

BESTIMMUNG DES  
FLÜSSIGWASSERPFADES AUF SEE MIT  
HILFE DER PASSIVEN  
MIKROWELLENRADIOMETRIE

DISSERTATION  
ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES  
DER MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT  
DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL  
VORGELEGT VON

DIPL. MET. YANN M. ZOLL



Kiel, Juni 2012

Referent/-in: Prof. Dr. Andreas Macke  
Koreferent/-in: Jun.-Prof. Dr. Bernhard Pospychal

Tag der mündlichen Prüfung: 14.09.2012  
Zum Druck genehmigt: 14.09.2012

gez. Prof. Dr. Wolfgang J. Duschl, Dekan

# Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschreibt die Bestimmung des Wolkenflüssigwasserpfadens aus passiven Messungen der thermischen Ausstrahlung der Atmosphäre. Die verwendeten Daten stammen von Expeditionsfahrten mit dem Forschungsschiff *Polarstern* im Rahmen des Projekts OCEANET.

Der gesamte Prozess der Fernerkundung, von der Vorbereitung, Durchführung der Messungen, über die Nachbearbeitung der Daten inklusive des Retrievalerstellungsprozesses, bis hin zur Validierung und Auswertung der Ergebnisse wurde einer kritischen Prüfung unterzogen und zum Teil gegenüber früheren Verfahren verbessert.

Es wurde ein Retrieval auf der Basis von Reanalysedaten entwickelt (Kap. 4), dass sich von der bis dahin üblichen regionalen Einschränkung löst und damit nahtlose Fernerkundung auf der kompletten Fahrt über den Atlantik ermöglicht. Dabei erreicht es mit  $\approx 20 \text{ g/m}^2$  gleiche Fehlerwerte wie aktuelle Retrieval für Landstationen bzw. kleinere Fehlerwerte als die bisher genutzten Retrieval für den Einsatz auf See. Mit der erfolgreichen Nutzung von Reanalysedaten im Trainingsprozess wurde die Retrievalerstellung von der Beschränkung auf Radiosondendatensätze befreit.

Die gewonnenen Daten wurden ausgiebig mit Klimatologie und Modellergebnissen verglichen (Kap. 5) und trotz der geringen Anzahl an Expeditionen und damit statistisch unabhängigen Informationen wurden nur geringe Unterschiede festgestellt. Gerade im Bereich der Subtropen, wo flache Grenzschichtbewölkung dominiert, liegen die festgestellten Differenzen im Bereich der Retrievalfehler. Jedoch zeigt sich gerade hier, dass die gewonnenen Daten, im Vergleich zur Klimatologie noch durch Ausreißer auf synoptischen Skalen kontaminiert sind. Es wird erwartet, dass die Übereinstimmungen größer werden, wenn weitere Expeditionsdaten in die Datenbasis einfließen.

Abschließend wurden die Bodendaten als Referenz für die Validierung satellitengestützter Fernerkundung verwendet (Kap. 6). Die CM-SAF verwendet Meteosat-SEVIRI-Strahldichten für die 15-minütige Bestimmung des Flüssigwasserpfadens. Auch hier zeigt der Vergleich gute bis sehr gute Übereinstimmung, jedoch wird gezeigt, dass in vielen Fällen der Vergleich zwischen den zeitlichen Boden- und den räumlichen Satellitenmitteln nur bedingt möglich ist. Für die Beurteilung der Güte dieser Vergleiche benötigt man Informationen über Art und Verteilung der Bewölkung.





# Abstract

The present work describes the determination of the cloud liquid water path from passive measurements of the thermal radiation of the atmosphere. The data used came from expedition cruises aboard the research vessel *Polarstern* within the project OCEANET.

The whole process of remote sensing, from the preparation and execution of the measurements, the processing of the data, including the retrieval creation process, to validation and evaluation of the results has been reviewed and improvements have been found.

A new retrieval has been created based on reanalysis data (Section 4), that breaks away from the up to now usual geographical restriction and thus allows seamless remote sensing on the entire trip across the Atlantic. This is achieved while reducing the error to  $\approx 20 \text{ g/m}^2$  which is comparable to current retrievals for shore stations and better than error values of previously used retrievals for remote sensing at sea. Due to the successful use of reanalysis data in the training process, the creation of retrievals was freed from the restriction on radiosonde data sets.

The data obtained was extensively compared with climatology and model results (Section 5), and despite the small number of expeditions, and thus statistically independent information, only minor differences were found. Especially in the subtropics, where shallow boundary layer clouds dominates, the observed differences are in the range of the retrieval error. But it's particularly evident in this area, that, compared with the climatology, the obtained data is still contaminated due to outliers on synoptic scales. It is expected that the matches further improves, when more expedition data is included in the data base.

Finally, the gathered data is used as a reference for the validation of satellite remote sensing (Section 6). The CM-SAF uses Meteosat-SEVIRI radiances for the determination of the liquid water path. Here too, the comparison shows a good to very good agreement. However in some cases, the temporal mean from ground measurements and the spatial mean from the satellite can't be compared straight forward. So to assess the quality of these comparisons, one needs information about the type and distribution of the clouds.



*Member Number: 7987*

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>III</b>
<b>Abstract</b>	<b>V</b>
<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1. Wasser in der Atmosphäre . . . . .	1
1.2. Fernerkundung des atmosphärischen Wassergehaltes . . . . .	5
1.3. Messungen auf See . . . . .	6
<b>2. Grundlagen der Mikrowellenradiometrie</b>	<b>11</b>
2.1. Strahlungstransport . . . . .	11
2.2. Retrievaltheorie . . . . .	19
2.3. Das Mikrowellenradiometer . . . . .	20
<b>3. Expeditionen auf FS Polarstern</b>	<b>25</b>
3.1. Beschreibung der Fahrtabschnitte . . . . .	26
3.2. Beschreibung der gewonnenen Daten . . . . .	31
Exemplarische Darstellung . . . . .	34
<b>4. Erstellung eines neuen Retrievals</b>	<b>41</b>
4.1. Atmosphärenprofile aus NCEP–DOE AMIP II . . . . .	42
4.2. Vorbereitung der Daten auf die Strahlungstransportrechnung . . . . .	43
4.3. Filtern der Profile . . . . .	43
4.4. Beurteilung der Trainingsdaten . . . . .	45
4.5. Der <i>clear sky</i> -Fehler . . . . .	50
4.6. Spezialfall <i>clear sky</i> -Retrieval . . . . .	56
4.7. Vergleich der Retrieval . . . . .	56
<b>5. Analyse der gewonnenen Daten</b>	<b>59</b>
5.1. Statistik aller Fahrten . . . . .	59
5.2. Untersuchung der Korrekturergebnisse . . . . .	63
5.3. Wolkentypbasierte Auswertungen . . . . .	66
5.4. Vergleich der Messungen mit Modellergebnissen . . . . .	71
<b>6. Vergleich mit Satellitenmessungen</b>	<b>75</b>
6.1. CM-SAF . . . . .	75
6.2. Vergleich zwischen Boden- und Satellitendaten . . . . .	76

6.3. Betrachtung einzelner Tage . . . . .	82
<b>7. Schlussbetrachtung</b>	<b>91</b>
<b>8. Ausblick</b>	<b>97</b>
<b>A. Meridionalschnitte der Expeditionsdaten</b>	<b>99</b>
<b>B. Entstehung des Wolkenstreifens</b>	<b>109</b>
<b>C. Konfigurationsdatei für MWMod</b>	<b>111</b>
<b>D. Koeffizienten der neuen Inversionsverfahren</b>	<b>115</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>IX</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>XIII</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>XV</b>
<b>Danksagung</b>	<b>XXIII</b>
<b>Erklärung</b>	<b>XXV</b>

# 1. Einleitung

## 1.1. Wasser in der Atmosphäre

Betrachtet man zunächst ausschließlich die Mengenverhältnisse der Bestandteile unserer Atmosphäre, wird man versucht sein, dem Wasserdampf keine allzu große Bedeutung beizumessen. Nur 0,3% der Atmosphärenmasse entfallen auf Wasser, das entspricht nur ca. 0,001% des globalen Wasservorrats.

Jedoch verursacht Wasser durch Kondensations- und Verdunstungsprozesse die komplette saisonale Variabilität der Atmosphärenmasse (Trenberth et al., 1987). Sollte sich alles Wasser der Atmosphäre verflüssigen und gleichmäßig die Erdoberfläche bedecken, würde das eine Schicht von 25 mm Höhe ergeben. Der global gemittelte Jahresniederschlag würde unter Vernachlässigung von Verdunstung und Abfluss eine 80 cm dicke Wasserschicht bilden. Rein rechnerisch wird also das in der Atmosphäre enthaltene Wasser alle 10–11 Tage einmal völlig ausgetauscht (van Eimern und Henkel (1974), zitiert in Häckel (1999)).

Über den Ozeanen überwiegt die Verdunstung gegenüber dem Niederschlag. Dieser „Überschuss“ wird durch einen atmosphärischen Nettowasserdampffluss von den Ozeanen zum Land ausgeglichen, wo der Niederschlag größer ist als die Verdunstung. Durch diesen Wasserdampffluss wird jährlich eine Wassermenge transportiert, die dem vierfachen der in der gesamten Atmosphäre, also über Land und über den Ozeanen, enthaltenen Menge an Wasser entspricht (Oki und Kanae, 2006).

### Wasserdampf

Schon Manabe und Wetherald (1967) haben festgestellt, dass der atmosphärische Wasserdampf, durch starke Absorption im solaren und infraroten Spektralbereich, den weitaus größten Anteil des natürlichen Treibhauseffektes verursacht.

Laut Trenberth et al. (1987) liegt die mittlere Wasserdampfmenge in einer Atmosphärensäule bei  $26 \text{ kg/m}^2$  und gemessene Werte reichen von  $5 \text{ kg/m}^2$  in polaren Regionen bis über  $60 \text{ kg/m}^2$  in den Gebieten der hochreichenden Konvektion in den Tropen (Abb. 1.1). Die Bestimmung des integrierten Wasserdampfes ist dabei in allen Wettersituationen mit verschiedenen Verfahren möglich, wohingegen das Profil, also die vertikale Verteilung des Wasserdampfes, noch heute nur mit der Radiosonde wetterunabhängig gemessen werden kann. Jedoch haben Turner et al.

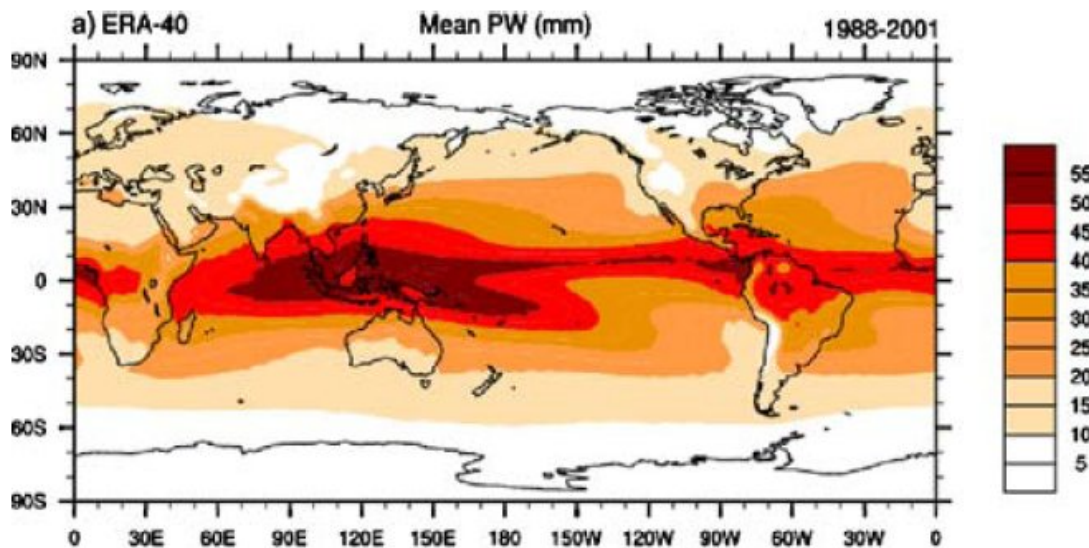


Abbildung 1.1.: Jährliches Mittel des IWW für die Jahre 1988–2001 (ERA-40) (Trenberth et al., 2005)

(2003) festgestellt, dass der bei weitem am häufigsten verwendete Radiosondentyp, die *Vaisala RS80*, gegenüber Radiometermessungen eine um durchschnittlich 5 % zu trockene Atmosphäre liefert. Dabei wurde davon ausgegangen, dass die Radiometermessungen die Wahrheit liefern. In dieser Versuchsreihe wurde auch festgestellt, dass gleichzeitige Messungen zweier Radiosonden am gleichen Ballon deutliche Unterschiede zeigen. Turner und seine Kollegen gehen jedoch davon aus, dass es sich zumindest bei letzterer Differenz um Kalibrationsfehler handelt. Die Bestimmung der relativen Variabilität des Wasserdampfprofils sollte also nicht beeinträchtigt sein.

## Wolken

Wolken stellen, neben den direkt fühlbaren Wetterkomponenten (Sonneneinstrahlung, Wind, Niederschlag), den wohl am einfachsten zu beobachtenden Teil des Wettergeschehens dar. Vor Beginn der Messungen stellte die Wolkenbeobachtung zudem die einzige Möglichkeit dar, zumindest kurzfristig Wetterveränderungen vorherzusehen. Um so erstaunlicher ist es, dass Wolken immer noch zu den größten Unsicherheitsfaktoren in Wetter- und Klimamodellen gehören (Bouniol et al., 2010; Siebesma et al., 2004) und dass auch im Zusammenhang einer bevorstehenden Klimaveränderung die Rolle der Wolken und der diversen mit Wolken assoziierten Rückkopplungsprozesse noch immer nicht genau beziffert werden kann (Foster et al., 2007; Stephens, 2005).

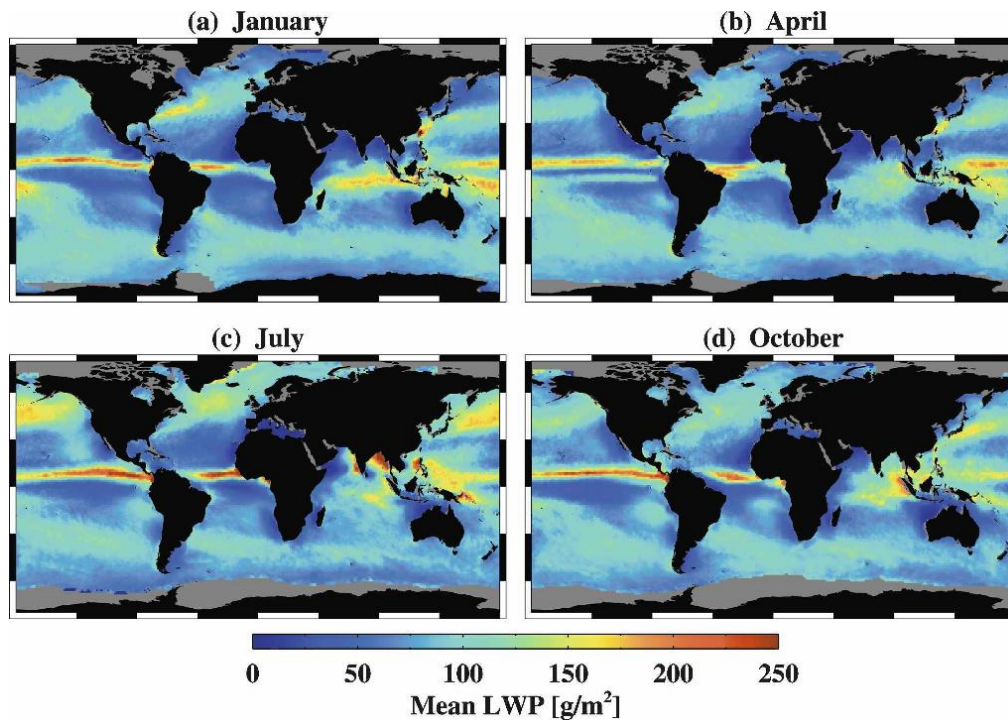


Abbildung 1.2.: Mittlerer Flüssigwasserpfad über die Jahre 1988–2005 für (a) Januar, (b) April, (c) Juli und (d) Oktober (O’Dell et al., 2008)

O’Dell et al. (2008) haben aus Satellitendaten ein Monatsmittel des Flüssigwasserpfades für die Jahre 1988–2005 (Abb. 1.2) erstellt und ihre Ergebnisse mit den früheren Arbeiten anderer Kollegen verglichen (Abb. 1.3). Die große Schwankungsbreite zeigt deutlich, wie ausgeprägt die Unsicherheiten in diesem Bereich noch heute sind.

Auf Satellitendaten basierende Klimatologien zeigen auch, dass ständig ca. 70 % der Erdoberfläche bewölkt sind (Stubenrauch et al., 2010) und dass ungefähr die Hälfte der planetaren Albedo von ca. 0,3 durch die Reflexion im solaren Spektralbereich an der Wolkenoberkante verursacht wird (Zhang, 2004). Darüber hinaus absorbieren Wolken die thermische Ausstrahlung der Erdoberfläche, emittieren aber, besonders im Falle hochreichender Bewölkung, mit der wesentlich tieferen Oberkantentemperatur. Während der Wolkenstrahlungseffekt (CRE)<sup>1</sup> im kurzwelligen Spektralbereich also für eine Abkühlung sorgt, tragen Wolken im langwelligen Spektralbereich ganz entscheidend zum natürlichen Treibhauseffekt bei. Obwohl sich beide Komponenten nahezu aufheben, kann man den Wolkenstrahlungseffekt nicht vernachlässigen. Zum einen tritt der kühlende Effekt am Oberrand der Atmosphäre auf, während die Erwärmung in Bodennähe stattfindet - es ändert sich also der vertikale Temperaturgradient, zum anderen ist es leicht nachvollziehbar,

<sup>1</sup>CRE: cloud radiative effect Der Wolkenstrahlungseffekt beziffert den Einfluss der Wolken auf die Strahlungsbilanz zwischen Erdboden und Oberrand der Atmosphäre.

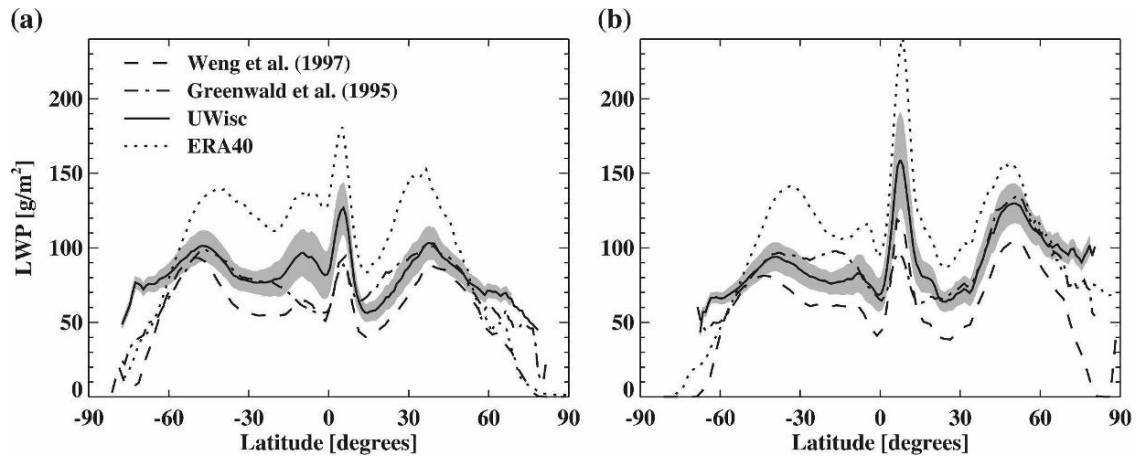


Abbildung 1.3.: Vergleich verschiedener LWP-Datensätze auf der Basis von Beobachtungen (Weng, Greenwald, UWisc) und Reanalysen (ERA40) für (a) DJF und (b) JJA nach O'Dell et al. (2008)

dass schon kleine Störungen dieses Gleichgewichts, über Rückkopplungsprozesse verstärkt, zu entscheidenden Klimaänderungen führen können. Moderne Klimamodelle zeigen einen Anstieg der globalen Mitteltemperatur um  $0,5\text{ K}$  bis  $0,8\text{ K}$  pro  $1\text{ W/m}^2$  CRE (Ramanathan et al., 2001). Dies entspräche einer Verschiebung der Wolkenstrahlungseffekte um weniger als einen Prozentpunkt.

Bony und Dufresne (2005) haben festgestellt, dass die größten Unsicherheiten in der Vorhersage der Reaktion auf eine sich ändernde Bodentemperatur, bei der maritimen Grenzschichtbewölkung der Subtropen zu finden ist. Diese Unsicherheit wurde nicht nur als Differenz der verwendeten Modelle untereinander identifiziert, sondern auch im Vergleich der Simulationsergebnisse dieser Modelle für das 20. Jahrhundert mit Analysedaten. Bony und Dufresne schlussfolgern hieraus, dass physikalische Prozesse in Grenzschichtbewölkung und hier speziell bei der maritimen Ausprägung schlecht oder gar nicht in den Modellen repräsentiert sind. Das ist um so gravierender, als dass der Klimawandel, laut aktuellem Konsens, gerade am Boden und in der Grenzschicht weitreichende Auswirkungen haben soll.

Neben dem Einfluss auf die Strahlungsbilanz sind Wolken auch wesentlich am Energie- und Materietransport in der Atmosphäre beteiligt. Gerade im Zusammenhang mit der großskaligen Zirkulation werden in den Tropen große Mengen an Energie durch Kondensationsprozesse gebunden, als Wolkenwasser transportiert und durch Niederschlag oder Verdunstung in den Subtropen wieder freigesetzt.



## 1.2. Fernerkundung des atmosphärischen Wassergehaltes

Der Grund für die große Unsicherheit bei der Beurteilung des Wolkeneinflusses ist die Tatsache, dass sich der Wolkenwassergehalt herkömmlichen Messverfahren nahezu gänzlich entzieht. Allen In-situ-Verfahren stellt sich das Problem, dass das zu beprobende Volumen zu groß ist, um ein Ergebnis zu erhalten, das nicht durch räumliche oder zeitliche Variabilität stark beeinflusst ist. Dem gegenüber stehen die Fernerkundungsverfahren, die aber aufgrund der fehlenden Referenzmessungen nur mit großen Einschränkungen zu validieren sind. Schon in den 1960er Jahren wurden erste Versuche unternommen, den Wassergehalt mit Hilfe der passiven Mikrowellenradiometrie zu bestimmen. Staelin (1966) hat nachgewiesen, dass Beobachtungen der Strahlungsflussdichte im Bereich der Wasserdampfabsorption bei 22 GHz (1,36 cm) Rückschlüsse auf den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zulassen. Bald danach (1969) wurden erste Satelliten mit Radiometern ausgerüstet (Basharinov et al., 1971) und seither werden Wolken global und mit hoher zeitlicher Auflösung vermessen.

Die abwärts gerichtete Fernerkundung muss dabei das atmosphärische Signal von der warmen Erdoberfläche unterscheiden. Die Emissivität einer ruhigen Wasseroberfläche ist, im Gegensatz zur Landoberfläche, homogen und vergleichsweise niedrig. Unter Beachtung der Meeresoberflächentemperatur und des Oberflächenwindes (Wellen, Schaumbildung) ist die Unterscheidung mit genügender Genauigkeit möglich (Chang und Wilheit, 1979). Die räumlich hohen Schwankung der Emissivität und die zeitlichen Veränderungen der Temperatur der Landoberfläche machen die Fernerkundung atmosphärischer Parameter über Land nahezu unmöglich. Neuere Verfahren nutzen die Messung der polarisierten Anteile der Strahlung, um zwischen Signalen der Landoberfläche und Signalen aus der Atmosphäre zu unterscheiden (Deeter, 2007). Diese Information liefern aber nur neueste Radiometer (z.B. AMSR-E auf dem NASA Aqua-Satellit<sup>2</sup>).

Des Weiteren sind die typischen räumlichen Auflösungen, bedingt durch die Wellenlängen im Mikrowellenbereich, zu gering (die einzelnen Pixelflächen zu groß), um auch durchbrochene Bewölkung ohne räumliches Mittel zu erfassen. Der dadurch entstehende systematische Fehler (*eng.*: *beam filling effect*) resultiert aus der Tatsache, dass das arithmetische Mittel einer linearen Interpolation entspricht. Parameterpaare, wie die gemessenen Strahldichten und die daraus abgeleiteten atmosphärischen Parameter sind aber nichtlinear miteinander verknüpft. Der Flüssigwassergehalt, der aus den über den Sichtbereich des Satelliten gemittelten Heligkeitstemperaturen resultiert, entspricht eben nicht dem, über dieselbe Fläche gemittelten, tatsächlichen Flüssigwasserpfad. Von Bremen (2001) hat die Zusammenhänge untersucht und klargestellt, dass der „beam filling“-Fehler zwar korri-

---

<sup>2</sup>AMSR-E: Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System

giert werden kann, wenn die Wolkeninhomogenitäten hinreichend genau bekannt sind, dass dabei aber nicht das Wissen um die rein räumliche Wolkenverteilung ausreicht, die aus Messungen im Infrarotbereich abgeleitet werden kann. Vielmehr muss auch die Inhomogenität des zu bestimmenden Parameters selbst bekannt sein und dies erfordert Messungen mit höherer Auflösung.

Die bodengebundene Radiometrie ist also trotz wesentlich geringerer räumlicher und zeitlicher Abdeckung weiterhin notwendig, um ebendiese höhere Auflösung zu bieten und darüber hinaus zur Validation der Satellitendaten zu dienen. Beide Fernerkundungsrichtungen sind daher nicht als alternative, sondern als sich ergänzende Verfahren anzusehen.

### 1.3. Messungen auf See

Um aus den durch das Radiometer gemessenen Strahldichten auf atmosphärische Parameter zu schließen, sind Verfahren notwendig, die die Strahlungstransportrechnung umkehren. Bei diesen Inversionsverfahren (*eng: retrieval*) unterscheidet man zwischen statistischen und physikalischen Retrievals (siehe Abschnitt 2.2). Die physikalischen Verfahren nutzen die physikalischen Zusammenhänge zwischen optischer Dicke und der Dichte z.B. des Wasserdampfes und erfordern daher zusätzliche Informationen (z.B. die atmosphärische Schichtmitteltemperatur), um entsprechende Gleichungen zu lösen, während statistische Retrieval die aktuellen Messungen über Regressionen mit berechneten Ausstrahlungen bekannter Atmosphärenzustände, so genannter Trainingsdaten, vergleichen. Für eine hohe Genauigkeit des statistischen Retrievals ist eine Einschränkung der möglichen Zustände notwendig. Deshalb wurden bis dato bodengebundene Mikrowellenradiometer überwiegend ortsfest bzw. auf räumlich begrenzten Expeditionen (meist schiffsgestützt) eingesetzt. Um die Retrievalgüte weiter zu steigern, wurden die möglichen Atmosphärenzustände auf den Wertebereich langjähriger Messungen am Einsatzort eingegrenzt, wie sie beispielsweise an Radiosondenstationen zur Verfügung stehen. Ein Problemfeld in der Retrievalnutzung ist daher ihre räumlich begrenzte Einsetzbarkeit (Wassmann, 2008), und, in Bezug auf die Nutzung von Radiosondendaten, das Fehlen von ausreichenden Trainingsdatensätzen über See.

Grundlage dieser Arbeit ist daher der schiffsgestützte Einsatz der Mikrowellenfernerkundung von Wasserdampf und Flüssigwasser während der Expeditionen im Rahmen des Projekts „OCEANET“, wie sie schon in Wassmann (2008) und Zoll (2008) beschrieben wurde. Zwischen den Expeditionen des Forschungsschiffes *Polarstern* in den polaren Regionen der jeweiligen Sommerhalbkugel finden, meist zweimal im Jahr, Überführungsfahrten statt. Diese Fahrten führen dann, abgesehen eben von den Polarregionen, durch alle Klimazonen der Erde und ermöglichen so einen meridionalen Schnitt durch die Atmosphäre. In Verbindung mit der häufigen Wiederholung dieser Expeditionen bietet sich hier eine einmalige Gelegenheit, Was-

serdampf und Flüssigwasser in der Atmosphäre zu beobachten und die entsprechenden Messverfahren zu verbessern. Besonderes Augenmerk liegt hier auf der Möglichkeit global gültige Retrieval zu entwickeln, bzw. zumindest den geografischen Gültigkeitsbereich der Retrieval zu erweitern.

## Das Projekt OCEANET

Während des von der Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz (WGL) aus Mitteln des Pakts für Forschung und Innovation im Rahmen des SAW-Exzellenzwettbewerbs geförderten Projekts OCEANET wurde durch die beteiligten Institute<sup>3</sup> eine Messplattform entwickelt, die den Stoff- und Energieaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre erfassen soll. Zum großen Teil in einen Laborcontainer integriert, sollte der Betrieb der atmosphärischen Messungen weitgehend schiffsunabhängig und nahezu unbeaufsichtigt ablaufen, da es eines der technischen Ziele des Projektes ist, die entwickelte Messplattform auch auf Handelsschiffen einzusetzen.

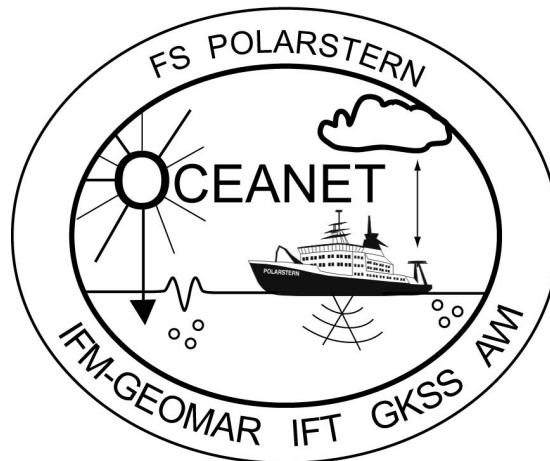


Abbildung 1.4.: Projektlogo von OCEANET

Während des Förderungszeitraums von 2008–2010 wurden fünf Fahrtabschnitte<sup>4</sup> des Forschungsschiffes *Polarstern* begleitet. Um die Datenbasis zu erweitern, werden zusätzlich Ergebnisse verwendet, die auf früheren Forschungsfahrten bzw. aus der Weiterführung des Projekts durch das Leibniz-Institut für Troposphärenforschung gewonnen wurden. Die Beschreibung der einzelnen Expeditionen folgt in Kapitel 3.

<sup>3</sup>GEOMAR | Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung (früher Leibniz-Institut für Meeresforschung IFM-GEOMAR)

Leibniz-Institut für Troposphärenforschung (IFT)

Helmholtz-Zentrum Geesthacht (HZG)

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI)

<sup>4</sup>in diesem Fall: meridionale Atlantikquerungen

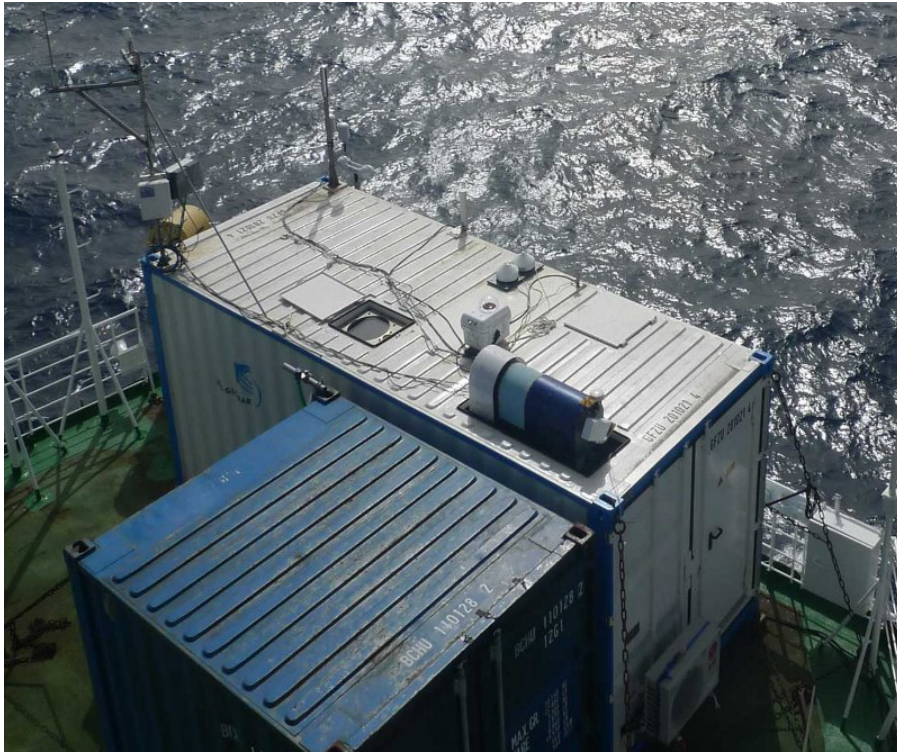


Abbildung 1.5.: Der OCEANET-Laborcontainer (rechts) auf dem Peildeck des FS Polarstern

Neben dem Mikrowellenradiometer sind im Laborcontainer noch verbaut:

- Standardmeteorologische Messgeräte zur Bestimmung von Lufttemperatur, -feuchte und -druck, Windrichtung und -geschwindigkeit, Globalstrahlung und Gegenstrahlung,
- eine Vollhimmelskamera nach Kalisch und Macke (2008) zur automatischen Berechnung des Wolkenbedeckungsgrades sowie der kontinuierlichen Archivierung des Himmels- und Wolkenzustands sowie
- ein Raman-Lidar PollyXT nach Althausen et al. (2009) zur Bestimmung von Vertikalprofilen des Extinktionskoeffizienten und der mikrophysikalischen Aeorosoleigenschaften.

Des weiteren werden im Rahmen des Projekt außerhalb des Containers eingesetzt:

- ein Ultraschallanemometer zur hochfrequenten Bestimmung der Turbulenz,
- ein M-100 und ein LiCor zur hochfrequenten Messung von Wasserdampf- und CO<sub>2</sub>-Gehalt der Luft sowie
- eine FerryBox des HZG zur Unterwegsmessung der biologischen und chemischen Eigenschaften des Oberflächenwassers (Temperatur, Salzgehalt, Lichtabsorption, Chlorophyllfluoreszenz, Sauerstoffgehalt, pH-Wert).

Mit den genannten Geräten ist es erstmals möglich alle austauschrelevanten Parameter zeitgleich und kontinuierlich zu erfassen. Hierbei übernimmt die Mikrowellenradiometrie die Beschreibung der horizontalen Feuchte- und Flüssigwasserverteilung in der Atmosphäre, denn diese beeinflusst nicht nur entscheidend den Strahlungstransport, also den Energieaustausch, sondern ist auch, durch Verdunstung, Kondensation und Niederschlag, das direkte Resultat von Stoffaustausch mit dem Ozean.



## 2. Grundlagen der Mikrowellenradiometrie

Das Grundkonzept der Fernerkundung ist die Wechselwirkung zwischen elektromagnetischer Strahlung und Materie. Hierbei kann die Strahlung durch die Änderung der Anregungszustände von Atomen und Molekülen emittiert oder absorbiert oder beim Auftreffen auf Moleküle und Partikel gestreut werden. Durch die Messung der auf die Antenne eines Radiometers auftreffenden spektralen Strahldichte kann man also Rückschlüsse auf die Zusammensetzung der Materie in Blickrichtung der Radiometerantenne ziehen.

### 2.1. Strahlungstransport

Bei Absorption und Emission wird Strahlungsenergie in Wärme umgewandelt bzw. umgekehrt. Gemittelt über alle Richtungen und unter der Voraussetzung, das sich der Körper im thermischen Gleichgewicht mit seiner Umgebung befindet, sind Emission und Absorption gleich groß und Abhängig von der betrachteten Frequenz der elektromagnetischen Strahlung.

Die lineare Zusammenfassung aller Absorptionslinien eines Stoffes und Normierung auf die Einheitsmasse führt zum Absorptionskoeffizienten  $\tilde{\kappa}_a$ . Vergleiche zwischen Labormessungen und theoretisch berechneten Werten zeigen Differenzen, deren Herkunft kontrovers diskutiert wird. Neben den Fehlern, die sich durch die Addition der (in den vom Zentrum entfernten Flügelbereichen) ungenauen Profilnäherungen aufsummieren und in den Fensterregionen des Spektrums schon rein rechnerisch signifikant werden, ist auch die Absorption durch Polymere, vor allem des Wasserdampfes, Gegenstand aktueller Forschung. Die Verkettung der Moleküle des Wasserdampfes liefert zusätzliche Resonanzfrequenzen, hauptsächlich im solaren Spektralbereich, deren Flügelabsorption jedoch auch wieder in den Fensterbereichen der Mikrowellenregion zu Abweichungen zwischen Theorie und Messung führen könnten. Theoretische Überlegungen dazu zeigten schon bei Liebe und Layton (1987) gute Übereinstimmung mit den Abweichungen.

Bei der Streuung findet keine Energieumwandlung statt. Vielmehr wird hier die Ausbreitungsrichtung der Strahlung geändert, wodurch es zu einer Abschwächung der Strahlungsenergie in der ursprünglichen Ausbreitungsrichtung kommt. Jedoch

kann Streuung auch als Strahlungsquelle verstanden werden, dann nämlich, wenn Strahlung in die Ausbreitungsrichtung hinein gestreut wird.

Richtung und Stärke (Häufigkeit) der Streuprozesse sind abhängig vom Streupartikelradius  $r$  des streuenden Mediums und der betrachteten Wellenlänge  $\lambda$  der Strahlung. Für sphärische Streupartikel hat Mie (1908) eine exakte Streutheorie formuliert. Als Unterscheidungsmerkmal zwischen den anwendbaren Streuregionen ist der Größenparameter  $\alpha_s$  definiert:

$$\alpha_s = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.1)$$

Bei der Fernerkundung im Mikrowellenbereich mit typischen Wellenlängen um 1 cm und Wasserdampf und Wolkentröpfchen ist  $r \ll \lambda$  und statt der komplexen Mie-Theorie kann die Rayleigh-Approximation angewandt werden.

Die Koeffizienten der Absorption und der Streuung können zum so genannten Extinktionskoeffizienten  $\tilde{\kappa}_e$  zusammengefasst werden. Somit erhalten wir mehrere Terme, die die Änderung der spektralen Strahldichte  $dL_\lambda$  entlang der Wegstrecke  $ds$  durch die Atmosphäre beschreiben und die zusammen die Strahlungstransportgleichung ergeben:

$$dL_\lambda = -\tilde{\kappa}_{e\lambda}L_\lambda + \tilde{\kappa}_{a\lambda}B_\lambda(T) + \tilde{\kappa}_{s\lambda}\tilde{J}_\lambda(\Theta, \phi) ds, \quad (2.2)$$

wobei

$$\begin{aligned} -\tilde{\kappa}_{e\lambda}L_\lambda &= \text{Einstrahlung, abgeschwächt durch Absorption und Streuung,} \\ B_\lambda(T) &= \text{Quellterm der thermischen Ausstrahlung nach Planck (spektral),} \\ \tilde{J}_\lambda(\Theta, \phi) &= \text{Quellterm der eingestreuten Streustrahlung in Abh. von} \\ &\quad \text{Zenitwinkel } \Theta \text{ und Azimutwinkel } \phi. \end{aligned}$$

Der Quellterm der eingestreuten Streustrahlung berechnet sich nach

$$\tilde{J}(\Theta, \phi) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{4\pi} J(\Theta', \phi') P(\Theta', \Theta, \phi', \phi) d\Omega', \quad (2.3)$$

mit

$$\begin{aligned} \Theta', \phi' &= \text{Zenit- und Azimutwinkel der einfallenden Strahlung und,} \\ \Theta, \phi &= \text{Zenit- und Azimutwinkel der betrachteten Ausbreitungsrichtung.} \end{aligned}$$

In der Mikrowellenfernerkundung kann die Strahldichte  $L$  durch eine äquivalente Strahlungstemperatur  $T_B$  (*eng.: brightness temperature*) ausgedrückt werden. Es ist diejenige Temperatur, die ein Schwarzkörper annehmen müsste, um an seiner Oberfläche eine entsprechende Strahldichte zu emittieren. Der Zusammenhang zwischen emittierter Strahldichte und thermodynamischer Temperatur eines Schwarzkörpers wurde von Max Planck im Jahre 1900 beschrieben durch

$$B(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{k_b T}\right) - 1}, \quad (2.4)$$



wobei  $k_B$  die Boltzmann-Konstante ist. Im Bereich der Mikrowellen gilt  $h\nu/k_B T \ll 1$  und damit, mit genügender Genauigkeit<sup>1</sup>, die Rayleigh-Jeans-Approximation

$$B(T) = \frac{2k_B T \nu^2}{c^2}. \quad (2.5)$$

Die lineare Beziehung zwischen Strahldichte und äquivalenter Strahlungstemperatur lautet also:

$$T_B = \frac{c^2}{2k_B \nu^2} L \quad (2.6)$$

Um spätere Probleme beim Auftreten zusätzlicher Indices zu vermeiden, wird im Folgenden die Abkürzung  $T_B$  für die Helligkeitstemperaturen  $T_B$  verwendet.

## Wichtungsfunktionen

In einer planparallelen, nicht streuenden Atmosphäre kann, mit der Definition der optischen Dicke  $\tau$  als Integral über den Massenabsorptionskoeffizienten vom Boden bis in die Höhe  $z$

$$\tau_\nu(z) = \int_0^z \kappa_a(z') dz' \quad (2.7)$$

und bei Benutzung der äquivalenten Strahlungstemperatur, der Anteil der atmosphärischen Strahlung am Radiometersignal geschrieben werden als

$$T_A(\nu) = \int_0^\infty \kappa_a(\nu) T(z) e^{-\tau(\nu,z)} dz. \quad (2.8)$$

Man erkennt also, dass sich die Anteile an der gemessenen Helligkeitstemperatur aus dem Dichte-<sup>2</sup> und dem Temperaturprofil der Atmosphäre ergeben. Gleichung 2.8 lässt sich auch schreiben als

$$T_A(\nu) = \int_0^\infty W(\nu, z) T(z) dz, \quad (2.9)$$

wobei dann die Wichtungsfunktion definiert ist als

$$W(\nu, z) = \kappa_a(\nu, z) e^{-\tau(\nu,z)}, \quad (2.10)$$

also die Emission der einzelnen Schicht, verringert durch die integrierte Absorption der Atmosphäre zwischen dem Radiometer und der betrachteten Schicht.

Aufgrund der oben beschriebenen Zusammenhänge der atmosphärischen Schichtung können für die Satellitenfernerkundung Frequenzen mit Wichtungsfunktionen gewählt werden, deren Maxima sich in gut über die Atmosphäre verteilten Höhen befinden (Abb. 2.1). Bei der bodengebundenen Fernerkundung liegen die wärmsten und dichtesten Schichten direkt über dem Radiometer und liefern damit zugleich auch den stärksten Beitrag zur gemessenen Strahlungstemperatur. Abbildung 2.2a

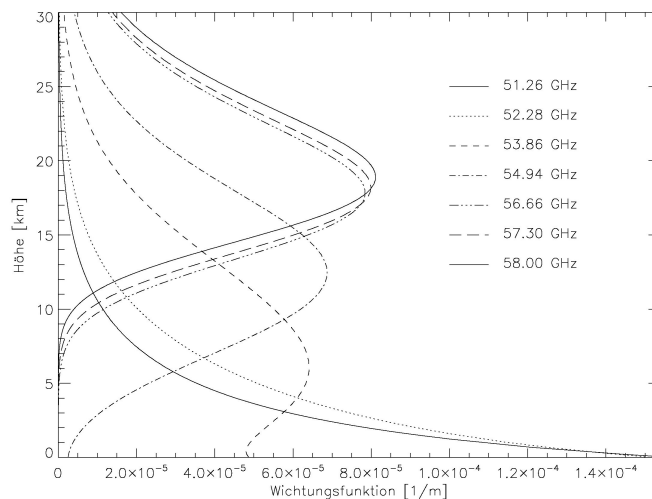


Abbildung 2.1.: Wichtungsfunktionen der Temperaturkanäle bei Beobachtung aus dem Weltraum

zeigt, dass die Wichtungsfunktionen bei allen Frequenzen ihr Maximum am Boden haben.

Jedoch gilt auch hier, dass mit wachsendem Abstand zur Resonanzfrequenz der Informationsanteil von höheren Atmosphärenschichten wächst. Betrachtet man also in diesem Fall die Differenzen zwischen benachbarten Fernerkundungsfrequenzen, so erhält man wieder Informationsmaxima in verschiedenen Höhen, wie in Abbildung 2.2b zu sehen.

## Absorption durch Wasserdampf

Die verschiedenen Rotationszustände des polaren  $H_2O$ -Moleküls verursachen die Absorptionslinien zwischen  $20 THz$  und  $200 THz$ . Im Mikrowellenbereich, genauer im Bereich zwischen  $20 GHz$  und  $60 GHz$ , der in dieser Arbeit betrachtet wird, liegt nur eine Resonanzfrequenz bei  $22,235 GHz$  (Abb. 2.3). Sowohl die Gesamtmenge an Wasserdampf in der Atmosphäre über dem Radiometer, als auch die Wasserdampfschichtung haben Einfluss auf die Stärke und Verteilung der Absorption um die Resonanzfrequenz.

Simmer (1994) hat in Sensitivitätsstudien mit diversen Wasserdampfverteilungen untersucht, welche Auswirkungen diese auf die Fernerkundungsergebnisse von Satelliten haben. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass eine Erhöhung der Wasserdampfkonzentration, unter Beibehaltung der relativen Verteilung, zu einem An-

<sup>1</sup>Stogryn (1975) hat mathematisch gezeigt, dass die Abweichung aufgrund der Nichtlinearität der Planck-Kurve ungefähr  $0,3 K$  beträgt (bei  $60 GHz$ , der höchsten hier betrachteten Frequenz)

<sup>2</sup>Das Dichteprofil ist über  $\kappa_a = \rho \tilde{\kappa}_a$  mit dem Massenabsorptionskoeffizienten verknüpft

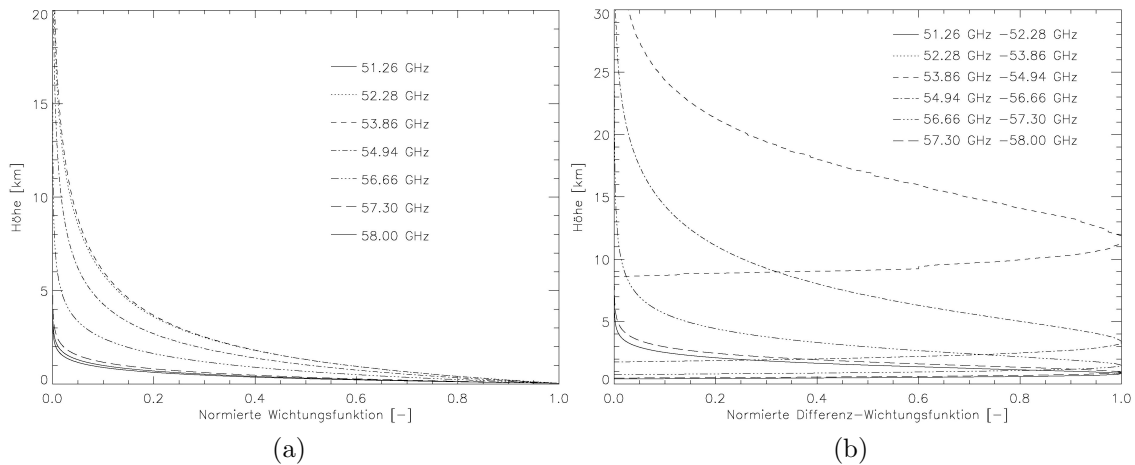


Abbildung 2.2.: Wichtungsfunktionen der Temperaturkanäle bei Beobachtung vom Boden in (a) normierter Form und (b) als normierte Differenzfunktion

stieg der gemessenen Helligkeitstemperaturen führt, da der Absorptionskoeffizient mit der Dichte des Absorbers steigt. Jedoch nimmt auch der Anteil der transmittierten, von den unteren, wärmeren Schichten stammenden Strahlung ab. Bei hohem Sättigungsgrad führt das zu einer Reduzierung der am Oberrand der Atmosphäre gemessenen Helligkeitstemperaturen, da ein Großteil des Signals von den hohen, kalten Schichten stammt.

Bei der Beobachtung vom Boden aus sind (wie schon durch die Wichtungsfunktion in Kapitel 2.1 ausgedrückt) immer die wärmsten, dichtesten Schichten in nächster Nähe zum Radiometer. Eine steigende Wasserdampfdichte führt daher immer zu steigenden Helligkeitstemperaturen (Abb. 2.4).

Auch die Wasserdampfschichtung hat, unter anderem wegen der Druckabhängigkeit des Massenabsorptionskoeffizienten, einen Einfluss auf den Verlauf der Helligkeitstemperaturen entlang der Flanken der Absorptionslinie. Wie Simmer (1994) zeigt, lässt sich die Massenverschiebung jedoch von der reinen Massenänderung unterscheiden und daher ist es möglich, auch bei stark variablen Profilen den integrierten Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zu bestimmen.

## Absorption durch Sauerstoff

Um das atmosphärische Temperaturprofil zu bestimmen, bietet sich die Beobachtung der Frequenzen um  $60\text{ GHz}$  an. In diesem Bereich wird die Gesamtabsorption durch diverse Resonanzfrequenzen des Sauerstoffs dominiert, wie in Abbildung 2.3 zu sehen ist. Da dessen Emissionseffizienz nahezu konstant bei Änderungen der Temperatur ist, ist der Massenabsorptionskoeffizient des Sauerstoff stark abhängig

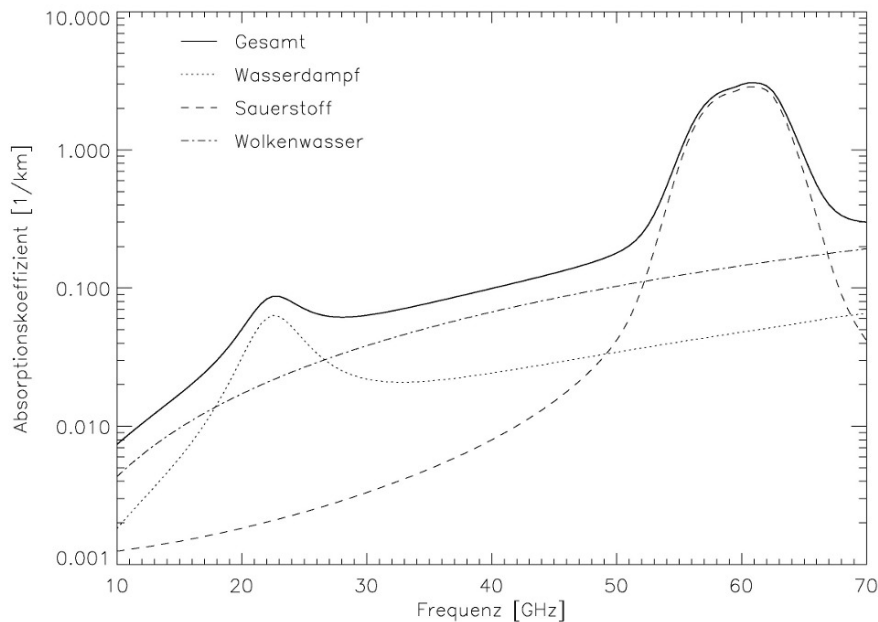


Abbildung 2.3.: Relevante Absorptionskoeffizienten einer Atmosphärenschicht mit  $T = 296 \text{ K}$ ,  $p = 860 \text{ hPa}$ ,  $RH = 50\%$  und einem Flüssigwassergehalt von  $0,38 \text{ g/m}^3$  im Mikrowellenbereich

vom Sauerstoffpartialdruck. Durch starke Durchmischungsprozesse in der unteren Atmosphäre hat Sauerstoff ein zeit- und räumlich nahezu konstantes Mischungsverhältnis und damit ist der Massenabsorptionskoeffizient direkt mit dem Luftdruck verknüpft. Da die Stärke der Emission durch Gase nach Planck von der physikalischen Temperatur derselben abhängig ist, kann das Temperaturprofil gut aus den Helligkeitstemperaturen im Bereich der Sauerstoffabsorption abgeleitet werden (Westwater und Snider, 1975).

## Extinktion durch Wolkenwasser

Die Extinktion elektromagnetischer Strahlung durch Wolken- und Regentropfen kann nicht mehr durch die Betrachtung einzelner Absorptionslinien oder -komplexe bestimmt werden. Vielmehr sind hier die dielektrischen Eigenschaften und Form bzw. Volumen des streuenden Mediums von Bedeutung. Unter der Annahme, dass die Hydrometeore zufällig im Volumen verteilt sind und damit inkohärente Streufelder erzeugen, und, dass sie außerdem nicht dicht genug stehen, um sich gegenseitig abzuschatten, kann die Volumenextinktion als einfache Summe der Extinktionen der einzelnen Hydrometeore berechnet werden. Außerdem kann im hier betrachteten Frequenzbereich und bei Ausschluss von Regentropfen mit genügender Genauigkeit die Rayleigh-Approximation der Extinktionsrechnung nach Mie (1908) angewandt werden. Die theoretischen Grundlagen sind z.B. in Ulaby et al. (1981) beschrieben.

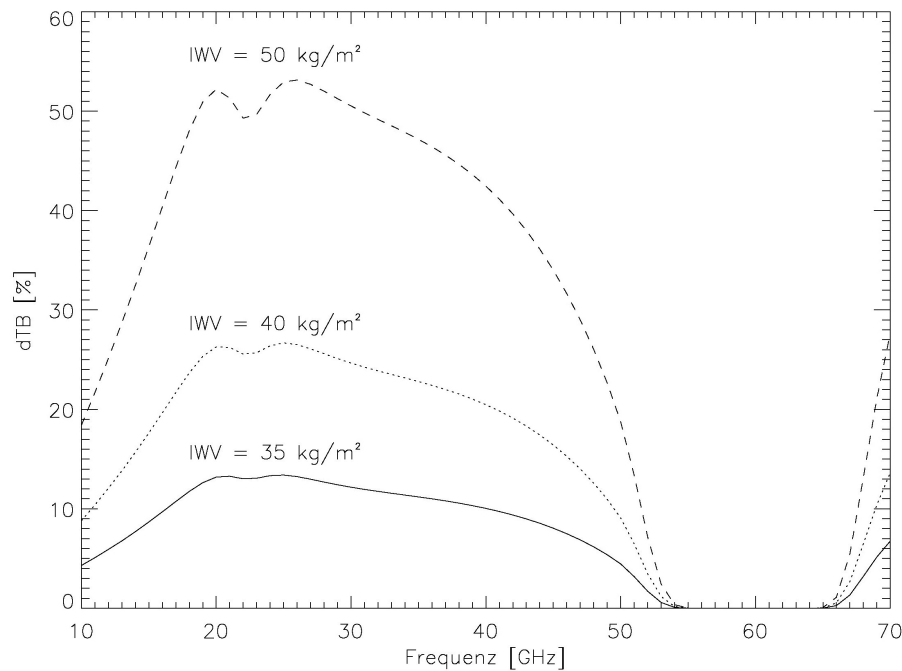


Abbildung 2.4.: Relative Änderung der Helligkeitstemperaturen bei Änderung der Gesamtwasserdampfmenge gegenüber einer nicht gezeigten Temperaturverteilung bei  $30 \text{ kg/m}^2$  Wasserdampfmenge

Ein entscheidender Vorteil bei der Betrachtung der Atmosphäre im Mikrowellenbereich ist, dass die Extinktion durch Wolken nicht dominant ist gegenüber der anderen Atmosphärenbestandteile. Das ist in Abbildung 2.3 daran zu erkennen, dass die Gesamtabsorption bei  $22 \text{ GHz}$  und  $60 \text{ GHz}$  durch Wasserdampf, respektive Sauerstoff, dominiert wird. Während z.B. die bodengebundene Aersolferkundung im optischen Bereich nur bis zur Unterkante einer eventuell vorhandenen Wolkendecke möglich ist, kann im Mikrowellenbereich der Wasserdampfgehalt der ganzen Atmosphäre auch unter bewölkten Bedingungen bestimmt werden.

Die Absorption an Wolkentropfen steigt stetig mit der Frequenz. Daher kann der Anteil an Wolkenwasser aus der Messung von Helligkeitstemperaturen in den Fensterbereichen zwischen den Maxima der Gasabsorption bzw. an den Flanken der Resonanzfrequenzen bestimmt werden. Die negative Temperaturabhängigkeit der Emissionseffizienz von Wasser wirkt dabei der geringeren thermischen Emission von Wolken in größeren Höhen und damit geringeren Temperaturen entgegen. Die Helligkeitstemperatur einer Wolke ist damit nur vom Flüssigwasserpfad, also der enthaltenen Menge an flüssigem Wasser, abhängig.

Im Gegensatz zur Absorption erreicht die Streuung in dem betrachteten Bereich von Frequenzen nur dann signifikante Werte, wenn der Tröpfchenradius sich dem von Regentropfen nähert. Die Beeinflussung der gemessenen Helligkeitstemperaturen durch Streuung erhöht die Mehrdeutigkeit bei der Umkehrung des Strahlungs-

transportproblems weiter (siehe Kap. 2.2). Um die Mehrdeutigkeiten so gering wie möglich zu halten, werden also Atmosphärenzustände, in denen Streuung in entscheidendem Maße auftreten kann, aus dem Messzeitraum herausgefiltert. Da auch innerhalb einer Wolke Niederschlag auftreten kann, der beim Ausfallen aus der Wolke wieder verdunstet, müssen neben den Zeiten mit Niederschlag am Boden auch solche herausgefiltert werden, in denen der gemessene Flüssigwasserpfad über  $1000 \text{ g/m}^2$  beträgt.

### Das Strahlungstransportmodell MWMod

Das **MikroWellen-Modell** MWMod wurde von Simmer (1994) entwickelt, um den Strahlungstransport durch eine vertikal inhomogene Atmosphäre im Frequenzbereich zwischen  $1 \text{ GHz}$  und  $1 \text{ THz}$  zu berechnen. Das Modell ist sehr variabel konfigurierbar und eignet sich daher sowohl für den operationellen Einsatz bei der Berechnung von Helligkeitstemperaturen real gemessener Atmosphärenprofile, als auch für die wissenschaftliche Untersuchung des Strahlungstransportes durch die künstliche Variation einzelner Parameter ansonsten unveränderter Atmosphärenzustände.

Da das Modell im Rahmen der Satellitenfernerkundung entstanden ist, berücksichtigt es nicht nur die extraterrestrische Hintergrundstrahlung, sondern auch die Ausstrahlung und Reflexion an der Erdoberfläche. Diese kann dabei als freie Wasserfläche, als Meereisfläche oder als partiell eisbedeckte Wasserfläche definiert werden. Da in dieser Arbeit nur die abwärts gerichtete Ausstrahlung der Atmosphäre interessiert, wird darauf jedoch nicht weiter eingegangen. Um eventuell auftretende Beeinflussung der untersten Modellschicht durch die Bodenemissionen bzw. -reflexionen zu berücksichtigen, wurde die Meeresoberflächentemperatur auf den Wert der Bodentemperatur gesetzt und ein mittlerer Wind von  $8 \text{ m/s}$  angenommen.

Zunächst wird aus den Eingabedaten eine Atmosphäre erzeugt. Im Rahmen dieser Arbeit wurden dazu Profile von Luftdruck, Temperatur und spezifischer Feuchte bereitgestellt<sup>3</sup>. Diese werden im Hinblick auf mögliche Wolkenbildung untersucht. Dazu werden nach Karstens et al. (1994) Schichten mit mehr als 95% relativer Feuchte als bewölkt markiert. Bei zusammenhängenden Wolken Schichten wird dann ein modifiziert-adiabatisches Feuchteprofil erstellt, das dem maximal möglichen Wassergehalt, reduziert um Effekte wie Einmischung trockener Luft bzw. Ausregnung, entspricht. Dieses Verfahren wird auch benutzt, um Bewölkung aus Radiosondenprofilen zu gewinnen.

Sind alle atmosphärischen Parameter vollständig, werden die Interaktionsparameter, also die Koeffizienten für Absorption und Streuung durch Wasserdampf, Sauerstoff und Wolkenwasser berechnet. Sollte dabei die optische Dicke einer Schicht

---

<sup>3</sup>Die Herkunft der Profildaten wird in Kapitel 4 näher erläutert

einen bestimmten Schwellwert überschreiten, so fügt das Modell selbstständig eine Zwischenschicht ein und interpoliert die atmosphärischen Parameter nach den physikalischen Regeln.

Die eigentliche Strahlungstransportrechnung, also die Lösung der Strahlungstransportgleichung, ist ein iterativer Prozess, bei dem die Streuung nach der Methode der sukzessiven Streuordnung (*eng.: successive order of scattering (SOS)*) berechnet wird (z.B. Goody und Yung (1989), Seite 354 ff.). Die SOS-Methode nutzt die Definition der Mehrfachstreuung als ein Prozess aufeinander folgender Einfachstreuungen. Entsprechend ist das einfach gestreute Strahldichtefeld Eingangsgröße für den nächsten Streuprozess. Diese Reihe wird fortgeführt, bis die gewünschte Anzahl an Streuprozessen berechnet ist, bzw. bis die Änderung des Strahldichtefeldes genügend klein ist. Vorteil der Methode ist die recht einfache numerische Umsetzbarkeit. Demgegenüber steht jedoch ein Problem, das aus der Annahme resultiert, dass die Interaktionsparameter innerhalb einer Schicht konstant sind. Bei höheren optischen Dicken kann das zu Fehlern führen, die wiederum in der nichtlinearen Beziehung zwischen Strahldichteänderung und optischer Dicke begründet sind. Außerdem wächst die Zahl der nötigen Iterationsschritte stark mit wachsendem  $\tau$ . Im Mikrowellenbereich liegen jedoch die typischen optischen Dicken der ganzen Atmosphäre weit unter 1, solange kein Niederschlag im Radiometersichtbereich ist. Die einzelnen Schichten sind daher optisch so dünn, dass wenige Iterationsschritte genügen und die Änderung der Strahldichtefelder meist schon nach den ersten beiden Streuprozessen unterhalb des Schwellwertes liegt.

Zur numerischen Lösung des Strahlungstransportproblems beginnt das Modell am Oberrand der Atmosphäre und berechnet die abwärts gerichtete Strahlung am Unterrand jeder Schicht. Die aus Emission und Reflexion resultierende aufwärts gerichtete Strahlung am Boden dient dann als Startwert für die Berechnung der aufwärts gerichteten Strahlung am Oberrand der Schichten. Das zunächst ohne Beachtung des Streutermis ermittelte Strahldichtefeld dient dann als Startwert für die iterative SOS-Methode. Hierbei werden in der selben Reihenfolge, die abwärts/aufwärts gerichteten Strahlungstemperaturen am Unterrand/Oberrand der einzelnen Schichten berechnet, jedoch diesmal unter Berücksichtigung der Streuung. Dieser letzte Schritt wird mit dem vorherigen Ergebnis als Startwert wiederholt bis die SOS-Iteration erfolgreich beendet ist.

## 2.2. Retrievaltheorie

Im Rahmen der Strahlungstransportrechnung werden die Helligkeitstemperaturen bestimmt, die bei einem gegebenen Atmosphärenzustand gemessen werden würden. Die Umkehrung oder Inversion dieses Prozesses ist die Retrievaltheorie, also die Gewinnung von Informationen über den Zustand der Atmosphäre aus gemessenen Helligkeitstemperaturen. Ein Retrieval beschreibt also eine Funktion  $F(x)$ , die der

gemessenen Kombination von Helligkeitstemperaturen einen atmosphärischen Parameter zuordnet. Im Allgemeinen ist dieses Problem unterbestimmt, so dass eine physikalische Lösungen nur unter Zuhilfenahme von a-priori-Informationen möglich ist. Das am weitesten verbreitete Verfahren ermittelt über eine lineare Regression zwischen bekannten Paaren von Helligkeitstemperaturen und zugehörigen Parametern Retriealkoeffizienten z.B. für den Flüssigwasserpfad, so dass

$$\chi^2 = \sum_k \left[ LW P_k - \left( c_0 + \sum_l c_l TB_{l,k} + \sum_l c_{ql} TB_{l,k}^2 \right) \right]^2 \quad (2.11)$$

minimiert wird (z.B. Löhnert und Crewell (2003)). Hier bezeichnen die Indizes  $k$  und  $l$  die LWP-TB-Kombinationen respektive die verschiedenen Frequenzen und  $cl$  bzw.  $cq$  die gesuchten Koeffizienten für den linearen sowie den quadratischen Term. Letzterer wird eingeführt um bei der linearen Regression auch nichtlineare Zusammenhänge zu berücksichtigen. Ein Vorteil dieser Methode ist die einfache Anwendung während des Messbetriebs. Da der größte Rechenaufwand auf die Strahlungstransportrechnung und die Regression fällt, kann die eigentliche Anwendung des Retrievals, also die Gewinnung von Atmosphärenzuständen, in Echtzeit<sup>4</sup> erfolgen.

Was für stationäre Radiometer ein Vorteil ist, nämlich der Einbau von a-priori-Informationen durch die Einschränkung der Trainingsdaten auf mögliche Werte am Ort der Beobachtung, ist für mobil eingesetzte Geräte nicht möglich. Jedoch ist auch hier die lineare Regression anderen Retrievalmethoden (z.B. mithilfe neuronaler Netze) überlegen, da sie robuster auf Extrapolation reagiert. In engen Grenzen könnten also auch Parameter gewonnen werden, die außerhalb des durch die Trainingsdaten vorgegebenen Wertebereichs liegen. Ein grundlegender Nachteil der linearen Regression in Zusammenhang mit der Ermittlung des Flüssigwasserpfad liegt in der Verteilung desselben begründet. Die Regression ist nicht in der Lage, einen unteren Grenzwert abzubilden, wie ihn der LWP natürlich im unbewölkten Fall zeigt. Über den quadratischen Term wird der dadurch entstehende Fehler zwar reduziert, jedoch ist weiterhin eine vom Retrieval unabhängige Information über das tatsächliche Vorhandensein von Wolken im Sichtfeld des Radiometers nötig.

### 2.3. Das Mikrowellenradiometer

Das Mehrfrequenz-Mikrowellenradiometer RPG-HATPRO<sup>5</sup> (siehe Abb. 2.5a) wurde von der Firma Radiometer Physics in Meckenheim entwickelt. Die Anforderungen an das Gerät wurden im Rahmen des CLIWA-Net Projekts (Crewell et al., 2002)

---

<sup>4</sup>Natürlich ist Nachbearbeitung erforderlich, um die größtmögliche Güte der Ergebnisse zu erhalten.

<sup>5</sup>RPG-HATPRO: **R**adiometer **P**hysics - **H**umidity **A**nd **T**emperature **P**rofiler



Frequenzen für Feuchteprofil, IWV und LWP

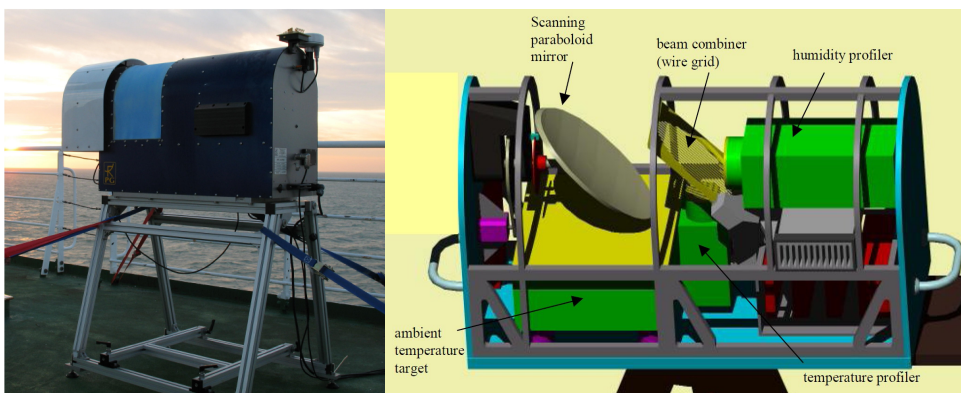
$f_c [GHz]$	22, 24	23, 04	23, 84	25, 44	26, 24	27, 84	31, 40
$b [MHz]$	230	230	230	230	230	230	230

Frequenzen für Temperaturprofil

$f_c [GHz]$	51, 26	52, 28	53, 86	54, 94	56, 66	57, 30	58, 00
$b [MHz]$	230	230	230	230	600	1000	2000

Tabelle 2.1.: Zentrum und Bandbreite der Frequenzen des RPG-HATPRO.

formuliert und verlangten möglichst hohe Genauigkeit und geringen Wartungsaufwand bei gleichzeitig, im Vergleich mit bis dato verfügbaren Geräten, niedrigen Anschaffungskosten. Ziel des Projektes war der Aufbau eines Radiometernetzwerkes, das Echtzeitdaten zur Bewölkung über Europa liefert. Wie der Name andeutet, soll



(a) RPG-HATPRO

(b) Baugruppen des RPG-HATPRO aus Rose und Czekala (2008)

Abbildung 2.5.: Mehrkanal-Mikrowellenradiometer RPG-HATPRO

das Gerät in erster Linie die Feuchteverteilung (Flüssigwasser und Wasserdampf) und das Temperaturprofil ermitteln. Daher sind die 14 zur Verfügung stehenden Frequenzen in zwei Blöcke auf die Flanken der Wasserdampfabsorptionslinie bei 22  $GHz$  und des Sauerstoffabsorptionskomplexes bei 60  $GHz$  aufgeteilt (siehe Tab. 2.1).

Wie in Abbildung 2.5b zu sehen ist, wird das einfallende Atmosphärensignal über einen drehbaren Parabolspiegel auf einen Strahlteiler reflektiert. Dadurch können beide Empfänger parallel arbeiten. In jedem Empfänger wird das Signal über Bandpassfilter in die einzelnen Kanäle aufgeteilt und über separate Empfangsdioden in Antennenspannungen umgewandelt. Diese parallelisierte Bauweise ermöglicht ein minimales Messintervall von einer Sekunde und damit die notwendige zeitliche Auflösung um Flüssigwasserschwankungen innerhalb kleinräumiger Wolkenstrukturen aufzulösen.

Die notwendige Genauigkeit bei der Bestimmung der Helligkeitstemperaturen ( $1 K$ )

wird zum einen durch eine hohe thermische Stabilität der Empfängerkomponenten ( $<0,03\text{ K}$ ) erreicht, zum anderen durch eine regelmäßige Kalibration der Umrechnungskoeffizienten zwischen Antennenspannung und Helligkeitstemperaturen. Vor jeder Expedition wird eine absolute Kalibration auf ein internes Warmziel und flüssigen Stickstoff als externes Kaltziel durchgeführt. Während des Messbetriebes werden die Kalibrationskoeffizienten alle 20 Minuten durch eine absolute Messung des internen Warmziels und alle 5 Minuten durch Zuschalten einer Rauschdiode und Beobachtung der resultierenden Spannungsschwankung korrigiert.

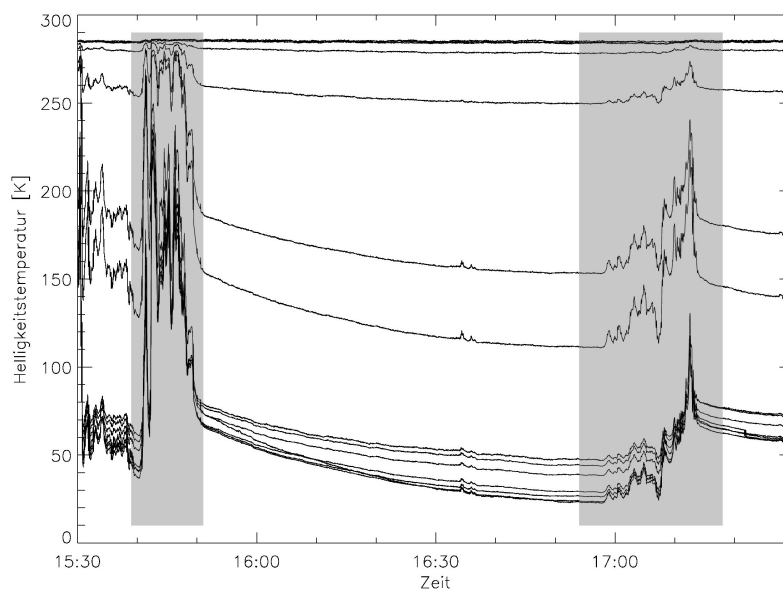


Abbildung 2.6.: Wasser auf der Radiometerabdeckung zwischen zwei Regenereignissen (Regen grau hinterlegt)

Neben den Mikrowellenempfängern ist das Radiometer noch mit weiteren Sensoren zur Komplementierung der meteorologischen Situation ausgerüstet. Wichtigstes Gerät ist hier das Infrarotradiometer, das über einen goldbeschichteten Spiegel die Zenithelligkeitstemperatur im Bereich zwischen  $9\mu\text{m}$  und  $12\mu\text{m}$  bestimmt. Die geringe Emissivität der trockenen Atmosphäre im Infrarotbereich erlaubt im bewölkten Fall die Bestimmung der Wolkenunterkantentemperatur bzw. die Unterscheidung zwischen bewölkten und unbewölkten Situationen. Über den Kurzschluss, den Regentropfen zwischen eng beieinander liegenden, stromführenden Leiterbahnen erzeugen, ermittelt ein Regensensor Niederschlag. In den Messdaten wird eine Markierung gesetzt, die im folgenden *rain flag* genannt wird. Die gemessenen Helligkeitstemperaturen sind unbrauchbar, bis die Radiometerabdeckung komplett getrocknet ist. Im Idealfall trocknen Regensensor und Radiometerabdeckung ähnlich schnell, so dass unbrauchbare Daten automatisch aussortiert sind. Jedoch hat sich im Seebetrieb gezeigt, dass die hygroskopische Eigenschaft von sich ablagernden Salzkristallen auf der Radiometerabdeckung die Verdunstung bzw. das Abperlen von Wassertropfen verlangsamt. Die gewonnenen Daten müssen daher

vor der Weiterverwendung einer Sichtprüfung unterzogen werden. Die Zeiträume, in denen Wasser von der Radiometerabdeckung abtrocknet, sind (wie in Abbildung 2.6 zu sehen) gut an einem exponentiellen Abfall der Helligkeitstemperaturen in allen Frequenzen zu erkennen.

Außerdem werden noch die Lufttemperatur, -feuchte und Druck bestimmt sowie die aktuelle Position und genaue Zeit aus dem GPS-Signal. Die Auswertung der Daten zeigt, dass Temperatur und Feuchte nicht repräsentativ sind, da sich das Schiffsdeck bzw. das Containerdach unter dem Einfluss der Sonneneinstrahlung stark aufwärmt. Gerade bei Stationen zur Mittagszeit, wenn das Schiff für Messungen aufstoppt und damit die Kühlung der Schiffsoberfläche durch Fahrtwind aussetzt, kann man starke Schwankungen in den Temperatur- und Feuchtekurven erkennen, die in den Messdaten der Bordwetterwarte nicht zu finden sind. Insofern in dieser Arbeit also Bodentemperatur- bzw. -feuchtedaten verwendet wurden, stammen diese von den bordeigenen Messsystemen des Schiffes. Weitere technische Daten des Radiometers sind in Rose et al. (2005) und Rose und Czekala (2008) nachzulesen.



### 3. Expeditionen auf FS Polarstern

Im Rahmen dieser Arbeit werden Daten verwendet, die auf acht Expeditionen des Polarforschungsschiffes *Polarstern* gewonnen wurden. *Polarstern* wird vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) betrieben und dient vornehmlich als Plattform für Forschungstätigkeit in den polaren Regionen der jeweiligen Sommerhalbkugel (El Naggar und Fahrbach, 2010). Zwischen den Arktis- bzw. Antarktisexpeditionen finden Überführungsfahrten über den Atlantik statt.

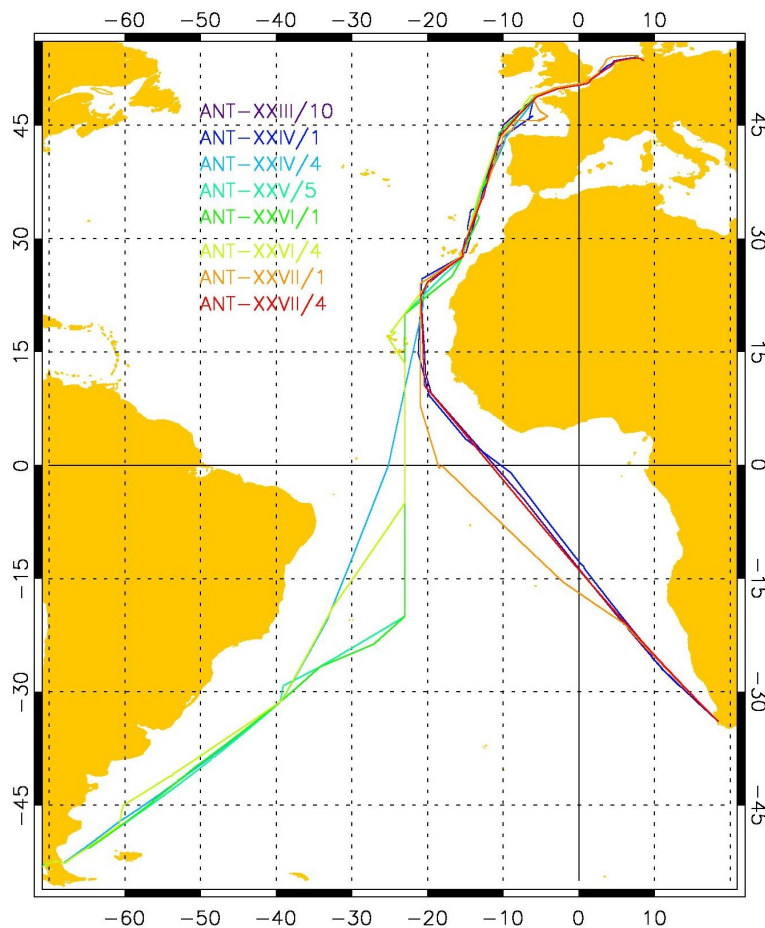


Abbildung 3.1.: Kursverläufe der Expeditionen mit FS *Polarstern*

Während dieser Fahrten (meist zwischen Punta Arenas (Chile) oder Kapstadt (Südafrika) im Süden und Bremerhaven im Norden, wie in Abb. 3.1 zu sehen)

ANT-XXIII/10	12.04. - 04.05.2007	Kap. - Bre.	Macke (2008)
ANT-XXIV/1	26.10. - 26.11.2007	Bre. - Kap.	Schiel (2009)
ANT-XXIV/4	18.04. - 20.05.2008	PA - Bre.	Macke (2009)
ANT-XXV/5	11.04. - 24.05.2009	PA - Bre.	Zenk und El Naggar (2010)
ANT-XXVI/1	16.10. - 25.11.2009	Bre. - PA	El Naggar und Macke (2010)
ANT-XXVI/4	07.04. - 17.05.2010	PA - Bre.	Körtzinger (2011)
ANT-XXVII/1	25.10. - 26.11.2010	Bre. - Kap.	Bunke (2011)
ANT-XXVII/4	20.04. - 20.05.2011	Kap. - Bre.	El Naggar (2011)

Bremerhaven (Bre.), Kapstadt, Südafrika (Kap.), Punta Arenas, Chile (PA)

Tabelle 3.1.: Auflistung der Expeditionen mit FS *Polarstern*

durchquert das Schiff die gemäßigten, subtropischen und tropischen Breiten beider Hemisphären und bietet damit eine einzigartige Möglichkeit der bodengebundenen, atmosphärischen Messungen.

### 3.1. Beschreibung der Fahrtabschnitte

Im Folgenden soll ein Überblick über die einzelnen Expeditionen gegeben werden. Für detaillierte Beschreibungen sei auf die Fahrtberichte verwiesen, die in Tabelle 3.1 aufgeführt sind.

#### ANT-XXIII/10

Die erste Expedition, deren Daten in dieser Arbeit verwendet werden, war gleichzeitig der erste Einsatz des HATPRO auf hoher See. Vorherige Seefahrten mit dem Gerät fanden nur auf der Ostsee im Bereich der Kieler Bucht statt. Die Route führte von Kapstadt nach Bremerhaven, mit einem Stopp in Las Palmas. Meteorologisch war die Fahrt bestimmt von langen Schönwetterperioden, nur unterbrochen von einem kurzen Starkwindereignis in der Biskaya. Selbst in der ITCZ<sup>1</sup> wurden typische, hochkonvektive Wolken nur vereinzelt beobachtet. Nördlich des Äquators, am 22. und 23.04.2007, wurde ein Staubereignis beobachtet. Sand, der in der Sahara aufgewirbelt wurde, wurde nach Westen über den Atlantik advehiert und trübte die Sicht. Der Sand wurde bei der Luftbeprobung registriert und beeinflusste die Messungen der aerosoloptischen Dicke (AOD) des Weges zwischen Beobachter und Sonne.

Wegen Software-bedingter Probleme konnte das HATPRO erst ab dem 19.04.2007 den Messbetrieb aufnehmen. Neben dem Radiometer wurde noch die Vollhimmelskamera nach Kalisch und Macke (2008) eingesetzt. Die Bilder, die alle 15 Sekunden

---

<sup>1</sup>ITCZ: Inter-Tropical Convergence Zone

die Wolkenverteilung und -art zeigen, dokumentieren die meteorologische Situation und dienen als Grundlage für die Parametrisierung der solaren Einstrahlung. Außerdem wurden die Aufnahmen bei Zoll (2008) verwendet, um die Bewölkungssituation über dem Radiometer zu bestimmen. In dieser Arbeit werden die aus den Bildern gewonnenen Wolkentypen mit dem zeitgleich bestimmten Flüssigwasserpfad kombiniert. Das *Kipp&Zonen Net Radiometer CNR-1* mit auf- bzw. abwärtsgerichtetem Pyrano- bzw. Pyrgeometer, sowie das handbetriebene *Microtops Sunphotometer* zur Bestimmung der AOD ergänzten den Messgerätepark.

Die Teilnahme an der Fahrt fand im Rahmen des Projektes MORE<sup>2</sup> (Macke et al., 2007; Sinitsyn und Gulev, 2006) statt.

## ANT-XXIV/1

Die Fahrtroute von Bremerhaven nach Kapstadt wurde nur für einen Personentransfer per Boot vor dem Hafen von Las Palmas unterbrochen. Weiter im Süden, im Bereich der Kapverdischen Inseln, wurde wieder eine Luftmasse mit Saharastaub durchfahren. Starke Passatwinde hatten nicht nur den Sand der Nordsahara, sondern auch zahlreiche Insekten und sogar vereinzelte Vögel weit auf den Atlantik hinausgetragen.

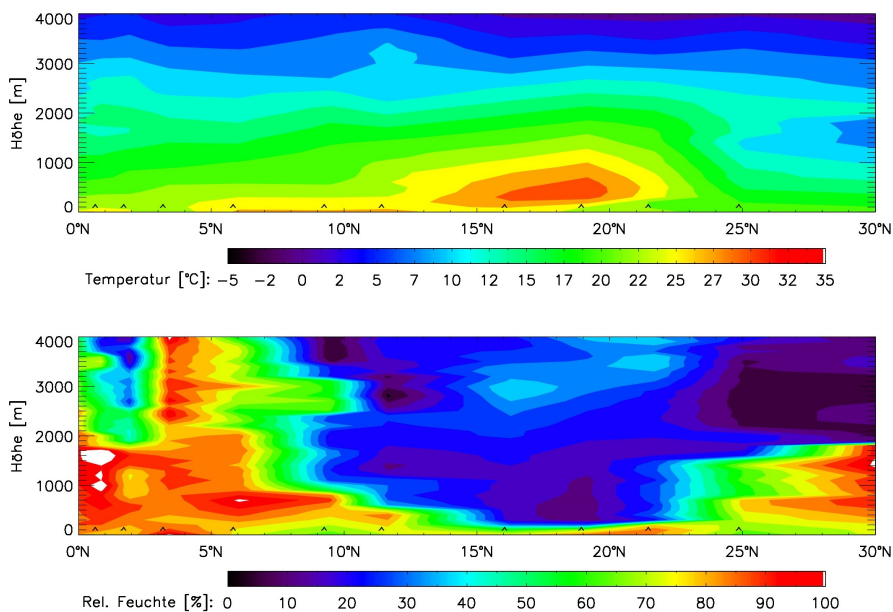


Abbildung 3.2.: Verteilungen der Temperatur (oben) und relativen Feuchte (unten) für die nördlichen Tropen und Subtropen während des Transits ANT-XXIV/1, interpoliert aus den Daten einzelner Radiosondenaufstiege ( $\wedge$ )

<sup>2</sup>MORE: Meridional Ocean Radiation Experiment

Dieser Staubtransport steht in Zusammenhang mit der Advektion von trockener, warmer Saharaluft über den Atlantik (Carlson und Prospero, 1972). Die Quellgebiete sowie die Mechanismen der Aufnahme des Saharastaubes in die Luft werden z.B. in Schepanski et al. (2009) untersucht. Abbildung 3.2 zeigt Profile der Luftfeuchtigkeit und Temperatur zwischen dem Äquator und 30° N. Die Verteilungen zeigen einige Artefakte, da sie aus einzelnen Radiosondenaufstiegen (gekennzeichnet durch kleine Pfeile im unteren Bereich der Grafik) interpoliert sind. Zwischen 10° und 25° N ist gut die Saharaluft zu erkennen, die oberhalb der Passatinversion liegt.

Erste Schauer markierten den Eintritt in die ITCZ bei 8° Nord. Auch auf dieser Fahrt war die Konvergenz nur gering ausgeprägt, entsprechend wurden keine Gewitter beobachtet und nur schwache Niederschläge gemessen. Die Passage der ITCZ endete bei 3° Nord. Ein ausgeprägter Tiefdruckwirbel im Südpolarmeer verursachte vor Südafrika starken Seegang aus südlichen Richtungen. Durch das Personal der Bordwetterwarte vorgewarnt, wurden die Messinstrumente schon am 23.11.2007 abgebaut und verstaut, bevor die entsprechenden Schiffsbewegungen sichere Arbeit unmöglich gemacht hätten.

Im Unterschied zur vorherigen Expedition wurden statt des Kombinationsinstruments zur Strahlungsmessung die präziseren Geräte *Kipp&Zonen Pyranometer CM21* und *Kipp&Zonen Pyrgeometer CG4* genutzt. Außerdem wurden die regelmäßigen Atmosphärensondierungen mit Radiosonden, durchgeführt durch den Meteorologen der Bordwetterwarte, ergänzt um zusätzliche Aufstiege zu den Überflugzeiten des MetOp-A-Satelliten<sup>3</sup> im Auftrag der EUMETSAT<sup>4</sup>. Die gewonnenen Atmosphärenprofile dienen der Validierung der Daten des Infrarotinterferometers IASI<sup>5</sup> an Bord des Satelliten.

## ANT-XXIV/4

Die erste Fahrt im Rahmen des WGL-Pakt-Projektes OCEANET führte die beiden Projektgruppen OCEANET-Atmosphäre und OCEANET-Ocean von Punta Arenas im Süden von Chile nach Bremerhaven mit kurzem Stop in Las Palmas. Kurz nach dem Verlassen der Magellan-Straße geriet das Schiff in den Einfluss eines Sturmtiefs westlich der antarktischen Halbinsel. Nach einer kurzen Phase ruhigerer Winde, in Verbindung mit Nebelbildung über den kalten Wassermassen der Falklandströmung, führte ein zweites Sturmtief nahe der Falkland Inseln (*Islas Malvinas*) wieder zu schlechteren Wetterbedingungen und damit zu einem längeren Zeitraum, in dem die Radiometermessungen unbrauchbar waren. Wie bei den vorangegangenen Fahrten, war die Konvektion in der ITCZ, die zwischen dem Äquator und 3° Nord lag, nur schwach ausgeprägt. Große Mengen Saharasand fanden sich

---

<sup>3</sup>MetOp: Meteorological Operational - Wettersatellit der europäischen Weltraumbehörde ESA

<sup>4</sup>EUMETSAT: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites

<sup>5</sup>IASI: Infrared Atmospheric Sounding Interferometer



vom 05.05. bis 08.05.2008 in der Atmosphäre. Die Messungen wurden am 17.05.2008 beendet, als die *Polarstern* den Englischen Kanal erreichte.

Um die Partialdichten von Wasserdampf und CO<sub>2</sub> zu bestimmen, wurde auf dieser Fahrt ein Infrarot-Absorptionsmessgerät der Firma *Li-Cor* eingesetzt. In Verbindung mit den Windgeschwindigkeiten eines *Metek* Ultraschall-Anemometers liefert das Gerät die notwendigen Daten für die Berechnung der turbulenten Flüsse dieser beiden Atmosphärenbestandteile. In Zusammenhang mit der Meeresoberflächentemperatur können der Impulsfluss und die Flüsse latenter und fühlbarer Wärme abgeleitet werden, die im Zusammenhang mit der Schließung des Energiekreislaufes bestimmt werden sollen. Außerdem wurden, sofern es Seegang und direkte Sonneneinstrahlung zur Mittagszeit möglich machten, Messungen des Eintrags von Sonnenlicht in den Ozean und Beobachtungen des korrespondierenden Seegangs durchgeführt (Hieronymi, 2011).

#### **ANT-XXV/5**

Der letzte Abschnitt der 25. Antarktisreise des FS *Polarstern* führte von Punta Arenas nach Bremerhaven. Wieder waren Starkwind und entsprechender Seegang nach dem Verlassen der Magellan-Straße und bis zum Erreichen der südlichen Subtropen verantwortlich für Lücken in der Datenaufzeichnung. Nach dem Passieren der ITCZ bei 2° N bis 3° N wurde eine nur mäßige Saharastaubbelastung in den Daten der AOD registriert. Die Reststrecke, mit kurzer Unterbrechung bei den Kanaren, wurde bei guten bis mäßigen Wetterbedingungen absolviert und am 21.05.2009 wurden die Messungen beim Erreichen des Englischen Kanals eingestellt.

In Ergänzung zu den Messungen der vorherigen Expeditionen wurden spektrale UV-Messungen für das Institut für Medizinische Klimatologie der Universität Kiel durchgeführt. Die Resultate dienen der Einschätzung des Sonnenbrandrisikos unter erhöhten Strahlungsbelastungen.

#### **ANT-XXVI/1**

Die Fahrtroute führte von Bremerhaven nach Punta Arenas mit einem Zwischenhalt in Las Palmas. Stürmische Bedingungen mit zwischenzeitlich bis zu 7 m Wellenhöhe, begleiteten die Reise bis zum 23. Oktober bei ungefähr 36° N, wo erstmals die bis dahin dicke Wolkendecke aufbrach. Nach kurzem Stop in Las Palmas fuhr das Schiff in einen breiten Gürtel mit staubgetriebener Luftmasse, der von den Kanarischen Inseln bis zum Beginn der ITCZ bei 10° N reichte. Die ITCZ selbst war durch starke Regenfälle gekennzeichnet. So vielen über 10 L/m<sup>2</sup> Niederschlag in Zusammenhang mit einem Band hochreichender Cumulus- und Cumulonimbusbewölkung bei 7 bis 8° N. Auf der weiteren Reise nach Chile war das Wetter meist freundlich und die

Messungen konnten bis zum 24.11.2009, den Tag vor dem Einlaufen in die Magellan-Straße, fortgesetzt werden.

Im Rahmen dieser Antarktisreise wurde erstmalig der Laborcontainer eingesetzt, der im Zuge des OCEANET-Projekts geplant, gebaut und mit Mess-, Datenverarbeitungs- und -speicher- sowie Klimaregelungssystemen ausgestattet wurde. Großer Vorteil des Containers ist die, im Vergleich zum Aufbau der Einzelgeräte, sehr kurze Zeitspanne zwischen Anlieferung des Containers am Schiff und möglichem Start der Messungen.

Das Mikrowellenradiometer hatte, vermutlich beim Transport zum Schiff, einen Schaden am Empfänger für die Frequenzen der Wasserdampfabsorptionslinie davon getragen. Die Messungen bei 22.24 GHz zeigten durchgehende eine Antennenspannung von 0 V an. Das bedeutete nicht nur eine reduzierte Anzahl an Informationen durch Ausfall eines Kanals, sondern führte auch zu einer fehlerhaften Kalibration des Wasserdampfeempfängers. In der Folge lehnte die Software auch die korrekten Kalibrationskoeffizienten für die anderen Kanäle ab und die Messungen konnten nicht gestartet werden. In enger, telefonischer Zusammenarbeit mit der Herstellerfirma konnte jedoch eine Softwareversion erstellt und zum Schiff übertragen werden, die einen Messbetrieb mit den verbliebenen 13 Kanälen ermöglichte.

Ebenfalls im Rahmen von OCEANET wurde im Container ein Raman-LIDAR des IfT eingesetzt. Das *Polly<sup>XT</sup>* getaufte System lieferte zeitlich und räumlich hochaufgelöste Informationen über die Aerosolverteilung in der Atmosphäre, sowie die Höhe der Wolkenunterkante und bei dünnen Wolkenschichten auch deren Oberkantenhöhe. In Zusammenarbeit mit dem DWD wurde für das Projekt eine automatische Seewetterstation entwickelt. Das SCAWS<sup>6</sup> ist modular erweiterbar, setzt für die Standardparameter auf die im maritimen Messnetz des DWD eingesetzten Instrumente und sendet stündlich einen standardisierten Wetterbericht über DCP<sup>7</sup>.

## **ANT-XXVI/4**

Der letzte Abschnitt der 26. Antarktisreise führte von Punta Arenas nach Bremerhaven. Während der gesamten Reise lag die Windgeschwindigkeit nie über 8 Bft, entsprechend reibungslos verlief die Fahrt. Am 27.04.2010 wurde die ITCZ erreicht, deren Zentrum bei 4° N bis 5° N lag. Neben dem obligatorischen Stop in Las Palmas wurde das erste Mal in der Geschichte der *Polarstern* ein Halt in Mindelo auf den Kapverdischen Inseln gemacht. Im Zusammenhang mit einem Tiefdrucksystem, das von Neufundland in Richtung Cap Finisterre zog, wurde am 12. Mai eine Wasserhose beobachtet. Beim Eintritt in den Englischen Kanal wurden die Messgeräte abgebaut und verstaut, entsprechend enden die Aufzeichnungen am 15.05.2010.

---

<sup>6</sup>SCAWS: SCalable Automatic Weather Station

<sup>7</sup>DCP: Data Collection Platform - satellitengestütztes Datensammelsystem des DWD

Im Vergleich zur vorherigen Expedition wurden keine zusätzlichen Messungen durchgeführt. Das Mikrowellenradiometer hatte denselben Defekt (keine Messungen bei 22.24 GHz) und darüber hinaus gab es Probleme mit dem GPS-Kompass des SCAWS. Die abgeleiteten Daten (Position und wahre Windrichtung) können jedoch aus den Daten der Bordwetterwarte ergänzt werden.

### **ANT-XXVII/1**

Die Fahrt von Bremerhaven nach Kapstadt begann mit stürmischen Winden in der Nordsee und im Englischen Kanal. Nachdem der nördliche Eingang der Biskaya noch bei ruhiger See und leichtem Wind passiert wurde, verschlechterten sich die Bedingungen wieder, als ein Sturmtief, von den Britischen Inseln kommend, in Richtung westliches Mittelmeer zog. Am frühen Abend des 31. Oktober 2010 wurde ein Sturm mit 8 bis 9 Bft und Orkanböen mit 11 Bft gemessen, die Wellenhöhe stieg auf 7 m bis 8 m im Mittel und erreichte im Maximum 10 m. Im weiteren Verlauf besserte sich das Wetter und blieb auch für den Rest der Reise ruhig. Nach dem Besuch des Hafens von Las Palmas auf Gran Canaria war die Sicht durch Saharand leicht getrübt. Bei 10° N wurde am 10. November 2010 die ITCZ erreicht und auch wenn das Schiff nicht direkt von Schauern betroffen war, zeigten sich doch rundum hohe Konvektionszellen mit Fallstreifen und ausgeprägter Blitztätigkeit. Ein Tiefdruckwirbel über dem Südpolarmeer sorgte vor Südafrika für steile, kurze Wellen mit bis zu 4 m Höhe, weswegen die Messgeräte schon am 23.11.2010, drei Tage vor dem Einlaufen in Kapstadt, abgebaut und verstaut wurden.

### **ANT-XXVII/4**

Die letzte Fahrt, deren Daten in dieser Arbeit verwendet werden, führte von Punta Arenas, mit Stop in Las Palmas, nach Bremerhaven. Bis auf eine kurze Phase starker Winde mit bis zu 9 Bft am 15. Mai vor Kap Finisterre, zeichnete sich die Reise durch mäßige Winde mit 4 Bft bis 5 Bft aus. Die ITCZ wurde am 30. April erreicht, brachte aber nur leichte Schauer. Am 18.05.2011 wurden die Messungen, zwei Tage vor dem Einlaufen in Bremerhaven, beendet.

## **3.2. Beschreibung der gewonnenen Daten**

In dieser Arbeit wurden neben den Daten des in Kapitel 2.3 vorgestellten Mikrowellenradiometers und seiner Anbauinstrumente noch Daten weiterer Messsysteme verwendet. Um konsistente Datensätze zu erhalten, wurden allgemeine meteorologische Parameter wie bodennahe Luftfeuchte und -temperatur, Luftdruck sowie Windrichtung und -geschwindigkeit für alle Fahrtabschnitte aus den Aufzeichnungen der Bordwetterwarte entnommen, obwohl diese Werte für die letzten Fahrten

auch durch das SCAWS-System des OCEANET-Containers aufgezeichnet wurden. Nähere Informationen zur Ausstattung der Bordwetterwarte können El Naggar und Fahrbach (2010) entnommen werden.

Aus den zu Tagesvideos zusammengefassten Bildern der Vollhimmelskamera nach Kalisch und Macke (2008), wurden händisch die Wolkensituationen nach den offiziellen Schlüsselkarten für Wetterbeobachtungen auf See des DWD abgeleitet. Die nach Wolkentyp sortierten Flüssigwasserpfade dienen in Kapitel 5 der statistischen Analyse. Nachteil dieser Methode ist natürlich, dass visuelle Aufzeichnungen nur am Tage zur Verfügung stehen und dass die nahezu zweidimensionalen Informationen eines Kamerabildes nicht immer ausreichend sind, um einen Wolkentyp mit absoluter Sicherheit zu bestimmen. Des Weiteren wurden die Kamerabilder zur Eingrenzung der LWP-Daten auf einzelne Wolken verwendet. Dabei wurde davon ausgegangen, dass sich das Zentrum des Kamerabildes sowie das Sichtfeld des Radiometers decken. Im Einzelfall wurde das anhand des Zeitpunktes des Übergangs zwischen Wolke und freiem Himmel in den Radiometerdaten sowie des Eintritts/Austritts einer Wolke ins/aus dem Zentrum des Kamerabildes überprüft. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass sich das Gerät bei heftigen Schiffsbewegungen auch relativ zur Kamera bewegt, da das Liftsystem konstruktionsbedingt ein geringes Spiel aufweist. Der dadurch möglicherweise entstandene Fehler kann jedoch als verschwindend gering eingestuft werden, da starker Seegang nicht im allgemeinen mit mariner Stratocumulusbewölkung verknüpft ist, die in diesem Fall Objekt der Untersuchung ist.

Ein weiteres Problem beim Einsatz des Radiometers auf einem seegehenden Schiff resultiert aus dem Schiffsneigungswinkel. Die hier verwendeten statistischen Retrieval gehen von einem senkrechten Blick durch die Atmosphäre aus. Natürlich können auch Retrieval erstellt werden, die, unter der Voraussetzung einer horizontal homogenen Atmosphäre, die höheren Helligkeitstemperaturen eines längeren, weil schrägen Weges verknüpfen mit den integralen Werten für Wasserdampf und Wolkenwasser der senkrechten Säule. Jedoch würden die hierzu notwendigen Berechnungen den Vorbereitungs- (Retrievalerstellung) wie auch den Nachbereitungsaufwand (Bestimmung der Schiffsneigung und Anwendung des jeweils passenden Retrievals auf die Einzelmessung) potenzieren.

Demgegenüber steht das Ergebnis der statistischen Untersuchung der aufgezeichneten Schiffsneigung während der Expedition ANT-XXIV/4 vom 18.04. – 24.05.2008. Abbildung 3.3 zeigt, dass die Schiffsneigung nur in Ausnahmefällen  $5^\circ$  überschreitet und selbst die maximale Neigung der Einzelkomponenten Rollen bzw. Stampfen liegt bei  $10^\circ$ . Im Falle der Überlagerung der Maximalauslenkung von Rollen und Stampfen beträgt der Winkel zwischen der Radiometersichtichtung und der Senkrechten dann ca.  $14^\circ$ . Die Auswirkungen auf die gemessenen Helligkeitstemperaturen einer solchen Auslenkung wurde mit Hilfe des Strahlungstransportmodells MWMod untersucht. Dazu wurden für eine Reihe unterschiedlicher Atmo-

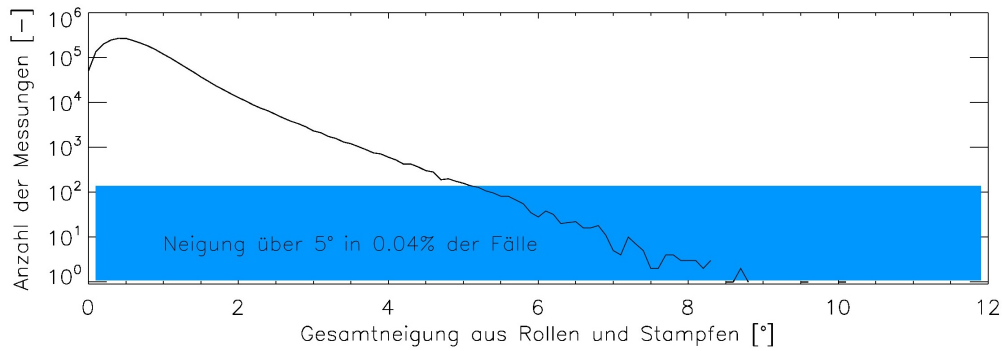


Abbildung 3.3.: Schiffsneigungswinkel, kombiniert aus Roll- und Stampfwinkel während der Antarktisexpedition ANT-XXIV/4

sphärenzustände<sup>8</sup> die abwärts gerichteten Helligkeitstemperaturen bei verschiedenen Winkeln berechnet. Abbildung 3.4 zeigt die Differenz der Helligkeitstemperaturen zwischen senkrechter und geneigter Blickrichtung für Zenitwinkel zwischen  $5^\circ$  und  $15^\circ$ .

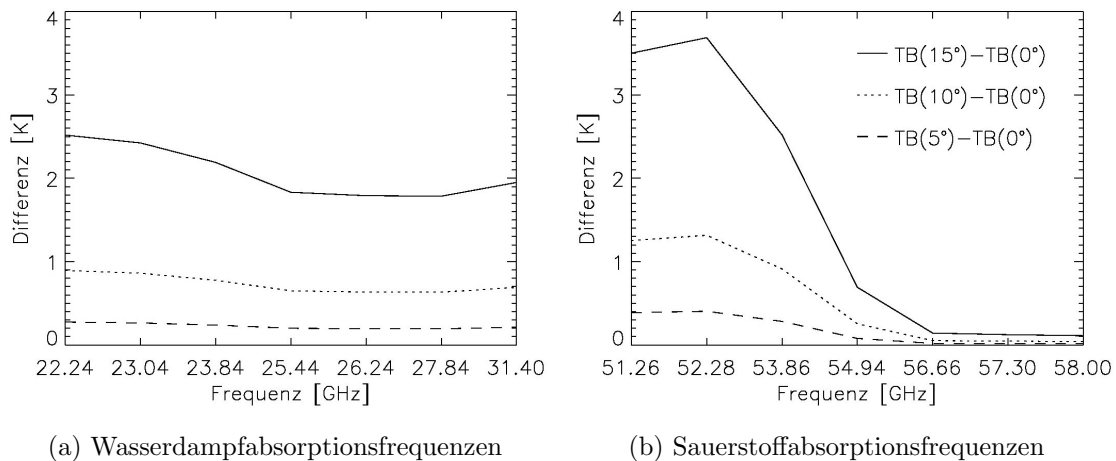


Abbildung 3.4.: Differenz der Helligkeitstemperaturen zwischen geneigtem und senkrechtem Blick durch die Atmosphäre für (a) die Wasserdampf- und (b) die Sauerstoffabsorptionsfrequenzen

Man kann erkennen, dass die Abweichungen für  $15^\circ$ , also für den Fall, dass beide Auslenkungsrichtungen zeitgleich ein Maximum haben, mit nahezu  $4\text{ K}$  sehr deutlich sind. Aber schon bei  $10^\circ$  kombinierter Neigung liegen die maximalen Abweichungen nur noch bei etwas über  $1\text{ K}$  und bei  $5^\circ$  liegt der Fehler schon im Bereich des Radiometerrauschens von  $0.5\text{ K}$ . Betrachtet man in Abbildung 3.5 die Differenzen in Bezug auf die berechneten LWPs und IWVs, so wird deutlich, dass ab

<sup>8</sup>Hier wurden alle Radiosondenaufstiege während ANT-XXIV/4 als Eingangsdaten verwendet

einer Neigung von über  $5^\circ$ , zumindest beim LWP, der „Winkelfehler“ gegenüber der Retrievalgenauigkeit (für Angaben zur Retrievalgenauigkeit siehe Kapitel 4) dominant wird. Obwohl also der maximale Betrag des Fehlers durch Vernachlässigung der Radiometerneigung dominant gegenüber der korrekten Messung ist, wird in dieser Arbeit auf den beträchtlichen Mehraufwand durch Verknüpfung jeder Einzelmessung mit dem dazugehörigen Schiffsneigungswinkel verzichtet. 99,96 % der Fahrtzeit während der Expedition ANT-XXIV/4 betrug die Schiffsneigung maximal  $5^\circ$ . Des weiteren dürfte ein Großteil der in den verbliebenen 0,04 % der Zeit gemachten Messungen unbrauchbar sein. Das Tiefdrucksystem, dass für den hohen Seegang verantwortlich ist, dürfte auch mit aufliegender Gischt bzw. Niederschlag verknüpft sein, die zu verfälschten und deshalb aussortierten Messungen führen.

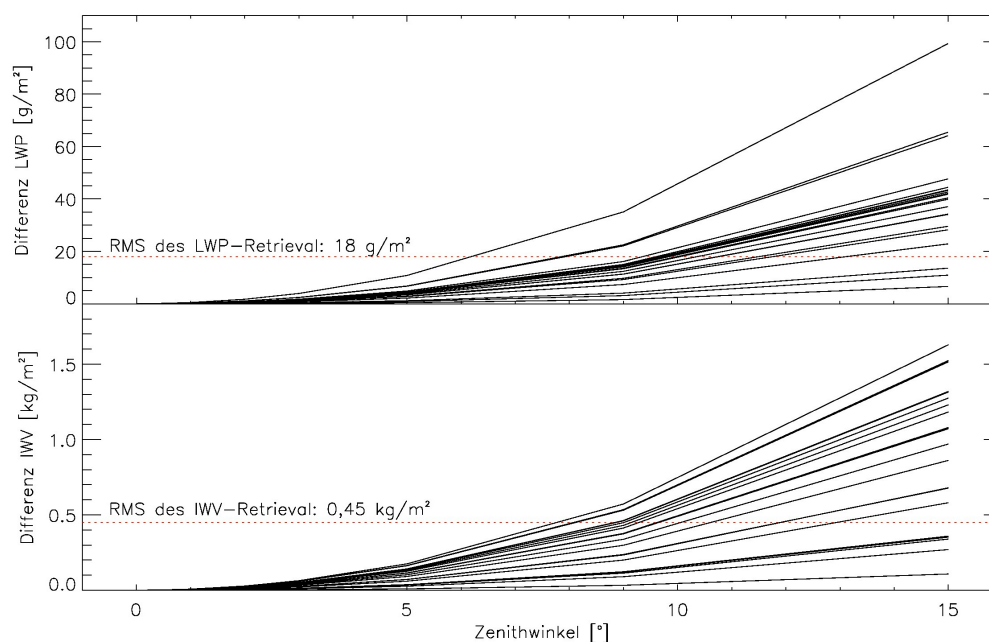


Abbildung 3.5.: Differenzen des LWP und IWV, bei Betrachtung der entsprechenden Atmosphäre unter verschiedenen Zenitwinkeln

### Exemplarische Darstellung

Im folgenden sollen am Beispiel der Expedition ANT-XXV/5 die verschiedenen Daten dargestellt werden, die im Rahmen dieser Arbeit verwendet wurden. Abbildung 3.6 zeigt die Verteilung der Relativen Feuchte sowie der Temperatur und soll ein Gefühl für die generelle Wettersituation während dieser Fahrt liefern. Um die gezeigten Verteilungen zu erhalten, wurde zwischen den Profilen einzelner Radiosondenaufstiege interpoliert. Die genaue Position der einzelnen Aufstiege ist durch ein ( $\wedge$ ) gekennzeichnet.

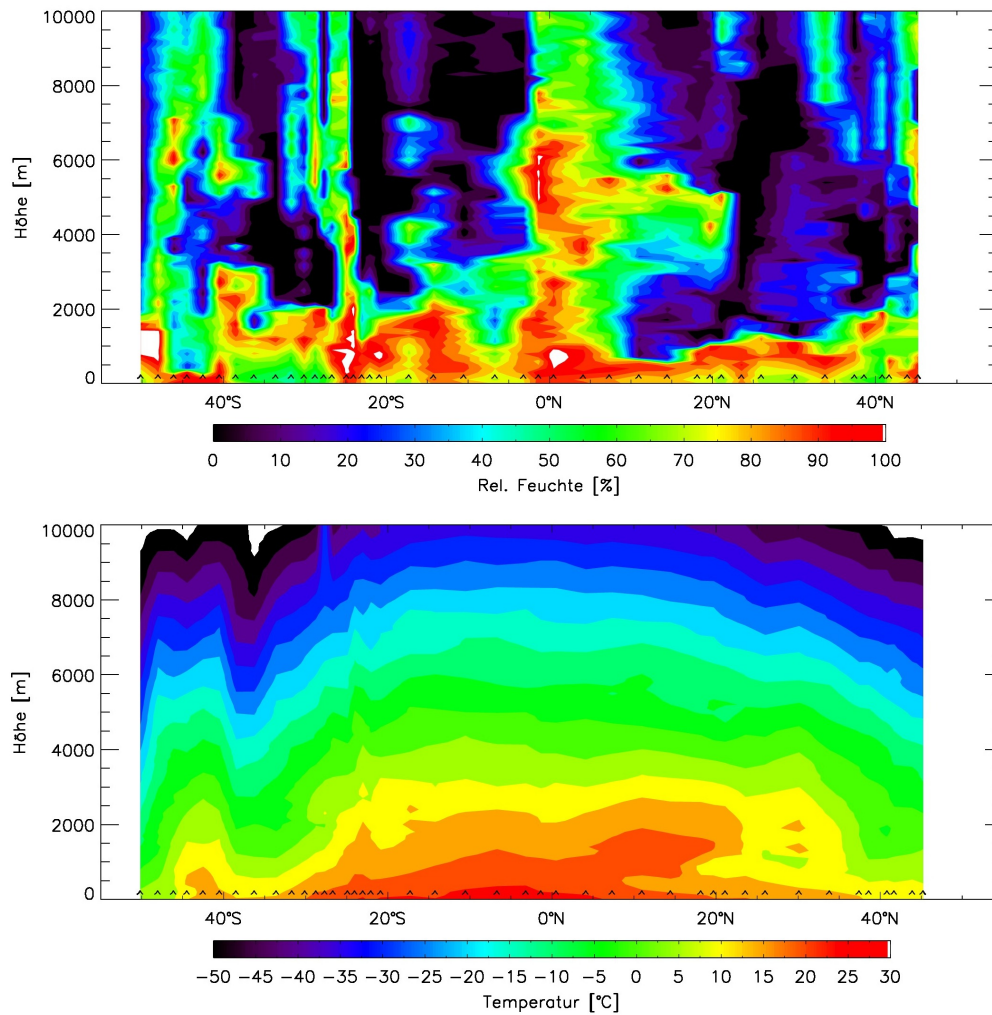


Abbildung 3.6.: Verteilung von Relativer Feuchte (oben) und Temperatur (unten) während ANT-XXV/5, interpoliert aus einzelnen Radiosondendaten ( $\wedge$ )

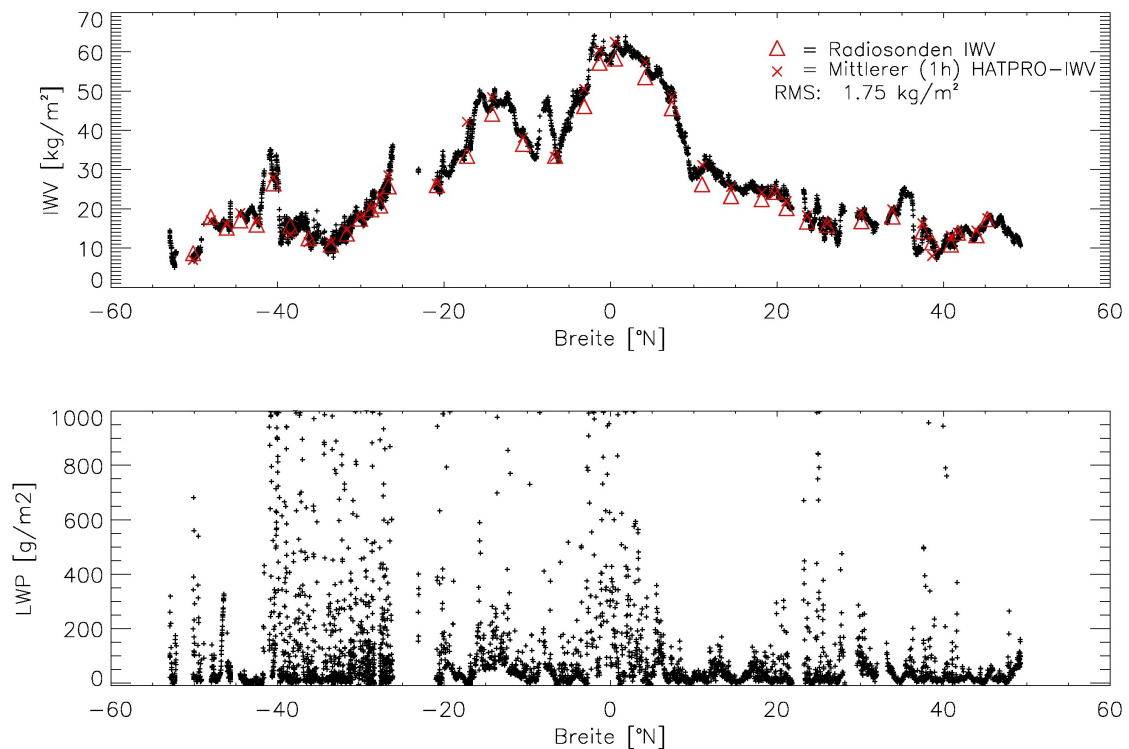


Abbildung 3.7.: Verlauf von integriertem Wasserdampf (IWV, oben, 10-Minutenmittel) und Flüssigwasserpfad (LWP, unten, 10-Minutenmaximum) während ANT-XXV/5

Die ITCZ ist in den Radiosondendaten zwischen  $5^{\circ}\text{S}$  und  $10^{\circ}\text{N}$  sehr gut auszumachen. Die hochreichende Konvektion war durch hohe Relative Feuchten bis in große Höhen gekennzeichnet. Auch die trockene, vergleichsweise warme Luftmasse, die von der Sahara kommend Staub über den Atlantik transportierte, führte zwischen  $10^{\circ}$  und  $15^{\circ}\text{N}$  oberhalb der Grenzschicht bzw. der Passatinversion zu geringen Feuchten und hohen Temperaturen. Bei  $40^{\circ}\text{S}$  (am 17.04.2009) passierte das Schiff eine Kaltfront mit heftigen Gewittern. Danach bestimmte antarktische Kaltluft die Lufttemperaturen, bis das Schiff bei ca.  $25^{\circ}\text{S}$  die subtropische Hochdruckzelle erreichte, die, im Vergleich mit den Ergebnissen anderer Expeditionen, vergleichsweise hohe Feuchtwerte zeigt. Das entsprechende Subtropenhoch der Nordhalbkugel zeigte um  $30^{\circ}\text{N}$  weniger Feuchte und geringere Temperaturen und nördlich bei  $40^{\circ}\text{N}$  beginnen die höheren Feuchtwerte der gemäßigten aber wechselhaften Breiten.

Die Ergebnisse der Mikrowellenradiometrie sind in Abbildung 3.7 zu sehen. Während der integrierte Wasserdampf generell die meridionale Temperaturverteilung abbildet, ist im Flüssigwasserpfad nur schwer ein Muster zu erkennen. Das liegt zum einen daran, dass hier keine Mittel, sondern Maxima der 10-Minutenintervalle gezeigt werden, zum anderen ist aber auch die Bewölkung in allen Breiten so variabel, dass ein einzelner Meridionalschnitt eher die Wettersituation als die klimatischen Bedingungen widerspiegelt. Insofern ist hier das Augenmerk auf den Bereich



zwischen  $40^\circ$  und  $25^\circ$  S zu richten, wo die kalte Antarktislufte mit geringem Wasserdampfgehalt (zwischen  $10$  und  $20 \text{ kg/m}^2$ ) und gleichzeitig starker Wolkenbildung verknüpft ist. Nach Norden hin stark abgegrenzt ist auch die ITCZ, mit einem Absinken des IWV von  $60 \text{ kg/m}^2$  auf  $30 \text{ kg/m}^2$  und dem Fehlen von Wolken mit mehr als  $200 \text{ g/m}^2$  Flüssigwasser.

Während der LWP mit anderen Mitteln als der Fernerkundung nicht validiert werden kann, kann man aus den Feuchtedaten der Radiosondenaufstiege den IWV zumindest abschätzen. Unsicherheiten bleiben, weil die Feuchtesensoren der Radiosonden im Allgemeinen eine zu trockene Atmosphäre liefern (Turner et al., 2003) und weil der eigentliche Aufstieg nicht senkrecht und über einen, im Vergleich zu den instantanen Messungen des Radiometers, langen Zeitraum erfolgt. Die in Abbildung 3.7 eingefügten Dreiecke bezeichnen den aus den Radiosondenaufstiegen abgeleiteten IWV. Der vom Zeitpunkt des Radiosondenstarts an über eine Stunde gemittelte IWV aus den Radiometerdaten ist als Kreuz markiert. Der RMS-Fehler beträgt bei den 39 korrespondierenden Radiosonden- und Radiometermessungen dieser Fahrt nur  $1,75 \text{ kg/m}^2$ .

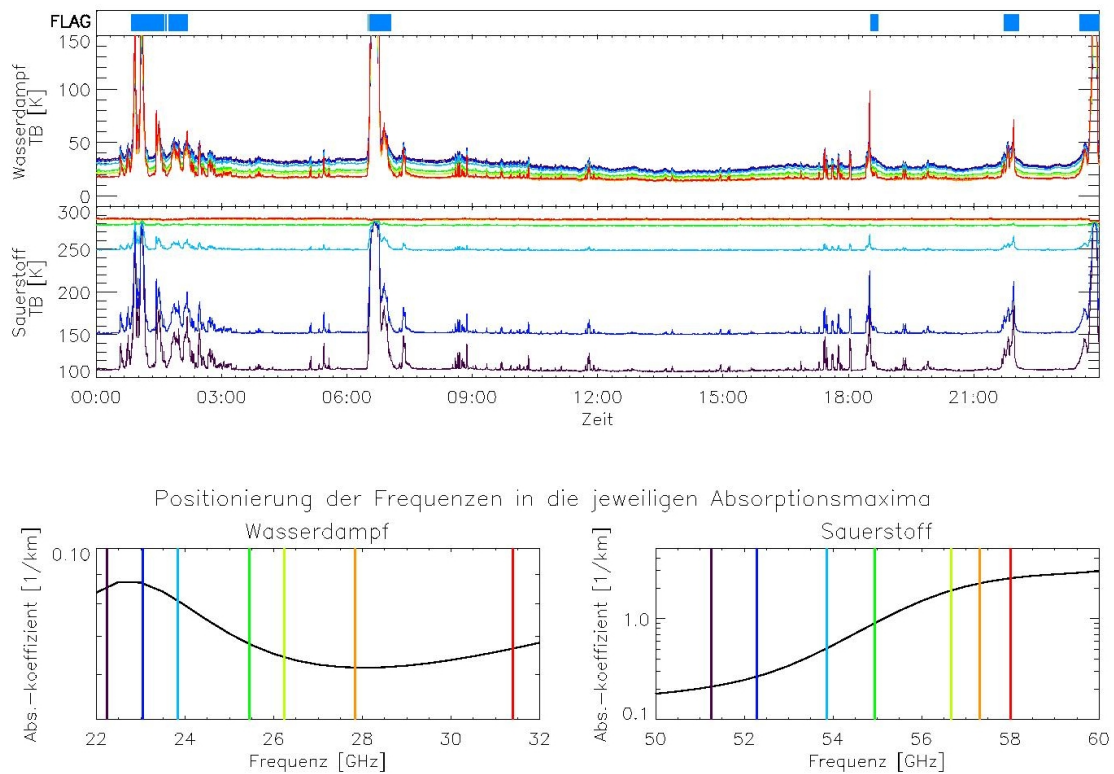


Abbildung 3.8.: Helligkeitstemperaturen am 20.04.2009 während ANT-XXV/5 in den Kanälen der Wasserdampfabsorption (oben) und der Sauerstoffabsorption (mitte)

Um den Ablauf der Bestimmung von IWV und LWP zu verdeutlichen, werden in

Abbildung 3.8 die tatsächlich vom Radiometer gemessenen Helligkeitstemperaturen gezeigt. Der mit „FLAG“ bezeichnete Balken zeigt, welche Messungen bei der Auswertung vernachlässigt werden, weil der Regensensor Niederschlag angezeigt hat oder andere Fehler aufgetreten sind.

Im unteren Bereich der Abbildung sind die Frequenzen an den Flanken ihrer jeweiligen Absorptionsmaxima positioniert (vgl. Abb. 2.3). Wie zu erwarten, sind die gemessenen Helligkeitstemperaturen um so höher, je näher die entsprechende Frequenz am Zentrum der Absorption liegt. In Folge dessen fallen die Helligkeitstemperaturen von den niedrigen zu den hohen Frequenzen im Bereich der Wasserdampfabsorption und steigen im Bereich der Sauerstoffabsorption. Am augenfälligsten ist dieser Effekt bei den hohen Frequenzen zwischen  $56\text{ GHz}$  und  $59\text{ GHz}$ . Hier ist die Absorption der Atmosphäre allein durch den Betrag des Sauerstoffs schon so gesättigt, dass Wolken oder auch Niederschlag im Vergleich zu anderen Frequenzen kaum Einfluss haben.

Eben diese Einflüsse sind in den anderen Frequenzen allerdings um so deutlicher auszumachen. Während die mit einer Markierung versehenen Spitzen auf Niederschlag oder sehr mächtige Wolken hindeuten, zeigt jedes andere lokale Maximum den Durchzug einer mittleren bis dünne Wolke durch das Sichtfeld des Radiometers.

Werden im Retrieval die gemessenen Helligkeitstemperaturen eingesetzt, so erhält man die Werte für den LWP und den IWV, wie in Abbildung 3.9 zu sehen. Hier ist unter anderem interessant, dass Fehlmessungen (wie zum Beispiel während einer Niederschlagsphase) auch zu negativen Ausreißern im IWV führen können. Nicht-regnende Wolken beeinflussen den IWV jedoch nur sehr gering.

Die Abbildung zeigt auch die durch das Infrarotradiometer bestimmten Temperaturen. Sie weisen deutliche Sprünge beim Übergang zwischen Wolke und freiem Himmel auf. Da sich das Schiff am 20.04.2009 noch außerhalb der Subtropen und damit nicht in sehr warmer, feuchter Luft befunden hat, ist die Atmosphäre im IR-Bereich noch nahezu transparent. Das ändert sich in den Subtropen und Tropen durch die größere Menge an Wasserdampf in der Luft und eine Unterscheidung zwischen Wolke und freiem Himmel ist nicht mehr unmittelbar aus dem IR-Signal möglich (siehe Kap. 4).

Um mehr Detailinformationen zu erhalten, muss der betrachtete Zeitraum weiter eingegrenzt werden. Abbildung 3.10 zeigt die Werte für den Zeitraum um den täglichen Radiosondenstart um 11 UTC. Über den gesamten Zeitraum ist kein Niederschlag gefallen, deshalb können alle Messungen verwendet werden. Der aus den Radiosondendaten berechnete IWV stimmt gut mit dem Retrievalergebnis überein. Während die Bewölkung im Infrarotsignal zu nahezu identischen Ausschlägen führt (die Wolkenunterkanten liegen in einem Niveau und haben demzufolge ähnliche Unterkantentemperaturen), zeigt der LWP große Unterschiede zwischen den Flüssigwassermengen der einzelnen Wolken auf.

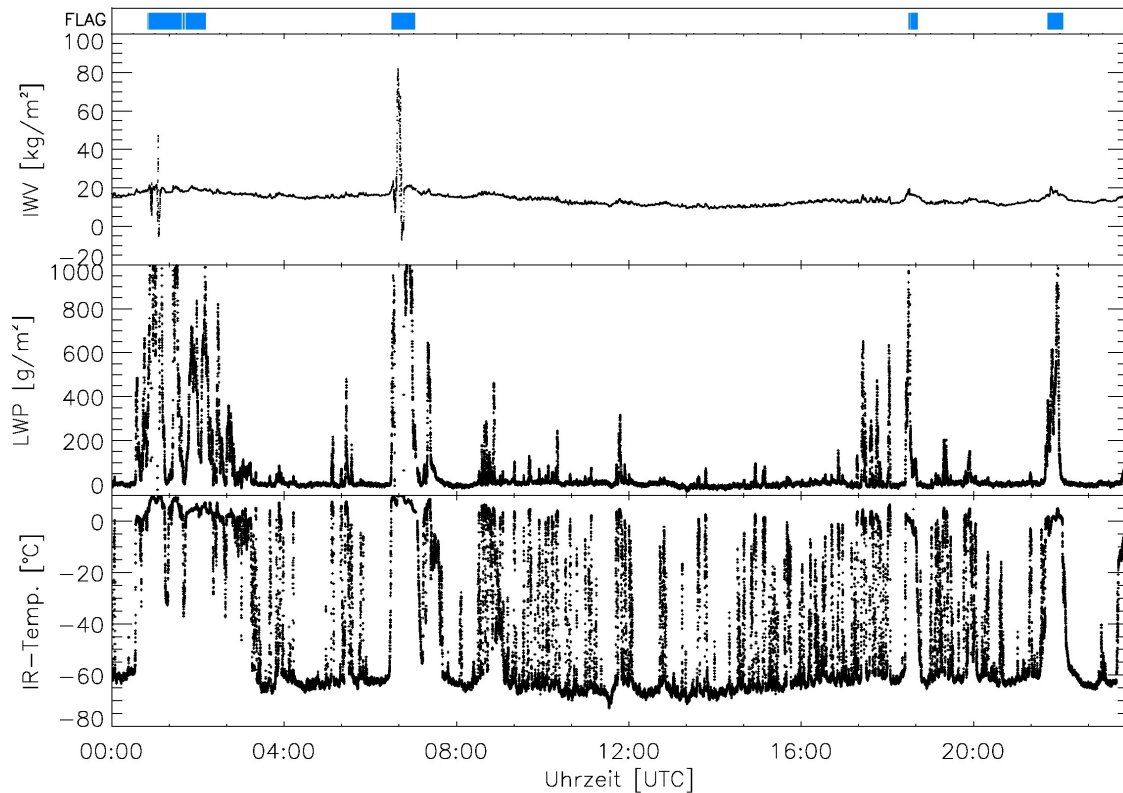


Abbildung 3.9.: IWC(oben), LWP(mitte) und IR-Temperatur(unten) am 20.04.2009 während ANT-XXV/5

Im unteren Bereich der Abbildung ist ein künstliches Wolkenband zu sehen. Es besteht aus den Mittelstreifen der ca. 480 Wolkenkamerabilder, die in dem entsprechenden Zeitraum aufgenommen wurden. Das Radiometer „sieht“ auch in diesem Bild wieder nur den mittleren, horizontalen Balken. Die Entstehung dieses „Wolkenstreifens“ ist in Anhang B beschrieben.

Im Wolkenstreifen ist die Zeitachse mit derselben Unterteilung wie bei den anderen Parametern versehen. Vergleicht man die Wolkenposition mit der Position der höheren LWP-Werte, so sieht man eine Verschiebung, die vermutlich aus einer leicht unterschiedlichen Ausrichtung von Kamera und Radiometer resultiert. Trotz dieser Verschiebung kann man aus dem Wolkenstreifen aber sehr gut auf die allgemeine Wolkensituation schließen und auch diejenige Wolke identifizieren, die z.B. für das LWP-Maximum von ca.  $300 \text{ g/m}^2$  verantwortlich ist.

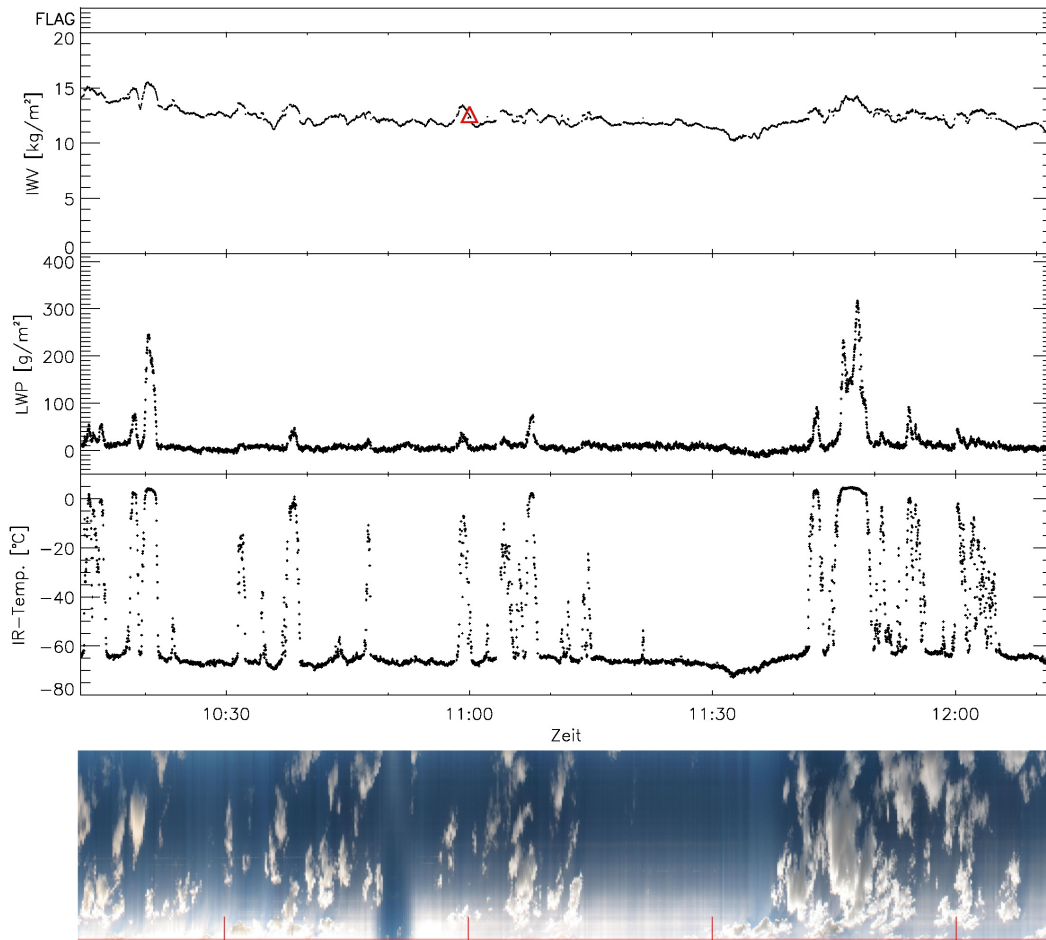


Abbildung 3.10.: IWP(oben), LWP(mitte-oben), IR-Temperatur(mitte-unten) und Wolkenstreifen(unten) am 20.04.2009 zwischen 10:30 UTC und 12:00 UTC während ANT-XXV/5

## 4. Erstellung eines neuen Retrievals

Eines der Ziele dieser Arbeit war es, die bisher verwendeten Retrieval weiter zu entwickeln. Allen statistischen Erkundungsalgorithmen liegt ein umfangreicher Datensatz zu erwartender Atmosphärenzustände zugrunde. Je enger sich dieser Trainingsdatensatz eingrenzen lässt, desto besser wird das Ergebnis der Fernerkundung mit der Realität übereinstimmen. Ein konkretes Beispiel für dieses Problem bieten Inversionen. Sollten in den Trainingsdaten keine Atmosphärenzustände enthalten sein, deren Temperaturprofil Inversionen enthält, so wird ein daraus erzeugtes Retrieval auch dann keine Inversionen liefern, wenn sie gemessen werden. Sie liegen dann außerhalb des „trainierten“ Bereiches.

Es liegt also nahe, ein Radiometer ortsfest und im Bereich einer Station zu betreiben, für die langjährige Aufzeichnungen, im besten Fall Radiosondenaufstiege, existieren. Aus diesen Aufstiegsdaten können dann ein Trainings- und ein Testdatensatz zusammengestellt werden. Auf Basis dieser Überlegung haben Wassmann (2008) und Zoll (2008) Radiosondendaten der FS *Polarstern* und von Inselstationen nahe den typischen Routen der Expeditionen in Gruppen unterteilt, die für bestimmte Breiten repräsentativ sind. Diese Unterteilung in Breitenklassen erlaubt dann den Spagat zwischen ortsunabhängigem Einsatz des Radiometers und Einschränkung der repräsentativen Atmosphärensituation.

Nachteile dieser Lösung liegen zum einen in dem beschränkten Satz an Eingangsinformationen. So sind vom FS *Polarstern* von der Indienstellung 1983 bis heute ca. 2350 Radiosondenstarts auf Antarktisfahrten durchgeführt worden (Abb. 4.1a). Für kleine Breitenklassen, wie z.B. das Gebiet zwischen  $10^\circ$  und  $20^\circ$  N bleiben da nur knapp 230 Datensätze, die dann noch auf die Trainings- und die Testphase aufgeteilt werden müssen. Zum anderen sind alle Starts auf FS *Polarstern* entweder im Frühjahr oder im Herbst durchgeführt worden, da nur dann die Transitfahrten stattfinden. Letzteres stellt natürlich erst dann ein Problem dar, wenn das Projektziel des autonom arbeitenden Atmosphärenlabors erreicht wird und Radiometermessungen auch zu anderen Jahreszeiten und anderen Routen erfolgen.

In der vorliegenden Arbeit wurden daher Atmosphärenprofile aus Reanalysedaten verwendet, die geographisch und zeitlich nahezu gleichverteilt vorliegen und deren Anzahl nur durch die für die Retrievalerstellung zur Verfügung stehende Rechenzeit begrenzt wird.

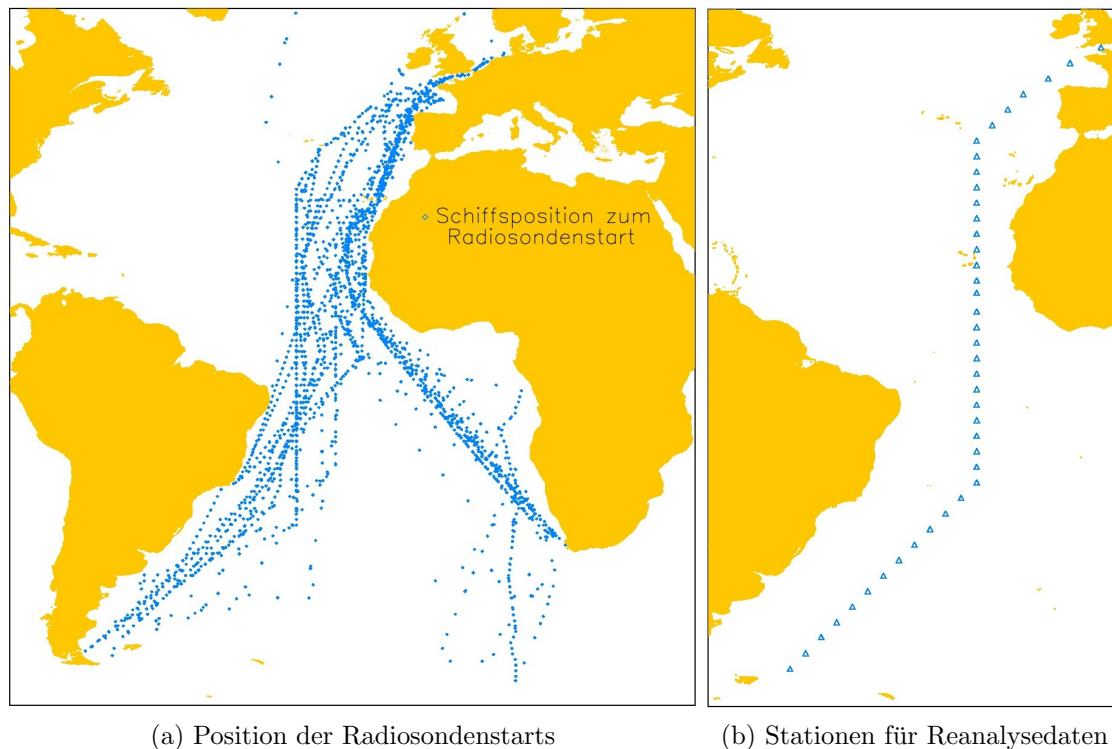


Abbildung 4.1.: Positionen der 2352 erfolgreichen Radiosondenstarts von FS *Polarstern* auf Antarktisfahrten von 1983 bis heute (a) sowie die Positionen der 41 Stationen für Profile aus den Reanalysedaten (b)

## 4.1. Atmosphärenprofile aus NCEP–DOE AMIP II

Kanamitsu et al. (2002) haben den Nachfolger der bekannten NCEP–NCAR<sup>1</sup> Reanalyse NCEP–DOE AMIP II<sup>2</sup> vorgestellt. Auf nahezu denselben Eingangsdaten basierend wurden mehrere Verbesserungen der Modellphysik umgesetzt und bekannte Fehler behoben. Die Auflösung beträgt geographisch minimal  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  und liegt zeitlich bei 6 Stunden.

Grob dem Kurs der Expeditionsfahrten folgend, wurden 41 Stationen gewählt, die in Nord–Süd-Richtung jeweils  $2,5^\circ$  auseinander liegen (Abb. 4.1b). Um voneinander unabhängige Wettersituationen zu erhalten, wurden pro Monat nur 4 Tage ausgewählt<sup>4</sup>, an denen dann jeweils der 0 UTC sowie der 12 UTC Zeitschritt verwendet

<sup>1</sup>NCEP–NCAR: National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research

<sup>2</sup>NCEP–DOE AMIP II: National Centers for Environmental Prediction–Department of Energy Atmospheric Model Intercomparison Project

<sup>3</sup>NCEP-DOE nutzt intern eine T62-Auflösung. Auf Druckflächen interpolierte Daten werden dann auf ein  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  Gitter gebracht

<sup>4</sup>Der 1., 8., 16. und 25. eines jeden Monats

werden. So stehen pro Station über 2900 bzw. insgesamt über 122000 Profile zur Verfügung. Für die weitere Verarbeitung wurden dann Radiosonden und NCEP-DOE-Daten verwendet.

## 4.2. Vorbereitung der Daten auf die Strahlungstransportrechnung

Während die vertikale Auflösung der Radiosondendaten meist sehr hoch ist, liegen bei den Reanalysedaten nur 17 Drucklevel zwischen 1000 *hPa* und 10 *hPa* vor. Demzufolge können die Radiosondendaten auf die 54 Modelllevel des Strahlungstransportmodells übertragen werden. Bei den Reanalysedaten muss jedoch stark interpoliert werden, um dieselbe Auflösung zu erreichen. Damit diese Interpolation nicht rein linear, sondern nach den physikalischen Regeln der Atmosphäre geschieht, werden die Profildaten zunächst mithilfe des Lokalmodells RAMS<sup>5</sup> auf eine höhere Auflösung gebracht. RAMS bietet neben der Möglichkeit, Gitter unterschiedlicher Auflösung ineinander zu verschachteln (*eng.: grid nesting*), auch die Funktion des *nudging*. Liegen zwei bekannte Atmosphärenzustände z.B. aus Reanalysedaten vor, werden Zwischenschritte zunächst allein aufgrund der Modellphysik berechnet. Die berechneten Werte werden dann jedoch so getrimmt, dass die Modellatmosphäre beim letzten Zeitschritt den Reanalysedaten entspricht. Detailliertere Beschreibungen des Modells finden sich bei Pielke et al. (1992) sowie Walko und Tremback (1991).

Für jeden der ausgewählten Tage wurden Modellläufe von 12 UTC bis 1 UTC am Folgetag durchgeführt, sodass jeweils für 13 UTC und 1 UTC ein Profil zur Verfügung steht, das über eine genügend hohe horizontale Auflösung verfügt. Diese Profile dienen dann wiederum als Eingangsdaten für die Strahlungstransportrechnung durch MWMod. Anhang C zeigt die verwendete Konfigurationsdatei, aus der alle strahlungstransportrelevanten Einstellungen hervorgehen. Der nun vorliegende Datensatz umfasst also eine aus statistischer Sicht genügende Anzahl von Paaren aus atmosphärischen Parametern und Helligkeitstemperaturen.

## 4.3. Filtern der Profile

Bei der Sichtung der Ergebnisse der RAMS-Läufe fielen einige der Profile durch sehr niedrige Relative Feuchten in Bodennähe auf. Eine genauere Überprüfung zeigte, dass hier große Unterschiede zwischen den Originalprofilen und den interpolierten Profilen bestehen. Da jedoch keine Ursache für die fehlerhafte Interpolation gefunden werden konnte, wurden aus der Gesamtheit der Lokalmodellläufe alle diejenigen

---

<sup>5</sup>RAMS: Regional Atmospheric Modelling System



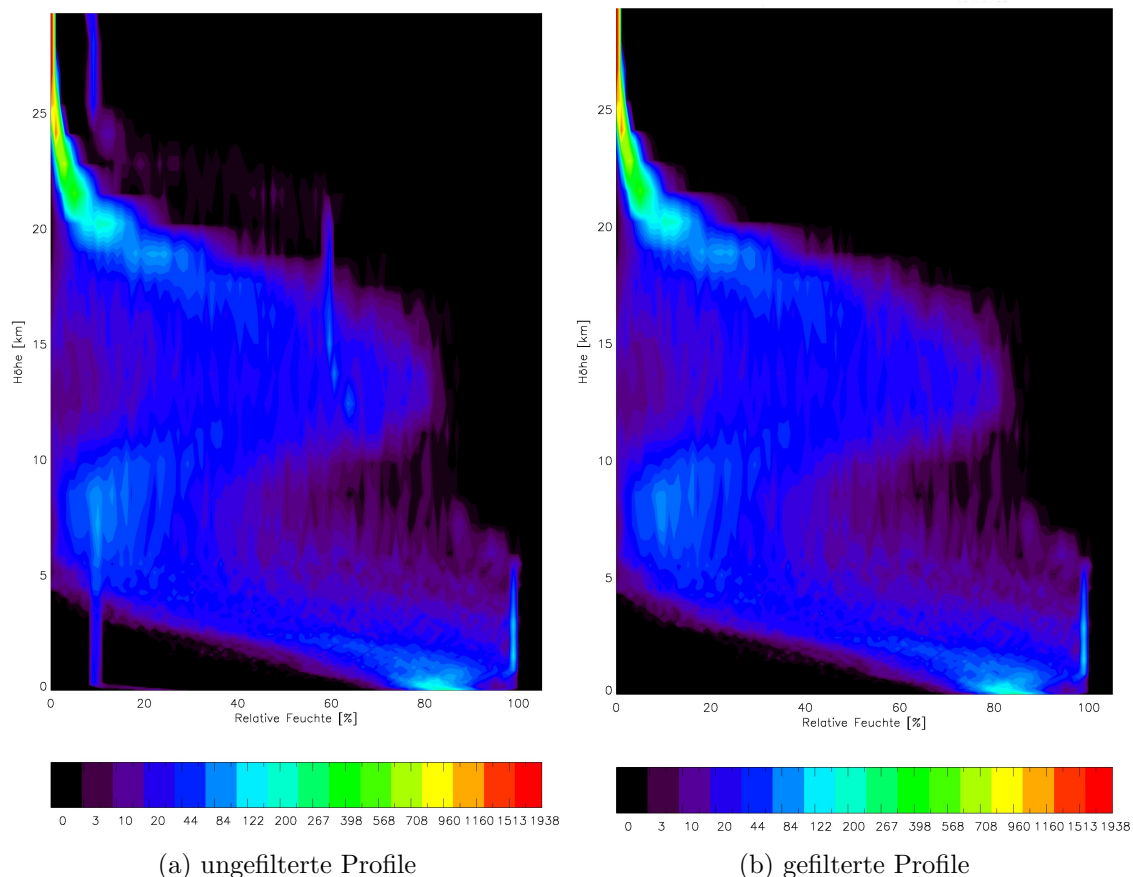


Abbildung 4.2.: Häufigkeitsverteilung der Relativen Feuchte in den Profilen, nach physikalischer Interpolation mit RAMS

Profile herausgefiltert, deren Relative Feuchte in Bodennähe unter 30 % liegt (ein Wert, der auf See nicht zu erwarten ist und auch in den Daten der Bordwetterwarte nicht gefunden wurde) und deren RMS-Fehler des Profils Relativer Feuchte zwischen Original und interpoliertem Profil größer als 10 % ist.

Abbildung 4.2a zeigt die deutlichen Artefakte in der Häufigkeitsverteilung der Relativen Feuchte, wohingegen die entsprechende Verteilung aus den gefilterten Profilen (Abb. 4.2b) deutlich glatter ist und nur da Häufungen zeigt, wo sich tatsächlich Grenzwerte befinden, nämlich in großer Höhe bei 0 % Relativer Feuchte und in Bodennähe bei 100 % Feuchte. An dieser Stelle sei noch darauf hingewiesen, dass für das Training des Retrievals keine exakt gemessenen Atmosphärenzustände notwendig sind, sondern vielmehr eine repräsentative Zusammenstellung der möglichen Zustände. Wenn also die Profile aus dem LokalmodeLL durch Interpolation und Abtastfehler nicht mehr genau den Ausgangsdaten entsprechen, dann ist das nur dann für die Güte des Retrievals entscheidend, wenn dadurch mögliche Zustände verschwinden, bzw. nicht mögliche Zustände in die Zusammenstellung aufgenommen



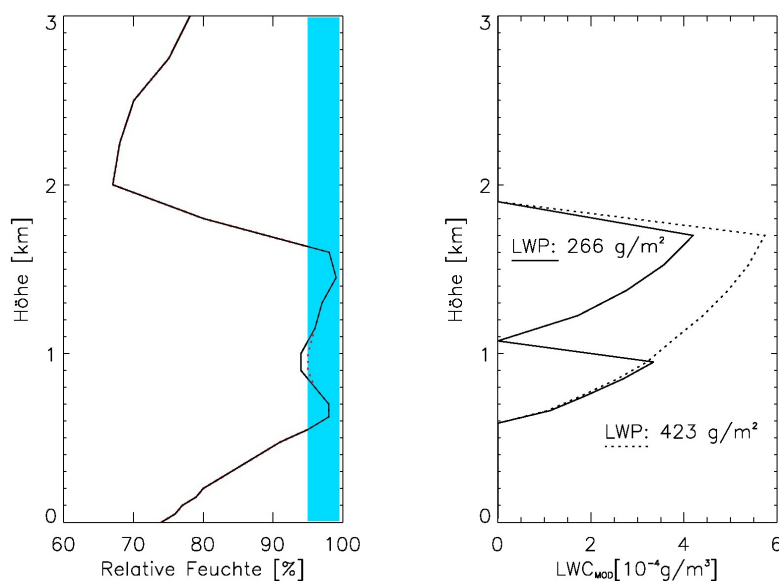


Abbildung 4.3.: Reaktion des modifiziert-adiabatischen Flüssigwassergehaltes auf kleine Unterschiede im Profil der Relativen Feuchte

werden.

## 4.4. Beurteilung der Trainingsdaten

Wie in Kapitel 2 beschrieben, wird der Flüssigwasserpfad mit Hilfe einer Schwellwertmethode aus den Profilen der Relativen Feuchte bestimmt. Dabei sind für den Wassergehalt einer Schicht, in der die Feuchte durchgehend über 95 % liegt, neben ihrer Dicke nur die Temperatur und Feuchte am Unterrand der Schicht ausschlaggebend. Wird nun durch das Lokalmmodell zwischen zwei bewölkten Schichten interpoliert und die Modellphysik lässt die Relative Feuchte in der Zwischenschicht unter 95 % sinken, so wird die Schwellwertmethode in dieser Höhe eine zweite Wolken-schicht beginnen lassen und der LWP wird deutlich niedriger sein als in dem Originalprofil, das nur eine, dafür aber mächtigere Wolken-schicht aufweist. Dies ist beispielhaft in Abbildung 4.3 gezeigt. Ein tatsächlich gemessenes Profil Relativer Feuchte wurde in zwei Schichten von 95 % auf 94%, also unter den Schwellwert reduziert. Aus einer Wolken-schicht im Originalprofil werden damit zwei separate Schichten. Während die Differenz zwischen den Flüssigwasserpfaden der beiden Profile physikalisch sinnvoll ist, so liegt die Differenz der Relativen Feuchte im Bereich von Interpolationsfehlern. Konkret führt das zu Fällen, in denen der LWP des NCEP-DOE Reanalyseprofils nicht mit dem durch RAMS lokal interpolierten Profil für den gleichen Zeitschritt übereinstimmt.

Da jedoch MWMod selbst das Eingangsprofil mit Hilfe der Schwellwertmethode auf Bewölkung überprüft und dann den modifiziert-adiabatischen Flüssigwassergehalt

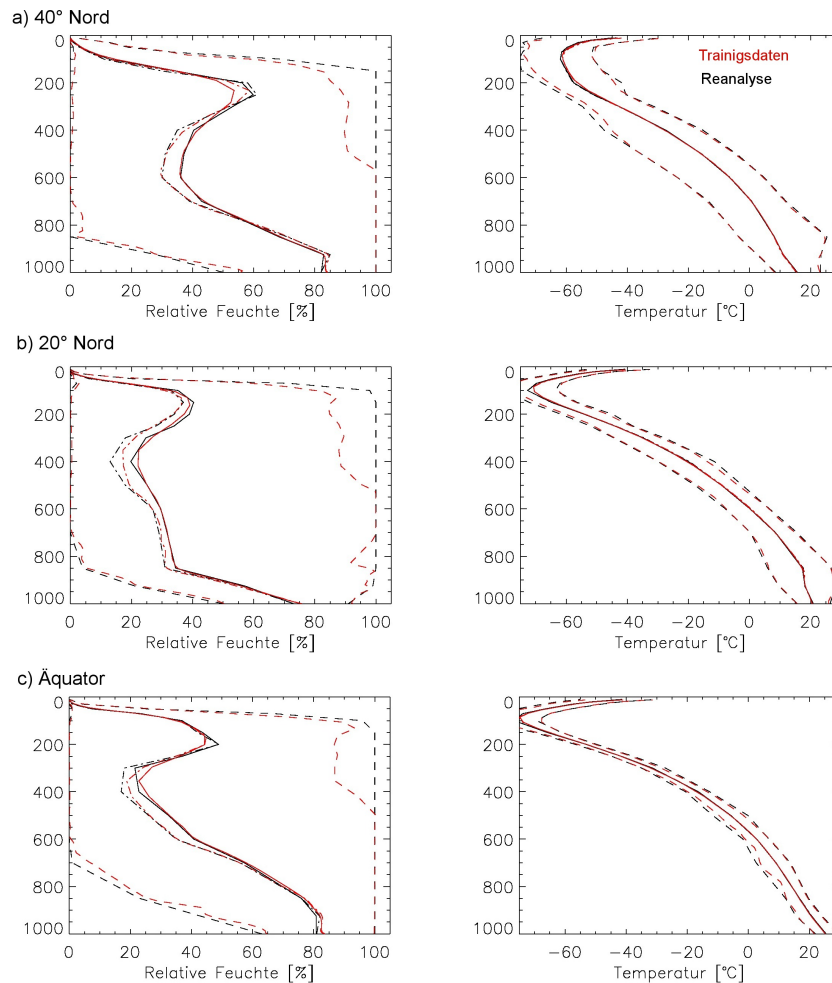


Abbildung 4.4.: Vergleich der Profile von Relativer Feuchte und Temperatur aus Trainings- (rot) und Reanalysedaten (schwarz) für drei Stationen. Gezeigt sind Minima/Maxima (gestrichelt), Mittelwert (durchgezogen) und Median (strich-punkt)

zum Flüssigwasserpfad aufaddiert, wird in dieser Arbeit ebendieser MWMod-LWP für das Retrievaltraining verwendet. Das stellt sicher, dass derselbe LWP-Wert für die Strahlungstransportrechnung und für die Regression verwendet wird. Während also der Flüssigwasserpfad aus den Reanalysedaten unter Umständen besser mit dem tatsächlich vorhandenen übereinstimmt, wird hier derjenige LWP verwendet, der für das tatsächlich verwendete (möglicherweise durch Interpolationsfehler leicht veränderte) Feuchteprofil berechnet wurde. Auch hier sei daran erinnert, dass die Trainingsdaten nicht exakt<sup>6</sup>, sondern repräsentativ sein müssen. Die Verwendung nicht passender Profil-LWP-Kombinationen würde in diesem Fall also einen Fehler erzeugen.

<sup>6</sup>im Sinne der zeit- und ortsgenauen Beschreibung der Realität

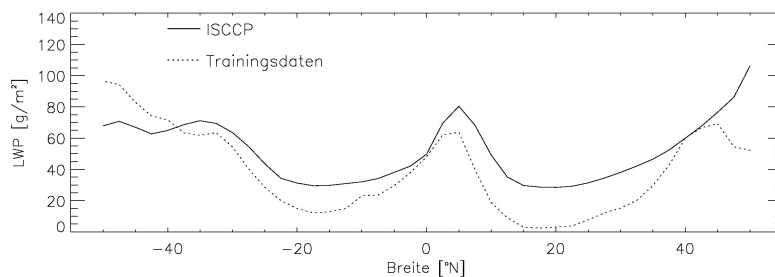


Abbildung 4.5.: Vergleich zwischen zeitlich gemittelten LWP-Werten aus ISCCP- und Trainingsdaten für alle Stationen

Um die Frage zu klären, ob der erstellte Trainingsdatensatz tatsächlich repräsentativ ist, werden der Wertebereich der Trainingsdaten mit dem Wertebereich der Reanalyseprofile verglichen. Abbildung 4.4 zeigt Feuchte- und Temperaturprofile für die Stationen bei 40° N, 20° N und am Äquator. Während die Verteilung der Werte in den unteren Profilschichten nahezu deckungsgleich für Reanalyse und Trainingsdaten ist, sieht man bei der Relativen Feuchte in größeren Höhen Unterschiede in den Extremwerten. Während RAMS also in diesen Höhen bis zu 20 Prozentpunkte weniger Feuchte „sieht“, dürfte der daraus resultierende Unterschied in den absoluten Feuchten und damit dem Wasser- und Wasserdampfgehalt - aufgrund der niedrigen absoluten Feuchte bei niedrigen Temperaturen - recht gering ausfallen.

Um die Verteilung des aus den Profilen berechneten Flüssigwasserpades zu prüfen, wurde dieser mit Daten des ISCCP<sup>7</sup> verglichen (Rossow und Schiffer, 1999). Im Rahmen dieses Projektes werden die Daten mehrerer Satelliten genutzt, um eine globale Wolkenklimatologie abzuleiten. Aus dem Verhältnis von Reflexion und Absorption an der Wolkenoberkante wird hier ein Tropfenspektrum abgeleitet, dass dann zur Bestimmung des LWP herangezogen wird<sup>8</sup>. Änderungen des Tropfenspektrums unterhalb der Wolkenoberkante können das Ergebnis stark verfälschen. Abbildung 4.5 zeigt einen Vergleich zwischen den zeitlich gemittelten LWP-Werten entlang der gewählten Stationen. Qualitativ wird die Klimatologie durch die Trainingsdaten gut nachgebildet. Man erkennt jedoch, dass die Trainingsdaten im Bereich der Subtropen (hier vor allem in den nördlichen Subtropen) wesentlich stärker durch trockene, kontinentale Luftmassen beeinflusst sind als die Klimatologie. Verantwortlich für diesen niedrigen Mittelwert ist jedoch nicht ein durchgehend niedriger Wolkenwassergehalt, sondern die große Zahl unbewölkter Fälle in diesem Breitenbereich.

Ein trainiertes Retrieval kann, neben dem Vergleich der fernerkundeten Werte mit In-situ-Messungen, auch durch Anwendung auf einen reservierten Teil der Daten validiert werden. Dabei werden diese zunächst in Trainings- und Testdaten aufgeteilt, damit das Retrieval nicht schon auf die Testdaten hintrainiert wird. Die RMS-Differenz zwischen den aus den Profilen und den aus den Helligkeitstemperaturen

<sup>7</sup>ISCCP - International Satellite Cloud Climatoloy Project

<sup>8</sup>Für eine detailliertere Beschreibung des Verfahrens siehe Kapitel 6

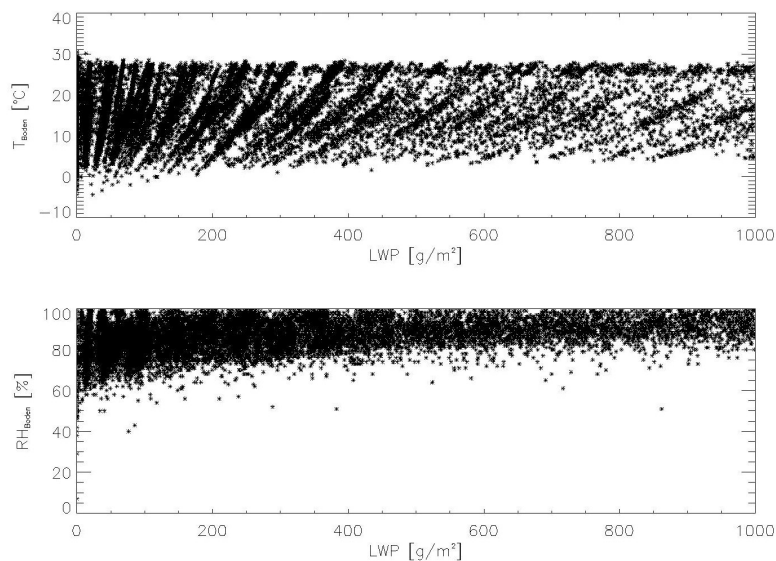


Abbildung 4.6.: Aus den Trainingsdaten abgeleiteter Zusammenhang zwischen Flüssigwasserpfad und Bodentemperatur (oben) bzw. Relativer Feuchte am Boden (unten)

berechneten Flüssigwasserpfaden (oder Wasserdampfmengen) beschreibt dann eine Retrievalgüte, die unabhängig von Messfehlern, bzw. der Geräteungenauigkeit ist. Im Folgenden wird diese Art von Retrievalfehler bzw. Retrievalgüte verwendet, um verschiedene Retrievalansätze zu vergleichen.

Bei der Verwendung der Retrievaleinteilung nach mehr oder weniger frei gewählten geographischen Grenzen tritt beim Wechsel der Retrievalkoeffizienten nahezu immer ein Sprung in den ermittelten atmosphärischen Parametern auf. Daher wurde geprüft, inwiefern die geographische durch eine synoptisch begründete Einteilung ersetzt werden kann, deren Grenzen dann ohnehin bei Übergängen zwischen verschiedenen synoptischen Regimen liegen.

Da das Hauptaugenmerk dieser Arbeit auf dem Flüssigwasserpfad liegt, wurde versucht, diesen mit anderen gemessenen meteorologischen Parametern zu korrelieren. Es wurden jedoch keine signifikanten Zusammenhänge gefunden. Weder die Bodentemperatur, noch die Feuchte am Boden lässt eine genügend deutliche Eingrenzung des zu erwartenden LWP zu. Es zeigt sich nur der erwartete Zusammenhang zwischen höherer Bodentemperatur bzw. -feuchte auf der einen Seite und mehr Flüssigwasser wegen stärkerer Konvektion und mehr zur Verfügung stehendem Wasserdampf auf der anderen (Abb. 4.6).

Integriert man jedoch in das Retrieval für Flüssigwasser und Wasserdampf, das typischerweise die Frequenzen zwischen 22 und 31 GHz umfasst, zusätzlich die Kanäle der Sauerstoffabsorption unterhalb von 60 GHz, so sind die geographische Infor-

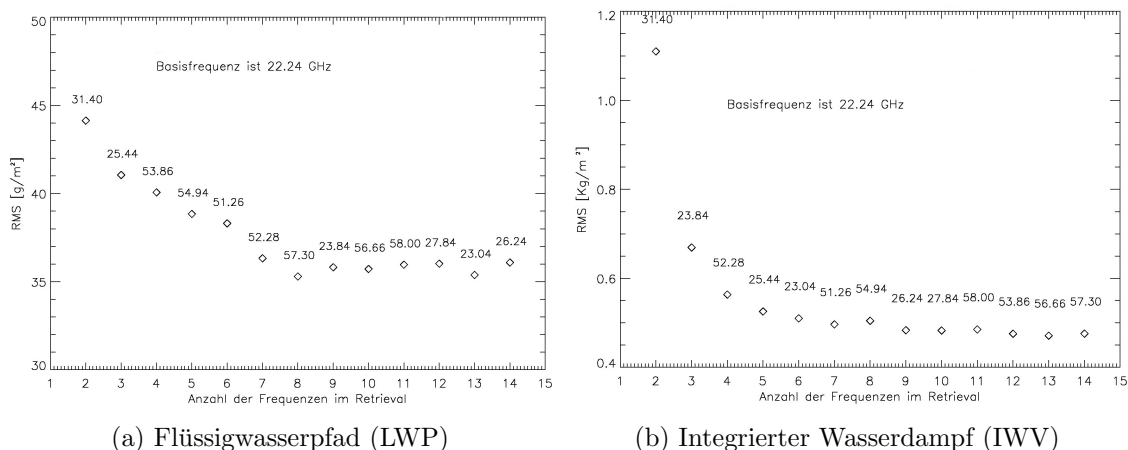


Abbildung 4.7.: Entwicklung des RMS-Fehler der LWP- bzw. IWW-Retrieval bei Anwendung auf einen Teildatensatz. Zur Basisfrequenz von  $22,24\text{ GHz}$  werden sukzessive weitere Frequenzen hinzugenommen

mationen über die Temperatur in das Retrieval integriert<sup>9</sup>. Damit ist das Retrieval global (aufgrund der verwendeten Trainingsdaten von  $55^\circ\text{ S}$  bis  $55^\circ\text{ N}$ ) gültig, betrachtet dann allerdings, im Falle des HATPRO-Radiometers, alle 14 und nicht nur 7 Helligkeitstemperaturen.

Abbildung 4.7 zeigt die Retrievalgüte in Abhängigkeit von den im Retrievalprozess verwendeten Frequenzen. Hierbei wurde im ersten Schritt ein Retrieval trainiert und getestet, das die Helligkeitstemperaturen bei  $22,24\text{ GHz}$  sowie der jeweils zweiten Frequenz nutzt. Der RMS-Fehler<sup>10</sup> zeigt dabei die Abweichung zwischen den bekannten LWP- und IWW-Werten der Profile und den Werten, die das Retrieval liefert, wenn man es auf die durch das Strahlungstransportmodell berechneten Helligkeitstemperaturen anwendet. Die jeweils nächste Frequenz führte dabei, aus allen verbliebenen Frequenzen, zum kleinsten RMS-Fehler. Hierbei ist beim LWP-Retrieval (Abb. 4.7a) zu beobachten, dass, wie zu erwarten, die Fensterfrequenz bei  $31,4\text{ GHz}$  als diejenige ausgewählt wurde, die zusammen mit der Zentralfrequenz der Wasserdampfabsorption das beste Ergebnis liefert. Diese beiden Frequenzen bilden die klassischen Zweikanalretrieval der älteren, nicht profilierenden Radiometer. Überraschend jedoch, und die These stützend, dass die Temperaturinformation im Retrieval stark gewichtet wird, ist das Erscheinen der ersten Sauerstoffabsorptionsfrequenz auf Platz 4, sowie, dass die restlichen vier Frequenzen aus der Wasserdampfabsorptionslinie erst zwischen Platz 9 und 14 zu finden sind, wo die Veränderung durch Hinzunahme schon deutlich im Bereich der Messfehler liegen.

Beim IWW-Retrieval (Abb. 4.7b) reduziert sich der RMS-Fehler wesentlich früher. Obwohl er bei mehr Frequenzen auch stetig geringer wird, liegt die weitere Verän-

<sup>9</sup>siehe dazu auch Crewell und Löhnert (2003). Jedoch werden dort andere Frequenzen betrachtet.

<sup>10</sup>RMS: *root mean square* (Mittelwert der absoluten Differenzen)

derung des Fehlers schon nach der fünften Frequenz im Bereich von unter  $100 \text{ g/m}^2$ . Selbst bei geringen IWV von  $20 \text{ kg/m}^2$  ist das nur noch ein Fehler von 0,5% und liegt deutlich unterhalb der Genauigkeit der zur Verfügung stehenden Validierungsmöglichkeiten.

### 4.5. Der clear sky-Fehler

Wendet man herkömmliche statistische Retrieval auf der Basis linearer Regressionen auf atmosphärische Variablen wie den Flüssigwasserpfad an, so stellt man fest, dass ein großer Teil der Messungen bei klarem Himmel negative Werte liefert. Die Herkunft dieses *clear sky bias* ist zum einen mathematisch in der Regression eines nicht gaußverteilten Parameters begründet, zum weitaus größeren Teil aber in Ungenauigkeiten der Absorptionsmodelle. Hierbei spielen vor allem die Parametrisierungen der von den Resonanzfrequenzen weit entfernten Bereiche eine Rolle, die gesammelt als Kontinuumsabsorption bezeichnet werden (z.B. Marchand (2003); van Meijgaard und Crewell (2005)). Ist viel Flüssigwasser im Sichtbereich des Radiometers, wird die Absorption im Bereich um  $31 \text{ GHz}$  durch die wohl bestimmten Wechselwirkungen der Strahlung mit den Rotationsmomenten des Wassermoleküls dominiert. Bei wenig vorhandenem Flüssigwasser stellt der Bereich um  $31 \text{ GHz}$  jedoch einen Fensterbereich dar und die für diesen Bereich berechneten Absorptionswerte setzen sich zu einem größeren Teil aus den nicht oder ungenau beschriebenen Anteilen der weiter entfernten Resonanzfrequenzen zusammen. Mit dem Anteil der Kontinuumsabsorption an der Gesamtabsorption wächst natürlich auch der Einfluss einer möglichen Ungenauigkeit in der Beschreibung der Kontinuumsabsorption am Gesamtfehler des Absorptionswertes.

Für den Betrag des Fehlers ist aber nicht allein die Menge an Flüssigwasser in der Atmosphäre, sondern auch die Massenverteilung verantwortlich. Bei Verwendung eines Zweikanalradiometers hat Marchand (2003) vorgeschlagen, zeitgleich gemessene Atmosphärenprofile (z.B. durch Radiosonden) zur Verbesserung der Retrievalergebnisse zu verwenden. Bei dem hier genutzten Gerät stehen jedoch mehrere Frequenzen entlang der Flanken der Absorptionslinien zur Verfügung, die somit schon Informationen über die vertikale Verteilung liefern.

Aufgrund der zeit- und räumlichen Veränderung ebendieser vertikalen Verteilung, zeigt auch der *clear sky bias* eine leichte Variation mit der Zeit. Abbildung 4.8 zeigt den unkorrigierten fernerkundeten Flüssigwasserpfad zwischen 07:00 Uhr und 17:00 Uhr UTC. Während des gesamten Zeitraumes war der Himmel wolkenfrei. Deutlich ist der zur Tagesmitte hin größer werdende Fehler zu erkennen. Um 07:00 Uhr sowie um 17:00 Uhr liefert das Retrieval jedoch fast den korrekten Wert von  $0 \text{ g/m}^2$  Flüssigwasser.

Diese wolkenfreien Phasen bieten also eine Möglichkeit das LWP-Retrieval zu verbessern. Dabei können entweder die Retrievalkoeffizienten so angepasst werden,

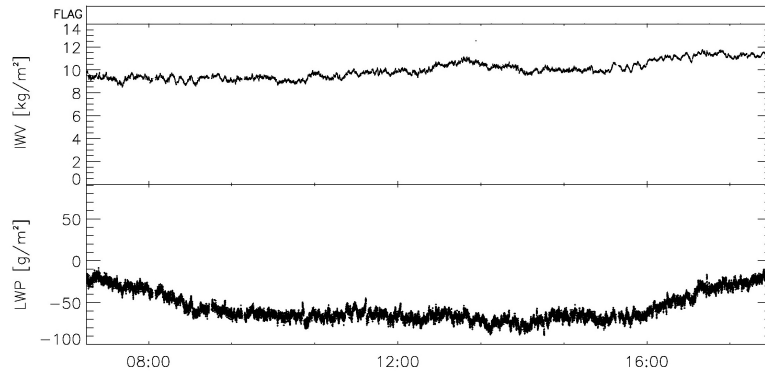


Abbildung 4.8.: Unkorrigierter Flüssigwasserpfad (unten) während der durchgehend unbewölkten Tagstunden des 31.10.2007 während ANT-XXIV/1

dass schon die Anwendung des Retrievals zu korrekten Flüssigwasserpfaden führt oder man ermittelt einen Fehlerwert in  $g/m^2$  und verbessert den ermittelten Flüssigwasserpfad in einem Nachbearbeitungsschritt (van Meijgaard und Crewell, 2005; Zoll, 2008). Letztere Methode findet in dieser Arbeit Anwendung. Dabei wird in den wolkenfreien Zeiträumen ebendieser Fehler bestimmt und daraus dann ein Korrekturwert berechnet. Der Korrekturwert zu einem bestimmten Zeitraum berechnet sich als Mittelwert der Fehler über ein Fenster von 5 Stunden, die jeweils über ihre zeitliche Entfernung vom aktuellen Zeitpunkt gewichtet sind. Die Gewichtsfunktion selbst folgt einer Gauss-Verteilung.

Wesentlicher Vorteil der beschriebenen Korrekturmethode ist die völlige Trennung vom Retrievalprozess und der vergleichsweise geringe Rechenaufwand. Während sich eine Veränderung der Retrievalkoeffizienten wegen der Produkte in der Retrievalformel durch Korrekturwerte ausdrückt, die abhängig von der Höhe des zu verbessernden LWP-Wertes sind, ist der Korrekturwert der Nachbearbeitungsmethode ausschließlich von den umgebenden Fehlerwerten abhängig. Beiden Methoden ist gemein, dass das Fehlen wolkenfreier Situation über einen längeren Zeitraum zu unverbesserten Flüssigwasserpfaden führen muss. Abschließend kann jedoch noch keine Aussage darüber getroffen werden, welche Methode die besseren Ergebnisse liefert, da zum einen die physikalischen Hintergründe noch Teil aktueller wissenschaftlicher Diskussion sind und zum anderen Validierungsmöglichkeiten für den Flüssigwasserpfad fehlen.

Abbildung 4.9a zeigt die Verteilung der LWP-Fehlerwerte vor der Korrektur. Es ist jedoch anzumerken, dass hier nicht nur die Ungenauigkeiten der Absorptionsmodelle einfließen, sondern dass auch Instrumenten- bzw. Kalibrationsfehler vorhanden sein können. Da es sich um ein Verfahren handelt, dass das Mittel diverser Fehler als Korrekturwert verwendet, werden die unbewölkten Fälle nicht strikt auf  $0 g/m^2$  Wasserdampf getrimmt. Vielmehr ergibt sich eine gaussähnliche Verteilung um den Nullwert (Abb. 4.9b), die im theoretischen Idealfall ausschließlich das Rauschen

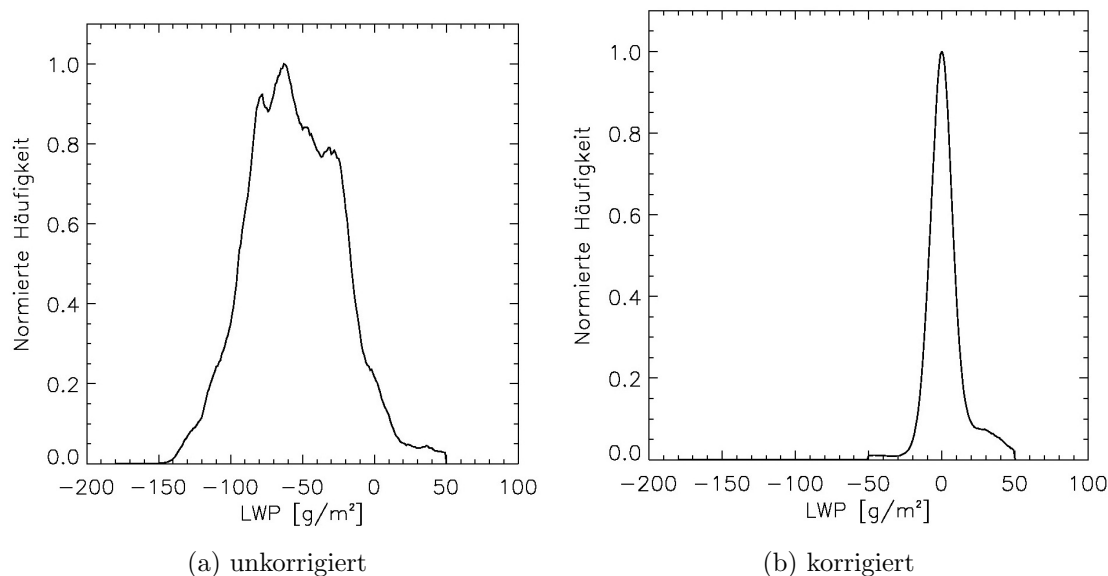


Abbildung 4.9.: Normierte Häufigkeitsverteilung des Flüssigwasserpfad im wolkenfreien Fall, vor (a) und nach (b) der Korrektur

des Radiometers selbst widerspiegelt. Tatsächlich resultieren die Extremwerte der Verteilung aber aus Situationen, in denen die Zahl der unbewölkten Fälle nicht für einen statistisch signifikanten Mittelwert ausreicht bzw. auch aus Ausreißern, die unterhalb der entsprechenden Detektionsschwelle liegen. Die von Null verschiedenen *clear sky*-Werte bleiben zunächst im Datensatz erhalten. Da jedoch alle wolkenfreien Zeiträume markiert werden, kann je nach Anwendung jederzeit der LWP-Wert im als wolkenfrei erkannten Fall auf Null gesetzt werden.

Es bleibt also die Notwendigkeit die wolkenfreien Zeiträume während der Radiometermessungen zu bestimmen. Hierbei liegt die Priorität darauf, dass keine bewölkten Situationen fälschlicherweise als unbewölkt gekennzeichnet werden. Während ein „übersehener“ unbewölkter Fall durch die Mittelung der benachbarten Fehlerwerte nur geringen Einfluss auf den Korrekturwert hat, würde ein als Fehlerwert klassifizierter LWP-Wert den Korrekturwert über die gesamte Fensterbreite deutlich erhöhen.

In Zoll (2008) wurden diverse Möglichkeiten geprüft, wie aus den vorhandenen Informationen ein verlässliches Wolkendetektionssystem erstellt werden kann. Unter anderem wurde dort der Versuch unternommen, zwischen dem Rauschen des LWP in unbewölkten Phasen und der natürlichen Schwankung des LWP beim Wolkendurchzug zu unterscheiden, also einen Schwellwert in der Variabilität des LWP zu finden. Während diese Methode bei Landstationen mittlerweile erfolgreich eingesetzt wird (U. Löhnert, persönliche Mitteilung), scheint die größere Menge an zur Verfügung stehender Feuchtigkeit auf See den Unterschied zwischen dem Rauschen und der natürlichen Veränderung soweit zu reduzieren, dass bei keinem gewählten



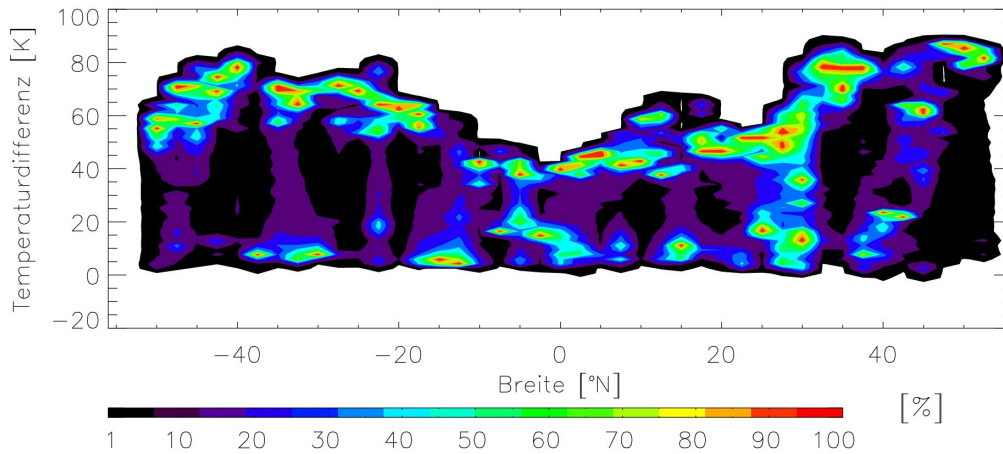


Abbildung 4.10.: Häufigkeitsverteilung berechneter Differenzen zwischen  $T_{Boden}$  und  $T_{IR}$  normiert auf  $5^\circ$  Breitenintervalle.

Schwellwert bzw. Zeitraum für die Bestimmung der Variabilität eine verlässliche Aussage über die Bewölkung im Radiometersichtbereich möglich ist.

Auch die Identifikation von Wolken in den Daten des Infrarotradiometers, dass seit der Expedition ANT-XXIV/4 in der gleichen Blickrichtung beobachtet wie das Mikrowellenradiometer, war bisher nicht automatisiert möglich. Der hohe Feuchteanteil in der Atmosphäre, kombiniert mit den hohen Temperaturen in den Tropen, ließ keinen eindeutigen Schwellwert zwischen kaltem Hintergrund und „warmer“ Wolkenunterkante zu. Die IR-Messungen von mittlerweile sechs Expeditionen liefern jedoch zusammen mit den Messungen der Standardmeteorologie einen einmaligen Datensatz. Betrachtet man die Differenz zwischen der Bodentemperatur und der Helligkeitstemperatur der Atmosphäre im Infrarotbereich ( $T_{IR}$ ) in Abhängigkeit von der Breite, ergibt sich eine deutlich bimodale Verteilung (Abb. 4.10). Die überwiegend unbewölkten Fälle mit einer breitenabhängigen Differenztemperatur liegen zwischen  $80\text{ K}$  und  $35\text{ K}$  und die überwiegend bewölkten finden sich bei geringen Differenzen unter  $10\text{ K}$ .

Für die Definition eines Schwellwertes eignet sich aber erst die Betrachtung des durchschnittlich ermittelten Flüssigwasserpfades in Abhängigkeit von Temperaturdifferenz und Breite. Dies wird in Abbildung 4.11 gezeigt. Für jedes Breiten- und Temperaturdifferenzintervall wurde ein mittlerer LWP aus den unkorrigierten Daten bestimmt, für die auch eine IR-Radiometermessung vorliegt. Die rote Linie markiert hierbei den breitenabhängigen Schwellwert. Dieser wurde so gewählt, dass ausgehend von der größtmöglichen Temperaturdifferenz pro Breitenintervall genügend unbewölkte Fälle erkannt werden, um eine zuverlässige Korrektur durchführen zu können.

Da diese Statistik aus den unkorrigierten Daten gewonnen werden muss, zeigen sich gemäß der Verteilung in Abbildung 4.9a weite Bereiche mit negativem Flüssig-

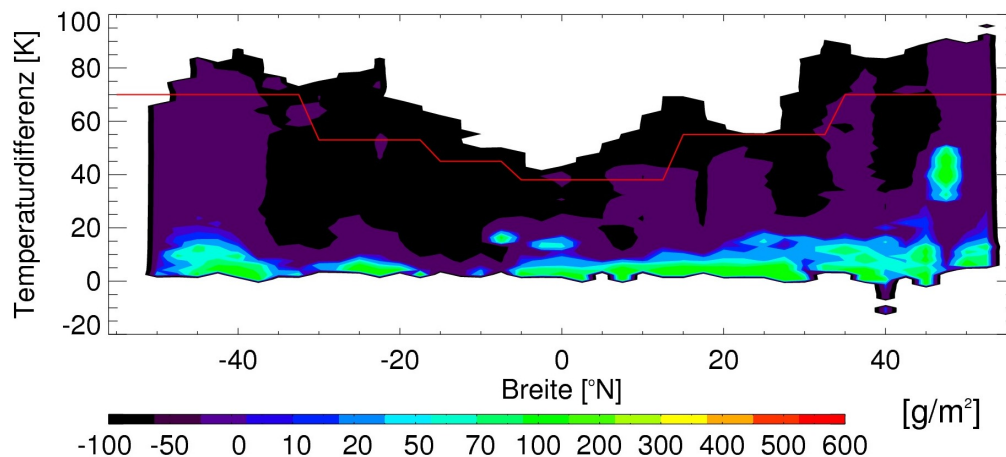


Abbildung 4.11.: Durchschnitts-LWP in Abhängigkeit von der Differenz ( $T_{Boden} - T_{IR}$ ) sowie dem Breitenintervall. Die Linie kennzeichnet den breitenabhängigen Schwellwert unterhalb dessen möglicherweise Bewölkung auftritt

wasserpfad. Diese Bereiche sollten durch die Anwendung der Korrekturwerte in Richtung des Nullwertes verschoben werden.

Wendet man diesen Schwellwert auf die gewonnenen Expeditionsdaten an, so erhält man eine pro Breitenintervall stark variierende Anzahl an unbewölkten Fällen. Diese Varianz resultiert aus den unterschiedlichen Feuchte- und Temperaturwerten der einzelnen Regionen, aber natürlich auch aus der geringen Anzahl voneinander unabhängiger Wettersituationen. Ein solches Breitenintervall von  $5^\circ$  Breite wird durch das Schiff innerhalb von ein bis zwei Tagen durchquert. Daher entspricht die Anzahl unabhängiger Wettersituationen vermutlich der Anzahl der Expeditionen. Es wird also auch die Aufgabe späterer Arbeiten sein, diese Schwellwertmethode durch weitere voneinander unabhängige Informationen zu verfeinern. Abbildung 4.11 zeigt den durchschnittlichen und maximalen Flüssigwasserpfad der laut Schwellwertmethode unbewölkten Situationen, sowie die Gesamtzahl und die Anzahl der unbewölkten Fälle pro Breitenintervall. Während das Mittel der LWP-Werte durchgehend im negativen Bereich liegt, zeigt das Maximum in den höheren Breiten von Nord- und Südhalbkugel auch positive Werte. Diese liegen jedoch im Bereich dessen, was noch als *clear sky bias* beobachtet wurde und sind somit kein Indiz für einen zu niedrigen Schwellwert in diesem Bereich. Aus dem Verhältnis zwischen der Gesamtzahl der Fälle sowie der Anzahl unbewölkter Fälle zeigt sich auch wieder der Einfluss trockener, warmer kontinentaler Luftmassen auf das Gebiet zwischen  $15^\circ$  und  $30^\circ$  N. Der überwiegende Teil der Messungen wird hier durch die Schwellwertmethode als unbewölkt eingestuft. Im Gegensatz dazu ist die Zahl der unbewölkten Fälle in den gemäßigten Breiten nicht nur absolut, sondern vor allem relativ zur Gesamtzahl der Messungen geringer. Dass die Verteilung der unbewölkten Fälle bei  $50^\circ$  N sowie  $55^\circ$  S gegen Null geht, liegt natürlich nur an der

Breitenbereich	Temperaturdifferenz
$\Phi < 30^\circ \text{ S}$	: 70 K
$30^\circ \text{ S} \leq \Phi < 15^\circ \text{ S}$	: 53 K
$15^\circ \text{ S} \leq \Phi < 5^\circ \text{ S}$	: 45 K
$5^\circ \text{ S} \leq \Phi < 15^\circ \text{ N}$	: 38 K
$15^\circ \text{ N} \leq \Phi < 35^\circ \text{ N}$	: 55 K
$35^\circ \text{ N} \leq \Phi$	: 70 K

Tabelle 4.1.: Breitenabhängige Temperaturdifferenz zwischen  $T_{\text{Boden}}$  und  $T_{\text{IR}}$  für die Detektion wolkenfreier Situationen

verschwindend geringen Gesamtzahl von Messungen an den Start- bzw. Endpunkten der Expeditionen.

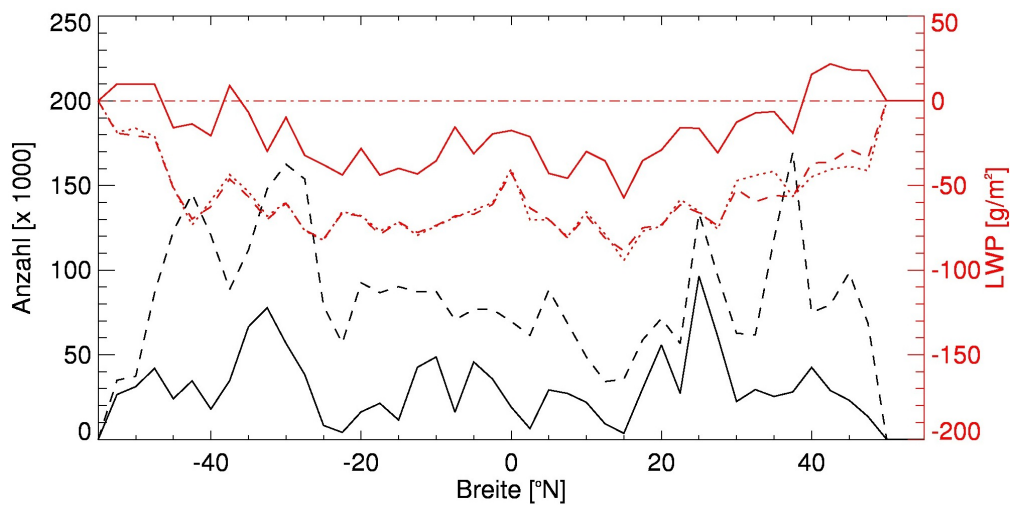


Abbildung 4.12.: Anzahl der Messpunkte (schwarz) pro Breitenintervall total (gestrichelt) und laut Schwellwert unbewölkt (durchgezogen), sowie Statistik des berechneten Flüssigwasserpfad (rot) pro Breitenintervall im unbewölkten Fall (Maximum (durchgezogen), Mittel (gepunktet) und Median (gestrichelt))

Das Resultat der Fehlerkorrektur bei Verwendung dieser Schwellwerte ist bereits in Abbildung 4.9b gezeigt worden. Ein Nachteil der Methode ist ihre Empfindlichkeit gegenüber Fehlklassifikationen. Bei fehlerhaften Werten der Bodentemperatur oder der IR-Messung können bewölkte Situationen in den Korrekturwert einfließen. Ein einziger falscher Wert, groß genug um den Mittelwert signifikant zu verändern, beeinflusst den Korrekturwert im gesamten 5-Stunden-Intervall. Dies gilt es also zu verhindern. Eine Begrenzung der Fälle auf unkorrigierte LWP-Werte unter  $50 \text{ g/m}^2$  wird daher beachtet, führt aber, wie in Abbildung 4.9a zu sehen, zu einem künstlichen oberen Grenzwert des tatsächlichen *clear sky bias*.

## 4.6. Spezialfall clear sky-Retrieval

Auf der Basis eines belastbaren Identifikationssystems für unbewölkte Fälle kann natürlich auch ein Retrieval trainiert und verwendet werden, das speziell für bewölkte bzw. für unbewölkte Fälle gültig ist. Hierbei wurde in den Trainings- und Testdaten ein LWP von  $10 \text{ g/m}^2$  als Grenze zwischen bewölkt und unbewölkt festgelegt.

Während für den Wasserdampf beide Retrievalversionen gebraucht werden, ist beim Flüssigwasser natürlich nur das Retrieval für den bewölkten Fall zu erstellen. Durch die weitere Einschränkung der möglichen Zustände können beide Parameter noch genauer bestimmt werden. Während der Flüssigwasserpfad durchgehend mit dem Retrieval für bewölkte Situationen berechnet und dann in unbewölkten Situationen verbessert wird, ergibt sich jedoch beim integrierten Wasserdampf das gleiche Problem wie bei der Anwendung der geographisch eingeteilten Retrieval. Bei jedem Wechsel zwischen bewölkt und unbewölkt findet sich in den berechneten Wasserdampfmengen ein Sprung. Obwohl also die spezialisierten Retrieval bei Anwendung auf ihren jeweiligen Spezialfall geringere RMS-Fehler zeigen als ein kombiniertes Retrieval, existiert keine physikalisch sinnvolle Methode, die Übergänge zu glätten.

Zugunsten eines stetigen Verlaufes des IWV wird hier also auf die zugegebenermaßen geringe Reduzierung des RMS-Fehlers durch zwei getrennte Retrieval für bewölkte und unbewölkte IWV-Messungen verzichtet.

## 4.7. Vergleich der Retrieval

Tabelle 4.2 zeigt den RMS-Fehler des neu erstellten Retrievals für bewölkte und unbewölkte Fälle (NCEP+RS all), des neuen Retrievals ausschließlich für bewölkte Fälle (NCEP+RS cld) sowie der rein mit Radiosondendaten trainierten Version nach Wassmann (2008). Die drei Versionen wurden jeweils auf die Gesamtheit der Testdaten und auf die bewölkte Untermenge angewandt. Dabei zeigt sich, dass der geringste RMS-Fehler durch das neue Retrieval für alle Bewölkungssituationen erreicht wird. Betrachtet man jedoch nur die bewölkten Fälle, so ist hier die Güte des spezialisierten Retrievals deutlich höher. Diese Version liefert also bei LWP-Werten größer als  $10 \text{ g/m}^2$  bessere Werte, während die Genauigkeit bei kleineren Werten sinkt. Angesichts der Verbesserung des *clear sky bias*, die auch einen durch das Retrieval induzierten systematischen Fehler einbezieht, sollte die tatsächliche Retrievalgüte also noch unter dem hier genannten Fehlerwert liegen.

Die Grundlage für die Entscheidung ein geographisch allgemeingültiges Retrieval zu erstellen, ist die Leistung der neuen Version bei Anwendung auf entsprechend eingeteilte Testdaten. Die resultierenden RMS-Fehler sind in Tabelle 4.3 aufgeführt. Die erste Zeile zeigt die verwendeten Retrievalversionen, wobei NCEP+RS geo und

	NCEP+RS all	NCEP+RS cld	RS all
alle Testdaten	14,48	25,19	40,44
bewölkte Testdaten	26,07	22,67	45,18

Tabelle 4.2.: RMS-Fehler in  $g/m^2$  für Kombinationen aus Retrieval und Testdatensatz bei Betrachtung aller oder Beschränkung auf bewölkte Fälle für den Flüssigwasserpfad

	NCEP+RS cld	NCEP+RS geo	RS all	RS geo
20° - 60° N	22,09	20,93	33,28	34,77
20° S - 20° N	20,15	19,36	46,63	33,18
60° - 20° S	24,07	25,44	45,35	47,03

Tabelle 4.3.: RMS-Fehler in  $g/m^2$  für Kombinationen aus Retrieval und Testdatensatz bei geographischer Einteilung für den Flüssigwasserpfad

RS geo die entsprechend geographisch eingeteilten Versionen für den jeweiligen Breitenbereich darstellen. Die erste Spalte nennt den Breitenbereich, auf den die Testdaten im jeweiligen Fall eingegrenzt wurden.

Neben dem offensichtlich geringeren RMS-Fehler der neuen gegenüber der alten Retrievalversion, wird deutlich, dass die Einteilung in Regionen keine wesentlichen Verbesserungen, im Falle der südlichsten Breitenzone sogar eine Verschlechterung der Retrievalgüte bringt. Während bei Wassmann (2008) das Hauptaugenmerk auf der Atmosphärenprofilierung lag und sich in den Profilen auch deutliche Verbesserungen durch die geographische Einteilung erzielen ließen, zeigt sich bei den integralen Werten des Flüssigwassers und des Wasserdampfes, dass auch dort schon keine Verbesserung durch Regionalisierung erreicht worden ist.

Bei den Retrievalversionen für den integrierten Wasserdampf zeigen sich ähnliche Resultate. Während die RMS-Fehler der alten, regionalisierten Retrievals zwischen  $0,53$  und  $0,58 \text{ kg}/m^2$  liegen, liefert die Anwendung der neuen, globalen Version einen RMS-Fehler von  $0,45 \text{ kg}/m^2$ . Beschränkt man hier die Testdaten auf bewölkte Fälle, so steigt der Fehler auf  $0,62 \text{ kg}/m^2$ . Die weiter oben erwähnten, aber aus Gründen der Stetigkeit verworfenen Versionen des IWV-Retrievals für ausschließlich bewölkte bzw. unbewölkte Fälle liefern auf entsprechend gefilterten Testdatensätzen einen Fehler von  $0,46 \text{ kg}/m^2$  respektive  $0,20 \text{ kg}/m^2$ .

Die Koeffizienten der einzelnen Retrievals sind in Anhang D zu finden.



## 5. Analyse der gewonnenen Daten

In diesem Kapitel sollen die Messungen des Flüssigwasserpfades statistisch analysiert werden. Dabei handelt es sich im Ganzen um die Daten, die auf 8 Expeditionen gewonnen wurden. Bei der Beurteilung der Ergebnisse der statistischen Auswertungen müssen jedoch einige Einschränkungen vorweggenommen werden. Hohe Flüssigwassermengen sind häufig mit Niederschlag verbunden. Das hier vorgestellte Verfahren ist aber auf niederschlagsfreie Situationen beschränkt. Dies führt zu einem systematischen Bias der Mittelwerte hin zu kleineren LWP-Werten. Darüber hinaus tritt in mächtigen Wolken Niederschlag auf, der nicht den Boden erreicht und damit auch nicht durch den Regensensor am Radiometer erkannt werden kann. Daher muss eine LWP-Obergrenze von  $1000 \text{ g/m}^2$  für unbeeinflusste Messungen angesetzt werden. Wolken mit höherem Flüssigwassergehalt können also nicht in die hier erstellte Statistik einfließen.

Die in Kapitel 4 beschriebene Methode zur Verbesserung des *clear sky bias* ist darauf trainiert, möglichst keine bewölkten Situationen als unbewölkt zu markieren. Dementsprechend ist es aber durchaus möglich, dass unbewölkte Zeiträume „übersehen“ werden können. Um also Statistiken über den Flüssigwasserpfad in bewölkten Situationen erstellen zu können, wird neben dem oben erwähnten oberen Grenzwert auch ein unterer Grenzwert von  $10 \text{ g/m}^2$  angesetzt. Wird im folgenden von „bewölkten Situationen“ gesprochen, bezieht sich das also auf Situationen, in denen der korrigierte LWP zwischen  $10 \text{ g/m}^2$  und  $1000 \text{ g/m}^2$  Flüssigwasser liegt. Ausnahmen werden entsprechend beschrieben.

### 5.1. Statistik aller Fahrten

Wie in der Einleitung zu diesem Kapitel beschrieben, muss bei der statistischen Auswertung der Flüssigwasserpfade mit einigen Einschränkungen gerechnet werden. Es gilt hier zu entscheiden, ob man die Gesamtheit der gemessenen Daten inklusive nicht korrekter LWP-Werte bei mächtiger Bewölkung betrachten will oder ob man das Augenmerk auf den Ausschnitt der Werte richtet, die im Rahmen der vorweggenommenen Annahmen durch den Erkundungsalgorithmus korrekt abgebildet werden. Die unterschiedlichen Ergebnisse beider Ansätze werden in Abbildung 5.1 gezeigt. Aus dem Vergleich geht deutlich hervor, dass die Einschränkung auf niederschlagsfreie Situationen die geographischen Mittel zum Teil deutlich reduziert. Die weitaus größte Wirkung haben jedoch hier die Fälle, in denen das Radiometer

die Ausstrahlung von Regentropfen direkt über dem Gerät misst, in denen also der Niederschlag auch durch den Regensensor registriert wird. Nur 0,5 % der Messwerte wird wegen zu hohen Flüssigwasserwerten aussortiert.

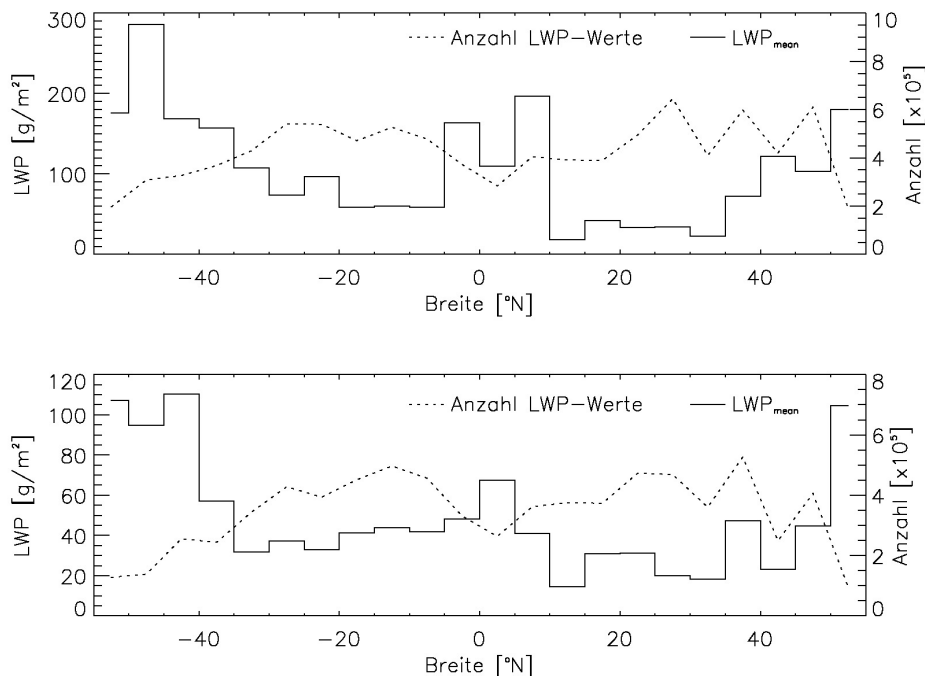


Abbildung 5.1.: LWP-Breitenmittel ( $5^\circ$  Intervallbreite, durchgezogene Linie) über alle Expeditionen, sowie die Anzahl der Messungen pro Breitenintervall (gestrichelt). Alle Messungen (oben) und nur niederschlagsfreie mit  $LWP < 1000 \text{ g/m}^2$  (unten)

Während in Abbildung 5.1 auch die unbewölkten Zeiträume enthalten sind, sind diese durch Anwendung des  $10 \text{ g/m}^2$ -Schwellwertes in Abbildung 5.2 herausgefiltert. Wie zuvor sind auch hier die Mittelwerte für alle Fälle und nur für solche ohne Niederschlag gezeigt und es wird hier besonders deutlich, dass das Herausfiltern der Fälle, die durch Niederschlag kontaminiert sind, gerade in den tropischen Regionen mit hochreichender Konvektion zu einer starken Reduzierung des mittleren Flüssigwasserpfades führt. Erwartungsgemäß steigen die Mittelwerte für die Breitenintervalle geringfügig durch die Beschränkung auf die bewölkten Fälle.

Es ist jedoch erstaunlich, wie gut die berechneten Breitenmittel mit den Werten der ISCCP-Klimatologie (siehe Abb. 4.5) übereinstimmen. Bei nur acht zur Verfügung stehenden Expeditionen sind pro Breitenintervall auch nur maximal acht voneinander unabhängige Wettersituationen zu erwarten. Es ist daher noch nicht zu erwarten, dass alle Breitenklassen repräsentative LWP-Mittel zeigen. Während die Verteilung der Mittelwerte inklusive unbewölkter Situationen den Wertebereich der



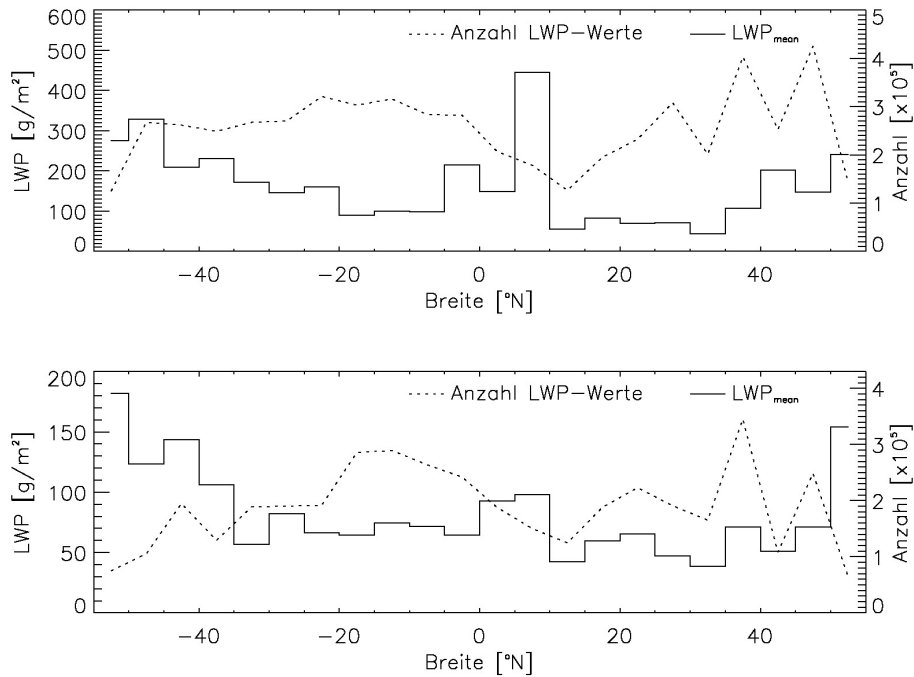


Abbildung 5.2.: LWP-Breitenmittel für  $LWP > 10 \text{ g/m}^2$  ( $5^\circ$  Intervallbreite, durchgezogene Linie) über alle Expeditionen, sowie die Anzahl der Messungen pro Breitenintervall (gestrichelt). Alle Messungen (oben) und nur niederschlagsfreie mit  $10 \text{ g/m}^2 < LWP < 1000 \text{ g/m}^2$  (unten)

Klimatologie trifft (zwischen  $40 \text{ g/m}^2$  und  $100 \text{ g/m}^2$  Flüssigwasser), wird der relative geographische Verlauf besser durch die ausschließliche Betrachtung bewölkter Fälle getroffen. Gerade in den nördlichen Subtropen zeigt Abbildung 5.1 den Einfluss der trockenen Saharaluft zwischen  $10^\circ$  und  $15^\circ$  Nord mit einem Minimum von  $15 \text{ g/m}^2$  Flüssigwasser. Dieses Minimum findet sich noch stärker ausgeprägt in den verwendeten Trainingsdaten (Abb. 4.5).

Wood et al. (2002) haben einen Tagesgang des Flüssigwasserpades über tropischen und subtropischen Ozeangebieten gefunden. In den dort untersuchten Satellitendaten<sup>1</sup> zeigten sich Tagesamplituden von bis zu 40%, wobei das Maximum in den frühen Morgenstunden auftritt. Abbildung 5.3 zeigt einen solchen Tagesgang exemplarisch für eine Region im Südostpazifik. Während die atlantische ITCZ laut der Studie eine Tagesamplitude von nur 0,05% bis 0,1% zeigt, soll diese in den nördlichen und südlichen Subtropen bis zu 25% erreichen.

Ein erster (in Bezug auf die Menge und statistische Signifikanz der Daten) Versuch, einen Tagesgang des Flüssigwasserpades in den hier untersuchten Expeditionsda-

<sup>1</sup>TMI - Tropical Rainfall Measuring Mission (TRIMM) Microwave Imager (NASA)

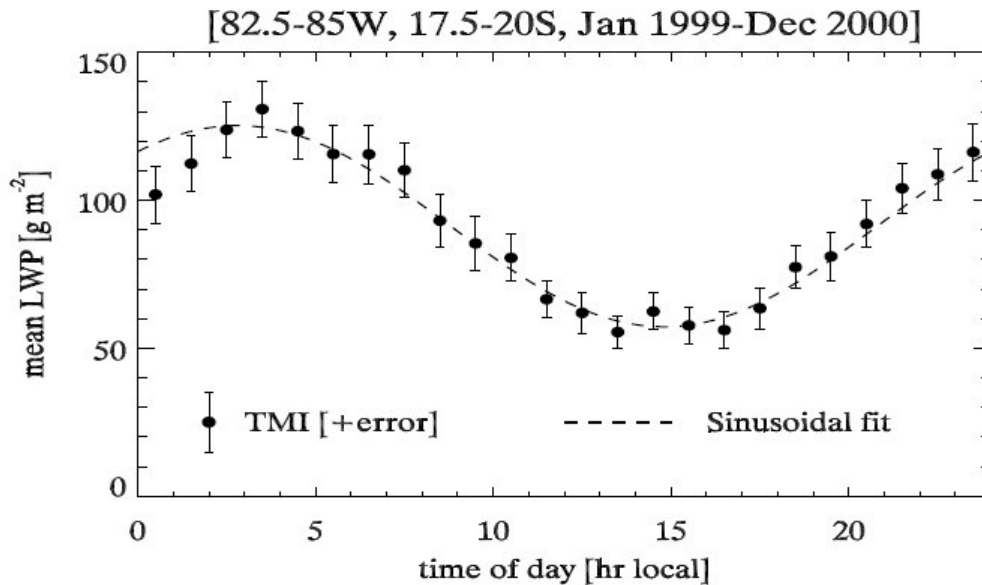


Abbildung 5.3.: Zweijahresmittel des LWP-Tagesgangs aus TMI-Daten für eine  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -Box im Südostpazifik aus Wood et al. (2002)

ten zu bestimmen, wird in Abbildung 5.4 gezeigt. Die Unterteilung der Messungen wurde anhand des ohnehin im Ablauf der Nachbearbeitung berechneten Sonnenzenitwinkels  $\theta$  durchgeführt. Alle Messungen mit  $\theta < 90^\circ$  ( $\theta > 90^\circ$ ) wurden dabei als Tagmessung (Nachtmessung) betrachtet. Hier zeigt sich jedoch deutlich, dass in den Daten noch nicht genügend unabhängige Informationen vorhanden sind. Während die Betrachtung der Absolutwerte zeigt, dass die Nachtmittelwerte höher liegen als die Mittelwerte über die Tagmessungen, zeigen zum Beispiel die Tropen einen wesentlich höheren relativen Unterschied als die Subtropen. Während Wood et al. (2002) zeigen, dass die südlichen Subtropen eine höhere Tagesamplitude aufweisen, findet sich in den Daten der Expeditionsfahrten der höhere relative Unterschied zwischen den Tages- und Nachtwerten in den nördlichen Subtropen. Dies ist um so erstaunlicher, als dass das durch Wood et al. (2002) ermittelte Maximum im Nordostatlantik erst zwischen 5 Uhr und 6 Uhr Lokalzeit auftritt, so dass die Trennung der beiden Taghälften durch den Sonnenaufgang also näher am Maximum liegt. Dadurch sollten sich die Mittelwerte der Taghälften noch weiter annähern und nicht, wie in den Daten zu finden, weiter auseinander liegen.

Für eine statistische Auswertung des Tagesgangs ist also eine Erweiterung der Datenbasis durch weitere Expeditionsdaten notwendig. Sollten genügend unabhängige Informationen existieren, kann auch die Einteilung in Stundenmittel oder zumindest Mittelwerte über Tagesquartale erfolgen, die dann eine genauere Untersuchung des Tagesgangs ermöglicht. Zumindest theoretisch liefern die bodengebundenen Messungen durch ihre hohe zeitliche Auflösung eine gute Basis für eine solche Analyse, da neben den reinen Mittelwerten auch genügend Einzelmessungen für eine genaue

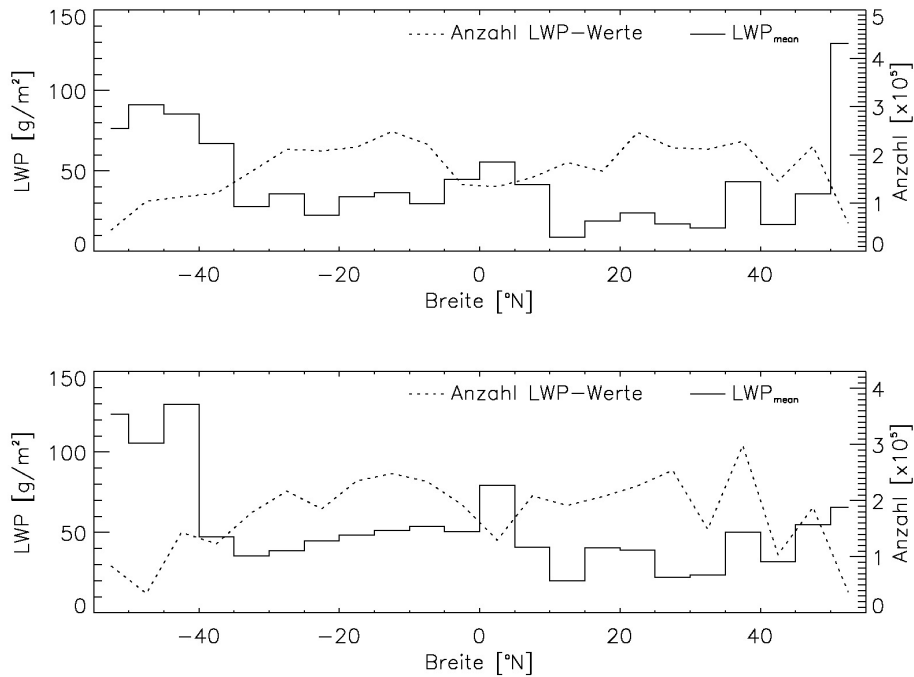


Abbildung 5.4.: LWP-Breitenmittel für  $0 \text{ g/m}^2 < LWP < 1000 \text{ g/m}^2$  (5 Grad Intervallbreite, durchgezogene Linie) über alle Expeditionen, sowie die Anzahl der Messungen pro Breitenintervall (gestrichelt). Alle Tagmessungen ( $\theta < 90^\circ$ , oben) und Nachtmessungen ( $\theta > 90^\circ$ , unten)

Bestimmung der Schwankungsbreite um das Mittel existieren.

## 5.2. Untersuchung der Korrekturresultate

In Kapitel 4 wurde ausführlich beschrieben, wie die Verbesserung des *clear sky bias* durchgeführt wird. Anhand der gewonnen Daten soll diese Verbesserung hier kurz gezeigt werden. Während der Expedition ANT-XXIV/4 wurde am 07.05.2008 in den nördlichen Subtropen ( $11,5^\circ \text{ N}$ ) ein durchbrochenes Stratocumulusfeld vermessen. Dementsprechend liegen die berichtigten Werte für den Flüssigwasserpfad zwischen 10 Uhr und 11 Uhr UTC im Bereich von  $0 \text{ g/m}^2$  bis  $200 \text{ g/m}^2$ . In Abbildung 5.5 sind neben den Flüssigwasserpfadwerten auch der Integrierte Wasserdampf und die in Kapitel 4 beschriebene Differenz zwischen Bodentemperatur und Infrarotradiometermessung abgebildet. Korrespondierend zu den Wolkenlücken im Wolkenbild zeigt die Temperaturdifferenz Maxima, die über den breitenabhängigen Schwellwert (im Plot als gestrichelte Linie markiert) hinausgehen. Die LWP-Werte zu diesen Zeitpunkten werden zur Bestimmung des expeditionsweiten Basis- sowie

des lokalgültigen Fensterkorrekturwertes herangezogen. Auf diese Weise wird der in rot eingetragene Flüssigwasserwert, der durch die ausschließliche Anwendung der Retrievalkoeffizienten auf die gemessenen Helligkeitswerte berechnet wird, um den *clear sky bias* korrigiert. Dabei ist gut zu erkennen, dass eben nicht nur die

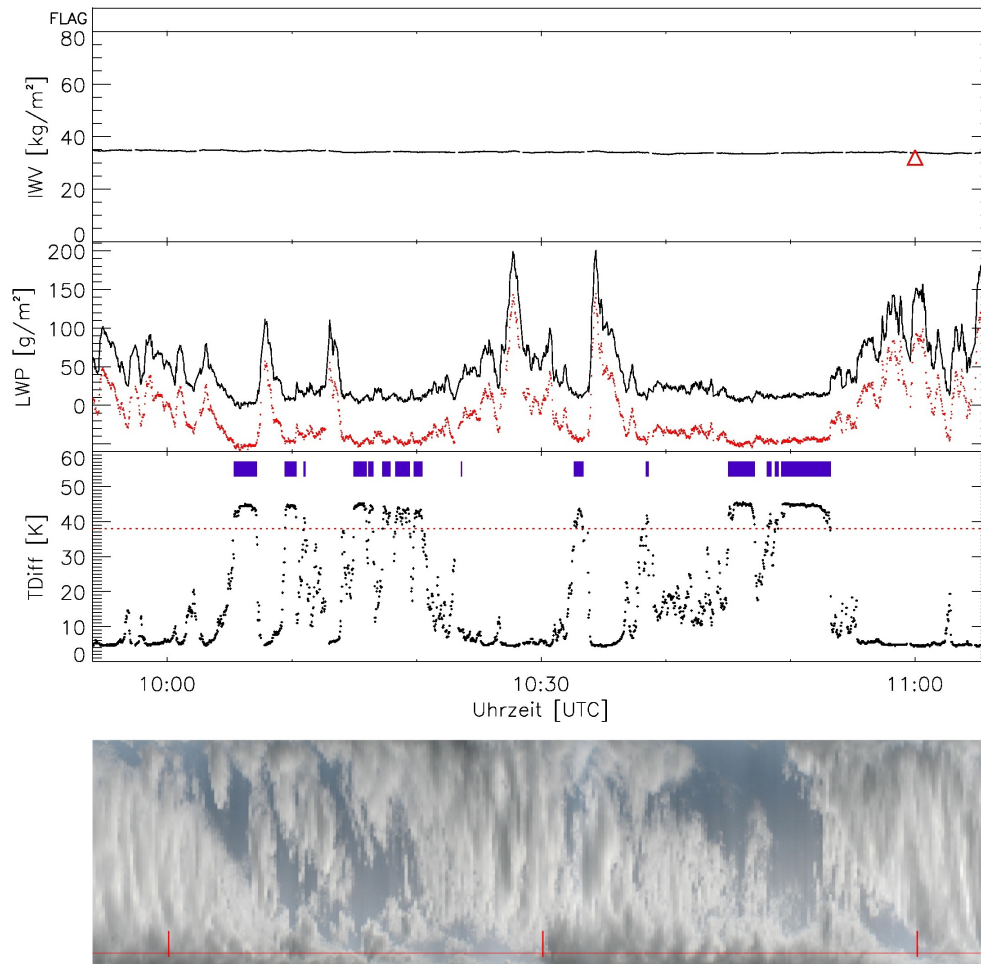


Abbildung 5.5.: Messungen vom 07. Mai 2008. Von oben nach unten: Markierung für fehlerhafte oder niederschlagskontaminierte Messungen, Integrierter Wasserdampf mit Radiosondenreferenz (rotes Dreieck), korrigierter (schwarz) und unkorrigierter (rot) Flüssigwasserpfad, Differenz zwischen Bodentemperatur und IR-Radiometermessung, Wolkenstreifen

Zeiträume korrigiert werden, in denen keine Wolke, also auch kein Flüssigwasser, über dem Radiometer sein sollte, sondern auch die Zeiträume, in denen Wolken über das Gerät ziehen und somit ein reales LWP-Signal in den Messungen zu finden ist.

Abbildung 5.6 zeigt einen Grenzfall dieser Korrekturmethode. An diesem Tag wechselt die Bewölkung am frühen Nachmittag (nach UTC) zwischen Cumulus humilis

und Cumulus mediocris. Zu diesem Zeitpunkt befand sich das Schiff ungefähr bei  $36^\circ$  N, also noch in den nördlichen Subtropen. Obwohl also noch in der gleichen Klimazone wie im vorherigen Beispiel (Abb. 5.5), wird hier aus der Analyse der geographischen Verteilung der Differenzwerte zwischen IR-Messung und Bodentemperatur (Abb. 4.11) ein wesentlich höherer Schwellwert angesetzt.

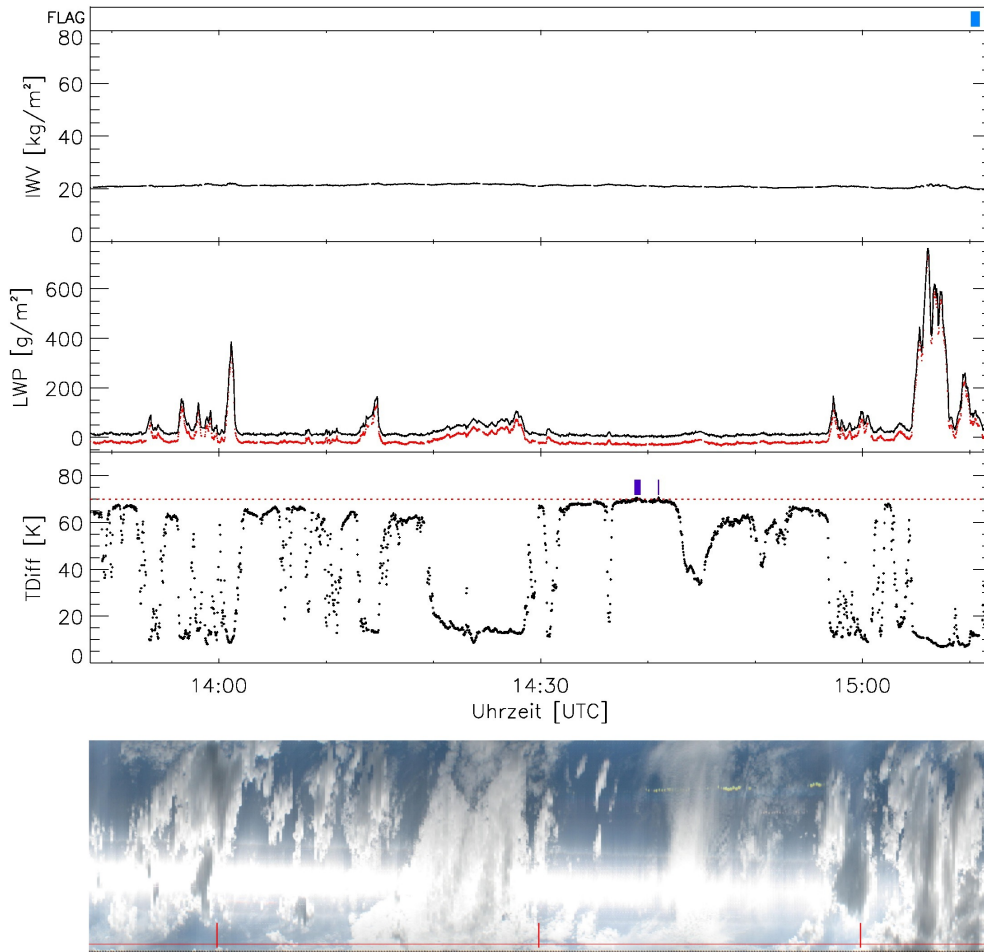


Abbildung 5.6.: Messungen vom 14. Mai 2008. Erklärung siehe Abb. 5.5

Obwohl also im Verlauf der Temperaturdifferenzen wie auch aus dem Kamerabildstreifen eindeutig wolkenfreie Zeiträume identifiziert werden können, schafft in diesem Beispiel nur der längste unkontaminierte Intervall kurz nach 14:30 Uhr UTC den Sprung über den Schwellwert. Die Verwendung eines expeditionsweiten Anteils der Korrektur zieht auch hier die benachbarten Flüssigwasserpfade im wolkenfreien Fall gegen Null, jedoch muss der verwendete Schwellwert in diesem Bereich überprüft werden. Das kann aber erst geschehen, wenn die Datenbasis durch Weiterführung der Expeditionen gewachsen ist und somit die Analyse der Differenztemperaturen andere, statistisch sinnvollere Schwellwerte liefert.

### 5.3. Wolkentypbasierte Auswertungen

Um den großen Bestand an gewonnenen Flüssigwasserdaten auch in Bezug zu Wolkentypen bringen zu können, wurden die zu Filmen zusammengesetzten Wolkenkamerabilder von fünf der acht Expeditionsfahrten verwendet, um händisch den Wolkentyp zu bestimmen.

Ein erster Versuch, den Wolkentyp mit Hilfe des durch Heinle et al. (2010) entwickelten Algorithmus automatisch zu bestimmen, war nicht erfolgreich. Das liegt zum einen daran, dass für diese Arbeit ein geringfügig anderer Ansatz zur Wolkentypklassifikation gewählt werden muss - fährt das Schiff durchgehend auf der unbewölkten Seite eines fast die Hälfte des Himmels bedeckenden Stratusschirmes, so würde der Algorithmus im besten Fall die stratiforme Bewölkung identifizieren. Für das auf dem Schiff montierte Radiometer aber wäre der ganze Zeitraum unbewölkt und muss dann auch als solcher gekennzeichnet werden -, zum anderen zeigte sich, dass das automatische Verfahren bei nicht typischen Vertretern der definierten Wolkentypklassen falsche Klassifizierungen liefert. So werden zum Beispiel in Breite und Höhe stark ausgeprägte Cumuluswolken in die Klasse der stratiformen Bewölkung einsortiert. Das ist aus der Sicht des Algorithmus nachvollziehbar, da selbst der menschliche Betrachter hier keine Entscheidung treffen kann, ohne vorherige und nachfolgende Bilder hinzuzuziehen. Des Weiteren kann eben dieser menschliche Beobachter Situationen, in denen selbst nach Prüfung aller zur Verfügung stehenden Informationen noch keine fundierte Einteilung getroffen werden kann, auch als solche markieren. Die automatisierte Erkennung liefert dann immer noch die Zuordnung mit der höchsten Übereinstimmung der definierten Merkmale, obwohl die Übereinstimmung selbst gering ist.

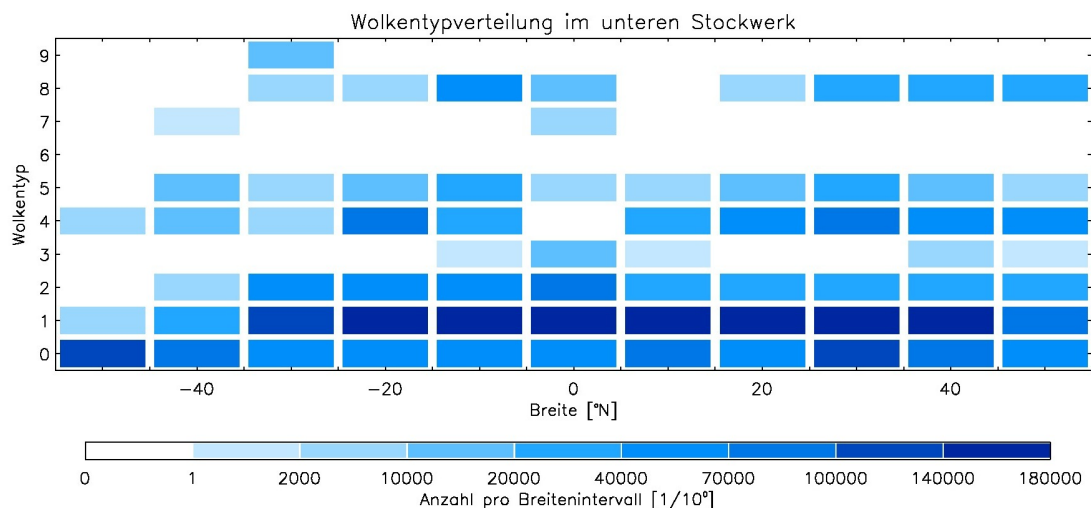


Abbildung 5.7.: Geografische Wolkentypverteilung niedriger Wolken

Es wurde zunächst die relative Verteilung der Wolkentypen untersucht, wie sie im

Typklasse	Wolkentypen
0	Keine tiefen Wolken vorhanden
1,2,3	Cumulus (1) humilis od. fractus, (2) congestus od. mediocris, (3) calvus
4,5	Stratocumulus (4) cumulogenitis, (5) stratiformis
6	Stratus nebulosus od. fractus
7	Schlechtwetter-Stratus fractus od. Cumulus fractus
8	Cumulus und Stratocumulus in versch. Niveaus
9	Cumulonimbus cappilatus

Tabelle 5.1.: Einteilung tiefer Wolken gemäß der DWD-Schlüsseltafel für Beobachtungen auf See

Rahmen der Expeditionsfahrten aufgetreten sind. Abbildung 5.7 zeigt eine geografische Verteilung der neun Wolkentypen gemäß der Schlüsseltafel des Deutschen Wetterdienstes für Beobachtungen auf See (siehe Tab. 5.1) in 10°-Breitenintervallen auf dem typischen Kurs zwischen Südafrika bzw. -amerika und Deutschland. Daten südlich von 35° S sollen im Hinblick auf die Anzahl nicht betrachtet werden, da hier nur diejenigen Fahrten einfließen, deren Ziel- oder Startpunkt Punta Arenas (Chile) war. Der südlichste Punkt der Fahrten von oder nach Kapstadt (Südafrika) liegt bei knapp 34° S!

Schon beim Studium der Fahrtberichte ist aufgefallen, dass trotz der starken Konvektion in den Gebieten der ITCZ nur selten Gewitter beobachtet wurden. Entsprechend wurde der Cumulonimbus capillatus nur während zwei Expeditionen beobachtet, beide Male vor der Südamerikanischen Küste und in Zusammenhang mit Tiefdruckgebieten, die am Südrand des Subtropischen Hochs entlang wanderten. Im Zentrum der ITCZ selbst, konnte auf den Bildern der Wolkenkamera keine solche „Gewitterwolke“ gefunden werden.

Mit Abstand am häufigsten wurde in allen Breitenbereichen der schwach ausgeprägte Cumulus humilis oder fractus gefunden. Während das für die nördlichen und südlichen Subtropen zu erwarten ist, wäre für die Tropen doch zumindest eine Reduzierung dieser, für geringe Konvektion typischen Wolkenform zu erwarten. Schlüssig ist in diesem Zusammenhang, dass die Stratocumulus-Typen (Klasse 4 und 5) in den Tropen ein Minimum und die stark entwickelten Cumulus calvus (Klasse 3) ein Maximum zeigen. Letztere sind außer in den Tropen nur in den Tiefdruckzugbahnen der nördlichen gemäßigten Breiten zu finden gewesen.

Betrachtet man die Verteilung der mittelhohen Wolken (Abb. 5.8 und Tab. 5.2), so ergibt sich keine so deutliche Verteilung wie bei den Wolken des untersten Stockwerkes. Es wird deutlich, dass in allen Regionen die mittelhohe Schicht am häufigsten unbewölkt ist. Das passt zu der Beobachtung, dass in der untersten Schicht am häufigsten die flachen Cumuli auftreten, die für recht stabile und damit ansonsten unbewölkte Atmosphären sprechen. Darüber hinaus ist die Verteilung jedoch eher

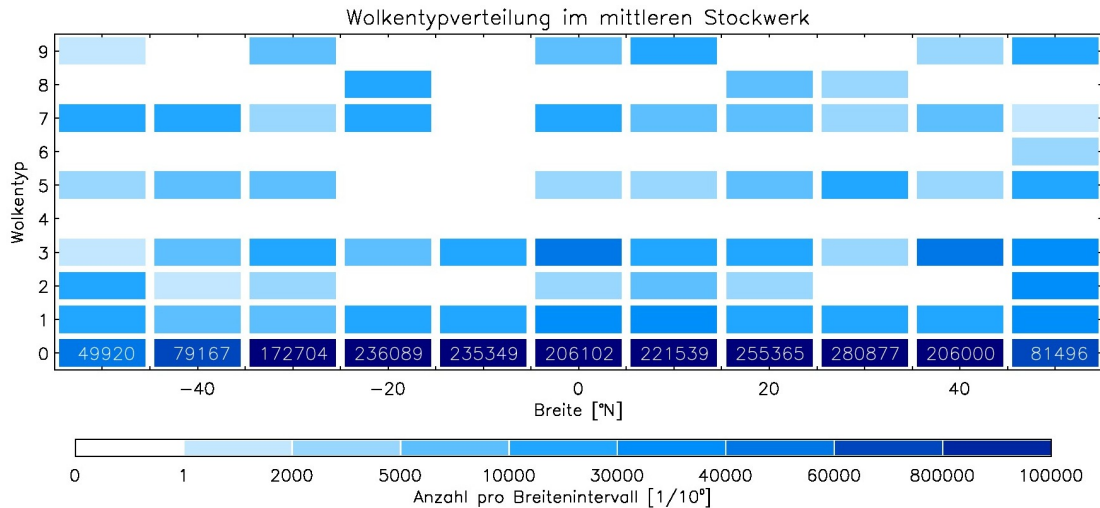


Abbildung 5.8.: Geographische Wolkentypverteilung mittelhoher Wolken. Skala ist für Typen 1–9 optimiert. Anzahl Typ 0 (wolkenfrei) textuell angegeben.

Typklasse	Wolkentypen
0	Keine mittelhohen Wolken vorhanden
1,2	Altostratus (1) translucidus od. (2) opacus bzw. Nimbostratus
3,4,5,6	Altostratus (3) translucidus (4) lenticularis (5) translucidus in Banden und möglw. in versch. Niveaus, (6) cumulogenitis
7,8	Altostratus (7) duplicatus od. opacus (8) castellanus od. floccus
9	Altostratus bei chaotischem Himmel möglw. in versch. Niveaus

Tabelle 5.2.: Einteilung mittelhoher Wolken gemäß der DWD-Schlüsseltafel für Beobachtungen auf See

chaotisch. Einzig die Tatsache, dass in den trockenen Gebieten der nördlichen und südlichen Subtropen keine dichten und damit auch dickeren Altostratus opacus zu finden sind, lässt hier auf einen Zusammenhang mit der großräumigen Zirkulation schließen. Dieses Fehlen deutlicherer Merkmale dürfte an der zu geringen Anzahl der zugrunde liegenden Expeditionen und damit unabhängiger Daten liegen. Die Anzahl auswertbarer Situationen verringert sich natürlich noch zusätzlich durch die Tatsache, dass eine nahezu geschlossene Wolkendecke im untersten Stockwerk eine Identifizierung mittelhoher Wolken unmöglich macht.

Besonders interessant, im Hinblick auf den Einfluss der Wolken auf den Strahlungshaushalt der Erde (Bony und Dufresne, 2005), sind die ausgedehnten Felder maritimer Grenzschichtbewölkung in den Absinkgebieten der Subtropen. Die durch die starke Sonneneinstrahlung zur Konvektion animierte Bodenluft trifft bei ihrem Aufstieg auf die starke Passatinversion. Die Folge sind große Felder von höhenmäßig gering ausgedehnten Cumulus- und Stratocumuluswolken mit kleinen bis mittleren



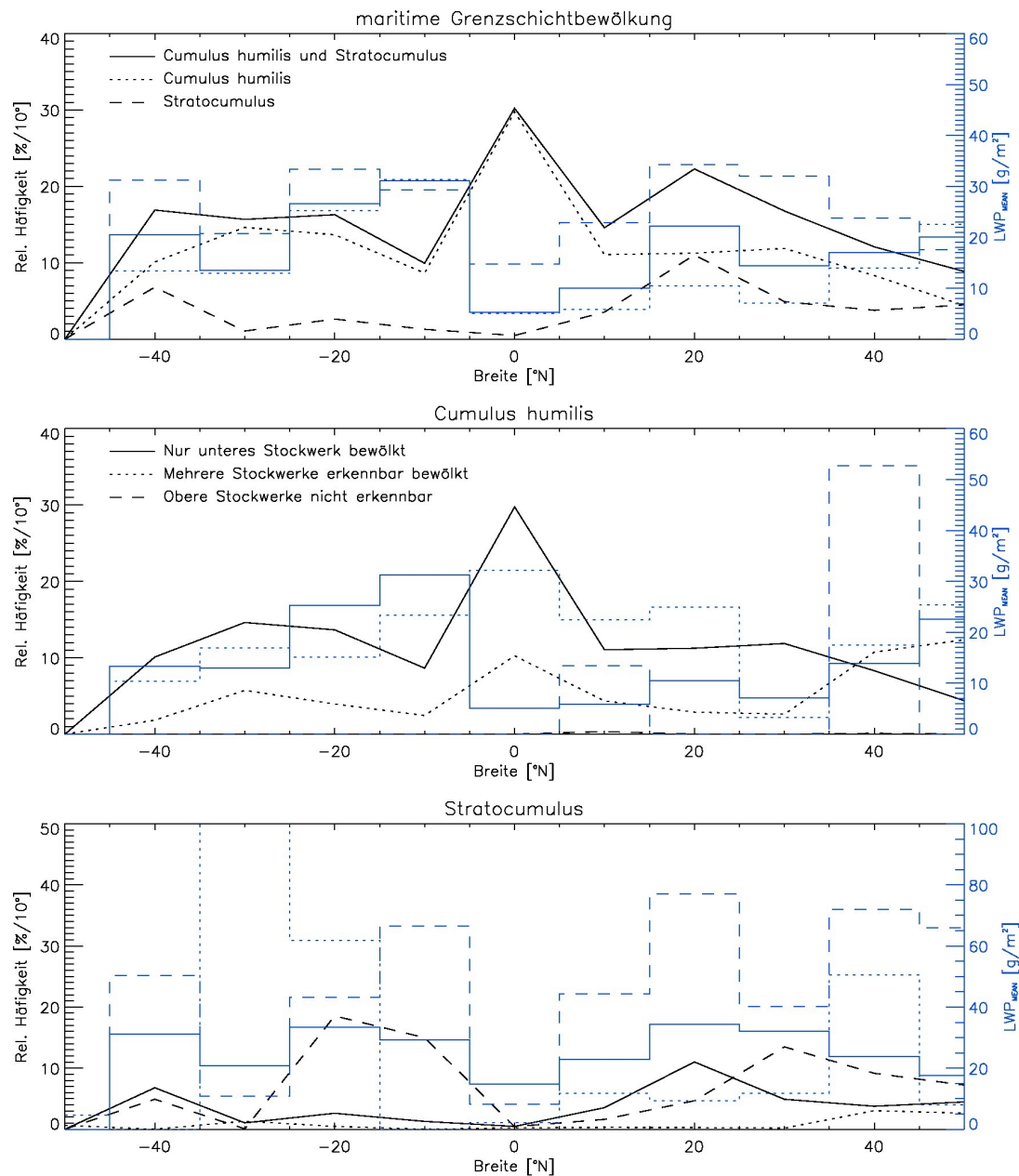


Abbildung 5.9.: Geografische Verteilung verschiedener Wolkentypen im unteren Niveau. Gezeigt wird Häufigkeit (schwarz, normiert auf die Anzahl Wolkentypen pro Breitenklasse) und entsprechender mittlerer Flüssigwasserpfad (blau) flacher Cumuli und Stratocumuli (oben), nur Cumuli (mitte) und nur Stratocumuli (unten)

LWP-Werten zwischen  $0 \text{ g/m}^2$  und  $200 \text{ g/m}^2$  bis  $300 \text{ g/m}^2$ .

Abbildung 5.9 zeigt Häufigkeit und durchschnittlichen Flüssigwasserpfad verschiedener Wolken im unteren Stockwerk. Beim flachen Cumulus (humilis und mediocris)

und Stratocumulus (Abb. 5.9, oben) zeigt sich deren häufigeres Auftreten in den Subtropen und hier speziell direkt an der Grenze zu den Konvektionsgebieten der ITCZ, wo die Lufttemperatur am Boden zwar noch sehr hoch ist, aber auch die ausgleichende Absinkbewegung außerhalb der Konvektionsgebiete am größten ist. Dabei erreicht der mittlere Flüssigwasserpfad der Grenzschichtbewölkung höhere Werte im Süden ( $\approx 31 \text{ g/m}^2$ ) als im Norden ( $\approx 22 \text{ g/m}^2$ ), da die nördliche Passatzzone noch durch die trockene, heiße Saharaluft beeinflusst wird. Das Häufungsmaximum am Äquator selbst ist verknüpft mit einem Minimum im mittleren Flüssigwasserpfad für diese Wolkentypen ( $\approx 5 \text{ g/m}^2$ ) und zeigt, dass die Grenzschichtbewölkung hier zwar prozentual häufiger auftritt, aber wesentlich geringer ausgebildet ist als in den Subtropen.

Unterscheidet man in dieser Verteilung nach Cumulus (Abb. 5.9, mitte) und Stratocumulus (Abb. 5.9, unten), erkennt man, dass nur Cumulusbewölkung zum Maximum am Äquator beiträgt. Dies ist darauf zurück zu führen, dass auch stark ausgeprägte Konvektionsbewölkung als flacher Cumulus beginnt. Betrachtet man hier die Fälle, in denen mehrere Stockwerke erkennbar bewölkt sind, die Wolkenbildung also in der gesamten Atmosphärensäule stattfindet, kehrt sich der Verlauf des mittleren Flüssigwasserpfades um und es zeigt sich das zu erwartende Maximum am Äquator, das auch bei Mittelung über alle Wolkentypen zu sehen ist.

Interessant sind hier aber vor allem diejenigen Situationen, in denen die maritime Grenzschichtbewölkung noch so viel Zwischenräume hat, dass darüberliegende Bewölkung ausgeschlossen werden kann. Nur in solchen Situationen kann vom Boden aus eine klare Aussage über den vorhandenen Wolkentyp getroffen werden. Während das bei Cumulus überwiegend der Fall ist und darüber liegende Stockwerke so gut wie nie verdeckt werden, zeigt Stratocumulus eine gänzlich andere Verteilung. Zum einen tritt dieser Wolkentyp seltener auf als Cumulusbewölkung und zum anderen überwiegen naturgemäß die Fälle, in denen der Stratocumulus keine Beurteilung der höheren Wolkenschichten zulässt. In den nördlichen Subtropen zeigen sich die aufgelockerten Stratocumuli häufiger als die dichten, da hier wieder die trockene Saharaluft die Konvektion einschränkt, südlich des Äquators aber treten die dichten, höhere Wolkenschichten verdeckende Stratocumuli nahezu vier Mal häufiger auf, als diejenigen, die eine Beurteilung der restlichen Atmosphäre zulassen.

Der mittlere Flüssigwasserpfad der Cumulusbewölkung zeigt südlich des Äquators ein deutliches Maximum, dass mit  $\approx 30 \text{ g/m}^2$  dreimal so hoch ist wie das Maximum der nördlichen Subtropen. Der Stratocumulus zeigt, ebenso wie der Cumulus, ein Minimum im Flüssigwasserpfad am Äquator, jedoch findet sich fast kein Unterschied zwischen den Maxima nördlich und südlich des Äquators.

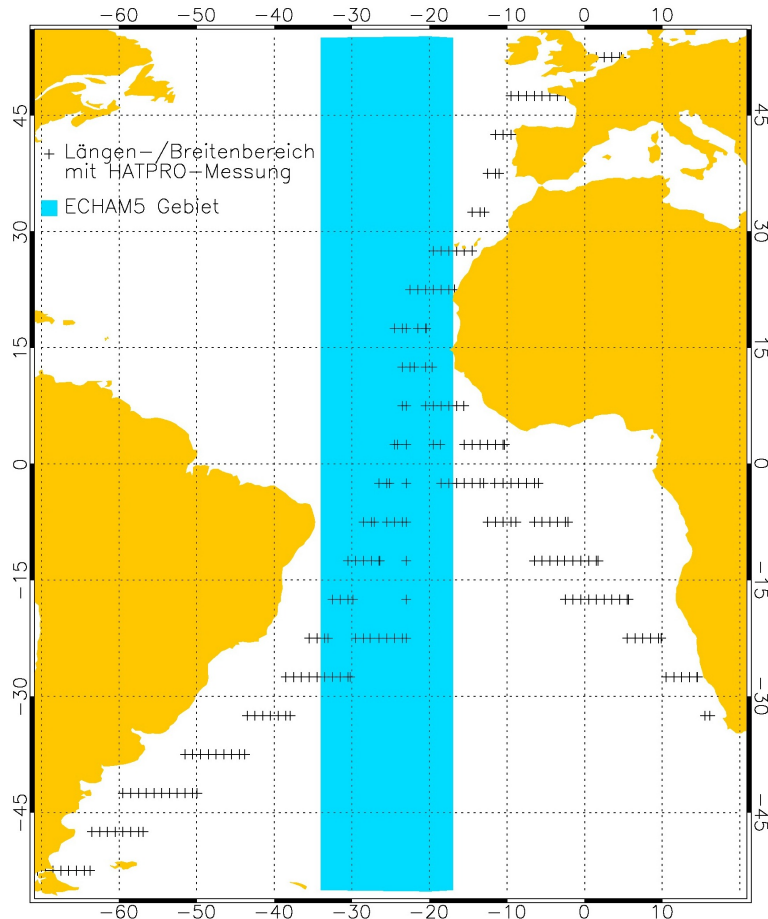


Abbildung 5.10.: Positionen der HATPRO-Messgebiete (+) sowie des ECHAM Vergleichsgebietes (Kasten)

## 5.4. Vergleich der Messungen mit Modellergebnissen

Während in Kapitel 4 die Trainingsdaten mit den Ergebnissen des ISCCP-Flüssigwasserpfades verglichen wurden, soll hier untersucht werden, inwieweit die Messwerte der Expeditionsfahrten mit den Ergebnissen eines aktuellen Atmosphärenmodells übereinstimmen. Dazu wurden aus den Daten eines ECHAM5-Laufs Breitenmittel erstellt, die dann mit den passenden Breitenmitteln der HATPRO-Daten verglichen werden (siehe Karte, Abb. 5.10).

Das Modell ECHAM5 (Version 5.4.00) liefert Daten mit einer horizontalen Auflösung von  $3,75^\circ \times 3,75^\circ$  sowie 19 Ebenen in der Vertikalen. Es handelt sich um ein in der Klimaforschung weit verbreitetes AGCM<sup>2</sup>, das von Roeckner et al. (2003) genauer erklärt wird. Für das Vergleichsprojekt AMIP II<sup>3</sup> wurde eine Klimatologie für

<sup>2</sup>AGCM: *atmosphere general circulation model*

<sup>3</sup>AMIP: *atmospheric model intercomparison project*

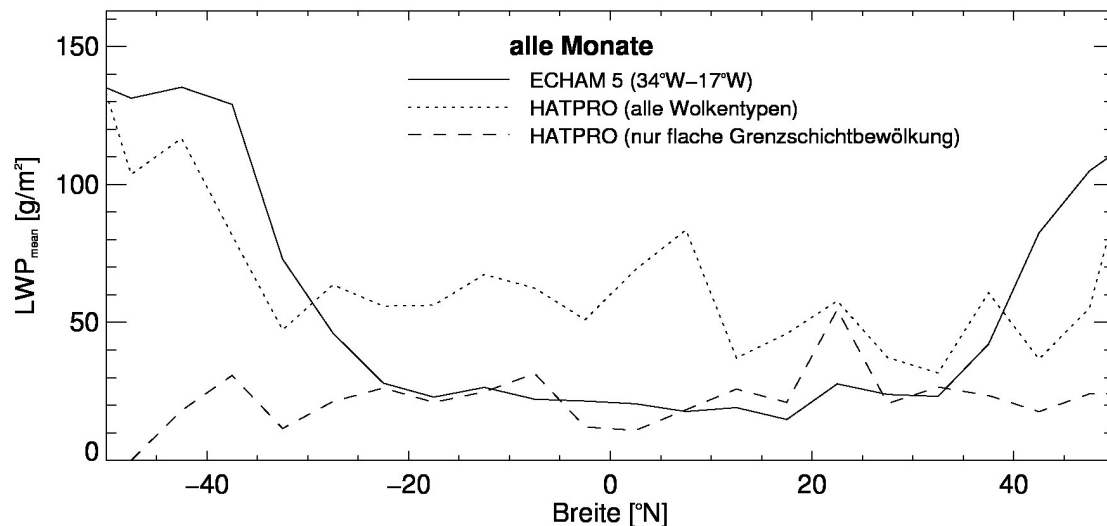


Abbildung 5.11.: Breitenmittel der HATPRO-LWPs und der ECHAM-LWPs über alle Monate

Meeresoberflächentemperaturen und Meereiskonzentrationen aus Beobachtungsdaten entwickelt (Taylor et al., 2000), die bei dem hier verwendeten Modelllauf als Antrieb an der unteren Modellgrenze diente. Der Lauf umfasst einen Zeitraum von 25 Jahren und aus den letzten 20 Jahren (1980-1999) wurden zum Vergleich mit den Expeditionsdaten Monatsmittel des Flüssigwasserpfades herangezogen. Zwar liegen die gewonnenen Expeditionsdaten außerhalb des Modellzeitraums, jedoch wird gerade diese Modellkonfiguration in der Klimaforschung aufgrund des repräsentativen Zeitraums viel genutzt und der Zeitraum 2007 – 2011, in dem die Expeditionen stattfanden, sollte keine starken Abweichungen zeigen.

Abbildung 5.11 zeigt den beschriebenen Vergleich für alle Monate. Dargestellt sind Breitenmittel des LWP für 5°-Breitenintervalle. Der Unterschied im Verlauf der HATPRO-Ergebnisse bei Berücksichtigung aller Wolkentypen (gepunktet) zu den Ergebnissen in Abbildung 5.2 (unten) liegt an der unterschiedlichen Anzahl der einfließenden Expeditionen. Da auch der Spezialfall der Grenzschichtbewölkung (gestrichelt) betrachtet wird, musste für die Betrachtung aller Wolkentypen natürlich derselbe Basisdatensatz gewählt werden, also der fünf von insgesamt acht Expeditionen, für die auch die Wolkentypenteilung durchgeführt wurde.

Die Annahme, dass in den Absinkgebieten der Subtropen fast ausschließlich flache Grenzschichtbewölkung (Cumulus humilis, Stratocumulus) zu finden ist, wird zumindest von den Ergebnissen der Expeditionsfahrten nicht gestützt. Die geringe Häufigkeit von ca. 20% (Abb. 5.9, oben) sowie der große Unterschied zwischen den Mittelwerten des Flüssigwasserpfades für alle Wolkentypen und dem für die Grenzschichtbewölkung legt nahe, dass hier noch recht häufig andere, mächtigere Wolkenschichten aufgetreten sind. Dem entgegen steht aber die überraschend gute Übereinstimmung zwischen den ECHAM-Mittelwerten und dem mittleren Flüssig-

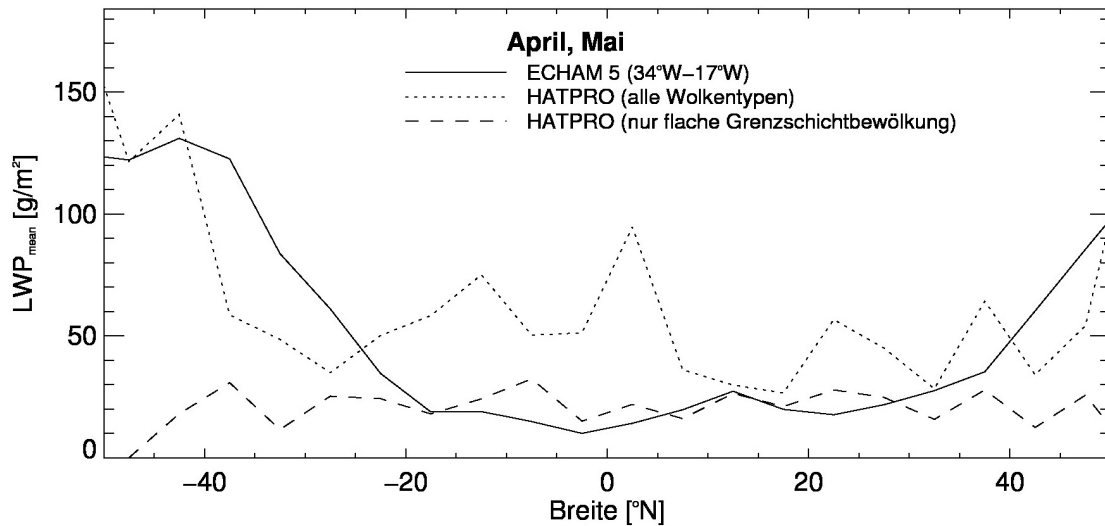


Abbildung 5.12.: Breitenmittel der HATPRO-LWPs und der ECHAM-LWPs (April, Mai)

wasserpfad der Grenzschichtbewölkung. Zwischen  $20^{\circ}$  S und  $30^{\circ}$  N sind die beiden Verteilungen nahezu deckungsgleich (mit einem Ausreißer bei ca.  $20^{\circ}$  N, der weiter unten diskutiert wird). Nördlich, bzw. südlich der Subtropen steigt der Flüssigwasserpfad aus ECHAM stark an und nähert sich damit der Verteilung der Breitenmittel der HATPRO-Messungen über alle Wolkentypen. Da die ECHAM-Werte nicht nach Wolkentyp unterscheiden, legt diese Übereinstimmung nahe, dass die große Differenz zwischen den beiden HATPRO-Mittelwerten eher durch synoptische Störungen des klimatologischen Mittels hervorgerufen wird und bei zunehmender Zahl betrachteter Expeditionen kleiner wird.

Obwohl die Richtung des Ausreißers im Mittelwert des Flüssigwasserpfad für die Grenzschichtbewölkung bei  $20^{\circ}$  N in Ansätzen auch im ECHAM-Lauf zu erkennen ist und möglicherweise auf häufiger auftretende Bewölkung in Lee der kanarischen Inseln zurückzuführen ist, ist der große Sprung von fast  $30 \text{ g/m}^2$  Flüssigwasser auf das „Reinrutschen“ mächtigerer Bewölkung in die Auswertung der Grenzschichtbewölkung zurückzuführen. Kombiniert mit der Tatsache, dass fast alle anderen Expeditionen in diesem Bereich fast immer wolkenfreien Himmel gesehen haben, führt das in einer Auswertung der bewölkten Szenen zu einem Ausreißer. Trotzdem ist erkennbar, dass – wie auch in vorherigen Analysen – die nördlichen Subtropen trockener sind als die südlichen Subtropen.

Da die Expeditionsfahrten nicht gleichverteilt über das ganze Jahr, sondern ausschließlich im Frühjahr, bzw. im Herbst stattfinden, wurden auch Vergleiche mit entsprechend zeitlich eingeschränkten Modelldaten vorgenommen. Da sich damit die Datenbasis auf drei Fahrten im April und Mai, bzw. zwei Fahrten im Oktober und November einschränkt, sind diese Mittelwerte mit Vorsicht zu betrachten.

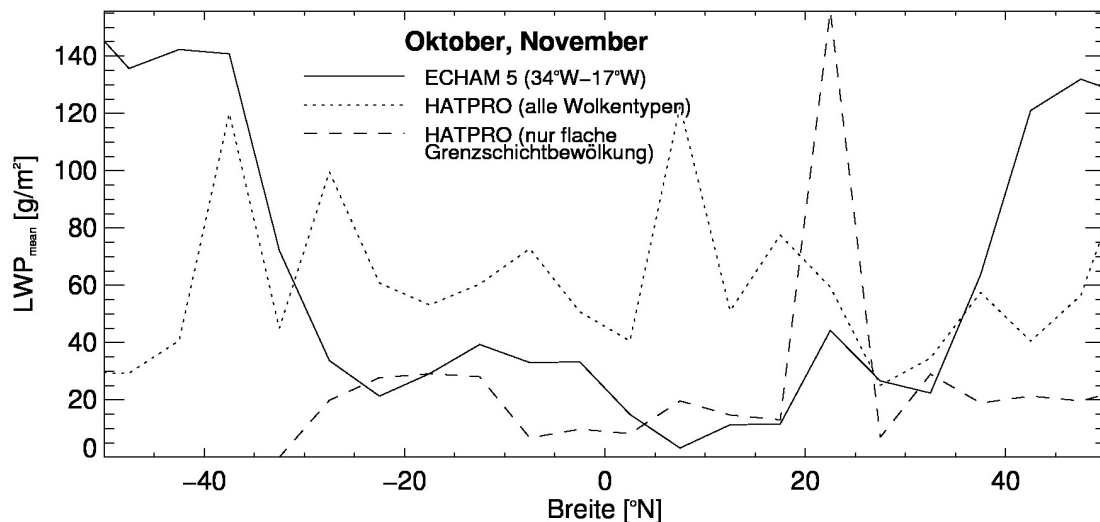


Abbildung 5.13.: Breitenmittel der HATPRO-LWPs und der ECHAM-LWPs (Oktober, November)

Die vermutlich recht geringe Signifikanz der Mittelwerte zeigt sich auch in der großen geografischen Variabilität derselben. Trotzdem sollen diese Vergleiche hier dargestellt werden (Abb. 5.12 sowie Abb. 5.13), denn es zeigt sich trotz der statistischen Fragwürdigkeit sehr gut die Übereinstimmung zwischen den Mittelwerten der Grenzschichtbewölkung sowie der ECHAM-Ergebnisse. Während der Verlauf im Frühjahr keine großen Unterschiede zwischen Subtropen und Äquator aufweist, sind HATPRO-Grenzschichtbewölkung und die Mittelwerte aus dem ECHAM-Lauf im Herbst deutlich breitenabhängig. Sie zeigen feuchtere Subtropen im Süden und eine ausgeprägte Passatzzone im Norden des Äquators.

Nicht zuletzt wird deutlich, dass der oben diskutierte Ausreißer bei  $20^{\circ}$  N nur im Herbst zu finden ist. Zu dieser Jahreszeit befindet sich die ITCZ, durch die im Nordsommer höhere Einstrahlung nördlich des Äquators weiter im Norden, als im Frühjahr. Dadurch ist die Passataktivität im Bereich der kanarischen Inseln stärker und die Bildung von Leebewölkung durch die hohen Inseln ist begünstigt. Wie oben erwähnt, ist die Stärke des Ausreißers in den HATPRO-Daten jedoch auf statistische Probleme zurückzuführen und ist nicht signifikant.

## 6. Vergleich mit Satellitenmessungen

Die Anforderungen an die Genauigkeit des Klimamonitoring steigen mit der gewünschten Vorhersagedauer. Bei zehn- bis hundertjährigen Vorhersagen muss die Genauigkeit der Eingangsdaten um eine Größenordnung besser sein als für die Vorhersage jährlicher Schwankungen. Zusammen mit der geforderten Homogenität und globalen Abdeckung kann das nur mit Messungen durch satellitengestützte Geräte erreicht werden (Schulz et al., 2009). Während Radiometermessungen vom Boden aus mittlerweile eine recht hohe Genauigkeit erreicht haben und mögliche Fehlerquellen und ihre Auswirkungen gut beziffert werden können (Löhnert und Crewell, 2003; Crewell und Löhnert, 2003), ist die Validierung von Satellitendaten weiterhin schwierig und, gerade im Bereich der Wolken, Teil der aktuellen Forschung (Roebeling et al., 2008; Greuell und Roebeling, 2009; Schutgens und Roebeling, 2009). Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit gewonnenen Daten sollen daher zum Vergleich mit den Ergebnissen der LWP-Bestimmung durch die CM-SAF<sup>1</sup> herangezogen werden.

### 6.1. CM-SAF

CM-SAF ist Teil des Netzwerkes aus *satellite application facilities* von EUMETSAT. Das SAF-Netzwerk konzentriert sich auf Aufgaben und Probleme im Zusammenhang mit satellitengestützter Datengewinnung für meteorologische und klimatologische Zwecke. Dazu bildet jedes SAF wiederum ein Kompetenznetzwerk für die jeweilige Teilaufgabe. Während sich andere der insgesamt acht Einrichtungen<sup>2</sup> mit Radiokultation, Kurz- und Kurzestfristvorhersagen oder numerischer Wettervorhersage befassen, versucht die Einrichtung für Klimamonitoring die besonderen Anforderungen langfristiger Klimabeobachtungen an die gewonnenen Zeitserien zu bestimmen und zu erfüllen. Neben den so genannten *environmental data records (EDRs)*, Datensätzen, die nahezu in Echtzeit mithilfe der Standardalgorithmen gewonnen und zur Verfügung gestellt werden, entwickelt die CM-SAF auch *climate*

---

<sup>1</sup>CM-SAF: Satellite Application Facility on Climate Monitoring

<sup>2</sup>Für eine komplette Auflistung siehe EUMETSAT-Website: <http://www.eumetsat.int>.

*data records (CDRs)*. Durch verbesserte Kalibration<sup>3</sup> und der Verwendung ein und desselben Retrievals über die gesamte Zeitserie, können diese Klimadatensätze zur Identifikation von Trends und interannualer Variabilität verwendet werden.

Unter anderem werden die Strahldichten des *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI) Radiometers an Bord des MSG<sup>4</sup>-Satelliten verwendet, um nach der Methode von Nakajima und King (1990) die optische Dicke der Wolken sowie den Tröpfchendurchmesser zu bestimmen. Während die Reflexion an der Wolke im sichtbaren, nichtabsorbierenden Wellenlängenbereich hauptsächlich durch die optische Dicke bestimmt wird, beeinflusst das Größenspektrum der Wolkenpartikel hauptsächlich die Reflexion im Bereich der leicht absorbierenden Wellenlängen im nahen Infrarot. Aus den Strahldichten in den entsprechenden Frequenzen kann ein Iterationsalgorithmus beide Parameter bestimmen. Roebeling et al. (2006) haben eine entsprechende Version dieses Algorithmus für die durch SEVIRI bereitgestellten Frequenzen entwickelt.

## 6.2. Vergleich zwischen Boden- und Satellitendaten

Beim Vergleich zwischen den Daten bodengestützter Fernerkundung und solchen, die vom Satelliten aus gewonnen werden, muss eine große Zahl systematischer Unterschiede berücksichtigt werden. Am offensichtlichsten dürften hier die Probleme sein, die bei der Kollokation der Daten auftreten können. Neben der Situation, dass die Messstelle am Boden möglicherweise am Rand eines Satellitenpixels liegt und sich damit die ohnehin meist unterschiedlichen Sichtfenster nicht komplett überlagern, spielt auch der Beobachtungswinkel zwischen Satellit und Bodenstation eine Rolle. Weicht dieser Winkel zu stark von der Senkrechten ab, überlagern sich zwar die Sichtfenster beider Geräte am Boden, aber schon in wenigen Kilometern Höhe befinden sich Wolken, die direkt über dem Radiometer stehen, möglicherweise in einem benachbarten Satellitenpixel (Parallaxefehler).

Daneben existieren aber noch Fehler, die durch die Fernerkundungsverfahren verursacht werden. Zum Beispiel betrachtet der Iterationsalgorithmus nach Nakajima die Reflektions- und Absorptionseigenschaften der Wolken. Durch die Blickrichtung von oben dominiert dabei natürlich der obere Teil der Wolke. Bei mächtigen, horizontal ausgedehnten Wolken können Variationen in den unteren Wolkenschichten so nicht aufgelöst werden. Auf der anderen Seite kann das bodengebundene Mikrowellenradiometer keine Informationen über *Cirrus*-Bewölkung liefern. Diese besteht aus Eispartikeln und ebendiese interagieren wenig bis gar nicht mit Strahlung im Mikrowellenbereich.

---

<sup>3</sup>Dabei ist nicht nur die Kalibration der Einzelgeräte, sondern vor allem die Angleichung der verschiedenen Geräte untereinander gemeint

<sup>4</sup>MSG: *METEOSAT second generation*



Um oben aufgeführte Fehler zu reduzieren, wurde der Datensatz bei den folgenden Vergleichen auf die Bereiche der Subtropen<sup>5</sup> eingeschränkt. Wegen der Orbitalposition des METEOSAT über dem Kreuzungspunkt von Nullmeridian und Äquator führt diese Einschränkung zu einem maximalen Satellitenzenitwinkel von 30°. Der minimale Wert für diesen Winkel beträgt 11°, da die Äquatorquerung bei typischem Kursverlauf bei 22° W erfolgt. Desweiteren erwartet man in den Subtropen keine bzw. weniger hochkonvektive Bewölkung, die den Vergleich wegen oben genannter Probleme weiter erschweren würde.

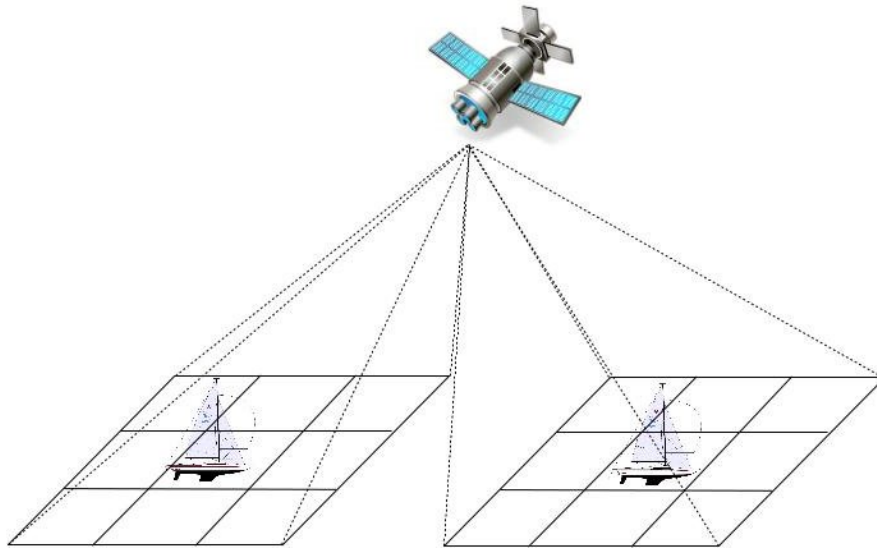


Abbildung 6.1.: Anordnung der verwendeten Satellitenpixel

Darüberhinaus müssen geeignete Mittelungszeiträume gefunden werden, um die zeitlich hochaufgelösten Daten des HATPRO an die 15-minütigen Satellitenmessungen anzupassen. Deneke et al. (2009) haben zum einen empfohlen, dass sowohl Satelliten- als auch Bodendaten gemittelt werden sollten, zum anderen haben sie in ihren Vergleichen festgestellt, dass eine Mindestlänge des Mittelungszeitraums von 40 Minuten eingehalten werden sollte. Da jedoch ausdrücklich darauf hingewiesen wird, dass die dort gefundenen Resultate auch vom Wolkentyp und damit von den klimatischen Bedingungen an der Vergleichsstation abhängen, wurden hier verschiedene Optionen getestet.

Die einzelnen Schritte für das zu verwendende Zeitfenster werden dabei von der zeitlichen Auflösung der Satellitendaten vorgegeben. Da diese alle 15 Minuten vorliegen, kann ein 15-Minuten-Fenster zwei Satellitenmessungen umfassen. Das 30-Minuten-Fenster umfasst dementsprechend drei Messungen. Damit ist das 15-Minuten-Fenster das kleinste zur Verfügung stehende Intervall. Natürlich ist bei der Wahl der Intervallbreite zu bedenken, dass die Verwendung großer (langer) Fenster zu Lasten des eigentlichen Vorteils der Bodenmessung geht – der hohen

<sup>5</sup>genauer: 30° S – 5° S und 10° N – 30° N

Methode	Fensterbreite [Min.]					
	15	30	45	60	75	90
bestes Pixel	24,2	14,2	13,9	13,9	13,3	12,7
Mittel über Pixel	31,7	21,4	20,8	20,5	19,9	19,2
zentrales Pixel	32,0	22,1	21,2	20,8	20,0	19,2

Tabelle 6.1.: RMS-Fehler [ $g/m^2$ ] der Vergleiche zwischen den CMSAF-LWPs und den HATPRO-LWPs in Abhängigkeit von Methode und Fensterbreite

zeitlichen Auflösung der Daten. Da in diesem Kapitel jedoch, in den Grenzen der in den vorherigen Abschnitten betrachteten Genauigkeit, die Bodenmessungen als Wahrheit betrachtet werden und die Güte der Satellitendaten bestimmt werden soll, wird dieser Verlust an zeitlicher Auflösung in Kauf genommen und das längste verwendete Fenster umfasst 90 Minuten.

Da gerade inhomogene Bewölkung zu großen Unterschieden zwischen Boden- und Satellitenmessung führen kann, wurden neben dem Satellitenpixel, in dem sich das Schiff zum Zeitpunkt der Satellitenmessung befand, auch die acht Pixel um das Schiff herum betrachtet (Abb. 6.1). Die hier durchgeführten Auswertungen sind, neben der ausschließlichen Verwendung des zentralen Pixels („ $CMSAF_{DIRECT}$ “), die Suche nach demjenigen Pixel mit der geringsten Abweichung zum HATPRO-LWP („ $CMSAF_{BEST}$ “) sowie des Mittelwertes über alle neun Pixel („ $CMSAF_{MEAN}$ “).

Während die Auswertung der „besten“ CMSAF-Messung erwartungsgemäß auch zur besten Übereinstimmung mit den HATPRO-Werten führt, kann diese Methode natürlich nicht auf andere Datensätze, denen eine Bodenmessung fehlt, angewendet werden. Trotzdem ist in diesem Zusammenhang interessant, ob im Falle geringer Übereinstimmung zwischen den Mittelwerten ein Pixel im Umfeld des Schiffes existiert, das bessere Flüssigwasserpfade meldet. An dieser Stelle sei auch darauf hingewiesen, dass die bei den Auswertungen angegebenen „Fehlerbalken“ aller Methoden die Variabilität bzw. Inhomogenität der Wolkendecke innerhalb des gewählten räumlichen und zeitlichen Intervalls darstellen und nur bedingt auf Unsicherheiten hinweisen.

Tabelle 6.1 zeigt die Abhängigkeit des RMS-Fehlers von der Breite des Mittelungsfensters für die drei verschiedenen Methoden der CMSAF-Pixelbetrachtung. Allen Methoden ist gemein, dass der Fehler beim Schritt vom 15-Minuten- zum 30-Minuten-Fenster stark abnimmt und bei weiterer Vergrößerung des Zeitfensters nur noch schwach sinkt. Während sich die Fehler der Betrachtung des zentralen Pixels und der des Mittelwertes aller neun Pixel nur wenig unterscheiden, ist der RMS-Fehler bei der Verwendung des „besten“ Pixels durchschnittlich um ein Drittel niedriger. Der geringe Unterschied zwischen den beiden erstgenannten Methoden legt außerdem nahe, dass – zumindest bei den hier vorliegenden Ausgangsdaten – eine unterschiedliche Gewichtung der Pixel in Abhängigkeit von ihrem Abstand zum Zentralpixel bei der Berechnung des Mittelwertes keine wesentliche Verbesserung

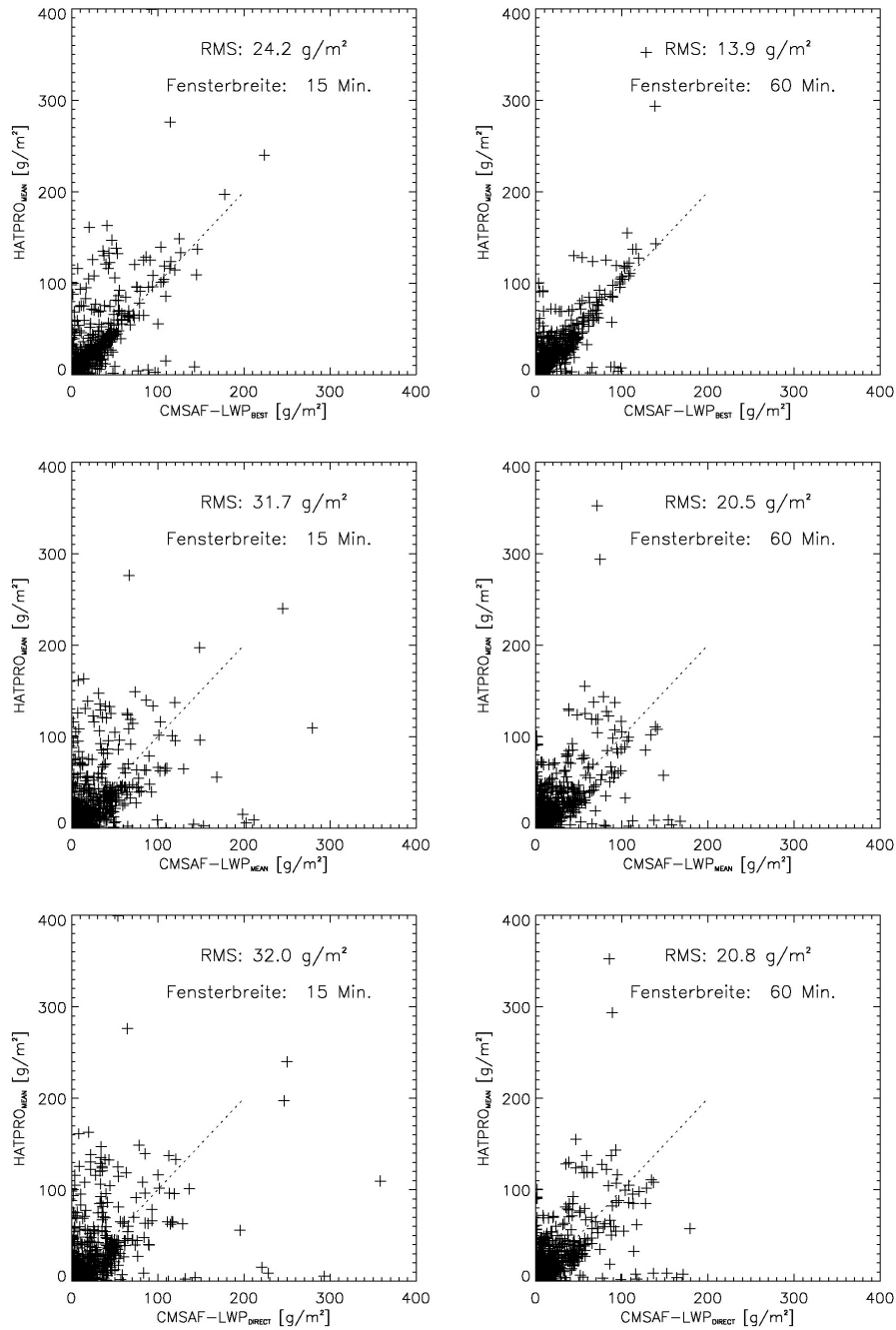


Abbildung 6.2.: Streuplot zwischen Mittelwerten des HATPRO-LWP und des CMSAF-LWP für verschiedene Vergleichsmethoden bzw. Mittelungszeiträume

bringen kann.

Abbildung 6.2 zeigt nun die Streuplots für die drei oben erklärten Vergleichsmethoden für das 15- bzw. das 60-Minuten-Fenster. Auch hier ist deutlich zu erkennen,

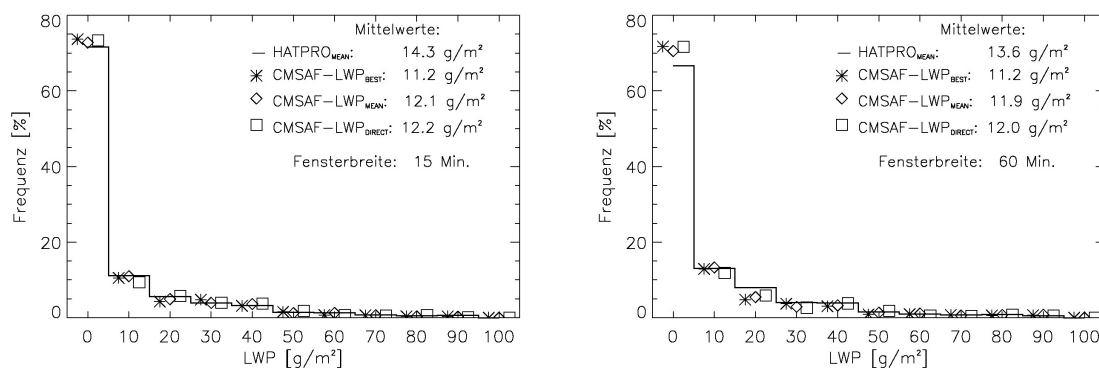


Abbildung 6.3.: Vergleich der LWP-Verteilung zwischen HATPRO und CMSAF

dass sich die Verteilung bei Betrachtung des besten Pixels an der Diagonalen orientiert, während die beiden anderen Methoden nur im 60-Minuten-Fenster Ansätze dieser Orientierung zeigen. Jedoch zeigen alle Verteilungen eine leichte Konzentration oberhalb der Diagonalen. Während die CMSAF-Daten allein durch die große räumliche Abdeckung eines einzelnen Pixels schon stark gemittelt sind, liefern die HATPRO-Messungen ungefilterte LWP-Verläufe mit entsprechenden Maxima. Diese Maxima bleiben auch bei einer zeitlichen Mittelung über 60 Minuten in den Daten erhalten und bilden dann die Fälle, in denen das HATPRO deutlich mehr Flüssigwasser meldet als der Satellit.

Während oben alle Flüssigwasserpaare in die Streuplots und RMS-Berechnungen eingeflossen sind, zeigt Abbildung 6.4 die Abhängigkeit der Übereinstimmung zwischen Satelliten und Bodenmessung vom Bedeckungsgrad. Hier wurden ausschließlich die Mittelwerte über alle neun Satellitenpixel herangezogen, da oben zum einen die große Ähnlichkeit zur Auswertung des Zentralpixels gezeigt wurde und zum anderen beschrieben wurde, dass das Heraussuchen des Pixels mit der besten Übereinstimmung nicht in der Praxis anwendbar ist.

Beim Betrachten der Ergebnisse fällt zunächst auf, dass der RMS-Fehler zwischen den Paaren bei geringem Bedeckungsgrad ( $CC \leq 50\%$ ) wesentlich kleiner ist als zwischen den Paaren mit hohem Bedeckungsgrad ( $CC > 50\%$ ). Das resultiert jedoch ausschließlich aus den wesentlich kleineren Absolutwerten des Flüssigwasserpfades bei geringer Bewölkung. Bei geringer Bewölkung entspricht der RMS-Fehler knapp einem Sechstel des auftretenden Maximalwertes – bei bedecktem Himmel liegt dieses Verhältnis hingegen bei einem Zehntel! Hier sei auf die unterschiedliche Skala der Flüssigwasserpfade hingewiesen. Deutlich wird diese bessere Übereinstimmung der Wertepaare durch die engere Anordnung um die Diagonale im Streuplot sichtbar.

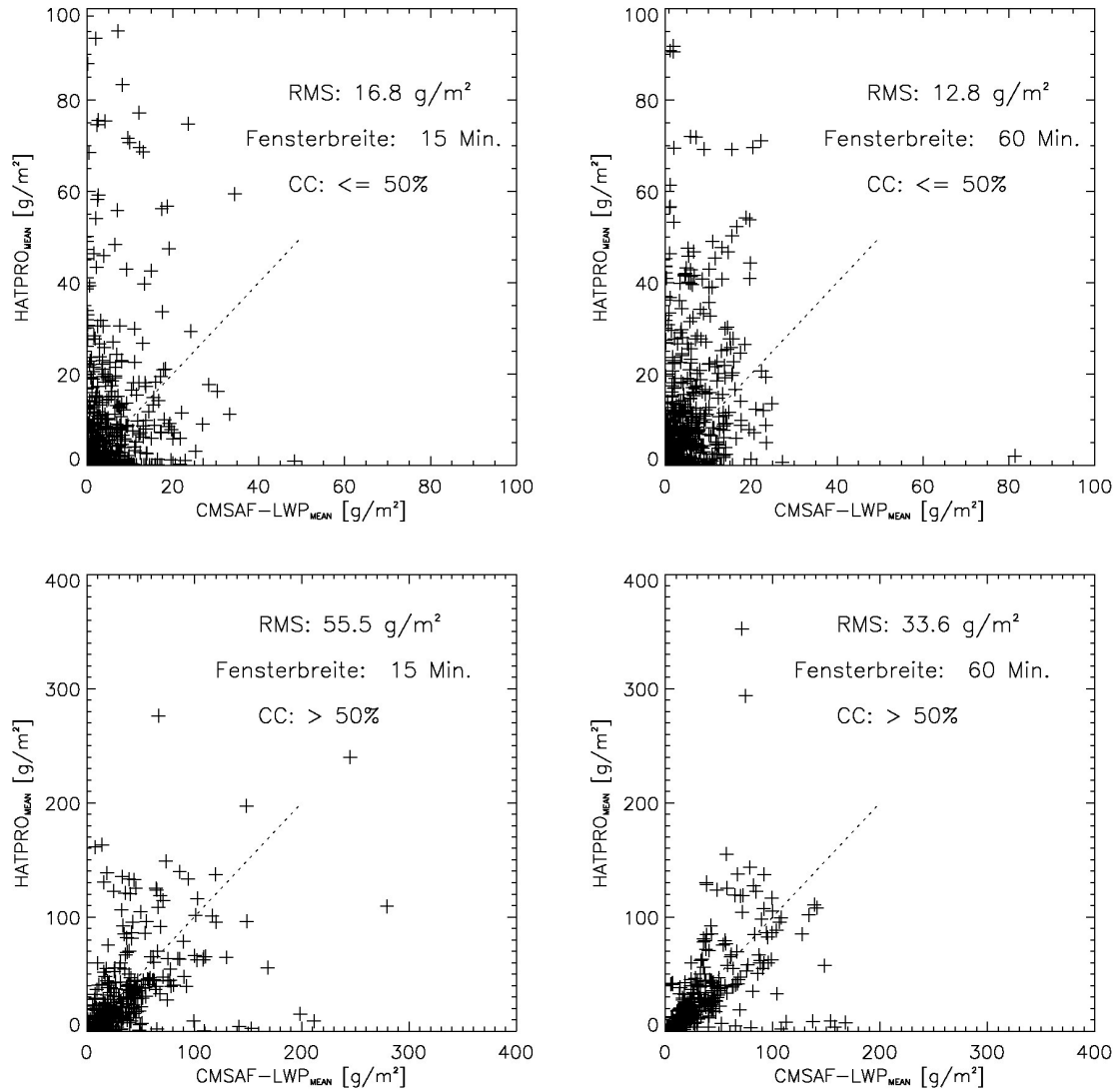


Abbildung 6.4.: Streuplot zwischen Mittelwerten des HATPRO-LWP und des CMSAF-LWP bei unterschiedlichen Bedeckungsgraden und Zeitfenstern.

### 6.3. Betrachtung einzelner Tage

Wie im vorherigen Abschnitt beschrieben, besteht beim Vergleich zwischen Boden- und Satellitenmessungen die eigentliche Herausforderung darin, eine geeignete Vergleichsmethode zu finden. Während die Streuplots der Flüssigwasserpaare darüber Aufschluss geben, inwieweit die reinen Zahlenwerte übereinstimmen – oder eben auch nicht –, helfen Vergleiche tatsächlicher, zeitlich zusammenhängender Messreihen bei der Beurteilung der Variabilitätsbeschreibung, also wie Boden- bzw. Satellitenmessung auf sich verändernde Bewölkungszustände reagieren. Während bei den hier gewählten Intervalllängen keine Schwankungen durch unterbrochene Bewölkung wie z.B. *Cumulus humilis* oder *Cumulus mediocris* aufgelöst werden können, soll jedoch geprüft werden, inwieweit das Wolkenregime Einfluss auf die Übereinstimmung zwischen den Messverfahren hat. Auch bei den folgenden Vergleichen wurden die oben erklärten Mittelungszeiträume bzw. -systeme angewendet.

#### Hoher Bedeckungsgrad

Am 17.11.2010 dominiert bei 12, 7° S eine nahezu geschlossene *Stratocumulus*-Decke das Wettergeschehen. Während die Sonne am Morgen noch nicht durch die Wolkendecke sichtbar ist, lockert diese zwischen 9 UTC und 10 UTC etwas auf und den Rest des Tages ist die Sonne als hellerer Fleck durch die Wolken erkennbar.

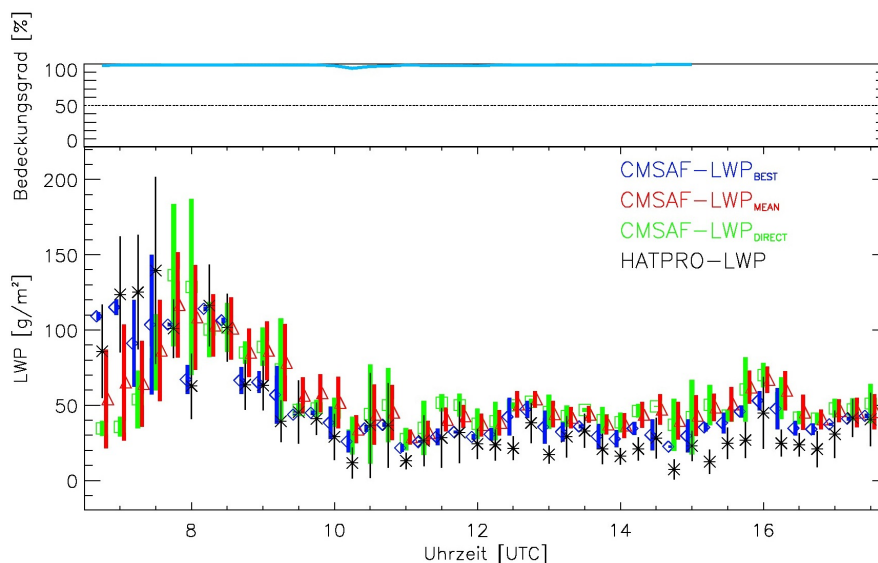


Abbildung 6.5.: HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 17.11.2010. Mittelung über 15 Minuten.

Abbildung 6.5 zeigt den Flüssigwasserpfad für den 17.11.2010 zwischen 7:30 UTC und 17 UTC. Während die große Variabilität zwischen 7 UTC und 9 UTC in den

HATPRO- wie auch in den Satellitendaten andeutet, dass innerhalb der *Stratocumuli* noch dickere *Cumuli* vorhanden sind, löst nur das HATPRO die kurzzeitige Auflockerung gegen 8 UTC auf. Diese ist im Wolkenfilm gut zu erkennen und damit real, während der Satellit zwar in einem der umgebenden Pixel einen passend niedrigen Wert für den LWP ermittelt hat, diesen aber weder durch das zentrale Pixel noch durch den Mittelwert bestätigt.

Im Tagesverlauf nehmen Wolkendicke und die Variabilität des Flüssigwassers ab und die Übereinstimmung zwischen den Messsystemen wird größer. Jedoch fällt auf, dass der Satellit den Flüssigwasserpfad gegen Abend überschätzt. Eine Beurteilung dieser Abweichung aufgrund der Bewölkungssituation ist leider nicht möglich, da für diesen Zeitraum keine Kamerabilder vorliegen (deshalb auch kein Bedeckungsgrad).

Bei der Verwendung längerer Mittelungszeiträume (Abb. 6.6) wächst die Variabilität innerhalb des Mittelungsintervalls natürlich an. Aufgrund der homogenen Bewölkung ist der Zuwachs in diesem Fall jedoch recht gering. Während der Vergleich bei 45 Minuten Fensterbreite (Abb. 6.6, oben) zeigt, dass der Satellit den Flüssigwasserpfad gegen 7 UTC um bis zu 50% unterschätzt und kurz darauf, gegen 8 UTC, dann um 30% überschätzt, wird hier deutlich, dass schon ab 12 UTC eine durchgehende Überschätzung des LWP um 30%–60% vorliegt. Die weitere Vergrößerung des Mittelungszeitraums (Abb. 6.6, unten) führt am Morgen dazu, dass sich Über- bzw. Unterschätzung gegenseitig ausgleichen und damit kaum noch zu erkennen sind. Jedoch bleibt die durchgehende Überschätzung am Nachmittag signifikant und ist noch besser zu erkennen. Im Gegensatz zu den Streuplots, wo die größeren Mittelungsfenster zu einer besseren Übereinstimmung führen, zeigt die Betrachtung der einzelnen Messzeitpunkte also deutlich den Verlust an Details und während einzelne Abweichungen deutlicher hervortreten, werden andere durch die Mittelung reduziert.

Einen ähnlichen Fall zeigt der 24.04.2011 bei  $20,9^\circ S$  (Abb. 6.7). Auch hier liegt über den gesamten Zeitraum eine sehr dünne, aber homogene Schicht *Stratocumulus* über dem Schiff. Vereinzelt lassen Wolkenlücken den Bedeckungsgrad auf 80% bzw. gegen Abend auch auf 70% sinken. Die mittleren Flüssigwasserpfade und auch ihre Variabilität sind deutlich geringer als beim vorherigen Beispiel. Die Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen der beiden Messmethoden ist an diesem Tag überraschend hoch. Vor allem vor dem Hintergrund des Radiometerauschens und der theoretischen Retrievalgüte, wie sie in den vorherigen Kapiteln erklärt wurden, die zusammengenommen in der Größenordnung von  $20 g/m^2$ – $30 g/m^2$  liegen, was in diesem Fall der größten Abweichung zwischen HATPRO- und Satelliten-LWPs entspricht.

Abbildung 6.8 zeigt die Version des Vergleiches mit 90-Minuten-Fenstern. Hier wird deutlich, dass wie im vorherigen Beispiel die beste Übereinstimmung in den Mittagsstunden zu finden ist, während der Flüssigwasserpfad bis 9 UTC und ab 13 UTC durch den Satelliten überschätzt wird. Interessanterweise zeigen die Wolkenkamerateabilder ab 16 UTC eine Auflösung der Wolkendecke, gegen 17 UTC ist der Himmel

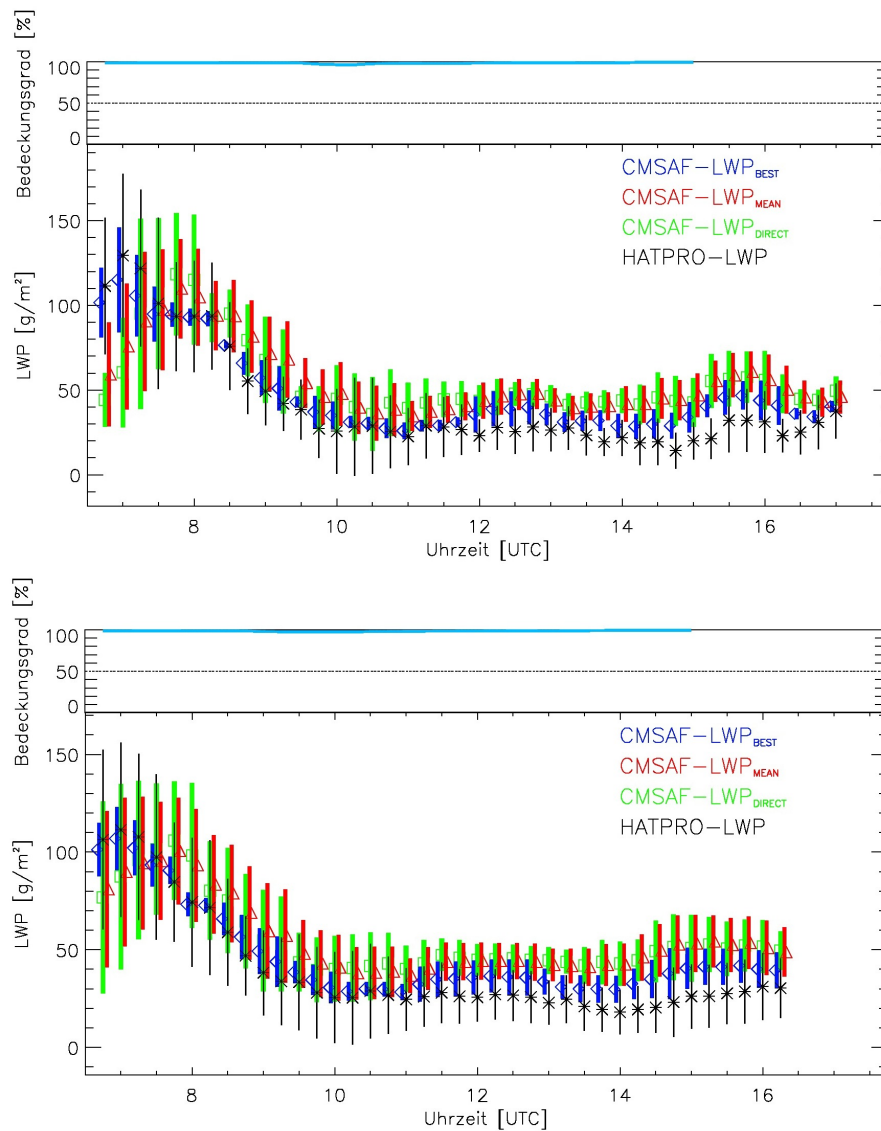


Abbildung 6.6.: HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 17.11.2010. Mittelung über 45 Minuten (oben) sowie 90 Minute (unten).

dann fast wolkenfrei. Insofern ist der durch den Satelliten starke und durch HATPRO in schwächerer Form gezeigte Anstieg des Flüssigwasserpfeades nicht nachvollziehbar. Andere Messdaten zeigen weder eine starke Abkühlung, noch durch andere Ursachen ansteigende relative Feuchtwerte, die Wolkenbildung oder zumindest einsetzende Kondensation andeuten würden.



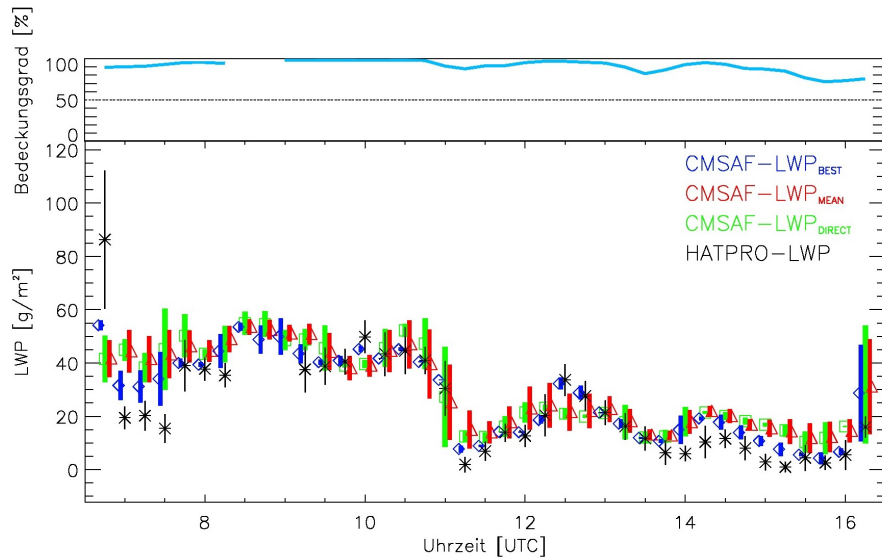


Abbildung 6.7.: HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 17.11.2010. Mittelung über 15 Minuten.

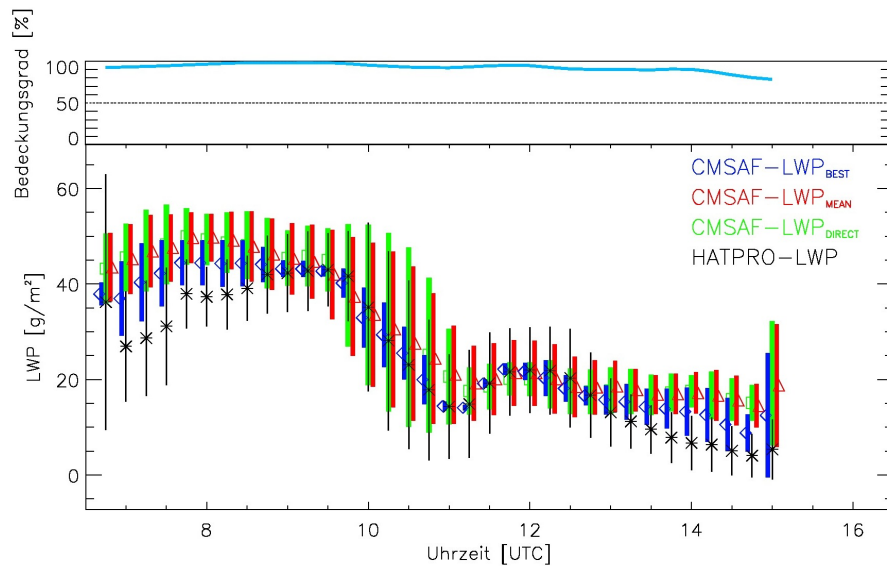


Abbildung 6.8.: HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 24.04.2011. Mittelung über 90 Minuten.

## Niedriger Bedeckungsgrad

Während die stratiformen Wolkentypen den Fehler durch die unterschiedlichen Sichtbereiche der Geräte eher ausgleichen, kann horizontal inhomogene Bewölkung zu einer Fehlermaximierung führen. Eine entsprechende Situation wäre hier z.B. die einzelne Wolke, die über dem Bodenradiometer steht und dort mit dem Ma-

ximum ihres Flüssigwassergehaltes registriert wird, jedoch im satellitengestützten Radiometer durch die räumliche Mittelung auf das  $3\text{ km} \times 3\text{ km}$  Pixel nur geringe Helligkeitstemperaturen und damit geringe Mengen Flüssigwasser liefert. Auch der umgekehrte Fall ist denkbar, in dem das Bodengerät eine Wolkenlücke „sieht“, während der Rest des Satellitenpixels mit stark konvektiver Bewölkung gefüllt ist.

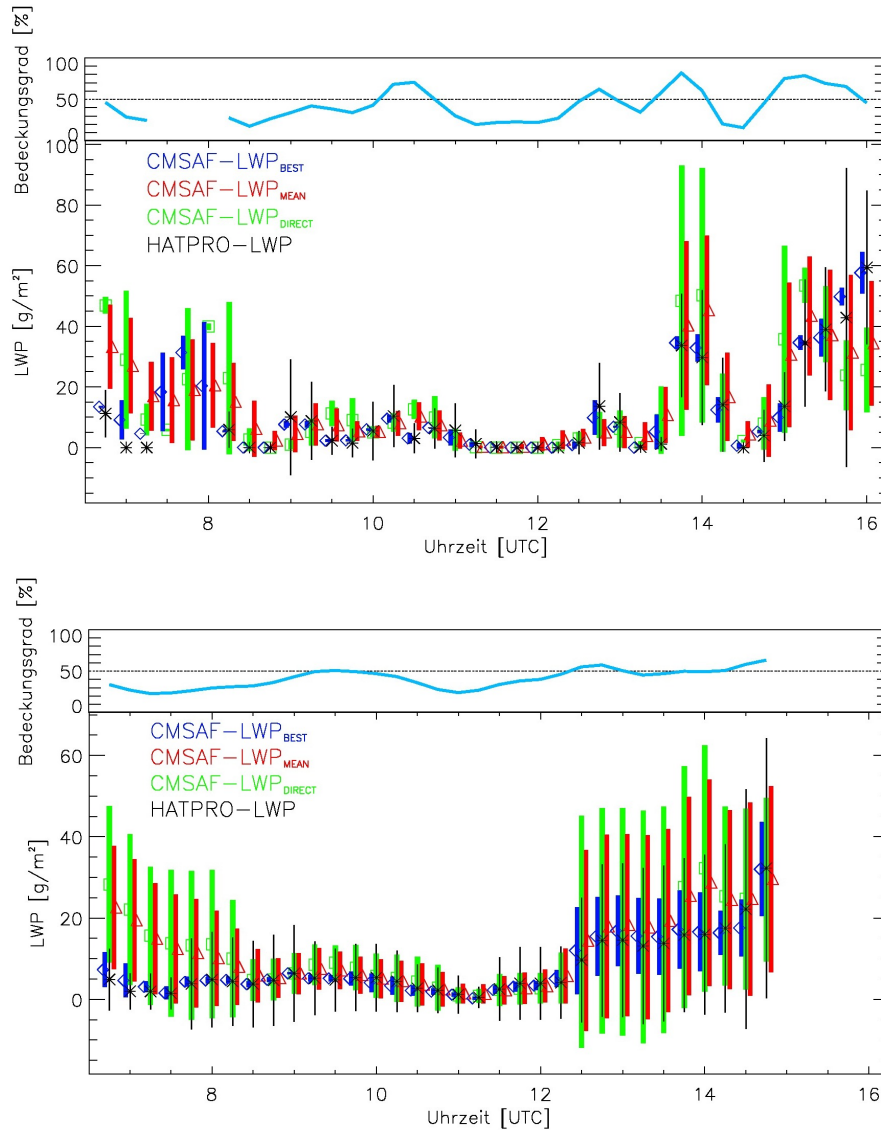


Abbildung 6.9.: HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 23.04.2011. Mittelung über 15 Minuten (oben) und über 90 Minuten (unten).

Abbildung 6.9 zeigt den Flüssigwasserverlauf am 23.04.2011 bei  $24,4^{\circ}\text{ S}$ . An diesem Tag lösen sich bei generell sehr gutem Wetter *Cumulus humilis* und *Cumulus mediocris* über dem Schiff ab. Die hohe Variabilität der Bewölkung an diesem Tag lässt sich insbesondere in den ungemittelten Daten des HATPRO erkennen, wo die

Temperaturdifferenz zwischen Boden und Wolkenunterkante zwischen  $\approx 10\text{ K}$  bei Wolken über dem Radiometer und bis zu  $70\text{ K}$  zwischen den Cumuli schwankt. Entsprechend variiert der LWP zwischen  $0\text{ g/m}^2$  und über  $150\text{ g/m}^2$  am Abend (Abb. 6.10)

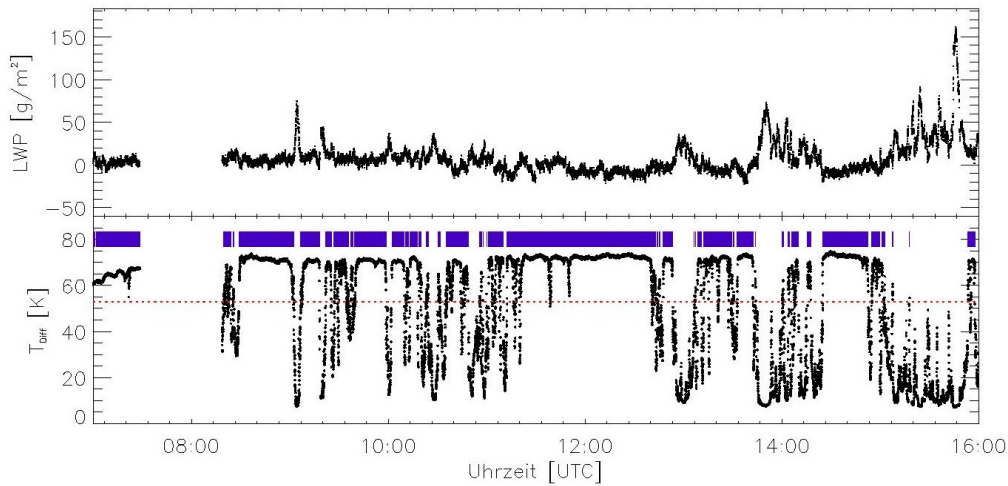


Abbildung 6.10.: Ungemittelter LWP (oben) und  $T_{Diff}$  (unten) am 23.04.2011, sowie die Zeitpunkte (violetter Balken) zu denen Wolkenfreiheit festgestellt wurde.

Verglichen mit der Variabilität der ungemittelten LWP-Werte zeigen schon die 15-Minuten-Mittelwerte (Abb. 6.9, oben) eine überraschende Konstanz und gute Übereinstimmung mit den entsprechenden Satelliten-Werten. Selbst größere Sprünge, wie z.B. um 14 UTC, werden von HATPRO und Satellit gut abgebildet, zudem ist die Variabilität innerhalb der einzelnen Satellitenpixel entsprechend der niedrigen Absolutwerte gering, sodass die unterschiedlichen Pixelauswahlmethoden kaum Unterschiede zeigen. Der Vergleich der 90-Minuten-Mittelwerte (Abb. 6.9, unten) liefert eine fast durchgehende Übereinstimmung zwischen den HATPRO- und den Satellitendaten.

Abweichend von der guten Übereinstimmung sind zum einen die Messwerte am Morgen um 7 UTC, wo der Satellit Flüssigwasserpfade um  $30\text{ g/m}^2$  anzeigt, während das Bodenradiometer kein Wasser meldet, sowie die Messungen gegen 16 UTC (Abb. 6.9, oben), bei denen das Radiometer höhere LWPs liefert als der Satellit. Anhand der Wolkenkamerabilder in Abbildung 6.11 kann diese Diskrepanz erklärt werden. Morgens (Abb. 6.11a) liegt ein Abschnitt sehr dünner Bewölkung fast stationär über dem Schiff (vermutlich ziehen die Wolken in Fahrtrichtung des Schiffes – die Relativgeschwindigkeit ist somit sehr gering). Am Horizont des Kamerabildes, aber vermutlich noch im zentralen Pixel des Satellitenbildes, sind mächtige Wolken zu erkennen. Hier meldet also das Radiometer die relativ dünne Wolkendecke, während die entfernten hohen Wolken am Satelliten ein stärkeres Signal erzeugen. Abbildung 6.11b zeigt eine typische Situation während der Phase gu-

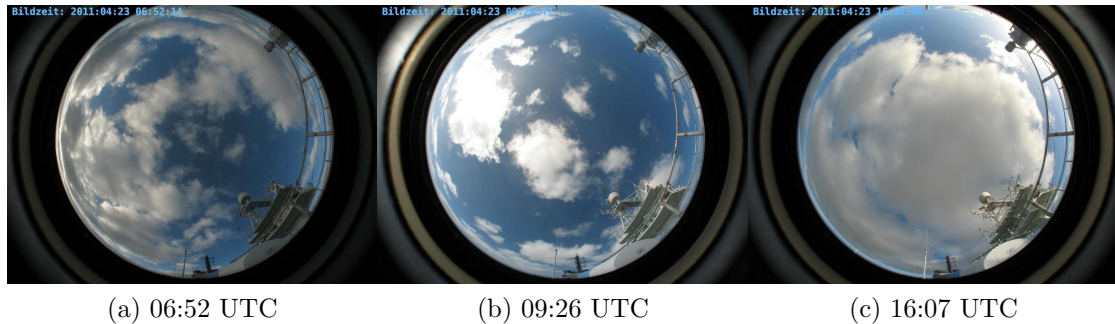


Abbildung 6.11.: Wolkenkamerabilder zu den entsprechenden Zeiten am 23.04.2011

ter Übereinstimmung. Die schwach konvektiven *Cumuli* sind gleichmäßig über den Himmel verteilt, wegen einer Kursänderung ist die Relativgeschwindigkeit angestiegen und das zeitliche Mittel über die HATPRO-Daten gleicht sich an das räumliche Mittel des Satellitenpixels an. Gegen Abend (16 UTC) liegt dann eine einzelne mächtige *Cumulus*-Wolke über dem Schiff. Die räumliche Ausdehnung dieser Wolke führt zu einem gleichbleibend hohen Wert des zeitlichen HATPRO-Mittels, während am Horizont des Kamerabildes blauer, unbewölkter Himmel zu erkennen ist, der für den niedrigeren Flüssigwasserpfad in den Satellitenmessungen verantwortlich ist.

Ähnlich gelagert ist der Fall am 21.04.2010 bei  $18,9^\circ S$  (Abb. 6.12). An diesem Tag ist die vorherrschende Bewölkung wiederum flacher *Cumulus*. Jedoch ist die Bewölkung wesentlich weiter auseinander gezogen als beim obigen Beispiel, was durch den insgesamt niedrigeren Bedeckungsgrad deutlich wird. Eben der Bedeckungsgrad zeigt aber über den Tag verteilt drei Phasen dichter Bewölkung mit vergleichsweise kurzer Dauer. In diesem Fall ist selbst bei breiten (langen) Mittelungszeiträumen der Satellit nicht in der Lage, diesem schnellen Wechsel zu folgen. Während das bodengebundene Radiometer diese mächtigen *Cumuli* mit sekunden-genauen Messungen erfasst, „sieht“ der Satellit immer noch den blauen, wolkenfreien Himmel in der Umgebung. Die Verwendung breiterer Mittelungsfenster zieht diese zeitlich punktuellen Abweichungen in die benachbarten Messungen hinein und führt daher zu einer größeren Zahl von nicht übereinstimmenden Messzeitpunkten.

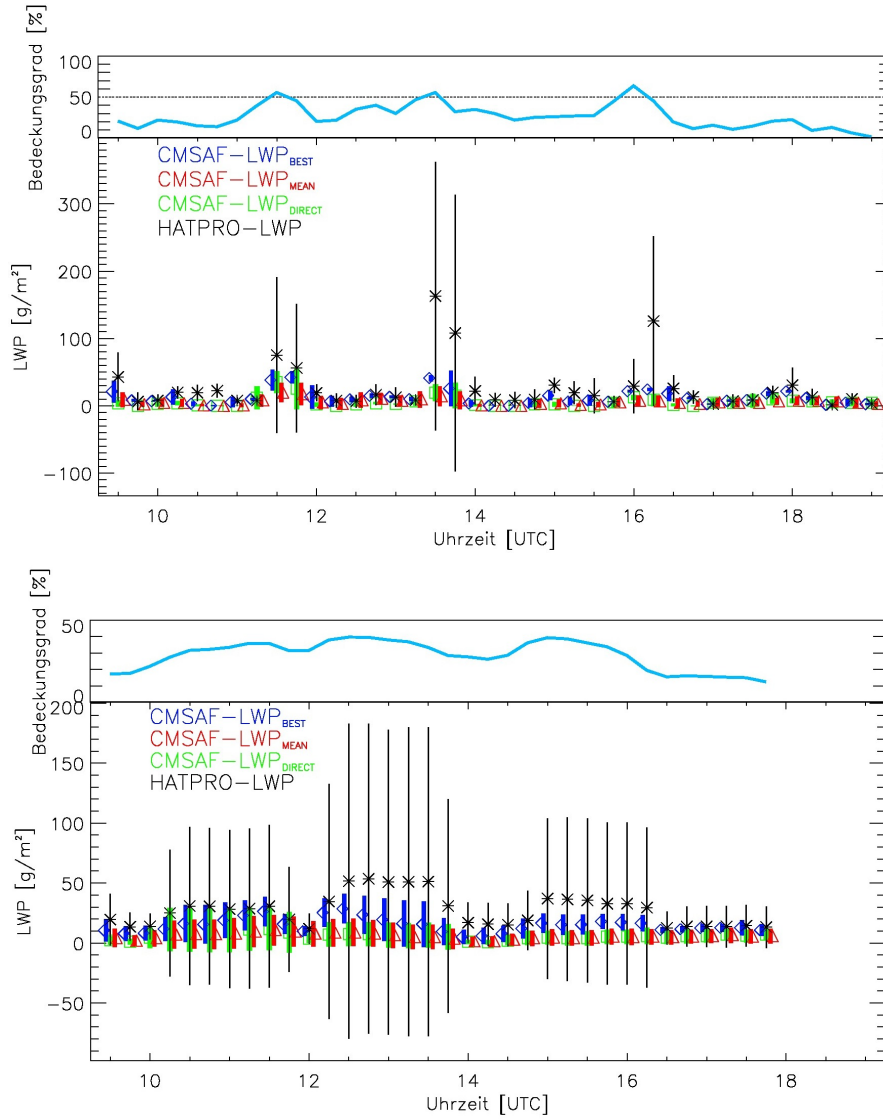


Abbildung 6.12.: HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 21.04.2010. Mittelung über 15 Minuten (oben) und über 90 Minuten (unten).



## 7. Schlussbetrachtung

In den vorhergehenden Kapiteln dieser Arbeit wurde die Bestimmung des Flüssigwasserpfadens während der Expeditionen des Forschungsschiffes *Polarstern* über den atlantischen Ozean von der theoretischen Erstellung des Retrievalalgorithmus über die Vorbereitung, Durchführung und Nachbereitung der Expeditionen bis hin zur Fehlerkorrektur und Kontrolle der gewonnenen Daten betrachtet.

Im Zuge der Vorbereitung wurde insbesondere festgestellt, dass eine größere Datenbasis zur Validation von Satellitenalgorithmen und zum Studium der für die Satellitenfernerkundung zu kleinskaligen Prozesse der Wolkenbildung und -veränderung vor allem über den Ozeanen nötig ist. Während viele wissenschaftliche Arbeiten satelliten- und bodengebundene Fernerkundungsmethoden über Land vergleichen, gibt es, vermutlich wegen des wesentlich höheren Aufwands bei der Datengewinnung, nur weniger solcher Vergleiche über See.

Die Durchführung der Messungen selbst hat gezeigt, dass aktuelle Mikrowellenradiometer nur bedingt für den autonomen, unbeaufsichtigten Betrieb auf See geeignet sind. Die Belastung durch ständige Schiffsbewegung und dauernde Benetzung von Radiometer und Regensensor führen, im Gegensatz zum Betrieb an Land, zu höherem Wartungs- und Reinigungsaufwand. Trocknet Gischt auf dem Regensensor, führt das zu einer Ablagerung hygroskopischer Salzkristalle, wodurch die Leiterbahnen auch bei trockener Atmosphäre kurzgeschlossen werden.

Demgegenüber steht die Erkenntnis, dass die Schiffsbewegungen und die generell höhere Feuchte gerade im Bereich der maritimen Grenzschicht keine Auswirkungen auf die Retrievaltechnik haben. Es kann auf See wie auch an Land derselbe Ansatz des statistischen Retrievals verwendet werden, das auf einer linearen Regression zwischen atmosphärischen Parametern und durch Strahlungstransportmodelle berechneten Helligkeitstemperaturen basiert.

Während Landstationen für das Training der Retrieval, also die Bestimmung der Regressionskoeffizienten, auf langjährige Atmosphärenbeobachtungen durch Radiosonden, meist am Beobachtungsort, zurückgreifen können, liegen diese Daten für mobile Seestationen nicht vor. Jedoch wurde in dieser Arbeit gezeigt, dass Profile aus Reanalysedaten (hier: NCEP-DOE AMIP II) bei genügender vertikaler Auflösung als Trainingsdaten verwendet werden können. Desweiteren wurde gezeigt, dass die geographische Einschränkung der Trainingsdaten, wie sie bei Landstationen durch die Auswahl der Profildaten einer einzelnen Radiosondenstation passiert, vernachlässigt werden kann, wenn neben den Frequenzen der Wasserdampfabsorp-

tionslinie bei  $22\text{ GHz}$  auch die Frequenzen des Sauerstoffabsorptionskomplexes bei  $60\text{ GHz}$  betrachtet werden. Fasst man alle 14 Frequenzen des HATPRO in einem Retrieval zusammen, liefert die Kombination aus Feuchte- und Temperaturinformationen eine ausreichende Anzahl voneinander unabhängiger Informationen, um Mehrdeutigkeiten im Retrievalprozess aufzulösen. In diesem Zusammenhang sei jedoch erwähnt, dass diese Aussage nur für die Erkundung des Flüssigwasserpfadens und des integrierten Wasserdampfes untersucht wurde. Inwieweit die Bestimmung des Feuchte- und Temperaturprofils mit solchen „globalen“ Retrievals möglich ist, kann hier nicht beantwortet werden.

Die Güte des so erstellten Retrievals wurde mithilfe eines Testdatensatzes bestimmt, der vor dem Training aus der Menge der vorbereiteten Profil–Helligkeitstemperatur-Paaren abgeteilt wurde. Dieser Test lieferte einen RMS-Fehler des LWP-Retrievals zwischen  $20\text{ g/m}^2$  und  $25\text{ g/m}^2$  (Kap. 4). Damit liegt dieses für den Atlantik zwischen  $55^\circ\text{ S}$  und  $55^\circ\text{ N}$  gültige Retrieval auf demselben Fehlerniveau wie die auf eine spezielle Station optimierten Retrieval der Landstationen. Beim Integrierten Wasserdampf liegt die Retrievalgüte, also der Fehler beim Test mit den oben genannten Testdaten, mit  $0,45\text{ kg/m}^2$  unterhalb des Fehlers der vorher verwendeten geographisch spezialisierten Retrieval.

In der Praxis treten jedoch noch Fehler auf, die nicht durch den Test der linearen Regression beziffert werden können. Zum einen ist eine solche Regression nicht optimal für die Bestimmung eines Parameters mit unterem Grenzwert (in diesem Fall  $0\text{ g/m}^2$  Flüssigwasser) und zum anderen liefert auch die Parametrisierung der Wechselwirkung zwischen Strahlung und Materie noch Unsicherheiten und ist Thema aktueller Forschung. Ungenauigkeiten in der Beschreibung der Wasserdampfabsorption führen zu einem systematischen Fehler in den ermittelten Flüssigwasserwerten, der im unbewölkten Fall beziffert werden kann. Aus den Messungen der Infrarottemperatur der Atmosphäre über sechs Expeditionen wurde eine Klimatologie der Temperaturdifferenz zwischen Boden und Atmosphäre bestimmt. Diese ist niedrig, wenn sich eine Wolke über dem Radiometer befindet, und erreicht bis zu  $80\text{ K}$ , wenn die trockene Atmosphäre betrachtet wird. Breitenabhängige Schwellwerte lassen nun eine Einteilung der Messungen in bewölkte und unbewölkte Situationen zu und damit eine genaue Bestimmung und Eliminierung des *clear sky bias*. Im Rahmen einer intensiven Nachbearbeitung der gewonnenen Daten werden also externe (Kontamination durch Niederschlag, Salz auf der Abdeckung der Radiometerantenne, direkte Einstrahlung der Sonne in die Radiometerantenne bei Sonnenzenitwinkeln unter  $10^\circ$ , etc.) und interne Fehler (*clear sky bias* aus Ungenauigkeiten der Absorptionsmodelle) soweit als möglich eliminiert.

Da die bodengestützte Mikrowellenradiometrie schon die mit Abstand genaueste und effizienteste Methode zur Bestimmung des Wolkenwassergehalts darstellt, fällt eine Validierung schwer. Es gibt keine In-situ-Verfahren, deren Ergebnisse sich direkt mit den hier bestimmten LWPs vergleichen lassen. Daher wurde zunächst eine Plausibilitätsanalyse durchgeführt. Dabei zeigt sich, dass die Breitenmittel über alle



---

Expeditionen gut mit den Werten der ISCCP-Klimatologie übereinstimmen (Abb. 5.1 (unten) und Abb. 4.5).

Auch die LWP-Verteilung in Abhängigkeit vom Wolkentyp kann, verglichen mit den Vorgaben durch die großskalige Zirkulation, Aufschluss über die Stimmigkeit der gewonnenen Daten geben. Dazu wurden im Rahmen dieser Arbeit alle zur Verfügung stehenden Wolkenkamerabilder, zusammengefasst in Tagesfilmen, im Hinblick auf den vorherrschenden Wolkentyp analysiert. Zunächst ist in der reinen Häufigkeitsverteilung der Wolkentypen, also ohne Betrachtung des Flüssigwasserpfades, aufgefallen, dass nur eine geringe Breitenabhängigkeit besteht. Im unteren Wolkenstockwerk sind durchgehend die flachen *Cumulus*-Wolken dominant. Am Äquator ist dabei keine Verschiebung der Häufigkeit zugunsten der höher entwickelten konvektiven Bewölkung zu erkennen – vielmehr geht das Auftreten von *Cumulus calvus* zu Lasten der Häufigkeit der stratiformen Bewölkung. Eher den Erwartungen entsprechend ist das leicht häufigere Auftreten von *Stratocumulus* in den Absinkgebieten der Subtropen. Im mittleren Stockwerk ergibt sich keine erkennbare Struktur, was aber auch durch die Einschränkung begünstigt wird, dass in diese Statistik nur diejenigen Fälle eingehen, in denen das untere Stockwerk unbewölkt oder zumindest durchbrochen bewölkt war. In anderen Fällen kann die mittelhohe Wolkenschicht nicht analysiert werden.

Die genauere Untersuchung der mittleren Flüssigwasserpfade für die maritime Grenzschichtbewölkung (*Cumulus humilis* und *mediocris* sowie *Stratocumulus*) zeigt, dass dieser Bewölkungstyp zu ungefähr 20% der Zeit auftritt. Dabei ist noch nicht berücksichtigt, dass weitere 10%–20% durch *Stratocumulus* nicht mitgezählt werden, da zu diesen Zeiten die untere Wolkendecke so dicht ist, dass nicht mit Sicherheit das Vorhandensein weiterer Wolken in anderen Schichten ausgeschlossen werden kann. Während die Grenzschichtbewölkung in den nördlichen Subtropen geringfügig häufiger auftritt (23% gegenüber 18%), zeigt sich in den durchschnittlichen Flüssigwasserpfaden deutlich der Einfluss der trockenen Saharaluft. Entsprechend haben die nördlichen Subtropen einen maximalen mittleren LWP-Wert von  $15 \text{ g/m}^2$  und liegen ansonsten unter  $10 \text{ g/m}^2$  Flüssigwasser während im Süden des Äquators weite Bereiche um einen Wert von  $20 \text{ g/m}^2$  schwanken.

Der Vergleich der gemessenen Flüssigwasserwerte mit den Modellergebnissen eines ECHAM5-Laufs wie er in aktuellen Klimawandelszenarien verwendet wird, zeigt auf den ersten Blick nur geringe Übereinstimmungen. Schränkt man aber die HATPRO-LWPs auf die Grenzschichtbewölkung ein, so zeigen Fernerkundung und Modell einen in den Tropen und Subtropen fast deckungsgleichen Verlauf mit mittleren LWP-Werten um  $20 \text{ g/m}^2$ , während sich das Modell in Richtung der Mittelbreiten an die mittleren HATPRO-LWPs aller Wolkentypen mit  $100 \text{ g/m}^2$  ( $130 \text{ g/m}^2$ ) in den nördlichen (südlichen) Mittelbreiten annähert (Abb. 5.11). Dieses Merkmal bleibt so bestehen, wenn man den Vergleich getrennt für die beiden Expeditionszeiträume (Frühjahr bzw. Herbst) vornimmt, und lässt mehrere Schlussfolgerungen zu. So ist denkbar, dass das Modell generell die Bewölkung in den Tropen und

Subtropen unterschätzt und dass die hier gefundene Übereinstimmung zu den Werten der Grenzschichtbewölkung rein zufällig ist. Jedoch ist genauso denkbar, dass die relativ geringe Zahl der Expeditionen noch zu sehr durch einzelne, nicht dem Klimamittel entsprechende Störungen auf synoptischen Skalen kontaminiert ist. Insofern kann dieser Punkt noch nicht abschließend bewertet werden.

Um die genau wie die bodengebundene Radiometrie auf intensive Validierung angewiesene Satellitenfernerkundung zu unterstützen, wurde ein Vergleich der gewonnenen Daten mit Flüssigwasserwerten der CM-SAF durchgeführt. Die auch ohne korrespondierende Bodendaten anwendbaren Methoden der Mittelung über mehrere Satellitenpixel und die alleinige Betrachtung des zentralen Pixels zeigen hier nur marginale Unterschiede und liefern im Vergleich zu den Bodenmessungen einen RMS-Fehler um  $20 \text{ g/m}^2$ . Dies ist schon im Bereich der theoretischen Retrievalgenauigkeit, wird jedoch nur erreicht, wenn die Daten über 60 Minuten gemittelt werden. In einen typischen HATPRO-Messzeitraum von einer Stunde fließen ca. 1800 Einzelmessungen ein, deren Informationsgehalt nur noch in Form einer Variabilität erhalten bleibt. Die umgekehrte Validation der HATPRO-Daten durch Satellitenmessungen ist also nicht ohne weiteres sinnvoll. Ebendiese Variabilität ist aber auch Ursache für das grundlegende Problem beim Vergleich der räumlichen Mittel eines  $9 \text{ km}^2$ -Satellitenpixels mit dem zeitlichen Mittel der Bodenpunktmessung. Nur wenn räumliche und zeitliche Variabilität ähnliche Größen haben, ist der Vergleich sinnvoll. Dies ist automatisch bei horizontal homogener Bewölkung gegeben. Stratiforme Bewölkung zeigt also generell und auf allen Mittelungszeitskalen eine gute Übereinstimmung bei Fernerkundung vom Boden und vom Satelliten (Abb. 6.5 und Abb. 6.6). Auch regelmäßige und relativ dichte konvektive Bewölkung wie lockerer *Stratocumulus* oder auch eher dichter *Cumulus humilis* bzw. *mediocris*, zeigt dieses Merkmal (Abb. 6.9). Unstimmigkeiten treten dann auf, wenn am ansonsten schwach bewölkten Himmel einzelne mächtige, horizontal begrenzte Wolken stehen. Während diese am Boden ein starkes, kurzes Signal entsprechend ihres Wassergehaltes verursachen, sieht der Satellit das Mittel über Wolke und umgebenden, möglicherweise sogar wolkenfreien Himmel und erhält ein entsprechend schwächeres Signal. Wendet man auf diese Situation ein längeres Mittelungsfenster an, so werden die Nachbarmessungen des HATPRO (vor bzw. nach dem Überzug der Wolke über das Bodenradiometer) durch das starke Wolkensignal „kontaminiert“; der Unterschied zwischen Boden- und Satellitenmessung wächst. Ohne Information über die Bewölkungssituation ist also kein geeigneter Mittelungszeitraum zu finden.

Generell kann gesagt werden, dass der Vergleich zwischen Boden- und Satellitendaten eine gute Übereinstimmung gezeigt hat. Bei optimalen Bedingungen stimmten die Ergebnisse beider Methoden sogar über Stunden überein, was umso überraschender ist, als die Werte zumeist sehr klein und damit im Bereich der Retrievalgüte beider Fernerkundungsmethoden liegen. An diese Stelle sei jedoch darauf hingewiesen, dass der Vergleich auf den Bereich der Subtropen eingeschränkt wurde. In den mittleren Breiten verringert sich die Zahl der zur Verfügung stehenden HATPRO-Messungen durch unterschiedliche Expeditionsrouten. Damit liegen dort

---

noch weniger als die maximal acht statistisch unabhängigen Informationen pro Breitenintervall vor und eine fundierte Aussage über die Signifikanz der Mittelwerte ist nicht mehr möglich.



## 8. Ausblick

Während die Analyse der Daten gezeigt hat, dass mit allen verwendeten Vergleichsdaten eine relativ gute Übereinstimmung herrscht, bleibt das Problem der geringen Anzahl der durchgeführten Messkampagnen. Im Optimalfall stehen für eine Auswertung pro Breitenbereich acht Expeditionen zur Verfügung. Das bedeutet, dass nicht mehr als acht voneinander unabhängige Informationen vorliegen. Erstes Ziel im Hinblick auf die weitere Auswertung der Expeditionsdaten sowie der Untermauerung der hier getroffenen Schlussfolgerungen sollte also die Erweiterung der Datenbasis und damit die Fortführung der Atlantikquerungen sein.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Trainingsdaten für das Retrieval aus Reanalysedaten zusammengestellt. Die geographische Auswahl der Stationen, für die dann Profildaten zusammengestellt wurde, orientierte sich an den beiden typischen Routen der Forschungsfahrten, also zwischen Punta Arenas, Chile bzw. Kapstadt, Südafrika im Süden und Bremerhaven im Norden. Diesen Ansatz fortführend könnte untersucht werden, inwieweit das Retrieval für Fahrten im Westatlantik oder auch im Pazifik geeignet ist.

Im Gegensatz zu den früher verwendeten Trainingsdaten aus Radiosondenaufstiegen, die wegen des weltweit üblichen Meldetermins um 12 UTC immer gegen 11 UTC gestartet wurden, sind in das neue Retrieval auch Profile für 0 UTC eingeflossen. Für die Orte im Bereich des Nullmeridians umfassen die Trainingsdaten also Tag- und Nachtprofile. Für Punta Arenas ( $\approx 70^\circ W$ ) entspricht das aber eher Profilen für den Morgen und den Abend. In einem weiteren Optimierungsschritt sollten also für jede Station Zeitpunkte gewählt werden, die entsprechend der Lokalzeit Mittag und Mitternacht entsprechen.

Grundsätzlich hat diese Arbeit gezeigt, dass es möglich ist, Trainingsdaten aus Reanalysemodellen zu erstellen. Es wäre deshalb denkbar, genügend Rechenleistung vorausgesetzt, eine Datenbank mit Trainingsdaten beliebiger geographischer und zeitlicher Auflösung zusammenzustellen. Aus diesem Pool an Trainingsdaten können dann beliebig generalisierte oder eingeschränkte Retrieval erstellt werden.

Im Rahmen des Vergleichs zwischen Satellitendaten und den Daten, die das bodengebundene Radiometer liefert, fällt immer wieder auf, dass sich beide Methoden nicht gegenseitig ersetzen können. Während die Radiometrie vom Boden aus auf einer sehr begrenzten räumlichen Skala zeitlich hochauflösende Daten liefert, die sogar Bildungsprozesse einzelner Wolken auflösen können, kann die Satellitenfernerkundung jene globale Abdeckung in genügender zeitlicher Auflösung bieten, die

für Klimabeobachtung sowie Klima- und Wettermodellierung notwendig ist. Im Zeichen dieses Ergänzungsansatzes steht das Projekt ICOS<sup>1</sup>. Ziel des Projektes ist die Aufnahme der Meteosat SEVIRI-Beobachtungen in bestehende, bisher bodengebundene Multisensorretrieval. Die Initiatoren versprechen sich davon nicht nur eine Verbesserung der Fernerkundungsergebnisse, sondern darüber hinaus die Möglichkeit, die Punktmessungen am Boden im Rahmen der Satelliteninformationen auf den Sichtbereich des Satelliten zu extrapolieren. Die durch Beobachtung einer einzelnen Wolke vom Boden und vom Satelliten aus geschlossene Strahlungsbilanz kann des weiteren zum besseren Verständnis des Wolkeneinflusses auf den Strahlungstransport genutzt werden und damit unter Umständen zur Verbesserung der Strahlungstransportmodelle.

---

<sup>1</sup>ICOS: *Integrating Cloud Observations from Ground and Space*

Projektbeschreibung: <http://sat.tropos.de/index.php/menu-projects/projects-icos>

## A. Meridionalschnitte der Expeditionsdaten

Im Folgenden werden der Verlauf des Integrierten Wasserdampfes und des Flüssigwasserpfadens für jede Expedition in Abhängigkeit von der Breite gezeigt. Desweiteren wurde der IWV aus den Radiosondenaufstiegen der Bordwetterwarte berechnet und entsprechend in die Darstellung eingefügt. Er wird verglichen mit dem Mittel des HATPRO-IWV über die Zeit des Aufstiegs. Der RMS-Fehler über alle IWV-Paare einer Expedition ist textuell eingefügt. Zur Verdeutlichung der meteorologischen Situation sind aus den Radiosondenaufstiegsdaten Profilverläufe der relativen Feuchte und der Temperatur erstellt worden.

## A. Meridionalschnitte der Expeditionsdaten

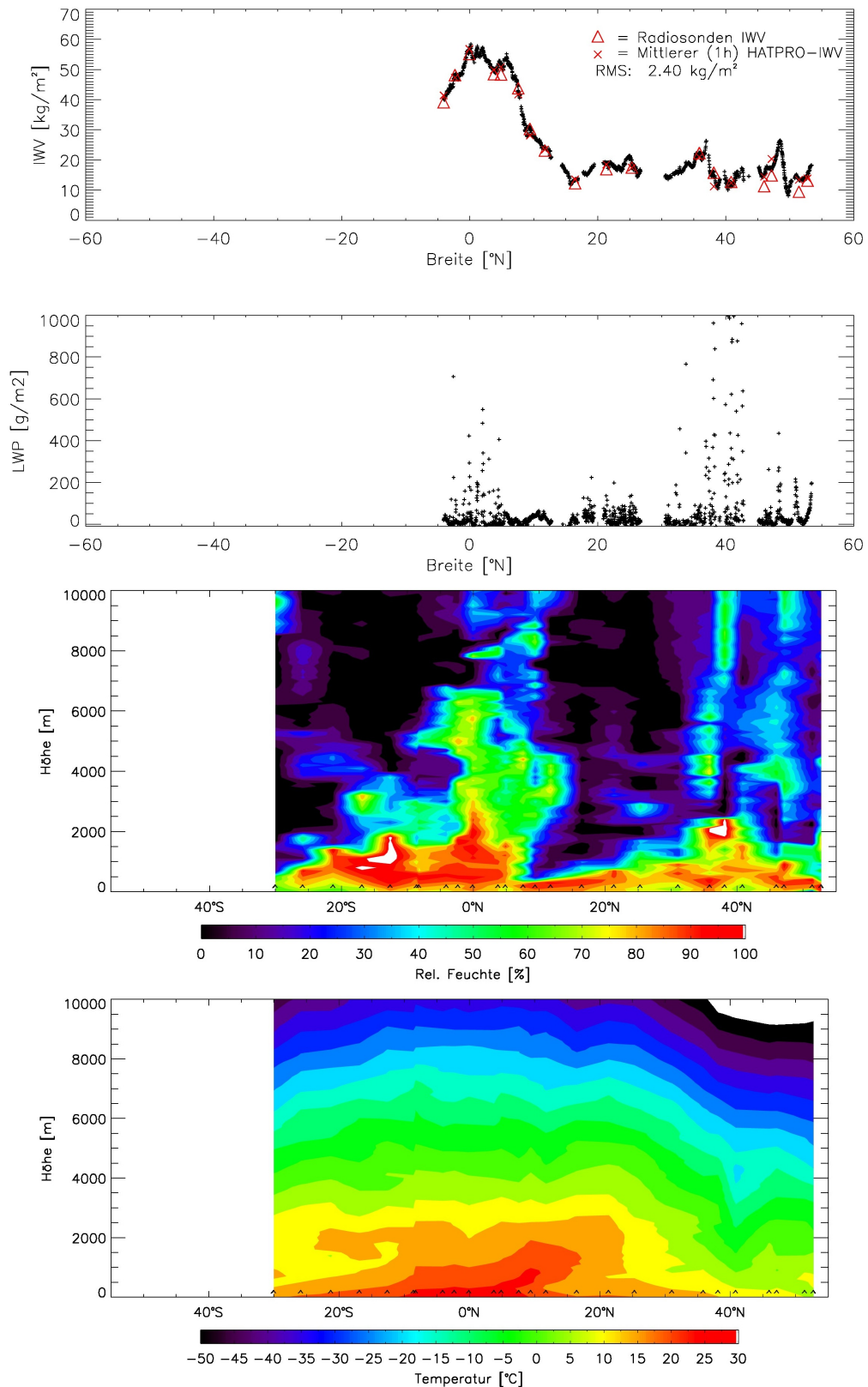


Abbildung A.1.: Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXII/10 im Frühjahr 2007



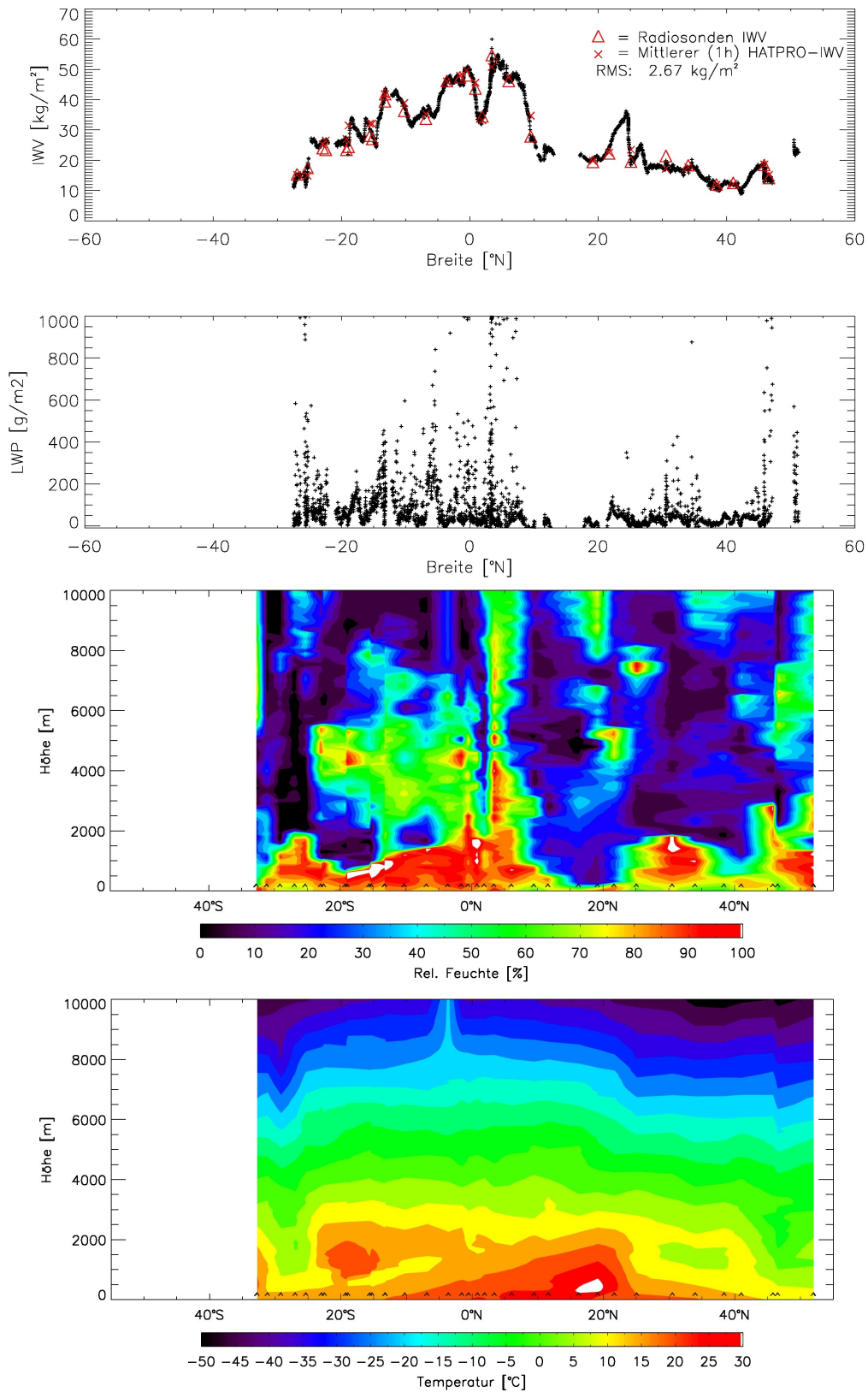


Abbildung A.2.: Verlauf von IWC, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXIV/1 im Herbst 2007

## A. Meridionalschnitte der Expeditionsdaten

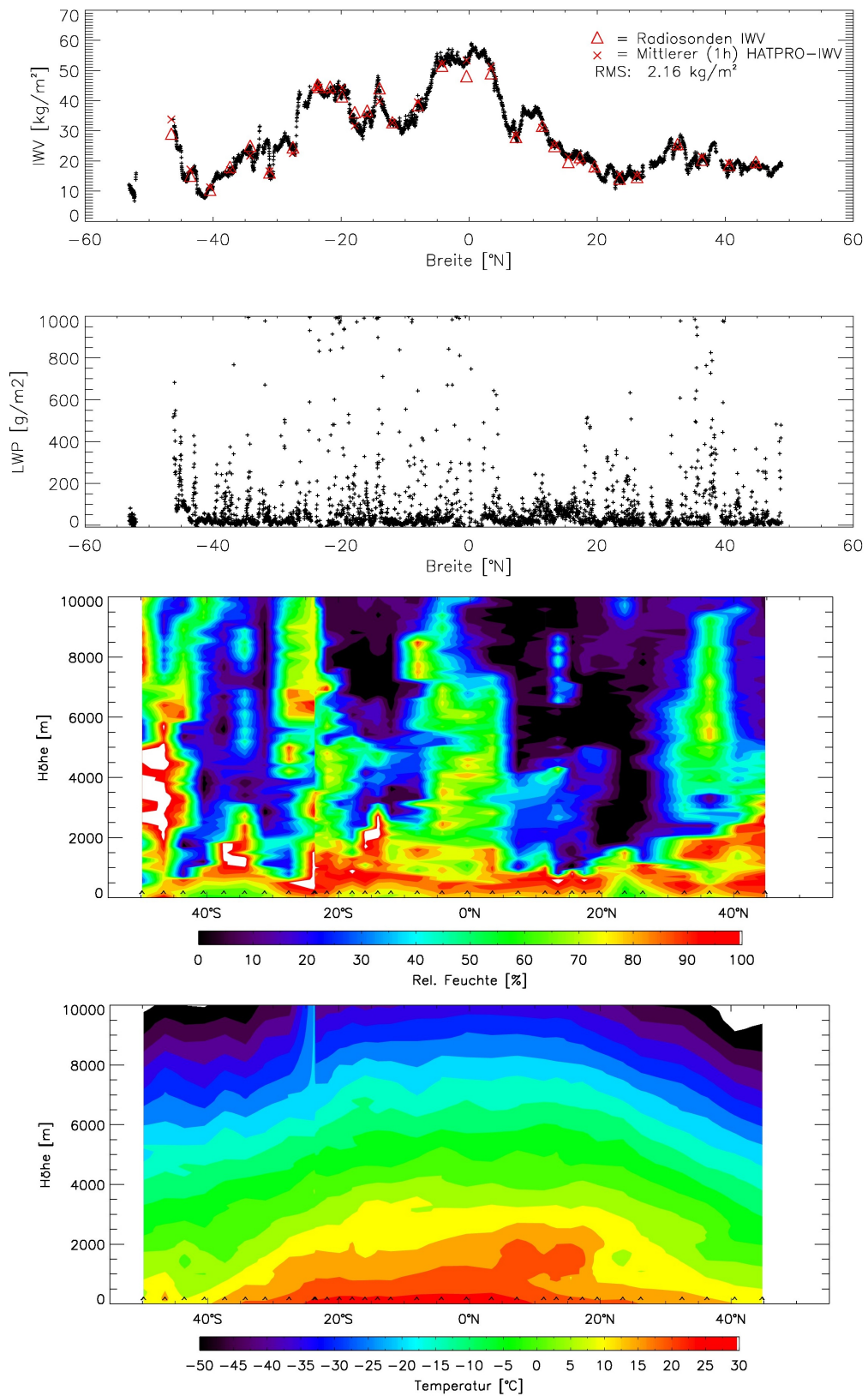


Abbildung A.3.: Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXIV/4 im Frühjahr 2008

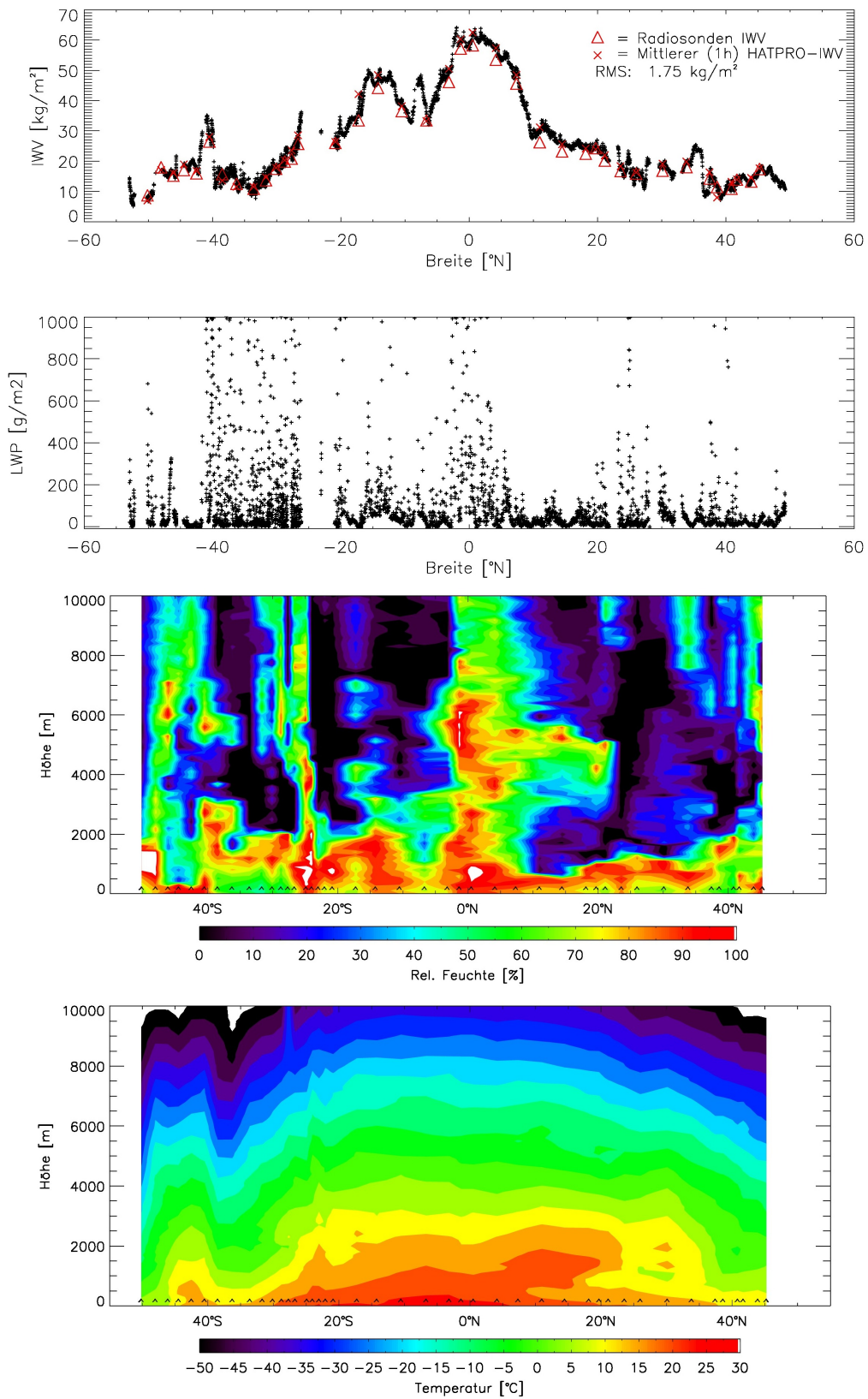


Abbildung A.4.: Verlauf von IWP, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXV/5 im Frühjahr 2009

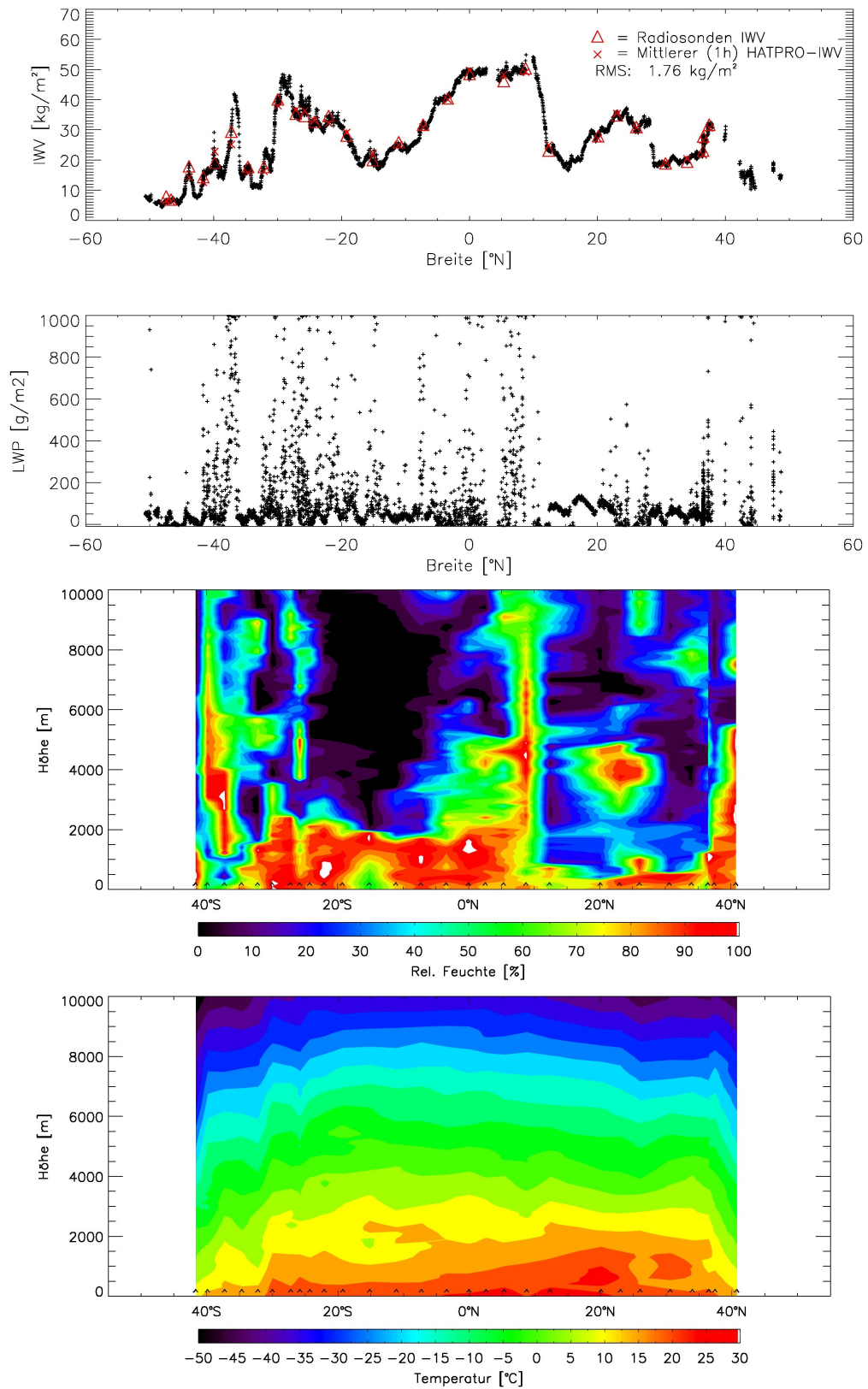


Abbildung A.5.: Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXVI/1 im Herbst 2009



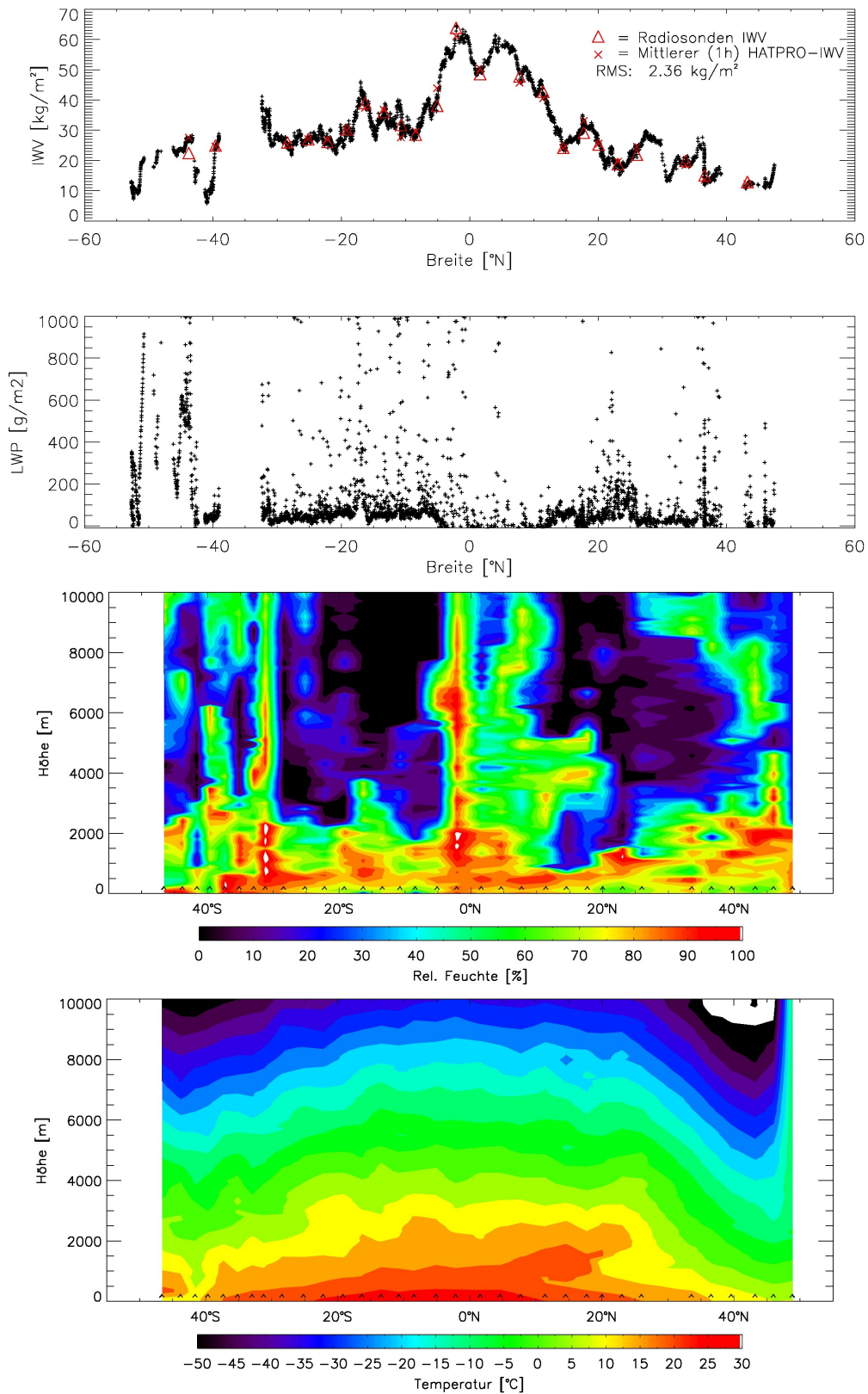


Abbildung A.6.: Verlauf von IWP, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXVI/4 im Frühjahr 2010

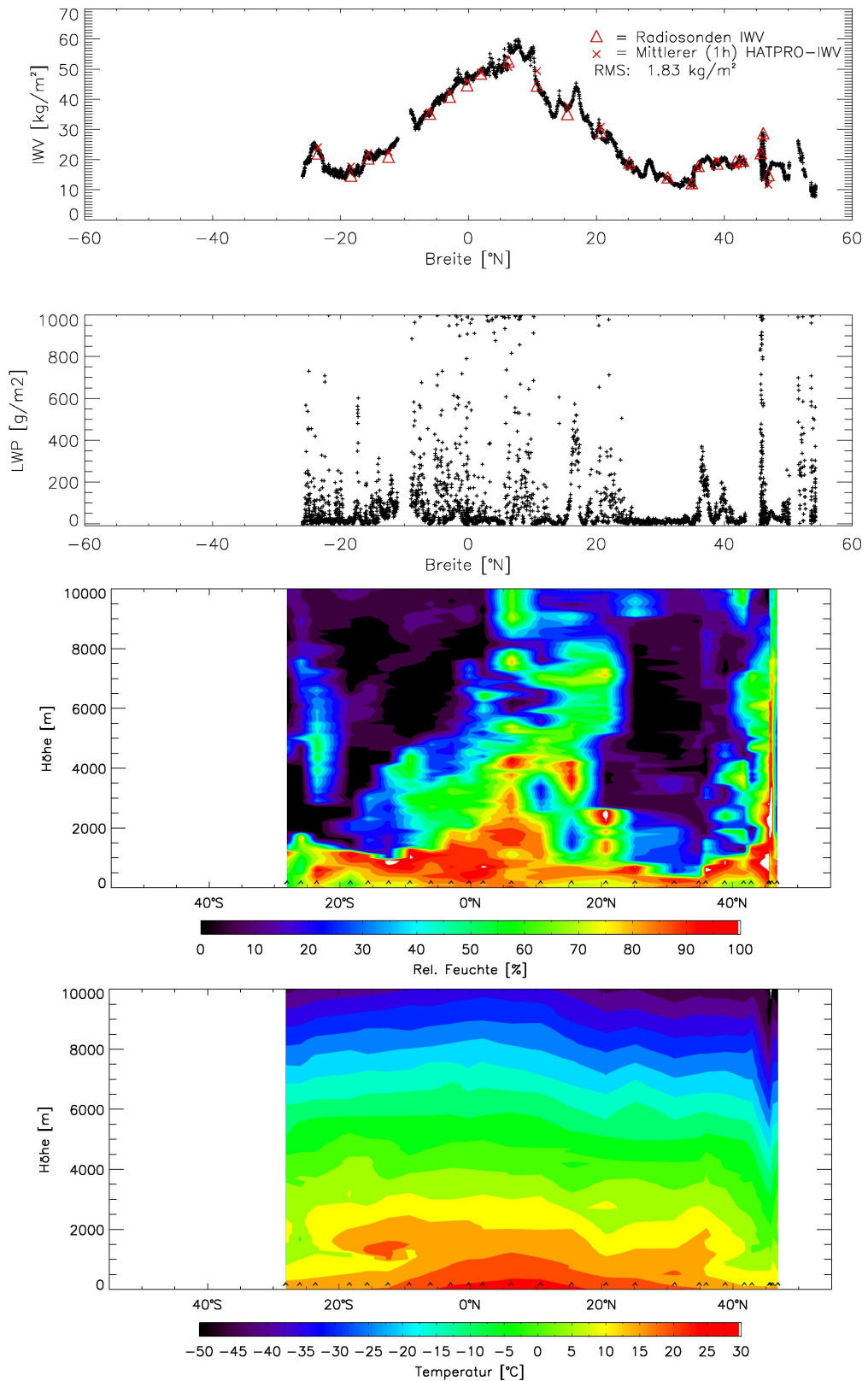


Abbildung A.7.: Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXVII/1 im Herbst 2010

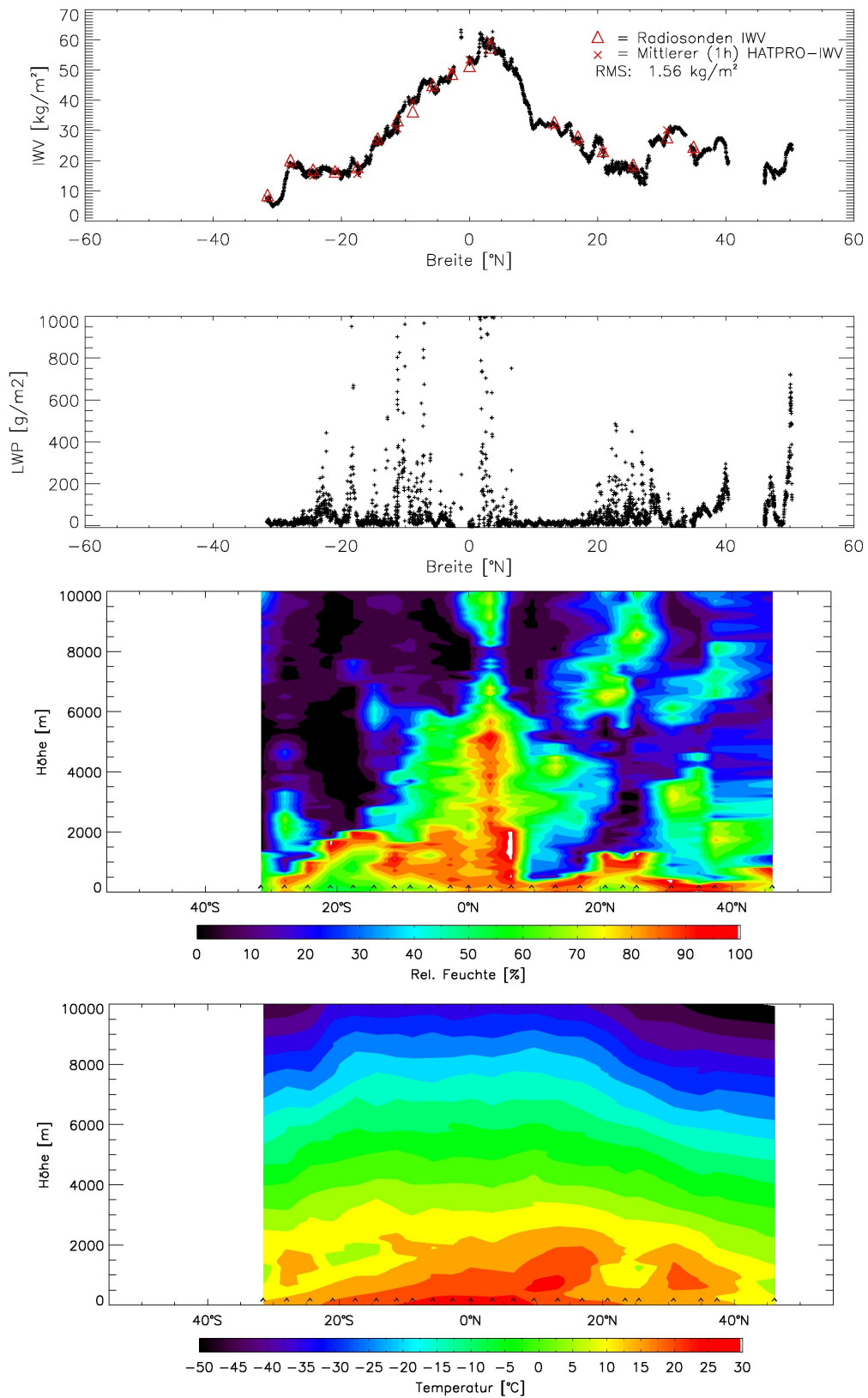


Abbildung A.8.: Verlauf von IWC, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXVII/4 im Frühjahr 2011





## B. Entstehung des Wolkenstreifens

Um die Veränderlichkeit der Bewölkungssituation in einem statischen Bild darstellen zu können, wurde in dieser Arbeit der Wolkenkamerastreifen eingeführt. Abbildung B.1 zeigt schematisch, wie das Mittelsegment aus dem Wolkenkamera-Bild exportiert wird. Aus den Segmenten aller Bilder im Betrachtungszeitraum wird dann ein Streifen zusammengesetzt, der die zeitliche Entwicklung der Bewölkung, ähnlich einem Hovmöller-Diagramm, darstellt.

Je nach Orientierung der Segmente, müssen diese natürlich vor dem Zusammensetzen in eine senkrechte Ausrichtung gebracht werden. Die Auswahl der Orientierung muss aufgrund der Wolkenzugrichtung getroffen werden. Das beste Resultat erzielt man, wenn das Segment senkrecht zur Wolkenzugrichtung steht.

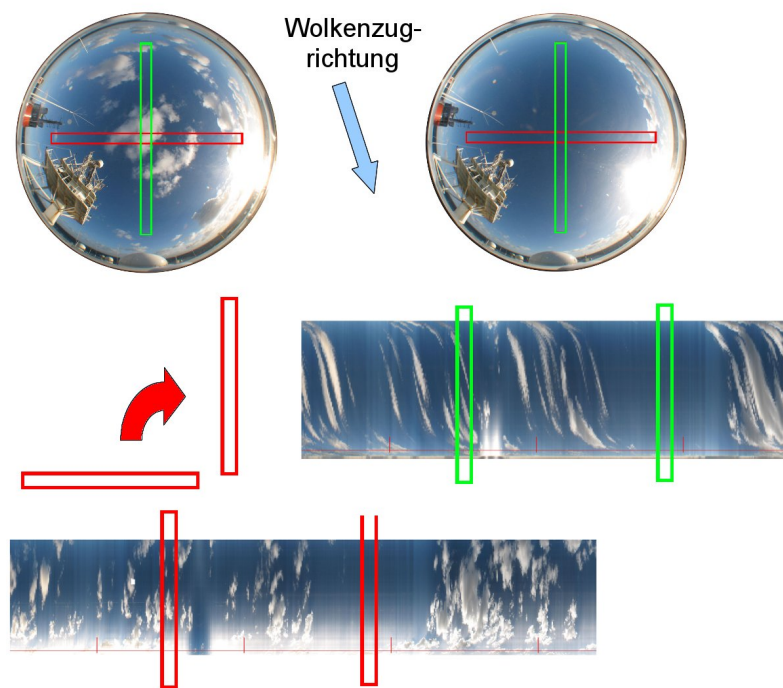


Abbildung B.1.: Schematische Darstellung der Wolkenkamerastreifenproduktion



# C. Konfigurationsdatei für MWMod

```
*****
R T M W      input specifications
IPR   =  0 NMOD1=  1 NMOD2=  2 NMODD=  1
*****
* E N V G E N  input specifications
* Part 1 : Input for ENVATM
* Part 2 : Input for ENVOCE
* Part 3 : Input for ENVICE
*****
E N V A T M  input specifications
IPR   =  2 IRUN   =  1
ITEM  =  0 PO=1000.00 TO=   3.15 GAMT=  6.50 ZTINV=10.0 DTO   =  0.00 NAL= 100
IATMOS=  1 IPROF=  1 FILE      =./input/input.prf
IWV   =  0 RHS=100.00 PCO=   3.00 PWV= 30.00
ITOP  =  0
IPBL  =  0 HPBL=2.000 TP= 273.00 GPBL= 3.00 QPBL= 2.00
IHYDAN=  1 IHYDFX=  0 RHCL= 95.0
IMESH =  1 NNZL   = 46 FZ=   0.000 DZ=   0.500
ENDG
ZMESH
ZM   =
  0.000  0.050  0.100  0.150  0.200  0.250  0.325  0.400
  0.475  0.550  0.625  0.700  0.800  0.900  1.000  1.150
  1.300  1.450  1.600  1.800  2.000  2.250  2.500  2.750
  3.000  3.250  3.500  3.750  4.000  4.250  4.500  4.750
  5.000  5.500  6.000  6.500  7.000  7.500  8.000  8.500
  9.000  9.500 10.000 15.000 20.000 25.000 29.300
ENDG

PROFILE
NL   = 18
Z    =
  0.000  0.300  1.000  2.000  3.000  3.760  4.000  5.000
  6.000  7.000  8.000  9.000  9.930 10.000 11.000 12.000
 13.000 14.000 15.000
P    =
-99.999 -99.999 -99.999 -99.999 -99.999 -99.999 -99.999 -99.999
-99.999 -99.999 -99.999 -99.999 -99.999 -99.999 -99.999 -99.999
-99.999 -99.999 -99.999
TL   =
290.000 287.600 284.800 280.700 276.500 273.100 271.900 267.100
262.000 256.500 250.600 244.200 238.000 237.400 229.400 221.400
221.400 221.400 221.400
```

```

RHL      =
  49.200 100.000 100.000 100.000 100.000 100.000 100.000 100.000
100.000 100.000 100.000 100.000 100.000   5.600   6.500   5.200
   2.700   1.400
ENDG
*****
FIXED CLOUDS
NCL      = 1
# ICT ICB      LWL LWHT PHASEF XSECT PHASE SIZEDIS
   62 126  10.000   1    4    1    1    1
ENDG
*****
E N V O C E   input specifications
IPR      = 0 IRUN = 1
SAL= 33.00 WND=%WIND% SST=%SST% DST=  0.00 IWND = 1 ISST = 1
ENDG
*****
E N V I C E   input specifications
IPR      = 0 IRUN = 1
IICE    = 0 ICEPRO= 1 FILE =..
ENDG
*****
ICEPROFILE
NLICE   = 13
#       Z       T       RHO   DSN   FWFR   DG DBUB   SI THETB   BRAT   N
-2.500 269.9  1.000  0.00  1.000   0.00  0.0  32.0  0.0  0.000E+00  1
-1.580 266.1  0.870  0.00  0.000  10.00  1.2  3.0  24.0  0.250E-04  2
-1.020 265.7  0.870  0.00  0.000  10.00  1.2  2.4  24.0  0.250E-04  3
-0.970 265.4  0.890  0.00  0.000  10.00  1.2  1.9  24.0  0.250E-04  4
-0.870 265.1  0.890  0.00  0.000  10.00  1.2  1.4  24.0  0.250E-04  5
-0.770 264.8  0.895  0.00  0.000  10.00  1.2  1.2  24.0  0.250E-04  6
-0.630 264.5  0.895  0.00  0.000  10.00  1.2  0.7  24.0  0.250E-04  7
-0.460 264.1  0.895  0.00  0.000  10.00  1.2  0.3  24.0  0.250E-04  8
-0.380 263.7  0.895  0.00  0.000  10.00  1.2  0.1  24.0  0.250E-04  9
-0.200 263.5  0.728  3.00  0.000   0.00  3.0  0.0  54.7  0.100E+01 10
-0.150 263.3  0.460  6.00  0.000   0.00  5.0  0.0  54.7  0.100E+01 11
-0.100 263.1  0.100  6.00  0.000   0.00  1.2  0.0  0.0  0.100E+01 12
-0.000 263.1  0.100  6.00  0.000   0.00  1.2  0.0  0.0  0.100E+01 13
ENDG
*****
I A P G E N   input specifications
IPR      = 0 IRUN = 1
IFRE    = 1 NFRE = 14 FN= 33.600 DN= 15.000
IANG    = 1 NANG = 1 FA=  0.000 DA= 50.000
FRE     =
22.240 23.040 23.840 25.440 26.240 27.840 31.400 51.260
52.280 53.860 54.940 56.660 57.300 58.000
ANG     =
  0.00
ENDG
*****
I A P A T M   input specifications

```

---

```

IPR   = 0 IRUN  = 1
MODHYM= 2 IPHAMA= 4 IGAAB = 0
TWV=001.00 T02=001.00 THY=001.00 TN2=001.00
ENDG
*****
I A P O C E   input specifications
IPR   = 0 IRUN  = 1
IREF  = 1 IEPSIL= 3 FEPV=0.000 DEPV=0.000 FEPH=0.000 DEPH=0.000
IFOAM = 4 IFETCH= 0
ENDG
REFV
0.024 0.026 0.035 0.033 0.500 0.500 0.500 0.500 0.500 0.500
ENDG
REFH
0.060 0.060 0.060 0.051 0.500 0.500 0.500 0.500 0.500 0.500
ENDG
*****
I A P I C E   input specifications
IPR   = 0 IRUN  = 1
ITEMIS= 4 IELEV = 6 TEMPE = 273.13
IREF  = 3
ENDG
EMISTEMP
272.13 271.13 270.13 269.13
ENDG
*****
R A D T R A   input specifications
IPR   = 1 IRUN  = 1
IOPT  = 1 IWFT  = 11 ISCAT = 1 IPHAC = 0 IPHA  = 0 TBSP= 2.70 DMX=0.100
ICOV  = 0 COVI  = 0.70
*****

```



## D. Koeffizienten der neuen Inversionsverfahren

Frequenzen [GHz]	LWP, alle Bewölkungssituationen		LWP, bewölkt	
	lin.	quad.	lin.	quad.
22,24	6.9770e-03	-3.3953e-05	3.2811e-03	-2.9465e-05
23.04	1.3138e-04	-6.8864e-06	1.7715e-03	-3.6089e-05
23.84	-1.0650e-02	4.7496e-05	-7.3585e-03	2.9058e-05
25.44	-8.2147e-03	2.1810e-05	-1.0274e-02	1.0019e-04
26.24	-3.5595e-03	-9.3020e-06	-2.8928e-03	3.4224e-05
27.84	8.9647e-03	-1.3628e-04	9.7817e-03	-1.0685e-04
31.40	3.1352e-02	-3.8589e-04	3.5888e-02	-3.8629e-04
51.26	-6.9687e-02	3.3425e-04	-3.0917e-02	1.6243e-04
52.28	-1.4146e-02	4.8466e-05	-5.8682e-02	1.7627e-04
53.86	-2.5417e-03	5.4265e-07	-9.3501e-02	1.8010e-04
54.94	-9.9944e-02	1.8219e-04	5.3877e-02	-8.8807e-05
56.66	-5.0687e-04	1.4572e-06	5.5834e-02	-9.9232e-05
57.30	3.6761e-02	-6.5017e-05	4.2879e-02	-7.9152e-05
58.00	6.0157e-02	-1.0733e-04	7.9008e-02	-1.4222e-04

Tabelle D.1.: Retrievalkoeffizienten der neuen LWP-Retrieval

Frequenzen [GHz]	IWV, alle Bewölkungssituationen	
	lin.	quad.
22,24	-8.7799e-02	1.1376e-03
23.04	-1.1100e-01	3.2413e-03
23.84	8.8976e-01	-6.1404e-03
25.44	2.0091e-01	7.6994e-04
26.24	-6.3324e-02	3.5872e-03
27.84	-2.3305e-01	4.1002e-03
31.40	-1.9158e-01	-1.1387e-03
51.26	1.5999e+00	-7.2706e-03
52.28	-2.0688e+00	6.4099e-03
53.86	-7.6318e-01	1.5584e-03
54.94	5.8340e+00	-1.0369e-02
56.66	2.5443e-01	-4.5489e-04
57.30	-5.0470e-01	9.1083e-04
58.00	-1.5993e+00	2.8154e-03

Tabelle D.2.: Retrievalkoeffizienten des neuen IWV-Retrieval



# Abbildungsverzeichnis

1.1.	Jährliches Mittel des IWV für die Jahre 1988–2001 (ERA-40) (Trenberth et al., 2005) . . . . .	2
1.2.	Mittlerer Flüssigwasserpfad über die Jahre 1988–2005 (O’Dell et al., 2008) . . . . .	3
1.3.	Vergleich verschiedener LWP-Datensätze auf der Basis von Beobachtungen (Weng, Greenwald, UWisc) und Reanalysen (ERA40) nach O’Dell et al. (2008) . . . . .	4
1.4.	Projektlogo von OCEANET . . . . .	7
1.5.	Der OCEANET-Laborcontainer (rechts) auf dem Peildeck des FS Polarstern . . . . .	8
2.1.	Wichtungsfunktionen der Temperaturkanäle bei Beobachtung aus dem Weltraum . . . . .	14
2.2.	Wichtungsfunktionen der Temperaturkanäle bei Beobachtung vom Boden . . . . .	15
2.3.	Relevante Absorptionskoeffizienten einer Atmosphärenschiicht im Mikrowellenbereich . . . . .	16
2.4.	Relative Änderung der Helligkeitstemperaturen bei Änderung der Gesamtwasserdampfmenge . . . . .	17
2.5.	Mehrkanal-Mikrowellenradiometer RPG-HATPRO . . . . .	21
2.6.	Wasser auf der Radiometerabdeckung zwischen zwei Regenereignissen . . . . .	22
3.1.	Kursverläufe der Expeditionen mit FS <i>Polarstern</i> . . . . .	25
3.2.	Verteilungen der Temperatur und relativen Feuchte für die nördlichen Tropen und Subtropen während des Transits ANT-XXIV/1 . . . . .	27
3.3.	Schiffsneigungswinkel, kombiniert aus Roll- und Stampfwinkel während der Antarktisexpedition ANT-XXIV/4 . . . . .	33
3.4.	Differenz der Helligkeitstemperaturen zwischen geneigtem und senkrechtem Blick durch die Atmosphäre . . . . .	33
3.5.	Differenzen des LWP und IWV, bei Betrachtung der entsprechenden Atmosphäre unter verschiedenen Zenitwinkeln . . . . .	34
3.6.	Verteilung von Relativer Feuchte und Temperatur während ANT-XXV/5 . . . . .	35
3.7.	Verlauf von integriertem Wasserdampf und Flüssigwasserpfad während ANT-XXV/5 . . . . .	36

---

3.8.	Helligkeitstemperaturen am 20.04.2009 während ANT-XXV/5 in den Kanälen der Wasserdampfabsorption und der Sauerstoffabsorption . . . . .	37
3.9.	IWV, LWP und IR-Temperatur am 20.04.2009 während ANT-XXV/5 . . . . .	39
3.10.	IWV, LWP, IR-Temperatur und Wolkenstreifen am 20.04.2009 zwischen 10:30 UTC und 12:00 UTC während ANT-XXV/5 . . . . .	40
4.1.	Positionen der 2352 erfolgreichen Radiosondenstarts von FS <i>Polartern</i> auf Antarktisfahrten von 1983 bis heute (a) sowie die Positionen der 41 Stationen für Profile aus den Reanalysedaten (b) . . . . .	42
4.2.	Häufigkeitsverteilung der Relativen Feuchte in den Profilen, nach physikalischer Interpolation mit RAMS . . . . .	44
4.3.	Reaktion des modifiziert-adiabatischen Flüssigwassergehaltes auf kleine Unterschiede im Profil der Relativen Feuchte . . . . .	45
4.4.	Vergleich der Profile von Relativer Feuchte und Temperatur aus Trainings- und Reanalysedaten für drei Stationen. Gezeigt sind Minima/Maxima, Mittelwert und Median . . . . .	46
4.5.	Vergleich zwischen zeitlich gemittelten LWP-Werten aus ISCCP- und Trainingsdaten für alle Stationen . . . . .	47
4.6.	Zusammenhang zwischen Flüssigwasserpfad und Bodentemperatur bzw. Relativer Feuchte am Boden . . . . .	48
4.7.	Entwicklung des RMS-Fehler der LWP- bzw. IWV-Retrieval bei Anwendung auf einen Teildatensatz. Zur Basisfrequenz von 22,24 GHz werden sukzessive weitere Frequenzen hinzugenommen . . . . .	49
4.8.	Unkorrigierter Flüssigwasserpfad während der durchgehend unbewölkten Tagstunden des 31.10.2007 während ANT-XXIV/1 . . . . .	51
4.9.	Normierte Häufigkeitsverteilung des Flüssigwasserpfad im wolkenfreien Fall, vor (a) und nach (b) der Korrektur . . . . .	52
4.10.	Häufigkeitsverteilung der Differenzen zwischen $T_{Boden}$ und $T_{IR}$ normiert auf 5° Breitenintervalle . . . . .	53
4.11.	Durchschnitts-LWP in Abhängigkeit von der Differenz ( $T_{Boden} - T_{IR}$ ) sowie dem Breitenintervall . . . . .	54
4.12.	Anzahl der Messpunkte pro Breitenintervall total und laut Schwellwert unbewölkt, sowie Statistik des berechneten Flüssigwasserpfad pro Breitenintervall im unbewölkten Fall . . . . .	55
5.1.	LWP-Breitenmittel . . . . .	60
5.2.	LWP-Breitenmittel für $LWP > 10 g/m^2$ . . . . .	61
5.3.	Zweijahresmittel des LWP-Tagesgangs aus TMI-Daten für eine 2,5°x2,5°-Box im Südostpazifik aus Wood et al. (2002) . . . . .	62
5.4.	LWP-Breitenmittel für $0 g/m^2 < LWP < 1000 g/m^2$ . . . . .	63
5.5.	Messungen vom 07. Mai 2008 . . . . .	64
5.6.	Messungen vom 14. Mai 2008 . . . . .	65
5.7.	Geografische Wolkentypverteilung niedriger Wolken . . . . .	66
5.8.	Geografische Wolkentypverteilung mittelhoher Wolken . . . . .	68

5.9. Geografische Verteilung verschiedener Wolkenklassen im unteren Niveau . . . . .	69
5.10. Positionen der HATPRO-Messbereiche sowie des ECHAM Vergleichsgebietes . . . . .	71
5.11. Breitenmittel der HATPRO-LWPs und der ECHAM-LWPs über alle Monate . . . . .	72
5.12. Breitenmittel der HATPRO-LWPs und der ECHAM-LWPs (April,Mai)	73
5.13. Breitenmittel der HATPRO-LWPs und der ECHAM-LWPs (Oktober, November) . . . . .	74
6.1. Anordnung der verwendeten Satellitenpixel . . . . .	77
6.2. Streuplot zwischen Mittelwerten des HATPRO-LWP und des CMSAF-LWP . . . . .	79
6.3. Vergleich der LWP-Verteilung zwischen HATPRO und CMSAF . . . . .	80
6.4. Streuplot zwischen Mittelwerten des HATPRO-LWP und des CMSAF-LWP bei unterschiedlichen Bedeckungsgraden . . . . .	81
6.5. HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 17.11.2010	82
6.6. HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 17.11.2010	84
6.7. HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 24.04.2011	85
6.8. HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 24.04.2011	85
6.9. HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 23.04.2011	86
6.10. Ungemittelter LWP und $T_{Diff}$ am 23.04.2011 . . . . .	87
6.11. Wolkenkamerabilder zu den entsprechenden Zeiten am 23.04.2011 . . . . .	88
6.12. HATPRO- und CMSAF-LWP sowie Bedeckungsgrad am 21.04.2010	89
A.1. Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXII/10 im Frühjahr 2007 . . . . .	100
A.2. Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXIV/1 im Herbst 2007 . . . . .	101
A.3. Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXIV/4 im Frühjahr 2008 . . . . .	102
A.4. Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXV/5 im Frühjahr 2009 . . . . .	103
A.5. Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXVI/1 im Herbst 2009 . . . . .	104
A.6. Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXVI/4 im Frühjahr 2010 . . . . .	105
A.7. Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXVII/1 im Herbst 2010 . . . . .	106
A.8. Verlauf von IWV, LWP, Feuchte- und Temperaturprofil während ANT-XXVII/4 im Frühjahr 2011 . . . . .	107
B.1. Schematische Darstellung der Wolkenkamerastreifenproduktion . . . . .	109



# Tabellenverzeichnis

2.1. Zentrum und Bandbreite der Frequenzen des RPG-HATPRO. . . . .	21
3.1. Auflistung der Expeditionen mit FS <i>Polarstern</i> . . . . .	26
4.1. Breitenabhängige Temperaturdifferenz zwischen $T_{Boden}$ und $T_{IR}$ für die Detektion wolkenfreier Situationen . . . . .	55
4.2. RMS-Fehler in $g/m^2$ für Kombinationen aus Retrieval und Testdatensatz bei Betrachtung aller oder Beschränkung auf bewölkte Fälle für den Flüssigwasserpfad . . . . .	57
4.3. RMS-Fehler in $g/m^2$ für Kombinationen aus Retrieval und Testdatensatz bei geographischer Einteilung für den Flüssigwasserpfad . . . . .	57
5.1. Einteilung tiefer Wolken gemäß der DWD-Schlüsseltafel für Beobachtungen auf See . . . . .	67
5.2. Einteilung mittelhoher Wolken gemäß der DWD-Schlüsseltafel für Beobachtungen auf See . . . . .	68
6.1. RMS-Fehler der Vergleiche zwischen den CMSAF-LWPs und den HATPRO-LWPs . . . . .	78
D.1. Retriealkoeffizienten der neuen LWP-Retrieval . . . . .	115
D.2. Retriealkoeffizienten des neuen IWV-Retrieval . . . . .	116



# Literaturverzeichnis

- Althausen, D., Engelmann, R., Baars, H., Heese, B., Ansmann, A., Müller, D. und Komppula, M., 2009. Portable Raman Lidar Polly XT for Automated Profiling of Aerosol Backscatter, Extinction, and Depolarization. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11), 2366–2378.
- Basharinov, A. E., Gurvich, A. S., Yegorov, S. T., Kurskaya, A. A., Mateyev, D. T. und Shutko, A. M., 1971. *The results of microwave sounding of the earth's surface according to experimental data from the satellite Cosmos 243*. Akademie-Verlag, Berlin.
- Bony, S. und Dufresne, J.-L., 2005. Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophysical Research Letters*, 32(20), 2–5.
- Bouniol, D., Protat, A., Delanoë, J., Pelon, J., Piriou, J., Bouyssel, F., Tompkins, A. M., Wilson, D. R., Morille, Y., Haeffelin, M., O'Connor, E. J., Hogan, R. J., Illingworth, A. J., Donovan, D. P. und Baltink, H. K., 2010. Using Continuous Ground-Based Radar and Lidar Measurements for Evaluating the Representation of Clouds in Four Operational Models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(9), 1971–1991.
- Bumke, K., 2011. The Expedition of the Research Vessel Polarstern to the Antarctic in 2010 (ANT-XXVII/1). In K. Bumke, Hrsg., *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, Band 628.
- Carlson, T. N. und Prospero, J. M., 1972. The Large-Scale Movement of Saharan Air Outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic. *Journal of Applied Meteorology*, 11, 283–297.
- Chang, A. und Wilheit, T., 1979. Remote sensing of atmospheric water vapor, liquid water, and wind speed at the ocean surface by passive microwave techniques from the Nimbus 5 satellite. *Radio Science*, 14(5), 793–802.
- Crewell, S., Drusch, M. und van Meijgaard, E., 2002. Cloud observations and modeling within the European BALTEX cloud liquid water network. *Boreal Environment Research*, 7, 235–245.

- Crewell, S. und Löhnert, U., 2003. Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 2. Sensor accuracy and synergy. *Radio Science*, 38(3).
- Deeter, M. N., 2007. A new satellite retrieval method for precipitable water vapor over land and ocean. *Geophysical Research Letters*, 34(2), 1–5.
- Deneke, H. M., Knap, W. H. und Simmer, C., 2009. Multiresolution analysis of the temporal variance and correlation of transmittance and reflectance of an atmospheric column. *Journal of Geophysical Research*, 114(D17), 1–12.
- El Naggar, S., 2011. The Expedition of the Research Vessel Polarstern to the Antarctic in 2011 (ANT-XXVII/4). In S. El Naggar, Hrsg., *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*.
- El Naggar, S. und Fahrbach, E., 2010. *Handbuch FS Polarstern. Ein Leitfaden zur Planung und Durchführung von Expeditionen mit FS Polarstern*. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.
- El Naggar, S. und Macke, A., 2010. The Expedition of the Research Vessel Polarstern to the Antarctic in 2009 (ANT-XXVI/1). In S. El Naggar und A. Macke, Hrsg., *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, Band 614.
- Foster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M. und van Dorland, R., 2007. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor und H. L. Miller, Hrsg., *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon,., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.
- Goody, R. M. und Yung, Y. L., 1989. *Atmospheric radiation, theoretical basis*. Oxford University Press, Ney York, Oxford.
- Greuell, W. und Roebeling, R. A., 2009. Toward a Standard Procedure for Validation of Satellite-Derived Cloud Liquid Water Path: A Study with SEVIRI Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(8), 1575–1590.
- Häkel, H., 1999. *Meteorologie, 4. völlig überarbeitete Auflage*. Ulmer.
- Heinle, A., Macke, A. und Srivastav, A., 2010. Automatic cloud classification of whole sky images. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3(3), 557–567.
- Hieronimi, M., 2011. *Solar Radiative Transfer into the Ocean: A Study on Underwater Light Fluctuations due to Surface Waves*. Doktorarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.



- Kalisch, J. und Macke, A., 2008. Estimation of the total cloud cover with high temporal resolution and parametrization of short-term fluctuations of sea surface insolation. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(5), 603–611.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J. J., Fiorino, M. und Potter, G. L., 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11), 1631–1643.
- Karstens, U., Simmer, C. und Ruprecht, E., 1994. Remote Sensing of Cloud Liquid Water. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 54, 157–171.
- Körtzinger, A., 2011. The Expedition of the Research Vessel Polarstern to the Antarctic in 2010 (ANT-XXVI/4). In A. Körtzinger, Hrsg., *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, Band 631.
- Liebe, H. J. und Layton, D. H., 1987. *Millimeter-Wave Properties of the Atmosphere: Laboratory Studies and Propagation Modeling*. NITA Report 87-224, U.S. Dept. of Commerce, National Telecommunication Science.
- Löhnert, U. und Crewell, S., 2003. Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 1. Dependency on cloud model statistics. *Radio Science*, 38(3).
- Macke, A., 2008. The Expedition of the Research Vessel Polarstern to the Antarctic in 2007 (ANT-XXIII/10). In A. Macke, Hrsg., *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, Band 575.
- Macke, A., 2009. The Expedition of the Research Vessel Polarstern to the Antarctic in 2008 (ANT-XXIV/4). In A. Macke, Hrsg., *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, Band 591.
- Macke, A., Kalisch, J., Sinitsyn, A. und Wassmann, A., 2007. More of MORE: the first MORE cruise onboard RV Polarstern. In *Flux News*, Nummer 4, Seiten 21–22. WCRP Working Group on Surface Fluxes.
- Manabe, S. und Wetherald, R. T., 1967. Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity. *Journal of Atmospheric Science*, 24(3), 241–259.
- Marchand, R., 2003. An assessment of microwave absorption models and retrievals of cloud liquid water using clear-sky data. *Journal of Geophysical Research*, 108(D24).
- Mie, G., 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik*, 25(3), 377.

- Nakajima, T. und King, M. D., 1990. Determination of the Optical Thickness and Effective Particle Radius of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements. Part I: Theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(15), 1878–1893.
- O'Dell, C. W., Wentz, F. J. und Bennartz, R., 2008. Cloud Liquid Water Path from Satellite-Based Passive Microwave Observations: A New Climatology over the Global Oceans. *Journal of Climate*, 21(8), 1721–1739.
- Oki, T. und Kanae, S., 2006. Global hydrological cycles and world water resources. *Science (New York, N.Y.)*, 313(5790), 1068–72.
- Pielke, R. A., Cotton, W. R., Walko, R. L., Tremback, C. J., Lyons, W. A., Grasso, L. D., Nicholls, M. E., Moran, M. D., Wesley, D. A., Lee, T. J. und Copeland, J. H., 1992. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 49(1), 69–91.
- Ramanathan, V., Crutzen, P. J., Kiehl, J. T. und Rosenfeld, D., 2001. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science (New York, N.Y.)*, 294(5549), 2119–24.
- Roebeling, R. A., Deneke, H. M. und Feijt, A. J., 2008. Validation of Cloud Liquid Water Path Retrievals from SEVIRI Using One Year of CloudNET Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1), 206–222.
- Roebeling, R. A., Feijt, A. J. und Stammes, P., 2006. Cloud property retrievals for climate monitoring: Implications of differences between Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on METEOSAT-8 and Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on NOAA-17. *Journal of Geophysical Research*, 111(D20), 1–16.
- Roeckner, E., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornblüeh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U. und Tompkins, A., 2003. The Atmospheric general circulation Model ECHAM5. Part 1: Model description. Report 349, Max Plank Institut für Meteorologie.
- Rose, T., Crewell, S., Löhnert, U. und Simmer, C., 2005. A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere. *Atmospheric Research*, 75, 183–200.
- Rose, T. und Czekala, H., 2008. *RPG-HATPRO, RPG-TEMPRO, RPG-HUMPRO, RPG-LHUMPRO, RPG-LHATPRO Humidity and Temperature Profilers Operating Manual*. Radiometer Physics.
- Rossow, W. B. und Schiffer, R. A., 1999. Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11), 2261–2287.

- Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M. C., Heinold, B., Bönisch, G., Laurent, B. und Macke, a., 2009. Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models. *Journal of Geophysical Research*, 114(D10), 1–18.
- Schiel, S., 2009. The Expedition of the Research Vessel Polarstern to the Antarctic in 2007 (ANT-XXIV/1). In S. Schiel, Hrsg., *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, Band 592.
- Schulz, J., Albert, P., Behr, H.-D., Caprion, D. und Deneke, H., 2009. Operational climate monitoring from Space: the EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 1687–1709.
- Schutgens, N. A. J. und Roebeling, R. A., 2009. Validating the Validation: The Influence of Liquid Water Distribution in Clouds on the Intercomparison of Satellite and Surface Observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(8), 1457–1474.
- Siebesma, A. P., Jakob, C., Lenderink, G., Neggers, R. A. J., Teixeira, J., van Meijgaard, E., Calvo, J., Chlond, A., Grenier, H., Jones, C., Köhler, M., Kitagawa, H., Marquet, P., Lock, A. P., Müller, F., Olmeda, D. C. und Severijns, C., 2004. Cloud representation in general-circulation models over the northern Pacific Ocean: A EUROCS intercomparison study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(604), 3245–3267.
- Simmer, C., 1994. *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter*. Verlag Dr. Kovač.
- Sinitsyn, A. und Gulev, S., 2006. MORE cruises launched. In *Flux News*, Nummer 1, Seiten 11–13. WCRP Working Group on Surface Fluxes.
- Staelin, D. H., 1966. Measurements and Interpretation of the Microwave Spectrum of the Terrestrial Atmosphere near 1-Centimeter Wavelength. *Journal of Geophysical Research*, 71(12).
- Stephens, G. L., 2005. Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *J. Climate*, 18, 237–273.
- Stogryn, A., 1975. A Note on Brightness Temperature at Millimeter Wavelengths. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-13(2), 81–84.
- Stubenrauch, C. J., Cros, S., Guignard, A. und Lamquin, N., 2010. A 6-year global cloud climatology from the Atmospheric InfraRed Sounder AIRS and a statistical analysis in synergy with CALIPSO and CloudSat. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(15), 7197–7214.

- Taylor, K. E., Williamson, D. und Zwiers, F., 2000. THE SEA SURFACE TEMPERATURE AND SEA-ICE CONCENTRATION BOUNDARY CONDITIONS FOR AMIP II SIMULATIONS. Report 60, THE SEA SURFACE TEMPERATURE AND SEA-ICE CONCENTRATION BOUNDARY CONDITIONS FOR AMIP II SIMULATIONS.
- Trenberth, K. E., Christy, J. R. und Olson, J. G., 1987. Global Atmospheric Mass, Surface Pressure, and Water Vapor Variations. *Journal of Geophysical Research*, 92(D12), 14 815–14 826.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. und Smith, L., 2005. Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Climate Dynamics*, 24(7-8), 741–758.
- Turner, D. D., Lesht, B. M., Clough, S. A., Liljegren, J. C., Revercomb, H. E. und Tobin, D. C., 2003. Dry bias and variability in Vaisala RS80- H radiosondes: the ARM experience. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 20(1), 117–132.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K. und Fung, A. K., 1981. *Microwave Remote Sensing: Aactive and Passive Volume I: Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry*. Addison-Wesley Publishing Company, Reading, Massachusetts.
- van Meijgaard, E. und Crewell, S., 2005. Comparison of model predicted liquid water path with ground-based measurements during CLIWA-NET. *Atmospheric Research*, 75, 201–226.
- von Bremen, L., 2001. *Mikrowellenfernerkundung bei inhomogener Bewölkung*. Doktorarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Walko, R. L. und Tremback, C. J., 1991. *RAMS – The Regional Atmospheric Modeling System Version 2C: User’s Guide*. ASTeR, Inc., P.O. BOX 446, Fort Collins, Colorado.
- Wassmann, A., 2008. *Mikrowellenradiometrie auf See*. Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Westwater, E. R. und Snider, J. B., 1975. Experimental Determination of Temperature Profiles by Ground-Based Microwave Radiometry. *Journal of Applied*.
- Wood, R., Bretherton, C. S. und Hartmann, D. L., 2002. Diurnal cycle of liquid water path over the subtropical and tropical oceans. *Geophysical Research Letters*, 29(23).
- Zenk, W. und El Naggar, S., 2010. The Expedition of the Research Vessel Polarstern to the Antarctic in 2009 (ANT-XXV/5). In W. Zenk und S. El Naggar, Hrsg., *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, Band 603.

- Zhang, Y., 2004. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *Journal of Geophysical Research*, 109(D19), 1–27.
- Zoll, Y., 2008. *Bestimmung des Flüssigwasserpfades aus Mikrowellenradiometer- und Wolkenkammermessungen*. Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.



# Danksagung

Mein Dank gilt meinem Doktorvater Prof. Dr. A. Macke. Als Betreuer hat er immer den richtigen Tip und als Wissenschaftler die richtige Frage, um dem anstehenden Problem auf den Grund zu gehen. Als Freund kann er den dann und wann nötigen Tritt austeilen, wenn das Problem unlösbar scheint.

Sozusagen „posthum“ danke ich der gesamten Arbeitsgruppe Wolken und Strahlung. Sie hat mich während meines Studiums und der Doktorandenzeit begleitet und war Kollegen- und Freundeskreis gleichermaßen. Ich mache dann mal das Licht aus!

Die erfolgreiche Durchführung der Expeditionen wäre ohne Kapitän und Crew der FS *Polarstern* nicht möglich gewesen. Wenn ahnungslose, theorieverhaftete Wissenschaftler zur See fahren, braucht es eine Mannschaft wie diese.

Frau Helga Scheef hat sich durch Unmengen von Wolkenfilmen „geguckt“ und die Einteilung nach Wolkentypen getroffen. Dafür an dieser Stelle mein Dank.

Nicht zuletzt sondern vor allem gilt mein Dank meiner Freundin. Sie musste gerade in der Endphase erdulden, dass sich vieles der Fertigstellung der Arbeit unterordnen musste. Feddich!

Angaben zur Herkunft externer Daten:

Die **ISCCP D2** Daten wurden von der Website des *International Satellite Cloud Climatology Project* <http://isccp.giss.nasa.gov> bezogen, die von der ISCCP Forschungsgruppe am *NASA Goddard Institute for Space Studies, New York, NY*, betreut wird.

Die **NCEP-DOE AMIP II** Daten wurden zur Verfügung gestellt durch das *NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA* über die Website <http://www.esrl.noaa.gov/psd>.

Die **CM-SAF LWP**s wurden durch Herrn Hartwig Denecke vom Leipziger Leibniz-Institut für Troposphärenforschung (IFT) aus den SEVIRI-Strahldichten berechnet und zur Verfügung gestellt.





## **Erklärung**

Hiermit bestätige ich, die vorliegende Dissertationsschrift selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet zu haben. Die Arbeit entstand unter Einhaltung der Regeln guter wissenschaftlicher Praxis der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Außerdem versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Doktorgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, 2012

(Yann M. Zoll)