

Bestimmung von Temperaturprofilen mittels Fernerkundung Vergleich zweier Verfahren

Bachelorarbeit

Bachelorstudium Atmosphärenwissenschaften
Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften
der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck

Modul 22, Seminar mit Bachelorarbeit

von
Andreas Rauchöcker

Betreuer
Dr. Martin Hagen

Innsbruck, Februar 2018

Zusammenfassung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit dem Vergleich zweier Fernerkundungsmethoden zur Temperaturprofilerstellung. Bei einer Messkampagne in Zentralportugal wurden Temperaturprofile mit einem radioakustischen System (RASS) sowie einem Mikrowellenradiometer gemessen. Funktionsweise und Schwächen der beiden Geräte wurden beschrieben und deren Messergebnisse miteinander verglichen. Dazu wurden die mittlere Differenz der virtuellen Temperatur zwischen den beiden Messgeräten sowie die Standardabweichung der jeweiligen Differenz gebildet und als Profil dargestellt. Im Zuge der Literaturrecherche wurden Regen, Bewölkung sowie die vertikale Windkomponente als mögliche Fehlerquellen erkannt und die Auswirkungen deren Korrektur untersucht. Außerdem wurden die mittlere Schichtung pro Höhenschicht, deren Standardabweichung und die Schichtung im Zeitverlauf betrachtet. Weil das Mikrowellenradiometer sowohl Zenit-, als auch Elevationsscans durchführte und zusätzlich ein Composite File bildete, wurden diese Berechnungen für alle diese Methoden durchgeführt. Zwischen den beiden Geräten wurde auf allen Höhenstufen eine Temperaturdifferenz von 0.5 K bis 1.5 K festgestellt. Die Elevationsscans brachten in den untersten Schichten eine bessere Übereinstimmung als die Zenitscans, oberhalb von 300 m war dies umgekehrt. Die Differenz zwischen den beiden Geräten konnte kaum verkleinert werden, indem Regenperioden herausgefiltert wurden. Die weitere Einschränkung auf bewölkungsfreie Profile veränderte die Übereinstimmung ebenfalls kaum. Die Messwerte des RASS um die vertikale Windkomponente zu korrigieren, konnte bei allen Modi des Radiometers auf den untersten 200 m eine bessere Übereinstimmung der Messergebnisse bewirken. Für die Zenitmessungen verbesserte sich die Übereinstimmung auch darüber. Die Standardabweichung der Temperaturdifferenz stieg allerdings dabei auf allen Höhen bedeutend an. Besonders auf den unteren Messhöhen wurden einige RASS-Werte zu stark korrigiert. Der Grund für diese zu großen Korrekturen konnte nicht abschließend geklärt werden. Elevationsscans verbessern die Auflösung der vertikalen Temperaturstruktur im Vergleich zu Zenitmessungen, weshalb diese Technik bei Betrachtung der Grenzschicht bessere Ergebnisse der Schichtung erzielen konnte. Im Vergleich zum RASS wird die Schichtung durch das Radiometer auch im Elevationsmodus geglättet wiedergegeben. Ein auf den Messstandort angepasstes Temperaturretrieval könnte die Messgenauigkeit der Radiometerprofile weiter erhöhen. Aufgrund fehlender historischer Daten war dies allerdings für den Messstandort nicht möglich.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	ii
Inhaltsverzeichnis	iv
1 Einleitung.....	1
1.1 Motivation.....	1
1.2 Zielsetzung.....	1
2 Messsysteme.....	2
2.1 Radio Acoustic Sounding System (RASS).....	2
2.1.1 Theorie des RASS.....	3
2.1.2 Fehlerquellen	4
2.1.3 LAP-3000: Das Messinstrument.....	5
2.2 Mikrowellen Radiometer (MWR)	6
2.2.1 Theorie der Mikrowellenradiometrie	8
2.2.2 Kalibrierung	10
2.2.3 Temperatur- und Feuchteretrieval	11
2.2.4 Fehlerquellen / Probleme bei Mikrowellenradiometrie	12
2.2.5 Elevationsscans / Boundary-Layer-Scans	13
2.2.6 RPG-HATPRO (Radiometer Physics GmbH – Humidity And Temperature PROfiler)	14
3 Perdigão Messkampagne	16
3.1 Die Messkampagne und der Standort.....	16
3.2 Berechnungen	18
3.3 Vergleich der Methoden	19
4 Ergebnisse.....	21
4.1 Alle Profile	21
4.2 Regenfreie und bewölkungsfreie Profile	26
4.3 Profile bei Regen	30
4.4 Schichtung.....	32
5 Diskussion.....	39
6 Schlussfolgerung und Ausblick.....	42
7 Literatur.....	44

A	Anhang	a
	(a) Schichtungsplots	a

1 Einleitung

1.1 Motivation

Temperaturprofile der atmosphärischen Grenzschicht sind nicht nur für die Wettervorhersage, sondern auch für die Stromerzeugung mittels Windturbinen sowie zur Erforschung der Konvektion von großer Bedeutung. Das Temperaturprofil der Grenzschicht zu bestimmen ist nicht nur durch Flugzeugmessungen, Messtürme oder Radiosondenaufstiege möglich, sondern auch durch Fernerkundungsmethoden. Diese Fernerkundungsmethoden beinhalten die Messung der Strahlungstemperatur im Bereich der Sauerstoffabsorption mittels Mikrowellenradiometer (MWR) sowie die Messung der Schallgeschwindigkeit mittels radioakustischem System (RASS). Da diese Methoden eine höhere zeitliche Auflösung erlauben, als das durch Radiosondenaufstiege möglich wäre, werden sie immer häufiger eingesetzt, um beispielsweise den turbulenten Wärmefluss in der Grenzschicht zu messen (Angevine 2000). Allerdings liefern diese Methoden nicht unter allen Bedingungen verlässliche Ergebnisse. Es ist nötig, die Einschränkungen dieser Fernerkundungsmethoden genau zu kennen, um keine verfälschten Daten zu verwenden. Deshalb sind vergleichende Messungen zwischen den beiden Verfahren oder mit zeitgleichen Radiosondenaufstiegen unerlässlich.

1.2 Zielsetzung

Während der Messkampagne WindSP in Perdigão im Frühsommer 2017 wurden ein Mikrowellenradiometer und ein radioakustisches System über mehrere Wochen parallel betrieben. In dieser Arbeit werden die Ergebnisse der beiden Fernerkundungsmethoden miteinander verglichen. Kapitel 2 setzt sich mit der Funktionsweise der beiden Systeme sowie deren theoretischen Hintergrund auseinander. Mögliche Fehlerquellen der Messverfahren sollen dabei aufgezeigt und die verwendeten Messgeräte vorgestellt werden.

Kapitel 3 widmet sich dem Messstandort bei Perdigão und der näheren Beschreibung der durchgeführten Berechnungen. In welcher Form die Daten vorliegen, wird in diesem Kapitel ebenfalls behandelt.

Kapitel 4 zeigt die Ergebnisse des Vergleichs der Temperaturprofile der jeweiligen Systeme. Auf die Situation bei Bewölkung und Regen wird genauer eingegangen, da diese meteorologischen Bedingungen die Ergebnisse der einzelnen Methoden unterschiedlich beeinflussen können. Kapitel 5 widmet sich der Diskussion der Messergebnisse, in Kapitel 6 werden die Erkenntnisse nochmals zusammengefasst.

2 Messsysteme

2.1 Radio Acoustic Sounding System (RASS)

Ein radio-akustisches System (RASS) besteht aus einem senkrecht nach oben blickenden Dopplerradar und einer oder mehreren Schallquellen, die knapp neben dem Radar positioniert werden (Angevine and Ecklund 1994). Eine Schallwelle ruft durch Kompression der Luft Dichteanomalien hervor, wodurch die dielektrische Konstante der Luft leicht verändert wird (Bianco et al. 2017; North et al. 1973). Diese Veränderungen können mit dem Dopplerradar gemessen werden (North et al. 1973). Über die Messung der Schallgeschwindigkeit mittels Dopplerradar lässt sich dann die virtuelle Temperatur berechnen (North et al. 1973). Das erste Radio Acoustic Sounding System (RASS) wurde für Windmessungen gebaut (Bonino 1997), ab den frühen 1970er Jahren wurden Geräte zur Wind- und Temperaturprofilerstellung weiterentwickelt (North et al. 1973). Vergleiche mit Daten aus Radiosondenaufstiegen weisen Standardabweichungen der Differenzen von 1 K und weniger auf (Moran and Strauch 1994; Angevine and Ecklund 1994; Görsdorf and Lehmann 2000). Eine vergleichende Studie mit Messtürmen kam zu ähnlichen Ergebnissen (Angevine et al. 1998).

Üblicherweise wird in Nordamerika mit einer Frequenz von 915 MHz gemessen, in Europa und Asien mit 1290 MHz (Angevine 2000). Die maximale Reichweite des RASS-Signals hängt vor allem von der Radar-Wellenlänge ab sowie von der in der Atmosphäre vorherrschenden Temperatur und Feuchtigkeit (Wilczak et al. 1996), jedoch auch von der horizontalen Windgeschwindigkeit (Angevine 2000). Bei typischen Verhältnissen der mittleren Breiten und üblichen Frequenzen von 915 MHz und 1290 MHz sind Messungen bis etwa 1 km möglich (Wilczak et al. 1996; Angevine 2000). Jedoch wurden auch Versuche durchgeführt, mit RASS Temperaturmessungen bis zu 20 km Höhe durchzuführen (Matuura et al. 1986).

Um Messfehlern vorzubeugen, müssen akustische Quelle und Radarantenne nahe beieinander positioniert werden (Lataitis 1992). Die akustische Wellenzahl sollte möglichst genau der doppelten Wellenzahl des Radars entsprechen, damit die Bragg-Bedingung erfüllt ist und das Radarsignal ein hohes Verhältnis des Signals zum Rauschniveau hat (Wilczak et al. 1996). Vertikale Temperaturprofile können durch das Radar mit der gleichen zeitlichen und räumlichen Auflösung gemessen werden wie Windprofile (Moran and Strauch 1994). Üblicherweise arbeitet das Radar den Großteil des Messintervalls (in unserem Fall 30 Minuten) im Windmodus und den restlichen Teil mit der Schallquelle an der Temperaturprofilierung (Bianco et al. 2017).

2.1.1 Theorie des RASS

In einem idealen Gasgemisch beträgt die Schallgeschwindigkeit S

$$S = \sqrt{\frac{\gamma RT}{M}} = K\sqrt{T} \quad (1)$$

mit dem adiabaten Exponent γ , der allgemeinen Gaskonstante R , der kinetischen Temperatur T in K, der molaren Masse M und dem Parameter K , der leicht von der relativen Feuchte abhängt (North et al. 1973). Bei trockener Luft und stationären Bedingungen wäre K leicht zu bestimmen, allerdings ist diese Situation nicht realistisch (North et al. 1973). In der feuchten Luft sind die genauen Werte von M und γ nicht bekannt (Angevine and Ecklund 1994). Berechnet man jedoch die virtuelle Temperatur, so können für M und γ die Werte der trockenen Luft verwendet werden (Angevine and Ecklund 1994). Für die bewegte Atmosphäre ergibt sich die virtuelle Temperatur T_v aus

$$T_v = \frac{M_d}{\gamma R} (\omega + S)^2 \quad (2)$$

mit der vertikalen Windkomponente ω (North et al. 1973) und dem Molekulargewicht der trockenen Luft M_d (Angevine and Ecklund 1994). Eliminiert man ω , so wird die Schallgeschwindigkeit S über

$$S = \frac{c_0 f_d}{n 2f} \quad (3)$$

gemessen, wobei c_0 die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum, f_d die Dopplerverschiebung der von einem sich bewegenden Objekt rückgestreuten Strahlung, n der Refraktionsindex der Luft und f die Frequenz des Radars darstellt (Angevine and Ecklund 1994). Setzt man nun S in Gleichung (2) ein, so ergibt sich T_v aus

$$T_v = \frac{M_d}{\gamma R} \left(\frac{c_0 f_d}{2nf} \right)^2 \quad (4)$$

Die Parameter M_d , γ und n genau zu kennen und dem System zur der Berechnung zu übergeben, ist daher zur genauen Messung der virtuellen Temperatur essentiell (Angevine and Ecklund 1994; Görsdorf and Lehmann 2000).



Abbildung 1: Radar Wind Profiler mit RASS im Einsatz (<https://www.eol.ucar.edu/instruments/radar-wind-profiler>)

2.1.2 Fehlerquellen

Feuchtigkeit und die vertikale Windkomponente können laut North et al. (1973) die Genauigkeit der gemessenen Temperatur beeinflussen.

Die Schallgeschwindigkeit hängt nicht nur von der Temperatur, sondern über den Parameter K auch leicht von der relativen Feuchte der Luft ab (North et al. 1973). Indem die virtuelle Temperatur verwendet wird, die den Einfluss der Feuchte schon im Temperaturwert berücksichtigt, kann dies umgangen werden.

Eine Studie von May et al. (1989) besagt, dass die Genauigkeit der RASS-Messungen erhöht werden kann, wenn die gemessene Schallgeschwindigkeit um die vertikale Windkomponente korrigiert wird. Aufgrund der hohen zeitlichen Fluktuationen der vertikalen Windkomponente muss diese zeitgleich zur Temperatur gemessen werden (Moran and Strauch 1994). Görsdorf und Lehmann (2000) fanden heraus, dass die Korrektur für die vertikale Geschwindigkeitskomponente nur dann die Genauigkeit der Temperaturmessungen verbessert, wenn der Messfehler der gemessenen vertikalen Windgeschwindigkeit kleiner ist als die vertikale Geschwindigkeitskomponente selbst. Dies trifft eher auf labile Bedingungen zu, die häufig in einer konvektiven Grenzschicht herrschen (Görsdorf and Lehmann 2000). Deshalb ist diese Korrektur speziell in einer turbulenten Grenzschicht wichtig (Angevine 2000; Peters and Angevine 1996). Bei starkem Regen oder Schneefall kann allerdings die vertikale Windgeschwindigkeit mit einem Windprofiler nicht bestimmt werden, da dann stattdessen die Fallgeschwindigkeit der Hydrometeore gemessen wird (Görsdorf and Lehmann 2000).

Ein höhenabhängiger systematischer Entfernungsmessfehler wurde ebenfalls diskutiert (Angevine and Ecklund 1994; Görsdorf and Lehmann 2000). Das akustische Signal von 2 kHz wird in der Atmosphäre stark gedämpft und diese Dämpfung ist temperatur- und feuchteabhängig (Angevine and Ecklund 1994). Görsdorf und Lehmann (2000) gehen auch von einem konstanten Entfernungsmessfehler aus, der durch eine falsche Einschätzung der Signallaufzeit im System verursacht wird. Bei der Systemkalibrierung muss der genaue Wert der Verzögerung bestimmt werden (Görsdorf and Lehmann 2000). Außerdem variiert die akustische Energie im Radarstrahl – also das Schallsignal – wegen der Advektion des Signals durch den Horizontalwind mit der Höhe. Deshalb kommt das rückgestreute Signal nicht gleichmäßig aus allen Teilen des durch den Radarprofiler aufgelösten Bereichs (Angevine and Ecklund 1994). Die durch RASS gemessene Temperatur pro Höhenniveau ist ein über die Signalstärke gewichteter Durchschnittswert der virtuellen Temperatur im Zellbereich (Angevine and Ecklund 1994).

In den untersten Schichten führt die Zeitverzögerung beim Umschalten von Senden auf Empfangen und die unvollständige Überlappung von elektromagnetischen und akustischen Strahlen – bedingt durch die räumliche Trennung beider Antennen – zu einem signifikanten Gradienten im Reflektivitätsprofil der Schallwelle (Görsdorf and Lehmann 2000).

Die genauere Bestimmung der Konstanten, die für das Temperaturretrieval nötig sind, verringert ebenfalls die Größe des Messfehlers (Angevine and Ecklund 1994; Görsdorf and Lehmann 2000).

Auch der horizontale Wind und Turbulenz haben einen negativen Einfluss auf die Genauigkeit der Temperaturbestimmung (Peters and Angevine 1996; Lataitis 1992). Bei geringer Turbulenz oder turbulenzfreien Bedingungen advektiert und verschiebt der horizontale Wind das akustische Signal relativ zum Radarstrahl (Moran and Strauch 1994). Deshalb ist die Bragg-Bedingung bei einer etwas unterschiedlichen Frequenz erfüllt, was zu einem Messfehler führt (Lataitis 1992; Moran and Strauch 1994). Bei moderater Turbulenz werden Störungen der akustischen Wellenfront mit dem Wind advektiert und durch das Radar verfolgt, was eine leichte Dopplerverschiebung der gemessenen Geschwindigkeit bewirkt (Lataitis 1992; Moran and Strauch 1994). Die Relevanz von Korrekturen bezüglich dieser Effekte wurde allerdings bereits in Frage gestellt (Görsdorf and Lehmann 2000).

2.1.3 LAP-3000: Das Messinstrument

Bei der Messkampagne kam ein LAP-3000 Wind Profiler von Vaisala zum Einsatz (<https://www.eol.ucar.edu/node/11918>). Es wurde mit einer Frequenz von 1290 MHz gemessen, laut Datenblatt beträgt die maximale Reichweite im RASS-Betrieb 1.5 km sowie die Messgenauigkeit 1 K. Tabelle 1 kann man die Spezifikationen des Geräts entnehmen.

Tabelle 1: Spezifikationen des verwendeten Wind Profilers (<https://www.eol.ucar.edu/node/11918>)

Auszug aus Datenblatt des Vaisala Wind Profiler LAP-3000 mit RASS	
Messfrequenz	1290 MHz
Minimale Messhöhe	120 m
Maximale Messhöhe	1 - 1.5 km
Auflösung	typischerweise 60, 100, 200, 400 m
	60 m bei dieser Meskampagne
Genauigkeit Temperaturmessung	1 K
Genauigkeit Windrichtung	< 10°
Mittelungszeitraum Wind	3 bis 60 Minuten
Radio-Frequenz Leistung	im Durchschnitt 0.1 – 100 W, Spitze 600 W
Besetzte Bandbreite	unter 12.5 MHz 400 ns Puls (99% ITU)
Antennentyp	Elektrisch steuerbare Mikropatch Phased-Array Panele
Antennengewinn	ca. 26 dBi
	ca. 29 dBi mit erweiterten Antennenöffnung
RF Strahlbreite	RF Strahl mit ca. 9°
	ca. 6 ° mit erweiterter Antennenöffnung
Antennenöffnung	2.7 m ²
	6.0 m ² mit erweiterter Antennenöffnung
Schallfrequenz	2 - 4 kHz (Bragg-matched)
RASS-Öffnung	1.2 m ² bei 4 Quellen

Die virtuelle Temperatur wurde mit einer Auflösung von 60 m zwischen 45 m und 1175 m über Grund in etwa alle 30 Minuten gemessen. Da über 600 m selten Werte notiert wurden, bezieht sich die Auswertung nur auf diese untersten 600 m. Die um die vertikale Windkomponente korrigierte virtuelle Temperatur wurde mit der gleichen Auflösung abgespeichert.

2.2 Mikrowellen Radiometer (MWR)

Der Frequenzbereich zwischen 3 GHz und 300 GHz wird als Mikrowellenregion bezeichnet (Janssen 1993). Der Großteil der Absorption und Emission von Mikrowellen in der Atmosphäre geht von Wasserdampf, Sauerstoff und Hydrometeoren aus (Westwater et al. 2004). Abbildung 2 zeigt den Extinktionskoeffizienten dieser Stoffe über den unteren Mikrowellenbereich. Sauerstoff absorbiert in einem breiten Bereich um 60 GHz (50 GHz bis 70 GHz) sowie in der Absorptionslinie bei 118.75 GHz, während Wasserdampf vor allem im Bereich um 22.235 GHz sowie den Beitrag der sogenannten Kontinuumsabsorption absorbiert (Westwater et al. 2004). Die Breite der

Absorptionslinien nimmt mit zunehmendem Druck zu. Die Absorption im Bereich von 60 GHz wird bei der Temperaturbestimmung genutzt, indem an Punkten entlang des Rands der Sauerstoffabsorption um 60 GHz das Spektrum der Strahlungsintensität gemessen wird (Westwater et al. 2004).

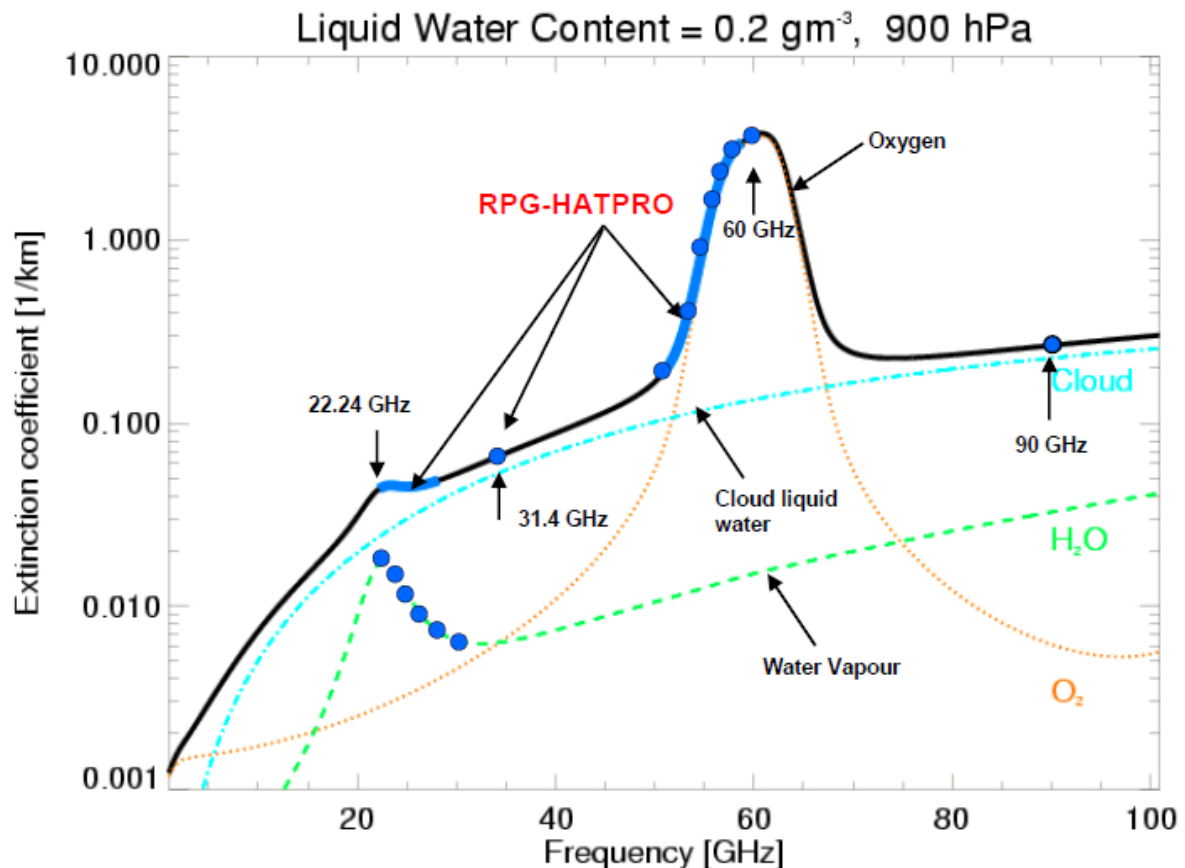


Abbildung 2: Extinktion im Mikrowellenbereich; die blauen Punkte geben die Kanäle des HATPRO sowie den zur Bestimmung des Flüssigwassergehalts wichtigen Kanal bei 90 GHz wieder. Dieser Kanal steht allerdings beim verwendeten Modell nicht zur Verfügung (Radiometer Physics GmbH 2013)

Im Zentrum des Absorptionsbereichs stammt die gesamte Information bezüglich Temperatur vom Bereich direkt oberhalb der Antenne (Westwater 1965). Wird am Rand des Bereichs gescannt, erhält man Informationen zur Temperatur auf unterschiedlichen Höhenbereichen (Westwater et al. 2004): Da die Atmosphäre in diesem Bereich optisch weniger dick ist, lässt sich auch die Emission in größeren Höhen feststellen (Westwater 1965). Die Emission pro Höhenbereich ist proportional zur lokalen Temperatur, weshalb ein Temperaturprofil erstellt werden kann (Westwater et al. 2004).

Werden Feuchteprofile der Atmosphäre mit Mikrowellenradiometern erstellt, wird mit dem gleichen Messprinzip an Punkten am Rand der Wasserdampfabsorptionslinie um 22.235 GHz gemessen (Rose et al. 2005). Auch der Flüssigwasserpfad (Liquid Water Path = LWP), ein Maß für die Masse flüssiger Wassertropfen in einer Luftsäule oberhalb einer Oberfläche von einem m² (American Meteorological Society 2018) und daher für die Bewölkung, wird mit Mikrowellenradiometern gemessen. Berechnet wird der LWP durch

$$LWP = \int \rho_{wl} w dz \quad (5)$$

mit der Dichte der feuchten Luft ρ_{wl} , dem Mischungsverhältnis w und der Höhenänderung dz . Um den LWP mittels Radiometrischer Methoden zu erhalten, wird zusätzlich noch eine Messung in einem Transmissionsfenster – hier bei 31.4 GHz – benötigt, um den Betrag der Kontinuumsabsorption bestimmen zu können (Westwater et al. 2004). Der Kanal bei 90 GHz eignet sich zur Bestimmung des Flüssigwassergehalts wegen der hohen Sensitivität gegenüber flüssigem Wasser (Crewell and Löhnert 2003), steht aber beim HATPRO nicht zur Verfügung.

2.2.1 Theorie der Mikrowellenradiometrie

Die Strahlungstemperatur entspricht der Temperatur in der Planckschen Strahlungsfunktion, die ein schwarzer Körper hätte, würde er die gemessene Strahlung emittieren (Westwater 1965). Die Plancksche Strahlungsfunktion B_ν bei Frequenz ν und Temperatur T ist gegeben durch

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} * \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{kT}\right) - 1} \quad (6)$$

mit der Planckkonstante h , der Boltzmannkonstante k und der Lichtgeschwindigkeit c (Taylor 2007). Für Frequenzen im Mikrowellenbereich kann die Rayleigh-Jean-Approximation (für $h\nu \ll kT$ gültig) verwendet werden (Westwater 1965), wodurch sich der Ausdruck vereinfacht auf

$$I_\nu = B_\nu(T) = 2kT \left(\frac{\nu^2}{c^2} \right) = \frac{2kT}{\lambda^2}. \quad (7)$$

I_ν entspricht hier der Strahlungsintensität und λ der Wellenlänge. Somit besteht ein linearer Zusammenhang zwischen der Planckfunktion und der physikalischen Temperatur (Janssen 1993). Wird Streuung vernachlässigt, kann die von der Atmosphäre emittierte und vom Radiometer empfangene Strahlungsintensität I_ν über

$$I_\nu = B_\nu(T_b) = B_\nu(T_c) \exp(-\tau) + \int_0^\infty B_\nu[T(s)] \alpha(s) \exp\left[-\int_0^s \alpha(s') ds'\right] ds \quad (8)$$

der Strahlungstemperatur T_b zugeordnet werden (Westwater et al. 2004). Dabei entspricht s der Weglänge in km, $T(s)$ der Temperatur am Punkt s in K, T_c der Strahlungstemperatur der kosmischen Hintergrundstrahlung von 2.75 K, τ der totalen optischen Dicke des Weges s und $\alpha(s)$ dem Absorptionskoeffizienten am Punkt s in Neper km^{-1} , wobei

$$\tau = \int_0^\infty \alpha(s) ds \quad (9)$$

entspricht. Während sich also der erste Term in Gleichung (8) auf die kosmische Hintergrundstrahlung bezieht, hängt der zweite Term von der Emission atmosphärischer Gase in der betrachteten Schicht ab (Janssen 1993).

Der Absorptionskoeffizient α hängt unter anderem von der Temperatur, dem Luftdruck, der Druckverbreiterung der O_2 -Absorptionslinie und dem Wasserdampfdruck ab (Westwater 1965; Janssen 1993). Diese Parameter sind wiederum von der Position entlang des Weges des Strahls – also der Höhe – abhängig, weshalb α eine Funktion der Höhe ist (Westwater 1965). Ebenso kann die Planckfunktion als Funktion der Höhe verstanden werden, weshalb die vom Gerät empfangene Intensität vom meteorologischen Profil an jedem Punkt des Strahlpfads abhängt (Westwater 1965). Gleichung (8) auf die Temperatur umgestellt entspricht dann

$$T_b(\nu) = T_c \exp(-\tau) + \int_0^\infty T(s) \alpha(s) \exp\left[-\int_0^s \alpha(s') ds'\right] ds \quad (10)$$

und ist die Form der Strahlungstransfergleichung, die in der Mikrowellenradiometrie im Allgemeinen verwendet wird (Janssen 1993).

Eine Antenne mit Elevation θ' und Azimut φ' erhält Strahlung auch aus allen anderen Richtungen und misst die Antennentemperatur $T_A(\theta', \varphi')$ (Westwater et al. 2004). Diese stellt die Integration über alle Raumwinkel Ω des Produkts aus der Strahlungstemperatur T_b und dem Energiemuster der Antenne $G(\theta', \varphi'; \theta, \varphi)$ dar und ergibt nach Westwater (1965) die effektive Antennentemperatur

$$\overline{T_A}(\theta', \varphi') = \frac{1}{4\pi} \int G(\theta', \varphi'; \theta, \varphi) T_b(\theta, \varphi) d\Omega. \quad (11)$$

Bei hoher optischer Dicke ($\tau \gg 1$), wie im Zentrum des Bereichs der Sauerstoffabsorption um 60 GHz oder bei niedriger Elevation, stammt die Temperaturinformation nur vom

Bereich direkt oberhalb der Antenne (Westwater 1965). Ist die optische Dicke gering ($\tau \ll 1$), wie am Rand des Absorptionsbereichs, kann eine vertikal gerichtete Antenne Strahlungstemperaturen aus unterschiedlichen Höhen messen und über die Druckverbreiterung des Absorptionsspektrums jeweils einer gewissen Höhe zuordnen (Westwater 1965; Janssen 1993). Die Messung erfolgt an endlichen Frequenzintervallen, die um diskrete Frequenzpunkte zentriert sind (Janssen 1993). Um eine möglichst hohe Messempfindlichkeit zu erreichen, muss mit großer Bandbreite und langer Integrationszeit gearbeitet werden (Westwater 1965).

Im Bereich der Wasserabsorptionslinie bei 22.235 GHz kann die vertikale Verteilung des Wasserdampfs ebenfalls wegen der Druckverbreiterung der Emissionslinien abgelesen werden (Westwater et al. 2004). Die Emission pro Höhenstufe ist proportional zur Wasserdampfkonzentration auf dieser Höhe. Breitere Absorptionslinien enthalten Informationen über den Wasserdampf in niedrigen Höhen und umgekehrt (Westwater et al. 2004).

2.2.2 Kalibrierung

Um die Strahlungsintensität einer entsprechenden Temperatur genau zuordnen zu können, ist eine genaue Kalibrierung des Gerätes unerlässlich (Westwater et al. 2004). Das in Perdigao verwendete Radiometer RPG-HATPRO – von Radio Physics GmbH hergestellt – wird mit einem internen und einem externen Referenzziel kalibriert (Rose et al. 2005). Flüssiger Stickstoff mit einer Verdampfungstemperatur von 77 K wird als externes Referenzziel verwendet, das interne Referenzziel bildet ein Absorber mit bekannter Temperatur (Radiometer Physics GmbH 2013). Dieser Absorber wird thermisch isoliert und mit trockener Luft, die in keinem Austausch mit der Umgebung steht, ventiliert (Rose et al. 2005). Das Wartungsintervall wird auch dadurch bestimmt, wie oft ein Gerät kalibriert werden muss, da der Einsatz von flüssigem Stickstoff einen Mitarbeiter erfordert (Westwater et al. 2004; Rose et al. 2005). Ist die Temperatur zweier Referenzziele T_1 und T_2 genau bekannt und werden deren dazugehörige Outputspannungen v_1 und v_2 gemessen, ergibt sich die Antennentemperatur T_A aus

$$T_A = T_r + \frac{T_2 - T_1}{v_2 - v_1} * (v_s - v_r) \quad (12)$$

mit der zu T_A passenden Spannung v_s , der Temperatur des Empfängers T_r und dem Spannungsoffset v_r bedingt durch T_r (Janssen 1993). Während jener absoluten Kalibration wird die Differenz zwischen einer Temperatur mit und ohne Rauschquelle bestimmt

(Rose et al. 2005). Diese Information dient der internen Kalibrierung zwischen den Wartungsarbeiten, indem dem Receiverinput diese hoch präzisen Störfrequenzen beigelegt werden (Rose et al. 2005).

2.2.3 Temperatur- und Feuchteretrieval

Eine direkte Ableitung der Profile aus den Strahlungstemperaturen ist nicht möglich. Deshalb werden sogenannte Vorwärtsmodelle genutzt, um den Retrieval-Algorithmus physikalisch konsistent zu gestalten (Löhnert et al. 2004). Sie sind von der Form

$$y = F(x) + \varepsilon. \quad (13)$$

Das bedeutet, dass Profile atmosphärischer Parameter x die gemessene Strahlung y mit der angegebenen Messgenauigkeit ε wiedergeben können (Löhnert et al. 2004). In der Fernerkundung hat man es meist mit einem schlecht gestellten inversen Problem zu tun (Löhnert et al. 2004; Westwater et al. 2004; Cimini et al. 2006). Die Umkehrung

$$\hat{x} = R(y + \varepsilon) \quad (14)$$

ist also nicht eindeutig, da unterschiedliche Profile die gleiche Strahlungstemperatur ergeben können (Cimini et al. 2006; Massaro et al. 2015). Existieren gleichzeitig ermittelte Messungen für x und y , kann Gleichung (14) durch empirische Regression gelöst werden (Cimini et al. 2006). Oft existieren allerdings keine gleichzeitigen Messungen der Strahlungstemperatur und des Messparameters x . Um eine optimale Lösung zu erhalten, müssen Statistiken aus repräsentativen Radiosondenaufstiegen oder numerischen Vorhersagemodellen herangezogen werden (Löhnert et al. 2004; Westwater et al. 2004). Mittels neuronaler Netzwerke oder Datensätzen aus Simulationen kann das Problem ebenfalls gelöst werden (Cimini et al. 2006; Massaro et al. 2015). Dabei berechnet ein Modell die erwartete Strahlungstemperatur T_b und damit die Strahlungsintensität pro Höhenstufe i und Frequenz j für bekannte Radiosondenprofile. Summiert man die Intensitäten über alle Höhenstufen, erhält man die gesamte Strahlungsintensität, die bei den gegebenen Profilen gemessen worden wäre (Massaro et al. 2015). Ein ausreichend großer Datensatz an repräsentativen Radiosondenaufstiegen ist dazu nötig. Druck- und Temperaturmessungen am Boden können als zusätzliche Sensoren S_r die Regression verbessern (Massaro et al. 2015).

Die Regressionsgleichung des Retrievals lautet somit für gemessene atmosphärische Parameter x^i

$$x^i = c_O^i + \sum_{v,j} c_{T_b,1}^{ij} T_{b,j} + \sum_{v,j} c_{T_b,2}^{ij} T_{b,j}^2 + \sum_{sens,j} c_{Sr,1}^{ij} S_{r,j} + \sum_{sens,j} c_{Sr,2}^{ij} S_{r,j}^2 \quad (15)$$

mit dem Offset c_O^i , der $c_{T_b,1}^{ij}$ und $c_{T_b,2}^{ij}$ die linearen und quadratischen Regressionskoeffizienten für die Strahlungstemperatur T_b und $c_{Sr,1}^{ij}$ und $c_{Sr,2}^{ij}$ für die Sensoren am Boden S_r (zum Beispiel Druck oder Temperatur) auf der Höhe i bei der Frequenz j .

Massaro et al. (2015) versuchten, einen verbesserten, den lokalen Gegebenheiten besser angepassten Retrievalalgorithmus zu entwickeln. Sie verwendeten eine höhere vertikale Auflösung des Trainingsdatensatzes aus historischen Radiosondendaten, suchten nach der optimalen Rauschfrequenz und testeten, ob eine lineare oder quadratische Regression bessere Ergebnisse liefern würden (Massaro et al. 2015). Die Sondaufstiege wurden außerdem in homogene Untergruppen nach Jahres- und Tageszeit sortiert, womit eine höhere Genauigkeit erzielt werden konnte (Massaro et al. 2015).

2.2.4 Fehlerquellen / Probleme bei Mikrowellenradiometrie

Der Unterschied der Strahlungstemperatur aus der Rayleigh-Jeans Approximation zur eigentlichen, nach der Planckfunktion berechneten Strahlungstemperatur kann nicht nur bei hohen Frequenzen beträchtlich groß sein, sondern auch bei sehr geringer Helligkeit der Quelle, wie bei der kosmischen Hintergrundstrahlung (Janssen 1993). Mit einigen Korrekturrechnungen kann der Unterschied für Frequenzen bis 300 GHz allerdings unter 0.1 K gehalten werden, sofern die Strahlungstemperatur der kosmischen Hintergrundstrahlung nicht als Referenz zur Kalibrierung herangezogen wird (Janssen 1993).

Um Kontamination durch Bodenemissionen zu verhindern, sind gebündelte Antennen mit geringen Nebenkeulen notwendig (Westwater et al. 2004). Solche Antennen werden auch benötigt, um die Differenz zwischen gemessener Temperatur und Strahlungstemperatur der gewünschten Richtung zu minimieren (Westwater 1965).

Die Annahme, dass Streuung keine Rolle spielt, ist bei Bewölkung und vor allem Regen nicht mehr gültig (Janssen 1993). Während um 60 GHz der Beitrag der Streuung bei Wolkentropfen im Vergleich zum Anteil der Absorption durch flüssiges Wasser noch relativ gering ist, trägt die Streuung bei Regentropfen schon einen beträchtlichen Anteil zur gemessenen Strahlungsintensität bei (Janssen 1993).

Bei Bewölkung ist die Erstellung eines Temperaturprofils auf den Bereich unter der Wolke limitiert (Güldner and Spänkuch 2001). Messdaten, die während Niederschlagsereignissen aufgezeichnet wurden, sind mit Vorsicht zu genießen (Westwater et al. 2004). Einerseits wird die Antenne oder das Radom darüber feucht und bleibt dies auch für einige Zeit nach Ende des Niederschlagsereignisses (Löhnert et al. 2009). Andererseits kontaminiert auch der Regen selbst durch Emission von Strahlung in den betrachteten Frequenzen die Messergebnisse (Crewell and Löhnert 2007). Deshalb empfiehlt sich ein Regendetektor, um kontaminierte Messungen zu erkennen. Ein rotierender Reflektor, eine hydrophobe Beschichtung des Radoms oder der Einsatz von starken Gebläsen helfen, die Antenne oder das Radom schneller zu trocknen, wodurch weniger Daten wegen des Regeneinflusses verloren gehen (Westwater et al. 2004).

2.2.5 Elevationsscans / Boundary-Layer-Scans

Wegen der groben Auflösung des Retrievals werden Inversionen in Temperaturprofilen oft nicht dargestellt (Westwater et al. 2004; Rose et al. 2005). Die Kombination von Elevationsscans (Messungen mit Winkeln zwischen 4° und 30° Elevation) in optisch dicken Kanälen mit Zenitscans in eher durchlässigeren Kanälen liefert genauere Temperaturprofile in den untersten 1200 m (Crewell and Löhnert 2007). Dieser Methode liegt die Annahme zugrunde, dass die Temperatur horizontal homogen verteilt ist.

Scans, die nicht im Zenitwinkel, sondern mit anderer Elevation entstehen, verringern außerdem den Effekt des Niederschlags am Radom und liefern deshalb genauere Messergebnisse während Niederschlagsereignissen (Xu et al. 2014). Eine Beeinträchtigung der Messergebnisse durch den Effekt des Niederschlags selbst muss allerdings weiter berücksichtigt werden (Crewell and Löhnert 2007). Tabelle 2 zeigt die vertikale Auflösung bei Zenit- oder Elevationsscans sowie die Genauigkeit der Messungen mit dem verwendeten RPG-HATPRO. In Abbildung 6 sind die bei dieser Messkampagne bei Boundary-Layer-Scans verwendeten Elevationswinkel eingezeichnet.



Abbildung 3: RPG-HATPRO im Einsatz (<http://www.radiometer-physics.de/products/microwave-remote-sensing-instruments/radiometers/humidity-and-temperature-profilers/>)

2.2.6 RPG-HATPRO (Radiometer Physics GmbH – Humidity And Temperature Profiler)

Der Einsatz von Mikrowellenradiometern in operationellen Netzwerken wird über die Komplexität der verwendeten Radiometer und deren Kosten bestimmt (Westwater et al. 2004). Das RPG-HATPRO wurde als günstiges Gerät zur Messung des Flüssigwassergehalts konzipiert, das lange wartungsfrei betrieben werden kann (Rose et al. 2005). Es stellte sich heraus, dass ein Radiometer, das zusätzlich auch Temperatur- und Feuchtemessungen ermöglicht, mit geringen Mehrkosten realisierbar war (Westwater et al. 2004). Das Wartungsintervall, in dem eine absolute Kalibrierung notwendig ist, wird mit 3 Monaten angegeben (Rose et al. 2005), wobei eine häufigere Kalibrierung empfehlenswert ist (Zaitsev et al. 2014). Das Gerät besitzt jeweils 7 Kanäle zur Feuchte- und Temperaturprofilierung, deren Bandbreite individuell angepasst werden kann (Rose et al. 2005). In Tabelle 2 werden die Spezifikationen des Geräts zusammenfassend ausgeführt.

Bei der Messkampagne in Perdigão wurden sowohl die Temperatur, als auch der Flüssigwassergehalt (LWP) sowie relative und absolute Feuchte mit dem RPG-HATPRO gemessen. Temperaturprofile wurden mit Zenitscans jede Minute und mit Boundary-Layer-Scans – jeweils ein Scan nach 120° und einer nach 300° – alle 10 Minuten erstellt.

Aus den Boundary-Layer-Scans und dem Zenitscan wurde dann ein Composite File erstellt, das ebenfalls jede Minute einen Wert gespeichert hat. Leider existieren keine genauen Angaben des Herstellers bezüglich der Berechnungsmethode. Ein Regendetektor und eine automatische Wetterstation, die Druck, Temperatur, Feuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Regenrate aufzeichnete, lieferten ebenfalls Daten zur Auswertung und für das Retrieval.

Tabelle 2: Spezifikationen des RPG-HATPRO aus dem Technical Manual des Herstellers (Radiometer Physics GmbH 2013)

Kanäle							
K-Band	22.24 GHz	23.04 Ghz	23.84 GHz	25.44 GHz	26.24 GHz	27.84 GHz	31.4 GHz
Bandbreite	230 MHz						
V-Band	51.26 GHz	52.28 GHz	53.86 GHz	54.94 GHz	56.66 GHz	57.3 GHz	58.0 GHz
Bandbreite	230 MHz				600 MHz	1000 MHz	2000 MHz
Feuchteprofilierung (K-Band)							
vertikale Auflösung	100 m (0 - 2 km)			250 m (2 - 5 km)		400 m (über 5 km)	
Genauigkeit	0.5 g/m3 RMS (abs. Feuchte)				5 % RMS (rel. Feuchte)		
Temperaturprofilierung (V-Band)							
Auflösung BL-Mode	30 - 50 m (0 - 1.2 km)						
Auflösung Z-Mode	100 m (0 - 2 km)			200 m (2 - 5 km)		400 m (über 5 km)	
Genauigkeit	0.25 K RMS (bis 1 km)			0.35 K RMS (1 - 2 km)		0.50 K RMS (über 2 km)	
Liquid Water Path (LWP)							
Genauigkeit	20 g/m²			Noise		2 g/m²	
Integrated Water Vapor (IWV)							
Genauigkeit	0.20 kg/m³			Noise		0.05 kg/m²	
Störtemperatur							
K-Band	< 400 K			V-Band		< 700 K	
radiometrische Auflösung							
K-Band	0.10 K RMS			V-Band		0.20 K RMS	
Absolute Genauigkeit der Strahlungstemperatur				0.5 K			
externe Kalibrierung über flüssigen Stickstoff				interne Kalibrierung mit internem Störsignalstandard			
Regenschutz durch Ventilation							

3 Perdigão Messkampagne

3.1 Die Messkampagne und der Standort

Perdigão bezeichnet eine Feldmesskampagne, die Teil des Projekts NEWA (New European Wind Atlas) ist und 2017 durchgeführt wurde, und ist nach einer nahe dem Messstandort befindlichen Ortschaft in Portugal benannt (Earth Observing Laboratory. University Corporation for Atmospheric Research 2018). Die Messkampagne Perdigão sollte dabei helfen, numerische Modelle für die Luftströmungen in komplexem Gelände zu verbessern (Fernando et al. 2015). Dafür wurden Daten mit bisher unerreichter räumlicher Auflösung gesammelt, die sowohl den mittleren Wind als auch die turbulenten Strömungen beschreiben. Wissen darüber, wie stark der Wind aus welcher Richtung bläst, ist für die Stromproduktion aus Windenergie von großer Bedeutung. Perdigão ist das bis dato umfangreichste Windkartierungsprojekt weltweit (Witze 2017). Im Zuge der Messkampagne wurden Messtürme, Radiosonden und diverse Fernerkundungssysteme zur Bestimmung der Wind-, Temperatur-, Feuchte- und Flüssigwasserverteilung verwendet (Fernando et al. 2015). Die intensive Messphase fand im Mai und Juni 2017 statt und umfasste 45 Tage (Fernando et al. 2017).

Der Messstandort, das Vale Cobrao nahe Perdigão, befindet sich in Zentralportugal. Das Gelände um den Messstandort wird durch zwei annähernd parallele Bergrücken und das Tal Vale Cobrao zwischen diesen beiden geprägt. Der Wind bläst fast immer aus Nordost oder Südwest und daher rechtwinkelig zu diesen Rücken (Fernando et al. 2015). Turbulenzen stromabwärts des einen Rückens beeinflussen das Windmuster am zweiten (Witze 2017). Der Bewuchs weist sowohl landwirtschaftliche Nutzflächen als auch Eukalyptusplantagen auf (Fernando et al. 2015). Der Windprofiler mit RASS und das RPG-HATPRO wurden knapp nebeneinander auf einem weiteren Bergrücken südwestlich dieser beiden Rücken positioniert (siehe Abbildung 4).

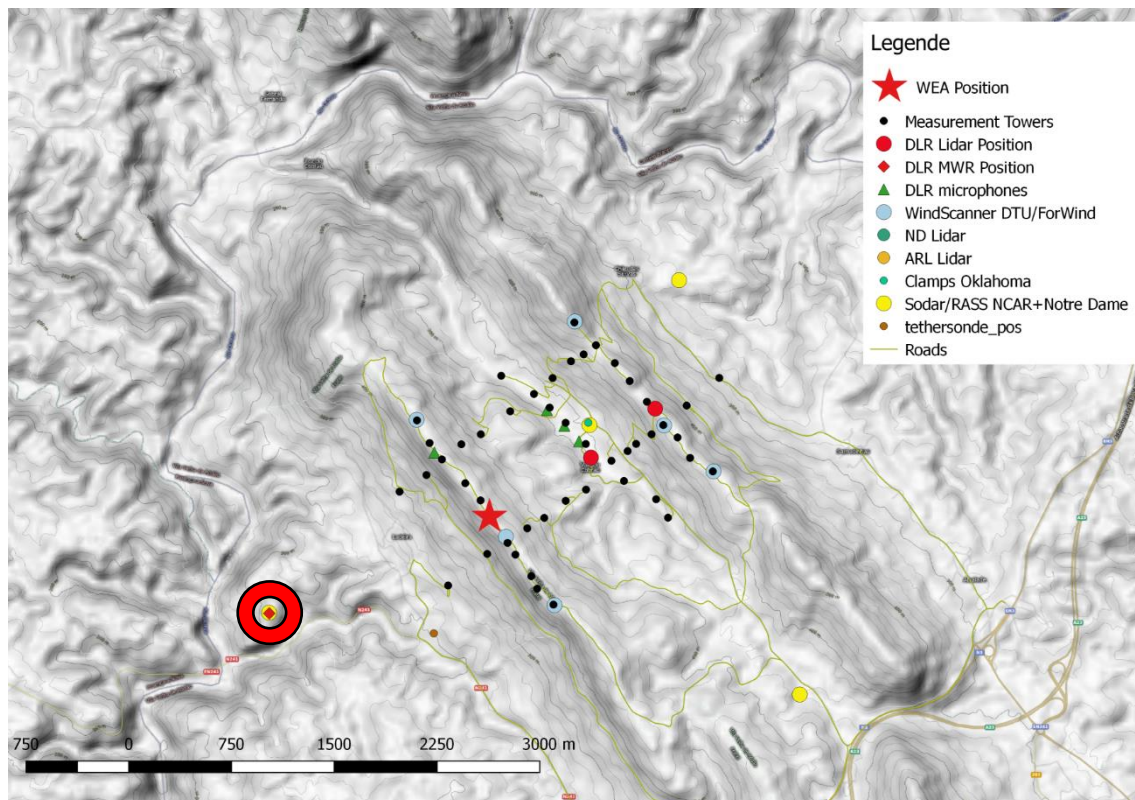


Abbildung 4: Ansicht der Messstandorte aller verwendeten Geräte. Der rote Ring markiert den Standort des RPG-HATPRO und des RASS-Windprofilers, der rote Stern die Windturbine. (© Norman Wildmann, DLR)



Abbildung 5: Windprofiler mit RASS (links) und Radiometer (rechts) auf einem Geländerrücken nahe Perdigão (© Martin Hagen)

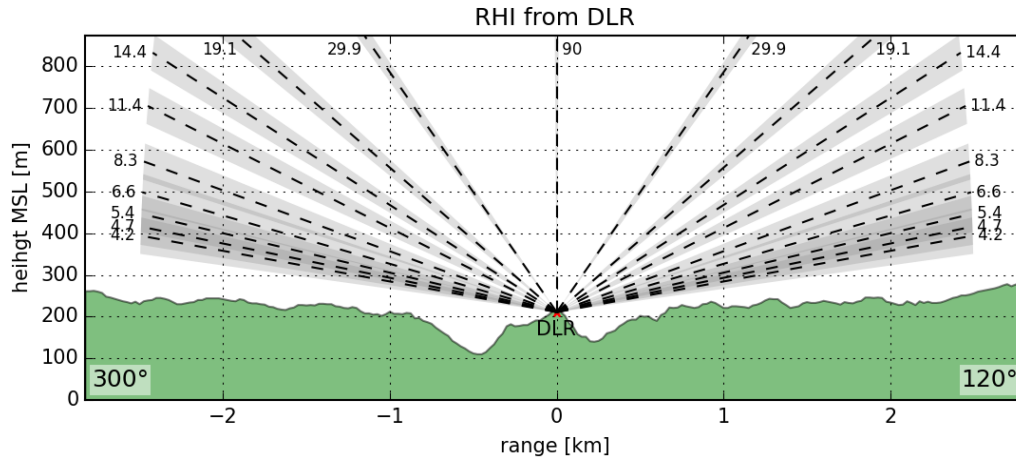


Abbildung 6: Blickwinkel des MWR und Elevationswinkel der Boundary-Layer-Scans (© Martin Hagen)

3.2 Berechnungen

Da das RASS die virtuelle Temperatur misst, das RPG-HATPRO allerdings die reelle Temperatur, müssen die Radiometerdaten in die virtuelle Temperatur umgerechnet werden. Die virtuelle Temperatur ist die Temperatur, die ein trockenes Luftpaket haben würde, wenn Druck und Dichte denen des betrachteten feuchten Luftpakets gleichen würden (American Meteorological Society 2018). Zur Umrechnung wird das vom Radiometer gemessene Profil der relativen Feuchte benötigt, allerdings auch der Druck, der für die verschiedenen Messhöhen nicht gegeben ist. Dies wurde umgangen, indem der Stationsdruck mithilfe der Höhendifferenz auf die Messhöhen hochgerechnet wurde. Den Druck auf Messhöhe der Profile p erhält man dann durch

$$p = p_s * \exp\left(-\frac{g * (h)}{R * T}\right), \quad (16)$$

mit dem Stationsdruck p_s , der Erdbeschleunigung g , der Messhöhe über dem Boden h , der spezifischen Gaskonstante der trockenen Luft R sowie der aus den Profilmessungen erhaltenen Temperatur T (Foken 2006).

Nun lässt sich der Sättigungsdampfdruck e_s über

$$e_s = 6.11 \text{ hPa} * \exp\left(\frac{L_v}{R_w} * \left(\frac{1}{273.16 \text{ K}} - \frac{1}{T}\right)\right) \quad (16)$$

berechnen. L_v ist hier die Verdampfungswärme (als konstant $2.5 * 10^6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ angenommen) und R_w die spezifische Gaskonstante von Wasser (Hantel 2013).

Das Sättigungsmischungsverhältnis w_s ergibt sich nun aus

$$w_s = \frac{M_w}{M_d} * \frac{e_s}{p - e_s} = \varepsilon * \frac{e_s}{p - e_s} = 0.622 * \frac{e_s}{p - e_s} \quad (17)$$

mit dem Verhältnis ε der Molmassen von Wasser M_w und der trockenen Luft M_d (Wallace and Hobbs 2006). Das Mischungsverhältnis w erhält man nach Wallace und Hobbs (2006) nun mithilfe der relativen Feuchte rh und der Gleichung

$$w = \frac{rh}{100} * w_s. \quad (18)$$

Da die Unsicherheit der relativen Feuchtemessung des HATPRO mit 5 % angegeben ist (siehe Tabelle 2), wurden alle Werte über 95 % Feuchtigkeit auf diesen Wert gesetzt. Damit kann man nun die virtuelle Temperatur T_v mit

$$T_v = (1 + 0.607 * w) * T \quad (19)$$

berechnen (Wallace and Hobbs 2006). Die virtuell potentielle Temperatur θ_v , die für die Schichtung von Bedeutung ist ergibt sich aus

$$\theta_v = (T_v * \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}) \quad (20)$$

mit der spezifischen Wärmekapazität der trockenen Luft bei konstantem Druck c_p (Wallace and Hobbs 2006).

3.3 Vergleich der Methoden

Für diese Arbeit standen Daten vom 26.04.2017 bis 16.06.2017 zur Verfügung, jedoch wurde die erste Kalibrierung des Radiometers erst am 02.05. durchgeführt. Deshalb wurden nur die Daten ab 03.05. weiterverarbeitet.

Da die Profile bezüglich Messzeitpunkt und Messhöhe unterschiedlich sind, wurden die Profile in Bezug auf einheitliche Zeitpunkte und Messhöhen angeglichen. Zenitscans sowie das Composite File wurden durch das Mikrowellenradiometer jede Minute erstellt, Boundary-Layer-Scans wurden alle 10 Minuten durchgeführt. Die Messhöhen des Radiometers können Tabelle 3 entnommen werden. RASS-Daten wurden alle 30 Minuten

etwa 3 Minuten lang aufgezeichnet, wobei alle 60 m ab 45 m Höhe gemessen wurde. Als Referenz wurden jeweils die Messzeitpunkte sowie die Messhöhen des RASS herangezogen, wobei der Zeitvektor äquidistant mit 30 Minuten Intervallen gestaltet wurde. Mittels linearer Interpolation wurden die jeweiligen Werte für die entsprechenden räumlichen und zeitlichen Messpunkte ermittelt.

Tabelle 3: relevante Messhöhen des Mikrowellenradiometers für den Vergleich mit RASS-Daten

relevante Messhöhen des Mikrowellenradiometers (m)													
0	25	50	75	100	130	160	190	220	25	280	310	340	370
400	430	460	490	520	560	600	640	680	720	760	800	840	880
920	960	1000	1040	1080	1120	1160	1200	1260	1320	1380	1440	1500	1560

Zum Vergleich der Daten wurden der Mittelwert der Temperaturdifferenz zwischen den Zenitmessungen, dem Composite File, den Boundary-Layer-Scans sowie der korrigierten und nicht korrigierten RASS-Messungen pro Höhenstufe und Zeitschritt gebildet. Der Mittelwert der beiden Boundary-Layer-Scans wurde zum Vergleich mit den anderen Methoden herangezogen. Aus diesen Differenzen wurden pro Höhenstufe über alle Messzeitpunkte ebenfalls der Mittelwert sowie die Standardabweichung gebildet.

All diese Berechnungen wurden für 4 verschiedene Situationen durchgeführt: für alle Profile, jene ohne Regen, Profile bei wolkenlosen Himmel sowie Profile bei Regen. Profile in Regenperioden konnten mithilfe des Regensorsors des Radiometers erkannt werden und wurden folglich aussortiert. Der Datensatz der regenfreien Profile wurde über die Messung des Flüssigwasserpfad auf wolkenlose Profile weiter eingeschränkt: wenn der Flüssigwasserpfad 5 g m^{-2} überschritt, wurden die Profile ebenfalls verworfen. Um Schwächen und Probleme einzelner Messmethoden bei bestimmten Bedingungen aufzuzeigen, wurden Profile bei Regen ebenfalls separat betrachtet.

Um Informationen bezüglich der Schichtung zu erhalten, musste die Differenz der potentiellen Temperatur zwischen den Höhenstufen berechnet werden. Die Differenz wurde zwischen den Messhöhen des RASS für alle Profile schichtweise berechnet und als Profil der Mittelwerte sowie der Standardabweichung pro Höhenstufe dargestellt. Diese Differenz wurde dann auf 100 m Höhenunterschied normiert. Der Zeitverlauf der Schichtung zwischen 345 m und 165 m wurde ebenso betrachtet. Nimmt die potentielle Temperatur mit der Höhe ab, ist die Atmosphäre labil geschichtet. Steigt die potentielle Temperatur mit der Höhe, ist die Atmosphäre stabil geschichtet, wie es bei Inversionen der Fall ist (Wallace and Hobbs 2006).

4 Ergebnisse

4.1 Alle Profile

Da die RASS-Daten meist nur für die untersten 600 m zur Verfügung stehen, wurde die Auswertung auf diesen Höhenbereich beschränkt (siehe Abbildung 7).

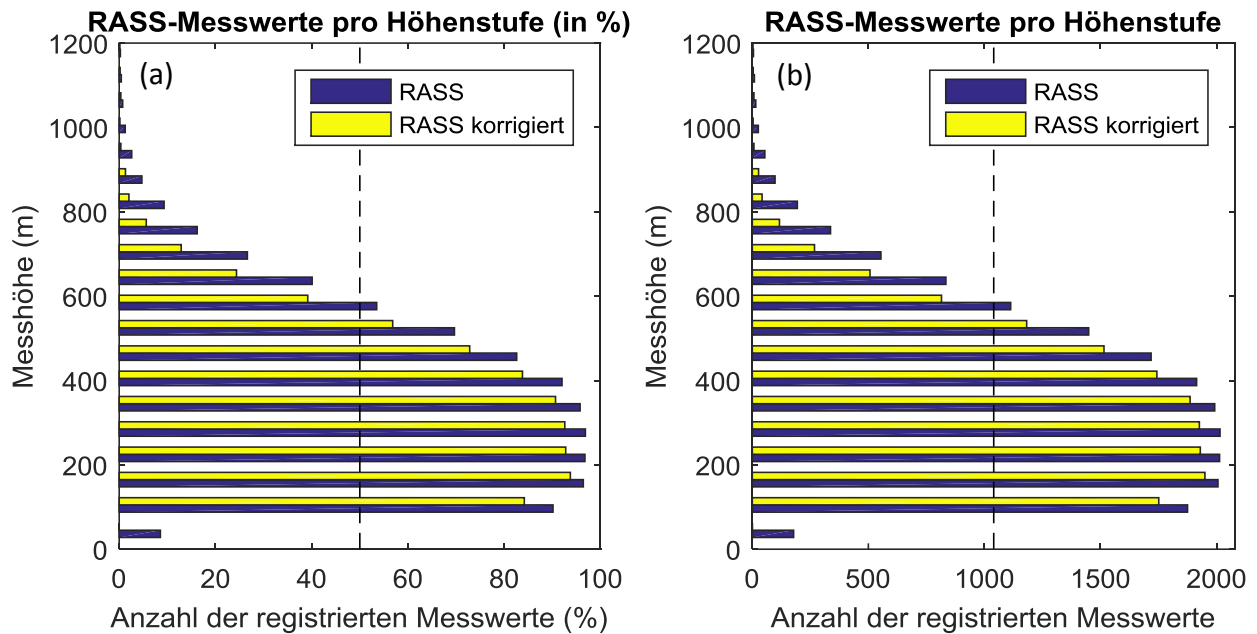


Abbildung 7: Häufigkeitsverteilung der registrierten RASS-Messwerte pro Höhenstufe in absoluten Werten ((a)) und in Prozent ((b)). Nicht korrigierte RASS-Werte in Blau und korrigierte RASS-Werte in Gelb. Die strichlierte Linie markiert die 50%-Grenze aller möglichen Messwerte.

Auf der untersten Messhöhe des RASS (45 m) wurden mit 178 von 2080 möglichen Werten ebenfalls nur selten Messwerte registriert (Abbildung 7). Nach der Vertikalgeschwindigkeit korrigierte Werte wurden im Messzeitraum für diese Höhe nie registriert (Abbildung 7). Des Weiteren ist die minimale Messhöhe im Datenblatt des Herstellers mit 120 m angegeben (Tabelle 1). Deshalb wurde diese Stufe für die weitere Auswertung nicht berücksichtigt.

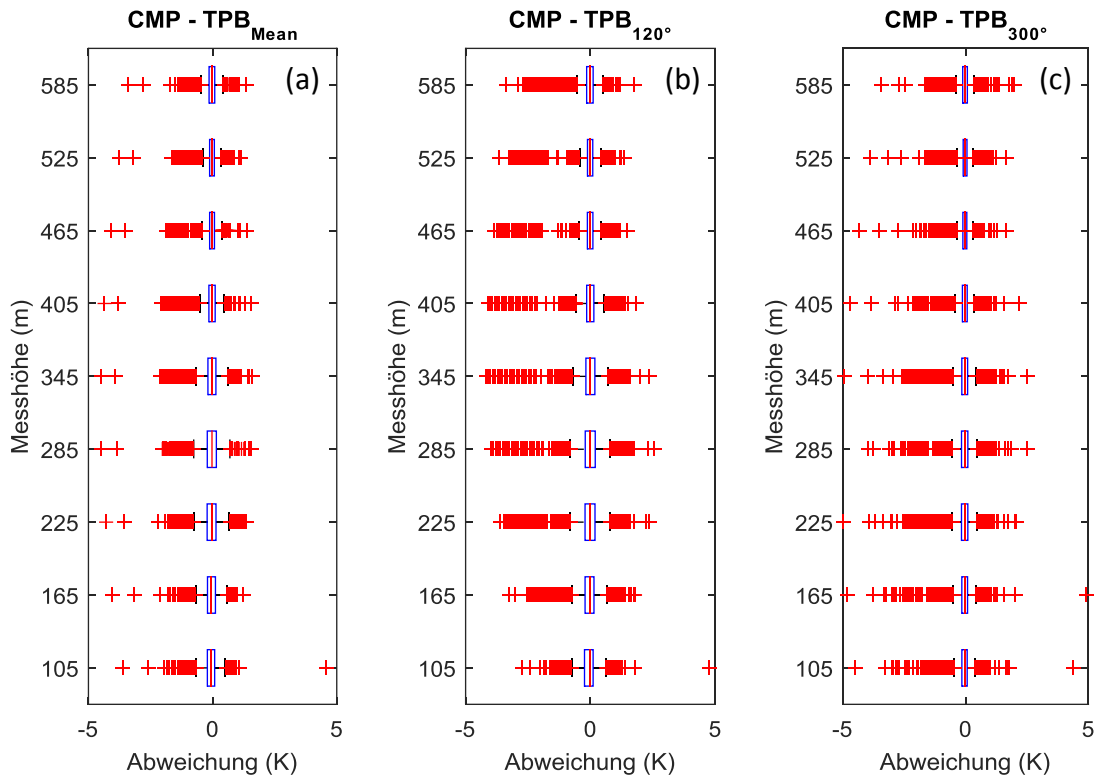


Abbildung 8: Differenz der virtuellen Temperatur pro Messhöhe zwischen Composite File und Boundary-Layer-Scans. TPB_{Mean} ist der Mittelwert aus den beiden Boundary-Layer-Scans. Die Box gibt die 25 % und 75 % Perzentile sowie den Median an, rote Kreuze markieren Werte außerhalb der 10 %- und 90 %-Perzentile. Differenz des Composite Files zum Mittelwert der Boundary-Layer-Scans in (a), zu den Scans nach 120° in (b) und zu den Scans nach 300° in (c).

Der Vergleich zwischen Composite File und dem Mittelwert der Boundary-Layer-Scans zeigt im Mittel eine gute Übereinstimmung dieser beiden Methoden. Die mittlere Abweichung liegt zwischen 0.07 (auf 105 m) und 0.03 K (auf 585 m) und ist somit auf allen Höhenstufen kleiner als 0.1 K. Das war anzunehmen, da das Composite File aus den Boundary-Layer-Scans berechnet wird. Die Entstehung dieses Datensatzes ist allerdings nicht nachvollziehbar, da vonseiten des Herstellers bezüglich der exakten Berechnung keine Angaben gemacht werden. Im Vergleich zu den einzelnen Boundary-Layer-Scans ist die mittlere Abweichung ähnlich gering. Abbildung 8 zeigt die Verteilung der Temperaturdifferenz für Composite File und Boundary Layer Scans, wobei nur wenige Werte außerhalb der 10 %- und 90 %-Perzentile liegen.

Die Zenitmessungen weichen im Mittel auf den untersten Niveaus am stärksten von den RASS-Messungen ab, wie Abbildung 9 verdeutlicht. Die virtuelle Temperatur ist auf dem untersten Messniveau (105 m) im Mittel 1.51 K geringer als die des RASS. Diese Differenz nimmt mit der Höhe kontinuierlich ab und beträgt auf 585 m im Mittel 0.47 K. Die Boundary-Layer-Scans weisen hingegen auf dem untersten Messniveau die größte Übereinstimmung mit den RASS-Messungen auf. Während auf 105 m der aus den beiden Boundary-Layer-Scans errechnete Mittelwert durchschnittlich 0.33 K geringer ist, ist er auf 465 m im Schnitt schon 1.49 K sowie auf 585 m 1.42 K geringer als die Temperatur

aus den RASS-Messungen. Das Composite File zeigt ein ähnliches Muster, wobei dessen Temperatur auf 105 m 0.40 K geringer ist, auf 465 m 1.50 K und auf 585 m 1.45 K. Unter 300 m ist die Übereinstimmung der Boundary-Layer-Scans zum RASS höher, darüber jene der Zenitscans zum RASS.

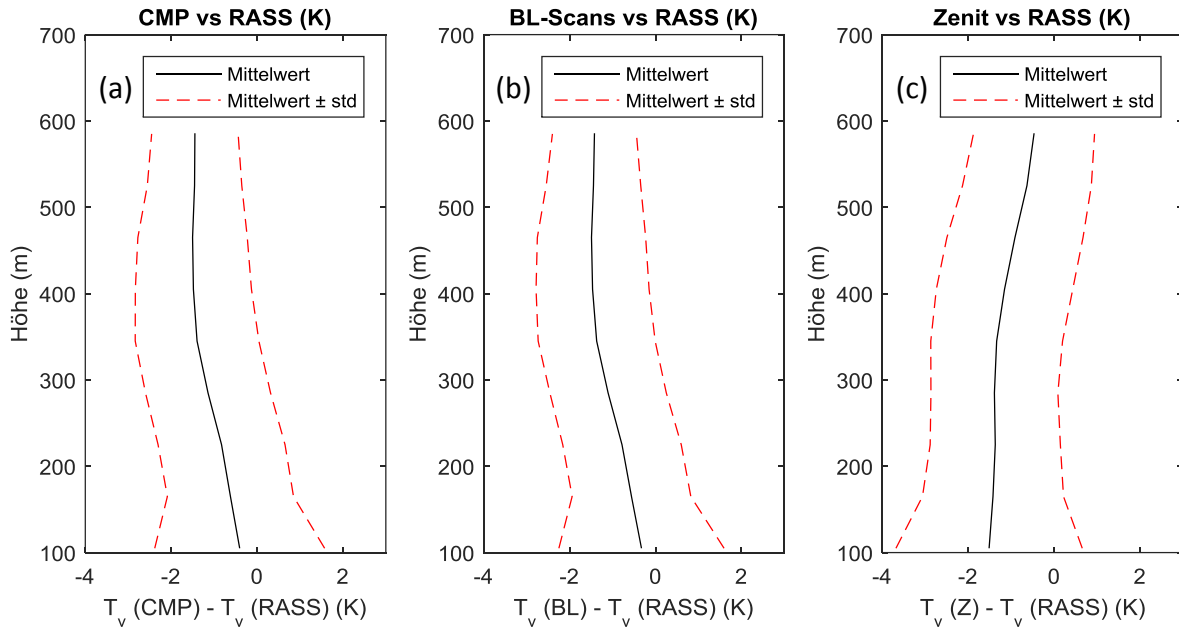


Abbildung 9: Mittlere Temperaturdifferenz zwischen HATPRO und RASS Profilen ergänzt durch $\pm$ Standardabweichung. BL-Scans bezeichnet den Mittelwert der beiden Boundary-Layer-Scans, CMP das Composite File, Zenit die Zenitscans und RASS die virtuelle Temperatur des RASS. Differenz zum Composite File in (a), zu den Boundary-Layer-Scans in (b) und zu den Zenitscans in (c).

Bei der Berechnung der virtuellen Temperatur ist das Mischungsverhältnis und damit die relative Feuchte von Bedeutung (siehe Gleichung (19)). In Abbildung 10 wird deutlich, wie sich die mittlere Differenz der virtuellen Temperatur bei einer Halbierung oder Verdopplung der relativen Feuchte verändern würde. Für den doppelten Wert wurde mit 95% der gleiche obere Grenzwert gewählt wie bei der gemessenen relativen Feuchte. Da bei größerer Feuchte die virtuelle Temperatur bei gleicher gemessener Temperatur höher ist als bei geringeren Feuchtwerten, steigt die Differenz der virtuellen Temperaturen mit der Feuchte an. Bei doppelter relativer Feuchte ist die mittlere Differenz zwischen Zenit- und RASS-Messungen im Vergleich zur gemessenen relativen Feuchte um 0.95 K bis 1.10 K höher und zwischen den Boundary-Layer-Scans sowie dem Composite File und dem RASS jeweils 0.90 K bis 1.15 K. Bei halbiert relativer Feuchte ist die Differenz der Zenitmessungen um 0.68 K bis 0.78 K, die der Boundary-Layer-Scans sowie des Composite Files um 0.64 K bis 0.78 K geringer. Die mittlere virtuelle Temperatur der Radiometermessungen ändert sich im Mittel im gleichen Umfang wie die

Differenzen zum RASS der jeweiligen Profile, da das RASS schon die virtuelle Temperatur misst.

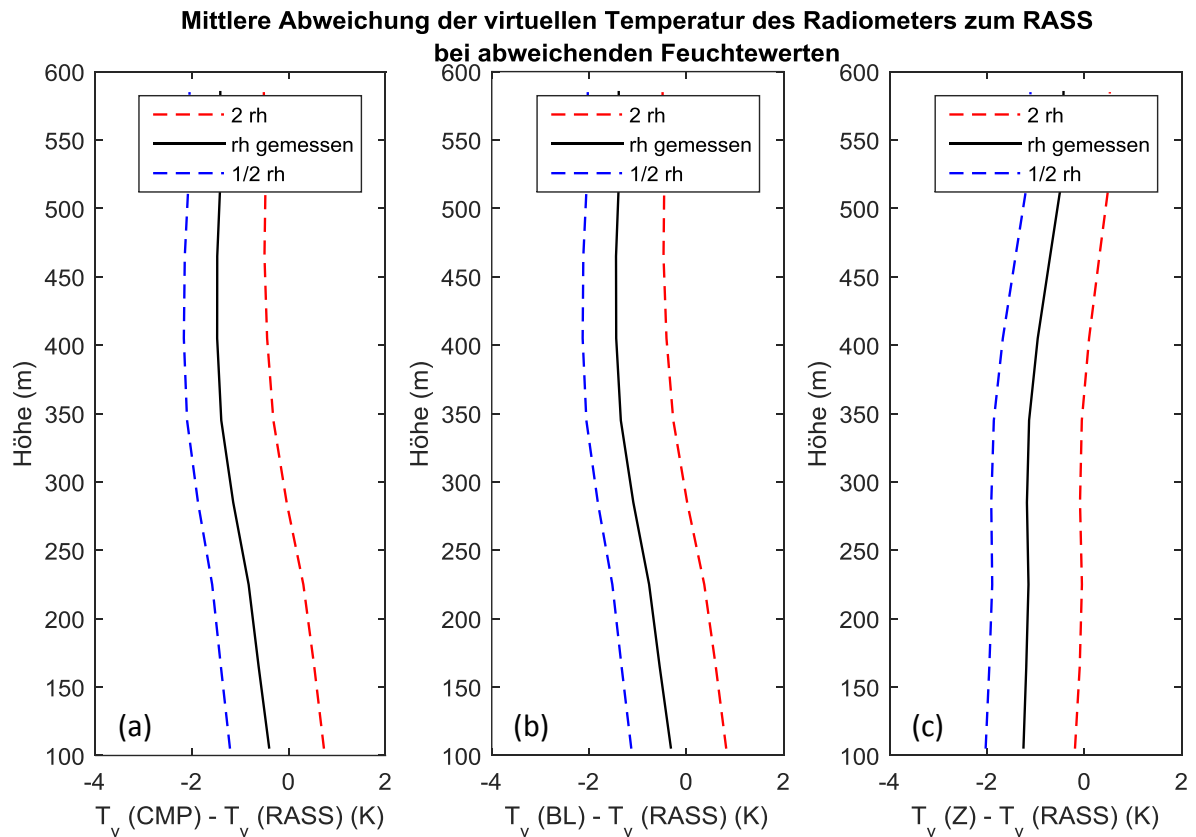


Abbildung 10: Entwicklung der Differenz der virtuellen Temperatur (T_v) bei doppelter (2 rh), halber ($\frac{1}{2}$ rh) und gemessener relativer Feuchte (maximal jedoch 95%). RASS steht für die RASS-Messungen, Z für die Zenitmessungen, CMP für das Composite File und BL für den Mittelwert der beiden Boundary-Layer-Scans. Differenz zum Composite File in (a), zu den Boundary-Layer-Scans in (b) und zu den Zenitscans in (c).

Abbildung 11 zeigt die mittlere Temperaturdifferenz zwischen den HATPRO-Profilen und den korrigierten RASS-Messungen ergänzt um die obere und untere Grenze der Standardabweichung. Die Übereinstimmung zwischen RASS und Radiometer steigt bei Verwendung der korrigierten RASS-Messungen auf den untersten Höhen bis 225 m an, bei den Zenitmessungen auch ab 465 m. Die Zenitprofile messen auf 105 m im Mittel 0.98 K geringere virtuelle Temperaturen als die korrigierten RASS-Profile, auf 285 m 1.41 K und auf 585 m 0.36 K geringere Temperaturwerte. Für die Boundary-Layer-Scans und das Composite File ist die Temperaturdifferenz ab 285 m sogar höher als die Differenz zu den RASS-Messungen, die nicht um die vertikale Windkomponente korrigiert wurden. Die Differenz liegt immer zwischen 0.17 K auf 105 m und -1.63 K auf 405 m für die Boundary-Layer-Scans sowie zwischen -0.40 K und -1.50 K für das Composite File auf denselben Höhen. Die Zenitmessungen profitieren im Mittel stärker von der Korrektur.

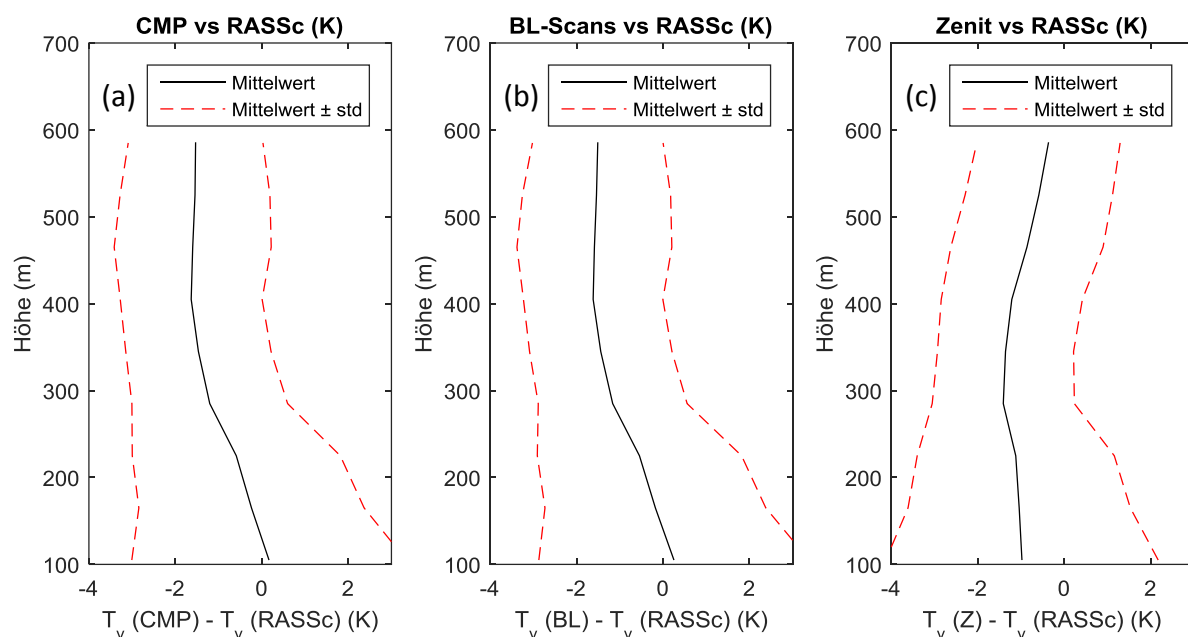


Abbildung 11: mittlere Temperaturdifferenz zwischen HATPRO- und korrigierten RASS-Profilen ergänzt durch $\pm$ Standardabweichung. BL-Scans bezeichnet den Mittelwert der beiden Boundary-Layer-Scans, CMP das Composite File, Zenit die Zenitscans und RASS die virtuelle Temperatur des RASS. Differenz zum Composite File in (a), zu den Boundary-Layer-Scans in (b) und zu den Zenitscans in (c).

Tabelle 4: Standardabweichung der Temperaturdifferenz zwischen HATPRO und RASS

Standardabweichung der Temperaturdifferenz pro Messhöhe (K)						
Höhe (m)	Zenit		Composite		Boundary-Layer-Scans	
	Z - RASS	Z - RASSc	CMP - RASS	CMP - RASSc	BL - RASS	BL - RASSc
105 m	2.17	3.15	1.98	3.17	1.92	3.13
165 m	1.64	2.57	1.47	2.61	1.38	2.55
225 m	1.52	2.28	1.48	2.41	1.38	2.36
285 m	1.48	1.64	1.46	1.80	1.36	1.72
345 m	1.53	1.57	1.44	1.68	1.36	1.65
405 m	1.59	1.63	1.35	1.64	1.32	1.61
465 m	1.59	1.76	1.27	1.81	1.26	1.79
525 m	1.50	1.71	1.10	1.73	1.10	1.72
585 m	1.41	1.66	1.01	1.56	0.98	1.51

Die Standardabweichung der Temperaturdifferenz erhöht sich für alle Methoden des Radiometers bei Verwendung der korrigierten RASS-Werte auf allen Höhen. Der Unterschied der Standardabweichung der Temperaturdifferenz ist auf dem untersten Messniveau (105 m) jeweils am größten. Für die Zenitprofile ist sie 0.98 K, für das Composite File bei 1.19 K und für die Boundary-Layer-Scans bei 1.21 K. Die Standardabweichung der Temperaturdifferenz nimmt für beide RASS-Werte mit der Höhe ab, wobei diese Abnahme bei den korrigierten RASS-Werten stärker ausfällt. Am nächsten kommen sich die Standardabweichungen mit einer Differenz von 0.04 K (Zenith), 0.24 K (Composite) sowie 0.29 K (Boundary-Layer-Scans) auf 345 m. Die Werte

aller Höhenstufen können Tabelle 4 entnommen werden. Während bei Verwendung der nicht korrigierten RASS-Werte die Standardabweichung der Differenz zu den Zenitmessungen die größte aller Radiometerprofile darstellt, ist sie bei Verwendung der korrigierten RASS-Messungen die niedrigste.

4.2 Regenfreie und bewölkungsfreie Profile

Die Übereinstimmung zwischen HATPRO und RASS verändert sich nur geringfügig mit der Einschränkung auf regenfreie Profile (siehe Abbildung 12). Die Temperaturdifferenz zwischen den Zenitmessungen und den RASS-Werten steigt 0.02 K bis 0.04 K an, für das Composite File und die Boundary Layer Scans beträgt die Änderung der Differenz jeweils bis zu 0.02 K. Diese Unterschiede sind vernachlässigbar klein, wenn man die Messgenauigkeit des RASS berücksichtigt, die mit 1 K angegeben wird. Die Einschränkung auf Profile mit einem Flüssigwassergehalt von unter 5 g m^{-2} beeinflusst die mittlere Temperaturdifferenz stärker, allerdings nur geringfügig. Die stärkste Änderung ist wieder bei den Zenitmessungen zu beobachten, wo die Differenz zu den RASS-Messungen bis zu 0.21 K größer ist. Für das Composite File und die Boundary Layer Scans liegt die Änderung immer unter 0.06 K. Die Verbesserungen waren folglich alle kleiner als die angegebenen Messunsicherheiten der Geräte. Eine aussagekräftige Veränderung der mittleren Temperaturdifferenz zwischen HATPRO und den RASS-Werten ist durch die Einschränkung auf regenfreie und bewölkungsfreie Profile nicht zu beobachten.

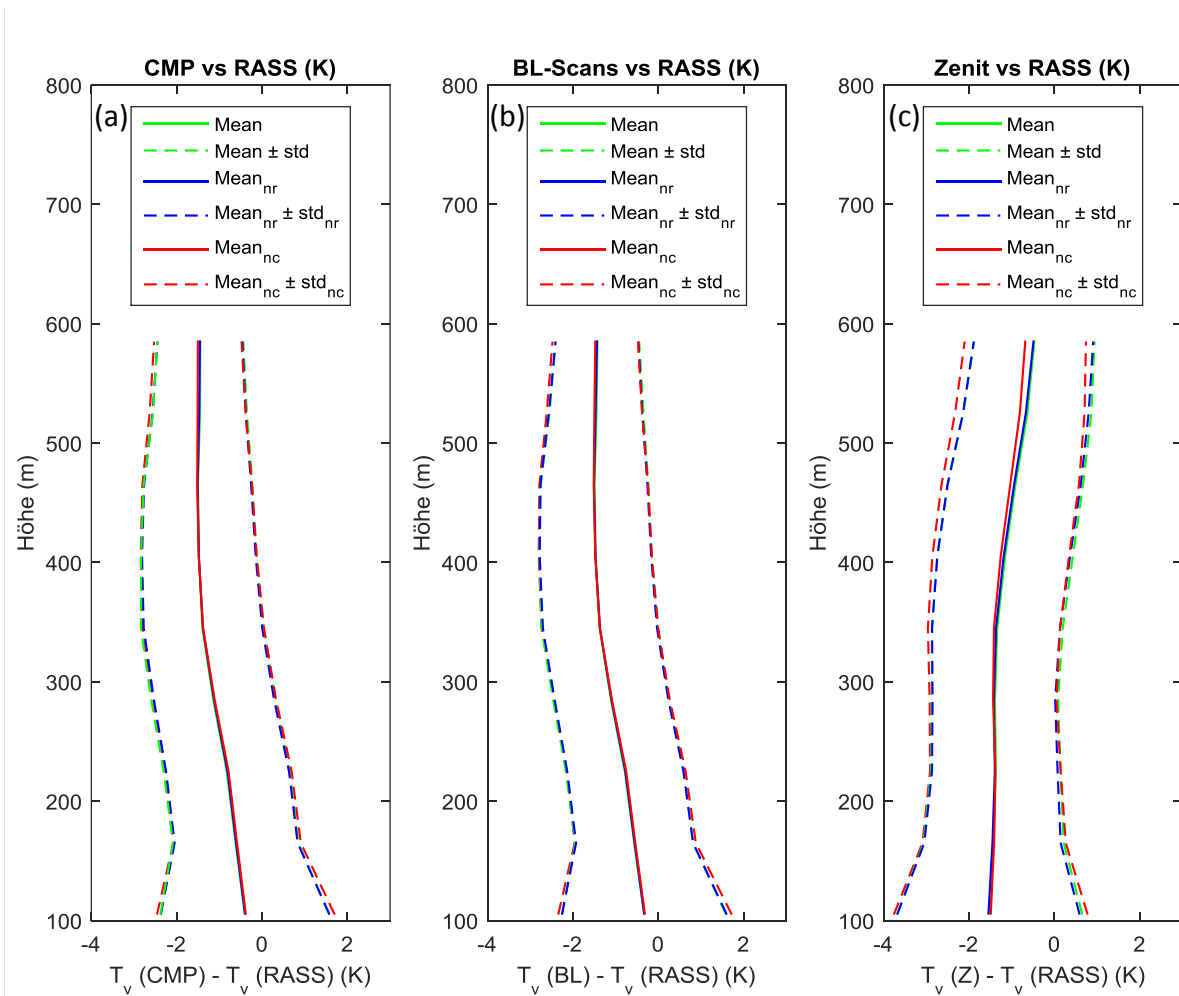


Abbildung 12: mittlere Temperaturdifferenz zwischen HATPRO und RASS Profilen für alle Profile (grün), regenfreie Profile (blau) und bewölkungsfreie Profile (rot) ergänzt durch $\pm$ der jeweiligen Standardabweichung (strichlierte Linien). (a) zeigt die Differenz zwischen Composite File und korrigierten RASS-Messungen, (b) die Differenz zwischen den Boundary-Layer-Scans und den korrigierten RASS-Messungen und (c) die Differenz zwischen Zenitsscans und den korrigierten RASS-Messungen.

Die mittlere Temperaturdifferenz der Radiometermessungen zu den korrigierten RASS-Messungen mit der Einschränkung auf regenfreie und bewölkungsfreie Profile wird in Abbildung 13 dargestellt und verbessert sich auf allen Höhen auch nur geringfügig. Für das Composite File sowie die Boundary-Layer-Scans beträgt diese Verbesserung 0.03 K bis 0.11 K und 0.03 K bis 0.10 K, wobei die größte Verbesserung auf 285 m zu finden ist. Die mittlere Temperaturdifferenz zwischen Zenitsscans und den korrigierten RASS-Messungen verringert sich um 0.01 K bis 0.08 K. Die Einschränkung auf bewölkungsfreie Profile verkleinert die Temperaturdifferenz mit Ausnahme der untersten Messhöhe bei allen Profilen sowie der obersten Messhöhe bei den Zenitmessungen noch etwas stärker. Jedoch sind die Verbesserungen auch hier kleiner als der Messfehler des Radiometers von 0.35 K. Mit dieser Einschränkung beträgt die Temperaturdifferenz zwischen Composite File und korrigierten RASS-Messungen 0.04 K auf 105 m und -1.50 K auf 405 m. Die Boundary Layer Scans weichen im Mittel 0.12 K (105 m) bis -1.48 K (405 m) von den korrigierten RASS-Messungen ab. Im Gegensatz dazu weichen die Zenitmessungen auf

105 m am stärksten von den korrigierten RASS-Messungen ab, wo sie durchschnittlich 1.12 K kältere Temperaturen registrieren. Auf 585 m sind die Temperaturen der Zenitmessungen im Durchschnitt 0.45 K tiefer als die der korrigierten RASS-Messungen.

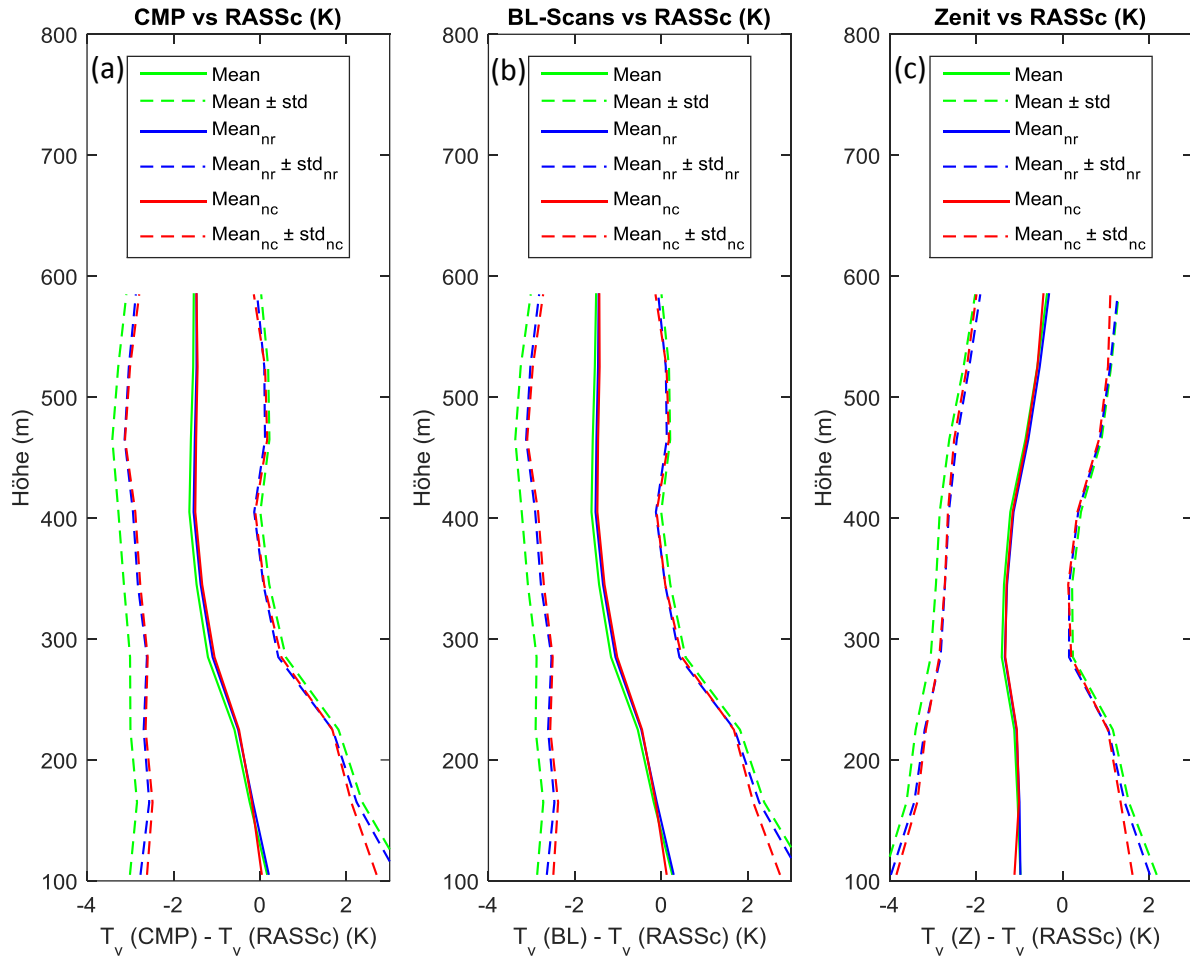


Abbildung 13: mittlere Temperaturdifferenz zwischen HATPRO und korrigierten RASS Profilen für alle Profile (grün), regenfreie Profile (blau) und bewölkungsfreie Profile (definiert als $\text{LWP} < 5$; rot) ergänzt durch $\pm$ der jeweiligen Standardabweichung (strichlierte Linien). (a) zeigt die Differenz zwischen Composite File und korrigierten RASS-Messungen, (b) die Differenz zwischen den Boundary-Layer-Scans und den korrigierten RASS-Messungen und (c) die Differenz zwischen Zenitsscans und den korrigierten RASS-Messungen.

Bei der Standardabweichung lässt sich für regenfreie Profile eine geringe Reduktion der Differenz zu den korrigierten RASS-Werten feststellen. Tabelle 5 zeigt die Standardabweichungen der Differenz zwischen den jeweiligen Methoden der regenfreien Profile. Bis zu 405 m ist der Rückgang der Standardabweichung der Differenz zu den korrigierten RASS-Messungen für alle Messmethoden am größten. Bei den Zenitmessungen ist die Standardabweichung der Differenz der regenfreien Profile um 0.07 K bis 0.15 K, für das Composite File ist sie um 0.16 K bis 0.24 K und für die Boundary-Layer-Scans zwischen 0.14 K und 0.24 K geringer. Sieht man sich die Werte der korrigierten RASS-Messungen im Zeitverlauf an, so fallen im Mai zwei Perioden mit hohen Differenzen zu den Messungen der anderen Methoden auf. Der Zeitpunkt dieser Perioden

fällt teilweise mit Niederschlagsereignissen am Messstandort zusammen. Eine mögliche Erklärung für diese großen Differenzen könnten starke Auf- und Abwinde sein, die in dieser Zeit im Zusammenhang mit Gewittern aufgetreten sind. Da bei Regen durch den Profiler die Fallgeschwindigkeit der Hydrometeore gemessen wird (Görsdorf and Lehmann 2000), kann auch der Regen selbst derart starke Unterschiede bewirken.

Im betrachteten Höhenbereich liegt die Verbesserung der Standardabweichung aller Radiometerscans zu den nicht korrigierten RASS-Werten unter 0.1 K (Vergleich mit Tabelle 4 und Tabelle 5) und ist damit nicht signifikant groß.

Tabelle 5: Standardabweichung der Temperaturdifferenz zwischen HATPRO und RASS an regenfreien Tagen

Standardabweichung der regenfreien Profile pro Messhöhe (K)						
Höhe (m)	Zenit		Composite		Boundary-Layer-Scans	
	Z - RASS	Z - RASSc	CMP - RASS	CMP - RASSc	BL - RASS	BL - RASSc
105 m	2.15	3.01	1.98	2.97	1.93	2.94
165 m	1.61	2.44	1.45	2.40	1.37	2.37
225 m	1.49	2.13	1.45	2.19	1.37	2.16
285 m	1.45	1.50	1.41	1.52	1.34	1.48
345 m	1.51	1.44	1.39	1.45	1.34	1.44
405 m	1.57	1.50	1.34	1.40	1.31	1.40
465 m	1.56	1.66	1.25	1.62	1.25	1.63
525 m	1.47	1.63	1.09	1.57	1.10	1.57
585 m	1.40	1.59	1.00	1.40	0.97	1.38

Schränkt man auf Profile mit einem Flüssigwassergehalt von unter 5 g m^{-2} ein, reduziert sich die Standardabweichung der Temperaturdifferenz zwischen den korrigierten RASS-Profilen und allen Radiometerprofilen speziell auf den untersten Messhöhen weiter. Zwischen den Zenitmessungen und den korrigierten RASS-Messungen sinkt die Standardabweichung der Differenz auf 105 m um weitere 0.28 K, im Vergleich zu Composite File sowie den Boundary-Layer-Scans jeweils um weitere 0.32 K beziehungsweise 0.31 K. Jedoch ist die Standardabweichung der Differenz zu den nicht korrigierten RASS-Profilen für alle Radiometerprofile im Mittel geringfügig höher als für die regenfreien Zeiträume alleine (siehe Tabelle 5 und Tabelle 6). Ferner sind die Standardabweichungen der Differenz zu den korrigierten RASS-Messungen immer noch größer als die der Differenz zu den nicht korrigierten RASS-Werten.

Tabelle 6: Standardabweichung der Temperaturdifferenz zwischen HATPRO und RASS an wolkenfreien Tagen

Standardabweichung der wolkenlosen Profile pro Messhöhe (K)						
Höhe (m)	Zenit		Composite		Boundary-Layer-Scans	
	Z - RASS	Z - RASSc	CMP - RASS	CMP - RASSc	CMP - RASS	CMP - RASSc
105 m	2.27	2.73	2.08	2.65	2.03	2.62
165 m	1.68	2.35	1.49	2.30	1.42	2.26
225 m	1.53	2.10	1.48	2.16	1.39	2.12
285 m	1.49	1.53	1.44	1.54	1.35	1.49
345 m	1.55	1.43	1.43	1.43	1.37	1.40
405 m	1.60	1.50	1.36	1.38	1.33	1.37
465 m	1.61	1.67	1.29	1.64	1.27	1.64
525 m	1.52	1.63	1.12	1.56	1.12	1.55
585 m	1.42	1.55	1.02	1.32	1.00	1.30

4.3 Profile bei Regen

Abbildung 14 zeigt die mittlere Temperaturdifferenz zwischen allen Profilen, jenen bei Regen und jenen ohne Regen. Bei Regen wurden beim Composite File im Mittel 0.60 K bis 1.82 K geringere Temperaturen als beim RASS gemessen, was eine Verschlechterung im Vergleich zur mittleren Differenz aller Profile darstellt. Zwischen Composite File und den RASS-Messungen ist die mittlere Abweichung bis 405 m Höhe um 0.20 K bis 0.60 K größer als für alle Profile, darüber ist sie für Profile bei Regen bis zu 0.81 K geringer. Die Standardabweichung erhöht sich für Regenprofile je nach Messhöhe um 0.01 K (105 m) bis 1.32 K (345 m). Die mittlere Abweichung zwischen Boundary-Layer-Scans und RASS-Messungen ist bis 405 m um 0.07 K bis 0.42 K höher und darüber bis zu 0.91 K geringer. Bei Regen ist die Standardabweichung auf 105 m 0.35 K geringer, darüber 0.24 K bis 0.73 K höher als für alle Boundary-Layer-Scans. Zwischen Zenitmessungen und RASS-Messungen ist die mittlere Differenz der Regenprofile mit bis zu 1.16 K geringer als jene aller Profile. Dies würde die Annahme von Xu et al. (2014), dass Elevationsscans bei Regenperioden bessere Daten liefern, widersprechen. Bei Regen werden bei Zenitmessungen allerdings höhere Temperaturen gemessen als sonst. Es ist anzunehmen, dass die Streuung an Regentropfen sowie die Temperatur der Tropfen zu höheren gemessenen Temperaturen führt. Da die Boundary-Layer-Scans im Vergleich zu den Zenitscans vom Regen am Radom weniger beeinflusst werden (Xu et al. 2014), ist der Effekt bei Zenitscans stärker ausgeprägt. Die Standardabweichung der Differenz ist für Regenprofile im Zenitmodus mit 1.45 K bis 2.58 K um bis zu 0.85 K höher als unter Berücksichtigung aller Profile. Verglichen mit der Differenz zwischen Boundary-Layer-Scans ist die Standardabweichung für Zenitmessungen bei Regenprofilen größer, zwischen RASS und Composite File ist sie nur zwischen 225 m und 345 m größer als zwischen RASS und Zenitscans.

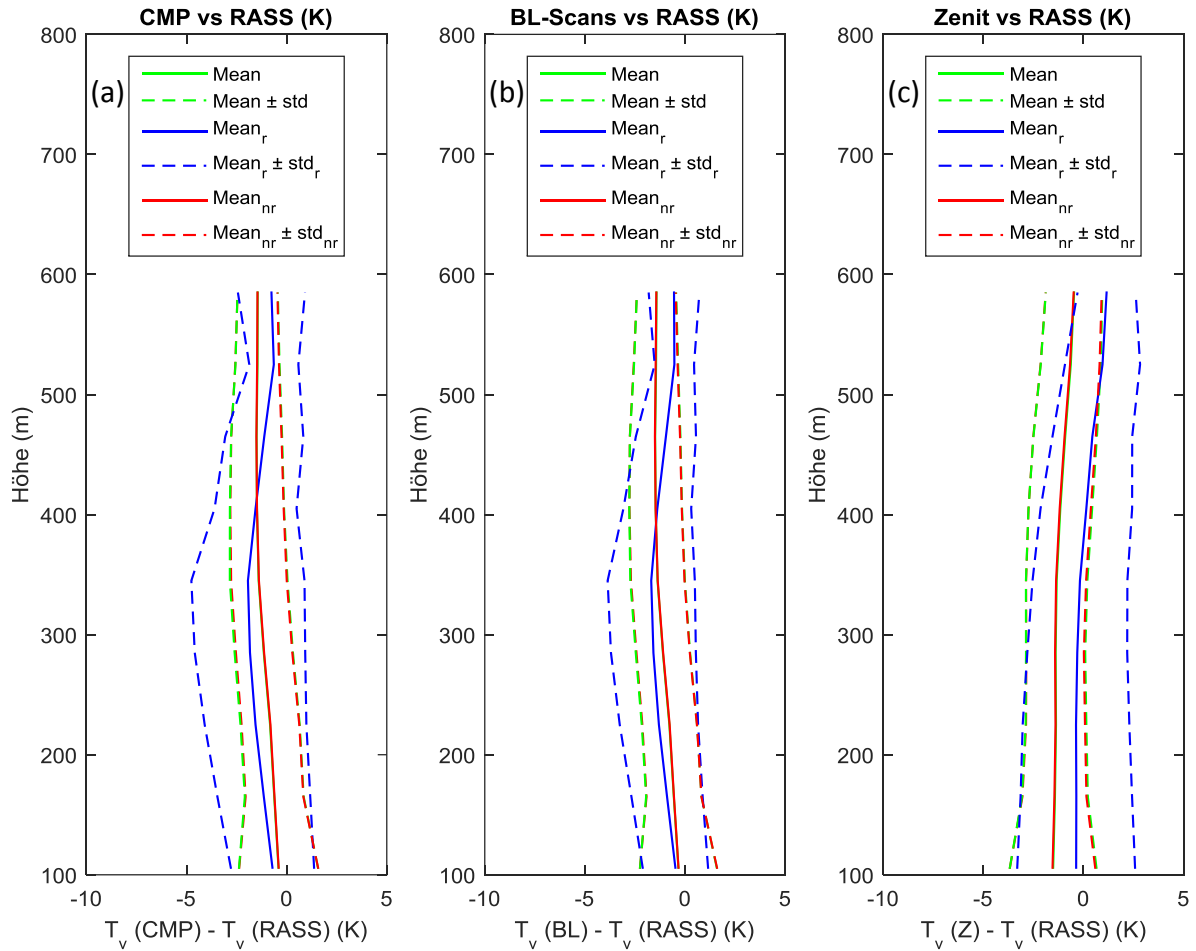


Abbildung 14: mittlere Temperaturdifferenz zwischen HATPRO und RASS Profilen für alle Profile (grün), regenfreie Profile (rot) und Profile bei Regen (blau) ergänzt durch $\pm$ der jeweiligen Standardabweichung (strichlierte Linien). (a) zeigt die Differenz zwischen Composite File und RASS-Messungen, (b) die Differenz zwischen den Boundary-Layer-Scans und den RASS-Messungen und (c) die Differenz zwischen Zenitsscans und den RASS-Messungen.

Die mittlere Differenz zu den korrigierten RASS-Messungen bei Regen verschlechtert sich für die Boundary-Layer-Scans und das Composite File ebenso wie die Standardabweichung auf allen Höhen, was in Abbildung 15 dargestellt wird. Das Composite File misst bei Regenprofilen im Mittel 1.21 K bis 5.78 K geringere Temperaturen, die Boundary-Layer-Scans 0.95 K bis 5.61 K geringere und die Zenitmessungen 1.21 K bis 4.74 K geringere Temperaturen als die korrigierten RASS-Messungen. Die Standardabweichung der Differenz ist auf allen Höhenstufen für alle Methoden größer als 3 K und bedeutend größer als für alle Profile. Dadurch bestätigt sich der Verdacht, dass die korrigierten RASS-Messungen in Regenperioden wenig zuverlässige Werte liefern. Bei Regen ergibt die Korrektur um die vertikale Windkomponente im Schnitt höhere Temperaturen. Der Verdacht, dass die Fallgeschwindigkeit des Regens für die Differenz verantwortlich wäre, würde nach Gleichung (2) niedrigere Temperaturen der korrigierten RASS-Messungen voraussetzen. Da die korrigierten RASS-Messungen im Schnitt höhere Temperaturen registrieren, sind wahrscheinlich Aufwinde dafür verantwortlich.

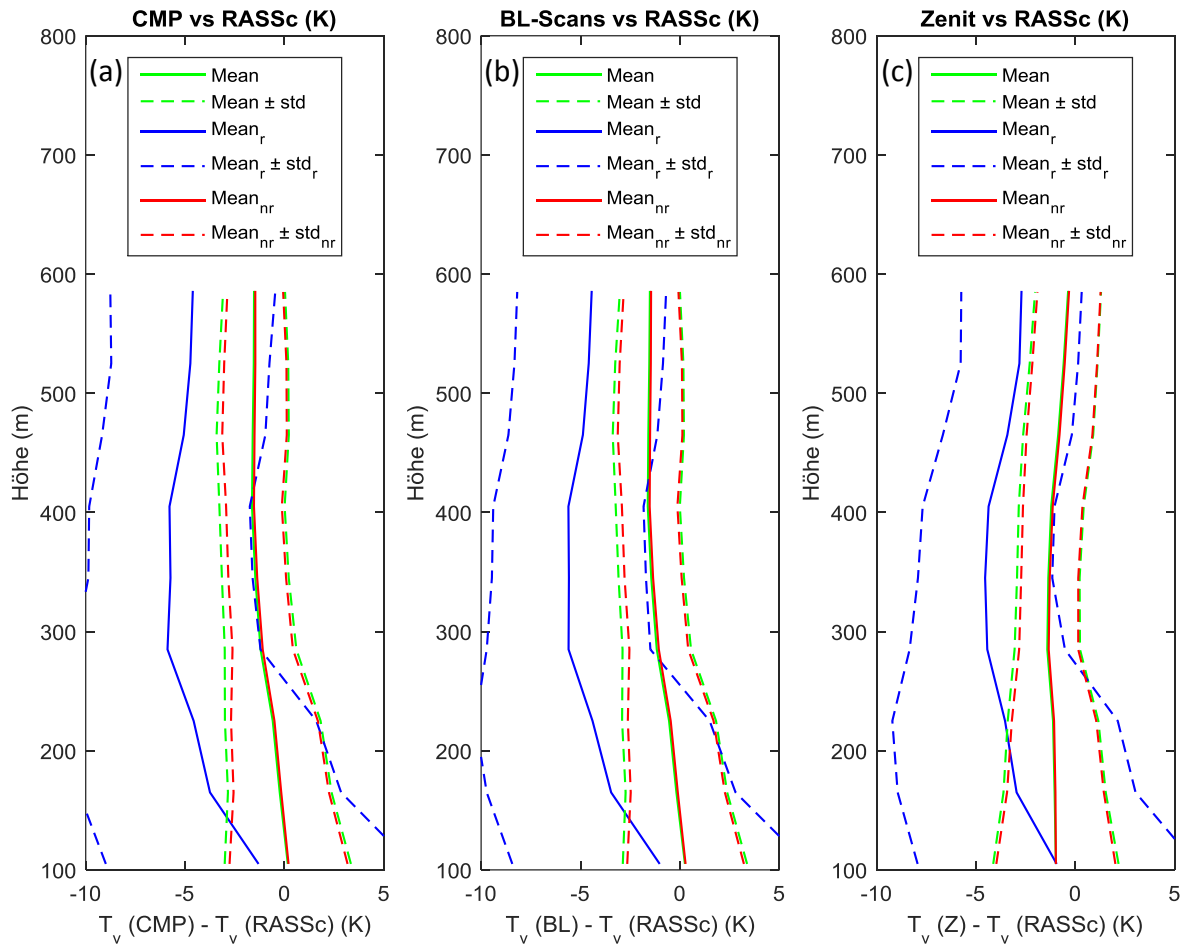


Abbildung 15: mittlere Temperaturdifferenz zwischen HATPRO und korrigierten RASS Profilen für alle Profile (grün), regenfreie Profile (rot) und Profile bei Regen (blau) ergänzt durch $\pm$ der jeweiligen Standardabweichung (strichlierte Linien). (a) zeigt die Differenz zwischen Composite File und korrigierten RASS-Messungen, (b) die Differenz zwischen den Boundary-Layer-Scans und den korrigierten RASS-Messungen und (c) die Differenz zwischen Zenitscans und den korrigierten RASS-Messungen.

4.4 Schichtung

Abbildung 16 zeigt die mittleren Profile der Schichtung inklusive Standardabweichung für die Radiometerprofile. Vergleicht man die mittleren Profile der gemessenen Schichtung der Radiometermessungen, fällt wieder die Ähnlichkeit zwischen Composite File und Boundary-Layer-Scans auf. Im Mittel nimmt die virtuell potentielle Temperatur beim Composite File um 0.35 K bis 0.67 K pro 100 m zu, bei den Boundary-Layer-Scans um 0.35 K bis 0.64 K pro 100 m. Bei den Zenitscans steigt sie im Mittel um 0.74 K bis 1.04 K pro 100 m an. Weiters ist auffällig, dass bei der Zenitmessung im Mittel größere Stabilität gemessen wird als bei den Boundary-Layer-Scans. Es liegt die Annahme nahe, dass die Stabilität bei den Zenitscans im Vergleich zu den Boundary-Layer-Scans überschätzt wird.

Die Standardabweichung ist bei den Zenitscans mit 0.33 K bis 0.39 K wesentlich geringer und über alle Höhen annähernd konstant. Im Vergleich dazu ist die Standardabweichung beim Composite File mit 0.43 K bis 1.06 K sowie den Boundary-Layer-Scans mit 0.41 K bis 1.05 K höher und nimmt jeweils mit der Höhe kontinuierlich ab.

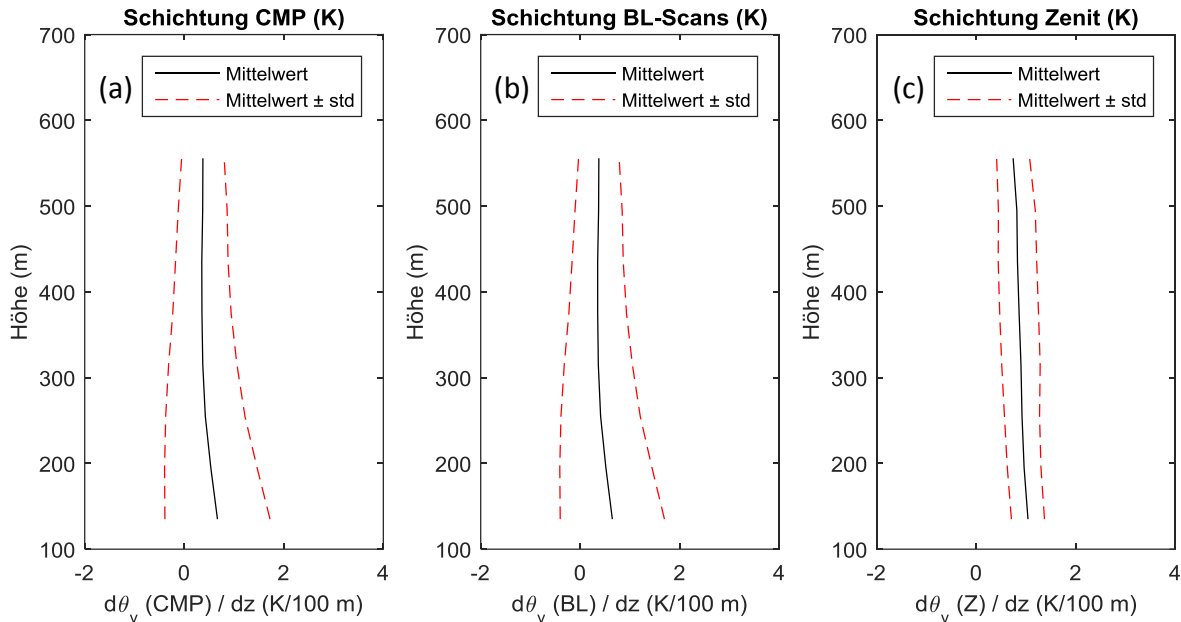


Abbildung 16: Mittlere Schichtung pro Höhenniveau und Messmethode der Radiometerscans im Vergleich inklusive Standardabweichung. Composite File in (a), Boundary-Layer-Scans in (b) und Zenitscans in (c).

Abbildung 17 vergleicht die mittlere Schichtung aus den Boundary-Layer-Scans mit den Mittelwerten aus den RASS-Messungen, sowie jenen aus den korrigierten RASS-Messungen. Für die nicht korrigierten RASS-Messungen liegt die Schichtung im Mittel zwischen 0.51 K und 0.99 K, für die korrigierten RASS-Messungen bei 0.45 K bis 1.16 K. Beide RASS-Messungen schätzen die Atmosphäre auf allen Höhen im Mittel stabiler ein als die Boundary-Layer-Scans. Im Bereich zwischen 200 m und 300 m ist ein besonders stabiler Bereich zu erkennen, der in keinem der Radiometerprofile so auftritt und vor allem bei den korrigierten RASS-Messungen stark ausgeprägt ist.

Die Standardabweichung ist bei den nicht korrigierten RASS-Werten mit 0.63 K bis 2.37 K höher als bei den Boundary-Layer-Scans. Für die korrigierten RASS-Messungen ist die Standardabweichung mit 0.83 K bis 3.01 K nochmals höher. Die größte Standardabweichung ist jeweils in den Bereichen der größten mittleren Stabilität zu finden, also zwischen 105 m und 165 m sowie zwischen 200 m und 300 m.

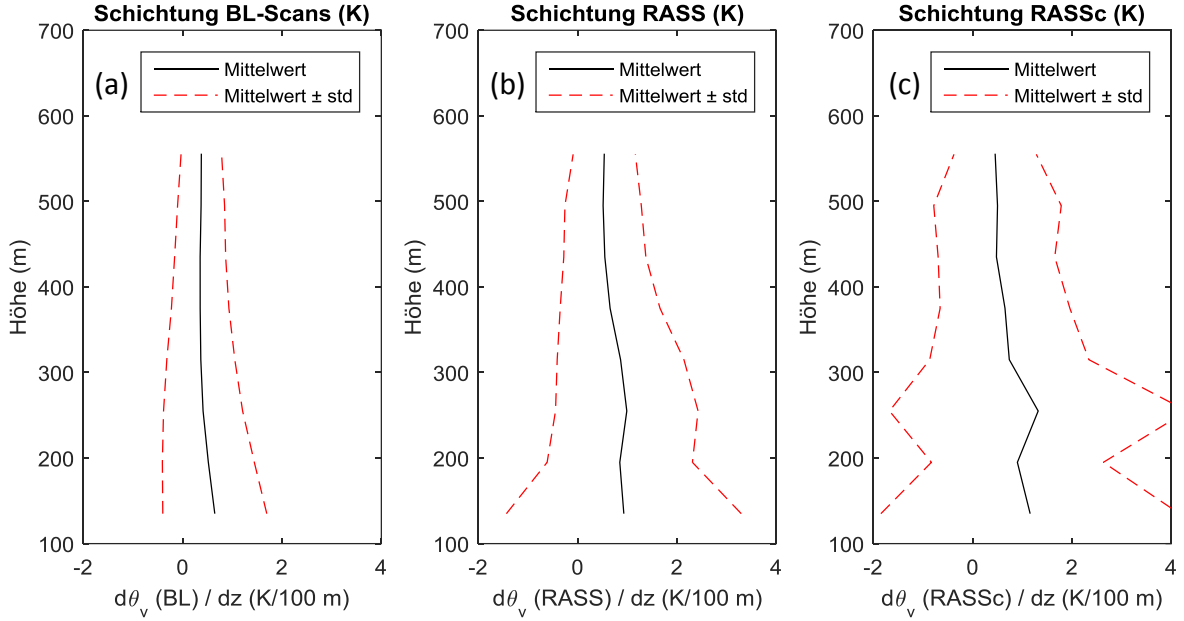


Abbildung 17: Mittlere Schichtung pro Höhenniveau und Messmethode der RASS-Messungen im Vergleich zu Boundary-Layer-Scans des Radiometers inklusive Standardabweichung. Boundary-Layer-Scans in (a), nicht korrigiertes RASS in (b) und korrigiertes RASS in (c).

Die Streuung der Schichtung beim RASS ist wesentlich größer als jene der Zenitscans des Radiometers und etwas größer als jene der Boundary-Layer Scans. Die Zenitscans weisen tatsächlich kaum labile Schichten auf, was in Abbildung 18 ersichtlich wird. Alle labilen Fälle wurden während Regenperioden aufgezeichnet. Im Vergleich dazu ist die Übereinstimmung zwischen RASS und den BL-Scans wesentlich besser. Die Steigung des Scatterplots zwischen diesen beiden Methoden beträgt annähernd 45° . Der Vergleich der Zenit- und BL-Scans mit den korrigierten RASS-Werten zeigt ein ähnliches Muster, jedoch mit etwas größerer Streuung (siehe Abbildung 26).

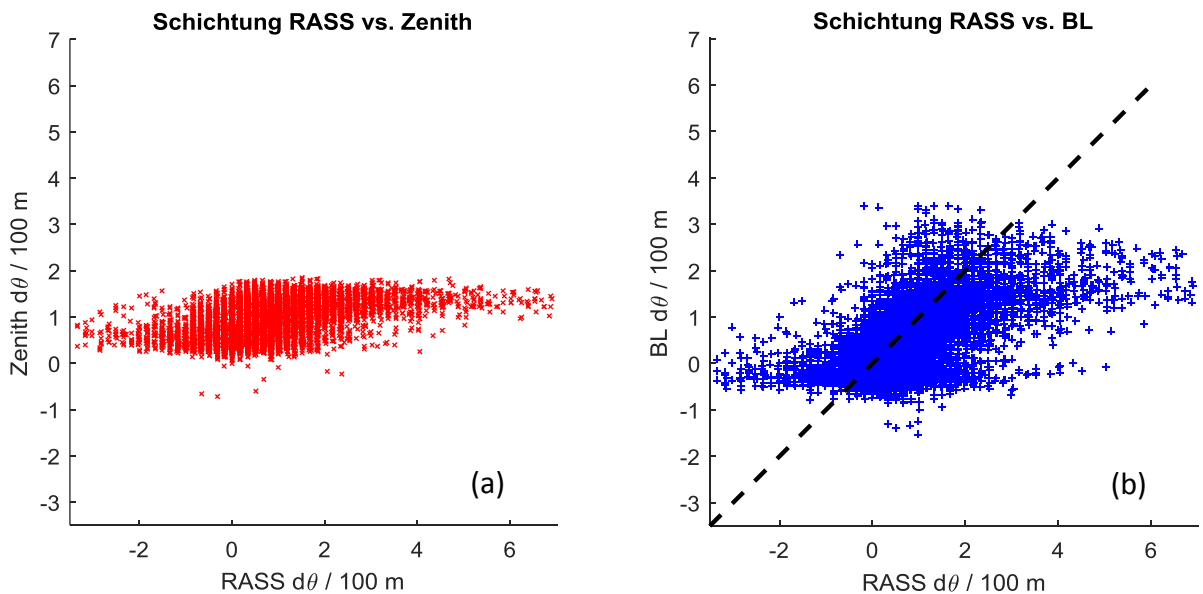


Abbildung 18: Scatterplot der Schichtung ($d\theta/dh$) in den einzelnen Schichten zwischen RASS-Messungen und den Radiometerprofilen. Negative Werte kennzeichnen labile Schichtung. (a) vergleicht die Schichtung aus den Zenitmessungen

mit der der RASS-Messungen, (b) die Schichtung aus den Boundary-Layer-Scans mit der der RASS-Messungen. Zwischen RASS- und BL-Messungen ist in etwa ein linearer Trend erkennbar (strichlierte Linie zeigt 1:1 Übereinstimmung an).

Abbildung 19 zeigt die Differenz der potentiellen Temperatur in der Schicht zwischen 345 m und 165 m der unterschiedlichen Methoden für die ersten 10 Tage der Messperiode. Bei den Zenitmessungen des Radiometers wurde fast ausschließlich stabile Schichtung gemessen, die Boundary-Layer-Scans sowie das RASS konnten auch zahlreiche labile Phasen feststellen. Dennoch war die Atmosphäre auch hier im betrachteten Höhenbereich größtenteils stabil geschichtet. Zudem ist der Tagesgang der Schichtung bei den RASS- und BL-Scans deutlicher ausgeprägt. Die geringere Standardabweichung der Schichtung bei den Zenitprofilen kann mit dem geringeren Tagesgang erklärt werden.

Die RASS-Werte und die BL-Scans ähneln sich wesentlich mehr als die RASS-Werte und die Zenitmessungen. Im Vergleich zu den Berechnungen aus den RASS-Profilen sind jene aus den Radiometerprofilen deutlich geglättet, dafür ist ein Tagesgang der Schichtung deutlicher erkennbar. Die Glättung der Kurve erklärt, weshalb die Standardabweichung bei den Boundary-Layer-Scans geringer ausfällt als bei den RASS-Messungen. Die häufigen Datenlücken bei der Differenz der potentiellen Temperatur des RASS sind darauf zurückzuführen, dass auf einer der beiden berücksichtigten Höhen oder auf beiden kein Messwert registriert wurde. Der restliche Zeitverlauf zeichnet ein ähnliches Bild und ist im Anhang zu finden (siehe Abbildung 22 bis Abbildung 25).

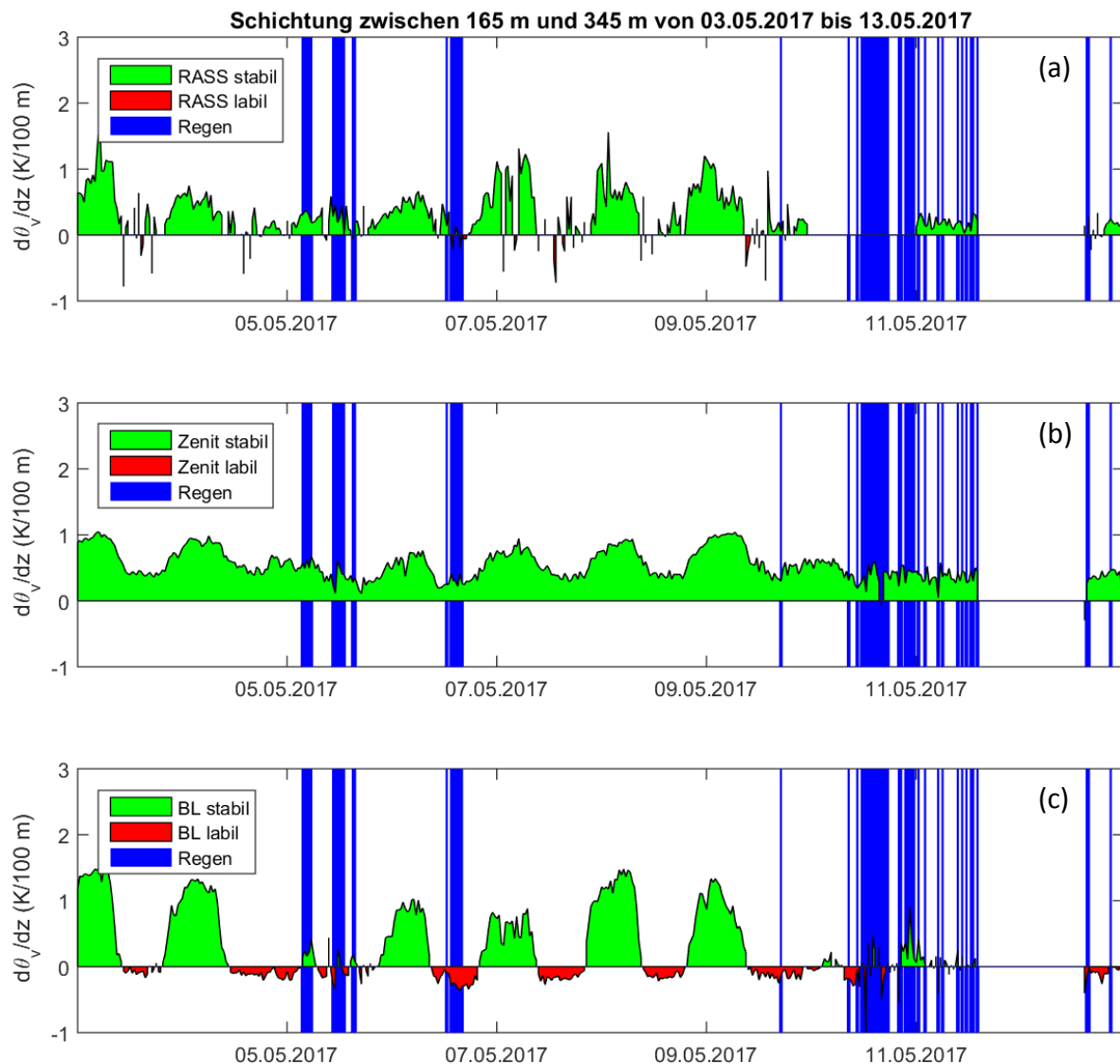


Abbildung 19: Verlauf der Differenz der virtuell potentiellen Temperatur zwischen 465 m und 105 m für RASS ((a)), Zenitmessungen ((b)) und Boundary-Layer-Scans (BL; (c)) im Zeitraum von 03.05.2017 bis 13.05.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile und rote labile Verhältnisse. Zwischen 11.05.2017 um 14:30 und 12.05.2017 um 14:50 wurden wegen eines Stromausfalls keine Radiometerdaten aufgezeichnet.

Betrachtet man einzelne Profile bei Inversion, so lässt sich ebenfalls feststellen, dass das Radiometer die Temperaturdifferenzen geglättet wiedergibt. Abbildung 20 zeigt alle Profile der virtuell potentiellen Temperatur am 09.06. um 02:03 Uhr.

Dass das Radiometer Inversionen weniger genau auflösen kann, wurde bereits im Theorieteil beschrieben. Im betrachteten Fall sind sich Boundary-Layer-Scan und Zenitscan sehr ähnlich, die Inversion wird durch die Boundary-Layer-Scans also kaum besser aufgelöst. Bei den korrigierten RASS-Werten fehlen die Messwerte oberhalb von 405 m, die Inversion darunter ist jedoch deutlich ausgeprägt.

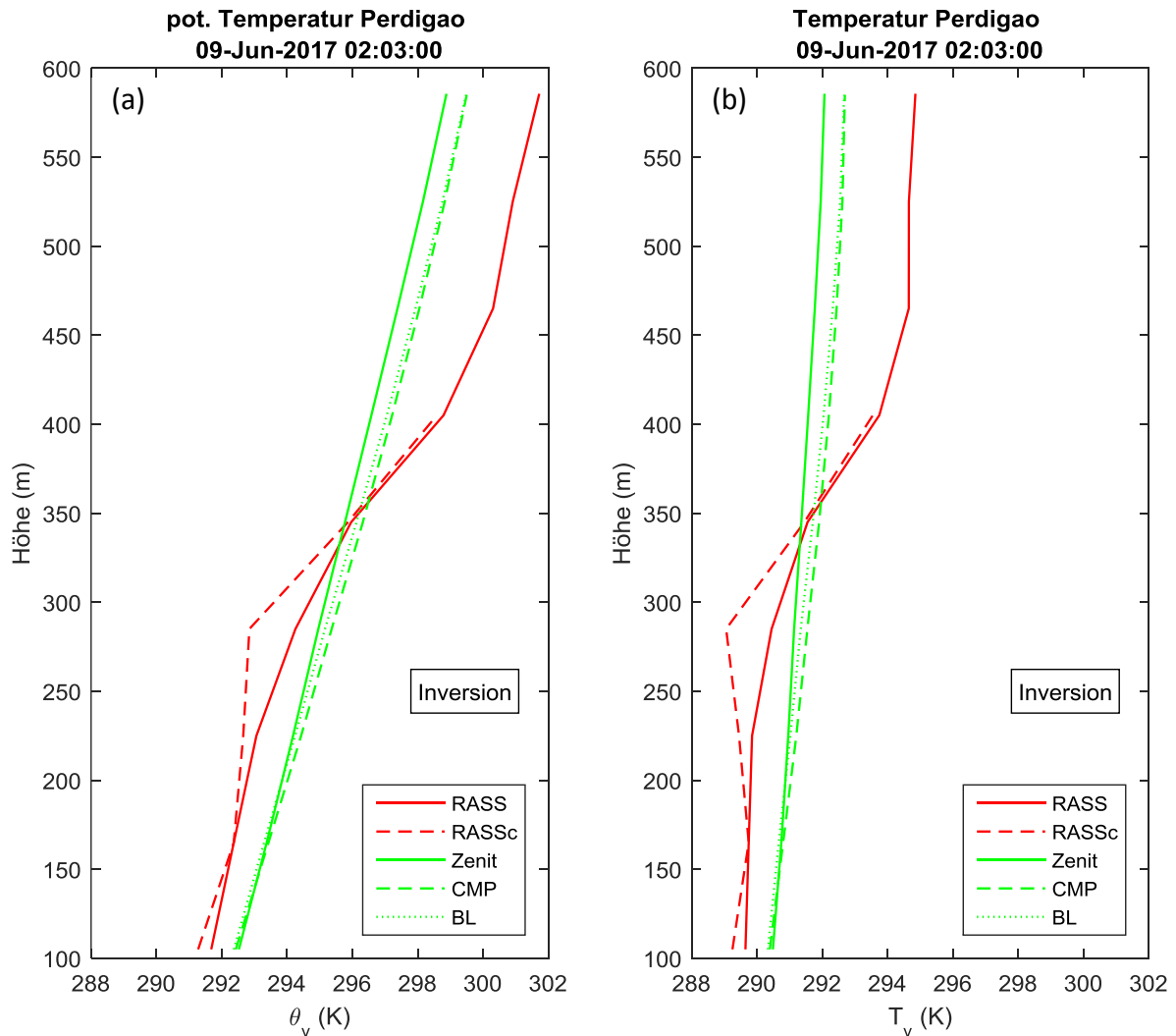


Abbildung 20: Profile der virtuell potentiellen Temperatur ((a)) und der virtuellen Temperatur ((b)) aller Methoden am 09.06.2017 um 02:03 Uhr.

Die Verwendung der korrigierten RASS-Werte wird vor allem bei labiler Schichtung empfohlen (Peters and Angevine 1996). Die Schichtung wäre daher ein weiterer Hinweis darauf, den nicht korrigierten RASS-Werten zu vertrauen. Große Abweichungen zwischen den korrigierten und nicht korrigierten RASS-Messungen treten allerdings ebenfalls bei stabiler Schichtung auf, wie Abbildung 21 zeigt. Dass die korrigierten RASS-Messungen weit höhere Werte als die nicht korrigierten RASS-Werte ergeben, ist vor allem in labilen Phasen sowie in Regenperioden auf allen Höhenstufen zu beobachten. Der umgekehrte Fall tritt meist nur in den untersten 250 m und sowohl bei stabiler als auch labiler Schichtung auf. Dieser Bereich ist auch jener mit der größten Standardabweichung der mittleren Schichtungsprofile, sowohl bei den korrigierten, als auch bei den nicht korrigierten RASS-Messungen. Regen tritt ebenfalls sowohl bei stabiler als auch bei labiler Schichtung auf. Die mittlere Abweichung der korrigierten RASS-Werte von den nicht korrigierten RASS-Werten kann also nicht allein durch starke Aufwinde während labiler

Phasen erklärt werden. Der weitere Zeitverlauf ist im Anhang zu finden (siehe Abbildung 27 bis Abbildung 30).

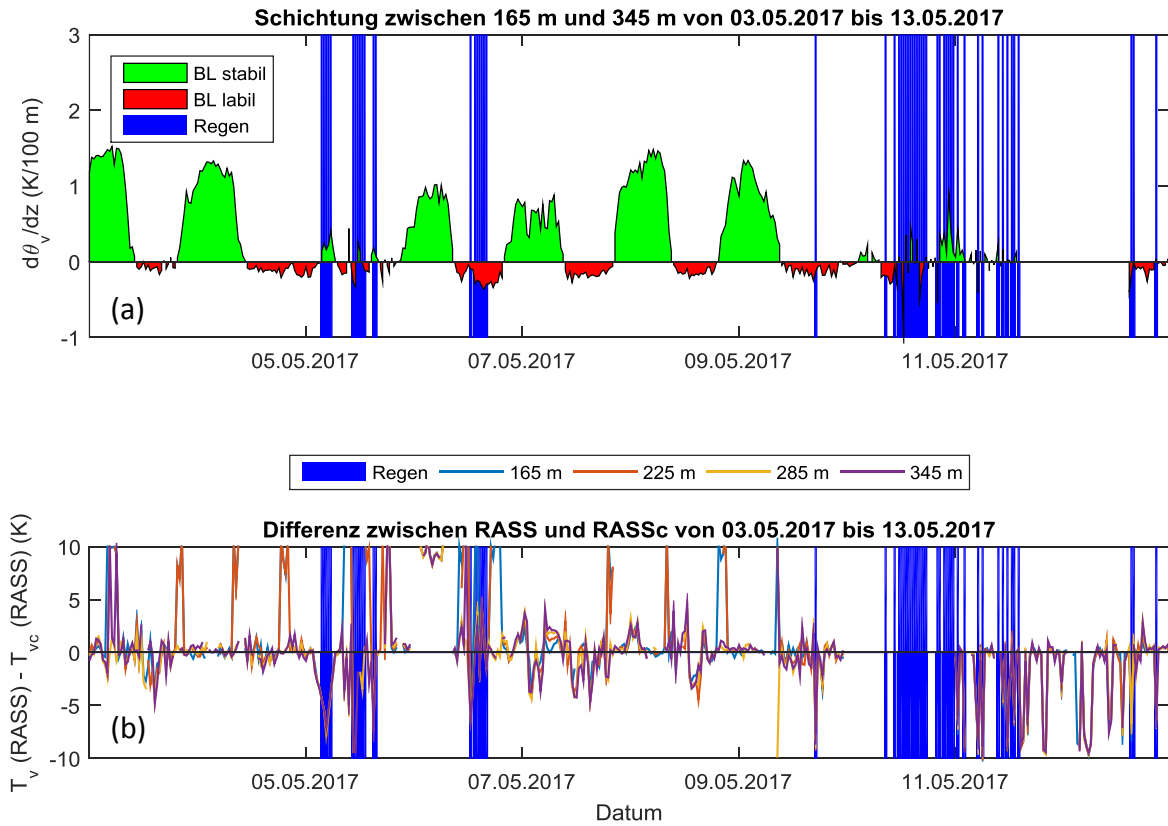


Abbildung 21: Schichtung zwischen 465 m und 105 m in (a) sowie virtuelle Temperaturdifferenz zwischen korrigierten und nicht korrigierten RASS-Werten in (b) im Zeitraum von 03.05.2017 bis 13.05.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile Verhältnisse und rote labile Verhältnisse. Zwischen 11.05.2017 um 14:30 und 12.05.2017 um 14:50 wurden wegen eines Stromausfalls keine Radiometerdaten aufgezeichnet.

5 Diskussion

Da für Zentralportugal keine repräsentativen Daten aus Radiosondenaufstiegen über einen langen Zeitraum zur Verfügung standen, konnte das Retrieval nicht nach Massaro et al. (2015) durchgeführt werden. Mittels ausreichend langer Zeitreihen von hochaufgelösten numerischen Modellen wäre ein angepasstes Retrieval ebenfalls möglich (Löhnert et al. 2004), dies war allerdings nicht Teil dieser Arbeit. Stattdessen wurde ein vom Hersteller Radiometer Physics GmbH zur Verfügung gestelltes Standardretrieval verwendet. Es ist anzunehmen, dass die Genauigkeit der HATPRO-Messungen mit einem an den Messstandort angepasstem Retrieval höher wäre. Die genaue Größe des Fehlers ist schwer quantifizierbar.

Der Vergleich einer Messung mit einem gleichzeitig durchgeführten Radiosondenaufstieg wäre wünschenswert gewesen, um über die Messgenauigkeit der Daten genauer bestimmen zu können. Im Rahmen der Messkampagne wurden zwar 6-stündige Radiosondenaufstiege durchgeführt, diese sind allerdings für Mikrowellenradiometer und RASS nicht repräsentativ, da die Sonden aus dem Tal zwischen den beiden Bergrücken gestartet wurden. Es ist nicht davon auszugehen, dass die Grenzschicht innerhalb und außerhalb des Tales gleich geschichtet ist.

Durch die Umrechnung der Temperaturwerte in die virtuelle Temperatur ergeben sich zusätzliche Unsicherheiten. Zum einen wird der Messfehler der Feuchtemessung importiert, zum anderen ist der Druck pro Höhe nicht gegeben. Die Unsicherheit der Feuchtemessung von $\pm 5\%$ wirkt sich im Schnitt mit 0.07 K und maximal mit 0.21 K auf die virtuelle Temperatur aus. Eine Druckänderung des gegebenen Bodendrucks von 5 hPa verändert die virtuelle Temperatur kaum (<0.02 K bei allen Methoden), weshalb sich die Druckunsicherheit etwas geringer auszuwirken scheint. Die Umrechnung auf die virtuelle Temperatur ist nötig, weil ansonsten der Vergleich mit den RASS-Daten kaum möglich wäre, liegt die virtuelle Temperatur doch im Schnitt 1 K bis 1.5 K höher als die gemessene Temperatur. Im Vergleich dazu sind die importierten Unsicherheiten bei der virtuellen Temperatur wesentlich geringer (etwa eine Größenordnung).

Das Composite File bildet eine weitere Unsicherheitsquelle, da vom Hersteller zur genauen Berechnung des Composite Files aus den Boundary-Layer-Scans und dem Zenitscan keine Angaben gemacht werden. Ob die letzten oder die näher gelegenen Boundary-Layer-Scans vor der Erstellung des Composite Files berücksichtigt werden, ist nicht bekannt.

Die beim HATPRO angegebenen Messhöhen entsprechen nicht absoluten Werten, sondern beziehen sich auf einen Bereich um diese Messhöhe. Die Emission zur

gemessenen Strahlungstemperatur stammt aus einer Schicht um die angegebene Höhe und nicht genau aus der angegebenen Messhöhe. Eine Interpolation der Daten mit den angegebenen Messhöhen ist somit nie ganz exakt. Trotzdem ist diese notwendig, um die Ergebnisse beider Geräte vergleichen zu können, da in unterschiedlichen Höhen gemessen wurde.

In der Grenzschicht kann das Radiometer im Zenitmodus die vertikale Struktur der Atmosphäre schlechter wiedergeben. Da die Zenitscans fast ausschließlich stabile Schichtung ergeben, die anderen Methoden jedoch sowohl labile Phasen als auch einen deutlicheren Tagesgang erkennen lassen, wird diese These bestätigt. Die Zenitscans sind also nicht die optimale Wahl zur Betrachtung der Schichtung der Atmosphäre. Jedoch lösen auch die Boundary-Layer-Scans die Schichtung weniger gut auf als die RASS-Profile.

Der Messstandort auf einem Bergrücken stellt vor allem für die Boundary-Layer-Scans eine Fehlerquelle dar, da dadurch die horizontale Homogenität der Atmosphäre nicht mehr gegeben sein muss. Durch den Elevationswinkel könnten unter Umständen Luftpakete, die eigentlich aus dem Tal unter dem Bergrücken stammen, gemessen worden sein, da das Gerät durch den Elevationswinkel über das Tal schaut (siehe Abbildung 6). Dies kann ein Grund dafür sein, dass die Boundary-Layer-Scans in den oberen Schichten stärker von den RASS-Messungen abweichen als die Zenitscans.

Der Anstieg der Standardabweichung bei Verwendung der Regenprofile bestätigt, dass bei Regen die Ergebnisse des Radiometers beeinträchtigt sind. Da die Zenitmessungen vom Effekt der Regentropfen am Radom stärker betroffen sind (Xu et al. 2014), ist die Standardabweichung dabei stärker erhöht. Auch die korrigierten RASS-Messungen sind bei Regen beeinträchtigt, jedoch ist das wahrscheinlich auf Aufwinde zurückzuführen. Da zahlreiche Regenereignisse bei labiler Schichtung auftraten, sind diese Effekte schwer zu trennen.

Die Verwendung der nicht korrigierten RASS-Daten ist insofern problematisch, als der Fehler durch die vertikale Windkomponente noch enthalten ist (May et al. 1989). Wird der Betrag der vertikalen Windgeschwindigkeit allerdings überschätzt, sind die korrigierten Daten ebenso fehlerhaft. Da die korrigierten RASS-Daten wesentlich stärker von den Radiometerprofilen abweichen, liegt der Verdacht nahe, dass Fehler in der Berechnung der vertikalen Windkomponente enthalten sind. Insofern sind beide Datensätze des RASS nicht optimal. Die teilweise starken Abweichungen der korrigierten RASS-Werte von den Radiometerprofilen können nicht allein durch den Effekt von Regen oder Labilität erklärt werden, da auch in regenfreien und stabilen Perioden große

Differenzen auftraten. Nach Görsdorf und Lehmann (2000) verbessert die Korrektur die Genauigkeit der Temperaturmessungen nur dann, wenn der Messfehler der vertikalen Windkomponente kleiner als die gemessene Vertikalgeschwindigkeit selbst ist. Da die Daten der vom Profiler gemessenen vertikalen Windgeschwindigkeit nicht zur Verfügung standen, konnte dieses Problem nicht vollständig geklärt werden.

6 Schlussfolgerung und Ausblick

Bei einer Messkampagne in Zentralportugal wurden Temperaturprofile mit zwei unterschiedlichen Fernerkundungsmethoden erstellt. Die Funktionsweise sowie Schwächen der beiden Geräte – einem radioakustischen System (RASS) sowie einem Mikrowellenradiometer – wurden beschrieben und deren Messergebnisse miteinander verglichen. Mittelwerte und Standardabweichung der Schichtung sowie der Differenz der virtuellen Temperatur zwischen den Geräten wurden ebenso begutachtet wie der zeitliche Verlauf der Schichtung. Da bei der Literaturrecherche die vertikale Komponente der Windgeschwindigkeit sowie Regen, wenn um die vertikale Windkomponente korrigiert wird, als wichtigste Fehlerquellen der RASS-Messung identifiziert wurden, wurden diese Fälle gesondert betrachtet. Da die Genauigkeit der Radiometermessungen vor allem durch die Emission der Bewölkung und des Regens beeinflusst wird, wurden regen- und bewölkungsfreie Perioden ebenfalls eigens untersucht. Weil das Mikrowellenradiometer sowohl Zenit-, als auch Elevationsscans durchführte und zusätzlich ein Composite File bildete, wurden diese Berechnungen für alle diese Methoden durchgeführt. Ein auf den Messstandort angepasstes Temperaturretrieval, das die Messgenauigkeit der Radiometerprofile weiter erhöhen könnte, war aufgrund fehlender repräsentativer Radiosondendaten für den Messstandort nicht möglich. Das Retrieval aus Zeitreihen hochaufgelöster numerischer Modelle zu erstellen, war nicht Teil dieser Arbeit.

Die Temperaturdifferenz zwischen den beiden Geräten beträgt, abhängig von der Messhöhe und dem Modus des Radiometers, meist 0.5 K bis 1.5 K, wobei das Radiometer im Schnitt niedrigere Temperaturwerte registriert hat. Während die Boundary-Layer-Scans unter 300 m besser mit den RASS-Messungen übereinstimmen, sind darüber die Zenitmessungen genauer. Indem Regenperioden und bewölkte Phasen herausgefiltert wurden, konnte die Differenz zwischen den Messwerten der beiden Geräte kaum verkleinert werden. Die Standardabweichung der Temperaturdifferenz konnte dadurch ebenfalls nicht signifikant verringert werden. Die Messwerte des RASS um die vertikale Windkomponente zu korrigieren, verbesserte die Übereinstimmung der Messergebnisse nur in den untersten Schichten. Die Standardabweichung der Temperaturdifferenz stieg mit der Korrektur der RASS-Werte durch einige große Abweichungen zu den Zenit- und Elevationsscans des Radiometers in den untersten Schichten jedoch stark an. Warum die Abweichungen durch die Korrektur dort derart groß waren, konnte nicht abschließend geklärt werden. Bei Regen sinkt die Übereinstimmung zu den korrigierten RASS-Werten auf allen Höhen im Vergleich zu allen Profilen. Dies ist allerdings eher starken Aufwinden zuzurechnen als dem Regen selbst.

Elevations- oder Boundary-Layer-Scans des Radiometers verbessern die Auflösung der vertikalen Temperaturstruktur, weshalb diese Technik bei Betrachtung der Grenzschicht bessere Ergebnisse der Schichtung erzielt. Jedoch kann das Radiometer durch die geringe

vertikale Auflösung selbst im Elevationsmodus die Schichtung wesentlich schlechter auflösen als das RASS.

Zu untersuchen, wie stark sich ein an den Messstandort angepasstes Retrieval auf die Übereinstimmung der Radiometerprofile zu den RASS-Werten auswirkt, würde die Ergebnisse dieser Arbeit verbessern. Zukünftige Arbeiten könnten sich mit der Erstellung eines angepassten Retrievals aus repräsentativen numerischen Modellen auseinandersetzen. Den Grund für die teilweise großen Abweichungen der korrigierten RASS-Werte zu den Werten der Radiometerprofile zu untersuchen, sollte ebenfalls in weiterführenden Untersuchungen thematisiert werden.

7 Literatur

- American Meteorological Society, zitiert 2018: *AMS Glossary*. [online verfügbar unter <http://glossary.ametsoc.org/>]
- Angevine, W. M., 2000: Radio acoustic sounding system (RASS) applications and limitations. Vol. 3 of, IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Taking the Pulse of the Planet: The Role of Remote Sensing in Managing the Environment. Proceedings, Honolulu, HI, Institute of Electrical and Electronics Engineers, 1180–1182. [online verfügbar unter <http://ieeexplore.ieee.org/document/858060/>.]
- Angevine, W. M., and W. L. Ecklund, 1994: Errors in radio acoustic sounding of temperature. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **11**, 837–842, doi:10.1175/1520-0426(1994)011<0837:EIRASO>2.0.CO;2.
- , P. S. Bakwin, and K. J. Davis, 1998: Wind Profiler and RASS Measurements Compared with Measurements from a 450-m-Tall Tower. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **15**, 818–825, doi:10.1175/1520-0426(1998)015<0818:WPARMC>2.0.CO;2.
- Bianco, L., K. Friedrich, J. M. Wilczak, D. Hazen, D. Wolfe, R. Delgado, S. P. Oncley, and J. K. Lundquist, 2017: Assessing the accuracy of microwave radiometers and radio acoustic sounding systems for wind energy applications. *Atmos. Meas. Tech.*, **10**, 1707–1721, doi:10.5194/amt-10-1707-2017.
- Bonino, G., 1997: Radio-acoustic temperature profiling in the troposphere. *Acoustic Remote Sensing Applications*, S. P. Singal, Ed., Springer, Berlin, 133–141.
- Cimini, D., T. J. Hewison, L. Martin, J. Güldner, C. Gaffard, and F. S. Marzano, 2006: Temperature and humidity profile retrievals from ground-based microwave radiometers during TUC. *Meteorol. Z.*, **15**, 45–56, doi:10.1127/0941-2948/2006/0099.
- Crewell, S., and U. Löhnert, 2003: Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 2. Sensor accuracy and synergy. *Radio Sci.*, **38**, 8042, doi:10.1029/2002RS002634.
- Crewell, S., and U. Löhnert, 2007: Accuracy of Boundary Layer Temperature Profiles Retrieved With Multifrequency Multiangle Microwave Radiometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **45**, 2195–2201, doi:10.1109/TGRS.2006.888434.
- Earth Observing Laboratory. University Corporation for Atmospheric Research, zitiert 2018: Perdigão Field Experiment. [online verfügbar unter https://www.eol.ucar.edu/field_projects/perdig%C3%A3o.]
- Fernando, H. J., and Coauthors, 2015: *Perdigão Field Experiment. Experimental Design Overview (EDO)*. [online verfügbar unter <https://www.eol.ucar.edu/system/files/Perdigao%20EDO%20%28Spring%202015%20FAP%29.pdf>.]

- , J. K. Lundquist, and S. P. Oncley, 2017: Monitoring Wind in Portugal's Mountains Down to Microscales. *Eos*, **98**, doi:<https://doi.org/10.1029/2017E0074745>.
- Foken, T., 2006: *Angewandte Meteorologie. Mikrometeorologische Methoden*. 2nd ed. Springer, Berlin, Heidelberg, 325 pp.
- Görsdorf, U., and V. Lehmann, 2000: Enhanced Accuracy of RASS-Measured Temperatures Due to an Improved Range Correction. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **17**, 406–416, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0406:EAORMT>2.0.CO;2.
- Göldner, J., and D. Spänkuch, 2001: Remote Sensing of the Thermodynamic State of the Atmospheric Boundary Layer by Ground-Based Microwave Radiometry. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **18**, 925–933, doi:10.1175/1520-0426(2001)018<0925:RSOTTS>2.0.CO;2.
- Hantel, M., 2013: *Einführung Theoretische Meteorologie*. 1st ed. Springer Spektrum, Berlin, Heidelberg, 430 pp.
- Janssen, M. A., 1993: *Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*. Wiley, New York, 572 pp.
- Lataitis, R. J., 1992: Theory and application of a radio-acoustic sounding system (RASS). Ph.D. Thesis. Colorado University, 207 pp.
- Löhnert, U., S. Crewell, and C. Simmer, 2004: An Integrated Approach toward Retrieving Physically Consistent Profiles of Temperature, Humidity, and Cloud Liquid Water. *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 1295–1307, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<1295:AIATRP>2.0.CO;2.
- , D. D. Turner, and S. Crewell, 2009: Ground-Based Temperature and Humidity Profiling Using Spectral Infrared and Microwave Observations. Part I: Simulated Retrieval Performance in Clear-Sky Conditions. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **48**, 1017–1032, doi:10.1175/2008JAMC2060.1.
- Massaro, G., I. Stiperski, B. Pospichal, and M. W. Rotach, 2015: Accuracy of retrieving temperature and humidity profiles by ground-based microwave radiometry in truly complex terrain. *Atmos Meas Tech*, **8**, 3355–3367, doi:10.5194/amt-8-3355-2015.
- Matuura, N., Y. Masuda, H. Inuki, S. Kato, S. Fukao, T. Sato, and T. Tsuda, 1986: Radio acoustic measurement of temperature profile in the troposphere and stratosphere. *Nature*, **323**, 426–428, doi:10.1038/323426a0.
- May, P. T., K. P. Moran, and R. G. Strauch, 1989: The Accuracy of RASS Temperature Measurements. *J. Appl. Meteorol.*, **28**, 1329–1335, doi:10.1175/1520-0450(1989)028<1329:TAORTM>2.0.CO;2.
- Moran, K. P., and R. G. Strauch, 1994: The Accuracy of RASS Temperature Measurements Corrected for Vertical Air Motion. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **11**, 995–1001, doi:10.1175/1520-0426(1994)011<0995:TAORTM>2.0.CO;2.

- North, E. M., A. M. Peterson, and H. D. Parry, 1973: RASS, a Remote Sensing System for Measuring Low-Level Temperature Profiles. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **54**, 912–920, doi:10.1175/1520-0477(1973)054<0912:RARSSF>2.0.CO;2.
- Peters, G., and W. M. Angevine, 1996: On the correction of RASS-temperature errors due to turbulence. *Contributions to atmospheric physics*, Vol. 69 of, International Symposium on Tropospheric Profiling _ Needs and Technologies, Vieweg, 81–96 [online verfügbar unter <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=3150656>.]
- Radiometer Physics GmbH, 2013: HATPRO Technical Instrument Manual. Description of Instrument Technologies.
- Rose, T., S. Crewell, U. Löhnert, and C. Simmer, 2005: A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere. *Atmospheric Res.*, **75**, 183–200, doi:10.1016/j.atmosres.2004.12.005.
- Taylor, F., 2007: *Elementary climate physics*. 1. publ., reprint.. Oxford University Press, Oxford, 212 pp.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science. An introductory Survey*. 2nd ed. Elsevier, Amsterdam, 483 pp.
- Westwater, E. R., 1965: Ground-based passive probing using the microwave spectrum of oxygen. *Radio Sci. J. Res. Natl. Bur. Stand.*, **69D**, 1201–1211.
- , S. Crewell, and C. Mätzler, 2004: A review of surface-based microwave and millimeter-wave radiometric remote sensing of the troposphere. *URSI Radio Sci. Bull.*, **77**, 59–80, doi:10.23919/URSIRSB.2004.7909438.
- Wilczak, J. M., E. E. Gossard, W. D. Neff, and W. L. Eberhard, 1996: Ground-Based Remote Sensing of the Atmospheric Boundary Layer: 25 Years of Progress. *Boundary-Layer Meteorology 25th Anniversary Volume, 1970–1995*, J. R. Garratt, P. A. Taylor, Eds., Springer, Dordrecht, 321–349.
- Witze, A., 2017: World's largest wind-mapping project spins up in Portugal. *Nat. News*, **542**, 282–283, doi:10.1038/542282a.
- Xu, G., R. Ware, W. Zhang, G. Feng, K. Liao, and Y. Liu, 2014: Effect of off-zenith observations on reducing the impact of precipitation on ground-based microwave radiometer measurement accuracy. *Atmospheric Res.*, **140**, 85–94, doi:10.1016/j.atmosres.2014.01.021.
- Zaitsev, N. A., Y. M. Timofeyev, and V. S. Kostsov, 2014: Comparison of radio sounding and ground-based remote measurements of temperature profiles in the troposphere. *Atmospheric Ocean. Opt.*, **27**, 386–392, doi:10.1134/S1024856014050169.

A. Anhang

(a) Schichtungsplots

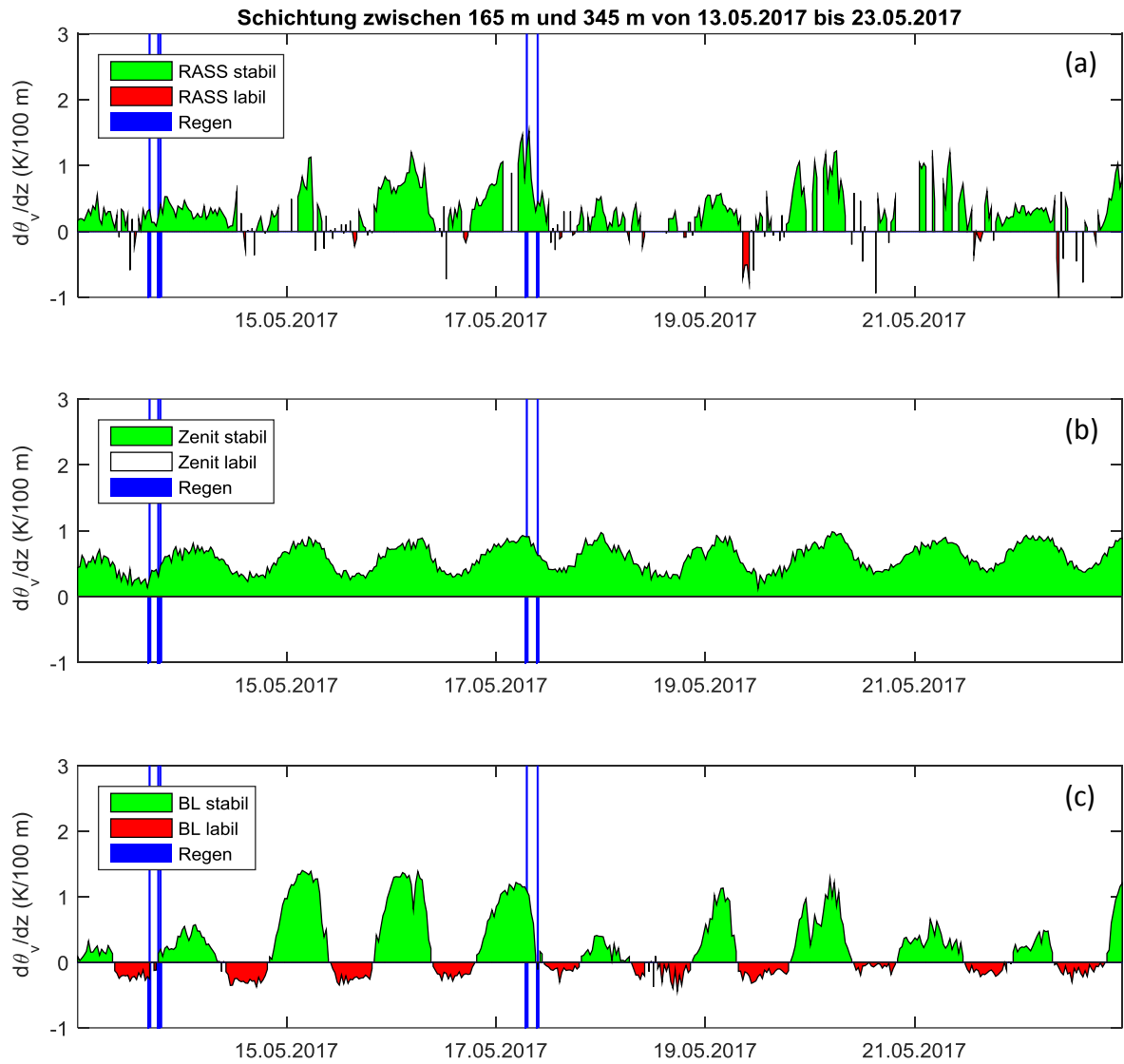


Abbildung 22: Verlauf der Differenz der virtuell potentiellen Temperatur zwischen 465 m und 105 m für RASS ((a)), Zenitmessungen ((b)) und Boundary-Layer-Scans (BL; (c)) im Zeitraum von 13.05.2017 bis 23.05.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile und rote labile Verhältnisse.

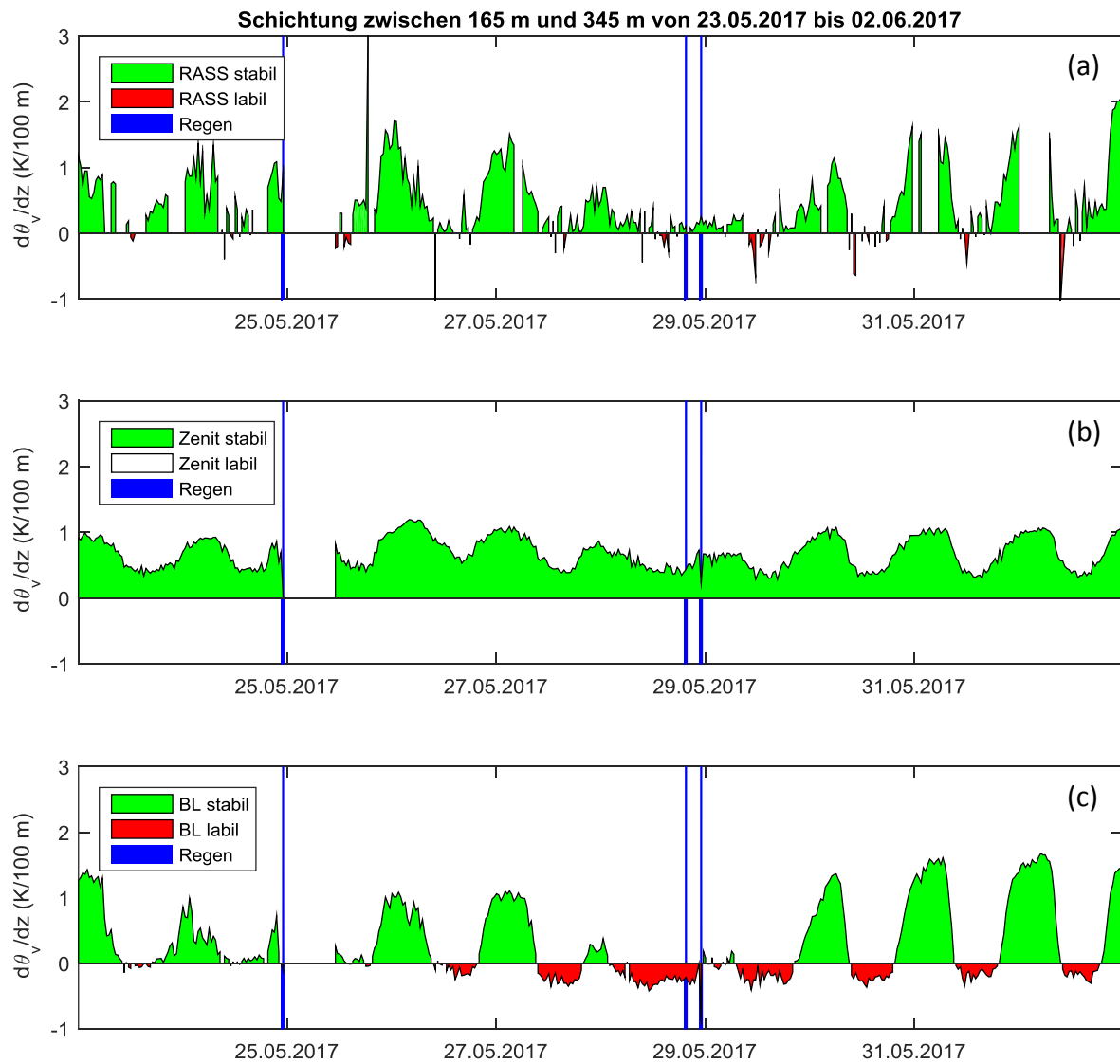


Abbildung 23: Verlauf der Differenz der virtuell potentiellen Temperatur zwischen 465 m und 105 m für RASS ((a)), Zenitmessungen ((b)) und Boundary-Layer-Scans (BL; (c)) im Zeitraum von 23.05.20217 bis 02.06.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile und rote labile Verhältnisse. Zwischen 24.05.2017 um 23:10 und 25.05.2017 um 10:50 wurden wegen eines Stromausfalls keine Radiometerdaten aufgezeichnet.

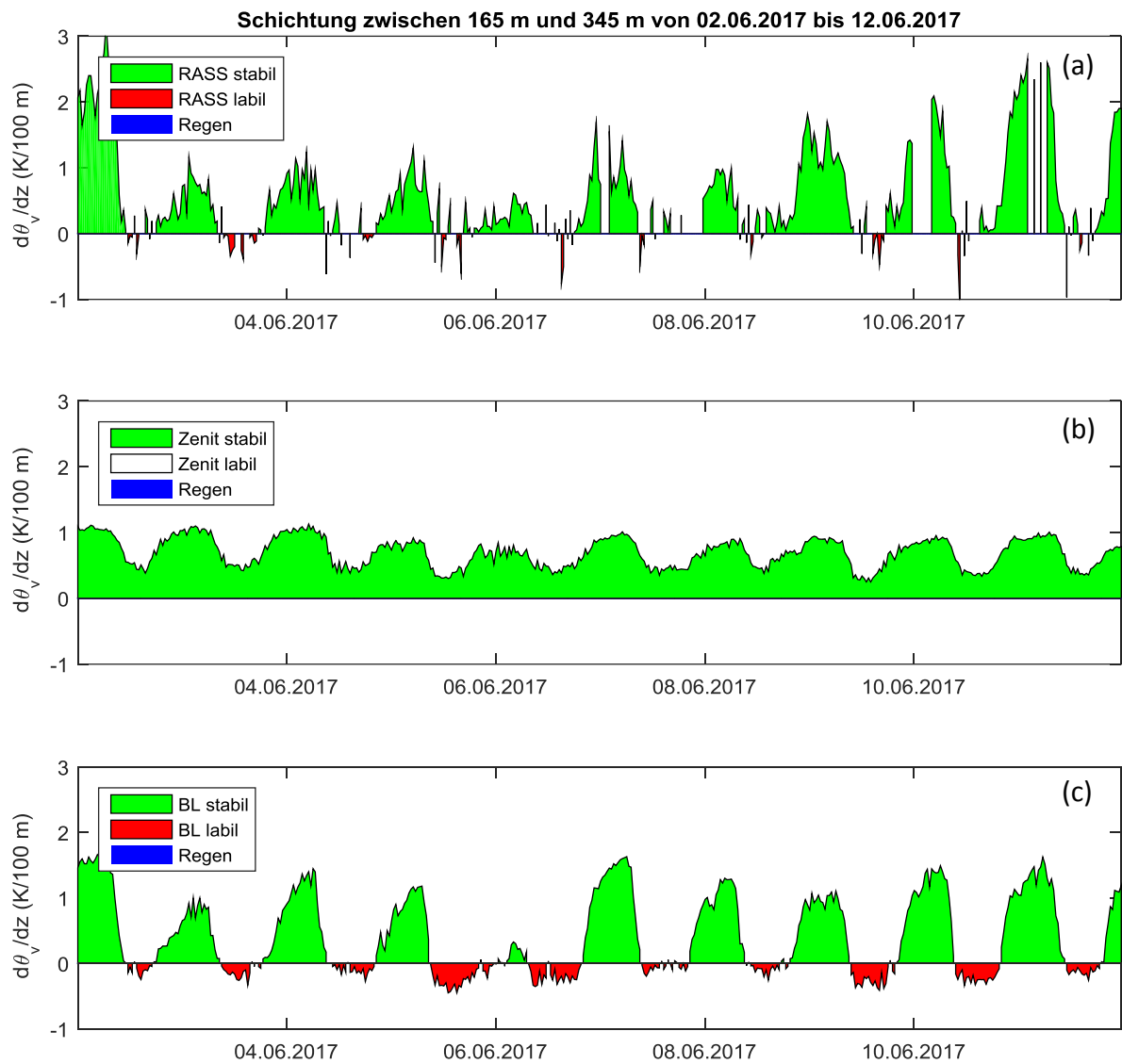


Abbildung 24: Verlauf der Differenz der virtuell potentiellen Temperatur zwischen 465 m und 105 m für RASS ((a)), Zenitmessungen ((b)) und Boundary-Layer-Scans (BL; (c)) im Zeitraum von 02.06.2017 bis 12.06.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile und rote labile Verhältnisse.

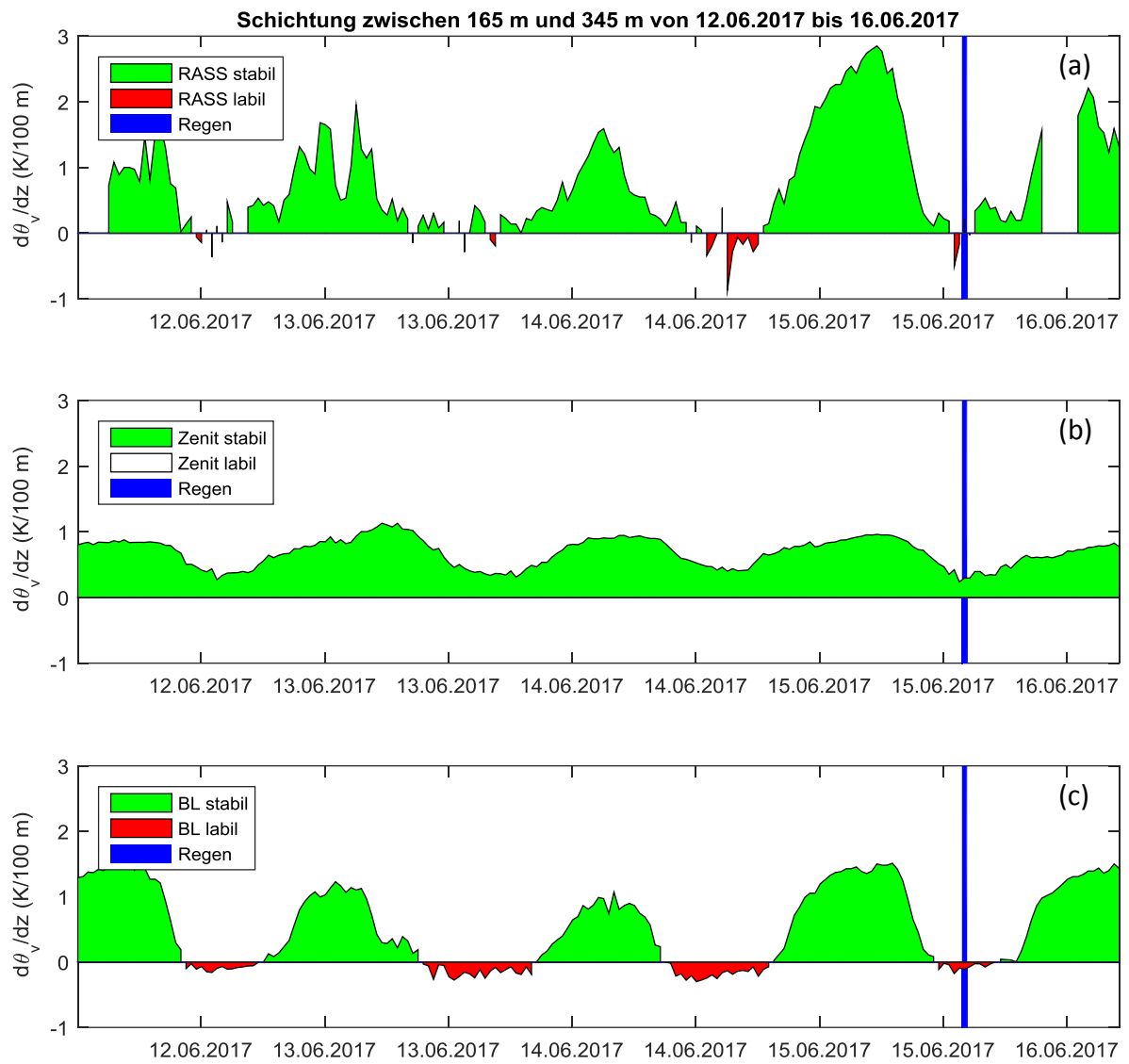


Abbildung 25: Verlauf der Differenz der virtuell potentiellen Temperatur zwischen 465 m und 105 m für RASS ((a)), Zenitmessungen ((b)) und Boundary-Layer-Scans (BL; (c)) im Zeitraum von 12.06.20217 bis 16.06.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile und rote labile Verhältnisse.

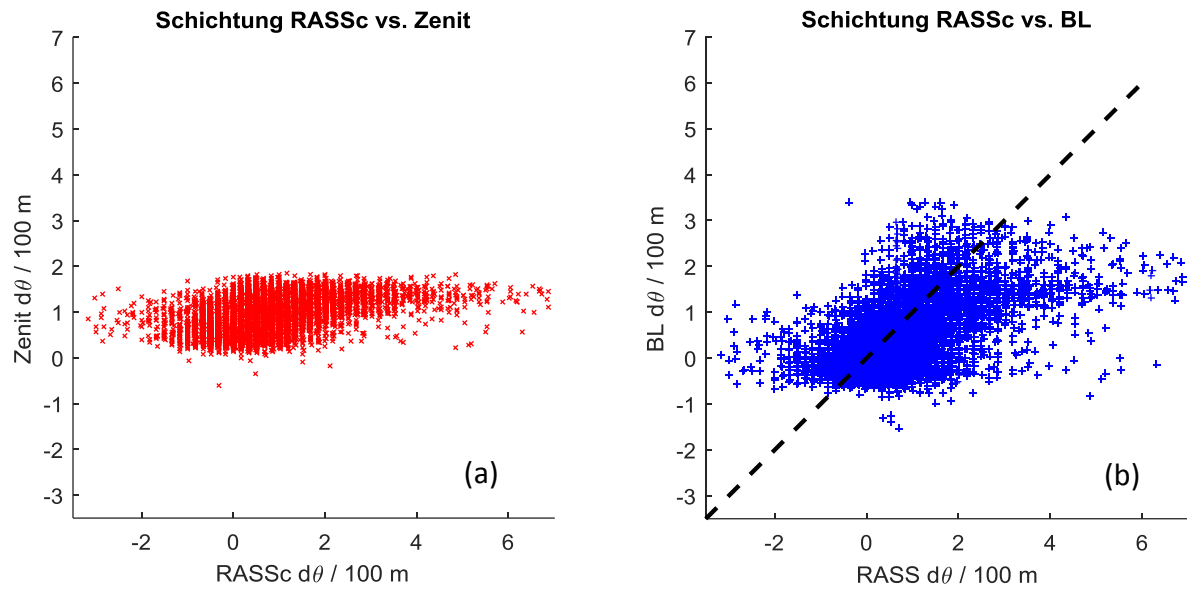


Abbildung 26: Scatterplot der Schichtung ($d\theta/dh$) in den einzelnen Schichten zwischen korrigierten RASS-Messungen und den Radiometerprofilen. Negative Werte kennzeichnen labile Schichtung. (a) vergleicht die Schichtung aus den Zenitmessungen mit der der korrigierten RASS-Messungen, (b) die Schichtung aus den Boundary-Layer-Scans mit der der korrigierten RASS-Messungen. Zwischen korrigierten RASS- und BL-Messungen ist in etwa ein linearer Trend erkennbar (strichlierte Linie).

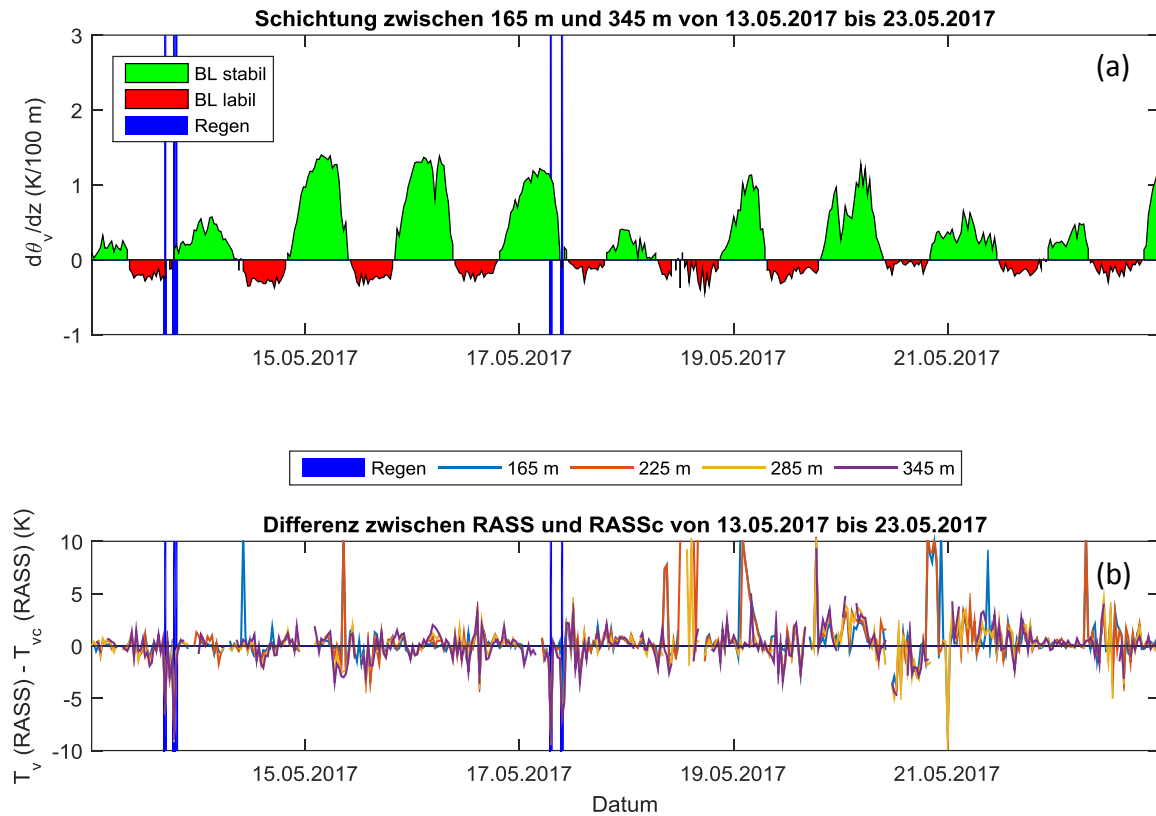


Abbildung 27: Schichtung zwischen 465 m und 105 m in (a) sowie virtuelle Temperaturdifferenz zwischen korrigierten und nicht korrigierten RASS-Werten in (b) im Zeitraum von 13.05.2017 bis 23.05.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile Verhältnisse und rote labile Verhältnisse.

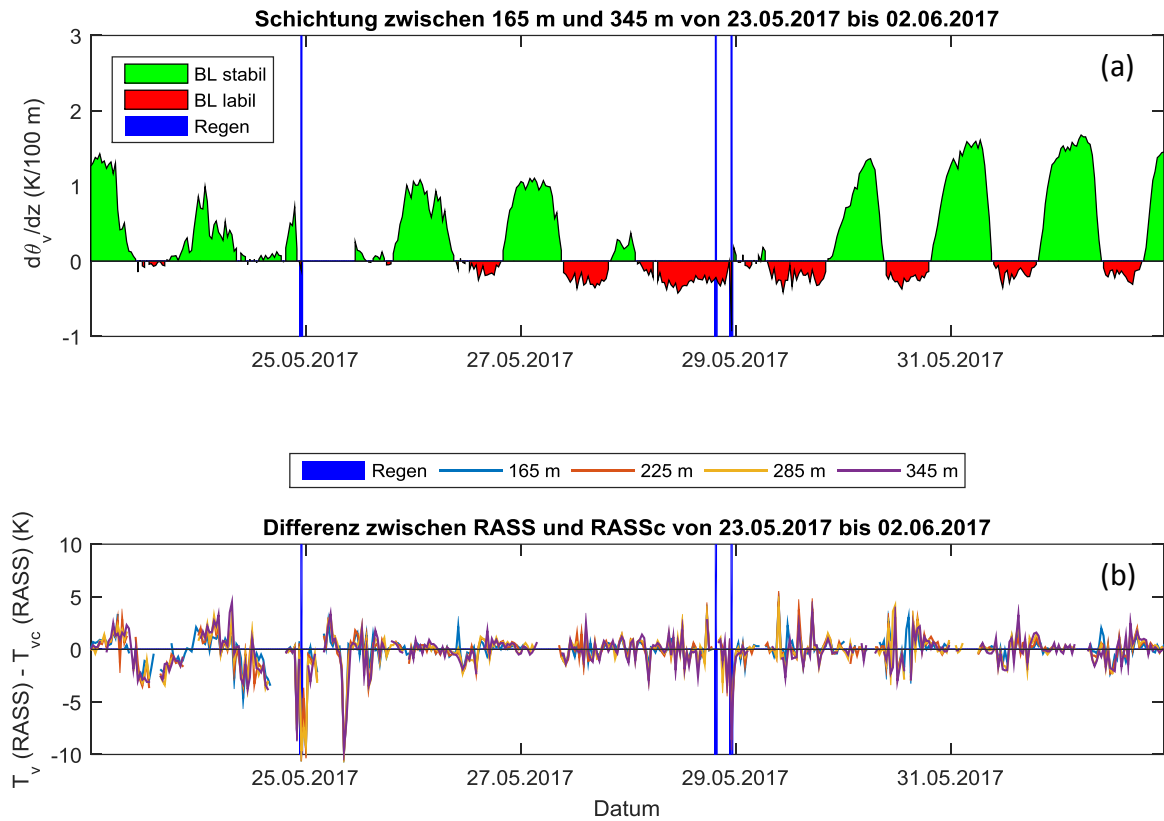


Abbildung 28: Schichtung zwischen 465 m und 105 m in (a) sowie virtuelle Temperaturdifferenz zwischen korrigierten und nicht korrigierten RASS-Werten in (b) im Zeitraum von 23.05.2017 bis 02.06.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile Verhältnisse und rote labile Verhältnisse. Zwischen 24.05.2017 um 23:10 und 25.05.2017 um 10:50 wurden wegen eines Stromausfalls keine Radiometerdaten aufgezeichnet.

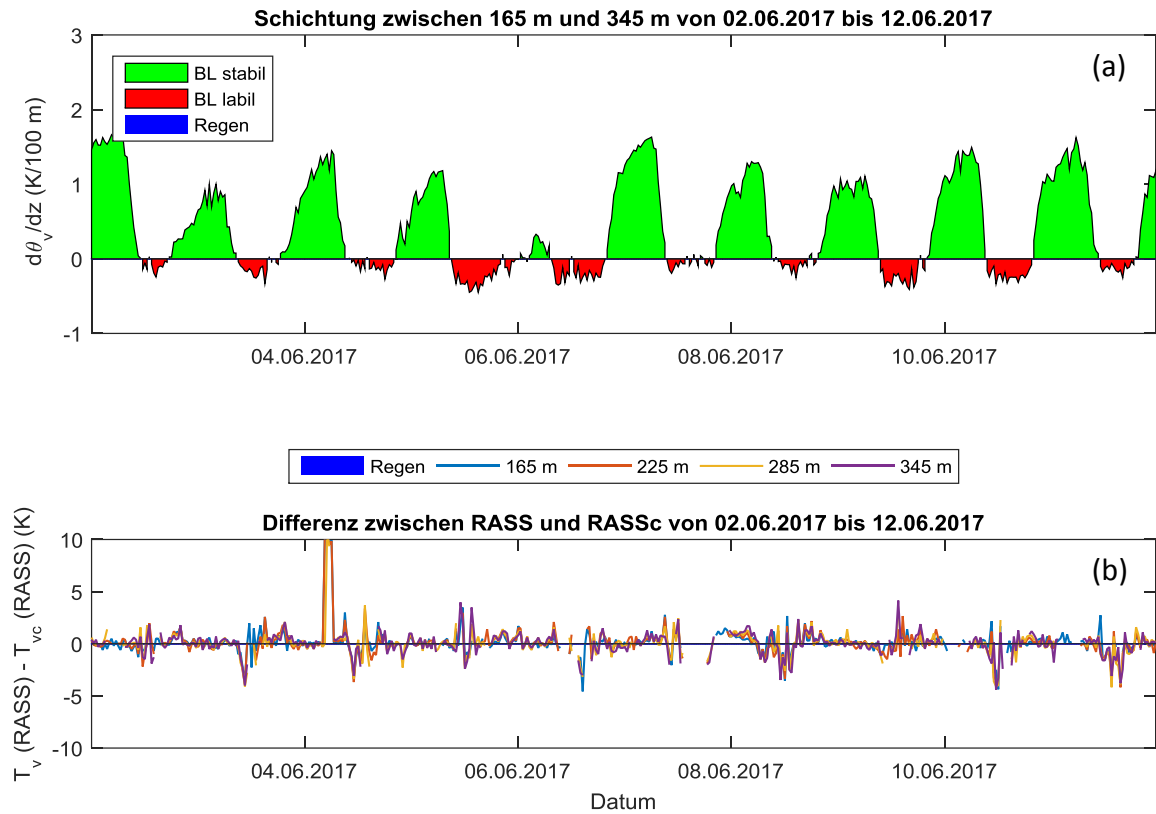


Abbildung 29: Schichtung zwischen 465 m und 105 m in (a) sowie virtuelle Temperaturdifferenz zwischen korrigierten und nicht korrigierten RASS-Werten in (b) im Zeitraum von 02.06.2017 bis 12.06.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile Verhältnisse und rote labile Verhältnisse.

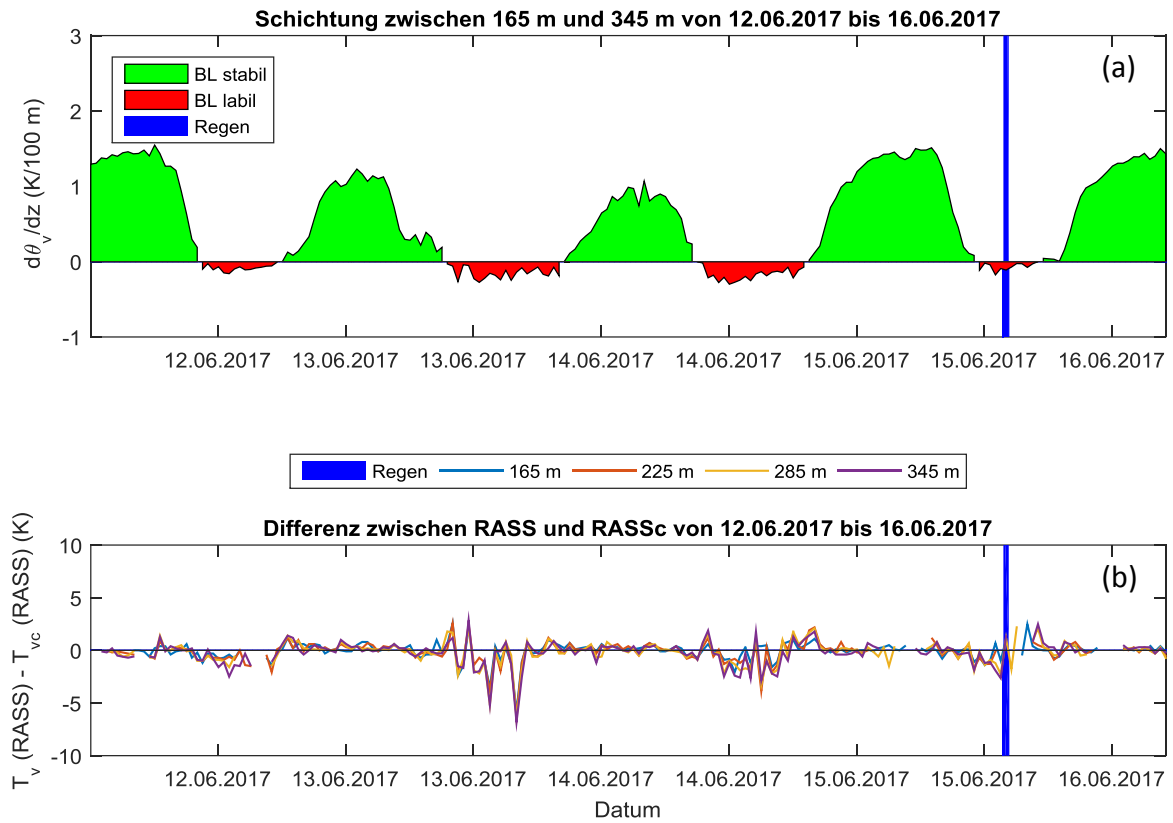


Abbildung 30: Schichtung zwischen 465 m und 105 m in (a) sowie virtuelle Temperaturdifferenz zwischen korrigierten und nicht korrigierten RASS-Werten in (b) im Zeitraum von 12.06.2017 bis 16.06.2017. Blaue Flächen bezeichnen Regenperioden, grüne stabile Verhältnisse und rote labile Verhältnisse.