



universität
wien

Diplomarbeit

Titel der Diplomarbeit

Vergleich von globalen Radiosondentemperaturen mit GPS Okkultationsmessungen

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Verfasser : Michael Blaschek
Matrikel-Nummer : 0207524
Studienrichtung : A415 (Meteorologie)
Betreuer : Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. L. Haimberger

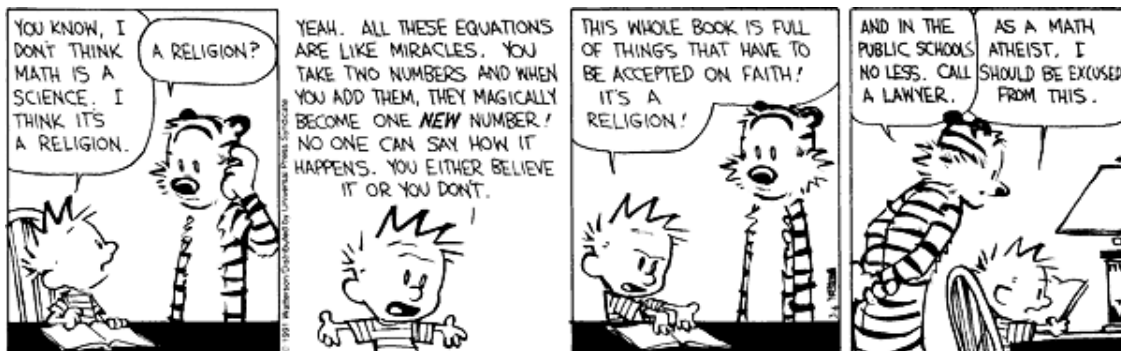
Wien, 23. Februar 2009

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle ganz herzlich bei meinem Betreuer, Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Leopold Haimberger, für seine geduldige Betreuung und wertvollen Verbesserungsvorschläge bedanken.

Weiters gilt mein Dank dem Wegener Center von der Karl-Franzens-Universität Graz und besonders Frau Mag. Dr. Andrea Steiner für die gute Zusammenarbeit.

Abschließend möchte ich mich noch bei meiner Freundin und meiner Familie bedanken, die mich bei dieser Arbeit und dem vorausgehenden Studium jederzeit unterstützt haben.



Erklärung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt zu haben. Die verwendete Literatur und sonstige Hilfsmittel sind vollständig angegeben. Ich habe mich bemüht, sämtliche Inhaber der Bildrechte ausfindig zu machen und ihre Zustimmung zur Verwendung der Bilder in dieser Arbeit eingeholt. Sollte dennoch eine Urheberrechtsverletzung bekannt werden, ersuche ich um Meldung bei mir¹.

Wien, 23. Februar 2009

¹Michael Blaschek, email: michael.blaschek@gmail.com

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	III
Erklärung	IV
Symbolverzeichnis	VII
Kurzfassung	VIII
Abstract	IX
1 Einleitung	1
2 Grundlagen der GPS RO Technik	3
2.1 Einleitung	3
2.2 Geometrie und Aufbau	4
2.3 Physik	7
2.4 Klassische Berechnung	11
2.5 1D-Var Optimierung	16
2.6 Fehlerabschätzung	19
2.7 Verfügbare Daten	28
2.8 Schlussbemerkung	36
3 Radiosondenstationen	39
3.1 Einleitung	39
3.2 Aufbau und Messsystem	39
3.3 Verfügbare Daten	40
3.4 Schlussbemerkung	45
4 Vergleich	46
4.1 Einleitung	46
4.2 Bedingungen für einen Vergleich	46
4.3 Ergebnisse	47
4.4 Stationen	47
4.5 Radiosondentypen	52
4.6 Zonale Mittel	60
4.7 Benachbarte GPS-Events	69
4.8 Schlussbemerkung	73
5 Schlussbemerkungen und Ausblick	74

A	Mass Spectrometer Incoherent Scatter (MSIS) Model	76
B	Auswirkungen der Tracking-Methode	77
C	WMO COMMON CODE TABLE	80
D	Lösungsweg am Computer	83
	Lebenslauf	84
	Literatur	88

Symbolverzeichnis

α	Brechungswinkel	[rad]
a	Strahlparameter	[m]
n	Brechungsindex	[1]
N	Refraktivität	[1]
p	Druck	[hPa]
T	Temperatur	[K]
ρ	Dichte	$[\frac{kg}{m^3}]$
R	Universelle Gaskonstante	$R = 8,314472 [\frac{J}{molK}]$
R_L	Gaskonstante für Luft	$R_L = 287,058 [\frac{J}{KgK}]$
c	Vakuum-Lichtgeschwindigkeit	$c = 299.792.458 [\frac{m}{s}]$
RO	R adio O kkultation	
LEO	L ow E arth O rbit	
GPS	G lobal N avigation S ystem	
GNSS	G lobal N avigation S atellite S ystem	
GLONASS	Globalnaja Nawigazionnaja Sputnikowaja Sistema dh. Globales Satellitennavigationssystem	
FORMOSAT-3/COSMIC	Taiwan's FORMO sa SAT ellite Mission 3 C onstellation O bserving S ystem for M eteorology I onosphere and C limate	
CHAMP	CH allenging M inisatellite P ayload	
GRACE	G ravity R ecovery A nd C limate E xperiment	
MetOp GRAS	M eteorological O perational satellite with G lobal N avigation Satellite System R eciever for A tmospheric S ounding	
EZMW	E uropäisches Z entrum für M ittelfristige W ettervorhersage	
MSIS	M ass S pectrometer I ncoherent S catter M odel	
CIRA	C OSPAR I nternational R eference A tmosphere	
Wegcenter	Wegener Zentrum für Klima und Globalen Wandel an der Karl-Franzens-Universität Graz	
CDAAC	C osmic D ata A nalysis and A rchive C enter	

Kurzfassung

Radiosondentemperaturen haben systematische Fehler, die einerseits vom Radiosondentyp abhängen, aber andererseits durch die Messmethode bedingt sind. Aus den Vergleichen mit Radio Okkultation Messungen können diese Fehler gefunden und Korrekturprofile aktueller Radiosondentypen berechnet werden.

In dieser Arbeit werden Radiosondenaufstiege (aus dem EZMW Archiv) mit GPS-Radio-Okkultationsdaten (aus dem CDAAC (COSMIC) und von dem Wegcenter (CHAMP, COSMIC)) für die Jahre 2006-2007 verglichen. Temperaturen (dry- und wet-Retrieval) und Refraktivitäten aus GPS RO Events werden mit Radiosondenaufstiege verglichen, wenn diese im zeitlichen und räumlichen Umkreis von drei Stunden und 300 km liegen. Die Einzelmessungen zeigen zum Teil große Unterschiede, aber im Mittel zeigt sich sehr gute Übereinstimmung zwischen Radiosonde und GPS RO, wie z.B. bei der finnischen Vaisala RS92. Es gibt aber auch Radiosondentypen wie die Indische Radiosonde IM-MK3 wo die Abweichungen nicht zufallsverteilt sind sondern systematische Abweichungen auftreten.

Die Korrekturprofile sind für alle Radiosondenstationen berechnet worden. Sie finden sich im gesammelten Umfang auf der beigelegten CD.

In weiterer Folge sind auch die GPS RO Datensätze untereinander verglichen worden um mögliche Fehler in den Daten zu minimieren (vgl. Kap.4.6 ff.). Deutlich zeigen sich die Unterschiede zwischen dry- und wet-Retrieval in den Tropen, ungeklärte Abweichungen in Abb.4.12 treten besonders bei den Polen auf. Diese Unterschiede sind in der Größenordnung von $\pm 2K$, wobei der Zeitraum so angepasst wurde, dass vergleichbar viele Profile bei beiden Datensätzen vorhanden sind (vgl. Abb.2.6). Möglicherweise sind diese Abweichungen durch die Wahl des Zeitraumes und der Anzahl der Profile zu begründen oder aber durch tatsächliche methodische Unterschiede bei der Verarbeitung der GPS RO Rohdaten. Es sollte dafür ein noch längerer Zeitraum mit vergleichbareren Datensätzen untersucht werden.

Die abgeschlossene Arbeit lässt hoffen, dass zusehends mehr Gebrauch von den qualitativ hochwertigen Radio-Okkultationsdaten gemacht wird und die beiden Messsysteme, Radiosonde und GPS RO, in einen besseren Synergieeffekt treten.

Abstract

Radiosonde temperatures have biases that are related to the radiosonde types and to methods of measuring. Due to comparisons with radio occultation data, these biases can be found and corrected profiles for radiosonde types may be calculated.

In this thesis radiosonde data (from ECMWF archive) are compared with radio occultation retrievals (from CDAAC (COSMIC) and from Wegcenter (CHAMP, COSMIC)) in the period from 2006 to 2007. The comparison is based on temperature measurements (dry- and wet-retrievals) and refractivities from both radiosondes and GPS RO events, that occurred within three hours and 300 km. Although single comparisons between radiosondes and GPS RO show notable differences, in the mean these errors disappear and a promising match between radiosondes and GPS RO events can be found. Especially the Finnish Vaisala RS92 holds up to this conclusion, whereas the Indian IM-MK3 has huge biases. Correction profiles are calculated for all radiosonde stations and may be found in the attached CD.

In addition to the above comparisons the GPS RO data sets have been compared as well, to minimise errors (cf. Chap.4.6). In the tropics systematic differences are found due to humidity effects up to 200 hPa, that are well known. Departures in the polar region in Fig.4.12 between data sets are less well explained. It stays open whether it is a sampling problem or a real difference between the two processing methods. A more advanced comparison between these two data sets should be performed.

Recent works have shown the potential of GPS RO measurements and it looks very promising to combine them with radiosondes to ensure high quality measurements and the possibility to detect measurement biases in operational radiosondes.

1 Einleitung

Obwohl es viele Untersuchungen von Messungen aus der oberen Atmosphäre gibt, sind Untersuchungen mit Temperaturen aus GPS RO Messungen und Radiosondentemperaturen sehr selten. Kuo et al. (2005) führt einen Vergleich der Refraktivitäten durch und findet deutliche Unterschiede bei den Radiosondentypen. Steiner et al. (2007) führen einen Vergleich von Microwave Sounding Unit (MSU) Temperaturen und MSU-äquivalenten Temperaturen aus GPS RO Messungen und aus Radiosonden durch und finden zum Teil große Unterschiede in den TLS (Temperature Lower Stratosphere).

...HadAT2 temperatures show the most variable behavior. The reason for this is that the SH extratropics, where not even all 5° latitude bands of the basic HatAT2 data set are represented by radiosondes... HadAT2 anomalies exhibit significantly larger RMS differences (about a factor of two; factor of four in the SH extratropics) (Steiner et al., 2007).

Dieses Zitat beschreibt auch schon die Schwierigkeit bei dem Vergleich mit Radiosonden. Die räumliche Verteilung ist sehr inhomogen im Vergleich zu den global homogen verteilten GPS RO Messungen. Es befinden sich Stationen fast nur auf den Kontinenten und dort in der Nähe von Städten. Im allgemeinen ist die Situation auf der Nordhalbkugel deutlich besser als auf der Südhalbkugel, wo große Gebiete ohne Radiosondenstationen sind. Diese ungleiche Verteilung, die große Vielfalt an Radiosondentypen und möglichen Korrekturen der unterschiedlichen Wetterdienste oder Betreiber machen einen Vergleich interessant und viel versprechend.

Im Hinblick auf den globalen Klimawandel und den spürbaren Folgen einer Erwärmung auf das System Erde wird eine genaue Diagnostik des Temperaturanstieges in der Atmosphäre immer wichtiger. In dieser Hinsicht wird die GPS RO Technik in den nächsten Jahrzehnten sehr nützlich sein, aber auch schon jetzt können die bisherigen Messungen verwendet werden um mögliche systematische Fehler, wie z.B. einen Sprung in der Zeitreihe einer Radiosondenstation durch einen Gerätefehler, zu entdecken.

Diese Diplomarbeit behandelt den Vergleich von Radiosondentemperaturen mit GPS RO Temperaturen und die Fehler. Gibt es systematische Fehler bei den Radiosondentypen und

bei einzelnen Stationen?

Im Zeitalter von immer genauer werdenden Messsystemen liegt ein Vergleich mit bestehenden Systemen oder älteren Systemen und neueren nahe. Meist gibt es schon lange Zeitreihen dieser bestehenden Systeme, die sich im Laufe der Zeit mit der technischen Entwicklung auch weiterentwickelt haben und deshalb auch systematische Änderungen aufweisen müssen. Die vielen gemessenen Daten der unterschiedlichen Radiosondentypen, die in Hinblick auf Qualität, Messverfahren und Stabilität von einander abweichen, müssen auf ihre Informationen mit dem heutigen Stand der Technik kritisch untersucht werden um das bisherige Wissen zu verfeinern (Haimberger, 2007).

Diese Arbeit soll den Vergleich durchführen und eine Art Basis für weitere Untersuchungen im Hinblick auf das Detektieren von Fehlern in Radiosondenzeitreihen bieten. Diese homogenisierten Zeitreihen ermöglichen dann eine genauere und fundiertere Betrachtung bzw. Begutachtung des Temperaturtrends in der Atmosphäre.

Zunächst soll eine Einführung in die GPS Radio Okkultationstechnik in Kapitel 2 und in die verfügbaren Daten gegeben werden. Danach ein Überblick über die Radiosonden und unterschiedliche Typen in Kapitel 3 und in Kapitel 4 findet sich der Vergleich zwischen den Datensätzen.

2 Grundlagen der GPS RO Technik

2.1 Einleitung

Angefangen hat alles mit dem Ziel andere Planeten zu erkunden und deren Zusammensetzung zu erforschen. Zwischen einem Empfänger und einem Sender besteht eine kontinuierliche Funkverbindung. Wenn ein Satellit (Sender) hinter einem Planeten unter- oder aufgeht, dann verursacht die Atmosphäre dieses Planeten eine Störung in dem Funksignal, das der Empfänger empfängt. Dass aus dieser Störung wieder auf die Atmosphäre des Planeten geschlossen werden kann, haben sich am Anfang der Erkundung des Weltraums sicher auch nicht viele gedacht. Das erste Mal wurde diese Technik im Jahre 1965 benutzt um die Atmosphäre des Mars zu vermessen. Auch Atmosphären anderer Planeten wurden mit dieser Technik erkundet.

Im Falle der Erde benutzt man die GPS Navigationssatelliten und *Low Earth Orbit* (LEO) Satelliten, die in einem niedrigeren Orbit um die Erde kreisen. Dabei werden die GPS Signale der GPS Satelliten in der Atmosphäre gebrochen und bei einem LEO Satelliten, der sich auf dem Weg in eine Okkultation¹ befindet, empfangen. Daraus lassen sich Informationen über das passierende Medium aus den Phasenverschiebungen der GPS Radio Signale gewinnen. Außerhalb des zu messenden Mediums zu sein, macht diese Methode gerade so attraktiv. Das Messprinzip ist in seinem theoretischen Aufbau relativ einfach und mit wenig Kenntnis der eigentlichen komplizierten Physik verständlich und vorstellbar.

E. Robert Kursinski, ein viel zitierter Autor in diesem Zusammenhang, beschreibt die GPS RO Technik so: *”Radio Okkultationsbeobachtungen repräsentieren ein planetares Optik-Experiment in dem die Atmosphäre als eine Linse fungiert, die die Ausbreitungsgeschwindigkeit und den Weg des Mikrowellen Signals, das diese passiert, modifiziert.”* (Kursinski et al., 2000)

¹Okkultation bezeichnet das Vorbeiziehen eines größeren Himmelskörpers (Erde) vor einem kleineren (Satellit).

Mit dem GPS/MET Forschungsprojekt 1996 wurde das erste Mal die GPS RO Technik auf die Erdatmosphäre angewandt. Danach sollte das System automatisiert werden, um kontinuierliche globale Informationen über die Atmosphäre zu liefern.

Folgende vereinfachte Schritte sind dabei zu bewerkstelligen:

1. Sammeln der Daten von GPS und LEO Satelliten
2. Berechnen der Trajektorien von Empfänger und Sender mit sehr hoher Genauigkeit
3. Lösen der Geometrie des Strahlweges zum Zeitpunkt der Okkultation
4. Invertieren des Brechungswinkels um den Brechungsindex zu bestimmen
5. Berechnen unterschiedlicher atmosphärischer Parameter wie Dichte, Druck und Temperatur

Im folgenden wird auf die Punkte 3. bis 5. eingegangen, weil diese für das meteorologische Verständnis hilfreich sind.

Es gibt noch andere funktionierende Messanordnungen, wie zum Beispiel Satellit und Sonne oder Satellit und Bodenstation. Alle Methoden nutzen die Wirkung der Atmosphäre auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen.

2.2 Geometrie und Aufbau

Die GPS Radio Okkultationstechnik beruht auf einer Messung von Satellit zu Satellit, die mit der Atmosphäre, nur am Rande in Kontakt treten. Die geringe Beeinflussung des LEO Satelliten in seinem Orbit von ~ 800 km durch die Exosphäre wirkt sich primär auf den Orbit des Satelliten und nur in geringem Masse auf die tatsächliche Messung aus. Damit kann die Messung fast ausschließlich auf den Effekt der Erdatmosphäre auf die Signalausbreitung (Phase, Amplitude und Polarisation) zurückgeführt werden.

Die GPS RO Technik nutzt das sogenannte "*limb sounding*", wo der Strahl quer durch die Atmosphäre tritt, wie in Abb. 2.1 veranschaulicht. Dabei kann ein sendender GPS Satellit relativ zum LEO Satellit hinter dem Horizont aufgehen oder untergehen. Das gesendete Signal wird in der Atmosphäre gebrochen und relativ zu dem theoretischen ungestörten Signal im Vakuum phasenverschoben. Diese Verschiebung lässt sich dann in den Brechungsindex umrechnen und daraus kann man die atmosphärischen Größen bestimmen. Bevor auf Details zur Berechnung dieser atmosphärischen Größen eingegangen wird, soll die Messung erklärt werden.

In der Theorie braucht man nur einen GPS Satelliten zum Messen, aber in der Praxis ein weiteren, der die Positionen des LEO Satelliten misst und eine Bodenstation, die dafür sorgt, dass die Uhren der GPS Satelliten synchron bleiben. Vgl. Abb.2.1.

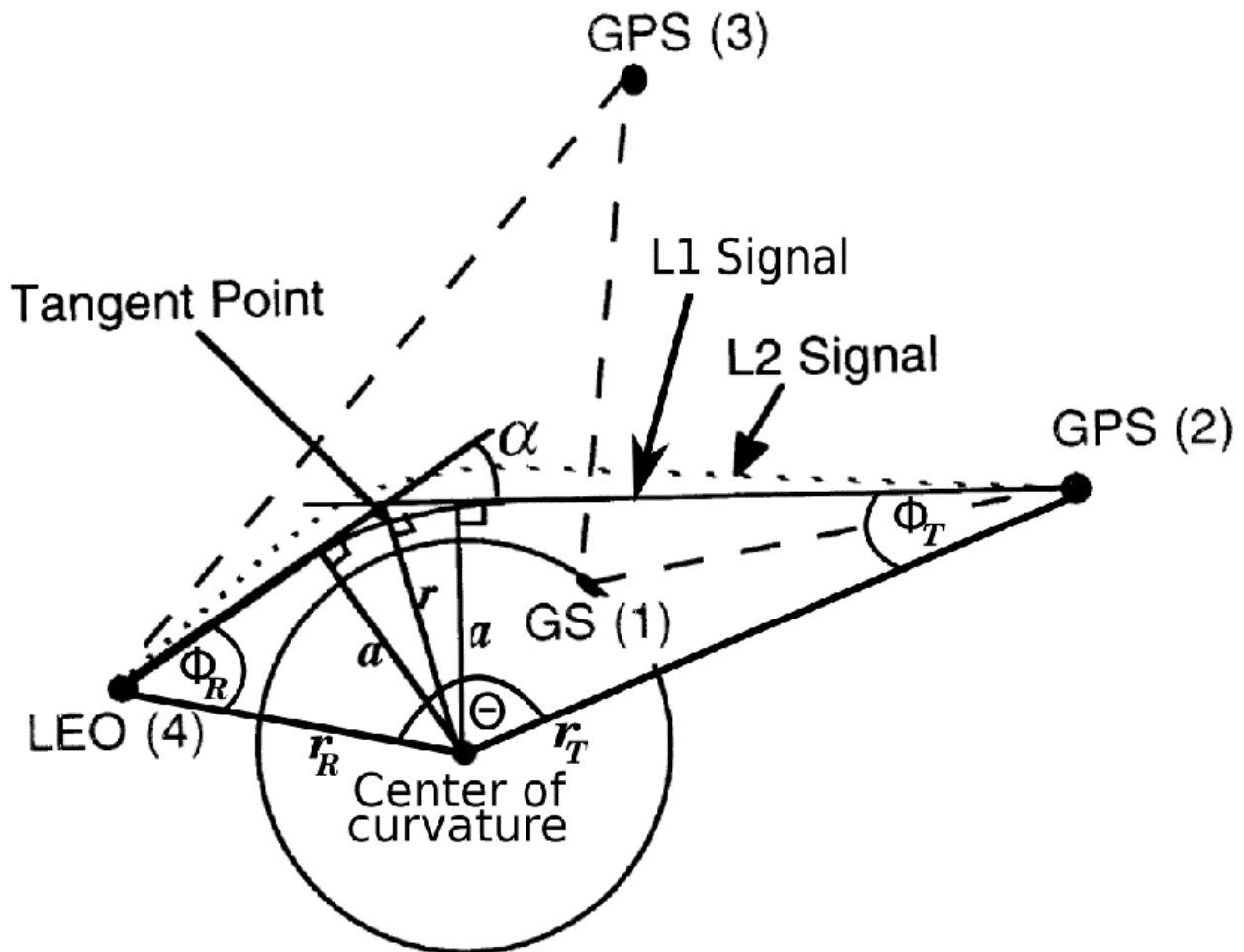


Bild 2.1: Der Aufbau der Radio Okkultationsmessmethode. Dargestellt sind eine Bodenstation (1), zwei GPS Satelliten (2,3) und ein LEO Satellit (4). Der Tangentialpunkt stellt die nächst Annäherung des gebrochenen Strahls zur Erdoberfläche dar. α ist der Brechungswinkel. a ist der Strahlparameter. Erkennen kann man auch die unterschiedliche Brechung der beiden GPS-Kanäle (L1, L2) durch die Atmosphäre. Hier vereinfacht dargestellt. (Quelle: (Kursinski et al., 2000))

2.2.1 GNSS - Global Positioning System

Das Globale Positionsbestimmungssystem (GPS) besteht aus mindestens 24 Satelliten, die auf sechs kreisförmigen Bahnebenen verteilt sind. Ein Satellit befindet sich also alle 23 Stunden 55 Minuten und 56,6 Sekunden wieder über dem selben Punkt auf der Erde. Der Orbit der Satelliten ist zirka 20.200 km, also deutlich höher als der Orbit der LEO-Satelliten. Jeder GPS-Satellit sendet kontinuierlich rechts-zirkular polarisierte Signale in zwei L-Frequenzbändern. Das sogenannte L1-Band, mit einer Frequenz von 1575,42 MHz, und das L2-Band, mit einer Frequenz von 1227,60 MHz, und den entsprechen Wellenlängen von $\sim 19,0$ cm bzw. $\sim 24,4$ cm. Diese Signale, L1 und L2, werden moduliert mit einem P-Code (precision ranging code) und L1 noch mit einem C/A-Code (coarse/acquisition ranging code). Während der C/A-Code nicht verschlüsselt ist und zur freien Nutzung verfügbar ist, ist der P-Code verschlüsselt und für militärische Nutzung vorbehalten. Für die Okkultationsmessungen werden die L1 C/A-Code Phase und die L2 P-Code Phase (P2) gemessen. Mit den 24 GPS-Satelliten kann ein einzelner Empfänger auf einem pol-nahen Orbit täglich 500 Okkultationen beobachten. Mit mehreren Empfängern wie bei FORMOSAT-3/COSMIC, im weiteren Verlauf als COSMIC bezeichnet, (siehe Kap.2.7.2), mit 6 Satelliten können theoretisch 2500 Okkultationen täglich empfangen werden.

Es gibt auch noch andere GNSS², die für Radio Okkultation benutzt werden könnten wie das russische GLONASS. Es ist das russische Pendant zum amerikanischen GPS. Theoretisch besteht es auch aus 24 Satelliten, wobei 18 momentan operationell im Orbit sind. Für die nächsten Jahre ist eine Aufstockung auf 24 Satelliten geplant. Ein weiteres GNSS ist das kommende Galileo der Europäischen Union mit 30 Satelliten bis 2013. Es gibt laut Sherwood et al. (2006) schon Pläne für einen neuen GPS Receiver, der sowohl die neuen GPS Kanäle, als auch die Galileo Frequenzen benutzen kann. Damit verdoppelt sich die mögliche Anzahl der Okkultationen pro Empfänger auf ~ 1000 täglich, wenn Galileo und GPS benutzt werden.

²Global Navigation Satellite System

2.3 Physik

Zur Einleitung in die benötigte Physik betrachten wir den Brechungsindex n für elektromagnetische Wellen, der in einem Medium als die Lichtgeschwindigkeit gebrochen durch die Lichtgeschwindigkeit in diesem Medium definiert ist.

$$n = \frac{c_0}{c} \quad (2.1)$$

Ein elektromagnetisches Signal ($L1$, $L2$) wird bei dem Übergang von einem Medium in das andere gebrochen. Durch die geringere Ausbreitungsgeschwindigkeit in der Atmosphäre vergrößert sich der Weg des Signals relativ zu dem Weg im Vakuum und hinterlässt eine Phasenverschiebung in dem Signal.

Phasenverschiebungen im Mikrowellen Bereich werden in der Atmosphäre durch die trockene Luft, Wasserdampf, Hydrometeore und andere Partikel wie Sand, Staub, Aerosole und Vulkan-Asche hervorgerufen. Die größten Phasenverschiebungen werden durch Wasserdampf verursacht, wobei Wasserdampf in der Atmosphäre stark variiert und vor allem in der Troposphäre in größerer Menge vorhanden ist. Diese Unterschiede in der Verteilung des Wasserdampfes werden durch Wolken, Konvektion und Stürme verursacht. Weitere Ursachen sind orographisch, frontal, maritim oder jahreszeitlich bedingt. In Solheim et al. (1999) wurden die unterschiedlichen Beiträge zur atmosphärischen Phasenverschiebung der GPS-Signale untersucht. Dabei zeigt sich, dass die trockene Atmosphäre insgesamt die größte Phasenverschiebung verursacht, und dass Wasserdampf mit einem Anteil von bis zu 50% der trockene Atmosphäre, die zweit wichtigste Quelle für atmosphärische Phasenverschiebungen ist. Zusätzlich können geometrische Effekte des Wasserdampfes die Phasenverschiebungen bis auf das dreifache der Phasenverschiebungen durch trockene Luft verstärken.

2.3.1 Messung

Die eigentliche Messung besteht aus Phase, Amplitude und Zeit des Signal. Berechnet werden die theoretische Phase und Zeit des Signals im Vakuum um damit die Differenz zu bilden. Diese berechnete bzw. gemessene Phasenverschiebung rechnet man in eine Frequenzverschiebung um. Die Messung enthält aber auch noch andere Anteile wie den Dopplereffekt durch die Bewegung der Satelliten zueinander. Aufschluss darüber gibt die Dopplerverschiebung

Δf bei der Sendefrequenz f_T die beim Empfänger gemessen wird:

$$\Delta f = f_T \left[\frac{\mathbf{V}_T \cdot \hat{\mathbf{e}}_T + \mathbf{V}_R \cdot \hat{\mathbf{e}}_R}{c} + \frac{\phi_T - \phi_R}{c^2} + \frac{V_R^2 - V_T^2}{c^2} + O\left(\frac{V}{c}\right)^3 \right] \quad (2.2)$$

(Kursinski et al., 1997)

wobei \mathbf{V}_T und \mathbf{V}_R die Geschwindigkeiten des Senders und des Empfängers sind, $\hat{\mathbf{e}}_T$ und $\hat{\mathbf{e}}_R$ sind die Einheitsvektoren des Senders und Empfängers in die Richtung des Strahlenweges, ϕ_T und ϕ_R sind die Gravitationspotentiale des Senders und des Empfängers und c ist die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum. Der erste Term repräsentiert die Dopplerverschiebung durch die Projektion der Geschwindigkeiten der Satelliten auf den Strahlenweg, der zweite Term ist eine Korrektur für die unterschiedlichen Gravitationspotentiale der Satelliten, der dritte und vierte Term sind relativistische Korrekturen höherer Ordnung für die Satellitengeschwindigkeiten (Kursinski et al., 1997). Die relativistischen Terme in Glg.2.2 können mit Informationen über die Geometrie der Orbits und dem Schwerefeld der Erde eliminiert werden und machen den ersten Term für den Effekt der Atmosphäre verantwortlich. Weitere Details zur Berechnung finden sich in Kursinski et al. (1997) und Kursinski et al. (2000).

”Den Effekt der atmosphärischen Brechung auf die GPS Signale, die beim LEO empfangen werden, kann als zusätzliche Dopplerverschiebung relativ zu einer Ausbreitung entlang eines geraden Weges interpretiert werden.” (Kursinski et al., 2000)

2.3.2 Ionosphärische Korrektur

Die neutrale Atmosphäre ist nicht dispersiv bei Radio Frequenzen, aber das Signal wandert vorher und nachher durch die dispersive Ionosphäre. Das führt dazu, dass L1 und L2 zum selben Zeitpunkt leicht Unterschiedliches messen. Das wird auch von Abb.2.1 durch die unterschiedlichen Wege von L1 und L2 veranschaulicht. Diese Aufspaltung kann je nach der Tangentenhöhe des Signals, der Sonnenaktivität, der Ortszeit und der Position der Okkultation zwischen ein paar hundert Metern und 5 km variieren. Mehr Information zu diesem Effekt und anderen ionosphärischen Effekten findet man in Hajj and Romans (1998).

Eine ionosphärische Korrektur wird benötigt um die Brechung in der neutralen Atmosphäre abzuschätzen. Ein von Vorob’ev and Krasil’nikova (1994) vorgeschlagene Methode bildet die linear Kombination der Brechungen $\alpha_1(a_1)$ und $\alpha_2(a_2)$ als Funktion der Fehldistanz für L1

und L2.

$$\alpha_{neut}(a_0) = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \alpha_1(a_0) - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \alpha_2(a_0) \quad (2.3)$$

Diese Linearkombination korrigiert ionosphärische Brechung der ersten Ordnung. α_1 und α_2 werden zum gleichen Wert a_0 interpoliert damit die Höhen der Tangentenpunkte übereinstimmen und die Korrektur durchgeführt werden kann. Die zwei Koeffizienten auf der rechten Seite haben die Werte 2.5457... und 1.5457... Ausgehend von Glg.2.3 und der Annahme, dass L1 und L2 Fehler unabhängig sind, kann das Rauschen der Brechung der neutralen Atmosphäre geschrieben werden als:

$$\sigma_{\alpha_{neut}}^2 = (2.54)^2 \sigma_{\alpha_1}^2 + (1.54)^2 \sigma_{\alpha_2}^2 \quad (2.4)$$

Vergleicht man die beiden Kanäle, dann zeigt sich, dass L2 deutlich mehr Rauschen hat als L1. Der erste Grund ist die niedrigere Frequenz von L2 gegenüber L1, wodurch das Signal auch stärker von der ionosphärischen Szintillation beeinflusst wird und eine längere Laufzeit hat. Der zweite Grund ist, dass die Phase von L1 deutlich besser zu bestimmen ist als die von L2. Unter Bedingungen in denen das Rauschen von L1 und L2 vergleichbar wäre, zeigt Glg.2.4, dass das Rauschen von L1 um den Faktor 3 größer ist als von L2. Wie von Hajj et al. (2000) vorgeschlagen wird, kann die Amplitude des Rauschen reduziert werden indem die Dopplerverschiebungen (Brechungswinkel) über eine kurze Zeit gemittelt werden. Die Kehrseite dieser Glättung der ionosphärischen Korrektur ist, dass kleinere Effekte in der Ionosphäre nicht mehr entfernt werden können und die vertikale Auflösung sich verringert.

Die ionosphärische Kalibrierung wird in dieser Form mit unterschiedlichen Bedingungen von den jeweiligen Datenzentren verwendet. Als Grenze für die Anwendung wird eine Höhe von ~50-60 km, abhängig von den Bedingungen, von Hajj et al. (2000) genannt.

2.3.3 Zentrum der Krümmung

Um die Dopplerverschiebungen auch richtig zu interpretieren braucht man genaue Informationen über die Geometrie der Satelliten und der Erde. Die Brechung in der Atmosphäre hängt stark von den Konturen der Dichte ab. Die Dichte orientiert sich in guter Näherung an der Schwerkraft und folgt deshalb näherungsweise der Form des Geoids.

Die Erde rotiert und die Form ist abgeflacht, so dass das lokale Zentrum der Krümmung gegenüber dem Zentrum der Erde selbst variiert. Dieser Effekt der Abplattung ist bei der Erde relativ klein, zirka 20 km ist der Radius des Äquator länger als der des Pols. Das Geoid

kann in guter Näherung als ein Ellipsoid angenommen werden. Das Zentrum eines Kreises, der in die Form des Ellipsoids in der Okkultationsebene im Tangentenpunkt passt, definiert dann das Zentrum der Krümmung und den Koordinatenursprung für die Interpretation der gemessenen Dopplerverschiebungen. Daraus berechnet sich dann α und a . Die Korrektur des Koordinatenursprungs verringert den Fehler in a von ~ 40 km auf ~ 0.1 km (Kursinski et al., 2000).

Zusammen mit der sphärischen Symmetrie bildet das lokale Zentrum der Krümmung die geometrischen Voraussetzungen für die Berechnung des Brechungswinkels. (siehe Abb.2.2)

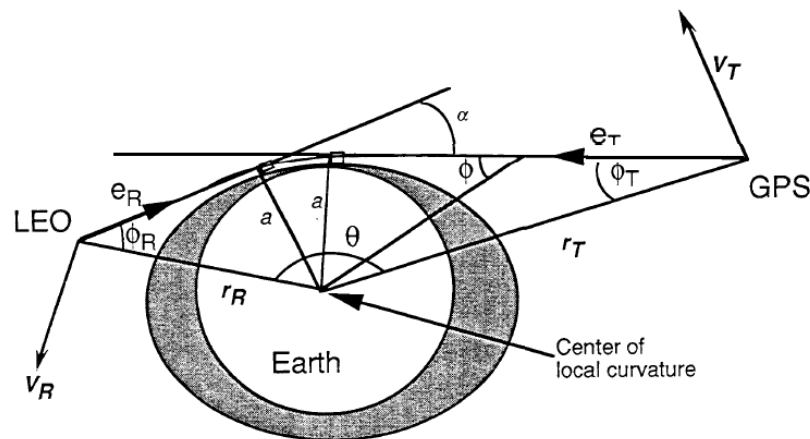


Bild 2.2: Dargestellt ist das lokale Zentrum der Krümmung

2.3.4 Berechnung von $\alpha(a)$

Es gibt zwei Arten der Berechnung von $\alpha(a)$, entweder aus den Phasenverschiebungen bzw. Dopplerverschiebungen oder den Amplituden des Signals. Die Physik dahinter ist also die Brechung oder die Absorption des Signals in der Atmosphäre. Erstere wird üblicherweise benutzt, weil man Phasen deutlich einfacher und genauer messen kann als Signalstärke. Ein weiterer Vorteil ist, dass man mit Dopplerverschiebungen zwischen atmosphärischen Mehrwegausbreitungen, sogenannten *multi path*, unterscheiden kann. Solche Ausbreitungen treten dann auf, wenn das empfangene Signal eine Überlagerung von mehreren Strahlenwegen ist, die gleichzeitig zwischen Sender und Empfänger bestehen. Ursachen dafür sind scharfe Temperatur- oder Feuchtegradienten besonders in der unteren Troposphäre.

2.4 Klassische Berechnung

Im folgenden finden sich Einblicke in die Berechnungen der Radio Okkultationstechnik. Für ausführlichere Erklärungen sei verwiesen auf Kursinski (1997), Kursinski et al. (1997), Kursinski et al. (2000).

Dieses Kapitel beschreibt den Lösungsweg von Radio Okkultationsdaten zu atmosphärischen Parametern. Dabei sollen aus den gemessenen Dopplerverschiebungen Brechungswinkel berechnet werden und mit Hilfe der Abel Transformation Brechungswinkel in Brechungsindex umgewandelt werden. Aus dem Brechungsindex-Profil kann dann Dichte, Druck, Temperatur und Wasserdampf bestimmt werden.

Die Inversion der atmosphärischen Okkultationsdaten hängt stark von dem Konzept der Strahlenoptik ab, wo sich Licht entlang eines Strahlenweges ausbreitet und sich mit der Regel von Bouguer beschreiben lässt. Diese ist gegeben als

$$rn \sin \phi \equiv a \quad (2.5)$$

wobei r die Distanz vom Zentrum der Krümmung ist, n der Brechungsindex und ϕ der Winkel zwischen Strahlenweg und radialer Richtung. Wenn $n = n(r)$ ist, dann ist a konstant. In einer sphärisch symmetrischen Atmosphäre ist a konstant und die Bouguer Regel wird zum Snellius'schen Gesetz. Das bedeutet eine große Vereinfachung (der Theorie), aber wie folgende Abschätzung von Kursinski et al. (2000) zeigen soll, eine sehr gute.

”Die größten Werte von n und auch die größten horizontalen Gradienten von n treten nahe dem Erdboden auf, wo der Strahlenweg sehr trockene oder sehr feuchte Gebiete, wie Küstengebiete, passiert. In extremen Situationen könnte der feuchte Brechungsindex ~ 1.0004 sein und für trockene Gebiete bis ~ 1.0003 , was eine Änderung entlang des horizontalen Strahlenweges von 0.01% wäre. Diese 0.01% wären dann eine Änderung von ~ 0.6 km in a , was so klein ist, dass die Regel von Bouguer eine gute Näherung für die Erdatmosphäre ist.” (Kursinski et al., 2000)

Als nächsten Schritt definiert man den Brechungswinkel α als die Änderungen der Richtung des Strahlenweges aufsummiert über den Strahlenweg.

$$\alpha = \int_{GPS}^{LEO} d\alpha \quad (2.6)$$

Die inkrementelle Änderung des Brechungswinkels $d\alpha$ kann durch Differenzieren des Snelli-

us'schen Gesetzes ($n \sin \phi = \text{konstant}$) geschrieben werden als

$$d\alpha = d\phi = -\tan \phi \frac{dn}{n} \quad (2.7)$$

Vergleiche dazu Abb.2.3

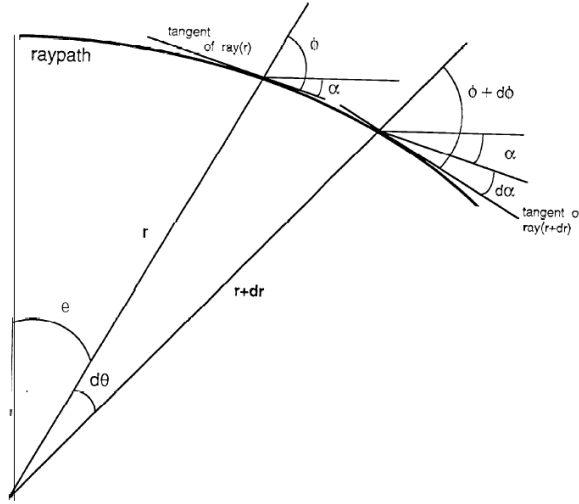


Bild 2.3: Die schrittweise Betrachtung des Strahlenweges in einem polaren Koordinatensystem zeigt, dass eine Änderung $d\phi$ mit einer Änderung von $d\alpha$ gleichzusetzen ist. Mit den nötigen Vorbedingungen der sphärischen Symmetrie. (Quelle: Kursinski et al. (1997))

Die Änderung von n entlang des Strahlenweges wird von dem vertikalen Dichtegradienten bestimmt, so dass in erster Näherung der Gradient von n radial gerichtet ist und das lokale Brechungsindexfeld sphärisch symmetrisch ist (Kursinski et al., 2000). Damit liegt der Strahlenweg in einer Ebene und $\alpha(a)$ kann analytisch invertiert werden zu $n(r)$. Die größten Gradienten des Brechungsindex treten üblicherweise am tiefsten Punkt in der Atmosphäre auf, nahe dem Tangentenpunkt, wo $\sin \phi$ ungefähr 1 ist, so dass gilt $a = nr_t$. Die inkrementelle Änderung des Brechungswinkels für sphärische Symmetrie kann man aus Glg.2.7 und Glg.2.5 durch substituieren von $\sin \phi = \frac{a}{nr}$ erhalten:

$$d\alpha = dr \left(\frac{d \ln n}{dr} \frac{a}{\sqrt{n^2 r^2 - a^2}} \right) \quad (2.8)$$

Integriert man nun über alle $d\alpha$ von dem Tangentenpunkt bis alles oberhalb des Tangentenpunktes, dann schreibt man den Brechungswinkel so:

$$\alpha(a) = 2 \int_{r_t}^{\infty} d\alpha = 2a \int_{r_t}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{n^2 r^2 - a^2}} \frac{d \ln n}{dr} dr \quad (2.9)$$

wobei r die Distanz vom Zentrum der Krümmung ist (siehe Abb.2.3 und Abb.2.2) und über den Bereich zwischen r_t , dem Radius des Tangentenpunktes, und dem GPS Satelliten integriert wird. Die Berechnung des Brechungswinkels ist aus den gemessenen Dopplerverschiebungen und den exakten Positionen der Satelliten möglich. Um jetzt auf die atmosphärischen Parameter zu kommen müssen der Brechungsindex und die Refraktivität berechnet werden. Die Gleichung für den Brechungswinkel muss mit Hilfe einer Abel Transformation (Fjeldbo et al., 1971) invertiert werden und schreibt sich dann so

$$n(r) = \exp \left(\frac{1}{\pi} \int_{a_t} \frac{\alpha}{\sqrt{a^2 - a_t^2}} da \right) \quad (2.10)$$

wobei $a_t = nr$ der Strahlparameter für den Strahl ist, dessen Tangentenpunkt den Radius r hat. Mit gegebenem $\alpha(a)$ kann Glg.2.10 numerisch ausgewertet werden. Zur Diskussion der Glg.2.10 muss erklärt werden, dass Messungen von $\alpha(a)$ durch tangentielle Gradienten des Brechungsindex und der Okkultationsgeometrie beeinflusst werden (vgl. Glg.2.7) und somit in Glg.2.10 systematische Fehler in die Profile übertragen werden. Es zeigt sich, dass die Abel Transformation eine gute Lösung ist für ein einfaches, erstes Empfangsschema, aber das bessere Auflösungen nur erreicht werden können, wenn Informationen über horizontale Strukturen in den Empfangsprozess der Profile mit eingebunden werden (Kuo et al., 2004). In der Atmosphäre ist der Brechungsindex sehr nahe bei eins und deshalb wird oft die Refraktivität betrachtet, die beschreibt wie ein Medium auf die Krafteinwirkung der elektromagnetischen Welle reagiert. Auch bekannt als die dielektrische Polarisierung (vgl. Clausius-Mossotti Gleichung, Solheim et al. (1999)).

$$N = (n - 1) * 10^6 \quad (2.11)$$

Die Abhängigkeit der Refraktivität im Mikrowellen Bereich von atmosphärischen Parametern lässt sich schreiben als:

$$N = 77.6 \frac{p}{T} + 3.73 * 10^5 \frac{p_w}{T^2} - 4.03 * 10^7 \frac{n_e}{f^2} + 1.4W \quad (2.12)$$

wobei T die Temperatur in Kelvin, p der Gesamtdruck in hPa, p_w der Partialdruck des Wasserdampfes in hPa, n_e die freie Elektronendichte in der Ionosphäre in $\frac{\text{Elektron}}{m^3}$, f die Signalfrequenz in Hz und W der Flüssigwassergehalt in $\frac{g}{m^3}$ ist. Der erste Term gibt die Temperaturabhängigkeit (Trocken-Term) wieder, der zweite die Wasserdampfabhängigkeit (Feucht-Term), der dritte die Abhängigkeit von der Elektronendichte in der Ionosphäre und der vierte die Abhängigkeit von der Streuung an Wassertropfen, bzw. Eisteilchen (0.6 W). Der vierte Term wird konstant gesetzt. Die Frequenzabhängigkeit der Refraktivität in der Ionosphäre

(3.Term in Glg.2.12) kann von den anderen Effekten, wie dem Einfluss der Temperatur und der Feuchtigkeit in der Atmosphäre, durch die zwei Frequenzen auf denen die GPS-Satelliten senden, unterschieden werden (siehe Kap.2.3.2). Eine solche Unterscheidung gibt es dann bei dem Trocken- und Feucht-Term nicht mehr. In diesem Zusammenhang spricht man von der Zweideutigkeit zwischen Temperaturinformationen und Wasserdampfinformation. Genau dieser Punkt bietet viele Möglichkeiten für Unterschiede in Daten, Methoden und regt zu Diskussionen an.

Mit erhaltenem Brechungsindex Profil, nach der Ionosphärischen Korrektur, kann mit Glg.2.11 und unter der Vernachlässigung des Feucht-Terms in Glg.2.12, Glg.2.12 so angeschrieben werden:

$$N = 77.6 \frac{p}{T} \quad (2.13)$$

Diese Gleichung beschreibt den Zusammenhang der Refraktivität mit Druck und Temperatur. Es gibt zwei Arten diese Gleichung zu benutzen, einmal als Vorwärtslösung, wo aus Druck und Temperatur die Refraktivität berechnet wird, oder als Rückwärtslösung, wo aus der Refraktivität Druck und Temperatur berechnet werden. Erstere Lösung wird bei dem Vergleich mit den Radiosonden benutzt und zweitere hier bei der Berechnung der GPS Retrievals. Unter Berücksichtigung der Gasgleichung ($\rho = \frac{p}{RT}$) und Glg.2.13 kann die Beziehung zwischen Dichte und Refraktivität so geschrieben werden:

$$\rho(r) = \frac{N(r)}{77.6R_L} = \frac{p(r)}{R_L T(r)} \quad (2.14)$$

wobei R_L die Gaskonstante für trockene Luft ist. Benutzt man nun Glg.2.14 und setzt in die hydrostatische Gleichung ein, dann ergibt sich

$$p(r) = p(r_{top}) - \frac{1}{77.6R_L} \int_r^{r_{top}} gN(r)dr \quad (2.15)$$

wodurch das Druckprofil mit Kenntnis des $p(r_{top})$ bestimmbar ist und eindeutig aus der Refraktivität beziehungsweise aus dem Brechungsindex bestimmt wird.

Anmerkung: Die Erdbeschleunigung g ist hier nur aus Übersichtsgründen konstant! Der Druck am Oberrand wird üblicherweise durch eine Temperatur aus einer Klimatologie mit Hilfe von Glg.2.13 geschätzt. Das wird gemacht, weil die Unsicherheit bei der Temperatur in großen Höhen weniger kritisch ist als bei Druck, der von der gesamten Säule darunter abhängt. Je weiter man mit der Integration in die Atmosphäre eindringt, desto geringer wird der mögliche Fehler des Druckes durch die Initialisierung. Eine genauere Beurteilung

der Fehler folgt in Kap.2.6.10. Mit ausgerechnetem p-Profil kann die Trocken-Temperatur (*"dry-retrieval"*) über Glg.2.13 berechnet werden. In Abwesenheit von Wasserdampf funktioniert dieser Lösungsweg sehr gut, aber in der Troposphäre kann die Vernachlässigung von Wasserdampf in Glg.2.12 nicht mehr begründet werden. Die trockenen und feuchten Anteile können mit Hilfe von Schätzwerten für den Wasserdampf isoliert werden und iterativ miteinander kombiniert werden, so dass die berechnete Temperatur konvergiert. Es wird eine sogenannte Feucht-Temperatur³ (*"wet-retrieval"*) berechnet. In der unteren Troposphäre, wo der Wasserdampf deutlich größere vertikale Gradienten hat als etwa die Temperatur, können Klimatologien oder Analysen benutzt werden um Glg.2.12 auch für den Wasserdampf zu lösen.

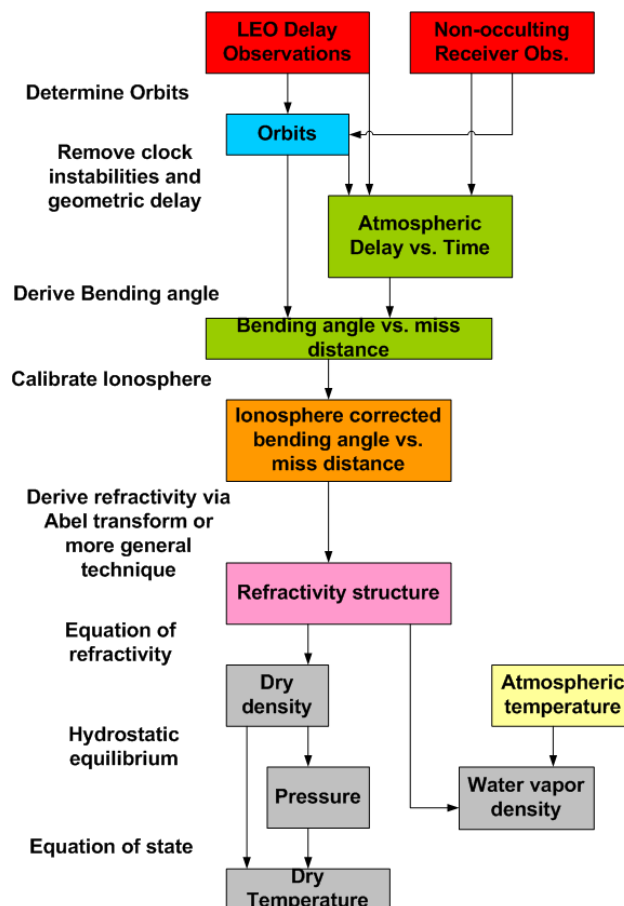


Bild 2.4: Zusammenfassung des Ablaufes eines RO Retrievals. (Text-Quelle: Kursinski et al. (1997))

Die klassische Berechnung, wie sie hier vorgestellt wurde, dient mehr dem Überblick, bzw. der Einsicht in die Zusammenhänge. Aber alle Schritte, die hier gemacht werden müssen

³Die hier gemeinte Feucht-Temperatur unterscheidet sich von der sonst in der Meteorologie gebräuchlichen psychrometrischen Feuchttemperatur. Im weiteren muss das beachtet werden!

auch bei anderen Vorgehensweisen gemacht werden.

2.5 1D-Var Optimierung

Die klassische Berechnung ist gut für das Verständnis des physikalischen Ablaufs dieser Messtechnik, aber ungenau für den Gebrauch in numerischen Modellen oder Anwendungen, die das Klima betreffen. Die Temperaturprofile sind oberhalb von ~ 35 km sehr empfindlich auf Rauschen und auf a priori Informationen. Einerseits, weil das Signal-Rausch Verhältnis exponentiell mit der Höhe abfällt und andererseits, weil der Informationsgehalt ohnehin klein ist. So zeigen Berechnungen mit einem Brechungswinkelprofil des JPL⁴, das mit einem Fresnel-Zonen-Messintervall⁵ geglättet ist, dass ein Fehler in einem einzigen Brechungswinkel von $10 \mu\text{rads}$ bei 50 km zu einem Fehler in der Temperatur von ~ 1.5 K bei 30 km führen kann. Als Konsequenz werden statistische Optimierungsverfahren angewendet um das Rauschen zu glätten und die Qualität der Retrievals zu erhöhen.

In numerischen Modellen können die Brechungswinkelprofile ohne Fehlerkorrektur assimiliert werden, indem der Beobachtungsoperator $H(\mathbf{x})$ die Refraktivitäten oder die Brechungswinkel im Modellzustand simuliert. Im Bereich der Grenzschicht gibt es dabei einige Einschränkungen, die in Ao et al. (2003) beschrieben sind. Die direkte Assimilierung ist auch ein deutlicher Vorteil gegenüber Messungen der *brightness temperature* durch MSU/AMSU Satelliten, da solche Messungen immer kalibriert und korrigiert werden müssen und diese Korrekturen nicht ganz objektiv sind. Damit eignen sich GPS RO Messungen besonders um systematische Fehler im Modell, bzw. auch bei anderen Messplattformen zu entdecken. Mit dieser Diplomarbeit soll das bei Radiosonden versucht werden.

Aber jetzt zur eigentlichen Methode der 1D-Var Retrievals. Es handelt sich um eine Optimierung der Brechungswinkelprofile auf die dann die Abel Inversion angewendet wird (Foelsche et al. (2008), Healy (2001), Hocke (1997) und Kuo et al. (2004)). Es muss eine Kostenfunktion minimiert werden, die sich folgendermaßen schreibt:

$$J(\alpha) = \frac{1}{2}(\alpha - \alpha_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\alpha - \alpha_b) + \frac{1}{2}(\alpha - \alpha_o)^T \mathbf{O}^{-1} (\alpha - \alpha_o) \quad (2.16)$$

\mathbf{B} und \mathbf{O} sind die Hintergrund- und Beobachtungsfehler-Kovarianz Matrizen. α_b ist die a priori Schätzung des Brechungswinkels und α_o die unruhige Messung. Wenn die Fehler der

⁴Jet Propulsion Laboratory

⁵Das Messintervall ist so lang, wie lang der Strahl braucht um die lokale Fresnelzone zu durchqueren. Die Fresnel-Zone ist der Bereich einer elektromagnetischen Welle, wo die meiste Energie übertragen wird.

Beobachtung und der Schätzung (Hintergrund) unabhängig und normal verteilt sind und das Problem linear ist, dann schreibt sich die Lösung, die die Kostenfunktion minimiert, so:

$$\hat{\alpha} = \alpha_b + \mathbf{B}(\mathbf{B} + \mathbf{O})^{-1}(\alpha_o - \alpha_b) \quad (2.17)$$

Diese Methode benutzt den Ansatz der kleinsten Quadrate und benötigt Zusatzinformationen im Sinne von Klimatologien um \mathbf{B} und α_b zu bestimmen. Dazu werden zum Beispiel die MSISE-90 Klimatologien⁶ (Hedin, 1991) oder das CIRA+Q Modell (Kirchengast et al., 1999), das auch Feuchte in den unteren 20 km beinhaltet, verwendet. Die Lösung $\hat{\alpha}$ ist die optimale Anpassung innerhalb der bekannten Hintergrund- und Beobachtungsfehler. Die Fehler werden statistisch durch die Kovarianzmatrizen \mathbf{B} und \mathbf{O} beschrieben. Die Elemente der Hauptdiagonalen dieser Matrizen repräsentieren die erwarteten Fehlervarianzen der einzelnen Brechungswinkel. Die anderen Elemente beschreiben den Grad der Korrelation der Fehler untereinander.

Wie schon erwähnt wird die Hintergrundfehlermatrix der Brechungswinkel durch Klimatologien bestimmt. In der Meteorologie wird das normalerweise so gemacht, dass die Temperatur auf fixen Druckflächen in den Brechungswinkelraum mit einer linearen Matrixtransformation $\mathbf{B} = \mathbf{KCK}^T$ abgebildet wird (Healy, 2001). Die Matrix \mathbf{K} beinhaltet die partiellen Ableitungen der simulierten Brechungswinkel in Abhängigkeit von der Temperatur (z.B., $K_{ij} = \partial\alpha_i/\partial T_j$). Betrachtet man diese Transformation physikalisch, dann beschreibt sie wie statistische Fehler aus der Klimatologie äquivalente statistische Fehler in den simulierten Brechungswinkeln produzieren. Die Beobachtungsfehler können aus Simulationen (Kursinski et al., 1997) oder durch kontinuierliches Beobachten der gemessenen Werte bestimmt werden. Es bleibt zu sagen, dass diese Methode sowohl die Hintergrundfehler als auch die Beobachtungsfehler braucht und deren Differenzen von den gemessenen Werten sollten ohne systematischen Fehler sein, damit die Lösung erwartungstreu ist. Sollte α_b oder α_o einen systematischen Fehler aufweisen, dann muss eine Fehlerkorrektur durchgeführt werden, bevor die 1D-Var-Methode angewandt wird.

Im Falle von MSIS wird das Hintergrund-Brechungswinkelprofil, α_b , mit Hilfe der Glg.2.9 aus dem berechneten Refraktivitätsprofil aus den MSIS Klimatologien berechnet (Hedin, 1991). Da es laut Healy (2001) in MSIS keine Fehlerkovarianzmatrix \mathbf{C} gibt um \mathbf{B} zu berechnen und der allgemeine Ansatz von Rodgers (1990) zu aufwendig ist, wird auf den einfachen Ansatz von Hocke (1997) zurückgegriffen. Die optimale Lösung für den i ten Wert schreibt sich dann

⁶Mass Spectrometer Incoherent Scatter Model, Weitere Informationen zum Aufbau des MSIS im Anhang A.

$$\hat{\alpha}(i) = \alpha_b(i) + \frac{\sigma_b^2(i)}{\sigma_b^2(i) + \sigma_o^2(i)}(\alpha_o(i) - \alpha_b(i)) \quad (2.18)$$

wobei $\sigma_b^2(i)$ und $\sigma_o^2(i)$ die Hintergrund- und die Beobachtungsvarianzen sind. Diese Vereinfachung beruht auf der Annahme, dass die Hintergrundfehler unkorreliert sind. Healy (2001) weist darauf hin, dass diese Annahme die Berechnung deutlich vereinfacht, aber dennoch fragwürdig bleibt, da jede klimatologische Näherung stark korrelierende Fehler haben wird. Der Grad der Anpassung des Brechungswinkelprofils in Glg.2.18 ist begrenzt, da jeder Brechungswinkel $\hat{\alpha}$ zwischen $\alpha_o(i)$ und $\alpha_b(i)$ liegen muss. Folgt man Hocke (1997), dann werden die Standardabweichungen der Hintergrund-Brechungswinkel mit $\sigma_b(i) = 0.2 * \alpha_b(i)$ approximiert. Diese Fehlerwerte sind laut Healy (2001) in guter Übereinstimmung mit dem Versuch die Fehlerkovarianzmatrix **B** aus globalen Klimatologien von 1200 Radiosonden und Raketensonden zu schätzen. Es gibt auch andere Anpassungen wie in Hocke (1997), Steiner et al. (1999), Healy (2001) und Kuo et al. (2004) beschrieben. Die meisten Anpassungen benutzen die Annahme von unkorrelierten Hintergrundfehlern. Deshalb wäre es nützlich die RO Daten mit einer Reihe von Hintergrund- und Beobachtungsfehlerwerten und Korrelationslängen zu berechnen um die Sensitivität des Retrievals zu beurteilen, so Healy (2001). In Kuo et al. (2004) werden die Beobachtungsfehler für jede Okkultation in einer Höhe von 60-80 km bestimmt und für das gesamte Retrieval benutzt.

Das Europäische Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) benutzt die GPS RO Retrievals schon seit Dezember 2006 operationell. Die Analysen des EZMW werden auch als Hintergrundinformation für den Optimierungsprozess einiger Datenzentren benutzt.

Am EZMW werden Brechungswinkel mit einem 1D Operator assimiliert, wobei die 2D Natur der Messung ignoriert wird. Dabei muss ein Vorwärtsmodell gelöst und Modell-Brechungswinkel berechnet werden, die dann mit den gemessenen Brechungswinkeln optimiert werden. Das geschieht in mehreren Schritten im Laufe des 4D-Var Datenassimilationsverfahrens. Auch hier werden die vertikale Korrelation von Beobachtungsfehlern vernachlässigt. Es zeigt sich laut Healy (2008) eine deutliche Verbesserung der Kurzfrist-Vorhersage im Vergleich zu Radiosonden durch die Assimilierung der GPS RO Messungen (vgl. Anthes et al. (2008)). Besonders auf der Südhalbkugel, wo auch deutlich weniger Radiosonden zur Verfügung stehen, bilden die GPS RO Profile wertvolle Informationen. Es gibt schon einige Versuche mit einem 2D Operator (Healy, 2008), die aber noch nicht operationell verwendet werden.

2.6 Fehlerabschätzung

Dieses Kapitel soll einen Überblick über die zahlreichen Fehler und Fehlerquellen geben, die bei GPS RO zu beachten sind. Einige davon sind durch Weiterentwicklungen schon korrigiert worden, doch viele bleiben erhalten oder dominant in dem einen oder anderen Bereich.

Um die individuellen Quellen der Fehler auf ein RO Retrieval zu bestimmen, benötigt man eine generelle Beschreibung der Fortpflanzung von Fehlern. Als Erstes bestimmt man das Verhalten der Fehler bei der Transformation der gemessenen Phasendifferenz in die Refraktivität. Das beinhaltet eine Konvertierung der Phase zur Frequenz, dann zum Brechungswinkel und abschließend zur Refraktivität. Als Zweites beschreibt man die Transformation der Fehler in der Refraktivität in den Druck, dies geschieht über das hydrostatische Integral, und in einem weiteren Schritt wie sich die Fehler von Refraktivität und Druck über das ideale Gasgesetz auf die Temperatur auswirken.

2.6.1 Auswirkungen von Phasenfehlern auf die Refraktivität

Alle Schritte, vom Umwandeln der Phase in Frequenz, der Frequenz in Brechungswinkel und schlussendlich den Brechungswinkel in Refraktivität, sind linear. Die Phasenmessungen haben ein praktisches Auflösungslimit, dass der Zeit τ entspricht, die der Strahlenweg braucht um die erste Fresnelzone zu durchqueren. In weiterer Folge ergibt sich aus einem einzigen Phasenfehler ein doppelt gepulster Frequenzfehler, der sich seinerseits wieder in der Refraktivität auswirkt (Kursinski et al., 1997). Da Phasenfehler typischerweise eine Funktion der Zeit sind und die Refraktivität in erster Näherung eine Funktion der Höhe ist, sind Zeit und Höhe über die Rate des Absinkens des Tangentenpunktes miteinander verbunden. In Höhen nahe der Tropopause und darüber, wo die Brechung sehr klein ist, ist diese Rate vergleichbar mit der Geschwindigkeitskomponente orthogonal zum Rand der Atmosphäre (*limb*). Damit ist genau diese Region auch am stärksten von Messfehlern betroffen. Vergrößert man die Integrationszeit (τ) so verringert sich die vertikale Auflösung, dafür verkleinert sich der Refraktivitätsfehler. In großen Höhen kann als Kompromiss zwischen vertikaler Auflösung und Genauigkeit die Integrationszeit variiert werden.

2.6.2 Auswirkungen von Refraktivitätsfehlern auf Dichte und Druck

Bei trockenen Bedingungen ist die Dichte so proportional zur Refraktivität, dass die Fehler auch proportional sind. Unterschiede gibt es dort wo Wasserdampf in der Atmosphäre ist, also

in warmen Regionen in der Troposphäre. In der kalten Troposphäre und der Stratosphäre ($< 250\text{ K}$), wo die Dichte proportional zur Refraktivität ist und der Druck stärker variiert als die Temperatur, kann der Druck mit Hilfe des hydrostatischen Integrals bestimmt werden. Dabei muss Hintergrundinformation in Form einer Klimatologie oder einer Analyse vorhanden sein um das Integral zu lösen. (Vgl. Glg.2.15)

2.6.3 Auswirkungen von Dichte- und Druckfehlern auf die Temperatur

Die Temperatur wird über das ideale Gasgesetz berechnet und hängt direkt mit den Fehlern in Druck und Dichte zusammen. Laut Kursinski et al. (1997) zeigt sich, dass die Größe der Fehler von der vertikalen Korrelation der Dichtefehler abhängt. Entweder variiert der Dichtefehler schnell, dann wirkt sich dieser Fehler nur gering im Druck aus, aber dafür in der Temperatur, oder langsam, dann wirkt sich dieser Fehler sowohl auf den Druck als auch auf die Temperatur aus. Ab einem gewissen Punkt wird der Dichtefehler von dem Druckfehler als dominanter Fehler abgelöst.

2.6.4 Thermisches Rauschen

Die begrenzte GPS Signalstärke und das Rauschen des Empfangsverstärkers produzieren einen zufälligen Phasenfehler, der thermisches Rauschen genannt wird. Da diese Fehler stark mit der Höhe variieren, haben sie einen signifikanten Einfluss auf Refraktivitäts- und Temperaturfehler in großen Höhen, aber produzieren nur einen kleinen Druckfehler. Dabei kommt es in einer Höhe von 50-60 km zu Refraktivitätsfehlern von 0.6 bis 2%. Der Beitrag der Dichtefehler ist gegenüber dem Beitrag des Druckfehlers zu den Temperaturfehlern im ganzen Bereich, wo thermisches Rauschen signifikant ist, dominant.

2.6.5 Auswirkungen von Zeitfehlern

Der wohl auffälligste Zeitfehler im Moment ist die absichtliche Variation der GPS Signal Frequenzen, bzw. Selective Availability (SA). Aus Sicherheitsgründen wird dabei die Frequenz vermindert, glücklicherweise sind diese Zeitfehler nicht dominant in den Retrievals. Eine Konsequenz daraus ist eine längere Mittelung des Signals, wodurch sich eine gröbere vertikale Auflösung für die einzelnen Profile ergibt. Diese Fehler sollten die Genauigkeit der Retrievals nicht limitieren.

2.6.6 Auswirkungen von lokalen Mehrwegausbreitungen

Durch die Verwendung von Breitbandantennen ("*Broad-beam*") wird die Instrumentierung deutlich vereinfacht, aber diese Antennen sind empfindlich auf lokale Mehrwegausbreitungen. Also Signale, die von anderen Objekten zur Antenne zurück- bzw. gestreut werden. Das verursacht langsam sich verändernde Phasenfehler, die sich besonders auf die Genauigkeit bei Druck und Geopotential auswirken (Kursinski et al., 1997). Dabei wirken sich diese Fehler besonders bei Retrievals während der Nacht und bei wenig Sonnenaktivität aus, da die Wirkung der Ionosphäre geringer ist. Diese Fehlerquelle kann durch verbesserte Antennen in Zukunft deutlich verringert werden. Die lokalen Mehrwegausbreitungen direkt bei der Antenne können auch modelliert werden und so im Post-Processing reduziert werden.

2.6.7 Auswirkungen der Orbit Bestimmung (P.O.D.)

Der aktuelle Grad der Bestimmung der Orbits (P.O.D.)⁷ von GPS und LEO Satelliten ist sehr genau, so dass die Fehler sehr klein sind. Fehler in den Positionen der Satelliten wirken sich auf die Höhe der Refraktivität aus. Wenn die Unsicherheit durch die Positionen in der Größenordnung von 10 cm ist, dann ist die Größenordnung anderer Fehler bei 1 m, also vernachlässigbar klein. Fehler in der orbitalen Geschwindigkeit resultieren in einer atmosphärischen Dopplerverschiebung, die mit geringer werdender Höhe verschwindet.

Diese Fehler sollten also die Genauigkeit der Retrievals nicht limitieren.

2.6.8 Auswirkungen der Ionosphärischen Kalibrierung

Der Signalweg wird auf dem Weg in und aus der Atmosphäre in der Ionosphäre gebrochen und dieser Effekt muss korrigiert werden. Der Ansatz von Vorob'ev and Krasil'nikova (1994) entfernt einen großen Teil des Ionosphärischen Effekts, aber ein kleiner Teil bleibt. Laut Kursinski et al. (1997) zeigen Simulationen, dass die Ionosphäre untertags während eines Solaren Maximums die limitierende Quelle der Fehler in der Stratosphäre sein wird. Solche kleinräumigen ionosphärischen Strukturen, die bei der Korrektur nicht eliminiert werden, erzeugen Spitzen von Rauschen in den Retrievals. Durch die Anwendung dieser Kalibrierung werden die thermischen und lokalen Mehrwegausbreitungsfehler (Fehler, die mit dem Satelliten, bzw. der Antenne zu tun haben) amplifiziert. Die prozentualen Fehler in Dichte, Druck und Temperatur nehmen schnell mit abfallender Höhe ab, weil diese Fehler relativ zur

⁷Precise Orbit Determination

exponentiellen Abhängigkeit von Dichte und Druck mit der Höhe nur langsam variieren. Ergebnisse von Kursinski et al. (1997) zeigen, dass die Kalibrierung den Effekt der Ionosphäre überschätzt und die Quelle für einen systematischen Fehler in den Retrievals sein könnte.

Es bleiben noch ein paar Vorbehalte gegenüber dieser Kalibrierung, die kurz erläutert werden sollen. Die Korrektur berücksichtigt weder horizontale noch klein-skalige Variationen ionosphärischer Strukturen. In der Gegenwart von horizontalen Variationen beeinflusst eine andere Quelle von Fehlern den Inversionsprozess, die hier nicht berücksichtigt wurde. Bei der Berechnung der totalen Brechung wird auf die Annahme der sphärischen Symmetrie des totalen Brechungsindex zurückgegriffen. Diese Annahme ist deutlich ungenauer in der Ionosphäre als in der Atmosphäre, weil der Strahl die Ionosphäre auf einer viel größeren Skala sondiert. Der induzierte Fehler durch die nicht sphärische Symmetrie dürfte im Bereich von $1/f^2$ oder höher sein, weil die totale ionosphärische Brechung in der Größenordnung von $1/f^2$ oder höher ist. Durch die Linearkombination werden die $1/f^2$ Terme entfernt, aber die Terme höherer Ordnung, die vergleichbar groß sind, bleiben erhalten.

Diese kleinräumigen Variationen der Plasmadichte sind deutlich schwieriger zu entfernen, weil die Strahlenwege der zwei GPS Frequenzen die meiste Zeit nicht überlappen und diese Strukturen in der gleichen Größenordnung variieren wie die Entfernung der beiden Strahlen (10-500 m, abhängig von der Höhe und der Ionosphäre). Solche Variationen produzieren Szintillationseffekte, die bei den Wellenlängen unterschiedlich sind, weil die Fresnelzonen von der Wellenlänge abhängen. In Kuo et al. (2004) werden solche unkalibrierten Effekte als dominante Quelle von Fehlern genannt.

2.6.9 Differenzschema um Zeit-Instabilitäten zu Entfernen

Die Instabilitäten der Uhren von Sender und Empfänger und besonders die SA Verschlüsselung des Senders können mit Doppeldifferenz-Verfahren reduziert werden. Benötigt werden wie in Abb.2.1 dargestellt ein weiterer GPS Satellit und eine Bodenstation. Verbindungen bestehen jetzt zwischen beiden GPS Satelliten und einer Bodenstation, sowie zwischen den GPS Satelliten und dem LEO. Die Fehler, die korrigiert werden sind groß, aber das Differenzschema verstärkt auch andere Fehler. Da bei den zusätzlichen Verbindungen auch thermisches Rauschen und lokale Mehrwegausbreitung entstehen, diese aber unkorreliert sind, vergrößert sich der einzelne Fehler.

2.6.10 Obere Grenze der Initialisierung

Die oberen Grenzen des Abel- und des Hydrostatischen Integrals müssen von der Unendlichkeit auf eine endliche Höhe gesetzt werden. Brechungswinkel und Dichte in dieser Höhe gehen direkt in die Integrale ein und können damit Fehler in der Refraktivität, Dichte, dem Druck und der Temperatur verursachen, die auch noch in niedrigeren Höhen sichtbar sind.

Es gibt zwei unterschiedliche Obere Grenzen, die des Abel Integrals und die des Hydrostatischen Integrals. Die erste obere Grenze hat daher Auswirkungen auf die Ergebnisse, die im zweiten Integral benutzt werden.

Abel Transformation Die Abel Transformation integriert den Brechungswinkel in Abhängigkeit von der asymptotischen Fehldistanz a mit der Obergrenze in der Unendlichkeit (siehe Glg.2.10). Zur Berechnung der atmosphärischen Brechung können die Messungen oberhalb einer gewissen Höhe nicht verwendet werden, weil zu viel Rauschen oder systematische Fehler enthalten sind. Diese Daten können dann durch ein einfaches klimatologisches Modell geschätzt werden. Abhängig von den Bedingungen in der Ionosphäre und der Korrektur der Ionosphärischen Störungen können die Okkultationsdaten bei einer höheren oder niedrigeren Höhe benutzt werden und in dem Abel Integral verwendet werden. Eine Abschätzung von Kursinski et al. (1997) beziffert die Fehler durch die Initialisierung basierend auf der U.S. Standard Atmosphäre bei Nacht in der fraktionellen Refraktivität in der Größe von 1% bei 60 km. Während des Tages limitiert eine unvollständige Korrektur der Ionosphäre die Qualität und kann bis zu 7% Fehler in der fraktionellen Refraktivität verursachen. Abhilfe schafft dabei eine Reduktion der Assimilierungshöhe von Okkultationsdaten in dem Abel Integral.

Hydrostatisches Integral Das hydrostatische Integral berechnet die Änderung des Druckes über ein gewisses vertikales Intervall (Vgl.Glg.2.15). Um den gesamten Druck zu berechnen benötigt man den Druck an der oberen Grenze des hydrostatischen Integrals. Aber laut Kursinski et al. (1997) können prozentuale Fehler des Druckes in mesosphärischen Höhen groß sein, da der Druck in einer Höhe exponentiell von der Temperatur aller Schichten darunter abhängt. Dadurch ist es sinnvoll in Höhen oberhalb von 60 km den Druck über die Dichte, aus dem Abel Integral, und eine geschätzte Temperatur zu berechnen, weil fraktionelle Temperaturänderungen kleiner sind in diesen Höhen. Damit setzt sich der Fehler im Druck aus dem Fehler in der geschätzten Temperatur und aus dem Fehler in der Dichte, der durch die obere Grenze des Abel Integrals bestimmt ist, zusammen. Laut Kursinski et al. (1997) zeigt sich, dass der Fehler in der Refraktivität mit abnehmender Höhe abnimmt und der

Fehler des Drucks langsam ansteigt. Damit sinken die fraktionellen Fehler exponentiell ab und der fraktionelle Temperaturfehler steigt von 0 bei der Initialisierungshöhe auf die Größe des fraktionellen Druckfehlers an.

Die Fehler der geschätzten Temperatur verursachen einen konstanten Fehler des Drucks und nehmen als fraktionelle Druckfehler exponentiell ab. Da dieser Fehler in der Refraktivität nicht enthalten ist, wirkt er ausschließlich auf die Temperatur. Der Einfluss der geschätzten Temperatur ist nur in großen Höhen signifikant, und es empfiehlt sich die Obergrenze des Integral höher anzusetzen.

Für die Initialisierung muss eine optimale Höhe gefunden werden, die Fehler und Vorteile gegeneinander rechnet und damit die Qualität der Retrievals nicht maßgeblich beeinträchtigt. Es zeigt sich, dass diese Optimierung nicht ganz einfach ist und auch von den aktuellen Bedingungen abhängt und deshalb für unterschiedliche Retrievals unterschiedlich gewählt werden müsste.

2.6.11 Horizontale Refraktivitätsstrukturen

Die Umrechnung von der beobachteten Dopplerverschiebung in den Brechungswinkel in Abhängigkeit des Strahlparameters und in weiterer Folge der Refraktivität in Abhängigkeit der Höhe benötigt die Annahme der sphärischen Symmetrie in der Nähe des Strahls. Um ein Gefühl für den Effekt von horizontalen Variationen der Refraktivität auf die Genauigkeit der Retrievals zu entwickeln betrachten wir folgendes: Konturen konstanter Dichte folgen dem Geoid wenn keine atmosphärische Dynamik vorhanden ist. Das Geoid kann angenähert genauer als 100 m bestimmt werden. Jetzt ist es zielführend sich einen Fehler in dem Radius des Zentrums der Krümmung vorzustellen, wo sich angenommenes und tatsächliches Zentrum unterscheiden. Daraus folgen Fehler in der Abel Transformation, die zu Fehlern in der Refraktivität führen. Ein Fehler von 10^{-3} in der prozentualen Refraktivität resultiert aus einem Fehler des Zentrums der Krümmung in der Größenordnung von 10 km. Das bedeutet aber, dass die Differenz der Radien von Äquator und Pol der Erde einen systematischen prozentualen Fehler in der Refraktivität in der Größe von $2 * 10^{-3}$ verursachen. Schon ein Ellipsoid-basierendes Zentrum der Krümmung verringert diesen Fehler um den Faktor 100.

In Kursinski et al. (1997) gemachte Simulationen zeigen, dass horizontale Variationen der Refraktivität die Grenze für die Genauigkeit in der unteren Stratosphäre bis zu unteren Troposphäre sind.

In der realen Atmosphäre folgen die Dichteflächen nicht dem Geoid. Besonders in der warmen unteren Troposphäre gibt es Fehler in der Refraktivität, die besonders durch die horizontalen

Variationen des Wasserdampfes, die ebenso wie das Gasgemisch, nicht im hydrostatischen Äquilibrium sind, verursacht werden.

Die horizontale Bewegung des Tangentenpunktes während einer Okkultation verursacht einen Fehler in der Refraktivität, da der berechnete Brechungswinkel oberhalb des aktuellen Tangentenpunktes nicht dem Brechungswinkel entspricht, der tatsächlich darüber ist. Die Drift des Strahlenweges ist in der Größenordnung der horizontalen Mittelung oder darunter, so dass die Fehler klein sind. Das Verhältnis von horizontaler Drift zu vertikalem Absinken ist nahe der Oberfläche am größten und damit sind auch dort die größten Fehler zu erwarten. Während sich der Strahlenweg durch die untere Stratosphäre absenkt, verringert sich die vertikale Komponente des Tangentenpunktes durch das Ansteigen der Brechung, die horizontale Komponente bleibt unverändert.

In Kursinski et al. (1997) wird folgendes Beispiel gegeben: *”Für einen isothermen Fall ist das Verhältnis von horizontalem und vertikalem Versatz des Tangentenpunktes des Strahls ($\equiv dy/dz$) am Oberrand der Atmosphäre (60 km) gleich 2, wobei es nahe der Oberfläche 30 ist. In diesem Beispiel, bewegt sich der 10 km hohe Tangentenpunkt 140 km von seiner Position in 60 km Höhe, aber in den letzten 10 km bewegt er sich noch einmal um 160 km, bei einer Gesamtdrift von 300 km. Dies demonstriert den starken Anstieg der Drift in der Nähe der Oberfläche.”*

2.6.12 Wasserdampf-Zweideutigkeit

In den warmen Regionen der unteren Troposphäre verursacht der Wasserdampf einen großen Teil der atmosphärischen Brechung im Mikrowellen Bereich. Die Feuchtigkeit in diesen Gebieten bewirkt Unsicherheiten in den atmosphärischen Parametern wie Dichte, Druck und Temperatur. Der Wasserdampf hängt dabei stark von der Breite und der Höhe ab. Es gibt drei Gleichungen (Zustandsgleichung, hydrostatische Gleichung, Refraktivitätsgleichung) und vier Unbekannte (ρ , p , T , V_p), also ein unterbestimmtes Problem. Die Zweideutigkeit in der Gleichung der Refraktivität kann nur mit zusätzlicher Information aufgelöst werden um den Trocken- von dem Feucht-Term zu trennen.

Der Einfluss des Wasserdampfes ist nicht linear, da Dichte, Druck und Temperatur über das hydrostatische Äquilibrium und die Zustandsgleichung zusammenhängen. Die Unsicherheit des Wasserdampfes hängt mit dem zusätzlichen Wasserdampf, der nicht in der Klimatologie berücksichtigt ist, zusammen. Weiters benötigt man die vertikale Korrelationslänge der Unsicherheit des Wasserdampfes um den Einfluss auf das Geopotential abzuschätzen.

Die Breiten- und Vertikalabhängigkeit der Genauigkeit spiegelt die starke Abhängigkeit der atmosphärischen Feuchtigkeit von der Temperatur, assoziiert mit der Clausius-Clapeyron Gleichung, wieder. Laut Kursinski et al. (1997) zeigen Resultate, dass die Fehler bei einer Unsicherheit im Wasserdampf von 20% in der Oberflächentemperatur in niedrigen Breiten zwischen 8 und 10 K betragen. In den hohen Breiten liegt der Fehler jedoch im Bereich von nur 1.5 K.

Die Skalenhöhe des Atmosphäremisches (H) ist 4 bis 5 mal so groß wie die Skalenhöhe des atmosphärischen Wassers (H_w). Die kleine Skalenhöhe bedeutet, dass der Einfluss von Wasserdampf mit abnehmender Höhe zunimmt. Dadurch vergrößern sich die Unsicherheiten von Temperatur und Geopotential um einen Faktor von 3 bis 10 über die unteren 5 km der Atmosphäre.

Zusammenfassung Die Fehler in der Refraktivität, dem Druck und der Temperatur werden nun zusammengefasst um einen besseren Überblick der Gesamtgenauigkeit als Funktion der Höhe, Breite, Jahreszeit und des Sonnenzyklus zu bekommen.

Refraktivität Der Einfluss des thermischen Rauschens hängt stark von der Integrationszeit ab und kann auf Kosten der vertikalen Auflösung reduziert werden. Die geringste Zeitspanne wäre die Zeit, die benötigt wird um die erste Fresnelzone (1.4 km) zu durchqueren. Bei einer Verdoppelung würde der Fehler auf die Größenordnung der ionosphärischen Fehler reduziert werden. Oberhalb von 30 km begrenzen das thermische Rauschen und ionosphärische Einflüsse die Genauigkeit am stärksten. Unterhalb von 30 km begrenzen horizontale Strukturen die Genauigkeit. Unterhalb von 8 km verschärfen sich die horizontalen Refraktivitätsstrukturen durch die Wasserdampfverteilung in niedrigeren Höhen. In Höhen von 5 bis 30 km ist der Fehler unterhalb von 0.4% (entsprechend einem 1 K Temperaturfehler). In der Nacht sind die Bedingungen etwas besser als am Tag, dementsprechend reicht der Bereich mit 0.4% Fehler von 5 bis 40 km.

Geopotential Oberhalb von 20 km wird die Genauigkeit durch die unkorrigierten ionosphärischen Fehler bestimmt, sowie durch den Einfluss der atmosphärischen Modelle auf die obere Grenze des Abel Integrals und damit in der berechneten Refraktivität. In dem Bereich der Tropopause ist die Genauigkeit am Höchsten und wird von horizontalen Strukturen der Refraktivität dominiert. Die Unsicherheiten im Wasserdampf lassen die Fehler in der unteren Troposphäre dann wieder ansteigen (50-80 m nahe der Oberfläche).

Temperatur Ionosphärische Effekte und ein schlechtes SNR⁸ limitieren die Genauigkeit der Temperatur oberhalb von 40 km. In einem Bereich von 17 bis 40 km limitieren thermisches Rauschen, lokale Mehrwegausbreitung und residuale Ionosphärische Effekte die Genauigkeit, wobei letztere am dominantesten sind. Unterhalb von 17 km limitieren horizontale Refraktivitätsstrukturen und Unsicherheiten in der Wasserdampfverfügbarkeit die Genauigkeit der Temperatur, so dass Okkultationsdaten besser für die Bestimmung des Wasserdampfes verwendet werden können als für die Temperatur. Die Genauigkeit der Temperatur ist besser als 1 K zwischen 8 und 30 km, mit Genauigkeiten von 0.3 bis 0.4 K zwischen 10 und 20 km. Vergleiche dazu Kursinski et al. (1997).

Jahreszeit und der Sonnenzyklus Die Genauigkeit in den hohen Breiten zeigt starke Abhängigkeiten, die assoziiert werden mit der großen Variationen der Temperatur und dementsprechend des Wasserdampfes. Die unkorrigierten ionosphärischen Fehler zeigen eine Breitenabhängigkeit mit systematischer Strukturen in unterschiedlichen Breiten, wie äquatoriale und aurorale⁹ Strahlströme.

Persistente dynamische Strukturen verformen die Flächen konstanter Dichte relativ zum Geoid. Starke Winter Antizyklogen über Sibirien und Sommerzyklonen über Indien produzieren systematische saisonale Fehler in den atmosphärischen Parametern. Um systematische Fehler in der Refraktivität zu minimieren, sollten die Flächen der Refraktivität sowohl die Form des Geoids als auch die Form der klimatologischen Dichteflächen enthalten.

Durch unvollständige Kalibrierung ionosphärischer Effekte kann eine Signatur des Sonnenzyklus in die Okkultationsprofile einsickern und eine offensichtliche physikalische Verbindung zwischen Sonnenzyklus und atmosphärischen Strukturen erzeugen. Diese systematischen Fehler wirken sich am größten in der Berechnung des Geopotentials aus.

Abschließend müssen ein paar Vorbehalte besprochen werden. Durch die Geometrie der RO Okkultation bedingt, beträgt das Messvolumen ungefähr 200 bis 300 km entlang des Strahls und 1 km rundherum. Schwerewellen mit horizontalen Wellenlängen von 100 km können die Genauigkeit stark beeinflussen, dies hängt aber von der Häufigkeit des Auftretens und der Stärke dieser Wellen ab.

Die Genauigkeit der Refraktivität in den untersten Kilometern wird von vielen Effekten beeinflusst, wie der Beugung, der kritischen Brechung und der atmosphärischen Faltung. Die

⁸SNR bedeute: *Signal-to-noise ratio*, also Signal zu Rauschen Verhältnis, gibt die Qualität eines Signals wieder.

⁹Strahlströme im elektrischen Feld assoziiert mit Polarlichtern

horizontale Drift, die zuvor behandelt wurde, berücksichtigte nicht die horizontale Variation des Wasserdampfes und unterschätzt wahrscheinlich den Fehler. Es ist jedoch schwer vorstellbar, dass Fehler durch die horizontale Inhomogenität des Wasserdampfes von der Größenordnung vergleichbar sind, mit Fehlern durch die Unsicherheit des Wasserdampfes, so Kursinski et al. (1997).

2.7 Verfügbare Daten

Als Pilot Mission für die Satelliten gestützte GPS Beobachtung von atmosphärischen und ionosphärischen Größen der Erde kann die CHAMP Mission gerühmt werden. Eine Pionierleistung, die dann durch mehrere Folgeprojekten wie z.B. FORMOSAT-3/COSMIC, abgelöst wurde. Es stehen für den Vergleich zwei unterschiedliche Satelliten-Missionen und deren Daten zur Verfügung. Eine der Grundforderungen der GPS RO Technik ist die korrekturlose Vergleichbarkeit unterschiedlicher GPS RO Missionen miteinander. Das bedeutet, dass alle späteren Missionen immer noch mit den Ersten vergleichbar sein müssen. Diese Forderung ist bisher erfüllt (vgl. Foelsche et al. (2008), Anthes et al. (2008), Hajj et al. (2004)).

Natürlich gibt es einige Unterschiede in der Technik, bedingt durch die Weiterentwicklungen des GPS-Empfängers oder des Missionsaufbaus wie bei FORMOSAT-3/COSMIC, aber die Messungen selbst haben sich nicht verändert. Eine deutliche Verbesserung gegenüber CHAMP durch FORMOSAT-3/COSMIC ist die Umstellung auf open-loop Tracking, wodurch das GPS-Signal auch in den untersten Schichten der Troposphäre verfolgt werden kann. Sieht man von solchen erfreulichen technischen Verbesserungen ab, so bleibt nur der Unterschied in der Art und Weise wie diese "unabhängigen" Daten von den diversen Datenzentren weiterverarbeitet werden. Dieser Schritt ist durchaus nicht so "unabhängig" wie die Messungen selbst. Jedes Empfangsschema hat seine Eigenheiten, Vorteile und Nachteile, aber der Vergleich untereinander zeigt, dass die Übereinstimmung trotzdem sehr signifikant ist. (Vergleiche dazu die Einführung von COSMIC unter Meted von COMET¹⁰). Die zwei verwendeten Datensätze wurden gewählt, weil sich der Datensatz vom Wegener Center in Graz dafür auszeichnet das Hauptaugenmerk auf Klimabeobachtung und dementsprechende Genauigkeit zu legen, und weil dem Datensatz vom CDAAC besonders viele RO Messungen zur Verfügung stehen. Das zeitliche Setting ermöglicht es nicht, dass die beiden Datensätze die gleichen Messungen zur Grundlage haben, aber vielleicht werden in einer späteren Untersuchung die vollständigen Datensätze zur Verfügung stehen.

¹⁰<http://www.meted.ucar.edu/COSMIC/>

Das Wegener Center in Graz, das Daten für diese Diplomarbeit zur Verfügung stellt, nutzt primär Messungen von CHAMP, die vom GFZ Potsdam¹¹ für wissenschaftliche Anwendungen zugänglich gemacht werden, und für einige Zeiträume auch Daten von COSMIC. Mehr Details zum Empfangsschema werden im Unterkapitel 2.7.1 gegeben.

Der zweite GPS RO Datensatz stammt von CDAAC¹² und liefert die COSMIC Messungen. Die Daten stehen im Internet¹³ für Wissenschaftliche Anwendungen zur freien Verfügung. Mehr Details zum Empfangsschema werden im Unterkapitel 2.7.2 gegeben.

Es gibt auch noch andere Missionen wie GRACE¹⁴ oder MetOp GRAS¹⁵ die GPS-Empfänger an Bord haben, aber hier nicht benutzt und behandelt werden können. Der Untersuchungszeitraum von zwei Jahren geht von 2006 bis Ende 2007 und ist gerade an der Grenze zwischen dem Ende der CHAMP-Ära und dem Beginn der Folgemissionen wie z.B. COSMIC und GRACE. COSMIC kann mit deutlich mehr RO Events aufwarten und wird deshalb auch für diese Untersuchung benutzt.

2.7.1 Wegener Center/CHAMP

Die Mission hat zum Ziel genaue Messungen des Schwerefeldes und des Magnetfeldes und deren Variation der Erde zu machen, sowie atmosphärische und ionosphärische Brechung von GPS Signalen zu messen. Mit dieser multifunktionalen und komplementären Ladung soll CHAMP einen Teil zur Untersuchung des Systems Erde beisteuern.

Am 15. Juli 2000 wurde der CHAMP (CHAllenging Minisatellite Payload) in einen fast kreisförmigen, polnahen $i = 87^\circ$ Orbit mit einer Anfangshöhe von 454 km mit einer COSMOS Trägerrakete geschossen. Der Grund für einen fast kreisförmigen und polnahen Orbit liegt in dem Vorteil einer homogenen Erfassung der ganzen Erde mit Orbit- und Magnetometer-Messungen, die wichtig sind um das magnetische und das gravimetrische Geopotential aufzulösen. Der Vorteil des 87° Orbits gegenüber eines Sonnenauf-und-untergang Orbits, der synchron mit der Sonne geht, ist die lokal-zeitliche Variation der Bodenspur des Satelliten, die für alle drei wissenschaftlichen Anwendungen notwendig ist, damit die Bestandteile von periodischen Phänomenen wie Gezeiten und Tag-Nacht Variationen getrennt werden können.

¹¹Geo Forschungs Zentrum in Potsdam. CHAMP Homepage: <http://www.gfz-potsdam.de/champ>

¹²COSMIC Data Analysis and Archive Center

¹³CDAAC unter <http://www.cosmic.ucar.edu>

¹⁴Gravity Recovery And Climate Experiment <http://www.csr.utexas.edu/grace>

¹⁵Meteorological Operational satellite mit dem Global Navigation Satellite System Receiver for Atmospheric Sounding <http://www.grassaf.org>

Die Starthöhe von 454 km wird als Mittelweg zwischen den GPS RO Messungen, den Messungen des Magnetischen Feldes und den Messungen des Schwerefeldes angenommen. Für die GPS RO Messungen wäre ein höherer Orbit von Vorteil, im Gegensatz zu den Schwerefeldmessungen, wo ein geringerer Orbit optimaler wäre. Durch die Reibung wird sich die Höhe im Verlauf der geplanten Missionslänge bis 2009 um 100-200 km verringern (vgl. Abb.2.5).

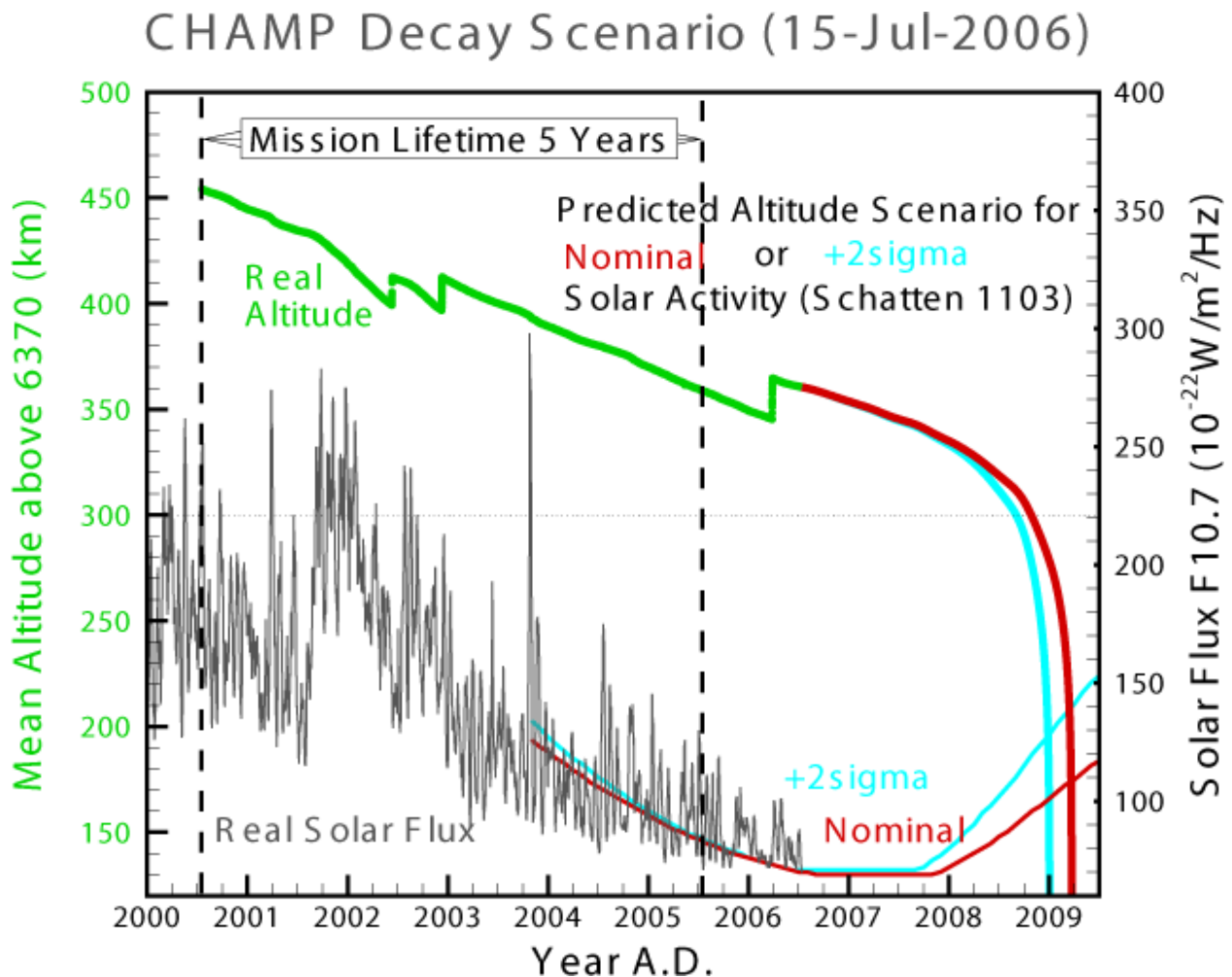


Bild 2.5: CHAMP Orbit Abfall Szenario: Es ist die tatsächliche und die weiter vorhergesagte Höhe des Satelliten dargestellt. Zusätzlich ist die solare Aktivität aufgetragen, die einen großen Einfluss auf den Orbit hat. (Quelle: GFZ Potsdam CHAMP Homepage)

Es gibt Daten vom Frühjahr 2001 bis heute mit einer durchschnittlichen Dichte von 150 bis 200 Events pro Tag. Mit Ausnahme von einigen Unterbrechungen ist der Datensatz von CHAMP der bisher längste. Leider ist der Vergleichszeitraum in dieser Diplomarbeit voll von Lücken, die mit anderen Daten gestopft wurden. So wurden im Juli 2006 fehlende CHAMP Messungen durch GRACE Messungen ergänzt und von August bis Dezember 2006, sowie von Juli bis August 2007, FORMOSAT-3/COSMIC Messungen verwendet. Einen Überblick

gibt Abb.2.6.

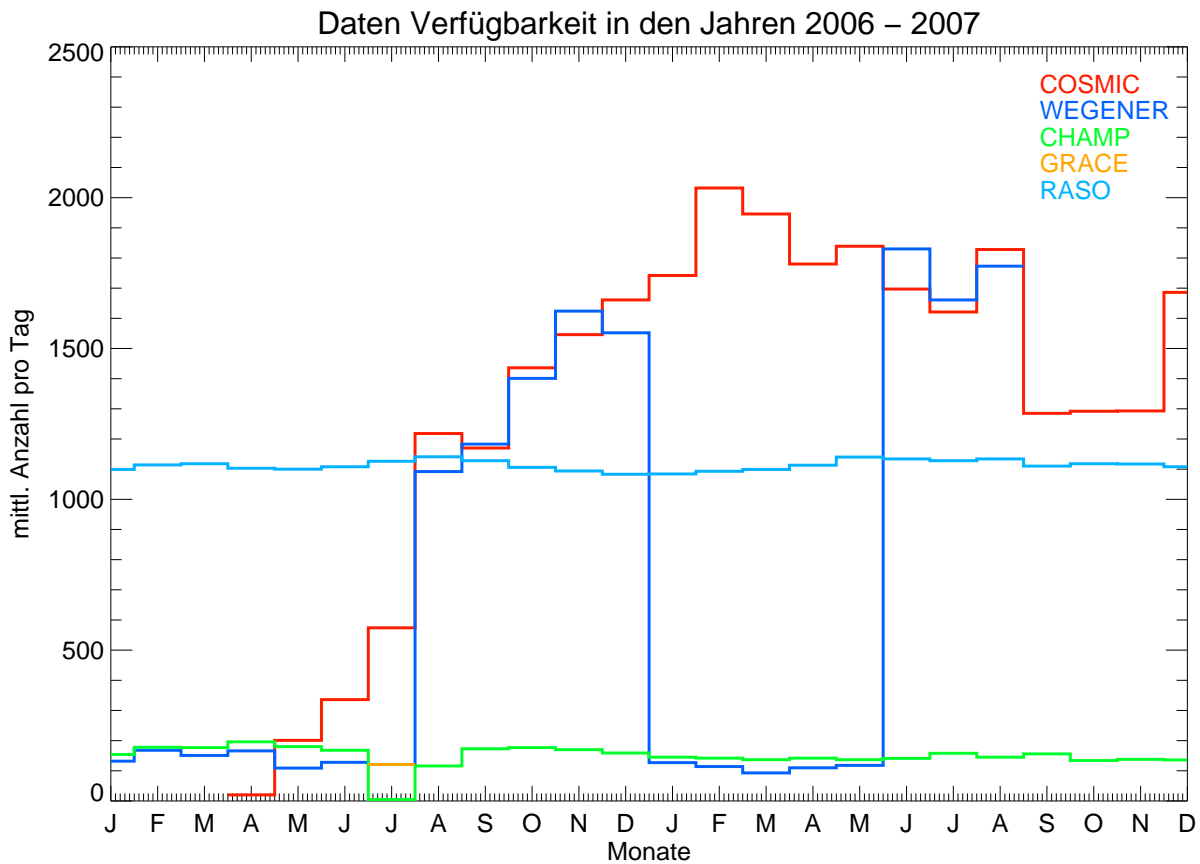


Bild 2.6: Daten Verfügbarkeit im Testzeitraum von 2006 bis 2007: rot sind die Monatmittel von COSMIC, die erst im April 2006 beginnen. blau die Monatmittel vom Wegener Center, die im Juli 2006 durch GRACE Daten, in der Spanne von August bis Dezember 2006 und Juli bis August 2007 mit COSMIC Daten ergänzt wurde. Es waren keine Daten von September bis Dezember 2007 zur Verfügung. grün sind die Monatmittel von CHAMP aus dem CDAAC Archiv.

Alle Daten vom Wegener Center wurden mit dem Prozessierungsverfahren OPSv5.2¹⁶ erstellt. Dieses Empfangsschema ist am Wegener Center mit dem Ziel potentielle systematische Fehler in atmosphärischen Parametern zu minimieren und Hintergrund-Informationen in einer transparenten Art und Weise zu verwenden, entwickelt worden. Vergleiche dazu Gobiet and Kirchengast (2004), Borsche et al. (2006), Gobiet et al. (2007), Foelsche et al. (2007), Foelsche et al. (2008).

OPSv5.2 basiert auf der geometrischen Optik und auf der ionosphärischen Korrektur durch lineare Kombination der Brechungswinkel nach Vorob'ev and Krasil'nikova (1994). Die Eingangsdaten sind die RO Phasenunterschiede für jedes Okkultationsevent mit präzisen Infor-

¹⁶Occultation Processing System version 5.2

mationen über Positionen und Geschwindigkeiten der sendenden und empfangenden Satelliten. In großen Höhen, wo die Fehler der RO Daten vergleichsweise groß sind, werden die empfangenen Brechungswinkelprofile mit Brechungswinkelprofilen aus Hintergrundinformationen in einer statistisch optimalen Weise kombiniert um restliche systematische Fehler in atmosphärischen Parametern unterhalb von 35 km zu minimieren. Das Verfahren inkludiert den inversen Kovarianz-gewichteten Lösungsansatz nach Healy (2001). Als Hintergrundinformation wird die operationelle Analyse des EZMW benutzt. Aus der zeitlich nächstgelegenen Analyse, die alle sechs Stunden vom EZMW verfügbar ist, werden atmosphärische Parameter an die Stelle jedes einzelnen gemessenen Profils interpoliert und im Bereich von größer 60 km bis 120 km mit MSISE-90¹⁷ Klimatologien ergänzt. Eine unmittelbare Folge daraus ist, dass die OPSv5.2 atmosphärischen Profile oberhalb der Stratopause (~ 40 km) Hintergrunddominiert und unterhalb Beobachtungs-dominiert sind. Dieser Ansatz verfolgt das Ziel eine gut definierte Fehlercharakteristik und keinen Effekt auf die gemessenen atmosphärischen Profile in dem vorrangigen Bereich unterhalb von 40 km zu haben. Das wird durch die Initialisierung der oberen Grenze des hydrostatischen Integrals in einer Höhe von 120 km erreicht. Es wird ein trockenes Luft-Retrieval (*dry air*) benutzt um die atmosphärischen Parameter zu berechnen. In Höhen oberhalb von 8 km (Winter Pol) und 14 km (Tropen) ist der Unterschied zwischen trockener und realer Temperatur immer unterhalb von 0.1 K (Foelsche et al. (2008) und Foelsche et al. (2007)). Auch in Steiner et al. (2007) können diese geringen Unterschiede im Vergleich zu MSU TLS Daten bestätigt werden. Laut Foelsche et al. (2008) soll der globale mittlere Fehler von RO Temperaturen zwischen 10 und 30 km kleiner sein als 0.2 K für das OPSv5.2.

Die Zusammenfassung Es werden als Hintergrundinformationen EZMW Analysen und MSISE-90 Klimatologien benutzt. Das Retrieval wird in 120 km Höhe initialisiert. Mit Hilfe eines 1D-VAR Verfahrens werden Trocken-Temperaturen mit einer unteren Grenze (*cut-off*) von 8 (Winter Pol) bzw. 14 km (Tropen) berechnet. Es werden primär CHAMP Daten verwendet, aber auch COSMIC Daten in zwei Zeiträumen (siehe Abb.2.6).

2.7.2 FORMOSAT-3/COSMIC Mission

FORMOSAT-3/COSMIC (Formosa Satellite 3/Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate) ist eine sechs Satelliten Radio Okkultationsmission, die Mitte April 2006 gestartet wurde. Dabei wurden die sechs Minisatelliten in einen zirkularen Orbit von 72° Inklination mit einer Höhe von 512 km geschossen. Die Mission ist ein gemeinsames

¹⁷siehe Anhang A

Projekt von der NSPO (National Space Organisation) in Taiwan und der UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) in den Vereinigten Staaten von Amerika.

Jeder Satellit transportiert einen GPS RO Empfänger als Primärladung und ein winziges ionosphärisches Photometer (‘tiny ionospheric photometer’, TIP), sowie einen CERTO TBB (coherent electromagnetic radio tomography tri-band beacon) als Sekundärladung. Das TIP misst die Intensität von Emissionen, die durch die Rekombination von Sauerstoffionen mit Elektronen in der Ionosphäre entstehen. Die beobachteten Intensitäten können in die Elektronendichte konvertiert werden und damit Aufschluss über ionosphärische Blasen geben, die oft mit der Szintillation von Radio Frequenzen assoziiert werden. Das CERTO TBB erlaubt ionosphärische Beobachtungen durch das Messen des Phasenunterschiedes auf zwei oder drei Frequenzen mit Bodenstationen. Die Daten ermöglichen eine Tomographie der totalen Elektronenanzahl und geben Aufschluss über Störungen in den Radiowellen, die durch die Ionosphäre wandern. Zusammen mit den RO Messungen kann die Elektronendichte in bislang unmöglicher horizontaler und vertikaler Auflösung vermessen werden. Das oberste Ziel von COSMIC ist den Wert von nahezu Echtzeit RO Beobachtungen in Numerischen Vorhersagemodellen zu demonstrieren. Die Daten sind frei verfügbar unter <http://www.cosmic.ucar.edu>.

Direkt nach dem Start befanden sich die sechs Satelliten sehr nahe beieinander im selben Orbit von 512 km. Erst in den folgenden 17 Monaten wurden die Satelliten in orbitale Flächen mit einem Abstandswinkel von 30° zwischen zwei benachbarten Flächen zerstreut und in die endgültigen Orbits von ~ 800 km gehoben. Die momentane Konfiguration liefert an die 2.000 einheitlich verteilte Profile täglich. Aufgrund des Startverfahrens waren die Satelliten am Anfang der Mission nahe zusammen und lieferten so die Möglichkeit unabhängige Profile nahe beieinander zu vergleichen. Schreiner et al. (2007) findet bei diesen nahen Profilen einen RMS Unterschied in der Refraktivität zwischen 10 und 20 km Höhe von unter 0.2%, was ungefähr doppelt so genau ist wie die Schätzungen von CHAMP und SAC-C. Die Okkultationspaare sind dabei deutlich näher beieinander und liegen in der selben Okkultationsebene. Man vergleiche dazu Abb.2.7, in der die prozentualen Differenzen der RMS Werte der Refraktivitäten dargestellt sind.

Es wird zwischen einer kleineren und dafür näher beieinander liegenden Stichprobe und einer 266-tägigen Stichprobe, in der alle Paare enthalten sind, unterschieden. Die Ergebnisse lassen auf eine sehr gute Datenqualität schließen, siehe auch erste Ergebnisse von Anthes et al. (2008).

In den bisherigen Missionen GPS/MET, CHAMP und SAC-C (bis 2005) wurden die Radiosignale im sogenannten PLL Mode (Phase Locked Loop) aufgezeichnet. Dabei wurde die Phase

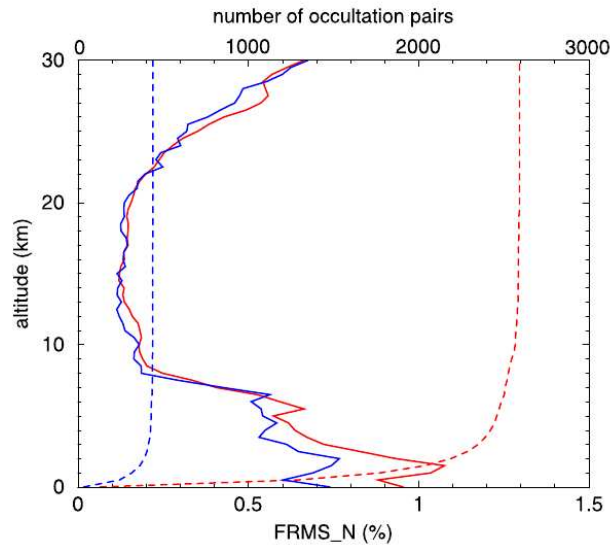


Bild 2.7: Statistik der Refraktivitäten von RO Paaren: Dargestellt sind die prozentualen Differenzen der RMS Werte (durchgezogene Linie) und die Anzahl der Paare (strichliert). Die rote Linie repräsentiert alle (~ 2.600) Paare in dem Zeitraum von 111 - 277 in 2006 mit einer Entfernung von weniger als 10 km der Tangentenpunkte. Die blaue Linie repräsentiert Paare, die deutlich näher aneinander sind. (Quelle: Schreiner et al. (2007))

des Signals modelliert und durch Extrapolation der gemessenen Phase voraus-projiziert. Diese Methode wird normalerweise in GPS und anderen Empfängern verwendet und ist bekannt für das Tracking von single-tone Signalen mit starken SNR Verhältnissen. In der unteren Troposphäre kommt es durch Mehrfachausbreitungen (*multi path*) zu starken Schwankungen der Phase und der Amplitude des Signals. Dadurch geht das Signal verloren und es kommt zu einem frühzeitigen Abbruch der Messung. PLL Tracking kann nur für "setting"¹⁸ Events benutzt werden, eine weitere Einschränkung des PLL Tracking. Die Alternative dazu ist das OL (Open Loop) Tracking mit einem Brechungswinkelmodell. Dadurch können Signale mit einem schlechteren SNR deutlich länger verfolgt werden und tiefer in die Atmosphäre eindringen. Es sind sowohl aufgehende als auch untergehende Okkultationen möglich, wobei die untergehenden etwas tiefer in die Atmosphäre vordringen. Im Anhang B finden sich mehr Details und ein Vergleich der Eindringtiefen aus dem Cosmic Data Users Workshop (Ao et al., 2006). Weitere Ergebnisse und Vergleiche der OL Tracking Methode finden sich auch in Anthes et al. (2008).

Alle Daten von COSMIC wurden mit der selben CDAAC Prozessierungssoftware bearbeitet. Der Ablauf kann in Abb.2.8 verfolgt werden. Im einzelnen werden die Schritte der Verarbei-

¹⁸Das sind Events, wo die beiden Satelliten gegeneinander untergehen. Im Gegensatz zu einem "rising", wo die Satelliten gegeneinander aufgehen, also die Messung von unten beginnt.

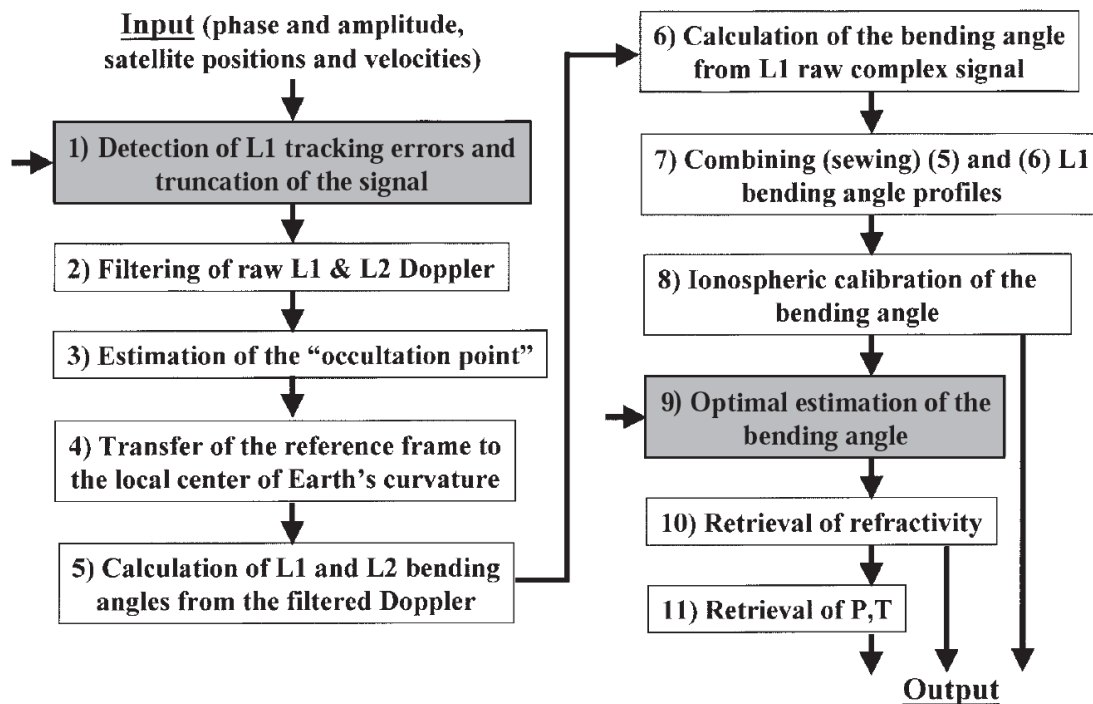


Bild 2.8: CDAAC RO Datenverarbeitungsprozeduren: Pfeile von links zeigen den Gebrauch von zusätzlichen Daten an. (Quelle: Kuo et al. (2004))

tung in Kuo et al. (2004) behandelt. Hier sollen nur die wichtigsten Punkte kurz behandelt werden.

Um Tracking Fehler zu verhindern wird die L1 Dopplerverschiebung mit Hilfe der Positionen und Geschwindigkeiten der GPS und LEO Satelliten und einer Refraktivitätsklimatologie modelliert. Diese Klimatologie basiert auf dem CIRA+Q Klima Modell und beinhaltet die CIRA-86 Daten und Feuchtigkeit in den unteren 20 km. Genauere Details finden sich in Kirchengast et al. (1999). Diese modellierte Dopplerverschiebung wird mit der gemessenen verglichen. Bei Überschreitung eines bestimmten Limits wird das Profil abgeschnitten und die Sondierung ist abgeschlossen.

In der unteren Troposphäre werden die Signale häufig durch Mehrweg-Ausbreitungen verfälscht, wodurch eine normale Berechnung nicht möglich ist, was bei früheren Missionen zu einem Abbruch der Messung geführt hat. In der CDAAC Verarbeitungssoftware kann dieses Problem mit radiohographischen Methoden, die das Originalsignal (Phase und Amplitude) entwirren, gelöst werden. Es gibt mehrere radiohographische Algorithmen wobei die FSI Methode (Full Spectrum Inversion, Jensen et al. (2003)) operationell benutzt wird.

Ein wichtiger Punkt ist auch die Optimierung der gemessenen Brechungswinkel mit Hintergrundfeldern oder Klimatologien. Dazu wird am CDAAC ein ähnlicher Ansatz wie in Kapitel

2.5 benutzt. Aus Einfachheitsgründen wird die vertikale Korrelation des beobachteten Rauschens, sowie in den Hintergrundfehlern (first guess), vernachlässigt. Die Beobachtungsfehler hängen großteils von ionosphärischen Störungen ab und variieren stark zwischen den unterschiedlichen Okkultationen, deshalb werden diese in einer Höhe von 60 - 80 km bestimmt und dann für das ganze Profil konstant gesetzt. Die Hintergrundfehler werden wie von Hocke (1997) vorgeschlagen mit $\sigma_{guess}(a) = 0.2 * \alpha_{guess}$ bemessen. Die Wahl des Faktors ist für die Optimierung von großer Bedeutung, ebenso wie die Wahl des ‘first guess’, momentan wird die CIRA-86 verwendet.

Bei der Umrechnung mit Hilfe der Abel Inversion wird in einer Höhe von 150 km gestartet, was zur Folge hat, dass Informationen oberhalb von ~ 80 km fast ausschließlich durch den ‘first guess’ bestimmt sind und darunter zu einem schnell ansteigenden Teil auf der Beobachtung basieren.

Zusammenfassung Sechs Satelliten liefern an die 2.000 Events pro Tag, die fast einheitlich über den Globus verteilt sind. Als Hintergrundinformation wird die CIRA-86 Klimatologie benutzt, wobei das Integral in 150 km Höhe initialisiert wird. Mit Hilfe eines 1D-VAR Verfahrens und EZMW Analysen werden feuchte Temperaturen bis tief in die Troposphäre berechnet. In der oberen Stratosphäre können die Fehler der Refraktivitätsprofile, durch den starken Einfluss der Klimatologie, groß sein. In der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre, wo die beste Performance erwartet wird, stimmen die vorhergesagten Beobachtungsfehler von Kursinski et al. (1997) sehr gut überein mit denen in Kuo et al. (2004) gefundenen. Weiters findet Kuo et al. (2004), dass im Vergleich mit Radiosonden der Fehler geringer ist, und dass dieser Fehler durch die schlechte Repräsentativität einer Punktmessung zu erklären sei.

2.8 Schlussbemerkung

Die Ergebnisse anderer Untersuchungen mit GPS RO Messungen, wie Ao et al. (2003), Kuo et al. (2004), Kuo et al. (2005), Steiner et al. (2007), Schreiner et al. (2007), Foelsche et al. (2007), Foelsche et al. (2008), zeigen das große Potential dieser Daten. Die GPS RO Messungen haben ihre Vorteile, die auch im Hinblick auf zukünftige globale Klimabeobachtungen sehr verlockend sind. Doch wie bei jedem neuen Instrument muss überprüft werden ob es auch das richtige misst und dafür eignen sich Radiosonden als Vergleichspaar. Von diesem Vergleich können beide Messprinzipien profitieren. Es gibt aber auch ein paar Hindernisse, die nicht nur auf die Messmethoden zurückzuführen sind. Es zeigt sich schon in Abb.2.6, dass

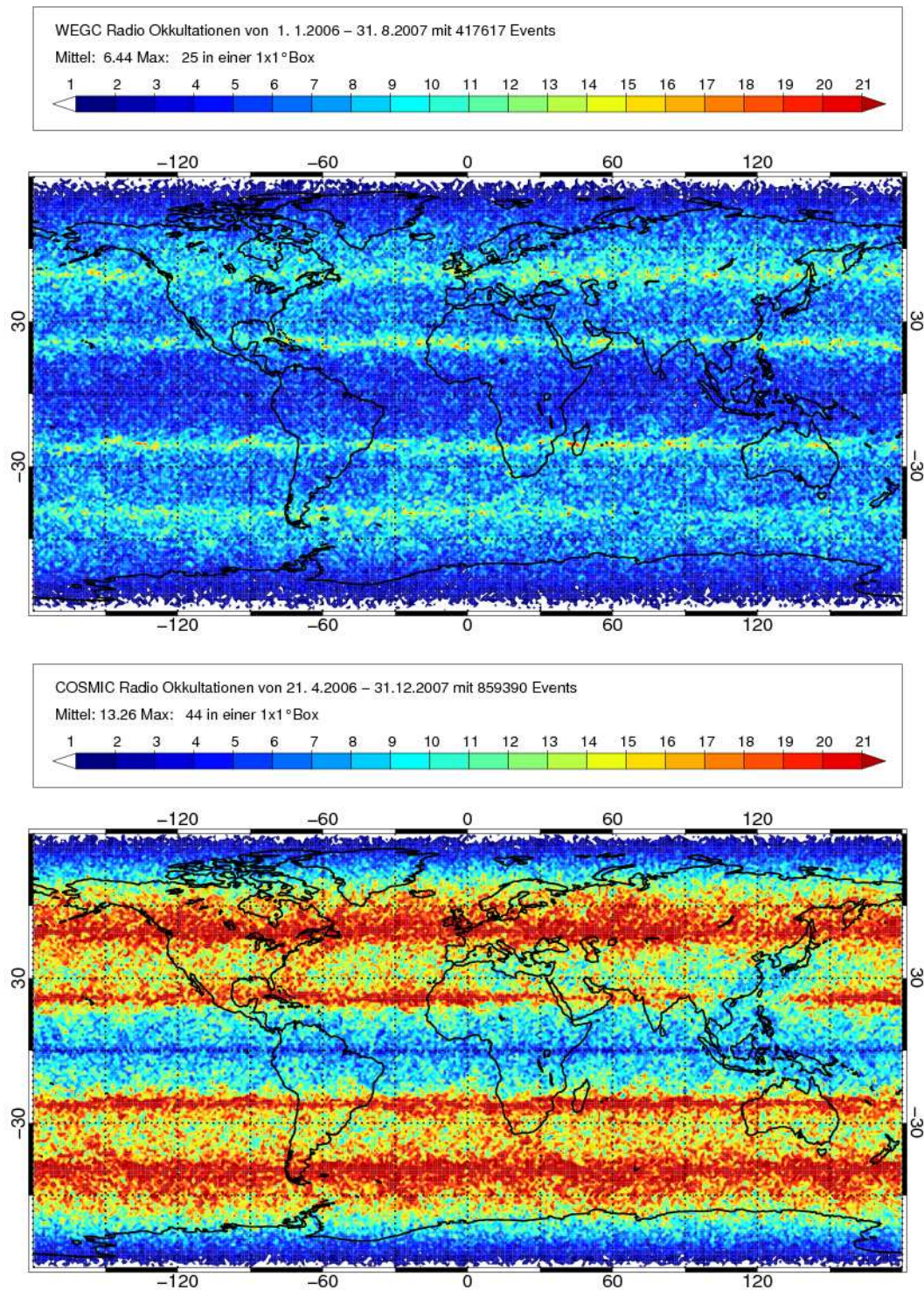


Bild 2.9: Die räumliche Verteilung der GPS RO Events. Oben Wegener Center Daten, unten COSMIC Daten. Dargestellt sind die Häufigkeiten der GPS RO Events in 1x1° Boxen.

die Datenverfügbarkeit besser sein könnte. Gerade der Wegener Center-Datensatz schwankt sehr stark. Auch das zeitliche Setting von 2006 bis 2007 ist nicht ideal, weil die Daten von COSMIC auch erst im April 2006 zur Verfügung stehen und damit keine vollen zwei Jahre für Vergleiche benutzt werden. Dabei muss man beachten, dass man bei COSMIC einen Nordwinter 2006 nicht enthalten hat und bei Wegener Center den Nordwinter 2007. Zunächst mag das als nicht so relevant erscheinen, aber im Kap.4.6 kann man den Unterschied durch das unterschiedliche Zeitsampling deutlich erkennen.

Im folgenden Kapitel 3 wird noch auf die Radiosonden eingegangen, bevor im Kapitel 4 der Vergleich durchgeführt und die Ergebnisse präsentiert werden.

3 Radiosondenstationen

3.1 Einleitung

Seit den 1940er sind Radiosonden eine wichtige Komponente in dem globalen Beobachtungssystem. Der Aufbau des Messsystems mit Wetterballon und Radiosonde hat sich wenig verändert, aber die einzelnen Komponenten sehr. Mit der technischen Entwicklung gab es bis heute mehrere Weiterentwicklungen auch von unterschiedlichen Herstellern. Es steigen an mehr als 800 Orten weltweit täglich mindestens zwei Radiosonden auf und melden Informationen über Druck, Temperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit und Windrichtung. Dabei ist die vertikale Auflösung deutlich höher im Vergleich mit einigen modernen Wettersatelliten wie z.B. Microwave Sounding Unit (MSU), aber auch deutlich geringer als GPS RO Retrievals. Die gemessenen Informationen stellen also eine unabhängige und einzigartige Quelle für obere Atmosphärenbeobachtungen dar und finden zahlreiche Anwendung in Vorhersagemodellen und Klimaanalysen. Eben diese Daten sollen jetzt auch für einen Vergleich mit GPS RO Daten benutzt werden. Zunächst soll noch auf die prinzipielle Technik und das Messverfahren, sowie unterschiedliche Radiosondentypen eingegangen werden.

3.2 Aufbau und Messsystem

Die Radiosonde wird an einem Gummi- oder Latex-Ballon in Höhen bis 35 km transportiert. Dabei hängt die tatsächliche Höhe, die der Ballon erreichen kann, von der Ballongröße ab. Beim Aufstieg vergrößert sich der Durchmesser des Ballons mit fallendem Druck bis zu einem gewissen Punkt, wo der Ballon platzt und die Radiosonde an einem kleinen Fallschirm wieder zu Boden fällt. Während des Aufstiegs sendet die Radiosonde kontinuierlich Messwerte an eine Bodenstation, die die Daten aufzeichnet. Dabei wird die Windinformation (Geschwindigkeit und Richtung) entweder mit Hilfe eines Bodenradars durch die Drift des Ballons gemessen oder per GPS an der Radiosonde direkt. Bei jedem Aufstieg wird eine neue Radiosonde verwendet und die alte geht meist verloren.

Normalerweise misst eine Radiosonde Temperatur, Feuchtigkeit und in vielen Fällen Druck. Im Allgemeinen messen die Temperatursensoren der unterschiedlichen Radiosonden eine durch die Temperatur induzierte Änderung des elektrischen Widerstands, der Kapazität oder der Spannung eines Materials. Der Feuchtigkeitssensor besteht meist aus einer Substanz, die in einer bestimmten Art und Weise auf Änderungen der Feuchte reagiert oder aus Instrumenten, die eine bestimmte Charakteristik der Luft messen, die von dem Wasserdampfgehalt abhängt. Der Drucksensor ist typischerweise ein Aneroidbarometer, wo sich ein Teil relativ zu einer Druckänderung verbiegt. Es gibt auch Radiosonden, die keinen Druck messen und diesen mit der barometrischen Höhenformel aus Temperatur, Feuchte und der Höhe berechnen (Vgl. *AMS Glossary of Meteorology*).

3.3 Verfügbare Daten

Für den Vergleich stehen operationelle Daten des EZMW zur Verfügung. Aus diesen Daten sind die einzelnen Profile für über 800 Radiosondenstationen in dem Zeitraum von 2006 bis 2007 extrahiert worden. Da aber durch die Notwendigkeit eine Cutoff-Zeit (Uhrzeit bis zu der Daten angenommen werden) bei der operationellen Verwendung der Daten am EZMW in einigen Radiosondenprofilen die höheren Schichten fehlen, mussten für diese Schichten aus dem IGRA Archiv zusätzliche Daten benutzt werden. Es wurde also fehlende Information aufgefüllt, damit ein vollständiger Vergleich durchgeführt werden kann.

Die meisten Radiosonden melden um 12 UTC und um 00 UTC. Damit sollte also ein Tag- und ein Nachtaufstieg gesichert sein, aber nicht überall auf der Welt ist Nacht wenn es 00 UTC ist. Bei den meisten Typen ist das weniger ein Problem, weil sich die Standorte der Stationen in ein und der selben Region befinden, aber bei global verteilten Radiosondenstandorten eines Typs kann nicht mehr zwischen Tag und Nacht unterschieden werden. Die Hauptquelle von Fehlern bei Radiosonden ist neben den Fehlern durch das Messprinzip bzw. der Sensoren selbst, der Strahlungseinfluss der Sonne.

3.3.1 Radiosondentypen

Es gibt mehrere Radiosondentypen, aber die folgenden sind in der Zeitperiode 2006-2007 am häufigsten vertreten und lassen so eine gesonderte Betrachtung zu. Es muss gesagt werden, dass alle Informationen über die Instrumentierung nicht der tatsächlichen entsprechen muss, und dass es mehrere Versionen unterschiedlicher Radiosonden gibt, die hier möglicherweise zusammengefasst sind. Genaue Informationen sind schwer zu bekommen, aber trotzdem

soll versucht werden ein Überblick über die mögliche unterschiedliche Instrumentierung der folgenden Typen gegeben zu werden (Gaffen, 1996). Die verwendeten Stationsanzahlen beziehen sich auf die für diesen Vergleich tatsächlich benutzten. Eine detailliertere Übersicht über die einzelnen Stationen findet sich im WMO Catalogue of Radiosondes (2007).

AVK-MRZ Die russische Radiosonde MRZ wird an 104 Standorten, zum größten Teil in Russland und Nachbarstaaten, benutzt (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung besteht aus einem Rod Thermistor, der mit einem strahlungsschützendem und wasserabweisendem Lack behandelt ist, für Temperatur und einer Goldbeater's Skin für Feuchtigkeit. Es wird kein Drucksensor verwendet. Als Bodenempfangseinheit wird ein System namens AVK verwendet.

Die genauen Stationstypnummern für diese Kategorie sind: 27 (88), 75 (16), 76 (1) (Vgl. Anhang C).

Andere russische Radiosonden sind: RF-95 (1) und Mars (10). Verwendet werden die 104 MRZ und die RF-95 Radiosonden.

IM MK-III Die indische Variante der britischen MK-III Radiosonde wird an 28 Standorten in Indien verwendet (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung besteht aus einem Rod Thermistor mit Titanium-Dioxid-Verkleidung für die Temperatur und einem Lithium-Chlorid-Hygristor. Es wird ein Baroswitch, eine Aneroid-Kapsel, für die Druckmessung verwendet. Als Bodenempfangseinheiten werden unterschiedliche Systeme verwendet wie RSGE, Sameer oder WBRT.

Die genaue Stationstypnummer für diese Kategorie ist: 20 (28)¹ (Vgl. Anhang C).

Laut Bhatia (2006) wird an einer neuen Version der Radiosonde gearbeitet.

M2K2 Diese vom französischen Hersteller Modem produzierte Radiosonde M2K2 wird an 21 Standorten überall auf der Welt benutzt (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung besteht aus einem Thermistor für die Temperatur und einer Kapazitätsmessung für die Feuchtigkeit. Es kann ein zusätzlicher Drucksensor mitgenommen werden, ist aber nicht in dieser Ausführung inkludiert. Der Druck wird mit Hilfe der GPS Höhe bestimmt, so wie Windrichtung und -geschwindigkeit. Als Bodenempfangseinheit wird ein System namens SR2K2 verwendet.

Die genauen Stationstypnummer für diese Kategorie ist: 56 (21) (Vgl. Anhang C).

¹Es wurde keine Typinformation in den ECMA Daten gemeldet. Auswahl über WMO Stationsliste.

Zusätzliche Informationen finden sich auf der Website des Herstellers: <http://www.meteomodem.com>

Meisei Diese vom japanischen Hersteller Meisei produzierte Radiosonde Meisei RS2-91 wird an 16 Standorten in Japan benutzt (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung besteht aus einem Thermistor für die Temperatur und einer Kapazitätsmessung für die Feuchtigkeit. Es wird ein Baroswitch für die Druckmessung verwendet. Als Bodenstation wird ein System namens JMA-91 verwendet.

Die genaue Stationstypnummer für diese Kategorie sind: 22 (1), 47 (16), 55 (3) (Vgl. Anhang C).

Andere japanische Radiosonden sind: Meisei RS2-80 (1) und Meisei RS-016 (3). Es werden alle Meisei-Typen verwendet. Zusätzliche Informationen finden sich auf der Website des Herstellers: <http://www.meisei.co.jp/english/>

RS80 Diese vom finnischen Hersteller Vaisala seit über 20 Jahren in Verwendung befindliche Radiosonde wird an 102 Standorten überall auf der Welt benutzt (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung besteht aus einem Thermocap, Kapazitätsmessung, für die Temperatur und einem Humicap, Kapazitätsmessung, für die Feuchtigkeit. Es wird ein Barocap, Kapazitätsmessung, für die Druckmessung verwendet. Als Bodenstationen werden unterschiedliche Systeme verwendet wie MicroCora, Digicora I,II, Marwin, PCCora, Star, Autosonde und Digicora III.

Die genauen Stationstypnummern für diese Kategorie sind: 37 (9), 61 (53), 62 (11), 63 (2), 67 (12) (Vgl. Anhang C).

Die restlichen RS80 Stationen (25) sind in Südafrika und Mexiko und wurden nicht automatisch in den EZMW Daten gemeldet. Die Zuordnung erfolgt über die WMO Stationsliste. Zusätzliche Informationen finden sich auf der Website des Herstellers: <http://www.vaisala.com/weather/products/soundingequipment/radiosondes/rs80>

RS80US Diese vom finnischen Hersteller Vaisala produzierte Radiosonde RS80-57H unterscheidet sich von der RS80 nur durch die Verwendung eines laut Redder et al. (2004) fehlerhaften Strahlungskorrekturschemas. Sie wird an 42 Standorten in den Vereinigten Staaten von Amerika benutzt (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung ist mit der Radiosonde RS80 ident.

Die genaue Stationstypnummer für diese Kategorie ist: 52 (42) (Vgl. Anhang C).

RS90 Diese vom finnischen Hersteller Vaisala produzierte Radiosonde RS90 wird an 44 Standorten weltweit eingesetzt. Verbreitungsgebiete sind primär Kanada und Süd-Ost Europa (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung besteht aus einem F-Thermocap Sensor für die Temperatur und einem H-Humicap² Sensor für die Feuchtigkeit. Es wird ein Silikon-Sensor für die Druckmessung verwendet. Als Bodenstationen werden unterschiedliche Systeme verwendet wie: Digicora I,II und Marwin.

Die genauen Stationstypnummern für diese Kategorie sind: 71 (44), 72, 73, 74, 78 (Vgl. Anhang C).

Laut Rowe et al. (2008) gibt es aber Probleme mit dem Feuchtigkeitssensor.

RS92 Diese vom finnischen Hersteller Vaisala produzierte Radiosonde RS92 wird an 235 Standorten weltweit eingesetzt (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung ist eine verbesserte RS90 und besteht aus einem F-Thermocap Sensor für die Temperatur und einem H-Humicap Sensor für die Feuchtigkeit. Es wird ein Silikon-Sensor für die Druckmessung verwendet. Als Bodenstationen werden unterschiedliche Systeme verwendet wie Star, Digicora I,II,III, Marwin oder Autosonde.

Die genauen Stationstypnummern für diese Kategorie sind: 79 (79), 80 (120), 81 (35) (Vgl. Anhang C).

Zusätzliche Informationen finden sich auf der Website des Herstellers: <http://www.vaisala.com/weather/products/soundingequipment/radiosondes/rs92>

Shanghai Die chinesische Radiosonde GTS, Shanghai genannt, wird an 90 Standorten in China benutzt (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung besteht aus einem Thermistor für die Temperatur und einem makromolekularem Thermistor für die Feuchtigkeit. Es wird ein Silikon-Sensor für die Druckmessung verwendet. Teilweise sind die Radiosonden schon mit GPS ausgerüstet, vgl. Feng (2006). Es sind auch noch ältere Typen in Verwendung, die laut Gaffen (1996) folgende Instrumentierung haben: Es wird ein Rod Thermistor für Temperatur, ein Carbon-Hygristor für Feuchtigkeit und ein Nickel Span C Aneroid Barometer für den Druck verwendet.

Die genaue Stationstypnummer für diese Kategorie ist: 32 (90)³ (Vgl. Anhang C).

²Heated-Humicap: ein dünner Film-Kondensator mit einem beheiztem Doppelsensor. Zwei Feuchtigkeitssensoren arbeiten in Phase, wobei der eine misst und der andere geheizt wird um Eisbildung vorzubeugen.

³Es wurde keine Typinformation in den ECMA Daten gemeldet. Auswahl über WMO Stationsliste.

Sippican Diese vom amerikanischen Hersteller Sippican produzierte Radiosonde Sippican Mark IIA wird an 21 Standorten weltweit eingesetzt. Die Verbreitungsgebiete sind primär die Vereinigten Staaten von Amerika und Brasilien (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung besteht aus einem Rod Thermistor für die Temperatur und einem Karbon-Hygristor für die Feuchtigkeit. Es wird ein Kapazitätsaneroïd Barometer für die Druckmessung verwendet. Als Bodenstationen werden unterschiedliche Systeme verwendet wie Loran-C und W-9000.

Die genauen Stationstypnummern für diese Kategorie sind: 84 (1), 85 (7), 86 (5), 87 (21) (Vgl. Anhang C).

Andere Radiosonden von Sippican: MK2 GPS/STAR, MK2 GPS/W9000, MARK II mit GPS (1), MARK IIA mit GPS (7), MARK II (5) und MARK IIA (21). Verwendet werden alle 34 MARK II(A) Radiosonden.

VIZ Diese vom amerikanischen Hersteller Sippican, früher VIZ, produzierte Radiosonde VIZ-B2 wird an 37 Standorten weltweit eingesetzt. Das Verbreitungsgebiet ist primär in den Vereinigten Staaten von Amerika (Vgl. Abb.3.1). Die Instrumentierung besteht aus einem Rod Thermistor mit weißer Verkleidung für die Temperatur und einem Karbon-Hygristor für die Feuchtigkeit. Es wird ein Baroswitch für die Druckmessung verwendet. Als Bodenstationen werden unterschiedliche Systeme verwendet wie Loran-C und W-9000.

Die genauen Stationstypnummern für diese Kategorie sind: 10 (2), 11 (1), 14 (2), 21 (3), 49 (6), 51 (37) (Vgl. Anhang C).

Diese Radiosonden werden im Laufe des RRS (Radiosonde Replacement System) ausgetauscht gegen Sippican Mark IIA. Andere Radiosonden von VIZ: VIZ type A (2), VIZ type B (1), VIZ Mark I (2), VIZ/Jin Yang Mark I (3), VIZ/Valcom, VIZ LOCATE und VIZ Mark II (6). Es werden alle 37 VIZ-B2, 2 VIZ A, 1 VIZ B, 2 VIZ Mark I, 3 VIZ/Jin und 6 VIZ Mark II verwendet.

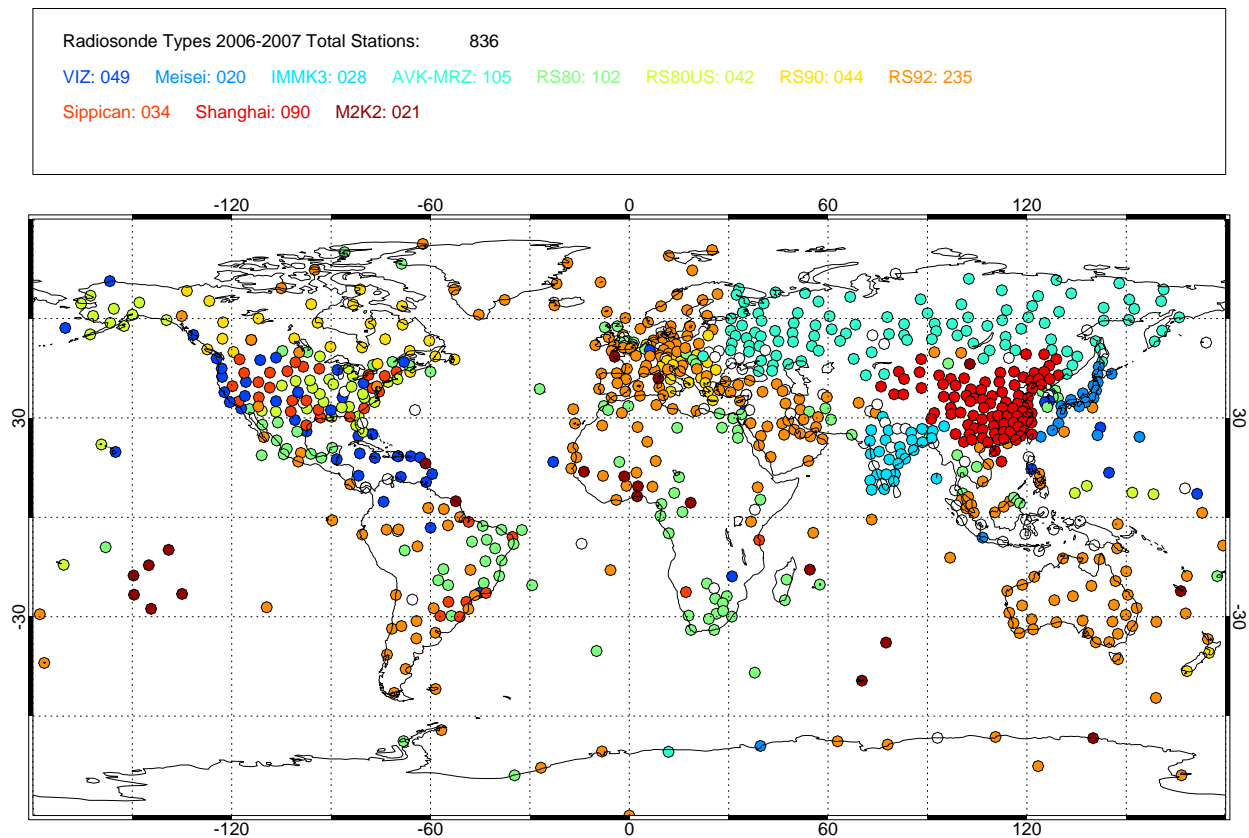


Bild 3.1: Diese graphische Zusammenfassung der Radiosondentypen verrät sowohl den Typ bzw. die Kategorie als auch den Standort der unterschiedlichen Radiosondenstationen. Dabei bedeuten weiße Kreise nicht kategorisierte Radiosonden.

3.4 Schlussbemerkung

Die globale Verteilung der Radiosondenstationen ist nicht homogen (siehe Abb.3.1), im Gegensatz zu den Radio Okkultationsevents (siehe Abb.2.9). Besonders auffällig sind die Ozeane und die Pol-Gebiete, umgekehrt fällt dafür Europa mit einer sehr hohen Dichte auf. Auch die Verteilung der unterschiedlichen Radiosondentypen ist konzentriert auf bestimmte Bereiche bzw. Länder wie etwa in Russland oder China.

4 Vergleich

4.1 Einleitung

Die eigentliche Aufgabe dieser Diplomarbeit war den Vergleich durchzuführen und die Ergebnisse zu präsentieren. Im folgenden finden sich die Ergebnisse und soweit auch erklärbar mögliche Antworten auf erkannte Fehler. Zunächst noch eine kurze Erklärung der verwendeten Methoden. In Kapitel D findet sich der Weg zur Entstehung der folgenden Bilder.

4.2 Bedingungen für einen Vergleich

Es gibt viele Arten, Dinge miteinander zu vergleichen. Deshalb soll im folgenden kurz erklärt werden, welche Bedingungen und welche Werkzeuge verwendet werden.

Wie schon in Kap.3 erklärt wurde gibt es zwei Hauptzeiten bei Radiosonden-aufstiegen und zwar 00 UTC und 12 UTC. Dementsprechend spricht man oft von Nacht- und Tagaufstieg. Da aber nicht alle Radiosonden genau zur selben Zeit starten und das auf Stunden genau bekannt ist, werden alle Aufstiege bis drei Stunden vor und nach dem Haupttermin zu diesem gerechnet. Dieser Zeitraum wird auch der allgemeine Zeitrahmen sein, indem dann auch die GPS Events zeitlich liegen müssen um für einen Haupttermin als Vergleichspaar benutzt zu werden. Der räumliche Bereich für die GPS Events wird mit 300 km rund um die Radiosondenstation angenommen. Diese zeitlichen und räumlichen Dimensionen der Einflussbereiche sind vergleichbar mit denen aus Kuo et al. (2005).

Im Kapitel 2.4 ist schon die Möglichkeit erwähnt worden, dass aus den Radiosondendaten (Temperatur und relative Feuchte) mit Hilfe der Glg.2.13 bzw. Glg.2.12 die Refraktivität berechnet werden kann, die besser mit den GPS Daten vergleichbar ist. Im Zuge dieser Berechnung muss auch der Sättigungsdampfdruck mit Hilfe der Goff-Gratch-Gleichung berechnet werden um den aktuellen Dampfdruck aus der relativen Feuchte zu berechnen. Es können zwei Arten von Refraktivität berechnet werden, trocken (Glg.2.13) und feucht (Glg.2.12). Die

Differenz dieser beiden Größen liefert den Feuchteinfluss. Ähnlich verhält es sich mit den unterschiedlichen Temperaturen, die von den GPS RO Retrievals berechnet werden. Dabei gibt es auch eine Trocken- und eine Feucht-Temperatur. Die Trocken-Temperaturen sind in der Anwesenheit von Wasserdampf niedriger als die realen Temperaturen.

Damit der Zusammenhang zwischen Refraktivität und Temperatur leichter abgeschätzt werden kann, ist es sinnvoll folgende Näherung zu benutzen: *”In Höhen wo der Wasserdampfdruck gering ist, entspricht ein prozentualer Unterschied in der Refraktivität N dem gleichen prozentualen Unterschied in der absoluten Temperatur. Bei einer Temperatur von 250 K und einem 1% Unterschied in N entspricht das einem Temperaturunterschied von 2.5 K.”* (Kuo et al., 2005).

4.3 Ergebnisse

Es wurden unterschiedliche Arten die Daten darzustellen ausgewählt. Die einfachste Darstellung ist die Stationsabbildung, die die Unterschiede der Temperaturen und der Refraktivitäten abbildet. Die nächste Darstellung ist die Radiosondentypenabbildung, die die Unterschiede der Temperaturen und der Refraktivitäten für einen Radiosondentyp zusammengefasst darstellt (Kap.4.4). Die Darstellung der räumlichen Verteilung wird mit zonalen Abbildungen erfüllt, die die Unterschiede der Temperaturen und der Refraktivitäten für 10° breite Boxen wiedergeben (Kap.4.6). Eine andere Art der Darstellung sind die Abbildungen der benachbarten GPS Events, die die Unterschiede der Temperaturen und der Refraktivitäten für GPS Events und Radiosonden gleichzeitig darstellen (Kap.4.7).

4.4 Stationen

Aufgrund der Datenfülle, die bei 836 Stationen und zwei Datensätzen anfällt, muss eine Auswahl getroffen werden. Es sollen drei Zonen, arktisch, mittlere Breiten und Tropen, durch die Radiosondenstationen repräsentiert werden. Die Wahl fällt dabei auf die Südpol-Station Amundsen-Scott, die Station Wien/Hohe Warte, und auf Rochambeau in Französisch-Guyana. Dargestellt sind die vertikalen Profile der mittleren Temperaturdifferenzen, der mittleren Refraktivitätsdifferenzen und der Anzahl der Stichproben für 00 UTC und 12 UTC. Die Differenz wird als Radiosonde minus GPS gebildet. Als Ausdruck der Unsicherheit sind die Standardabweichungen als gestrichelte Linien eingezeichnet. Die Trocken-Temperaturen und die Trocken-Refraktivitäten werden mit Sternen dargestellt. Die Anzahl

der Vergleichspaare lässt dann eine Abschätzung über die Verlässlichkeit der Aussagen aus den Differenzprofilen zu. Gleichzeitig bekommt man einen Einblick über den Zustand und die Vollständigkeit der Zeitreihe für die zwei Jahre (730 Tage). An allen drei Stationen kommen sehr hochwertige Radiosonden zum Einsatz, mit einer Genauigkeit die mit GPS RO vergleichbar ist.

Die Station 89009, Amundsen-Scott am geographischen Südpol, ist mit einer Vaisala RS92 Radiosonde bestückt und wird von den Vereinigten Staaten von Amerika betrieben. Es zeigen sich gute Übereinstimmungen bei T und bei N in den Schichten 600 hPa bis 20 hPa in Abb.4.1. Darüber zeichnet sich ein großer Fehler ($\sim 1\text{-}2\%$) in der Refraktivität ab, der durch einen Feuchtefehler bei den Radiosonden erklärt werden kann, weil dieser Fehler in der Berechnung der trockenen Refraktivität nicht vorkommt, und weil kein korrespondierender Fehler in der Temperatur vorhanden ist. Die starken Abweichungen in den untersten Schichten sind primär durch die geringe Anzahl der Messungen in diesen Schichten zu erklären und durch die Höhe der Station selbst. Im Vergleich mit den Datensätzen muss beachtet werden, dass die Temperaturen des Wegener Centers im Allgemeinen in den Polgebieten nur bis etwa 300 hPa als vergleichbar angesehen werden sollten (vgl. Foelsche et al. (2008)). Dazu dient die horizontale Linie in Abb.4.1 unten. In diesem Beispiel kann die Grenze der Glaubwürdigkeit der Retrievals bis 500 hPa gehen, da in der Antarktis die Tropopause tiefer liegt und der Wasserdampfgehalt geringer ist. Gut zu erkennen ist auch der geringe Unterschied der Trocken- und der Feucht-Temperaturen, ebenso bei der Refraktivität, in der mittleren Troposphäre (300-500 hPa).

Die Station 11035, Wien/Hohe Warte in Österreich, ist mit einer Vaisala RS92 Radiosonde bestückt und wird von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik betrieben. Es zeigen sich gute Übereinstimmungen in nahezu allen Schichten bei COSMIC, wobei ein schwacher Fehler ($\sim 0.5\text{-}1\text{ K}$) ab 50 hPa bis 10 hPa in Abb.4.2 erkennbar ist. Der Fehler ist sowohl bei 00 UTC als auch bei 12 UTC zu finden, wodurch eine fehlerhafte Strahlungskorrektur eigentlich ausgeschlossen werden kann - möglicherweise ein Messfehler bei der Radiosonde. Gut zu erkennen sind die Unterschiede der Trocken- und der Feucht-Temperaturen unter 300 hPa bei COSMIC, bei den Wegener Center Temperaturen gibt es diese großen Unterschiede wegen der fehlenden Daten nicht.

Die Station 81405, Rochambeau in Französisch-Guyana, ist mit einer M2K2 Radiosonde ausgestattet. Es zeigen sich gute Übereinstimmungen in der Refraktivität von der Stratosphäre bis etwa 500 hPa in Abb.4.3, danach gibt es größere Abweichungen, besonders bei 12 UTC. Erkennbar ist auch, dass durch den Wasserdampfgehalt in der unteren Troposphäre die Unsicherheit zunimmt, und dass die Abweichungen zur berechneten trockenen Refraktivität schon

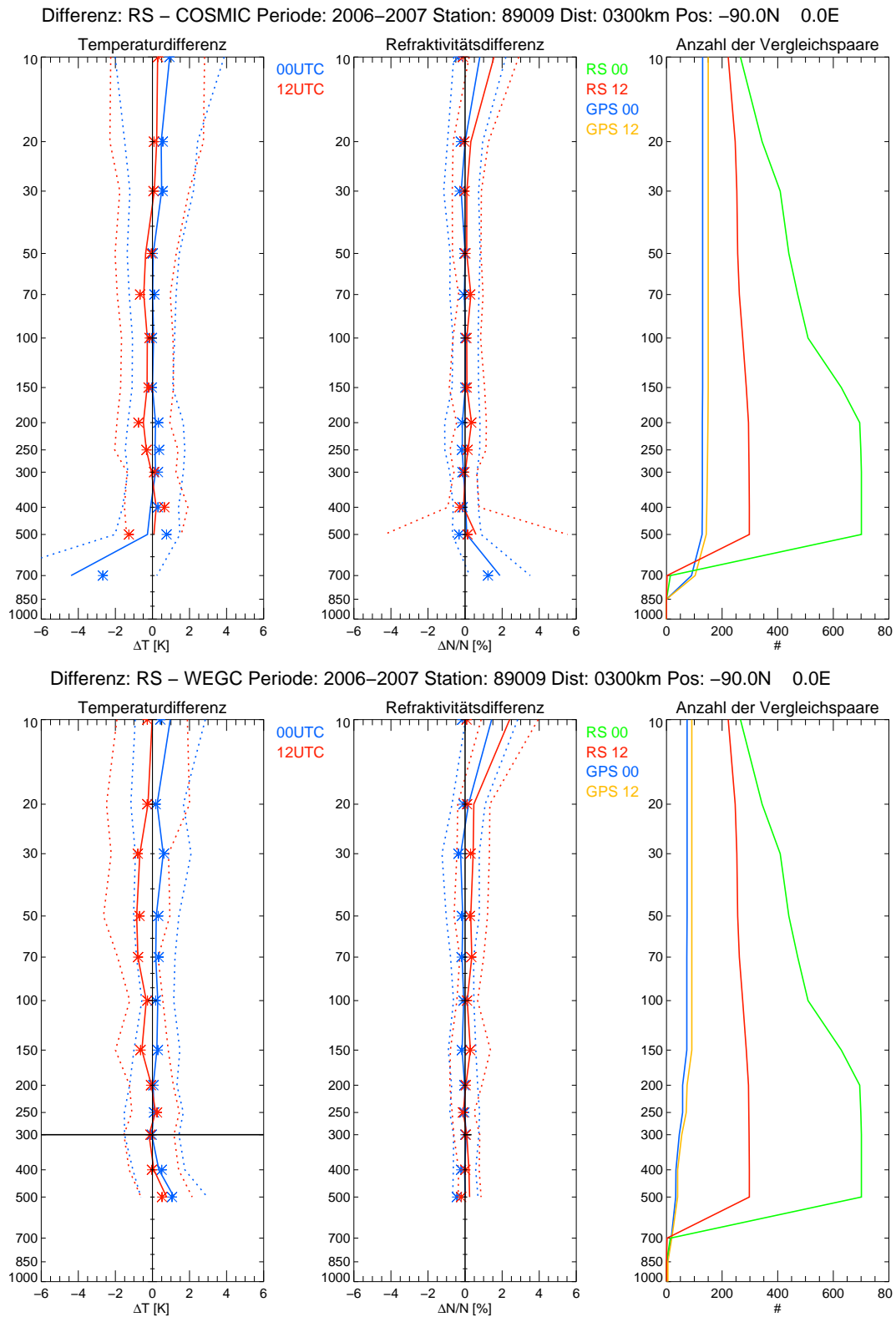


Bild 4.1: Die Station Amundsen-Scott, 89009, direkt am geographischen Südpol. Durchgezogen: mittlere Differenzen bzw. Anzahl der Vergleichspaare. Punktiert: Standardabweichungen. Sterne: mittlere Differenzen der dry-Retrievals

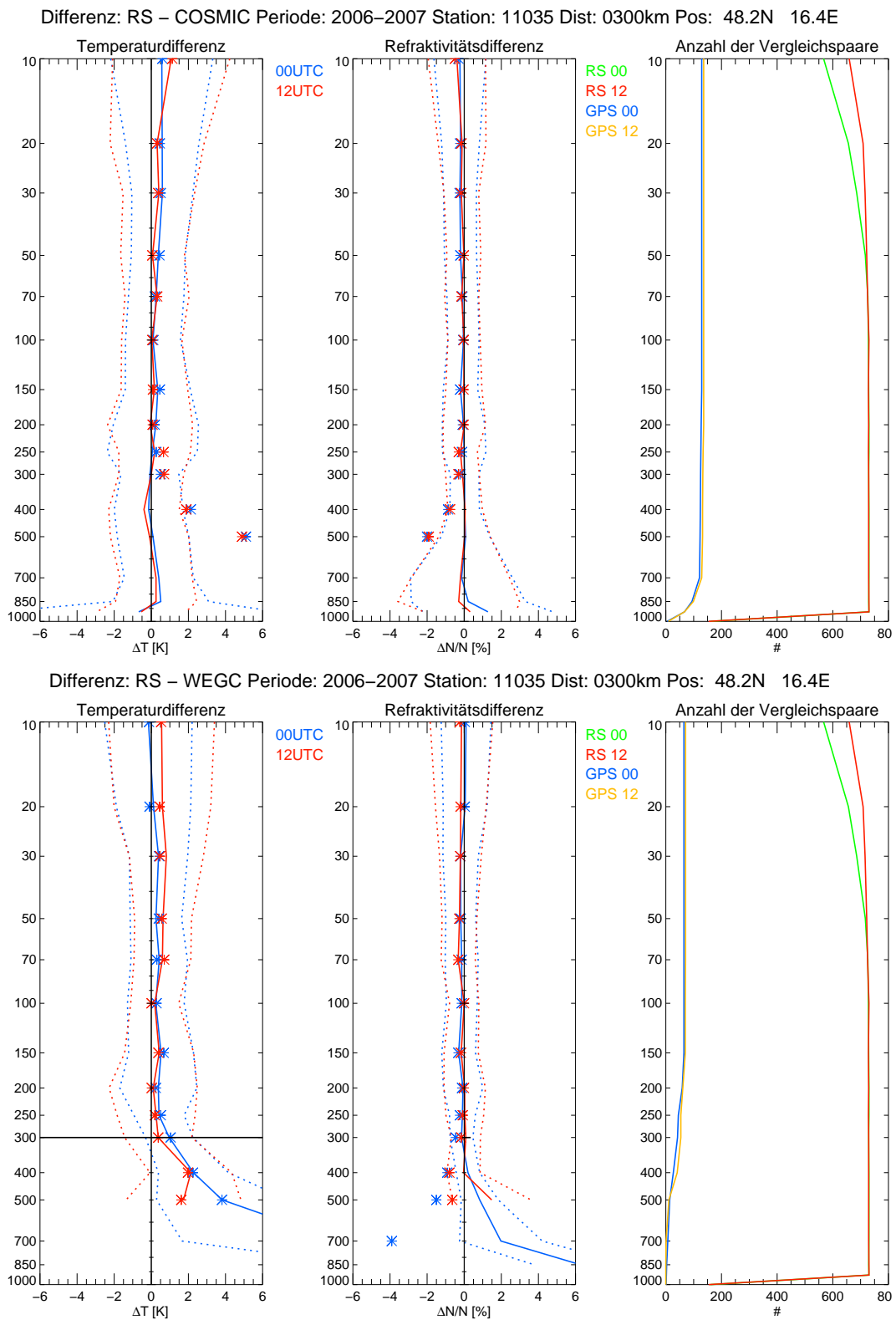


Bild 4.2: Die Station Wien Hohe Warte, 11035, in Österreich. Durchgezogen: mittlere Differenzen bzw. Anzahl der Vergleichspaare. Punktiert: Standardabweichungen. Sterne: mittlere Differenzen der dry-Retrievals

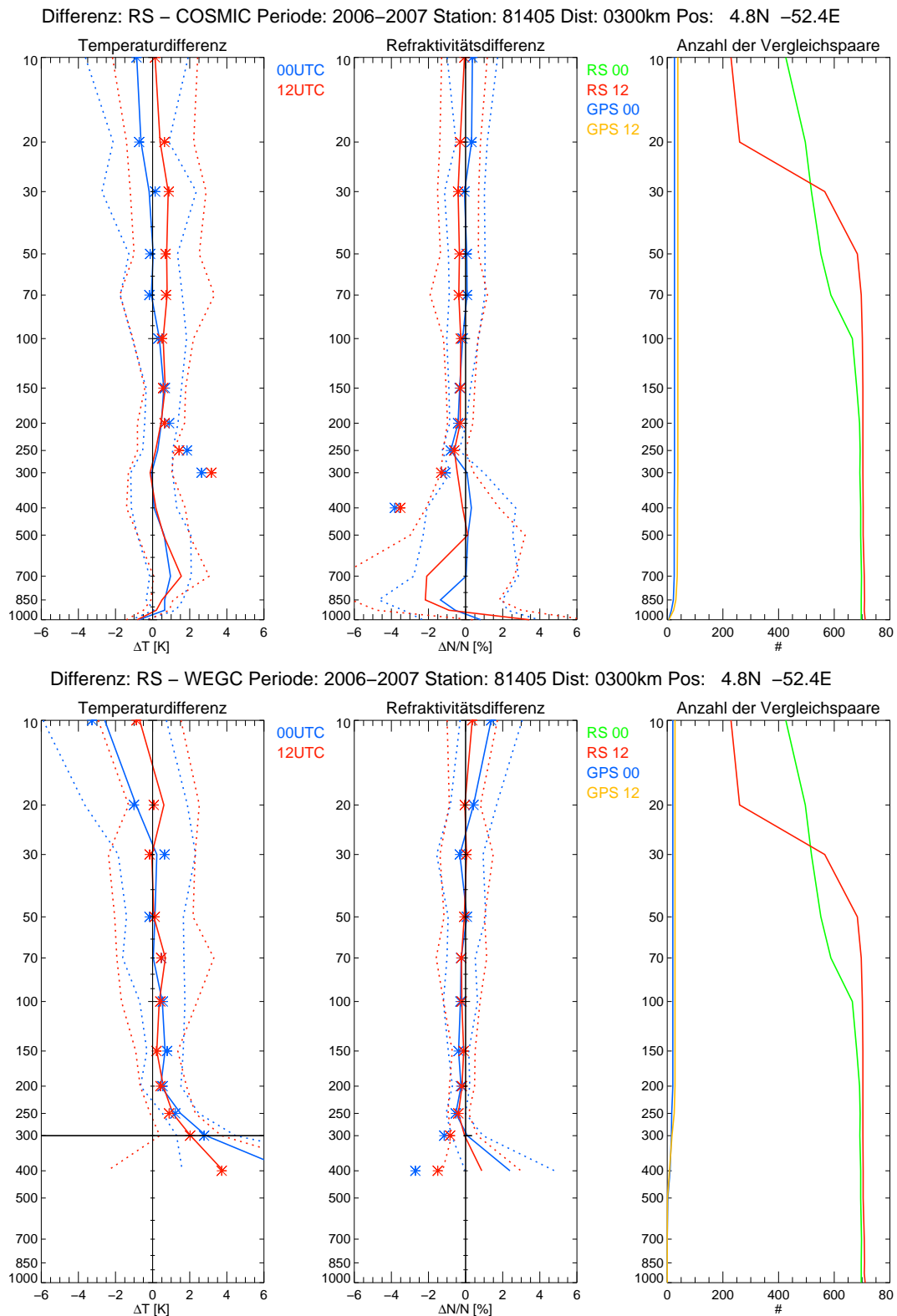


Bild 4.3: Die Station Rochambeau, 81405, in Französisch-Guyana, in der Nähe des südamerikanischen Äquators. Durchgezogen: mittlere Differenzen bzw. Anzahl der Vergleichspaare. Punktiert: Standardabweichungen. Sterne: mittlere Differenzen der dry-Retrievals

in Höhen von 200 hPa beginnen. Ebenso kann bei der Temperatur um 12 UTC eine deutliche Abweichung von 250 hPa bis in die Stratosphäre bemerkt werden. Das deutet auf einen systematischen Fehler bei den Radiosondentemperaturen hin. Betrachtet man dann aber die Ergebnisse aus dem Vergleich mit dem Wegener Center, dann zeigen sich Unstimmigkeiten in der Stratosphäre, aber nicht die selben wie bei COSMIC. Bemerkenswert ist auch die geringe Anzahl der GPS Events beider Datensätze (vgl. Abb.2.9 in der Nähe des Äquators).

4.5 Radiosondentypen

Die genaue Klassifizierung der Radiosondentypen findet sich in Kap.3.3.1. Alle Radiosonden eines Typs wie in Abb.3.1 dargestellt werden zusammen dargestellt. Die Idee dahinter ist möglicherweise einen Unterschied in den Profilen aufgrund des Typs zu identifizieren. Die Art der Darstellung ist ident mit der der Stationsabbildungen.

Die russische Radiosonde MRZ mit dem Verbreitungsgebiet Russland und Nachbarstaaten zeigt in Abb.4.4 eine starke Abweichung in der Stratosphäre, die durch die geringe Dichtendichte erklärbar sein könnte. Jedoch gibt es diesen Fehler im Vergleich mit der trockenen Refraktivität nicht und in der Temperatur ist auch nicht so ein großer Fehler vorhanden. Als Erklärung könnte ein Fehler in der Feuchtemessung der Radiosonden dienen, da in diesen Höhen aber ohnehin kaum messbare Feuchtigkeit vorhanden sein sollte, könnte dieser Fehler vielleicht ein Indiz für eine fehlerhafte Korrektur sein. Richtet man seinen Blick auf den Bereich von 200 hPa bis in die mittlere Troposphäre, dann erkennt man einen weiteren Fehler, der sich in beiden GPS Datensätzen findet. Beim Wegener Center kann man einen Fehler durch die trockene Temperatur in 300 hPa deutlich sehen, aber ein überlagertes Signal durch die Radiosonde dürfte auch dabei sein, wie man bei COSMIC auch sehen kann.

Die indische MK3 Radiosonde mit dem Verbreitungsgebiet Indien zeigt in Abb.4.5 sehr große Fehler. Besonders in der Stratosphäre sind die Unterschiede gigantisch, aber die Vergleichspaare sind auch sehr gering. Man bemerkt eine Art Wellenstruktur in der Temperatur, die gegen gleich zur Refraktivität läuft und somit konsistent ein Fehler bei den Radiosonden ist. Nur in den untersten Schichten von 500 hPa bis zum Boden gibt es eine gute Übereinstimmung mit den COSMIC Daten, wobei in der Refraktivität ein größerer Fehler zu bemerken ist. In den untersten Schichten in feuchten Gebieten, wie etwa Süd-Indien, kann die GPS Messung größere Fehler aufweisen, aber ebenso die indische Radiosonde.

Der nächste Radiosondentyp ist die finnische Vaisala RS80US, mit einer anderen Korrektur über den Vereinigten Staaten von Amerika. In Abb.4.6 zeigt sich eine gute Übereinstim-

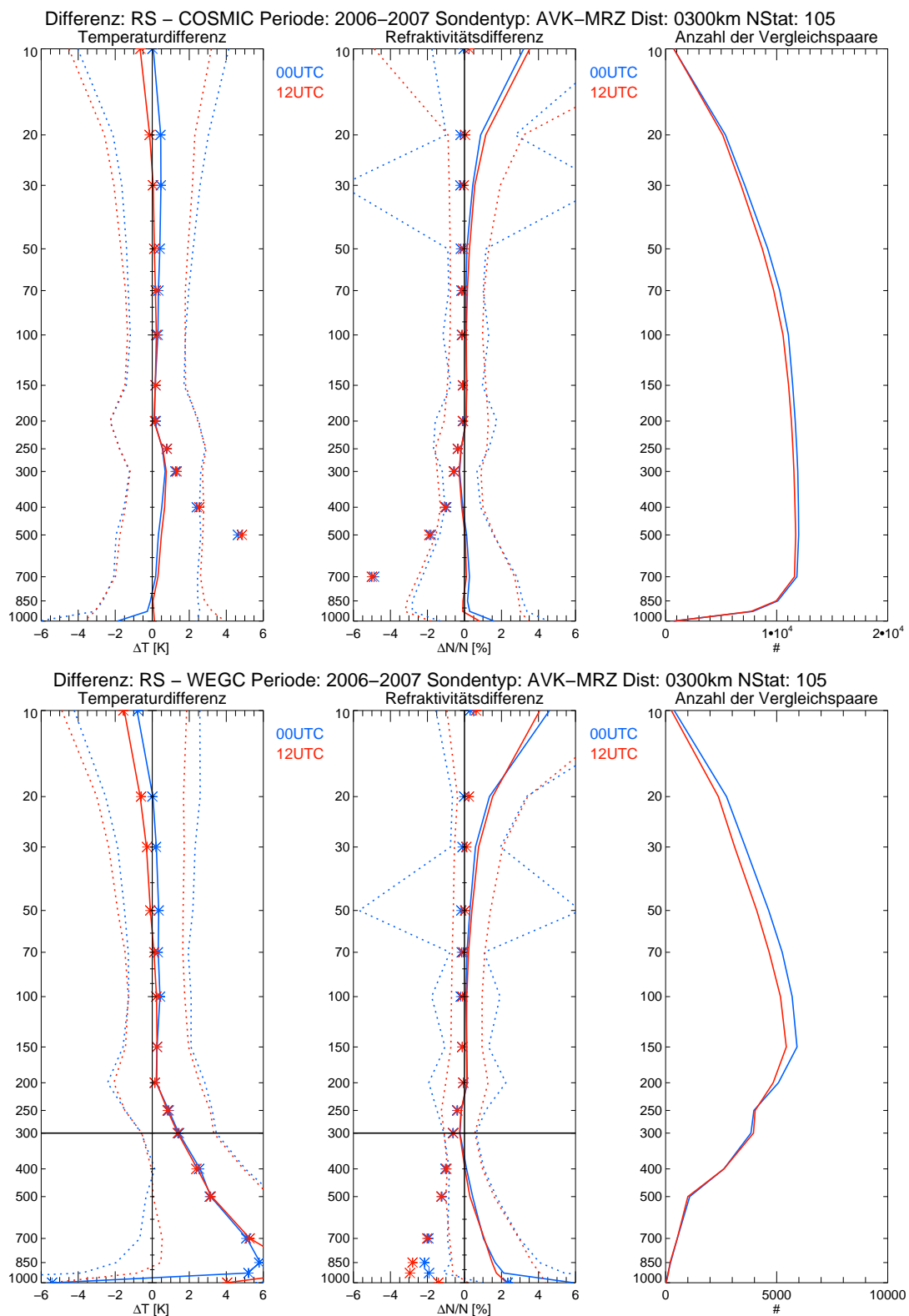


Bild 4.4: Die Abbildung zeigt den Vergleich des Radiosondentyps AVK-MRZ mit den GPS Daten. Durchgezogen: mittlere Differenzen bzw. Anzahl der Vergleichspaare. Punktiert: Standardabweichungen. Sterne: mittlere Differenzen der dry-Retrievals. Auffällig sind ein Feuchtefehler und ein Temperaturfehler in den oberen Schichten.

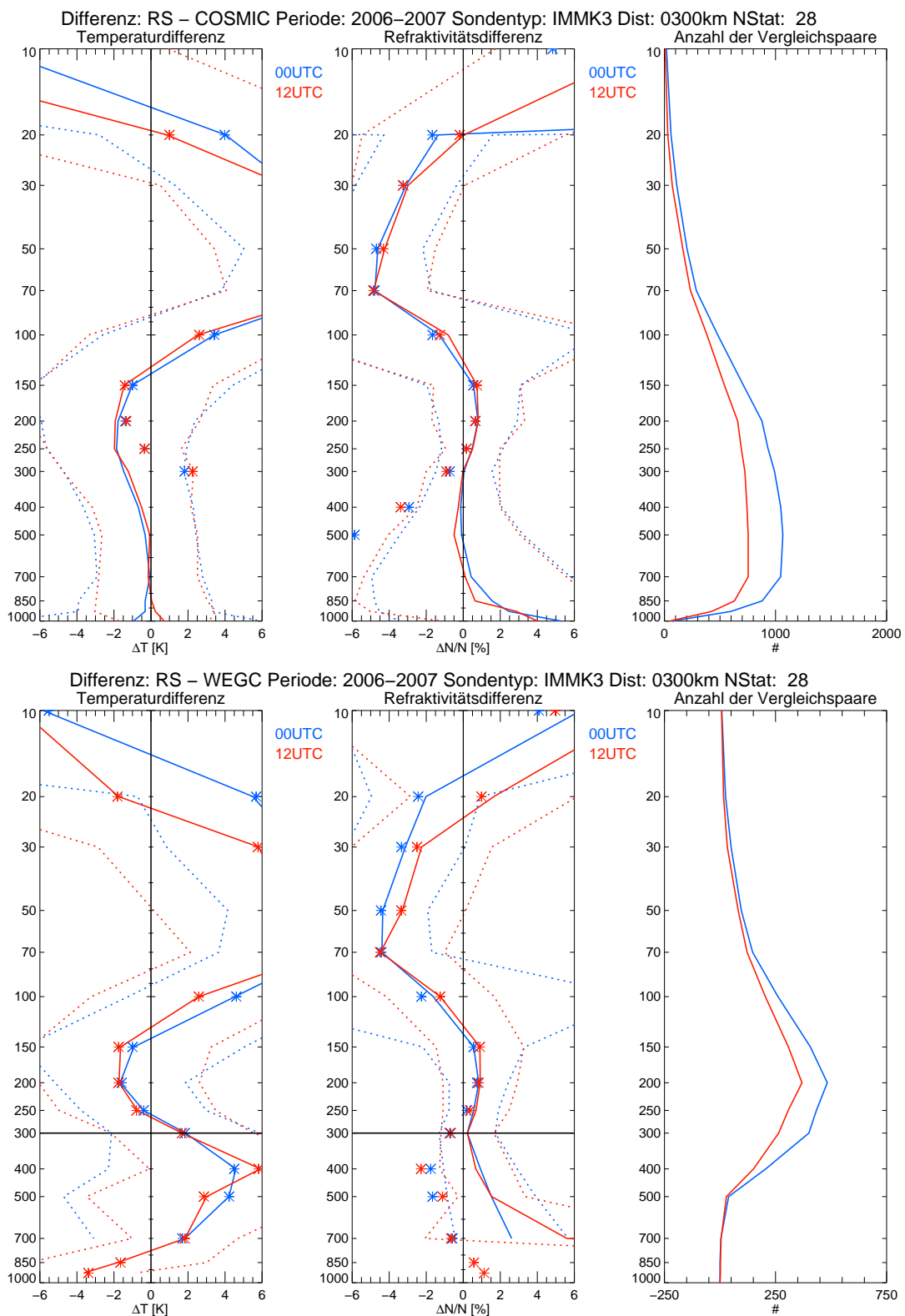


Bild 4.5: Die Abbildung zeigt den Vergleich des Radiosondentyps IMMK3 mit GPS Daten. Durchgezogen: mittlere Differenzen bzw. Anzahl der Vergleichspaare. Punktiert: Standardabweichungen. Sterne: mittlere Differenzen der dry-Retrievals. Auffällig sind große Fehler bei Temperatur und Refraktivität, die konsistent in beiden Datensätzen sind.

mung bei der Temperatur und der Refraktivität. Man findet aber von etwa 100 hPa bis in die Stratosphäre bei der 12 UTC Messung einen konstanten Fehler, der möglicherweise durch die andere Strahlungskorrektur bedingt ist. In den obersten Niveaus zeichnet sich in der Refraktivität ein Feuchtefehler der Radiosonden ab. Die GPS Daten bestätigen sich untereinander, wobei es leichte Unterschiede in der Stärke gibt. Wieder erkennt man ab etwa 200-300 hPa eine künstliche Temperaturabweichung bei den Profilen des Wegener Centers durch die kältere trocken Temperatur in feuchten Gebieten.

Eine weitere finnische Radiosonde, Vaisala RS92, die weltweit am häufigsten verwendet wird, zeigt in Abb.4.7 eine sehr gute Übereinstimmung mit den GPS Daten. In nahezu allen Höhen sind die Abweichungen sehr gering, erkennbar ist eine Abweichung in der obersten Schicht von maximal 1 K.

Die chinesische Radiosonde Shanghai zeigt in Abb.4.8 eine sehr gute Übereinstimmung mit den GPS Daten. Gerade einmal in der obersten Schicht gibt es Abweichungen, die in der Stärke von 1-2 K sind. Wiedereinmal wird deutlich, dass die trocken Temperatur auch in Schichten deutlich über 300 hPa sichtbar kälter ist.

Zum Abschluss noch eine amerikanische Radiosonde, Sippican. In Abb.4.9 zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit den GPS Daten. In der Refraktivität ist in den Schichten oberhalb von 200 hPa ein schwacher Fehler sichtbar, der in den obersten Schichten in einen zusätzlichen Feuchtefehler übergeht. Ein konsistentes Bild zeigt sich in der Temperatur, wo in den Schichten oberhalb von 400 hPa ein schwacher Fehler existiert und in der obersten Schicht verschwindet.

Die Zusammenfassung in unterschiedliche Radiosondentypen hat sich als sehr zweckmäßig erwiesen und bietet Anstoß für weitere Untersuchungen betreffend der Radiosondentypen.

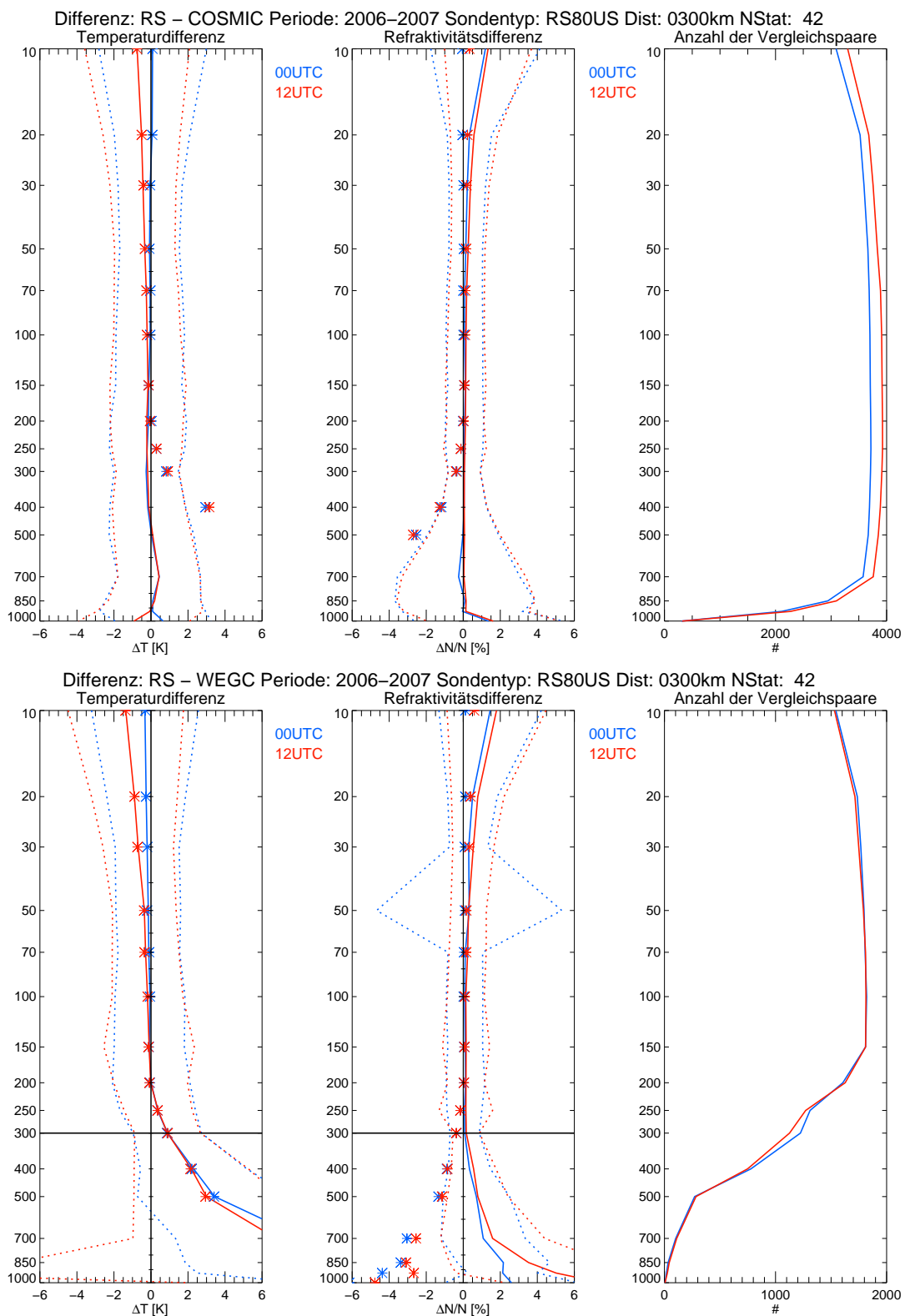


Bild 4.6: Die Abbildung zeigt den Vergleich des Radiosondentyps RS80US mit GPS Daten. Durchgezogen: mittlere Differenzen bzw. Anzahl der Vergleichspaare. Punktiert: Standardabweichungen. Sterne: mittlere Differenzen der dry-Retrievals. Auffällig sind systematische Abweichung in der Temperatur und ein Feuchtefehler in den oberen Niveaus.

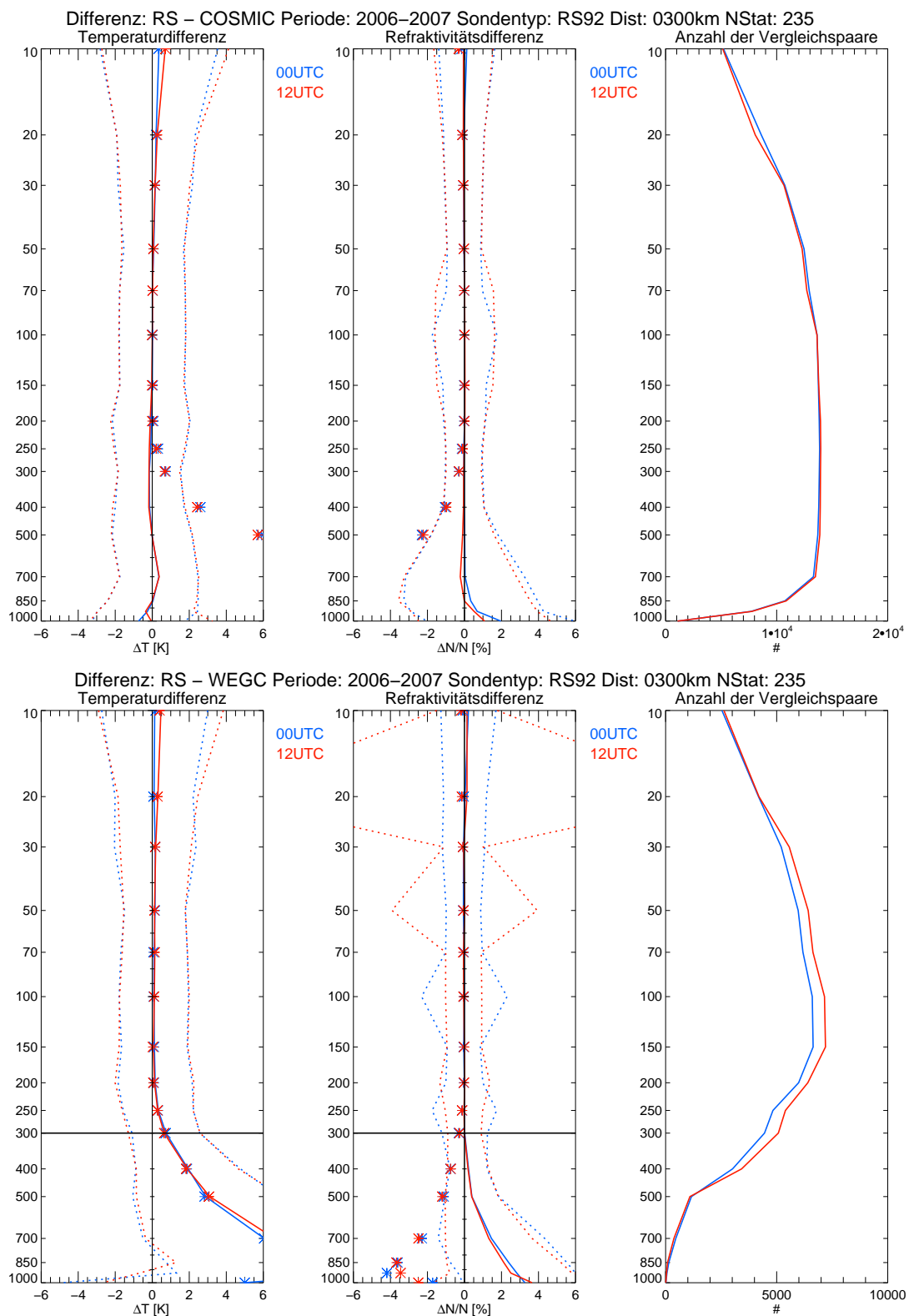


Bild 4.7: Die Abbildung zeigt den Vergleich des Radiosondentyps RS92 mit GPS Daten. Durchgezogen: mittlere Differenzen bzw. Anzahl der Vergleichspaare. Punktiert: Standardabweichungen. Sterne: mittlere Differenzen der dry-Retrievals. Die Übereinstimmung ist sehr gut.

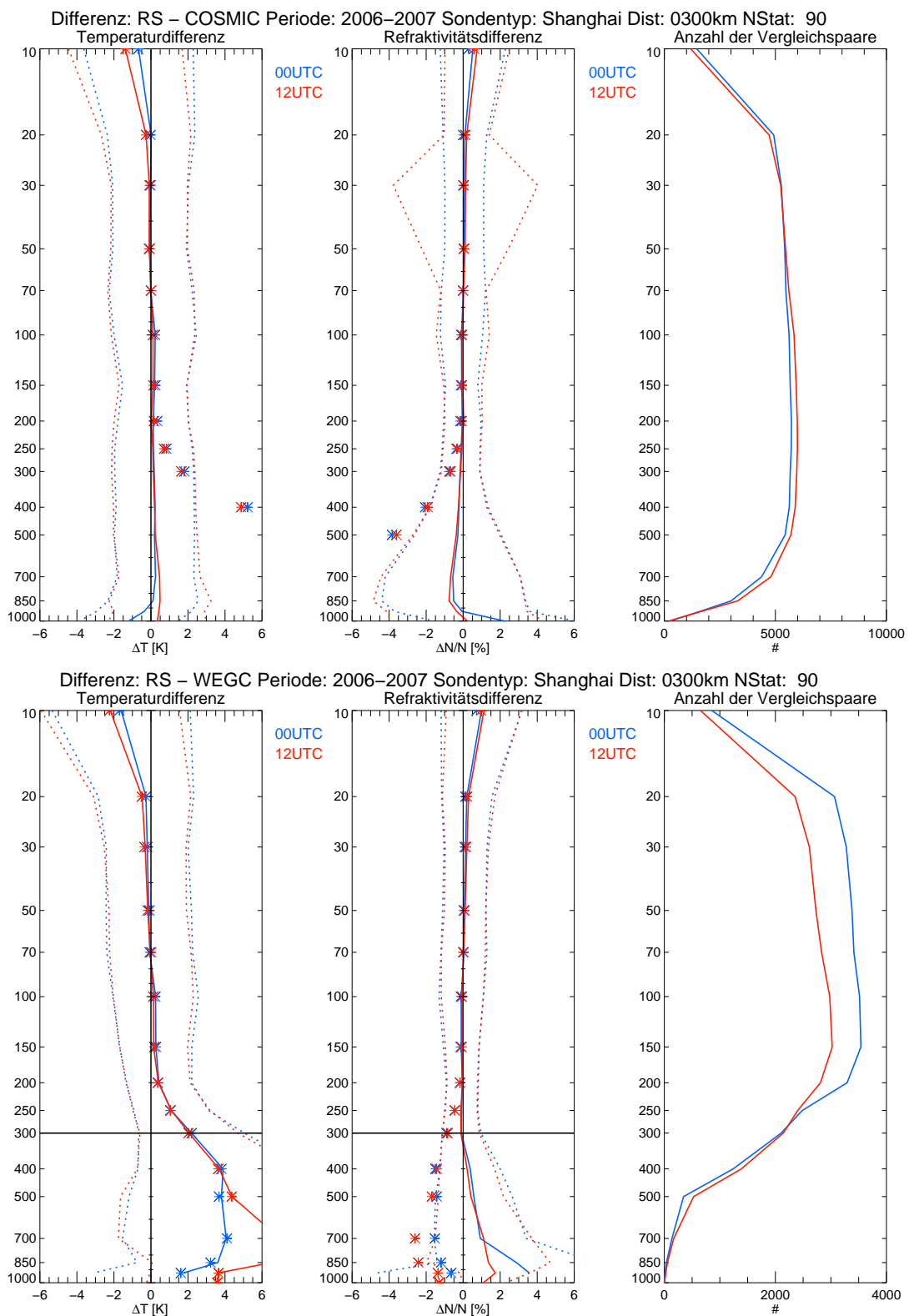


Bild 4.8: Die Abbildung zeigt den Vergleich des Radiosondentyps Shanghai mit GPS Daten. Durchgezogen: mittlere Differenzen bzw. Anzahl der Vergleichspaare. Punktiert: Standardabweichungen. Sterne: mittlere Differenzen der dry-Retrievals. Die Übereinstimmung ist sehr gut. Auffällig sind Fehler in den Radiosondentemperaturen der obersten Schichten.

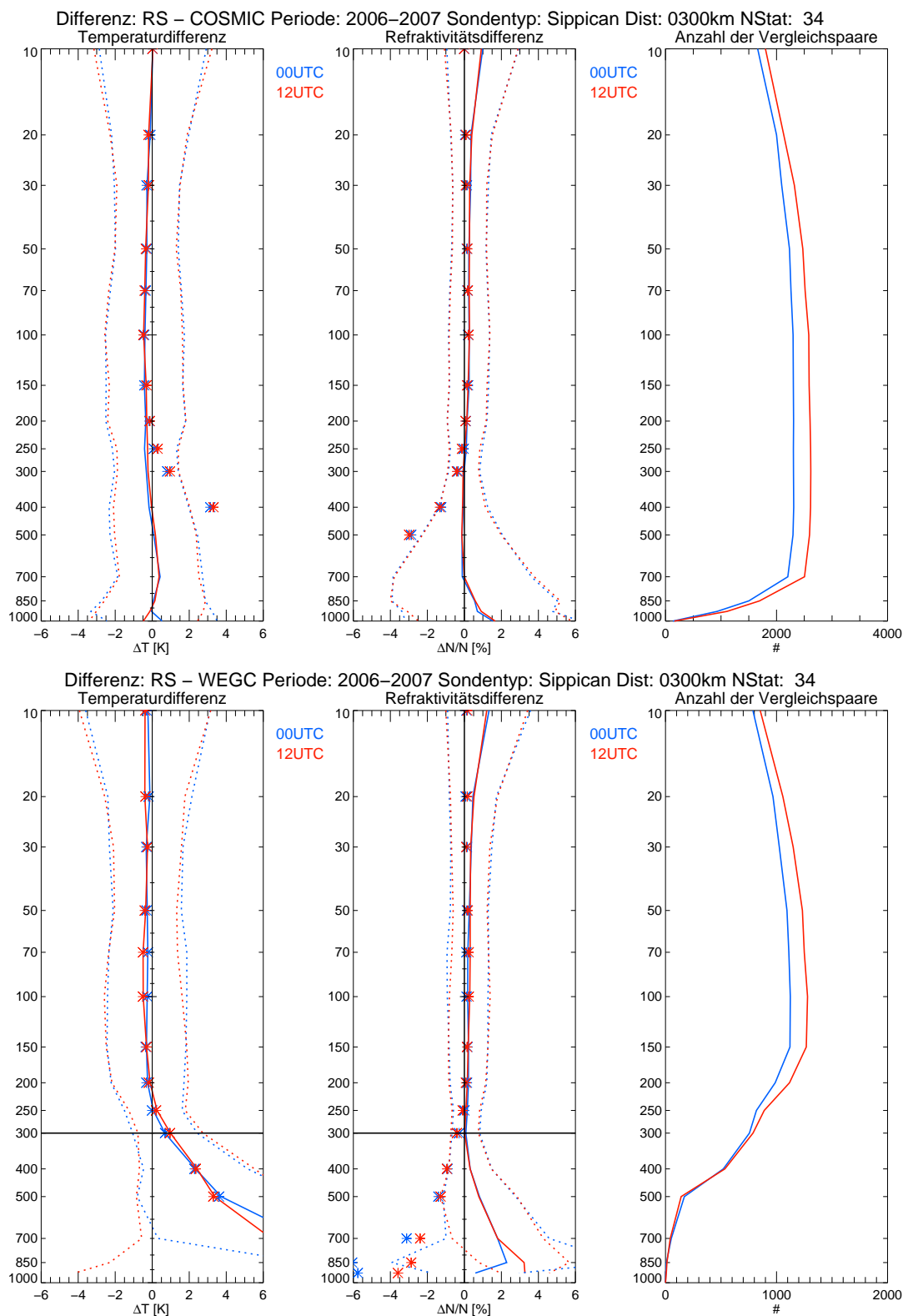


Bild 4.9: Die Abbildung zeigt den Vergleich des Radiosondentyps Sippican mit GPS Daten. Durchgezogen: mittlere Differenzen bzw. Anzahl der Vergleichspaare. Punktirt: Standardabweichungen. Sterne: mittlere Differenzen der dry-Retrievals. Auffällig sind ein schwacher Temperaturfehler in den Schichten oberhalb von 400 hPa und in den obersten ein Feuchtefehler.

4.6 Zonale Mittel

Die zonale Mittelung wird in Boxen von 10° geographischer Breite und Länge auf unterschiedliche Arten durchgeführt. Zunächst werden 18 mal 36 Boxen erzeugt und mit GPS RO Events gefüllt. Davon werden aber im Vergleich mit den Radiosonden nur die unmittelbar benachbarten Boxen verwendet und bei den GPS RO Datensätzen untereinander alle. Einen Überblick kann man sich mit Hilfe von Abb.3.1 verschaffen. Es fällt auf, dass besonders die Ozeane ausgeschlossen werden, aber dass diese Bedingung notwendig ist in Breiten, die nur durch wenige Radiosonden repräsentiert werden und dadurch nicht die gesamte Fläche abdecken können. Anfängliche Versuche haben gezeigt, dass so der Repräsentationsfehler in Grenzen bleibt.

In weiterer Folge werden wie schon zuvor Differenzen der Temperaturen und der Refraktivitäten von Radiosonden minus GPS dargestellt, andererseits werden auch die GPS Daten miteinander verglichen um Fehler ausschließen zu können. Wie in Abb.2.6 gezeigt wird, variiert die Anzahl der Events pro Monat zwischen den beiden Datensätzen doch beträchtlich. Der Vergleich zwischen den beiden Datensätzen wird dadurch stärker abhängig von anderen Größen wie Datendichte, Mittelbildung und Varianz der Daten. Aus diesem Grund werden im folgenden unterschiedliche Strategien verfolgt bei der Mittelbildung. Es gibt die Monatsmittel vom Wegener Center und COSMIC im Hinblick auf die Radiosonden, dabei werden die gesamten Zeitreihen verwendet (vgl. Abb.4.13, Abb.4.14, Abb.4.15). Dann gibt es die Einzelbetrachtungen zwischen den GPS RO Datensätzen und Radiosonden in dem Zeitraum 1.August 2006 bis 31.Dezember 2006 (vgl. Abb.4.10, Abb.4.11). In diesem Zeitraum werden dann auch die GPS RO Datensätze miteinander verglichen (vgl. Abb.4.12).

Diese Einschränkung in Abb.4.12 reduziert die COSMIC Daten auf ein Viertel und die Wegener Center Daten auf die Hälfte der Gesamtanzahlen, aber macht beide gleich groß für den Vergleich. Des weiteren werden die Differenzen der Monatsmittel im zeitlichen Verlauf zonal in einer Druckschicht (vgl. Abb.4.13) und zusammengefasst in einer Druckschicht (vgl. Abb.4.14) dargestellt. Dabei werden entweder die Differenzen der beiden GPS Daten direkt gebildet oder indirekt über die Differenzen von Radiosonde und GPS.

Es zeigen sich in Abb.4.10 zum größten Teil Abweichungen von $\pm 1 K$, aber auch größere Abweichungen besonders an den Polen und vermehrt auf der Südhalbkugel. Mit der Verteilung der Radiosonden (vgl. Abb.4.14 oben grünes Histogramm) und dem Wissen, dass nur Daten von August bis Dezember 2006 verwendet wurden, erscheinen die Werte realistisch. In dem Vergleich mit COSMIC und Wegener Center Daten erscheinen ähnliche Strukturen, besonders über dem Nordpol, in den Tropen und bei etwa $60^\circ S$. Nicht alle diese Strukturen sind

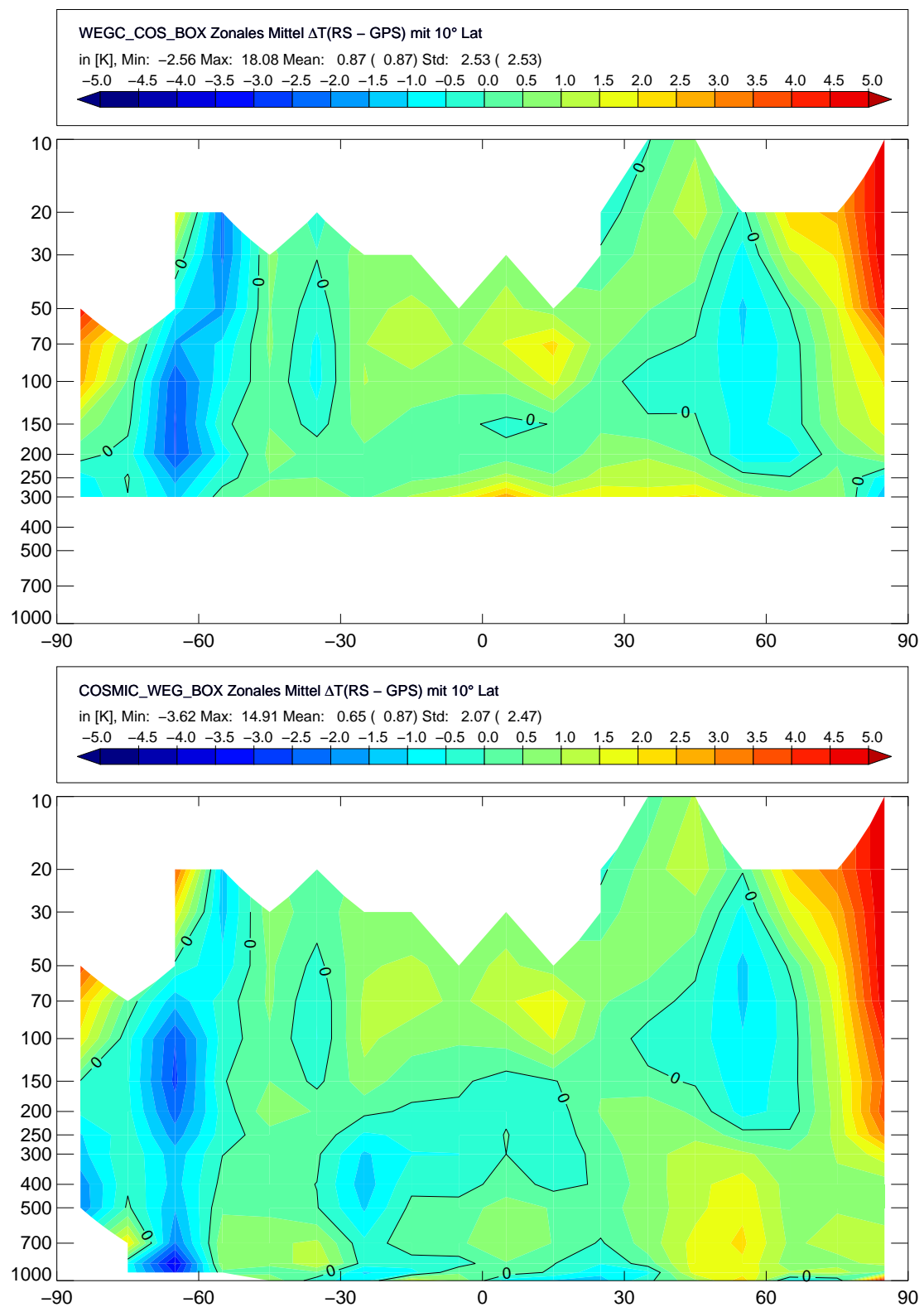


Bild 4.10: Die Abbildung zeigt die zonalen Temperaturdifferenzen zwischen Radiosonde und GPS in dem verkürzten Zeitraum. Benutzt werden nur die *geboxten* GPS Events in der Nähe der Radiosonden und die vollständigeren (min. 30%) Radiosonden-Zeitreihen.

durch Radiosonden verursacht wie sich in dem direkten Vergleich der GPS RO Datensätze zeigen wird.

Der nächste Schritt ist die Überprüfung der Refraktivität in Abb.4.11 um Fehlerquellen in der Berechnung der GPS RO Temperaturen auszuschließen. Es zeigen sich ähnliche Strukturen wie bei der Temperatur und bestätigen die vorherigen Feststellungen. Die zu hohen Temperaturen des Wegener Centers in den Tropen bei 300 hPa sind durch das dry-Retrieval verursacht. In der Refraktivität ist der Fehler nicht sichtbar. Ein weiterer Fehler zeigt sich in der unteren Troposphäre der Tropen in den Refraktivitäten von COSMIC, der vermutlich durch die große Feuchte in diesem Gebiet entsteht. Ein vergleichbar großer Fehler in den Temperaturen fehlt, wodurch ein Feuchtefehler in den GPS RO Retrievals plausibel ist. Ungeklärt bleiben nach wie vor die Strukturen über den Polen und den Tropen besonders in der Stratosphäre.

Um einer falschen Interpretation zu entkommen werden die GPS RO Datensätze untereinander in Abb.4.12 verglichen. Für diesen Vergleich wurden alle Daten (alle Boxen) in der Zeit von August bis Dezember 2006 verwendet. Wie zu erwarten ist der Vergleich sehr gut, aber es gibt systematische Abweichungen besonders an den Polen und der besprochene dry-Retrieval Fehler. Wodurch diese Abweichungen der Datensätze kommen könnten, kann nicht aufgelöst werden, aber für den Vergleich mit den Radiosonden steht fest, dass diese Gebiete weniger gewichtet werden sollten in der Interpretation. Jedoch darf die Aussage von Abb.4.12 nicht über bewertet werden, weil der Vergleichszeitraum zu kurz ist um genaueres zu sagen. Betrachtet man in diesem Kontext die Abb.4.13, so zeigen sich besonders in den Refraktivitäten gute Übereinstimmungen, die auch zeitlich konstant bleiben.

Zusammenfassend sei gesagt, dass in den vorherigen Abbildungen die Strukturen an den Polen in Abb.4.10 und Abb.4.11 durch die GPS RO Datensätze beeinflusst werden, aber auch durch die geringe Anzahl an Radiosondenstationen. Bei den Strukturen über den Tropen kann so nicht argumentiert werden. Eine mögliche Erklärung für die Abweichungen bei etwa 30°N können die indischen Radiosonden liefern. In Abb.4.5 zeigen sich deutliche Abweichungen in genau diesen Höhen. Die Auswirkungen dieser Fehler sind bei dieser Breite am größten, weil die Anzahl der Radiosonden in dieser Zone geringer ist als eine Zone weiter nördlich. Aus Abb.4.10 zeigt sich ein weiterer Fehler in der tropischen Stratosphäre südlich des Äquators, der nicht erklärt werden kann. Ein Indiz könnte die geringe Stationsanzahl sein, aber mehr lässt sich nicht sagen. Auffällig bleiben auch die Zentren der Minima südlich von 60°S, die einerseits in den obersten Schichten durch die GPS RO Daten beeinflusst werden und andererseits auch durch besonders wenige Radiosondenstationen gestützt werden. Es gibt dort bei den Radiosonden geringere Abweichungen als in Abb.4.10 vermittelt wird. In diesem

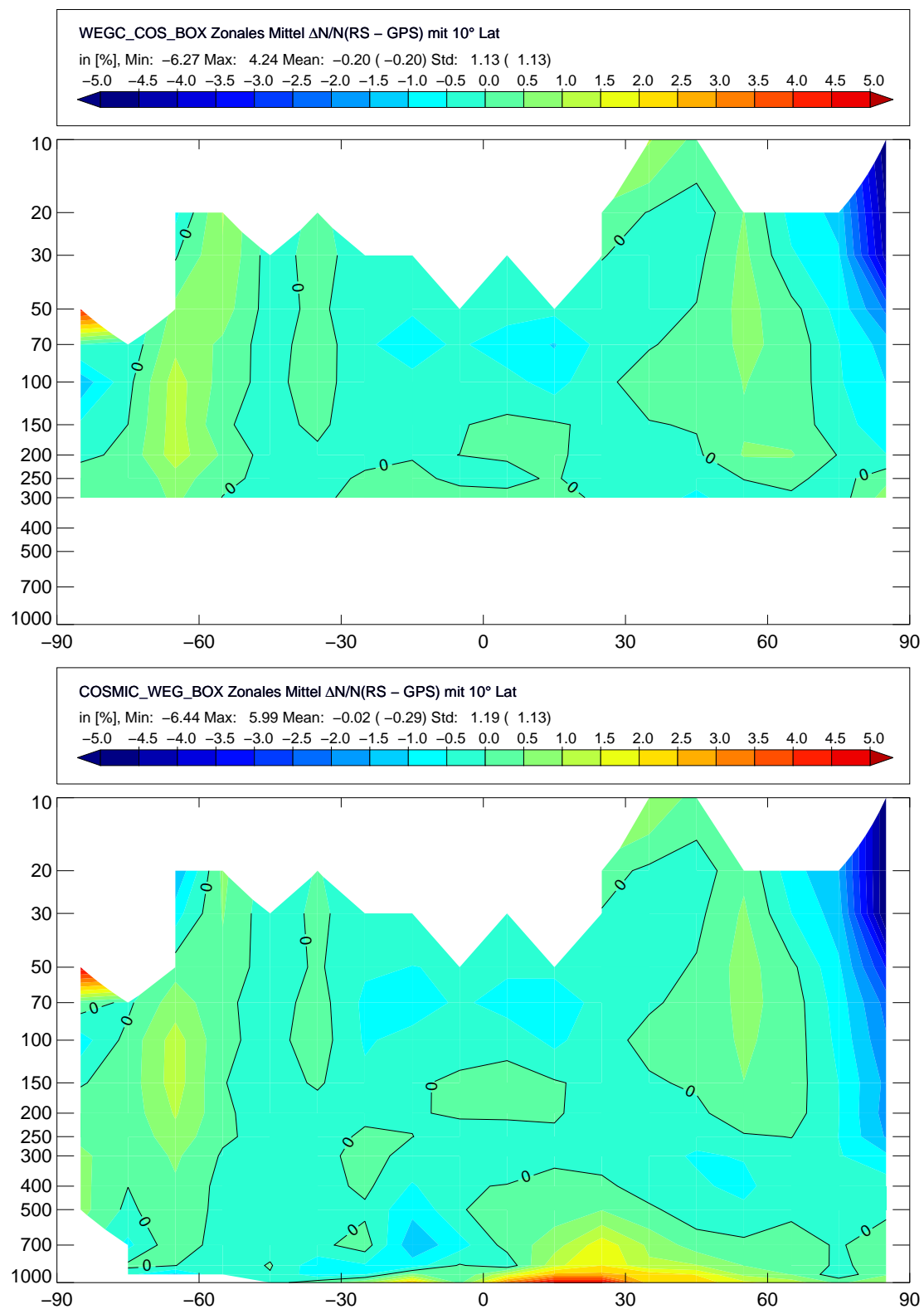


Bild 4.11: Die Abbildung zeigt die zonalen Refraktivitätsdifferenzen zwischen Radiosonde und GPS in dem verkürzten Zeitraum. Benutzt werden nur die *geboxten* GPS Events in der Nähe der Radiosonden und die vollständigeren (min. 30%) Radiosonden-Zeitreihen. Ein Unterschied von 1% in der fraktionellen Refraktivität N entspricht einem Temperaturunterschied von 2.5 K.

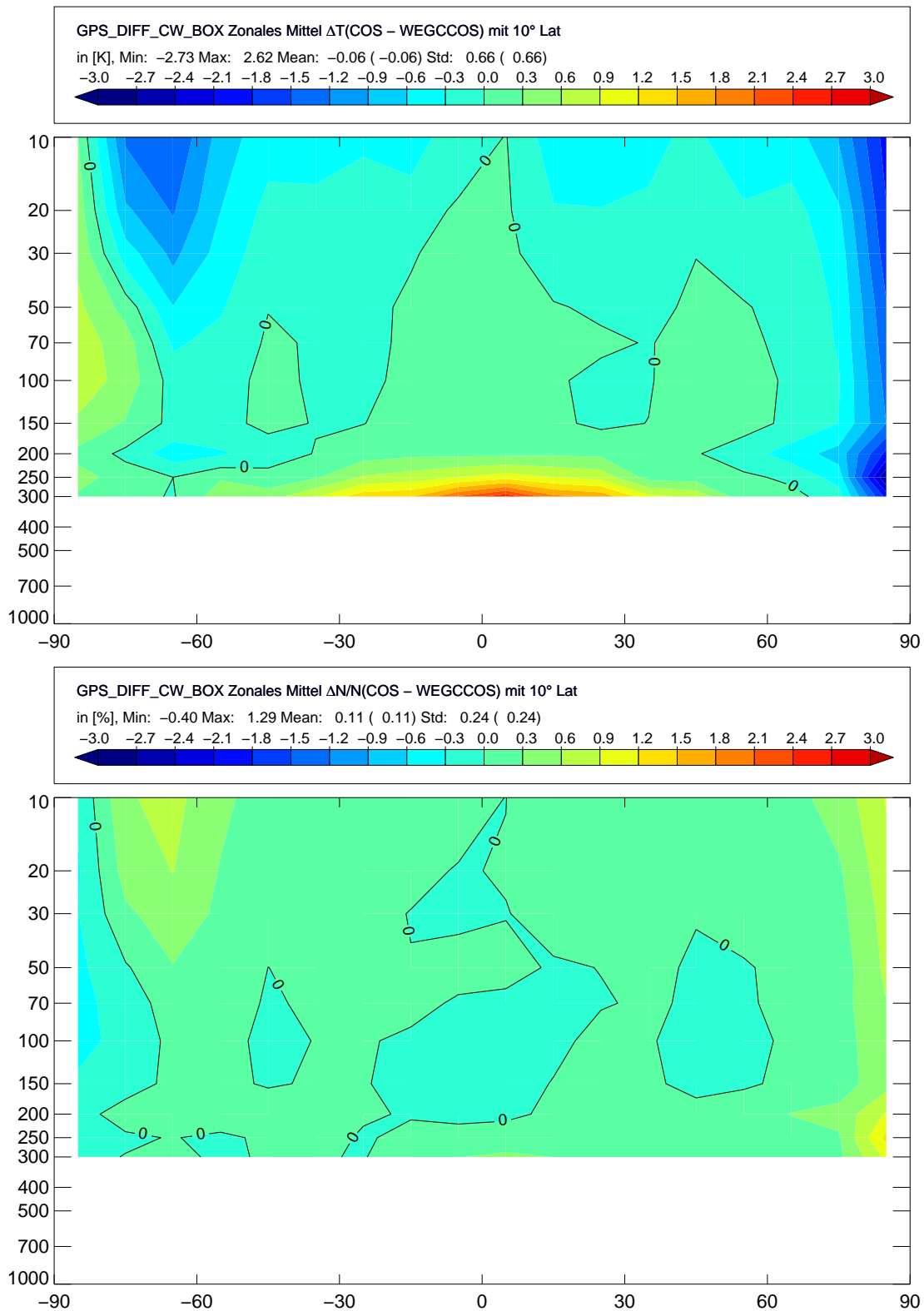


Bild 4.12: Die Abbildung zeigt die zonalen Temperatur- (oben) und die Refraktivitätsdifferenzen (unten) zwischen COSMIC und Wegener Center in der Zeit von 1. August bis 31. Dezember 2006.

Gebiet nimmt die Anzahl der GPS RO Events ab (vgl. Abb.2.9) und die Vergleichbarkeit wird somit schwieriger.

Betrachtet man nun weiter den künstlichen Fehler in der Temperatur in Abb.4.13, so zeigt sich, dass in einer Schicht von 300 hPa und auch in mindestens einer Schicht darüber, ein systematischer Fehler in den Tropen existiert, der jahreszeitlichen Schwankungen unterliegt. Zusammengefasst werden die Ergebnisse nochmal in Abb.4.14 und Abb.4.15. Diese Abbildungen werden aus den Monatswerten berechnet. Deutlich ist in Abb.4.14 zu erkennen, dass sowohl in den indirekten Differenzen mit den Radiosonden (oben) als auch in den direkten Differenzen der GPS RO Daten (unten) eine systematische Abweichung mit einem Maximum von über 2 K etwas nördlich vom Äquator existiert. Dieses Ergebnis findet sich auch in Abb.4.15 oben. Während in dem Vergleich Radiosonde COSMIC nur kleine Abweichungen zu finden sind, die zum Teil zu den vorher besprochenen Strukturen in Abb.4.10 gehören, zeigt sich beim Wegener Center eine Überlagerung der Abweichungen durch den Fehler des dry-Retrievals.

Abschließend sei bemerkt, dass das Auffälligste bei den zonalen Mitteln die Probleme mit der Mittelung selbst sind. In den obigen Abbildungen wurde versucht auf die Verfügbarkeit der Daten und die gewünschte Aussagekraft Rücksicht zu nehmen, doch kann nicht ausgeschlossen werden, dass bei einer vollständigeren Untersuchung mit längeren Zeitreihen andere Strukturen und Fehler gefunden werden. Besonders gilt das in dem Vergleich der GPS RO Datensätze untereinander. Die Grenze für die Trocken-Temperatur in den Tropen kann wie in Foelsche et al. (2008) vorgeschlagen wird, bestätigt werden. Der Fehler nimmt von 300 hPa nach oben hin schnell ab, so dass in diesem Vergleich bei 150 hPa kein Unterschied mehr zu erkennen ist. Im Hinblick auf die Radiosonden bietet diese Art des Vergleichens keine richtigen Vorteile und gibt nur einen allgemeinen Überblick über Unstimmigkeiten. Bei der Berechnung der zonalen Mittel wurden gröbere Kriterien verwendet als bei den Stations- oder Radiosondentypbetrachtungen. Der Vorteil sollte in der größeren Anzahl der Vergleichsevents liegen, stellt sich aber nachträglich als Nachteil heraus, weil Repräsentationsprobleme auftreten. Deshalb liefern die Stationsbetrachtungen und die Radiosondentypen-vergleiche bessere Ergebnisse. Als Alternative zu den hier berechneten zonalen Mitteln, könnte man auch die Differenzen an den Stationen zonal mitteln. Dieser Versuch sollte bessere Übereinstimmungen mit den in Kap.4.4 und Kap.4.5 gezeigten Ergebnissen liefern.

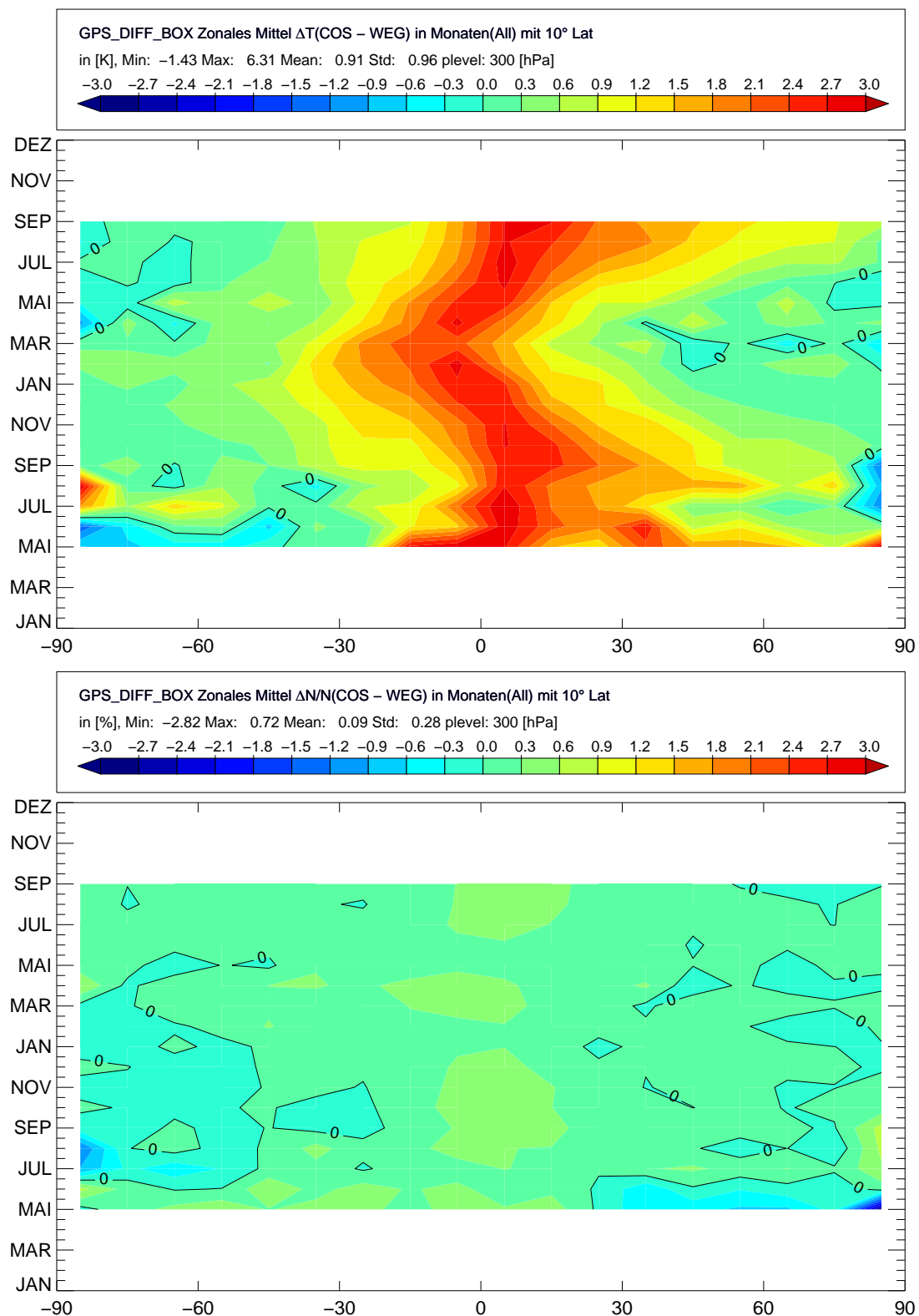


Bild 4.13: Die Abbildung zeigt die zonalen Monatstemperatur- (oben) und die Monatsrefraktivitätsdifferenzen (unten) im zeitlichen Verlauf zwischen COSMIC und Wegener Center in dem 300 hPa Niveau.

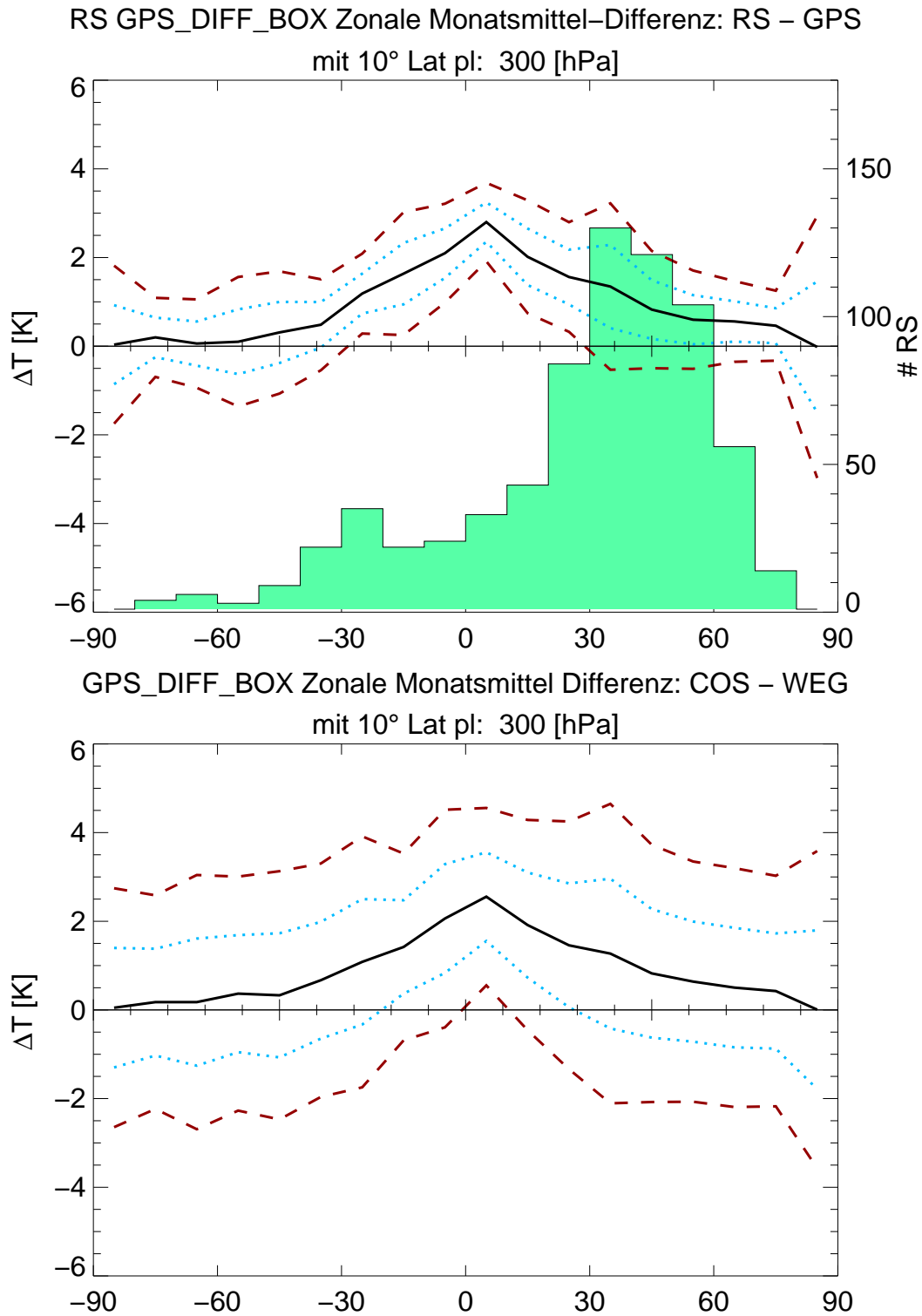


Bild 4.14: Die Abbildung zeigt die indirekten Temperaturdifferenzen zwischen COSMIC und Wegener Center (oben) bzw. direkten (unten) bei 300 hPa. Als gepunktete Linien ist die Standardabweichung und als gestrichelte Linien ist die 2σ Signifikanzgrenze dargestellt. Die Vergleichsbasis beruht auf den gesamten Datensätzen. Im Hintergrund ist die Anzahl der Radiosonden pro 10° Box aufgetragen.

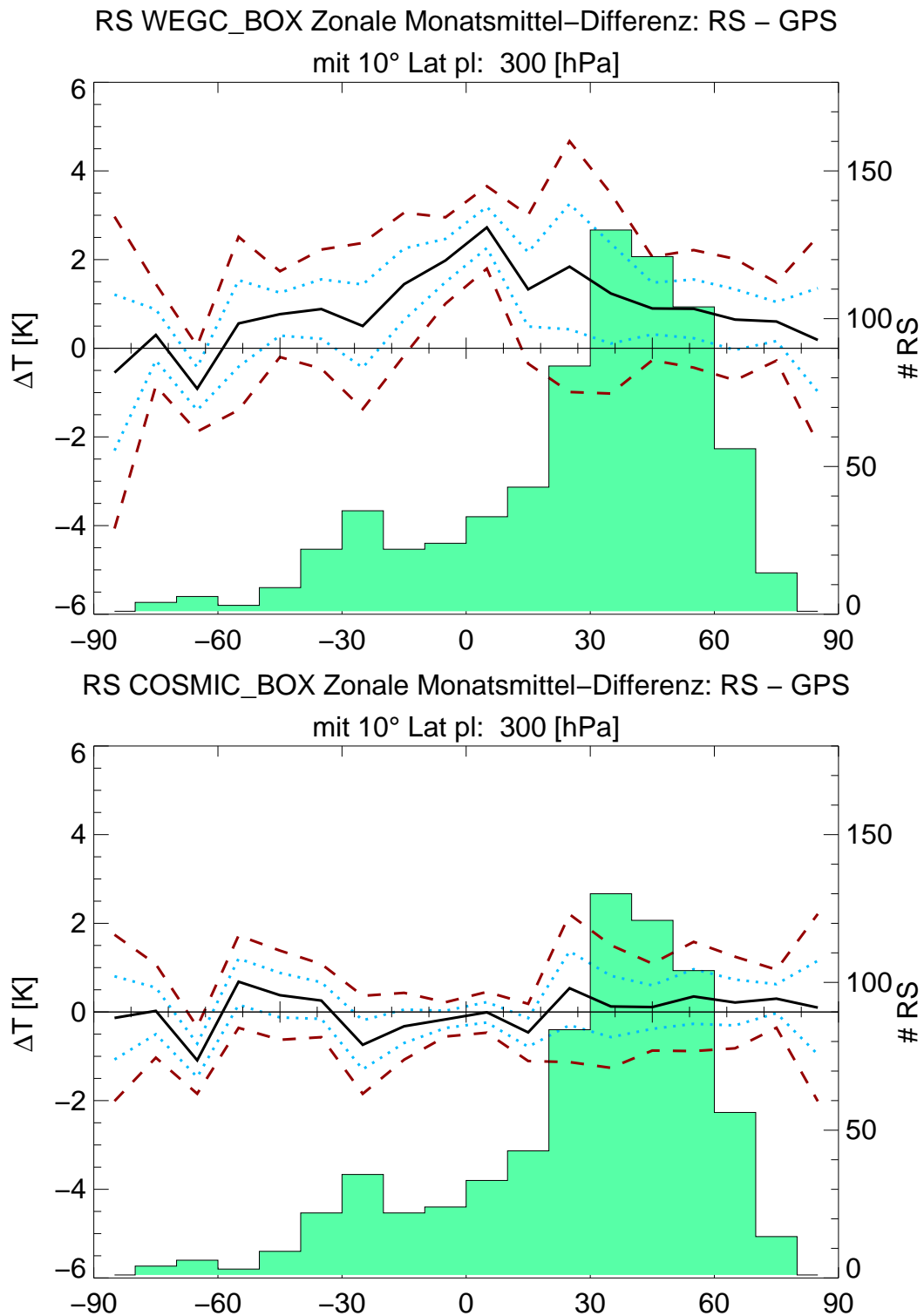


Bild 4.15: Die Abbildung zeigt die zonalen Temperaturdifferenzen zwischen Radiosonde und GPS in dem 300 hPa Niveau in den gesamten Zeiträumen der Datensätze.

4.7 Benachbarte GPS-Events

Die Idee Radio Okkultationsevents miteinander zu vergleichen ist nicht neu und wurde auch besonders in der Anfangsphase von COSMIC durchgeführt, als die einzelnen Satelliten nur durch wenige Kilometer voneinander getrennt waren (Schreiner et al., 2007). Dadurch sind in dieser Anfangsphase besonders viele sehr nahe RO Events entstanden, die auch miteinander verglichen werden können und das insbesondere dann, wenn eine Radiosonde in der Nähe ist. Somit wurde die Prozedur der anfänglichen Abbildungen umgedreht und für RO Events andere Events und Radiosonden gesucht, die innerhalb der zuvor beschriebenen räumlichen und zeitlichen Dimensionen liegen. Dabei wurde besonderes Augenmerk darauf gelegt, dass die GPS RO Daten in möglichst voller Auflösung benutzt werden. Deshalb werden die GPS Events miteinander auf GPS Höhen verglichen und zusätzlich auf Druckflächen, wenn eine Radiosonde in der Nähe ist. Diese Art des Vergleichens ermöglicht die Betrachtung der tatsächlichen Strukturen der GPS RO Retrievals und damit die Vergleichbarkeit mit Radiosonden.

Erklärung der Abbildungen Links oben sind die Temperaturverläufe der beteiligten Sondierungen aufgetragen, rechts oben die Positionen der Nachbarevents relativ zum Vergleichsevent. Die durchgezogenen Linien geben die Drift des Tangentenpunktes wieder, wobei die Kreuze den mittleren gewichteten Tangentenpunkt darstellen und die Sterne den untersten Punkt. Zusätzlich finden sich in der linken Ecke Angaben zu Distanz und zeitlicher Entfernung der Vergleichspaare, die für die Berechnung der Farbe benutzt werden. Dabei bedeutet ein Wert von 255, also rot, sowohl zeitlich als auch räumlich weit entfernt und umgekehrt ein Wert von 0, blau, nahe und kurzzeitig.

In Abbildung 4.16 befindet man sich in den Subtropen in der unmittelbaren Nähe von Miami, deutlich zu erkennen ist eine markante Störung im Bereich von 500 hPa in dem Referenzprofil (schwarz), aber in allen anderen nicht. Das führt zu riesigen Fehlern und Abweichungen in der Größenordnung von 10 K. Beträchtliche Fehler verursacht auch das Abschneiden der Minima im 100 hPa Niveau durch die Radiosonden. In den oberen Schichten finden sich dann noch zusätzlich Wellenbewegungen, die durch die Radiosonden nicht erfasst werden können. Möglicherweise erkennt man auch einen Strahlungsfehler in den obersten Niveaus der Radiosonden.

In Abbildung 4.17 befindet man sich etwas nördlicher der Kamtschatka Halbinsel, man erkennt in den unteren Schichten die Anzeichen für Inversionen und obwohl die Events in unmittelbarer Nähe sind, zeigen sich schon Unterschied bei der Erfassung der Stärke der

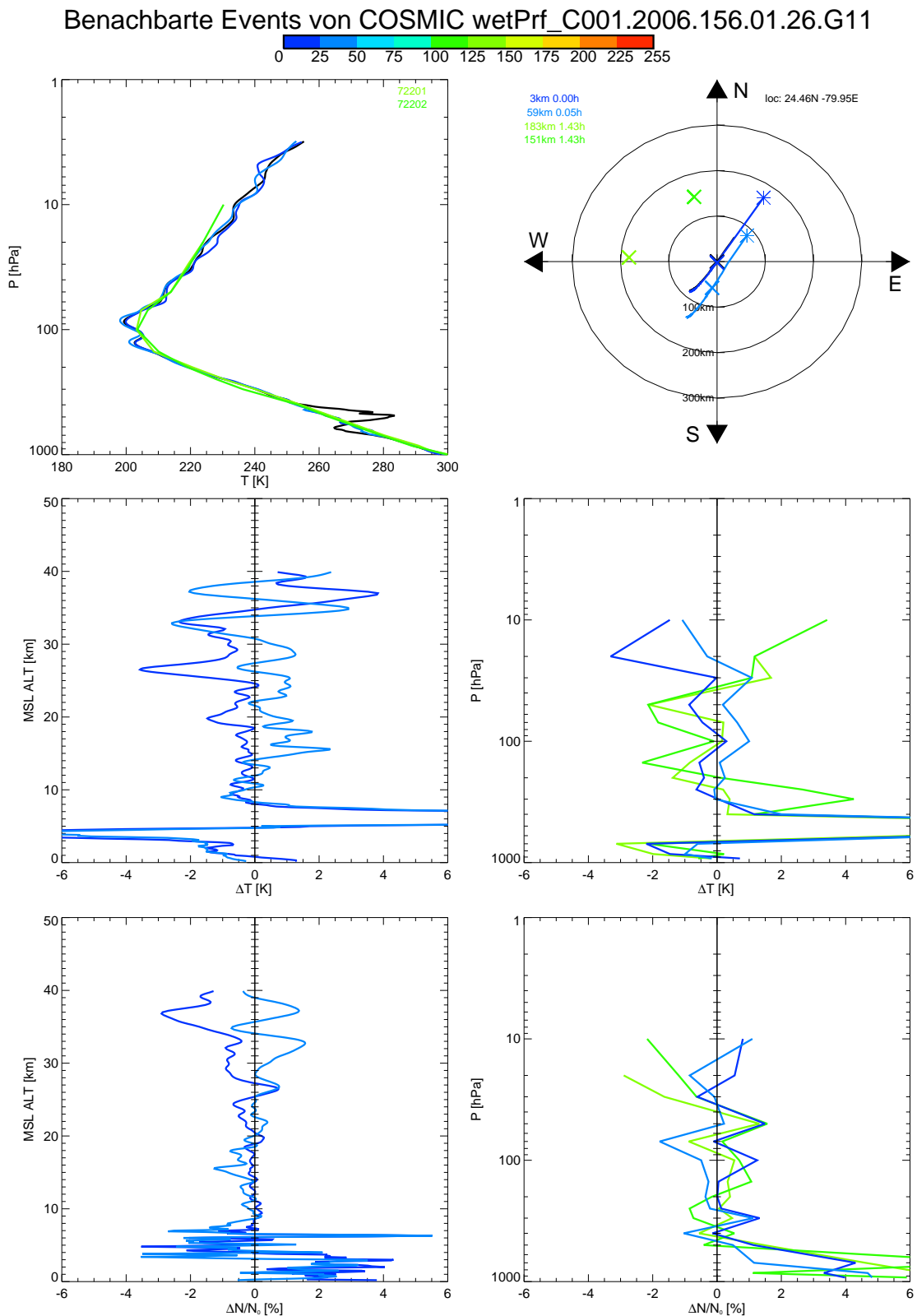


Bild 4.16: Die Abbildung zeigt die benachbarten GPS RO Events und Radiosonden in der Nähe von Miami am 5. Juni 2006 um 1.26 UTC. Verglichen werden 2 GPS Events und 2 Radiosondenaustiege (Stationen 72201 und 72202) mit einem Referenz GPS Event. Die Farbgebung zeigt die insgesamt (räumliche und zeitliche) Distanz zum Vergleichsevent an. Es wird auf GPS Höhen und Druckflächen verglichen.

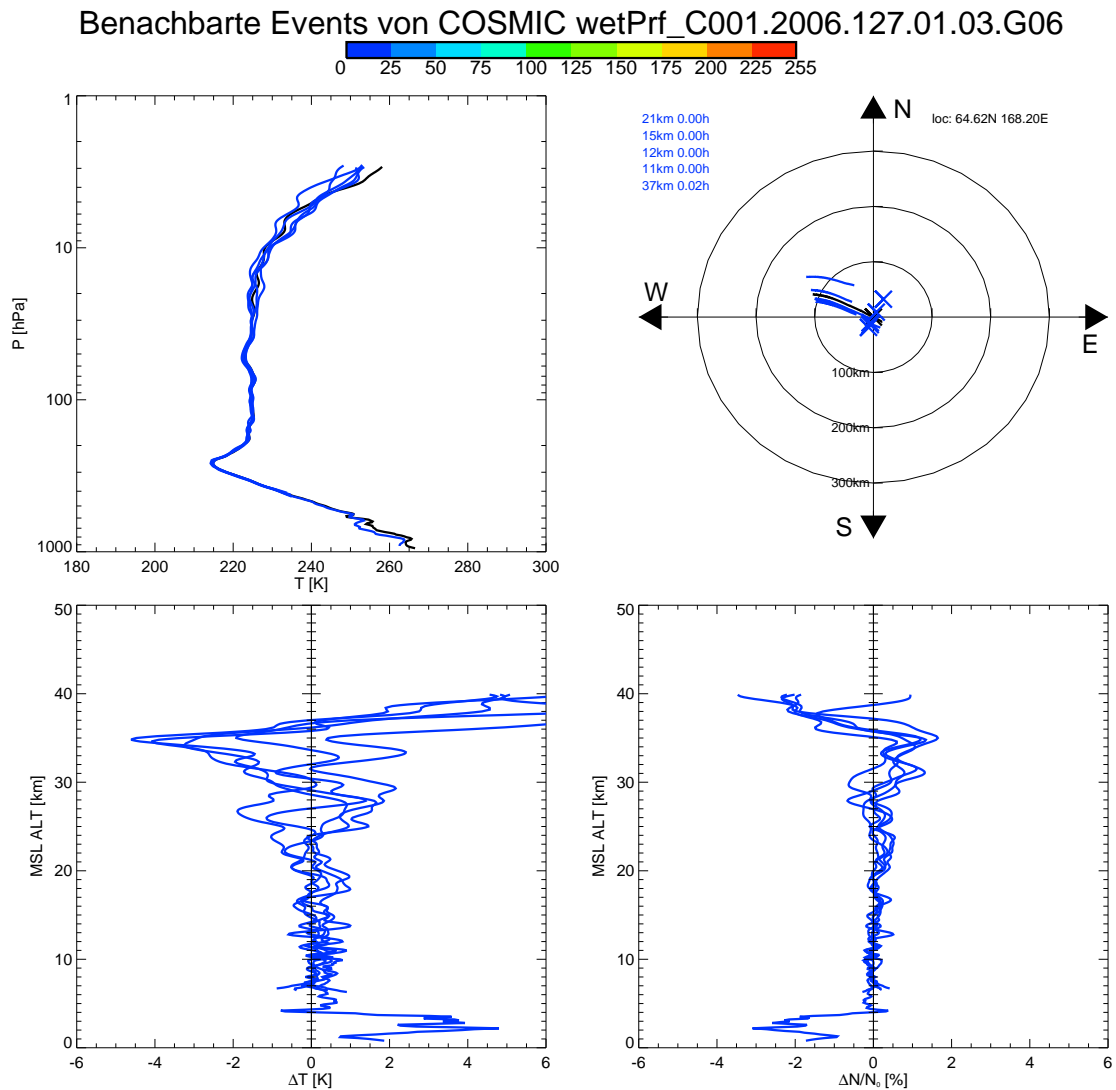


Bild 4.17: Die Abbildung zeigt die benachbarten GPS RO Events in der Nähe von der Kamtschatka Halbinsel am 7.Mai 2006 um 1.03 UTC. Verglichen werden 5 GPS Events mit einem Referenz GPS Event. Die Farbgebung zeigt die insgesamt (räumliche und zeitliche) Distanz zum Vergleichsevent an. Es wird auf GPS Höhen verglichen.

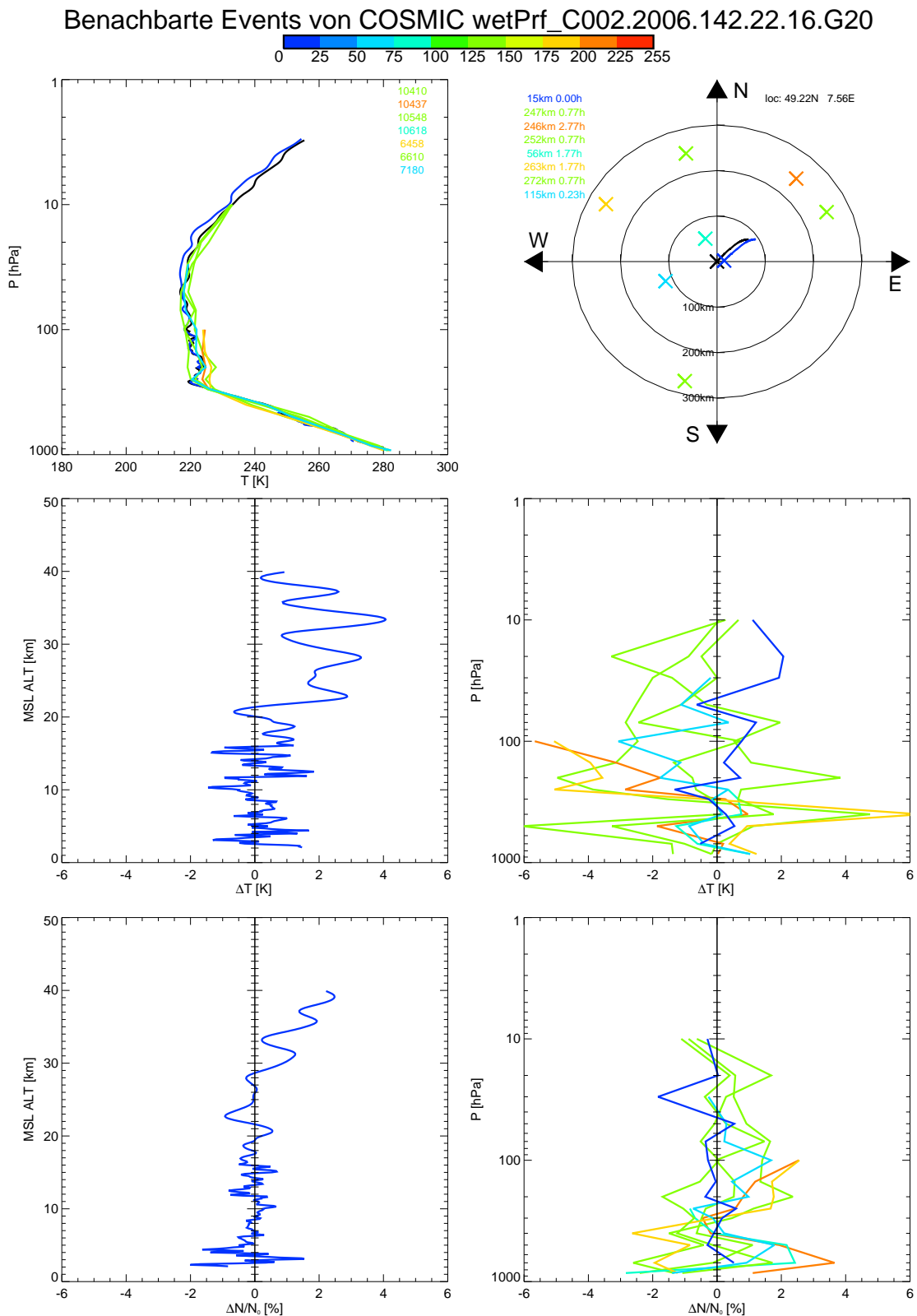


Bild 4.18: Die Abbildung zeigt die benachbarten GPS RO Events in der Nähe von Saarbrücken an der deutsch-französischen Grenze am 22.Mai 2006 um 22.16 UTC. Verglichen werden 1 GPS Event und 7 Radiosondenaustiege (Stationen 10410, 10437, 10548, 10618, 6458, 6610 und 7180) mit einem Referenz GPS Event. Die Farbgebung zeigt die insgesamt (räumliche und zeitliche) Distanz zum Vergleichsevent an. Es wird auf GPS Höhen und Druckflächen verglichen.

Inversion. Darüber findet sich aber ein fast identischer Verlauf der Profile bis weit in die Stratosphäre. Aufgrund der hohen vertikalen Auflösung können kleinere Strukturen sehr gut erfasst werden, aber liefern eben auch leicht Unterschiede in den Messungen, wie das im oberen Teil von Abb.4.17 ersichtlich ist.

In Abbildung 4.18 befindet man sich in der unmittelbaren Nähe von Saarbrücken. Die GPS Profile zeigen sehr gute Übereinstimmung bis etwa 20 km. Die zweitnächste Radiosonde (7180) weist einen sehr ähnlichen Verlauf auf. Die Tropopause kann fast exakt wiedergegeben werden und auch der restliche Verlauf weist große Ähnlichkeit auf. Jedoch zeigt sich eindeutig, dass in der Gegenwart von feinen Strukturen, die Auflösung viel zu gering ist. Besonders markant sieht man das in der Temperaturdifferenz.

Es zeigt sich deutlich in den Vergleich mit den GPS RO Events, dass die vertikale Auflösung der Radiosonden, wie sie hier zur Verfügung steht und in diesen Vergleichen benutzt wurde, zu gering ist. Durch die hohe Auflösung werden stärkere Gradienten sichtbar, die je nachdem ob sie in einer Standarddruckfläche liegen oder nicht erkannt werden. Umso verblüffender ist es wie gut eigentlich die Ergebnisse aus den vorherigen Kapitel sind, wenn bei der Einzelmessung so große Variabilität möglich ist. Obwohl vielleicht eine ausgefeiltere Methode verwendet werden könnte um die unterschiedlichen Auflösungen zu kompensieren, zeigt sich, dass die Kriterien von 300 km Radius und 3 Stunden Zeitdifferenz recht gut gewählt sind.

4.8 Schlussbemerkung

Die Ergebnisse zeigen, dass durch den Vergleich Radiosonde und GPS RO einige Unterschiede aufgezeigt werden können, aber auch viele Übereinstimmungen. Diese ersten Versuche lassen auch auf weitere Ergebnisse mit vollständigeren und längeren Zeitreihen hoffen. Es hat sich gezeigt, dass besonders bei der zonalen Betrachtung die Anzahl der Events und die Mittelung über unterschiedliche Zeiträume Probleme bereitet und mitberücksichtigt werden muss.

In dem Vergleich von GPS Events mit GPS Events und Radiosonden zeigt sich, dass es teilweise große Unterschiede in den Einzel-Profilen gibt und auch in der vertikalen Auflösung. Selbst GPS Events, die in unmittelbarer Nähe sind, können deutliche Unterschiede durch Beeinträchtigung von Schwerewellen, mesoskaligen oder synoptischen Systemen haben. Umso verblüffender ist, dass die Ergebnisse im zonalen Mittel und besonders in den Stationsbetrachtungen so gut zusammenpassen. Die große Variabilität in den Einzelmessungen ist also weitgehend durch Zufallsprozesse bestimmt.

5 Schlussbemerkungen und Ausblick

Der Vergleich von Radiosondentemperaturen mit GPS Okkultationsmessungen zeigt, dass sich diese neue Datenquelle sich für viele Anwendungsgebiete und besonders für das Detektieren von Fehlern in Messungen anderer Beobachtungssysteme eignet. Als besonders gut wird die Qualität der GPS Messungen in der oberen Troposphäre bis in die Stratosphäre gelobt (Anthes et al. (2008), Steiner et al. (2007), Schreiner et al. (2007)). Bei Radiosonden ist gerade dieser Bereich nicht der qualitativ beste und es kann sein, dass durch Messfehler Tendenzen in langjährige Zeitreihen erkennbar sind, die nicht der Realität entsprechen. Unter anderem trifft man auf diese Probleme, wenn man das Klima untersuchen möchte und über Temperaturtrends berichtet, die gerade in den letzten Jahren besonders in der Öffentlichkeit präsent waren. Gerade in diesen Zeiten scheint es unabdingbar, sich genaue Vorstellungen von dem Beobachtungssystem und dessen Fehlern zu machen. In dieser Hinsicht zeigen sich die Missionsvorgaben und die ersten Ergebnisse der GPS RO Messungen als zukunftsweisend.

Diese Arbeit hatte zum Ziel, Fehler in Radiosondentemperaturen zu finden. Man kann in dem Vergleich mit einzelnen Radiosondenstationen solche Fehler erkennen, aber noch besser wenn man unterschiedliche Radiosondentypen betrachtet. Dieser Zusammenhang macht auch Sinn, weil die Messfehler mit dem selben Messverfahren und dem selben Hersteller meist ähnlich sind. Besonders hilfreich sind Vergleiche der fraktionellen Refraktivität, weil die Berechnung aus Radiosondenmessungen einfach ist und der Vergleich mit GPS RO Messungen sofort gegeben ist.

Die Ergebnisse aus Vergleichen mit benachbarten GPS RO Messungen können große Unterschiede auf kleinen Räumen aufweisen, die faszinierende Strukturen offenbaren und auch die starke Variabilität der Atmosphäre wiedergeben. Besonders in dieser Hinsicht wird es in den kommenden Jahren viele Untersuchungen geben, die durch diese neue und sehr genaue vertikale Sondierung der Atmosphäre erst möglich gemacht werden.

Im Laufe der Arbeit hat sich gezeigt, dass bei den GPS RO Daten die unterschiedliche Anzahl der Events zu einem größeren Problem geworden ist, als ursprünglich angenommen.

Wie in Abb.2.6 erkennbar ist startet in der Vergleichsperiode 2006 bis 2007 erst die COSMIC Mission und liefert damit nicht das gesamte Jahr über Daten. Somit hätte man sich auf das Jahr 2007 beschränken können, aber leider gibt es in diesem Jahr Probleme mit den Daten des Wegener Centers. Es zeigt sich, dass die Datenverfügbarkeit bei weitem nicht optimal ist und genauere Untersuchungen nur mit vergleichbareren Zeitreihen durchgeführt werden sollten. Diese ungünstige Situation ist mitverantwortlich für die komplizierten Vergleiche bei den zonalen Mitteln, die auf höchst unterschiedlichen Mittelungsintervallen beruhen um diese Effekte zu kompensieren.

Als Folge der Ergebnisse zeigt sich auch Bedarf in der Entwicklung einer genaueren Strategie um vertikal unterschiedliche Daten miteinander sinnvoll zu vergleichen. Vorschläge werden schon in Kuo et al. (2004) gegeben. Dieses Problem ist dem Autor bekannt und wurde für diese Arbeit als vernachlässigbar angesehen, weil auf Standarddruckflächen verglichen wird.

In weiterer Folge können die GPS RO Messungen benutzt werden, um Arbeiten von Haimberger (2007) weiterzuführen und Korrekturen für Radiosondentemperaturen zu bestimmen. In diesen mehrjährigen Untersuchungen werden Sprünge in Radiosondenzeitreihen mit Hilfe von Metadaten und Hintergrundanalysen korrigiert. Im Hinblick auf die Genauigkeit der GPS RO Messungen würden sich diese besonders für das Detektieren und Korrigieren eignen, wären die Zeitreihen nicht noch zu kurz. Aber möglicherweise können schon jetzt auch Verbesserungen mit Hilfe der GPS RO Messungen erreicht werden, indem man überprüft ob die Radiosondenzeitreihen einen *Offset* haben und dieser durch einen Vergleich quantifiziert werden kann.

A Mass Spectrometer Incoherent Scatter (MSIS) Model

Dieses Modell beschreibt die neutrale Temperatur und Dichte der oberen Atmosphäre (oberhalb von 100 km). MSIS-86 besteht aus dem oberen Teil der COSPAR International Reference Atmosphere (CIRA) 1986. Das Modell besteht aus einer große Zusammenstellung von Daten und ist ein Analysewerk von A.E. Hedin (Hedin, 1991) und seinen Kollegen. Als Datenquellen fungieren Messungen von mehreren Raketen, Satelliten (OGO-6, San Marco3, AEROS-A, AE-C, AE-D, AE-E, ESRO 4 und DE-2) und Incoherent Scatter Radars (Millstone Hill, St. Santin, Arecibo, Jicamarca und Malvern).

Eine Weiterentwicklung stellt das MSISE dar, das die neutrale Temperatur und Dichte der Erdatmosphäre vom Boden bis in die Thermosphäre beschreibt. Unterhalb von 72.5 km verwendet das Modell primär das Middle Atmosphere Program (MAP) (Labitzke et al., 1985) mit einer Aufstellung der mittleren zonalen Temperatur und des Druckes von Barnett und Corney, welche auch für CIRA-86 benutzt wurde. Unterhalb von 20 km sind diese Daten durch Mittelung mit Daten des National Meteorological Center (NMC) gestützt. Oberhalb von 72.5 km ist das MSISE-90 ein überarbeitetes MSIS-86 Modell mit neueren Daten. Für Interessierte an der Thermosphäre (oberhalb von 120 km) empfiehlt A.E. Hedin das MSIS-86 Modell. Das MSISE sollte auch nicht das Modell der Wahl sein für Anwendungen in der Troposphäre. Es empfiehlt sich vielmehr für Studien, die über mehrere atmosphärische Schichten gehen. Vergleiche dazu Hedin (1991).

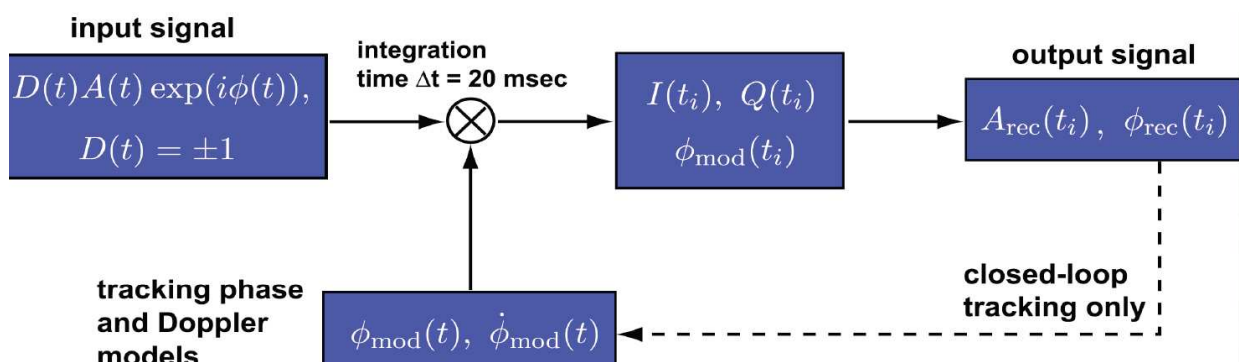
Eine andere Weiterentwicklung stellt das NRLMSISE-00 Modell 2001 dar. Es ist der Nachfolger des MSISE-90 mit einigen Verbesserungen.

B Auswirkungen der Tracking-Methode

Die Hintergründe für die Existenz zweier Tracking Methoden liegt in den technischen Möglichkeiten der GPS RO Fernerkundungsinstrumente. GPS Receiver sind primär Funktionen der Frequenzen, die sie empfangen können, und der Empfindlichkeit der Receiver-Antennen Kombination in dem jeweiligen Frequenzband. Es gibt drei Art von Empfänger:

- *Very Wideband Digital Recording*: benötigt kein Modell, einfache Hardware, aber große Datenmengen und intensives Post-Processing.
- *Moderate Wideband Digital Recording*: benötigt ein geometrisches Modell und spezielle Hardware für die Signalverarbeitung, weniger große Datenmengen.
- *Narrowband Digital Recording (BlackJack)*: benötigt ein genaues Modell, aber geringe Datenmengen.

Der letzte wird am meisten benutzt, weil dabei am wenigsten Daten anfallen. Dafür muss ein Modell auf dem Receiver implementiert sein, damit die empfangenen Signale vom Rauschen unterschieden werden können. In der Entwicklung war zuerst das *Phase-Locked Loop* (PLL) oder *Closed Loop* Tracking in Verwendung wie z.B. bei der CHAMP Mission. Dabei wird wie in der Abbildung unten dargestellt die Phase des Signals mit einer Modellphase



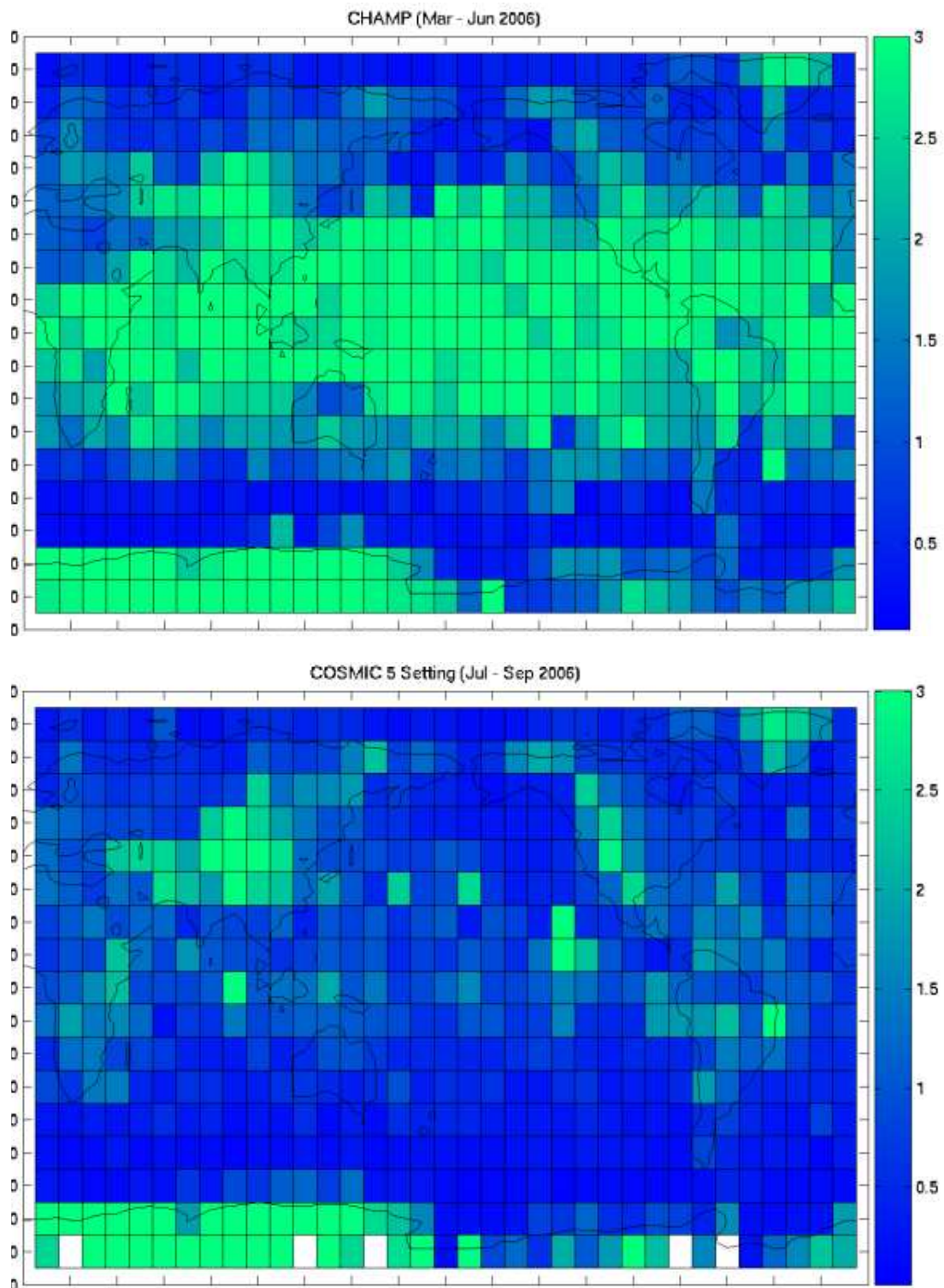
GPS RO Signal Verarbeitungsschema. Dargestellt ist der Unterschied zwischen OL und PLL Tracking. (Quelle: Meehan et al. (2005))

verglichen und wenn die ermittelte Phase innerhalb der Modellgrenzen ist, dann abgespeichert und bei der nächsten Schleife mitbenutzt. Das Modell passt sich also den Bedingungen der einzelnen Okkultationen an. Es kommt vor, dass bei einer Radio Okkultation mit PLL Tracking, das auch in Standard GPS Empfängern benutzt wird um das Signal in Gegenwart starken Rauschens aufzuzeichnen, Probleme auftreten. Solche Verhältnisse eines schwachen SNR Verhältnisses sind aber bei atmosphärischen Mehrwegausbreitungen und in der unteren Troposphäre nicht selten (Sokolovskiy et al., 2006). Das äußert sich im dem Verlieren des Signals oder durch einen systematischen Fehler in der RO Signal Phase und damit in der berechneten Refraktivität. Laut Sokolovskiy et al. (2006) kann man an den Parametern der PLL Methode noch einiges verbessern, aber rising ROs kann man erst mit OL Tracking verfolgen.

Bei den Folgemissionen wie COSMIC und SAC-C¹ wird jetzt das *Open Loop* (OL) Tracking benutzt. In der Theorie wird das komplexe Signal im Rohformat aufgezeichnet. Dadurch wird kein Signal Modell benötigt, aber die Abtastfrequenz muss deutlich über der Nyquist Grenze (gegeben durch die RO Signal Frequenz) liegen. Die Durchführung dieser Methode ist technisch nicht möglich, deshalb wurde ein Mittelweg genommen. Von Sokolovskiy (2001) wurde eine Modell-basierende OL Tracking Technik für die feuchte Troposphäre und für auf- und untergehende Okkultationen entwickelt. Dieses OL Tracking benutzt keine früheren Signale sondern basiert auf einer fast Echtzeit Navigationslösung und einem atmosphärischen Brechungswinkelmodell. Als Modell werden keine früheren Werte benutzt, sondern ein atmosphärisches Brechungswinkelmodell.

Als Vergleich soll hier der Unterschied der Eindringtiefen zwischen CHAMP und COSMIC gezeigt werden. Es zeigt sich eindeutig, dass in der tropischen Troposphäre mit dieser neueren Trackingmethode noch viel herauszuholen war.

¹Kann auch mit OL Tracking benutzt werden.



Vergleich der beiden unterschiedlichen Tracking Methoden. Dargestellt sind die Minimumhöhen der RO Profile in km. Oben für CHAMP mit Phase-Lock-Mode und unten mit COSMIC mit Open-Loop-Mode (Quelle: Ao et al. (2006))

C WMO COMMON CODE TABLE

COMMON CODE TABLE C-2: RADIOSONDE/ SOUNDING SYSTEM USED

Common Code Table: (Code table 3685 - $r_a r_a$ (Radiosonde/sounding system used) – for alphanumeric codes
(Code table 0 02 011 (Radiosonde type) in BUFR

Date of Assignment of number (necessary after 30/06/2007)	Code figure for $r_a r_a$ (Code table 3685)	Code figure for BUFR (Code table 0 02 011)	
Not Applicable Before	00	000	Reserved
Not Applicable	01	001	iMet-1-BB (USA)
Not Applicable	02	002	No radiosonde – passive target (e.g. reflector)
Not Applicable	03	003	No radiosonde – active target (e.g. transponder)
Not Applicable	04	004	No radiosonde – passive temperature-humidity profiler
Not Applicable	05	005	No radiosonde – active temperature-humidity profiler
Not Applicable	06	006	No radiosonde – radio-acoustic sounder
Not Applicable Before	07	007	iMet-1-AB (USA)
Not Applicable	08	008	No radiosonde –.....(reserved)
Not Applicable	09	009	No radiosonde – system unknown or not specified
Before	10	010	VIZ type A pressure-commutated (USA)
Before	11	011	VIZ type B time-commutated (USA)
Before	12	012	RS SDC (Space Data Corporation – USA)
Before	13	013	Astor (no longer made — Australia)
Before	14	014	VIZ Mark I MICROSONDE (USA)
Before	15	015	EEC Company type 23 (USA)
Before	16	016	Elin (Austria)
Before	17	017	Graw G. (Germany)
Before	18	018	Graw DFM-06 (Germany)
Before	19	019	Graw M60 (Germany)
Before	20	020	Indian Meteorological Service MK3 (India)
Before	21	021	VIZ/Jin Yang Mark I MICROSONDE (South Korea)
Before	22	022	Meisei RS2-80 (Japan)
Before	23	023	Mesural FMO 1950A (France)
Before	24	024	Mesural FMO 1945A (France)
Before	25	025	Mesural MH73A (France)
Before	26	026	Meteolabor Basora (Switzerland)
Before	27	027	AVK-MRZ (Russian Federation)
Before	28	028	Meteorit Marz2-1 (Russian Federation)
Before	29	029	Meteorit Marz2-2 (Russian Federation)
Before	30	030	Oki RS2-80 (Japan)
Before	31	031	VIZ/Valcom type A pressure-commutated (Canada)
Before	32	032	Shanghai Radio (China)
Before	33	033	UK Met Office MK3 (UK)
Before	34	034	Vinohrady (Czechoslovakia)
Before	35	035	Vaisala RS18 (Finland)
Before	36	036	Vaisala RS21 (Finland)
Before	37	037	Vaisala RS80 (Finland)
Before	38	038	VIZ LOCATE Loran-C (USA)
Before	39	039	Sprenger E076 (Germany)
Before	40	040	Sprenger E084 (Germany)
Before	41	041	Sprenger E085 (Germany)
Before	42	042	Sprenger E086 (Germany)
Before	43	043	AIR IS - 4A - 1680 (USA)
Before	44	044	AIR IS - 4A - 1680 X (USA)

Date of Assignment of number (necessary after 30/06/2007)	Code figure for r_ar_a (Code table 3685)	Code figure for BUFR (Code table 0 02 011)	
Before	45	045	RS MSS (USA)
Before	46	046	Air IS - 4A - 403 (USA)
Before	47	047	Meisei RS2-91 (Japan)
Before	48	048	VALCOM (Canada)
Before	49	049	VIZ MARK II (USA)
Before	50	050	GRAW DFM-90 (Germany)
Before	51	051	VIZ-B2 (USA)
Before	52	052	Vaisala RS80-57H
Before	53	053	AVK-RF95 (Russian Federation)
Before	54	054	GRAW DFM-97 (Germany)
Before	55	055	Meisei RS-016 (Japan)
Before	56	056	M2K2 (France)
Before	57	057	M2K2-DC Modem (France)
Before	58	058	AVK-BAR (Russian Federation)
Before	59	059	Modem M2K2-R 1680 MHz RDF radiosonde with pressure sensor chip (France)
Before	60	060	Vaisala RS80/MicroCora (Finland)
Before	61	061	Vaisala RS80/Loran/Digicora I,II or Marwin (Finland)
Before	62	062	Vaisala RS80/PCCora (Finland)
Before	63	063	Vaisala RS80/Star (Finland)
Before	64	064	Orbital Sciences Corporation, Space Data Division, transponder radiosonde, type 909-11-XX, where XX correspond to the model of the instrument (USA)
Before	65	065	VIZ transponder radiosonde, model number 1499–520 (USA)
Before	66	066	Vaisala RS80 /Autosonde (Finland)
Before	67	067	Vaisala RS80/Digicora III (Finland)
Before	68	068	AVK-RZM-2 (Russian Federation)
Before	69	069	MARL-A or Vektor-M-RZM-2 (Russian Federation)
Before	70	070	Vaisala RS92/Star (Finland)
Before	71	071	Vaisala RS90/Digicora I,II or Marwin (Finland)
Before	72	072	Vaisala RS90/PC-Cora (Finland)
Before	73	073	Vaisala RS90/Autosonde (Finland)
Before	74	074	Vaisala RS90/Star (Finland)
Before	75	075	AVK-MRZ-ARMA (Russian Federation)
Before	76	076	AVK-RF95-ARMA (Russian Federation)
Before	77	077	GEOLINK GPSonde GL98 (France)
Before	78	078	Vaisala RS90/Digicora III (Finland)
Before	79	079	Vaisala RS92/Digicora I,II or Marwin (Finland)
Before	80	080	Vaisala RS92/Digicora III (Finland)
Before	81	081	Vaisala RS92/Autosonde (Finland)
Before	82	082	Sippican MK2 GPS/STAR (USA) with rod thermistor, carbon element, and derived pressure
Before	83	083	Sippican MK2 GPS/W9000 (USA) with rod thermistor, carbon element, and derived pressure
Before	84	084	Sippican MARK II with chip thermistor, carbon element, and derived pressure from GPS height
Before	85	085	Sippican MARK IIA with chip thermistor, carbon element, and derived pressure from GPS height
Before	86	086	Sippican MARK II with chip thermistor, pressure, and carbon element
Before	87	087	Sippican MARK IIA with chip thermistor, pressure, and carbon element
Before	88	088	MARL-A or Vektor-M-MRZ (Russian Federation)
Before	89	089	MARL-A or Vektor-M-BAR (Russian Federation)

Date of Assignment of number (necessary after 30/06/2007)	Code figure for r _a r _a (Code table 3685)	Code figure for BUFR (Code table 0 02 011)	
Not Applicable	90	090	Radiosonde not specified or unknown
Not Applicable	91	091	Pressure-only radiosonde
Not Applicable	92	092	Pressure-only radiosonde plus transponder
Not Applicable	93	093	Pressure-only radiosonde plus radar-reflector
Not Applicable	94	094	No-pressure radiosonde plus transponder
Not Applicable	95	095	No-pressure radiosonde plus radar-reflector
Not Applicable	96	096	Descending radiosonde
Before	97	097	BAT-16P (South Africa)
Before	98	098	BAT-16G (South Africa)
Before	99	099	BAT-4G (South Africa)
	Not available	100	Reserved for BUFR only
	01	101	Not vacant
	Not available	102-106	Reserved for BUFR only
	07	107	Not vacant
	Not available	108-109	Reserved for BUFR only
01/01/2008	10	110	Sippican LMS5 w/Chip Thermistor, duct mounted capacitance relative humidity sensor, and derived pressure from GPS height
01/01/2008	11	111	Sippican LMS6 w/Chip Thermistor, external boom mounted capacitance relative humidity sensor and derived pressure from GPS height
	12	112	Not vacant
Needed	13-16	113-116	Vacant
	17-22	117-122	Not vacant
Needed	23-25	123-125	Vacant
	26-29	126-129	Not vacant
Needed	30-31	130-131	Vacant
	32	132	Not vacant
Needed	33-35	133-135	Vacant
	36-37	136-137	Not vacant
Needed	38-46	138-146	Vacant
	47	147	Not vacant
Needed	48	148	Vacant
	49-63	149-163	Not vacant
Needed	64-65	164-165	Vacant
	66-76	166-176	Not vacant
Needed	77	177	Vacant
	78-89	177-189	Not vacant
	Not available	190-196	Reserved for BUFR only
	97-99	197-199	Not vacant
	Not available	200-254	Reserved for BUFR only
		255	Missing value

NOTES:

- (1) References to countries in brackets indicate the manufacturing location rather than the country using the instrument.
- (2) Some of the radiosondes listed are no longer in use but are retained for archiving purposes.
- (3) The alphanumeric code format reports only 2 digits, and the first digit for BUFR is identified from the date: the first digit is 0 if the introduction of the radiosonde for observation was before the date of 30/06/2007, or 1 otherwise. Entries in the second part of the table (after 99), which are declared "Vacant" can be used for new radiosondes because the 2 digits number was originally attributed to sondes, which are no longer used. *This system has been adopted to accommodate reporting in TEMP Traditional Alphanumeric Code format up to the time BUFR is fully used for radiosonding reports.*

D Lösungsweg am Computer

Zur Lösung der Probleme wurde ausschließlich IDL und Shell Skripts verwendet.

Die Radiosondendaten wurden aus dem operationellen Archiv des EZMW genommen und mit einem Shell Skript aus der Datenbank ausgelesen. Die Daten wurden mit dem Programm *makerasostd.pro* eingelesen und mit den IGRA Daten kombiniert. Als Ausgabe wurde für jede Radiosondenstation eine Datei im NetCDF-Format geschrieben.

Die GPS RO Daten sind vom Wegener Center in drei Dateien (Temp, Pres und Refr) aufgeteilt, bei COSMIC sind die Daten im NetCDF-Format pro Event eine Datei. Für die GPS RO Events wurden Listen angelegt mit einem Shell Skript (*makecosmiclist.sh*), damit nicht jede Datei eingelesen werden muss um Informationen über Position und Zeitpunkt zu bekommen. Diese Listen werden dann von dem Programm *findgps.pro* benutzt um für jede Station die dazu passenden GPS Events zu finden.

Mit Hilfe des Programms *plotgps.pro* werden die GPS und die Radiosonden Daten dann dargestellt, so wie in Abb.4.1 die Stationsabbildungen, Abb.4.4 die Radiosondentypabbildungen oder die Abbildung der Datenverfügbarkeit (Abb.2.6). Mit dem Programm *zonalmeangps.pro* werden sowohl die Daten eingelesen und in zonale Boxen eingeteilt als auch alle zonalen Abbildungen wie Abb.4.10 oder Abb.4.15 erzeugt. Das Programm *findcollpairs.pro* verarbeitet die Ausgabe aus dem Programm *findcollpairs_new.pro*, das die sehr sehr zeitaufwendige Prozedur der Suche nach Nachbarn durchführt, und produziert die Abbildungen wie Abb.4.16.

Für ausführlichere Detail stehe ich gerne zu Verfügung.

Lebenslauf

PERSÖNLICHE ANGABEN

Name: Michael Blaschek

Familienstand: ledig

Staatsangehörigkeit: österreichisch

Geburtsdatum: 04.04.1983

Geburtsort: Wien

BISHERIGE BESCHÄFTIGUNGEN

04/2008 - 03/2009	Diplomandenstelle an der Universität Wien bei Dr. L. Haimberger <i>Projekt:</i> Homogenization of the global radiosonde temperature dataset.
06/2007 - 09/2007	Wissenschaftlicher Mitarbeiter bei der Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS) <i>Aufgaben:</i> Aufbau, Betrieb und Abbau des HOBO Messfeldes in der unmittelbaren Umgebung der Supersite Deckenpfronn, sowie die Betreuung der Supersite Deckenpfronn
03/2007 - 07/2007	Tutor für das Messpraktikum bei COPS
10/2006 - 02/2007	Tutor für das Messpraktikum
03/2006 - 07/2006	Tutor für das Messpraktikum bei Ballonpraktikum
07/2006	Praktikum bei den Hagelfliegern in Gneixendorf
06/2006 - 04/2007	Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Universität Wien bei Dr. R. Steinacker <i>Projekt:</i> Schneeprognosen für den Winterdienst
05/2005 - 01/2006	Projektarbeit über statistische Niederschlagsinterpolation in Österreich, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik <i>Abteilung:</i> Modellgruppe, Dr. Thomas Haiden

08/2005	Praktikantenstelle auf der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik <i>Schwerpunkt:</i> Synoptisches Praktikum
07/2004	Urlaubsvertretung bei der Post in Wien, Hietzing
08/2003	”Grabräuber” bei einer archäologischen Notgrabung in Michelndorf, Niederösterreich

WERDEGANG

04/2008	Beginn der Diplomarbeit bei Dr. L. Haimberger <i>Thema:</i> Vergleich von globalen Radiosondentemperaturen mit GPS Okkultationsmessungen
09/2007 - 02/2008	Erasmussemester an der Universität Complutense de Madrid (UCM)
10/2005	Beginn des Bachelorstudiums Technische Informatik an der Technischen Universität Wien
10/2003	Abschluss des 1. Studienabschnitts in Meteorologie
10/2002	Beginn des Diplomstudiums Meteorologie an der Universität Wien
05/2001	Realgymnasium St. Ursula in Wien mit Schwerpunkt auf Mathematik und darstellender Geometrie. Abschluss: Matura

PRIVATE INTERESSEN

-
- * Reisen in ferne und nahe Länder (Peru, Neuseeland, China, Spanien, Marokko, ...)
 - * Computer
 - * Sport wie Joggen, Radfahren und Wandern
 - * Kultur wie Filme, Ausstellungen und Konzerte (Klassisch, Indie, Rock)

FACHLICHE KENNTNISSE

Kenntnisgrade:

+ Grundkenntnisse, ++ fortgeschrittene Kenntnisse, +++ sehr gute Kenntnisse

Gebiet	Teilgebiet	Kenntnisgrad	in Jahren
Betriebssysteme	UNIX, LINUX	+++	3
	Windows (98,2000,XP)	+++	8
Programmiersprachen	Java	++	3
	C,C++	++	2
	Fortran	++	4
	Matlab	+	3
	IDL	++	1
Werkzeuge	Eclipse	++	2
	Emacs	++	2
Produkte	MS Office	++	6
	OpenOffice	++	3
	Latex	++	3
Sprachen	Deutsch	+++	-
	Englisch	++	-
	Spanisch	+	-
Führerschein	Klasse B		seit 2001

Bildverzeichnis

2.1	Aufbau der Radio Okkultationsmessmethode	5
2.2	Zentrum der Krümmung	10
2.3	Differential des Brechungswinkels	12
2.4	RO Retrieval Ablauf	15
2.5	CHAMP Decay Szenario	30
2.6	Daten Verfügbarkeit	31
2.7	RMS Differenz RO Paare	34
2.8	CDAAC Schema	35
2.9	GPS RO Anzahl der Events	37
3.1	Radiosonden Typen	45
4.1	Station Amundsen-Scott	49
4.2	Station Wien/Hohe Warte	50
4.3	Station Rochambeau	51
4.4	Radiosonde MRZ	53
4.5	Radiosonde IMMK3	54
4.6	Radiosonde RS80US	56
4.7	Radiosonde RS92	57
4.8	Radiosonde Shanghai	58
4.9	Radiosonde Sippican	59
4.10	Zonale RS-GPS Temperaturen	61
4.11	Zonale RS-GPS Refraktivitäten	63
4.12	Zonale GPS Differenzen	64
4.13	Zonale GPS Monatsdifferenzen	66
4.14	Zonale Schicht GPS Vergleich	67
4.15	Zonale Schicht RS-GPS Vergleich	68
4.16	Events Miami	70
4.17	Events Kamtschatka	71
4.18	Events Saarbrücken	72

Literatur

- Anthes, R. A., et al., 2008: The COSMIC/FORMOSAT-3 Mission - Early Results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 313–333. 18, 28, 33, 34, 74
- Ao, C. O., G. A. Hajj, B. A. Iijima, A. J. Mannucci, and T. K. Meehan, (Eds.), 2006: *Assessment of Open-Loop Tracking Occultation Data from COSMIC*. 34, 79
- Ao, C. O., T. K. Meehan, G. A. Hajj, A. J. Mannucci, and G. Beyerle, 2003: Lower troposphere refractivity bias in GPS occultation retrievals. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, **108**, 4577–+, doi:10.1029/2002JD003216. 16, 36
- Bhatia, R. C., (Ed.), 2006: *Status of Indian Radiosonde and future plans for improving the quality of upper air radiosonde data.*, Reference Upper-Air Observations for the GCOS: Potential Technologies and Networks. 41
- Borsche, M., A. Gobiet, A. K. Steiner, U. Foelsche, G. Kirchengast, T. Schmidt, and J. Wickert, 2006: Pre-Operational retrieval of radio occultation based climatologies. *in: Atmosphere and Climate: Studies by Occultation Methods*, Springer, Berlin, 315–323, doi: 10.1007/3-540-34121-8_26. 31
- Feng, L., (Ed.), 2006: *New Development with Upper Air Sounding in China*, WMO TECO-2006 Instruments and Observing Methods - IOM No.94. 43
- Fjeldbo, G., A. J. Kliore, and V. R. Eshleman, 1971: The Neutral Atmosphere of Venus as Studied with the Mariner V Radio Occultation Experiments. *Astronomical Journal*, **76**, 123–+, doi:10.1086/111096. 13
- Foelsche, U., M. Borsche, A. K. Steiner, A. Gobiet, B. Pirscher, G. Kirchengast, J. Wickert, and T. Schmidt, 2007: Observing climate change with radio occultation data from the CHAMP satellite. *Clim. Dynam.*, doi:10.1007/s00382-007-0337-7. 31, 32, 36
- Foelsche, U., B. Pirscher, M. Borsche, G. Kirchengast, and J. Wickert, 2008: Assessing the climate monitoring utility of radio occultation data: From CHAMP to FORMOSAT-3/COSMIC. *Terr., Atmos. and Ocean. Sci.*, **in press**. 16, 28, 31, 32, 36, 48, 65
- Gaffen, D. J., 1996: A digitized metadata set of global upper-air station histories. *NOAA Air Resources Laboratory*, **NOAA ERL ARL-211**, 38 pp., available from NOAA/ARL, 1315 East-West Highway, Silver Spring, MD 20910. 41, 43
- Gobiet, A. and G. Kirchengast, 2004: Advancements of Global Navigation Satellite System radio occultation retrieval in the upper stratosphere for optimal climate monitoring utility. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, **109 (D18)**, 24110–+, doi: 10.1029/2004JD005117. 31
- Gobiet, A., G. Kirchengast, G. L. Manney, M. Borsche, C. Retscher, and G. Stiller, 2007: Retrieval of temperature profiles from CHAMP for climate monitoring: intercomparison with Envisat MIPAS and GOMOS and different atmospheric analyses. *Atmospheric Chemistry & Physics*, **7**, 3519–3536. 31
- Haimberger, L., 2007: Homogenization of Radiosonde Temperature Time Series Using Innovation Statistics. *J. Climate*, **20**, 1377–1403. 2, 75

- Hajj, G. A., E. R. Kursinski, L. J. Romans, W. I. Bertiger, and S. S. Leroy, 2000: A Technical Description of Atmospheric Sounding by GPS Occultations. *Atmospheric and Oceanic Technology*. 9
- Hajj, G. A. and L. J. Romans, 1998: Ionospheric electron density profiles obtained with the Global Positioning System: Results from the GPS/MET experiment. *Radio Sci.*, **33**, 175–190. 8
- Hajj, G. A., et al., 2004: CHAMP and SAC-C atmospheric occultation results and inter-comparisons. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, **109** (D18), 6109–+, doi: 10.1029/2003JD003909. 28
- Healy, S. B., 2001: Smoothing radio occultation bending angles above 40 km. *Annales Geophysicae*, **19**, 459–468. 16, 17, 18, 32
- Healy, S. B., (Ed.), 2008: *Assimilation of GPS radio occultation measurements at ECMWF*, ECMWF GRAS SAF Workshop on GPS Radio Occultation. 18
- Hedin, A. E., 1991: Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **96**, 1159–1172. 17, 76
- Hocke, K., 1997: Inversion of GPS meteorology data. *Annales Geophysicae*, **15**, 443–450. 16, 17, 18, 36
- Jensen, A. S., M. S. Lohmann, H.-H. Benzon, and A. S. Nielsen, 2003: Full Spectrum Inversion of radio occultation signals. *Radio Science*, **38** (3), 030 000–1, doi:10.1029/2002RS002763. 35
- Kirchengast, G., J. Hafner, and W. Poetzi, 1999: The CIRA86aQ_UoG model: An extension of the CIRA-86 monthly tables including humidity tables and a Fortran95 global moist air climatology model. *Techn. Rep. for ESA/ESTEC*, **8/1999**, 18p. 17, 35
- Kuo, Y.-H., W. S. Schreiner, J. Wang, D. L. Rossiter, and Y. Zhang, 2005: Comparison of GPS radio occultation soundings with radiosondes. *Geophysical Research Letters*, **32**, L05817. 1, 36, 46, 47
- Kuo, Y.-H., T.-K. Wee, S. Sokolovskiy, C. Rocken, W. Schreiner, D. Hunt, and R. Anthes, 2004: Inversion and Error Estimation of GPS Radio Occultation Data. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **82** (1), 507–531. 13, 16, 18, 22, 35, 36, 75
- Kursinski, E. R., 1997: The GPS radio occultation concept: Theoretical performance and initial results. Ph.D. thesis, California Institute Of Technology. 11
- Kursinski, E. R., G. A. Hajj, S. S. Leroy, and B. Herman, 2000: The GPS Radio Occultation Technique. *Terr., Atmos. and Ocean. Sci.*, **11** (1), 53–114. 3, 5, 8, 10, 11, 12
- Kursinski, E. R., G. A. Hajj, J. T. Schofield, R. P. Linfield, and K. R. Hardy, 1997: Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.*, **102**, 23 429–23 465. 8, 11, 12, 15, 17, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 36
- Labitzke, K., J. J. Barnett, and B. Edwards, (Eds.), 1985: *Middle Atmosphere Program. Handbook for MAP. Volume 16: Atmospheric structure and its variation in the region 20 to 120 km. Draft of a new reference middle atmosphere*, Vol. 16. 76
- Meehan, T. K., G. A. Hajj, C. O. Ao, D. Dong, B. A. Iijima, and A. J. Mannucci, (Eds.), 2005: *Open Loop Processing of Rising Occultations from SAC-C*, GPSRO Data Users Workshop, Landsowne, Va. 77

- Redder, C. R., J. K. Luers, and R. E. Eskridge, 2004: Unexplained Discontinuity in the U.S. Radiosonde Temperature Data. Part II: Stratosphere. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 1133–1144, doi:10.1175/1520-0426(2004)021. 42
- Rodgers, C. D., 1990: Characterization and error analysis of profiles retrieved from remote sounding measurements. *J. Geophys. Res.*, **95**, 5587–5595. 17
- Rowe, P. M., L. M. Miloshevich, D. D. Turner, and V. P. Walden, 2008: Dry Bias in Vaisala RS90 Radiosonde Humidity Profiles over Antarctica. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 1529–1541, doi:10.1175/2008JTECHA1009.1. 43
- Schreiner, W., C. Rocken, S. Sokolovskiy, S. Syndergaard, and D. Hunt, 2007: Estimates of the precision of GPS radio occultations from the COSMIC/FORMOSAT-3 mission. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 4808–+, doi:10.1029/2006GL027557. 33, 34, 36, 69, 74
- Sherwood, R., A. J. Mannucci, C. Zuffada, and C. Heeg, 2006: Supplementary Information for the GPS System of Systems for Science Study. *Jet Propulsion Laboratory*. 6
- Sokolovskiy, S., C. Rocken, D. Hunt, W. Schreiner, J. Johnson, D. Masters, and S. Esterhuizen, 2006: GPS profiling of the lower troposphere from space: Inversion and demodulation of the open-loop radio occultation signals. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, 14816–+, doi:10.1029/2006GL026112. 78
- Sokolovskiy, S. V., 2001: Tracking tropospheric radio occultation signals from low Earth orbit. *Radio Science*, **36**, 483–498, doi:10.1029/1999RS002305. 78
- Solheim, F. S., J. Vivekanandan, R. H. Ware, and C. Rocken, 1999: Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometeors, and other particulates. *J. Geophys. Res.*, **104**, 9663–9670, doi:10.1029/1999JD900095. 7, 13
- Steiner, A. K., G. Kirchengast, M. Borsche, U. Foelsche, and T. Schoengassner, 2007: A multi-year comparison of lower stratospheric temperatures from CHAMP radio occultation data with MSU/AMSU records. *J. Geophys. Res.*, **112** (D22110), doi:10.1029/2006JD008283. 1, 32, 36, 74
- Steiner, A. K., G. Kirchengast, and H. P. Ladreiter, 1999: Inversion, error analysis, and validation of GPS/MET occultation data. *Annales Geophysicae*, **17**, 122–138. 18
- Vorob'ev, V. V. and T. G. Krasil'nikova, 1994: Estimation of the accuracy of the atmospheric refractive index recovery from Doppler shift measurements at frequencies used in the NAVSTAR system. *Phys. Atmos. Ocean*, **29**, 602–609. 8, 21, 31
- WMO Catalogue of Radiosondes (2007), 2007: *Catalogue of Radiosondes and Upper-air wind Systems*. WMO, <http://www.wmo.int/pages/prog/www/ois/volume-a/vola-home.htm>. 41