

Ludwig-Maximilians-Universität München
Fakultät für Physik
Meteorologisches Institut

**Modellierung und Beobachtung
von horizontalen
Wasserdampfinhomogenitäten
mit Hilfe von Mikrowellenradiometrie**

Diplomarbeit

vorgelegt von

Stefan Kneifel

im April 2008

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	5
2	Strahlungstransportmodellierung inhomogener Feuchtefelder	10
2.1	Strahlungstransportgleichung	10
2.2	Strahlungstransportmodell (STP)	12
2.3	STP für horizontal inhomogene Eingangsfelder	12
2.4	Modelleingangsfelder	18
2.5	Modellierung der Strahlungstemperaturen	24
2.6	Modellierung der optischen Dicke	29
2.7	Optische Dicken aus Messungen	32
2.8	Zusammenfassung der Modellstudie	35
3	Azimutmessungen von IWV, LWP und IR–Temperatur	37
3.1	Ort und Rahmen der Messungen	37
3.2	Messgeräte	38
3.3	Messbeispiele von Azimutscans	40
3.4	Zusammenfassung der Messbeispiele	49
4	Vergleich mit Flugzeugmessungen	51
4.1	Datengrundlage	51
4.2	Räumliche Interpolation der Flugzeugmessungen	52
4.3	IWV–Variation in Flugzeug– und MWR–Messungen	55
4.4	Diskussion der Flugzeugvergleiche	60
5	Tagesgänge von IWV, LWP und IR–Temperatur	63
5.1	Motivation	63
5.2	Räumliche und zeitliche Mittelung der Azimutscans	63
5.3	Mittlere Tagesgänge für verschiedene Monate und Wetterklassen	64
6	Zusammenfassung und Ausblick	73
A	Anhang	76
A.1	Klimatologische Vertikalprofile	76
A.2	Modellierte optische Dicken	77
A.3	Radiosondenprofile, Wetterkarten und Windlidarmessungen	79
A.4	IWV–Zeitreihen und IWV/IR–Azimutscans	87
A.5	Interpolierte Feuchtefelder	91
A.6	Standardabweichungen relativer Tagesgänge	98
	Literatur	102

Abstract

This study investigates the potential of scanning microwave radiometry to detect horizontal water vapour inhomogeneities. In the first part the sensitivity of a microwave radiometer (MWR) on horizontally inhomogeneous water vapour fields was characterized. For this purpose, a sensitivity study was performed using different typical humidity fields derived from measurements together with a radiative transfer model. The investigated humidity fields caused differences in brightness temperature (T_B) of 4 – 28 K, depending on field type, frequency and elevation angle. With six different elevation angles inhomogeneities could be detected when their horizontal dimensions were larger than 5 km. By looking at the T_B -differences as a function of elevation angle it was possible to distinguish between gradient fields and discontinuous structures. To further quantify the magnitude of the horizontal inhomogeneity a method was discussed which compares the optical thickness from different elevation angles with calculated values from the homogeneous case. For testing this method with real data a humidity field derived from aircraft measurements was used to model the optical thickness. The model results show good agreement with the MWR-measurements during the flight.

In the framework of the Convective and Orographically induced Precipitation Study (COPS) in 2007, a newly developed azimuth and elevation scanning 14-channel MWR (HATPRO) was deployed within the Black Forests Murg valley, Germany. The instrument was installed in May on the site of the Atmospheric Research Programs (ARM) Mobile Facility (AMF) and continued measuring until the end of the year 2007. Different kinds of automated scan patterns were run in order to best characterize atmospheric water vapour variability. Even in cloud free scenes a significant variability of a few kgm^{-2} in integrated water vapor content (IWV) could be observed.

To further investigate small scale atmospheric water vapour distribution in the Murg valley the Metair-DIMONA research aircraft flew distinct flight patterns over the AMF-site on two cloudfree days. During two flights on July 26 and August 1 significant variability (up to a factor of 2 in mixing ratio) could be revealed. At the same time, the new MWR-system performed vertical scans in the azimuth direction of the flight path. The in situ aircraft measurements served as a baseline to validate boundary layer observations by the radiometer.

Furthermore, a statistical analysis of the relative hourly mean of IWV and LWP (Liquid Water Path) was calculated for four spatial sectors. This analysis was made for the months July and August and also for different weather classifications. Even though strong spatial differences in IWV and LWP could be observed for single scans and specific days, the analysis of the hourly mean values shows only a weak dependence on the spatial direction, both for IWV and LWP. Because of the strong variations within this time the total number of measurements was not sufficient for reliable statistical conclusions.

1 Einleitung

Der Wasserdampf stellt bezüglich Wetter und Klima einen der wichtigsten Bestandteile der Atmosphäre dar. Die genaue Kenntnis seiner zeitlichen wie räumlichen Verteilung ist deshalb für viele Bereiche, wie z.B. die Klima-Beobachtung oder die Wettervorhersage von großer Bedeutung. Er beeinflusst eine Vielzahl atmosphärischer Prozesse, angefangen von kleinskaliger Turbulenz, über die Entstehung und Entwicklung von Konvektion bis hin zu synoptischen Wettersystemen.

Der Wasserdampf hat einen erheblichen Anteil an der Kopplung des atmosphärischen Energie- und Wasserkreislaufs. In der Dampfphase kann Wasser mit der atmosphärischen Zirkulation sehr schnell und über weite Entfernungen verteilt werden. Gleichzeitig werden dadurch große Energiemengen in Form von latenter Wärme transportiert. Durch Kondensation und Evaporation wird die latente Wärme wiederum in andere Energieformen umgewandelt. Diese beiden Prozesse sind dafür verantwortlich, dass das Wasserdampffeld u.a. stark mit der Wolkenbildung, dem Niederschlag und der Bodenfeuchte gekoppelt ist. Obwohl die grundsätzlichen Wirkungsmechanismen des globalen Energie- und Wasserkreislaufs bekannt sind, gibt es noch eine Vielzahl an im Detail ungeklärten Zusammenhängen, was auch maßgeblich auf die mangelnde Kenntnis der genauen Wasserdampfverteilung zurückgeht.

Für das Klima ist der Wasserdampf auch deshalb von besonderer Relevanz, da er das wirksamste Treibhausgas ist. Bei Klimaänderungen bewirkt der Wasserdampf dabei eine positive Rückkopplung. Steigt die Temperatur an, so kann die Atmosphäre entsprechend mehr Wasserdampf aufnehmen. Gleichzeitig absorbiert der Wasserdampf vermehrt die langwellige Ausstrahlung, welche sonst in den Weltraum abgestrahlt würde und verstärkt somit den Erwärmungsprozess. Die langzeitliche Beobachtung des Wasserdampfes ist deshalb sowohl notwendig um klimatische Veränderungen zu detektieren, als auch um diese später vorhersagen zu können.

Neben der Wichtigkeit des Wasserdampfes in Hinblick auf klimatische Veränderungen sind die Informationen über das vertikale Feuchteprofil und dessen Variabilität auch für die kurz- und mittelfristigen operationellen Wettervorhersagemodelle von großem Interesse. Wie z.B. Kuo et al. (Kuo et al., 1993) zeigen, führt die genaue Kenntnis des zeitlichen und räumlichen Wasserdampffeldes zu einer erheblichen Verbesserung mesoskaliger Vorhersagen.

Im Rahmen einiger Studien, z.B. IHOP (**I**nternational **H**2**O** **P**roject), wurde die Bedeutung der Wasserdampfverteilung speziell im Hinblick auf die Entwicklung von Konvektion untersucht (Weckwerth et al., 2004). Dabei stellt die genaue Charakterisierung der Feuchteverteilung derzeitige Messmethoden jedoch immer noch vor große Herausforderungen. Selbst mit einem Netzwerk an Messstationen, wie es während IHOP zur Verfügung stand, konnte das Temperatur- und Feuchtefeld im Vergleich zur Verteilung von Wind oder Niederschlag deutlich weniger genau erfasst werden (Fabry, 2006). Ge-

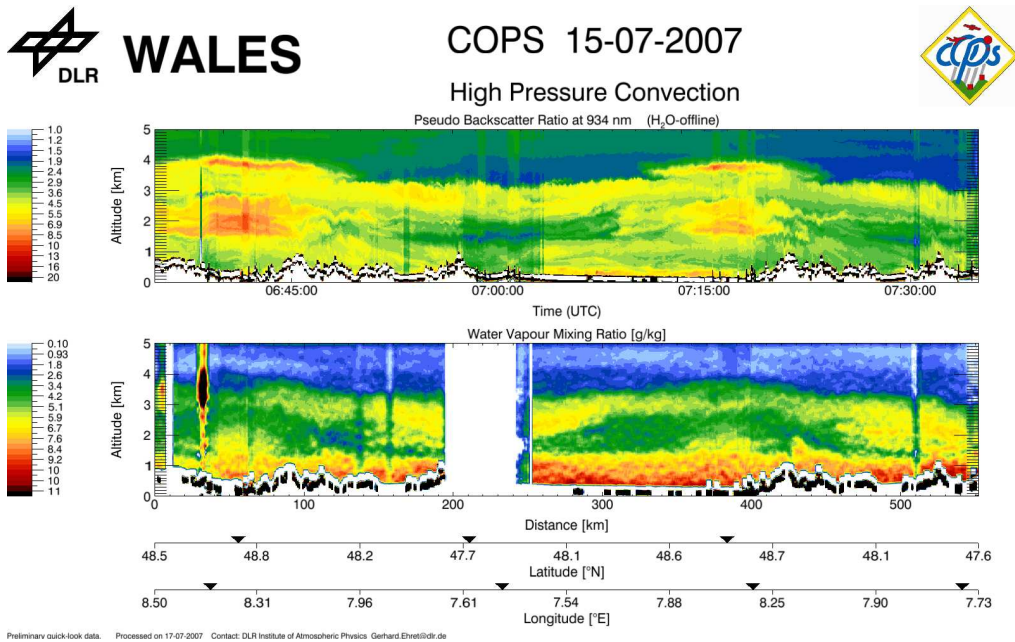


Abbildung 1.1: Lidarmessungen (Vertikalschnitt) des Forschungsflugzeugs DLR–Falcon vom 15. Juli 2007 im Rahmen der COPS–Kampagne. Farblich skaliert ist das Lidar–Pseudo–Rückstreuverhältnis bei 934 nm (oben) sowie das aus den Lidarmessungen abgeleitete Wasserdampfmischungsverhältnis [gkg^{-1}] (unten) dargestellt. (<http://www.cops2007.de>)

rade für die Vorhersage von Gewittern ist allerdings die genaue Kenntnis der zeitlichen und räumlichen Variation der Temperatur und Feuchte essentiell. Crook (Crook, 1996) zeigte beispielsweise mit Hilfe von Modelluntersuchungen, dass bereits Variationen der Temperatur von 1 K und der Feuchte von $1 gkg^{-1}$ darüber entscheiden können, ob sich hochreichende Konvektion entwickelt. Solche geringen Feuchtevariationen können in der Grenzschicht allein durch Konvektion oder durch spezielle Grenzschichtzirkulationen, wie etwa horizontale Walzen (Weckwerth et al., 1996) hervorgerufen werden. Im Zuge der Untersuchungen von Weckwerth et al. zeigte sich außerdem, dass solche komplexen Strukturen nicht mit gängigen Messmethoden, wie etwa Radiosondenmessungen, erfasst werden können.

Um konvektive Prozesse also besser verstehen zu können und infolgedessen auch zu verbesserten Niederschlagsvorhersagen zu gelangen, ist eine genaue Kenntnis der räumlichen und zeitlichen Wasserdampfverteilung, besonders in der unteren Troposphäre nötig. Dabei wird als Mindestanforderungen für Grenzschichtuntersuchungen eine horizontale wie vertikale Auflösung des Wasserdampfes von etwa 100 m gefordert, bei einer zeitlichen Auflösung von 10 Minuten (Weckwerth et al., 1999). Damit wird ersichtlich, welche hohen Anforderungen an Messsysteme zur Erfassung der Wasserdampfverteilung

gestellt werden müssen. Möglich werden solch genaue Messungen meistens nur durch die Kombination verschiedener Messverfahren, da jedes einzelne Verfahren seine spezifischen Stärken und Schwächen hat.

Eines der häufigsten Verfahren zur Bestimmung von Wasserdampfprofilen sind Radiosondenmessungen (RS). Diese haben den Vorteil, dass sie operationell durchgeführt werden und von ihnen lange Zeitserien zur Verfügung stehen. An etwa 800 Orten weltweit werden täglich bis zu vier RS-Aufstiege durchgeführt. Der räumliche Abstand zwischen zwei Radiosondenstationen ist je nach Region sehr unterschiedlich und kann bis zu einige hundert Kilometer betragen. Die Messgenauigkeit hängt stark vom verwendeten Radiosondentyp und von der Qualität der Bodenkali­brierung der Sonden ab. Generell sind die RS-Messungen bei sehr trockenen bzw. sehr feuchten Verhältnissen ungenau (z.B. Elliot and Gaffen, 1991). Zusätzlich können die RS-Messungen vor allem in den für konvektive Prozesse relevanten Grenzschichtbereich nicht als repräsentativ angesehen werden, da in der Grenzschicht die horizontale Variabilität der Feuchte und der Temperatur i.A. deutlich größer und kleinräumiger ist als in der freien Atmosphäre. Wenn die RS z.B. in einem Aufwindbereich gestartet wurde, kann dies erhebliche Auswirkungen auf die Interpretation der Stabilität der Atmosphäre haben (Weckwerth et al., 1996).

In situ Messungen auf Flugzeugen können zwar sehr genaue Messwerte liefern, sind aber sehr kostenintensiv und repräsentieren wiederum nur einen kleinen Bereich der Atmosphäre. Sie werden deshalb hauptsächlich für Prozessstudien im Rahmen von kurzfristigen Messkampagnen eingesetzt. Durch die Zeitspanne, welche benötigt wird, um einen bestimmten Höhenbereich oder ein bestimmtes räumliches Gebiet abzufliegen, ist mit den Messungen immer eine zeitliche Mittelung des Wasserdampf­feldes verbunden (siehe Kap. 4). Gerade die zeitliche Entwicklung kleinräumiger Strukturen kann mit Flugzeugmessungen daher nur unzureichend erfasst werden.

In den letzten Jahren wurden verstärkt Satellitensysteme zur Beobachtung der globalen Wasserdampfverteilung eingesetzt. Mit den verschiedenen Messverfahren kann man sowohl integrierte Säulenwerte als auch grobe Vertikalprofile der Feuchte global ermitteln. Je nach verwendeter Messtechnik unterliegen die Messungen gewissen Einschränkungen, da z.B. Bewölkung vielfach die Messungen beeinflusst. Des Weiteren wird gerade die für konvektive Prozesse so entscheidende Grenzschicht von Satellitensystemen nur schlecht aufgelöst.

Sowohl aktive als auch passive Fernerkundungsverfahren bieten eine Reihe von Möglichkeiten, die Wasserdampfverteilung unter verschiedenen atmosphärischen Bedingungen zu bestimmen. Mit lidargestützten Verfahren ist es beispielsweise möglich, das 3D-Wasserdampf­feld zeitlich und räumlich sehr genau aufzulösen (z.B. Wulfmeyer et al., 2006). Im Rahmen von Messkampagnen bieten Lidarsysteme auf Flugzeugen die einzigartige Möglichkeit, hochaufgelöste Vertikalprofile des Wasserdampfes entlang der Flugbahn aufzuzeichnen (Abb. 1.1). Damit können z.B. synoptische Luftmassengrenzen oder die Abhängigkeit der Feuchteverteilung von geographischer Lage und Wettersituation

beobachtet werden. Lidarmessungen der Wasserdampfverteilung unterliegen jedoch der Einschränkung, dass sie nur im wolkenfreien Fall messen können und die Messungen tagsüber durch Sonnenlicht in ihrer Genauigkeit beeinträchtigt werden. Hinzu kommt, dass solche Systeme i.A. noch nicht automatisch arbeiten, was gerade für langzeitliche Untersuchungen von großer Bedeutung ist. Ein weiteres aktives Verfahren erlaubt die Bestimmung der bodennahen Feuchteverteilung. Dazu werden aus Radarmessungen der Brechungsindex bestimmt, woraus sich dann Aussagen über die Wasserdampfverteilung treffen lassen. Für dieses Verfahren werden allerdings eine Reihe bekannter feststehender Bodenziele benötigt (Fabry et al., 1997). Ein Netzwerk aus GPS-Empfängern kann als passives System dazu genutzt werden, den integrierten Wasserdampfgehalt IWV (**I**ntegrated **W**ater **V**apour **C**ontent) der Atmosphäre mit einer zeitlichen Auflösung von 15–30 Minuten zu bestimmen (z.B. Rocken et al., 1993). Die räumliche Auflösung des Verfahrens hängt von der Dichte des GPS-Empfängernetzwerkes ab und beträgt i.A. einige Kilometer in horizontaler Richtung. Ebenso werden gegenwärtig Verfahren entwickelt, um aus den GPS-Messungen durch tomographische Verfahren 3D-Wasserdampffelder abzuleiten (z.B. Nilsson et al., 2007).

Mit Hilfe der ebenfalls passiven Mikrowellenradiometrie lassen sich der IWV sowie grob aufgelöste Wasserdampfprofile mit hoher zeitlicher Auflösung bestimmen. Bereits seit einigen Jahren sind Mikrowellenradiometer (MWR) weltweit zur Bestimmung des integrierten Flüssigwasser- und Wasserdampfgehalts im Einsatz. Mit Mehrfrequenz-MWR können zusätzlich vertikale Temperatur- und Wasserdampfprofile abgeleitet werden. MWR sind dabei in der Lage auch bei bewölktem Himmel zu messen und bieten die Möglichkeit mit ihnen automatische Messungen über lange Zeiträume durchzuführen. Mit räumlich abtastenden (scannenden) MWR kann die horizontale Verteilung des Wasserdampfes und des integrierten Flüssigwassergehalts LWP (**L**iquid **W**ater **C**ontent) bestimmt werden (Martin et al., 2003). Somit sind Mikrowellenradiometer in der Lage im automatischen Betrieb die räumliche und zeitliche Variation des integrierten Wasserdampffeldes bei nahezu allen Wetterbedingungen zu messen.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Frage, ob sich mit räumlich scannenden Mikrowellenmessungen horizontal inhomogene Feuchtefelder erfassen lassen. Dazu wird im ersten Teil der Arbeit (Kap. 2) mit simulierten Feuchtefeldern und einem Strahlungstransportmodell der Einfluss horizontaler Feuchteinhomogenitäten auf die Mikrowellenmessungen untersucht. Die künstlichen Feuchtefelder sind dabei realen Feuchtestrukturen der Gesamtatmosphäre sowie der Grenzschicht nachgebildet. Liegen die Auswirkungen im messbaren Bereich, stellt sich im Weiteren die Frage, wie man von den Mikrowellenmessungen auf den Grad der Inhomogenität unbekannter Feuchtefelder rückschließen kann. Darum wird nach den Sensitivitätsuntersuchungen ein mögliches Verfahren diskutiert, welches Elevationsmessungen der optischen Dicke nutzt, um die Stärke und einfache Struktureigenschaften von horizontalen Feuchteinhomogenitäten zu bestimmen.

Im zweiten und dritten Teil der Arbeit (Kap. 3) werden die Messungen des sowohl in

Azimet- wie auch in Elevationsrichtung abtastenden Mikrowellenradiometers (MWR) HATPRO (**H**umidity **A**nd **T**emperature **P**ROfiler) vorgestellt, welche im Rahmen der COPS-Kampagne (**C**onvective and **O**rographically induced **P**recipitation **S**tudy) durchgeführt wurden. Um die zeitliche und räumliche Variation der Messgrößen zu demonstrieren, werden zwei Messtage genauer analysiert. Durch die Vielzahl der im Rahmen von COPS gemessenen Daten wurde die genaue Analyse der synoptischen und kleinräumigen Vorgänge möglich. Beim ersten Fall handelt es sich um einen reinen „Strahlungstag“, wohingegen der zweite Tag von flacher Konvektionsbewölkung geprägt war. Der zeitliche und räumliche IWV-Verlauf wurde außerdem an zwei Tagen mittels Flugzeugmessungen und zeitgleichen MWR-Messungen beobachtet und die entsprechenden Ergebnisse miteinander verglichen (Kap. 4).

Im letzten Teil (Kap. 5) wird schließlich die Frage erörtert, ob am Messstandort bestimmte charakteristische Richtungsabhängigkeiten im langzeitlichen, mittleren Tagesgang der verschiedenen Messgrößen vorhanden sind. Dabei wurden sowohl alle Messungen der Monate Juli und August zusammen betrachtet, als auch eine Einteilung in Strahlungstage und Tage mit hauptsächlichlicher Kumulusbewölkung vorgenommen. Abschließend (Kap. 6) werden die wichtigsten Ergebnisse der Arbeit zusammengefasst und in einem Ausblick mögliche Weiterentwicklungen der MWR-Messverfahren beschrieben.

2 Strahlungstransportmodellierung inhomogener Feuchtefelder

Im ersten Teil des Kapitels wird der Einfluß von horizontalen Feuchteinhomogenitäten auf die Mikrowellenmessungen mit einem Modell untersucht. Da die Feuchte in der horizontalen Ebene i.A. deutlich weniger stark variiert als in vertikaler Richtung, werden für die spätere Modellierung lediglich zweidimensionale Feuchtefelder in der x - z -Ebene erstellt. Diese wurden so generiert, dass sie in Struktur und Absolutwerten vereinfachend reale Feuchteinhomogenitäten der Atmosphäre wiedergeben. Um mit einem 1D-Strahlungstransportmodell (STP) zweidimensionale Feuchtefelder modellieren zu können, reicht es bei homogenen Feldern aus, einfach die zusätzliche Luftmasse bei schräger Messrichtung mit zu berücksichtigen. Da sich im Gegensatz zu homogenen Feldern die Vertikalstruktur bei inhomogenen Feldern je nach Elevationswinkel verändert, musste die ursprüngliche STP-Routine an die Modellierung inhomogener Felder angepasst werden.

Im Anschluß an die Ergebnisse dieser Sensitivitätsstudie wird eine Methode diskutiert, die es erlaubt, aus den Messungen der optischen Dicke in den verschiedenen Elevationswinkeln den Grad der Feuchteinhomogenitäten abzuleiten.

2.1 Strahlungstransportgleichung

Da in dieser Arbeit ausschließlich der Mikrowellenbereich im Bereich von 20 – 60 GHz untersucht werden soll, können bei der Modellierung ausschließlich nicht regnender Wolken Streuprozesse vernachlässigt werden (z.B. Janssen, 1993). Will man die Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung der Frequenz ν mit einer Atmosphärenschicht der Dicke ds beschreiben, so können die zentralen Prozesse Absorption und Emission in folgender differentieller Form geschrieben werden:

$$\frac{dI(\nu)}{ds} = \beta_a(\nu)[Q(\nu) - I(\nu)] \quad (1)$$

Dabei ist β_a der Absorptionskoeffizient, welcher nach dem Kirchhoff'schen Gesetz gleich dem Emissionskoeffizienten ist. I ist die spektrale Strahldichte in Wm^2sr^{-1} und Q eine Quellfunktion für die Strahldichten, welche von der Atmosphärenschicht selbst emittiert werden.

Betrachtet man die Strahlung, welche ein bei 90°-Elevation messender Empfänger in der Höhe z_0 empfangen würde, so sind als Strahlungsquellen im Mikrowellenbereich die Hintergrundstrahlung des Weltraums und die thermische Emission der Atmosphäre zu nennen (es sei hier angenommen, dass die Sonne nicht im Zenit steht, da diese sonst natürlich eine weitere starke Strahlungsquelle darstellen würde). Die thermische

Emission $Q(\nu)$ der Atmosphärenschicht kann mit dem Kirchhoff'schen Gesetz und der Planckfunktion geschrieben werden, als:

$$Q(\nu) = \beta_a(\nu)B_\nu(T) \quad (2)$$

dabei ist die Planckfunktion $B_\nu(T)$ definiert:

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

h ist dabei das Planck'sche Wirkungsquantum, k_B die Boltzmann-Konstante, c die Lichtgeschwindigkeit und T die physikalische Temperatur der Schicht. Sowohl T als auch β_a sollen im Weiteren nur in Abhängigkeit von der Höhe z betrachtet werden, da in vertikaler Richtung die Variation der beiden Größen um ein Vielfaches größer ist als in horizontaler Richtung.

Zusätzlich wird die optischen Dicke $\tau(z)$ eingeführt, wobei z der Oberrand der betrachteten Atmosphärenschicht ist, bis zu der die optische Dicke berechnet wird:

$$\tau(z) = \int_{z_0}^z \beta_a(z') dz' \quad (4)$$

Da im Mikrowellenbereich die Bedingung $h\nu \ll k_B T$ i.A. erfüllt ist, kann man über die Rayleigh-Jeans-Approximation die spektrale Strahldichte $I(\nu)$ durch eine äquivalente Schwarzkörpertemperatur, auch Strahlungstemperatur $T_B(\nu)$ genannt, darstellen:

$$T_B(\nu) = \frac{\lambda^2}{2k_B} I(\nu) \quad (5)$$

mit λ für die Wellenlänge der Strahlung.

Durch die Einführung der Strahlungstemperatur $T_B(\nu)$ kann man die Lösung der monochromatischen Strahlungstransportgleichung (1) für den nichtstreuenden Fall schreiben, als (z.B. Janssen, 1993):

$$T_B(\nu) = T_{BG} e^{-\tau(\infty)} + \int_{z_0}^{\infty} T(z') e^{-\tau(z')} \beta_a(z') dz' \quad (6)$$

wobei $T_{BG} \approx 2.735K$ die Hintergrundstrahlung des Weltraums und $T(z')$ die physikalische Temperatur der Atmosphäre in der Höhe z' ist.

In der realen Atmosphäre misst man im Bereich der Wasserdampfabsorption (ca. 22–30 GHz) aufgrund der vergleichsweise schwachen Absorptionslinie (Abb. 2.1) T_B im Bereich von 10 – 50 K (Abb. 2.10). Bei diesen sehr niedrigen Strahlungstemperaturen

führt die Anwendung der Rayleigh–Jeans–Approximation zu Fehlern von einigen Zehntel Kelvin. Um diese zu vermeiden, wird bei dem hier beschriebenen STP die Gleichung (6) ohne die Rayleigh–Jeans–Approximation berechnet, weshalb $T(z')$ durch den der Planckfunktion äquivalenten Term $B_\nu(T(z')) \frac{2k_B\nu^2}{c^2}$ ersetzt wird.

2.2 Strahlungstransportmodell (STP)

In dem hier verwendeten eindimensionalen (1D) Strahlungstransportmodell wird der Strahlungstransport im Mikrowellenbereich ohne Berücksichtigung von Streuprozessen nach einem Verfahren von Simmer (Simmer, 1994) modelliert. Die Absorption im Mikrowellenbereich wird von den Atmosphärenbestandteilen Sauerstoff, Wasserdampf und Flüssigwasser dominiert (Abb. 2.1). Während die Absorption des Flüssigwassers mit zunehmender Frequenz kontinuierlich zunimmt, besitzt der Wasserdampf bei ca. 22 GHz eine Absorptionslinie (Rotationslinie) und der Sauerstoff bei ca. 60 GHz eine Absorptionsbande. Die Sauerstoffbande unterscheidet sich neben dem breiteren Absorptionsbereich auch durch die deutlich stärkere Absorption (ca. fünf Größenordnungen) von der Wasserdampflinie. Das MWR HATPRO misst die T_B mit jeweils sieben Frequenzkanälen an der Flanke der beiden Absorptionsbereiche. Damit können aus den T_B an der Wasserdampflinie (22.2 – 31.4 GHz) der IWV, der LWP und ein grobes vertikales Feuchteprofil abgeleitet werden. Mit den T_B –Messungen an der Sauerstoffbande (51.3 – 58.0 GHz) und der bekannten Dichteverteilung des Sauerstoffs ist es möglich, das vertikale Temperaturprofil der Atmosphäre zu bestimmen. Bei vorgegebenem Feuchte– bzw. Temperaturprofil und Flüssigwassergehalt, werden mit dem STP die T_B für die verschiedenen HATPRO Frequenzen und unterschiedlichen Elevationswinkel berechnet. Dabei ist für die Modellierung der Absorption von Wasserdampf und Sauerstoff das Verfahren von Rosenkranz (Rosenkranz, 1998) und für die Absorption des Flüssigwasseranteils das Verfahren von Liebe (Liebe et al., 1991) im STP implementiert.

Als Eingangsdaten benötigt das Modell die vertikalen Profile der absoluten Feuchte ρ_v , des Atmosphärendrucks p , der Temperatur T , sowie die des Flüssigwassergehalts LWC (Liquid Water Content). Als Ergebnis der Modellierung erhält man sowohl die optischen Dicken als auch die Strahlungstemperaturen für die anfangs definierten Frequenzen. Zusätzlich kann man die Berechnungen mit verschiedenen vorgebbaren Elevationswinkeln durchführen. Das STP betrachtet die Atmosphäre dabei als gänzlich horizontal homogen. Damit verändert sich mit dem Elevationswinkel lediglich die Luftmasse bzw. die Weglänge durch die einzelnen Atmosphärenschichten (siehe Kap. 2.3.1, S. 15).

2.3 STP für horizontal inhomogene Eingangsfelder

Liegen für die STP–Modellierung horizontal homogene Eingangsfelder vor, so benötigt das STP lediglich die vertikalen Profile von p , T , ρ_v und LWC als Eingangsdaten. Für

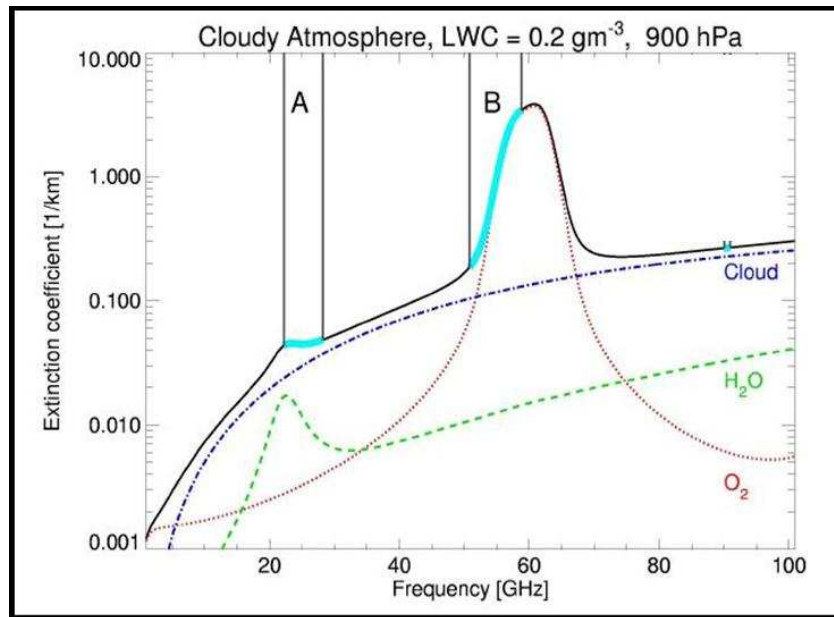


Abbildung 2.1: Extinktionskoeffizienten (entspricht Absorptionskoeffizient β_a , da die Streuung im nicht regnenden Fall vernachlässigt werden kann) von Wasserdampf (grün), Flüssigwasser (blau) und Sauerstoff (rot) im Mikrowellenfrequenzbereich (0 – 100 GHz) mit für Mitteleuropa typischen Werten der Temperatur, Feuchte und Druck bei 900 hPa und einem Flüssigwassergehalt von 0.2 gm^{-3} . Die schwarze Kurve ist die Summe aller Komponenten. In den blau markierten Abschnitten A und B werden die Strahlungstemperaturen vom MWR HATPRO mit jeweils 7 Frequenzkanälen gemessen. Dabei wird der IWV und das Feuchteprofil aus den Messungen im Bereich A und das Temperaturprofil aus den Messungen im Bereich B abgeleitet. (nach Löhnert, 2002)

die von 90° abweichenden Elevationswinkel berücksichtigt das STP dann eine größere Luftmasse, welche durch den schrägen und damit längeren Verlauf der Messung durch die Atmosphäre entsteht.

Bei horizontal inhomogenen Feldern verändert sich jedoch mit dem Elevationswinkel zusätzlich zur zunehmenden Luftmasse auch das vertikale Profil der verschiedenen Eingangsgrößen. Um nun mit dem STP auch inhomogene Eingangsfelder modellieren zu können, wurden die abweichenden Profile für jeden Elevationswinkel separat berechnet.

Die inhomogenen Felder werden dem Modell in Form eines zweidimensionalen Gitters übergeben, an dessen Gitterkreuzungspunkten die jeweilige Variable (p , T , ρ_v , LWC) definiert ist. Wie in Abb. 2.2 dargestellt, entsprechen die dem Modell übergebenen Werte bei einem Elevationswinkel von 90° genau den Gitterwerten bei $x = \textit{konstant} = 0$ und schneiden dabei die Höhenlinien genau an den Gitterkreuzungspunkten (x_0, z_0) , (x_0, z_1) , (x_0, z_2) , usw. Bei den von 90° abweichenden Elevationswinkeln, schnei-

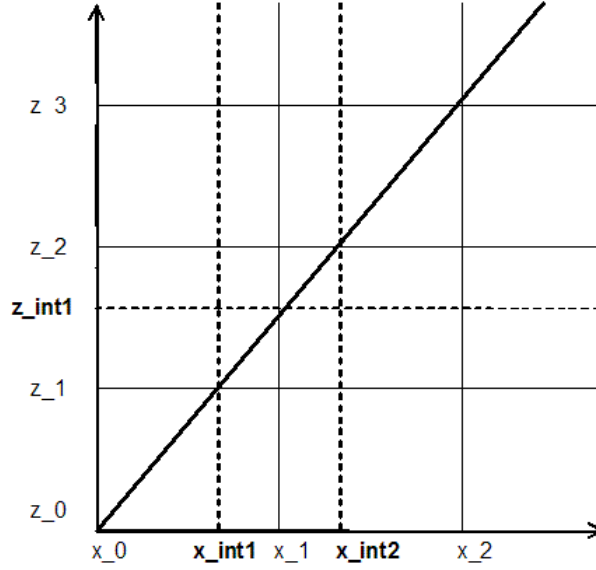


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Gitterlinien der Modelleingangsfelder p , T und ρ_v . An den Gitterkreuzungspunkten $(x_{_0}, z_{_0})$, $(x_{_1}, z_{_0})$, $(x_{_1}, z_{_1})$, usw. ist die entsprechende Feldvariable p , T oder ρ_v fest definiert. Bei schräger Messrichtung werden jedoch auch Schnittpunkte neben den Gitterkreuzungspunkten erzeugt. Die Werte der Variablen an diesen Stellen, z.B. $(x_{_int1}, z_{_int1})$, werden für ρ_v und T mittels linearer (Gl. 7) und für p (in z -Richtung) mittels exponentieller Interpolation (Gl. 8) im STP berechnet.

det die Linie der Messrichtung die Gitterlinien des Feldes nicht zwangsweise an den Kreuzungspunkten des Feldgitters, an denen die Variablen p , T , ρ_v und LWC fest definiert sind. Im Modell werden deshalb die Werte für ρ_v und T an den Zwischenschnittpunkten wie z.B. $(x_{_int1}, z_{_1})$ mittels linearer Interpolation aus den Werten an den Gitterkreuzungspunkten errechnet:

$$\rho_v(x_{_int1}, z_{_1}) = \rho_v(x_{_0}, z_{_1}) + \frac{\rho_v(x_{_1}, z_{_1}) - \rho_v(x_{_0}, z_{_1})}{x_{_1} - x_{_0}} (x_{_int1} - x_{_0}) \quad (7)$$

Das Verfahren wird ganz analog auch für die Schnittpunkte $z_{_int}$ durchgeführt, bei denen dann die x -Komponente konstant bleibt.

Der Luftdruck p hingegen wird an den Zwischenschnittpunkten in z -Richtung, z.B. $(x_{_1}, z_{_int1})$ exponentiell interpoliert:

$$p(x_{_1}, z_{_int1}) = p(x_{_1}, z_{_2}) \exp\left(\frac{[z_{_int1} - z_{_1}][\ln(p_h) - \ln(p_l)]}{z_{_2} - z_{_1}}\right) \quad (8)$$

mit $p_h = p(x_{-1}, z_{-2})$ und $p_l = p(x_{-1}, z_{-1})$

Als Ergebnis der STP-Modellierung erhält man schließlich für jede Frequenz und jeden Elevationswinkel die zugehörigen optischen Dicken sowie die entsprechenden Strahlungstemperaturen. Für die spätere Interpretation der Modellergebnisse soll noch darauf hingewiesen werden, dass das STP in den Berechnungen keinen Antennenöffnungswinkel berücksichtigt, welcher bei zunehmender Entfernung vom Messstandort eine Vergrößerung des Messvolumens bewirkt.

2.3.1 Berechnung des Luftmassenfaktors

Vereinfachend kann man für die Berechnung des Luftmassenfaktors eine planparallele Atmosphäre annehmen, woraus sich der Faktor für die zunehmende Luftmasse zu $m(\theta) = \frac{1}{\sin(\theta)}$ ergibt. Dabei beschreibt dieser Faktor, um wie viel die Luftmasse bei nicht senkrechtem Elevationswinkel θ größer ist als bei einem Elevationswinkel von 90° . Bei der planparallelen Näherung variiert der Luftmassenfaktor damit zwischen dem Wert eins bei 90° Elevation und geht gegen Unendlich bei 0° Elevation. Bei Elevationswinkeln kleiner als 30° kann diese Näherung jedoch nicht mehr angewendet werden, da die Luftmasse durch die Krümmung der Erdatmosphäre bei immer kleineren Elevationswinkeln nicht beliebig groß werden kann. Bei Elevationswinkeln von weniger als ca. 3° müssen zusätzlich Brechungseffekte berücksichtigt werden. Es gibt eine Reihe von Näherungen für die Berechnung des Luftmassenfaktors bei niedrigen Elevationswinkeln. Für die in dieser Arbeit durchgeführten Messungen und Modellierungen wurde stets folgende empirische Näherung (Rozenberg, 1966) verwendet:

$$m(\zeta) = \left(\cos(\zeta) + 0,025e^{-11 \cos(\zeta)} \right)^{-1} \quad (9)$$

wobei hier der Zenitwinkel ζ verwendet wird, welcher sich aus dem Elevationswinkel θ durch die Umrechnung $\zeta = 90 - \theta$ in Grad ergibt. Bei dieser Näherung wird der Einfluß der Luftbrechung nicht berücksichtigt. Dies führt bei einem Elevationswinkel von 90° zu Unterschieden zwischen modellierten und nach Gleichung 9 berechneten Luftmassenfaktoren von max. 7% (Rozenberg, 1966).

Die Unterschiede zwischen der einfachen Annahme einer planparallelen Atmosphäre, der Näherung nach Rozenberg und zwei weiterer Näherungsverfahren sind in Abb. 2.3 dargestellt. Da der kleinste in dieser Studie untersuchte Elevationswinkel 5.4° beträgt und sich die verschiedenen komplexeren Näherungen erst bei Elevationswinkeln von unter 3° stärker unterscheiden, stellt die Näherung nach Rozenberg eine ebenso genaue wie einfache Lösung dar.

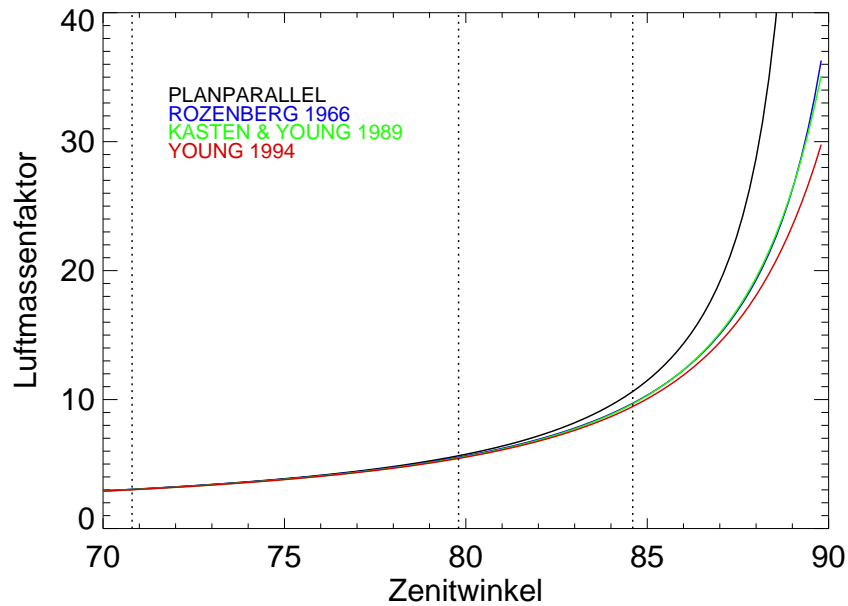


Abbildung 2.3: Vergleich verschiedener Näherungsverfahren des Luftmassenfaktors in Abhängigkeit vom Zenitwinkel ζ : Planparallele Näherung (schwarz), Näherung nach Rozenberg (blau), Kasten und Young (grün) (Kasten and Young, 1989) sowie nach Young (rot) (Young, 1994). Die gestrichelten vertikalen Linien markieren die drei niedrigsten, von HATPRO verwendeten Zenitwinkel(Elevationswinkel): 70.8°(19.2°), 79.8°(10.2°) und 84.6°(5.4°)

2.3.2 Überprüfung des angepassten STP

Um die oben beschriebene Anpassung des STP an die Berechnung von horizontal inhomogenen Feldern zu testen und eventuelle Interpolations- oder numerische Fehler abschätzen zu können, wurden folgende Modelluntersuchung mit den berechneten optischen Dicken durchgeführt:

Bei völlig horizontal homogenen Eingangsfeldern sollte sich die optische Dicke für verschiedene Elevationswinkel einfach aus der einmal berechneten optischen Dicke für den senkrechten Fall $\tau(90)$ multipliziert mit den Faktor für die größere Luftmasse $m(\theta)$, also für die längere Wegstrecke durch die einzelnen Schichten ergeben. Das Ergebnis für die optischen Dicken, welche nach dem oben beschriebenen Verfahren für jeden Elevationswinkel separat berechnet wurden, sollte im Idealfall mit denen aus dem senkrechten Fall berechneten exakt übereinstimmen.

Berechnet man die Standardabweichung zwischen den auf unterschiedliche Weise berechneten optischen Dicken in Abhängigkeit von der Frequenz im Bereich der Wasserdampfabsorptionslinie, so liegt die Abweichung in einer Größenordnung von 10^{-6} bis 10^{-5} (Tab. 2.1). Damit liegt die numerisch bedingte Ungenauigkeit des Verfahrens um

Tabelle 2.1: Standardabweichung (STD) der auf unterschiedliche Weise berechneten optischen Dicken ($\tau(90) \cdot m(\theta)$ und $\tau(\theta)$ separat für alle θ) in Abhängigkeit von der HATPRO-Messfrequenz im Bereich der Wasserdampfabsorptionslinie (22.24 – 31.40 GHz) und der Sauerstoffabsorptionsbande (51.26 – 58.00 GHz). Die Berechnungen wurden für zwei verschiedene Gitterweiten (horizontal \times vertikal) durchgeführt.

Frequenz [GHz]	STD (200m \times 100m)	STD (100m \times 100m)
22.2400	$1.765 \cdot 10^{-5}$	$1.750 \cdot 10^{-5}$
23.0400	$1.314 \cdot 10^{-5}$	$1.302 \cdot 10^{-5}$
23.8400	$4.904 \cdot 10^{-6}$	$4.862 \cdot 10^{-6}$
25.4400	$3.989 \cdot 10^{-6}$	$3.947 \cdot 10^{-6}$
26.2400	$5.397 \cdot 10^{-6}$	$5.339 \cdot 10^{-6}$
27.8400	$6.198 \cdot 10^{-6}$	$6.130 \cdot 10^{-6}$
31.4000	$6.326 \cdot 10^{-6}$	$6.255 \cdot 10^{-6}$
51.2600	$1.765 \cdot 10^{-5}$	$1.784 \cdot 10^{-5}$
52.2800	$2.359 \cdot 10^{-5}$	$2.382 \cdot 10^{-5}$
53.8600	$2.916 \cdot 10^{-5}$	$2.942 \cdot 10^{-5}$
54.9400	$2.562 \cdot 10^{-6}$	$2.558 \cdot 10^{-6}$
56.6600	$1.997 \cdot 10^{-4}$	$2.012 \cdot 10^{-4}$
57.3000	$2.850 \cdot 10^{-4}$	$2.872 \cdot 10^{-4}$
58.0000	$3.706 \cdot 10^{-4}$	$3.734 \cdot 10^{-4}$

2 – 3 Größenordnungen unter den Werten, welche durch in der Atmosphäre vorkommende Feuchteverteilungen hervorgerufen werden – Größenordnung etwa 10^{-3} bis 10^0 . Die Fehler zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der Frequenz. Im Frequenzbereich der stärksten Absorption (um 22.24 GHz) finden sich auch die größten Fehler. Nimmt man an, dass die Fehler hauptsächlich numerischer Art sind, leuchtet dieser Zusammenhang ein. Bei größeren zu modellierenden Werten ist entsprechend auch der absolute Fehler der Berechnungen größer.

Um diesen Zusammenhang zu überprüfen, wurde die STP-Modellierung auch für die Messfrequenzen an der Sauerstoffabsorptionsbande durchgeführt (Tab. 2.1). Auch hier zeigt sich eine ähnliche Abhängigkeit von Absolutfehler und Stärke der Absorption bzw. Frequenz. Die stärkste Absorption und damit auch die größte optische Dicke tritt bei 58.00 GHz auf, wo man zugleich den größten Fehler mit $3.706 \cdot 10^{-4}$ findet. Die Fehler bei den Sauerstofffrequenzen sind dabei im Bereich der stärksten Absorption (56.66 GHz, 57.30 GHz, 58.00 GHz) um 1 – 2 Zehnerpotenzen größer als die maximalen Fehler bei den Wasserdampffrequenzen. Dies bestätigt also die Vermutung, dass die Abweichungen numerisch bedingt sind.

Als weitere Fehlerquelle kommt die Interpolation der Feldvariablen auf die Werte an den Zwischenschnittpunkten hinzu. Um dies zu untersuchen, wurden die STP-Modellierungen für zwei verschiedene Gitterweiten durchgeführt. Die horizontale Gitterweite wurde dazu von 200 m auf 100 m reduziert, unter Beibehaltung des vertikalen Gitterabstands von 100 m. Die Fehler verringerten sich durch die Reduzierung der horizontalen Gitterweite, sowohl bei den Sauerstoff- als auch bei den Wasserdampffrequenzen lediglich im einstelligen Prozentbereich. Damit spielt der Fehler, welcher durch die Interpolationen verursacht wird eine eher untergeordnete Rolle.

2.4 Modelleingangsfelder

Das Ziel der Studie bestand in erster Linie darin, die Auswirkungen von Feuchteinhomogenitäten auf die Mikrowellenmessungen zu untersuchen. Deshalb wurden die zweidimensionalen Felder von Temperatur und Druck horizontal homogen belassen. Das LWC-Feld wurde entsprechend der Annahme wolkenloser Bedingungen konstant auf Null gesetzt.

2.4.1 Modellfeldgrundlage

Als Ausgangsbasis für die späteren Modellfelder von Druck, Temperatur und absoluter Feuchte wurden aus den Radiosondendaten (RS) der Station Payerne für den Zeitraum 1992 – 2006 monatliche Mittelwerte der Atmosphärenparameter gebildet. Die Station Payerne (46.817°N, 6.933°E) liegt mit 491 m über NN annähernd auf der gleichen Höhe wie der Messstandort des Mikrowellenradiometers im Schwarzwald, dessen Ergebnisse in den Kapiteln 3, 4 und 5 eingehender betrachtet werden. Mit einer Entfernung der beiden Messstandorte von ca. 220 km sollten die abgeleiteten klimatologischen Vertikalprofile auch für den Messstandort im Schwarzwald repräsentativ sein.

Die mittleren Vertikalprofile sollten eine einheitliche vertikale Auflösung von 100 m haben und bis in eine maximale Höhe von 24 km reichen. Dazu wurde aus den einzelnen RS-Messungen der Wert für die jeweilige Höhe aus den Messwerten im Bereich ± 50 m zur jeweiligen Höhe arithmetisch gemittelt. In den Abbildungen A.1.1, A.1.2 und A.1.3 auf den Seiten 76–77 sind die mittleren Profile für die absolute Feuchte ρ_v , die Temperatur T und den Druck p für die verschiedenen Monate dargestellt. Als Grundlage für die im Folgenden beschriebenen Modellfelder dienten die mittleren Profile des Monats August.

2.4.2 Aufbau der Modellfelder

In vertikaler Richtung reichen die Eingangsfelder von 0 – 24 km Höhe (über Grund), bei einer Auflösung von 100 m. Die Maximalhöhe wurde mit 24 km so gewählt, dass sie deutlich über dem Tropopausenniveau liegt und damit nahezu alle für die Feuchte relevanten Bereiche der Atmosphäre mit einschließt. Außerdem wurden in einer weiteren Studie

(Kapitel 2.7, S. 32) Modellergebnisse und Messungen von Feuchtefeldern verglichen, wobei die dabei verwendeten Radiosonden nur eine Maximalhöhe von ca. 24 km erreichen. Legt man die maximale Modellfeldhöhe hingegen z.B. auf 100 km fest, so bewirkt diese Vergrößerung des Modellfeldes Abweichungen in den Strahlungstemperaturen von etwa 0.1 K. Da das Radiometerrauschen von HATPRO bei $\pm 0.5 K$ liegt (Rose and Czekala, 2008), lässt sich die Einschränkung der maximalen Höhe auf 24 km in Hinblick auf die deutliche Rechenzeitverkürzung vertreten.

In horizontaler Richtung erstrecken sich die Felder von 0 – 260 km bei einer Auflösung von 200 m. Die Größe der mindestens erforderlichen horizontalen Ausdehnung der Felder ist durch den niedrigsten Elevationswinkel des Mikrowellenradiometers gegeben. Mit einem Elevationswinkel von 5.4° erreicht man eine Höhe von 24 km erst bei einer horizontalen Entfernung von $x_{max} = \frac{24 \text{ km}}{\tan(5.4)} \approx 254 \text{ km}$.

Für die Sensitivitätsstudie wurden zum einen Feuchtefelder generiert, bei denen sich die Inhomogenität auf die ganze Atmosphäre erstreckt und zum anderen Felder, welche lediglich innerhalb der planetaren Grenzschicht inhomogene Strukturen aufweisen. Im Folgenden werden fünf dieser Feuchtefelder und ihre Auswirkungen auf die Mikrowellenmessungen genauer untersucht. Die Modellierung wurde auch für Abwandlungen dieser Felder durchgeführt. Da diese aber zu keinen wesentlich anderen Ergebnissen führten, werden sie hier nicht näher behandelt.

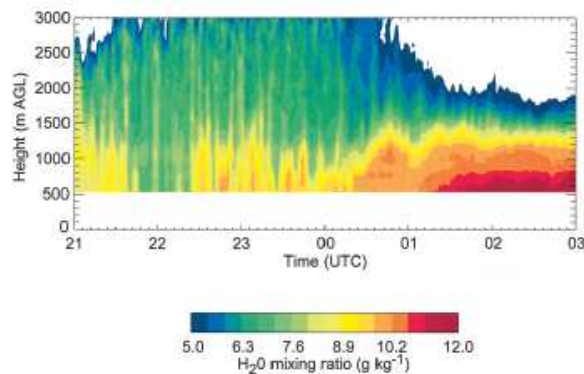


Abbildung 2.4: Zeit-Höhendarstellung des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses [gkg^{-1}] gemessen mit einem Raman-Lidar am 22. Mai 2002 in Homestead, Oklahoma im Rahmen der IHOP-Kampagne (aus Weckwerth et al., 2004). Die Messwerte haben eine zeitliche Auflösung von 3 Minuten und wurden vertikal auf 100–200 m gemittelt. Geht man davon aus, dass sich die Zeit-Vertikaldarstellung in der Struktur wenig von der Horizontal-Vertikaldarstellung unterscheidet (Taylor-Hypothese) wird die Ähnlichkeit zu den Feuchtefronten in Abb. 2.6 und 2.7 deutlich.

Negativer linearer Gradient (NLGR): Bei diesem Feuchtefeld sollte, ausgehend von dem mittleren Feuchteprofil, die absolute Feuchte in jeder Höhenschicht um einen

konstanten Faktor zum Rand des Feldes hin abnehmen (Abb. 2.5). Der Faktor wurde dabei auf -0.5 gesetzt, so dass sich die Feuchte beispielsweise in 1000 m Höhe von anfangs 9 gm^{-3} bis auf 4.5 gm^{-3} in x-Richtung reduziert.

Die Größenordnung des gewählten Feuchtegradienten liegt durchaus in einem für die Atmosphäre realistischen Bereich. Ausgehend von Flugzeugmessungen (Couvreux et al., 2005) konnte in 350 m Höhe eine großräumige horizontale Abnahme der Feuchte von 11.5 gkg^{-1} auf 8 gkg^{-1} innerhalb 100 km horizontaler Distanz gemessen werden. Umgerechnet auf die in den Modellfeldern verwendete absolute Feuchte und die horizontale Dimensionierung, ergibt sich daraus ein vergleichbarer Faktor von etwa -0.8 , also ein deutlich stärkerer Gradient, verglichen mit dem in dieser Untersuchung angenommenen Gradienten von -0.5 .

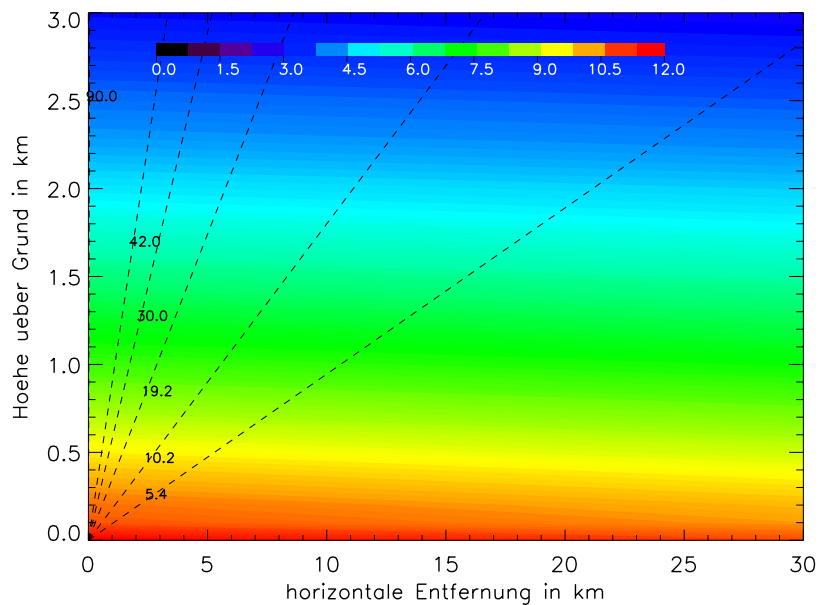


Abbildung 2.5: Höhen-Entfernungsschnitt des absoluten Feuchtefeldes mit negativen linearen Gradienten (NLGR). Zur besseren Visualisierung der Feuchtestruktur zeigt die Abbildung nur einen Teil des gesamten Feldes (Gesamtfeld: hor. bis 260 km, vert. bis 24 km). Die schwarz gestrichelten Linien zeigen die von HATPRO standardmäßig verwendeten Elevationswinkel. Die Werte der absoluten Feuchte [gm^{-3}] sind farblich kodiert dargestellt (Farbbalken).

Feuchtefronten: Um die Auswirkungen von Feuchtegradienten mit geringer horizontaler Entfernung untersuchen zu können, wie sie beispielsweise bei Kaltfronten oder Gebieten mit unterschiedlich starken Niederschlagsereignissen auftreten können (Weckwerth et al., 2004), wurden zwei Varianten von Feuchtefronten getestet:

Nahe Feuchtefront (NFR): Die absolute Feuchte nimmt innerhalb von 7 km in jeder Höhengschicht um den Faktor 0.5 ab (Abb. 2.6).

Entfernte Feuchtefront (EFR): In einer horizontalen Entfernung von 10 km nimmt die absolute Feuchte innerhalb von 10 km in jeder Höhengschicht um den Faktor 0.5 ab (Abb. 2.7).

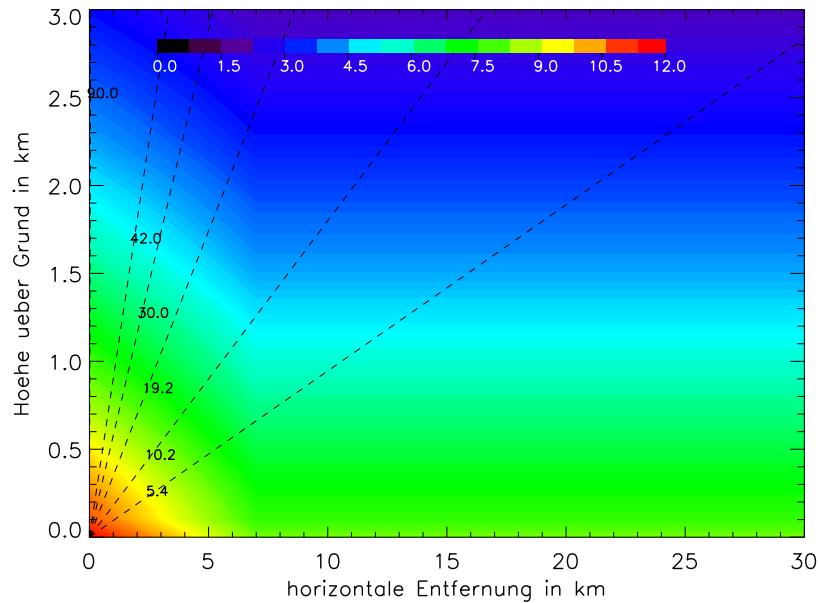


Abbildung 2.6: Teilansicht des Feuchtfeldes mit negativer Feuchtefront, welche unmittelbar am Messstandort beginnt (**NFR**). Übrige Abbildung wie Abb. 2.5.

Während der IHOP-Kampagne wurde eine Wasserdampfverteilung aufgenommen, welche im Grenzschichtbereich (bis ca. 1500 m über Grund) einen starken zeitlichen Gradienten des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses zeigt (Abb 2.4). Geht man von der Gültigkeit der Taylor-Hypothese aus (Taylor, 1938), so sollte die zeitliche Wasserdampfverteilung ähnlich zur räumlichen Verteilung sein. Die Front überquerte die Messstation zwischen 00 UTC und 01:30 UTC. Nimmt man nun an, dass die räumliche Feuchteverteilung zu diesem Zeitpunkt ähnlich zum Feuchtegradienten des Typs EFR war (Abb. 2.7), so ergibt sich nach $v = \frac{s}{t}$ eine Advektionsgeschwindigkeit von $v \approx 1.85 \text{ m s}^{-1}$, wenn man für s die 10 km des Modellfeuchtegradienten und für t die 1.5 Stunden der gemessenen Feuchtestruktur einsetzt. Eine solche, wenn auch geringe Windgeschwindigkeit kann in der Grenzschicht durchaus vorkommen, weshalb die beiden künstlichen Feuchtefronten (EFR, NFR) auch als realistische Verteilungen der Grenzschichtfeuchte angenommen werden können.

Sinusförmige Schwingung innerhalb der Grenzschicht (SIN): Neben den reinen Gradientefeldern kann man in der Grenzschicht auch Feuchteverteilungen mit pe-

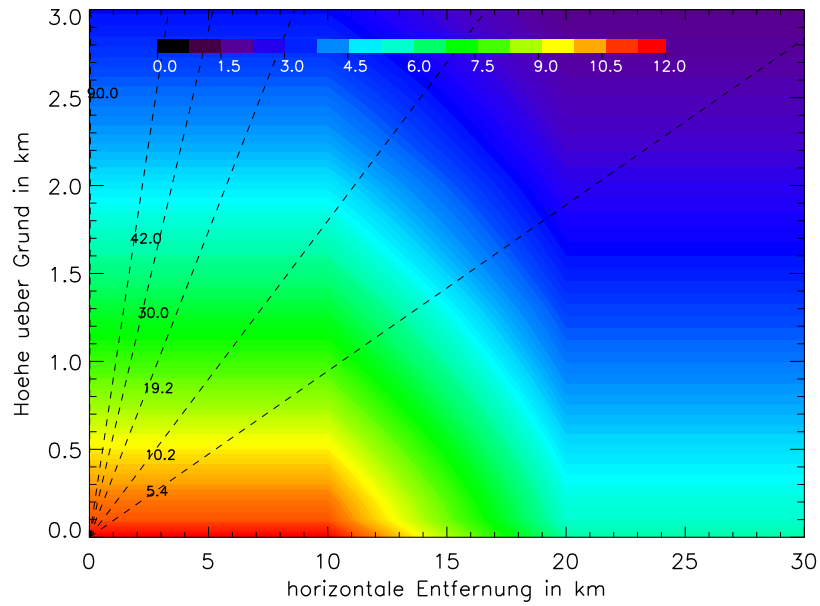


Abbildung 2.7: Teilansicht des Feuchtfeldes mit negativer Feuchtefront in einer horizontalen Entfernung von 10km (**EFR**). Übrige Abbildung wie Abb. 2.5.

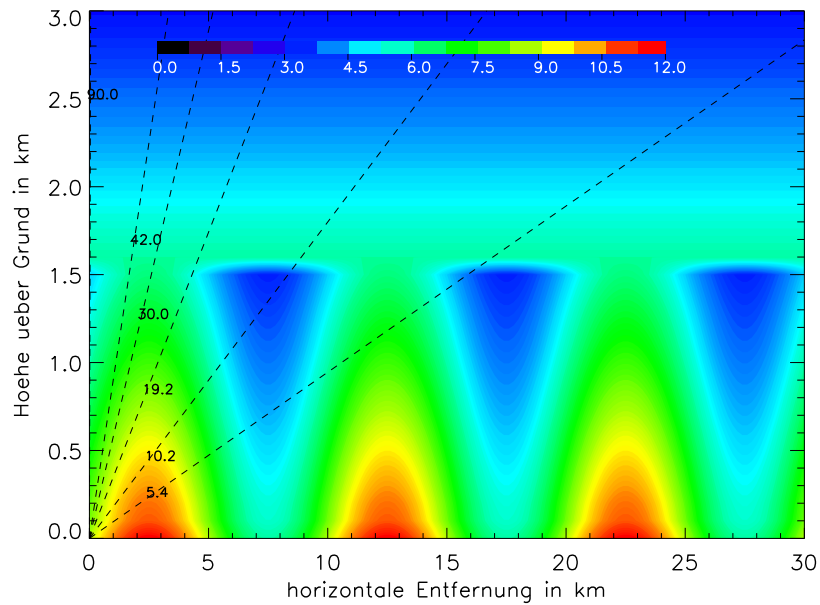


Abbildung 2.8: Teilansicht des Feuchtfeldes mit sinusförmiger Variation in der Grenzschicht (**SIN**). Übrige Abbildung wie Abb. 2.5.

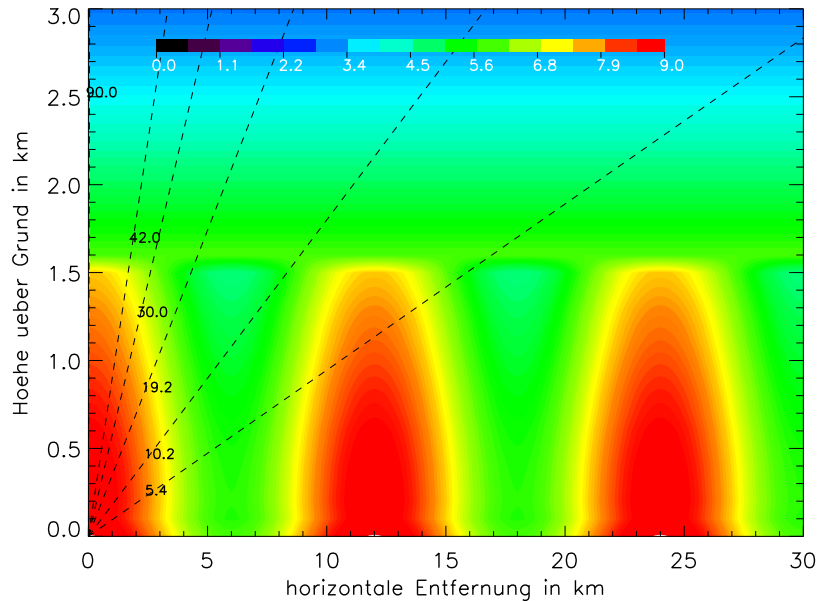


Abbildung 2.9: Teilansicht des Feuchtfeldes mit Aufwindstrukturen in der Grenzschicht (**PLUME**). Übrige Abbildung wie Abb. 2.5.

riodischen Schwingungsmustern beobachten, wie sie beispielsweise in Zusammenhang mit Schwerewellen entstehen können (z.B. Fabry, 2006). Für die Modellstudie wurde das Ausgangsfeld im Bereich der Grenzschicht (0 bis 1500 m über Grund) mit einer sinusförmigen Schwingung multipliziert, deren Amplitude 0.5 und deren Wellenlänge 10 km betrug (Abb. 2.8). Damit variiert die Feuchte in einer Höhe von beispielsweise 1000 m zwischen 4.5 gm^{-3} und dem Ausgangswert von 9 gm^{-3} .

Aufwindstrukturen innerhalb der Grenzschicht (PLUME): Das dritte Grenzschichtfeld ist eine Nachbildung großräumiger Aufwindstrukturen. Bei diesem Modellfeld sollte ein mittels Flugzeugmessungen real gemessenes Feuchtefeld in groben Zügen nachgebildet werden (Abb. 4.2, S. 53). In diesem beobachteten Feld gab es Bereiche, die bis zur Obergrenze der Grenzschicht nahezu konstante absolute Feuchtwerte aufwiesen. Diese erreichten dabei eine horizontale Ausdehnung von bis zu 4 km. Für die Nachbildung wurde das Ausgangsfeld im Bereich der Grenzschicht mit einer Kosinusschwingung multipliziert, welche eine Amplitude von 0.5 und eine Wellenlänge von 12 km hatte. Damit die Feuchte in der Grenzschicht annähernd höhenkonstant bleibt und nur zur Grenzschichtobergrenze langsam abnimmt, wurden die Feuchtwerte anschließend mit einem linear mit der Höhe zunehmenden Faktor multipliziert (Abb. 2.9).

2.5 Modellierung der Strahlungstemperaturen

Die T_B , welche durch die Feuchtefelder im Bereich der Wasserdampfabsorption erzeugt werden, erreichen bei den Zenitmessungen Werte von etwa 15 – 50 K (Abb. 2.10). Die Strahlungstransportrechnungen wurden in allen Fällen für diejenigen Elevationswinkel bestimmt, welche das Mikrowellenradiometer HATPRO standardmäßig für Elevationsmessungen verwendet. Diese sind: 90.0°, 42.0°, 30.0°, 19.2°, 10.2°, 5.4°. Das senkrechte Profil des zu untersuchenden Feuchtefeldes wurde dazu verwendet, ein horizontal homogenes Referenzfeld durch Duplizieren des 90.0°-Profils in x-Richtung zu erzeugen. Die T_B wurden auch beim Referenzfeld für alle Elevationswinkel berechnet. Ebenso wurden die T_B für die inhomogenen Feuchtefelder zu jedem Elevationswinkel mit dem STP bestimmt.

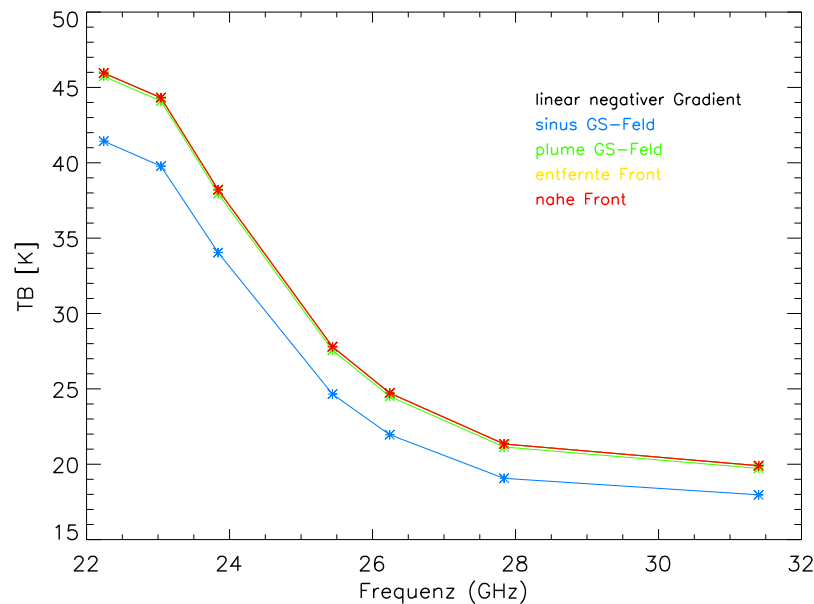


Abbildung 2.10: Modellierte Zenit- T_B [K] in Abhängigkeit von der HATPRO-Messfrequenz [GHz] im Bereich der Wasserdampfabsorptionslinie (Frequenzbereich A in Abb. 2.1, S. 13) für die erstellten inhomogenen Feuchtefelder (Farben). Die Kurven überlappen sich z.T. aufgrund geringer Unterschiede in den T_B .

Im Folgenden sollen die Differenzen der Strahlungstemperaturen zwischen den verschiedenen Feuchtefeldern und den zugehörigen Referenzfeldern betrachtet werden. Diese Differenzen stellen genau die Auswirkungen der Feuchteinhomogenitäten auf die Messungen dar. Da stets die Differenz zwischen dem homogenen Feld und der inhomogenen Verteilung gebildet wird, bedeuten *negative Differenzen*, dass das inhomogene Feld in Messrichtung *feuchter* ist als das zugehörige homogene Feld. Analog bedeutet eine *positive Differenz*, dass das inhomogene Feld *trockener* als das Referenzfeld ist. Natürlich

muss man bei der Interpretation der Modellergebnisse berücksichtigen, dass man in der Realität nur T_B -Differenzen messen kann, welche größer als das Radiometerrauschen sind (z.B. bei HATPRO im Bereich von $\pm 0.5 K$ (Rose and Czekala, 2008)).

Negativer linearer Gradient (NLGR): Die größte Differenz in den T_B von etwa 2 – 4 K beobachtet man bei diesem Feld erwartungsgemäß beim niedrigsten Elevationswinkel von 5.4° (Abb. 2.11). Die Differenzen sind dabei stets positiv, d.h. das homogene Referenzfeld ist feuchter als das inhomogene Feld. Außerdem weisen die optisch dickeren Frequenzkanäle (nahe 22.24 GHz) größere T_B -Differenzen auf als die optisch dünneren (nahe 31.4 GHz).

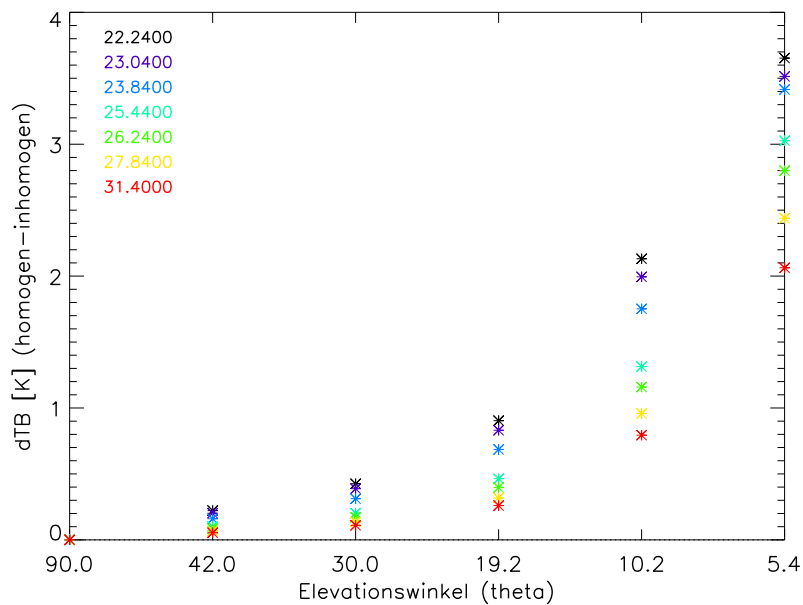


Abbildung 2.11: T_B -Differenzen [K] zwischen homogenem Referenzfeld und negativem linearem Gradientfeld (NLGR) für die unterschiedlichen Elevationswinkel. Die Farben kennzeichnen die verschiedenen Messfrequenzen [GHz].

Feuchtefronten: Bei der ersten Frontvariante (NFR) beginnt die Veränderung des Feuchteprofils bereits bei $x = 0$ (Abb. 2.6). Die T_B -Differenzen werden mit niedrigeren Elevationswinkeln zunehmend positiv (Abb. 2.12). Das aus dem senkrechten Feuchteprofil erstellte Referenzfeld ist damit immer feuchter als das inhomogene Feld. Da sich die Front in diesem Szenario direkt am Messstandort befindet und sich innerhalb einer kurzen Distanz von 7 km um den Faktor 0.5 verändert, ergeben sich bereits bei hohen Elevationswinkeln (42° , 30°) deutliche T_B -Differenzen (ca. 1 – 10 K). Wiederum stellt man die stärksten T_B -Differenzen mit 17 – 27 K beim niedrigsten Elevationswinkel von 5.4° fest.

Die Veränderungen in der Feuchte beginnen bei der zweiten Frontvariante (EFR) erst in einem horizontalen Abstand von 10 km. Ab hier nimmt die absolute Feuchte in jeder Höhe innerhalb von 10 km um den Faktor 0.5 linear ab. Damit unterscheidet sich das Feuchtefeld EFR zusätzlich zum horizontalen Abstand durch eine kleineren Gradienten vom der vorherigen Frontvariante NFR (Abb. 2.7). Die T_B -Differenzen nehmen bei EFR erst bei niedrigeren Elevationswinkeln von unter 30° merklich zu (Abb. 2.13). Beim niedrigsten Winkel von 5.4° werden dann allerdings Werte zwischen 14 – 28 K erreicht.

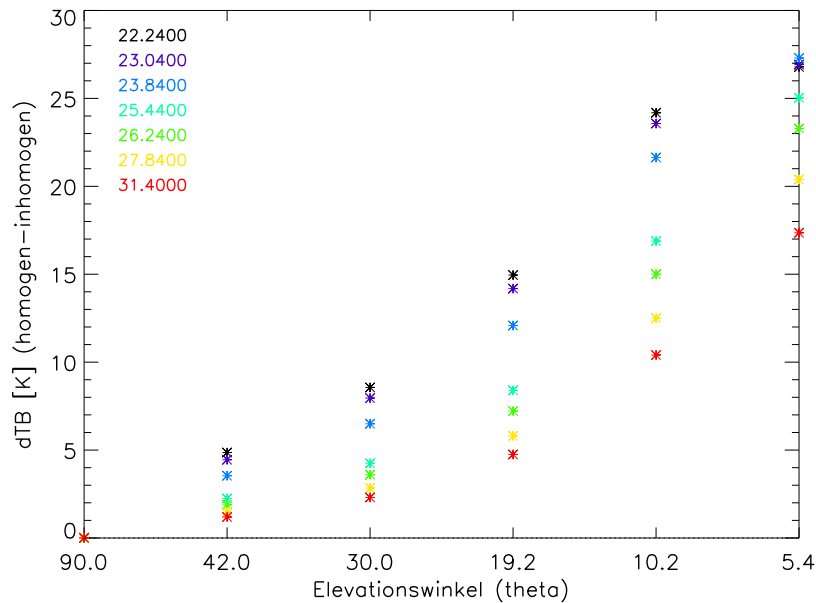


Abbildung 2.12: T_B -Differenzen wie in Abb. 2.11 für die nahe negativer Feuchtefront (NFR).

Sinusförmige Schwingung innerhalb der Grenzschicht (SIN): Die maximale T_B -Differenzen von 3 – 7 K zwischen homogenen und inhomogenen Feld findet man bei einem Elevationswinkel von 19.2° (Abb. 2.14). Dies wird plausibel, wenn man das zugehörige Feuchtefeld (Abb. 2.8) betrachtet. Im Bereich von $90.0^\circ - 19.2^\circ$ Elevation schneidet der Messstrahl bei $x = 2.5 \text{ km}$ immer feuchtere Bereiche, was zu einer verstärkten negativen T_B -Differenz führt. Bei den Elevationswinkeln 10.2° und 5.4° schneidet der Messstrahl zwar noch feuchtere Bereiche, allerdings kommt er auch in den darüber anschließenden sehr trockenen Bereich bei $x = 7.5 \text{ km}$. Somit wird die Gesamtfeuchte in der Messrichtung wieder geringer, was die ebenso reduzierte T_B -Differenz erklärt.

Aufwindstrukturen innerhalb der Grenzschicht (PLUME): Bis zu einem Elevationswinkel von 30° sind die T_B -Differenzen mit bis zu 2 K relativ gering (Abb. 2.15),

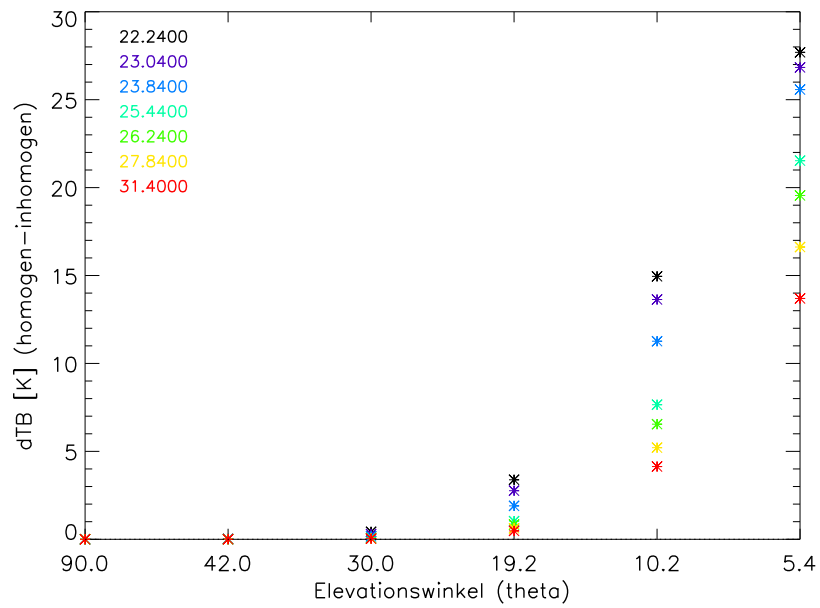


Abbildung 2.13: T_B -Differenzen wie in Abb. 2.11 für die entfernte negative Feuchtefront (EFR).

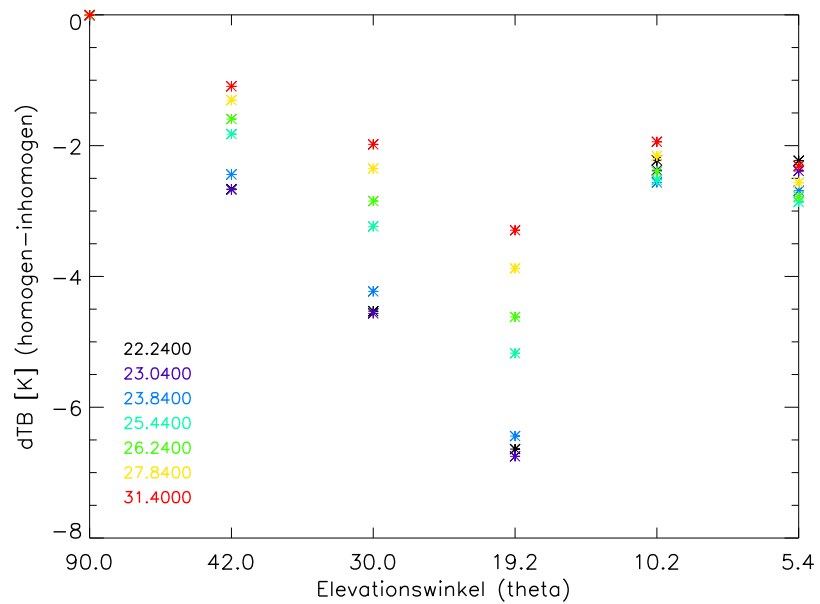


Abbildung 2.14: T_B -Differenzen wie in Abb. 2.11 für das sinusförmige Grenzschichtfeld (SIN).

was man mit dem zugehörigen Feuchtefeld (Abb. 2.9) erklären kann. Die vertikale Feuchteschichtung ändert sich bis 30° Elevation nur leicht, lediglich die Luftmasse steigt durch die schräge Messrichtung bis zu einem Faktor 2 an. Bis etwa 10.2° wird das Feuchteprofil in Messrichtung trockener, was sich in den zunehmend positiven T_B -Differenzen von 7 – 11 K widerspiegelt. Bei 5.4° Elevation schneidet der Messstrahl den nächsten Aufwindbereich, wodurch die Zunahme der T_B -Differenzen wieder abgeschwächt wird.

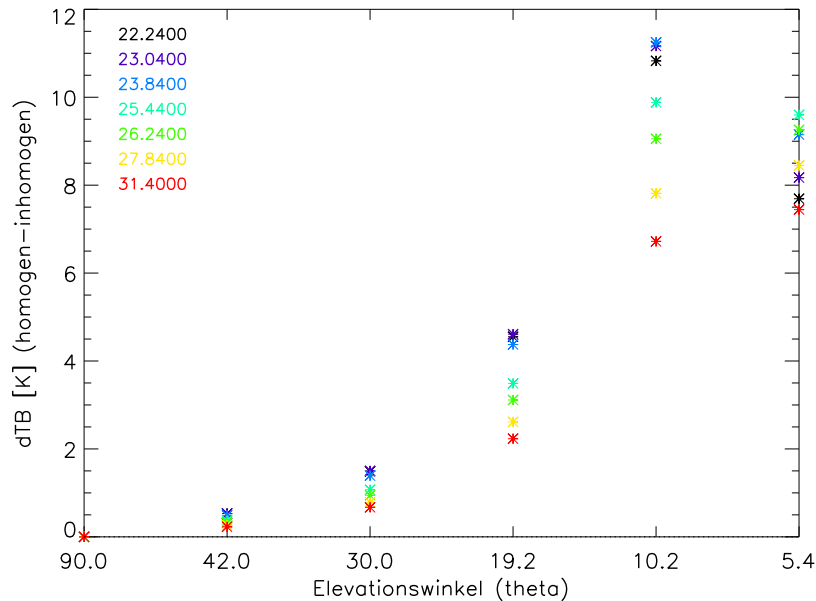


Abbildung 2.15: T_B -Differenzen wie in Abb. 2.11 für das Aufwind-Grenzschichtfeld (PLUME).

Auch wenn mit den hier untersuchten Typen von Feuchtefeldern natürlich bei weitem nicht alle in der Atmosphäre möglichen Variationen und Formen von Feuchteinhomogenitäten nachgebildet werden konnten, so lassen sich die Ergebnisse des ersten Teils der Modellstudie folgendermaßen zusammenfassen:

- Die Ergebnisse der Modellstudie zeigen, dass Feuchtestrukturen von den hier angenommenen Ausmaßen (> 5 km) T_B -Differenzen zwischen angenommenen homogenen Feld und realem Feuchtefeld erzeugen, welche deutlich über dem Eigenrauschen des MWR von ± 0.5 K liegen. Dabei hängen die Ausmaße der kleinsten noch vom MWR erfassbaren Feuchtestrukturen maßgeblich von der Anzahl der verwendeten Elevationswinkel ab, da nur mit einer genügend großen Anzahl von Winkelmessungen kleine Strukturen ausreichend aufgelöst werden können.

- Die maximalen T_B -Differenzen liegen bei den untersuchten Feuchteinhomogenitäten, welche sich über alle Höhenbereiche erstreckten, in einem weiten Bereich von etwa 4 – 28 K. Bei dem mit der horizontalen Entfernung langsam zunehmenden Feuchtegradienten (NLGR) ergaben sich maximale Differenzen von 4 K, wo hingegen bei der 10 km entfernten und über kurze Entfernung anwachsenden Feuchtefront (NFR) Werte von bis zu 28 K erreicht wurden.
- Bei den Grenzschichtstrukturen reicht die Spannweite der maximalen T_B -Differenzen von 7 K beim Feuchtefeld SIN bis 11 K für das Feuchtefeld PLUME.
- Die beobachteten T_B -Differenzen hängen erkennbar von den Strukturen der Feuchteinhomogenitäten, wie der horizontalen Entfernung, der Stärke der Feuchteänderung oder der Wellenlänge der periodischen Schwingungen ab. Bei den betrachteten Gradientefeldern (NLGR, NFR, EFR) steigen die Differenzen dabei mit abnehmenden Elevationswinkel kontinuierlich an. Bei den periodischen Grenzschichtfeldern (SIN, PLUME) kann man hingegen zu niedrigeren Elevationswinkeln hin einen Wendepunkt im Verlauf der T_B -Differenzen finden. Ein solcher Wendepunkt weist also auf vorhandene Unstetigkeiten im Feuchtefeld hin. Allein aus den in verschiedenen Elevationswinkeln abgeleiteten T_B -Differenzen kann man jedoch nicht mit Sicherheit auf die exakte 2D-Feuchtestruktur rückschließen.

2.6 Modellierung der optischen Dicke

Wie die vorangegangene Untersuchung der T_B -Differenzen für die verschiedenen Feuchtefelder gezeigt hat, ist es also durchaus möglich, Inhomogenitäten im Feuchtefeld mit Mikrowellenverfahren zu erfassen. Daher schließt sich unmittelbar die Frage an, wie man nun aus den Mikrowellenmessungen auf die Eigenschaften der zu Grunde liegenden Feuchteinhomogenität rückschließen kann. Eine Möglichkeit, welche die in verschiedenen Elevationswinkeln gemessene optische Dicke nutzt, soll im Folgenden vorgestellt und diskutiert werden.

Die optische Dicke (Gl. 4, S. 11), hängt sowohl von der Vertikalverteilung des Absorptionskoeffizienten β_a als auch vom Luftmassenfaktor m ab. Bleibt bei horizontal homogener Atmosphäre die vertikale Struktur von β_a in x-Richtung gleich, so vergrößert sich bei nicht senkrechter Messrichtung lediglich die Gesamtwegstrecke bzw. die Länge des Integrationsweges, was gleichbedeutend mit der Veränderung der Luftmasse ist.

$$\tau_{\text{homo}}(\theta) = \tau(90) \cdot m(\theta) \quad (10)$$

Trägt man für den homogenen Fall die optischen Dicken $\tau_{\text{homo}}(\theta)$ gegen den Luftmassenfaktor $m(\theta)$ an, so ergibt sich eine Gerade. Eine Abweichung der optischen Dicken

$d\tau(\theta)$ von dieser idealen Geraden, muss deshalb auf die Veränderung des Integrals über den Absorptionskoeffizienten β_a zurückgehen.

$$d\tau(\theta) = \tau_{homo}(\theta) - \tau_{inhomo}(\theta) \quad (11)$$

Daher liegt der Gedanke nahe, die Abweichung der optischen Dicken von den homogenen Werten $d\tau(\theta)$ als Messgröße für den Grad der horizontalen Inhomogenität zu nutzen. Der Zusammenhang zwischen reiner Luftmassenabhängigkeit der optischen Dicke und dem Grad der horizontalen Homogenität wird z.B. bei Kalibrierungsverfahren (Yong and Westwater, 2000) genutzt. Die Abweichung der gemessenen optischen Dicken von den horizontal homogen angenommen Werten $d\tau(\theta)$ wird dabei als Qualitätskriterium für den Einsatz des Kalibrierungsverfahrens herangezogen (Rose and Czekala, 2008, S.35–36). Die direkt gemessenen T_B sind für solch ein Verfahren wenig geeignet, da die Zunahme der T_B mit der Luftmasse keiner linearen Funktion folgt (Abb. 2.16) und somit auch die Abweichungen der homogenen von den inhomogenen Feldern schwieriger zu bestimmen sind.

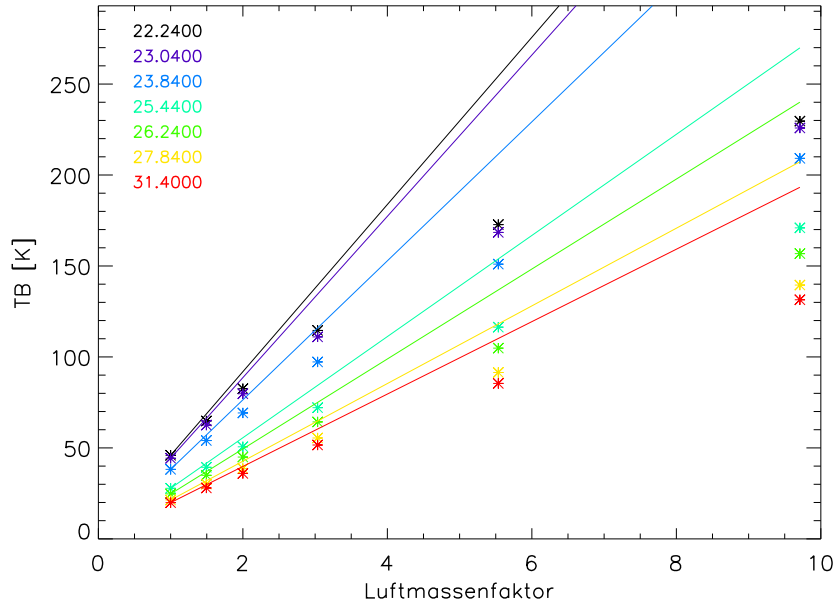


Abbildung 2.16: Zunahme der T_B [K] für die verschiedenen HATPRO-Frequenzen [GHz] (Farbskala) in Abhängigkeit vom Luftmassenfaktor bzw. Elevationswinkel. Die als Asterisk dargestellten T_B wurden separat für jeden Elevationswinkel berechnet. Das Eingangsfuchtefeld war dabei vollständig homogen. Die Geraden ergeben sich aus den senkrechten T_B multipliziert mit dem Luftmassenfaktor $m(\theta)$

Theoretisch ist die Übereinstimmung der optischen Dicken mit der luftmassenbedingten Geraden jedoch kein hinreichendes Kriterium für die horizontale Homogenität von

β_a . Da man mit der optischen Dicke einen integralen Wert betrachtet, können theoretisch beliebig viele horizontal inhomogene Verteilungen von β_a die gleiche optische Dicke ergeben. Es ist also durchaus möglich, dass bei einer Messung die Feuchteverteilung in der Atmosphäre horizontal inhomogen ist und trotzdem die gemessenen optischen Dicken auf der ausschließlich luftmassenbedingten Geraden zu liegen kommen. Die Wahrscheinlichkeit für einen solchen Fehler lässt sich aber stark verringern, wenn man zum einen in möglichst vielen verschiedenen Elevationswinkeln misst und zum anderen den zeitlichen Verlauf von $d\tau(\theta)$ betrachtet. Mit der Anzahl der Elevationswinkel bestimmt man sozusagen die Auflösung des Verfahrens und mit dem zeitlichen Verlauf kann man die Messwerte auf Konsistenz überprüfen und damit eine nur scheinbar homogene Messung ausschließen.

Es ist schwierig, einen genauen quantitativen Zusammenhang zwischen einer Maßzahl für die horizontale Inhomogenität und $d\tau(\theta)$ herzuleiten. Als Größe für die horizontale Inhomogenität lässt sich z.B. die Varianz der Feuchte in horizontaler Richtung zu jeder Höhenschicht definieren. Diese ist aber nur schwer in Zusammenhang mit den beschriebenen Elevationsmessungen der optischen Dicke zu bringen, da sie stets Anteile aus allen Höhenschichten enthalten. Verwendet man jedoch zusätzlich die Profilinformatoren der MWR-Messungen, so müsste sich durch geeignete Verfahren ein Zusammenhang dieser beiden Größen herstellen lassen.

Die Abhängigkeit und Struktur von $d\tau(\theta)$ ist bei allen berechneten Feuchtefeldern ähnlich zu dem Verlauf von $dT_B(\theta)$. Deshalb sollen im Folgenden nur die Ergebnisse der Feuchteverteilung PLUME eingehender diskutiert werden. Die berechneten Differenzen $d\tau(\theta)$ der anderen Feuchtefelder sind im Anhang zu diesem Kapitel zu finden (Abb. A.2.1–A.2.4, S. 77–79).

Ergebnisse für das Feuchtefeld PLUME

Die Werte von $\tau_{inhomo}(\theta)$ weichen beim Feuchtefeld PLUME mit zunehmendem Elevationswinkel immer stärker von der Geraden ab (Abb. 2.17 und Abb. 2.18). Es zeigt sich ähnlich wie bei dem Verlauf von $dT_B(\theta)$ (Abb. 2.15) eine Zunahme der Differenzen mit niedrigeren Elevationswinkeln. Jedoch fehlt bei $d\tau(\theta)$ der Rückgang der Werte beim niedrigsten Winkel von 5.4° , wie er bei den Strahlungstemperaturen erkennbar ist. Durch die Feuchteinhomogenität werden für $d\tau(\theta)$ maximale Werte von $0.05 - 0.12$ bei 5.4° Elevation erreicht.

Zusätzlich zur Differenz der optischen Dicken sind die nach analogem Verfahren berechneten Differenzen des integrierten Wasserdampfgehalts $dIWV(\theta)$ zwischen homogenen und inhomogenen Feuchtefeld eingezeichnet. Da man die Feuchteverteilung sowohl für das homogene als auch für das inhomogene Feld kennt, kann man $IWV(\theta)$ durch einfache Integration der Wasserdampfdichte ρ_v entlang der Messrichtung s berechnen.

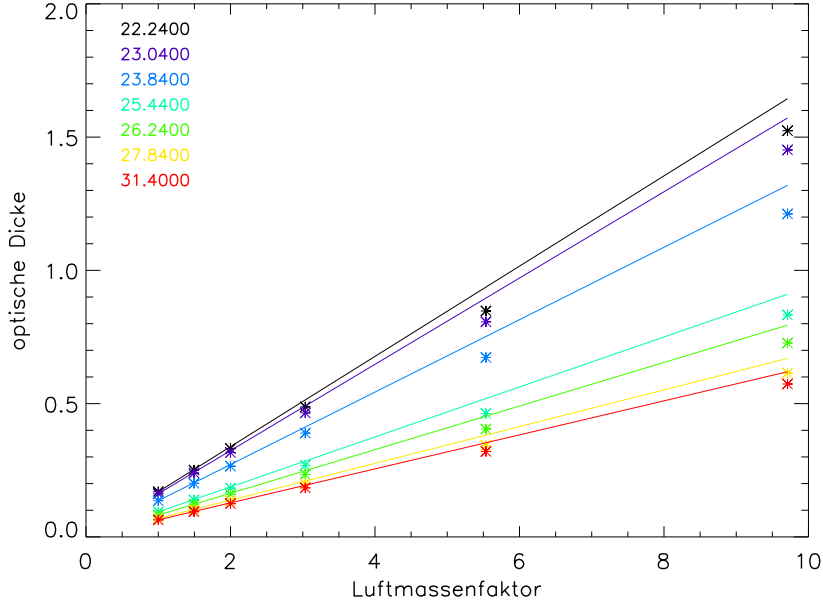


Abbildung 2.17: Die für das Feuchtefeld PLUME berechneten optischen Dicken sind in Abhängigkeit vom Luftmassenfaktor $m(\theta)$ bzw. des Elevationswinkels θ aufgetragen. Die verschiedene Farbgebung kennzeichnet dabei die unterschiedlichen Messfrequenzen [GHz] des MWR. Die eingezeichneten Geraden stellen die Zunahme der optischen Dicke $\tau_{homo}(\theta)$ dar, welche ausschließlich auf die zunehmende Luftmasse zurückgeht. Die einzelnen Datenpunkte (Asterisk) hingegen zeigen die für jeden Elevationswinkel modellierten optischen Dicken $\tau_{inhomo}(\theta)$. Diese müssten bei homogener Atmosphäre genau auf der Gerade zu liegen kommen.

$$IWV = \int_0^{\infty} \rho_v(s) ds \quad (12)$$

Der Vergleich der IWV-Differenzen mit den Werten von $d\tau(\theta)$ zeigt ein sehr ähnliches Ansteigen zu niedrigeren Elevationswinkeln hin. Dies kommt durch die enge Beziehung von Wasserdampfgehalt und den verwendeten Messfrequenzen. Der Unterschied von homogenem zu inhomogenem Feuchtefeld führt im IWV zu Differenzen von maximal 21 kgm^{-2} bei der niedrigsten Elevation von 5.4° . Dabei steigen die Absolutwerte des IWV von 23 kgm^{-2} im Zenit auf bis zu 204 kgm^{-2} bei 5.4° Elevation an.

2.7 Optische Dicken aus Messungen

Das Modellfeld PLUME (Abb. 2.9, S. 23) ist eine Nachbildung der Feuchteverteilung, welche am 26. Juli in der nördlichen Azimutebene (Azimutrichtung: 000°)

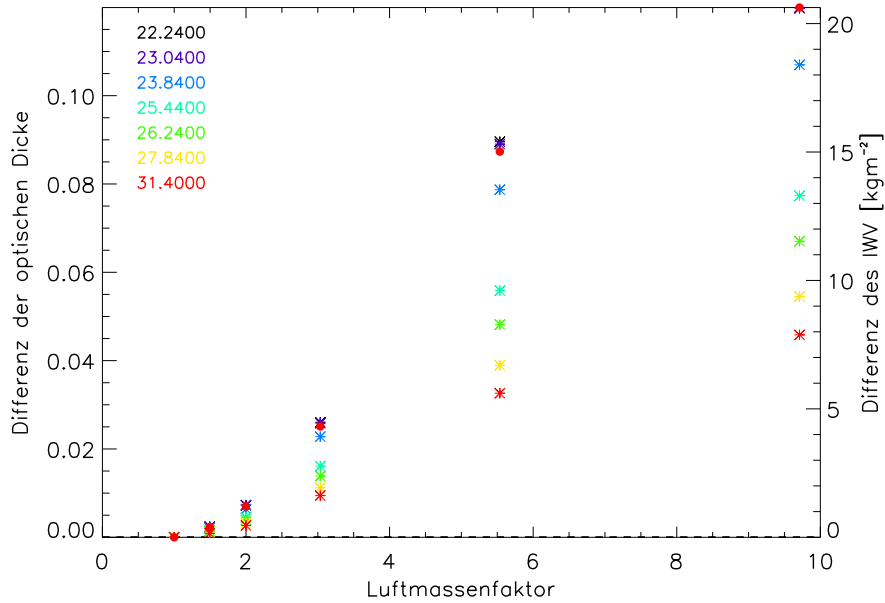


Abbildung 2.18: Abweichungen $d\tau(\theta)$ der optischen Dicken von der Geraden aus Abb. 2.17 für das Modellfeld PLUME in Abhängigkeit vom Luftmassenfaktor. Die zwischen homogen angenommenen Referenzfeld und Modellfeld berechneten Differenzen des integrierten Wasserdampfgehalts $dIWV(\theta)$ sind als rote Punkte aufgetragen (zugehörige y-Achse rechts, Einheit: kgm^{-2})

(Abb. 4.2, S. 53) mit einem Messflugzeug vermessen wurde. Das Modellfeld wurde an die gemessene Feuchteverteilung sowohl in der horizontalen und vertikalen Dimensionierung, als auch in der Wahl der absoluten Feuchteverteilung angepasst. Dabei sind sowohl die in horizontaler Richtung periodisch weitergeführte Aufwindstruktur, als auch das für die obere Atmosphäre angenommene klimatologische Feuchteprofil starke Vereinfachungen der realen Feuchteverteilung.

Trotz dieser vereinfachten Nachbildung des realen Feuchtefeldes werden im Folgenden die für unterschiedliche Elevationswinkel gemessenen bzw. modellierten optischen Dicken miteinander verglichen.

2.7.1 Ableitung der optischen Dicke aus Strahlungstemperaturen

Um aus den gemessenen T_B die optischen Dicken ableiten zu können, wurde folgendes Näherungsverfahren (z.B. nach Janssen, 1993, S.180–182) angewendet:

Durch die Einführung einer mittleren Strahlungstemperatur T_{mr} der Atmosphäre,

$$T_{mr} = \frac{\int_0^{\infty} T e^{-\tau(z)} \beta_a dz}{1 - e^{-\tau(\infty)}} \quad (13)$$

vereinfacht sich die Lösung der Strahlungstransportgleichung (Gl. 6) für eine nicht streuende, horizontal homogene Atmosphäre zu

$$\tau(\infty) = -\ln\left(\frac{T_{mr} - T_B}{T_{mr} - T_{BG}}\right) \quad (14)$$

wobei $T_{BG} \approx 2.735 \text{ K}$ die kosmische Hintergrundstrahlung und T_B die gemessene Strahlungstemperatur ist.

Für T_{mr} werden häufig klimatologisch abgeleitete Werte für den jeweiligen Messstandort verwendet. Bei dieser Untersuchung wurde T_{mr} aus der gemessenen Bodentemperatur genähert. Dazu wurde aus einem langjährigen RS-Datensatz der Station Payerne die zugehörigen optischen Dicken mit einem STP modelliert. Mit den berechneten optischen Dicken konnten anschließend die Koeffizienten c_1 und c_2 mit einer linearen Regressionsmethode abgeleitet werden. Mit diesen Koeffizienten wird schließlich T_{mr} aus der Bodentemperatur T_{boden} durch $T_{mr} = c_1 + c_2 T_{boden}$ mit einer Genauigkeit von ca. 3 K berechnet.

2.7.2 Vergleich von gemessenen mit modellierten optischen Dicken

Die optische Dicke $\tau(\theta)$ wurde zum einen aus den T_B der Zenitmessung bestimmt. Damit ergeben sich die bei horizontal homogenen Verhältnissen zu erwartenden optischen Dicken in Abhängigkeit vom Elevationswinkel nach $\tau_{homo}(\theta) = \tau(90) \cdot m(\theta)$. Zum anderen wurden die optischen Dicken $\tau_{inhomo}(\theta)$ aus den real gemessenen $T_B(\theta)$ abgeleitet und ähnlich zu früheren Verfahren die Differenz dieser beiden optischen Dicken $d\tau(\theta) = \tau_{homo}(\theta) - \tau_{inhomo}(\theta)$ gebildet.

Trägt man nun $d\tau(\theta)$ wiederum gegen den Luftmassenfaktor $m(\theta)$ auf, so erkennt man, wie $d\tau(\theta)$ mit dem Elevationswinkel θ kontinuierlich zunimmt (Abb. 2.19). Für $d\tau(\theta)$ findet man beim niedrigsten Elevationswinkel von 5.4° maximale Werte von $0.025 - 0.15$. Vergleicht man diese Ergebnisse mit den modellierten optischen Dicken des Feuchtefeldes PLUME (Abb. 2.18), so findet man einen den Messungen sehr ähnlichen Zusammenhang zwischen $d\tau(\theta)$ und dem Elevationswinkel. Die für das Modellfeld PLUME modellierten Differenzen der optischen Dicken ($d\tau(5.4)$ ca. 0.04 bis 0.12) sind in den maximalen Werten um etwa 20% größer, als die des real vermessenen Feuchtefeldes. Bedenkt man die zahlreichen Vereinfachungen bei der Konstruktion des Modellfeldes, so stimmen die modellierten und die gemessenen Werte in der Struktur und den absoluten Werten gut überein.

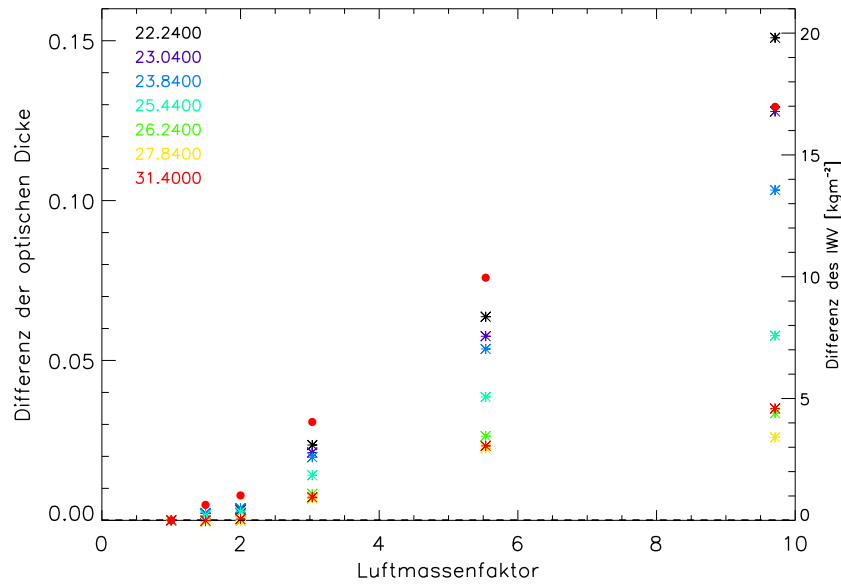


Abbildung 2.19: Differenzen der abgeleiteten optischen Dicken (Kap. 2.7.1) der senkrechten Messung multipliziert mit dem Luftmassenfaktor $m(\theta)$ und den Messungen für jeden Elevationswinkel für die Azimutebene 000 vom 26. Juli (zugehöriges Feuchtefeld: Abb. 4.2, S. 53). Als rote Punkte sind die aus den T_B -Messungen mittels statistischer Retrieval (Löhnert and Crewell, 2003) abgeleiteten IWV-Differenzen [kgm^{-2}] dargestellt.

Bei horizontal homogenen Verhältnissen kann man den IWV wiederum für die verschiedenen Elevationswinkel mit der Zenitmessung des IWV und dem entsprechenden Luftmassenfaktor berechnen. Man beobachtet beim niedrigsten Elevationswinkel von 5.4° eine maximale IWV-Differenz von $17 kgm^{-2}$ zwischen dem aus der Zenitmessung abgeleiteten IWV und dem bei 5.4° Elevation mit HATPRO gemessenen IWV. Damit ist die maximale IWV-Differenz des Modellfeldes um 23.5% größer als die der realen Messung.

2.8 Zusammenfassung der Modellstudie

Der erste Teil der Modellstudie untersuchte die Sensitivität der MWR-Messungen auf verschiedene Arten von Feuchteinhomogenitäten. Die Modellierung der T_B und der optischen Dicken von simulierten Feuchtefeldern ergab, dass horizontale Inhomogenitäten bei einer Größe von mindestens 5 km mit HATPRO erfasst werden können. Dabei ist die Größe der noch messbaren Inhomogenitäten abhängig von der Anzahl der verwendeten Elevationswinkel. Es zeigten sich klare Unterschiede in den T_B -Strukturen zwischen reinen Gradientefeldern und periodischen Feuchteinhomogenitäten.

Im zweiten Teil der Studie wurde beschrieben, wie man die in unterschiedlichen Ele-

vationswinkeln gemessenen optischen Dicken dazu benutzen kann, Aussagen über die Inhomogenität der Atmosphäre abzuleiten. Die Methode wurde anhand eines realen Feuchtefeldes demonstriert, dessen Verteilung aus Flugzeugmessungen bekannt war. Die STP-Berechnungen eines Modellfeldes, welches dem realen Feld vereinfachend nachgebildet wurde, zeigten zu den Messungen ähnliche Abhängigkeiten und Absolutwerte.

Durch die zusätzliche Verwendung der Profilinformatoren in den MWR-Messungen (Frequenzabhängigkeit) sollte es möglich sein, noch genauere Aussagen über Struktur und Stärke der Inhomogenität treffen zu können. Dazu ist es auch notwendig genaue Maßzahlen für die horizontale Inhomogenität zu definieren. Diese könnten z.B. die Größe der Inhomogenität oder die Abweichung der Feuchteverteilung von einem reinen Gradientfeld charakterisieren. Weiterentwickelte Analyseverfahren könnten dann auch mit komplexeren Feuchteverteilungen getestet werden, wie man sie beispielsweise durch LES (**L**arge **E**ddy **S**imulations) erhält. Damit sollte sich ein direkter Zusammenhang zwischen den MWR-Elevationmessungen und den horizontalen Inhomogenitäten ableiten lassen.

3 Azimutmessungen von IWV, LWP und IR-Temperatur

Nach der vorangegangenen Modellstudie sollen nun reale Messungen betrachtet werden. Mit Hilfe der Azimutscans ist es möglich die zeitliche und räumliche Entwicklung von IWV, LWP und IR-Temperatur unter verschiedenen Wetterbedingungen zu beobachten.

3.1 Ort und Rahmen der Messungen



Abbildung 3.1: Standort der „supersite M“ in Heselbach (Nordschwarzwald). Zu sehen sind die verschiedenen Messkontainer der AMF, sowie die von der Universität Köln aufgebauten MWR HATPRO und DPR.

Die Messungen wurden im Rahmen der COPS-Kampagne 2007 (**C**onvective and **O**rographically induced **P**recipitation **S**tudy)¹ vorgenommen, welche von Juni – August 2007 im Schwarzwald stattfand. In dieser Arbeit wurden speziell die Messdaten des Zeitraums 06. Juli 2007 – 28. August 2007 ausgewertet. Die Zielsetzung von COPS war es, diejenigen Prozesse zu identifizieren und genau zu untersuchen, welche für die Entstehung von konvektivem Niederschlag in orographisch geprägten Gebieten verantwortlich sind (Wulfmeyer et al., 2008).

Um den Zustand der Atmosphäre an besonders ausgewählten Stationen möglichst präzise zu erfassen, wurden an fünf Standorten im Untersuchungsgebiet (Nordschwarzwald,

¹<http://www.cops2007.de> und <https://www.uni-hohenheim.de/spp-iop/>

Rheintal) sog. „supersites“ errichtet, an denen besonders umfangreiche Messsensorik installiert wurde. Der Standort der „supersite M“ (Abb. 3.1) befand sich dabei in Heselbach (8.397°E, 48.5395°N, 511 mNN), einer Kleinstadt im Murgtal. An dieser supersite wurde die Atmospheric Mobile Facility (AMF) im Rahmen des Atmospheric Radiation Measurement Programms (ARM) des U.S. Department of Energy (DOE) aufgebaut² (Miller and Slingo, 2007).

Neben der AMF wurden auch von anderen Universitäten und Forschungseinrichtungen Messgeräte an der supersite installiert. Von der Universität Köln wurde der Temperatur- und Feuchteprofiler HATPRO (siehe Kap. 3.2.1) sowie das bei 90 GHz und 150 GHz messende Polarisationsradiometer DPR (**D**ual **P**olarization **R**adiometer) aufgebaut. Um Messungen in möglichst verschiedenen Elevations- wie auch Azimutwinkeln zu ermöglichen, wurde das Mikrowellenradiometer HATPRO und das DPR auf dem Dach des Messcontainers „AMF-A2“ aufgestellt. Das IfT Leipzig (Leibniz-Institut für Troposphärenforschung) führte Messungen mit dem Windlidarsystem WiLi (Doppler-WindLidar) und dem Raman-Lidar BERTHA (**B**ackscatter **E**xinction Lidar-**R**atio **T**emperature **H**umidity profiling **A**pparatus) durch. Weiterhin wurde vom GFZ Potsdam (**G**eo-**F**orschungs-**Z**entrum) ein GPS-Empfangssystem und von der Universität Hamburg ein Mikroregenradar aufgebaut. Die umfangreiche Messsensorik der supersite M bot daher eine große Zahl an Vergleichsmöglichkeiten und Zusatzinformationen für die hier ausgewerteten Messungen.

3.2 Messgeräte

3.2.1 Mikrowellenradiometer HATPRO

HATPRO ist ein von der Firma RPG³ hergestelltes 14-Kanal Mikrowellenradiometer, welches mit jeweils 7 Frequenzen zum einen im Bereich der Wasserdampfabsorption bei 22.235 – 31.4 GHz und zum anderen im Bereich der Sauerstoffabsorption bei 51.26 – 58.0 GHz (siehe blaue Bereiche A und B in Abb. 2.1, S.13) misst (Rose et al., 2005). Dabei liegt der Antennenöffnungswinkel oder HPBW (**H**alf **P**ower **B**eam **W**idth) bei den Wasserdampfkanälen bei 3.5° und bei den Sauerstoffkanälen bei 2.5° (Rose and Czekala, 2008).

Aus den Messungen der T_B ist es mit entsprechenden Invertierungsverfahren (Retrieval) möglich, den IWV, den LWP, sowie Vertikalprofile der Feuchte und der Temperatur abzuleiten. Bei der Bestimmung des LWP werden nach Löhnert und Crewell (Löhnert and Crewell, 2003) Genauigkeiten von ca. 25 gm^{-2} erreicht. Der im Rahmen dieser Arbeit schwerpunktmäßig untersuchte IWV gehört zu den am genauesten ableitbaren Messgrößen des MWR. Wie Vergleiche mit anderen Messsystemen ergaben, kann der

²<http://www.arm.gov/sites/amf.stm>

³<http://www.radiometer-physics.com>

senkrechte IWV von HATPRO mit einer Genauigkeit von ca. 1 kgm^{-2} (Pospichal and Crewell, 2007) bestimmt werden. Die vertikale Verteilung der Feuchte kann für maximal zwei unabhängige Schichten mit einer RMS-Genauigkeit (**R**oot **M**ean **S**quare) von $1 - 2 \text{ gm}^{-3}$ erfasst werden (Liljegren et al., 2005). Das Temperaturprofil ist dank der stärkeren Absorptionslinie des Sauerstoffs bei 60 GHz vertikal genauer auflösbar. In den unteren 4 km liegt die vertikale Auflösung bei weniger als 2 km (Liljegren et al., 2005), wobei in Bodennähe für die Temperaturwerte RMS-Genauigkeiten von 0.6 K und in der mittleren Atmosphäre 1.6 K erreicht werden (Güldner and Spänkuch, 2001).

Die notwendigen Invertierungskoeffizienten des Retrievals wurden von Ulrich Löhnert (Löhnert and Crewell, 2003) aus hochaufgelösten Radiosondendaten der Station Payerne des Zeitraums 1992 – 2006 erstellt. Der in den statistischen Retrieval beinhaltete RMS-Fehler bei 30°-Elevation beläuft sich für den IWV auf ca. 1.5 kgm^{-2} und für den LWP auf $40 - 50 \text{ gm}^{-2}$.

Während COPS wurden mit HATPRO sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Ebene Abtastungen durchgeführt – im Folgenden der Einfachheit halber „Scans“ genannt. Die Miteinbeziehung der Elevationsscans in die Retrievalentwicklung bewirkt dabei besonders bei der Ableitung des Temperaturprofils, eine deutliche Verbesserung der Auflösung im Grenzschichtbereich (Crewell and Löhnert, 2007). Die Möglichkeit, auch in der Azimutrichtung scannende Messungen durchzuführen, stellte eine neue Funktion von HATPRO dar, welche im Rahmen der Messungen während COPS zum ersten Mal eingehender getestet werden konnte.

3.2.2 Infrarot (IR)–Radiometer

Das IR–Radiometer KT19.85, hergestellt von der Firma HEITRONICS⁴, misst die einfallende Strahldichte im Wellenlängenbereich $9.6 - 11.5 \mu\text{m}$ und konvertiert diese in eine äquivalente Schwarzkörpertemperatur. Da der Messbereich, abgesehen von der Ozonabsorptionslinie bei $9.6 \mu\text{m}$, in einem sogenannten atmosphärischen Fenster liegt, reagiert das IR–Radiometer nur schwach (im Bereich einiger Kelvin) auf Änderungen des atmosphärischen Wasserdampfgehalts. Damit eignet es sich besonders zur Detektierung von Eis- und Wasserwolken, da diese im IR–Bereich stark emittieren. Bei wolkenlosen Himmel kann man aus den IR–Messungen die Struktur der Wasserdampfverteilung ableiten, da die Ozonverteilung im Vergleich zur troposphärischen Wasserdampfvariation als konstant angenommen werden kann. Eiswolken sind im Gegensatz zum IR–Radiometer mit HATPRO nicht detektierbar. Wasserwolken können mit HATPRO ab einen LWP–Gehalt von $20 - 25 \text{ gm}^{-2}$ registriert werden (Meijgaard and Crewell, 2005). Im IR–Bereich sind Wasserwolken bereits bei LWP–Werten von $>50 \text{ gm}^{-2}$ optisch dicht und man erhält somit keine weitere Information über die hinter der Wolke liegenden Bereiche. Dahingegen sind Wolken in dem von HATPRO genutzten Mikrowellenbereich

⁴<http://www.heitronics.com>

selbst bei hohen Flüssigwassergehalten optisch dünn, was eine gute LWP-Bestimmung auch bei sehr großen LWP-Werten (über 1000 gm^{-2}) möglich macht. Die Kombination von IR- und Mikrowellenmessung ermöglicht damit zum einen die genauere Erfassung des Bewölkungszustandes. Zum anderen kann die Bestimmung des LWP durch die Kombination von spektralen IR-Messungen und Mikrowellenmessungen erheblich verbessert werden (Turner, 2007). Die letztgenannte Methode ist jedoch auf die hier beschriebenen Messkonfiguration nicht anwendbar, da keine spektralen Messungen im IR vorgenommen wurden.

Das IR-Radiometer wurde für die Messungen, ebenfalls als Neuerung, seitlich an das HATPRO-Gehäuse montiert. Über eine manuell einstellbare Halterung konnte dabei der Elevationswinkel festgelegt werden. Somit standen mit dieser Messgerätekombination zeitgleiche Messungen im Mikrowellen- und IR-Bereich zur Verfügung.

3.2.3 Himmelskamera „Total Sky Imager“ (TSI)

Der Total Sky Imager (TSI) gehört zur festen Messgeräteausstattung der AMF-Station, deren Daten für angemeldete Nutzer frei im Internet verfügbar sind⁵. Beim TSI handelt es sich um eine Kamera, welche mithilfe eines Halbkugelspiegels den Bewölkungszustand des sichtbaren Himmels alle 30 Sekunden erfasst. Die Sonne wird dabei von einem rotierenden Metallstreifen ausgeblendet. Es wird sowohl das Originalbild abgespeichert, als auch der mittels verschiedener optischer Filter abgeleitete Bewölkungsgrad, aufgeteilt in hohe, niedrige und Gesamtbewölkung, zur Verfügung gestellt.

3.3 Messbeispiele von Azimutscans

Die Azimutscans wurden vom 06. Juli – 28. August in einem 15 Minuten-Rhythmus durchgeführt. Ein vollständiger 355° -Azimutscan mit 5° Winkelauflösung dauerte ca. 4.5 Minuten. Wegen des nur manuell einstellbaren Elevationswinkels des IR-Radiometers war es im automatischen Betrieb nicht möglich, in verschiedenen Elevationswinkeln zu messen. Deshalb wurden die Azimutscans für den gesamten Messzeitraum mit 30° -Elevation durchgeführt – ein flacherer Elevationswinkel war wegen der umliegenden Hügel nicht möglich. Die direkt angrenzenden Hügel in Richtung Westen sind bis zu 860 m (NN) und die Hügel in Richtung Osten etwa 790 m (NN) hoch, wobei die supersite M selbst auf 511 m (NN) liegt. Neben der Orographie behinderte auch der Einsaugmast der AMF-Aerosolmessungen die Azimutscans, welcher sich von HATPRO aus betrachtet in Richtung Osten befand. Dieser Mast und auch seine metallischen Verspannungen verursachten sowohl in den IR- als auch in den HATPRO-Messungen Fehlsignale, weshalb die Azimutwinkelbereiche $80^\circ - 90^\circ$ und $100^\circ - 115^\circ$ nicht ausgewertet wurden.

Bei einem Elevationswinkel von 30° erreicht man die Höhe der mittleren Troposphäre

⁵<http://www.archive.arm.gov>

von etwa 5 km bereits in einer horizontalen Entfernung von 8.7 km. Dabei beinhaltet der Höhenbereich bis 5 km i.A. über 90% des gesamten Wasserdampfes. Das Tropopausenniveau von ungefähr 10 km Höhe wird schließlich in einem horizontalen Abstand von 17.3 km erreicht. Dies verdeutlicht, dass der horizontale Einflussbereich auf die IWV-Messung auf maximal ca. 17 km beschränkt ist, was insbesondere bei der Interpretation der im Folgenden diskutierten Azimutscans berücksichtigt werden muss (Abb. 3.2).

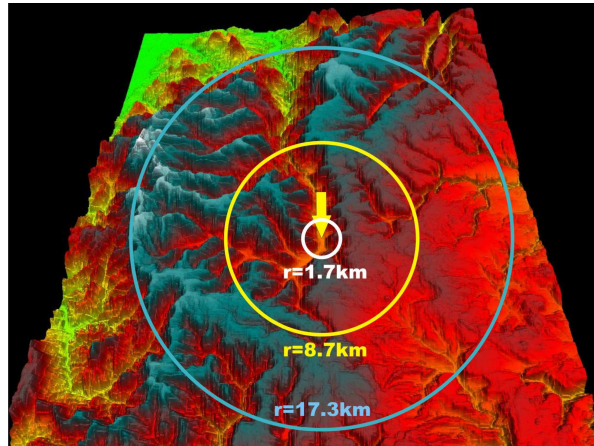


Abbildung 3.2: Farbdarstellung der Orographie mit dem Standort der „supersite M“ in Heselbach (gelber Pfeil). Die Kreise zeigen die horizontalen Entfernungen bei denen der Messstrahl in 30°-Elevation die Höhen 1 km (weiß), 5 km (gelb) und 10 km (blau) erreicht. Die Höhenangaben beziehen auf das Höhenniveau der AMF-Station.

Die zeitlich-räumliche Entwicklung von IWV, LWP und IR-Temperatur soll exemplarisch für einen Strahlungstag und einen Tag mit flacher Konvektionsbewölkung gezeigt werden. Beide Tage waren sogenannte Intensivmesstage oder IOPs (**I**ntensive **O**bservation **P**eriod), an denen mit besonders umfangreicher Messsensorik der Atmosphärenzustand beobachtet wurde. Bei allen Azimutmessungen wurden die IWV- und LWP-Werte immer für 30°-Elevation berechnet, weshalb die Werte deutlich höher als die Zenitmessungen sind. Wird für spezielle Anwendungen der Zenit-äquivalente IWV bzw. LWP benötigt, so müssen die Messwerte durch den Luftmassenfaktor ($m(30) = 2.0$) geteilt werden.

3.3.1 Strahlungstag: 14.07.2007 (IOP 8a)

Zwischen einem sich im Tagesverlauf des 14.07.2007 verstärkenden Hochdruckgebiet über dem Mittelmeerraum und einem Tief nordwestlich der britischen Inseln, wurde mit einer südwestlichen Strömung warme Luft in das COPS-Gebiet geführt (Abb. 3.3). Durch hochdruckbedingtes, großräumiges Absinken der Luft war die Entstehung von Konvektionsbewölkung nur an Hanglagen möglich.

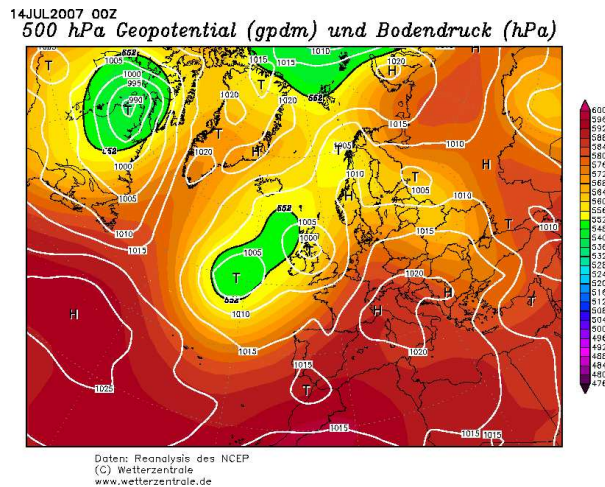


Abbildung 3.3: Reanalyse des Bodendrucks (weiße Isolinien) und des 500hPa-Geopotentials (Farbskala) des 14.07.2007, 00:00 UTC (<http://www.wetterzentrale.de>)

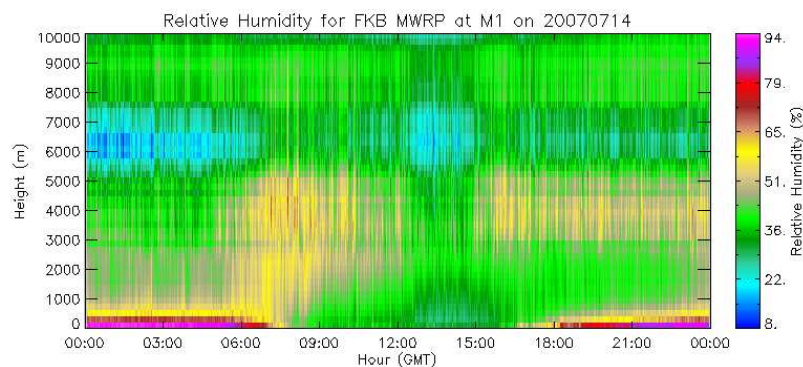


Abbildung 3.4: Zeit-Höhendarstellung der relativen Feuchte [%] vom 14.07.2007 gemessen mit dem Mikrowellenprofil an der AMF-Station

Die Messungen des vertikal messenden AMF-Mikrowellenprofilers (Abb. 3.4) zeigen von ca. 06:00 bis 09:00 UTC eine Schicht mit ca. 60% relative Feuchte (RF), die bis in eine Höhe von 5 km reicht. Ab 09:00 bis etwa 15:00 UTC trocknete die Atmosphäre bis in immer höher reichender Atmosphärenschichten (bis ca. 7 km) auf etwa 20–40% RF ab. Nach 15:00 UTC nahm die Feuchte wieder von 30–35% RF auf 50–55% RF im Bereich von 3 bis 5 km Höhe zu. Da das Feuchteprofil aus den Mikrowellenmessungen nur eine geringe vertikale Auflösung besitzt (Liljegren et al., 2005), wurden zusätzlich die an der AMF durchgeführten Radiosondenmessungen (Abb. A.3.1–A.3.3, S. 79–80) ausgewertet, welche eine ähnliche Entwicklung der vertikalen Feuchtestruktur zeigen. Zum Vergleich

wird der Tagesverlauf der Feuchte auch anhand der HATPRO-Azimutmessungen betrachtet:

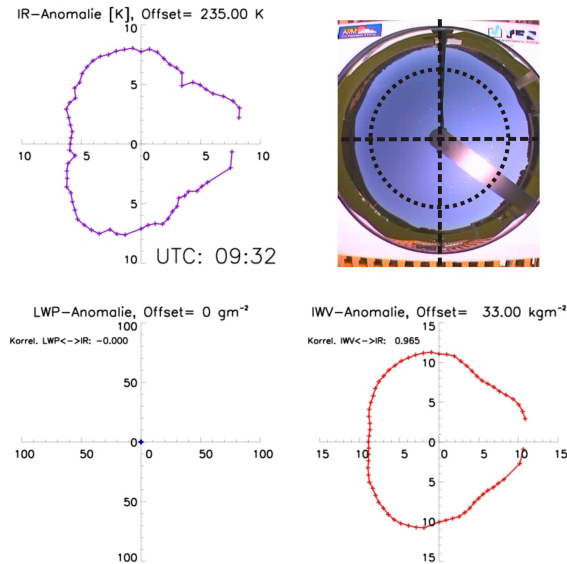


Abbildung 3.5: Azimutschans von IR-Temperatur, LWP und IWV mit TSI-Bild für den 14.07.2007, 09:32 UTC. Die Messwerte der Azimutschans wurden zur Verdeutlichung der räumlichen Information als Polardiagramm dargestellt. Um die räumlichen Anomalien deutlich sichtbar zu machen, wurde von jeder Messung das Tagesminimum der Messgröße als „Offset“ abgezogen. Zum einfacheren Vergleich der Messgrößen wurden die Messungen des IWV, LWP, der IR-Temperatur sowie die zeitlichste TSI-Aufnahme in einem Bild zusammengefügt. Der schwarz gestrichelte Kreis im TSI-Bild markiert die 30°-Elevationsrichtung der Messungen. Diese Zusammenstellung erlaubt die visuelle Darstellung der zeitlich-räumlichen Entwicklungen der verschiedenen Messgrößen und wurde für alle Messtage durchgeführt.

- **Situation vor 12:00 UTC (Abb. 3.5):** Bis etwa 12:00 UTC zeigen sich im IWV schwache räumliche Strukturen (IWV-Differenzen in verschiedenen Azimutrichtungen bis zu 2 kgm^{-2}). Da bei wolkenfreiem Himmel Variationen in der IR-Temperatur i.A. nur von Wasserdampfvariationen verursacht werden können, wurde die Korrelation zwischen den räumlichen IR- und den IWV-Anomalien gebildet. Die berechneten Korrelationen liegen im unbewölkten Fall bei Werten von 0.8 – 0.95, welche auch an anderen unbewölkten Tagen erreicht wurden. Da das IR-Radiometer und HATPRO zwei unabhängige Messsysteme sind, ist die hohe Korrelation zwischen IR-Temperatur und IWV eine Bestätigung für die Existenz der räumlichen Feuchtestrukturen.

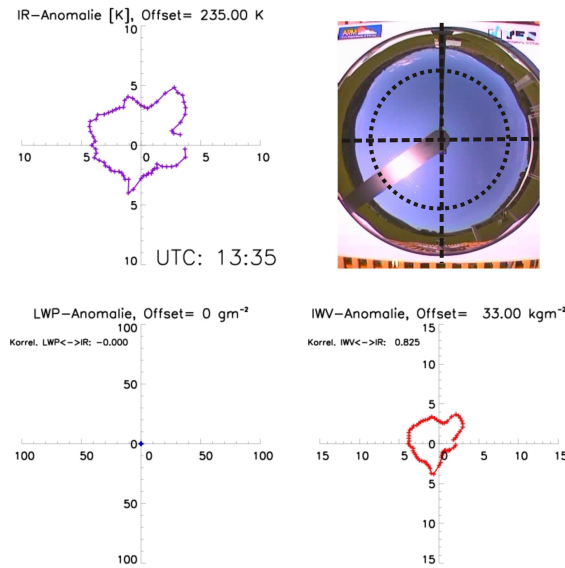


Abbildung 3.6: Azimutscans von IR-Temperatur, LWP, IWV und TSI-Bild, 14.07.2007, 13:35 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. 3.5.

- **Situation nach 12:00 UTC (Abb. 3.6):** Zwischen 08:00 und 13:00 UTC nimmt der IWV im räumlichen Mittel um etwa 10 kgm^{-2} ab. Besonders stark nimmt der mittleren IWV zwischen 12:00 und 13:00 Uhr ab (ca. 5 kgm^{-2}). Dabei ist in der räumlichen Verteilung eine deutliche Asymmetrie, mit höheren Werten in Richtung Nord-Nordwest erkennbar. Nahezu gleichzeitig zeigt der TSI in nord- bis nordwestlicher Richtung vereinzelte, hochreichende Konvektionsbewölkung. Da HATPRO bei den 30° -Azimutscans nur oberhalb der sichtbaren Wolken misst, kann man auch im LWP oder IR kein Signal erkennen. Das deutlich sichtbare Ansteigen der Feuchte in der Richtung der Bewölkung könnte aber durchaus von diesen konvektiven Prozessen stammen. Im weiteren Tagesverlauf, ca. ab 14:30, stieg der IWV wieder um bis zu $12 - 13 \text{ kgm}^{-2}$ an. Es waren daraufhin jedoch keine weiteren starken Asymmetrien in der Feuchtverteilung mehr zu erkennen.
- **Gesamter Tagesverlauf (Abb. 3.7):** Hier wurden die räumlichen Messungen des IWV, der IR-Temperatur und des LWP jedes Azimutscans auf vier Raumsektoren gemittelt. Zwei der Sektoren verlaufen dabei quer zur Talachse (West, Ost) und zwei in Richtung des Tals (Nord, Süd). Da die Sonne morgens zwischen 07:00 und 08:00 und abends zwischen 15:30 und 16:30 UTC einen Elevationswinkel nahe 30° einnimmt, wurden die Messungen für diesen Zeitraum ausgesondert. Die Messungen in den frühen Morgenstunden wurden durch Tau auf dem Radom des MWR beeinflusst und deshalb ebenfalls weggelassen. Unabhängig von der Raum-

3 Azimutmessungen von IWW, LWP und IR-Temperatur

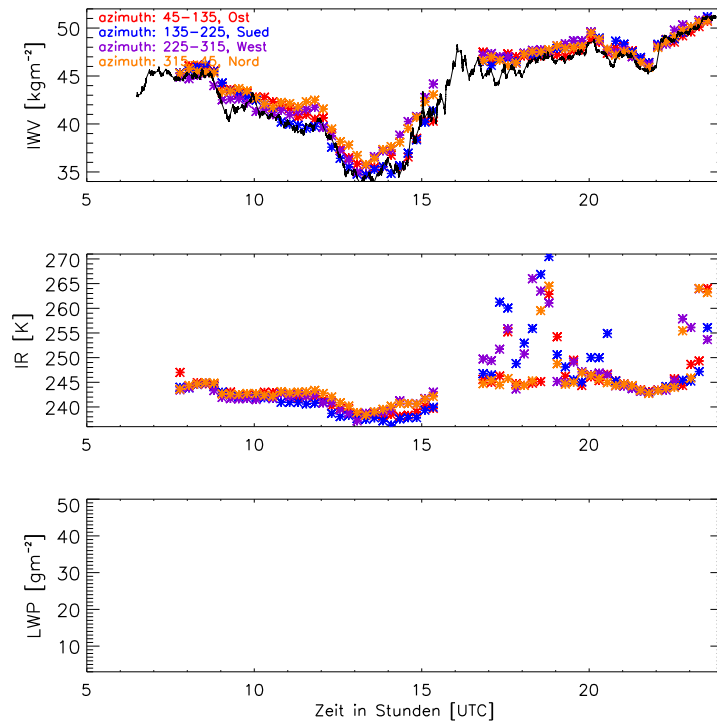


Abbildung 3.7: Tagesgang der räumlich gemittelten Werte von IWW (oben), IR-Temperatur (Mitte) und LWP (unten) für den 14.07.2007. Die Richtungssektoren (Azimutwinkelbereich) sind farblich gekennzeichnet: Osten(45° – 135°): rot, Süden(135° – 225°): blau, Westen(225° – 315°): violett, Norden(315° – 45°): orange. Die IWW-Zenitmessungen sind zusätzlich zu den IWW-Sektorwerten als schwarze Linie eingezeichnet.

richtung nimmt die Feuchte um ca. 10 kgm^{-2} im Zeitraum 08:00 – 13:00 UTC ab. Ab 14:00 UTC nimmt der IWW wieder sprunghaft zu. Diese Beobachtungen decken sich mit den zuvor beschriebenen Messungen des AMF-Mikrowellenprofilers (Abb. 3.4) und den Radiosondenmessungen (Abb. A.3.1–Abb. A.3.3, S. 79–80).

Im IWW-Tagesgang für die einzelnen Sektoren ist der IWW besonders zwischen 10:00 und 15:00 UTC asymmetrisch verteilt. Der Nordsektor ist in diesem Zeitraum nahezu immer am feuchtesten und der Südsektor am trockensten. Im Mittel ergibt sich eine IWW-Differenz zwischen Nord- und Südsektor von $1 - 3 \text{ kgm}^{-2}$ für den Zeitraum von 10:00 bis 15:00 UTC.

Die IR-Temperaturen zeigen einen qualitativ ähnlichen Verlauf, sowohl in der Richtungsabhängigkeit als auch im Tagesgang. Ab 16:30 steigt die IR-Temperatur auf bis zu 25 K höhere Werte, besonders in Richtung Südwest. Im LWP hingegen beobachtet man kein Signal, was darauf hindeutet, dass es sich bei den höheren IR-Temperaturen (bis zu 270 K) um dünne Wasserwolken handeln muss, deren

LWP-Werte unter dem Messrauschen des MWR lagen. Die TSI-Bilder bestätigen diese Vermutung und die Temperaturanomalien lassen sich sehr gut der aus Westen aufziehenden dünnen Altokumulusbewölkung zuordnen. Diese Bewölkungsfelder zogen anfangs (ca. 17:00 UTC) südlich an der AMF-Station vorbei und bedeckten später (ab ca. 18:30 UTC) den gesamten Himmel. Die Wolkenhöhe konnte aus Ceilometermessungen an der AMF-Station auf 4.2 km bestimmt werden. Der RS-Aufstieg von 17:45 UTC ergab (Abb. A.3.3, S. 80), dass die Lufttemperatur in dieser Höhe bei 270 – 268 K lag. Der Taupunkt und die Lufttemperatur wichen in dieser Höhe nur um wenige Kelvin voneinander ab, wohingegen gleich darüber eine starke Inversion zu einer rapiden Abnahme der Taupunkttemperatur führte. Betrachtet man die verschiedenen Messungen zusammen, so können die Altokumuluswolken nur eine geringe vertikale Mächtigkeit erreicht haben, was der Grund dafür sein könnte, dass sie in den MWR-Messungen nicht erkennbar sind.

3.3.2 Konvektionsbewölkung: 30.07.2007 (IOP 12)

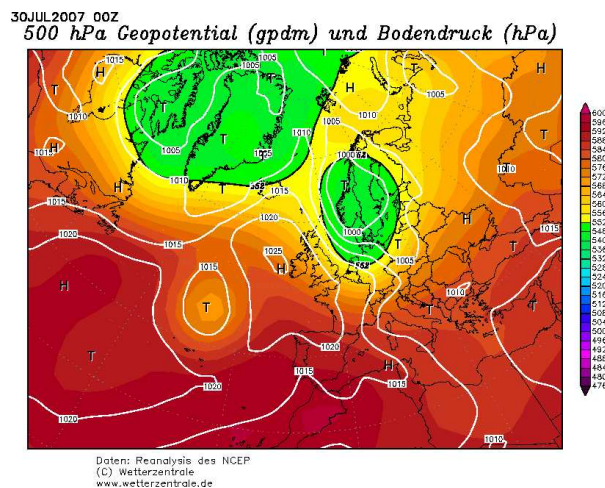


Abbildung 3.8: Reanalyse des Bodendrucks (weiße Isolinien) und des 500hPa-Geopotentials (Farbskala) des 30.07.2007, 00:00 UTC (<http://www.wetterzentrale.de>)

Nach dem Durchzug einer Kaltfront am Vortag erstreckte sich ein Tiefdrucksystem von Skandinavien bis in das östliche Mittelmeer. In einem Gebiet etwa von Spanien bis Irland bildete sich dazu ein Hochdruckgebiet (Abb. 3.8). Diese Konstellation führte in Zentraleuropa zu zunehmender Advektion trockener und kalter Luft durch eine nordwestliche Strömung. Die Absinkbewegung durch das sich entwickelnde Hochdruckgebiet, zusammen mit der advehierten trockenen Luft verhinderte weitgehend, dass sich hochreichende Konvektion bilden konnte.

Die relative Feuchte nahm von etwa 11:00 bis 20:00 UTC moderat in Höhen bis etwa

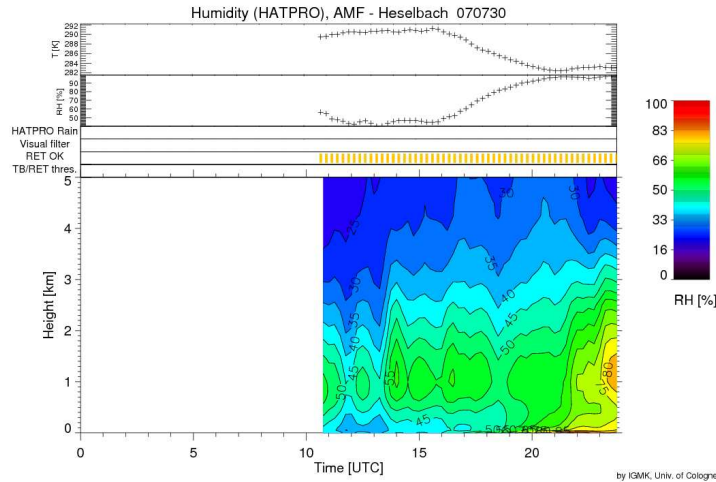


Abbildung 3.9: Zeit-Höhendarstellung der Relativen Feuchte [%] vom 30.07.2007 abgeleitet aus HATPRO-Zenitmessungen

5 km zu (Abb. 3.9). Ab etwa 22:00 UTC kam es zu einer weiteren starken Zunahme der Feuchte bis in etwa 2 km Höhe. Die Radiosondenmessungen (Abb. A.3.5–A.3.7, S. 81–82) zeigen eine im Bereich von 800 auf 700 hPa ansteigende und sich deutlich verstärkende Inversion. Oberhalb dieser Inversion lässt sich gut die aus Nordwesten advehierte trockene Luft erkennen. Gegen 23:30 UTC schließlich zeigt die Radiosondenmessung deutlich eine Wolkenschicht zwischen 800 und 700 hPa.

Betrachtet man die Azimutmessung um die Mittagszeit (Abb. 3.10), so erkennt man in den verschiedenen Messwerten für Konvektion charakteristische Strukturen. In der IR-Temperatur zeigen sich klare Zusammenhänge mit dem TSI-Bild. Der niedrige IR-Offset von 205.8 K zeigt den Einfluss der advehierten trockenen Kaltluft. Schneidet die Messrichtung die niedrige Wolkenuntergrenze der Kumuluswolken, führt dies zu einer IR-Anomalie von bis zu 60 K. Im Vergleich zum LWP reagiert das IR-Radiometer schon auf Wolken, wenn diese nur geringe Flüssigwassergehalte besitzen und damit im MW-Signal kaum zu erkennen sind.

Die Strukturen des IWV-Feldes sind größtenteils breiter als die der IR-Temperatur oder des LWP-Feldes und zeigen weit weniger schnelle Wechsel. Man kann einerseits feuchte Bereiche in der Nähe der Bewölkung erkennen und andererseits zwischen den Kumuluswolken IWV-Minima beobachten, welche wahrscheinlich durch absinkende Luftmassen in der Grenzschicht entstehen. Ähnlich wie bei der IR-Temperatur liegt auch im IWV der Offset, also das Tagesminimum, durch die Advektion trockener Kaltluft bei einem sehr niedrigen Wert von 16.7 gm^{-2} . Die durch Konvektion hervorgerufene Variation des IWV liegt verglichen mit dem Azimutmittelwert von 19 kgm^{-2} (12:00 UTC-Scan) bei bis zu 15%.

3 Azimutmessungen von IWV, LWP und IR-Temperatur

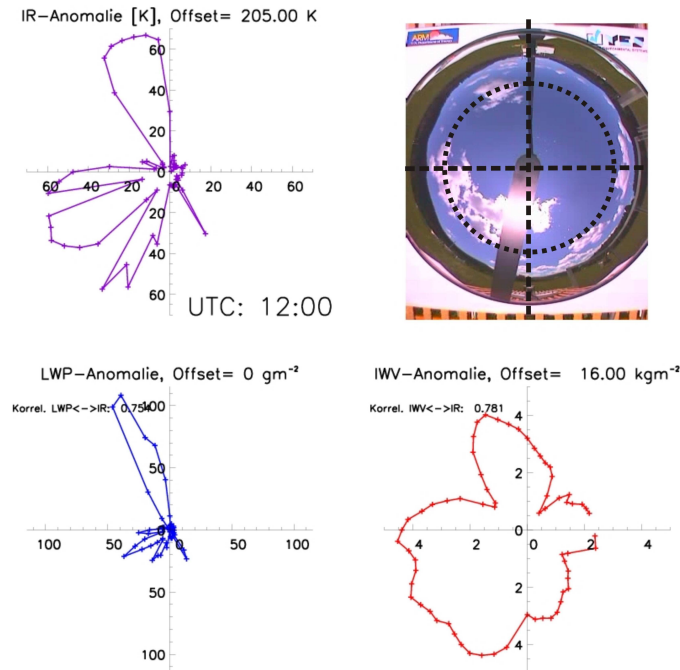


Abbildung 3.10: Azimutschans von IR-Temperatur, LWP, IWV und TSI-Bild, 30.07.2007, 12:00 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. 3.5.

Der IWV-Tagesgang der vier Richtungssektoren (Abb. 3.11) zeigt unabhängig von der Raumrichtung ein Ansteigen des IWV. In den frühen Morgenstunden wurden die Messungen wegen Taubildung auf dem Radom des MWR ausgesondert. Die große Variation der IR-Temperatur zwischen 11:00 und 18:00 UTC lässt sich auf die vorhandene Konvektionsbewölkung zurückführen. Zur gleichen Zeit zeigt der IWV ebenfalls die größte Richtungsstreuung von etwa $1-2 \text{ kgm}^{-2}$, ohne dass dabei bestimmte Sektoren klar dominieren. Der LWP erreicht in dieser Zeit Werte bis etwa 200 gm^{-2} , wobei das Maximum zwischen 14:00 und 15:00 UTC zu finden ist.

Nach Sonnenuntergang (gegen 18:00 UTC) löst sich die Bewölkung weitgehend auf, und ebenso verschwindet die zugehörige starke Variation in der IR-Temperatur. Der IWV zeigt so gut wie keine Richtungsabhängigkeit mehr und steigt zwischen 19:00 und 24:00 UTC um ca. 8 kgm^{-2} an. In der IR-Temperatur zeigt sich ab 22:00 UTC ein sprunghafter Anstieg auf $270-275 \text{ K}$ und auch die LWP-Messwerte steigen mit etwas zeitlicher Verzögerung zu dem IR-Sprung bis auf sehr hohe Werte von 1200 gm^{-2} an. Die Ursache dieser Sprünge war wahrscheinlich eine niedrige Stratusbewölkung. Das AMF-Radiosondenprofil von 23:30 UTC (Abb. A.3.7, S. 82) zeigt, wie bereits oben beschrieben, eine Wolkendecke zwischen 800 und 700 hPa mit einer Wolkenuntergrenzentemperatur von ca. 279 K . Damit liegt die IR-Temperatur um ca. 4 K unter der RS-Messung.

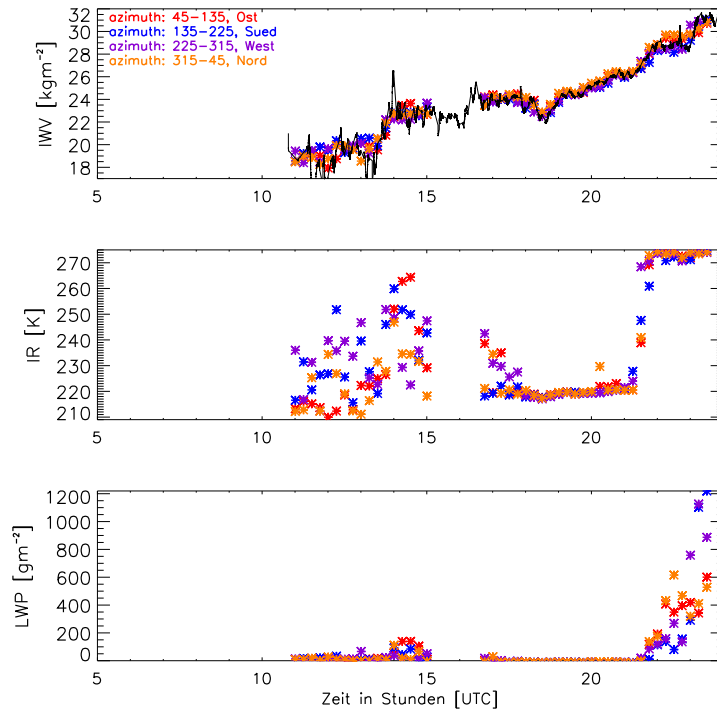


Abbildung 3.11: Tagesgang der räumlich gemittelten Werte von IWV (oben), IR-Temperatur (Mitte) und LWP (unten) für den 30.07.2007. Übrige Abbildung wie Abb. 3.7.

Jedoch kann man bei einem Elevationswinkel von 30° nicht davon ausgehen, die Wolke wirklich genau an ihrer Untergrenze zu treffen. Vielmehr wird man aus geometrischen Gründen die Wolke eher in höheren Bereichen erreichen, was dann wiederum tiefere Temperaturmessungen zur Folge hat.

3.4 Zusammenfassung der Messbeispiele

Die zwei vorgestellten Beispielmessungen, einmal bei nahezu wolkenlosem Himmel und einmal bei einem Tag mit flacher Konvektionsbewölkung, zeigen sehr eindrucksvoll die zeitliche und räumliche Variabilität der verschiedenen Messgrößen. Dabei können die Zusammenhänge zwischen IR-Temperatur, IWV und LWP besonders gut in der gemeinsamen Darstellung mit den TSI-Bildern beobachtet werden. Der zeitliche Ablauf dagegen wird besonders deutlich, wenn diese Darstellungen zu einer Animation zusammengefügt werden. Diese Animationen können dann z.B. im Rahmen von Analysen bestimmter IOPs einen wertvollen Beitrag zum Prozessverständnis der Atmosphäre liefern. Für den hier untersuchten Zeitraum wurden sowohl die Einzelzusammenstellungen als auch die Animationen für alle Messtage generiert.

Am Beispiel des 14. Juli, einem nahezu wolkenlosen Tag, konnte die Entwicklung des Wasserdampfes für einen rein von solarer Einstrahlung geprägten Tag beobachtet werden. Im räumlichen IWV-Feld konnten schon in den Morgenstunden sehr ausgeprägte Grenzschichtstrukturen gemessen werden, mit IWV-Differenzen von bis zu 2 kgm^{-2} . Die gleichzeitigen IR-Messungen zeigen im Vergleich zu den HATPRO-Messungen eine sehr hohe strukturelle Übereinstimmung. Mit Hilfe von Radiosondendaten, welche direkt am Messstandort gestartet wurden, ließen sich auch synoptische Advektionsvorgänge den starken IWV-Änderungen zuordnen.

Mit Hilfe der Messungen des 30. Juli konnten die Variationen von IWV, LWP und IR-Temperatur bei Konvektionsbewölkung untersucht werden. Zusammen mit den TSI-Bildern waren klare Zusammenhänge zwischen den drei Messgrößen und dem Bewölkungsfeld nachweisbar. Während die IR-Temperatur bereits auf geringe Flüssigwasseranteile (Wolkenfetzen) deutlich reagiert, ist beim LWP erst bei Überschreitung eines gewissen Schwellwertes ein klares Signal erkennbar. Das IWV-Feld hingegen zeigt generell breitere Strukturen. Besonders deutlich sind die Maxima neben und unterhalb der Kumulusbewölkung, aber auch die ausgeprägten Minima in den Absinkbereichen zwischen den Wolken zu erkennen. Die Variationen des IWV im Vergleich zum Gesamt-IWV betragen dabei teilweise bis zu 20%.

Es wurden während der COPS-Kampagne eine Vielzahl an Azimutscans bei den verschiedensten Wetterlagen aufgenommen. Zum einen können die Daten genutzt werden, um die Verhältnisse an speziellen Tagen (IOPs) zu analysieren. Zum anderen sind aber aufgrund der nahezu kontinuierlich durchgeführten Messungen auch statistische Auswertungen der räumlichen Verteilung des Wasserdampfes und Flüssigwassers möglich. In dieser Arbeit wird eine solche Auswertung in Kapitel 5 vorgenommen, um eventuell vorhandene Richtungsabhängigkeiten in den verschiedenen Messgrößen zu identifizieren. Die Daten vom 06. Juli 2007 – 28. August 2007 wurden dazu in vier Richtungssektoren gemittelt und die relativen Tagesgänge für verschiedene Wettersituationen gebildet.

Im folgenden Kapitel werden die verschiedenen scannenden HATPRO-Messungen mit Flugzeugmessungen verglichen. Damit können sowohl die Absolutmessungen als auch die räumliche Information über die Feuchteverteilung überprüft werden.

4 Vergleich mit Flugzeugmessungen

In diesem Kapitel werden Flugzeugmessungen der Feuchte an zwei Tagen mit den zeitlichen und räumlichen HATPRO-Messungen verglichen. Dazu wurden im ersten Schritt aus RS- und Flugzeugmessungen vertikale Feuchtefelder interpoliert. Mit diesen Feuchtefeldern war es dann möglich den IWV durch Integration für jeden Elevationswinkel zu bestimmen. Während der Überflüge wurden mit HATPRO koordinierte Elevations- und Azimutscans in der jeweiligen Flugrichtung durchgeführt. Damit lassen sich die zeitliche und räumliche Variabilität des Wasserdampfes umfassend analysieren. Mit Hilfe der Flugzeugmessungen war es außerdem möglich, den Anteil der Grenzschichtfeuchte am Gesamt-IWV zu quantifizieren.

4.1 Datengrundlage

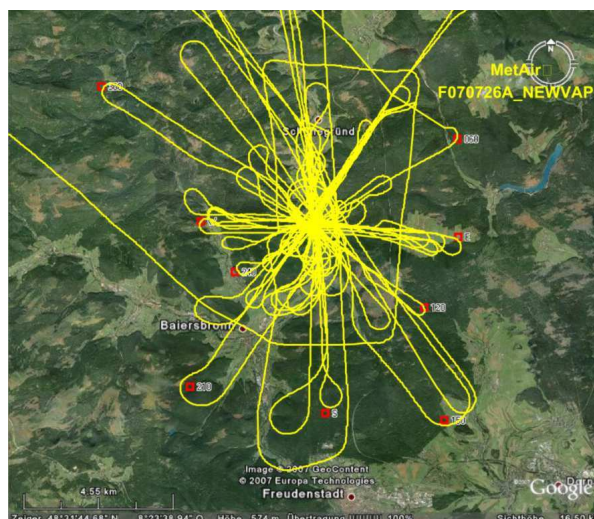


Abbildung 4.1: Flugmuster (gelb) der DIMONA-Messflüge am 26.07.2007 über dem Murgtal. Der Standort der AMF-Station liegt ungefähr im Schnittpunkt der Flugmuster. (Flugmuster vom 01.08.2007 ähnlich)

Am 26. Juli und 01. August (IOP 11b und 13a) hat das Messflugzeug ECO-Dimona der Firma MetAir⁶ im Rahmen des EUFAR-Programms (**E**Uropean **F**leet for **A**irborne **R**esearch)⁷ meteorologische Messungen in der Umgebung der AMF-Station durchgeführt.

⁶<http://www.metair.ch>

⁷<http://www.eufar.net>

Die Dimona ist mit einer großen Anzahl an Sensoren ausgestattet, wobei für diese Auswertung vor allem die Feuchtemessungen des Sensors LICOR-7500 verwendet wurden. Der Sensor nutzt die IR-Absorption des Wasserdampfes bei einer Wellenlänge von $2.59 \mu\text{m}$ zur Bestimmung der Luftfeuchte. Er wird während des Fluges in festen Zeitabständen zusätzlich mit einem Taupunktspiegel kalibriert. Diese Kombination ermöglicht es, das Mischungsverhältnis von feuchter zu trockener Luft [gkg^{-1}] mit einer Messfrequenz von 1 Hz zu erfassen. Dabei liegt die erzielte Genauigkeit bei 0.05 gkg^{-1} und die Auflösung des Sensors bei 0.01 gkg^{-1} (Information der Firma MetAir).

Die Flugmuster (Abb. 4.1) wurden so gewählt, dass insgesamt 6 Azimutebenen im Abstand von 30° abgeflogen wurden (000–180, 030–210, 060–240, 090–270, 120–300, 150–330). Dabei flog die Dimona in Höhen von ca. 50 – 3000 m (über Grund), wobei sie während des langsamen Steig- bzw. Sinkflugs immer in einer bestimmten Azimutebene blieb. Das Abfliegen einer Flugebene dauerte dabei, je nach horizontaler Ausdehnung der Flugmuster, zwischen 10 und 40 Minuten.

Zeitgleich zu den Messflügen wurden am Boden mit HATPRO Elevationsscans in der jeweiligen Azimutebene durchgeführt. In größeren Zeitabständen wurde zusätzlich in Azimutrichtung gescannt, um einen „Schnappschuss“ der räumlichen Feuchteverteilung zu erhalten.

Mit den Elevationsscans (Scandauer pro Azimutrichtung ca. 3 min) erhielt man vor allem zeitlich hoch aufgelöste Messungen des IWV in sechs verschiedenen Elevationswinkeln (98.0° , 42.0° , 30.0° , 19.2° , 10.2° , 5.4°), während die Azimutscans (Scandauer ca. 3.5 min) die aktuelle räumliche Verteilung des IWV bei konstanten 30° Elevation zeigen. Damit konnte sowohl die zeitliche, als auch die räumliche Variation des integrierten Wasserdampfes während der Flugzeugmessungen beobachtet werden.

4.2 Räumliche Interpolation der Flugzeugmessungen

Mit den Flugzeugmessungen sollten horizontal-vertikale Feuchtefelder für jede Azimutrichtung generiert werden. Mit Hilfe dieser Feuchtefelder wurde dann der IWV durch Integration für jeden Elevationswinkel bestimmt. Außerdem ließen sich mit diesen Feldern die Asymmetrien und Strukturen der Feuchteverteilung leichter identifizieren. Die gemessenen Feuchtwerte wurden zuerst auf ein zweidimensionales x-z-Gitter in der jeweiligen Azimutebene interpoliert. Das Gitter hat dabei die in Tabelle 4.1 beschriebenen Dimensionen und die dazugehörigen vertikalen und horizontalen Auflösungen. Für die Werte oberhalb der maximalen Flughöhe wurden zeitnahe Radiosondenmessungen herangezogen. Für die in x-Richtung außerhalb des Interpolationsfeldes liegenden Gitterwerte, wurden Mittelwerte für jede Höhenschicht aus den Flugzeugmesswerten bis zur maximalen Flughöhe gebildet (Abb. 4.2).

Im ersten Schritt wurden die Flugzeugmessungen auf das 2D-Gitter projiziert. Anschließend wurden die Messungen mit einer entfernungsabhängigen Wichtungsfunkti-

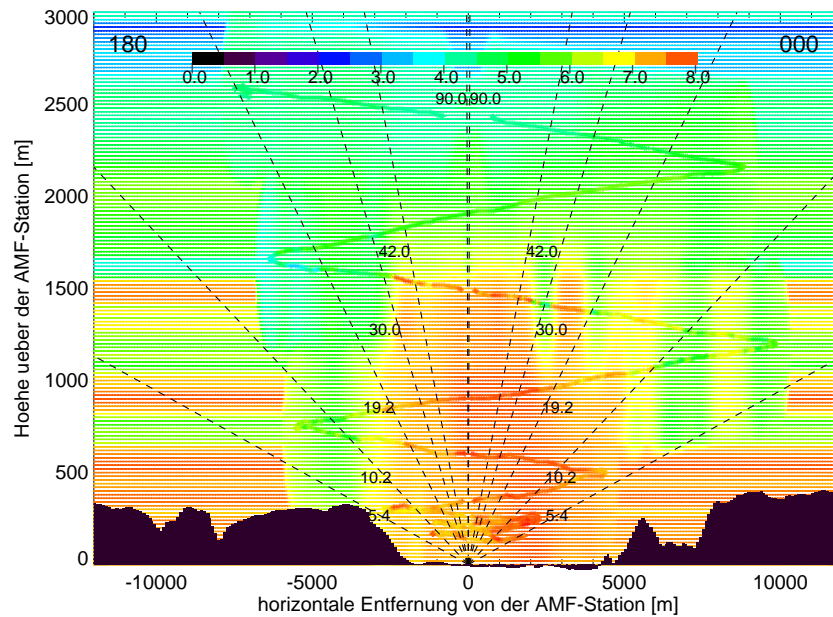


Abbildung 4.2: Aus Flugzeug- und RS-Messungen interpoliertes Feuchtefeld (Vertikal-Horizontalschnitt) für den 26. Juli und die Azimutrichtung Nord/Süd (Flugzeit: 12:25–12:59 UTC). Die schwarz-gestrichelten Linien geben die HATPRO-Elevationswinkel an. Farblich kodiert (Farbbalken) ist das Wasserdampf-Mischungsverhältnis q [gkg^{-1}]. Die dicke farbige Linie zeigt die Flugzeugmessungen, die lokale Orographie ist in schwarz dargestellt.

on räumlich interpoliert. Dabei ist es physikalisch nicht sinnvoll, Messwerte in beliebig großer Entfernung vom Gitterpunkt für die Interpolation mit zu berücksichtigen. Deshalb wurde für die Interpolation ein maximaler Radius („cutoff-Radius“) von 500 m festgelegt. Das bedeutet, ein Messpunkt durfte nicht weiter als maximal 500 m vom Gitterpunkt entfernt sein, um in die Interpolation mit einzugehen.

Innerhalb des cutoff-Radius r_{max} wurde für alle Messwerte n eine entfernungsabhängige Wichtungsfunktion w_i berechnet, wobei i eine Zählvariable des jeweiligen Messpunktes ist (Gl. 15).

$$w_i = \frac{r_{max}^2 - d_i^2}{r_{max}^2 + d_i^2} \quad (15)$$

Anschließend wurden die Messwerte q_i mit den dazugehörigen Wichtungsfunktionswerten multipliziert und aufsummiert. Schließlich ergibt sich aus den aufsummierten, gewichteten Messwerten und der Summe der Gewichte nach Gl. 16 der Feuchtwert $q(x, z)$ für den zu interpolierenden Gitterpunkt:

Tabelle 4.1: Gitterdimensionierung und Auflösung

Gitterrichtung	Entfernungsbereich	Auflösung
horizontal	0 – 12 km	50 m
vertikal	0 – 3 km	20 m
horizontal	12.5 – 260 km	500 m
vertikal	3.2 – 24 km	200 m

$$q(x, z) = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \cdot q_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (16)$$

Um starke Gradienten zwischen dem interpolierten Feld und dem Umgebungsfeld zu vermeiden, wurde das mittlere Vertikalprofil der Feuchte in die Interpolation miteinbezogen.

Dazu wurde aus den Flugzeugmessungen ein mittleres Höhenprofil durch arithmetische Mittelung der Feuchtemessungen über ± 20 m berechnet. Für die darüber liegende Atmosphäre wurden für den 26. Juli der Radiosondenaufstieg von 14:06 UTC der Station Hornisgrinde (Abb. A.3.4, S. 81) verwendet und für den 01. August die AMF-Radiosondenmessung von 11:33 UTC (Abb. A.3.8, S. 83).

Das resultierende mittlere Feuchteprofil $q_m(z)$ wurde nun für jeden zu interpolierenden Gitterpunkt als weitere Messung hinzugenommen. Die Wichtungsfunktion w_{mp} wurde dabei analog gebildet, wobei als Abstand d_m der mittlere Abstand zwischen den eingehenden Messungen und dem Gitterpunkt genommen wurde.

$$d_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i \quad (17)$$

$$w_{mp} = \frac{r_{max}^2 - d_m^2}{r_{max}^2 + d_m^2} \quad (18)$$

Die Interpolation des jeweiligen Gitterpunktes wird damit unter Einbeziehung des mittleren Feuchteprofils folgendermaßen durchgeführt:

$$q(x, z) = \frac{(\sum_{i=1}^n w_i \cdot q_i) + w_{mp} \cdot q_m(z)}{(\sum_{i=1}^n w_i) + w_{mp}} \quad (19)$$

Die von der Interpolation nicht erfassten Gitterbereiche wurden schließlich noch mit dem mittleren Feuchteprofil ergänzt. Mit Hilfe der nun vorhandenen Feuchtefelder konnte der IWV für jede Azimut- und Elevationsrichtung berechnet werden.⁸

⁸Verfahren auch auf andere Felder (z.B. Temperatur) anwendbar.

Ungenauigkeiten im Interpolationsfeld

Natürlich können Mittelungs- bzw. Interpolationsverfahren nie die reale Feuchteverteilung vollständig wiedergeben. Einige mögliche Fehlerquellen sollen hier kurz genannt werden:

- Für einen Messzeitraum von 3 bzw. 4 Stunden wurde nur eine Radiosondenmessung als Informationsquelle für die obere Atmosphäre verwendet. Dabei wurde die RS in beiden Fällen etwa nach der Hälfte der Flugzeit gestartet, was eine maximale zeitliche Differenz zwischen RS-Messung und den Boden-/Flugzeugmessungen von 2 Stunden zur Folge hat.
- Eine weiter zu berücksichtigende Unsicherheit sind die nur in geringer horizontaler Entfernung vermessenen Grenzschichtbereiche. Es ist nicht sehr wahrscheinlich, dass in stark orographisch geprägtem Gelände das mittlere Grenzschichtprofil in größerer Entfernung gleich bleibt, wie dies hier vereinfachend angenommen wurde.
- Hinzu kommen weiterhin Interpolationsartefakte, die durch das Interpolationsverfahren vor allem an Randpunkten mit sehr wenigen Messpunkten entstehen können.

4.3 IWV-Variation in Flugzeug- und MWR-Messungen

Um die Messungen der Azimutscans mit den zeitlichen Elevationsscans besser vergleichen zu können, wurden nur die 30°-Elevationmessungen für die verschiedenen Azimutrichtungen betrachtet. Die Zeitreihen für andere Elevationsrichtungen (89° – 19.2°) sind im Anhang zu finden (Abb. A.4.1–A.4.6, S. 87–89). Der aus den interpolierten Feuchtefeldern abgeleitete IWV soll im Weiteren IWV_{DIMONA} genannt werden. Die IWV-Werte welche bei den HATPRO-Elevationsscans gemessen wurden erhalten die Bezeichnung IWV_{HATPRO} .

4.3.1 Messtag: 26. Juli

Die großräumige Wetterlage am 26. Juli (Abb. A.3.9, S. 83) führte durch ein Tiefdruckgebiet nordwestlich der britischen Inseln und ein Hochdruckgebiet über weiten Teilen Süd- und Mitteleuropas zu einer südwestlichen Anströmung. Das sich verstärkende Hoch führte weiterhin zu einem großräumigen Absinken der Luft, wodurch sich keine hochreichende Konvektionsbewölkung entwickeln konnte.

Wie Windlidarmessungen des IfT Leipzig an der AMF-Station ergaben, kam der Wind während der Messungen auch im unteren Grenzschichtbereich von 100 – 500 m über Grund aus südwestlicher Richtung mit einer Geschwindigkeit von 2 – 6 ms^{-1} (Abb. A.3.11, S. 85).

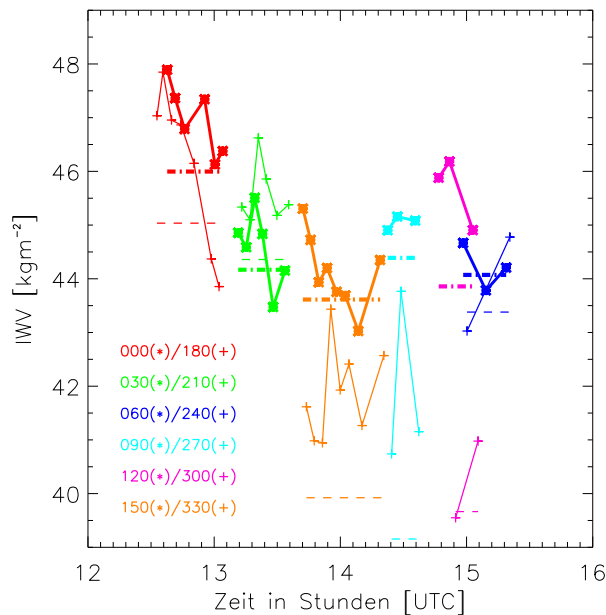


Abbildung 4.3: Zeitlicher Verlauf des I WV vom 26. Juli zwischen 12:25 und 15:23 UTC gemessen in der jeweiligen Flugzeugazimutrichtung bei 30° Elevation (I WV_{HATPRO}) sowie der I WV, welcher aus den interpolierten Feuchtefeldern abgeleitet wurde (I WV_{DIMONA}). Jede zusammengehörende Azimutebene (z.B. Nord/Süd, 000/180) wurde dabei mit einer gemeinsamen Farbe gekennzeichnet. Um die gegensätzlichen Richtungen unterscheiden zu können, wurden die Azimutbereiche von 0°–150° mit dicken Linien und Asterisk dargestellt und die Azimutrichtungen von 180°–330° mit dünnen Linien und Pluszeichen. Die I WV_{DIMONA}-Werte für 30°-Elevation wurden als waagrechte Linien mit eingezeichnet. Farblich mit der zuvor beschriebenen Darstellung übereinstimmend, stehen für die Azimutbereiche 0°–150° die dicken gepunktet-gestrichelten und für 180°–330° die dünnen gestrichelten Linien.

Zwischen 12:30 und 14:00 UTC nimmt der I WV_{HATPRO} im Mittel um etwa 5 kgm^{-2} ab (Abbildung 4.3). Die zeitliche Variation des I WV während des Abfliegens einer Azimutebene ist dabei mit bis zu 4 kgm^{-2} erheblich. Die aus den Dimona-Messungen interpolierten Feuchtefelder müssen somit als zeitliche Mittelung des sich verändernden realen Feuchtefeldes angesehen werden. Idealerweise würde man erwarten, dass die Werte von I WV_{DIMONA} die zeitlich variablen Kurven des I WV_{HATPRO} in ihren Mittelwerten schneiden. Dies ist jedoch nur in wenigen Fällen zu beobachten, was auf die zuvor beschriebenen Fehlerquellen im Interpolationsfeld zurückgehen könnte. Doch obwohl die interpolierten Feuchtefelder die reale Feuchteverteilung nur eingeschränkt wiedergeben, zeigen sich doch ähnliche Richtungsunterschiede. Sowohl in den HATPRO- als auch in den DIMONA-Messungen ist die Atmosphäre in den östlichen Azimutebenen (0°–150°) i.A. feuchter als in den komplementären Richtungen (180°–330°) – einzige Ausnahme ist die

Ebene 030/120. Starke Feuchtedifferenzen zwischen komplementären Richtungen findet man besonders bei den Azimutebenen 090/270, 120/300 und 150/330. Diese räumlichen Feuchtedifferenzen sind von starken zeitlichen Schwankungen überlagert, so dass die Richtungsunterschiede in den einzelnen Azimutebenen Werte von $0.5 - 6 \text{ kgm}^{-2}$ annehmen. Der schon vorher erwähnte Ost–West–Unterschied wird bei diesen Azimutebenen besonders deutlich. Die Atmosphäre ist in west–nordwestlichen Richtungen (270, 300, 330) deutlich trockener als in den komplementären Richtungen nach Ost–Südost mit maximalen IWV–Differenzen von 6 kgm^{-2} in der Ebene 120/330. Auch die $\text{IWV}_{\text{DIMONA}}$ Werte zeigen auf sehr ähnliche Weise diese räumlichen Unterschiede im Feuchtefeld.

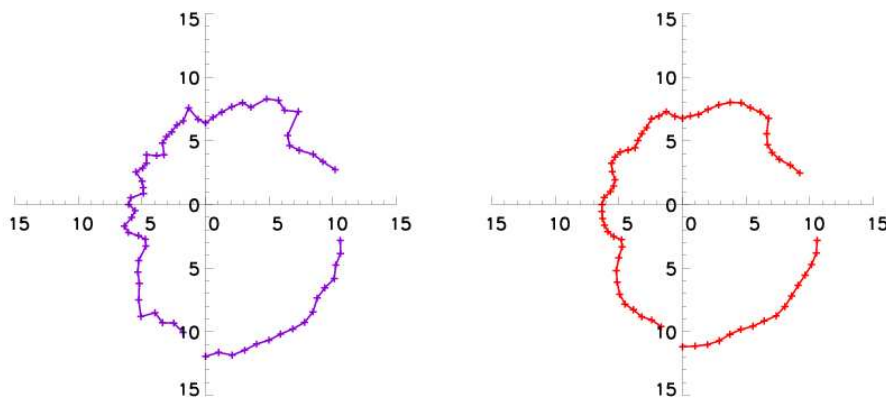


Abbildung 4.4: Polardarstellung der Azimutschans von IR–Temperatur (links, Offset: 225 K) und IWV (rechts, Offset: 35 kgm^{-2}) bei 30° Elevation vom 26. Juli, 13:36 UTC

Aus dem Azimutschans von 13:36 UTC (Abb. 4.4) geht klar die Feuchteverschiebung in Richtung Süd–Südost hervor. Generell liegen die Unterschiede im IWV zwischen Nord–westen und Südosten bei etwa 5 kgm^{-2} und auch in der IR–Messung ergibt sich ein Temperaturunterschied von ca. 6 K . Dabei stimmen die räumlichen Strukturen von IR– und IWV–Messung dank fehlender Bewölkung detailgenau überein. Der Azimutschans wurde kurz vor dem Beginn der Elevationsscans für die Azimutrichtung 150/330 durchgeführt, weshalb sich die verschiedenen HATPRO– und Flugzeugmessungen für diese Ebene besonders gut vergleichen lassen. Die aus dem Azimutschans ablesbare IWV–Differenz zwischen den Azimutrichtungen 150° und 330° ergibt ca. 4 kgm^{-2} . Betrachtet man die gleichen Azimutrichtungen, so liegen die Differenzen für $\text{IWV}_{\text{DIMONA}}$ bei 3.5 kgm^{-2} und für die ersten $\text{IWV}_{\text{HATPRO}}$ –Werte bei etwa 4 kgm^{-2} . Die IWV–Messungen der HATPRO–Scans stimmen also mit den Werten aus den interpolierten Feuchtefeldern trotz der beschriebenen Vereinfachungen sehr gut überein.

4.3.2 Messtag: 1. August

Die Wetterlage des 1. August war von Advektion warmer, trockener Luft aus dem Mittelmeerraum gekennzeichnet. Die Ursache dafür war ein zwischen Skandinavien und dem zentralen Mittelmeer liegendes Hochdruckgebiet und ein sich annähernder Trog über der Bucht von Biscaya (Abb. A.3.10, S. 84).

Die Flugzeugmessungen wurden an diesem Tag zwischen 08:52 und 12:54 UTC durchgeführt, also um ca. 4 Stunden früher als am 26. Juli. Die Windlidarmessungen (Abb. A.3.12, S. 86) zeigen in der Grenzschicht eine süd- bis südöstliche Anströmung mit Geschwindigkeiten von $2 - 5 \text{ ms}^{-1}$ (Höhenbereich: 100 – 600 m über Grund).

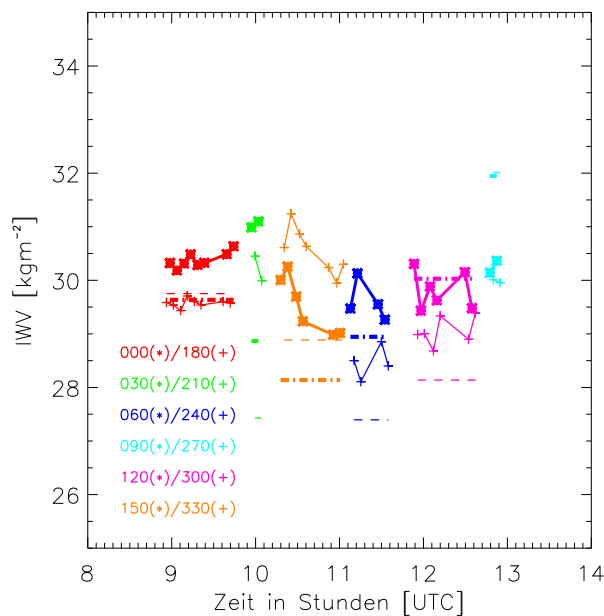


Abbildung 4.5: Zeitlicher Verlauf des gemessenen $I WV_{DIMONA}$ und $I WV_{HATPRO}$ in 30° Elevation für den 01. August, 08:52 – 12:54 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. 4.3

Die Werte von $I WV_{HATPRO}$ und von $I WV_{DIMONA}$ zeigen im zeitlichen Verlauf der Messungen keinen klaren Trend (Abb. 4.5). Die zeitliche Variabilität des $I WV$ ist mit $0.5 - 1.5 \text{ kgm}^{-2}$ um etwa einen Faktor 2 geringer als die am 26. Juli. Damit liegt die gemessene Variabilität unter der Retrievalgenauigkeit von 1.5 kgm^{-2} , was bei den weiteren Analysen beachtet werden muss.

Richtungsabhängige Unterschiede im $I WV_{HATPRO}$ sind nur insofern erkennbar, als dass die Atmosphäre in den Richtungen 330, 000, 030, 060, 090, 120, also die Azimutbereiche von Nordnordwest–Ostsüdost, immer feuchter als in den komplementären Azimutbereichen Südsüdwest–Westnordwest ist. Die Feuchtedifferenzen liegen dabei zwischen 0.5 und 2 kgm^{-2} . Bei den verschiedenen Azimutebenen weichen die Werte von $I WV_{HATPRO}$

und IWV_{DIMONA} z.T. deutlich voneinander ab. In der Frage, in welchen Richtungen der zusammengehörigen Azimutebenen die Atmosphäre feuchter bzw. trockener ist, stimmen die verschiedenen Messverfahren nahezu vollständig überein (einzige Ausnahme ist die Azimutrichtung 000/180). Dies gilt auch für die anderen Elevationswinkel (Abb. A.4.4–Abb. A.4.6, S. 88–S. 89).

Die IWV_{DIMONA} -Werte sind bei fast allen Azimutebenen trockener als die Mittelwerte der IWV_{HATPRO} -Messungen. Eine mögliche Ursache hierfür ist eine im Interpolationsfeld unzureichend wiedergegebene Inversion in etwa 1500 m Höhe (über Grund) (Abb. A.3.8). Bei genauerer Analyse der interpolierten Felder zeigt sich nämlich, dass bei den Ebenen mit den größten Abweichungen die maximale Flughöhe nur den Rand der Inversion erreichte. Deswegen fehlten für die Interpolation notwendige Messpunkte oberhalb der Inversion und das Verfahren erzeugte dementsprechend eine zu dicke Inversionsschicht, was als Konsequenz die tendenziell zu trockenen IWV_{DIMONA} -Werte zur Folge hat.

Grundsätzlich zeigen aber auch die IWV_{DIMONA} Werte die gleiche verschobene Feuchtestruktur wie die bereits betrachteten IWV_{HATPRO} -Messungen. Die zeitlich-räumliche

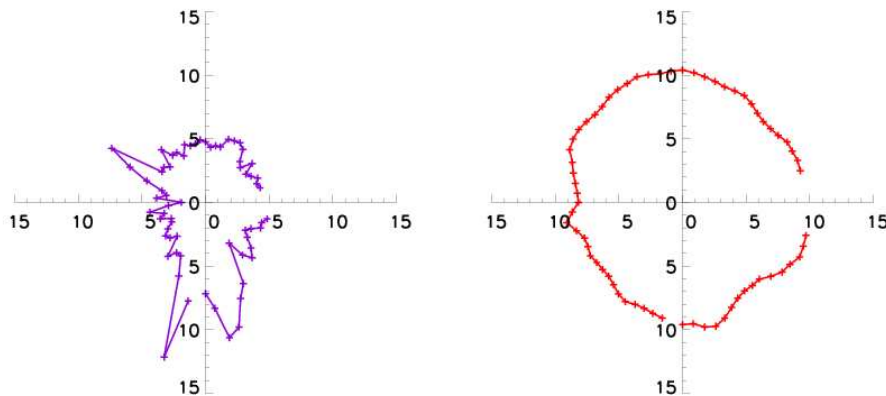


Abbildung 4.6: Polardarstellung der Azimutscans von IR-Temperatur (links, Offset: 215 K) und IWV (rechts, Offset: 20 kgm^{-2}) bei 30° Elevation vom 01. August, 11:16 UTC

Variation der Feuchteverteilung soll abschließend noch in den Azimutscans betrachtet werden: Gegen 09:25 UTC zeigt sich im ersten Azimutscan (Abb. A.4.8, S. 90) eine relativ homogene Feuchteverteilung, wobei in guter Übereinstimmung mit den Elevationscans im Norden etwa 1 kgm^{-2} mehr IWV messbar ist als in Richtung Süden. In der IR-Temperaturverteilung ist der leichte Nord/Süd-Unterschied mit etwa 1 K ebenfalls erkennbar.

Fast zwei Stunden später, um 11:16 UTC, trocknet die Atmosphäre aus Richtung Südwesten leicht ab, was sowohl aus dem Feld des IWV als auch der IR-Temperatur

hervorgeht (Abb. 4.6). Die Spitzen in der IR–Temperaturmessung konnten mithilfe der TSI–Bilder der leichten Zirusbewölkung zugeordnet werden, welche zwischen 11:00 und 12:00 UTC in südlicher Richtung an der AMF–Station vorbeizog. Erst gegen 13:00 UTC verschwindet diese leichte Nordostverschiebung der Feuchte wieder etwas, wie man in dem entsprechenden Azimutscan (Abb. A.4.9, S. 90) und der kurzzeitigen Elevationsmessung 090/270 (Abb. 4.5) gut erkennen kann. Nach 13:00 Uhr zeigen die TSI–Bilder ein größeres Zirusfeld, welches sich aus Westen her nähert und schon im Azimutscan von 13:00 in den westlichen Spitzen der IR–Temperatur erkennbar ist.

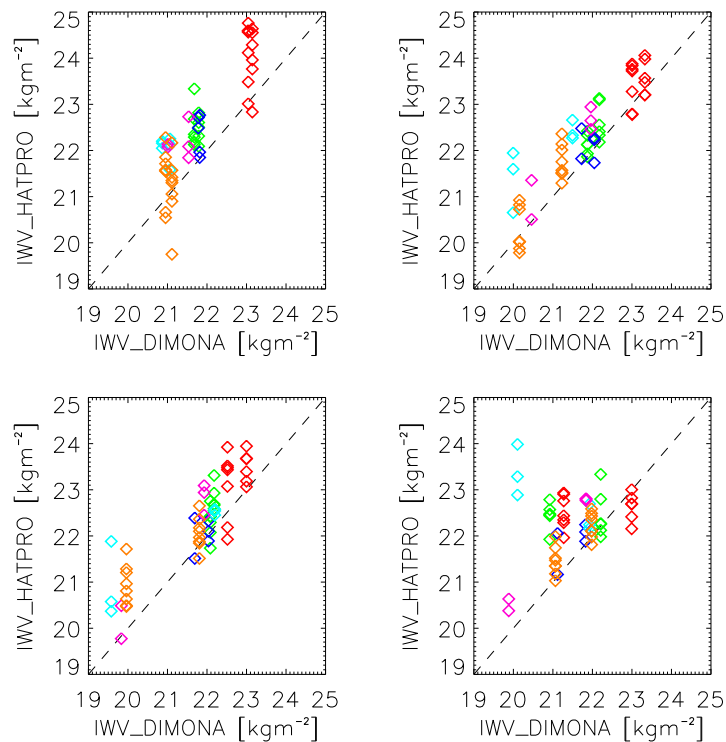


Abbildung 4.7: Streudiagramm von IWV_{DIMONA} und IWV_{HATPRO} für den 26. Juli und die Elevationswinkel 90° (oben links), 42° (oben rechts), 30° (unten links) und 19.2° (unten rechts). Die IWV–Werte wurden für alle Winkel auf Zenitwerte skaliert (Division durch Luftmassenfaktor). Die Farben beziehen sich auf die entsprechenden Azimutrichtungen (siehe Abb. 4.3). Zu jedem IWV_{DIMONA} –Wert sind immer mehrere IWV_{HATPRO} –Messungen vorhanden (zeigt zeitliche Variabilität).

4.4 Diskussion der Flugzeugvergleiche

In den Messungen des 26. Juli und des 1. August zeigte sich der IWV sowohl im zeitlichen Verlauf als auch in der räumlichen Verteilung sehr variabel. In der aktiveren und

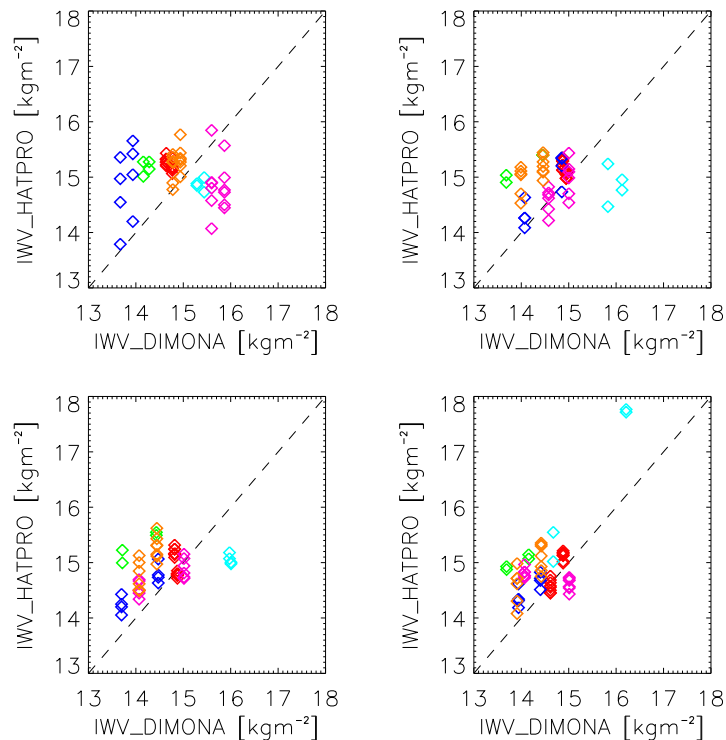


Abbildung 4.8: Streudiagramm von IWV_{DIMONA} und IWV_{HATPRO} für den 01. August. Übrige Abbildung wie Abb. 4.7

zeitlich späteren Grenzschicht des 26. Juli war die Variabilität jedoch etwa um den Faktor 2 größer (Abb. 4.7 und 4.8). Die zeitlichen Schwankungen lassen sich teilweise auf konvektive Grenzschichtprozesse zurückführen. Da im Tagesverlauf die Konvektion in der Grenzschicht zunimmt, erklärt dies die deutlich höhere IWV -Variabilität der zeitlich späteren Messungen vom 26. Juli. Besonders in den Messungen vom 26. Juli sind die max. HATPRO-Messwerte systematisch etwa $1.5 - 2 \text{ kgm}^{-2}$ feuchter als die IWV_{DIMONA} -Werte (Abb. 4.7). Diese Abweichungen nehmen mit flacherem Elevationswinkel tendenziell zu. Bei flacherem Elevationswinkel gehen aber auch immer weiter entfernte Grenzschichtbereiche in die IWV -Messung mit ein. Gerade diese weiter entfernten Bereiche wurden von den Flugzeugmessungen nicht mehr erfasst, weshalb diese unzureichend repräsentierten Grenzschichtbereiche eine Ursache für die Abweichungen sein könnten.

Der IWV wurde aus dem interpolierten Feuchtfeld der Flugzeugmessungen für verschiedene Höhenbereiche bestimmt. Unterteilt man den Höhenbereich in einen Grenzschichtteil (bis 1500 m über Grund) und einen darüberliegenden Außergrenzschichtbereich, so findet man etwa 40–60% des Gesamt- IWV in der Grenzschicht (Abb. A.5.13 und A.5.14, S. 97). Diese Ergebnisse zeigen, dass bei der Interpretation der IWV -Verteilung

auf jeden Fall die großskaligen Prozesse mit berücksichtigt werden müssen.

Die räumlichen Strukturen der Feuchtefelder konnten ebenfalls in den Azimutscans übereinstimmend beobachtet werden. Die Gesamtentwicklung des Feuchtefeldes war dabei gerade in der zeitlichen Abfolge der Azimutscans besonders gut zu erkennen. Durch die größtenteils wolkenlosen Bedingungen konnte man die Feuchtestrukturen mit großer Übereinstimmung auch in den IR-Scans wiederfinden.

Die möglichen Erklärungen für die beobachteten Feuchtemuster sind jedoch vielfältig. Es kommen sowohl Grenzschichtprozesse durch unterschiedliche Landnutzung (Wald, Felder, Sumpfwiesen), als auch Berg-Talwind-Zirkulationen in Frage. Ebenso ist die Bildung z.B. von Schwere- und Leewellen durch die ausgeprägte Orographie wahrscheinlich. Bei der Analyse des Windprofils der unteren Grenzschicht (bis ca. 600 m) aus Windlidar-daten ergab sich jedoch sowohl für den 26.07. als auch den 01.08., dass die räumliche Achse der beobachteten Feuchteasymmetrie etwa senkrecht zur Windrichtung in der Grenzschicht orientiert war. Luv- bzw. Lee-Effekte der umliegenden Berge als Ursache für diese Feuchteasymmetrie werden damit unwahrscheinlich. Um schließlich für einen speziellen Tag den oder die ausschlaggebenden Prozesse ausfindig zu machen, bedarf es einer genauen Modellierung sowohl der synoptischen als auch der kleinskaligen Prozesse.

Das beschriebene Interpolationsverfahren ist auch auf die Temperaturmessungen anwendbar. Neben den DIMONA-Messungen stehen für die beiden Messtage noch weitere Flugzeugmessungen zur Verfügung. Die Flugzeugmessungen und Messungen anderer COPS-Fernerkundungsmessgeräte können dazu genutzt werden, die interpolierten Felder von Feuchte und Temperatur auch in den höheren Troposphärenbereichen genauer nachzubilden. Mit solchen großräumigen Feuchte- und Temperaturfeldern können die T_B mittels STP simuliert werden und Vergleiche mit den HATPRO-Messungen angestellt werden.

5 Tagesgänge von IWV, LWP und IR-Temperatur

5.1 Motivation

In diesem letzten Teil der Arbeit ging es um die Frage, ob es aufgrund der vorhandenen Orographie oder der speziellen Talausrichtung Azimutbereiche mit besonders ausgeprägten IWV- oder LWP-Gehalten gibt. Durch die annähernde Nord-Süd Ausrichtung des Murgtals könnte man z.B. vermuten, dass sich bei seitlicher (westlich oder östlich) Anströmung Leeeffekte im Tal beobachten lassen. Es wurde eine statistische Analyse für alle Tage des Messzeitraums vom 06. Juli 2007 – 28. August 2007 durchgeführt. Gerade für die Untersuchung von speziellen Wetterprozessen, wie Anströmungseffekte oder Konvektion ist es notwendig, die Daten nach Wetterlagen zu sortieren. Da bei COPS konvektive Vorgänge im Vordergrund der Untersuchungen stehen, wurde mit Hilfe der TSI-Aufnahmen auch eine erste einfache Einteilung der Tage in sogenannte Strahlungstage und Tage mit konvektiver Bewölkung vorgenommen. Damit sollte eine Unterscheidung zwischen „trockener“ Konvektion und den Prozessen mit Bewölkung getroffen werden. Mit dieser Unterteilung wurden schließlich die Messungen auf bestimmte signifikante Azimutrichtungen für die Entwicklung von Konvektion hin untersucht.

5.2 Räumliche und zeitliche Mittelung der Azimutscans

Die Messdaten von IWV, LWP und IR-Temperatur jedes Azimutscans wurden zunächst auf vier Azimutsektoren räumlich gemittelt. Dabei wurden je zwei Sektoren entlang der Talachse angeordnet (Nord: 315°–45°, Süd: 135°–225°) und zwei quer zur Talachse (West: 225°–315°, Ost: 45°–135°). Daraufhin wurden aus den Sektorwerten der gesamten Scans eines Tages Stundenmittelwerte gebildet. Bei einem zeitlichen Abstand der Azimutscans von 15 Minuten gingen damit maximal vier Scans in ein Stundenmittel ein. Für die spätere Ableitung eines Gesamttagesgangs aus allen Tage, war es erforderlich, einen relativen Tagesgang aus den gemittelten Werten zu bilden. Damit lässt sich verhindern, dass beispielsweise Tage mit allgemein höheren IWV-Werten den späteren Gesamttagesgang verzerren. Daher wurde von den berechneten Stundenmitteln, das über alle Azimutrichtungen zusammen gebildete Tagesmittel der jeweiligen Messgröße abgezogen. Aus den nun relativen Tagesgängen der verschiedenen Tage wurde schließlich durch weitere Mittelung ein einziger relativer Gesamttagesgang gebildet. Zusätzlich wurde auch die Standardabweichung der in die Mittelung eingehenden Tagesgänge berechnet.

Die Mittelwerte \bar{X} und Standardabweichungen S wurden aus den Messwerten x_i mit folgendem gängigen Verfahren berechnet:

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2}$$

Diese Berechnungsverfahren sind jedoch lediglich Schätzungen der wahren Mittelwerte bzw. Standardabweichungen. Nimmt man vereinfachend an, dass die verschiedenen Messwerte voneinander statistisch unabhängig sind – eine Annahme, die bei meteorologischen Messungen i.A. nur bedingt gegeben ist, so streben die Schätzwerte bei zunehmender Datenmenge nach dem zentralen Grenzwertsatz gegen die tatsächlichen Mittelwerte bzw. Standardabweichungen (z.B. Storch and Zwiers, 2003).

Es lässt sich nun aber bei Kenntnis der sogenannten Student- t -Verteilung, der Anzahl der eingehenden Messwerte n , sowie mit der geschätzten Standardabweichung S und dem Mittelwert \bar{X} derjenige Bereich abschätzen, in dem der wahre Mittelwert μ mit einer gewissen vorgebbaren Wahrscheinlichkeit p liegen muss (nach Storch and Zwiers, 2003, S.92):

$$\mu = \bar{x} \pm t \frac{S}{\sqrt{n}}$$

Dabei erhält man t aus der Student- t -Verteilung, welche mit der gesetzten Wahrscheinlichkeit p (in dieser Untersuchung $p = 90\%$) und der Anzahl der eingehenden Messwerte n bestimmt werden kann. Man kann den Bereich, in dem der wahre Mittelwert liegt, auch als Schätzfehler interpretieren. Deshalb wurde der mögliche Mittelwertsbereich in allen Darstellungen als Fehlerbalken um den mittleren Wert aller vier räumlichen Sektorwerte eingezeichnet (z.B. Abb. 5.1).

5.3 Mittlere Tagesgänge für verschiedene Monate und Wetterklassen

Die Anzahl der für die Bildung der Stundenmittelwerte eingehenden Tage ist aufgrund von Niederschlagsereignissen und Messlücken (Taubildung auf dem Radom des MWR in den Morgenstunden) nicht konstant. Um diese Unterschiede deutlich zu machen, zeigen die Zahlen in den Abbildungen die Anzahl der eingehenden Messtage an. Besonders viele Messlücken tauchen zwischen 6–7 UTC und 15–16 UTC auf. Der Grund dafür ist, dass in dieser Zeit die Sonne im Bereich des Elevationswinkels der Azimutscans stand und die Daten deshalb aussortiert wurden.

5.3.1 Miteinbeziehung von Zenitmessungen

Für die Auswertung der räumlichen Verteilung von IWV und LWP wurden zusätzlich die Zenitmessungen mit betrachtet, welche zwischen den einzelnen Azimutscans vorge-

nommen wurden. Bei horizontal homogenen Atmosphärenbedingungen müssten sich die Zenitmessungen von den 30° -Elevationsmessungen wegen der größeren Luftmasse genau um den Faktor 2.0 unterscheiden.

Deshalb wurden aus den Zenitmessungen von IWV und LWP ebenfalls Stundenmittel und relative Tagesgänge berechnet. Um diese mit den Azimutmessungen vergleichend darstellen zu können, wurden die Zenittagesgänge mit dem Faktor 2.0 multipliziert. Stimmen die mittleren Tagesgänge von Azimutmessung und Zenitmessung einer der Messgrößen gut überein, so kann man dies als Beleg dafür werten, dass die Atmosphäre zumindest im zeitlichen Mittel für diese Größe als horizontal homogen angenommen werden kann.

5.3.2 Analyse des gesamten Zeitraums Juli – August

In die Analyse der Tagesgänge gingen für den Monat Juli die Messdaten vom 06. bis zum 31. Juli ein, wobei der 15. und 16. Juli aufgrund von Datenfehlern aussortiert wurden. Für den Monat August wurden die Messdaten vom 1. bis zum 27. August verwendet. Eine Trennung nach Wetterlagen, bewölkten oder unbewölkten Tagen wurde dabei nicht vorgenommen.

Der IWV-Tagesgang (Abb. 5.1) zeigt ein kontinuierliches Ansteigen der Feuchte von etwa 6 bis 22 UTC um etwa 3.5 kgm^{-2} , mit maximalen Werten um 22 UTC. Zwischen 0 und 6 UTC folgt eine leichte Abnahme des IWV um 1.5 kgm^{-2} . Die verschiedenen Sektoren unterscheiden sich dabei am stärksten zwischen 7 und 17 UTC (maximal bis zu 1 kgm^{-2}) wobei der südliche Sektor die niedrigsten IWV-Werte aufweist. In den Morgenstunden vor Sonnenaufgang, also etwa zwischen 0 und 6 UTC, ist der Unterschied zwischen den einzelnen Sektoren dagegen besonders gering. Die schwachen Unterschiede in der räumlichen Feuchteverteilung sind allerdings statistisch nicht aussagekräftig, da die Schätzfehler der IWV-Mittelwerte überall deutlich größer als die beobachteten räumlichen Unterschiede sind.

Der „Feuchtesprung“ zwischen 23–24 und 0–1 UTC lässt sich folgendermaßen erklären: Es gingen in die Auswertung nicht immer direkt aufeinander folgende Tage ein. Häufig fiel nach einem starken Feuchteanstieg gegen Mitternacht in den darauf folgenden frühen Morgenstunden Niederschlag. Da HATPRO während Niederschlagsereignissen nicht messen konnte, fallen für diese Zeiten einige Tage aus (man beachte dazu auch die unterschiedlich vielen eingehenden Tage für die Werte vor und nach 24 UTC). Ebenso bildete sich in den frühen Morgenstunden häufig Tau auf dem Radom, was ebenfalls zur Aussortierung der Messungen führte.

Die Variabilität der IR-Temperatur (Abb. 5.2) ist schwierig zu interpretieren, weil sie erstens stark von der Höhe bzw. der Temperatur der Wolkenuntergrenze und zweitens, wenn auch weniger stark, von der IWV-Verteilung abhängt. Der Tagesgang der IR-Temperatur weist ein Maximum gegen 5 UTC auf und nimmt von 10 UTC bis 20 UTC

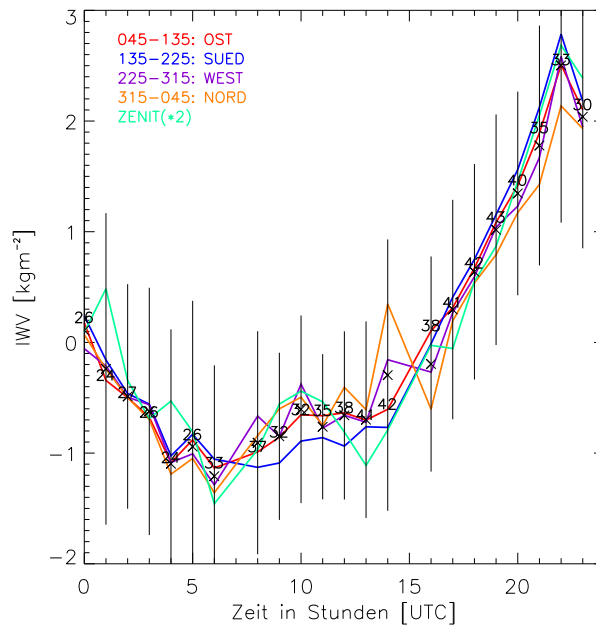


Abbildung 5.1: Relative I WV-Tagesgänge für den Zeitraum Juli/August und die verschiedenen Sektoren bzw. die mit dem Luftmassenfaktor skalierte Zenitmessung (Farbkodierung). Der Ordinatenwert z.B. bei 10:00 UTC stellt den Stundenmittelwert zwischen 10:00 und 11:00 UTC dar. Die eingezeichneten Zahlenwerte geben die Anzahl der in die Mittelung eingehenden Tage an (bei weniger als drei eingehenden Tagen wurden die Werte weggelassen). Die Fehlerbalken zeigen die statistische Unsicherheit der berechneten Mittelwerte. Die Zenitwerte wurden mit dem Luftmassenfaktor für 30°-Elevation skaliert (Faktor: 2.0)

um etwa 6 K ab. Eine klare Richtungsabhängigkeit ist nicht erkennbar, lediglich kann man tagsüber in Richtung Süden tendenziell niedrige IR-Temperaturen und Richtung Westen etwas erhöhte Werte erkennen (Differenzen etwa 0.5 – 3 K). Durch den schon erwähnten starken Einfluss der Bewölkung auf die IR-Temperatur, kann man die etwas niedrigeren Temperaturen in Richtung Süden nicht als Bestätigung für die trockenere Südrichtung des I WV-Tagesgangs werten. Außerdem sind auch hier die Schätzfehler wieder deutlich größer als die Abweichungen der mittleren Größen untereinander, was alle Aussagen statistisch unsicher macht.

Beim LWP-Tagesgang (Abb. 5.3) zeigt sich weder ein klarer zeitlicher noch räumlicher Trend. Lediglich die Variation der LWP-Werte ist tagsüber und vor Mitternacht (ca. 6–24 UTC) größer als am Morgen, worauf ebenfalls die größeren Werte der Standardabweichungen der eingehenden Tagesgänge (Abb. A.6.2, S. 98) in dieser Zeit hinweisen. Die Zenitmessungen stimmen hier besonders nachts gut mit den anderen Sektorwerten überein.

5 Tagesgänge von I WV, LWP und IR-Temperatur

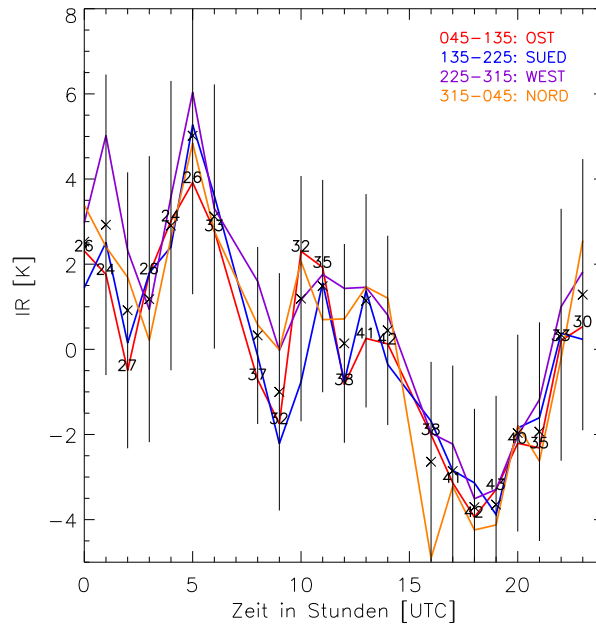


Abbildung 5.2: Relative IR-Tagesgänge für den Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie 5.1.

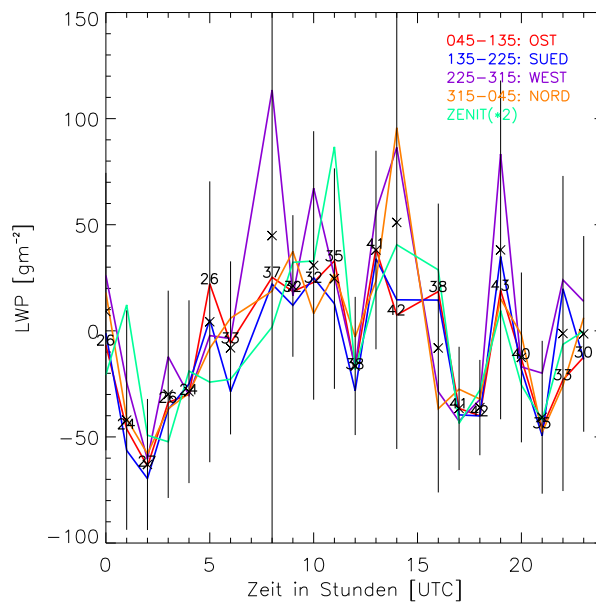


Abbildung 5.3: Relative LWP-Tagesgänge für den Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie 5.1.

5.3.3 Analyse von Strahlungstagen

Das Ziel der folgenden Datenselektion war, den zeitlichen und räumlichen Verlauf des I WV nur in Abhängigkeit der solaren Einstrahlung oder großräumiger Feuchteadvektion zu untersuchen. Die Auswahl und Definition von sogenannten Strahlungstagen der Monate Juli und August wurde mithilfe der TSI-Bilder subjektiv getroffen. Es sollten damit bewusst Tage ausgewählt werden, an denen im gesamten Tagesverlauf keine oder maximal schwache Zirkus- oder vereinzelte Kumulusbewölkung vorhanden war. Damit sollte sichergestellt werden, dass der Tagesgang nicht durch dazwischen liegende Niederschlagsereignisse verfälscht wird – wie dies der Fall sein könnte, wenn man die bewölkten Zeiten z.B. mit Hilfe von Ceilometermessungen aussortiert. Durch das beschriebene Auswahlverfahren wurde die Selektion ohne Berücksichtigung der Nachtstunden durchgeführt. In die Auswertung gingen der 14. und 26. Juli, sowie der 1., 5., 15., 26. und 27. August ein. Die ausgewählten Tage waren meist von einer großräumigen südlichen bis südwestlichen Anströmung gekennzeichnet, was anhand von Radiosondenmessungen der entsprechenden Tage überprüft wurde.

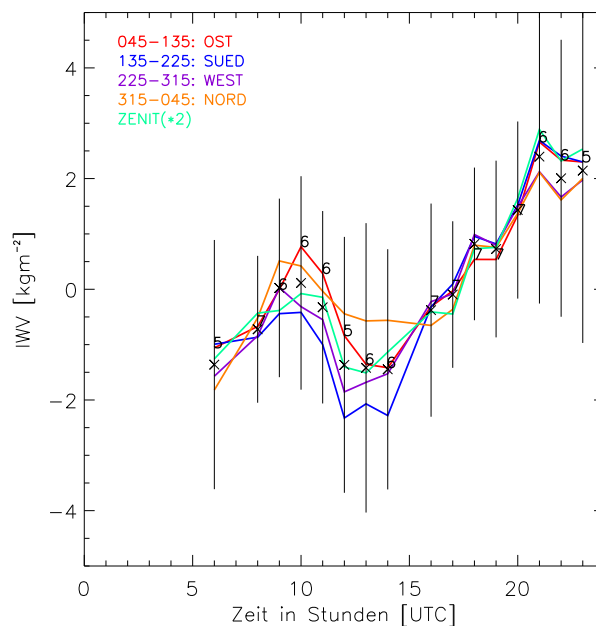


Abbildung 5.4: Relative I WV-Tagesgänge für Strahlungstage im Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie 5.1.

Im I WV-Tagesgang (Abb. 5.4) zeigt sich eine Zunahme der Feuchte von 12–24 UTC um etwa 5 kgm^{-2} . Das Maximum des I WV findet sich dabei um Mitternacht. Auffallend ist die stärker werdende Richtungsabhängigkeit des I WV zwischen 8 und 16 UTC, wobei der I WV in Anströmrichtung (Süd, West) mit bis zu 2 kgm^{-2} deutlich geringer ist als in der Gegenrichtung (Nord, Ost).

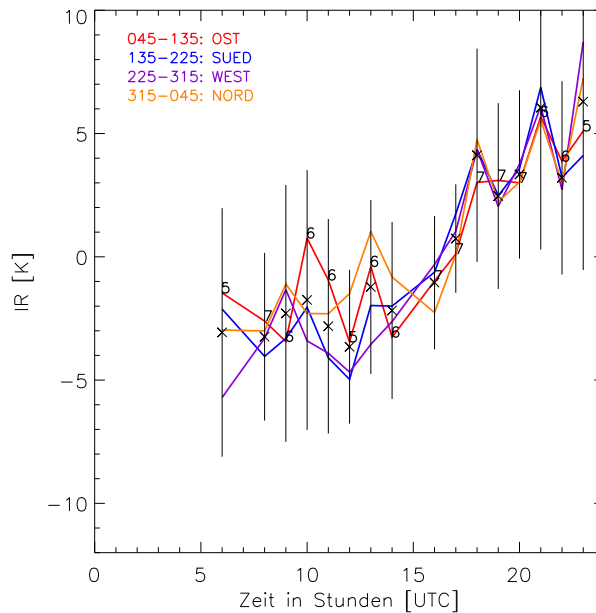


Abbildung 5.5: Relative IR-Tagesgänge für Strahlungstage im Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie 5.1.

Die IR-Temperatur (Abb. 5.5) zeigt im Tagesgang durch die weitgehend fehlende Bewölkung sehr viel stärkere Ähnlichkeit mit dem I WV-Tagesgang, als dies bei den Betrachtungen mit bewölkten Tagen der Fall war. Ähnlich zum I WV-Tagesgang hat die IR-Temperatur ein starkes Minimum gegen 6 UTC mit einem vorhergehenden Maximum um Mitternacht. Die IR-Temperatur steigt im Tagesverlauf wieder kontinuierlich um ca. 10 K an. Im Zeitraum 8–16 UTC zeigen die Sektoren Nord/Ost, ähnlich wie im I WV, größere Werte als die Sektoren in Anströmrichtung Süd/West (Differenzen im Bereich von 1–5 K). Trotz dieser grundsätzlichen zeitlichen und räumlichen Übereinstimmung von I WV- und IR-Messung, bleiben die Aussagen auch hier wieder aufgrund der großen Schätzfehler statistisch unsicher.

5.3.4 Analyse von Tagen mit Kumulusbewölkung

Mit Hilfe der TSI-Bilder wurden Tage mit ausgeprägter Kumulusbewölkung ausgewählt. Für den Monat Juli gehen der 13., 25. und 30. Juli und für den Monat August der 12., 13., 18., 19., 22., 24. und 25. August in die Auswertung mit ein. Die ausgewählten Tage waren größtenteils von schwacher bis mäßig starker westlichen Anströmung und meist niedriger Konvektionsbewölkung mit nur vereinzelten Niederschlagsereignissen gekennzeichnet. Dies wurde wie schon bei den Strahlungstagen mit Radiosondenaufstiegen und anderen an der AMF-Station aufgezeichneten Messdaten überprüft.

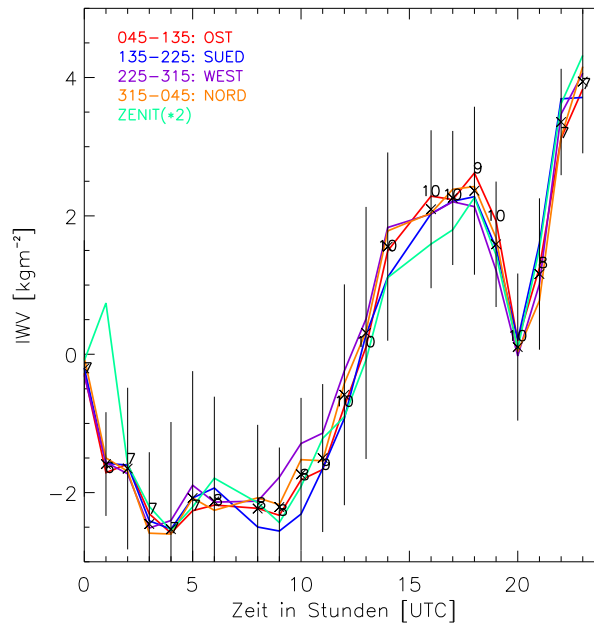


Abbildung 5.6: Relative I WV-Tagesgänge für Cu-Tage im Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie 5.1.

Anders als beim I WV-Tagesgang an Strahlungstagen, zeigen sich bei den Konvektionstagen kaum Unterschiede in den verschiedenen räumlichen Sektoren (Abb. 5.6). In den frühen Morgenstunden von 0–6 UTC geht der I WV um ca. 2 kgm^{-2} zurück. Nach 7 UTC, also etwa nach Sonnenaufgang, steigt der I WV bis 18 UTC kontinuierlich um etwa 4 kgm^{-2} an. Zwischen 18 und 24 UTC sinkt der I WV in ein markantes lokales Minimum und erreicht gegen Mitternacht das Tagesmaximum von 4 kgm^{-2} . Wie man schon in den zuvor behandelten Tagesgängen beobachten konnte, ist tagsüber die größte, und in den Morgenstunden vor Sonnenaufgang die geringste Richtungsabhängigkeit im I WV feststellbar. Zwischen 8 und 16 UTC zeigt der I WV wiederum im Westen höhere Werte. Dabei ist der I WV in Richtung Westen, verglichen mit den geringsten Werten in Richtung Süden, um etwa $0.5\text{--}1 \text{ kgm}^{-2}$ größer. Die großen Schätzfehler verhindern aber auch hier sichere Aussagen. Besonders das lokale Minimum um 20 UTC lässt sich nur schwer erklären. Bezieht man aber die möglichen Schätzfehler in die Betrachtung mit ein, so scheint auch ein deutlich weniger starkes Absinken des I WV zu dieser Zeit möglich.

Der LWP-Tagesgang (Abb. 5.7) besitzt auch bei dieser Auswahl an Tagen keinen klaren zeitlichen oder räumlichen Trend. Tagsüber zwischen 10 und 16 UTC sind die LWP-Werte um etwa $50\text{--}100 \text{ gm}^{-2}$ erhöht, wohingegen um Mitternacht das Maximum des gesamten Tages liegt. Auf die räumliche Verteilung hin betrachtet ist der LWP tendenziell in Westrichtung größer, wobei die Differenzen zu den anderen Richtungen im Bereich

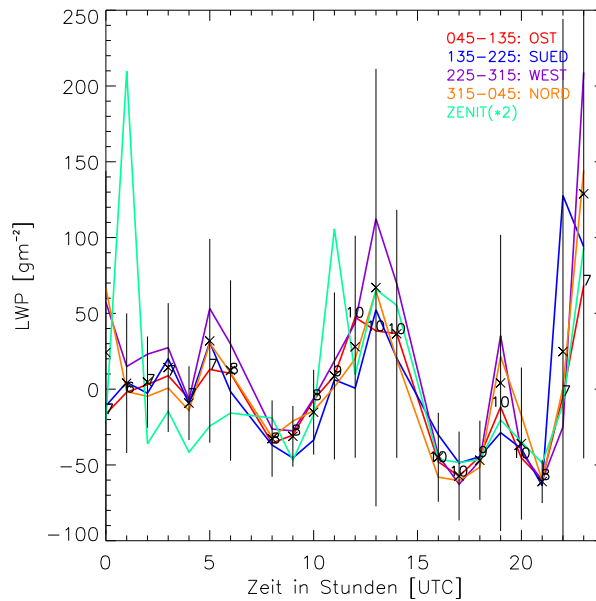


Abbildung 5.7: Relative LWP-Tagesgänge für Cu-Tage im Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie 5.1.

von $10\text{--}50\text{ gm}^{-2}$ liegen. Die deutlich größeren Standardabweichung (Abb. A.6.7, S. 101) der eingehenden Tage von ca. $50\text{--}400\text{ gm}^{-2}$ und die zu geringe Anzahl an Messtagen verursachen dabei die großen Schätzfehler.

Bei dieser Auswahl an Tagen spielt für die Interpretation des IR-Tagesganges wiederum sowohl die Bewölkung als auch die IWV-Verteilung eine Rolle. Eine räumliche Abhängigkeit (Abb. 5.8) ist schwer erkennbar und gelingt noch am ehesten mit den um ca. $2\text{--}5\text{ K}$ erhöhten Werten in Richtung Westen. Zeitlich zeigen sich die stärksten richtungsabhängigen Variationen zwischen 8 und 16 UTC, also wieder in Zeiten mit starker solarer Einstrahlung. Die Schätzfehler übersteigen aber auch hier wieder deutlich die beobachteten Unterschiede.

5.3.5 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Zusammenfassend lässt sich über die bisherigen Auswertungen sagen, dass sich für keine der untersuchten Messgrößen statistisch signifikante Aussagen über eventuell vorhandene Richtungsabhängigkeiten treffen lassen.

Versucht man aus den Daten dennoch gewisse Trends abzulesen, so stellt man erhöhte Werte aller Messgrößen in westlicher Richtung fest, wohingegen die Werte vor allem tagsüber am geringsten in Richtung Süden sind. In den Zeiten solarer Einstrahlung beobachtet man die stärksten Richtungsabhängigkeiten, was wahrscheinlich auf die tagsüber verstärkte Konvektion in der Grenzschicht zurückgeht.

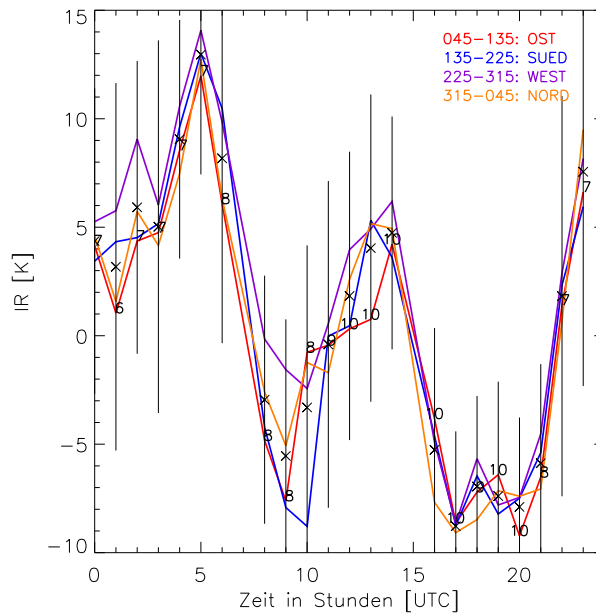


Abbildung 5.8: Relative IR-Tagesgänge für Cu-Tage im Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie 5.1.

Gerade für längere Zeitperioden zeigte sich, dass die Zenitmessungen im Allgemeinen gut mit den räumlichen Sektorwerten übereinstimmen und damit die Annahme von räumlich homogen verteilter Feuchte bei längerer zeitlicher Mittelung gerechtfertigt ist. Vergleicht man jedoch die Zenitmessungen des LWP mit den Sektorwerten, so stellt man trotz zeitlicher Mittelung teilweise große Abweichungen fest. Deshalb sollte man mit einem größeren Datensatz überprüfen, wie groß der Fehler ist, wenn man auch den LWP im zeitlichen Mittel als horizontal homogen verteilt ansieht.

Die Auswahl der Strahlungs- bzw. Konvektionstage mithilfe der TSI-Bilder stellt eine stark subjektive Methode der Klassifikation dar, welche aber aus Zeitgründen als erste einfache Selektion durchgeführt wurde. Sie sollte lediglich einen ersten Einblick in die möglichen Richtungsabhängigkeiten der verschiedenen Messgrößen geben. Für wirklich aussagekräftige Ergebnisse sollte diese Untersuchungen mit einem größeren Datensatz und einer objektiven Wetterklassifizierung wiederholt und weiter verfeinert werden (z.B. durch zusätzliche Betrachtung der lokalen Windprofile).

6 Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel dieser Arbeit war es, das Potential von scannenden Mikrowellenmessungen in Hinblick auf räumliche Feuchteinhomogenitäten zu untersuchen. Dies geschah zum einen durch Strahlungstransportmodellierungen simulierter Feuchtefelder und zum anderen durch die Auswertung eines zweimonatigen Datensatzes von Azimutmessungen des IWV, des LWP und der IR-Temperatur. Um die gemessenen Absolutwerte und räumlichen Verteilungen zu überprüfen, wurden die Messungen des Weiteren an zwei Tagen mit Flugzeugdaten verglichen.

Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit wurde im Rahmen einer Modellstudie gezeigt, dass sich mithilfe scannender Mikrowellenradiometrie inhomogene Feuchtefelder ab einer Größe von ca. fünf Kilometern erfassen lassen. Dabei hängt die räumliche Auflösung stark von der Anzahl der verwendeten Elevationswinkel ab. Für die Untersuchung wurden drei großskalige und zwei auf die planetare Grenzschicht beschränkte Feuchtefelder generiert, welche sich in Dimensionierung und Absolutwerten an realen Messungen orientierten. Mit einem an die Berechnung von inhomogenen Eingangsfeldern angepassten Strahlungstransportmodell wurde der Einfluss der Inhomogenität auf die Mikrowellenmessungen (T_B) simuliert. Die Auswirkung der Feuchtestrukturen auf die T_B war stark von der Frequenz und dem Elevationswinkel abhängig. Je nach Feuchtefeld lagen die T_B -Differenzen in einem Bereich von 4 – 28 K und damit deutlich über dem Eigenrauschen des MWR. Durch den Verlauf der T_B -Differenzen in Abhängigkeit vom Elevationswinkel konnten die großräumigen Gradientfelder klar von den periodischen Feuchtestrukturen unterschieden werden.

Es wurde weiterhin versucht mit den MWR-Messungen Aussagen über den Grad und die Struktur der Wasserdampfinhomogenitäten zu treffen. Ein Verfahren, welches hierzu die in verschiedenen Elevationswinkeln gemessenen optischen Dicken nutzt, wurde deshalb genauer beschrieben und diskutiert. Um das Verfahren zu testen, wurde eine gemessene Feuchteverteilung vereinfacht als Modellfeld nachgebildet und die modellierten Werte der optischen Dicke mit den realen MWR-Messungen verglichen. Es ergab sich dabei eine gute Übereinstimmung zwischen Modellergebnissen und den Messungen. Das Verfahren könnte noch weiter entwickelt werden, indem man auch die Profilinformativen der MWR-Messungen nutzt. Erst damit kann ein klarer Zusammenhang zwischen MWR-Messung und der Feuchtevariabilität in den unterschiedlichen Höhenbereichen hergeleitet werden.

Im zweiten Teil der Arbeit wurden die während der COPS-Kampagne 2007 aufgenommenen Azimutscans von IWV, LWP und IR-Temperatur ausgewertet. Anhand von Fallstudien konnte u.a. gezeigt werden, dass selbst an wolkenfreien Tagen IWV-Variationen von einigen kgm^{-2} auftreten können. Bei fehlender Bewölkung wurden die IWV-Strukturen durch die gleichzeitigen und unabhängigen Messungen des mitscannenden IR-Thermometers sehr genau bestätigt. Ebenfalls zeigten die scannenden Messungen

gerade bei Konvektionsbewölkung einen klaren Zusammenhang von Wasserdampf- und Wolkenfeldern. Für die genaue Analyse bestimmter Tage kann dabei die gemeinsame Anordnung des IWV-, LWP- und IR-Scans zusammen mit den Bildern der Himmelskamera (TSI) eine wertvolle Hilfe sein, um die zeitlich-räumliche Wetterentwicklung nachzuvollziehen.

Die Elevations- und Azimutscans von HATPRO wurden an zwei Tagen mit Flugzeugmessungen aus dem Grenzschichtbereich verglichen. Der Motorsegler flog dazu Vertikalprofile über den Standort des MWR, wobei er bei jedem Auf- bzw. Abstieg eine bestimmte Azimutrichtung beibehielt. Diese Flugzeugdaten wurden anschließend auf die jeweilige vertikale Flugebene interpoliert. Für die obere Troposphäre wurden die Felder mit zeitnahen RS-Profilen ergänzt. Mit diesen Feuchtfeldern konnte nun der IWV für jeden Elevationswinkel und jede Azimutrichtung bestimmt werden. Es zeigte sich u.a., dass die aus den Flugzeugmessungen abgeleiteten räumlichen Feuchtestrukturen, bedingt durch die lange Flugzeit (bis zu 30 Minuten pro Azimutrichtung), nur als starke zeitliche Mittelungen angesehen werden können. Der Vergleich der MWR-Messungen mit den Feuchtstrukturen der Flugzeugmessungen ergab, dass es mit den verschiedenen Messmodi des MWR möglich ist, die zeitlichen und räumlichen Veränderungen des Wasserdampffeldes wiederzugeben.

Im letzten Teil der Arbeit wurden die Ergebnisse einer statistischen Auswertung der Scandaten vorgestellt. Die Azimutscans des zweimonatigen Datensatzes wurden auf 4 Richtungssektoren gemittelt (zwei quer und zwei entlang des Murgtals) und anschließend die relativen Tagesgänge von IWV, LWP und IR-Temperatur gebildet. Aufgrund der großen Schwankungen der Messwerte innerhalb dieses Zeitraums, war es mit der vorhandenen Anzahl an Messungen noch nicht möglich, statistisch sichere Aussagen zu treffen. Erste Hinweise auf bestimmte Richtungsabhängigkeiten wurden jedoch deutlich und sollten mit einem größeren Datensatz und genauerer Wetterklassifikation fortgesetzt werden.

Im Rahmen der Studie wurden vom 28. August bis zum Ende des Jahres 2007 wurden kontinuierlich Volumenscans mit 10° Auflösung in Elevations- und Azimutrichtung durchgeführt. Damit steht ein umfangreicher Datensatz für weitergehende statistische Untersuchungen zur Verfügung. Dieser Datensatz bietet ebenfalls die Möglichkeit, die MWR-Messungen mit anderen Fernerkundungssystemen wie GPS oder scannenden Lidarsystemen zu vergleichen. Zusätzlich zum Wasserdampf beinhalten die Daten auch die Information über die Verteilung des integrierten Flüssigwassers. Zukünftige Untersuchungen sollten sich deshalb auch mit der Interpretation und den Zusammenhängen dieser beiden Größen beschäftigen. Für Modellvergleiche werden häufig Messungen herangezogen, welche die räumliche Variation innerhalb der Modellbox nicht wiedergeben. Die räumlichen MWR-Messungen können helfen diese Unsicherheiten bei der Modelluntersuchung genauer zu bestimmen.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit lag auf der räumlichen und zeitlichen Verteilung des

IWV, also des integrierten Wasserdampfes. Die Messungen beinhalten aber auch Profilinformationen, mit denen man den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre in verschiedenen Entfernungsbereichen vom Messstandort bestimmen kann. An wolkenfreien Tagen ließen sich diese Ergebnisse mit Lidar- oder Flugzeugmessungen, die während COPS durchgeführt wurden, validieren.

Mit einem Netzwerk aus synchronisierten, scannenden Mikrowellenradiometern wäre schließlich eine tomographische Untersuchung des Wasserdampffeldes möglich. Bereits im Jahr 1985 beschrieb Warner and Drake (Warner et al., 1985) eine Methode, um mit mehreren MWR eine Tomographie des Flüssigwasserfeldes durchzuführen. Durch die deutliche Verbesserung scannender MWR-Messungen werden diese Forschungen gegenwärtig u.a. von Huang et al. (Huang et al., 2007) weitergeführt. Die tomographische Bestimmung der Wasserdampfverteilung könnte mit solchen Verfahren ebenfalls realisiert werden. Damit wäre dann eine Bestimmung des Wasserdampf- und Flüssigwasserfeldes unter nahezu allen Wetterbedingungen möglich.

A Anhang

A.1 Klimatologische Vertikalprofile

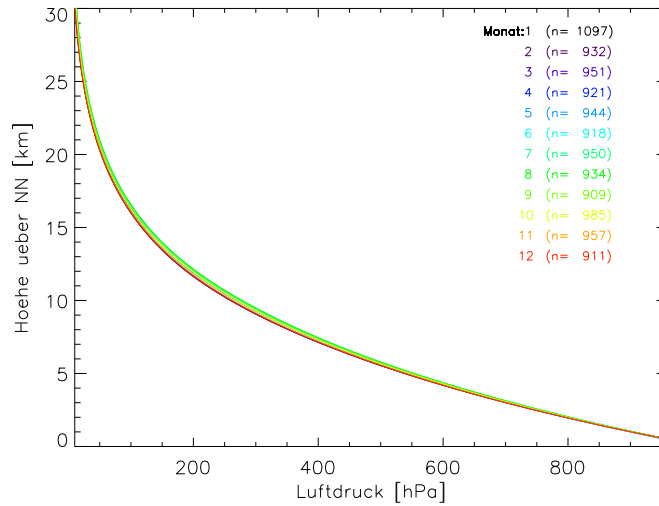


Abbildung A.1.1: Monatliche mittlere Profile des Luftdrucks [hPa], abgeleitet aus einem Radiosondendatensatz von 1992–2006 der Station Payerne

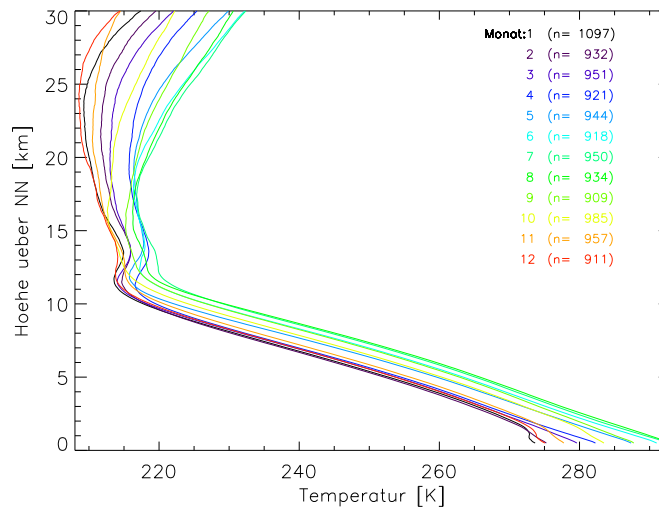


Abbildung A.1.2: Monatliche mittlere Profile der Temperatur [K], abgeleitet aus einem Radiosondendatensatz von 1992–2006 der Station Payerne

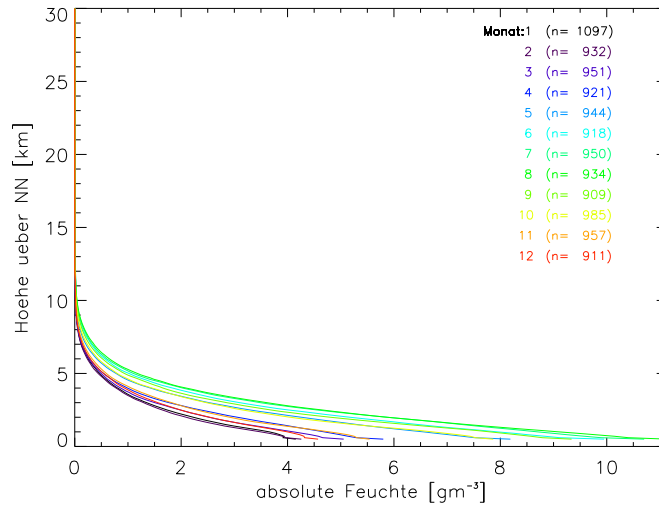


Abbildung A.1.3: Monatliche mittlere Profile der absoluten Feuchte [gm^{-3}], abgeleitet aus einem Radiosondendatensatz von 1992–2006 der Station Payerne

A.2 Modellierte optische Dicken

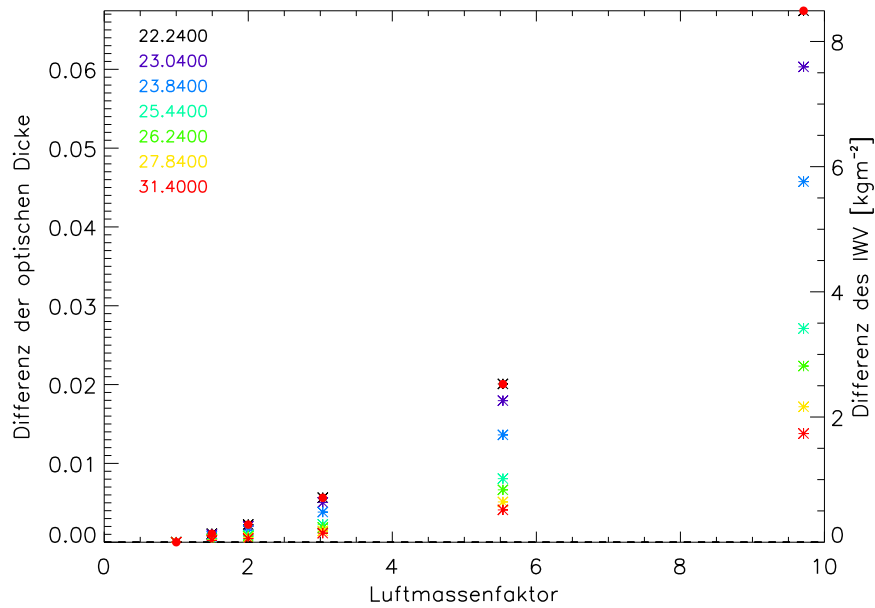


Abbildung A.2.1: Unterschiede der optischen Dicken $d\tau(\theta)$ (Asterisk) und $dIWV(\theta)$ (rote Punkte) zwischen dem Testfeld „Negativer linearer Gradient“ NLGR (Abb. 2.5, S. 20) und zugehörigem Referenzfeld.

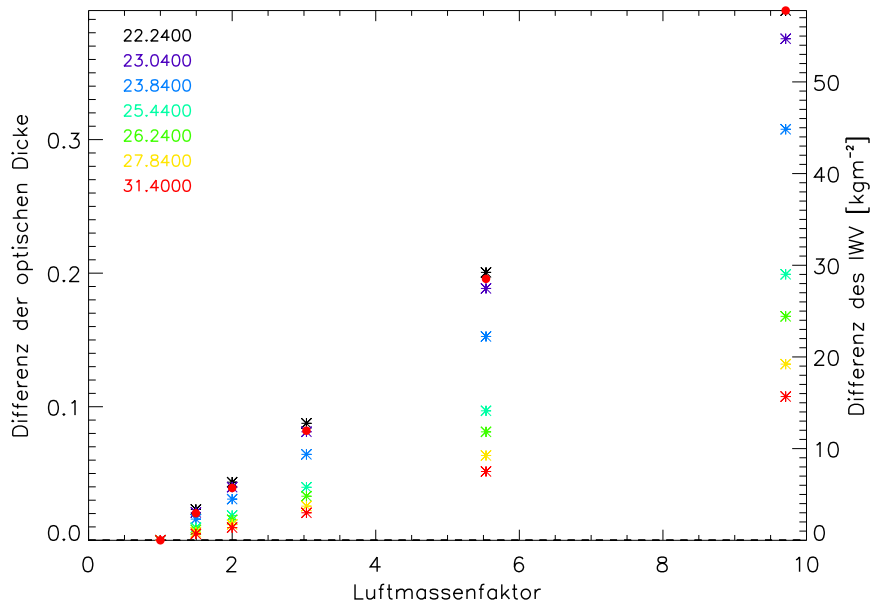


Abbildung A.2.2: Unterschiede der optischen Dicken $d\tau(\theta)$ (Asterisk) und $dIWV(\theta)$ (rote Punkte) zwischen dem Testfeld „Nahe Feuchtefront“ NFR (Abb. 2.6, S. 21) und zugehörigem Referenzfeld.

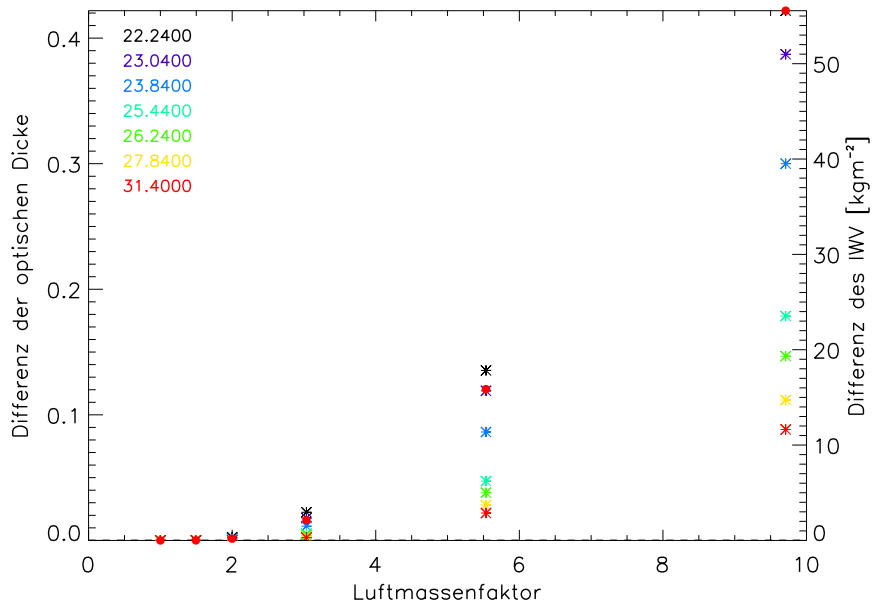


Abbildung A.2.3: Unterschiede der optischen Dicken $d\tau(\theta)$ (Asterisk) und $dIWV(\theta)$ (rote Punkte) zwischen dem Testfeld „Entfernte Feuchtefront“ EFR (Abb. 2.7, S. 22) und zugehörigem Referenzfeld.

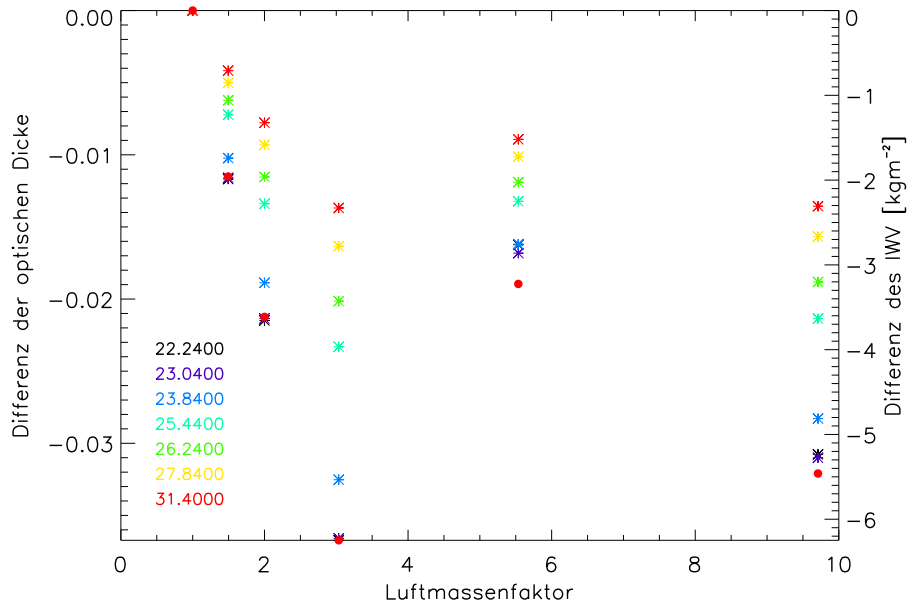


Abbildung A.2.4: Unterschiede der optischen Dicken $d\tau(\theta)$ (Asterisk) und $dIWV(\theta)$ (rote Punkte) zwischen dem Testfeld „Sinusförmige Schwingung innerhalb der Grenzschicht“ SIN (Abb. 2.8, S. 22) und zugehörigem Referenzfeld.

A.3 Radiosondenprofile, Wetterkarten und Windlidarmessungen

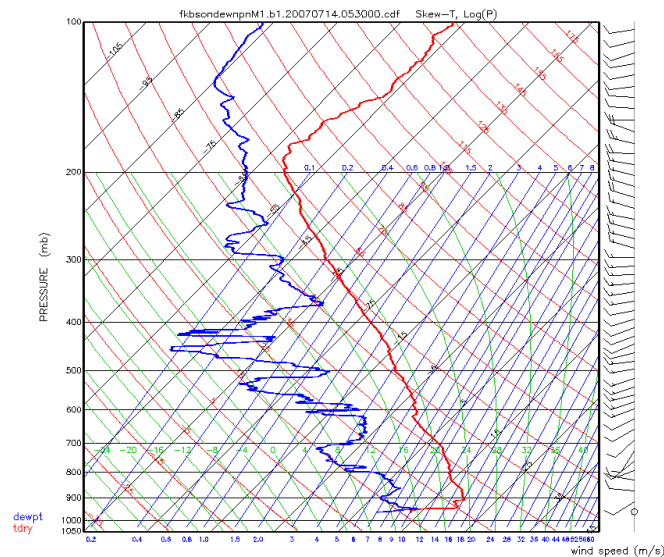


Abbildung A.3.1: Radiosondenaufstieg vom 14. Juli, 05:30 UTC, AMF-supersite (blau: Taupunkt, rot: Lufttemperatur, <http://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser/>)

A Anhang

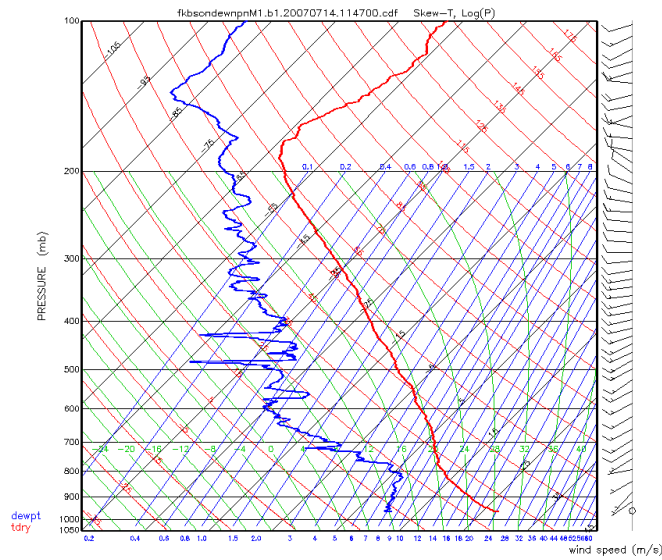


Abbildung A.3.2: Radiosondenaufstieg vom 14. Juli, 11:47 UTC, AMF-supersite (blau: Taupunkt, rot: Lufttemperatur, <http://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser/>)

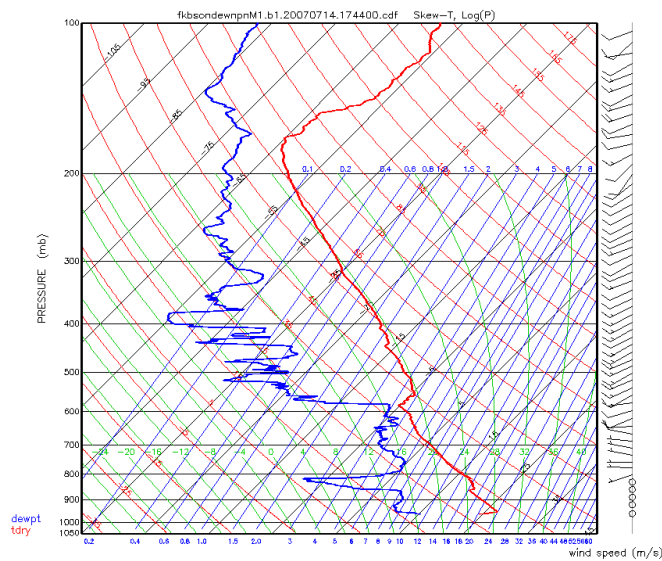


Abbildung A.3.3: Radiosondenaufstieg vom 14. Juli, 17:44 UTC, AMF-supersite (blau: Taupunkt, rot: Lufttemperatur, <http://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser/>)

A Anhang

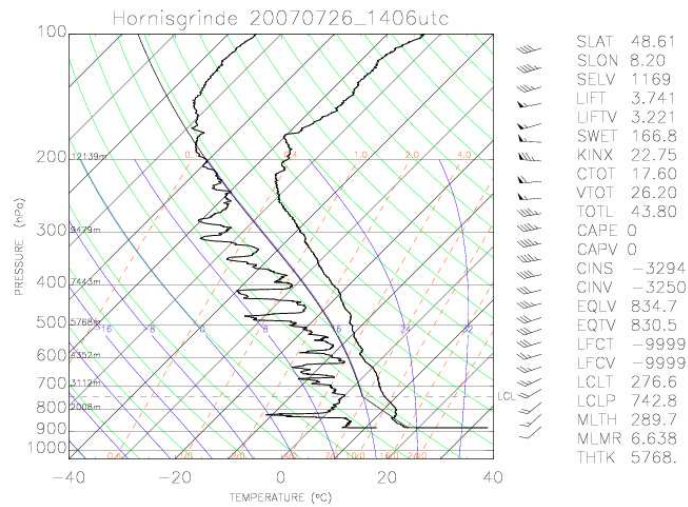


Abbildung A.3.4: Radiosondenaufstieg vom 26. Juli, 14:06 UTC, Hornisgrinde; Die Daten wurden zur Vervollständigung der interpolierten Feuchtefelder oberhalb der Flugzeugmessungen benutzt (linke Kurve: Taupunkt, rechte Kurve: Lufttemperatur, <http://www.cops2007.de>)

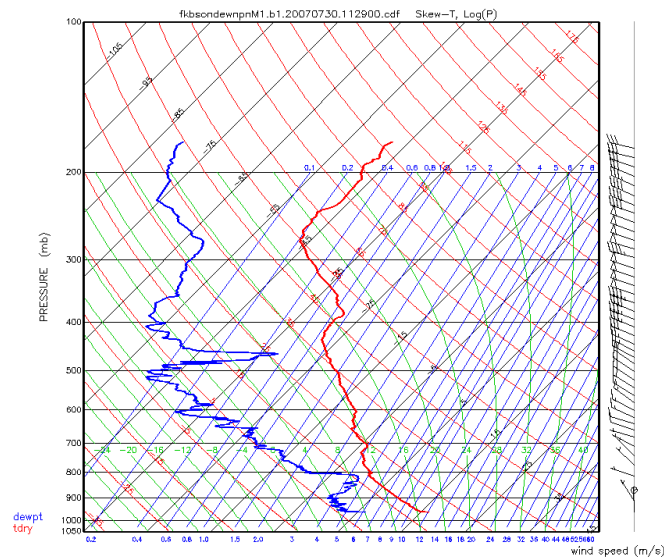


Abbildung A.3.5: Radiosondenaufstieg vom 30. Juli, 11:29 UTC, AMF-supersite (blau: Taupunkt, rot: Lufttemperatur, <http://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser/>)

A Anhang

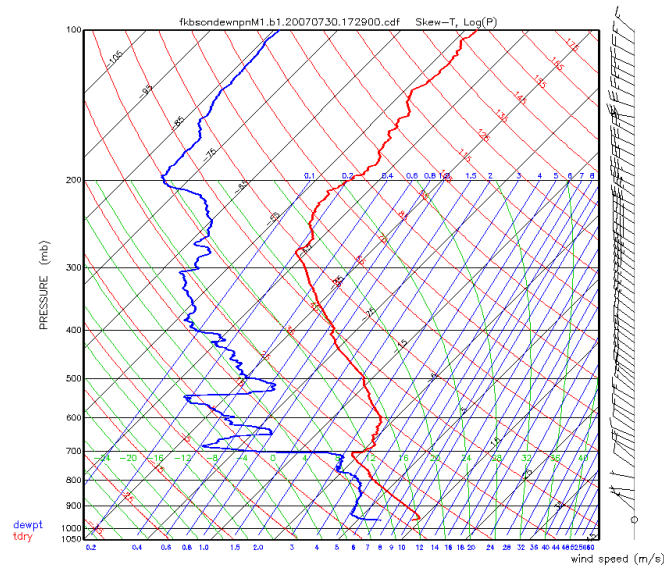


Abbildung A.3.6: Radiosondenaufstieg vom 30. Juli, 17:29 UTC, AMF-supersite (blau: Taupunkt, rot: Lufttemperatur, <http://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser/>)

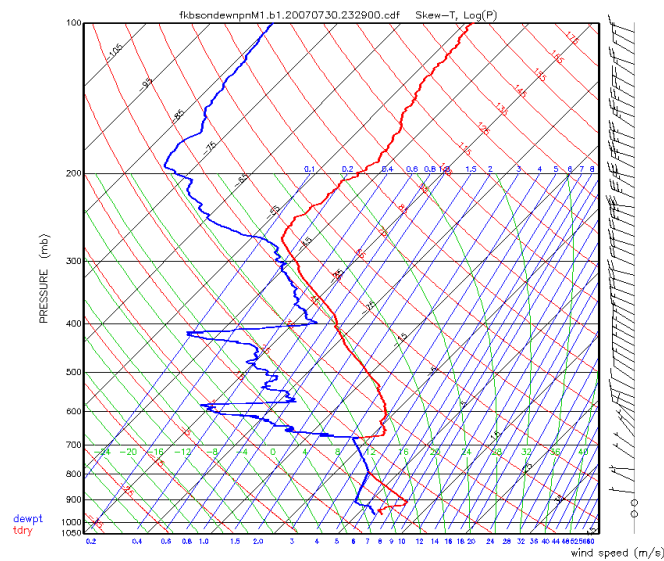


Abbildung A.3.7: Radiosondenaufstieg vom 30. Juli, 23:29 UTC, AMF-supersite (blau: Taupunkt, rot: Lufttemperatur, <http://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser/>)

A Anhang

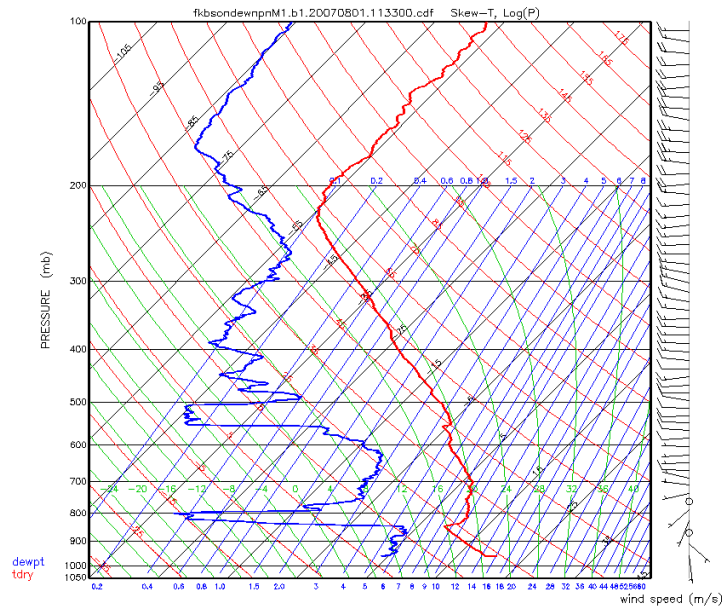


Abbildung A.3.8: Radiosondenaufstieg vom 01. August, 11:33 UTC, AMF-supersite; die Daten wurden zur Vervollständigung der interpolierten Feuchtefelder oberhalb der Flugzeugmessungen benutzt (blau: Taupunkt, rot: Lufttemperatur, <http://plot.dmf.arm.gov/plotbrowser/>)

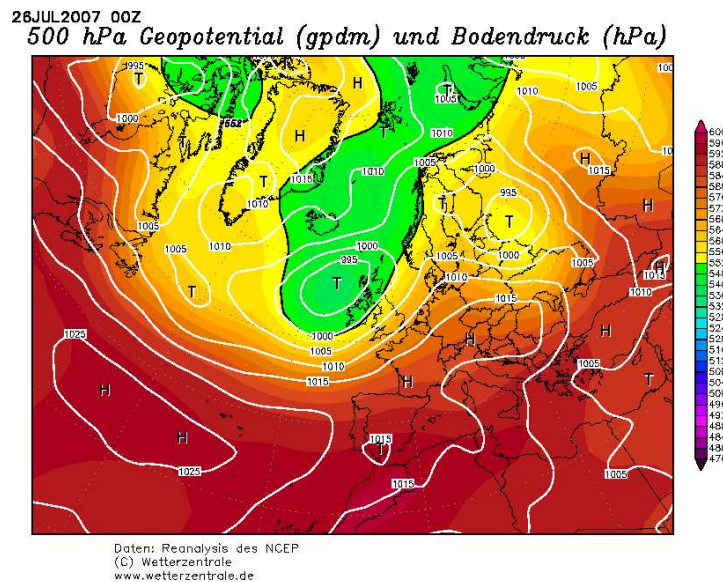


Abbildung A.3.9: Reanalyse des Bodendrucks (weiße Isolinien) und des 500hPa-Geopotentials (Farbskala) des 26.07.2007, 00:00 UTC (<http://www.wetterzentrale.de>)

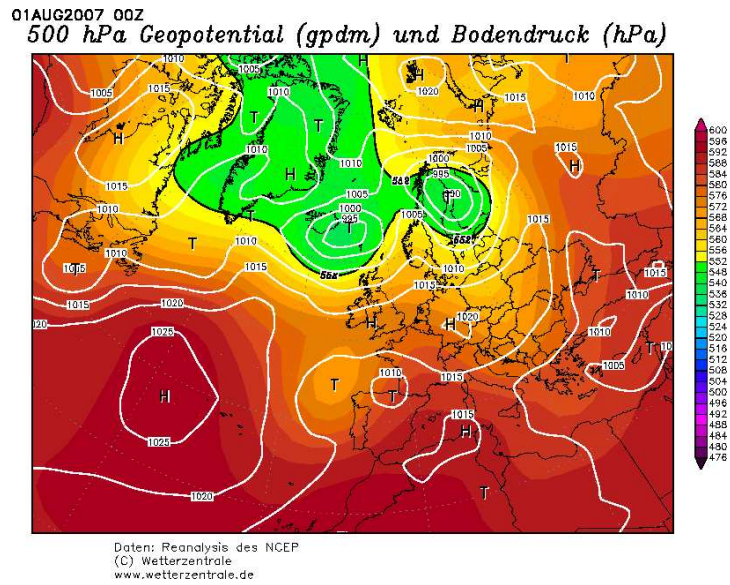


Abbildung A.3.10: Reanalyse des Bodendrucks (weiße Isolinien) und des 500hPa-Geopotentials (Farbskala) des 01.08.2007, 00:00 UTC (<http://www.wetterzentrale.de>)

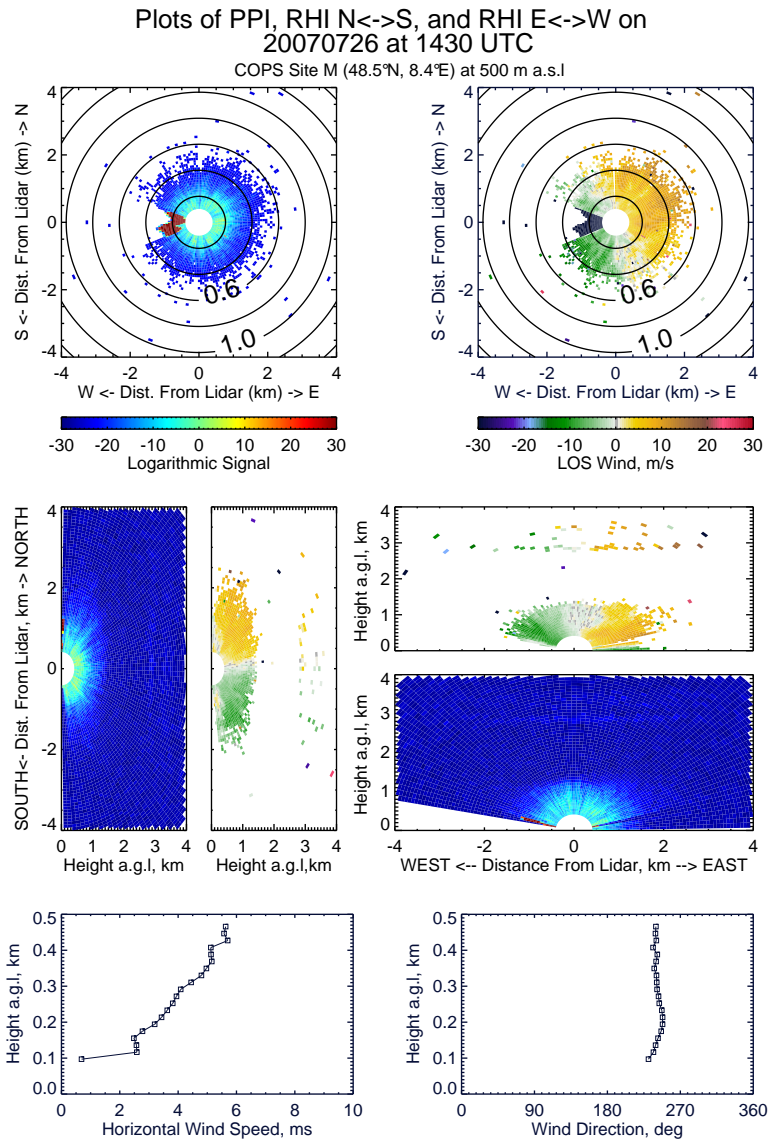


Abbildung A.3.11: Windlidarmessung an der AMF-supersite vom 26. Juli, 14:30 UTC. Die oberen zwei Darstellungen zeigen das Rückstreusignal (links) und die durch den Horizontalwind hervorgerufene Dopplerverschiebung (rechts) des Azimutscans (2° Azimutaufösung) mit 15° -Elevation. Die Kreise zeigen die Höhe des Messtrahls in km; Richtung Westen Abschattung durch Orographie. Die mittleren Abbildungen zeigen das Rückstreusignal und die Dopplerverschiebung der Elevationsscans in Richtung S/N (links) und in Richtung O/W (rechts). Die unteren zwei Abbildungen zeigen das aus den Dopplerfeldern abgeleitete vertikale Windprofil (links: Windgeschwindigkeit [ms^{-1}], rechts: Windrichtung in Grad); zur Verfügung gestellt von Ronny Engelmann, IFT Leipzig

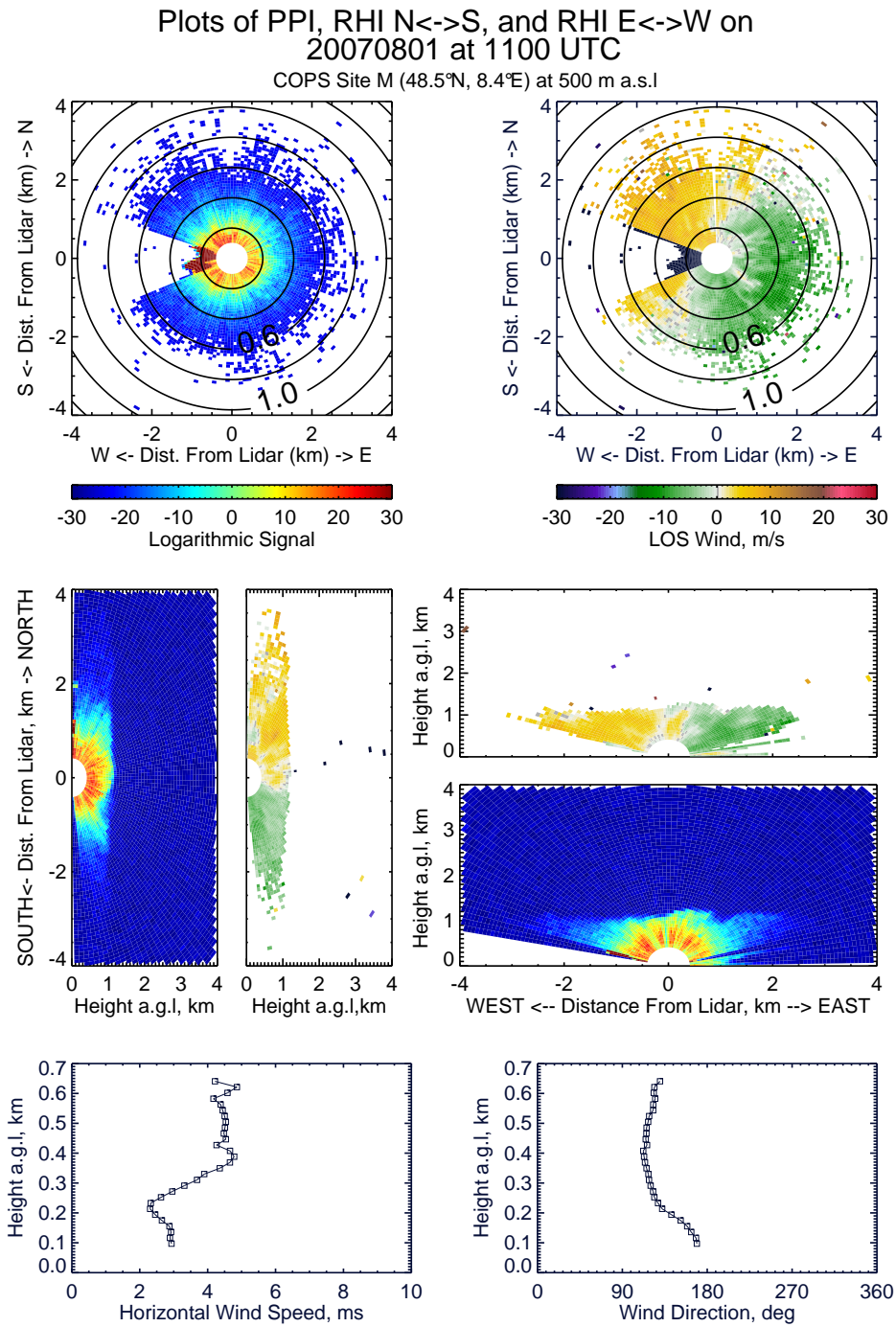


Abbildung A.3.12: Windlidarmessung an der AMF-supersite vom 01. August, 11:00 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. A.3.11.

A.4 I WV–Zeitreihen und I WV/IR–Azimutscans

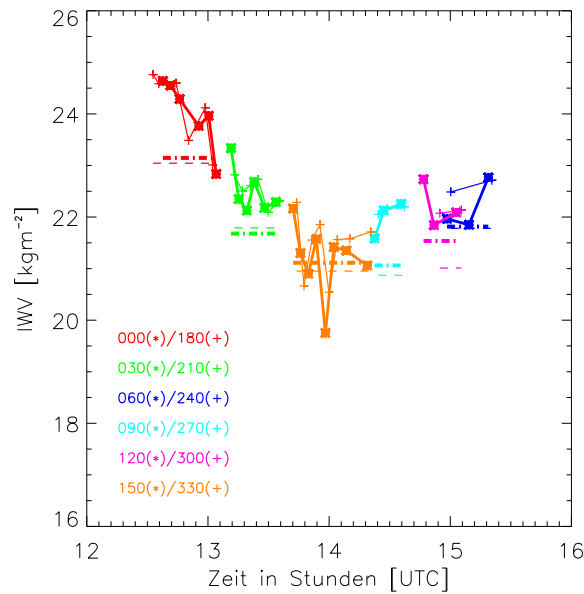


Abbildung A.4.1: Zeitlicher Verlauf des gemessenen $I WV_{DIMONA}$ und $I WV_{HATPRO}$ in 90° Elevation für den 26. Juli, 12:25 – 15:23 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. 4.3, S. 56

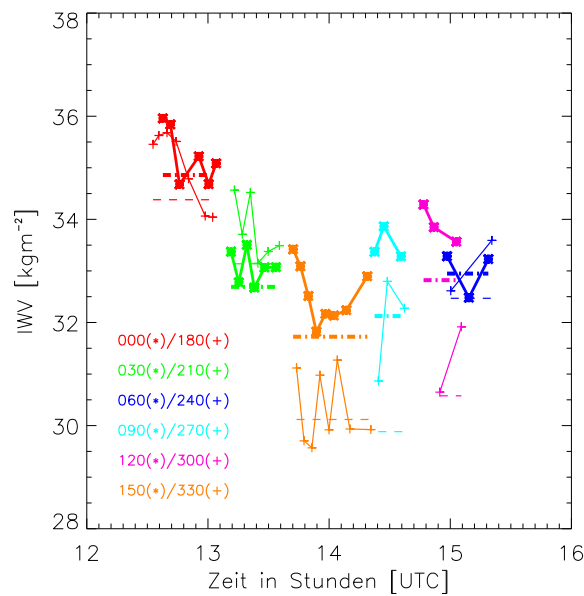


Abbildung A.4.2: Zeitlicher Verlauf des gemessenen $I WV_{DIMONA}$ und $I WV_{HATPRO}$ in 42° Elevation für den 26. Juli, 12:25 – 15:23 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. 4.3, S. 56

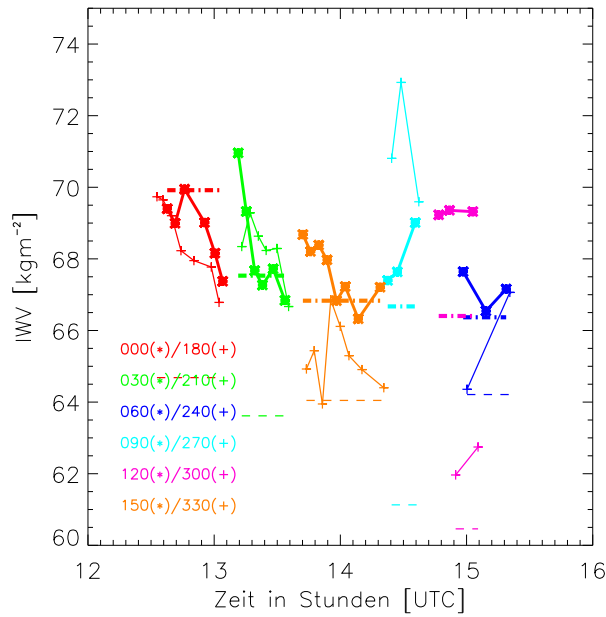


Abbildung A.4.3: Zeitlicher Verlauf des gemessenen IWW_{DIMONA} und IWW_{HATPRO} in 19.2° Elevation für den 26. Juli, 12:25 – 15:23 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. 4.3, S. 56

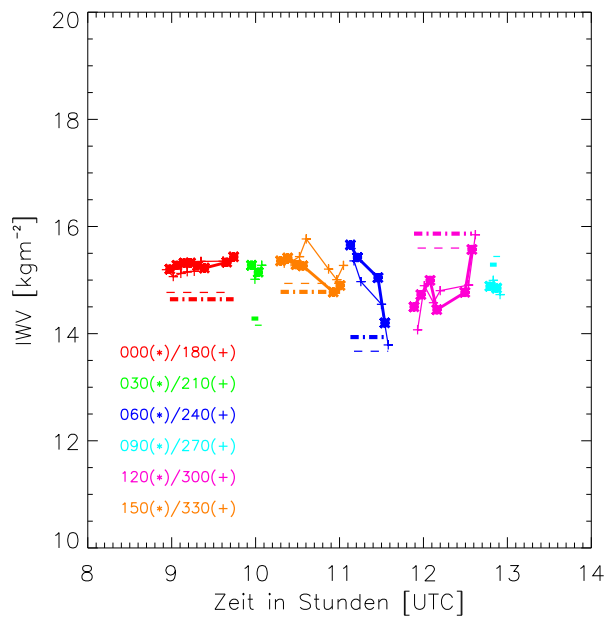


Abbildung A.4.4: Zeitlicher Verlauf des gemessenen IWW_{DIMONA} und IWW_{HATPRO} in 90° Elevation für den 01. August, 08:52 – 12:54 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. 4.3, S. 56

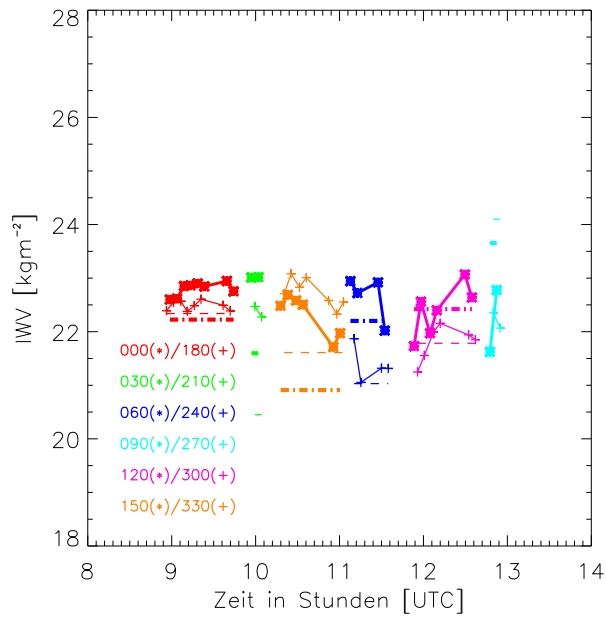


Abbildung A.4.5: Zeitlicher Verlauf des gemessenen $I WV_{DIMONA}$ und $I WV_{HATPRO}$ in 42° Elevation für den 01. August, 08:52 – 12:54 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. 4.3, S. 56

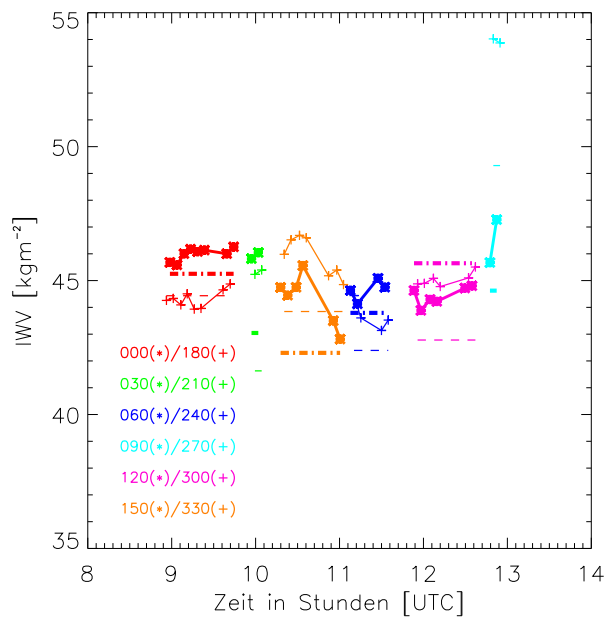


Abbildung A.4.6: Zeitlicher Verlauf des gemessenen $I WV_{DIMONA}$ und $I WV_{HATPRO}$ in 19.2° Elevation für den 01. August, 08:52 – 12:54 UTC. Übrige Abbildung wie Abb. 4.3, S. 56

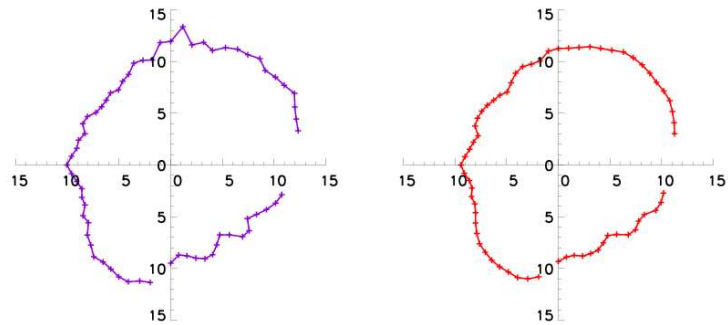


Abbildung A.4.7: Polardarstellung der Azimutscans von IR-Temperatur (links, Offset: 225 K) und IWV (rechts, Offset: 35 kgm^{-2}) bei 30° Elevation vom 26. Juli, 13:05 UTC

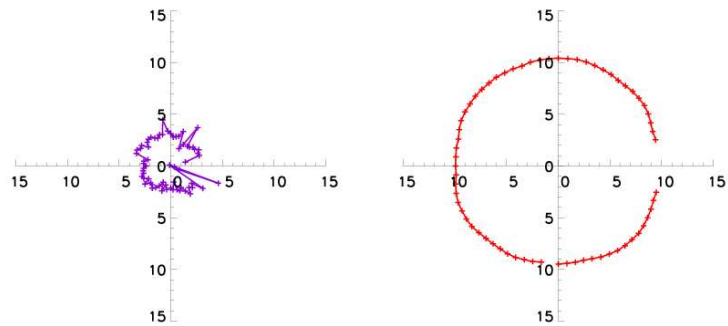


Abbildung A.4.8: Polardarstellung der Azimutscans von IR-Temperatur (links, Offset: 215 K) und IWV (rechts, Offset: 20 kgm^{-2}) bei 30° Elevation vom 01. August, 09:25 UTC

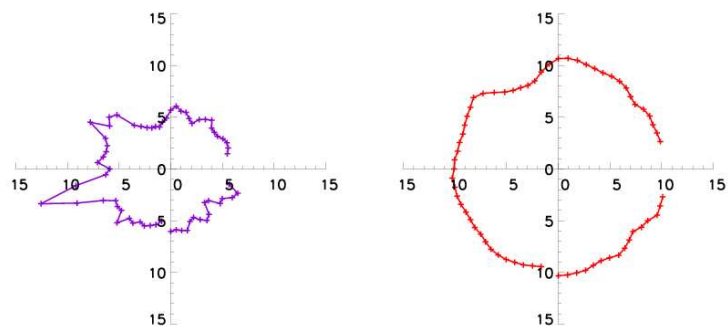


Abbildung A.4.9: Polardarstellung der Azimutscans von IR-Temperatur (links, Offset: 215 K) und IWV (rechts, Offset: 20 kgm^{-2}) bei 30° Elevation vom 01. August, 13:00 UTC

A.5 Interpolierte Feuchtefelder

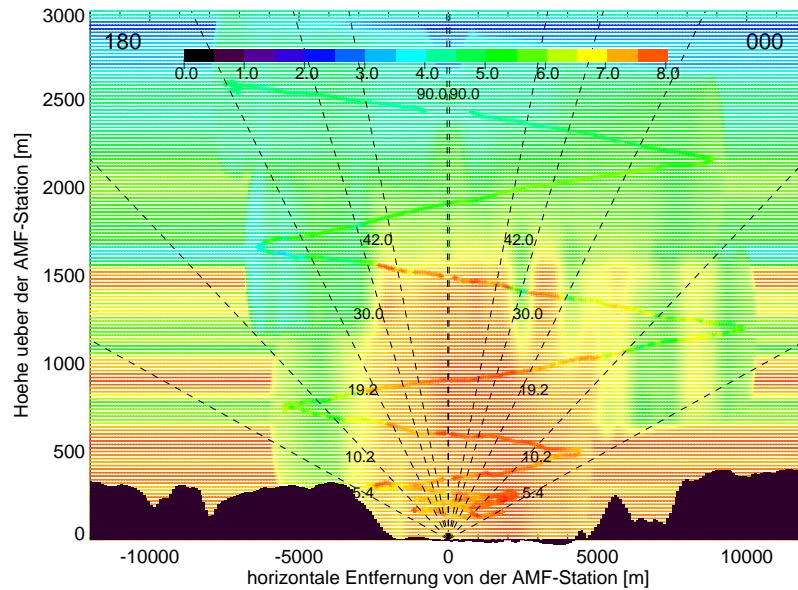


Abbildung A.5.1: Interpoliertes Feuchtefeld für den 26. Juli und die Azimutrichtung N/S (Flugzeit: 12:25–12:59 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

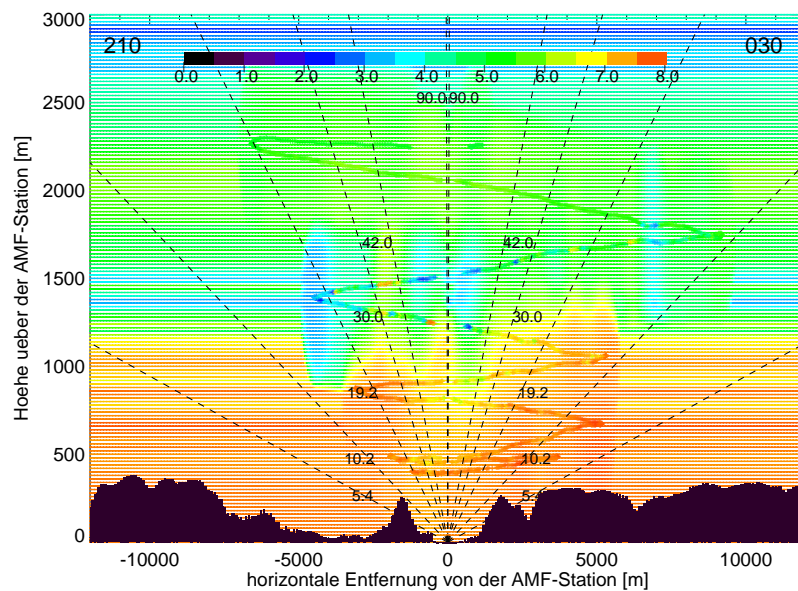


Abbildung A.5.2: Interpoliertes Feuchtefeld für den 26. Juli und die Azimutrichtung NNO/SSW (Flugzeit: 13:04–13:38 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

A Anhang

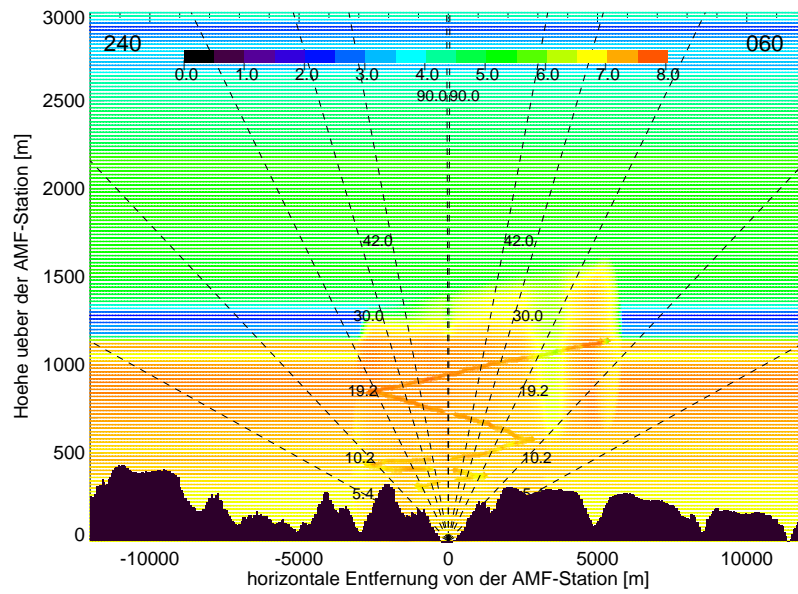


Abbildung A.5.3: Interpoliertes Feuchtefeld für den 26. Juli und die Azimutrichtung ONO/WSW (Flugzeit: 15:11–15:23 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

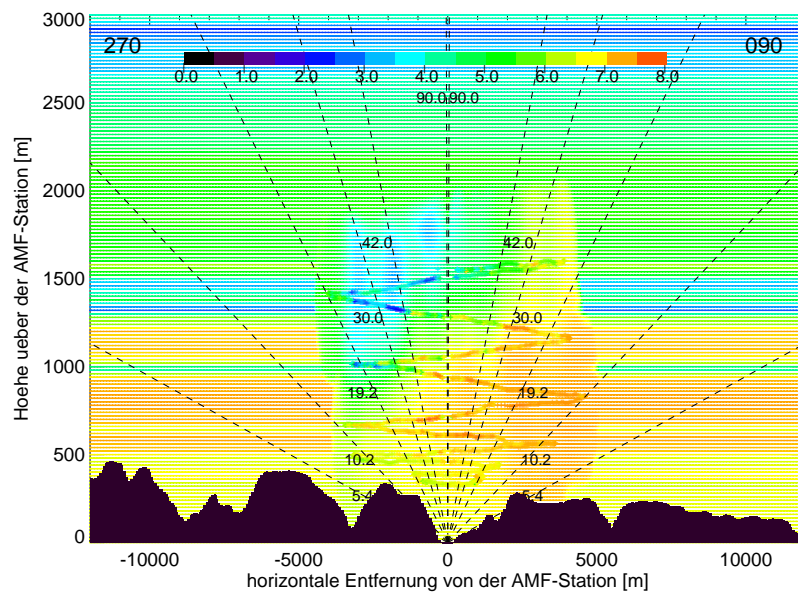


Abbildung A.5.4: Interpoliertes Feuchtefeld für den 26. Juli und die Azimutrichtung O/W (Flugzeit: 14:19–14:49 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

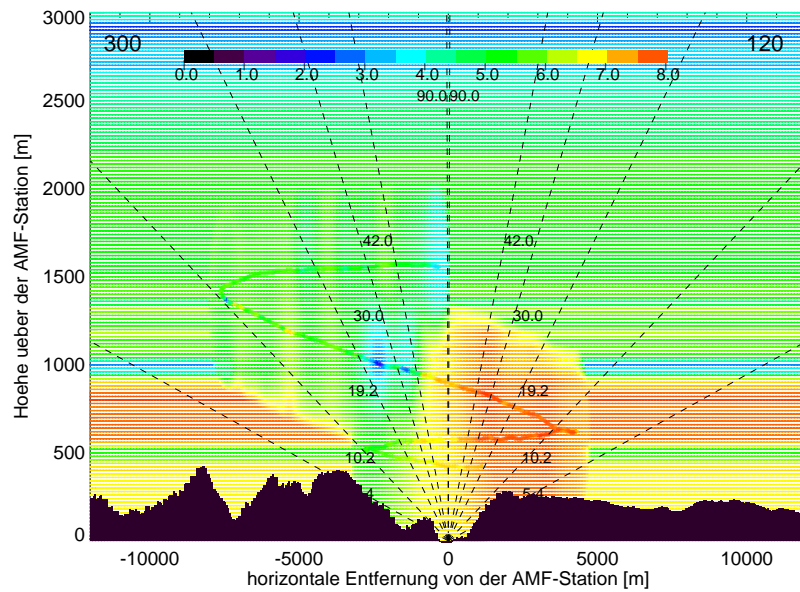


Abbildung A.5.5: Interpoliertes Feuchtefeld für den 26. Juli und die Azimutrichtung OSO/WNW (Flugzeit: 14:49–15:01 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

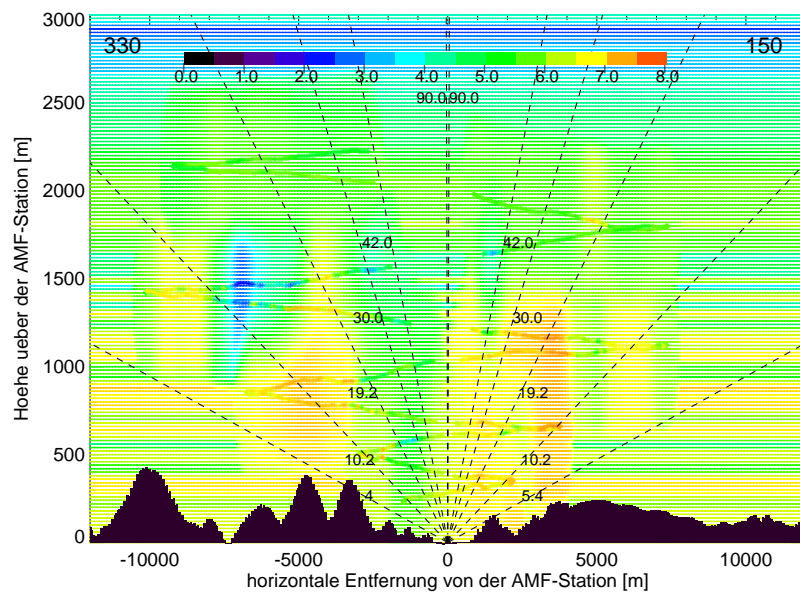


Abbildung A.5.6: Interpoliertes Feuchtefeld für den 26. Juli und die Azimutrichtung SSO/NNW (Flugzeit: 13:38–14:14 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

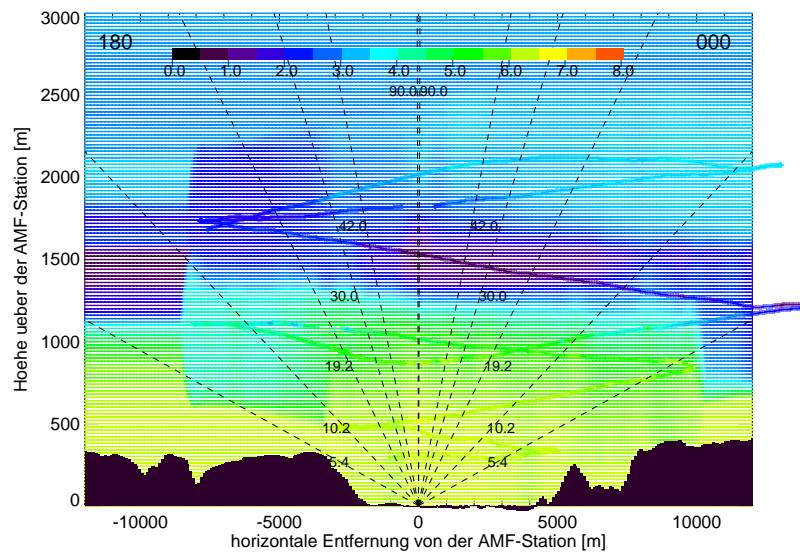


Abbildung A.5.7: Interpoliertes Feuchtfeld für den 01. August und die Azimutrichtung N/S (Flugzeit: 08:52–09:37 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

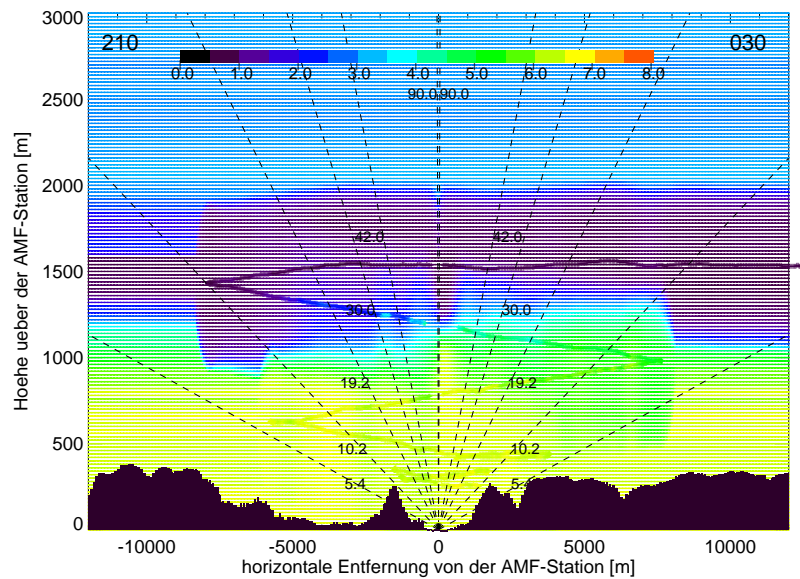


Abbildung A.5.8: Interpoliertes Feuchtfeld für den 01. August und die Azimutrichtung NNO/SSW (Flugzeit: 09:47–10:16 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

A Anhang

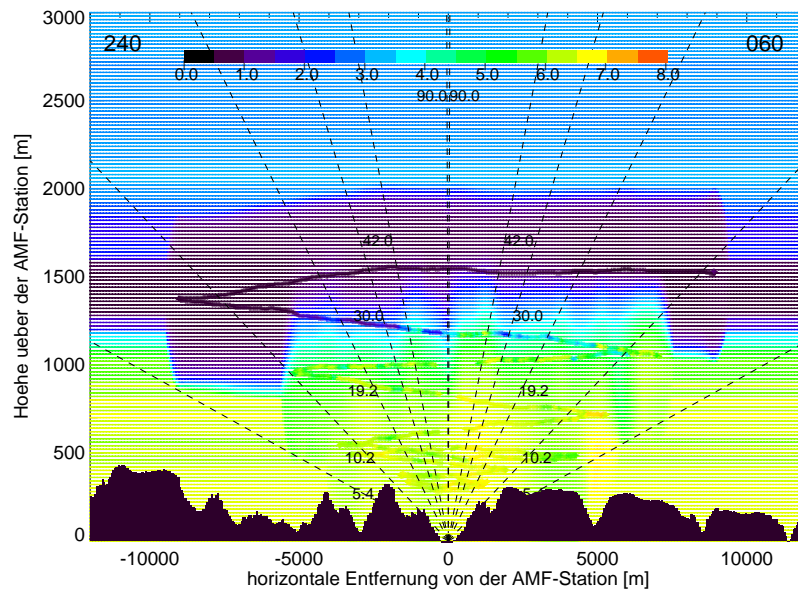


Abbildung A.5.9: Interpoliertes Feuchtefeld für den 01. August und die Azimutrichtung ONO/WSW (Flugzeit: 11:08–11:47 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

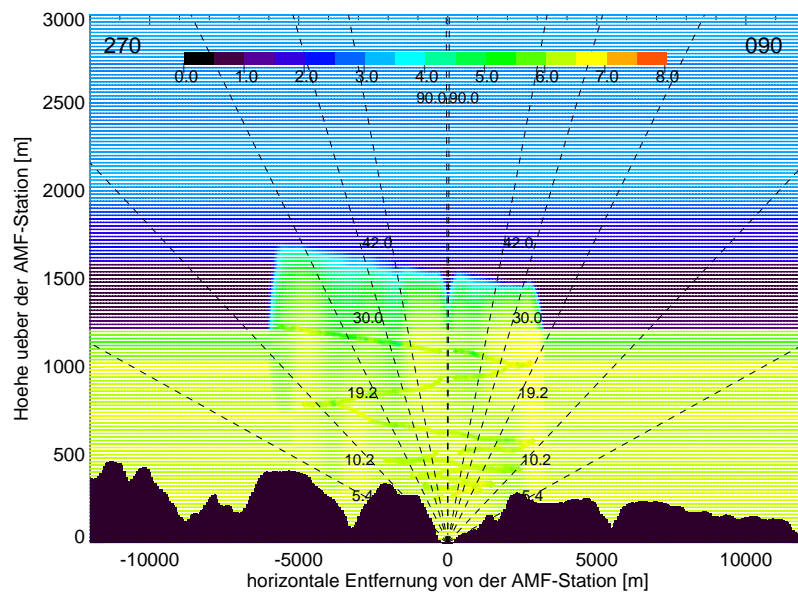


Abbildung A.5.10: Interpoliertes Feuchtefeld für den 01. August und die Azimutrichtung O/W (Flugzeit: 12:35–12:54 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

A Anhang

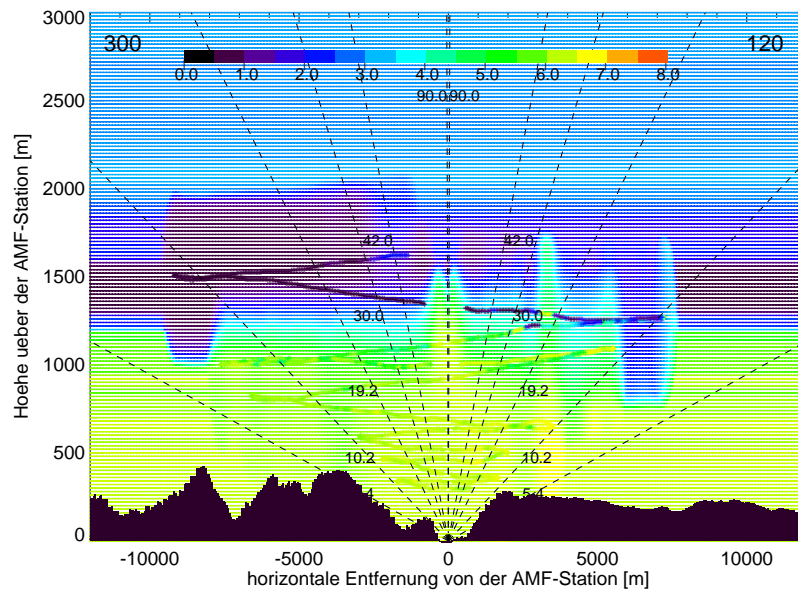


Abbildung A.5.11: Interpoliertes Feuchtefeld für den 01. August und die Azimutrichtung OSO/WNW (Flugzeit: 11:52–12:27 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

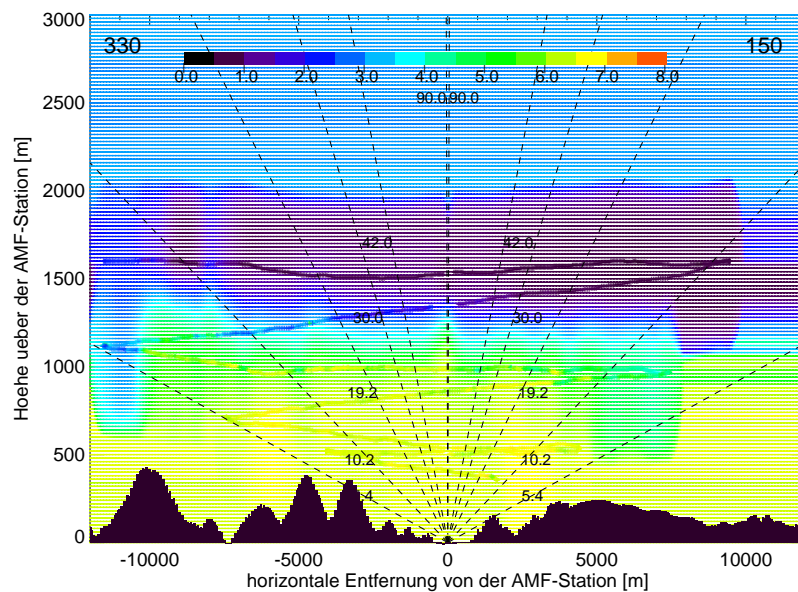


Abbildung A.5.12: Interpoliertes Feuchtefeld für den 01. August und die Azimutrichtung SSO/NNW (Flugzeit: 10:20–10:55 UTC), übrige Abbildung wie Abb. 4.2, S. 91.

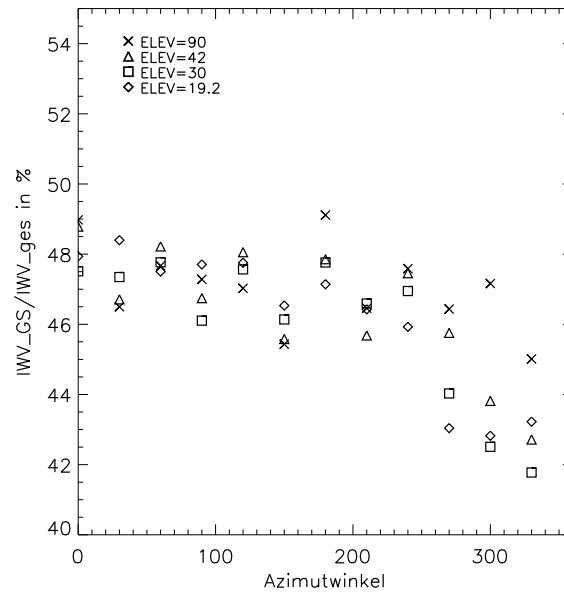


Abbildung A.5.13: Aus den Feuchtefeldern des 26. Juli für alle Azimutrichtungen abgeleitetes Verhältnis von Grenzschicht-IWV zu Gesamt-IWV [%]. Als Grenzschichthöhe wurden 1500 m (über Grund) angenommen. (Kennzeichnung der Elevationswinkel: 90°(Kreuz), 42°(Dreieck), 30°(Quadrat), 19.2°(Raute))

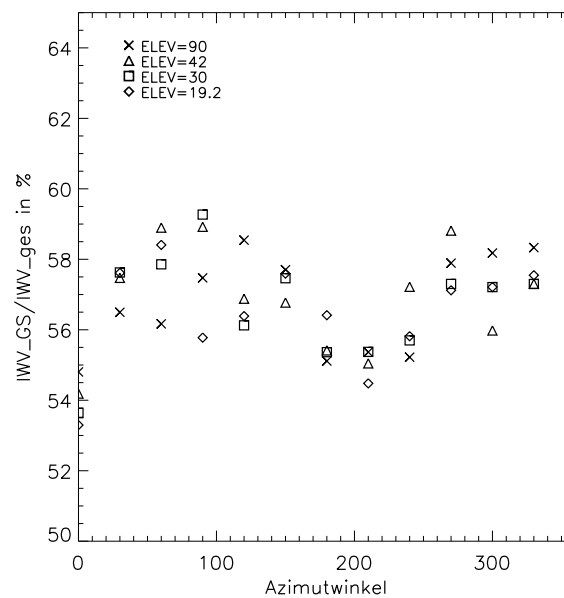


Abbildung A.5.14: Aus den Feuchtefeldern des 01. August für alle Azimutrichtungen abgeleitetes Verhältnis von Grenzschicht-IWV zu Gesamt-IWV [%], übrige Abbildung wie Abb. A.5.13.

A.6 Standardabweichungen relativer Tagesgänge

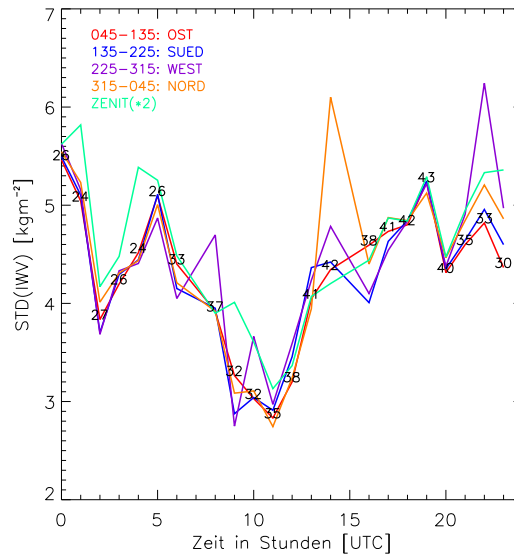


Abbildung A.6.1: Standardabweichung der mittleren IWP-Tagesgänge für den Zeitraum Juli/August und die verschiedenen Sektoren bzw. Zenitmessung (Farbkodierung). Der Ordinatenwert z.B. bei 10:00 UTC stellt den Stundenmittelwert zwischen 10:00 und 11:00 UTC dar. Die eingezeichneten Zahlenwerte geben die Anzahl der in die Mittelung eingehenden Tage an (bei weniger als drei eingehenden Tagen wurden die Werte weglassen). Die Zenitwerte wurden mit dem Luftmassenfaktor für 30°-Elevation skaliert.

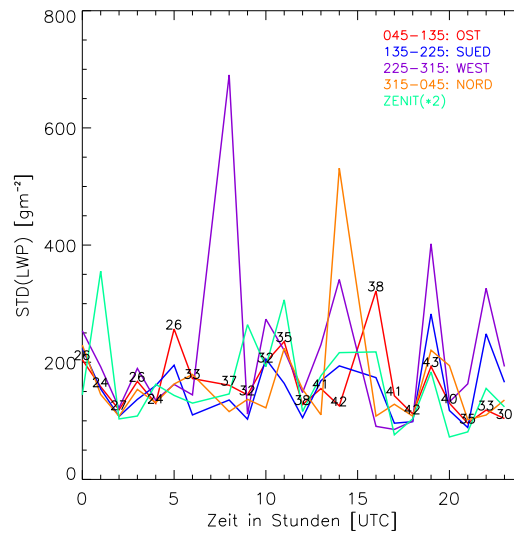


Abbildung A.6.2: Standardabweichung der mittleren LWP-Tagesgänge für den Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie Abb. A.6.1.

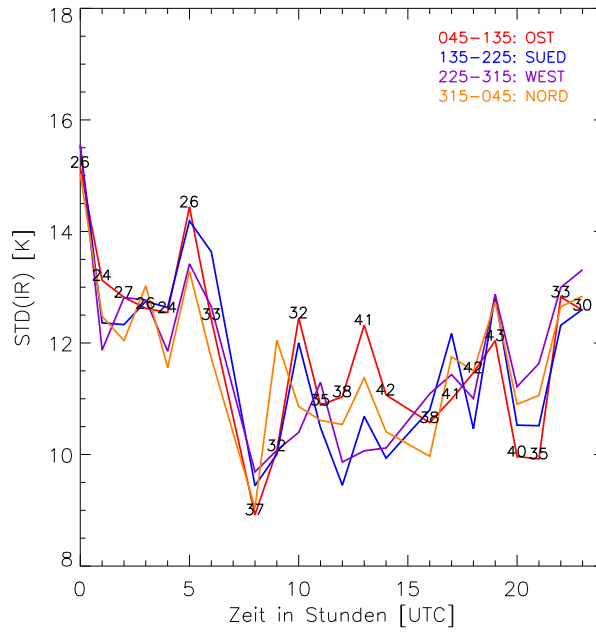


Abbildung A.6.3: Standardabweichung der mittleren IR-Tagesgänge für den Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie Abb. A.6.1.

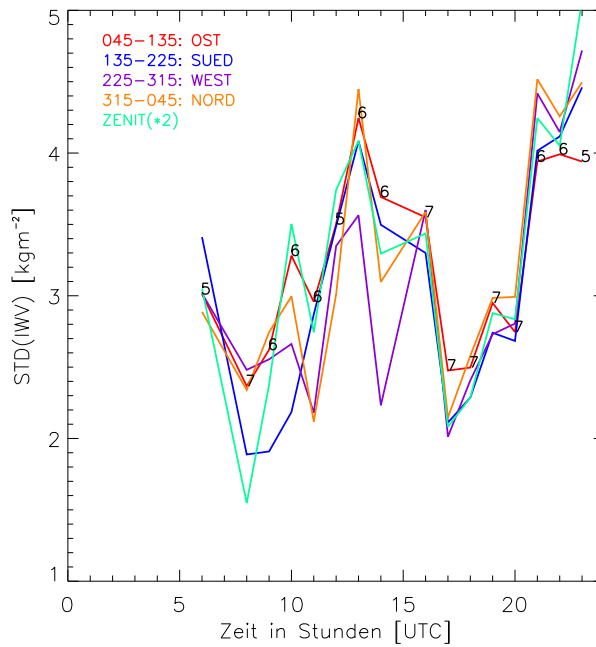


Abbildung A.6.4: Standardabweichung der mittleren IWW-Tagesgänge für Strahlungstage des Zeitraums Juli/August, übrige Abbildung wie Abb. A.6.1.

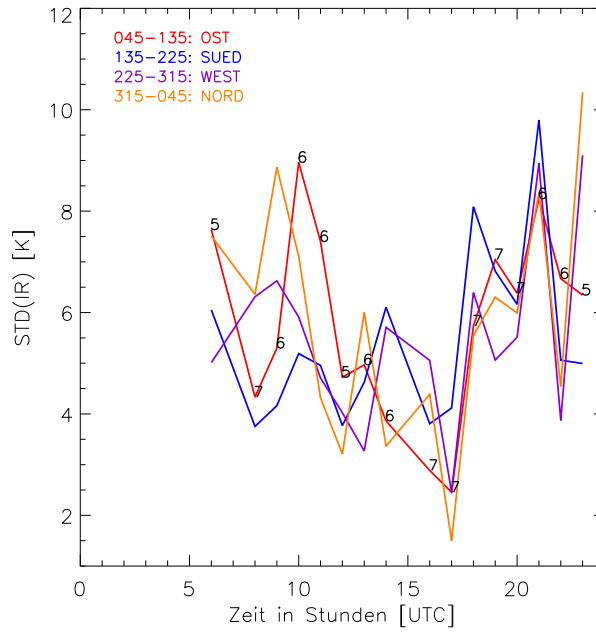


Abbildung A.6.5: Standardabweichung der mittleren IR-Tagesgänge für Strahlungstage des Zeitraums Juli/August, übrige Abbildung wie Abb. A.6.1.

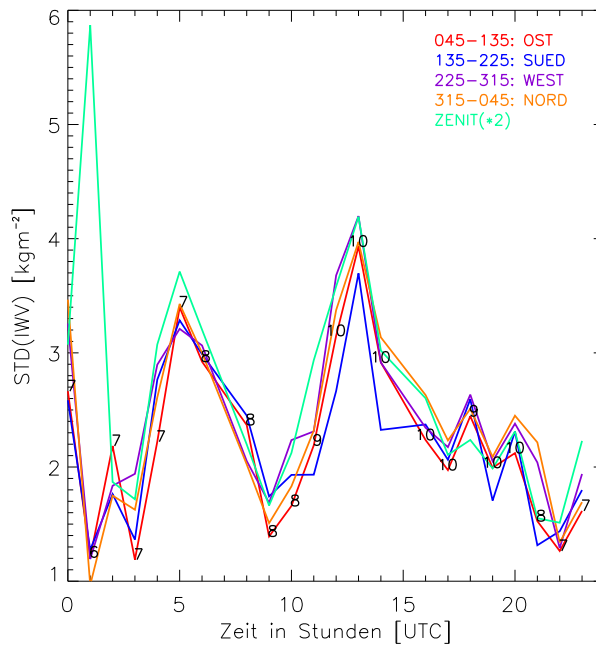


Abbildung A.6.6: Standardabweichung der mittleren IWW-Tagesgänge für Tage mit konvektiver Bewölkung des Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie Abb. A.6.1.

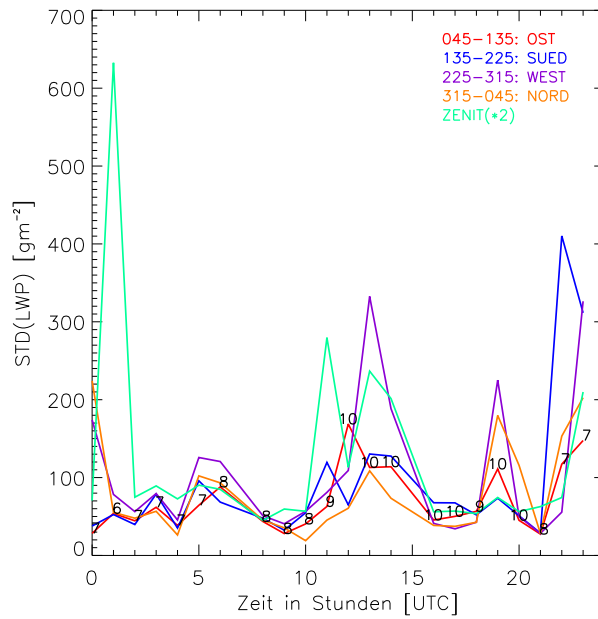


Abbildung A.6.7: Standardabweichung der mittleren LWP–Tagesgänge für Tage mit konvektiver Bewölkung des Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie Abb. A.6.1.

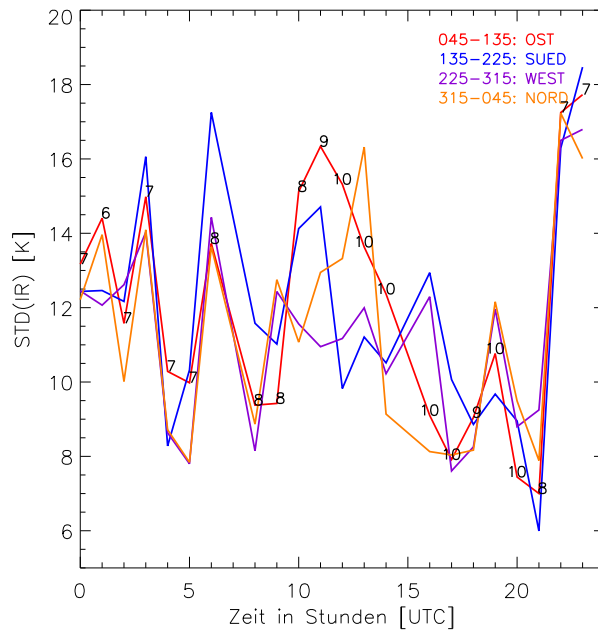


Abbildung A.6.8: Standardabweichung der mittleren IR–Tagesgänge für Tage mit konvektiver Bewölkung des Zeitraum Juli/August, übrige Abbildung wie Abb. A.6.1.

Literatur

- Couvreux, F., F. Guichard, J.-L. Redelsperger, C. Kiemle, V. Masson, J.-P. Lafore, and C. Flamant, 2005: Water-vapour variability within a convective boundary-layer assessed by large-eddy simulations and IHOP_2002 observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131** (611), 2665–2693.
- Crewell, S. and U. Löhnert, 2007: Accuracy of Boundary Layer Temperature Profiles Retrieved With Multifrequency Multiangle Microwave Radiometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **45** (7), 2195–2201.
- Crook, N. A., 1996: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Mon. Wea. Rev.*, **124** (8), 1767–1785.
- Elliot, W. P. and D. J. Gaffen, 1991: On the Utility of Radiosonde Humidity Archives for Climate Studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72** (10), 1507–1520.
- Fabry, F., 2006: The spatial variability of moisture in the boundary layer and its effect on convective initiation: Project-long characterization. *Mon. Wea. Rev.*, **134** (1), 79–91.
- Fabry, F., C. Frush, I. Zawadzki, and A. Kilambi, 1997: On the extraction of near-surface index of refraction using radar phase measurements from ground targets. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **14** (4), 978–987.
- Güldner, J. and D. Spänkuch, 2001: Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18** (6), 925–933.
- Huang, D., Y. Liu, and W. Wiscombe, 2007: Determination of Cloud Liquid Water Distribution with 3D Cloud Tomography, Monterey, Californien. Poster Presentation at the Seventeenth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, [Online unter <http://arm.gov/publications/proceedings/conf17/P00077.pdf>].
- Janssen, M. A., 1993: *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*. Wiley and Sons.
- Kasten, F. and A. T. Young, 1989: Revised optical air mass tables and approximation formula. *Appl. Optics*, **28** (22), 4735–4738.
- Kuo, Y.-H., Y.-R. Guo, and E. R. Westwater, 1993: Assimilation of Precipitable Water Measurements into a Mesoscale Numerical Model. *Mon. Wea. Rev.*, **121** (4), 1215–1238.
- Liebe, H. J., G. A. Hufford, and T. Manabe, 1991: A Model for the Complex Permittivity of Water at Frequencies below 1 THz. *Int. J. of Infrared and Millimeter Waves*, **12** (7), 659–675.

- Liljegren, J. C., S. A. Boukabara, K. Cady-Pereira, and S. A. Clough, 2005: The effect of the half-width of the 22-GHz water vapor line on retrievals of temperature and water vapor profiles with a 12-channel microwave radiometer. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **43** (5), 1102–1108.
- Löhnert, U., 2002: Derivation of cloud liquid water from ground-based active and passive microwave remote sensors. Ph.D. thesis, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Löhnert, U. and S. Crewell, 2003: Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry - 1. Dependency on cloud model statistics. *Radio Sci.*, **38** (3), 8041, doi:10.1029/2002RS002654.
- Martin, L., A. Lüdi, and C. Mätzler, 2003: Tropospheric Monitoring with ASMUWARRA. *Proc. 6th International Symposium on Tropospheric Profiling (ISTP): Needs and Technologies*, Leipzig, Germany.
- Meijgaard, E. and S. Crewell, 2005: Comparison of model predicted liquid water path with ground-based measurements during CLIWA-NET. *Atmos. Res.*, **75** (3), 201–226.
- Miller, M. A. and A. Slingo, 2007: The ARM Mobile Facility and its first international deployment: measuring radiative flux divergence in West Africa. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88** (8), 1229–1244.
- Nilsson, T., L. Gradinarsky, and G. Elgered, 2007: Water vapour tomography using GPS phase observations: Results from the ESCOMPTE experiment. *Tellus Series A*, **59** (5), 674–682.
- Pospichal, B. and S. Crewell, 2007: Boundary layer observations in West Africa using a novel microwave radiometer. *Meteor. Z.*, **16** (5), 513–523.
- Rocken, C., R. Ware, T. V. Hove, F. Solheim, C. Alber, J. Johnson, M. Bevis, and S. Businger, 1993: Sensing atmospheric water vapor with the Global Positioning System. *Geophys. Res. Lett.*, **20** (23), 2631–2634.
- Rose, T., S. Crewell, U. Löhnert, and C. Simmer, 2005: A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere. *Atmos. Res.*, **75** (3), 183–200.
- Rose, T. and H. Czekala, 2008: RPG-HATPRO Humidity and Temperature Profiling Radiometer: Operating Manual. [Online unter <http://www.radiometer-physics.com>].
- Rosenkranz, P. W., 1998: Water vapour microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models. *Radio Sci.*, **33**, 919–928.

- Rozenberg, G. V., 1966: *Twilight: A Study in Atmospheric Optics*. Plenum Press, 155-164 pp.
- Simmer, C., 1994: *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen*. Verlag Dr. Kovac.
- Storch, H. V. and F. W. Zwiers, 2003: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press.
- Taylor, G. I., 1938: The spectrum of turbulence. *Proc. of the Roy. Soc. of London Series A*, Vol. 164, 476–490.
- Turner, D. D., 2007: Improved ground-based liquid water path retrievals using a combined infrared and microwave approach. *J. Geophys. Res.*, **112**, D15204, doi: 10.1029/2007JD008530.
- Warner, J., J. F. Drake, and P. R. Krehbiel, 1985: Determination of Cloud Liquid Water Distribution by Inversion of Radiometric Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2 (3)**, 293–303.
- Weckwerth, T. M., J. W. Wilson, and R. M. Wakimoto, 1996: Thermodynamic variability within the convective boundary layer due to horizontal convective rolls. *Mon. Wea. Rev.*, **124 (5)**, 769–784.
- Weckwerth, T. M., V. Wulfmeyer, R. M. Wakimoto, R. M. Hardesty, J. W. Wilson, and R. M. Banta, 1999: NCAR-NOAA lower-tropospheric water vapour workshop. *Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 2339–2357.
- Weckwerth, T. M., et al., 2004: An overview of the International H₂O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85 (2)**, 235–277.
- Wulfmeyer, V., H. S. Bauer, M. Grzeschik, A. Behrendt, F. Vandenberghe, E. V. Browell, S. Ismail, and R. A. Ferrare, 2006: Four-dimensional variational assimilation of water vapor differential absorption lidar data: The first case study within IHOP_2002. *Mon. Wea. Rev.*, **134 (1)**, 209–230.
- Wulfmeyer, V., et al., 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.*, accepted.
- Yong, H. and E. R. Westwater, 2000: Analysis and Improvement of Tipping Calibration for Ground-Based Microwave Radiometers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **38 (3)**, 1260–1276.
- Young, A. T., 1994: Air mass and refraction. *Appl. Optics*, **33 (6)**, 1108–1110.

Abkürzungsverzeichnis

β_a	Absorptionskoeffizient [m^{-1}]
λ	Wellenlänge [m^{-1}]
ν	Frequenz [s^{-1}]
ρ_v	absolute Feuchte oder Wasserdampfdichte [gm^{-3}]
τ	optische Dicke
θ	Elevationswinkel [°]
ζ	Zenitwinkel [°]
m	Luftmassenfaktor
T_{BG}	Kosmische Hintergrundstrahlung $\approx 2.735 K$
T_B	Strahlungstemperatur [K], engl. B rightness T emperature
T_{mr}	mittlere Strahlungstemperatur der Atmosphäre [K]
AMF	A tmospheric M obile F acility
ARM	A tmospheric R adiation M easurement Project
COPS	C onvective and O rographically induced P recipitation S tudy
DIMONA	meteorologisches Messflugzeug (Motorsegler)
DPR	D ual P olarization R adiometer
EUFAR	E Uropean F leet for A irborne R esearch
HATPRO	H umidity A nd T emperature P ROfiler
IfT	Leibniz–Institut für Troposphärenforschung
IHOP	I nternational H 2O P roject
IOP	I ntensive O bservation P eriod
IR	I nfra R ed
IWV	I ntegrated W ater V apour C ontent [kgm^{-2}]
IWV_{DIMONA}	Aus interpolierten Feuchtefeldern abgeleiteter IWV
IWV_{HATPRO}	Von HATPRO gemessener IWV
LES	L arge E ddy S imulations
LWC	L iquid W ater C ontent [gm^{-3}]
LWP	L iquid W ater P ath [gm^{-2}]
MWR	M icro W ave R adiometer
p	Luftdruck [hPa]
q	Massenmischungsverhältnis von Wasserdampf zu trockener Luft [gkg^{-1}]
RF	R elative F euchte [%]
RS	R adio S ounding
STD	Standardabweichung
STP	S trahlungs T rans P ortmodell
T	Temperatur [K]
TSI	T otal S ky I mager
UTC	U niversal T ime C oordinated

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mich bei der Erstellung der Diplomarbeit unterstützt haben.

Besonderer Dank gilt meinen Betreuern Prof. Dr. Susanne Crewell, Dr. Ulrich Löhnert, Dr. Jan Schween und Dr. Matthias Wiegner, die mir diese Diplomarbeit ermöglicht haben und stets ein offenes Ohr und wertvolle Ratschläge hatten.

Bernhard Pospichal danke ich für die Hilfe bei den Messungen mit HATPRO während der COPS-Kampagne. Des Weiteren möchte ich mich bei Ronny Engelmann für die Bereitstellung der Windlidarmessungen bedanken. Mein Dank gilt ebenfalls den Technikern der AMF für ihre freundliche Unterstützung und die professionelle Betreuung der Messgeräte.

Bedanken möchte ich mich auch bei allen meinen Freunden, Mitstudenten und Arbeitskollegen am MIM für die Unterstützung während der Diplomarbeit und das Korrekturlesen der Arbeit.

Mein ganz besonderer Dank gilt meiner Familie, die mich während des gesamten Studiums stets ermutigt und unterstützt hat. Ohne diesen Rückhalt wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel und Quellen verwendet habe.

München, den 15. April 2008