

UNIVERSITÄT LEIPZIG

Fakultät für Physik und Geowissenschaften

Diplomarbeit

**”Wasserdampf- und Temperaturmessung
mittels Lidar während COPS und SAMUM”**

zur Erlangung des akademischen Grades
Diplom-Meteorologe

Eingereicht von
Christian Herold
am 17.04.2009

Gutachter:
Prof. Dr. J. Heintzenberg
Prof. Dr. G. Tetzlaff

**Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig
Institut für Meteorologie, Universität Leipzig**

Kurzzusammenfassung

In dieser Arbeit wurden Lidarmessungen, die während der COPS (Convective and Orographically- induced Precipitation Study) und der SAMUM SAharan Mineral dUst experiMent)-Kampagnen durchgeführt wurde, ausgewertet. Im Mittelpunkt dieser Arbeit stand dabei die Auswertung der Wasserdampf- und Temperaturmessung inklusive einer ausführlichen theoretischen und praktischen Behandlung der Mess- und Bestimmungsfehler. Hauptaugenmerk wird dabei auf die COPS-Wasserdampfmessungen gelegt. Die COPS-Messbeispiele in dieser Arbeit zeigten, dass mit dem Ramanlidar BERTHA Profile des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit einem relativen Fehler von 3 % - 30% bei einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten und einer höhenabhängigen vertikalen Signalglättung von 60 m bis 1000 m bis in eine Höhe von 8 km ermittelt werden können. Im Falle der Temperaturmessungen konnte der relative Fehler von 0.5 %– 1 % bis in die obere Troposphäre begrenzt werden. Allerdings basieren die Temperaturprofile dabei auf Signalstudienmitteln, die noch mit etwa 800 m vertikal zu glätten waren.

Die bei COPS ermittelten Wasserdampfdaten wurden mit Radiosondenprofilen und mit dem Wasserdampferten eines DIALs an Bord des französischen Forschungsflugzeuges Safire Falcon verglichen. Der Vergleich mit den DIAL-Daten lieferte mit einer mittleren Differenz von -0.03 g/kg bei einer Standardabweichung von 0.36 g/kg ein deutlich besseres Ergebnis, als der Vergleich mit den Radiosondenprofilen, der eine Differenz von 0.27 g/kg und einer Standardabweichung von 0.53 g/kg aufwies.

Vier Messbeispiele wurden diskutiert. Davon wurden zwei Wasserdampfmessbeispiele bei COPS unter unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen ausführlich beschrieben. Für die COPS-Messungen wurde ein Modellvergleich mit dem Lokalmodell des Deutschen Wetterdienstes COSMO-DE erstellt. Eine Statistik des Modellvergleiches mit allen COPS-Messungen hat ergeben, dass es kaum vertikale Verschiebungen zwischen Modellprofilen und Lidarprofilen auftraten. Jedoch wurde die Feuchte in der nächtlichen Restschicht von COSMO-DE systematisch im Mittel um 7.9 % unterschätzt. Ein weiteres Messbeispiel von SAMUM I in Marokko wurde ausführlich beschrieben. Hier wurde aus der Temperatur- und Wasserdampfmessung ein Profil der relativen Feuchte erstellt. Bei der Temperaturmessung trat ein systematischer Nahfeldeffekt bis in eine Höhe von 5 km auf, der zu korrigieren war. Somit konnte die Temperatur ab 2 km Höhe bis in die höhere Troposphäre bestimmt werden. Ein Vergleich der relativen Feuchte mit dem mittels Lidar gemessenen Partikel-Rückstreuoeffizienten hatte zum Ergebnis, dass kein Partikelwachstum der großen Staubpartikel mit Erhöhung der relativen Feuchte stattfand. Ein weiteres Messbeispiel von der SAMUM II Kampagne auf den Kap Verden zeigte das Studium einer Passatinversion.

Abstract

This work deals with lidar observations performed during the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS) and the SAharan Mineral dUst experiMent (SAMUM) campaigns. Main goal is the determination of profiles of water vapor mixing ratio and temperature from lidar data including an in-depth error analysis. It is found that the water-vapor-to-dry-air mixing ratio can be measured with a relative uncertainty of 3% - 30% with a time resolution (signal averaging period) of 15 min and a vertical resolution of 60 - 1000 m up to 8 km height. Temperature observations with an uncertainty of 0.5% - 10% are only possible if signal profiles are averaged over several hours and vertically smoothed with 800 m window length.

COPS lidar observations of water vapor profiles are compared with radiosonde profiles and airborne water vapor DIAL observations (aboard the French SAFIRE-Falcon). The comparison of results DIAL and BERTHA show very good agreement (mean difference of -0.03 g/kg, standard deviation of 0.36 g/kg), whereas observations of BERTHA and radiosonde observation differed on average by 0.27 g/kg with a standard deviation of 0.53 g/kg.

Four case studies are presented. Two COPS water vapor measurements are discussed in detail. COPS lidar observations are compared with respective results obtained with the COSMO-DE model of the German Meteorological Service. As a main result of several nighttime comparisons it is found that the COSMO-DE model underestimates the water vapor mixing ratio within the residual layer by about 8%. The third case study discussed observations that were performed during SAMUM I in southern Morocco. Based on the lidar temperature and water vapor observation the relative humidity profile is obtained. By comparing the latter profiles with the height profile of the particle backscatter coefficient measured simultaneously, the growth of particles by water uptake is studied. An increase in backscattering with increasing relative humidity is not found. In a further case study SAMUM II observations performed at Cape Verde are analyzed with respect to trade wind inversions in the observed aerosol and humidity profiles.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Die Feldmesskampagne COPS	3
3	Die Feldmesskampagne SAMUM	5
4	Grundlagen zur Streuung und zum Lidarprinzip	7
4.1	Ramanstreuung in der Atmosphäre	7
4.2	Lidarprinzip und Lidargleichung	11
5	Aufbau des Ramanlidars	15
6	Messung des Wasserdampf- Mischungsverhältnisses	20
6.1	Definitionen	20
6.2	Prinzip der Wasserdampfmessung mittels LIDAR	21
6.3	Korrekturen und Kalibrierung	22
6.3.1	Korrektur der differentiellen Transmission	22
6.3.2	Korrektur der Filtertransmission bei der Wasserdampfmessung	24
6.4	Bestimmung der Kalibrierkonstanten C_{H_2O}	28
6.5	Fehlerrechnung für das Wasserdampf-Mischungs- verhältnis	30
7	Temperaturmessung	34
7.1	Prinzip der Temperaturmessung	34
7.2	Bestimmung der Kalibrierkonstanten A_T und B_T	35
7.3	Fehler der Temperatur	37
7.4	Berechnung des Fehlers der relativen Feuchte	39
8	Wasserdampfmessungen während COPS	40
8.1	Vergleich mit der Radiosonde	40

8.2	Vergleich mit dem DIAL der SAFIRE Falcon	43
8.3	Fallbeispiele	44
8.3.1	Entwicklung des Wasserdampfprofils am 31.07.2007	44
8.3.1.1	Wetterlage	44
8.3.1.2	Auswertung der Lidarmessungen	46
8.3.2	Entwicklung des Wasserdampfprofils am 1.-2.08.2007	50
8.3.2.1	Wetterlage	50
8.3.2.2	Auswertung der Lidarmessungen	53
8.4	Vergleich mit Modellrechnungen des COSMO-DE	56
8.5	Wandlung der Daten ins NetCDF-Dateiformat	68
9	Temperatur und Feuchtemessung während SAMUM	69
9.1	Temperatur und Feuchtemessung am 16.05.2006	69
9.1.1	Wetterlage	69
9.1.2	Lidarmessung	71
9.2	Feuchtemessung am 04.06.2008 bei SAMUM-II	74
9.2.1	Wetterlage	75
9.2.2	Lidarmessung	75
10	Zusammenfassung	79
	Tabellenverzeichnis	iii
	Abbildungsverzeichnis	v
	Literaturverzeichnis	xi

Kapitel 1

Einleitung

COPS (Convective and Orographical- induced Precipitation Study [Wulfmeyer et al., 2008]) und SAMUM (SAharan Mineral dUst experiMent, [Heintzenberg, 2008]) waren zwei große von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderte Feldkampagnen, an denen das Leibniz- Institut für Troposphärenforschung (IFT) mit seinem 6–Wellenlängen–Aerosol–Temperatur–Wasserdampf–Ramanlidar BERTHA (Backscatter Extinction Lidar–Ratio Temperature Humidity profiling Apparatus, [Althausen et al., 2000; Tesche et al., 2008] teilnahm. Der Hauptbeitrag des Großgerätes bestand in einer höhenaufgelösten Charakterisierung der atmosphärischen Partikel über dem Schwarzwald (COPS, Sommer 2007) und am Rande der Sahara in Südmarokko (SAMUM–I, Sommer 2006) und auf den Kaverdischen Inseln im tropischen Atlantik (SAMUM–II, Winter 2008) anhand von Messungen der optischen und mikrophysikalischen Partikeleigenschaften. Die beiden Forschungsprojekte und ihre wissenschaftlichen Ziele sind in den Kapiteln 2 und 3 beschrieben.

BERTHA vermag neben einer detaillierten höhenaufgelöster Erfassung verschiedenster Aerosol- und Wolkeneigenschaften bis hinauf in die untere Stratosphäre auch Profile des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses und der Temperatur nach dem Ramanlidarprinzip zu messen. Die Auswertung der Wasserdampf- und Temperaturmessungen inklusive einer ausführlichen theoretischen und praktischen Behandlung der Mess- und Bestimmungsfehler stehen im Mittelpunkt dieser Arbeit. Hauptaugenmerk wird dabei auf die COPS–Wasserdampfmessungen gelegt. Bei COPS kam erstmals ein schmalbandiger Interferenzfilter im Wasserdampfkanal zum Einsatz, der es im Prinzip ermöglicht, Feuchteprofile auch am Tage (zumindest während der Dämmerungsphasen) bei hohem Himmelslichthintergrund zu messen. Ein typisches Ramanlidar arbeitet mit einem 3–5 nm breiten Interferenzfilter und ist aufgrund der relativ schwachen Ramansignale an die Nachtstunden (eine Stunde nach Sonnenuntergang bis eine Stunde vor Sonnenaufgang) gebunden. Anhand von Abend- und Nachtmessungen wird die Leistungsfähigkeit des Lidars hinsicht-

lich der Temperatur-und Feuchteprofilierung aufgezeigt. Ausgewählte, im Schwarzwald, in Marokko und auf den Kap Verden gewonnene Messbeispiele werden im meteorologischen Kontext diskutiert. Dabei werden für die Schwarzwaldmessungen auch Vergleiche der Lidarmessungen mit Modellrechnungen (COSMO-DE-Modell des Deutschen Wetter Dienstes, DWD, Zitat) angestellt und die Vorhersagequalität der COSMO-DE-Resultate (Feuchtemessungen) während der COPS-Kampagne untersucht.

Die Arbeit ist folgendermaßen gegliedert. In den Kapiteln 2 und 3 wird kurz auf die Feldexperimente COPS und SAMUM eingegangen. Kapitel 4 enthält die theoretischen Grundlagen der benutzten Lidar-Messtechnik. In Kapitel 5 wird BERTHA vorgestellt, in Kapitel 6 erfolgt eine ausführliche Beschreibung der Wasserdampfbestimmung mit der Rotations-Ramanmethode mit Fehlerbehandlung. Kapitel 7 beleuchtet die Grundlagen und Fehlerbetrachtung der Temperaturmessung mittels Raman-Lidar. Im Kapitel 8 wird die Wasserdampfmessung bei COPS anhand von 2 Fallbeispielen diskutiert. In diesem Kapitel werden ebenfalls Vergleiche der Lidarwasserdampfwerte mit dem prognostizierten Werten des COSMO-DE Modells gezogen. Kapitel 10 behandelt die Temperatur und Feuchte während der Feldmesskampagne SAMUM-I und SAMUM-II. Dabei wird eine mögliche Abhängigkeit des Größenwachstums von Partikeln von der relativen Feuchte mit Hilfe des vom Lidar gemessenen Partikel-Rückstreuoeffizienten, diskutiert.

Kapitel 2

Die Feldmesskampagne COPS

COPS ist eine internationale Feldmesskampagne im Rahmen des Deutschen Forschungsgesellschaft (DFG) Schwerpunktprogrammes quantitative Niederschlagsvorhersage (QPV Quantitative Precipitation Forecast), die im Sommer 2007 von Juni bis August in Südwestdeutschland und im östlichen Frankreich stattfand. Ziel dieser Feldmesskampagne war es, die quantitative Niederschlagsvorhersage über komplexem Terrain mit vierdimensionaler Beobachtung der Atmosphäre zu verbessern [Wulfmeyer et al., 2008]. Zu diesem Zweck wurden wichtige Grenzschichtprozesse und dynamische Prozesse, die Konvektion beeinflussen, untersucht. Das Institut für Troposphärenforschung beteiligte sich an dieser Messkampagne mit einem Windlidar (WiLi) und dem Mehrwellenlängen-Lidar BERTHA (siehe Abb: 2.1).

Das COPS Messgebiet liegt in einem $250 \text{ km} \times 170 \text{ km}$ großen Gebiet in der Grenzregion von Südwestdeutschland und dem östlichen Frankreich. Das Messgebiet ist geprägt von komplexer Orografie (siehe Abb. 2.2). Das Klima der COPS Region ist typisches gemäßigtes Klima der mittleren Breiten und wird von westlicher Anströmung mit vorwiegend stratiformen Niederschlägen im Winter und meist konvektiven Niederschlägen im Sommer geprägt. Dieses Gebiet ist besonders gut für die COPS- Messungen geeignet, weil der Schwarzwald im Sommer einer der niederschlagsreichsten Gebiete Deutschlands ist und somit auch dort eine hohe Anzahl an konvektiven Ereignissen zu erwarten sind [Wulfmeyer et al., 2008]. Abbildung 2.2 stellt das COPS-Messgebiet dar. Es wurden fünf Großmessstationen (Supersites) eingerichtet. Die Supersites wurden in Anströmungsrichtung von West nach Ost nacheinander angeordnet. Dadurch wurde die Wahrscheinlichkeit erhöht, von konvektiven Systemen während ihres gesamten Lebenszyklus, von der Entstehung bis zur Auflösung, Daten sammeln zu können. Die westlichste Supersite V befand sich in den Vogesen, weiter östlich schließt sich eine Station im Rheintal an. Im Schwarzwald gibt es eine Station auf der Hornisgrinde und im Murgthal. Eine weitere Station bei Stuttgart bildet den östlichen Abschluss.



Abb. 2.1: Supersite M mit ARM Site (1), IfT Mehrwellenlängenlidar BERTHA (2), IfT Windlidar WiLi (3) und Logistikkontainer (4).



Abb. 2.2: a) COPS-Gebiet mit den COPS Supersites V: Vogesen, R: Rheintal, H: Hornisgrinde, M: Murgtal, S: Stuttgart und b) Standort der Supersite M mit der ARM - Site und dem IfT Ramanlidar BERTHA und Windlidar WiLi im Murgtal (rechts) Quelle: Google Earth

Kapitel 3

Die Feldmesskampagne SAMUM

SAMUM (arabisch: giftiger Wind) war eine Messkampagne, mit dem Ziel, die optischen Eigenschaften von Mineralstaub auf den Strahlungshaushalt und das Klima zu bestimmen [Heintzenberg, 2008]. Weiterhin sollten die gesammelten Daten für die Validierung und Entwicklung von Modellen zur Staubvorhersage verwendet werden. Um diese Ziele zu erreichen, wurden unter anderem die größenabhängigen optischen Eigenschaften von Mineralstaub bestimmt. Dazu war es nötig, die Feldmesskampagne in der Nähe einer Mineralstaubquelle, mit minimalem Anteil an anthropogenen, biologischen oder maritimen Aerosolquellen durchzuführen. Da die Sahara die weltweit größte Quelle an Mineralstaubpartikeln ist, wurde diese Feldmesskampagne in Marokko durchgeführt. Man errichtete zwei Bodenstationen. Eine Bodenstation stand am Flughafen von Ouarzazate (30.9°N , 6.9°W 1133 m) (Abb.3.1). Die andere Station in Tinfu bei Zagora (30.24°N , 5.61°W , 730 m). Die bodengebundenen Messungen wurden mit Satelliten- und Flugzeugmessungen kombiniert. An der Messkampagne beteiligten sich sechs Forschungsinstitute. Das IFT nahm unter anderem mit dem Mehrwellenlängen-Ramanlidar BERTHA und dem Windlidar WiLi an dieser Messkampagne teil. Dieses wurde in Ouarzazate stationiert.

Um die Eigenschaften von Mineralstaub, der bereits gealtert ist, und sich mit Biomasse- und Seesalzaerosol vermischt hat, zu erforschen, wurde im Januar 2008 eine weitere Messkampagne, namens SAMUM II, auf den Kap Verden gestartet. Durch den Passat gelangen häufig Saharaluftmassen in diese Region. Diese enthalten einen hohen Anteil an Mineralstaub, der sich mit Aerosolen aus Biomasseverbrennung über dem Kontinent vermischt hat. Deshalb war dieser Standort für die Messungen ideal. Das IFT Mehrwellenlängen-Ramanlidar wurde auf der windzugewandten Seite der Insel Santiago, am Flughafen von Praia (14.86°N , 23.48°W , 75 m) (Abb. 3.2), aufgestellt. Von Mai bis Juni 2008 wurde mit dem IFT Ramanlidar und dem Windlidar WiLi eine weitere Messkampagne auf den Kap Verden durchgeführt.



Abb. 3.1: Standort des Ift-Ramanlidars bei der Messkampagne SAMUM I am Flughafen von Ouarzazate (30.9°N , 6.9°W 1133 m) In Casablanca wurde die Falcon des DLR (Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt) stationiert. Quelle: Google Earth

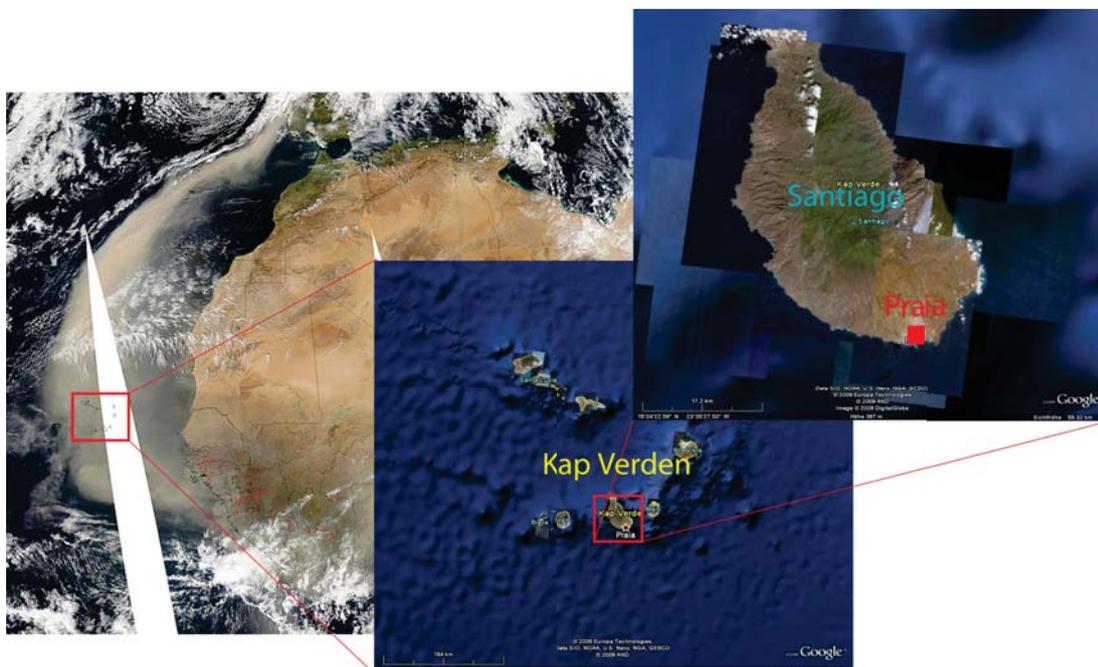


Abb. 3.2: Standort des Ift-Ramanlidars BERTHA und des Windlidars WiLi bei der Messkampagne Samum II am Flughafen von Praia (14.86°N , 23.48°W , 75 m)Quelle: Modis und Google Earth

Kapitel 4

Grundlagen zur Streuung und zum Lidarprinzip

Im folgenden Kapitel werden die theoretischen Grundlagen dieser Arbeit erörtert. Dazu wird zunächst eine kurze Einführung in die Theorie der Ramanstreuung an Wasserdampf-, Sauerstoff und Stickstoffmolekülen in der Atmosphäre gegeben. Anschließend werden das Lidarprinzip und die Lidargleichung, die die grundlegende Gleichung für die Temperatur- und Feuchtemessung ist, erklärt.

4.1 Ramanstreuung in der Atmosphäre

Man unterscheidet zwischen elastischer Streuung, die bei der Wechselwirkung von Licht mit Molekülen auch Rayleighstreuung genannt wird, und inelastischer Streuung. Die elastische Streuung zeichnet sich dadurch aus, dass die Energie der Photonen vor der Streuung gleich der Energie nach der Streuung ist. Dies ist gleichbedeutend damit, dass es zu keiner Wellenzahlverschiebung $\Delta\tilde{\nu}$ während des Streuprozesses kommt. Bei der inelastischen Streuung ist die Energie der eingestrahnten Photonen von der Energie der gestreuten Photonen verschieden. Ein besonderer Fall der inelastischen Streuung ist die Ramanstreuung. Hierbei ändert sich der Quantenzustand des Moleküls. Da für die Temperatur- und Wasserdampfmessung mittels Ramanlidar die Ramanstreuung von entscheidender Bedeutung ist, werden in diesem Kapitel die Grundlagen zur Ramanstreuung an Wasserdampf-, Stickstoff- und Sauerstoffmolekülen gegeben. Diese Grundlagen sind ausführlich in Mattis [2002] beschrieben.

Bei der Ramanstreuung trifft ein Photon auf ein Molekül. Das Molekül wird dadurch angeregt und geht in einen höheren Rotations-Vibrationszustand über, der vom Ausgangszustand verschieden ist. Geht das Molekül wieder auf ein niedrigeres Rotations-Vibrationsniveau, wird ein Photon mit einer Wellenzahlverschiebung gegenüber der Wel-

lenz $\tilde{\nu}_0 = \frac{1}{\lambda_0}$ des eingestrahlten Lichtes um $\Delta\tilde{\nu}$, ausgesandt, wobei λ_0 die Wellenlänge des eingestrahlten Photones bezeichnet. Die Wellenzahlverschiebung berechnet sich aus

$$\Delta\tilde{\nu} = \tilde{\nu}_1 - \tilde{\nu}_0 = \frac{\Delta E}{hc}. \quad (4.1)$$

Hier bezeichnet $\tilde{\nu}_0$ die Wellenzahl des einfallenden Photons, $\tilde{\nu}_1$ die Wellenzahl des gestreuten Photons, c die Lichtgeschwindigkeit und h die Planckkonstante. ΔE ist die Energiedifferenz zwischen Anfangs- und Endzustand, die die Wellenzahlverschiebung bestimmt. Die Frequenzverschiebung hängt nur von den beteiligten Rotations- und Vibrationszuständen des streuenden Moleküls ab, jedoch nicht von der eingestrahlten Frequenz des Lichtes. Übergänge von einem tieferen zu einem höheren Energiezustand werden Stockes-Übergänge genannt. Hierbei ist die Frequenz des gestreuten Lichtes kleiner als die des einfallenden Lichtes. Übergänge in ein niedrigeres Energieniveau nennt man Anti-Stockesübergänge. Für die Anregung der Vibrationszustände berechnet sich die Energie aus [Herzberg, 1950]

$$E_{vib,v} = hc\tilde{\nu}_{vib} \left(v + \frac{1}{2} \right), \quad v = 0, 1, 2, \dots \quad (4.2)$$

v bezeichnet die kleinere am Übergang beteiligte Vibrationsquantenzahl, die nach den Gesetzen der Quantenmechanik nur diskrete Werte annehmen kann. Somit sind für die Energie auch nur diskrete Werte erlaubt. Die Wellenzahlverschiebung lässt sich also durch

$$\Delta\tilde{\nu}_{vib} = -\frac{\Delta E_{vib}}{hc} = -\tilde{\nu}_0 \Delta v \quad (4.3)$$

bestimmen. Die Energie der Rotationszustände hängt von der Rotationsquantenzahl J ab, die ebenfalls nur diskrete Werte annehmen kann. Sie berechnet sich nach Herzberg [1950] aus

$$E_{rot,J} = hc\nu_{rot} \cong hc(BJ(J+1)), \quad J = 0, 1, 2, \dots \quad (4.4)$$

B ist die vom Trägheitsmoment abhängige Rotationskonstante des Moleküls. J ist hier die kleinere am Übergang beteiligte Rotationsquantenzahl. Ein weiterer Term zur Korrektur der Verlängerung der Molekülachse durch die Zentrifugalkraft wurde hier vernachlässigt, da sein Einfluss bei kleinen Vibrationsquantenzahlen gering ist [Herzberg, 1950]. Somit gilt für die Wellenzahlverschiebung

$$\Delta\tilde{\nu}_{rot} = \pm 4B \left(J + \frac{3}{2} \right). \quad (4.5)$$

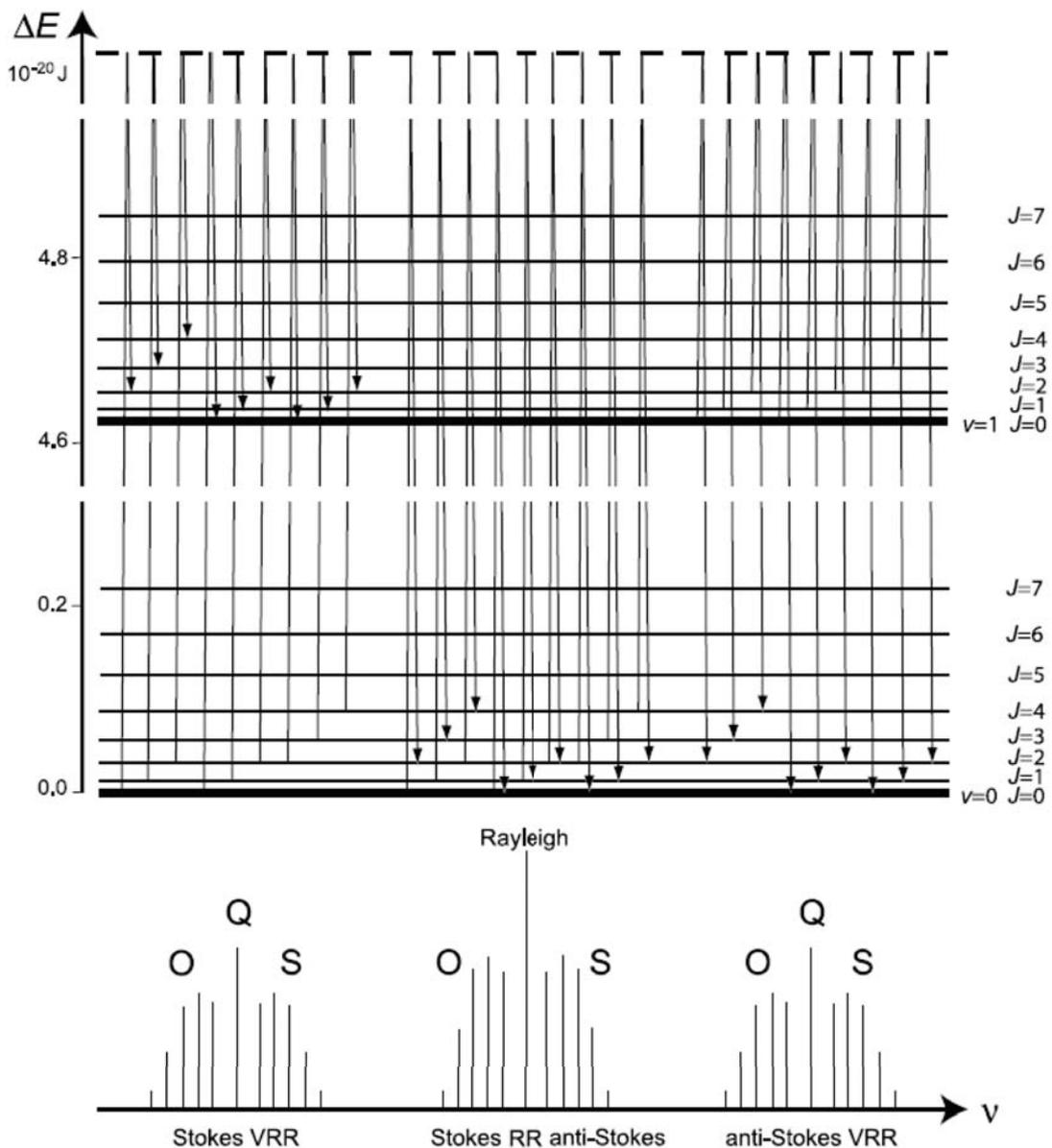


Abb. 4.1: Schematische Darstellung der Vibrations-Rotations-Energieniveaus von einem Stickstoffmolekül und dem zugehörigen Ramanspektrum [Wandinger, 2005]

Wenn Rotations- und Vibrationsübergänge gleichzeitig auftreten, so können zur Berechnung der Wellenzahlverschiebung die Gleichungen (4.3) und (4.5) addiert werden, Abbildung 4.1 stellt die Vibrations-Rotations-Energieniveaus eines Stickstoffmoleküls mit dem dazugehörigen Ramanspektrum schematisch dar. Der Einfachheit halber wurden nur die beiden niedrigsten Vibrationsniveaus mit den Vibrationsquantenzahlen $v = 0$ und $v = 1$ dargestellt. Zu jedem Vibrationsniveau gibt es mehrere Rotationsniveaus, die aber in der Abbildung nur bis zur Rotationsquantenzahl $J = 3$ dargestellt sind. Unten links befinden sich die Stokes-Vibrations-Rotationsübergänge mit $\Delta v = 1$, unten in der Mitte die

reinen Rotationsübergänge mit $\Delta v = 0$ und unten rechts die Anti-Stockes-Vibrations-Rotations-Übergänge. Die Vibrations-Rotationsübergänge lassen sich je nach Änderung der Rotationsquantenzahl in drei Zweige unterteilen:

- S-Zweig: $\Delta J = +2$,
- Q-Zweig: $\Delta J = 0$,
- O-Zweig: $\Delta J = -2$.

Für Rayleighstreuung gilt $\Delta v = 0$ und $\Delta J = 0$. Die Vibrations- und Rotationszustände ändern sich nicht. Für diesen Fall gibt es keinen Q-Zweig.

Die Intensität der Vibrations-Ramanlinien hängt von der Übergangswahrscheinlichkeit und der Besetzung der Energieniveaus im Ausgangszustand ab. Die Molekülanzahl N_v in den jeweiligen Zuständen lässt sich für ein thermodynamisches Gleichgewicht durch eine Boltzmannverteilung beschreiben

$$I \propto N_v = \frac{N}{Z_v} \exp\left(\frac{-E_{vib}(v)}{kT}\right). \quad (4.6)$$

N ist hierbei die Molekülanzahl, k die Boltzmannkonstante und Z_v die Zustandssumme, die sich aus der Summe aller Boltzmann-Faktoren mit

$$Z_v = \sum_v \exp\left(-\frac{E_{vib}(v)}{kT}\right) \quad (4.7)$$

ergibt. Die Intensität der Rotations-Ramanlinien hängt ebenfalls von der Anzahl der Moleküle N_J im Ausgangszustand ab. Hier müssen jedoch zusätzlich zur Boltzmannverteilung weitere Faktoren berücksichtigt werden. So weist ein Molekül im Rotationszustand J eine $(2J+1)$ -fache Entartung¹ auf, die in der Berechnung zu berücksichtigen ist. Weiterhin muss die Linienstärke $S(J)$ mit einbezogen werden:

$$\text{S-Zweig: } S(J) = \frac{3(J+1)(J+2)}{2(2J+3)}, \quad (4.8)$$

$$\text{O-Zweig: } S(J) = \frac{3(J-1)J}{2(2J-1)}. \quad (4.9)$$

a_0 ist hierbei die Spurstreukonstante. Ebenfalls zu berücksichtigen ist das statistische Gewicht des Kernspins g_j . Für die Intensität der Rotations-Ramanlinien ergibt sich somit die Gleichung

$$I_{rot} \propto N_J = \frac{N}{Z_J} (2J+1) S(J) g_j \exp\left(\frac{-E_{rot}(J)}{kT}\right) \quad (4.10)$$

¹Eine Entartung tritt auf, wenn in einem quantenmechanischen System zwei oder mehrere Zustände zur selben Energie existieren. Sie ist Folge aus der Symmetrie (in diesem Fall Rotationssymmetrie) eines physikalischen Systems. Gibt es n Zustände mit gleicher Energie, so kommt es zu einer n -fachen Entartung [Scherz, 2005].

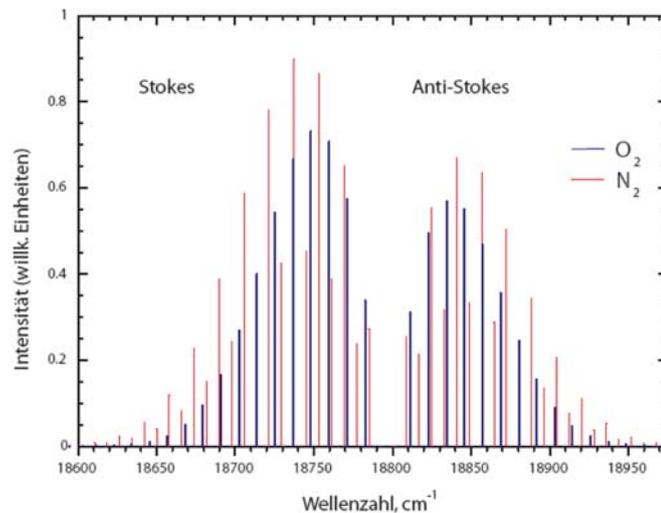


Abb. 4.2: Rotationspektrum für Stickstoff (rot) und Sauerstoff (blau) für eine Laserwellenlänge von 532 nm bei einer Temperatur von 230 K aus Radlach [2005].

mit der Zustandssumme

$$Z_J(T) = \sum_i (2J + 1) w_i \exp\left(\frac{-E_0(vJ)}{k_b T}\right). \quad (4.11)$$

Hier werden die Rotations-Vibrationsniveaus bis zu einer Energie $E_0 \leq 8000 \text{ cm}^{-1}$ aufsummiert. w_i ist ein statistischer Gewichtungsfaktor. Diese Methode führt, bis zu einer Temperatur von 2000 K zu einer Genauigkeit von $\approx 1 \%$ in der Approximation von $Z_J(T)$ [Avila et al., 2003]. In Abbildung 4.2 ist das reine Rotationspektrum für Stickstoff und Sauerstoff bei einer Laserwellenlänge von 532 nm und einer Temperatur von 239 K dargestellt.

4.2 Lidarprinzip und Lidargleichung

Lidar steht für *Light Detecting and Ranging* und ist eine optische Fernmessmethode zur Bestimmung atmosphärischer Parameter [Wandinger, 2005]. Ein Lidar sendet einen oder mehrere gepulste monochromatische Laserstrahlen² bei mehreren Wellenlängen aus. Die Laserphotonen werden an Molekülen und Partikeln in der Atmosphäre gestreut. Die in Richtung 180° rückgestreute Strahlung wird mit einem Teleskop empfangen und mit Detektoren in ein elektrisches Signal gewandelt und zeitaufgelöst aufgezeichnet. Mit einem Ramanlidar lassen sich zusätzlich zu den elastisch rückgestreuten Photonen auch die inelastisch gestreuten Photonen detektieren, wodurch die Messung von Temperatur und

²Laser = Light amplification by stimulated emission of radiation

Feuchte möglich wird. Die Entfernung z , in der der Streuprozess stattfindet, lässt sich durch die Lichtlaufzeit t des gepulsten Lichtes über das Weg Zeit-Gesetz mit $z = \frac{1}{2}ct$ ermitteln.

Die grundlegende Gleichung für die empfangene Leistung für elastisch und inelastisch zurückgestreutes Licht bei der Wellenlänge λ_0 in Abhängigkeit von der Höhe z ist die Lidargleichung. Sie lautet

$$P_\lambda(z) = \frac{\bar{P}_{0\lambda}\tau_p c A_T \eta_\lambda(z) O(z)}{2 z^2} \beta_\lambda(z) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha_\lambda(\zeta) d\zeta\right). \quad (4.12)$$

Dabei ist

P_λ	die empfangene Leistung bei der Wellenlänge, λ
$\bar{P}_{0\lambda}$	die abgestrahlte Leistung,
τ_p	die Pulsdauer,
c	die Lichtgeschwindigkeit,
$O(z)$	die geometrische Überlappung von Laserstrahl und Empfängergesichtsfeld,
A_T	die Teleskopfläche,
η_λ	die Transmission der Empfangsoptik,
$\beta_\lambda(z)$	der 180°-Rückstreuoeffizient von Partikeln und Molekülen,
$\alpha_\lambda(z)$	der Extinktionskoeffizient.
z	Höhe, aus der die Photonen zurückgestreut werden

Die Gleichung besagt, dass die empfangene Leistung von einer Systemkonstante K , die die ausgesendete Strahlungsleistung für die Pulsdauer τ_p , sowie die Empfängerfläche beinhaltet, einem Term für die entfernungsabhängige Lidargeometrie $G(z)$ sowie vom Rückstreuoeffizienten $\beta(z)$ und der Transmission der Atmosphäre $\tau^2(z)$, abhängt. So lässt sich die Lidargleichung zusammenfassen zu [Wandinger, 2005].

$$P_\lambda(z) = \frac{KG(z)\beta(z)\tau^2(z)}{z^2}. \quad (4.13)$$

Der Rückstreuoeffizient $\beta_\lambda(z)$ ist ein Maß für den Anteil des Lichtes, dass in die Richtung zurückgestreut wird, aus der es kommt. Für Moleküle wird das Indize (mol) und für Partikel das Indize (par) verwendet. Der Rückstreuoeffizient lässt sich mit der Anzahl der streuenden Moleküle und Partikel $N_R^{mol/par}$, dem Streuwirkungsquerschnitt

$\sigma_{\lambda_0}^{mol/par}$ und der Phasenfunktion $\Phi_{\lambda_R}^{mol/par}(\pi)$ beim Streuwinkel π als

$$\beta_{\lambda_0}^{mol/par} = N_R^{mol/par} \sigma_{\lambda_0}^{mol/par} \Phi_{\lambda_0}^{mol/par}(\pi) \quad (4.14)$$

schreiben [Mattis, 2002]. Für Ramansignale ($\lambda = \lambda_R$) lautet der Rückstreukoeffizient

$$\beta_{\lambda_0}^{mol} = N_R^{mol} \sigma_{\lambda_0}^{mol} \Phi_{\lambda_0}^{mol}(\pi). \quad (4.15)$$

Der Transmissionsterm ergibt sich für die elastische Rückstreuung entsprechend dem Lambert-Beerschen Gesetz aus dem Extinktionskoeffizient der Moleküle und Partikel zu

$$\tau^2(z) = \exp\left(-2 \int_0^z \alpha_\lambda(\zeta) d\zeta\right). \quad (4.16)$$

Er berechnet sich aus dem Lambert-Beerschen Gesetz und beschreibt die Schwächung des Lichtes durch Streuung und Absorption an Partikeln und Molekülen auf dem Weg durch die Atmosphäre. Der Extinktionskoeffizient $\alpha_\lambda(z)$ setzt sich aus dem Streukoeffizient α_λ^s und dem Absorptionskoeffizient α_λ^a zu

$$\alpha_\lambda(z) = \alpha_\lambda^{s,mol}(z) + \alpha_\lambda^{s,par}(z) + \alpha_\lambda^{a,mol}(z) + \alpha_\lambda^{a,par}(z) \quad (4.17)$$

zusammen. Da bei Ramansignalen die gestreuten Photonen eine andere Wellenlänge als die Empfangenen besitzen und der Extinktionskoeffizient α_λ wellenlängenabhängig ist, müssen für Hin- und Rückweg jeweils unterschiedliche Extinktionskoeffizienten eingesetzt werden. Daher gilt für ein Ramansignal für die Transmission

$$\tau(z) = \exp\left(-\int_0^z (\alpha_{\lambda_0}(\zeta) + \alpha_{\lambda_R}(\zeta)) d\zeta\right). \quad (4.18)$$

Hierbei beschreibt λ_0 die Wellenlänge des ausgesendeten Lichtes und λ_R die Wellenlänge des rückgestreuten Lichtes.

Die nicht entfernungsabhängigen Größen lassen sich zu der Konstanten

$$K = \frac{\bar{P}_{0\lambda} \tau_p c A_T}{2} \quad (4.19)$$

zusammenfassen [Mattis, 2002]. K steht für die Leistung und Eigenschaften des Lidargerätes.

Ein weiterer Parameter für die entfernungsabhängige Lidargeometrie lässt sich durch

$$G(z) = \eta_\lambda(z) O(z) \quad (4.20)$$

beschreiben. Er beinhaltet die Transmission η_λ des Lidar-Empfängers. Da die Linienintensität der Ramanstreuung temperaturabhängig [vgl. Gleichung (4.10)] und die Temperatur in der Atmosphäre eine Funktion der Höhe ist, ergibt sich eine Abhängigkeit der Filtertransmission bei 407 nm von der Temperatur am Streuort in der Atmosphäre. Mit der Überlappfunktion $O(z)$ wird die Überlappung des Empfängerfeldes mit dem Laserstrahl beschrieben. Ab einer gewissen Höhe ist diese Überlappung vollständig, und die Überlappfunktion ist gleich eins.

Weiterhin wird die empfangene Leistung mit $1/z^2$ entfernungskorrigiert. Dies ist erforderlich, da bei der Streuung Kugelwellen erzeugt werden und somit die Intensität des zurückgestreuten Lichtes mit dem Quadrat der Entfernung vom Streuort abnimmt.

Für elastische Signale ergibt sich für die Lidargleichung bei den Wellenlängen ($\lambda = \lambda_0$)

$$P_{\lambda_0}(z) = \frac{\bar{P}_{0\lambda} \tau_p c A_T}{2} \frac{\eta_\lambda(z) O(z)}{z^2} (\beta_\lambda^{mol}(z) + \beta_\lambda^{par}(z)) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha_{\lambda_0}(\zeta) d\zeta\right). \quad (4.21)$$

Für Ramansignale lässt sie sich als

$$P_{\lambda_R}(z) = \frac{\bar{P}_{0\lambda} \tau_p c A_T}{2} \frac{\eta_\lambda(z) O(z)}{z^2} \beta_\lambda^{par}(z) \exp\left(-\int_0^z (\alpha_{\lambda_0}(\zeta) + \alpha_{\lambda_R}(\zeta)) d\zeta\right). \quad (4.22)$$

schreiben.

Kapitel 5

Aufbau des Mehrwellenlängen-Ramanlidars BERTHA

Das Mehrwellenlängen-Ramanlidar BERTHA sendet gleichzeitig Laserpulse bei 6 Wellenlängen aus, die in der Tabelle 5.1 mit den zugehörigen Lasern, Pulsenergien, und Strahldurchmessern aufgeführt sind. Abbildung 5.1 stellt den Aufbau des Raman-Lidars innerhalb und außerhalb des Lidarkontainers schematisch dar.

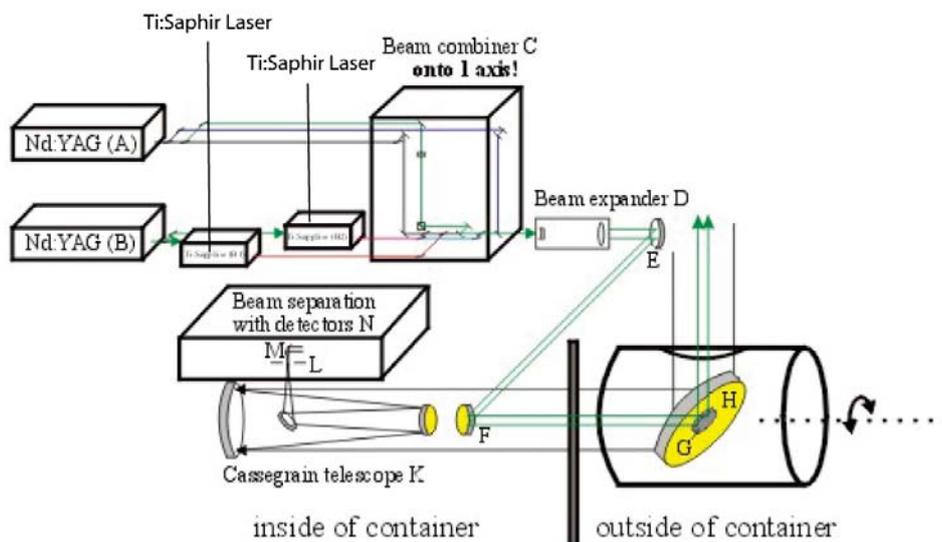


Abb. 5.1: Schematische Darstellung vom Aufbau des Mehrwellenlängen-Ramanlidars [Althausen et al., 2000]

Laser	Wellenlänge (nm)	Pulsenergie (mJ)	Pulsdauer (ns)	Strahldurchm. (mm)
Nd:YAG	1064	500	8-9	9.5
	532	250	6-7	9.5
	355	80	5-6	9.5
Ti:Saphir	710.724	10	5-8	2.5
	799.857	3	5-8	2.5
	399.928	1.5	4-8	2.5

Tab. 5.1: Charakteristik der emittierten Laserpulse nach Althausen et al. [2000].

Wellenlänge(nm)	FWHM (nm)	Transmission im Maximum (%)
355	0.35	38
387	2.8	73
400	0.33	60
407	0.25	67
532 a	1.1	67
532 pc	5	75
607	3	73
660	3	71
710 \perp	0.4	64
710 \parallel	0.37	64
800	0.42	55
1064	5	81

Tab. 5.2: Filtercharakteristik des Raman-Lidars nach [Althausen et al., 2000]. a steht für analoge Detektion, pc für Detektion nach der Photonenzählmethode, \parallel steht für parallel und \perp senkrecht polarisierte Strahlung.

Im Inneren des Containers befinden sich zwei Nd:YAG-Laser¹, die in den Einheiten A und B jeweils einen Strahl mit der Wellenlänge von 1064 nm erzeugen. Die Synchronisation der Laserpulse erfolgt über zwei Delay-Generatoren. Nach diesen Lasern befindet sich jeweils ein Frequenzverdopplerkristall, der aus einem Teil der 1064-nm-Strahlung jeweils Licht mit einer Wellenlänge von 532 nm erzeugt. In Einheit A wird dann noch zusätzlich Strahlung mit der Wellenlänge von 355 nm erzeugt. Das Licht mit der Wellenlänge von 532 nm der Einheit B wird für optisches Pumpen von zwei Titan-Saphir-Lasern verwendet. Die beiden Titan-Saphir-Laser erzeugen Laserpulse mit einer Wellenlänge von 710 und 800 nm. Über Frequenzverdoppelung wird ein Teil der Energie der Laserpulse mit der Wellenlänge von 800 nm zur Erzeugung von Laserpulsen mit der Wellenlänge von 400 nm genutzt. Im Strahlvereiniger (Abb. 5.1 Beam combiner C) werden alle Laserstrahlen auf eine gemeinsame optische Achse zusammengebracht. Nach dem Durchlaufen eines Aufweitungsteleskops (Abb. 5.1 Beam expander D) werden die Laserstrahlen über die Umlenkspiegel E,F und G in die Atmosphäre ausgesendet. Der Spiegel G ist auf dem großen Umlenkspiegel H aufgebracht. Die aus der Atmosphäre rückgestreuten Laserphotonen werden von einem Cassegrain Teleskop (Abb. 5.1 K) mit einem Haupt-

¹Nd:YAG-Laser: kurz für Neodym-dotierter Ytrium-Aluminium-Granat-Laser. Er ist ein Festkörperlaser, der mit einem Neodym-YAG Kristall arbeitet.

spiegeldurchmesser von 530 mm empfangen. Diese empfangene Strahlung durchläuft eine Lochblende L und wird über einen Off-Axis- Parabolspiegel M in die Empfängerebene umgelenkt. AIn der Strahl-Seperationseinheit wird die Strahlung mittels Strahlteiler in mehrere Strahlen aufgeteilt und anschließend durch verschiedene Filter geleitet. Auf diese Weise lässt sich rückgestreute Strahlung mit 14 verschiedenen Detektoren messen, die mit den entsprechenden Filtern in Tabelle 5.2 dargestellt sind.

Abbildung 5.2 zeigt den schematischen Aufbau der Empfängereinheit des Mehrwellenlängenslidars BERTHA, während der SAMUM Messkampagne. Der Aufbau ist in Althausen et al. [2000] und Tesche et al. [2008] näher beschrieben. Es werden die 6 elastischen Laserwellenlängen, die Vibrations-Rotations-Ramansignale bei 387 nm, 607 nm (Stickstoff) und 660 nm (Wasserdampf) und die reinen Rotations-Ramansignale bei 532 nm (Temperaturkanäle) voneinander getrennt. Bei COPS wurden 407 nm für den Wasserdampfkanal und 387 nm für den Stickstoffkanal benutzt. Die Strahlen wurden durch Strahlteiler, Interferenzfilter und einem Doppelgitter-Monochromator [Arshinov et al., 2005] voneinander getrennt. Zusätzlich werden vor den Detektoren verschiedene Graufilter positioniert, um

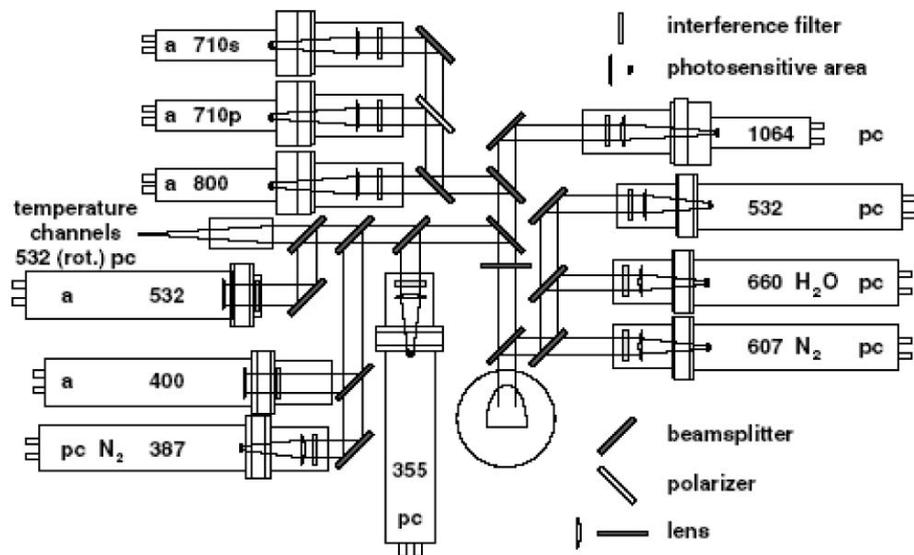


Abb. 5.2: Schematische Darstellung vom Aufbau der BERTHA-Empfängereinheit bei SAMUM. Es wurden elastische Rückstreusignale bei 355, 400, 532, 710, 800, 1064 nm und Vibrations-Ramansignale bei 387 und 607, 660 nm für Stickstoff N_2 und Wasserdampf H_2O und Rotations-Ramansignale um 532 nm zur Bestimmung der Temperatur gemessen. Bei COPS wurde bei 407 nm für Wasserdampf und 387 nm für Stickstoff gemessen. a steht für analoge Detektion und pc für Photonenzähl-Detektion. s steht für die Detektion von senkrecht und p für parallel polarisierte Strahlung (aus [Tesche et al., 2008]).

eine Übersteuerung der Kanäle zu verhindern. Sie werden je nach Aerosolbedingungen häufiger gewechselt.

Bei COPS wurde für die Wasserdampfmessung vor dem Wasserdampfkanal (407 nm) ein schmalbandiger Interferenzfilter mit einer Halbwertsbreite 0.25 nm verwendet. Damit sollte das Hintergrundrauschen stark abgeschwächt werden, um Tagesmessungen des Wasserdampfes zu ermöglichen. Die Tagmessung ließ sich jedoch wegen zu starkem Hintergrundsignal nicht auswerten. Bei SAMUM war das Ziel in erster Linie, optische Eigenschaften der Aerosole zu bestimmen. Deshalb kam für die Wasserdampfmessung der vorhandenen breitbandige Interferenzfilter mit einer Zentralwellenlänge von 660 nm und einer Halbwertsbreite von 3 nm zum Einsatz.

Für die Temperaturmessung benötigt man eine unabhängige Messung der Rückstreuung des Lichtes bei zwei Spektrallinien, aus dem inneren und dem äußeren Bereich des Rotations-Raman-Spektrums. Dafür werden die Stickstofflinien $J = 6$ und $J = 12$ aus dem S-Zweig und dem O-Zweig mit den Wellenlängen 529.0, 530.4, 533.8 und 535.2 nm benutzt. Zur spektralen Trennung des Lichts und zur Unterdrückung von Hintergrund und Streustrahlung wird ein Doppelgitter-Monochromator eingesetzt [Cooney, 1972; Arshinov et al., 1983; Nedeljkovic et al., 1993]. Abbildung 5.3 stellt den Doppelgitter-Monochromator des Ramanlidars schematisch dar. Der Monochromator besteht aus zwei räumlich getrennten Kammern, die mit Lichtleitkabel verbunden sind. Das ankommende Streulicht wird auf einen optischen Wellenleiter gelenkt (grau), der am Faserblock 1 endet. Linse 1 erzeugt

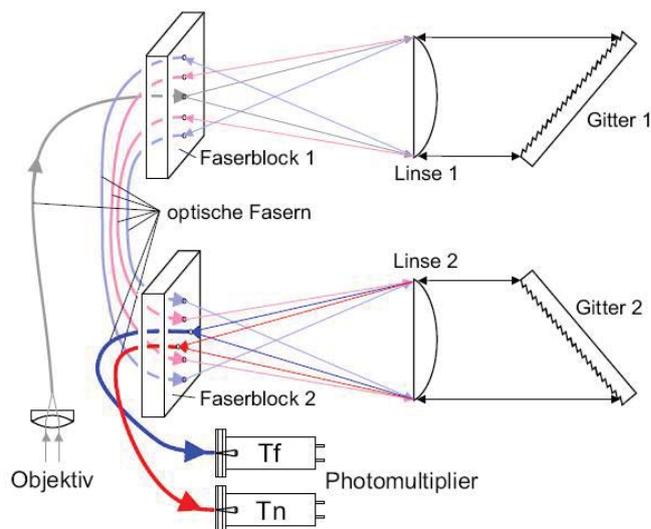


Abb. 5.3: Aufbau des Doppelgittermonochromators. Über die graue Faser wird das ankommende Licht in den ersten Faserblock eingekoppelt. Über die rote Faser wird das Licht der Ramanlinien um $J = 6$ und über die blaue Faser das Licht der Ramanlinien um $J = 12$ zum Faserblock 2 und zu den Photomultipliern geleitet [Mattis, 2002].

aus dem ankommenden divergierenden Licht einen nahezu parallelen Strahl, der auf das Gitter 1 trifft. Das Gitter spaltet das Licht spektral auf und reflektiert es zur Sammellinse 1 zurück. Sie fokussiert das Licht in der Brennebene, wo mehrere Lichtleitkabel angebracht sind. Sie sind räumlich so angeordnet, dass ihr Ende genau im Brennpunkt des Lichtes mit der gewünschten Wellenlänge liegt. Somit können sie das für die Temperaturbestimmung benötigte Licht aufnehmen und zum Faserblock 2 weiterleiten. Die rote Faser steht in der Abbildung für $J = 6$ und die blaue für $J = 12$. Um das restliche verbleibende störende Hintergrundlicht zu unterdrücken, wird das Licht auf ein zweites Gitter geleitet. Das von Gitter 2 reflektierte Licht geht im Faserblock 2 wieder auf zwei Fasern, die so angebracht sind, dass sie jeweils das Licht von der gleichen Rotationsquantenzahl aufnehmen und zu den Detektoren der Kanäle Tn und Tf weiterleiten.

Das in der Strahlseparationseinheit aufgeteilte aus der Atmosphäre rückgestreute Licht wird von Photomultipliern detektiert. Es werden Analogsignale und digitale Signale, die durch die Photonenzählmethode erzeugt werden, aufgezeichnet. Bei der Photonenzählmethode erzeugt jedes Photon einen Spannungsimpuls, der in einem Histogrammspeicher gezählt wird. Beim Analogsignal wird der Photonenstrom in ein elektrisches Spannungssignal umgewandelt und über einen Analog-Digitalkonverter mit einer Taktfrequenz von 10 MHz in ein digitales Signal umgewandelt. Somit ergibt sich eine räumliche Auflösung von 15 m. Diese Daten werden von 3 digitalen Signalprozessoren ausgelesen, über 10 bzw. 30 s gemittelt und dann an den Zentralprozessor (CPU) als digitales Signal weitergeleitet.

Kapitel 6

Messung des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses

6.1 Definitionen

Das Wasserdampf-Mischungsverhältnis m_{H_2O} ist das Verhältnis der Dichte von Wasserdampf ρ_w zur Dichte von trockener Luft ρ_l :

$$m_{H_2O} = \frac{\rho_w}{\rho_l}. \quad (6.1)$$

Das Mischungsverhältnis lässt sich ebenfalls über den Wasserdampf-Partialdruck e_w ausdrücken,

$$m_{H_2O} = \frac{0.622e_w}{p - e_w}, \quad (6.2)$$

wobei p der Luftdruck ist. Für den Wasserdampfpartialdruck ergibt sich nach dieser Gleichung

$$e_w = \frac{p m_{H_2O}}{0.622 + m_{H_2O}}. \quad (6.3)$$

Die relative Feuchte, die das Verhältnis von Wasserdampf-Partialdruck zum Sättigungsdampfdruck E_s beschreibt, lässt sich über die Gleichung

$$U = \frac{e_w}{E_s} \quad (6.4)$$

ermitteln. Der Sättigungsdampfdruck ist der Wasserdampfpartialdruck, bei dem die Luft mit Wasser gesättigt ist. Dieser Wert ist temperaturabhängig. Der Sättigungsdampfdruck

über Wasser lässt sich über die Magnusformel mit [Heinze, 1982]

$$E_s(T) = 6.1078 \exp\left(\frac{17.1 T}{(235 + T)}\right) \quad (6.5)$$

berechnen. Eine genauere Formel, die in dieser Arbeit auch zur Berechnung des Vertikalprofils des Sättigungsdampfdruckes mittels Radiosondenaufstiege zur Anwendung kam, ist die WMO¹-Formel (Goff [1957]) mit

$$E_s(T) = 10^X$$

$$X = 10.79574 \left(1 - \frac{T_g}{T}\right) - 5.028 \lg\left(\frac{T}{T_g}\right) + 1.50475 \times 10^{-4}$$

$$\left(1 - 10^{-8.2969\left(\frac{T}{T_g-1}\right)}\right) + 0.42873 \left(1 - 10^{-4.76355\left(1-\frac{T}{T_g}\right)}\right) + 0.78164. \quad (6.6)$$

Hierbei ist für T_g die Temperatur für den Tripelpunkt von Wasser mit 273.16 K einzusetzen. Die spezifische Feuchte q beschreibt schließlich das Verhältnis der Dichte von Wasserdampf in der Luft zur Dichte feuchter Luft mit

$$q = \frac{\rho_w}{\rho_l + \rho_w}. \quad (6.7)$$

Da der Wasserdampf nur einen sehr geringen Anteil an der Luftzusammensetzung hat, kann als Näherung angenommen werden, dass die spezifische Feuchte dem Wasserdampf-Mischungsverhältnis entspricht.

6.2 Prinzip der Wasserdampfmessung mittels LIDAR

Die Wasserdampfmessung geht auf Melfi et al. [1969]; Cooney [1972]; Melfi [1972] zurück. Wie bereits in Kapitel 4.3 besprochen, ist die Intensität der Vibrations-Rotations-Ramansignale direkt proportional zur Anzahlkonzentration der streuenden Moleküle N_x . Dies lässt sich für die Bestimmung des Mischungsverhältnisses ausnutzen, indem man das Verhältnis aus Vibrations-Rotations-Ramansignalen von Wasserdampf und eines Referenzgases bildet [Wandinger, 2005]. Als Referenzgas dient Stickstoff. Da das Verhältnis $f = \frac{\rho_{N_2}}{\rho_{Luft}}$ der Dichte von Stickstoff zur Dichte von Luft bekannt ist, lässt sich das Wasserdampf-Mischungsverhältnis gemäss

$$m_{H_2O} = \frac{\rho_{H_2O}}{\rho_{Luft}} = f \frac{N_{H_2O} M_{H_2O}}{N_{N_2} M_{Luft}} \quad (6.8)$$

¹WMO: engl. World Meteorological Organisation

ermitteln. M_{H_2O} ist hierbei die molare Masse von Wasserdampf und M_{N_2} die molare Masse von Stickstoff. Für N_{H_2O} und N_{N_2} lassen sich nun die Gleichung (4.15) und die Raman-Lidargleichung (Gl.(4.22)) einsetzen. Das Mischungsverhältnis lässt sich schreiben:

$$m_{H_2O}(z) = C_{H_2O} \frac{P_{\lambda_{H_2O}} \exp\left(-\int_0^z \alpha_{\lambda_{N_2}}(\zeta) d\zeta\right)}{P_{\lambda_{N_2}} \exp\left(-\int_0^z \alpha_{\lambda_{H_2O}}(\zeta) d\zeta\right)}. \quad (6.9)$$

Der Kalibrierfaktor C_{H_2O} ergibt sich zu

$$C_{H_2O} = \frac{f M_{H_2O} \sigma_{N_2} \Phi_{\lambda_{N_2}}(\pi)}{M_{N_2} \eta_{\lambda_{N_2}}} \sigma_{H_2O} \Phi_{\lambda_{H_2O}}(\pi) \eta_{\lambda_{H_2O}} \quad (6.10)$$

und wird üblicherweise experimentell durch den Vergleich der Lidar- mit einer Radiosondenmessung ermittelt (siehe Abschnitt 4.4). Zur Messung der Ramansignale von Stickstoff wurde Strahlung mit einer Wellenlänge von 355 nm bzw. 532 nm ausgesendet. Dieses wird dann durch Ramanstreuung mit einer Wellenlänge von 386 nm bzw. 607 nm an Stickstoffmolekülen und mit 407 nm bzw. 660 nm an Wasserdampfmolekülen zurückgestreut. Von den in der Gleichung (6.9) verwendeten Signalstärken $P_{\lambda_{H_2O}}$ und $P_{\lambda_{N_2}}$ muss vor der Berechnung zunächst das Hintergrundsignal abgezogen werden. Dieses Hintergrundsignal ergibt sich aus Himmelslicht und Detektorrauschen und berechnet sich aus dem arithmetischen Mittel der letzten 100 Messwerte einer Messung.

6.3 Korrekturen und Kalibrierung

Bei der Verwendung von Gleichung (6.9) müssen an den gemessenen Signalen zwei Korrekturen vorgenommen werden, die in den Kapiteln 6.3.1 und 6.3.2 beschrieben werden. Des Weiteren ist das Lidar zu kalibrieren. Dies wird in Kapitel 6.3.3 beschrieben.

6.3.1 Korrektur der differentiellen Transmission

Bei der Berechnung des Wasserdampfmischungsverhältnisses muss die Streuung an Molekülen berücksichtigt werden [Ansmann et al., 1990]. Diese Streuung ist elastisch und wird durch die Rayleighstreuung beschrieben. Die Streufunktion hängt von der 4. Potenz der Wellenlänge des Lichtes ab. Dadurch ergeben sich für die Wellenlängen der Stickstoffemissionslinien bei 387 nm oder 607 nm und den Wasserstoffemissionslinien bei 407 nm oder 660 nm unterschiedliche Extinktionskoeffizienten $\alpha_{\lambda}^{sca,mol}(z)$, die in Gleichung (6.9) eingesetzt werden. Der Extinktionskoeffizient ist dabei temperatur- und druckabhängig

und berechnet sich nach Elterman [1968]; Teillet [1990]; Buchholz [1995] aus

$$\alpha_{\lambda}^{mol}(z) = \frac{8\pi^3 (n^2 - 1)^2 (6 + 3\theta) T_0 p(z)}{3\lambda^4 N_x (6 - 7\theta) T(z) p_0} \quad (6.11)$$

mit dem Depolarisationsfaktor $\theta = 0.0301$ für $\lambda = 355$ nm und $\theta = 0.0284$ für $\lambda = 552$ nm [Buchholz, 1995] und der Molekülkonzentration $N_x = 2.547 \times 10^{19} \text{ cm}^{-3}$ für $p_0 = 1013$ hPa und $T_0 = 288$ K. Der Brechungsindex berechnet sich nach [Peck and Reeder, 1972] aus

$$n = \left(\frac{5791817}{238.0185 - (1/\lambda)^2} + \frac{167909}{57.362 - (1/\lambda)^2} \right) \times 10^{-8} + 1. \quad (6.12)$$

Zur Berechnung der Rückstreuoeffizienten wurden die Druck- und Temperaturwerte des letzten Radiosondenaufstieges herangezogen. Die Absorption an Molekülen ist gering und kann vernachlässigt werden [Whiteman, 2003].

Der Effekt der Lichtstreuung und Lichtabsorption an Aerosolpartikeln ist nicht so stark wellenlängenabhängig als die Streuung an Molekülen. Die Wellenlängenabhängigkeit des Partikelextinktionskoeffizienten lässt sich folgendermaßen ausdrücken:

$$\frac{\alpha_{\lambda_0}^{par}}{\alpha_{\lambda_1}^{par}} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_0} \right)^k. \quad (6.13)$$

k ist der Angströmexponent, dessen Größe von den streuenden Partikeln abhängt. Seine Größe variiert zwischen 0 und 2. Für die Berechnung des Rayleighextinktionskoeffizienten wurde die Radiosonde vom 01. August 2007, 23:30 UTC, herangezogen. In Abbildung 6.1a) ist der mittels Gleichung (6.11) berechnete wellenlängenabhängige Rayleighextinktionskoeffizient bei den Wellenlängen von 387 nm und 407 nm für die COPS-Messungen und bei 607 nm und 660 nm für die SAMUM-Messungen dargestellt. Man erkennt deutlich, dass bei kleineren Wellenlängen das Licht stärker geschwächt wird. Somit kommt es zu einer Differenz in der Extinktion zwischen 387 nm und 407 nm Wellenlänge, die sich auf die Wasserdampfbestimmung auswirkt. Abbildung 6.1b) zeigt die Partikelextinktion, die mit Gleichung (6.13) berechnet wurde. Dazu wurde bis in eine Höhe von 2 km ein für COPS typischer Angströmexponenten von $k = 1.5$ und einer optischen Dicke von 0.2 bei 532 nm verwendet. Oberhalb von 2 km, in der freien Troposphäre sind weniger Partikel vorhanden, deshalb wurde hier mit einer optischen Dicke von 0.02 weitergerechnet. Man erkennt, dass die relative Wellenlängenabhängigkeit der Partikelextinktion kleiner als bei der Rayleighextinktion ist. Da aber die Partikelextinktion um größer als die Rayleighextinktion ist, sind die Auswirkungen der Nichtberücksichtigung der Wellenlängenabhängigkeit bei beiden gleich. Abbildung 6.1c) stellt das Transmissionsverhältnis (Exponentialterm in Gleichung 6.9) für Partikelextinktion und Molekülextinktion bei der verwendeten Wel-

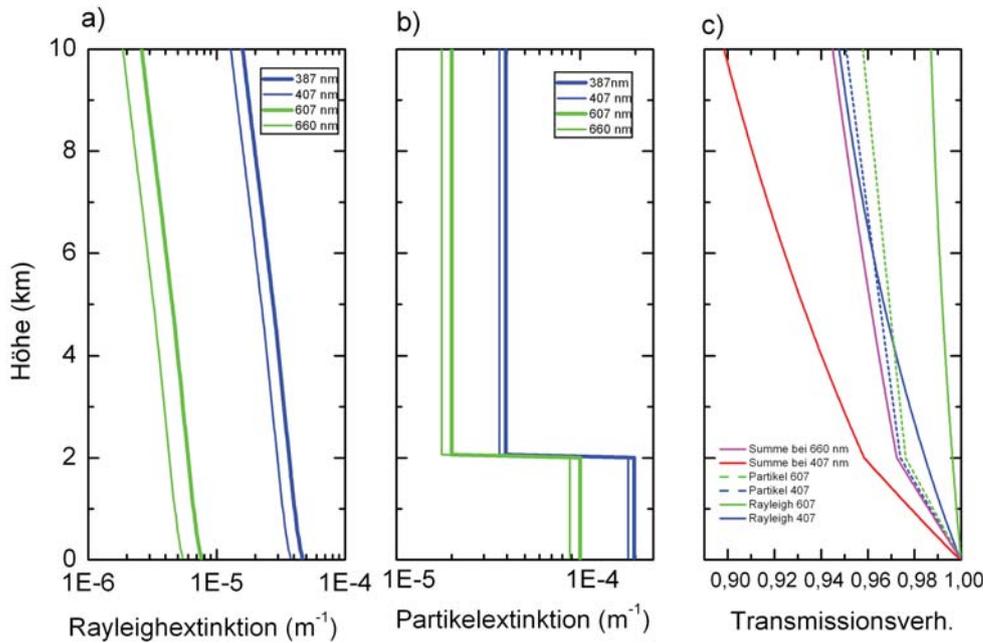


Abb. 6.1: a) Rayleighstreckkoeffizient berechnete mit Gleichung (6.11), b) Partikelstreckkoeffizient berechnet mit Gleichung (6.13 und c) Transmissionsverhältnis, (blau und grün gestrichelt: Partikeltransmissionsverhältnis, blau, grün durchgezogen: Rayleighstreckkoeffizientverhältnis, Summe aus Rayleigh- und Partikeltransmissionsverhältnis bei der Wasserdampfmessung bei 660 nm (pink) und 407 nm (rot)

lenlängen für die Wasserdampfmessung dar. Man erkennt, dass die Nichtbeachtung der Wellenlängenabhängigkeit der Rayleigh- und Partikelstreuung zu relativen Fehlern bei der Wasserdampfmessung von unter 10 % führt. Bei der Wasserdampfmessung mit den Wellenlängen von 387 nm und 407 nm sind die Auswirkungen größer als bei der Messung bei den Wellenlängen 607 nm und 660 nm. Der Fehler, der durch die differenzielle Transmission der Atmosphäre entsteht, liegt unterhalb des relativen statistischen Fehlers.

6.3.2 Korrektur der Filtertransmission bei der Wasserdampfmessung

In Gleichung 4.10 wird deutlich, dass die Ramanstreuung temperaturabhängig ist. Die Besetzung der Rotations-Niveaus folgt einer Maxwell-Boltzmann-Verteilung. Bei steigender Temperatur werden Übergänge zu höheren Rotationsquantenzahlen wahrscheinlicher. Deshalb wird mit steigender Temperatur die Intensität der Linien bei niedrigeren Rotationsquantenzahlen geringer und bei höheren Rotationsquantenzahlen höher (siehe Abb. 6.2) Benutzt man nun einen schmalbandigen Interferenzfilter, der die Spektrallinien bei höheren Rotationsquantenzahlen, die bei höherer Temperatur intensiver werden,

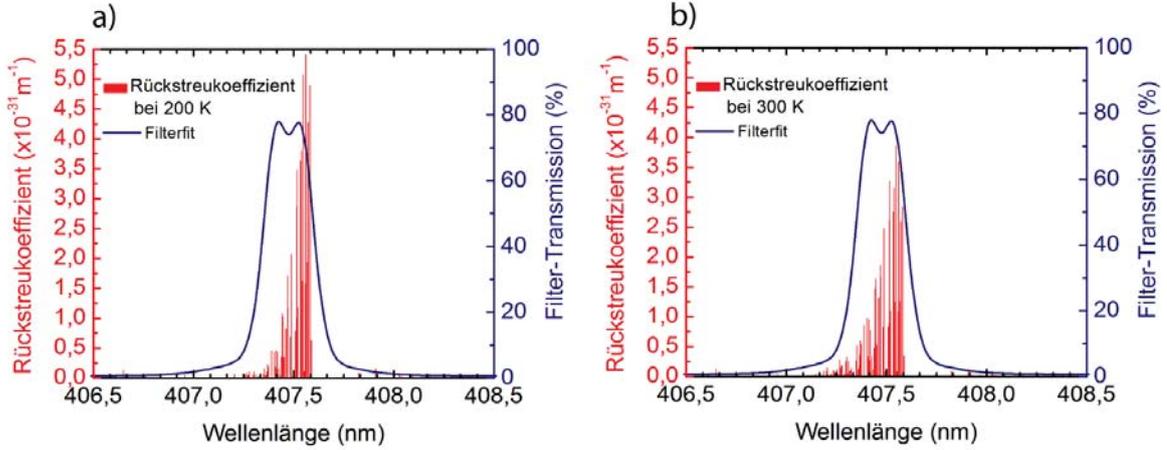


Abb. 6.2: Spektrum der Wasserdampflinien der ersten Rotations-Vibrationsbanden bei einer Anregungswellenlänge von 355 nm bei einer Temperatur von a) 200 K und b) 300 K. Die blaue Kurve beschreibt die Filtertransmission.

abschneidet, kommt es zu einer Temperaturabhängigkeit der Transmission der Empfangsoptik $\eta_\lambda(T)$.

Zur Messung der Rückstreuintensität von Wasserdampf bei 407 nm während COPS wurde ein Interferenzfilter mit einer Halbwertsbreite von 0,25 nm und einer maximalen Transmission bei 407,475 nm verwendet. An die vom Hersteller angegebenen Originalfiltertransmissionswerte wurde eine Funktion τ_{filter} , die sich aus drei addierten Gaußfunktionen zusammensetzt, mit einem Levenberg-Marquard-Algorithmus [Press et al., 1992] angepasst, die zur weiteren Berechnung verwendet wurde. Diese ist in Abbildung 6.3 dargestellt. Die schwarze Kurve gibt die originalen Filterdaten wieder, während die rote Kurve die angepasste Funktion darstellt. Die maximale Abweichung zu den Originalfiltertransmissionsdaten beträgt weniger als 2 Prozent und kann somit bei der Fehlerrechnung vernachlässigt werden. Der differentielle Streuquerschnitt $\frac{\partial\sigma}{\partial\Omega}$ ist nach Avila et al. [2003]:

$$\left(\frac{\partial\sigma}{\partial\Omega}\right)_{(vJ\rightarrow v'J')} = (\tilde{\nu}_o - \tilde{\nu})^4 \frac{e^{-E_0/k_B T}}{Z(T)} A_{(vJ\rightarrow v'J')} \quad (6.14)$$

mit der Wellenzahl $\tilde{\nu}$, der Energie des Ausgangsniveaus E_0 , mit der Rotationsquantenzahl J und der Vibrationsquantenzahl v . Der differentielle Streuquerschnitt ist die Ableitung des Wirkungsquerschnittes nach dem Raumwinkel und ist ein Maß für die Wahrscheinlichkeit, dass ein Photon in einen differentiell kleinen Raumwinkel gestreut wird. Der Koeffizient A wurde von Avila et al. [2003] experimentell ermittelt. Die Zustandssumme $Z_J(T)$ berechnet sich nach Gleichung (4.11). Zur Berechnung des Streuquerschnittes wurde ein FORTRAN-Programm² eingesetzt. Die Abbildung 6.2 zeigt die Temperaturab-

²Programm wurde von Ulla Wandinger (IfT) und David Whiteman (NASA) zur Verfügung gestellt.

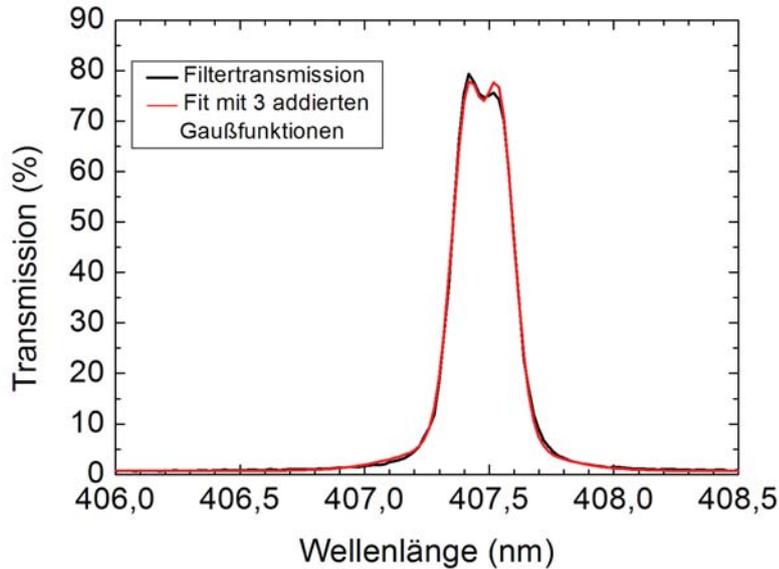


Abb. 6.3: Transmission des Interferenzfilters vor dem Wasserdampfkanal mit maximaler Transmission bei 407.475 nm und einer Halbwertsbreite von 0.25 nm (schwarz). Die an die Filtertransmissionskurve die angepasste Funktion als Summe von drei Gaußfunktionen ist rot.

hängigkeit der Rotations-Vibrationslinien. Es ist der Rückstreukoeffizient $\beta_{H_2O}(\lambda)$ über der Wellenlänge links bei 200 K und rechts bei 300 K dargestellt. Der Rückstreukoeffizient berechnet sich aus dem Streuquerschnitt und der Anzahlkonzentration an streuenden Molekülen. Für dieses Beispiel wurde ein Wasserdampf-Mischungsverhältnis der Atmosphäre von 10 g/kg verwendet. Auf die Bestimmung der Korrekturfunktion hat dies jedoch keinen Einfluss, da in Gleichung 6.16 durch die Summe aller Rückstreukoeffizienten geteilt wird. Die blaue Kurve beschreibt die Transmission des Filters. Es ist deutlich zu erkennen, dass der maximale Rückstreukoeffizient mit zunehmender Temperatur abnimmt, während die Intensität in den Flügeln zunimmt.

Die Rückstreuintensitäten der Linien aus Abbildung 6.2 wurden anschließend mit den Werten angepassten Filtertransmissionskurve (τ_{Filter}) (Abb.6.3) multipliziert und aufintegriert, um die transmittierte Intensität I_{trans} zu berechnen:

$$I_{trans} = \int \beta_{H_2O}(\lambda) \cdot \tau_{Filter}(\lambda) d\lambda. \quad (6.15)$$

Mittels einer polynominalen Regression 3. Ordnung der Form $y = a + bT + cT^2 + dT^3$ wurde eine temperaturabhängige Funktion an die Transmissionswerte angepasst, die in Abbildung 6.4 dargestellt ist. Um nun die temperaturabhängige Funktion zur Transmission des Wasserdampfsignales zu bekommen, musste diese Funktion durch das Integral über alle Rückstreuintensitäten des Wasserdampf-Rotations-Vibrations-Spektrums geteilt

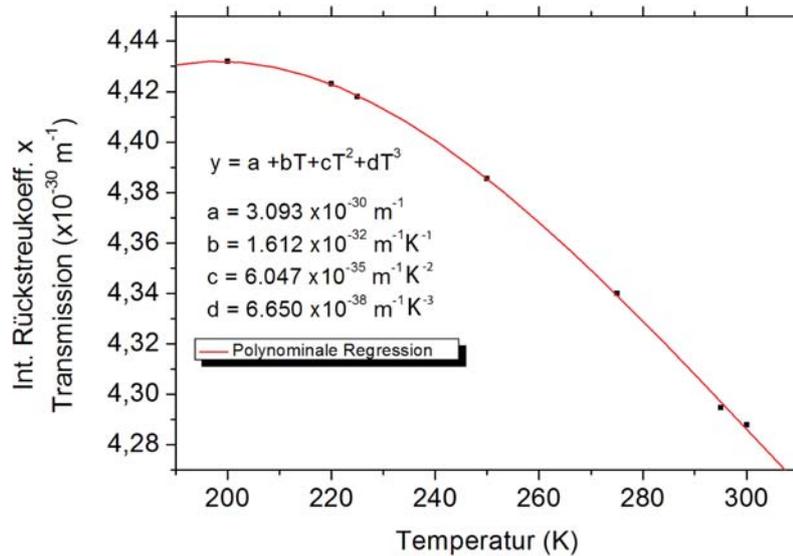


Abb. 6.4: Aufintegrierte Linienstärke (Wasserdampf-Rotations-Vibrationsbanden aus Abb. 6.2) unter Berücksichtigung der Filtertransmissionskurve 6.3 für Temperaturen von 200 - 300 K. An die berechneten Punkte wurde eine polynomiale Funktion 3. Ordnung angepasst (rot).

werden. Die temperaturabhängige Filterkorrektur lautet nun:

$$\eta(T) = \frac{a + bT + cT^2 + dT^3}{\int \beta_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda) d\lambda}, \quad (6.16)$$

mit den Koeffizienten

$$\begin{aligned} a &= 3.093 \times 10^{-30} \text{ m}^{-1}, \\ b &= 1.612 \times 10^{-32} \text{ m}^{-1} \text{ K}^{-1}, \\ c &= 6.05 \times 10^{-35} \text{ m}^{-1} \text{ K}^{-2}, \\ d &= 6.65 \times 10^{-38} \text{ m}^{-1} \text{ K}^{-3} \\ \int \beta_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda) d\lambda &= 7.5 \times 10^{-30} \text{ m}^{-1} \end{aligned}$$

Abbildung 6.5 zeigt die Temperaturabhängigkeit der Transmission des 407-nm-Interferenzfilters. Man erkennt, dass über 40 % der von Wasserdampf rückgestreuten Strahlung den Filter nicht passieren. Eine Temperatursenkung von 100 K bewirkt eine 2 % schwächere Transmission.

Bei SAMUM wurde ein breitbandiger Filter mit einer Halbwertsbreite von 3 nm benutzt. Dadurch lagen die intensitätsstarken Linien innerhalb der maximalen Filtertransmission, während in den Flügeln der Filterkurve nur sehr schwache Linien zu finden waren.

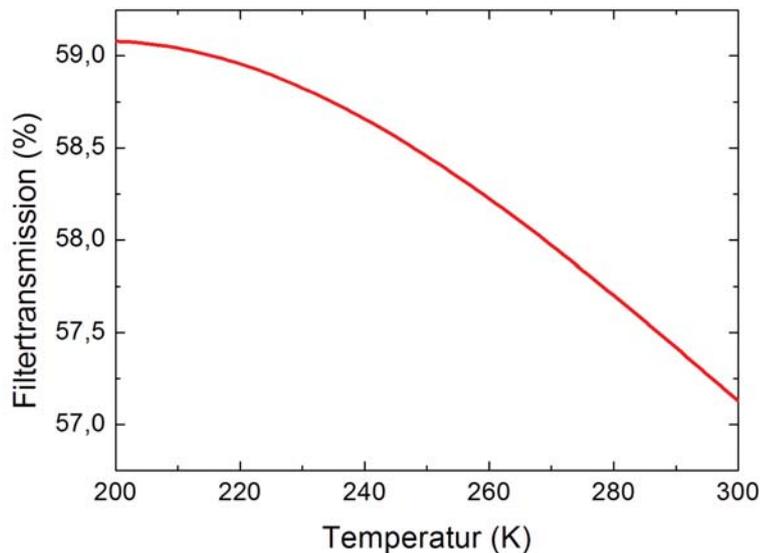


Abb. 6.5: Temperaturabhängige Filtertransmission des Wasserdampfinterferenzfilters bei 407 nm.

Deshalb war bei den SAMUM-Messungen der Effekt der temperaturabhängigen Filtertransmission sehr klein gegenüber den Messfehlern und wurde daher vernachlässigt.

6.4 Bestimmung der Kalibrierkonstanten C_{H_2O}

Die Bestimmung des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit der Ramanmethode nach Gleichung 6.9 setzt die Kenntnis des Kalibrierfaktors C_{H_2O} voraus. C_{H_2O} wird aus dem Vergleich einer Lidarmessung mit einer zeitnahen Radiosondenmessung ermittelt. Dabei geht man von der Annahme aus, dass das Feuchteprofil der Radiosonde fehlerfrei ist. Es wurden bei COPS an der Supersite M täglich 4 Radiosonden von den Mitarbeitern der ARM-Site (www.arm.gov/sites/amf/blackforest/) gestartet. Ein Problem besteht in der Verdriftung der Radiosonde während ihres Aufstieges. Der Versatz kann bis zu 100 km betragen. Da die Radiosonde auch noch mehr als eine Stunde für den Aufstieg benötigt und die Lidarmessung in wenigen Minuten erfolgt, ist ein zeitnaher Vergleich des gesamten troposphärischen Wasserdampfprofils ebenfalls nicht möglich.

Die Bestimmung der Wasserdampfkalibrierkonstante ist in Abbildung 6.6 illustriert. Zunächst wurden die Lidarsignalprofile jeweils über 1 Stunde gemittelt und hinsichtlich Rayleigh- und Filtertransmissionseffekt korrigiert und mit der zeitlich am nächsten gelegenen Radiosondenmessung des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses verglichen. Dabei wurden die Profilwerte für jede Höhenstufe verglichen. In Abbildung 6.6 sind nur die

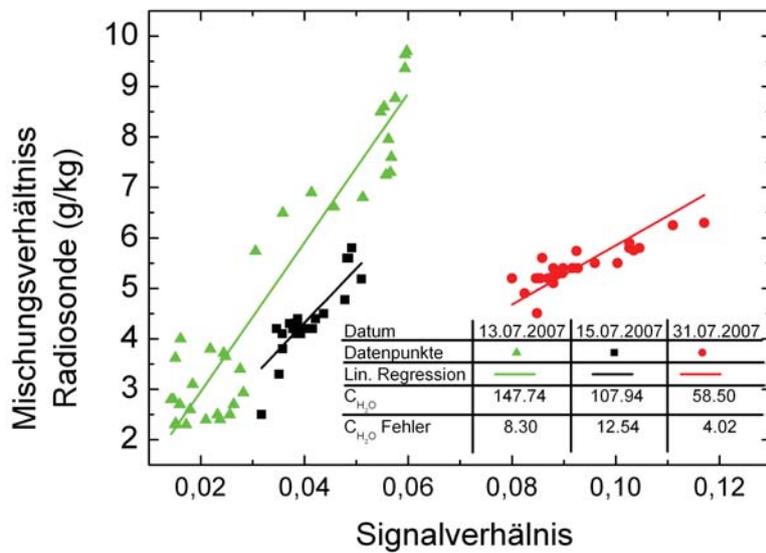


Abb. 6.6: Mischungsverhältnis (aus Radiosondenmessung) als Funktion des Wasserdampf-Stickstoff-Signalverhältnisses (nach Korrektur von Rayleigh- und Filtertransmissionseffekt) für die Messung am 13.7. (grün), 15.7. (schwarz), 31.7.2007 (rot)

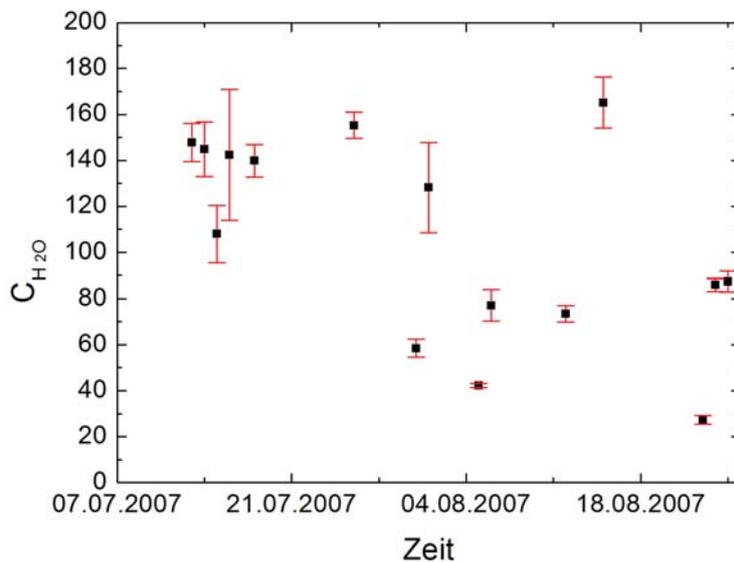


Abb. 6.7: Wasserdampfkalibrierkonstanten C_{H_2O} (13.07. - 25.08.2007)

Wertepaare berücksichtigt, die gleiche Profilstrukturen aufweisen und damit anzeigen, dass die gleiche Luftmasse vermessen wurde. Üblicherweise sind die Profilschnitte von 1 - 5 km Höhe ähnlich und können zur Kalibrierung herangezogen werden. Anschließend wurde eine lineare Regression mit $m(\text{Radiosonde}) = C_{H_2O} \cdot \text{Signalverhältnis}$ durchge-

führt. Die relativen Regressionsfehler der Konstanten lagen meist im Bereich von 10 %. Um eine Übersteuerung der Photonenzählkanäle durch zu viel einfallendes Licht zu verhindern, wurden je nach atmosphärischen Bedingungen verschiedene Graufilter verwendet. Abbildung 6.7 gibt einen Überblick über alle COPS-Kalibrier-Vergleiche (Sonde-Lidar). Wegen der tagesabhängigen H_2O -Graufilterwahl ergaben sich starke Schwankungen im C_{H_2O} Datensatz. Insgesamt wurden zwanzig verschiedene Kalibrierkonstanten für zwanzig auswertbare Messungen berechnet. Sie lagen je nach Wahl des Graufilters im Bereich von 27.4 bis 3202.8 und wichen somit zum Teil zwei Größenordnungen voneinander ab.

6.5 Fehlerrechnung für das Wasserdampf-Mischungsverhältnis

Zur Bestimmung des Gesamtfehlers der Lidar-Wasserdampfmessung als Funktion der Unsicherheit in der Kalibrierung wurde das Gaußsche Fehlerfortpflanzungsgesetz angewandt. Demnach ist der Fehler des Ergebnisses $q(x_1, x_2, \dots)$ gegeben durch

$$q(x_1 + h_1, x_2 + h_2, \dots) = q(x_1, x_2, \dots) + \sum_{k=1}^n \frac{\partial q}{\partial x_k} \cdot h_k. \quad (6.17)$$

h_k ist der Fehler der Einzelwerte. Gleichung (6.17) setzt voraus, dass die Messfehler klein gegenüber dem Messwert sind (relative Fehler im Bereich von 10 - 20 %). Für den Gesamtfehler Δq ergibt sich somit

$$\Delta q = q(x_1 + h_1, x_2 + h_2, \dots) - q(x_1, x_2, \dots) = \sum_{k=1}^n \frac{\partial q}{\partial x_k} \cdot h_k. \quad (6.18)$$

Für eine ausreichend große Anzahl von q_i , ergibt sich die Varianz σ_p^2 von q_i aus

$$\sigma_p^2 = \lim_{n \rightarrow \infty} \left[\frac{1}{n} \sum (q_i - \bar{q})^2 \right], \quad (6.19)$$

$$\bar{q} = (\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots). \quad (6.20)$$

Setzt man nun

$$q_i - \bar{q} \cong (x_{1i} - \bar{x}_1) \frac{\partial q}{\partial x_{1i}} + (x_{2i} - \bar{x}_2) \frac{\partial q}{\partial x_{2i}} + \dots \quad (6.21)$$

ein, so erhält man für die Varianz

$$\sigma_p^2 = \left(\frac{\partial q}{\partial x_{1i}} \right)^2 \sigma_{x_1}^2 + \left(\frac{\partial q}{\partial x_{12}} \right)^2 \sigma_{x_2}^2 + \left(\frac{\partial q}{\partial x_{1i}} \right) \cdot \left(\frac{\partial q}{\partial x_{2i}} \right) \sigma_{x_1 x_2} + \dots \quad (6.22)$$

mit

$$\sigma_{x_1}^2 = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{1}{n} \sum (x_{1i} - \bar{x}_1)^2, \quad \sigma_{x_2}^2 = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{1}{n} \sum (x_i - \bar{x}_2)^2, \quad \dots \quad (6.23)$$

und der Kovarianz

$$\sigma_{x_1 x_2} = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{1}{n} \sum (x_i - \bar{x}_1)(x_{2i} - \bar{x}_2). \quad (6.24)$$

Sind die Messwerte x_i nicht korreliert und die Kovarianz somit entsprechend klein, kann die Kovarianzterme vernachlässigt werden. Somit ergibt sich die Gaußsche Fehlerfortpflanzung

$$\Delta q = \sigma_p = \sqrt{\left(\frac{\partial q}{\partial x_{1i}}\right)^2 \sigma_{x_1}^2 + \left(\frac{\partial q}{\partial x_{2i}}\right)^2 \sigma_{x_2}^2 + \dots} \quad (6.25)$$

Im Falle der Wasserdampfmessung nach der Ramanlidar-Methode sind Fehlerquellen, die Korrektur der Rayleighstreuung, die Korrektur der temperaturabhängigen Filtertransmission, die Bestimmung der Kalibrierkonstanten und das Signalrauschen. Bevor die Gesamtfehlergleichung hergeleitet wird, folgt zunächst eine kurze Betrachtung zum Signalfehler aufgrund des Rauschens. Die aus der Atmosphäre zurückgestreuten detektierten Photonen sind poisson verteilt. Die Poissonverteilung ergibt sich aus der Binomialverteilung für sehr kleine Wahrscheinlichkeiten. Die Wahrscheinlichkeit $W(x)$, dass ein Ereignis x (bei Photonen zählung Detektion eines Photons) im Zeitintervall Δt eintritt, berechnet sich aus der Binomialverteilung [Schönwiese, 2000]:

$$W(x) = \binom{n}{k} p_w^x j^{n-x}. \quad (6.26)$$

n gibt die Anzahl der Versuche, k die Anzahl der detektierten Photonen und p die Eintreffwahrscheinlichkeit an. Bei der Photonen zählmethode wird ein Einzelversuch, der zwei verschiedene Ergebnisse haben kann, unter identischen Bedingungen n mal wiederholt. p_w gibt die Wahrscheinlichkeit, dass der Messwert x bei einem Einzelereignis auftritt, an. Werden nun die Zeitabstände Δt zwischen den Versuchen entsprechend verkleinert, so dass eine große Zahl an Versuchen n erzeugt wird, dann wird die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens des Ereignisses x (Photon detektiert) entsprechend klein. Somit ergibt sich für

$n \rightarrow \infty$ und $p \rightarrow 0$ und $\bar{x} = n \cdot p$ [Blüm, 2002] als Wahrscheinlichkeit

$$\begin{aligned}
 W(x) &= \frac{n!}{x!(n-x)!} \left(\frac{\bar{x}}{n}\right)^x \cdot \frac{\left(1 - \frac{\bar{x}}{n}\right)^n}{\left(1 - \frac{\bar{x}}{n}\right)^x} & (6.27) \\
 &= \frac{\bar{x}^x}{x!} \cdot \frac{n \cdot (n-1) \cdot \dots \cdot (n-x+1)}{n^x} \cdot \frac{\left(1 - \frac{\bar{x}}{n}\right)^n}{\left(1 - \frac{\bar{x}}{n}\right)^x} \\
 &= \frac{\bar{x}^x}{x!} \underbrace{\left(1 - \frac{\bar{x}}{n}\right)^n}_{=e^{-\bar{x}}} \cdot \frac{n^x}{n^x} \cdot \underbrace{\left(1 - \frac{1}{n}\right) \cdot \dots \cdot \left(1 - \frac{x-1}{n}\right)}_{=1} \left(1 - \frac{\bar{x}}{n}\right)^{-x} \\
 &= e^{-\bar{x}} \frac{\bar{x}^x}{x!}.
 \end{aligned}$$

Die Varianz der Verteilung errechnet sich aus dem 2.Moment, das als

$$\sigma_x^2 = \sum_{x=0}^{\infty} (x - \bar{x})^2 W(x) = \bar{x} \quad (6.28)$$

definiert ist. Somit berechnet sich der statistische Fehler der Einzelwerte aus der Wurzel des Mittelwertes aller Einzelwerte

$$\sigma_{x_i} = \sqrt{\bar{x}}. \quad (6.29)$$

Das heißt, im Falle der Lidarsignale ist die Varianz gleich dem Signalmittelwert.

Für die Bestimmung des Gesamtfehlers der Wasserdampfmessung werden die Fehler der Rayleigh- und Filtertransmissionskorrektur vernachlässigt, da sie klein gegenüber dem statistischen Fehler sind. Zum Wasserdampffehler tragen maßgeblich die Unsicherheit der Kalibrierkonstante ΔC_{H_2O} und der Signalfehler bei.

$$m_{H_2O} = C_{H_2O} \frac{P_{H_2O}}{P_{N_2}} = C_{H_2O} \frac{P_{H_2O,m} - P_{H_2O,n}}{P_{N_2,m} - P_{N_2,n}}. \quad (6.30)$$

$P_{H_2O,m}$ und $P_{N_2,m}$ sind die gemessenen Signale, von denen die Hintergrundsignale $P_{H_2O,n}$ und $P_{N_2,n}$ abziehen sind, um die Signale $P_{H_2O} = P_{H_2O,m} - P_{H_2O,n}$ und $P_{N_2} = P_{N_2,m} - P_{N_2,n}$ in Gleichung (6.9) zu erhalten. Die Hintergrundsignale werden aus dem Mittelwert der höchsten $n_s = 100$ Messwerte von jeder Einzelmessung ermittelt. Nach Gleichung (6.29) berechnet sich der statistische Fehler des Einzelwertes aus der Wurzel des Einzelwertes mit $\Delta P_{H_2O} = \sqrt{P_{H_2O}}$ und $\Delta P_{N_2} = \sqrt{P_{N_2}}$. Dies wendet man mit der Gaußsche Fehlerfortpflanzung Gl.(6.25) auf Gleichung (6.9) an. Mit den Ableitungen

$$\frac{\partial m_{H_2O}}{\partial P_{H_2O,m}} = \frac{C_{H_2O}}{P_{N_2,m} - P_{N_2,n}}, \quad \frac{\partial m}{\partial P_{H_2O,n}} = -\frac{C_{H_2O}}{P_{N_2,m} - P_{N_2,n}} \quad (6.31)$$

und

$$\frac{\partial m_{H_2O}}{\partial P_{N_2,m}} = C_{H_2O} \frac{-P_{H_2O,m} + P_{H_2O,n}}{(P_{N_2,m} - P_{N_2,n})^2}, \quad \frac{\partial m_{H_2O}}{\partial P_{N_2,n}} = C_{H_2O} \frac{P_{H_2O,m} - P_{H_2O,n}}{(P_{N_2,m} - P_{N_2,n})^2} \quad (6.32)$$

kommt man auf die Gleichung

$$\Delta m_{H_2O}^{stat} = \sqrt{C_{H_2O}^2 \frac{P_{H_2O,m} + P_{H_2O,n}}{(P_{N_2,m} - P_{N_2,n})^2} + C_{H_2O}^2 \frac{(P_{H_2O,m} - P_{H_2O,n})^2}{(P_{N_2,m} - P_{N_2,n})^4} \cdot (P_{N_2,m} + P_{N_2,n})}. \quad (6.33)$$

Mit Division durch m_{H_2O} erhält man den relativen statistischen Fehler $\frac{\Delta m_{H_2O}}{m_{H_2O}}$ mit

$$\frac{\Delta m_{H_2O}^{stat}}{m_{H_2O}} = \sqrt{\frac{P_{H_2O,m} + P_{H_2O,n}}{P_{H_2O}^2} + \frac{P_{N_2,m} + P_{N_2,n}}{P_{N_2}^2}}. \quad (6.34)$$

Die zeitliche Mittelung über n Messungen von $m_{H_2O}(t)$ führt zur Reduktion des Fehlers gemäß [Schönwiese, 2000]:

$$\Delta \bar{x} = \sqrt{\left(\frac{\partial \bar{x}}{\partial x_1} \Delta x_1\right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial \bar{x}}{\partial x_n} \Delta x_n\right)^2} \quad (6.35)$$

mit $\Delta x_1 = \dots = \Delta x_n = \Delta x$ und $\frac{\partial \bar{x}}{\partial x_i} = \frac{1}{n}$ folgt

$$\Delta \bar{x} = \sqrt{\left(\frac{1}{n} \Delta x\right)^2 + \dots + \left(\frac{1}{n} \Delta x\right)^2} = \sqrt{\frac{n \cdot (\Delta x)^2}{n^2}}$$

$$\Delta \bar{x} = \frac{\Delta x}{\sqrt{n}}. \quad (6.36)$$

n bezeichnet die Anzahl der gemittelten Daten. Für eine Glättung durch zeitliches Mitteln ergibt sich somit eine mit \sqrt{n} verbesserte Genauigkeit der Werte.

Bei räumlicher Glättung der Signalprofile P_{H_2O} und P_{N_2} beziehungsweise des Signalquotienten $\frac{P_{H_2O}}{P_{N_2}}$ mit der Glättungslänge $l \cdot \Delta z$, wobei Δz die Signalaufösung ist, ist $l \cdot P$ anstatt P in der Gleichung (6.36) zu verwenden. Der Fehler verringert sich also mit $\frac{1}{\sqrt{l}}$.

Der Gesamtfehler des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses berechnet sich nach Gleichung (6.25) zu

$$\Delta m_{H_2O} = \sqrt{\Delta (m_{H_2O}^{stat})^2 + \left(\frac{\partial m_{H_2O}}{\partial C_{H_2O}} \Delta C_{H_2O}\right)^2}. \quad (6.37)$$

Wobei für ΔC_{H_2O} der Standardfehler der Regression verwendet wurde.

Kapitel 7

Temperaturmessung

7.1 Prinzip der Temperaturmessung

Die Temperaturmessung mit der Rotations-Ramanmethode wurde von Cooney [1970, 1972] entwickelt. Im folgenden Kapitel wird das Prinzip dieser Temperaturmessmethode erläutert. Eine genauere Beschreibung findet man z.B. in Behrendt [2005]. Wie bereits in Kapitel 3 erwähnt, wird bei der Temperaturmessung nach der Ramanmethode ausgenutzt, dass die Intensität der Rotations-Ramanlinien temperaturabhängig ist (siehe. Gleichung (4.10)). Je höher die Temperatur, desto breiter ist das Linienspektrum. Die Besetzung

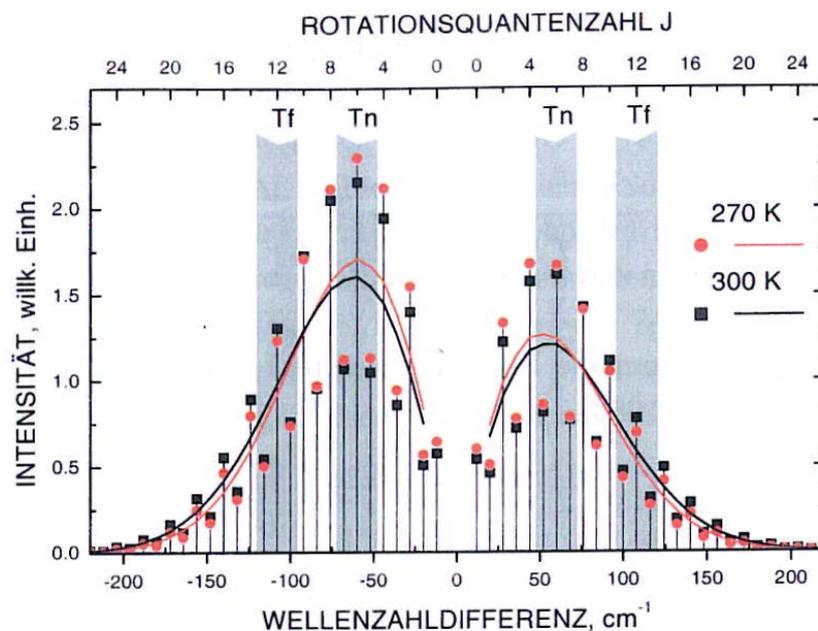


Abb. 7.1: Darstellung reiner Rotations-Ramanlinien von Stickstoff bei verschiedenen Temperaturen Mattis [2002].

der Rotations-Niveaus folgt einer Maxwell-Boltzmann-Verteilung. Bei steigender Temperatur werden Übergänge zu Niveaus höherer Rotationsquantenzahlen wahrscheinlicher. Es werden also mit steigender Temperatur mehr Übergänge zwischen energetisch weiter entfernten Niveaus möglich. Das hat zur Folge, dass weniger Übergänge zwischen energetisch benachbarten Zuständen erfolgen. Abbildung 7.1 zeigt die relativen Intensitäten der Rotations-Ramanlinien für die Temperaturen 270 K und 300 K. Dies lässt sich zur Temperaturmessung ausnutzen. Man misst die Rückstreusignale $P_n(z)$ und $P_f(z)$ in einem spektralen Bereich, wo sich die Signalintensität P_n mit steigender Temperatur verringert, und in einem spektralen Bereich, wo sich die Signalintensität (P_f) mit steigender Temperatur vergrößert. Der Index n steht dabei für verhältnismäßig nahe an der Ausgangswellenlänge $\lambda = 532$ nm und f steht für verhältnismäßig fern von der Ausgangswellenlänge. Für die Messungen werden die Stickstoff-Ramanlinien um $J = 6$ (530.4 nm und 533.8 nm) und $J = 12$ (529.0 nm und 535.2 nm) nm aus dem S- und dem O- Zweig benutzt. Dies ist in Abbildung 7.1 dargestellt. Durch Messung dieser Rückstreuintensitäten P_n und P_f und anschließender Verhältnisbildung $\frac{P_n}{P_f}$, kann man direkt auf die Temperatur schließen. Das Signalverhältnis $R(z)$ aus den beiden Rotations-Ramansignalen $P_n(z) = P_\lambda(J = 6, z)$ und $P_f(z) = P_\lambda(J = 12, z)$,

$$R(z) = \frac{P_n(z)}{P_f(z)} \quad (7.1)$$

lässt sich ausdrücken durch

$$R(z) = \frac{P_n(z)}{P_f(z)} = \exp\left(\frac{E_{rot}(J_f) - E_{rot}(J_n)}{kT(z)} + \ln S(J_n) - \ln S(J_f)\right). \quad (7.2)$$

Diese Gleichung hat die allgemeine Form $R = \exp\left(\frac{A_T}{T} + B_T\right)$. Somit ergibt sich für die Temperatur [Arshinov et al., 1983]:

$$T(z) = \frac{A_T}{\ln(R(z)) - B_T}. \quad (7.3)$$

A_T und B_T bezeichnen die experimentell zu bestimmenden Kalibrierkonstanten.

7.2 Bestimmung der Kalibrierkonstanten A_T und B_T

Zur Bestimmung der Konstanten A_T und B_T in Gl. (7.3) werden wieder wie im Fall der Wasserdampfmessung Lidar- und Radiosondenmessung miteinander verglichen. Dabei wird ebenfalls auch hier angenommen, dass die Radiosonde fehlerfrei misst. Es wird der Logarithmus des Signalverhältnisses $\ln(R)$ über die Radiosondentemperatur aufgetragen

und durch nichtlineare Regression eine Funktion

$$y = \ln(R_{fit}(T_{Sonde})) = \frac{A_T}{T} + B_T \quad (7.4)$$

angepasst. Die Konstanten A_T und B_T werden durch den Levenberg-Marquardt-Algorithmus [Press et al., 1992] ermittelt. Dabei wird die mittlere quadratische Abweichung

$$\chi^2 = \sum_{n=1}^N \frac{|\ln(R(n)) - \ln(R_{Fit}(n))|^2}{w(n)^2} \quad (7.5)$$

der Datenpunkte $\ln(R(n))$ zur Funktion (7.4) minimiert, wobei N die Gesamtzahl der Datenpunkte ist. Der Faktor $w(n)$ ist der statistische Gewichtungsfaktor der einzelnen Daten. Er sorgt dafür, dass bei größerer Standardabweichung (gemäß Signalrauschen) der Einfluss der jeweiligen Daten geringer wird. In Abbildung 7.2 sind Messungen und die sich jeweils mit der nichtlinearen Regression ergebenden Funktion für 3 Messtage dargestellt. Die sich daraus ergebenden Konstanten A_T und B_T sind in Tabelle 7.1 zusammengestellt. Die im Diagramm gezeigten Messungen sind vom 15.5.2006 bis zum 17.5.2006 während der SAMUM-I-Kampagne in Marokko durchgeführt worden. Die Daten wurden zeitlich über 2 Stunden gemittelt. Auf eine Höhenglättung wurde verzichtet, da zum einen die Voraussetzung der Nicht-Autokorrelation der Daten verloren geht und zum anderen der

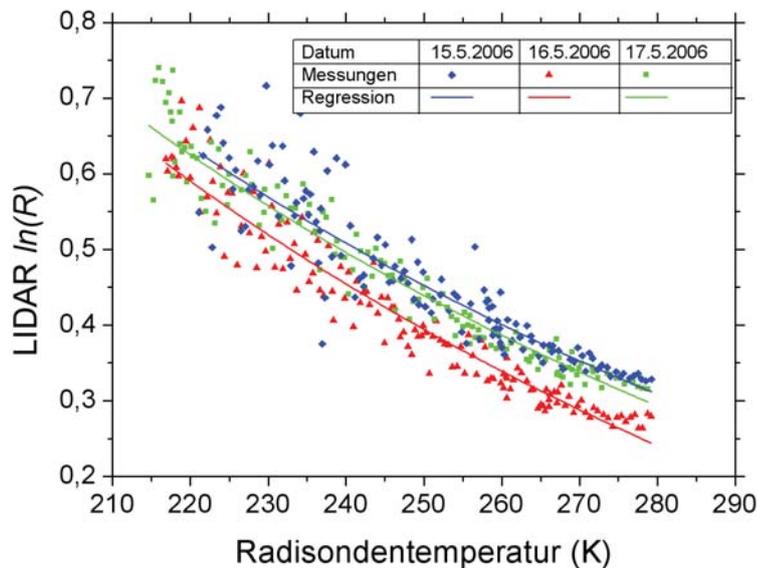


Abb. 7.2: Messung des logarithmischen Signalverhältnisses für drei aufeinanderfolgende Messtage aufgetragen gegen über der gemessenen Radiosondentemperatur. Die Messwerte beziehen sich auf Höhen von 2.5 - 10 km. Ebenfalls dargestellt sind die jeweiligen nichtlinearen Regressionsfunktionen. Die Messungen erfolgten in Ouarzazate, Marokko, während der SAMUM-I-Kampagne.

Datum	$A_T(K)$	$\Delta A_T(K)$	B_T	ΔB_T
11.05.06	300.3	± 17.4	-0.62	± 0.06
13.05.06	346.7	± 9.4	-0.84	± 0.04
14.05.06	379.6	± 9.8	-1.01	± 0.13
15.05.06	335.6	± 13.4	-0.89	± 0.05
16.05.06	346.6	± 7.7	-0.94	± 0.03
17.05.06	369.8	± 8.5	-1.08	± 0.03
18.05.06	316.8	± 16.1	-0.93	± 0.06

Tab. 7.1: Berechnete Kalibrierkonstanten für alle auswertbaren Messtage bei SAMUM I und deren Standardfehler.

physikalische Zusammenhang zwischen Temperatur und logarithmischem Signalverhältnis verwischt [Mattis, 2002]. Es lässt sich in der Tabelle erkennen, dass die Kalibrierkurven teilweise erheblich voneinander abweichen. Dadurch war es nicht möglich, allgemein gültige Kalibrierkonstanten für dieses Lidargerät zu ermitteln. Die Kalibrierkonstanten mussten bei jeder Messung von neuem bestimmt werden. Die tägliche Neujustierung des Lidars während der SAMUM-Kampagne ist der Hauptgrund für die sich ständig ändernden Systemkonstanten. Die ermittelten Konstanten sind mit ihrem Standardfehler in Tabelle 7.1 zusammengefasst. Der Standardfehler von A_T liegt meist unter 5 % wobei der Standardfehler von B_T zwischen 3 und 12 % des ermittelten Wertes liegt.

7.3 Fehler der Temperatur

Der Gesamtfehler der Temperatur berechnet sich nach der Gaußschen Fehlerfortpflanzung gemäß Gl.(6.25) aus dem statistischen Fehler des logarithmischen Signalverhältnisses und aus dem Fehler der nichtlinearen Regression zur Ermittlung der konstanten A_T und B_T . Dies führt zu folgender Gleichung

$$\Delta T_{Lidar}(z) = \sqrt{(\Delta T_{Lidar}^{stat}(z))^2 + \left(\Delta T_{Lidar}^{A_T, B_T}(z)\right)^2}. \quad (7.6)$$

Der Temperaturfehler $\Delta T_{lidar}^{A_T, B_T}$, der durch die Unsicherheit der angepassten Funktion $y(A_T, B_T)$ entsteht, wird über das Vertrauensband ermittelt, indem die Werte mit 95 prozentiger Wahrscheinlichkeit liegen. Dabei wird an der oberen und unteren Grenze des Vertrauensbereiches eine Funktion T_{VF}^O bzw. T_{VF}^U mittels nichtlinearer Regression mit

$$T_{VF}^{O,U} = \frac{A_{VF}}{\ln(R) - B_{VF} + C_{VF}^{O,U} \ln(R)^2} \quad (7.7)$$

angepasst [Mattis, 2002]. Der Term $C_{VF}^{O,U} \ln(R)^2$ hat keine physikalische Bedeutung und dient nur dazu, die Funktion an die abweichende Form des Vertrauensbereiches von der Kalibrierkurve anzupassen. Der durch Anpassung der Funktion entstehenden Temperaturfehler $\Delta T_{Lidar}^{A,B}$ berechnet sich nun aus der Differenz der beiden Vertrauensbereichsfunktionen:

$$\Delta T_{Lidar}^{A_T, B_T}(\ln(R)) = \frac{T_{VF}^O(\ln(R)) - T_{VF}^U(\ln(R))}{2}. \quad (7.8)$$

Der statistische Fehler der Lidarsignale berechnet sich aus

$$\Delta T_{Lidar}^{stat}(z) = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial P_n} \Delta P_n(z)\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial P_f} \Delta P_f(z)\right)^2}. \quad (7.9)$$

Die Signale $P_n = P_{n,m} - P_{n,n}$, $P_f = P_{f,m} - P_{f,n}$ stellen wiederum die hintergrundkorrigierten gemessenen Signale dar. $P_{n,m}$ und $P_{f,n}$ bezeichnen die gemessenen Signale und $P_{n,n}$, $P_{f,n}$ stehen für die Hintergrundsignale. Diese wurden aus dem Mittelwert der 100 letzten Messwerte einer Messung ermittelt. Somit ergibt sich für die Temperatur die Gleichung

$$T = \frac{A_T}{\ln\left(\frac{P_{n,m} - P_{n,n}}{P_{f,m} - P_{f,n}}\right) - B_T}. \quad (7.10)$$

Die entsprechenden Ableitungen

$$\frac{\partial T}{\partial P_{n,m}} = -\frac{\partial T}{\partial P_{n,n}} = \frac{A_T}{\left(\ln\left(\frac{P_{n,m} - P_{n,n}}{P_{f,m} - P_{f,n}}\right) - B_T\right)^2 (P_{n,m} - P_{n,n})}, \quad (7.11)$$

$$\frac{\partial T}{\partial P_{f,n}} = -\frac{\partial T}{\partial P_{f,m}} = \frac{A_T}{\left(\ln\left(\frac{P_{n,m} - P_{n,n}}{P_{f,m} - P_{f,n}}\right) - B_T\right)^2 (P_{f,m} - P_{f,n})}, \quad (7.12)$$

dieser Funktion setzt man in die Gaußsche Fehlerfortpflanzungsformel (Gl (6.25)) ein und ersetzt wie bei der Wasserdampffehlerberechnung nach der Poissonstatistik ΔP_f durch $\sqrt{P_f}$ und ΔP_n durch $\sqrt{P_n}$. Somit erhält man für den statistischen Fehler der Temperatur die Gleichung

$$\Delta T_{Lidar}^{stat} = \frac{A_T}{\left(\ln\left(\frac{P_{n,m} - P_{n,n}}{P_{f,m} - P_{f,n}}\right) - B_T\right)^2} \sqrt{\frac{P_{n,m} + P_{n,n}}{P_n^2} + \frac{P_{f,m} + P_{f,n}}{P_f^2}}. \quad (7.13)$$

7.4 Berechnung des Fehlers der relativen Feuchte

Um den Fehler der relativen Feuchte zu berechnen, wendet man das Gaußsche Fehlerfortpflanzungsgesetz (Gl (6.25)) auf Gleichung (6.4) an und erhält

$$\begin{aligned}\Delta U &= \sqrt{\left(\frac{\partial U}{\partial e_w} \Delta e_w\right)^2 + \left(\frac{\partial U}{\partial E_s} \Delta E_s\right)^2} \\ &= \sqrt{\left(\frac{1}{e_w} \Delta e_w\right)^2 + \left(\frac{e_w}{E_s^2} \Delta E_s\right)^2}.\end{aligned}\quad (7.14)$$

Zur Berechnung des Sättigungsdampfdruckes über die mit dem Lidar ermittelte Temperatur liefert die Magnusformel (Gl.(6.5)) ausreichende Genauigkeit. Zur Berechnung des Fehlers des Sättigungsdampfdruckes wurde deshalb das Gaußsche Fehlerfortpflanzungsgesetz auf die Magnusformel angewendet. Der Sättigungsdampfdruckfehler ergibt sich dann zu

$$\Delta E_s = \sqrt{\left(\frac{\partial E_s}{\partial T} \Delta T\right)^2} = E_s \frac{6.01078 \cdot 235}{(235 + T)^2} \Delta T. \quad (7.15)$$

Wendet man das Gaußsche Fehlerfortpflanzungsgesetz auf Gleichung (6.3) an, so erhält man die Unsicherheit des Wasserdampfpartialdruckes mit

$$\Delta e_w = \sqrt{\left(\frac{\partial e_w}{\partial m_{H_2O}} \Delta m_{H_2O}\right)^2} = \frac{0.622 p}{(0.622 + m_{H_2O})^2} \Delta m_{H_2O}. \quad (7.16)$$

Kapitel 8

Wasserdampfmessungen während COPS

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der mit BERTHA bestimmten Wasserdampfprofile und Vergleiche mit Messungen anderer Gruppen und mit dem COSMO-DE-Modell dargestellt. Zunächst wird ein Vergleich der ermittelten Wasserdampfprofile mit den Radiosonden und den gemessenen Daten des Lidars an Bord des französischen Forschungsflugzeuges Safire-FALCON beschrieben. Dadurch soll eine Aussage über die Datenqualität der ermittelten Wasserdampfdaten getroffen werden. Im Weiteren werden zwei Fallbeispiele bei unterschiedlichen Wetterlagen diskutiert. Zum Abschluss wird ein Modellvergleich der Wasserdampfdaten mit den Modellrechnungen des Lokal-Modells des Deutschen Wetterdienstes gezeigt.

8.1 Vergleich mit der Radiosonde

Um Aussagen über die Datenqualität zu treffen, wurden, wie bereits in Kapitel 4.3 ausführlich beschrieben, Vergleiche der Lidarmessungen mit Radiosondenmessungen durchgeführt. Dabei wurde die aufgrund der räumlichen Heterogenität und zeitlichen Variabilität des Wasserdampfes auftretenden Schwierigkeiten des Lidar-Sonden-Vergleiches diskutiert. In den Abbildungen 8.1a) und 8.1b) ist der Vergleich des mit der Sonde und dem Lidar gemessenen Wasserdampf-Mischungsverhältnisses für einen Tag im Juli und einen Tag im August detailliert dargestellt. Es sind die Vertikalprofile bis 8 km Höhe gezeigt. Die Lidarwerte wurden über 15 Minuten zeitlich gemittelt. Um die Abweichung der Radiosondenmesszeit von der Lidarmesszeit möglichst gering zu halten, wurden in verschiedenen Höhen verschiedene Lidarmesszeitintervalle verwendet, die in etwa der Radiosondenmesszeit in dieser Höhe entsprachen. Die Zeitbereiche sind zwischen den horizontalen schwarzen Linien in den Profilen angegeben. Für die Lidarwerte wurde ein höhenabhängiges

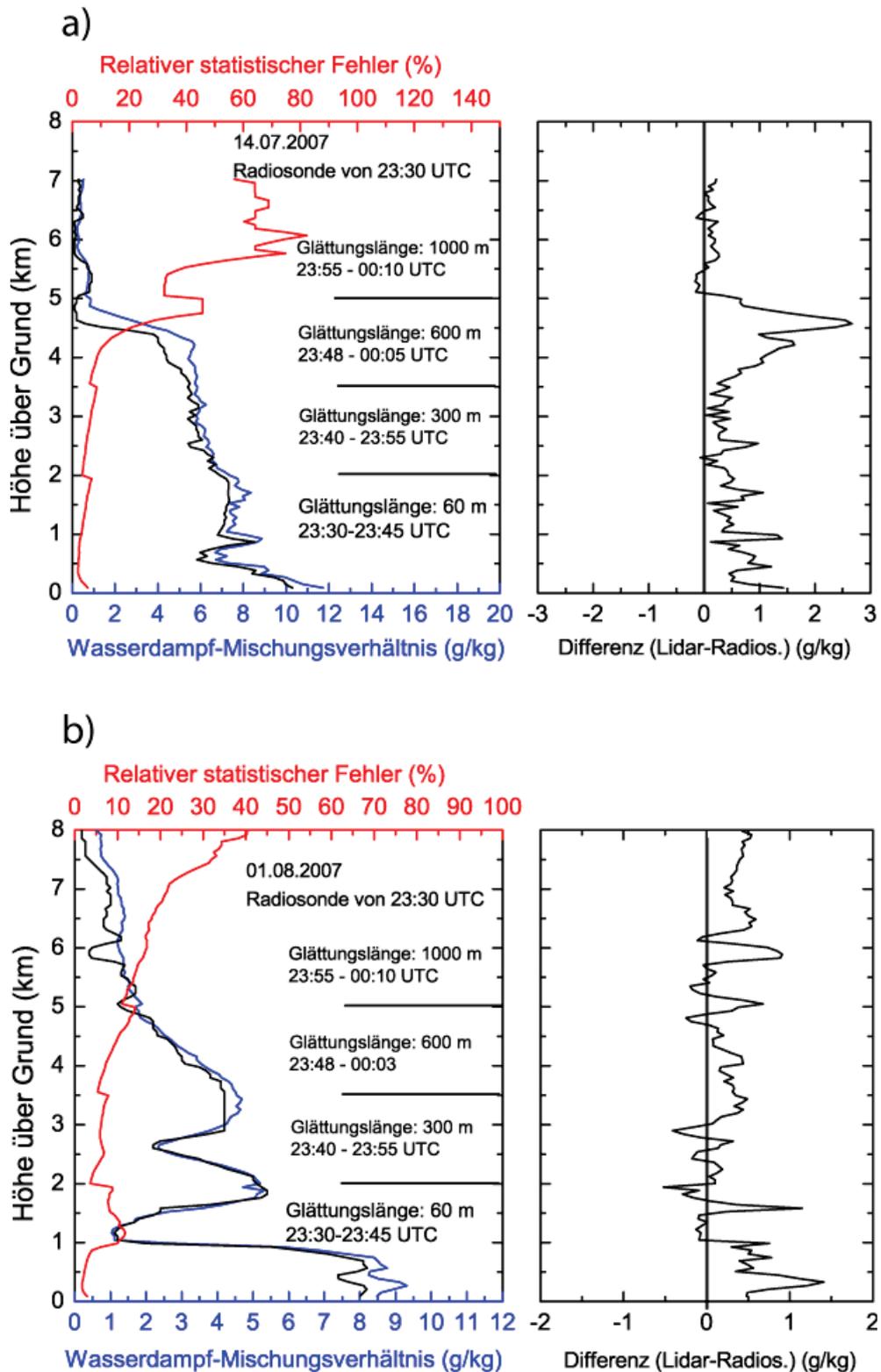


Abb. 8.1: Vergleich der Lidarmessung (blau) mit einem Radiosondenaufstieg (schwarz) am 14.07.2007 (a) und am 01.08.2007 (b). Zusätzlich ist der relative statistische Fehler der Lidarmessung gezeigt (rot). Unterschiedliche Zeitintervalle wurden bei der Lidarsignalmittelung in diversen Höhenbereichen berücksichtigt (Bereiche sind durch horizontale Linien getrennt), um einen möglichst zeitnahen Sondenvergleich zu ermöglichen.

vertikales gleitendes Mittel zur Glättung verwendet. Die Glättungslängen sind in den Abbildungen 8.1a) und 8.1b) angegeben.

Beide Messungen geben die grundlegende Vertikalstruktur des Feuchteprofils gut wieder. Für einen genaueren Vergleich wurde die Differenz D_m , d.h. die Differenz zwischen dem mit Lidar und den mit Sonde gemessenen Werten, berechnet:

$$D_m = \frac{1}{n} \sum_{k=0}^n (m_{lidar} - m_{radios.}). \quad (8.1)$$

n bezeichnet die Anzahl der Messpunkte. Die Standardabweichung S_m zwischen den beiden Messprofilen wurde ebenfalls berechnet. Sie ist die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung der Profildaten und berechnet sich aus

$$S_m = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=0}^n (m_{lidar} - m_{radios.})^2}. \quad (8.2)$$

Für den 14.07. ergibt sich eine mittlere Differenz von 0.53 g/kg und eine mittlere Standardabweichung von 0.59 g/kg und für den 01.08. eine mittlere Differenz von 0.27 g/kg und eine mittlere Standardabweichung von 0.53 g/kg. Die Differenzen zwischen der Radiosondenmessung und der Lidarmessung rührten daher, dass die Radiosonde in trockenere Luftschichten verdriftet worden ist. Am 14.07. waren die Abweichungen größer, da bei der Radiosondenmessung der Feuchteabfall, der bei etwa 4500 m lag, in tieferen Schichten einsetzte, als dies bei der Lidarmessung der Fall war. Dies hatte in diesem Bereich große Differenzen zwischen Lidar und Radiosonde zur Folge. Da die Lidarmessung am 14.07. durchweg höhere Feuchten als die Radiosondenmessung anzeigte, ist anzunehmen, dass am 14.07. die Kalibrierkonstante C_{H_2O} zu hoch angesetzt worden war. Die Ursache ist jedoch, dass die Kalibrierkonstante aus Werten resultierte, die auch oberhalb von 4 km gemessen wurden und zum Zeitpunkt der Bestimmung der Kalibrierkonstante (23:30 - 23:45UTC), die Feuchte im Bereich von 3 - 4 km bei niedrigeren Werten, als bei der Radiosondenmessung um 00:00 UTC in dieser Höhe lag. Der relative statistische Fehler der Lidarmessung lag bei beiden Messungen bis in 3.5 km Höhe unter 10 %. Durch die höhenabhängigen vertikalen Glättungsfenster sollte der relative statistische Fehler unter 20 % gehalten werden. Dies war bei der Messung vom 01.08. bis in etwa 7 km der Fall. Am 14.07. lag der Fehler jedoch durch die geringen Feuchtwerte in höheren Schichten nur bis in 4.5 km Höhe unter diesem Wert.

8.2 Vergleich mit dem DIAL der SAFIRE Falcon

Ein Vergleich der Ramanlidarmessung der Feuchte mit Messungen, die mit einem flugzeuggetragenen Wasserdampf-DIAL¹ (LEANDRE 2) während zweier Überflüge am Abend des 31.07.2007 durchgeführt wurden, ist in Abbildung 8.2 gezeigt. Während das Ramanlidar direkt das Wasserdampf-Mischungsverhältnis misst, bestimmt man mit dem DIAL-Verfahren die absolute Luftfeuchte. Erst in Verbindung mit einem Temperaturprofil (Radiosonde) lässt sich das Mischungsverhältnis angeben. Das DIAL-System war in das Messflugzeug SAFIRE² Falcon eingebaut. Die Daten wurden von Rohini Bhawar (Universität von Basilicata, Italien) und Cyrille Flamant (Institut Pierre-Simon Laplace (ISPL), Frankreich) zur Verfügung gestellt.

Der Vergleich ist in Abbildung 8.2a) von 19:37 UTC und in Abbildung 8.2b) von 20:18 UTC dargestellt. Der Graph rechts neben den Profilen zeigt die Differenz (Ramanlidar - DIAL). Die zeitliche Mittelung der Daten lag hier bei 3 Minuten, wodurch ein zeitnäherer

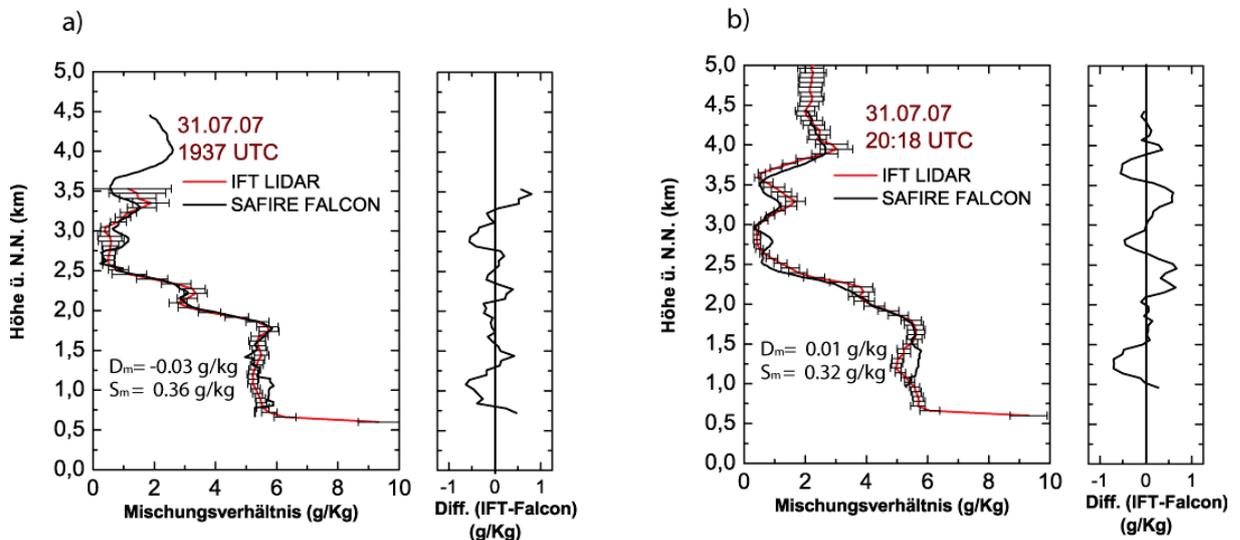


Abb. 8.2: a) Vergleich der Ramanlidarmessung (rot, BERTHA) des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit der entsprechenden DIAL-Messung vom Flugzeug aus (schwarz, SAFIRE Falcon). Die Messung erfolgte am 30.07.2007 um 19:37 UTC und b) von 20:18 UTC (b). Der Mittelungszeitraum für beide Daten beträgt 3 Minuten. Der Graph rechts neben den Profilen zeigt die Differenz (Ramanlidar - DIAL). Die Fehlerbalken zeigen die Standardabweichung der Ramanlidarmessung aufgrund des Signalrauschens.

¹DIAL Differential Absorption Lidar

² SAFIRE = Service des Avions Francaise Instrumentes pour la Recherche en Environnement (www.safire.fr)

Vergleich ermöglicht wurde. Das führte jedoch zu einem recht hohen statistischen Fehler in der Ramanlidarmessung von 0.2 - 1.5 g/kg. Dies gilt besonders für die Messung von 19:37 UTC, da hier das Hintergrundlicht der Dämmerung bewirkte, dass der Fehler der Ramanlidarmessung oberhalb von 3.5 km über 2 g/kg lag, und somit oberhalb dieser Höhe kein Vergleich stattfinden konnte. Ein weiteres Problem war die Winkelkorrektur der vom Flugzeug aus gemessenen Profile. Die Falcon flog über der Supersite M bei beiden Messungen eine steile Kurve.

Dennoch erkennt man eine sehr gute Übereinstimmung. Die Differenz der Profile ist wesentlich geringer als beim Vergleich mit der Radiosonde. Die Abweichungen liegen durchweg unter 1 g/kg. Dies spiegelt sich ebenfalls in der Differenz D_m und der mittleren Standardabweichung S_m wieder. Für 19:37 UTC wurde eine mittlere Differenz von -0.03 g/kg und eine Standardabweichung von 0.36 g/kg und für 20:18 UTC eine mittlere Differenz von 0.01 g/kg und eine Standardabweichung von 0.32 g/kg ermittelt. Hauptgrund für die geringen Abweichungen ist wohl, dass beide Lidarsysteme praktisch gleichzeitig dasselbe Atmosphärenvolumen vermessen haben. Derartige Bedingungen sind bei Verwendung von Sondendaten aus den oben diskutierten Gründen nur in Ausnahmefällen gut erfüllt.

8.3 Fallbeispiele

Im folgenden Abschnitt werden zwei Fallbeispiele mit der Entwicklung des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses unter unterschiedlichen atmosphärischen Bedingungen diskutiert. Im ersten Fall vom 31.07.2007 herrschte Hochdruck unter Zufuhr polarer, trockener Luft. Der zweite Fall, in der Nacht zum 2. August, zeigt die Feuchteentwicklung im Vorfeld eines mesoskaligen konvektiven Systems (MCS) in einer zunächst stabil geschichteten Luftmasse, die zunehmend labilisiert wird.

8.3.1 Entwicklung des Wasserdampfprofils am 31.07.2007

8.3.1.1 Wetterlage

Zwischen einem Langwellentrog, der sich von Skandinavien bis über Osteuropa erstreckte und einem Trog über dem Westatlantik befand sich über Westeuropa ein Höhenrücken mit dazugehörigem Bodenhoch. Dieses Bodenhoch verlagerte sich langsam ostwärts. Zwischen dem Westeuropahoch und dem Langwellentrog gelangte die COPS-Region in den Zustrom einer Luftmasse polaren Ursprungs. Dies äußerte sich in für die Jahreszeit relativ niedrigen Werten der äquivalent-potenziellen Temperatur auf 850 hPa, die in Abbildung 8.4 dargestellt ist. Der Hochdruckeinfluss sorgte für flächendeckendes Absinken in der COPS Region.

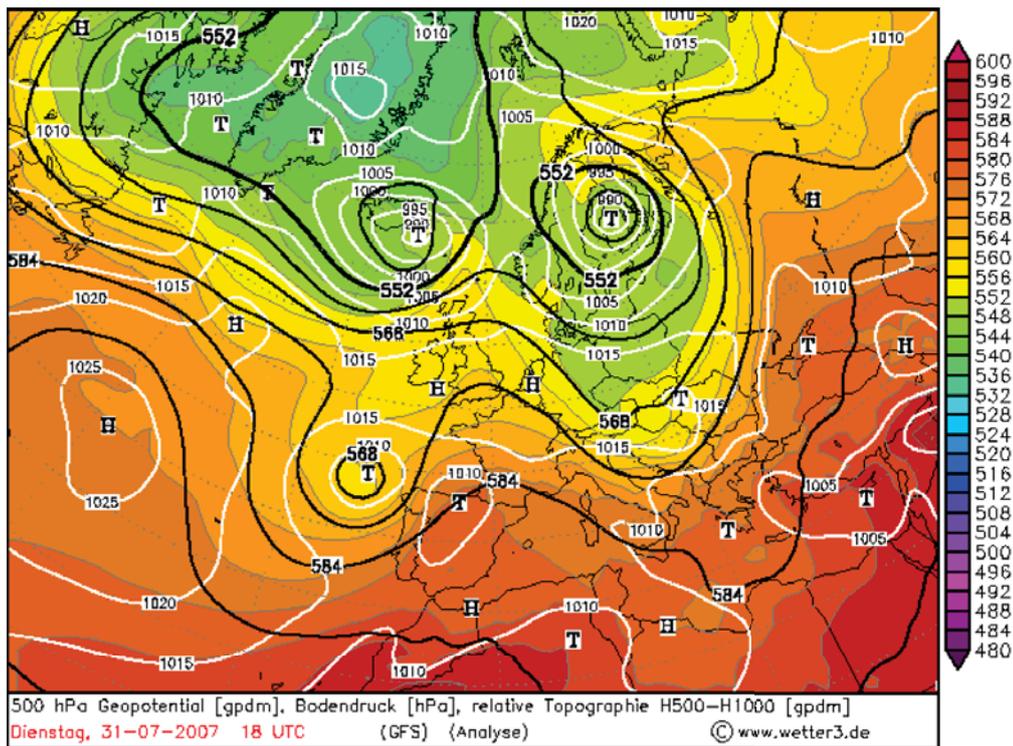


Abb. 8.3: 500-hPa-Geopotential (schwarze Linien), relative Topographie zwischen 1000 hPa und 500 hPa (Farbe) und reduzierter Luftdruck (weiße Linien, Isobaren) über Europa. Quelle: www.wetter3.de.

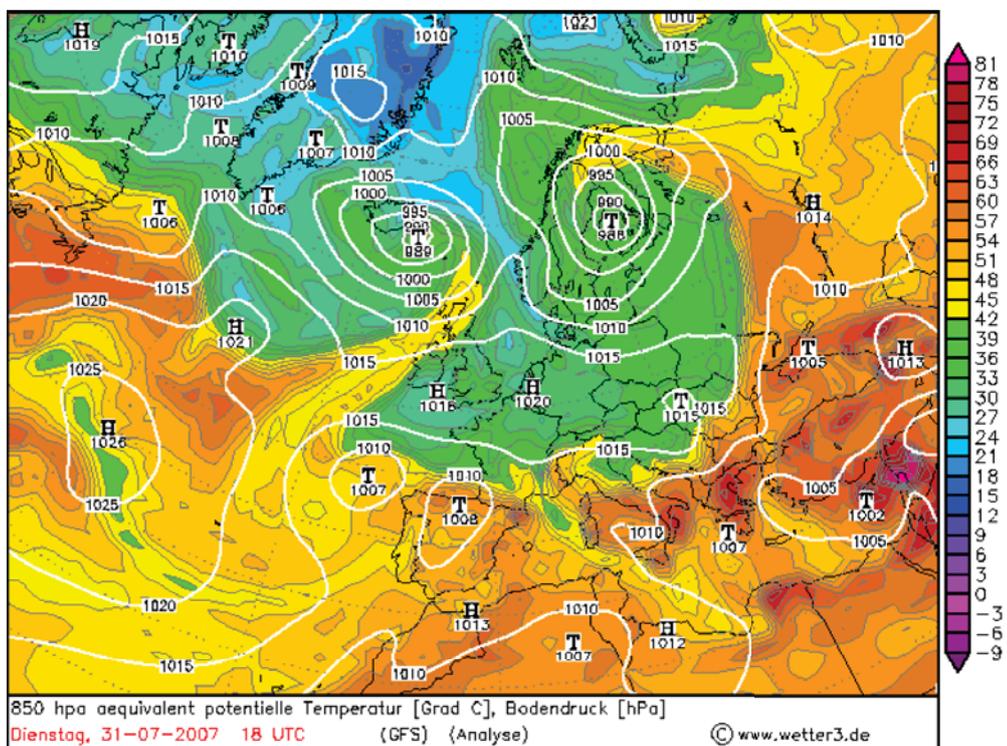


Abb. 8.4: Äquivalent-potenzielle Temperatur (Farbe) auf 850-hPa-Niveau und reduzierter Luftdruck (weiße Linien, Isobaren), Quelle: www.wetter3.de.

Die äquivalent-potenzielle Temperatur ist diejenige Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn bei konstantem Druck der gesamte Wasserdampf auskondensiert, die freiwerdende Kondensationswärme der Luft hinzugefügt, und das Luftpaket auf ein Druckniveau von 1000 hPa gebracht wird. Sie berechnet sich aus [Bolton, 1980]

$$\theta_e = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\frac{R_L}{c_p}} e^{\frac{L}{c_p T} m_{H_2O}}. \quad (8.3)$$

L ist mit $(2.0501 - 0.00237 T) \times 10^6$ J/kg [Bolton, 1980] die spezifische Verdampfungswärme von Wasser. Die äquivalent-potenzielle Temperatur ist ein Maß für die latente und fühlbare Wärme eines Luftpaketes. Wenn keine Durchmischung stattfindet, ist sie eine Erhaltungsgröße für eine Luftmasse. Sie ist invariant gegenüber Änderungen des Wassergehaltes durch Kondensation oder Niederschlagsbildung sowie gegenüber Vertikalbewegung des Luftpaketes.

8.3.1.2 Auswertung der Lidarmessungen

In Abbildung 8.5 ist eine Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Rückstreusignals bei 532 nm vom 31.07.2007 von 21:30 - 23:00 UTC und darunter die entsprechende Verlaufsdarstellung des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses dargestellt. Die zeitliche Mittelung der Wasserdampfverlaufsdarstellung betrug 5 Minuten und die Höhenauflösung 60 m. In der Abbildung 8.6 sind zwei ausgewählte Wasserdampf-Mischungsverhältnisprofile vom Anfang und vom Ende der Messung mit relativem statistischen Fehler abgebildet. Es wurde eine zeitliche Mittelung von 15 Minuten verwendet. Weiterhin sind in Abbildung 8.5 die verschiedenen höhenabhängigen vertikalen Glättungslängen eingetragen, deren Höhenbereiche durch die schwarzen Linien begrenzt werden. In Abbildung 8.5 rechts befindet sich das Vertikalprofil der Temperatur (schwarz) und der potenziellen Temperatur (rot), die vom Radiosondenaufstieg von 23:30 UTC stammen. Diese dienen als Hilfsmittel zur Erklärung der Schichtung der Atmosphäre.

Die potenzielle Temperatur ist diejenige Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn es trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird. Sie ergibt sich aus der Adiabatengleichung zu

$$\theta = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\frac{R_L}{c_p}} \quad (8.4)$$

mit der Gaskonstante von Luft $R_L = 287.04$ J/(kg K) und der spezifischen Wärmekapazität von Luft bei konstantem Druck $c_p = 1005.7 \pm 2.5$ J/(kg K) [Bolton, 1980]. Sie ist für adiabatische, ungesättigte Prozesse eine Erhaltungsgröße. Der Vertikalgradient der

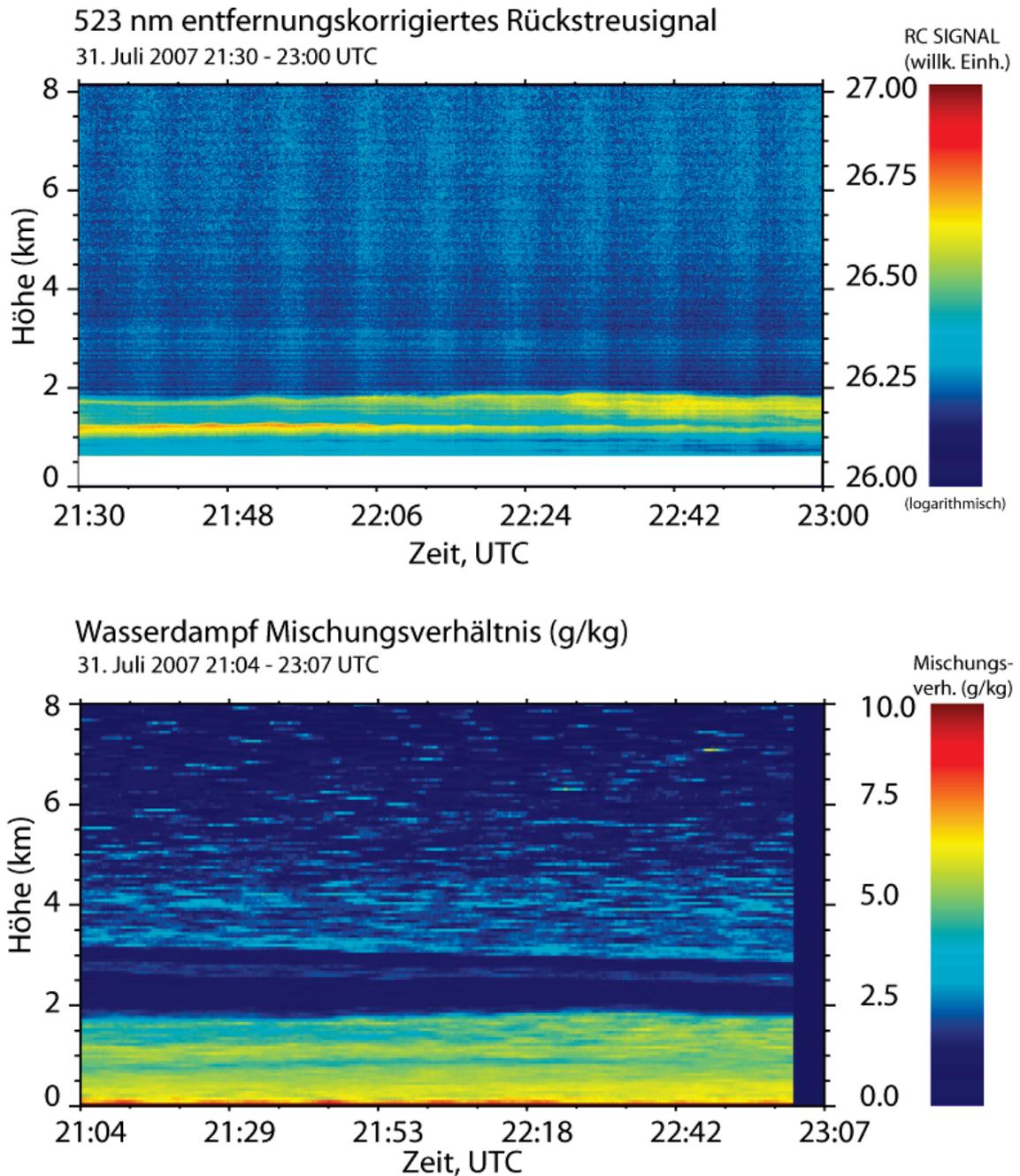


Abb. 8.5: Oben: Entfernungskorrigiertes (engl.: range corrected, RC) Rückstreusignal bei 532 nm (logarithmische Farbskala) vom 31.07.2007, 21:30 - 23:00 UTC, Auflösung: 16 m, 10 s. Unten: Wasserdampf-Mischungsverhältnis von 21:04 - 23:14 UTC, Auflösung: 60 m, 10 s, zeitliche Glättung: 5 min.

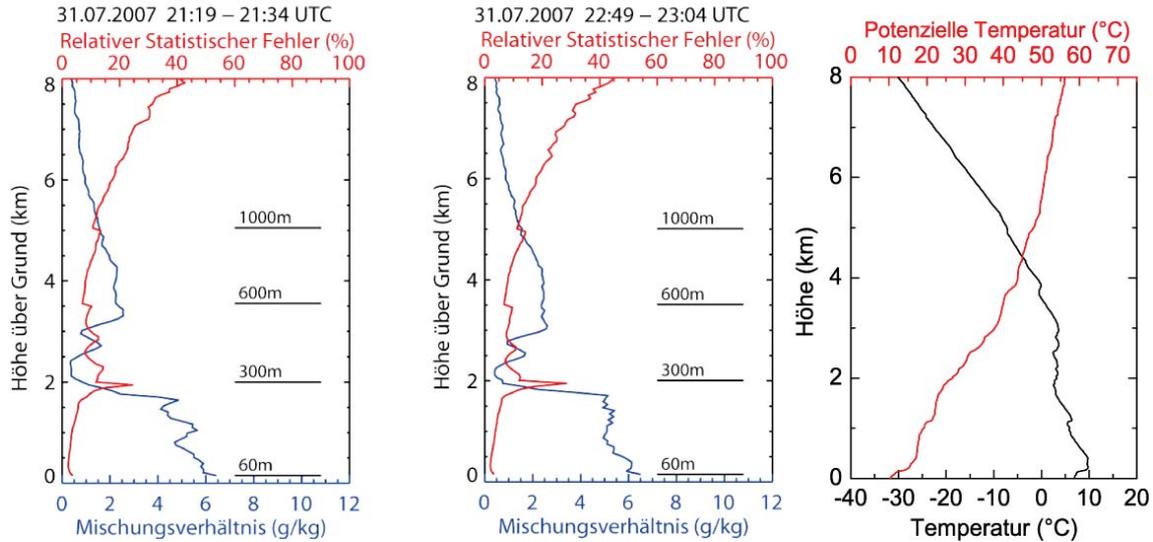


Abb. 8.6: Vertikalprofile des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses (blau) mit relativem statistischen Fehler (rot) vom 31.07.2007 zu Beginn der Messphase von 21:19 - 21:34 UTC (a) kurz vor Ende der Messung 22:49-23:04 UTC (b). Die schwarzen horizontalen Linien zeigen den Wechsel zur nächstgrößeren signalabhängigen vertikalen Glättungslänge an. Die entsprechende Glättungslängen sind darüber angegeben. Zusätzlich sind die Vertikalprofile der Temperatur (schwarz) und der potenziellen Temperatur (rot) vom Radiosondenaufstieg 23:30 UTC dargestellt (c).

potenziellen Temperatur lässt sich durch Differenzieren der Gleichung (8.4) nach z als

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right) \quad (8.5)$$

schreiben. Die Änderung der Temperatur eines Luftpaketes bei Hebung und konstanter potenzieller Temperatur lässt sich somit über den trockenadiabatischen Temperaturgradienten mit $\frac{\partial T}{\partial z} = \Gamma_d = g/c_p = 0.98 \text{ K}/100\text{m}$ beschreiben. g steht hier für die Schwerebeschleunigung. Der Vertikalgradient der potenziellen Temperatur ist somit ein Maß für die Stabilität der Atmosphäre. Es gilt:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 & \quad \text{stabile Schichtung} \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 & \quad \text{neutrale Schichtung} \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 & \quad \text{labile Schichtung.} \end{aligned}$$

Wie zu erwarten, war das Wasserdampf-Mischungsverhältnis durch die eingeflossenen Luftmassen polaren Ursprungs in allen Schichten der Atmosphäre relativ gering. Dennoch lassen sich mehrere Schichten erkennen. Vom Boden bis in eine Höhe von etwa 1100

m erstreckte sich eine Aerosolschicht, die sich aus der bodennahen nächtlichen Grenzschicht und der Restschicht (Überrest der Vortagsgrenzschicht) zusammensetzt. Sie ist gut im 532-nm-Rückstreusignal in Abbildung 8.5 an den hohen Rückstreuintensitäten zu erkennen. Darüber enthält die Atmosphäre deutlich weniger Partikel. Gekennzeichnet war diese Schicht durch ein höheres Mischungsverhältnis von etwa 5 bis 6 g/kg. Eine schwache Inversion in 1100 m Höhe verhinderte den vertikalen Austausch mit höheren Schichten. Zum Anfang der Messung ist in dieser Höhe ein Rückgang des Mischungsverhältnisses zu sehen. Eine weitere Schicht, die von 1100 m bis 1800 m reicht, lässt sich der Restschicht zuordnen. Die Schichtung war hier etwas labiler und fast schon neutral. Dies lässt sich am geringeren Gradienten der potenziellen Temperatur ablesen. Diese Schicht war mit einem Mischungsverhältnis von 5 g/kg im Vergleich zur freien Troposphäre noch relativ feucht. In der Verlaufsdarstellung des Mischungsverhältnisses in Abbildung 8.5 lässt sich erkennen, dass die Obergrenze der Restschicht leicht angestiegen ist. Oberhalb der Restschicht fiel das Mischungsverhältnis auf Werte unter 0.5 g/kg ab. Diese trockenen Mischungsverhältniswerte ließen sich in einem Bereich von 2 bis 3 km Höhe messen. Die darüberliegende Luftmasse war etwas feuchter und ist mit der Zeit abgesunken, sodass die Schichtdicke der darunter liegenden trockenen Luftschicht mit der Zeit abgenommen hat.

Die Glättungslängen und die zeitliche Mittelung wurden wieder so gehalten, dass der relative statistische Fehler des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses möglichst unter 20 % gehalten wurde. Dies war bis in eine Höhe von 6.5 km überwiegend der Fall. Darüber stieg der relative Fehler aufgrund der geringen Mischungsverhältniswerte stark an.

Um die Herkunft dieser Luftmassen zu erklären, wurden mit HYSPLIT³ Rückwärts-trajektorien über 72 Stunden berechnet, die in Abbildung 8.7 dargestellt sind. Es wird der Weg dreier Luftpakete zurückverfolgt, die in unterschiedlichen Höhen am Beobachtungsort ankommen. Die rote Linie beschreibt die Trajektorie des Luftpaketes, das in 1000 m über Grund relativ bodennah ankam. Die blaue Linie beschreibt die Trajektorie des Luftpaketes, das den Beobachtungsort in 2500 m Höhe über Grund erreichte. Dieses liegt in der trockenen Luftschicht. Der Endpunkt der grünen Trajektorie lag in 4500 m Höhe über Grund. Die Herkunft der Luftpakete wird im HYSPLIT Modell aus den Vertikalbewegungs- und Windfeldern der Reanalysedaten des GFS⁴-Modells berechnet. Unterhalb der Karte ist die Höhe der Luftpakete über eine inverse Zeitachse aufgetragen. Je länger eine Trajektorie zurückgerechnet wird, desto größer wird die Unsicherheit ihrer Herkunft. Die Herkunft der bodennahen und mittelhohen Luftmassen ist polaren Ursprungs (maritime Polarluft). Das Luftpaket aus der trockenen Schicht ist zudem aus höheren Schichten abgesunken. Da die

³HYSPLIT = engl.: Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory

⁴GFS steht für Global Forecast System und ist das globale Wettermodell des amerikanischen Wetterdienstes NCEP

Luft in höheren Schichten meist geringere Werte des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses aufweist, deutet alles daraufhin, dass die trockene Schicht durch das Absinken einer polaren trockenen Luftmasse aus höheren Schichten entstand. Die Luftmasse, die sich darüber schiebt, ist von atlantischem Ursprung und wurde zunächst aus feuchteren, tieferen Schichten gehoben, wodurch sich das etwas höhere Mischungsverhältnis dieser Schicht erklären lässt.

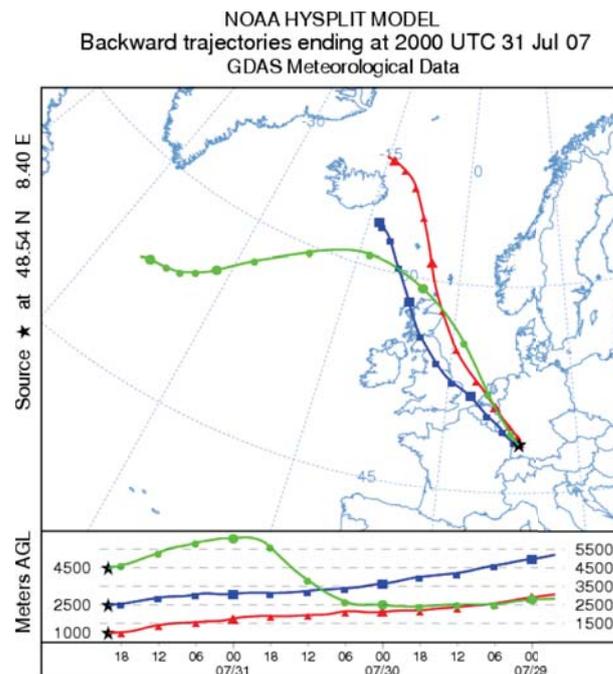


Abb. 8.7: Rückwärtstrajektorien berechnet mit HYSPLIT (www.arl.noaa.gov/ready/), für An-
kunftshöhen von 1000 m über Grund (rot) am Beobachtungsort, 2500 m (blau) und 4500 m
(grün). Unten: Höhe des Luftpaketes über Grund in Abhängigkeit von der Zeit.

8.3.2 Entwicklung des Wasserdampfprofils am 1.-2.08.2007

8.3.2.1 Wetterlage

Die 500-hPa-Geopotenzialkarte mit Bodendruck in Abbildung 8.8 zeigt, dass Mitteleuropa am 1. August 2007 rückseitig eines schwächer werdenden Trog, der nach Osten abzog, zunehmend unter einem schwachen Höhenrücken geriet. Am Boden herrschte Hochdruck. Über dem Westatlantik befand sich ein weiterer Trog, der langsam nach Westeuropa hereinzog. Vorderseitig des Trog setzte massive Warmluft- und differenzielle Vorticityadvektion ein, wodurch an der Trogvorderseite Zyklonogenese ausgelöst wurde. Dadurch bildete sich ein Bodentief, das unter weiterer Verstärkung über Frankreich zog. Damit verbunden war die Advektion warmer, feuchter und labiler Mittelmeerluftmassen, die man an den hohen Werten der äquivalent-potenziellen Temperatur in der Abbildung 8.9 erkennt.

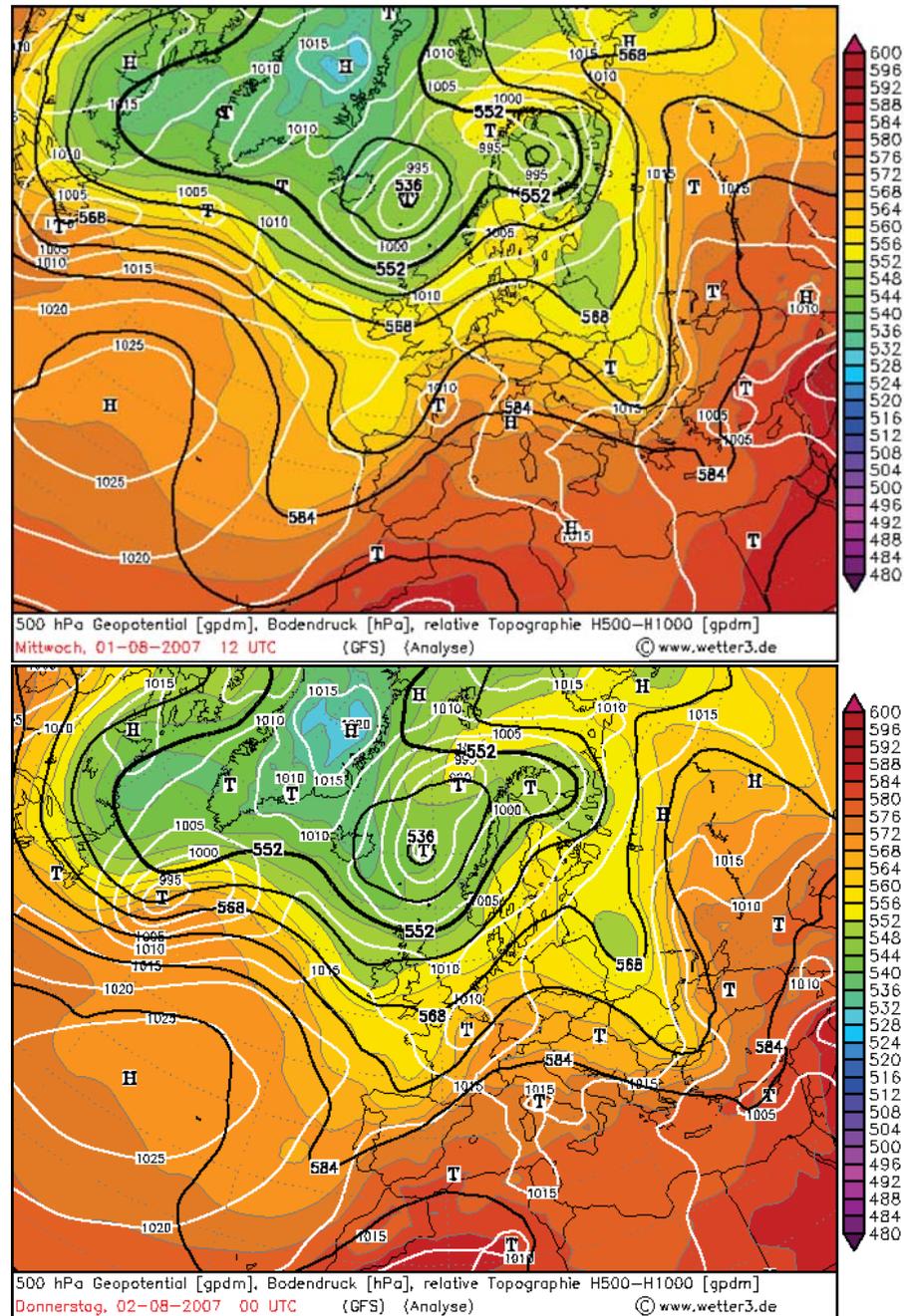


Abb. 8.8: 500-hPa-Geopotential (schwarze Linien), relative Topographie zwischen 1000 hPa und 500 hPa (Farbe) und Bodendruck (weiße Linien) über Europa. Quelle: www.wetter3.de

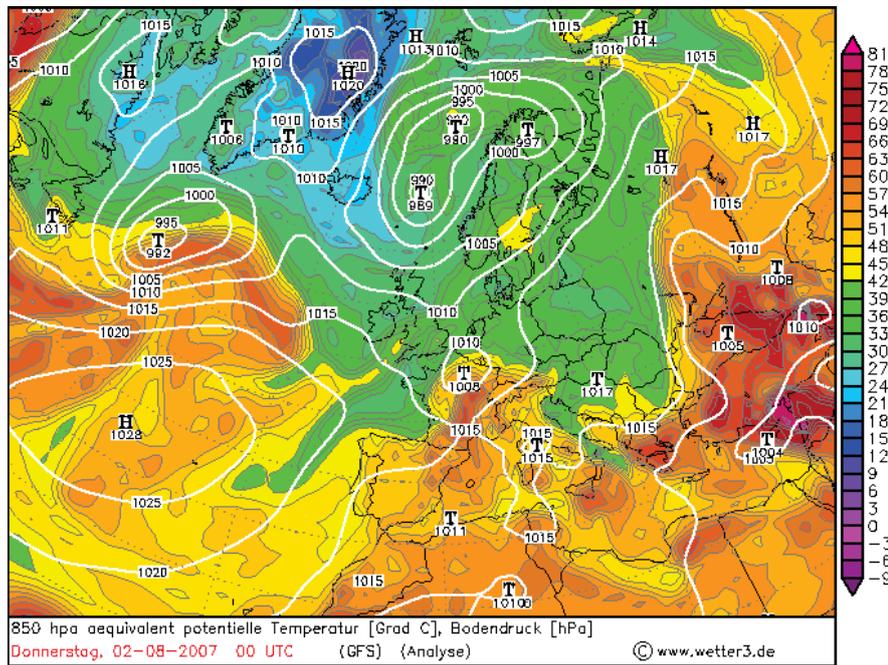


Abb. 8.9: Äquivalent-potenzielle Temperatur (Farbe) auf 850-hPa-Niveau, Bodendruck (weiße Linien, Isobaren). Quelle: www.wetter3.de

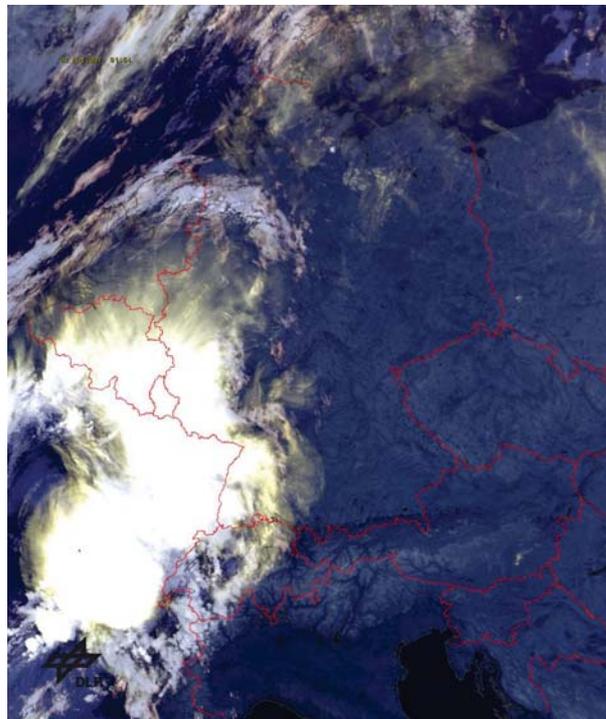


Abb. 8.10: RGB- Satellitenbild vom 02.08.2008 1:00 UTC, Quelle: DLR, Oberpfaffenhofen

Mitteleuropa befand sich im Einfluss eines schwachen Bodenhochs unter stabil geschichteten Bedingungen. In der labilen Luftmasse über Frankreich bildeten sich am Nachmittag des 1. August, an einer Bodenkonvergenz über Zentralfrankreich, zahlreiche Gewitter, die sich zu einem MCS zusammengelagert hatten. Dieses System bewegte sich in nordöstlicher Richtung und schwächte sich im Laufe der Nacht ab. Das RGB-Satellitenbild⁵ von 01:54 UTC (Abb. 8.10) zeigt das MCS, das sich von Südwestfrankreich bis zu den Beneluxstaaten erstreckte. Während es sich im nördlichen Bereich schon stärker abgeschwächt hatte, erkennt man, dass sich an der Südflanke immer noch neue Gewitterzellen gebildet hatten. Die Niederschläge des MCS erreichten die Supersite M in stark abgeschwächter Form um etwa 3:00 UTC.

8.3.2.2 Auswertung der Lidarmessungen

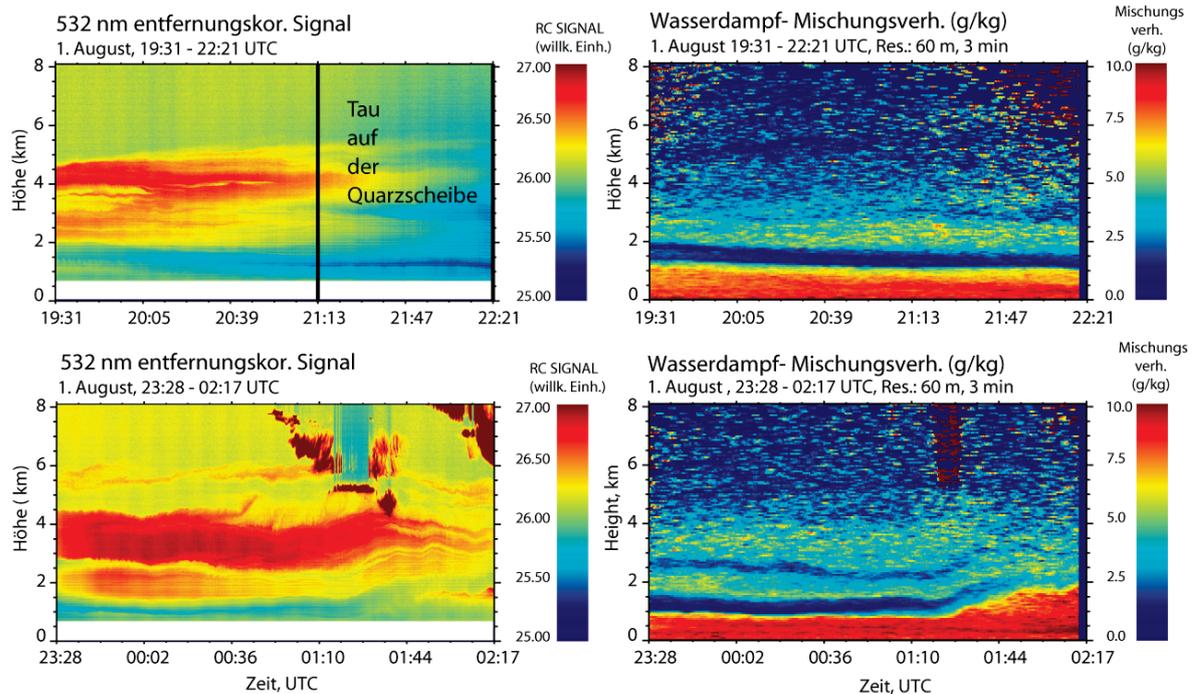


Abb. 8.11: Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Rückstreusignals (engl.: range corrected RC) bei 532 nm mit dem dazugehörigen Verlauf des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses von 19:31 - 22:21 UTC und 23:28 - 2:17 UTC, Auflösung: 60 m, 10 s, zeitliche Glättung: 3 min

In den Abbildungen 8.11 ist der Verlauf des bei 532-nm-entfernungskorrigierten Rückstreusignales und der Verlauf des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses von 19:31 - 22:21 UTC und 23:28 - 02:17 UTC dargestellt. Die Abbildung 8.12 zeigt drei Vertikalprofile

⁵Das RGB-Satellitenbild (RGB=Rot Grün Blau) besteht aus der Überlagerung von 2 Infrarotkanälen und einem nahen Infrarotkanal. Dadurch lassen sich leichter Unterschiede zwischen hohen und tiefen Wolken erkennen.

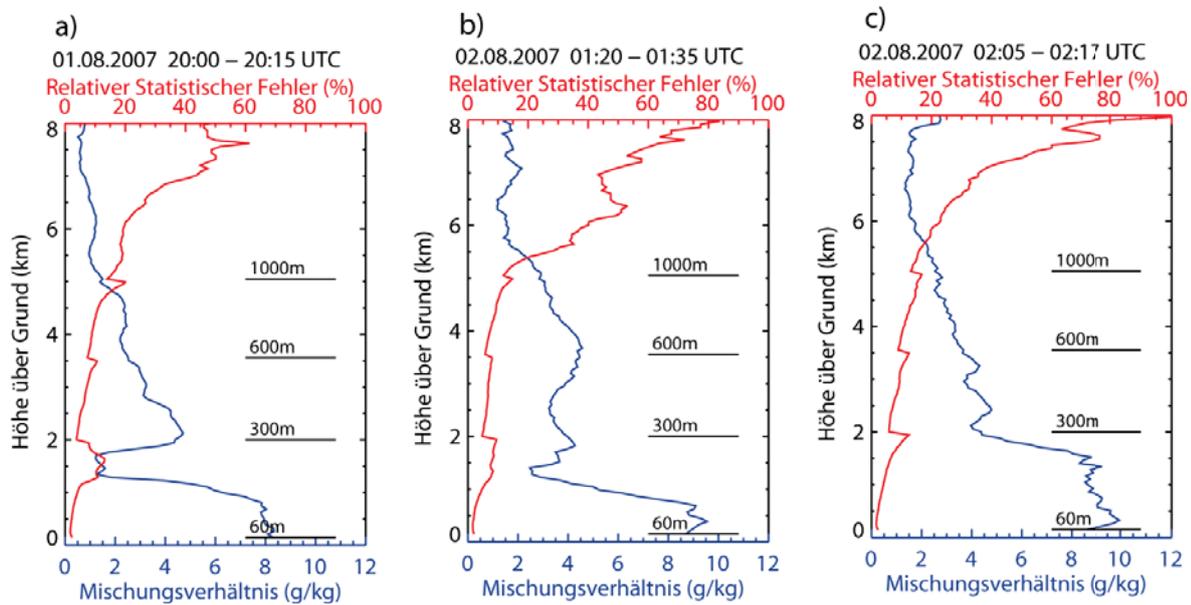


Abb. 8.12: Wasserdampf-Mischungsverhältnis (blau) mit relativem statistischen Fehler des Mischungsverhältnisses aufgrund des Signalrauschens (rot) vom 1.-2.08.2007. Gezeigt sind Messungen von Beginn der Abendmessung (a, 20:00 - 20:15 UTC), beim Eintreffen der Ausflussgrenze (b, 01:20 - 01:35 UTC) und nach Durchgang der Ausflussgrenze (c, 02:05 - 02:17 UTC). Die schwarzen Linien zeigen die Grenzen der höhenabhängigen vertikalen Glättungslängen. Die entsprechende Glättungslänge ist darüber angegeben

des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit dazugehörigem relativem statistischen Fehler. Von 23:13 - 22:21 UTC ist die Rückstreuintensität stark eingebrochen, was durch Tau auf der Quarzscheibe des Lidars verursacht wurde. Dies führte zu einem größeren Rauschen im Wasserdampfsignal, wodurch der Fehler in diesem Zeitraum größer wurde. Die Reinigung der Quarzscheibe machte eine einstündige Messunterbrechung notwendig.

An diesem Messtag konnte man ebenfalls mehrere Aerosol- und Wasserdampfschichten beobachten. Der Schicht vom Boden bis in eine Höhe von 1100 m konnte die nächtliche Restschicht zugeordnet werden. Die Rückstreusignale waren im Vergleich zu denen aus höheren Schichten eher schwach. Über der bodennahen Aerosolschicht befand sich eine sehr trockene Schicht, die durch Absinken von trockenen Luftmassen aus höheren Schichten stammte. Oberhalb befand sich zwischen 2 und 5 km ein weiterer Bereich mit hohem Rückstreusignal. Die Trajektorienrechnung in Abbildung 8.13 zeigt, dass diese Luftmasse ihren Ursprung in der Sahara hatte. Diese Luftmasse wies mit einem Mischungsverhältnis von bis zu 5 g/kg eine für diese Höhe relativ hohe Feuchtigkeit auf. Im weiteren Verlauf wurde diese feuchte Schicht von einer etwas trockeneren Schicht durchzogen. Im Rückstreusignal ließen sich ab 0:50 UTC erste laserlichtdurchlässige optisch dünnere Cirruswolken (oberhalb von 6 km) und optisch dickere, das Laserlicht merklich schwächende Altokumuluswolken (5 - 5.5 km) des sich abschwächenden MCS über Westfrankreich

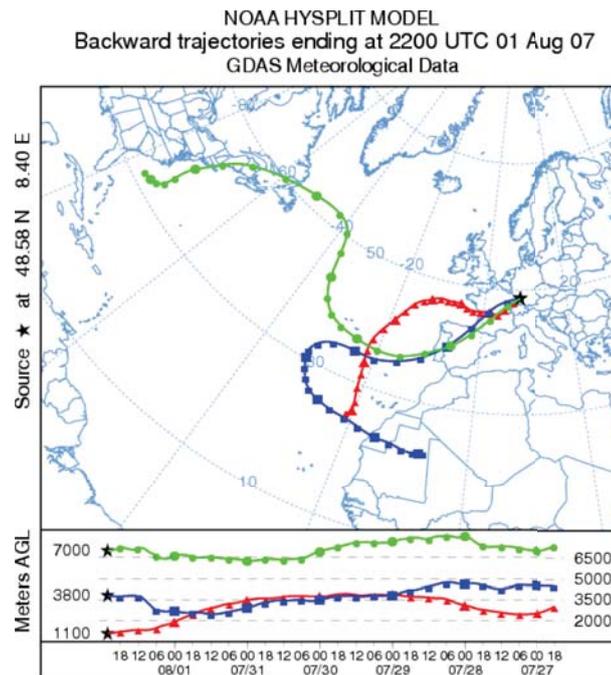


Abb. 8.13: Rückwärtstrajektorien berechnet mit HYSPLIT vom 1.8.2007 22:00 UTC, für An-
kunftshöhen von 1100 m über Grund (rot) am Beobachtungsort, 3800 m (blau) und 7000 m
(grün). Unten: Höhe des Luftpaketes über Grund in Abhängigkeit der Zeit.

erkennen. Ab etwa 1:30 UTC erkennt man, dass die einzelnen Atmosphärenschichten gehoben wurden. Hier trifft die Ausflussgrenze (engl.: outflow boundary) des MCS ein. Sie bildet die Grenze zu der verdunstungsgekühlten Abwindluft aus dem sich abschwächenden MCS. Durch das Eintreffen der Ausflussgrenze wurden die unteren Luftschichten gehoben und durchmischt. Dies lässt sich am Feuchteprofil erkennen (siehe Abb. 8.11 und 8.12). Die Höhe der feuchten Restschicht ist über 2 km gestiegen. Die trockenen Luftschichten darüber wurden ebenfalls gehoben und mit der Saharaluftschicht durchmischt. Dieser Verlauf lässt sich auch anhand der äquivalent-potenziellen Temperatur beschreiben, die invariant gegen Vertikalbewegung ist und somit eine Eigenschaft einer Luftmasse beschreibt. Abbildung 8.14 zeigt den Verlauf des Vertikalprofils der äquivalent-potenziellen Temperatur. Zur Berechnung nach Gleichung 8.3 wurde die Temperatur der Radiosonde von 23:30 UTC herangezogen. Das Temperaturprofil wurde über den gesamten Zeitraum als konstant angesehen. Diese Annahme ist mit Eintreffen der Ausflussgrenze eigentlich nicht mehr gerechtfertigt. Im unteren Teil von Abbildung 8.14 sind zwei Profile der äquivalent-potenziellen Temperatur von Beginn und vom Ende der Messung dargestellt. Deutlich erkennen lässt sich die trockene Luftmasse in 1.5 - 2 km. Diese Schicht wurde mit Eintreffen der Ausflussgrenze gehoben und mit der feuchteren afrikanischen Luftmassen durchmischt. Nach dem Durchgang der Ausflussgrenze war die äquivalent-potenzielle Temperatur von 2 bis 5 km nahezu höhenkonstant. Die recht markanten Strukturen in den

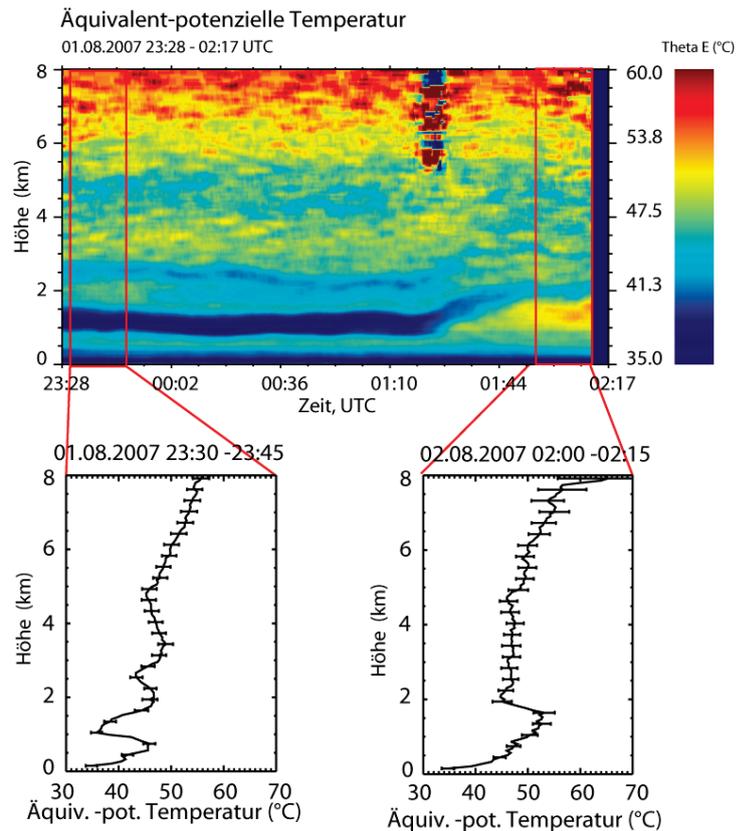


Abb. 8.14: Verlaufsdarstellung der äquivalent-potenziellen Temperatur von 23:28-02:17 UTC mit der Radiosondentemperatur von 23:30 UTC. Auflösung: 120 m, 10 s, zeitliche Glättung: 5 min.

Profilen der Feuchte und äquivalent-potenziellen Temperatur, die zwischen 2 - 5 km beobachtet wurden, sind nach Eintreffen der Ausflussgrenze nicht mehr vorhanden. Oberhalb der afrikanischen Luftmassen war die Troposphäre ab 6 km generell stabil geschichtet.

8.4 Vergleich mit Modellrechnungen des COSMO-DE

Die ermittelten Wasserdampf-Mischungsverhältnis-Daten wurden mit den Modellprognosen des Lokalmodells des Deutschen Wetterdienstes COSMO-DE⁶ verglichen. Die COSMO-DE-Modelldaten wurden von Michael Denhard (DWD, Offenbach, Deutschland) zur Verfügung gestellt.

Das numerische Wettermodell COSMO-DE ist ein operationelles Lokalmodell des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Die Details zu den Modelleigenschaften sind in Baldauf et al. [2006] beschrieben. Das COSMO-DE umfasst eine 18-stündige Vorhersage mit ei-

⁶COSMO (Consortium for Small-scale Modeling (www.cosmo-model.org)) ist eine Kooperation mehrerer europäischer Wetterdienste, mit dem Ziel nichthydrostatische Wettermodelle, die auf dem Lokalmodell des Deutschen Wetterdienstes LM beruhen, weiterzuentwickeln.

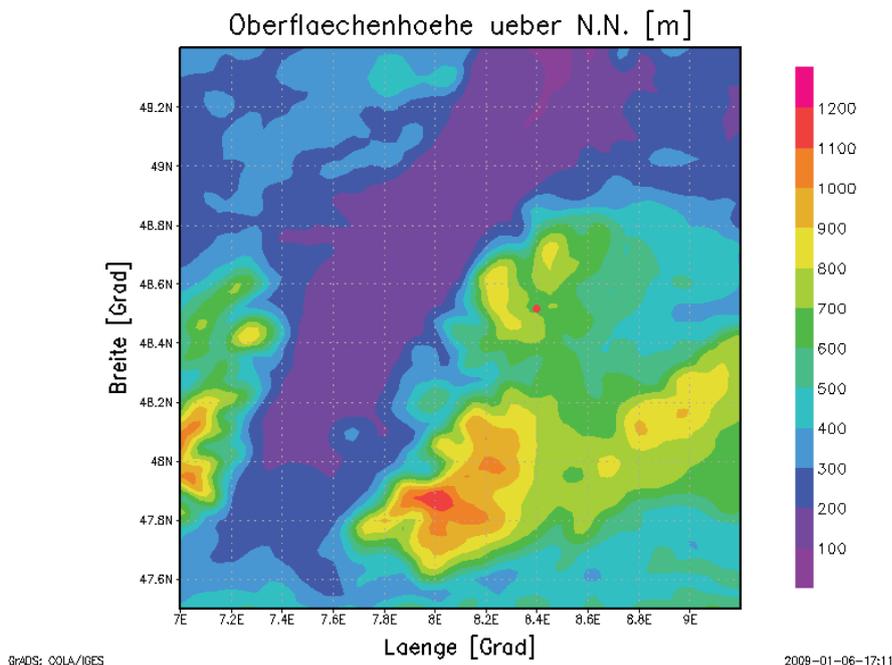


Abb. 8.15: Modellorografie im COPS-Gebiet. Der rote Punkt markiert die COPS-Supersite M, den Standort des Ramanlidars.

nem Integrationszeitschritt von einer Stunde. Es werden täglich 8 Modellläufe zu den Haupt- und Nebenterminen gestartet. Das COSMO-DE umfasst in seinem Modellgebiet Deutschland, Österreich und die Schweiz sowie einen Teil der angrenzenden Länder. Es deckt somit eine Fläche von $1300 \times 1200 \text{ km}^2$ ab.

Das COSMO-DE benutzt ein sphärisches Gitter mit (λ, φ) -Koordinaten in horizontaler Raumrichtung. λ steht für die Länge und φ für die Breite. Diese gehen aus den geographischen Koordinaten (λ_g, φ_g) , durch Verschiebung des Nordpols hin zu 40° N und 170° W , hervor. Die Gitterpunktabstände sind äquidistant mit $\Delta\lambda = \Delta\varphi = 0.025^\circ \approx 2.8 \text{ km}$. Durch diese relativ hohe Auflösung ist es dem COSMO-DE möglich, kleinskalige Phänomene wie Konvektion oder lokale Effekte, die mit der Topographie wechselwirken, zu erfassen. Als Vertikalkoordinate wird eine verallgemeinerte geländefolgende Höhenkoordinate benutzt. Sie ist zeitunabhängig, woraus folgt, dass es sich um ein nicht deformierbares Koordinatensystem handelt. Das COSMO-DE umfasst 50 Hauptflächen und 51 durch die Schichtmitten definierte Nebenflächen, die die Hauptflächen begrenzen. Auf den Nebenflächen wird unter anderem die spezifische Feuchte ausgegeben. Das vertikale Koordinatensystem ist ein hybrides Koordinatensystem. Im oberen Teil, in der Stratosphäre, werden horizontale Flächen mit $z = \text{konst.}$ benutzt. Im unteren Teil werden der Modellorografie folgende Flächen verwendet. Diese sind umso genauer, je tiefer die Schicht liegt. In Abbildung 8.4 ist die Modellorografie im COPS-Gebiet dargestellt. Im nördlichen Schwarzwald

lässt sich das Murgtal erkennen. Der rote Punkt markiert den Standort des Lidars auf der COPS Supersite M.

Das Modell beruht auf den eulerschen Gleichungen der Hydro-Thermodynamik. Die Initialisierungs- und Randwerte werden vom Globalmodell des Deutschen Wetterdienstes GME interpoliert. Das COSMO-DE ist ein nichthydrostatisches, kompressibles Modell. Die Änderung der spezifischen Feuchte, die den Gehalt an Wasserdampf in trockener Luft angibt, errechnet sich aus verschiedenen Quellen und Senken mikrophysikalischer Prozesse sowie aus subskaligen Prozessen wie Turbulenz und flacher Konvektion. Diese werden durch spezielle Parametrisierungen beschrieben [Baldauf et al., 2006].

Zum Vergleich mit den Lidarmessungen wurde der Gitterpunkt in geographischen Koordinaten $\varphi_g = 48.5618^\circ\text{N}$ und $\lambda_g = 8.40618^\circ\text{S}$ herangezogen. Dieser Gitterpunkt liegt in einer Höhe von 670.0 m. Er kommt der Position und der Höhenlage der Messstation am nächsten. Da der Gitterpunkt nur etwa 600 m vom Messort entfernt liegt, und die Feuchtwerte der vier umliegenden Gitterpunkte maximal 0.1 g/kg von den Feuchtwerten dieses Gitterpunktes abweichen, wurde auf eine Interpolation zwischen diesen verzichtet. In Abbildung 8.16 sind die Vertikalprofile des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses von vier COSMO-DE-Gitterpunkten, die sich jeweils in verschiedenen Himmelsrichtungen in etwa 10 km Entfernung vom Messort befinden, für die Messung vom 1.8. dargestellt. Die Abweichungen zwischen den Feuchteprofilen liegen unter 1 g/kg. Dies war ebenfalls bei

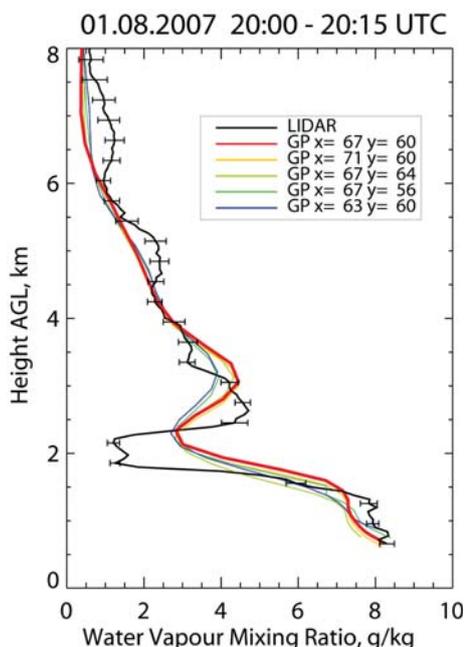


Abb. 8.16: Wasserdampf-Mischungsverhältnis vom 01.08.2007 20:00 UTC berechnet mit dem COSMO-DE für einen Gitterpunkt in der Nähe der Station (rot), für Gitterpunkte etwa 10 km in jeweils entgegengesetzten Himmelsrichtungen von der Station entfernt (gelb, hellgrün, dunkelgrün, blau) und gemessen vom Lidar (schwarz)

den anderen Messtagen der Fall. Die Punktmessungen mittels Lidar waren demnach für ein größeres Gebiet repräsentativ.

In Abbildung 8.17 wird der Verlauf des Mischungsverhältnisses vom 31.07.2007 mit den vom COSMO-DE (18:00 UTC Lauf) prognostizierten Vertikalprofilen verglichen. In Abbildung 8.17c) ist die Differenz zwischen Lidar und Modelldaten dargestellt. Rote Werte bedeuten, dass das Modell im Vergleich zum Lidar zu hohe Feuchtwerte liefert. Für den Vergleich wurden die COSMO-DE-Prognosen, die eine zeitliche Auflösung von einer Stunde haben, räumlich und zeitlich auf die Auflösung der gemessenen Lidardaten linear interpoliert. Diese hatten eine zeitliche Auflösung von 15 Minuten (Signalmittelungsintervall) und eine Höhenauflösung von 60 m. Für die gemessenen Lidarprofile wurden wieder die gleichen höhenabhängigen vertikalen Glättungsfenster benutzt, die auch schon in den Abbildungen 8.1a),b) in Kapitel 8.1 zur Anwendung kamen. Man erkennt in Abbildung 8.17, dass das Modell bis auf den Höhenbereich 1.3 - 3.3 km gute Vorhersagen liefert.

Die Abbildung 8.18 zeigt den Vergleich detaillierter. Es ist zu erkennen, dass COSMO-DE die feuchte bodennahe Schicht (Restschicht) gut aufgelöst hat. Auch die markante trockene Schicht zwischen 1.8 und 3 km Höhe wird vorhergesagt. Die etwas feuchtere Schicht in 2.5 bis 2.7 km Höhe, die in den Lidar-Messungen zu erkennen war, lässt sich vom Lokalmmodell nicht auflösen. Die größten Unterschiede treten im Übergangsbereich zwischen der Restschicht und der darüber liegenden trockenen Luftschicht auf. Hier gibt es Abweichungen von bis zu 2 g/kg im Mischungsverhältnis. Die vom Lidar gemessenen starken Gradienten in der Feuchteverteilung können mit COSMO-DE nicht nachvollzogen bzw. prognostiziert werden. Für den Bereich der freien Troposphäre oberhalb von 3 km Höhe ist die Übereinstimmung sehr gut.

Für die Restschicht und die freie Troposphäre wurde die mittlere Differenz (COSMO-DE Prognose - Lidarmesswert) und die mittlere Standardabweichung zwischen Lidar und COSMO-DE Werten ermittelt. Als mittlere Differenz zwischen Lidarmessung und Modellprognose für die Restschicht (2.0 - 2.1 km Höhe) ergibt sich -5.86 % mit einer Standardabweichung von 16.50 %. Für die freie Atmosphäre erhält man eine mittlere Differenz von -6.28 %. Die mittlere Standardabweichung von 20.37 % liegt in den höheren Schichten noch innerhalb des Bereiches des relativen statistischen Fehlers des gemessenen Wasserdampf-Mischungsverhältnisses. Die Abweichungen sind daher insgesamt als relativ gering zu bezeichnen.

Als weiteres Vergleichsbeispiel wurde die Nachtmessung auf den 2. August herangezogen. In Abbildung 8.19 ist der Verlauf des mit dem Lidar ermittelten und des vom COSMO-DE (18-UTC-Lauf) Modellauf prognostizierten Wasserdampf-Mischungsverhältnisses gegenübergestellt. Es lässt sich erkennen, dass das Modell die komplexen Feuchte-

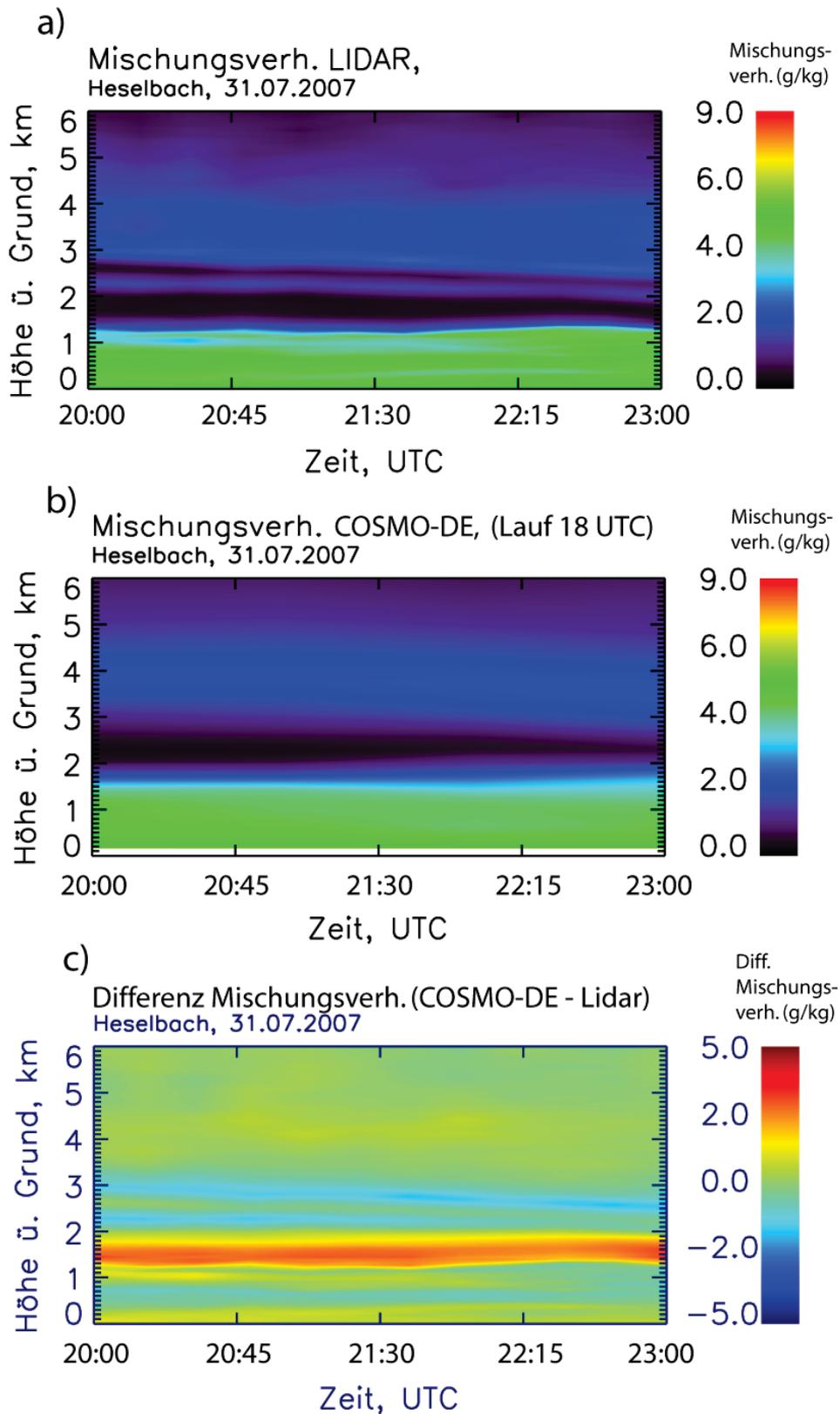


Abb. 8.17: a) mit dem Lidar gemessenes Wasserdampf-Mischungsverhältnis (zeitliche Mittelung 15 Minuten), b) vom COSMO-DE prognostiziertes Wasserdampf-Mischungsverhältnis, und c) Wasserdampfdifferenz COSMO-DE - Lidarmessung.

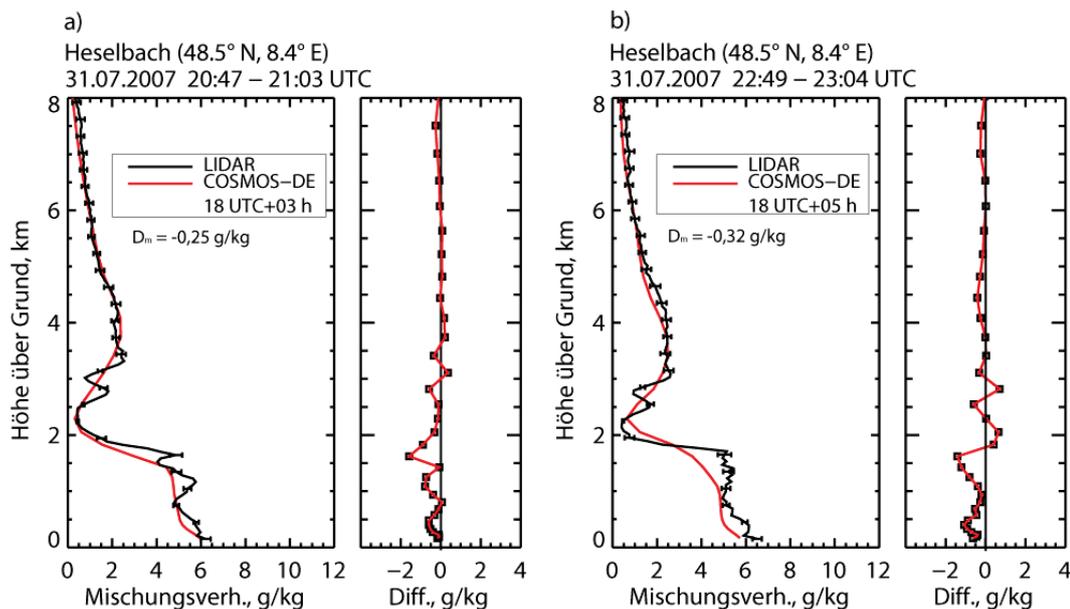


Abb. 8.18: Vertikalprofile des gemessenen und des vom COSMO-DE (18:00 UTC Lauf) prognostizierten Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit Differenz (COSMO-DE Prognose - Lidar-messwerte).

strukturen und deren zeitliche Entwicklung qualitativ erfasst hat. Starke Abweichungen (rote Bereiche in Abb.: 8.19c)) sind besonders dort, wo starke Gradienten der Feuchte auftreten.

In Abbildung 8.20 sind drei Vertikalprofile des gemessenen Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit den entsprechenden COSMO-DE-Prognosewerten und den Differenzen zwischen den beiden Werten dargestellt. Man erkennt, dass die groben Strukturen der Verteilung des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses auch in diesem Fall von COSMO-DE erfasst werden. Es gibt in einigen Bereichen erhebliche Differenzen. So zeigen sich starke Abweichungen im Bereich der trockenen Schicht zwischen 1 bis 1.7 km Höhe. Das Feuchteminimum und der vertikale Feuchtegradient waren im COSMO-DE-Lauf deutlich schwächer ausgeprägt bzw. für spätere Zeitpunkte gar nicht prognostiziert. So kam es in diesem Bereich zu sehr großen Differenzen von bis zu 4 g/kg. Messung und Prognose zeigten beide ein Absinken dieser Schicht. Bei der COSMO-DE-Rechnung war die trockene Schicht aufgrund der Advektion von feuchteren Luftmassen in mittleren Schichten und Durchmischung fast vollständig verschwunden. Dies ließ sich nicht in den Lidarbeobachtungen wiederfinden. Hier blieb diese Schicht noch bis zum Eintreffen des MCS erhalten, wodurch sich die stärkeren Abweichungen in diesem Bereich erklären lassen. Die Advektion von feuchteren Luftmassen in mittleren Schichten, die vom COSMO-DE prognostiziert wurden, waren in den Beobachtungen ebenfalls weniger stark ausgeprägt. Die zweite trockene Schicht, die im Laufe der Zeit von 3 auf 2 km Höhe absank, war

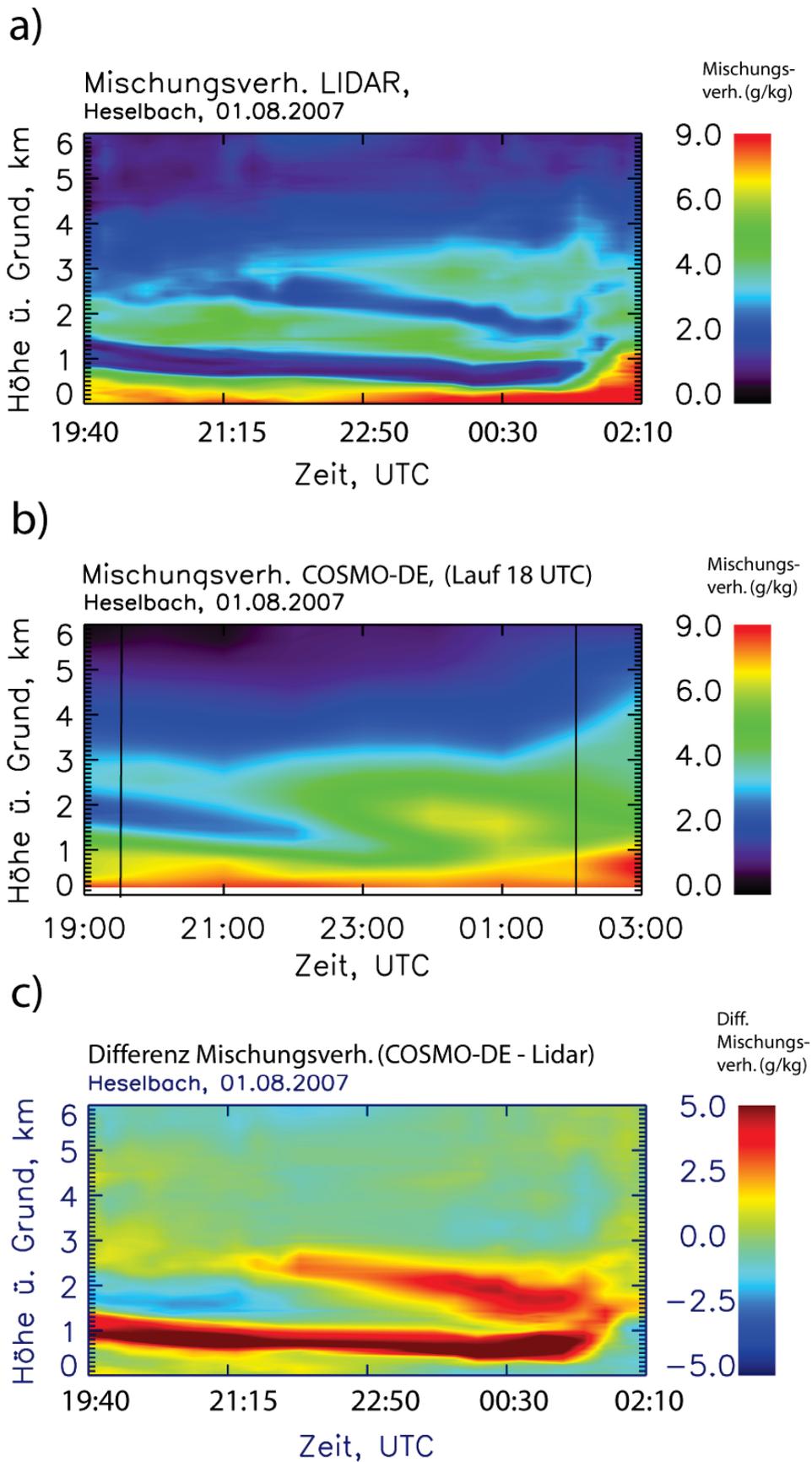


Abb. 8.19: a) mit dem Lidar gemessenes Wasserdampf-Mischungsverhältnis (zeitliche Mittelung 15 Minuten), b) vom COSMO-DE prognostiziertes Wasserdampf-Mischungsverhältnis und c) Wasserdampfdifferenz COSMO-DE - Lidarmessung.

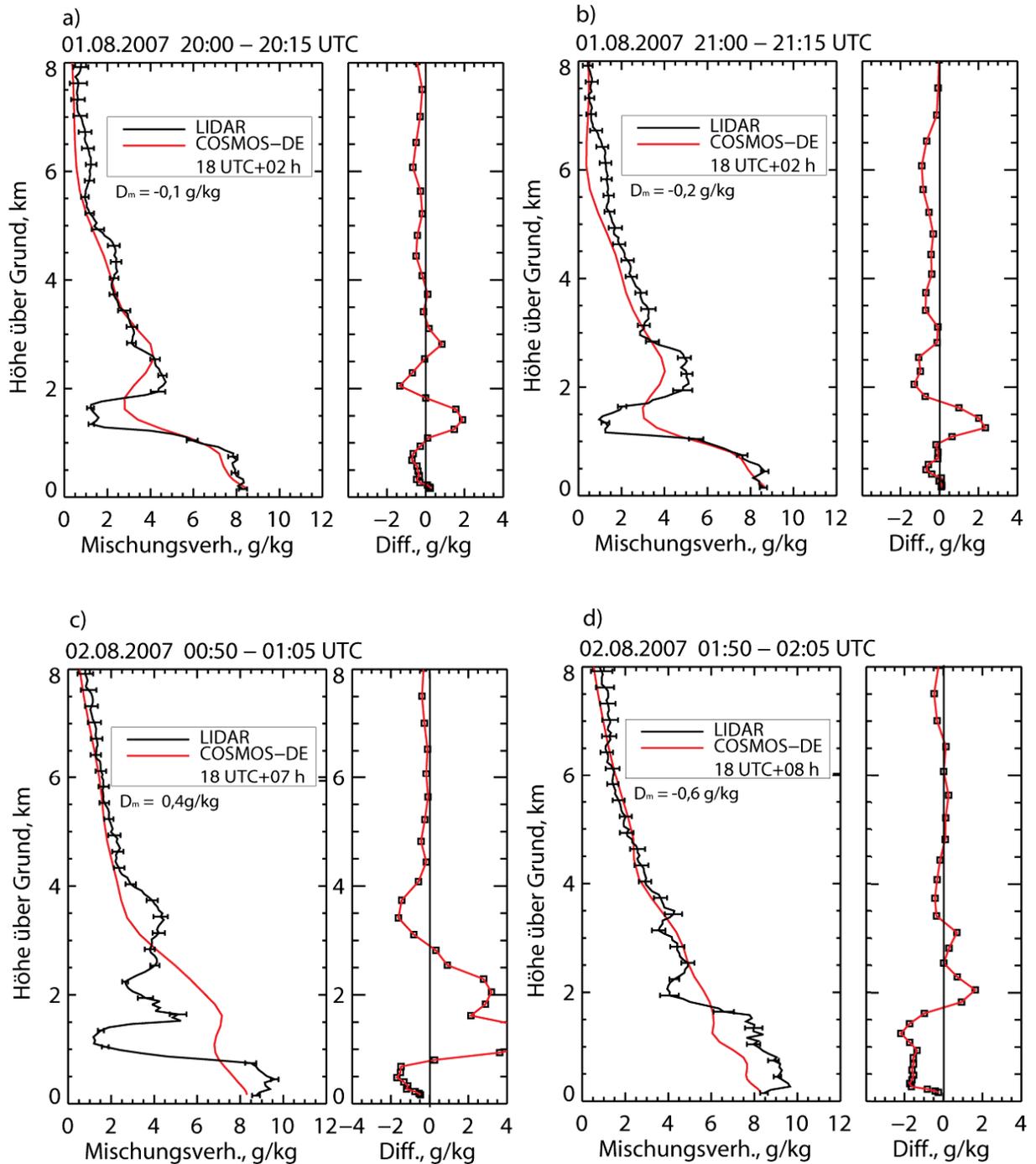


Abb. 8.20: Vertikalprofile des gemessenen und des vom COSMO-DE (18:00-UTC-Lauf) prognostizierten Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit Differenz (COSMO-DE Prognose - Lidar-messwerte).

in der Modellprognose nicht vorhanden. Die Hebung der feuchten Grundschicht am Ende des Vorhersagezeitraums wurde im COSMO-DE Modelllauf zeitlich auch nicht richtig vorhergesagt (siehe Abb. 8.19). Für die Messung in der Nacht vom 1. zum 2. August ergab sich eine mittlere Differenz von -9.19 % bei einer mittleren Standardabweichung von 12.45 % für die Restschicht und eine mittlere Differenz von -11.45 % mit einer mittleren Standardabweichung von 31.0 % für die freie Atmosphäre. Die Standardabweichung für die freie Atmosphäre lag auch hier in höheren Schichten im Bereich des Messfehlers der Lidardaten.

Als Fazit aus diesen beiden Vergleichen lässt sich feststellen, dass die Feuchteverteilung in einer relativ ruhigen Atmosphäre unter Hochdruckeinfluss am 31.07.2007 von der COSMO-DE-Prognose besser erfasst wurde, als die Feuchteverteilung unter zyklonalen Bedingungen vor einem starken konvektiven Ereignis in der Nacht zum 2.08.2007.

Die Modellvorhersagen des COSMO-DE wurden auf die beschriebene Art und Weise mit 15 weiteren Lidarmessungen des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses durchgeführt. Da für Konvektion die Prozesse in der Mischungsschicht von entscheidender Bedeutung sind, wurde bei dem Vergleich wieder zwischen Restschicht und freier Atmosphäre unterschieden. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8.1 zusammengefasst. Für die Restschicht

Datum	RSTOP. (km)	Restschicht		freie Atmosphäre	
		Diff. (%)	St.Abw. (%)	Diff. (%)	St.Abw. (%)
30.06.	1.90	-3.1	19.8	-12.4	26.7
13.07.	1.45	-3.7	15.0	6.8	23.4
14.07.	2.10	-8.0	14.5	-6.3	31.2
15.07.	3.75	3.1	26.8	7.9	57.2
18.07.	4.00	-7.3	14.5	-9.3	24.0
25.07.	2.00	-13.5	17.4	1.2	73.4
26.07.	2.00	-6.6	16.5	-15.5	47.1
31.07.	2.05	-7.5	13.3	-6.3	20.4
01.08.	1.10	-9.2	12.5	-11.5	31.0
05.08.	1.50	-2.1	7.5	-84.2	101.7
12.08	3.20	-5.9	12.2	6.5	26.4
15.08	2.90	-22.2	23.4	-	-
23.08	2.20	-13.9	15.3	0.6	20.4
24.08	2.80	-7.0	9.8	-7.6	17.7
25.08	2.80	-11.1	14.4	-6.5	52.9
Mittel:		-7.9	15.5	-9.7	39.5

Tab. 8.1: Mittlere Abweichung (Diff.) des von COSMO-DE prognostizierten Wasserdampf-Mischungsverhältnisses von den entsprechenden Lidarwerten und zugehöriger Standardabweichung (St.Abw.). Die Werte sind angegeben für die Restschicht (mittlere Obergrenze RSTOP ist angegeben) und die darüberliegende freie Troposphäre bis 8 km Höhe.

lässt sich feststellen, dass die vom COSMO-DE prognostizierten Werte des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses im Durchschnitt um 7.9 % geringer waren, als die gemessenen Werte. Nur die Messung am 15.07. zeigte mit +3.1 % einen höher prognostizierten Wert. Um zu überprüfen, ob die prognostizierten Werte signifikant kleiner waren, als die gemessenen, wurde ein t-Test durchgeführt [Schönwiese, 2000]. Der t-Test ist ein Hypothesentest mit einer t-verteilter Testprüfgröße. Man führt eine Stichprobe durch, anhand deren Mittelwert (hier Mittelwert aus den Differenzen \bar{D}_m) geprüft wird, ob der Erwartungswert in diesem Fall kleiner gleich oder größer dem vorgegebenen Wert $D_m = 0$ ist. Dazu muss angenommen werden, dass die Werte normal verteilt und nicht autokorreliert sind. Eine Autokorrelation der Werte lässt sich jedoch nicht mit Sicherheit ausschließen. Die formulierten Hypothesen sind die anhand der Daten zu überprüfenden Annahmen. Die Nullhypothese H_0 wird formuliert als

$$H_0 : D_m \geq 0. \quad (8.6)$$

Dies Hypothese bedeutet, dass die vom COSMO-DE prognostizierten Werte signifikant größer oder gleich groß der Lidarwerte sind. Die Alternativhypothese H_1 lautet

$$H_1 : D_m < 0. \quad (8.7)$$

Diese bedeutet, dass die prognostizierten Werte signifikant kleiner sind als die Lidarwerte. Die Teststatistik berechnet sich aus [Schönwiese, 2000]

$$t = \sqrt{N} \frac{\bar{D}_m}{s} \quad (8.8)$$

wobei N die Anzahl und s die Standardabweichung der Differenzwerte D_m sind. \bar{D}_m ist mit 7.9 % die mittlere Differenz zwischen Lidarmessung und Modellprognose. Nach Gleichung 8.8 ergab sich für $t = -5.17$. Für das Signifikanzniveau 0.01 ergibt sich aus der Student-t-Verteilung mit $N - 1$ Freiheitsgraden $t(0.99, 14) = 2.624$. Dieser Wert ist kleiner als der errechnete Betrag von $|t| = 5.17$. Damit wurde die Nullhypothese zurückgewiesen. Daraus folgt, dass zum Signifikanzniveau 0.01 die prognostizierten Modellwerte signifikant kleiner waren, als die vom Lidar gemessenen Werte.

Zur Untersuchung des linearen Zusammenhangs zwischen den Profilen in der Restschicht und in wie weit Verschiebungen zwischen den Profilen bestehen, wurde für alle Messungen eine Kreuzkorrelationsfunktion berechnet. Dabei wurden zunächst die Werte des Modellprofils auf die Höhenwerte des gemessenen Lidarprofils linear interpoliert. Dies war notwendig, da das Modellprofil eine andere Auflösung als das gemessene Profil hatte. Als Nächstes wurde für die einzelnen Höhenverschiebungen L des Modellprofils gegenüber

dem gemessenen Profil ein Korrelationskoeffizient berechnet. Die Kreuzkorrelationsfunktion $P(L)$ wurde nach folgender Gleichung erstellt [Schönwiese, 2000]:

$$P(L) = \begin{cases} \frac{\sum_{k=0}^{N-|L|-1} (m_{k+|L|}^{COSMO} - \bar{m}^{COSMO}) (m_k^{mes} - \bar{m}^{mes})}{\sqrt{\left(\sum_{k=0}^{N-1} (m_k^{COSMO} - \bar{m}^{COSMO})^2\right) \left(\sum_{k=0}^{N-1} (m_k^{mes} - \bar{m}^{mes})^2\right)}}, & \text{für } L < 0 \\ \frac{\sum_{k=0}^{N-L-1} (m_k^{COSMO} - \bar{m}^{COSMO}) (m_{k+L}^{mes} - \bar{m}^{mes})}{\sqrt{\left(\sum_{k=0}^{N-1} (m_k^{COSMO} - \bar{m}^{COSMO})^2\right) \left(\sum_{k=0}^{N-1} (m_k^{mes} - \bar{m}^{mes})^2\right)}}, & \text{für } L \geq 0 \end{cases} \quad (8.9)$$

m^{COSMO} bezeichnet die vom COSMO-DE prognostizierten Wasserdampf-Mischungsverhältnisse und m^{mes} die mittels Lidar gemessenen Wasserdampf-Mischungsverhältnisse. \bar{m}^{COSMO} und \bar{m}^{mes} sind die jeweiligen Mittelwerte. Es wurde für jede volle Stunde eine Kreuzkorrelationsfunktion aus dem Lidarprofil und dem COSMO-DE Profil errechnet. Aus diesen Kreuzkorrelationsfunktionen wurde für jeden Messtag ein Mittel gebildet. In

Datum	RSTOP. (km)	max. K. korr. Koeff.	m. Versch.(m)	Versch. Int. (m)
30.06.	1.90	0.79	60	60 - 300
13.07.	1.45	0.69	0	0 - 0
14.07.	2.10	0.57	-60	-480 - 0
15.07.	3.75	0.61	0	0 - 0
18.07.	4.00	0.92	0	0 - 0
25.07.	2.00	0.93	60	0 - 360
26.07.	2.00	0.69	0	0 - 0
31.07.	2.05	0.65	0	0 - 0
01.08.	1.10	0.86	0	0 - 0
05.08.	1.50	0.66	0	0 - 0
12.08	3.20	0.97	0	0 - 0
15.08	2.90	0.97	0	0 - 0
23.08	2.20	0.84	0	0 - 0
24.08	2.80	0.97	0	0 - 0
25.08	2.80	0.94	0	0 - 0
Mittel		0.81		

Tab. 8.2: Maximaler mittlerer Kreuzkorrelationskoeffizient berechnet aus dem Vergleich der Mischungsverhältnisdaten der COSMO-DE Prognosen mit den gemessenen Lidardaten, sowie mittlere Lage des Maximums (m.Versch.), Verschiebungsintervall (Versch. Int.) und mittlerer Restschichtobergrenze (RSTOP).

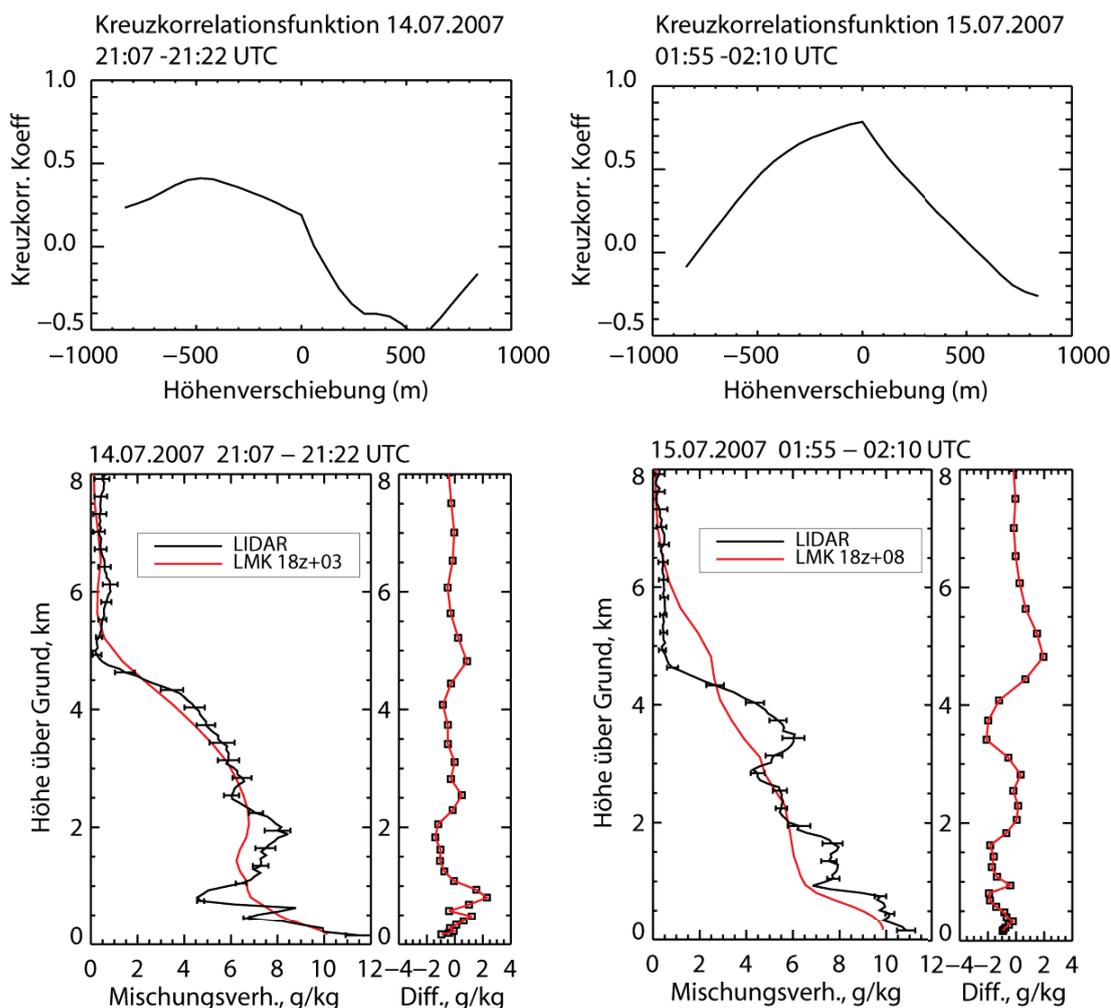


Abb. 8.21: a) Kreuzkorrelationsfunktion bezüglich des Lidar-Modell-Vergleiches für den 14.07. 21:07 - 21:22 UTC (a) und 15.07. 01:55 - 02:10 UTC (b). Unten: Vergleich zwischen Lidar und COSMO-DE-Profil zum entsprechenden Messzeitpunkt.

Tabelle 8.2 ist der Mittelwert der Kreuzkorrelationskoeffizienten im Maximum der Kreuzkorrelationsfunktion mit entsprechendem Verschiebungswert des Maximums dargestellt (siehe Abb. 8.21). Die Restschichthöhe (RESTOP) ist die über alle Messungen an einem Messtag gemittelte Restschichthöhe. Der Mittelwert aller maximalen Korrelationskoeffizienten liegt bei 0.81. Die vom COSMO-DE prognostizierten Profile waren somit mit den mittels Lidar bestimmten Profilen im Mittel hoch korreliert. Dennoch ist die Spannbreite der Korrelationskoeffizienten von 0.57 bis 0.97 relativ groß. Die mittlere vertikale Verschiebung wurde auf Werte in 60 m Schritten gerundet. In den meisten Fällen trat keine Verschiebung zwischen dem vom COSMO-DE prognostizierten und den mittels Lidar gemessenen Wasserdampfprofilen auf. In drei Fällen gab es eine Verschiebung zwischen beiden Profilen. Die Mittelwerte dieser Verschiebung waren mit jeweils 60 m relativ gering. Am 14.07. trat die größte Verschiebung mit 480 m in einer Einzelmessung

auf. Zur Verdeutlichung wurde in Abbildung (8.21) die Kreuzkorrelationsfunktion für den COSMO-Lidar-Vergleich am 14.07., 21:07 - 21:22 UTC und mit den entsprechenden Profilen (unten), dargestellt. Man erkennt, dass es am Beginn der Messung eine trockene Schicht innerhalb der Restschicht in 700 - 1000 m Höhe gab. Diese lag bei der COSMO-DE-Prognose mit schwächerer Intensität um 480 m höher, wodurch das Maximum der Autokorrelationsfunktion bei -480 m liegt. Diese Schicht hat sich im Laufe der Messung fast vollständig aufgelöst, wodurch zu späteren Messzeitpunkten ab etwa 01:00 UTC keine Verschiebung des vom COSMO-DE prognostizierten Profils gegenüber dem gemessenen Lidarprofil, mehr auftrat.

Zusammenfassend lässt sich schlussfolgern, dass kaum vertikale Verschiebungen zwischen Modellprofilen und Lidarprofilen auftraten. Die COSMO-DE-Profile und die Lidarprofile waren im Allgemeinen hoch korreliert. Der t-Test unterstreicht allerdings, dass COSMO-DE systematisch die Luftfeuchte in der Restschicht unterschätzt.

8.5 Wandlung der Daten ins NetCDF-Dateiformat

Weiterhin ist noch hinzuzufügen, dass die berechneten Daten in das NetCDF-Dateiformat umgewandelt und in die COPS-Datenbank am World Data Center for Climate (CERA, <http://cera-www.dkrz.de/CERA/>) hochgeladen wurden. NetCDF steht für Network Common Data Format und ist ein binäres Dateiformat, das zum Austausch wissenschaftlicher Daten dient. Der Vorteil dieses Formates ist, dass es selbstbeschreibend ist. Zur Umwandlung wurde eine IDL⁷-Routine geschrieben. Insgesamt wurden NetCDF-Dateien von 20 Messtagen und Grafiken von über 190 Vertikalprofilen sowie 18 Verlaufsdarstellungen des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses erstellt und in die Datenbank geladen.

⁷IDL: engl. Interactive Data Language ist eine Array orientierte Programmiersprache zur Analyse und Visualisierung von Daten

Kapitel 9

Temperatur und Feuchtemessung während SAMUM

Im folgenden Kapitel werden Temperaturmessungen, die während SAMUM-I und SAMUM-II-Messkamgänge durchgeführt wurden, behandelt. Zunächst wird ein Fallbeispiel von der SAMUM-I-Kampagne in Südmarokko diskutiert. Dabei wird ebenfalls auf Schwierigkeiten bei der Temperatur und Feuchtemessung bei der SAMUM-Messkampagne eingegangen. Es wurde aus den Temperatur- und Feuchtemessungen die relative Feuchte errechnet. Eine mögliche Abhängigkeit des mittels Lidar gemessenen Rückstreuoeffizienten von der relativen Feuchte wird diskutiert. In einem weiteren Fallbeispiel wird eine Episode mit einer kräftigen Passatinversion über den Kap Verden (SAMUM-II) vorgestellt.

9.1 Temperatur und Feuchtemessung am 16.05.2006

9.1.1 Wetterlage

Das Messgebiet im Hohen Atlas (Ouarzazate) lag zwischen einem Hoch über Nordafrika und einem Tief im Süden in einer östlichen Bodenströmung (Abb. 9.1a)). Entlang der Westküste Marokkos erstreckte sich eine Bodenkonvergenz ausgehend von dem Tief im Süden. Auf dem 500-hPa-Niveau befand sich das Messgebiet unter einem schwachen Geopotenzialgradienten im Einfluss hohen Geopotenzials (Abb. (9.1c)). In mittleren Schichten oberhalb vom 700-hPa-Niveau war die relative Feuchte mit 35 % etwas erhöht (Abb.9.1d)).

In der Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Signals in Abbildung 9.2 ist die vertikale homogene und zeitlich kaum variable Saharastaubschicht gezeigt. Sie reicht bis etwa 5 km über dem Meeresniveau und ist sehr gut durchmischt, was sich auch am höhenkonstanten Wasserdampf-Mischungsverhältnis (nächster Abschnitt) ablesen lässt.

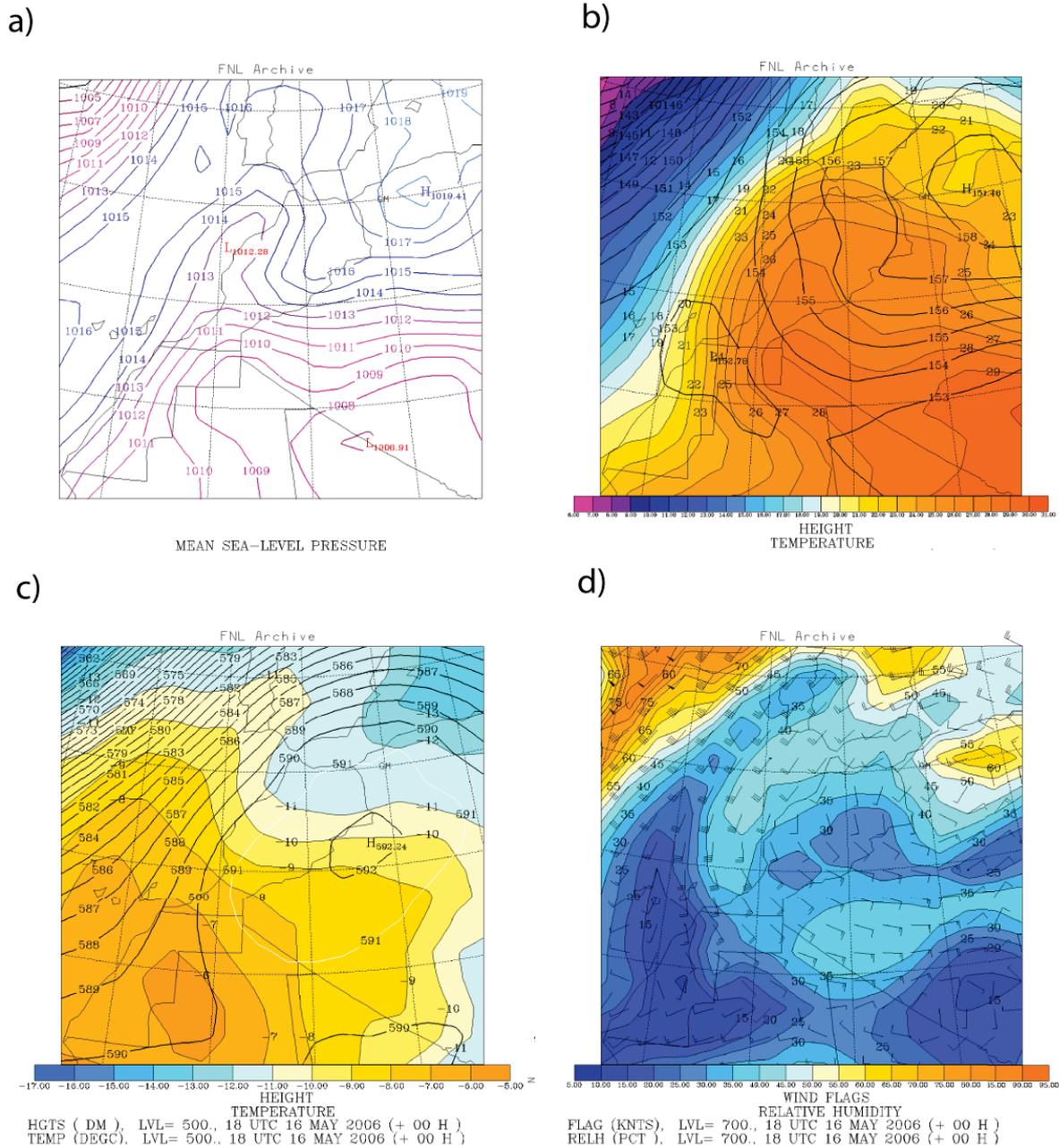


Abb. 9.1: Reanalysekarten vom 16.05.2006, 18 UTC, für Nordwestafrika mit a) auf Meeressniveau reduzierten Luftdruck, b) 850-hPa-Geopotenzial (Linien) und Temperatur (Farbe), c) 500-hPa-Geopotenzial (Linien) und Temperatur (Farbe) und d) der relative Feuchte auf dem 700-hPa-Niveau und Windvektoren. Quelle: <https://www.arl.noaa.gov>.

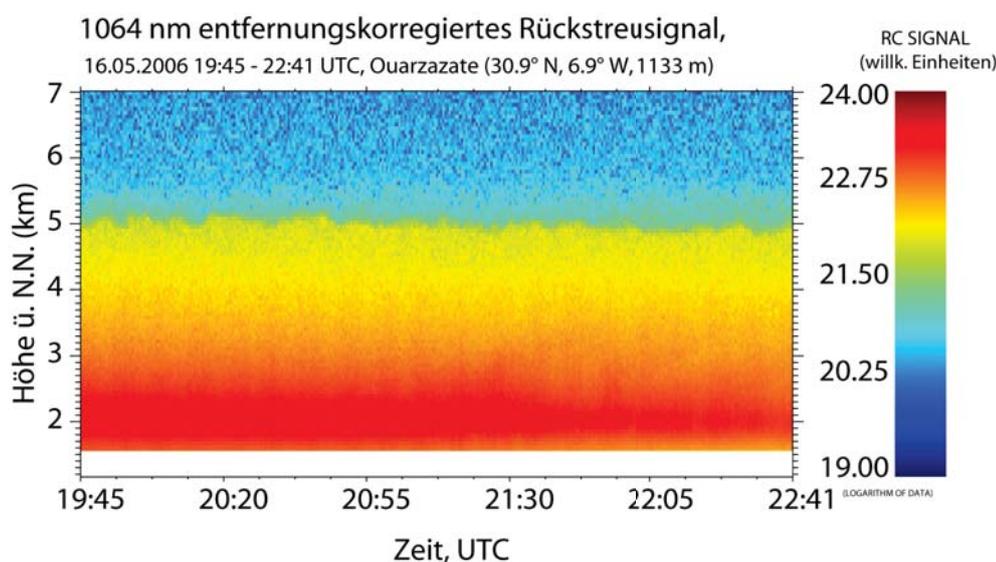


Abb. 9.2: Verlauf des entfernungskorrigierten Rückstreusignals bei 1064 nm vom 16.05.2006 von 19:45 - 22:41 UTC, Höhenauflösung: 60 m. Die Farbskala ist logarithmisch.

9.1.2 Lidarmessung

Abbildung 9.3 zeigt das mit dem Lidar gemessene Temperaturprofil (schwarz), das von der Radiosonde gemessene Profil (rot) und das über 840 m geglättete Lidarsignal mit absolutem Temperaturfehler. Am schwarz eingezeichneten Profil erkennt man, dass die Temperatur, die mittels Lidar gemessen wurde, im vertikal ungeglätteten Zustand sehr verrauscht ist. Trotz einer zeitlichen Mittelung über den gesamten Messzeitraum von 19:45 - 22:41 UTC ließ sich dieses Profil im ungeglätteten Zustand zur weiteren Auswertung nicht verwenden. Bei der Temperaturmessung sollte der relative statistische Fehler der gemessenen absoluten Temperatur möglichst unter 1 % (<3 K) liegen, damit noch meteorologisch sinnvolle Aussagen möglich sind. Deshalb war eine relativ große vertikale Glättung mit einer Glättungslänge von 840 m erforderlich. Des Weiteren mussten Signale einer Messperiode über 3 Stunden gemittelt werden.

Auffällig ist die starke Abweichung der mit dem Lidar gemessenen Temperatur von der Radiosondentemperatur in den unteren 4.2 km. Dieser Effekt trat bei allen durchgeführten Temperaturmessungen auf. Diese Abweichung wird durch die Fehler der optischen Abbildung im Doppelgittermonochromator des Temperaturkanals verursacht. Dieser Effekt lässt sich bestimmen und abziehen [Mattis, 2002]. Dadurch ändert sich die Transmission im Nahfeldbereich mit der Höhe stark. Für den 16.5. ergab sich aus der Differenz der mit der Sonde und der mit den 840 m geglätteten Lidarsignalen ermittelt Temperatur, die in Abb. 9.3c) dargestellte Nahfeldkorrekturfunktion. Diese wurde in den Abbildungen 9.3b) und 9.4c) berücksichtigt, um zu illustrieren, dass die Bestimmung der relativen Feuchte mit dem Lidar im Prinzip bis in niedrigere Höhen möglich ist. Da die Intensität und die Hö-

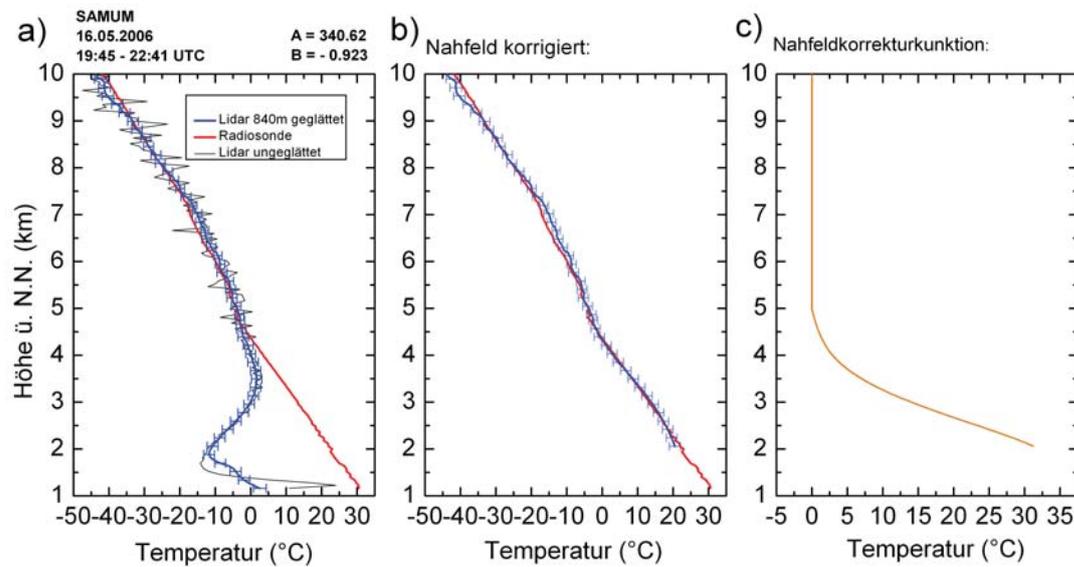


Abb. 9.3: a) Vertikalprofil der Temperatur gemessen mit dem Lidar (schwarz: 60 m Auflösung, ungeglättet) am 16. Mai 2007 19:45 - 22:41 UTC und mit der Radiosonde (rot), (Radiosondenstart um 20:01 UTC). Das blaue Lidarprofil basiert auf Signalprofile, die über 840 m geglättet wurden. Die Fehlerbalken berücksichtigen Signalrauschen und Fehler in der Bestimmung der Konstanten A_T und B_T . b) Zeigt das nahfeldkorrigierte Lidar-Temperaturprofil und c) die Nahfeldkorrekturfunktion.

he des Maximums der Abweichung bei den verschiedenen Messungen zu stark variierten, konnte keine allgemein gültige Korrekturfunktion bei SAMUM ermittelt werden. Grund ist auch hier die tägliche Neujustierung zur Gewährleistung optischer Aerosolmessung während der Messkampagne. Abbildung 9.3 zeigt, dass der absolute Temperaturfehler bis in eine Höhe von 9 km im Bereich von 1.5 K in den unteren Luftschichten und bei 2.5 K in den oberen Schichten lag. In der Fehlerrechnung wurden nur die in Kapitel 7.2 diskutierten Fehler berücksichtigt.

Zur Bestimmung des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses wurden bei allen SAMUM-Messungen die Raman-Rückstreusignale bei einer Wellenlänge von 607 nm für Stickstoff und 660 nm für Wasserdampf verwendet. Da ein breitbandiger Interferenzfilter eingesetzt wurde, konnte auf die Temperaturkorrektur der Filtertransmission (siehe Kapitel 6.2.3) verzichtet werden. Dieser breitbandige Filter hatte jedoch zur Folge, dass mehr Hintergrundstrahlung den Filter passierte und somit das Signal bei 660 nm mit einem stärkeren Hintergrundrauschen belegt war, als es bei dem 407-nm-Wasserdampfkanal während COPS der Fall war. Dadurch musste zur Reduzierung des relativen statistischen Fehlers die Mittelungsdauer auf 30 Minuten erhöht werden. Für die vertikale Glättung wurden dieselben Glättungsfenster, wie bei den COPS-Messungen verwendeten. Die optische Dicke lag durch den Saharastaub typischerweise zwischen 0.2 und 0.8. Da der Angströmexpo-

nent jedoch nahe Null lag, war die Auswirkung auf die differenzielle Transmission gering und die Korrektur des Transmissionseffektes konnte vernachlässigt werden (siehe Kapitel 6.2).

Das Ergebnis ist in Abbildung 9.4b) dargestellt. Als Radiosonde wurde das ältere Modell RS80-15N verwendet. Dieser Sondentyp unterschätzt systematisch die relative Feuchte um bis zu 10 % Milosheviche et al. [2004]. Dies muss bei der weiteren Betrachtung berücksichtigt werden.

Aus den mittels Lidar bestimmten Temperatur- und Mischungsverhältnisdaten wurde unter Verwendung der Gleichungen (6.4), (6.5), (6.3) ein Profil der relativen Feuchte berechnet, dass in Abbildung 9.4b) dargestellt ist. Die absoluten Fehler der Lidarmessung sind im unteren Bereich mit Werten um 3 % noch relativ gering, werden aber mit der Höhe immer größer und erreichen in 7 km etwa 15 %. Zur Berechnung der Fehler wurde wieder nur das Signalrauschen und die Fehler in den Konstanten A_T und B_T in der Fehlerrechnung (Fehlerbalken 9.4) berücksichtigt. Gemäß den Lidar- und Radiosondenmessungen stieg die relative Feuchte bis in eine Höhe von 4.7 km an, wo sie ein Maximum von über 60 % an der Obergrenze der Saharastaubschicht erreichte. Das Wasserdampf-Mischungsverhältnis blieb in der gesamten Mineralstaubschicht nahezu konstant, während der vertikale Temperaturgradient fast konstant war. Folglich wuchs die relative Feuchte

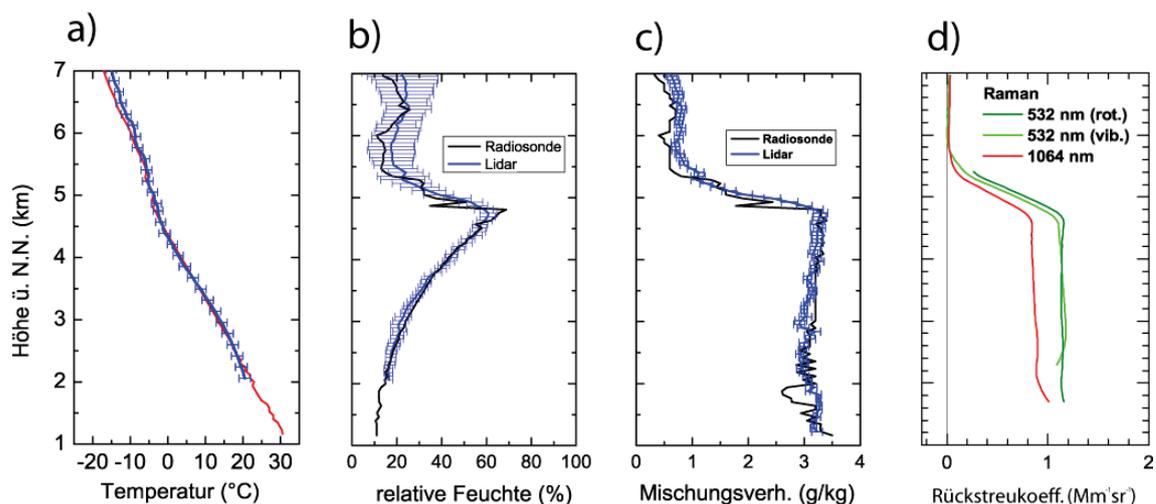


Abb. 9.4: a) Temperatur gemessen mit Lidar (blau, 3 Stunden Signalmittel, 840 m vertikale Glättung) und Radiosonde (rot), b) relative Feuchte gemessen mit Lidar (blau) und Radiosonde (schwarz, 20:00 UTC - 20:30 UTC, Radiosondenstart: 20:00 UTC), c) Wasserdampf-Mischungsverhältnis gemessen mit Lidar (blau, 20:00-20:30 UTC) und Radiosonde (schwarz), d) Rückstreukoeffizient β_λ bei mehreren Wellenlängen (rot= Rotations-Ramanmessung, vib = Vibrations-Ramanmessung, Glättungslänge 660 m). Die Daten für d) wurden von Matthias Tesche bereitgestellt.

mit der Höhe kontinuierlich an. Oberhalb dieser Schicht, in der freien Troposphäre ging die relative Feuchte auf Werte um 10 - 20 % stark zurück.

Die Feuchte- und Temperatur-Lidarmessung wurde mit den Profilen des Partikelrückstreukoeffizienten verglichen. Die Aerosolprofile werden ausführlich in SAMUM Special Issue (Tellus, Februar 2009 Ausgabe 61B) [Tesche et al., 2008] diskutiert.

Auffällig in Abbildung 9.4 ist, dass der Rückstreukoeffizient trotz steigender relativer Feuchte konstant bleibt. Bei einem hygroskopischen Größenwachstum der Partikel ist zu erwarten, dass der Partikelrückstreukoeffizient ebenfalls zunimmt. Es findet also kein hygroskopisches Größenwachstum der Mineralstaubpartikel bei steigender relativer Feuchte statt. Dieses Ergebnis verdeutlicht Abbildung 9.5, wo die partikelrückstreukoeffizienten einer Wellenlänge von 532 nm und 1064 nm gegen die relative Feuchte aufgetragen sind. Insgesamt fand man bei SAMUM sehr geringes Feuchtwachstum für die den optischen Effekt bestimmenden großen Staubpartikeln [Kaaften et al., 2009].

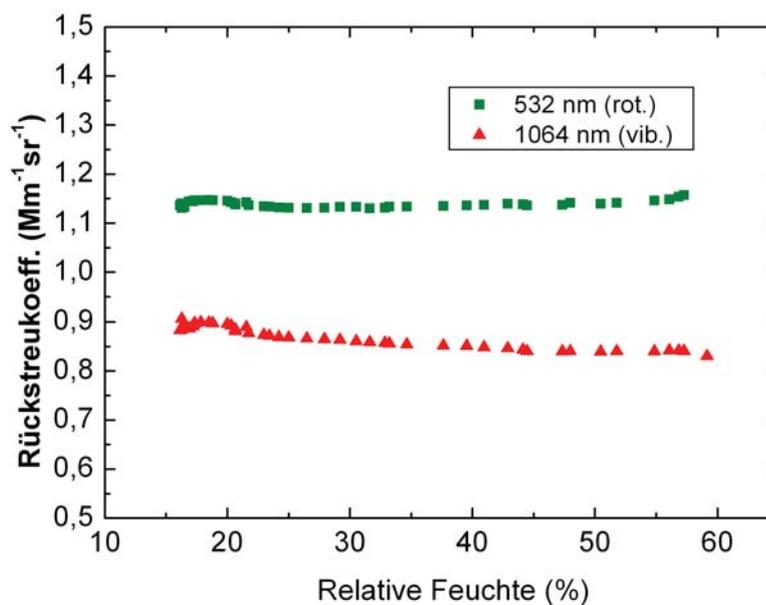


Abb. 9.5: Partikelrückstreukoeffizient bei 532 nm (dunkelgrün) und 1064 nm (rot) in Abhängigkeit von der relativen Feuchte.

9.2 Feuchtemessung am 04.06.2008 bei SAMUM-II

Das letzte Fallbeispiel dieser Arbeit zeigt eine Feuchtemessung vom 4.6.2008 in der Passatwindzone auf den Kap Verden mit deutlich ausgeprägter Passatinversion. Diese wird anhand der Feuchtemessung in Verbindung mit Rückwärtstrajektorien erklärt.

9.2.1 Wetterlage

In Abbildung 9.6 lässt sich erkennen, dass die Kap Verden am 4.06.2008 zwischen dem Azorenhoch im Nordwesten und einem schwachen Tief über dem Kontinent bodennah in einer nordöstlichen Strömung lagen. In höheren Schichten herrschte hingegen eine Ostströmung, die Saharaluftmassen zu den Kap Verden transportierte (siehe 700-hPa-Wind- und Geopotenzialkarte in Abbildung 9.6b)). Auf der 900-hPa-Feuchtekarte in Abbildung 9.6b) lässt sich ein sehr trockener Bereich finden, der von der Sahara über dem Kontinent bis zu den Kap Verden reichte. Diese trockene Schicht entsteht an der Passatinversion (siehe nächster Abschnitt).

9.2.2 Lidarmessung

In der Abbildung 9.7a) ist die bodennahe maritime Mischungsschicht (bis 300 m Höhe) und die Saharastaubschicht von 1 - 5 km Höhe zu erkennen. Im Vertikalprofil des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses in Abbildung 9.7b) und d) lassen sich mehrere Schichten erkennen. In Bodennähe befand sich eine sehr feuchte Schicht, mit Mischungsverhältniswerten bis zu 12 g/kg. Diese feuchte Schicht lässt sich der maritimen Mischungsschicht zuordnen. Im Temperaturprofil sieht man einen trockenadiabatischen Temperaturgradienten bis in etwa 300 m Höhe. Der Vertikalgradient der potenziellen Temperatur lag bei $-0.05 \text{ K}/100 \text{ m}$. Diese Schicht war somit neutral geschichtet. Das Wasserdampf-Mischungsverhältnis nimmt mit der Höhe ab. Die Schichtobergrenze lag bei etwa 300 m. Darüber schloss sich ein Bereich an, der durch einen starken Abfall des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses bei gleichzeitig starkem Temperaturanstieg gekennzeichnet war. Diese Schicht wird als Passatinversionsschicht bezeichnet. Hier ging das Wasserdampf-Mischungsverhältnis auf Werte von unter 1 g/kg zurück, während die Temperatur von $21.1 \text{ }^\circ\text{C}$ auf $27.6 \text{ }^\circ\text{C}$ angestiegen ist. Der Ursprung dieser trockenen Luft lässt sich in der Darstellung der Rückwärtstrajektorien in Abbildung 9.8 erkennen. Während die rote Trajektorie, die das bodennah ankommende Luftpaket beschreibt, maritimen Ursprungs ist, hatte die blaue Trajektorie, die in der Passatinversionsschicht ankommt ihren Ursprung näher am Äquator in deutlich höheren Luftschichten. Die Temperatur dieser Schicht lag höher, als die der Mischungsschicht, da die Luft in der Nähe des Äquators nahe der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) ihren Ursprung hatte. Dort wurde sie zum Aufsteigen gezwungen, wodurch sie sich adiabatisch abkühlte und mit Erreichen des Hebungskondensationsniveaus ihr Wasserdampf auskondensiert wurde. In höheren Luftschichten wurde sie unter Absinken nach Nordwesten transportiert. Durch die Absinkbewegung kam es zur trockenadiabatischen Erwärmung der Luftmasse, wodurch die beschriebene Passatinversion entsteht. Darüber schloss sich eine stabil geschichtete, deutlich feuchtere Wüstenstaubschicht mit Ursprung in der

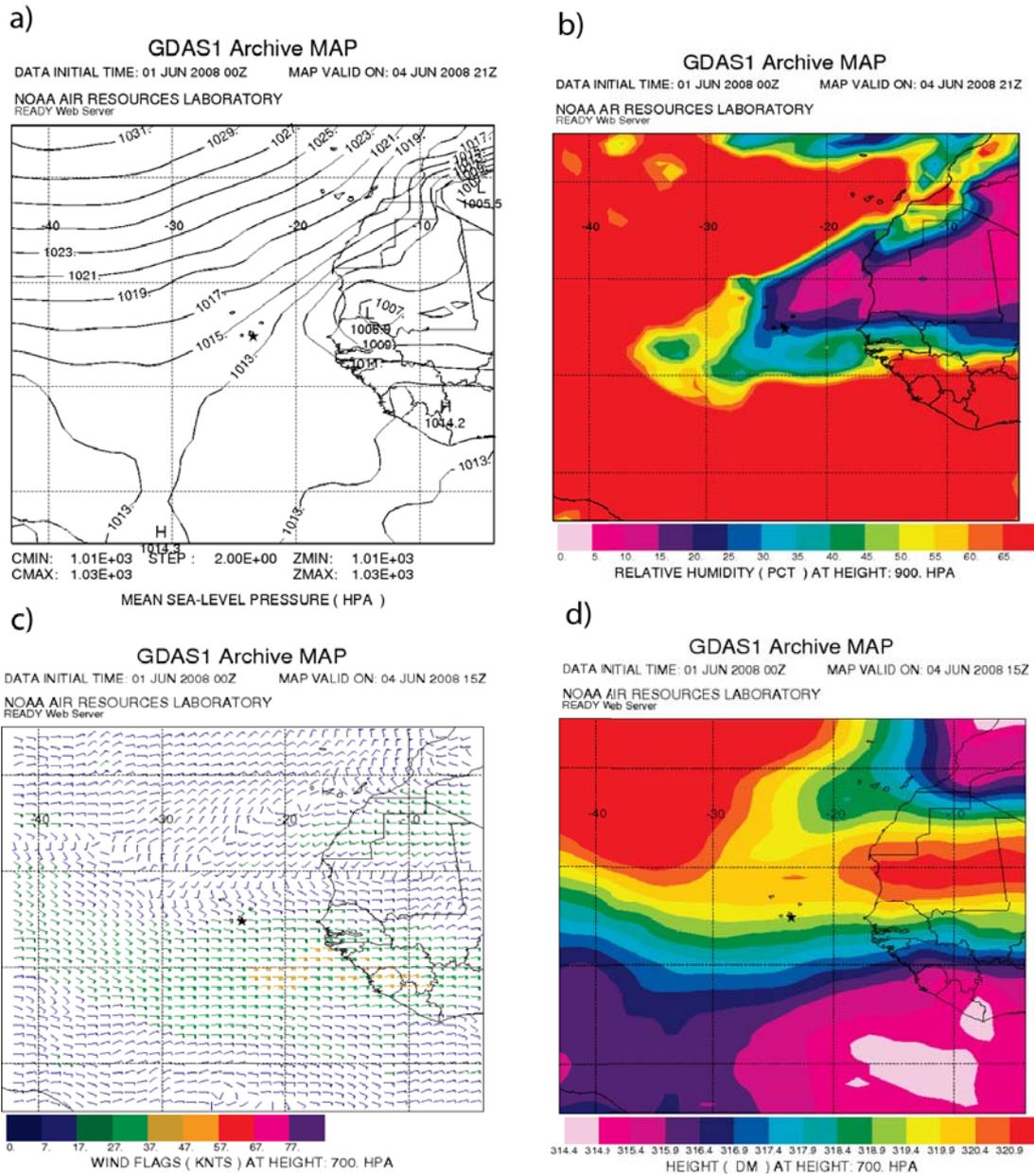


Abb. 9.6: Reanalysekarten vom 18.05.2005 von 18 UTC für Nordwestafrika. Dargestellt sind: Der auf Meeressniveau reduzierter Luftdruck (a), die relative Luftfeuchte auf dem 900-hPa-Niveau (b), Windfahnen auf 500-hPa-Niveau (c) und das Geopotenzial auf dem 500-hPa-Niveau (d). (Quelle: <https://www.arl.noaa.gov>).

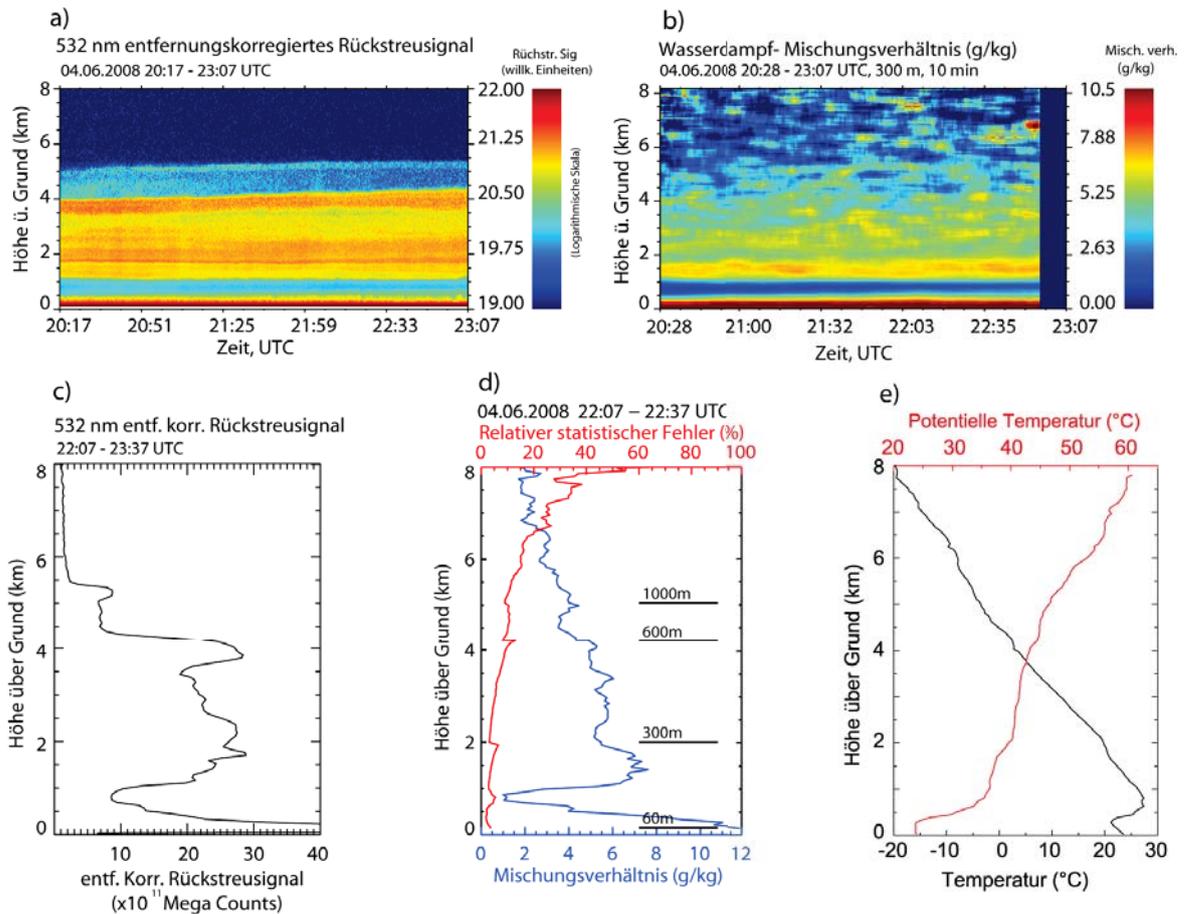


Abb. 9.7: a) Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten 532-nm-Rückstreusignales (Höhenauflösung 60 m, Zeitaufösung 10 s), b) Verlaufsdarstellung des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses (vertikale Glättungslänge 300 m, zeitliche Mittelung 10 min), c) Profil des entfernungskorrigierten Rückstreusignales, d) Profil des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses von 22:07 - 22:37 UTC mit relativem statistischen Fehler, e) Profil der Temperatur und der potenziellen Temperatur ermittelt aus Radiosondendaten (Start: 20:48 UTC).

Sahara an (grüne Trajektorie). Diese lässt sich im 532-nm-Rückstreusignal (Abb.9.7a, c) an einer deutlich erhöhten Rückstreuintensität in einer Höhe von 1000 bis 5200 m erkennen. Da diese Schicht ihren Ursprung in Bodennähe hatte, war das Wasserdampf-Mischungsverhältnis in dieser Schicht mit Werten von bis zu 7.5 g/kg relativ hoch. Hier fiel das Mischungsverhältnis mit der Höhe kontinuierlich leicht ab.

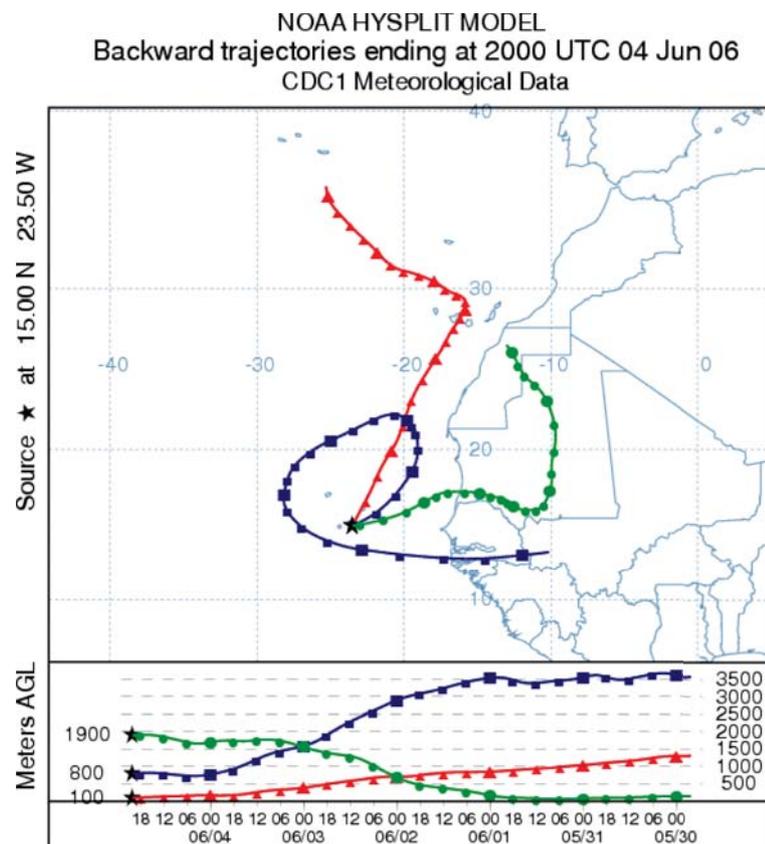


Abb. 9.8: Rückwärtstrajektorien berechnet mit HYSPLIT vom 4.6.2007 20:00 UTC, für An-
kunftshöhen von 100 m über Grund (rot), 800 m über Grund (blau) und 1900 m über Grund
(grün). Unten: Höhe des Luftpaketes über Grund in Abhängigkeit von der Zeit.

Kapitel 10

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden Lidarmessungen der Luftfeuchte und der Temperatur, die während der COPS- und SAMUM-Kampagnen durchgeführt worden waren, ausgewertet und anhand von Messbeispielen diskutiert. Die Fehleranalyse behandelte systematische und statistische Fehler. Die Kalibrierung der Raman-Lidarmessungen durch Vergleich mit Radiosondenprofilen wurde erläutert und die damit verbundenen Fehler diskutiert.

Die Messbeispiele zeigten, dass mit dem Lidar BERTHA Profile des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit einem relativen Fehler von 3 % - 30% bei einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten und einer höhenabhängigen vertikalen Signalglättung von 60 m bis 1000 m bis in eine Höhe von 8 km ermittelt werden können. Im Falle der Temperaturmessungen konnte der relative Fehler von 0.5 %- 1 % bis in die obere Troposphäre begrenzt werden. Allerdings basieren die Temperaturprofile dabei auf Signalstundenmitteln, die noch mit etwa 800 m vertikal zu glätten waren.

Die bei COPS ermittelten Wasserdampfdaten wurden mit Radiosondenprofilen und mit dem Wasserdampfwerten eines DIAL an Bord des französischen Forschungsflugzeuges Safire Falcon verglichen. Der Vergleich mit den DIAL-Daten lieferte mit einer mittleren Differenz von -0.03 g/kg bei einer Standardabweichung von 0.36 g/kg ein deutlich besseres Ergebnis, als der Vergleich mit den Radiosondenprofilen, der eine Differenz von 0.27 g/kg und einer Standardabweichung von 0.53 g/kg aufwies.

Vier Messbeispiele wurden diskutiert. Davon wurden zwei Wasserdampfmessbeispiele bei COPS vom 31.7.2007 in trockener polarer Luftmasse unter Hochdruckeinfluss und vom 1.8.2007 vor einem konvektiven Ereignis, ausführlich beschrieben. Bei dem Beispiel vom 1.8.2007 ließ sich in den Lidarmessungen besonders gut das Eintreffen der Ausflussgrenze eines alternden MCSes erkennen. Für die COPS-Messungen wurde ein Modellvergleich mit dem Modellprognosen des Lokalmodells des Deutschen Wetter Dienstes COSMO-DE erstellt. Dieser Vergleich hatte zum Ergebnis, dass das Modell die Feuchteverteilung in einer relativ ruhigen Atmosphäre unter Hochdruckeinfluss besser erfasst hat, als die Feuch-

teverteilung unter zyklonalen Bedingungen vor einem starken konvektiven Ereignis. Eine Statistik des Modellvergleiches mit allen COPS-Messungen hat ergeben, dass kaum vertikale Verschiebungen zwischen Modellprofilen und Lidarprofilen auftraten. Jedoch wurde die Feuchte in der nächtlichen Restschicht von COSMO-DE systematisch im Mittel um 7.9 % unterschätzt.

Ein weiteres Messbeispiel von SAMUM I in Marokko wurde ausführlich beschrieben. Hier wurde aus der Temperatur- und Wasserdampfmessung ein Profil der relativen Feuchte erstellt. Bei der Temperaturmessung trat ein systematischer Nahfeldeffekt bis in eine Höhe von 5 km auf, der zu korrigieren war. Somit konnte die Temperatur ab 2 km Höhe bis in die höhere Troposphäre bestimmt werden. Ein Vergleich der relativen Feuchte mit dem mittels Lidar gemessenen Partikel-Rückstreukoeffizienten hatte zum Ergebnis, dass kein Partikelwachstum der großen Staubpartikel mit Erhöhung der relativen Feuchte stattfand. Ein weiteres Messbeispiel von der SAMUM II Kampagne auf den Kap Verden zeigte das Studium einer Passatinversion.

Das Mehrwellenlängen-Ramanlidar BERTHA wurde auf den Messkampagnen COPS und SAMUM vorwiegend zur Charakterisierung von optischen Eigenschaften von Aerosolen und Wolken eingesetzt. Deshalb war BERTHA nicht für die Temperatur und Feuchtemessung optimiert. Diese Arbeit hat jedoch gezeigt, dass BERTHA auch in Hinblick auf Feuchte- und Temperaturmessung durchaus gute Ergebnisse liefert. Die dabei gewonnenen Daten lassen sich zu weiteren Untersuchungen verwenden. Dies wurde in dieser Arbeit anhand des Modellvergleiches und dem Vergleich der relativen Feuchte mit dem Partikel-Rückstreukoeffizienten demonstriert.

Tabellenverzeichnis

5.1	Charakteristik der emittierten Laserpulse nach Althausen et al. [2000]. . .	16
5.2	Filtercharakteristik des Raman-Lidars nach [Althausen et al., 2000]. a steht für analoge Detektion, pc für Detektion nach der Photonenzählmethode, steht für parallel und \perp senkrecht polarisierte Strahlung.	16
7.1	Berechnete Kalibrierkonstanten für alle auswertbaren Messtage bei SAMUM I und deren Standardfehler.	37
8.1	Mittlere Abweichung (Diff.) des von COSMO-DE prognostizierten Wasserdampf-Mischungsverhältnisses von den entsprechenden Lidarwerten und zugehöriger Standardabweichung (St.Abw.). Die Werte sind angegeben für die Restschicht (mittlere Obergrenze RSTOP ist angegeben) und die darüberliegende freie Troposphäre bis 8 km Höhe.	64
8.2	Maximaler mittlerer Kreuzkorrelationskoeffizient berechnet aus dem Vergleich der Mischungsverhältnisdaten der COSMO-DE Prognosen mit den gemessenen Lidardaten, sowie mittlere Lage des Maximums (m.Versch.), Verschiebungsintervall (Versch. Int.) und mittlerer Restschichtobergrenze (RSTOP).	66

Abbildungsverzeichnis

2.1	Supersite M mit ARM Site (1), IFT Mehrwellenlängenlidar BERTHA (2), IFT Windlidar WiLi (3) und Logistikkontainer (4).	4
2.2	a) COPS-Gebiet mit den COPS Supersites V: Vogesen, R: Rheintal, H: Hornisgrinde, M: Murgthal, S: Stuttgart und b) Standort der Supersite M mit der ARM - Site und dem IFT Ramanlidar BERTHA und Windlidar WiLi im Murgthal (rechts) Quelle: Google Earth	4
3.1	Standort des Ift-Ramanlidars bei der Messkampagne SAMUM I am Flughafen von Ouarzazate (30.9°N, 6.9°W 1133 m) In Casablanca wurde die Falcon des DLR (Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt) stationiert. Quelle: Google Earth	6
3.2	Standort des Ift-Ramanlidars BERTHA und des Windlidars WiLi bei der Messkampagne Samum II am Flughafen von Praia (14.86° N, 23.48° W, 75 m)Quelle: Modis und Google Earth	6
4.1	Schematische Darstellung der Vibrations-Rotations Energieniveaus von einem Stickstoffmolekül und dem zugehörigen Ramanspektrum [Wandinger, 2005]	9
4.2	Rotationsspektrum für Stickstoff (rot) und Sauerstoff (blau) für eine Laserwellenlänge von 532 nm bei einer Temperatur von 230 K aus Radlach [2005].	11
5.1	Schematische Darstellung vom Aufbau des Mehrwellenlängen-Ramanlidars [Althausen et al., 2000]	15

5.2	Schematische Darstellung vom Aufbau der BERTHA-Empfangseinheit bei SAMUM. Es wurden elastische Rückstreusignale bei 355, 400, 532, 710, 800, 1064 nm und Vibrations-Ramansignale bei 387 und 607, 660 nm für Stickstoff N_2 und Wasserdampf H_2O und Rotations-Ramansignale um 532 nm zur Bestimmung der Temperatur gemessen. Bei COPS wurde bei 407 nm für Wasserdampf und 387 nm für Stickstoff gemessen. a steht für analoge Detektion und pc für Photonenzähl-Detektion. s steht für die Detektion von senkrecht und p für parallel polarisierte Strahlung (aus [Tesche et al., 2008]).	17
5.3	Aufbau des Doppelgittermonochromators. Über die graue Faser wird das ankommende Licht in den ersten Faserblock eingekoppelt. Über die rote Faser wird das Licht der Ramanlinien um $J = 6$ und über die blaue Faser das Licht der Ramanlinien um $J = 12$ zum Faserblock 2 und zu den Photomultipliern geleitet [Mattis, 2002].	18
6.1	a) Rayleighstreuoeffizient berechnete mit Gleichung (6.11), b) Partikelstreuoeffizient berechnet mit Gleichung (6.13 und c) Transmissionsverhältnis, (blau und grün gestrichelt: Partikeltransmissionsverhältnis, blau, grün durchgezogen: Rayleighextinktionsverhältnis, Summe aus Rayleigh- und Partikeltransmissionsverhältnis bei der Wasserdampfmessung bei 660 nm (pink) und 407 nm (rot)	24
6.2	Spektrum der Wasserdampflinien der ersten Rotations-Vibrationsbanden bei einer Anregungswellenlänge von 355 nm bei einer Temperatur von a) 200 K und b) 300 K. Die blaue Kurve beschreibt die Filtertransmission. . .	25
6.3	Transmission des Interferenzfilters vor dem Wasserdampfkanal mit maximaler Transmission bei 407.475 nm und einer Halbwertsbreite von 0.25 nm (schwarz). Die an die Filtertransmissionskurve die angepasste Funktion als Summe von drei Gaußfunktionen ist rot.	26
6.4	Aufintegrierte Linienstärke (Wasserdampf-Rotations-Vibrationsbanden aus Abb. 6.2) unter Berücksichtigung der Filtertransmissionskurve 6.3 für Temperaturen von 200 - 300 K. An die berechneten Punkte wurde eine polynomiale Funktion 3. Ordnung angepasst (rot).	27
6.5	Temperaturabhängige Filtertransmission des Wasserdampfinterferenzfilters bei 407 nm.	28

6.6	Mischungsverhältnis (aus Radiosondenmessung) als Funktion des Wasserdampf-Stickstoff-Signalverhältnisses (nach Korrektur von Rayleigh- und Filtertransmissionseffekt) für die Messung am 13.7. (grün), 15.7. (schwarz), 31.7.2007 (rot)	29
6.7	Wasserdampfkalibrierkonstanten C_{H_2O} (13.07. - 25.08.2007)	29
7.1	Darstellung reiner Rotations-Ramanlinien von Stickstoff bei verschiedenen Temperaturen Mattis [2002].	34
7.2	Messung des logarithmischen Signalverhältnisses für drei aufeinanderfolgende Messtage aufgetragen gegen über der gemessenen Radiosondentemperatur. Die Messwerte beziehen sich auf Höhen von 2.5 - 10 km. Ebenfalls dargestellt sind die jeweiligen nichtlinearen Regressionsfunktionen. Die Messungen erfolgten in Ouarzazate, Marokko, während der SAMUM-I-Kampagne.	36
8.1	Vergleich der Lidarmessung (blau) mit einem Radiosondenaufstieg (schwarz) am 14.07.2007 (a) und am 01.08.2007 (b). Zusätzlich ist der relative statistische Fehler der Lidarmessung gezeigt (rot). Unterschiedliche Zeitintervalle wurden bei der Lidarsignalmittelung in diversen Höhenbereichen berücksichtigt (Bereiche sind durch horizontale Linien getrennt), um einen möglichst zeitnahen Sondenvergleich zu ermöglichen.	41
8.2	a)Vergleich der Ramanlidarmessung (rot, BERTHA) des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit der entsprechenden DIAL-Messung vom Flugzeug aus (schwarz, SAFIRE Falcon). Die Messung erfolgte am 30.07.2007 um 19:37 UTC und b) von 20:18 UTC (b). Der Mittelungszeitraum für beide Daten beträgt 3 Minuten. Der Graph rechts neben den Profilen zeigt die Differenz (Ramanlidar - DIAL). Die Fehlerbalken zeigen die Standardabweichung der Ramanlidarmessung aufgrund des Signalrauschens.	43
8.3	500-hPa-Geopotential (schwarze Linien), relative Topographie zwischen 1000 hPa und 500 hPa (Farbe) und reduzierter Luftdruck (weiße Linien, Isobaren) über Europa. Quelle: www.wetter3.de	45
8.4	Äquivalent-potenzielle Temperatur (Farbe) auf 850-hPa-Niveau und reduzierter Luftdruck (weiße Linien, Isobaren), Quelle: www.wetter3.de	45
8.5	Oben: Entfernungskorrigiertes (engl.: range corrected, RC) Rückstreusignal bei 532 nm (logarithmische Farbskala) vom 31.07.2007, 21:30 - 23:00 UTC, Auflösung: 16 m, 10 s. Unten: Wasserdampf-Mischungsverhältnis von 21:04 - 23:14 UTC, Auflösung: 60 m, 10 s, zeitliche Glättung: 5 min.	47

- 8.6 Vertikalprofile des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses (blau) mit relativem statistischen Fehler (rot) vom 31.07.2007 zu Beginn der Messphase von 21:19 - 21:34 UTC (a) kurz vor Ende der Messung 22:49-23:04 UTC (b). Die schwarzen horizontalen Linien zeigen den Wechsel zur nächstgrößeren signalabhängigen vertikalen Glättungslänge an. Die entsprechende Glättungslängen sind darüber angegeben. Zusätzlich sind die Vertikalprofile der Temperatur (schwarz) und der potenziellen Temperatur (rot) vom Radiosondenaufstieg 23:30 UTC dargestellt (c). 48
- 8.7 Rückwärtstrajektorien berechnet mit HYSPLIT (www.arl.noaa.gov/ready/), für Ankunftshöhen von 1000 m über Grund (rot) am Beobachtungsort, 2500 m (blau) und 4500 m (grün). Unten: Höhe des Luftpaketes über Grund in Abhängigkeit von der Zeit. 50
- 8.8 500-hPa-Geopotential (schwarze Linien), relative Topographie zwischen 1000 hPa und 500 hPa (Farbe) und Bodendruck (weiße Linien) über Europa. Quelle: www.wetter3.de 51
- 8.9 Äquivalent-potenzielle Temperatur (Farbe) auf 850-hPa-Niveau, Bodendruck (weiße Linien, Isobaren). Quelle: www.wetter3.de 52
- 8.10 RGB- Satellitenbild vom 02.08.2008 1:00 UTC, Quelle: DLR, Oberpfaffenhofen 52
- 8.11 Verlaufsdarstellung des entfernungskorrigierten Rückstreuungssignals (engl.: range corrected RC) bei 532 nm mit dem dazugehörigen Verlauf des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses von 19:31 - 22:21 UTC und 23:28 - 2:17 UTC, Auflösung: 60 m, 10 s, zeitliche Glättung: 3 min 53
- 8.12 Wasserdampf-Mischungsverhältnis (blau) mit relativem statistischen Fehler des Mischungsverhältnisses aufgrund des Signalrauschens (rot) vom 1.-2.08.2007. Gezeigt sind Messungen von Beginn der Abendmessung (a, 20:00 - 20:15 UTC), beim Eintreffen der Ausflussgrenze (b, 01:20 - 01:35 UTC) und nach Durchgang der Ausflussgrenze (c, 02:05 - 02:17 UTC). Die schwarzen Linien zeigen die Grenzen der höhenabhängigen vertikalen Glättungslängen. Die entsprechende Glättungslänge ist darüber angegeben 54
- 8.13 Rückwärtstrajektorien berechnet mit HYSPLIT vom 1.8.2007 22:00 UTC, für Ankunftshöhen von 1100 m über Grund (rot) am Beobachtungsort, 3800 m (blau) und 7000 m (grün). Unten: Höhe des Luftpaketes über Grund in Abhängigkeit der Zeit. 55
- 8.14 Verlaufsdarstellung der äquivalent-potenziellen Temperatur von 23:28-02:17 UTC mit der Radiosondentemperatur von 23:30 UTC. Auflösung: 120 m, 10 s, zeitliche Glättung: 5 min. 56

8.15	Modellorografie im COPS-Gebiet. Der rote Punkt markiert die COPS-Supersite M, den Standort des Ramanlidars.	57
8.16	Wasserdampf-Mischungsverhältnis vom 01.08.2007 20:00 UTC berechnet mit dem COSMO-DE für einen Gitterpunkt in der Nähe der Station (rot), für Gitterpunkte etwa 10 km in jeweils entgegengesetzten Himmelsrichtungen von der Station entfernt (gelb, hellgrün, dunkelgrün, blau) und gemessen vom Lidar (schwarz)	58
8.17	a) mit dem Lidar gemessenes Wasserdampf-Mischungsverhältnis (zeitliche Mittelung 15 Minuten), b) vom COSMO-DE prognostiziertes Wasserdampf-Mischungsverhältnis, und c) Wasserdampfdifferenz COSMO-DE - Lidarmessung.	60
8.18	Vertikalprofile des gemessenen und des vom COSMO-DE (18:00 UTC Lauf) prognostizierten Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit Differenz (COSMO-DE Prognose - Lidarmesswerte).	61
8.19	a) mit dem Lidar gemessenes Wasserdampf-Mischungsverhältnis (zeitliche Mittelung 15 Minuten), b) vom COSMO-DE prognostiziertes Wasserdampf-Mischungsverhältnis und c) Wasserdampfdifferenz COSMO-DE - Lidarmessung.	62
8.20	Vertikalprofile des gemessenen und des vom COSMO-DE (18:00-UTC-Lauf) prognostizierten Wasserdampf-Mischungsverhältnisses mit Differenz (COSMO-DE Prognose - Lidarmesswerte).	63
8.21	a) Kreuzkorrelationsfunktion bezüglich des Lidar-Modell-Vergleiches für den 14.07. 21:07 - 21:22 UTC (a) und 15.07. 01:55 - 02:10 UTC (b). Unten: Vergleich zwischen Lidar und COSMO-DE-Profil zum entsprechenden Messzeitpunkt.	67
9.1	Reanalysekarten vom 16.05.2006, 18 UTC, für Nordwestafrika mit a) auf Meeresniveau reduzierten Luftdruck, b) 850-hPa-Geopotenzial (Linien) und Temperatur (Farbe), c) 500-hPa-Geopotenzial (Linien) und Temperatur (Farbe) und d) der relative Feuchte auf dem 700-hPa-Niveau und Windvektoren. Quelle: https://www.arl.noaa.gov	70
9.2	Verlauf des entfernungskorrigierten Rückstreusignals bei 1064 nm vom 16.05.2006 von 19:45 - 22:41 UTC, Höhenauflösung: 60 m. Die Farbskala ist logarithmisch.	71

- 9.3 a) Vertikalprofil der Temperatur gemessen mit dem Lidar (schwarz: 60 m Auflösung, ungeglättet) am 16. Mai 2007 19:45 - 22:41 UTC und mit der Radiosonde (rot), (Radiosondenstart um 20:01 UTC). Das blaue Lidarprofil basiert auf Signalprofile, die über 840 m geglättet wurden. Die Fehlerbalken berücksichtigen Signalrauschen und Fehler in der Bestimmung der Konstanten A_T und B_T . b) Zeigt das nahfeldkorrigierte Lidar-Temperaturprofil und c) die Nahfeldkorrekturfunktion. 72
- 9.4 a) Temperatur gemessen mit Lidar (blau, 3 Stunden Signalmittel, 840 m vertikale Glättung) und Radiosonde (rot), b) relative Feuchte gemessen mit Lidar (blau) und Radiosonde (schwarz, 20:00 UTC - 20:30 UTC, Radiosondenstart: 20:00 UTC), c) Wasserdampf-Mischungsverhältnis gemessen mit Lidar (blau, 20:00-20:30 UTC) und Radiosonde (schwarz), d) Rückstreu-
koeffizient β_λ bei mehreren Wellenlängen (rot= Rotations-Ramanmessung, vib = Vibrations-Ramanmessung, Glättungslänge 660 m). Die Daten für d) wurden von Matthias Tesche bereitgestellt. 73
- 9.5 Partikelrückstreu-
koeffizient bei 532 nm (dunkelgrün) und 1064 nm (rot) in Abhängigkeit von der relativen Feuchte. 74
- 9.6 Reanalysekarten vom 18.05.2005 von 18 UTC für Nordwestafrika. Dargestellt sind: Der auf Meeresniveau reduzierter Luftdruck (a), die relative Luftfeuchte auf dem 900-hPa-Niveau (b), Windfahnen auf 500-hPa-Niveau (c) und das Geopotenzial auf dem 500-hPa-Niveau (d).(Quelle: <https://www.arl.noaa.gov>). 76
- 9.7 a) Verlaufs-
darstellung des entfernungs-
korrigierten 532-nm-Rückstreu-
signales (Höhenauflösung 60 m, Zeitauf-
lösung 10 s), b) Verlaufs-
darstellung des Wasser-
dampf-
mischungsverhältnisses (vertikale Glättungslänge 300 m, zeitliche Mit-
telung 10 min), c) Profil des entfernungs-
korrigierten Rückstreu-
signales, d) Profil des Wasser-
dampf-
mischungsverhältnisses von 22:07 - 22:37 UTC mit
relativem statistischen Fehler, e) Profil der Temperatur und der potenziel-
len Temperatur ermittelt aus Radiosondendaten (Start: 20:48 UTC). . . . 77
- 9.8 Rückwärtstrajektorien berechnet mit HYSPLIT vom 4.6.2007 20:00 UTC, für Ankunftshöhen von 100 m über Grund (rot), 800 m über Grund (blau) und 1900 m über Grund (grün). Unten: Höhe des Luftpaketes über Grund in Abhängigkeit von der Zeit. 78

Literaturverzeichnis

- Althausen, D., D.Müller, Ansmann, A., Wandinger, U., Hube, H., Clauder, E., and Zörner, S. (2000). Scanning 6-Wavelength 11-Channel Aerosol Lidar. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 17:1469–1482.
- Ansmann, A., Riebesell, M., and Weitkamp, C. (1990). Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar. *Opt. Lett.*, 15:746–748.
- Arshinov, Y., Bobrovnikov, S., Serikov, I., and Ansmann A. and Wandinger, U. (2005). Daytime operation of a pure rotational Raman lidar by the use of a Fabry-Perot interferometer. *Appl. Opt.* 44, 44:3593–3603.
- Arshinov, Y. F., Bobrovnikov, S., Zuev, V., and Mitev, V. (1983). Atmospheric temperature measurements using pure rotational Raman lidar. *Appl. Opt.*, 22:2984–2990.
- Avila, G., Tejada, G., Fernández, J., and Montero, S. (2003). The rotational Raman spectra and cross sections of H₂O, D₂O, and HDO. *Journal of Molecular Spectroscopy*, 220:259–275.
- Baldauf, M., Förstner, J., Klink, S., Reinhardt, T., Schraff, C., Seifert, A., and Stephan, K. (2006). Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kurzzeitfrist LMK und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD.
- Behrendt, A. (2005). *Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. Springer.
- Blüm, P. (2002). Einführung zur Fehlerrechnung im Praktikum. Skript, Universität Karlsruhe, Fakultät für Physik.
- Bolton, D. (1980). The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Monthly Weather Review*, 109:1046–1053.
- Buchholz, A. (1995). Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.*, 35(15):2765–2733.

- Cooney, J. (1970). Comparisons of water vapour profiles obtained by radiosondes and laser backscatter. *J. Appl. Meteorol.*, 10:301.
- Cooney, J. (1972). Measurement of atmospheric temperature profiles by Raman backscatter. *Appl. Meteorol.*, 11:S. 108–112.
- Elterman, L. (1968). UV, visible, and IR attenuation for altitudes to 50 km. *U.S. Air Force Cambridge Research Laboratory, Bedford, Mass. AVCLR-68-0153*, pages 857–859.
- Goff, J. A. (1957). Saturation pressure of water on the new Kelvin temperature scale. *Transactions of the American Society of Heating and Ventilating Engineers*, pages 347–354.
- Heintzenberg, J. (2008). The SAMUM-1 experiment over Southern Morocco: overview and introduction. *Tellus*, 61B:2–11.
- Heinze, D. S. D. (1982). *Sättigungsdampfdruck- und Sättigungsdampfdichtetafeln für Wasser und Eis*. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie.
- Herzberg, G. (1950). *Molecular Spectra and Molecular Structure I. Spectra of Diatomic Molecules*, volume 2. van Nostrand Company.
- Kaaden, N., Massling, A., Schladitz, A., Müller, T., Kandler, K., Schütz, L., Weinzierl, B., Petzold, A., Tesche, M., Leinert, S., Deutscher, C., Ebert, M., 3, S. W., and Wiedensohler, A. (2009). State of mixing, shape factor, number size distribution, and hygroscopic growth of the Saharan anthropogenic and mineral dust aerosol at Tinfou, Morocco. *Tellus B*, 61 Issue 1:51 – 63.
- Mattis, I. (2002). *Aufbau eines Feuchte-Temperatur-Aerosol-Ramanlidars und Methodentwicklung zur kombinierten Analyse von Trajektorien und Aerosolprofilen*. Doktorarbeit, Universität Leipzig.
- Melfi, S. (1972). Remote measurement of the atmosphere using Raman scattering. *Appl. Opt.*, 11:1605–1610.
- Melfi, S. H., Lawrence, J., and McCormick, M. (1969). Observation of Raman scattering by water vapor in the atmosphere. *Appl. Phys. Lett.*, 15:295–297.
- Miloshevic, L. M., Paukunen, A., Vömel, H., and Oltmans, S. J. (2004). Development and validation of a time-lag correction for Vaisala radioson humidity measurements. *J. Atmos. Oceanic technol.*, 21:1305–1327.

- Nedeljkovic, D., Hauchecorne, A., and Chanin, M.-L. (1993). Rotational Raman lidar to measure the atmospheric temperature from the ground to 30 km. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 31:90–101.
- Peck, E. R. and Reeder, K. (1972). Dispersion of air. *Journal of the Optical Society of America*, 62(8):956.
- Press, W., Teukolsky, S., Vetterling, W., and Flannary, B. (1992). *Numerical Recipes in C*. 2. Cambridge University.
- Radlach, M. (2005). Messung von Temperaturprofilen in der unteren Troposphäre mit einem Rotations-Raman-Lidar. Diplomarbeit, Universität Leipzig.
- Scherz, U. (2005). *Quantenmechanik eine Einführung*, volume 1. Teubner Verlag / GWV Fachverlag GmbH, Wiesbaden.
- Schönwiese, C. (2000). *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, volume 4. Gebrüder Bornträger, Stuttgart.
- Teillet, P. M. (1990). Rayleigh optical depth comparisons from various sources. *Appl. Opt.*, 29:1897–1900.
- Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Mattis, I., Heese, B., Freudenthaler, V., Wiegner, M., Esselborn, M., G., P., and Knipperz, P. (2008). Vertical profiling of Saharan dust with Raman lidars and airborne HSRL in southern Morocco during SAMUM. *Tellus*, 61B:144–164.
- Wandinger, U. (2005). *Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. Springer.
- Whiteman, D. (2003). Examination of the traditional Raman lidar technique. I. Evaluating the temperature-dependent lidar equation. *Applied Optics*, 42(15):2571–2592.
- Wulfmeyer, V. A. B., Bauer, H.-S., Kottmeier, C., Corsmeier, U., Blyth, A., Craig, G., Schumann, U., M. Hagen, S. C., Girolamo, P. D., Flamant, C., Miller, M., Montani, A., Mobbs, S., Richard, E., Rotach, M., Arpagaus, M., Russchenberg, H., Schlüssel, P., König, M., Gärtner, V., Steinacker, R., Dorninger, M., Turner, D., Weckwerth, T., Hense, A., , and Simmer, C. (2008). The Convective and Orographically-induced Precipitation Study: A Research and Development Project of the World Weather Research Program for improving quantitative precipitation forecasting in low-mountain regions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, page DOI:10.1175/2008BAMS2367.1.

Danksagung

Diese Arbeit entstand am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung e.V. in Leipzig in der Lidargruppe der Abteilung Physik.

Ich möchte mich bei Herrn Dr. Dietrich Althausen für die Betreuung der Diplomarbeit und der Durchsicht des Manuskriptes bedanken.

Herrn Dr. Albert Ansmann möchte ich für die Betreuung in wissenschaftlichen Fragen und für die Durchsicht des Manuskriptes danken.

Besonderer Dank gilt Herrn Patric Seifert, der mir das Programmieren in IDL beigebracht und mich bei Fragen immer unterstützt hat.

Weiterer Dank gilt Frau Dr. Rohini Bhwahr (Universität von Basilicata, Italien) und Herrn Dr. Cyrill Flamant (Institut Pierre-Simon Laplace (ISPL), Frankreich) für die Bereitstellung der DIAL-Messdaten.

Bei Frau Dr. Ulla Wandinger möchte ich mich für das Programm zur Berechnung des Ramanspektrums für Wasserdampf bedanken.

Desweiteren bedanke ich mich bei Herrn Prof. Tetzlaff und Herrn Prof. Heintzenberg für die Übernahme der Begutachtung dieser Arbeit.

Selbständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die Diplom/Masterarbeit selbständig verfasst habe und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe. Alle Stellen der Arbeit, die wörtlich oder sinngemäß aus Veröffentlichungen oder aus anderweitigen fremden Äußerungen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht. Ferner erkläre ich, dass die Arbeit noch nicht in einem anderen Studiengang als Prüfungsleistung verwendet wurde.

Leipzig, den 17.04.2009

.....
Christian Herold

Ich bin einverstanden, dass die Arbeit nach positiver Begutachtung in der Universitätsbibliothek zur Verfügung steht.

Leipzig, den 17.04.2009

.....
Christian Herold