1985]. Beide Verfahren setzen Annahmen über das Verhältnis  $\alpha/\beta$  von Aerosolextinktion zu Aerosolrückstreuung voraus. Die meisten Gruppen verwenden eine feste Zahl, etwas besser ist die Annahme eines Profils für  $\alpha/\beta$  oder eines funktionalen Zusammenhangs  $\alpha = f(\beta)$ . In jedem Fall müssen dafür a priori Kenntnisse über das stratosphärische Aerosol eingebracht werden.

Gruppe	Methode	Dichte Extrapolation
AWI, Potsdam	Klett, festes $\alpha/\beta$	keine Extrapolation oberhalb der Sonde
CNR, Frascati	iterativ, 532: $\alpha = f(\beta)$ 353: festes $\alpha/\beta$	Dichte von NMC
CNRS, Paris	Klett, festes $\alpha/\beta$	$p$ and $T$ Gradient aus MAP 85
DWD, Hohenpeißenberg	iterativ, $\alpha = f(\beta)$	überleiten von $T$ zu Lidar oder CIRA 86
FU, Berlin	Klett, festes $\alpha/\beta$	Dichte aus US-Standard, normiert am Sondenplatzpunkt
IFU, Garmisch	iterativ, Profil für $\alpha/\beta$	exponentielle Dichte Extrapolation
MRI, Tsukuba	Fernald (Klett), festes $\alpha/\beta$	Dichte aus US-Standard, normalisiert am Platzpunkt
NASA, Goddard	Fernald (Klett), festes $\alpha/\beta$ normalerweise Raman Kanal	exponentielle Dichte Extrapolation
NASA, Langley	iterativ, festes $\alpha/\beta$	CIRA 86 Dichte
NIES, Tsukuba	Fernald (Klett), festes $\alpha/\beta$	gleitender Übergang von Sonde auf CIRA 86
NOAA, Mauna Loa	Fernald (Klett), festes $\alpha/\beta$	exponentielle Dichte Extrapolation max. 2 km oberhalb Platzpunkt
University, L'Aquila	iterativ, festes $\alpha/\beta$	Standard Atmosphäre
York University/ ISTS, Toronto	iterativ, $\alpha = f(\beta)$	lineare Extrapolation von $T$ oder Übergang auf $T$ aus Lidarmessung

**Tabelle 5.1:** Am NDSC-Algorithmusvergleich teilnehmende Lidargruppen mit Kurzbeschreibung ihrer Auswertalgorithmen.

Ein weiterer kritischer Punkt, vor allem wenn der Platzpunkt der Sonde sehr niedrig liegt, ist die Methode, nach der das Dichteprofil bis in Höhen oberhalb der Aerosolschicht extrapoliert wird. Viele Gruppen verwenden hier Standardprofile, die auf die Dichte am Sondenplatzpunkt normiert werden. Andere Gruppen extrapolieren die Dichte exponentiell, was der Annahme konstanter Temperatur gleichkommt. Manche Gruppen versuchen die Temperatur zu extrapolieren, woraus sich das Dichteprofil ableiten läßt. Kritisch ist auf jeden Fall, daß Radiosondendaten in großen Höhen durchaus mit Fehlern behaftet sein können (Druckmessung, Temperatur siehe 4.3.1).

Abbildung 5.1 und 5.2 zeigen die wesentlichen Ergebnisse des Vergleiches für 353 und 532 nm. Im Januar 1992, 6 Monate nach dem Ausbruch des Vulkans Pinatubo, findet man eine sehr ausgeprägte, deutlich strukturierte, Aerosolschicht zwischen 14 und mindestens 24 km. Zwei Jahre später, im September 1994, ist die Schicht wesentlich weniger strukturiert und liegt nun zwischen 10 und 30 km. Die Aerosolrückstreuung ist über diese zwei Jahre um etwa eine Größenordnung zurückgegangen. Die Profile bei 353 und 532 nm sehen sich sehr ähnlich.

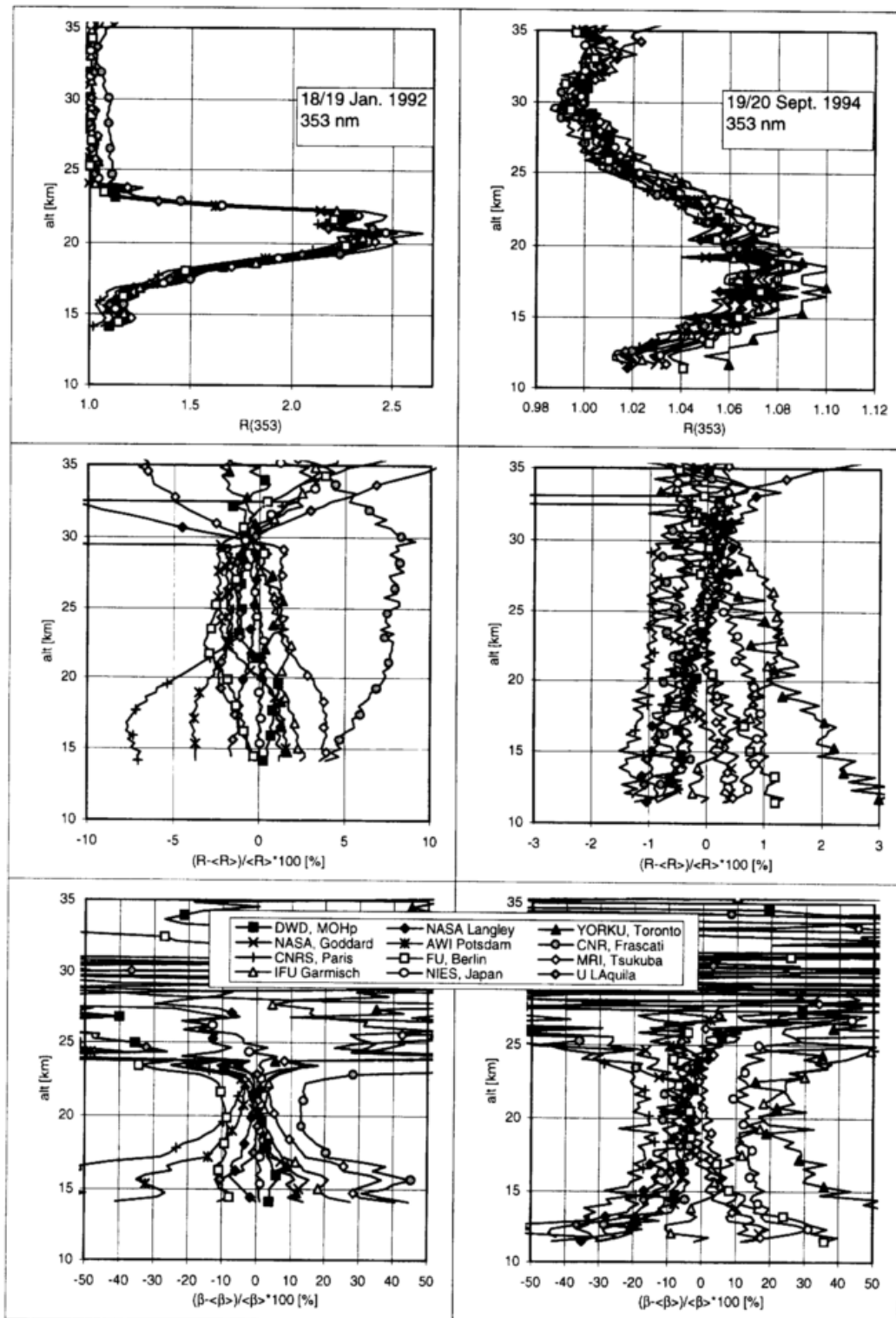
Bereits in der obersten Bildreihe in Abbildung 5.1 und 5.2 ist zu erkennen, daß die Ergebnisse der verschiedenen Gruppen relativ stark streuen. Die mittlere Bildreihe zeigt die Abweichung der einzelnen Rückstreuprofile vom mittleren Profil aller Gruppen. Bei hoher Aerosolbelastung (linke Bildreihe) liegen die Unterschiede im Rückstreuverhältnis  $R$  bei etwa 5 %, bei beiden Wellenlängen. Oberhalb des Maximums von  $R$  ist unterschiedliche Normierung ( $R(r_o)$ ) die Hauptursache. Dies liegt zum Teil an unterschiedlicher Wahl der Normierungshöhe ( $r_o$ ), zum Teil an unterschiedlicher Extrapolation der Dichte ( $n(r_o)$ ). Unterhalb des Maximums spielt dagegen vor allem die optische Dicke des Aerosols und damit die Wahl des Verhältnisses von Extinktions- zu Rückstreukoeffizient  $\alpha/\beta$  eine Rolle.

Bei niedriger Aerosolbelastung (rechte Bildreihe) liegen die Unterschiede in  $R$  im Bereich von 1 % bei 353 nm und 2 % bei 532 nm. Hier ist die Hauptursache in der unterschiedlichen Normierung zu suchen, während die Wahl von  $\alpha/\beta$  wegen der geringen optischen Dicke keine Rolle spielt.

Wesentlich größere Unterschiede zeigen sich, wenn nicht das Aerosolrückstreuverhältnis  $R$  („optisches Mischungsverhältnis“), sondern der Aerosol-Rückstreukoeffizient  $\beta$  („optische Konzentration“) betrachtet wird (untere Reihe in Abbildung 5.1 und 5.2). In diesem Fall erreichen die Unterschiede zwischen den einzelnen Auswertungen bis zu 20 % innerhalb der Aerosolschicht. Mit abnehmender Aerosolbelastung  $R$  nimmt auch die Genauigkeit des abgeleiteten Aerosolrückstreukoeffizienten  $\beta$  stark ab. Deswegen ist die relative Genauigkeit des abgeleiteten  $\beta$  im Januar 1992, kurz nach dem Pinatuboausbruch, etwa doppelt so hoch wie Ende 1994. Daneben ist die Genauigkeit bei 532 nm bis zu zweimal höher als bei 353 nm. Die beste Genauigkeit von  $\beta$  wird in der Mitte der Aerosolschicht erreicht. An den Rändern der Schicht nimmt die Genauigkeit dagegen stark ab.

Eine Reihe weiterer Fehlerquellen sind natürlich bei diesem Vergleich nicht berücksichtigt worden. Neben allen für die jeweilige Lidaranlage spezifischen Fehlerquellen gehört dazu der statistische Fehler aufgrund des Signalrauschens. Für das Lidar am Hohenpeißenberg liegt dieser Beitrag zum Gesamtfehler in der Regel unter 1 %. Ein geringer Fehlerbeitrag, ebenfalls unter 1 % stammt von der Unsicherheit der Totzeitkorrektur und des Untergrundabzuges. Wesentlich größere Beiträge stammen von der Unsicherheit des Dichteprofiles aus der Radiosondierung. Vor allem in größeren Höhen, oberhalb 25 km, kann hier der Fehlerbeitrag 5 % durchaus übersteigen.

# AEROSOLMESSUNG



**Abbildung 5.1:** Ergebnisse des NDSC Aerosol Algorithmusvergleichs bei 353 nm. Links: 18/19. Januar 1992. Rechts: 19/20. September 1994. Oben: Rückstreuverhältnis  $R$ . Mitte: Relative Abweichung zum mittleren Rückstreuverhältnis  $\langle R \rangle$ . Unten: Relative Abweichung des Aerosol Rückstreukoeffizienten  $\beta$  vom Mittel  $\langle \beta \rangle$  über alle Gruppen.

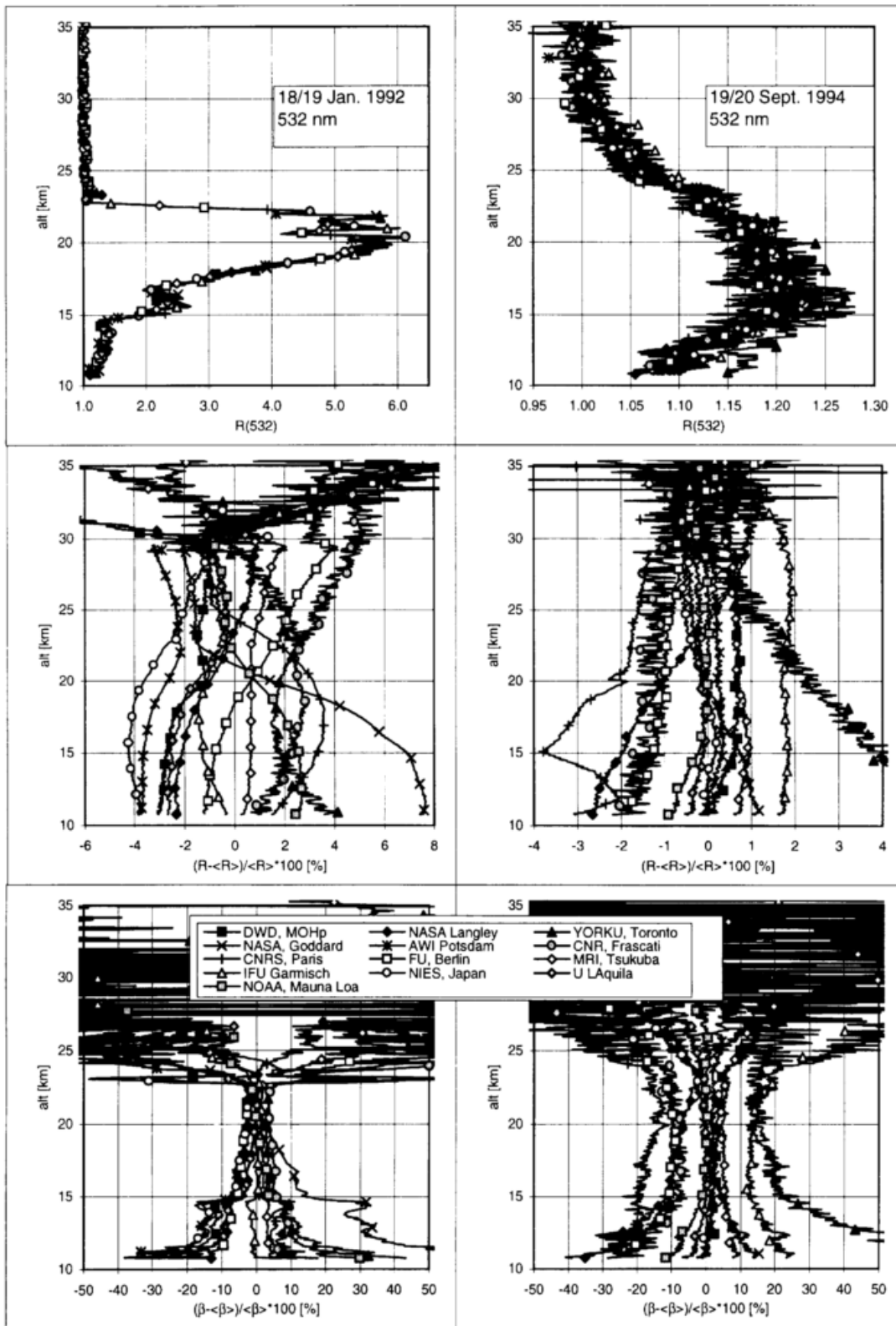


Abbildung 5.2: Wie Abbildung 5.1, aber bei 532 nm.

## AEROSOLMESSUNG

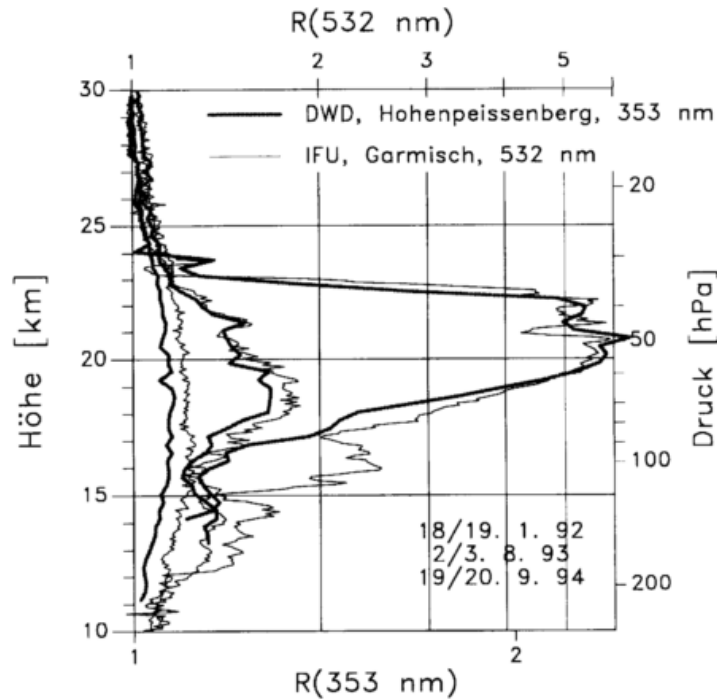
Der NDSC-Aerosol Algorithmen Vergleich hat wichtige Aufschlüsse über die erreichbare Genauigkeit stratosphärischer Aerosolmessungen geliefert. Insbesondere hat sich gezeigt, daß sich ein ganz wesentlicher Beitrag zum Gesamtfehler aus der Unsicherheit verschiedener Annahmen ergibt, die bei der Auswertung gemacht werden müssen. Die Extrapolation des Dichteprofils und die Wahl der Normierungshöhe können Ungenauigkeiten im Bereich von 1 bis 5 % bewirken. Dagegen sind die a priori Annahmen über das Verhältnis zwischen Extinktions- und Rückstreu-koeffizient des Aerosols eigentlich nur bei starker Aerosolbelastung kritisch. Hier tragen sie mit etwa 5 % zur Ungenauigkeit des Profils in niedrigen Höhen bei. Zusammenfassend läßt sich eine Genauigkeit von 5 bis 10 % für das aus Lidarmessungen mit Hilfe eines Dichteprofils aus Radiosondierungen abgeleitete Aerosolrückstreuverhältnis angeben. Messungen bei 532 nm liefern im allgemeinen genauere Ergebnisse als Messungen bei 353 nm. Um Unsicherheiten bei der Dichtemessung zu verringern und die Aerosolextinktion besser in den Griff zu bekommen, ist die Verwendung von speziellen Kanälen zur Messung des Raman-Rückstreusignals von Stickstoff wünschenswert [Ansmann *et al.*, 1990; Donovan, 1996]. Diese Signale sind allerdings etwa 1000mal schwächer und erfordern ein sehr leistungsstarkes Lidarsystem.

### 5.3 Vergleiche

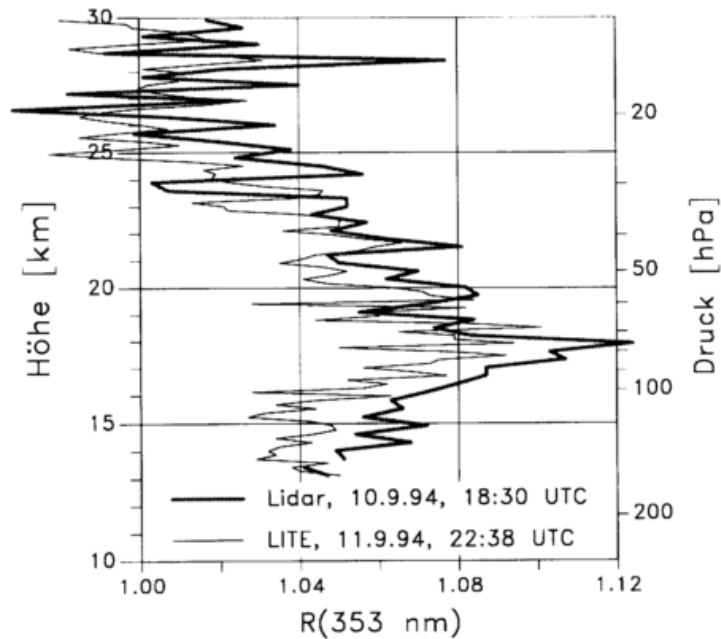
Im Rahmen des Projektes wurden mit dem Lidar am MOHP bei 353 nm gemessene Aerosolprofile mit Profilen verglichen, die am IFU in Garmisch bei 532 nm gemessen wurden. Abbildung 5.3 zeigt den Vergleich von am selben Abend, aber nicht zeitgleich, in Garmisch und am Hohenpeißenberg gemessenen Profilen. Die Profile demonstrieren die starke Abnahme der Aerosolrückstreuung in den Jahren 1993 und 1994, nach der maximalen Belastung im Winter 1991/92. Das maximale Rückstreuverhältnis wird im Laufe der Zeit kleiner und liegt in niedrigeren Höhen (22 km im Januar 1992, 18 km im August 1993, 17 km im September 1994, vgl. auch Abbildung 5.8). Das Profil im Januar 1992 zeigt noch deutliche Strukturen (Nebenmaximum bei 16 km), die sich sogar zwischen der Garmischer und der Hohenpeißenberger Messung ändern (Die Messungen sind allerdings nicht genau zeitgleich). Später werden die Profile glatter, und die Hohenpeißenberger und Garmischer Messungen zeigen die gleichen Aerosolstrukturen.

Abbildung 5.3 enthält auch Information über Änderungen der Aerosolgrößenverteilung. Stratosphärische Aerosolpartikel mit Durchmesser über 2  $\mu\text{m}$  haben bei 353 nm und 532 nm etwa den gleichen Rückstreuoeffizienten, während Partikel mit Durchmesser unter 0.5  $\mu\text{m}$  bei 353 nm etwa den doppelten Rückstreuoeffizienten wie bei 532 nm haben. Allerdings ist eine Ableitung der Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolstreuung bei niedriger Aerosolbelastung sehr ungenau. Die zwei Wellenlängen 353 nm und 532 nm erlauben nur sehr grobe Aussagen über die Aerosolgrößenverteilung (z.B. [Steinbrecht, 1994; Donovan, 1996]). Deswegen soll hier auf diesen Aspekt nicht weiter eingegangen werden.

Ein weiteres Beispiel zum Vergleich von Aerosolmessungen zeigt Abbildung 5.4. Hier wird eine Messung des LITE Experiments der NASA, das im September 1994 auf dem Space Shuttle flog, mit einer Messung des Hohenpeißenberger Lidars in der vorhergehenden Nacht verglichen. Wegen schlechter Wetterbedingungen konnte das Lidar am Hohenpeißenberg leider nicht genau während eines LITE-Überfluges betrieben werden. Beide Profile sind deutlich verrauscht (nur 1 Laserschuß bei LITE, nur 60000 Schuß mit 1:100 Abschwächer beim Hohenpeißenberger Lidar). Dennoch liefern beide Instrumente etwa das gleiche Aerosolprofil. Bei beiden liegt das maximale Rückstreuverhältnis bei 18 km. Vor allem unterhalb des Maximums scheint das Hohenpeißen-



**Abbildung 5.3:** Aerosolprofile, die in der gleichen Nacht, aber nicht genau gleichzeitig, bei 532 nm am IFU Garmisch und bei 353 nm am Hohenpeissenberg gemessen wurden. Die Termine wurden zu Zeiten sehr hoher (18./19. Januar 1992), mittlerer (2./3. August 1993) und nur noch leicht erhöhter (19./20. September 1994) stratosphärischer Aerosolbelastung gewählt.



**Abbildung 5.4:** Aerosolprofile, die in zwei aufeinander folgenden Nächten mit dem Lidar am Hohenpeissenberg (bei 353 nm) und dem Lidar in Space Technology Experiment (LITE) auf dem Space Shuttle (bei 355 nm, etwa 500 km nordöstlich des Hohenpeissenbergs) gemessen wurden.

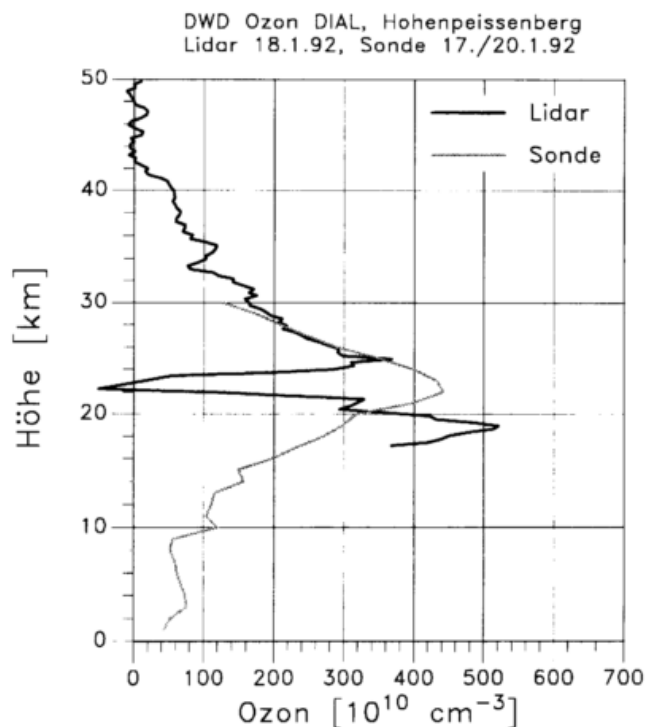
## AEROSOLMESSUNG

berger Lidar um 0.015 höhere Werte zu liefern als LITE. Dieser Unterschied liegt noch innerhalb des Unsicherheitsbereichs von 1 bis 2 %, wie er beim NDSC- Aerosolalgorithmen-Vergleich gefunden wurde. Er könnte also von Unterschieden in der Datenauswertung stammen. Daneben kann natürlich auch die räumliche (500 km) und zeitliche (1 Tag) Trennung der Messungen eine Rolle spielen.

Aufgrund der geschilderten Beschränkungen erlaubt der Vergleich mit LITE keine genaue Validierung des Hohenpeißenberger Lidars. Er demonstriert aber sehr eindrucksvoll die Leistungsfähigkeit des LITE Instrumentes. Immerhin scheint die Qualität des von LITE mit nur einem Laserschuß gemessenen stratosphärischen Aerosolprofils vergleichbar zu sein mit der Messung eines typischen bodengebundenen Stratosphärenlidars (allerdings unter schlechten Bedingungen, Graufilter, diesig).

### 5.4 Aerosolinterferenz bei der Ozonmessung

Wie bereits erwähnt (Abschnitt 3), können bei erhöhter stratosphärischer Aerosolbelastung die Aerosol-Terme DE und DB bei der Ozonauswertung der Lidarmessungen (Gleichung 3.1) nicht mehr vernachlässigt werden. Abbildung 5.5 zeigt, in welcher Größenordnung der Fehler zur Zeit der höchsten Aerosolbelastung nach dem Pinatuboausbruch liegt, wenn DB und DE dennoch vernachlässigt wird. Unterhalb des Aerosolmaximums (in etwa 20 km) wird die Ozonkonzentration stark überschätzt, oberhalb des Aerosolmaximums wird sie stark unterschätzt. Oberhalb



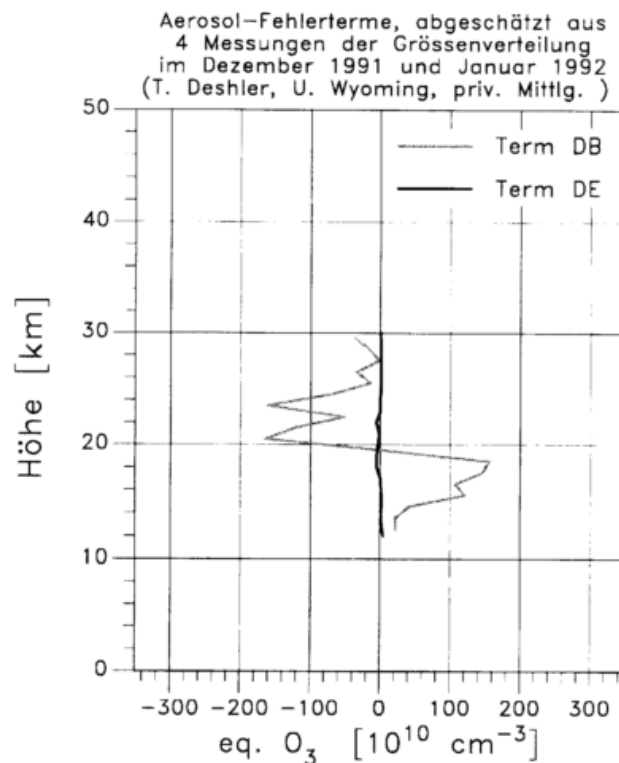
**Abbildung 5.5:** „Ozonprofil“ aus der Lidarmessung vom 18./19. Januar 1992, zur Zeit höchster stratosphärischer Aerosolbelastung nach dem Pinatuboausbruch. Zum Vergleich ist das Ozonprofil gezeigt, wie es sich aus den Ballonsondierungen ergibt.

von 30 km stimmen Lidar und Sondierung wieder gut überein. Vernachlässigung der Terme DE und DB in Gleichung 3.1 kann im Winter 1991/92 zu Fehlern von über 100 % führen.

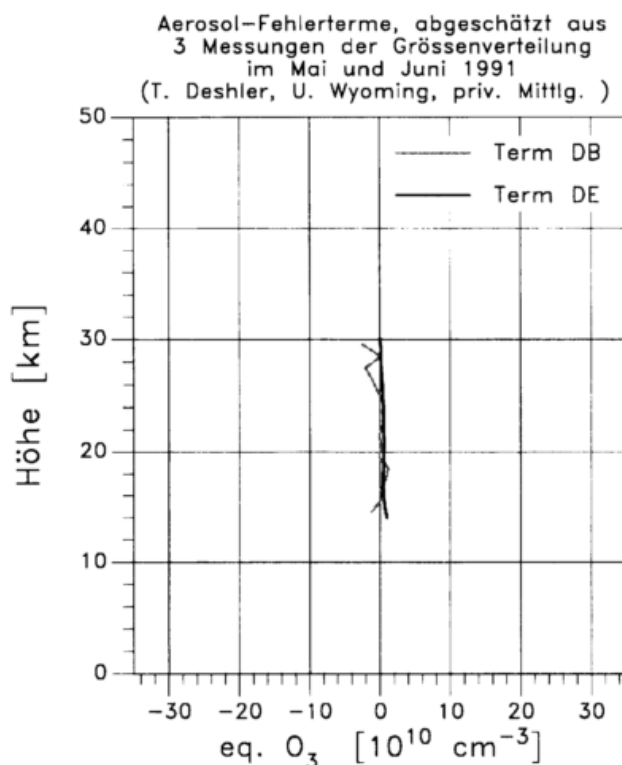
Abbildung 5.6 zeigt eine Abschätzung der Terme DB und DE für Dezember 1991/Januar 1992. Dazu wurden die optischen Eigenschaften des stratosphärischen Aerosols mit Hilfe der Mie-Theorie aus Messungen der Aerosolgrößenverteilung [Deshler et al., 1993, Deshler, priv. Mittlg., 1993] berechnet. Der Hauptbeitrag stammt vom Term DB. Wie beobachtet (Abbildung 5.5), führt die Vernachlässigung von DB unterhalb von etwa 20 km zu einer Überschätzung der Ozonkonzentration um über  $100 \times 10^{10} \text{ cm}^{-3}$ , oberhalb von 20 km dagegen zu einer Unterschätzung in dieser Größenordnung. Der Term DE spielt dagegen nur eine untergeordnete Rolle.

Auf die genauere Untersuchung der Terme DB und DE soll hier nicht eingegangen werden. Stattdessen sei auf eine im Rahmen des Projekts fertiggestellte Veröffentlichung hingewiesen [Steinbrecht und Carswell, 1995]. Eine der Schlußfolgerungen dieser Veröffentlichung war, daß eine Bestimmung vor allem des Terms DB nicht mit hinreichender Genauigkeit möglich ist. Es wurde deswegen darauf verzichtet, einen aufwendigen und wahrscheinlich erfolglosen Korrekturalgorithmus zu entwickeln. Zur Beurteilung des Ozongehalts im betroffenen Höhenbereich stehen ja am Hohenpeißenberg immer noch die praktisch unbeeinflussten Ozonsondierungen zur Verfügung.

Bei normaler stratosphärischer Aerosolbelastung (vor September 1991, ab Januar 1994) sind die Terme DB und DE wesentlich kleiner (unter  $2 \times 10^{10} \text{ cm}^{-3}$  oder 1 %), wie Abbildung 5.7 zeigt. Sie können ohne Beeinträchtigung der Meßgenauigkeit vernachlässigt werden. Durch zusätzliche



**Abbildung 5.6:** Abschätzung der Terme DB und DE anhand von vier Messungen der Aerosolgrößenverteilung im Dezember 1991 und Januar 1992 [Deshler et al., 1993, Deshler, priv. Mittlg., 1993].



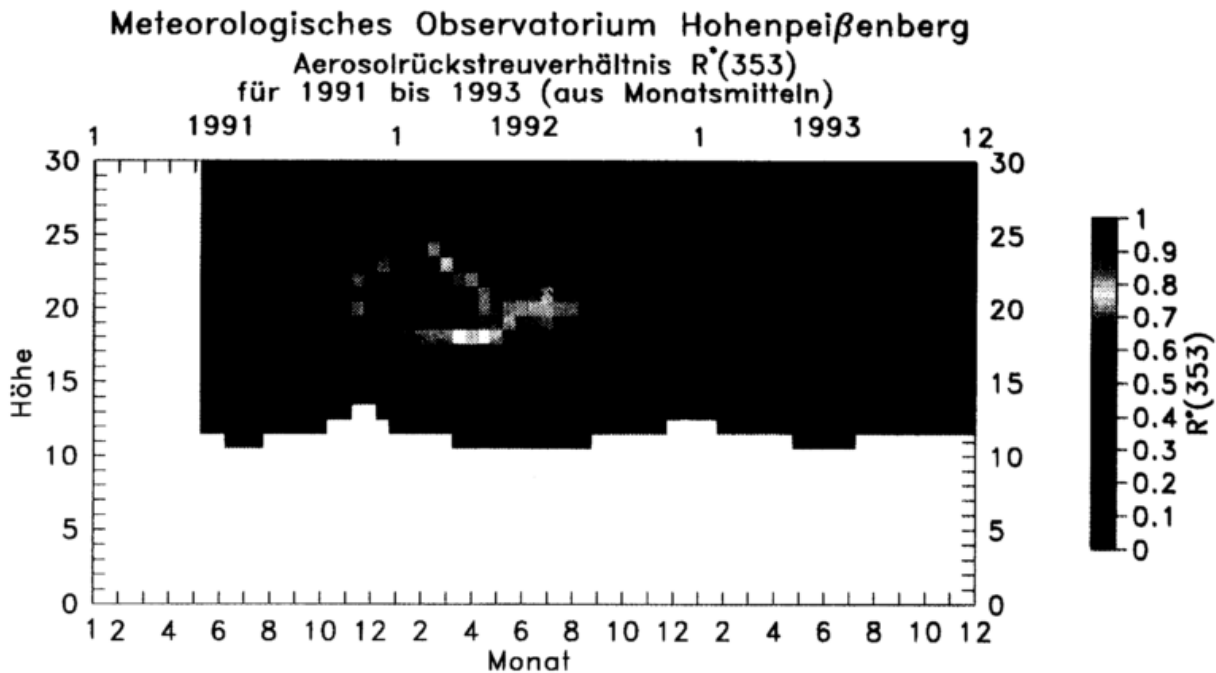
**Abbildung 5.7:** Wie Abbildung 5.6, jedoch für Mai/Juni 1991. Die Skala der X-Achse wurde zehnfach verkleinert.

Messung von Raman-Rückstreuung an atmosphärischem Stickstoff läßt sich der Term DB ganz vermeiden [McGee *et al.*, 1993]. Dann sind Lidarmessungen der Ozonkonzentration auch in Bereichen mit hoher Aerosolbelastung möglich. Allerdings ist dafür eine erhebliche Modifikation der Lidaranlage erforderlich.

## 5.5 Einflüsse des Aerosols auf das Ozon

Vulkanausbrüche wie die von El Chichon oder Pinatubo führen zu einer ganz erheblichen Zunahme der für heterogene chemische Prozesse zur Verfügung stehenden Aerosoloberfläche in der unteren Stratosphäre. Sie führen damit zu einer Verstärkung des chemischen Ozonabbaus für einige Jahre [Hofmann und Solomon, 1989; Solomon *et al.*, 1996; Jackman *et al.*, 1996].

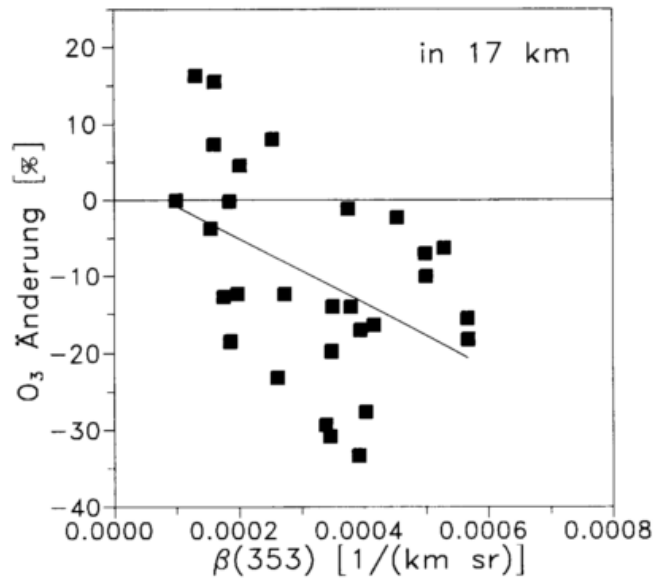
Abbildung 5.8 zeigt die mit dem Hohenpeißenberger Lidar gemessene Aerosolzunahme in der Zeit nach dem Pinatuboausbruch. Im Winter 1991/92, etwa ein halbes Jahr nach dem Ausbruch, erreichte am Hohenpeißenberg das Aerosolrückstreuverhältnis bei 353 nm die höchsten Werte. In 21 km Höhe wurde etwa eineinhalbmals soviel Licht von Aerosolteilchen wie von Luftmolekülen zurückgestreut. Während das Rückstreuverhältnis (optisches Mischungsverhältnis) in unterhalb von 17 bis 20 km wieder abnimmt, nimmt die für heterogene Reaktionen wichtige Oberflächendichte nach unten erheblich zu. Sie betrug im Frühjahr 1992 in 24 km knapp  $2 \mu\text{m}^2 \text{cm}^{-3}$ , in 16 km Höhe dagegen etwa  $5 \mu\text{m}^2 \text{cm}^{-3}$ . Die höchste Oberflächendichte mit über  $10 \mu\text{m}^2 \text{cm}^{-3}$  wurde im Winter 1992/93 unterhalb von 14 km beobachtet. Vor dem Pinatuboausbruch war dagegen die Oberflächendichte über dem Hohenpeißenberg etwa zehnfach geringer.



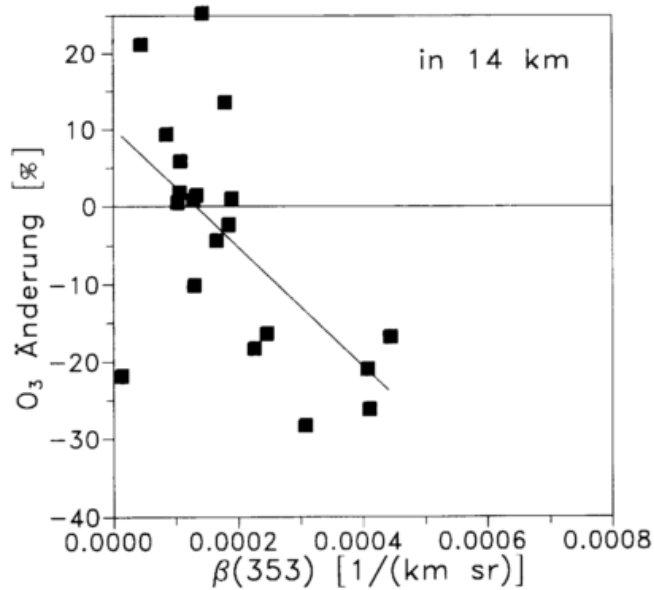
**Abbildung 5.8:** Zeit-Höhen Schnitt des Aerosolrückstreuverhältnisses aus Lidarmessungen am MOHp. Ankunft und langsames Absinken der Pinatubo Aerosolwolke sind deutlich erkennbar. Im Herbst dringt das Aerosol jedes Jahr in grössere Höhen vor, während in den Frühjahrsmonaten der Abfluß in die Troposphäre erkennbar wird.

Abbildung 5.9 und 5.10 zeigen für die Höhen 17 und 14 km einen Zusammenhang zwischen Ozonveränderung (aus den Hohenpeißenberger Sondierungen) und Aerosolgehalt (aus den Lidarmessungen). Als Maß für den Aerosolgehalt ist der optische Rückstreukoeffizient  $\beta$  gewählt. Er verhält sich (in erster Näherung) sehr ähnlich wie die Aerosol-Oberflächendichte [Jäger und Hofmann, 1991; Brock et al., 1993]. Eine Korrelation zwischen Ozonabnahme und Aerosolgehalt ist erkennbar. In der Regel werden die niedrigsten Ozonwerte (Abnahmen um über 30 %) zu Zeiten hohen Aerosolgehalts beobachtet. Die Steigung scheint mit abnehmender Höhe zuzunehmen. Eine Reihe von detaillierten Studien (z.B. [Hofmann und Solomon, 1989; Jäger und Wege, 1990; Solomon et al., 1996; Wege und Claude, 1997]) führen die nach Vulkaneruptionen beobachtete Ozonabnahme auf die Aerosolzunahme zurück.

Abbildung 5.9 und 5.10 liefern dafür zwar ein Indiz, aber keinen Beweis. Schließlich werden sehr niedrige Ozonwerte in der unteren Stratosphäre auch zu Zeiten geringer Aerosolbelastung beobachtet (z.B. in den Wintern 1989/90 oder 1994/95) und sind dann vor allem auf eine veränderte meteorologische Situation zurückzuführen. Man muß also zunächst den meteorologischen Einfluß isolieren, bevor zuverlässige Schlüsse auf einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Aerosolzunahme und Ozonabnahme gezogen werden können (z.B. [Wege und Claude, 1997]). Die Zusammenhänge zwischen Ozon und den meteorologischen Bedingungen sollen deswegen in einem Folgeprojekt näher untersucht werden.



**Abbildung 5.9:** Korrelation zwischen Aerosolrückstreuoeffizient  $\beta(353nm)$  (aus Lidarmessungen) und relativer Ozonänderung (aus Sondierungen) in 17 km Höhe. Die Auswertung beruht auf Monatsmitteln von 1991 bis Ende 1993.



**Abbildung 5.10:** Wie oben, aber für 14 km Höhe.

## 5.6 Zusammenfassung

Durch Messung der zusätzlichen Rückstreuung von Aerosolpartikeln erlaubt ein Lidar eine relative genaue Beschreibung der stratosphärischen Aerosolschicht. Vor allem nach Vulkanausbrüchen in den Tropen kann sich der Aerosolgehalt der Stratosphäre ganz erheblich erhöhen, wie z.B. von den Lidars am Hohenpeißenberg und in Garmisch beobachtet. Wie der im Rahmen des Projekts durchgeführte NDSC-Algorithmenvergleich gezeigt hat, begrenzen dabei eine Reihe von Faktoren die erreichbare Genauigkeit. Eine Begrenzung ist die erforderliche genaue Kenntnis des Luftdichteprofiles bis in Höhen oberhalb von 30 km. In diesen Höhen lässt die Präzision von Radiosonden stark nach. Zusätzliche Fehler können durch eine eventuell nötige Extrapolation in größere Höhen entstehen. Dagegen spielen notwendige Annahmen über das Verhältnis von Extinktion zu Rückstreuung eigentlich nur bei starker Aerosolbelastung eine wesentliche Rolle. In der Regel kann das Aerosolrückstreuverhältnis  $R$  mit einer Genauigkeit von 1 bis 5 % abgeleitet werden, wobei die geschilderten Fehlerquellen die wesentlichen Beiträge liefern.

Aerosolprofile, die bei 353 nm am Hohenpeißenberg gemessen wurden, zeigen gute Übereinstimmung mit Profilen des Garmischer Lidars bei 532 nm. Beeindruckend ist auch die gefundene gute Übereinstimmung mit einem Profil das bei 355 nm vom Lidar in Space Technology Experiment (LITE) auf dem Space Shuttle gemessen wurde.

Während Zeiten hoher stratosphärischer Aerosolbelastung führt die Vernachlässigung des differentiellen Rückstreu-Terms  $DB$  zu erheblichen Fehlern bei der Lidar-Ozonmessung. Eine genaue Korrektur dürfte in der Praxis kaum möglich zu sein. Zu Zeiten normalen Aerosolgehalts können die Aerosol-Terme  $DB$  und  $DE$  allerdings ohne Beeinträchtigung der Meßgenauigkeit vernachlässigt werden.

## 6 Zeitreihen und Trends

Hauptziel der Lidarmessungen am Hohenpeißenberg ist die Bereitstellung von Daten mit geprüfter hoher Qualität für die Untersuchung und Beurteilung von Veränderungen der Atmosphäre. Im Vorigen wurde zwar von Validierungen der Lidar Ozon- und Temperaturmessungen berichtet, es wurden aber keine Aussagen über zeitliche Veränderungen der Unterschiede zwischen den verschiedenen Instrumenten gemacht. Dies ist ein Gegenstand der nächsten zwei Abschnitte. Daneben geben die gezeigten Zeitreihen natürlich auch genaue Auskünfte über Variabilität und langfristige Veränderungen von Ozon und Temperatur in verschiedenen Höhenbereichen. Insofern ist dieses Kapitel der wichtigste Teil des gesamten Berichtes. Die vorherigen Untersuchungen waren aber eine notwendige Voraussetzung für qualitativ hochwertige Messungen und für gesicherte Ergebnisse mit gut einschätzbarer Aussagekraft.

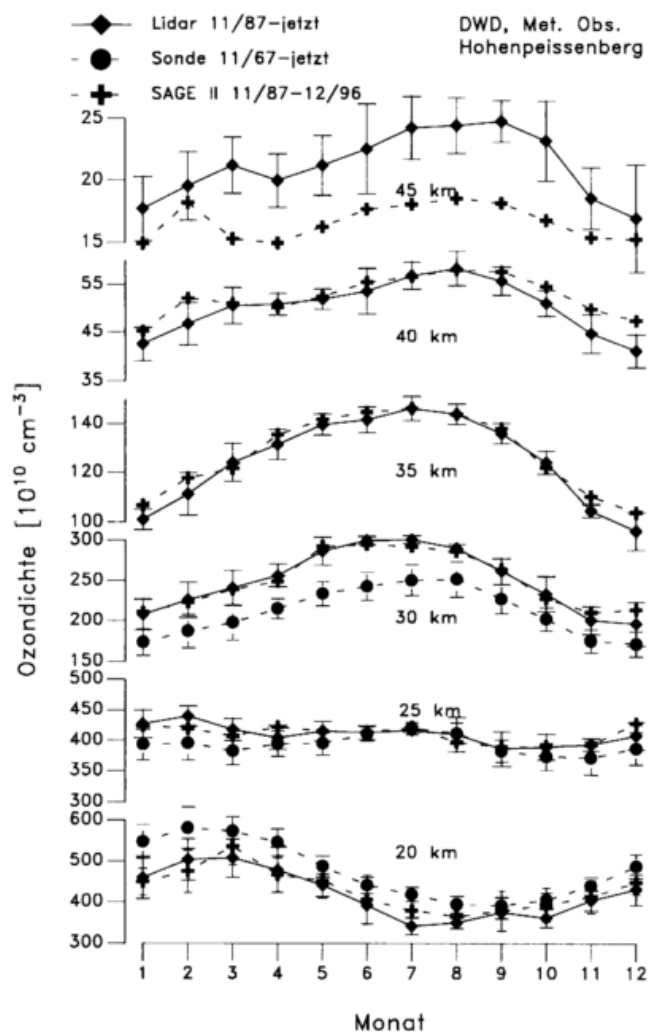
### 6.1 Klimatologisches Mittel

#### 6.1.1 Ozon

Abbildung 6.1 zeigt den mittleren Jahrgang der Ozonkonzentration in verschiedenen Höhen, wie er von drei verschiedenen Instrumenten registriert wird. Bei allen Instrumenten folgt der Jahrgang dem für mittlere Breiten erwarteten Muster. Unterhalb von 25 km tritt das Maximum der Ozonkonzentration im Frühjahr (Februar, März) auf, das Minimum im Spätsommer/Herbst. In 25 km ist kein ausgeprägter Jahrgang zu beobachten. In dieser Höhe beträgt die Relaxationszeit, mit der sich das photochemische Gleichgewicht der Ozonkonzentration einstellt, etwa 3 Monate und ist damit so lang wie die typische Zeitskala von großräumigen Transportvorgängen [Dütsch, 1971; Brasseur und Solomon, 1986]. Unterhalb von 25 km ist die Relaxationszeit länger (z.B. 1 Jahr in 20 km Höhe). Dort ist Ozon relativ langlebig und die Ozonkonzentration wird deswegen maßgeblich von Transportvorgängen bestimmt. So ergibt sich auch in Abbildung 6.1 das unterhalb von etwa 25 km beobachtete Frühjahrsmaximum.

Oberhalb von 25 km wird die photochemische Relaxationszeit des Ozons zunehmend kürzer (ca. 1 Monat in 30 km, ca. 1 Tag in 40 km, ca. 1 Stunde in 50 km). Hier wird die Ozonkonzentration maßgeblich von photochemischen Prozessen bestimmt. Entsprechend beobachtet man, z.B. in 35 km, das Maximum der Ozonkonzentration im Sommer (Juni, Juli). Vor allem oberhalb von 40 km wird das Ozon aufgrund der Temperaturabhängigkeit der verschiedenen Bildungs- und Zerstörungsmechanismen zudem deutlich durch die Temperatur beeinflusst. In 50 km Höhe kann sich die Ozonkonzentration bei einer Erwärmung von 10 K um etwa 8 % erniedrigen (z.B. [Brasseur und Solomon, 1986]). Die Erwärmung der oberen Stratosphäre im Frühjahr (vgl. Abbildung 6.2) bewirkt so eine Abschwächung des Ozonanstiegs im Frühjahr und eine Verschiebung des Maximums in den Herbst, wie in 40 oder 45 km beobachtet. Durch Strahlungsabsorption wirkt andererseits das Ozon auch wieder auf die Temperatur zurück.

Wie Abbildung 6.1 zeigt, geben das Hohenpeißenberger Lidar, SAGE und die Brewer/Mast



**Abbildung 6.1:** Jahresgang der Ozonkonzentration über dem Hohenpeißenberg in verschiedenen Höhen, wie er von drei Instrumenten gemessen wird. Für das Lidar und SAGE II gehen Daten aus dem Zeitraum Oktober 1987 bis Dezember 1996 ein. Die Radiosondierungen reichen nur bis 30 km, hier wurde die gesamte Zeitreihe (ab 1967) verwendet. Die Balken zeigen die Standardabweichung einzelner Monate vom langjährigen Mittel.

Sonden den Ozonjahresgang im wesentlichen gleich wieder. Die mittleren systematischen Unterschiede (Sonde in 20 km höher und in 30 km niedriger, Lidar in 45 km höher als SAGE) wurden bereits ausführlich diskutiert (vgl. Abbildung 3.9 und 3.13). Abbildung 6.1 deutet zusätzlich eine Jahreszeitenabhängigkeit mancher Unterschiede an. Zum Beispiel zeigt die Sonde in 25 km im Sommer gute Übereinstimmung mit den anderen Instrumenten, während sie in den restlichen Monaten niedrigere Werte liefert. In 35 und 40 km Höhe liefert SAGE in den Wintermonaten etwas höhere Werte als das Lidar, während beide Instrumente im Sommer hervorragend übereinstimmen. In 45 km scheint es eher umgekehrt zu sein. Hier ist die Übereinstimmung im Winter besser, während das Lidar im Sommer eher höhere Werte liefert. Diese Unterschiede wurden im Rahmen des vorliegenden Projekts erstmals festgestellt. Eine gesicherte Erklärung ist wegen der Komplexität der Systeme schwierig und steht in den meisten Fällen noch aus.

6.1.2 Temperatur

Der mittlere Jahrgang der Temperatur in verschiedenen Höhen ist in Abbildung 6.2 dargestellt. In allen Höhen wird das Maximum im Sommer erreicht, in grösseren Höhen im Frühsommer (47, 42 km im Mai, Juni), in geringeren Höhen im Spätsommer (24 km im August). Bei der Temperatur wird der Jahrgang klar von der Sonneneinstrahlung dominiert. Obwohl das Lidar in 31 und 35 km deutlich niedrigere Werte liefert als Sondierungen oder NMC-Analysen, registrieren alle Instrumente den gleichen relativen jahreszeitlichen Verlauf. Selbst in 24 km, wo sie aufgrund von zusätzlicher Rückstreuung durch Aerosol mit Sicherheit zu niedrig liegen, zeigen die Lidardaten den richtigen Jahrgang. Lediglich in 47 km ergeben sich deutliche Anzeichen für jahreszeitlich bedingte Unterschiede. Hier liegt die Temperatur aus den NMC-Analysen im Sommer deutlich niedriger als die aus den Lidardaten. Der Grund dafür ist zur Zeit nicht bekannt.

Angesichts der oben eingehend beschriebenen Unterschiede zwischen Lidar-Temperaturmessungen

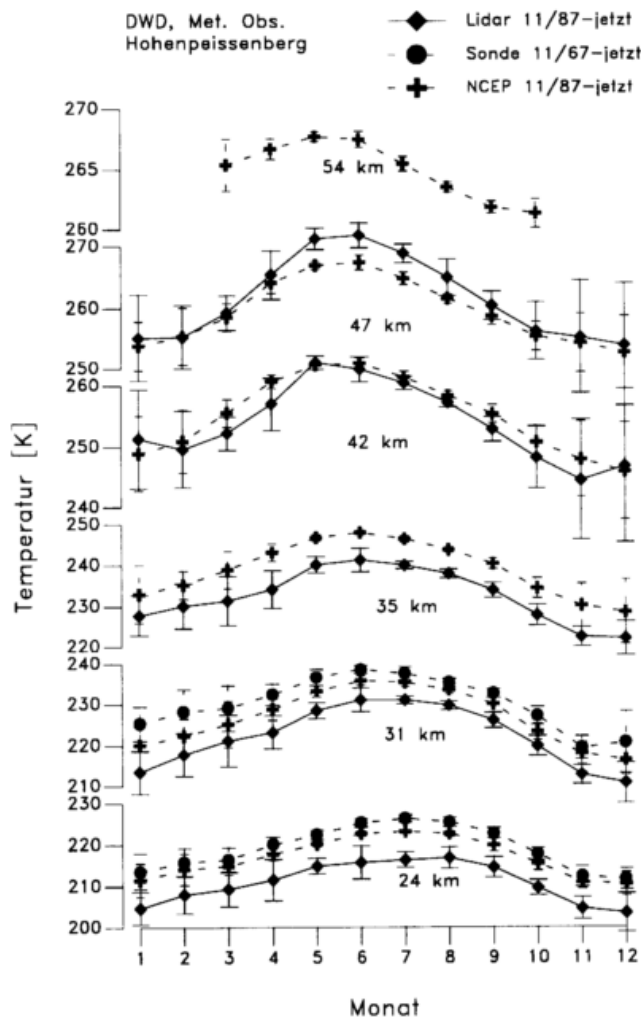


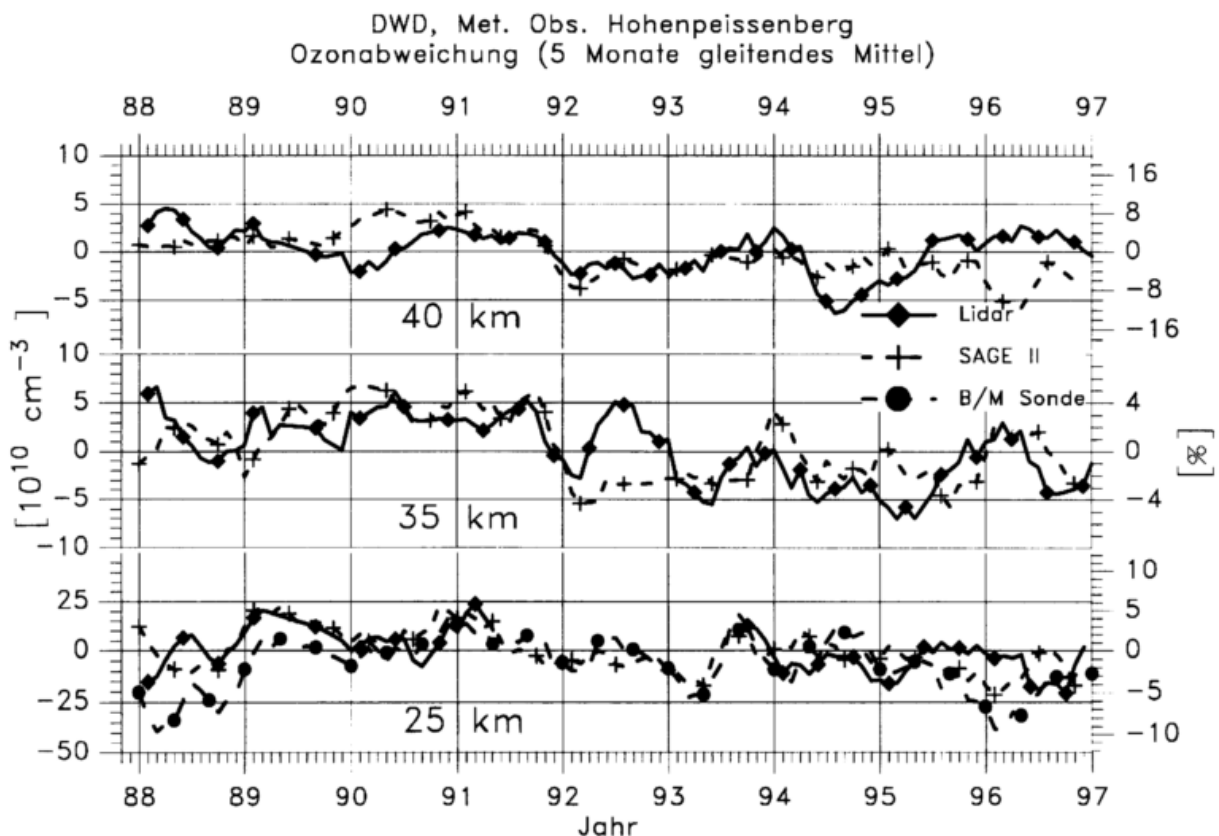
Abbildung 6.2: Jahrgang der Temperatur über dem Hohenpeißenberg in verschiedenen Höhen. Für das Lidar und die NMC-Analysen gehen Daten aus dem Zeitraum Oktober 1987 bis Dezember 1996 ein. Für die Radiosonden (nur bis 31 km) wurde die gesamte Zeitreihe verwendet. Die Balken zeigen die Standardabweichung einzelner Monate vom langjährigen Mittel.

und anderen Quellen, stärkt die insgesamt gute Übereinstimmung des Jahresgangs in Abbildung 6.2 das Vertrauen in die Lidartemperaturmessungen ganz erheblich.

## 6.2 Zeitreihen

Abbildung 6.3 zeigt für einige ausgewählte Höhen die zeitliche Entwicklung der Ozonmonatsmittel, wie sie sich aus Lidarmessung, Sondierung und SAGE Messungen in der Nähe des Hohenpeißenbergs ergeben. Bei jedem Instrument wurden alle verfügbaren Messungen für die Monatsmittel verwendet, außerdem wurde der mittlere Jahresgang abgezogen. Die linke Skala gibt jeweils die absolute Abweichung der Ozonkonzentration vom Mittelwert an, die rechte Skala die relative Abweichung.

Im allgemeinen zeigen die Meßreihen aller drei Instrumente einen sehr ähnlichen Verlauf. Alle zeigen z.B. in 25 km Minima in den Jahren 1988, 1990 und 1993 und Maxima in den Jahren 1989, 1991, 1993. Über weite Zeiträume, z.B. in 25 km von 1989 bis 1991, oder in 40 km von 1991 bis 1993, wird das Lidarsignal von SAGE genau reproduziert. Dennoch lassen sich

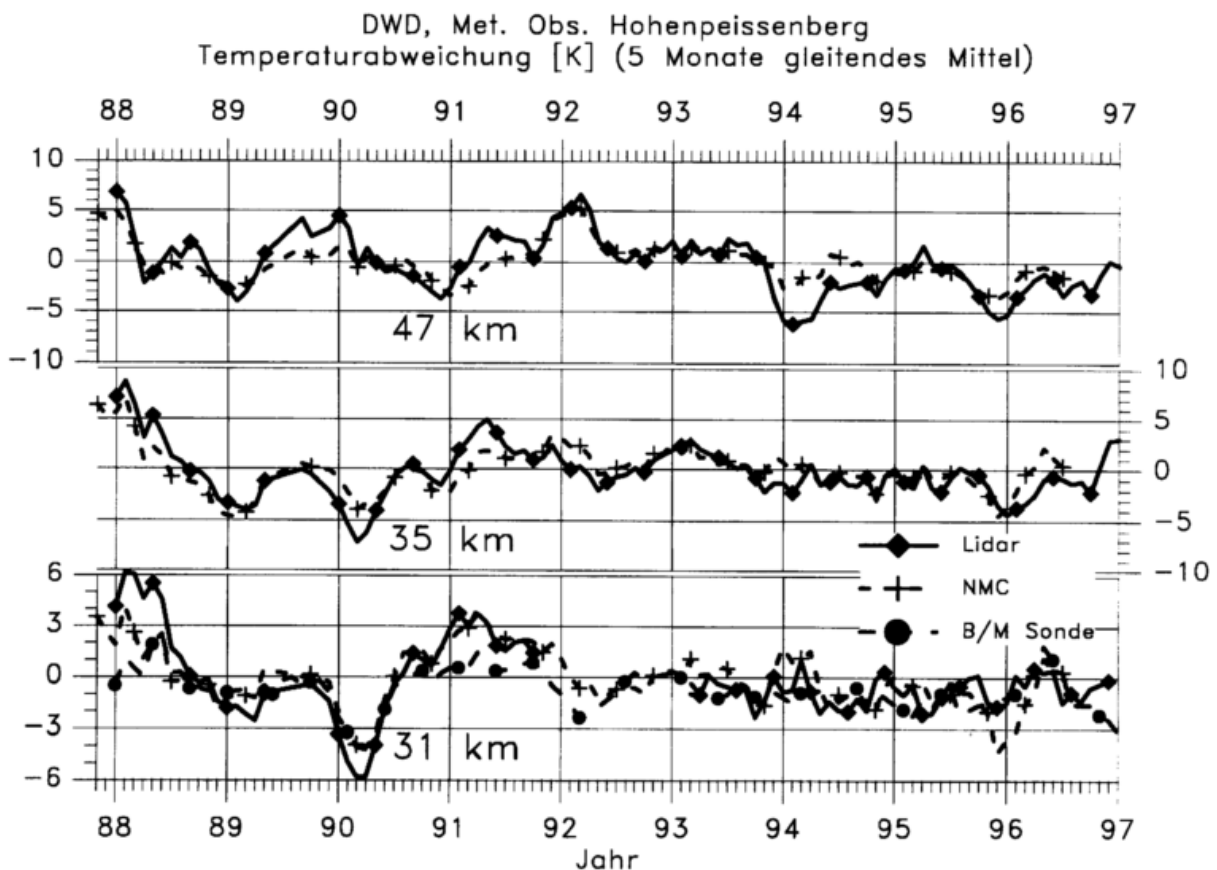


**Abbildung 6.3:** Zeitreihe der Ozon-Abweichung einzelner Monate (alle Messungen des jeweiligen Instruments) vom langjährigen Mittel, für Hohenpeißenberger Lidarmessungen, Ballonsondierungen (nur 25 km) und SAGE II. Die Daten wurden mit einem gleitenden Mittel über 5 Monate geglättet. Bei SAGE II wurden Messungen mit Fußpunkt innerhalb von  $\pm 7.5^\circ$  Breite und  $\pm 15^\circ$  Länge verwendet. Die Jahreszahlen bezeichnen jeweils den Januar.

## ZEITREIHEN UND TRENDS

auch einige Unterschiede feststellen. So zeigt z.B. die Brewer/Mast Sonde in den Jahren 1988 und 1989 in 25 km deutlich niedrigere Ozonwerte als das Lidar oder SAGE II. Der Übergang von VIZ 1393 auf Vaisala RS80 Radiosonden im August 1995 ist wahrscheinlich der Grund für die niedrigen Werte der Sondierungen im Winter 1995/96. Zunächst nicht geklärt war der deutliche Unterschied zwischen Lidar und SAGE in 35 km Höhe im Jahre 1992. Mittlerweile ist aber bekannt, daß SAGE durch Aerosol-Querempfindlichkeit nach dem Pinatuboausbruch 1991 zu niedrige Ozonwerte liefert. Auffallend sind schließlich auch die hohen Ozonwerte aus den Lidarmessungen seit Mitte 1995 in 40 km Höhe. Hier ist noch zu klären, ob die Änderung des Untergrundabzuges im Zusammenhang mit der Erneuerung der Datenerfassung nicht zu einem Bruch in der Lidarmeßreihe geführt hat (vgl. Abschnitt 2.4). In der Regel stimmen jedoch die Messungen aller 3 Instrumente (Monatsmittel, über 5 Monate gleitend gemittelt) um deutlich besser als 5 % überein, Abweichungen grösser als 10 % treten praktisch nicht auf.

Abbildung 6.3 zeigt, wie wichtig es ist, sich bei Langzeitmessungen nicht nur auf ein Instrument zu verlassen. Erst die Kombination von zwei oder drei an sich schon sehr präzisen Instrumenten erlaubt es, eventuelle Meßfehler eines Gerätes festzustellen und gesicherte Korrekturen



**Abbildung 6.4:** Zeitreihe der Temperatur-Abweichung einzelner Monate vom langjährigen Mittel, für Hohenpeißberger Lidarmessungen, Ballonsondierungen und NMC-Analysen. Bis Ende 1995 sind die in die Monatsmittel eingehenden Lidarmessungen und NMC-Daten jeweils vom gleichen Tag. Ab 1996 wurden tägliche NMC-Analysen verwendet. Bei den Sondierungen gehen alle Messungen in die Monatsmittel ein. Die Daten wurden mit einem gleitenden Mittel über 5 Monate geglättet. Die Jahreszahlen bezeichnen jeweils den Januar.

vorzunehmen. Bei der für langfristige Ozonmessungen erforderlichen hohen Genauigkeit und Verlässlichkeit reichen Messungen mit nur einem Gerät kaum aus. Der Vergleich zwischen Lidar und SAGE über einen Zeitraum von immerhin 9 Jahren ist ein eindrucksvolles Beispiel für die kontinuierliche Validierung eines Satelliten durch bodengebundene Messungen. Wenn SAGE III in den nächsten Jahren zum Einsatz kommt, so können z.B. die Hohenpeißenberger Lidarmessungen als Transferreferenz zur Angleichung von SAGE II und SAGE III verwendet werden.

Analog zu Abbildung 6.3 zeigt Abbildung 6.4 den zeitlichen Verlauf der Temperatur in verschiedenen Höhen anhand von Hohenpeißenberger Lidarmessungen, Sondierungen und NMC-Analysen. Angesichts der oben beschriebenen systematischen Unterschiede von bis zu 6 K zwischen Lidar und Sonde oder NMC-Analyse ist die hervorragende Übereinstimmung des zeitlichen Verlaufs (der Abweichung vom langjährigen Mittel) der drei Meßreihen ganz erstaunlich. Abbildung 6.4 demonstriert sehr deutlich, daß man den Temperaturmessungen des Hohenpeißenberger Lidars vertrauen kann, und daß diese Messungen durchaus zur Beurteilungen von Veränderungen der Temperatur in der oberen Stratosphäre herangezogen werden können. In der Regel zeigen Lidarmessung und NMC-Analyse sogar dieselben Feinstrukturen (z.B. 1992 und 1993 in 47 km, von 1992 bis 1995 in 35 km Höhe). In allen Höhen sind die Unterschiede, bei dem gezeigten gleitenden Mittel über 5 Monate, zumeist deutlich kleiner als 2 K, Unterschiede größer als 4 K kommen praktisch nicht vor. Wie bei den Ozonmessungen, so kann man auch bei den Temperaturmessungen das Hohenpeißenberger Lidar als Transfer-Referenz verwenden, um Brüche in anderen Meßreihen zu korrigieren, z.B. bei den NMC-Analysen in Folge von Satellitenwechseln, oder von veränderten Analysemethoden. Interessanterweise zeigt Abbildung 6.4 keinen erkennbaren Bruch in der Sondenmeßreihe bei der Umstellung von VIZ 1393 auf Vaisala RS80 im August 1995. Allerdings ist in 31 km (10 hPa) auch kein großer Unterschied zu erwarten. Die größten Differenzen zwischen den zwei Sonden treten in geringerer Höhe auf (in 26 km oder 20 hPa, vgl. Abbildung 4.11 und 4.12).

### 6.3 Variabilität

Ozon und Temperatur unterliegen einer Reihe von periodischen Schwankungen auf verschiedenen Zeitskalen. Im Bezug auf langfristige Veränderungen sind vor allem die quasi-zweijährige Oszillation der äquatorialen Winde (QBO, Periodenlänge zwischen 26 und 30 Monaten) und der 11 jährige Sonnenzyklus wichtig. Daneben spielen noch die El Nino Southern Oszillation (ENSO, Oberflächentemperatur des Pazifik) und die Nord-Atlantik Oszillation eine Rolle. Eine genauere Untersuchung dieser Einflüsse auf Ozon und Temperatur über dem Hohenpeißenberg soll im Rahmen eines Folgeprojekts durchgeführt werden. An dieser Stelle soll deswegen ein möglicher Einfluß der QBO nur kurz skizziert werden.

Die QBO moduliert den gesamten stratosphärischen Transport, und beeinflusst damit Ozon, andere Spurenstoffe und die Temperatur in der Stratosphäre auch in mittleren Breiten. Der 11-jährige Sonnenzyklus verändert dagegen die Intensität der Sonnenstrahlung unter anderem im UV-Bereich und beeinflusst so Ozon und Temperatur, nicht nur in der oberen Stratosphäre. Für gesicherte Aussagen über den Einfluß des 11 jährigen Sonnenzyklus ist die Hohenpeißenberger Lidarmeßreihe derzeit noch zu kurz.

Der Einfluß der QBO auf Ozon und Temperatur ist vor allem bei den Sondierungsdaten im

## ZEITREIHEN UND TRENDS

Höhenbereich 20 bis 30 km (nicht gezeigt) zu erkennen [Claude und Steinbrecht, 1996]. Bei der Lidarmessreihe zeigt sich beim Ozon auch in 40 km ein Signal mit einer Periode von etwa  $2\frac{1}{2}$  Jahren (Abbildung 6.3, 6.5). Ozonmaxima in den Jahren 1988/89, 1991, 1993/94 und 1996 scheinen jeweils während der Ostwindphase der QBO (in 10 hPa, B. Naujokat, private Mitteilung, 1996) aufzutreten. Die Mechanismen, die zur QBO-Modulation des Ozons in mittleren Breiten führen, werden zur Zeit noch diskutiert. Neuere Studien [Gray und Dunkerton, 1990; Chipperfield et al., 1994] deuten an, daß die QBO den Transport von  $NO_y$  in mittlere Breiten moduliert und damit den photochemischen Abbaukanal von Ozon durch  $NO$ . Wegen der relativ kurzen photochemischen Relaxationszeit des Ozons z.B. in 40 km Höhe dürfte dagegen die Modulation des direkten Ozontransports keine so große Rolle spielen.

Über längere Zeiträume verhält sich die Ozon-Zeitreihe in 35 km ähnlich wie in 40 km. Allerdings gibt es auch deutliche Unterschiede, z.B. 1992, wo in 40 km ein Minimum auftritt, in 35 km dagegen ein Maximum. Hier spielt möglicherweise die starke Aerosolzunahme, bis 35 km Höhe in Äquatornähe, nach dem Pinatuboausbruch eine Rolle, die unter anderem zu einer Abnahme von  $NO_2$  geführt hat [Johnston et al., 1992].

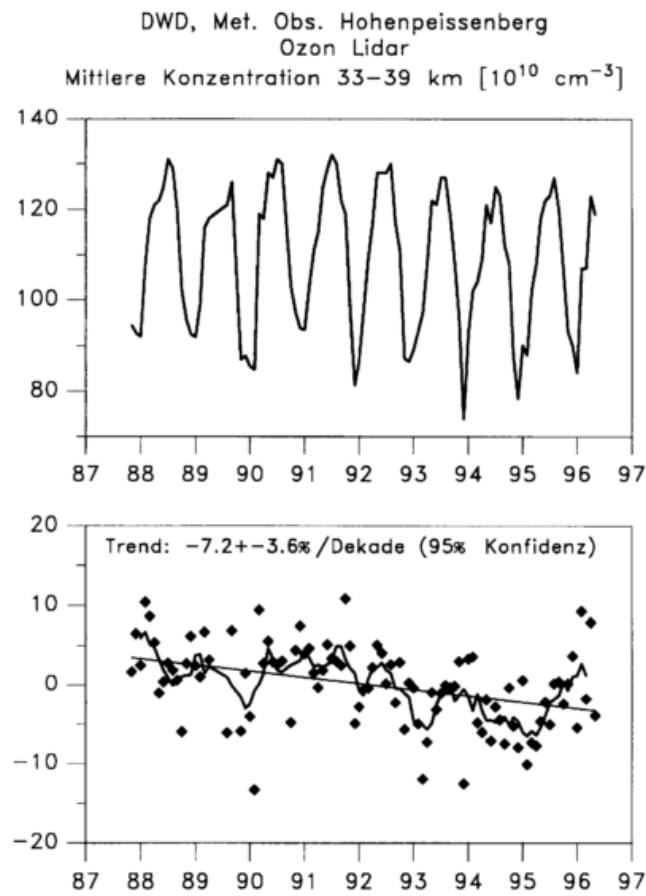
Bei der Temperatur verhalten sich die Zeitreihen in 31 und 35 km sehr ähnlich. Über längere Zeiträume (z.B. 1988, 1993 bis 1996) verläuft auch die Temperatur in 47 km Höhe ähnlich. Ein deutlicher Einfluß der QBO auf die Temperatur ist kaum zu erkennen. Lediglich in 47 km zeigt sich möglicherweise ein schwaches Signal. Temperaturminima in 47 km scheinen mit Ozonmaxima (in 40 km) zusammenzufallen (Ende 1988, Anfang 1991, Anfang 1994, Anfang 1996). Die Antikorrelation von Ozon und Temperatur in diesen Höhen wurde bereits oben erwähnt [Brasseur und Solomon, 1986]. Eine genauere Untersuchung dieser Zusammenhänge ist ebenfalls Gegenstand des Folgeprojektes.

### 6.4 Trends

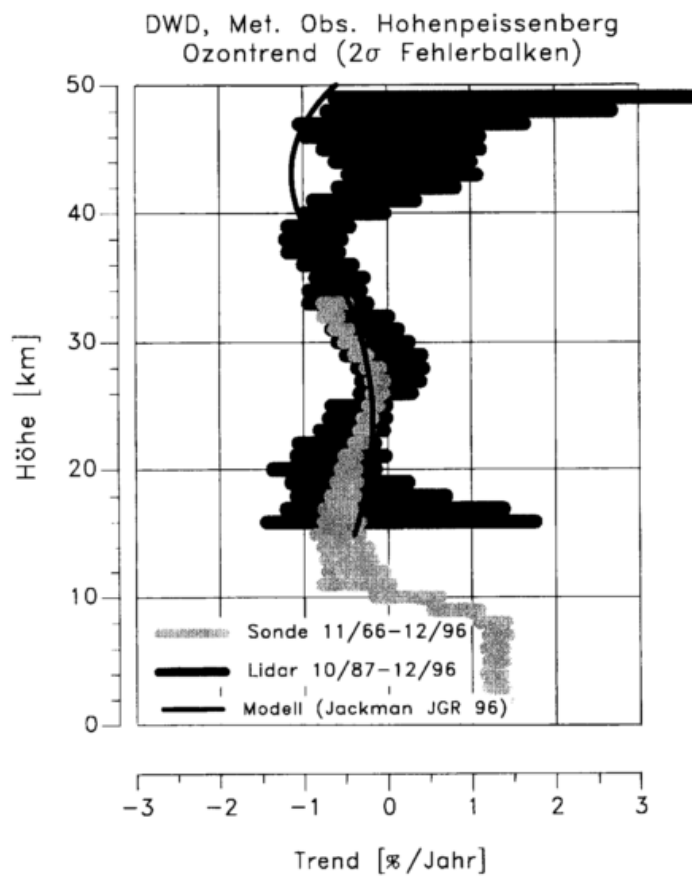
Abbildung 6.5 faßt noch einmal die Entwicklung der mittleren Ozonkonzentration zwischen 33 und 39 km zusammen. Oben sind die Monatsmittelwerte dargestellt, unten ist der mittlere Jahresgang abgezogen. Vor allem im unteren Bild ist neben der Modulation durch die QBO deutlich eine langfristige Abnahme der Ozonkonzentration um etwa 7 % pro Dekade zu erkennen.

Das Höhenprofil dieser Ozonabnahme ist in Abbildung 6.6 gezeigt, die auch die Resultate der gesamten 30-jährigen Sondierungsreihe beinhaltet. Die Trendwerte wurden jeweils durch lineare Regression bestimmt. Zum Vergleich ist auch das Ergebnis einer neueren Berechnung mit einem zweidimensionalen photochemischen Modell [Jackman et al., 1996] gezeigt. In der Stratosphäre kann man zwei Bereiche mit deutlicher Ozonabnahme trennen:

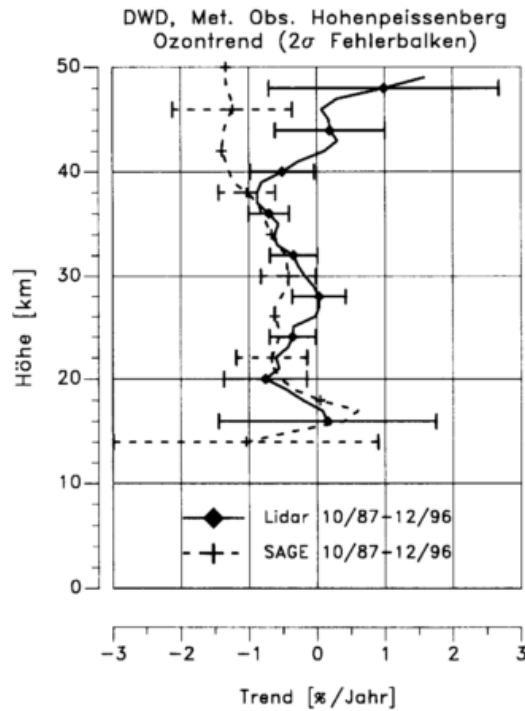
- Der photochemisch kontrollierte Bereich oberhalb von 26 km bis über 50 km.
- Der mehr dynamisch geprägte Bereich unterhalb von 24 km.
- Zwischen diesen beiden Bereichen mit deutlichem Ozonabbau scheint sich die Ozonkonzentration dagegen kaum zu verändern.



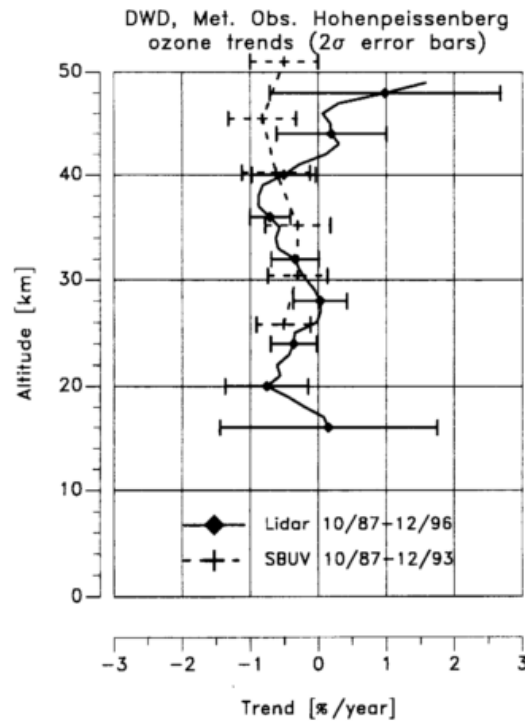
**Abbildung 6.5:** Zeitlicher Verlauf der mittleren Ozonkonzentration zwischen 33 und 39 km Höhe nach den Hohenpeißberger Lidarmessungen. Oben: Monatsmittel. Unten: Monatsmittel, nach Abzug des mittleren Jahrgangs (Rauten), geglättet mit 5-Monate gleitendem Mittel (fette Linie) und linearer Trend (dünne Linie).



**Abbildung 6.6:** Vertikale Darstellung der Ozontrends am Hohenpeißenberg. Gezeigt sind Analysen des gesamten Sondendatensatzes 1967 bis 1996, der Lidarmessungen 1987 bis 1996 und Ergebnisse der Modellrechnungen von *Jackmann et al.*, [1996] für 45° N.



**Abbildung 6.7:** Vertikale Verteilung des Ozontrends nach Lidarmessungen und SAGE Messungen am Hohenpeißenberg. Bei SAGE wurden alle Messungen mit Fußpunkt innerhalb von  $\pm 7.5^\circ$  Breite und  $\pm 15^\circ$  Länge verwendet (Daten-Version 5.96).



**Abbildung 6.8:** Vertikale Verteilung des Ozontrends nach Lidarmessungen und SBUV Messungen am Hohenpeißenberg für den Zeitraum bis Ende 1993. Bei SBUV wurden die Messungen invers mit dem Abstand vom Hohenpeißenberg gewichtet [Steinbrecht et al., 1994; 1996; Hollandsworth et al., 1996].

## ZEITREIHEN UND TRENDS

Zunächst soll auf den Bereich oberhalb von 26 km eingegangen werden. Hier sagt das Modell eine deutliche Ozonabnahme von bis zu 10 % pro Dekade (in 44 km Höhe) voraus. Die Ursache hierfür ist katalytischer Ozonabbau durch Chlor-Radikale, der stark vereinfacht folgendermaßen abläuft

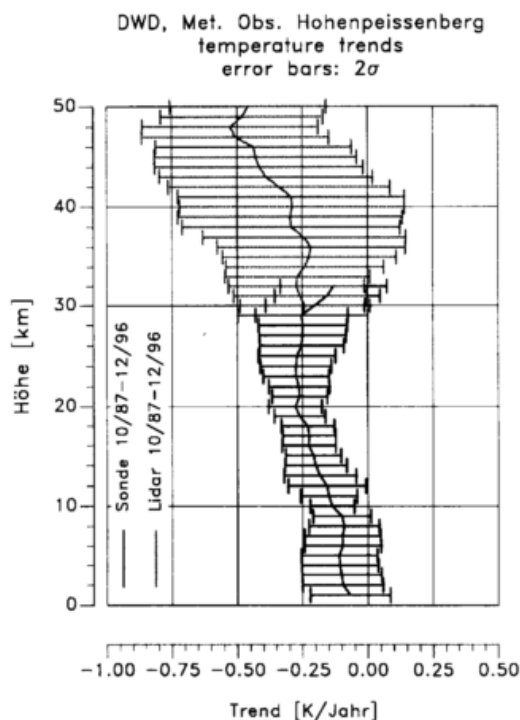


Die Bedeutung dieses Reaktionszyklus wurde bereits 1974 von *Molina und Rowland* erkannt. Er ist vor allem in größeren Höhen effektiv, wo genügend atomarer Sauerstoff (*O*) vorhanden ist, um wieder Chlorradikale zu erzeugen. Größere Mengen Chlor wurden in den letzten Jahrzehnten vor allem durch anthropogene Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKW) in die obere Stratosphäre verfrachtet. Diese Substanzen sind in niedrigen Höhen äußerst stabil und verteilen sich nahezu gleichmäßig in der Atmosphäre. In der oberen Stratosphäre werden sie durch die harte UV-Strahlung photolysiert und setzen dort Chlor frei.

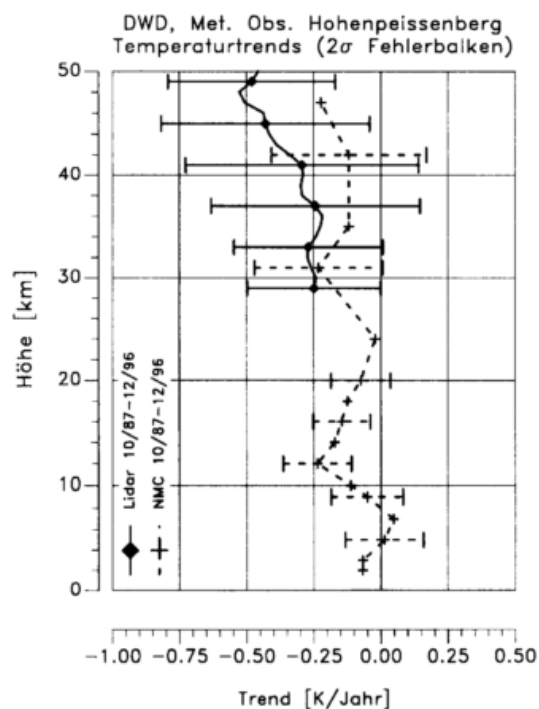
Zwischen 26 und 38 km stimmen Modell, Hohenpeißenberger Lidarmessungen und die Sondierungen sehr gut überein. In 45 km Höhe zeigen die Lidarmessungen eine schwächere Abnahme als die Modellberechnungen oder die SAGE und SBUV Satellitenmessungen (Abbildung 6.7 und 6.8). Allerdings nimmt der Unsicherheitsbereich der aus den Lidarmessungen abgeleiteten Trendwerte nach oben stark zu. Oberhalb von 45 km sind Unterschiede zwischen Modell und Lidarmessung, SAGE oder SBUV nicht mehr signifikant (auf dem 95 % Konfidenzlevel). Zusätzlich wird die aus den Lidarmessungen abgeleitete Trendaussage oberhalb von 45 km möglicherweise durch die Umstellung der Datenerfassung ab Januar 1995 in Richtung einer scheinbaren Ozonzunahme verfälscht (vgl. Abschnitt 2.4). Diese Frage muß in Zukunft noch genau überprüft werden. Unterhalb von 42 km spielt die Umstellung der Datenerfassung auf jeden Fall keine Rolle.

Auch im Bereich des Ozonmaximums unterhalb von 24 km zeigen Lidar und Sonde übereinstimmend eine Ozonabnahme von etwa 5 % pro Dekade. Dieser Höhenbereich in der unteren Stratosphäre liefert den Hauptbeitrag zur beobachteten Abnahme des Gesamtozons [*WMO*, 1995]. Das Modell zeigt in der unteren Stratosphäre tendenziell eine geringere Ozonabnahme als die Messungen, was mit der im Vergleich zur oberen Stratosphäre komplexeren Situation zusammenhängt. Gerade die wichtigen Transportphänomene lassen sich mit einem zweidimensionalen Modell wie in Abbildung 6.6 nur ungenau behandeln. Bei der Chemie spielen Prozesse auf der Oberfläche stratosphärischer Aerosolpartikel eine zusätzliche Rolle [*Hofmann und Solomon*, 1989; *Solomon et al.*, 1996; *Jackman et al.*, 1996]. Neben Chlor wird auch anthropogenes Brom wichtig und trägt zum Ozonabbau bei [*Brasseur et al.*, 1990; *WMO*, 1995]. Vor allem aber spielt in der unteren Stratosphäre der Transport eine entscheidende Rolle. So können langfristige meteorologische Veränderungen, wie z.B. die am Hohenpeißenberg beobachtete Zunahme der Tropopausenhöhe, einen wichtigen Beitrag zur Ozonveränderung in diesem Höhenbereich liefern [*Hood und Zaff*, 1995; *Fortuin und Kelder*, 1996; *Steinbrecht et al.*, 1997a].

Der Vollständigkeit halber zeigen Abbildung 6.10 und 6.9 das vertikale Profil der beobachteten Temperaturveränderungen. Im Gegensatz zu den Ozonveränderungen sind die beobachteten Temperaturveränderungen allerdings kaum signifikant. Der Beobachtungszeitraum (1988-1996) dürfte auch noch zu kurz sein, um Aussagen über langfristige Temperaturänderungen zu machen. Tendenziell scheint die Temperatur im Beobachtungszeitraum in der gesamten Strato-



**Abbildung 6.9:** Linearer Trend der Temperatur in verschiedenen Höhen anhand der Hohenpeißberger Lidarmessungen (1987 bis 1996) und Ballonsondierungen (1987 bis 1996, nicht die gesamte Zeitreihe).



**Abbildung 6.10:** Wie Abbildung 6.9, jedoch für Hohenpeißberger Lidarmessungen und NMC/NCEP Analysen, interpoliert auf den Hohenpeißenberg.

## ZEITREIHEN UND TRENDS

sphäre abzunehmen (typischerweise -2.5 K/Dekade). Oberhalb von 30 km zeigen die Lidardaten eine stärkere Temperaturabnahme (-2.5 bis -5 K/Dekade) als die NMC-Daten (vgl. Abbildung 6.10 -1.5 K/Dekade). Die Unterschiede zwischen beiden Reihen sind aber wohl nicht signifikant. Bei 29 km stimmen die Tendaussagen aus Lidarmessungen und Sondierungen exakt überein (Abbildung 6.9). Die Sondierungen zeigen eine signifikante Temperaturabnahme (ca. -2.5 K/Dekade) zwischen 12 und 29 km. Die NMC-Analysen zeigen lediglich zwischen 12 und 15 km eine signifikante Abkühlung um etwa 1.5 K/Dekade.

Klare Rückschlüsse über den Zusammenhang zwischen Ozonveränderungen und Temperaturveränderungen lassen sich an diesem Punkt noch nicht ziehen. Eine Reihe theoretischer Untersuchungen, meistens basierend auf Strahlungstransferrechnungen in der „fixed dynamical heating approximation“, [McCormack und Hood, 1994] zeigen zwar, daß die beobachtete Ozonveränderung konsistent ist mit einer Abkühlung der unteren Stratosphäre. Letztere wird auch beobachtet [Angell, 1991; WMO, 1995; Labitzke und van Loon, 1994; Labitzke und van Loon, 1995]. Solche Berechnungen erlauben aber keine Aussagen über Ursache und Wirkung. Zum Beispiel würde auch ein verstärkter vertikaler Transport nach oben zu einer rein dynamischen Abkühlung und einer Ozonabnahme in der unteren Stratosphäre führen [Fortuin und Kelder, 1996]. Die Ursache sowohl der Temperaturänderung als auch der Ozonänderung wäre dann ein veränderter Vertikaltransport. Chemische Ozonänderungen würden dabei nicht die Hauptrolle spielen. Wie erwähnt, sind genauere empirische Untersuchungen der Zusammenhänge zwischen Ozon und Temperatur der Gegenstand des Folgeprojekts.

### 6.5 Zusammenfassung

Messungen mit dem Hohenpeißenberger Lidar liefern nahezu den gleichen zeitlichen Verlauf von Ozon und Temperatur wie die Ozonsondierungen mit der Brewer/Mast Sonde, SAGE II Satellitenozonmessungen oder NMC-Analysen. Damit ist bestätigt, daß das Lidar ein hervorragendes Instrument ist, um Variabilität und langfristige Veränderungen von Ozon und Temperatur in der Stratosphäre zu beobachten. Der Vergleich der Instrumente zeigt allerdings, daß es immer wieder Zeitpunkte oder Zeiträume gibt, wo Sprünge und Inhomogenitäten auftreten, die zum Teil an Veränderungen des Geräts oder der Analysemethoden liegen, zum Teil aber auch aus Veränderungen der Atmosphäre selbst (Aerosolzunahme nach Vulkanausbrüchen) resultieren. Deswegen sind redundante Messungen mit mehreren Geräten auch in Zukunft unbedingt notwendig.

Ein besonders wichtiges Ergebnis der Hohenpeißenberger Lidarmessungen ist die Beobachtung der langfristigen Ozonabnahme im Höhenbereich oberhalb von 30 km. Diese Abnahme wird, wie bereits 1974 von Molina und Rowland (Nobelpreis 1995) vorhergesagt, sehr wahrscheinlich durch anthropogene Chlorverbindungen verursacht. Satellitenmessungen (SAGE, SBUV) dieser Ozon-Abnahme konnten damit erstmals durch ein bodengebundenes Instrument bestätigt werden. Es muß nun weiter beobachtet werden, inwieweit die bereits erfolgte Reduzierung von Fluorchlorkohlenwasserstoff-Emissionen (Montrealer Protokoll 1987, Nachbesserungen London 1990, Kopenhagen 1992, Wien 1995) positive Auswirkungen auf die Ozonschicht zeigt. Eine Besserung wird wegen der langen troposphärischen Lebensdauer der FCKWs und der langen stratosphärischen Verweilzeit von Chlor und Chlorverbindungen allerdings erst im nächsten Jahrtausend erwartet.

## 7 Schlußbemerkungen

Im Rahmen des beschriebenen Projekts konnte eine gründliche Überarbeitung, Neuauswertung und Validierung der Hohenpeißenberger Lidarmessungen durchgeführt werden. Die Hohenpeißenberger Lidarmessungen befinden sich damit auf einem genau definierten, hohen Qualitätsstand, wie z.B. für das Network for the Detection of Stratospheric Change (NDSC) gefordert. Die erzielten Forschungsergebnisse konnten in einer Reihe von Konferenzbeiträgen und wissenschaftlichen Veröffentlichungen dokumentiert und verbreitet werden (im Literaturverzeichnis durch Unterstreichung gekennzeichnet).

Die veraltete Datenerfassung und Systemsteuerung der Lidar-Anlage wurde modernisiert und auf PC-Basis umgestellt. Dazu nötige Hardware wurde aus DWD-Mitteln beschafft. Die Betriebssicherheit der Anlage konnte so auf weitere Jahre sichergestellt werden. Es wurden umfangreiche Tests durchgeführt, um sicherzustellen, daß die Umstellung nicht zu einem Bruch in der Zeitreihe führt. Dennoch hat die Veränderung des Untergrundabzuges zu einem Sprung geführt. Im obersten Höhenbereich der Anlage liegen mit der neuen Datenerfassung gemessene Ozonwerte in 45 km Höhe um etwa 10 % und in 50 km Höhe um etwa 50 % höher als mit der alten Datenerfassung. Diese Unterschiede verschwinden für einzelne Messungen im Rauschen und treten erst bei Monats- oder Jahresmitteln zu Tage. Eine Korrektur sollte aufgrund einjähriger Parallelmessungen möglich sein, muß in Zukunft aber noch durchgeführt werden.

Für eine typische Nachtmessung ist die Genauigkeit des Ozonprofils bis 40 km Höhe besser als 5 %. Oberhalb von 40 km nimmt sie wegen des dort schwachen Rückstreusignals stark ab, und beträgt in 50 km Höhe nur noch 50 bis 100 %. Verschiedene Auswerte-Algorithmen wurden genauer untersucht und im Rahmen des NDSC-Algorithmus Vergleichs validiert. Fehler im bisher verwendeten Algorithmus konnten erkannt und beseitigt werden. Oberhalb von 42 km zeigen fast alle Algorithmen systematische Abweichungen. In Zukunft sollte versucht werden, dies zu korrigieren. Durch Vergleiche mit einer Reihe unabhängiger Instrumente (Brewer/Mast-Sonde, Mikrowelle, anderes Lidar, SAGE, HALOE) konnte dennoch die gute Genauigkeit der Ozonprofile bestätigt werden. Im Höhenbereich zwischen 18 und 45 km stimmen Ozonwerte vom Hohenpeißenberger Lidar deutlich genauer als 5 % mit einer Reihe anderer Instrumente überein. Daneben haben sich die Lidarmessungen zur Qualitätskontrolle der Ozonsondierungen bewährt. Insbesondere konnte die bisher verwendete WMO-Pumpenkorrektur der Brewer/Mast-Sonde deutlich verbessert werden [Steinbrecht *et al.*, 1997d].

Eine wichtige Neuerung ist die routinemäßige Ableitung des Temperaturprofils zwischen 30 und 60 km Höhe aus den Lidarmessungen. Allerdings liegt die mit dem Lidar gemessene Temperatur um 3 bis 6 K tiefer als die Temperatur der Radiosondierungen. Die Ursache dafür ist bis jetzt nicht befriedigend geklärt. Unsicherheiten in der Strahlungskorrektur und Höhenzuordnungsfehler durch ungenaue Druckmessung der Radiosonden, sowie möglicherweise ein echter Tagesgang der Temperatur tragen erheblich zum Unterschied bei. Im Vergleich zu hochreichenden Analysen des US-Wetterdienstes liegt die mit dem Lidar gemessene Temperatur zwischen 25 und 36 km ebenfalls um 5 bis 6 K niedriger. In 42 km und 48 km stimmt die Lidartemperatur jedoch innerhalb von 1 bis 2 K mit den Analysen überein. Auch hier könnte ein echter Tagesgang der

## SCHLUSSBEMERKUNGEN

Temperatur eine Rolle spielen.

Durch Messung der zusätzlichen Rückstreuung von Aerosolpartikeln erlaubt ein Lidar eine relative genaue Beschreibung der stratosphärischen Aerosolschicht. Für das NDSC konnte ein Vergleich der Aerosol-Auswerte Algorithmen von 13 internationalen Lidargruppen durchgeführt werden. Als wesentliche Begrenzung der erreichbaren Genauigkeit hat sich dabei die erforderliche genaue Kenntnis des Luftdichteprofiles bis in Höhen oberhalb von 30 km herausgestellt. Dagegen spielen Annahmen über das Verhältnis von Extinktion zu Rückstreuung eigentlich nur bei starker Aerosolbelastung eine wesentliche Rolle. In der Regel kann das Aerosolrückstreuverhältnis  $R$  mit einer Genauigkeit von 1 bis 5 % abgeleitet werden. Aerosolprofile, die bei 353 nm am Hohenpeißenberg gemessen wurden, zeigen gute Übereinstimmung mit Profilen des Garmischer Lidars bei 532 nm und einem Profil das bei 355 nm vom Lidar in Space Technology Experiment (LITE) auf dem Space Shuttle gemessen wurde.

Messungen mit dem Hohenpeißenberger Lidar liefern nahezu den gleichen zeitlichen Verlauf der Ozonkonzentration wie die Ozonsondierungen mit der Brewer/Mast Sonde oder SAGE II Satellitenmessungen. Trotz der systematischen Unterschiede zeigen auch die Temperatur-Zeitreihen aus Lidarmessungen, Sondierungen und NMC-Analysen fast denselben Verlauf. Damit ist bestätigt, daß das Lidar ein hervorragendes Instrument ist, um Variabilität und langfristige Veränderungen von Ozon und Temperatur in der Stratosphäre zu beobachten. Der Vergleich der Instrumente zeigt allerdings, daß es immer wieder Zeitpunkte, oder Zeiträume, gibt, wo Sprünge und Inhomogenitäten auftreten. Dies liegt zum Teil an Veränderungen eines Geräts oder einer Analysemethode, zum Teil aber auch an Veränderungen der Atmosphäre selbst (Aerosolzunahme nach Vulkanausbrüchen). Deswegen sind redundante Messungen mit mehreren Geräten auch in Zukunft unbedingt notwendig.

Ein besonders wichtiges Ergebnis der Hohenpeißenberger Lidarmessungen ist die Beobachtung der langfristigen Ozonabnahme im Höhenbereich oberhalb von 30 km. Diese Abnahme wird, wie bereits 1974 von *Molina und Rowland* (Nobelpreis 1995) vorhergesagt, durch anthropogene Chlorverbindungen verursacht. Satellitenmessungen (SAGE, SBUV) dieser Ozon-Abnahme konnten damit erstmals durch ein bodengebundenes Instrument bestätigt werden. Es muß nun weiter beobachtet werden, inwieweit die bereits erfolgte Reduzierung von Fluorchlorkohlenwasserstoff-Emissionen (Montrealer Protokoll 1987, Nachbesserungen London 1990, Kopenhagen 1992, Wien 1995) positive Auswirkungen auf die Ozonschicht zeigt. Eine Besserung wird allerdings erst im nächsten Jahrtausend erwartet.

Im vorliegenden Projekt wurde vor allem eine genaue Validierung und Qualitätssicherung der Hohenpeißenberger Lidardaten erreicht. Nach mehrjährigen Messungen war ein solcher Schritt dringend notwendig. Die wissenschaftliche Untersuchung der beobachteten Ozon- und Temperaturvariationen, der Kopplung zwischen beiden Parametern, sowie von langfristigen Veränderungen ist Gegenstand des Nachfolgeprojekts. Solche Untersuchungen sind allerdings nur auf der Basis von gesicherten, qualitativ hochwertigen Daten sinnvoll. Beim Ozon handelt es sich schließlich z.B. in der unteren Stratosphäre um langfristige Veränderungen die lediglich in der Größenordnung von 1 bis 10 % pro Dekade liegen. Der Nachweis solcher Veränderungen erfordert lange und hochgenaue Messreihen - eine nicht zu unterschätzende Aufgabe, die für Ozon und Temperatur am Hohenpeißenberg in der Vergangenheit sehr gut gelöst werden konnte. Es ist zu hoffen, daß das auch in Zukunft so bleiben wird.

## 8 Literatur

**Veröffentlichungen die im Rahmen des Projekts verfasst oder fertiggestellt wurden, sind durch Unterstreichung gekennzeichnet.**

Angell, J.K., Stratospheric temperature change as a function of height and sunspot number during 1972–89 based on rocketsonde and radiosonde data. *J. Climate*, **4**, 1170–1180, 1991.

Ansmann, A., M. Riebesell, und C. Weitkamp. Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a raman lidar. *Opt. Lett.*, **15**, 746–748, 1990.

Ansmann, A., M. Riebesell, U. Wandinger, C. Weitkamp, E. Voss, W. Lahmann, und W. Michaelis. Combined raman elastic backscatter lidar for vertical profiling of moisture, aerosol extinction, backscatter and lidar ratio. *Appl. Phys.*, **B 55**, 18–28, 1992.

Brasseur, G., und S. Solomon. *Aeronomy of the Middle Atmosphere*. Kluwer, Dordrecht, 1986.

Brasseur, G., C. Granier, und S. Walters. Future changes in stratospheric ozone and the role of heterogeneous chemistry. *Nature*, **348**, 626–628, 1990.

Brock, C.A., H.H. Jonsson, J.C. Wilson, J.E. Dye, D. Baumgardner, S. Borrmann, M.C. Pitts, M.T. Osborn, R.J. DeCoursey, und D.C. Woods. Relationships between optical extinction, backscatter and aerosol surface and volume in the stratosphere following the eruption of Mt. Pinatubo. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2555–2558, 1993.

Brühl, C.P., und P.J. Crutzen. Scenarios of possible changes in atmospheric temperatures and ozone concentrations due to man's activities, estimated with a one-dimensional coupled photochemical model. *Climate Dynamics*, **2**, 2173–203, 1988.

Brühl, C.P., S.R. Drayson, J.M. Russell III, P.J. Crutzen, J.M. McInerney, P.N. Purcell, H. Claude, H. Gernandt, T.J. McGee, und I.S. McDerimid. Haloe ozone channel validation. *J. Geophys. Res.*, **101**, 10,217–10,240, 1996.

Chipperfield, M.P., L.J. Gray, J.S. Kinnersley, und J. Zawodny. A two-dimensional model study of the QBO-signal in SAGE II  $NO_2$  and  $O_3$ . *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 589–592, 1994.

Chu, W.P., M.P. McCormick, J. Lenoble, C. Brogniez, und P. Pruvost. SAGE II inversion algorithm. *J. Geophys. Res.*, **94**, 8339–8351, 1989.

Claude, H., B. Geh, R. Hartmannsgruber, T. Hohmann, K.W. Rothe, F. Schönenborn, H. Walter und K. Wege. *Weiterentwicklung, Bau und Betrieb eines Lidars zur Bestimmung des atmosphärischen Ozonprofils*. Deutscher Wetterdienst, Bericht Nr. 179, Offenbach, 1989.

Claude, H., F. Schönenborn, W. Steinbrecht, und W. Vandersee. New evidence for ozone depletion in the upper stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2409–2412, 1994.

Claude, H., F. Schönenborn, W. Steinbrecht, und W. Vandersee. DIAL ozone measurements at the Meteorological Observatory Hohenpeissenberg: Climatology and trends. S. 413–415. In *17th International Laser Radar Conference, Sendai, Japan 1994*, Laser Radar Society of Japan, ICLAS, 1994b.

## LITERATUR

Claude, H., und W. Steinbrecht. Ozone and temperature changes in the long Hohenpeissenberg time series. In *Proceedings of the European Ozone Symposium, Schliersee, Germany, September 1995*, 1996.

Claude, H., F. Schönenborn, W. Steinbrecht, und W. Vandersee. New evidence for ozone depletion in the upper stratosphere, reply to the comment by S.M. Hollandsworth et al., *Geophys. Res. Lett.*, **23**,413–414, 1996.

Claude, H., U. Köhler, und W. Steinbrecht. New trend analyses of the homogenized ozone records at Hohenpeissenberg. In *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium 1996 in LAquila, Italy*, Bojkov und Visconti, eds., in press 1997.

Claude, H., und W. Steinbrecht. Long term ozone DIAL measurements at Hohenpeissenberg, Intercomparisons with Brewer/Mast ozone sondes, HALOE, SBUV and SAGE II, S. 537–540. In *Advances in atmospheric remote sensing with lidar*, A. Ansmann et al., eds., Springer, New York, Berlin, Heidelberg, 1997.

Connor, B.J., A.B. Parrish, J.J. Tsou, und M.P. McCormick. Error analysis for the ground-based microwave measurements during STOIC. *J. Geophys. Res.*, **100**, 9283–9292, 1995.

DeBacker, H., E.P. Visser, D. DeMuer, und D.P.J. Swaart. Potential for meteorological bias in lidar ozone data sets resulting from the restricted frequency of measurement due to cloud cover. *J. Geophys. Res.*, **99**, 1395–1401, 1994.

Deshler, T., B.J. Johnson und W.R. Rozier. Balloonborne measurements of Pinatubo aerosol during 1991 and 1992 at 41° N, vertical profiles, size distribution and volatility. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1435–1438, 1993.

Dobson, G.M.B., D.N. Harrison, und J. Lawrence. Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions, III. *Proc. Roy. Soc. London A*, **122**, 456–486, 1929.

Donovan, D.P., J.A. Whiteway, und A.I. Carswell. Correction for nonlinear photon-counting effects in lidar systems. *Appl. Opt.*, **32**, 6742–6753, 1993.

Donovan, D.P., *Lidar Measurements of Stratospheric Aerosols and Ozone*. Dissertation, York University, Toronto, Canada, 1996.

Dudhia, A., S.E. Smith, A.R. Wood, und F.W. Taylor. Diurnal and semi-diurnal temperature variability of the middle atmosphere, as observed by ISAMS. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1251–1254, 1993.

Dütsch, H.U., Two years of regular ozone soundings over Boulder, Colorado. Technical Report 10, NCAR, Boulder, CO, 1966.

Dütsch, H.U., Photochemistry of atmospheric ozone. *Adv. Geophys.*, **15**, 219–322, 1971.

Fernald, F.G., B.M. Herman, und J.A. Reagan. Determination of aerosol height distributions by lidar. *J. Appl. Meteorol.*, **11**, 482, 1972.

Finger, F.G., M.E. Gelman, J.D. Wild, M.L. Chanin, A. Hauchecorne, und A.J. Miller. Evaluation of NMC upper-stratospheric temperature analysis using rocketsonde and lidar data. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**, 789–799, 1993.

- Forbes, J.M., Atmospheric tides, 1, model descriptions and results for the solar diurnal component. *J. Geophys. Res.*, **87**, 5222–5240, 1982.
- Fortuin, J.P.F., und H. Kelder. Possible links between ozone and temperature profiles. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1517–1520, 1996.
- Gaffen, D.J., Temporal inhomogeneities in radiosonde temperature records. *J. Geophys. Res.*, **99**, 3667–3676, 1994.
- Gray, L.J., und T.J. Dunkerton. The role of the seasonal cycle in the quasi-biennial oscillation of ozone. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2429–2451, 1990.
- Gille, S.T., A. Hauchecorne, und M.-L. Chanin. Semidiurnal and diurnal tidal effects in the middle atmosphere as seen by Rayleigh lidar. *J. Geophys. Res.*, **96**, 7579–7587, 1991.
- Hahn, J.F., C.T. McElroy, E.W. Hare, W. Steinbrecht, und A.I. Carswell. Intercomparison of Umkehr and Differential Absorption Lidar stratospheric ozone measurements. *J. Geophys. Res.*, **100**, 25,899–25,911, 1995.
- Herman, J.R., R.D. Hudson, R.D. McPeters, R.S. Stolarski, Z. Ahmad, X.-Y. Gu, S.L. Taylor, und C.G. Wellemayer. A new self-calibration method applied to TOMS and SBUV backscattered data to determine long-term global ozone changes. *J. Geophys. Res.*, **96**, 7531–7545, 1991.
- Hilsenrath, E., P.K. Bhartia, R.P. Cebula, M.T. Deland, K. Laman, S.L. Taylor, und C.G. Wellemayer. Calibration of the NOAA-11 SBUV/2 ozone data set from 1989 to 1993 using in flight calibration data and SSBUV. *J. Geophys. Res.*, **100**, 1351–1366, 1995.
- Hofmann, D.J., und S. Solomon. Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichón. *J. Geophys. Res.*, **94**, 5029–5041, 1989.
- Hollandsworth, S.M, R.D. McPeters und L.E. Flynn. Comment on: New evidence for ozone depletion in the upper stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 411–412, 1996.
- Hood, L.L., und D.A. Zaff. Lower stratospheric stationary waves and the longitude dependence of ozone trends in winter. *J. Geophys. Res.*, **100**, 25,791–25,800, 1995.
- Hooper, A.J., *WMO International Radiosonde Comparison, Phase I, Beaufort Park, U.K., 1984*. World Meteorological Organization, Instruments and Observing Methods, Report No. 28, WMO/TD-No. 174, Geneva, 1986.
- Ivanov, A., A. Kats, S. Kurnosenko, N. Nash, und N. Zaitseva. *WMO International Radiosonde Comparison, Phase III, (Dzhambul, USSR, 1989)*. World Meteorological Organization, Instruments and Observing Methods, Report No. 40, WMO/TD-No. 451, Geneva, 1991.
- Jackman, C.H., E.L. Fleming, S. Chandra, D.B. Considine, und J.E. Rosenfield. Past, present and future modeled ozone trends with comparisons to observed trends. *J. Geophys. Res.*, **101**, 28,753–28,767, 1996.
- Jäger, H., und W. Carnuth. The decay of the El Chichón stratospheric perturbation, observed by lidar at northern midlatitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 696–699, 1987.
- Jäger, H., und K. Wege. Stratospheric ozone depletion at Northern Midlatitudes after major volcanic eruptions. *J. Atmos. Chem.*, **10**, 273–287, 1990.

## LITERATUR

- Jäger, H., und D. Hofmann. Midlatitude lidar backscatter to mass, area and extinction conversion model based on in situ measurements from 1980 to 1987. *Appl. Opt.*, **30**, 127–138, 1991.
- Jäger, H., The Pinatubo eruption cloud observed by lidar at Garmisch Partenkirchen. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 191–194, 1992.
- Johnsto, P.V., R.L. McKenzie, J.G. Keys, und W.A. Matthews. Observations of depleted stratospheric  $NO_2$  following the Pinatubo volcanic eruption. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 211–213, 1992.
- Klett, J.D., Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Opt.*, **20**, 211–220, 1981.
- Klett, J.D., Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Appl. Opt.*, **24**, 1638–1643, 1985.
- Komhyr, W.D., und T.B. Harris. Note on flow rate measurements made on Mast-Brewer ozone sensor pumps. *Mont. Weath. Rev.*, **93**, 267–268, 1965.
- Labitzke, K., und H. van Loon. Trends of temperature and geopotential height between 100 and 10 hPa on the Northern Hemisphere. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **72**, 643–652, 1994.
- Labitzke, K., und H. van Loon. A note on the distribution of trends below 10 hPa: The extratropical Northern Hemisphere. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **73** 883–889, 1995.
- Logan, J.A., Trends in the vertical distribution of ozone, An analysis of ozonesonde data. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25,553–25,585, 1994.
- Mauldin, L.E., N.H. Zaun, M.P. McCormick, J.H. Guy, und W.R. Vaughn. Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II instrument, A functional description. *Opt. Engin.*, **24**, 307–312, 1985.
- McCormack, J.P., und L.L. Hood. Relationship between ozone and temperature trends in the lower stratosphere, Latitudinal and seasonal dependences. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1615–1618, 1994.
- McGee, T.J., M. Gross, R. Ferrare, W.S. Heaps und U.N. Singh. Raman DIAL measurements of stratospheric ozone in the presence of volcanic aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 955–958, 1993.
- Molina, L.T., und F.S. Rowland. Stratospheric sink for Chlorofluoromethanes, Chlorine atom-catalysed destruction of ozone. *Nature*, **249**, 810–812, 1974.
- Nash, J., und F.J. Schmidlin. *WMO International Radiosonde Comparison (U.K. 1984, USA 1985)*. World Meteorological Organization, Instruments and Observing Methods, Report No. 30, WMO/TD-No. 195, Geneva, 1987.
- Parrish, A.B., B.J. Connor, J.J. Tsou, I.S. McDermid, und W.P. Chu. Ground-based microwave monitoring of stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, **97**, 2541–2546, 1992.
- Russell, P.B., T.J. Swissler, und M.P. McCormick. Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements. *Appl. Opt.*, **18**, 3783–3797, 1979.

Russell, J.M. III, L.L. Gordley, J.H. Park, S.R. Drayson, W.D. Hesketh, R.J. Cicerone, A.F. Tuck, J.E. Frederick, J.E. Harris, and P.J. Crutzen. The Halogen Occultation Experiment. *J. Geophys. Res.*, **98**, 10,777–10,798, 1993.

Schwartz, B.E., and C.A. Doswell. North American rawinsonde observations: Problems, concerns, and a call to action. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **72**, 1885–1896, 1991.

Solomon, S., R.W. Portmann, R.R. Garcia, L.W. Thomason, L.R. Poole, and M.P. McCormick. The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes. *J. Geophys. Res.*, **101**, 6713–6727, 1996.

Steinbrecht, W., *Lidar Measurements of Ozone, Aerosol and Temperature in the Stratosphere*. Dissertation, York University, Toronto, Canada, 1994.

Steinbrecht, W., and A.I. Carswell. Ozone profile comparison between the York-ISTS-AES DIAL and SAGE II. S. 396–397. In *17th International Laser Radar Conference, Sendai, Japan 1994*, Laser Radar Society of Japan, ICLAS, 1994a.

Steinbrecht, W., and A.I. Carswell. Characterization of signal-induced noise for two stratospheric ozone DIAL systems. S. 468–470. In *17th International Laser Radar Conference, Sendai, Japan 1994*, Laser Radar Society of Japan, ICLAS, 1994b.

Steinbrecht, W., H. Claude, F. Schöenborn, and P. Winkler. The Pinatubo cloud: Lidar aerosol-measurements and balloonsonde profiles of O<sub>3</sub> and temperature at the Meteorological Observatory Hohenpeissenberg. S. 430–431. In *17th International Laser Radar Conference, Sendai, Japan 1994*, Laser Radar Society of Japan, ICLAS, 1994.

Steinbrecht, W., and A.I. Carswell. Evaluation of the effects of Mount Pinatubo aerosol on Differential Absorption Lidar measurements of stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, **100**, 1215–1233, 1995.

Steinbrecht, W., and H. Claude. LITE correlative measurements of stratospheric aerosol at Hohenpeissenberg, Germany. In *European LITE Validation Campaign, Proceedings of the meeting in Florence, Italy, Nov. 1995*, P. Fletcher, ed., 1996.

Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler, and K. Hoinka. Observed increase in tropopause height, relation to total ozone. In *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium 1996 in LAquila, Italy*, Bojkov and Visconti, eds., in press 1997a.

Steinbrecht, W., H. Claude, and F. Schöenborn. Nine years of lidar measurements at Hohenpeissenberg: Validation and results. In *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium 1996 in LAquila, Italy*, Bojkov und Visconti, eds., in press, 1997b.

Steinbrecht, W., H. Jäger, A. Adriani, G. di Donfrancesco, J. Barnes, G. Beyerle, R. Neuber, C. David, S. Godin, D. Donovan, A.I. Carswell, F. Masci, A. D'Altorio, V. Rizi, G. Visconti, I.S. McDermid, G. Megie, B. Mielke, B. Stein, T. Nagai, O. Uchino, H. Nakane, M. Osborn, und D. Winker. NDSC Intercomparison of Stratospheric Aerosol Processing Algorithms, S. 501–504. In *Advances in atmospheric remote sensing with lidar*, A. Ansmann et al., eds., Springer, New York, Berlin, Heidelberg, 1997.

Steinbrecht, W., R. Schwarz, and H. Claude. New pump correction for the Brewer Mast ozone sonde: Experimental determination and application to instrument intercomparisons. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, accepted, 1997d.

## LITERATUR

- Suzuki, S., und M. Asahi. Influence of solar radiation before and after the change of the length of suspension used for the Japanese radiosonde observation. *J. Met. Soc. Jpn.*, **56**, 61–64, 1978.
- Vandersee, W., F. Schönenborn, und H. Claude. Lidar measurements of stratospheric ozone at Hohenpeissenberg - an improved evaluation method. In *Proceedings of the Sixteenth International Laser Radar Conference, Cambridge, Mass. 1992*, S. 109–112. NASA Conference Publication 3158, 1992.
- Wang H.J., D.M. Cunnold, und X. Bao. A critical analysis of SAGE ozone trends. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12,495–12,514, 1996.
- Wege, K., und H. Claude. Über Zusammenhänge zwischen stratosphärischem Ozon und meteorologischen Parametern mit Folgerungen für die Zeiträume nach den Ausbrüchen von El Chichón und Pinatubo. *Meteorol. Zeitschr.*, **6**, 73–87, 1997.
- Wild, J.D., M.E. Gelman, A.J. Miller, M.L. Chanin, A. Hauchecorne, P. Keckhut, R. Farley, P.D. Dao, J.W. Meriwether, G.P. Gobbi, F. Congeduti, A. Adriani, I.S. McDermid, T.J. McGee, und E.F. Fishbein. Comparison of stratospheric temperatures from several lidars using National Meteorological Center and Microwave Limb Sounder data as transfer references. *J. Geophys. Res.*, **100**, 11,105–11,111, 1995.
- World Meteorological Organization, *Scientific Assessment of Ozone Depletion, 1994*, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 37, Geneva, 1995.
- Yagi, S., A. Mita, und N. Inoue. *WMO International Radiosonde Comparison, Phase IV, (Tsukuba, Japan, 1993)*. World Meteorological Organization, Instruments and Observing Methods, Report No. 59, WMO/TD-No. 742, Geneva, 1996.

## 9 Danksagung

Die hier vorgelegten Ergebnisse und Messungen wären ohne die engagierte Beteiligung vieler nicht möglich gewesen. Ihnen ist zu verdanken, daß die 1986/87 am Hohenpeißenberg begonnene Lidarmessreihe weltweit zu den längsten und verlässlichsten gehört. Für ihren persönlichen Einsatz sei vor allem Fritz Schönenborn und Winfried Vandersee vom MOHp, sowie Bernd Geh und Karl-Werner Rothe (beide ehemals Uni München) gedankt, aber auch Alois Stögbauer, Thomas Hohmann und Ulf Köhler vom MOHp.

Ohne die Vision von Dr. W. Attmanspacher und Prof. H. Walther hätte es das Lidarsystem am Hohenpeißenberg wohl nie gegeben. Sie bewiesen Weitsicht und stellten die entscheidenden Weichen.

Stellvertretend auch für ihre Vorgänger geht ein Dankeschön an S. Steiner, M. Adelwart und F. Strommer vom Ozonsondenteam am MOHp. Dank für die Instrumentenvergleiche geht an Sophie Godin und ihr Team vom CNRS, an Reto Peters (Uni Bern), an Christoph Brühl (MPI Mainz) für die HALOE-Daten, an Paul Newman (NASA-Goddard) und NMC/NCEP für die NMC-Analysen, an Herrn Schöllman und die Aerologie-Gruppe in Oberschleißheim für die Münchner Aufstiege, und an das NASA Langley Distributed Active Archive Center für die SAGE Daten.

Zu guter letzt sei dem Bundesministerium für Bildung und Forschung und dem Deutschen Wetterdienst für die Finanzierung der Lidarmessungen (und allem, was dazugehört) gedankt.

