



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
WIEN

Vienna University of Technology

DIPLOMARBEIT

Externe troposphärische Korrekturen in der geodätischen VLBI

Ausgeführt am Institut für
Geodäsie und Geophysik
der Technischen Universität Wien

unter der Anleitung von
Assistant Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Johannes Böhm und
Projektass.(FWF) Vahab Nafisi, MSc.

durch
Matthias Madzak
Stadlauerstraße 53/12
1220 Wien

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Very Long Baseline Interferometry	3
2.1	Grundprinzip.....	4
2.2	Fehlerquellen und Modellierung.....	5
2.2.1	Instrumentelle Fehlerquellen.....	5
2.2.2	Systematische Beobachtungsfehler	6
2.3	VLBI Auswertung	6
2.4	Vienna VLBI Software	9
2.5	Externe VLBI Korrekturdatensätze	11
2.5.1	Korrekturdatensätze der Troposphäre.....	12
3	Laufzeitverzögerung in der Troposphäre	14
3.1	Die Troposphäre	14
3.2	Signalausbreitung elektromagnetischer Wellen	14
3.3	Modellierung der Laufzeitverzögerung	16
3.4	Modelle der Zenitlaufzeitverzögerung.....	19
3.4.1	Modell von Saastamoinen.....	19
3.4.2	Global Pressure and Temperature	20
3.4.1	Numerische Wettermodelle.....	22
3.4.2	Raytracing.....	23
3.5	Mapping Functions.....	29
3.5.1	Vienna Mapping Function	30
3.5.2	Global Mapping Function	31
4	Experimente	32
4.1	CONT08 Projekt	32
4.2	Übersicht der Modellierungsansätze	33

4.3	Auswerteparameter	35
4.4	Wiederholbarkeit der Basislinienlänge	36
4.5	Simulation.....	36
4.6	Signifikanztest.....	37
5	Ergebnisse	39
5.1	Wiederholbarkeiten der Basislinienlängen	39
5.2	Vergleich mit Laufzeitverzögerungen aus Raytracing	55
5.3	Wiederholbarkeiten ohne Gradienten und feuchtem Anteil.....	60
5.4	Wiederholbarkeiten ohne Gradienten	62
5.5	Signifikanztests	63
6	Schlussfolgerungen und Ausblick.....	70
7	Literaturverzeichnis	74
Anhang A	A1
Anhang B	B1

Zusammenfassung

Die Modellierung der troposphärischen Laufzeitverzögerungen von Mikrowellen, wie sie in der Very Long Baseline Interferometry (VLBI) oder den Global Navigation Satellite Systems (GNSS) empfangen werden, ist ein kritischer Faktor für die Genauigkeit dieser geodätischen Weltraumverfahren. In der vorliegenden Arbeit wurden fünf verschiedene Modellansätze miteinander verglichen, indem sie bei der Auswertung der VLBI Beobachtungen einer speziellen 15-tägigen Kampagne im August 2008 verwendet wurden. Als Genauigkeitskriterium diente die Wiederholbarkeit von Basislinienlängen, geschätzt aus 15 täglichen Lösungen. Die Analyse mit der Vienna VLBI Software (VieVS) wurde insofern geändert, als die troposphärischen Laufzeitverzögerungen erstmals aus externen Datensätzen eingelesen wurden. Diese Vorgehensweise ermöglichte das Anbringen von Laufzeitverzögerungen aus direktem Raytracing, und sie erlaubt in Zukunft die Austauschbarkeit von Modelldaten verschiedener Analysezentren.

Im ersten Ansatz wurden hydrostatische Laufzeitverzögerungen als Produkt von hydrostatischen Laufzeitverzögerungen in Zenitrichtung (Zenitdelays) aus 6-stündigen Daten des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) mit den hydrostatischen Vienna Mapping Functions 1 (VMF1, ebenfalls basierend auf 6-stündigen Daten des ECMWF) gebildet, und feuchte Laufzeitverzögerungen in Zenitrichtung wurden in VieVS mit der feuchten VMF1 geschätzt. Im zweiten Ansatz wurden zusätzlich bereits a priori Laufzeitverzögerungen aufgrund des feuchten Anteils der Troposphäre addiert, ebenfalls basierend auf Daten des ECMWF, die Schätzung der restlichen Zenitdelays erfolgte wiederum mit der feuchten VMF1. Das dritte Modell unterschied sich insofern vom ersten Ansatz, als die hydrostatischen Laufzeitverzögerungen in Zenitrichtung aus tatsächlich an der Station gemessenen Druckwerten (für jede Beobachtung vorhanden) berechnet wurden. Im vierten Ansatz wurden hydrostatische Zenitdelays aus Druckwerten des empirischen Modells Global Pressure and Temperature (GPT) berechnet, und sowohl deren Projektion als auch die Schätzung der feuchten Zenitdelays erfolgte mit den empirischen Global Mapping Functions (GMF). Im fünften Ansatz schließlich wurde für jede Beobachtung eine eigene Strahlverfolgung (Raytracing) durch hochaufgelöste Daten des ECMWF berechnet, um die Laufzeitverzögerungen zu erhalten.

Basierend auf den Wiederholbarkeiten der Basislinienlängen kann man die Ergebnisse folgendermaßen zusammenfassen: Raytracing bestimmt die Laufzeitverzögerungen entweder sehr gut oder sehr schlecht, denn 44% der Basislinienlängen werden damit am besten modelliert, 33% allerdings am schlechtesten. Trotz der geringen Unterschiede der restlichen, auf tatsächlichen Wetterdaten basierenden Modelle, liefern doch die Druckmessungen an der Station bessere Ergebnisse als jene Ansätze, bei denen hydrostatische Zenitdelays aus 6-stündigen Daten des ECMWF berechnet worden sind. 33 von 55 Basislinien erreichen ohne Berücksichtigung von Raytracing mit den Druckmessungen an der Station die besten Wiederholbarkeiten. Wie zu erwarten liefern die rein empirischen Modelle GPT und GMF die schlechtesten Ergebnisse, denn diese Modelle beinhalten keine tatsächlichen Wetterdaten sondern beschreiben nur dessen mittleres Verhalten.

Abstract

Modeling tropospheric path delays of microwaves which are received in Very Long Baseline Interferometry (VLBI) and Global Navigation Satellite Systems (GNSS) is a critical factor for the accuracy of space geodetic techniques.

This study compares five models by using their path delays in the analysis of a campaign of 15-days continuous observations in August 2008. Baseline length repeatabilities, calculated from the 15 daily solutions are used to make quantitative statements about the models.

The Vienna VLBI software (VieVS) was modified in order to read in path delays from external files. This allows the use of raytraced delays and facilitates the exchange of model data between different analysis centers.

The first model uses the product of hydrostatic zenith delays from six-hourly data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and the hydrostatic Vienna Mapping Function 1 (VMF1, based also on six-hourly data from the ECMWF). Wet zenith delays are estimated using the wet VMF1 in the analysis. The second model adds a priori wet zenith delays based again on the data from the ECMWF. The final estimation is again based on the wet VMF1. The third model uses the same mapping function as the first model but calculates the hydrostatic zenith delay from pressure measurements at the Site, which are available for all observations. The fourth model obtains pressure values from the empirical model Global Pressure and Temperature (GPT), the empirical model Global Mapping Function (GMF) is used for the mapping function and the estimation of the wet zenith delay. Finally, for the fifth approach path delays are calculated by raytracing through weather data from the ECMWF.

To sum up, the following results, based on baseline length repeatabilities were found: Raytracing (model five) models the path delays either very well or very badly. 44% of all baselines show the highest, 33% the lowest accuracy with the raytracing model compared to the four other models. The remaining three models based on real weather data show comparable results with pressure measurements at the Site being better than those which use the six-hourly data sets from the ECMWF. Without considering raytracing 33 of 55 baselines were modeled best using pressure measurements at the Site. The model based on the empirical models GPT and GMF show the worst results as expected, since these models do not contain real weather data but just describe their behavior.

1 Einleitung

Abgesehen von klassischen Vermessungsaufgaben sowie der Bestimmung des Erdschwerefeldes und der Erdrotation ist die Positionsbestimmung bezüglich eines erdfesten und eines himmelfesten (inertialen) Referenzrahmens ein wichtiges Teilgebiet der Geodäsie. Die Very Long Baseline Interferometry hat als einziges geodätisches Verfahren die Möglichkeit, den inertialen Referenzrahmen zu realisieren und die Weltzeit UT1 sowie Nutationsparameter über längere Zeiträume zu beobachten. Außerdem ist die VLBI sehr gut geeignet, um Basislinienlängen zwischen weit entfernten Stationen mit höchster Genauigkeit zu bestimmen und damit auch den Maßstab eines globalen Netzwerks festzulegen.

Ein wichtiges Kriterium für die Genauigkeit der VLBI Auswertung ist die gute Modellierung der troposphärischen Laufzeitverzögerungen. Dabei gibt es nicht nur die Möglichkeit, verschiedene Modelle für Zenitlaufzeitverzögerungen und Projektionsfunktionen miteinander zu kombinieren, sondern in den letzten Jahren stehen auch numerische Wettermodelle höchster Genauigkeit zur Verfügung, die zur individuellen Bestimmung der Laufzeitverzögerungen für jede einzelne Beobachtung mittels Raytracing verwendet werden können. Um diese Korrekturen pro Beobachtung nun in den VLBI Auswerteprogrammen verwenden zu können, wurde ein externes Datenformat definiert. Ziel dieser Arbeit war es nun, die troposphärischen Laufzeitverzögerungen (und die zugehörigen partiellen Ableitungen) über diese externen Files einzulesen, und zwar nicht nur für Raytracing sondern auch für herkömmliche Projektionsfunktionen, wie die Vienna Mapping Functions oder die Global Mapping Functions, und für Modelle von Zenitlaufzeitverzögerungen in verschiedensten Kombinationen. Danach sollten die troposphärischen Modelle insofern miteinander verglichen werden, als die Wiederholbarkeiten für tägliche Basislinienlängen aus einer speziellen 15-tägigen Kampagne bestimmt werden.

Das Verfahren der VLBI wird in Kapitel 2 genauer vorgestellt. Das erste Unterkapitel beschreibt das geometrische Grundprinzip (Kapitel 2.1), gefolgt von instrumentellen und systematischen Fehlerquellen. Da die Auswertung von VLBI Beobachtungen ein sehr komplexer Vorgang ist und viele Modelle ausgewertet werden müssen, wird dieser Vorgang in einem eigenen Kapitel 2.3 dargestellt.

Es gibt unterschiedliche Programme zur Auswertung von VLBI-Beobachtungen, die von den verschiedenen VLBI Gruppen verwendet werden. Einige dieser Programme werden in Kapitel 2.3 genannt. Die in dieser Arbeit verwendete Vienna VLBI Software wurde am Institut für Geodäsie und Geophysik der TU Wien entwickelt, und sie wird in Kapitel 2.4 vorgestellt. Die Parametrisierung bei der Auswertung (siehe Kapitel 4.3) wurde für alle Experimente analog vorgenommen.

Eine Neuerung künftiger VLBI Auswertungen stellen externe Datensätze dar, mit denen man in Zukunft verschiedenste Korrekturen für die Beobachtungen einlesen kann. Die instrumentellen

und systematischen Fehlerquellen werden in Kapitel 2.2.1 bzw. 2.2.2 behandelt. Eine Beschreibung der externen Datensätze ist in Kapitel 2.5, das konkrete Format der troposphärischen Datensätze in Kapitel 2.5.1 zu finden.

Das darauf folgende Kapitel 3 befasst sich mit dem theoretischen und physikalischen Hintergrund. Es wird unterteilt in einen allgemeinen Teil über die Troposphäre (Kapitel 3.1), ein Kapitel über die Signalausbreitung (3.2) sowie ein Kapitel über die Laufzeitverzögerung in der Troposphäre (3.3).

Die verschiedenen Modellierungsmöglichkeiten werden in Kapitel 3.4 vorgestellt. Ein weit verbreitetes Modell ist jenes aus Druckmessungen an der Station mit dem Modell von Saastamoinen, das bereits seit langer Zeit in Auswertprogrammen verwendet wird. Zwei weitere Modelle beruhen auf numerischen Wetterdaten des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), wobei eines die hydrostatische Laufzeitverzögerung modelliert, und das andere auch den feuchten Anteil berücksichtigt. Das rein empirische Modell GPT/GMF soll vor allem dem Vergleich dienen und stellt die vermutlich schwächste Modellierungsmöglichkeit dar. Schließlich werden Verzögerungen aus Raytracing bestimmt und ebenfalls mit den vier vorhandenen Modellen verglichen.

Die erhaltenen Ergebnisse werden unter anderem in Form von Wiederholbarkeiten der Basislinienlängen angegeben, die ein passendes Mittel darstellen, um die Güte verschiedener Modelle zu untersuchen. Die Ergebnisdarstellungen sowie Interpretationen werden in Kapitel 5 präsentiert. Kapitel 6 fasst die Ergebnisse zusammen, zeigt Probleme und Schwierigkeiten der Interpretation auf und gibt einen kurzen Ausblick über weiterführende Untersuchungen des Themengebiets.

2 Very Long Baseline Interferometry

Die Very Long Baseline Interferometry (VLBI, Radiointerferometrie auf langen Basislinien) hat sich in den letzten Jahrzehnten zu einer wichtigen Messmethode der Geodäsie entwickelt.

Die Anfänge der Radioastronomie liegen etwa 70 Jahre zurück, als astronomische Beobachtungen im Radiowellenlängenbereich einen neuen Bereich der Astronomie gebildet haben. Vor diesem Zeitpunkt wurden alle Beobachtungen im sichtbaren Wellenlängenbereich durchgeführt (Hobiger, 2006).

Diese beiden Bereiche beschreiben die durchlässigen Bänder der elektromagnetischen Wellen. Die folgende Abbildung zeigt die Wellenlängenbereiche des elektromagnetischen Spektrums, die von der Atmosphäre geblockt werden bzw. transmittieren.

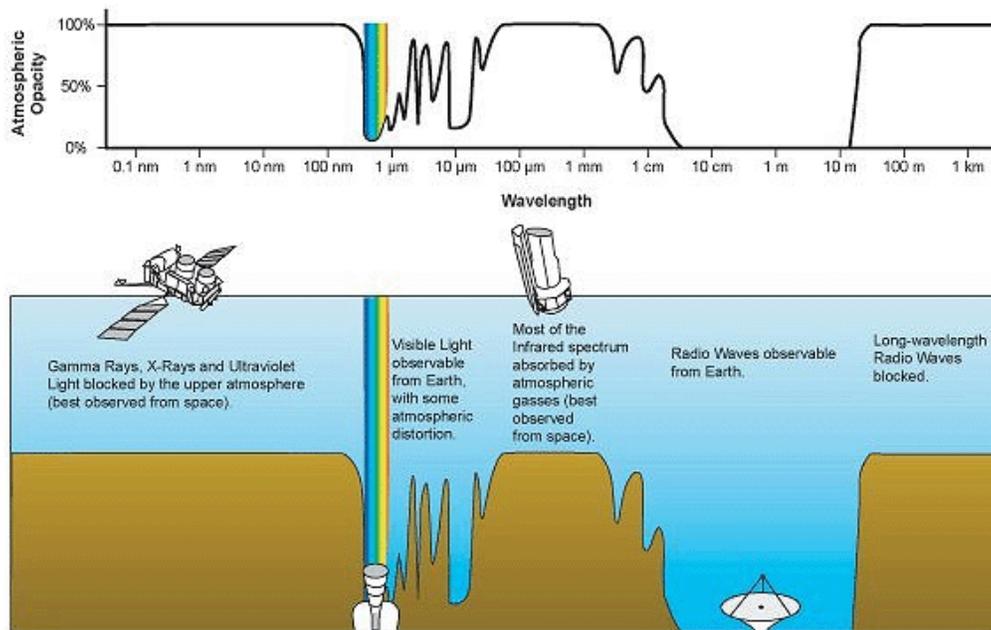


Abb. 1. Transparente Bänder der Atmosphäre für elektromagnetische Wellen. Die beiden wichtigen Wellenlängenbereiche für die Geodäsie, die aus dem Weltraum auf die Erdoberfläche treffen, sind der optische sowie der Mikrowellenbereich (Quelle: Infrared Processing and Analysis Center, http://ipac.jpl.nasa.gov/spitzerSite_backup.20031218/Media/guides/images/transmission.jpg).

Die Aufgabe der Astronomie und Astrophysik besteht darin, Fragen betreffend Ursprung und Entwicklung der Planeten, Sterne und des Universums zu beantworten (Astronomy and Astrophysics Survey Committee, 1991). Sie bedient sich unter anderem der Beobachtungen extragalaktischer Radioquellen um etwa die Struktur dieser Sterne zu erforschen. Für die Geodäsie auf der anderen Seite stellt die Veränderung der Quasarstruktur eine Fehlerquelle für das Messverfahren der VLBI dar, da diese Quellen im Idealfall stationäre Referenzpunkte sind. Neben der Möglichkeit zur Bestimmung der Positionen von Beobachtungsstationen sind besonders die geophysikalischen Parameter wie Polbewegung, Nutation und Präzession,

Veränderungen von UT1 sowie Gezeitenparameter von Bedeutung. Eine weitere Besonderheit dieses Messverfahrens besteht in der Möglichkeit der Realisierung eines quasi-inertialen Referenzrahmens, definiert durch extragalaktische Radioquellen (Schuh, 1998).

In den folgenden Kapiteln werden das Prinzip, der Vorgang der Messung sowie die Fehlerquellen der VLBI dargestellt.

2.1 Grundprinzip

Der Messvorgang der Very Long Baseline Interferometry besteht aus der gleichzeitigen Beobachtung einer extragalaktischen Radioquelle (z.B. Quasar) mit mindestens zwei Radioteleskopen. Im Gegensatz zur klassischen Radiointerferometrie, bei der die Beobachtungsstationen mit einem Kabel verbunden waren, werden heutige Messungen aufgezeichnet und mittels einer Atomuhr mit einer Zeitmarke versehen, um, unabhängig vom Beobachtungsort, die Korrelation durchzuführen. Die Quellen emittieren Strahlung im Radiowellenbereich, die sich kugelförmig ausbreiten. Aufgrund der großen Entfernung treffen diese elektromagnetischen Wellen parallel auf die Erdoberfläche. Die ankommenden Wellenfronten sind dann normal auf die Beobachtungsrichtung, weshalb sich das geometrische Prinzip stark vereinfacht. Das ankommende Signal wird zuerst von einer Station empfangen (\vec{r}_2), und ist bis auf einen Laufzeitunterschied τ mit dem an der zweiten Station (\vec{r}_1) identisch.

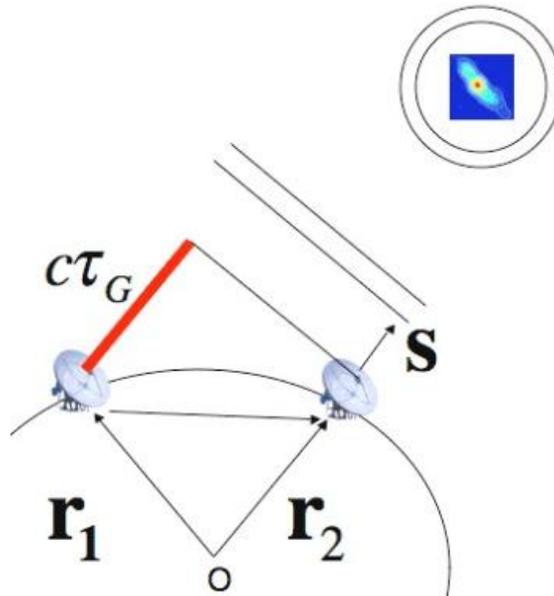


Abb. 2. Messprinzip der geodätischen VLBI (Hobiger, 2006).

Die vom Korrelator mittels Maximierung der Kreuzkorrelation bestimmte Messgröße τ ergibt mit der Lichtgeschwindigkeit c multipliziert die Länge der zur Quelle zeigenden Kathete (rot in Abb.

2) des rechtwinkligen Dreiecks. Der Laufzeitunterschied kann mit Hilfe eines Skalarprodukts wie folgt geschrieben werden:

$$\tau_g = -\frac{\vec{B} \cdot \vec{l}_s}{c} \quad (1)$$

Der Vektor zwischen den beiden Stationen wird Basislinie (\vec{B}) genannt, \vec{l}_s ist der Pointing Vektor zur Radioquelle (Hobiger, 2006).

2.2 Fehlerquellen und Modellierung

Das geometrische Grundprinzip, wie in Kapitel 2.1 beschrieben, stellt eine Vereinfachung dar. Es ist daher notwendig, verschiedene Korrekturen anzubringen.

2.2.1 Instrumentelle Fehlerquellen

Die Geometrie der Radioteleskope ist von mehreren Faktoren abhängig. Einerseits sollen hohe Fahrgeschwindigkeiten schnelle Wechsel zwischen verschiedenen Quellen ermöglichen, andererseits soll durch große Antennendurchmesser ein gutes Signalrauschverhältnis (signal to noise ration, SNR) erreicht werden. Mit der folgenden Gleichung lässt sich das SNR angeben (Campbell et al., 1992).

$$SNR = \eta \cdot \frac{F_d}{2k} \cdot \sqrt{\frac{A_1 \cdot A_2}{T_{S1} \cdot T_{S2}}} \cdot \sqrt{2BT} \quad (2)$$

mit	η	Verlustfaktor wegen Digitalisierung und Filterung,
	F_d	Flussdichte der Radioquelle (in Jansky),
	k	Boltzmannkonstante ($1.38 \cdot 10^{-23}$ Ws/K),
	A_1, A_2	effektive Antennenflächen,
	T_{S1}, T_{S2}	Rauschtemperaturen der Empfangssysteme,
	B	Bandbreite des Registriersystems,
	T	kohärente Integrationszeit.

Da viele Radioquellen nur Flussdichten von unter einem Jansky ($1 \text{ Jy} = 10^{-26} \text{ Wsm}^{-2}$) liefern, muss die Empfindlichkeit der Antennen und Empfangssysteme entsprechend hoch ausgelegt werden (Campbell et al., 1992).

Ebenfalls eine Rolle spielen Deformationen der Radioteleskope verursacht durch Gravitation, Winddruck und Temperaturschwankungen, die zu messbaren Fehlereinflüssen führen können. Geeignete Modelle können diese Fehlereinflüsse weitgehend eliminieren (Wresnik, 2005).

Atomuhren, die in das Zeitsystem der Beobachtungsstation integriert sind, stellen den Zeitbezug der aufgezeichneten Signale für die spätere Ermittlung des Laufzeitunterschieds her. Moderne Wasserstoffmaser, wie zum Beispiel beim Observatorium in Wettzell verwendet, weisen eine relative Genauigkeit von $< 2 \cdot 10^{-15}$ zur SI-Sekunde (Geodätisches Observatorium Wettzell) auf. Selbst auf den längsten messbaren Basislinien von etwa 10000 km haben solche Ungenauigkeiten keinen signifikanten Anteil am Fehlerbudget.

2.2.2 Systematische Beobachtungsfehler

Zu den den Maßstabsfaktor systematisch beeinflussenden Größen gehören thermische Antennendeformationen, Auflasteffekte, atmosphärische Laufzeitmodellierung, Struktur der Radioquellen und Polgezeiten. Der Großteil (0.54 ppb von 0.68 ppb, VLBI-SLR) wird durch ungeeignete Polgezeitenmodelle, Fehler der atmosphärischen Laufzeitverzögerung und durch Auflasteffekte verursacht (MacMillan, 2007).

Ein ebenso zu beachtender Effekt ist die scheinbare Bewegung der Quasare, die in etwa 30 $\mu\text{s}/\text{Jahr}$ betragen kann. Bei einer Beobachtungszeitspanne von ein bis zwei Jahrzehnten müssen Modellbildungen oder Korrekturen angebracht werden, die die Stabilität unter die Rauschgrenze verbessern (MacMillan, 2003).

Da in dieser Arbeit die Modellierungsmöglichkeiten der Troposphäre untersucht werden, soll auch in diesem Kapitel das Hauptaugenmerk auf den Einfluss der Atmosphäre gelegt werden: Die VLBI ist ein differentielles Verfahren und da der Unterschied in den Ankunftszeiten an zwei Radioteleskopen als Messgröße verwendet wird, ist die Laufzeitverzögerung entlang des Signalweges dann von Bedeutung, wenn sie für die beiden Antennen unterschiedlich groß ist. Das gilt bei der VLBI für den gesamten Bereich der Atmosphäre, da die Abstände der Stationen im Allgemeinen sehr groß sind. Es müsste daher sowohl der Einfluss der Ionosphäre (50 km bis 1000 km Höhe) als auch jener der Troposphäre modelliert werden. Zur Ionosphäre gehört nach internationaler Definition jener Bereich der Atmosphäre, in dem die Dichte der Elektronen und Ionen ausreichend groß ist, um elektromagnetische Wellen zu beeinflussen (Böhm, 2004).

Da die Ionosphäre im Wellenbereich der VLBI (S-Band: 2.3 GHz, X-Band: 8.4 GHz) dispersiv ist, kann durch Beobachtung in zwei Frequenzen und Differenzbildung der Einfluss der Ionosphäre eliminiert werden (Hobiger, 2006).

Die neutrale Atmosphäre ist nicht dispersiv im VLBI Wellenlängenbereich; dieser Effekt muss daher entweder durch geeignete Modellbildung oder durch Parameterschätzung im Rahmen der Auswertung berücksichtigt werden (Böhm und Schuh, 2007).

2.3 VLBI Auswertung

Verschiedene Wissenschaften bedienen sich der Beobachtungen der VLBI. Auf der einen Seite die Astronomie, die sich besonders für Struktur und Aufbau der Quelle interessiert, auf der

anderen Seite die Geodäsie und Geophysik, die versuchen, aus Laufzeitunterschieden Parameter der Erdrotation und der Geometrie des terrestrischen Referenzrahmens sowie weitere geodynamische Größen abzuleiten.

Zwischen diesen beiden Feldern spielt die VLBI für die Astrometrie eine wichtige Rolle, die ein raumfestes Referenzsystem definiert, realisiert durch 295 (Fey et al., 2009) Quasarkoordinaten. Das Flussdiagramm der geodätischen Auswertung ist in Abb. 3 dargestellt. Die unbekannt Parameter werden in einer Parameterschätzung ermittelt. Die originalen Messwerte ($\tau, \dot{\tau}$) müssen vor der Ausgleichung noch aufgrund systematischer Einflüsse korrigiert werden (linke Seite in Abb. 3). Die ebenfalls in den Ausgleich eingehende theoretische Laufzeitverzögerung wird aus a-priori Werten sowie aus Modellen für die verschiedenen Effekte berechnet.

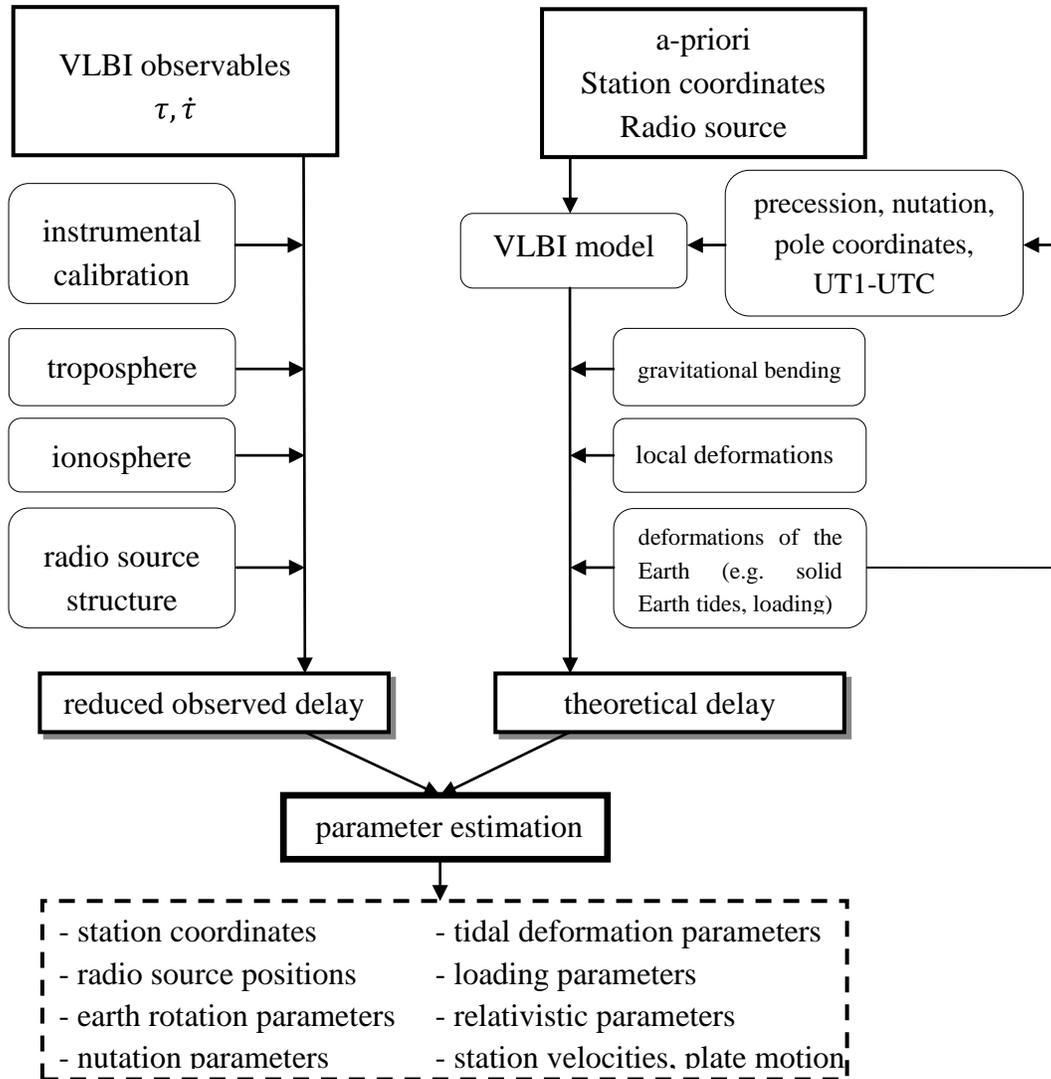


Abb. 3. Flussdiagramm einer geodätischen VLBI Auswertung, nach Schuh (2000).

Aufgrund der hohen Redundanz wird meist eine Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate, ein Kalmanfilter oder ähnliche Schätzverfahren eingesetzt.

Bei einer Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate werden die Differenzen „gemessener-gerechneter“ Werte bestimmt sowie die Modellmatrix A und die Gewichtsmatrix P aufgestellt. Durch Inversion der Normalgleichungsmatrix $N = A^T \cdot P \cdot A$ werden die Zuschläge zu den a-priori Werten bestimmt, die bei normalverteilten Messwerten die wahrscheinlichsten Parameter liefern.

Verschiedene Softwarepakete wurden in den letzten Jahrzehnten entwickelt und werden heute dazu verwendet, VLBI Auswertungen durchzuführen. In Tab. 1 werden einige beispielhaft genannt.

CALC/SOLVE	Entwickelt am Goddard Space Flight Center/NASA, Greenbelt, MD (Baver, 2010)
MODEST	Entwickelt am Jet Propulsion Laboratory/NASA, Pasadena, CA (Sovers et al., 2004)
Occam	Weiterentwickelt von verschiedenen VLBI Gruppen (Titov et al., 2004)
VieVS	Entwickelt am Institut für Geodäsie und Geophysik der TU Wien (Böhm et al., 2009)

Tab. 1. Auswahl an VLBI Software Paketen.

Alle in dieser Arbeit durchgeführten Berechnungen und Simulationen wurden mit der Vienna VLBI Software (VieVS) durchgeführt.

2.4 Vienna VLBI Software

Bis etwa 2008 verwendete das Institut für Geodäsie und Geophysik der TU Wien das Programm Occam zur Auswertung von VLBI Beobachtungen. Aus mehreren Gründen war seine Anwendung jedoch problematisch geworden. Einerseits konnten beispielsweise die stückweise linearen Offsets jeweils zur ersten Beobachtung und nicht zu einer standardisierten (z.B. stündlichen) Epoche berechnet wurden. Weiters waren nur äquinoktiumbasierte Transformationen zwischen TRS und CRS möglich. Andererseits hatte Occam keine graphische Benutzeroberfläche und keine detaillierte Dokumentation. Externe Anwender hatten daher Schwierigkeiten, VLBI Auswertungen mit diesem Programm durchzuführen. Zusätzlich wurde Occam von verschiedenen Anwendern für ihre speziellen Zwecke verändert, ohne eine einheitliche Version weiterzuentwickeln.

Aus diesen Gründen entschloss sich das IGG der TU Wien vor ca. 3 Jahren, eine neue Software zu entwickeln: Die Vienna VLBI Software VieVS. Programmiergrundlage für dieses Programm ist Matlab. Es ist anwenderfreundlich und bei der Mehrzahl der Studenten bekannt und ermöglicht Studierenden und Nichtspezialisten einen leichten Zugang zur Auswertung von VLBI Daten.

VieVS ist in einer modularen Struktur aufgebaut, die es Nutzern ermöglicht, spezielle Teile der Software zu verwenden oder eigene Tools einzubinden. Ein solcher Aufbau lässt den Entwicklern viel Spielraum bei der Erweiterung des Programms. Erst kürzlich wurden die Module `vie_glob` für Globallösungen, `vie_sim` zur Simulation und `vie_sched` (noch in Entwicklung) zur Erstellung von VLBI Beobachtungsplänen für VieVS implementiert.

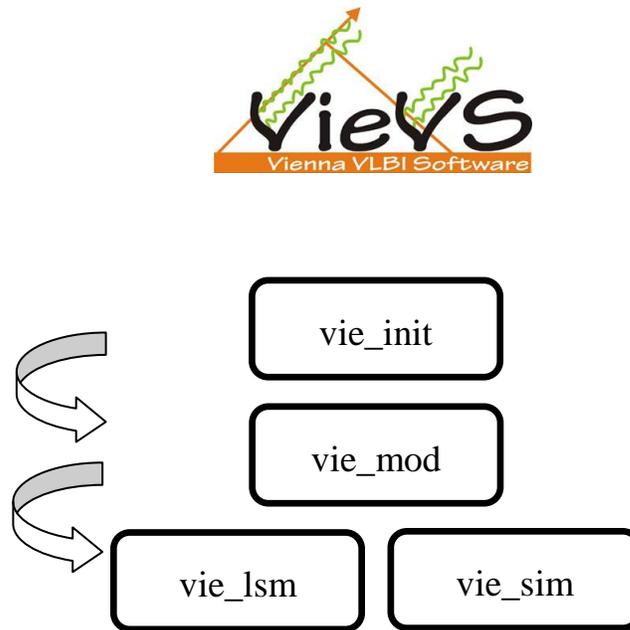


Abb. 4. Flussdiagramm der Vienna VLBI Software (VieVS).

Abb. 4 zeigt das Flussdiagramm von VieVS. Jedes Modul speichert die Daten an einem definierten Pfad ab, um den nachfolgenden Modulen das Auffinden zu ermöglichen. Durch dieses „Zwischenspeichern“ wird gewährleistet, dass Module auch unabhängig voneinander laufen können. So müssen zum Beispiel die Daten nicht immer neu eingelesen werden, um verschiedene Modelle in der Auswertung zu vergleichen. Im einfachen Fall der VLBI Auswertung einer Session werden die drei Module `vie_init`, `vie_mod` und `vie_lsm` verwendet. `vie_init` liest die Daten ein und speichert sie in einer definierten Struktur ab. Aktuell werden noch ngs Dateien als Datenformat verwendet, in Zukunft sollen Beobachtungen im NetCDF Format gespeichert werden (siehe Kapitel 2.5). Das darauffolgende Modul ist `vie_mod`, das die theoretischen Laufzeitdifferenzen berechnet. Die zur Verfügung stehenden Modelle werden in der Benutzeroberfläche ausgewählt (siehe Abb. 5). Das letzte bei der Auswertung einer Session verwendete Modul ist `vie_lsm`. Dieses schätzt alle zu bestimmenden Parameter in einer Ausgleichung nach kleinsten Quadraten. Es können Erdorientierungsparameter, Stations- und Quellkoordinaten, Stationsuhrenfehler, troposphärische Zenitlaufzeitverzögerungen und Gradienten berechnet werden.

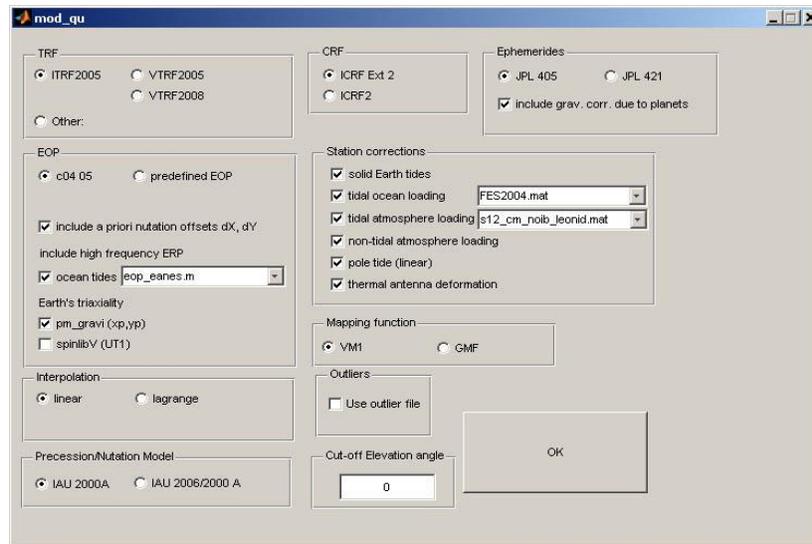


Abb. 5. Benutzeroberfläche von VieVS anhand des Moduls vie_mod zur Berechnung der theoretischen Laufzeitdifferenz.

Um VLBI Beobachtungen zu simulieren steht in VieVS das Modul vie_sim zur Verfügung. Berechnet wird dabei der Vektor nach dem Prinzip „gemessen-gerechnet“, wobei es möglich ist, den Einfluss der Troposphäre, einen Stationsuhrgang und weißes Rauschen der Basislinie als Parameter zu simulieren.

Da der feuchte Anteil der Troposphäre räumlich und zeitlich sehr variabel ist, muss dieser Einfluss für jede Session gesondert bestimmt und auch Turbulenzen beachtet werden. Bodenmesswerte sind, wie in Kapitel 3.1 erwähnt, für den feuchten Anteil nicht repräsentativ. Nach der Herangehensweise von Nilsson et al. (2007) wird in VieVS die feuchte Laufzeitverzögerung durch eine turbulente Atmosphäre simuliert.

2.5 Externe VLBI Korrekturdatensätze

Der International VLBI Service for Geodesy and Astrometry (IVS) hat die Arbeitsgruppe 4 (WG 4, Vorsitzender: John Gipson) eingerichtet, um Veränderungen der Datenstrukturen von VLBI Beobachtungen einheitlich durchzuführen. Es wurden bereits einige Neuerungen festgelegt, die bei zukünftigen VLBI Kampagnen angewendet werden sollen. Einerseits soll die Struktur der gespeicherten Daten anders gestaltet werden, andererseits soll anstelle des ASCII Formats das NetCDF Format verwendet werden. Jede VLBI Session beschreibt ein eigenständiges Projekt, an dem mehrere (mindestens zwei) Stationen teilnehmen und im Allgemeinen mehrere Quellen zeitgleich beobachtet werden. Es wird zwischen intensiven (eine Stunde lang) und 24-stündigen Sessions unterschieden. Alle für die Auswertung einer Session benötigten Informationen werden in eine ASCII Datei (.ngs) geschrieben. In Zukunft soll zwar eine Session die kleinste Einheit der VLBI Beobachtungen bleiben, allerdings sollen unterschiedliche Informationen in einzelne

Dateien aufgeteilt werden. Diese werden charakterisiert nach Art, Aufgabenbereich, Häufigkeit der Verwendung und Änderungsmöglichkeit der beinhaltenden Daten. Eine genauere Auflistung der verschiedenen Datengruppen ist in Gipson (2009) zu finden. Der Vorteil dieser Unterscheidung ist zunächst die kleinere Dateigröße und eine damit verbundene schnellere Zugriffs- und Auswertzeit. Außerdem kann so die Erweiterbarkeit und Flexibilität gesteigert werden. Dies macht zum Beispiel die Verwendung und den Vergleich verschiedener Modelle (z.B. pressure loading oder Mapping Functions) einfacher, da nicht mehr der ganze Datensatz oder der Programmcode verändert werden muss.

Um diese modulare Struktur der VLBI Daten konsistent beizubehalten, werden in Zukunft auch alle Korrekturdaten als externe Datensätze gespeichert. Einer dieser Datensätze wird die troposphärische Laufzeitverzögerung sein, mit der sich diese Arbeit näher beschäftigt.

2.5.1 Korrekturdatensätze der Troposphäre

Dieses Kapitel soll den Aufbau von externen Troposphären Daten (Endung: .trp) zur Verwendung in VLBI Auswertesystemen erklären.

Da, wie in Kapitel 2.5 beschrieben, die kleinste Einheit der VLBI Datenaufzeichnung eine Session ist und auch bleiben soll, müssen auch Korrekturdatensätze je Session erstellt werden. Als die die Troposphäre beschreibenden Parameter werden (1) die schräge Laufzeitverzögerung in Sekunden, (2) die partielle Ableitung von (1) nach der schrägen Laufzeitverzögerung in Richtung atmosphärischer Symmetrie (im Allgemeinen nahe der Zenitrichtung), (3) die partielle Ableitung von (1) nach der Neigungsrichtung der atmosphärischen Symmetrie in Nordrichtung sowie (4) die partielle Ableitung von (1) nach der Neigungsrichtung der atmosphärischen Symmetrie in Ostrichtung verwendet. Außerdem werden neben Azimut und Elevation (in °) Druck- (in hPa) und Temperaturwerte (in °C) angegeben. Neben anderen zusätzlichen Informationen wie zum Beispiel verwendete Modelle, werden im Header auch teilnehmende Stationen und deren Koordinaten dokumentiert. Weiterführende Informationen und genaue Beschreibung der externen Troposphären Daten werden auf den vom Goddard Space Flight Center/NASA veröffentlichten Datensätzen zur Verfügung gestellt (siehe auch Anhang A).

In Abb. 6 ist der Aufbau der .trp Dateien beispielhaft dargestellt.

KAPITEL 2. VERY LONG BASELINE INTERFEROMETRY

```
0 $08AUG12XA      1 2008.08.12-00:00:10.0 TSUKUB32 267.22217 32.83763 1010.5 27.9 1.5683274e-008 1.8414883e+000 -1.3806082e-001 -2.8454188e+000
0 $08AUG12XA      1 2008.08.12-00:00:10.0 WETTZELL 96.94537 28.11146 935.5 15.9 1.6181319e-008 2.1182503e+000 -4.7833716e-001 3.9266933e+000
0 $08AUG12XA      1 2008.08.12-00:00:10.0 SVETLOE 119.17749 33.90588 1007.4 18.6 1.4284168e-008 1.7906143e+000 -1.2967475e+000 2.3223981e+000
0 $08AUG12XA      1 2008.08.12-00:00:10.0 ZELENCHK 118.82887 48.42118 879.5 20.8 9.5710644e-009 1.3362900e+000 -5.7132658e-001 1.0380001e+000
0 $08AUG12XA      1 2008.08.12-00:00:10.0 ONSALA60 100.33880 26.30473 1001.2 17.0 1.8172618e-008 2.2514722e+000 -8.1515716e-001 4.4683167e+000
0 $08AUG12XA      1 2008.08.12-00:00:10.0 NYALES20 109.44378 20.67074 995.0 2.5 2.1822288e-008 2.8224172e+000 -2.4786993e+000 7.0215197e+000
0 $08AUG12XA      1 2008.08.12-00:00:10.0 HARTRA0 55.17440 24.48236 868.7 4.0 1.6270544e-008 2.4080215e+000 3.0087907e+000 4.3249582e+000
0 $08AUG12XA      2 2008.08.12-00:00:13.0 KOKEE 125.41518 34.88015 890.5 19.3 1.2221656e-008 1.7470804e+000 -1.4499862e+000 2.0391843e+000
0 $08AUG12XA      2 2008.08.12-00:00:13.0 WESTFORD 227.33333 20.86067 994.7 16.3 2.2472779e-008 2.7978737e+000 -4.9525056e+000 -5.3732464e+000
0 $08AUG12XA      3 2008.08.12-00:02:27.0 TSUKUB32 308.05014 33.90338 1010.5 27.9 1.5248142e-008 1.7904042e+000 1.6395823e+000 -2.0947886e+000
0 $08AUG12XA      3 2008.08.12-00:02:27.0 WETTZELL 72.72024 57.42382 935.4 16.1 9.0816080e-009 1.1864304e+000 2.2510831e-001 7.2363974e-001
0 $08AUG12XA      3 2008.08.12-00:02:27.0 SVETLOE 108.61745 67.22917 1007.4 18.6 8.6632933e-009 1.0844289e+000 -1.4530395e-001 4.3132740e-001
0 $08AUG12XA      3 2008.08.12-00:02:27.0 ZELENCHK 67.01852 74.60076 879.5 20.8 7.4324686e-009 1.0371982e+000 1.1153176e-001 2.6298863e-001
0 $08AUG12XA      3 2008.08.12-00:02:27.0 ONSALA60 85.11058 58.45999 1001.2 17.1 9.4904133e-009 1.1730831e+000 6.1351386e-002 7.1718921e-001
```

Abb. 6. Auszug aus einem externen Troposphären Datensatz im ASCII Format (.trp) für die Session 08AUG12XA.

3 Laufzeitverzögerung in der Troposphäre

Das folgende Kapitel beschäftigt sich mit einigen Grundzügen der Troposphäre und deren Einfluss auf geodätische Weltraumverfahren, im Speziellen auf VLBI.

3.1 Die Troposphäre

Die Troposphäre ist der Bereich der Atmosphäre von der Erdoberfläche bis etwa 11 km Höhe. Etwa 75% der Atmosphärenmasse ist in der Troposphäre konzentriert und alle Wetterphänomene der Erde finden hier statt. Ein hoher Durchmischungsgrad wird durch Luftströmungen erreicht, eine Teilchenzirkulation von bis zu 10 km in nur wenigen Tagen ist möglich (Ahrens, 2007).

Vernachlässigt man relativistische Effekte, breiten sich Signale im Vakuum entlang einer Geraden aus. In der neutralen Atmosphäre hingegen nimmt der Brechungsindex,

$$n = \frac{c}{v_{\text{medium}}} \quad (3)$$

mit c Lichtgeschwindigkeit im Vakuum,
 v_{medium} Lichtgeschwindigkeit im Medium,

Werte $\neq 1$ an. Nach dem Fermat'schen Prinzip breiten sich elektromagnetische Wellen entlang des schnellsten Weges zwischen zwei Punkten aus Holm (2008), weshalb sich Signale entlang von Raumkurven (S in Abb. 7) ausbreiten. Die Weglänge L einer solchen Raumkurve ergibt sich aus Böhm (2004):

$$L = \int_S n(s) ds \quad (4)$$

mit L elektrische Weglänge eines Signals,
 S Raumkurve,
 $n(s)$ Brechungsindex entlang der Raumkurve.

3.2 Signalausbreitung elektromagnetischer Wellen

Der Zusammenhang zwischen dem elektrischen und dem magnetischen Feld (\vec{E} und \vec{B}) sowie die Wechselwirkungen dieser mit deren Quellen, den elektrischen Ladungen, werden durch die Maxwell'schen Gleichungen ((5 bis (8) beschrieben.

$$\oint_A \vec{E} dA = \frac{1}{\epsilon_0} q_{innen} \quad (5)$$

mit A Integrationsfläche,
 \vec{E} elektrisches Feld,
 ϵ_0 elektrische Feldkonstante und
 q_{innen} resultierende Ladung in dem von der Fläche umschlossenen Volumen.

Gleichung (5) besagt, dass der elektrische Fluss durch eine beliebige geschlossene Fläche gleich $\frac{1}{\epsilon_0}$ -mal der resultierenden Ladung in dem umschlossenen Volumen ist. Die zweite Maxwell'sche Gleichung,

$$\oint_A \vec{B} dA = 0, \quad (6)$$

zeigt, dass der magnetische Fluss jeder beliebigen Fläche gleich 0 ist. Daher ist ein magnetischer Monopol nicht möglich. Das Faraday'sche Gesetz,

$$\oint_C \vec{E} d\vec{s} = - \int_A \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} dA, \quad (7)$$

sagt aus, dass die induzierte Spannung gleich der negativen Änderungsrate des magnetischen Flusses durch eine beliebige von C umschlossene Fläche A ist. Es stellt daher eine Beziehung zwischen dem elektrischen Feldvektor \vec{E} und der Änderungsrate des magnetischen Feldvektors \vec{B} her. Gleichung (8) wird auch Ampère-Maxwell'sches Gesetz genannt:

$$\oint_C \vec{B} d\vec{s} = \mu_0 I + \mu_0 \epsilon_0 \int_A \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} dA \quad (8)$$

mit μ_0 magnetische Feldkonstante und
 I Strom, der durch die beliebige, von C umschlossene Fläche tritt.

Diese modifizierte Form des Ampère'schen Gesetzes beschreibt wie die Magnetfeldlinien eine Fläche umgeben, durch die ein Strom fließt (Tipler und Mosca, 2004).

Beschränkt man sich auf das Vakuum ohne vorkommende Ladungen, so dass \vec{E} und \vec{B} nur von der Zeit und dem Ort abhängen, können die Wellengleichungen für den elektrischen und magnetischen Feldvektor geschrieben werden als

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial x^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (9)$$

bzw.

$$\frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial x^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2}. \quad (10)$$

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen beträgt (Tipler und Mosca, 2004)

$$c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}}. \quad (11)$$

3.3 Modellierung der Laufzeitverzögerung

In der Troposphäre verhalten sich elektromagnetische Wellen nicht wie in Kapitel 3.2 angenommen, da der Brechungsindex $n \neq 1$ ist (siehe Gleichung (3)). Im Folgenden wird dargestellt, wie sich der Laufzeitunterschied zwischen der neutralen Atmosphäre und dem Vakuum modellieren lässt.

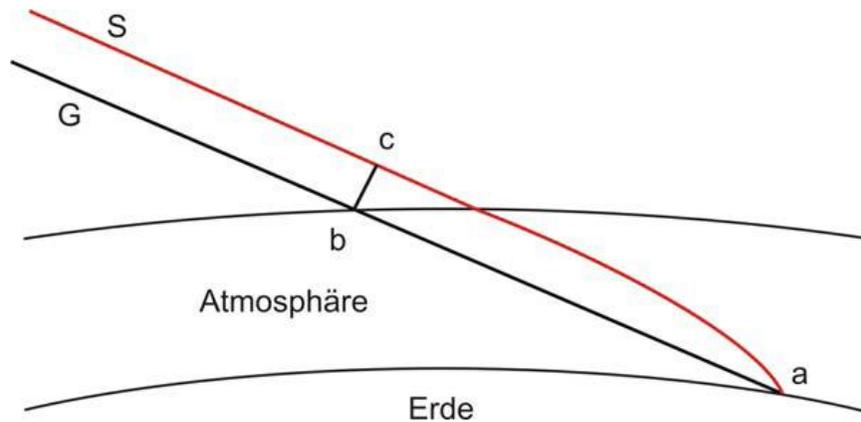


Abb. 7. Signalweg durch die Atmosphäre. G ist eine Gerade; durch unterschiedliche Brechungsindizes ist die Laufzeit entlang S allerdings kürzer. Quelle: Böhm (2004)

Die atmosphärische Laufzeitverzögerung ist die Differenz zwischen der direkten Verbindung (Gerade G) und der Raumkurve S:

$$\Delta L = L - G = \int_S n(s) ds - G \quad (12)$$

Um die geometrische Laufzeitverzögerung und die Verlangsamung des Signals zu trennen, kann man (12) auch schreiben als (Böhm, 2004)

$$\Delta L = \left[\int_S (n(s) - 1) ds \right] + [S - G]. \quad (13)$$

Nach Übergang von Brechungsindex auf Refraktivität (Brechzahl),

$$N = (n - 1) \cdot 10^6, \quad (14)$$

sowie Aufteilung in einen feuchten und einen trockenen Anteil erhält man nach Böhm (2004)

$$\Delta L = 10^{-6} \cdot \left[\int_S N_d ds + \int_S N_w ds \right] + [S - G]. \quad (15)$$

Die hydrostatische Komponente (trockene Gase) hat einen größeren Anteil an der Gesamtverzögerung als die feuchte Komponente (Wasserdampf). Allerdings ist der

hydrostatische Anteil weniger variabel und kann daher aus Druckmessungen an der Erdoberfläche berechnet werden. Eine Modellierung des feuchten Anteils hingegen benötigt eine Messung des gesamten Wasserdampfes entlang des Signalweges (Lee et al., 2001).

Temperatur oder Wasserdampf an der Erdoberfläche alleine gemessen sind daher nicht repräsentativ für die Luftmassen über dem Ort und die feuchte Laufzeitverzögerung wird im Allgemeinen in VLBI oder GNSS Auswertungen geschätzt (Böhm, 2004).

Die Summe dreier Terme ergibt die Brechzahl N . Der erste Term beschreibt die Summe der Verzerrungen der elektrischen Ladungen der trockenen Gasmoleküle aufgrund des Einflusses eines angelegten elektromagnetischen Feldes, der zweite den gleichen Effekt für Wasserdampf und der dritte den Effekt der Ausrichtung der elektrischen Dipole des Wasserdampfes aufgrund des elektromagnetischen Feldes (Smith und Weintraub, 1953).

$$N = K_1 \cdot \frac{p_d}{T} + K_2 \cdot \frac{e}{T} + K_3 \cdot \frac{e}{T^2} \quad (16)$$

mit N Brechzahl,
 p_d Partieller Druck trockener Gase,
 e Partieller Wasserdampfdruck und
 T Temperatur in Kelvin.

Beispielhaft seien hier die Konstanten k_1, k_2 und k_3 wie sie von Bevis et al. (1994) in ihrer Studie verwendet wurden, angegeben.

$k_1 = 77.6 \pm 0.05 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$ $k_2 = 70.4 \pm 2.2 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$ $k_3 = 3.739 \cdot 10^5 \pm 0.012 \cdot 10^5 \text{ K}^2 \cdot \text{hPa}^{-1}$
--

Tab. 2. Konstanten zur Berechnung der Brechzahl (Gleichung (16)), wie sie von Bevis et al. (1994) in ihrer Studie verwendet wurden.

Um aus meteorologischen Daten die Brechzahl N bzw. den Brechungsindex n abzuleiten, werden Druck-, Temperatur- und Feuchtigkeitswerte in möglichst hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung benötigt. Numerische Wetterdaten können aus Radiosondendaten abgeleitet bzw. validiert werden.

Die Radiosonde ist ein Instrument, das für ein vertikales Profil bis zu einer Höhe von 30 km Druck-, Temperatur- und Feuchtigkeitsdaten misst. Bei dem Gerät handelt es sich um eine kleine, leichte Box, die an einen gasgefüllten Ballon angehängt ist. Ein Fallschirm ist ebenfalls Teil der Ausstattung einer Radiosonde. Die Temperatur wird mit einem elektrischen Thermometer

gemessen, die Feuchtigkeit mit Hilfe einer Spannung an einer mit Kohlenstoff überzogenen Platte und der Druck mit einem Barometer.

Diese Daten werden mit einem Radiotransmitter an die Erdoberfläche geschickt, wo die Signale in meteorologische Daten umgewandelt und gespeichert werden. Zur Positionsbestimmung und Ableitung von Winddaten werden neue Radiosonden mit GNSS Empfängern ausgestattet. Häufig werden Radiosonden zweimal täglich gestartet, im Allgemeinen um Mitternacht und Mittag (Greenwich Zeit). Da nur wenige Instrumente wiedergefunden werden bzw. diese sich oft in einem schlechten Zustand befinden, ist die Durchführung von Radiosondenmessungen teuer. Um meteorologische Daten von schwer zu erreichenden Regionen zu erhalten, stattet man neue Satelliten mit Messgeräten zur Messung der Strahlungsenergie aus (Ahrens, 2007).

Da Quellen in unterschiedlichen Elevationen beobachtet werden – bei GNSS auch gleichzeitig – wird die a-priori Laufzeitverzögerung nur in Zenitrichtung (90° Elevation) zur jeweiligen Epoche für jede Station bestimmt (Modell) und dann mit der Mapping Function multipliziert. Im Folgenden werden unabhängig voneinander Modelle zur Berechnung der Zenitlaufzeitverzögerung (3.4) sowie zwei in dieser Arbeit verwendete Mapping Functions (3.5) vorgestellt.

3.4 Modelle der Zenitlaufzeitverzögerung

3.4.1 Modell von Saastamoinen

Saastamoinen (1972) fand eine Formel zur Berechnung der Entfernungskorrektur für Troposphäre und Stratosphäre. Diese Entfernungskorrektur muss von der gemessenen Entfernung im Mikrowellenbereich subtrahiert werden. „Since the barometer measures the weight of the overlying atmosphere, it follows by the law of Gladstone and Dale that the height integral $\int (n - 1) dr$ of the atmospheric refractivity for radio microwaves, taken from ground level up to the top of the stratosphere, is in a dry atmosphere directly proportional to ground pressure.“ Das bedeutet, dass eine integrale Verteilung des Brechungsindex in Zenitrichtung nicht bekannt sein muss, um das Integral

$$\int_{r_0}^{r_1} (n - 1) dr \quad (17)$$

mit r_0 Erdradius,
 r_1 Radius bis zum äußeren Ende der Stratosphäre und
 n Brechungsindex,

lösen zu können. Dies führt nicht nur zu einer Vereinfachung, sondern auch zu einer Genauigkeitssteigerung der Berechnung der Refraktion (Saastamoinen, 1972).

Seine Formel zur Berechnung der Entfernungskorrektur lautet

$$\Delta s \text{ (meters)} = 0.002277 \text{ sec} \cdot z \cdot \left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0.05 \right) e - 1.16 \cdot \tan^2 z \right] \quad (18)$$

mit z wahre Zenitdistanz
 p Gesamtdruck,
 e partieller Wasserdampfdruck und
 T Temperatur in Kelvin.

Für Stationen, die höher als auf Meeresniveau liegen, fand Saastamoinen andere numerische Koeffizienten für den letzten Term in Gleichung (18). Diese Gleichung aus Saastamoinen (1972) enthält bereits die Abhängigkeit von der Elevation – die Mapping Function. Eine daraus abgeleitete Formel für die hydrostatische Zenitlaufzeitverzögerung ist Davis et al. (1985) zu entnehmen:

$$L = 0.0022768 \cdot \frac{p_0}{f(\varphi, H)} \quad (19)$$

mit p_0 Gesamtdruck an der Station und

$$f(\varphi, H) = 1 - 0.00266 \cdot \cos(2\varphi) - 0.00028 \cdot H \quad (20)$$

mit H Stationshöhe über dem Geoid in km.

3.4.2 Global Pressure and Temperature

Das Vorhandensein von Druck- und Temperaturwerten an den Stationen ist eine Voraussetzung um geodätische VLBI Beobachtungen zu korrigieren. A priori hydrostatische Laufzeitverzögerungen müssen, zum Beispiel aus Druckmessungen an den Stationen, berechnet werden (Böhm et al., 2007). Ebenso benötigt man für die Modellierung der Antennendeformationen, die nach Wresnik et al. (2007) einige mm betragen können, Temperaturwerte.

Da es bei geodätischen Raumverfahren häufig vorkommt, dass keine Druck- oder Temperaturwerte gemessen werden (Böhm et al., 2007), und es auch keine alternativen Möglichkeiten zur Berechnung der a priori Laufzeitverzögerung gibt, ist es notwendig geworden,

eine von Messungen unabhängige Möglichkeit zur Bestimmung von Korrekturtermen zu erarbeiten.

Aus diesem Grund wurde von Böhm et al. (2007) ein empirisches, globales Druck- und Temperaturmodell (Global Pressure and Temperature, GPT) entwickelt, das für jede Position der Erdoberfläche und für jeden Tag des Jahres Druck- und Temperaturwert bereitstellt. Der Vorteil dieses Modells im Vergleich zu Standardmodellen für den Druck liegt darin, dass die jährliche Variation präzise und mit Übereinstimmung mit Durchschnittswerten beschrieben wird und dadurch keine systematischen Fehler der Stationshöhen auftreten (Böhm et al., 2007).

Global Pressure and Temperature basiert auf einer Kugelfunktionsentwicklung bis Grad und Ordnung neun und nutzt Daten des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Zur Validierung wurde das Modell mit bei VLBI Beobachtungen gemessenen Druckwerten sowie dem im Bernese software package implementierten Druckmodell verglichen (Abb. 9). Abb. 8 zeigt die Mittelwerte sowie Standardabweichungen der Differenzen von Druckwerten aus GPT mit den Modellen von Berg und Hopfield. Besonders auffallend ist die starke Druckabnahme nahe dem Südpol, die von GPT, nicht aber von den Modellen von Berg und Hopfield berücksichtigt wird (Böhm et al., 2007).

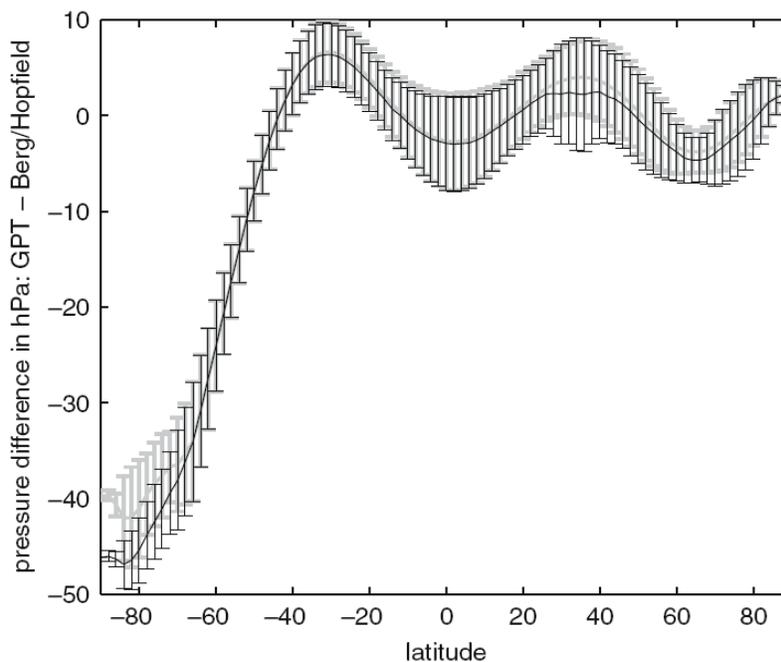


Abb. 8. Druckdifferenzen (hPa) zwischen GPT und den Modellen von Berg (grau) und Hopfield (schwarz) mit angenommenen 1013.25 hPa am Ellipsoid. Quelle: Böhm et al. (2007).

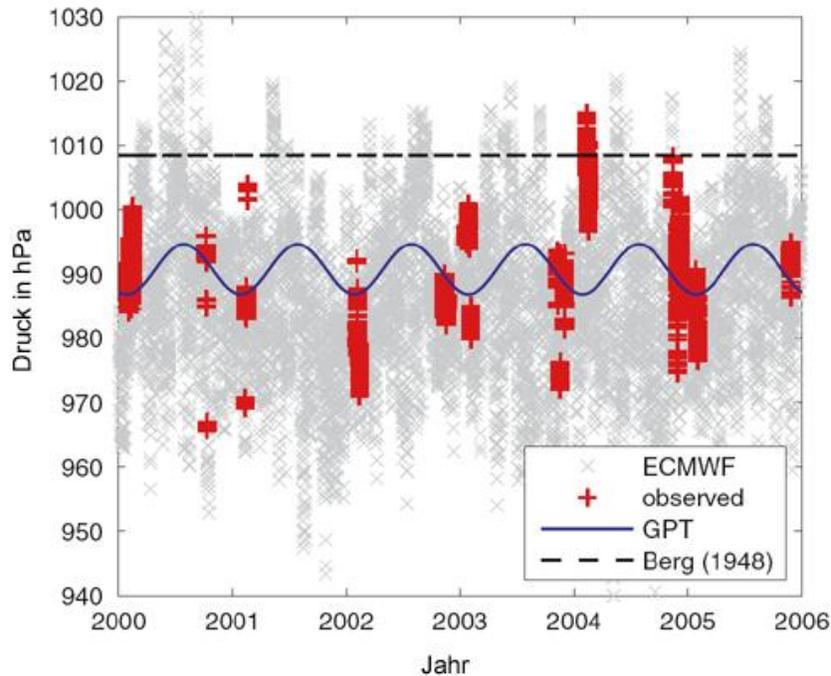


Abb. 9. Druckwerte der Station O'Higgings (Antarktis) vom ECMWF (x), an der Station gemessene Werte (Kreuz), GPT (durchgezogene Linie) und das Berg (1948) Modell (im Bernese software package implementiert, strichliert). Quelle: Böhm et al. (2007).

3.4.1 Numerische Wettermodelle

Numerische Wettermodelle wurden bereits seit einigen Jahren verwendet, um Mapping Functions (siehe Kapitel 3.5) daraus abzuleiten (Niell und Petrov, 2003). Beispiele dafür sind die Vienna Mapping Function 1 (siehe Kapitel 3.5.1) oder die Isobaric Mapping Function (IMF, Niell, 2000). Als Beispiel zur Verwendung von numerischen Wettermodellen für die Bestimmung von a priori hydrostatischen Laufzeitverzögerungen sei hier das hauptsächlich als Mapping Function gedachte Modell VMF1 erwähnt (siehe auch Kapitel 3.5.1). Seine Werte können Verwendung finden, wenn keine Messungen durchgeführt werden, zum Beispiel für GPS Stationen. Die folgende Tabelle zeigt einen Qualitätsvergleich von hydrostatischen Laufzeitverzögerungen zwischen gemessenen Druckwerten, einem Standardmodell für den Druck und den a priori Werten aus numerischen Wetterdaten des ECMWF sowie den Vergleich von feuchten Zenitlaufzeitverzögerungen zwischen ECMWF und aus VLBI Auswertungen geschätzten Werten.

	hydr. zenit delays [mm] (observed pressure – ECMWF)		hydr. zenit delays [mm] (observed pressure – standard model)		wet zenit delays [mm] (VLBI estimates – ECMWF)	
	bias	std.dev	bias	std.dev	bias	std.dev
Algonquin Park	5	1	-8	17	-12	3
Gilmore Creek	-5	2	11	16	-8	12
Hartebeesthoek	-8	1	-23	5	-5	20
Kokee Park	-7	1	22	3	-9	21
Ny-Ålesund	-8	2	13	26	7	5
Wettzell	-16	2	-13	16	13	9
Westford	6	1	-5	16	-16	6
Onsala	-14	2	12	23	8	6

Tab. 3. Systematischer Fehler und Standardabweichung in mm der hydrostatischen Laufzeitverzögerung zwischen ECMWF Daten bzw. Druckstandardmodell in Bezug auf Druckmessungen an den VLBI Stationen im Zeitraum der zweiten Hälfte des Oktober 2002 (Projekt CONT02). Die beiden letzten Spalten zeigen den systematischen Fehler sowie die Standardabweichung der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung von VLBI Auswertungen und ECMWF Daten. Aus Snajdrova et al. (2005).

3.4.2 Raytracing

Eine andere Möglichkeit der Berechnung der Laufzeitverzögerung für geodätische Weltraumverfahren wie VLBI oder GNSS ist direktes Raytracing. Aufgrund von vorgegebenen Wetterdaten – im Allgemeinen aus numerischen Wettermodellen – wird der tatsächlich zurückgelegte Pfad des Signals bestimmt und daraus eine Laufzeitverzögerung berechnet.

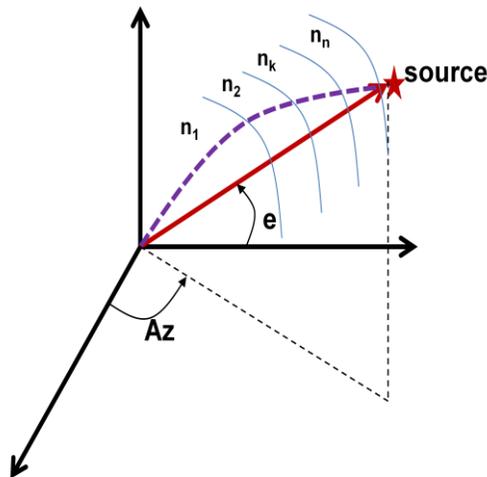


Abb. 10. Raytracing als Verfahren zur Bestimmung der Laufzeitkorrektur mittels Berechnung des Strahlweges.

Raytracing wurde bei der Bestimmung der Koeffizienten der Mapping Functions bereits angewendet, ohne die berechneten Laufzeitverzögerungen in der Auswertung zu berücksichtigen. Die räumliche und zeitliche Auflösung numerischer Wettermodelle wurde in den letzten Jahren verbessert. Zusätzlich fließen auch lokale Wetterphänomene in die Berechnungen ein. Diese Genauigkeitssteigerungen erlauben es, die aus Raytracing bestimmten Verzögerungen direkt in der Auswertung zu verwenden. Die Ausbreitungsrichtung elektromagnetischer Wellen kann aus der Eikonalgleichung (Paris und Hurd, 1969)

$$\sum_{i=1}^3 \left(\frac{\partial \varphi(\vec{r})}{\partial r_i} \right)^2 = n^2(\vec{r}) \quad (21)$$

mit $n(\vec{r})$ Brechungsindex an der Position \vec{r} und
 $\varphi(\vec{r})$ Eikonal, ermöglicht die Berechnung des Strahls durch Bestimmung von $\nabla\varphi(\vec{r})$,

abgeleitet werden. Bei bekanntem Strahlweg des Signals kann die totale Laufzeitverzögerung in ein Integral des Brechungsindex und einen geometrischen Exzess aufgespalten werden (siehe (13)) (Hobiger et al., 2008).

Um aus numerischen Wetterdaten den Brechungsindex zu berechnen, kann Gleichung (16) verwendet werden. Da numerische Wettermodelle allerdings nur den Gesamtdruck p , nicht aber den benötigten Wasserdampfdruck p_v und den Druck der trockenen Luft p_d zur Verfügung stellen (Hobiger et al., 2008), müssen diese erst berechnet werden.

Die Weltmeteorologieorganisation gibt folgenden Zusammenhang zwischen Sättigungsdampfdruck und Temperatur vor (World Meteorological Organization, 1988):

$$\begin{aligned} \log_{10}(p_w) = & 10.79574 \cdot \left(1 - \frac{273.16}{T}\right) - 5.028 \cdot \log_{10}\left(\frac{T}{273.16}\right) + 1.50475 \cdot 10^{-4} \\ & \cdot \left(1 - 10^{-8.2969 \cdot \left(\frac{T}{273.16} - 1\right)}\right) + 0.42873 \cdot 10^{-3} \\ & \cdot \left(10^{-4.76955 \cdot \left(1 - \frac{273.16}{T}\right) - 1}\right) + 0.78614 \end{aligned} \quad (22)$$

mit p_w Sättigungsdampfdruck in hPa und
 T Temperatur in Kelvin.

Damit kann in einem Zwischenschritt aus der in numerischen Wettermodellen angegebenen Temperatur der Sättigungsdampfdruck berechnet werden, der dann mit der Beziehung (Hobiger et al., 2008)

$$e = \frac{RH}{100} \cdot p_w \quad (23)$$

mit RH relative Feuchtigkeit in %

in den Wasserdampfdruck umgerechnet wird. Die relative Feuchtigkeit ist im Allgemeinen ebenfalls in numerischen Wettermodellen angegeben. Die in Gleichung (16) noch zu bestimmende Variable ist der partielle Druck der trockenen Luft, der sich aus

$$p_d = p - e \quad (24)$$

berechnet.

Ein weiterer notwendiger Schritt vor dem eigentlichen Raytracing ist die Transformation zwischen dem Referenzrahmen der numerischen Wetterdaten und dem geodätischen Referenzsystem. Diese können sich unterscheiden, da numerische Wetterdaten im Allgemeinen in Potentialhöhen (dynamischen Höhen) angegeben werden (Hobiger et al., 2008), geodätische Referenzsysteme hingegen meist geometrische Höhensysteme besitzen.

Um eine höhere Auflösung in vertikaler Richtung zu erreichen, müssen die Werte der Brechungsindizes interpoliert werden. Da aber die Variablen in Gleichung (16) unterschiedlich zum Brechungsindex beitragen und kein linearer Zusammenhang besteht, sollte eine direkte Interpolation vermieden werden. Stattdessen ist es zweckmäßig, die relative Feuchtigkeit und die Temperatur linear, Druckwerte jedoch exponentiell zu interpolieren. Abgesehen von der

Interpolation zur Verbesserung der Auflösung ist eine Extrapolation über die maximale Höhe der numerischen Wettermodelle nötig. Die relative Feuchtigkeit ist davon nicht betroffen, da die feuchte Luft deutlich unter dieser Grenze liegt. Für ein reibungsloses Raytracing sind Werte des Brechungsindex in den Höhen von -100 m bis 86 km (obere Grenze der Standardatmosphäre) notwendig. Eine weitere zu treffende Entscheidung betrifft die Intervalle der Höheninterpolation: Die Intervalle beeinflussen sowohl die Genauigkeit als auch die Rechenleistung. Eine angemessene Wahl der Höhenlevels ist daher unabdingbar. Obwohl gleichabständige Intervalle die einfachste Lösung wären, ist zu bedenken, dass der Druck exponentiell abfällt und dieser Parameter den größten Einfluss auf den Brechungsindex hat. Exponentiell steigende Intervalle können allerdings auf numerische Probleme beim Lösen der Eikonalgleichung führen, wenn die Intervalle in großer Höhe sehr stark wachsen (Hobiger et al., 2008).

Sind die Werte des Brechungsindex auf das gewünschte Höhensystem transformiert worden und auch die Interpolation der vertikalen Profile abgeschlossen, ist ein horizontales Resampling notwendig, wenn etwa die Gitterpunkte des Wettermodells nicht mit jenen der geodätischen Koordinatensysteme übereinstimmen. Eine 2D Interpolation kann zum Beispiel mit einem „Inverse Distance“ Algorithmus durchgeführt werden: Die dieser Methode zugrunde liegende Annahme ist, dass naheliegende Datenpunkte mehr zu dem zu interpolierenden Wert beitragen (Fortin und Dale, 2005):

$$\hat{z}(x_0) = \sum_{j=1}^m w_j z(x_j) \quad (25)$$

mit w_j Gewicht des Datenpunkts j und
 $z(x_j)$ Werte der x_j .

Das Gewicht wird häufig als reziproker Wert der Distanz angenommen. Die allgemeine Form des Inverse distance weighting zur Interpolation an einer Stelle x_0 lautet also (Fortin und Dale, 2005):

$$\hat{z}(x_i) = \frac{\sum_{j=1}^m z(x_j) d_{ij}^{-k}}{\sum_{j=1}^m d_{ij}^{-k}} \quad (26)$$

mit d_{ij} Distanz der Interpolationsstelle zur Stützstelle x_j .

Durch Variation des Exponenten k kann das Gewicht der Stützstellen x_j in Bezug auf die Distanz vergrößert ($d > 1$) oder verkleinert ($0 < d < 1$) werden.

Die Rechenzeit wird deutlich reduziert, wenn ein Threshold eingeführt wird, über dessen Abstand hinaus die Daten keinen Einfluss auf den zu interpolierenden Wert haben (Hobiger et al., 2008).

Um die Strahlrichtung aus der Eikonalgleichung (Gleichung (21)) mittels Berechnung von $\nabla\varphi(\vec{r})$ zu bestimmen, wird folgende Beziehung herangezogen:

$$\frac{d}{ds} \left(n(\vec{r}) \frac{d\vec{r}}{ds} \right) = \nabla n(\vec{r}). \quad (27)$$

Daraus lassen sich die beiden gekoppelten partiellen Differentialgleichungen ableiten:

$$\frac{d\vec{r}}{ds} = \frac{\vec{v}}{n(\vec{r})} \quad (28)$$

$$\frac{d\vec{v}}{ds} = \nabla n(\vec{r}) \quad (29)$$

mit \vec{v} Tangentenvektor des Strahls im Punkt \vec{r} .

Hobiger et al. (2008) stellt einen Algorithmus zur Berechnung der raytraced delays vor. Abb. 11 zeigt schematisch den Ablauf der Berechnung der Strahlrichtung.

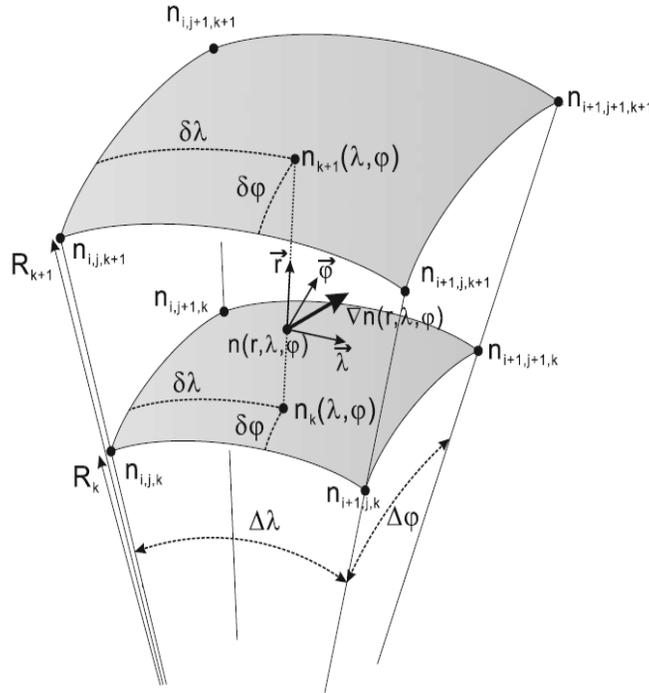


Abb. 11. Schema des Raytracing Algorithmus aus Hobiger et al. (2008).

Zunächst werden die umgebenden Gitterpunkte, die die Beziehungen $\lambda_i \leq \lambda \leq \lambda_{i+1}$, $\varphi_j \leq \varphi \leq \varphi_{j+1}$ und $R_k \leq r \leq R_{k+1}$ erfüllen, gesucht. Diese Punkte spannen über und unter dem Punkt der Trajektorie eine Fläche auf. Für die beiden Punkte dieser Flächen, die genau über und unter diesem Punkt liegen, wird der Brechungsindex durch bilineare Interpolation (durch die je vier die Fläche umspannenden Punkte) ermittelt. Mittels dieser beiden Punkte wird dann mit der Annahme des exponentiellen Abfalls des Brechungsindex der Wert desselben für den Punkt der Trajektorie berechnet. Alle partiellen Ableitungen, die man zur Bestimmung von Gleichung (29) benötigt, lassen sich analytisch auswerten (siehe Appendix B in Hobiger et al. (2008)) (Hobiger et al., 2008).

Die Bestimmung der atmosphärischen Laufzeitverzögerung auf die soeben vorgestellte Weise ist aufgrund des hohen Rechenaufwands sehr zeitintensiv. Andere Verfahren ermöglichen die Strahlverfolgung ohne die Lösung der Eikonalgleichung. Eine deutliche Zeitersparnis kann erreicht werden wenn der Strahl in einer Ebene konstanten Azimuts bleibt. Dies ist gleichbedeutend mit $\frac{\partial n}{\partial \varphi} = 0$ und $\frac{\partial n}{\partial \lambda} = 0$. Hobiger et al. (2008) gibt mit der Thayer- und der stückweise linearen Modellierung zwei Arten der Approximierung an (Hobiger et al., 2008).

Von der IAG wurde die Arbeitsgruppe 4.3.3 eingerichtet, mit dem Ziel, Ergebnisse aus Raytracing verschiedener Auswerteprogramme miteinander zu vergleichen. Folgende Abbildung zeigt die berechnete Laufzeitverzögerung in Abhängigkeit des Azimuts aus verschiedenen Algorithmen.

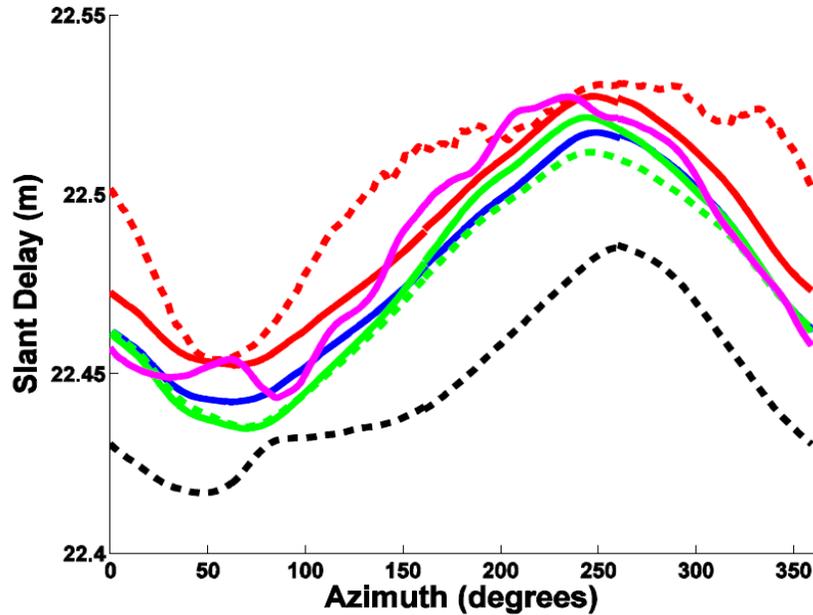


Abb. 12. Schräge Laufzeitverzögerungen für Beobachtungen in 5° Elevation für die Station Wettzell des Datensatzes am 12. August 2008 (0h UTC) von verschiedenen Algorithmen (Rot-strichliert: KARAT-Eikonal, rot: KARAT-Thayer, grün-strichliert: VIE-3D, grün, VIE-2D, blau-strichliert: UNB-bent3D, blau: UNB-bent2D, schwarz-strichliert: Horizon-Eikonal, magenta: GFZ; GFZ und UNB Algorithmen verwenden model level Daten). Aus Nafisi et al. (2011).

Bis auf die Lösung des Horizon-Eikonal Algorithmus zeigen die Daten eine gute Übereinstimmung. Mögliche Gründe für die Unterschiede sind verschiedene Interpolationsmethoden, verschiedene Höhenlimits der Troposphäre und unterschiedliche Definitionen des Radius der Erdkrümmung (Nafisi et al., 2011).

3.5 Mapping Functions

Signale aus dem Weltraum (zum Beispiel bei GNSS oder VLBI), die von einer Station an oder nahe der Erdoberfläche beobachtet werden, durchlaufen die Atmosphäre und interagieren mit dem Medium. Durch elektromagnetische Refraktion werden die Signale verzögert. Da diese Verzögerung von der Weglänge des Signals in der Atmosphäre abhängt, ist sie eine Funktion der Elevation der Radiowelle. Die troposphärische Laufzeitverzögerung eines Signals in (unrefraktierter) Elevation ε wird mit der Mapping Function $mf(\varepsilon)$ berechnet. Bei einer ebenen, homogenen Luftschicht als Atmosphäre und Vernachlässigung der geometrischen Beugung des Strahls ist

$$mf(\varepsilon) = \frac{1}{\sin(\varepsilon)} \quad (30)$$

und die Laufzeitverzögerung ergibt sich zu (Lanyi, 1984)

$$\Delta L = \frac{Z}{\sin(\varepsilon)}. \quad (31)$$

Allerdings treten durch die in Gleichung (30) dargestellte Mapping Function große Ungenauigkeiten auf, die auf die Vereinfachungen der ebenen Erde und der Homogenität zurückzuführen sind.

Neuere Mapping Functions haben einen komplizierteren Aufbau. Er lautet folgendermaßen:

$$mf(e) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\sin e + \frac{a}{\sin e + \frac{b}{\sin e + c}}} \quad (32)$$

Gleichung (32) beschreibt die Kettenbruchform, in der alle heute in Verwendung stehenden Mapping Functions dargestellt werden.

Die eigentliche Bestimmung der Mapping Function besteht in der Berechnung der Koeffizienten a , b und c . Diese werden (für den hydrostatischen und feuchten Anteil separat) an eine Standardatmosphäre, an Radiosondendaten oder an numerische Wettermodelle angepasst (Böhm et al., 2006b).

In den Kapiteln 3.5.1 und 3.5.2 werden die in dieser Arbeit untersuchten Vienna Mapping Function und Global Mapping Function vorgestellt.

3.5.1 Vienna Mapping Function

Ein wichtiger Aspekt bei der Implementierung der Vienna Mapping Function (VMF) war, direkt durch Raytracing durch numerische Wettermodelle die Mapping Function abzuleiten (a , b und c in Gleichung (32) zu bestimmen). Die Isobaric Mapping Function (IMF), basierend ebenfalls auf numerischen Wettermodellen, benötigt die Höhe des 200 mbar Drucklevels sowie das Verhältnis zwischen der feuchten Laufzeitverzögerung entlang einer Geraden in 3.3° Elevation und der Zenitlaufzeitverzögerung (Böhm und Schuh, 2004).

Böhm et al. (2006) verbesserten die VMF indem sie die c Koeffizienten abhängig vom Tag des Jahres machten und die Symmetrie in Bezug auf den Äquator nicht anwendeten. Dieser Effekt veränderte die Stationshöhen einerseits am Äquator um 2 mm, andererseits am Pol saisonal schwankend zwischen 0 mm und 4 mm. Diese veränderte Mapping Function erhielt den Namen VMF1 und führte zu einer signifikanten Verbesserung im Vergleich zu VMF (Böhm et al., 2006b).

Die VMF1 ist aktuell die genaueste, global verfügbare Mapping Function (Böhm et al., 2006a).

3.5.2 Global Mapping Function

Eine weitere Mapping Function die in dieser Arbeit in die Untersuchung einfließt, ist die Global Mapping Function (Böhm et al., 2006a). Sie wird ebenfalls aus den numerischen Wetterdaten des ECMWF abgeleitet, indem die Parameter der VMF1 (Kapitel 3.5.1) in globale Kugelfunktionen entwickelt werden. Das heißt, man kann bei der GMF von einer Mittelbildung der VMF1 sprechen. Ein Unterschied ist allerdings, dass die Inputparameter Stationskoordinaten und „day of year“ (doy) sind. Das bedeutet, dass nur eine saisonale Veränderung der Atmosphäre berücksichtigt wird. Im Vergleich zur alle 6 Stunden berechneten VMF1 entsteht dadurch eine leichte Ungenauigkeit (Böhm et al., 2006a).

4 Experimente

4.1 CONT08 Projekt

CONT08 ist eine zweiwöchige Kampagne von kontinuierlichen VLBI Sessions in der zweiten Hälfte des August 2008. Das CONT08 Projekt hat die Serie der sehr erfolgreichen VLBI Kampagnen fortgesetzt: CONT94 (Jänner 1994), CONT95 (August 1995), CONT96 (Herbst 1996), CONT02 (Oktober 2002) und CONT05 (September 2005). Ziel dieser Beobachtungskampagne ist es, die höchste aktuell zu erreichende Genauigkeit in diesen zwei Wochen abzurufen, um die Möglichkeiten des Weltraumverfahrens VLBI zu demonstrieren. Weiters sollen wissenschaftliche Ziele, speziell Studien der hochfrequenten Anteile der Erdrotation, erfüllt werden. Die Auswertung soll in diesem Bereich die subtäglichen Erdorientierungsparameter mit den theoretischen Modellen (Ozeangezeiten und Atmosphäre) vergleichen. Vor allem durch die größere geographische Ausdehnung (siehe Abb. 13) sollen bessere Aussagen über diese Teile der Erdorientierungsparameter getroffen werden können (IVS, 2010).



Abb. 13. Geographische Verteilung der am CONT08 Projekt teilnehmenden Stationen. Mit der besseren geographischen Aufteilung sollen vor allem genauere Aussagen über die Erdorientierungsparameter getroffen werden (IVS Webseite).

Folgende weitere Ziele werden vom IVS definiert: Der Vergleich von troposphärischen Zenitlaufzeitverzögerungen und Gradienten und, wenn möglich, ein Vergleich mit Wasserdampfadiometern. Zusätzlich sollen die aus dem Projekt gewonnenen Ergebnisse auch

mit GPS Ergebnissen und numerischen Wettermodellen verglichen werden. Mit Teilen dieses Ziels beschäftigt sich die vorliegende Arbeit. Die Wiederholbarkeiten der Basislinienlängen soll mit Hilfe des CONT08 Projekts ebenfalls untersucht werden. Als letztes Ziel definiert der IVS den Vergleich mit anderen geodätischen Weltraumverfahren. Da alle teilnehmenden Stationen nahe an IGS Stationen liegen, drei Stationen ein ILRS System besitzen und vier Stationen ebenfalls IDS Stationen sind, können Ergebnisse dieser verschiedenen Systeme sehr gut miteinander kombiniert und deren Unterschiede untersucht werden (IVS, 2010).

Ein genauer Vergleich verschiedener Techniken an gewissen Stationen geben Snajdrova et al. (2006).

4.2 Übersicht der Modellierungsansätze

Wie in Kapitel 3 erwähnt, setzt sich die schräge Laufzeitverzögerung einiger Modelle aus der Zenitlaufzeitverzögerung und der Mapping Function zusammen. In dieser Arbeit werden vier Kombinationen dieser beiden Teile verwendet und deren Auswirkungen auf VLBI Auswertungen analysiert. Eine Übersicht dieser Kombinationen gibt Tab. 4.

Kombination	Modell für ΔL^z	Mapping Function	Partial Derivative
1	ECMWF _h	VMF1 _h	VMF1 _w
2	Druckmessung Site	VMF1 _h	VMF1 _w
3	GPT	GMF _h	GMF _w
4	ECMWF _h , ECMWF _w	VMF1 _h , VMF1 _w	VMF1 _w

Tab. 4. Übersicht der vier in dieser Arbeit untersuchten Kombinationsmöglichkeiten für die Berechnung der schrägen Laufzeitverzögerung. ΔL^z bezeichnet die Zenitlaufzeitverzögerung, Indizes h und w den hydrostatischen bzw. feuchten Anteil, ECMWF bezeichnet das numerische Wettermodell, das den Daten zugrunde liegt.

Als weiterer Vergleich werden Laufzeitverzögerungen aus direktem Raytracing herangezogen, hierbei entfällt aber die Aufteilung in Zenitlaufzeitverzögerung und Mapping Function.

Die erste Kombination wird berechnet aus der hydrostatischen Zenitlaufzeitverzögerung aus einem numerischen Wettermodell sowie der hydrostatischen Vienna Mapping Function 1. Diese Kombination soll ein einfaches Modell darstellen, bei der beide Komponenten der schrägen Laufzeitverzögerung aus numerischen Wettermodellen mit 6-stündiger Auflösung abgeleitet sind.

Die zweite Kombination setzt sich aus dem Modell aus Druckmessungen mit Saastamoinen (1972) (siehe Kapitel 3.4.1) für die Zenitlaufzeitverzögerung sowie der VMF1_h zusammen. Da die erste Kombination die gleiche Mapping Function verwendet, lässt sich so das Site-Modell mit den aus numerischen Wetterdaten stammenden Verzögerungen vergleichen. Eine

Genauigkeitsänderung gäbe Hinweise auf Auswirkungen auf die bestimmten Parameter, sollten bei einer VLBI Session keine Druckmesswerte an einer oder mehreren Stationen vorliegen und deshalb numerische Wettermodelle heranzuziehen sind.

Die dritte Kombination nutzt das empirische Modell GPT (Kapitel 3.4.2) sowie die Global Mapping Function (Kapitel 3.5.2). Da GPT eine rein saisonale Schwankung für den Druck und die Temperatur an jeder Station enthält und auch die Global Mapping Function als eine Art Mittelbildung der Vienna Mapping Function gesehen werden kann, ist damit zu rechnen, dass diese Kombination die schlechtesten Ergebnisse liefert. Es wird ebenfalls nur der hydrostatische Anteil verwendet.

Die vierte Kombination ist eine Erweiterung der ersten, bei der zusätzlich zum hydrostatischen der feuchte Anteil der Atmosphäre als a priori Wert angenommen wird. Im Allgemeinen wird der feuchte Anteil der Laufzeitverzögerung im Ausgleich bei der Auswertung mitgeschätzt – bei a priori Informationen über den feuchten Anteil der Atmosphäre werden kleinere Zuschläge erwartet.

Die dieser Studie vorliegenden Raytracing Ergebnisse stammen aus dem Algorithmus VIE-2D (Vienna Raytracing 2D) von Vahab Nafisi. Die diesen Daten zugrunde liegenden Wetterdaten wurden aus Zeitserien des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) entnommen. Der Vorgang des Raytracing ist in zwei Schritte unterteilt. Der erste umfasst die Umwandlung der Rohdaten in zur Berechnung des Brechungsindex notwendige Einheiten (siehe Kapitel 3.1 und Gleichung (16)) beziehungsweise ein Resampling eines 0.1° Raster auf ein 0.5° Raster. Für jede Station wurde ein rechteckiges Datengitter mit einer Seitenlänge von 20° erstellt, so dass die Station dem Mittelpunkt entspricht. Der zweite Berechnungsschritt modelliert anhand der vorbereiteten Daten den Strahlweg des Signals für jede Beobachtung der VLBI Session. Die Berechnung der totalen Laufzeitverzögerung für einen Strahl (2D) dauert etwa 4.5 Sekunden. Bei 140815 Beobachtungen im CONT08 Experiment, benötigt ein durchschnittlicher PC für die Berechnung in Summe ca. 1 Woche und 8 Stunden. Neben dem VIE-2D Algorithmus existiert auch ein VIE-3D Raytracing Algorithmus, der dem Strahl auch ein Verlassen der Ebene konstanten Azimuts ermöglicht. Die Differenz in der Laufzeitverzögerung zwischen 2D und 3D Modellierung beträgt 2-3 mm bei einer Elevation von 5° . Allerdings verlängert die dreidimensionale Modellierung den Berechnungsvorgang auf 20 bis 30 Sekunden pro Beobachtung. Dadurch würde sich die Berechnungszeit aller Laufzeitverzögerungen des CONT08 Experiments auf ca. 6 Wochen erhöhen.

Nafisi et al. (2011) untersuchten Raytracing Ergebnisse unterschiedlicher Algorithmen (GFZ Potsdam, GRGS, NICT, UNB und IGG). Es zeigte sich eine gute Übereinstimmung bezüglich der azimuthalen Abhängigkeit (azimutale Asymmetrie, die durch Raytracing bereits berücksichtigt wird, siehe auch Kapitel 5.3). Einige Abweichungen gibt es jedoch bei den Werten der Verzögerung, die durch leicht veränderte Konzepte der verschiedenen Raytracer entstehen. So gibt es etwa Unterschiede bei der maximalen Ausdehnung der Troposphäre (76 km – 150 km),

beim Modell der Gravitationsbeschleunigung, bei der Definition des Referenzellipsoids, bei der Interpolationsmethode und bei der Unterscheidung zwischen 2D und 3D. Ebenfalls einen bedeutenden Einfluss haben die verschiedenen numerischen Wettermodelle selbst, die durch Raytracing und VLBI Auswertung validiert werden können.

4.3 Auswerteparameter

Die Auswertung wurde größtenteils den IERS und IVS Analysis Conventions entsprechend durchgeführt. Die genauen verwendeten Parameter und Modelle werden in diesem Kapitel tabellarisch vorgestellt.

Referenzrahmen	TRF	VTRF2008	
	CRF	ICRF2	
Ephemeriden	JPL 421		
EOP Modell	c04 05		
Präzession/Nutation	IAU 2000A		
Outlier test	Simple outlier test	$5 \cdot m_0$	
Clocks estimation	Piecewise linear offset, one rate and one quadratic term per clock		
	Clock constraints	0.5 ps/s	
	Clock interval	60 min	
Troposphere	Relative constraints	Between pwl zenith wet delay offsets	$0.7 \text{ ps}^2/\text{s}$
		Between pwl north gradient offsets	2 mm/day
		Between pwl east gradient offsets	2 mm/day
	Estimation interval	Zenith wet delay	30 min
		North gradient	360 min
		East gradient	360 min
Station coordinate estimation	Conditions applied	No Net Translation (NNT)	
		No Net Rotation (NNR)	
EOP estimation	Xpol	Estimation interval	1440 min
		Constraint	$1e-4 \text{ mas/day}$
	Ypol	Estimation interval	1440 min
		Constraint	$1e-4 \text{ mas/day}$
	dUT1	Estimation interval	1440 min

		Constraint	1e-4 ms/day
	nutdx	Estimation interval	1440 min
		Constraint	1e-4 mas/day
	nutdy	Estimation interval	1440 min
		Constraint	1e-4 mas/day
Source estimation	no		

Tab. 5. Parameter und Modelle wie sie bei der VLBI-Auswertung verwendet wurden.

4.4 Wiederholbarkeit der Basislinienlänge

Die in Kapitel 4.2 vorgestellten Möglichkeiten der Modellierung der Laufzeitverzögerung durch die Troposphäre werden für die CONT08 Kampagne (Kapitel 4.1) berechnet und bei der VLBI Auswertung mit VieVS verwendet um die Laufzeitkorrektur anzubringen. Die daraus erhaltenen Ergebnisse sollen verglichen werden, um quantitative Aussagen über die Modelle zu erhalten.

Eine Möglichkeit dafür stellt die Wiederholbarkeit der Basislinienlänge (repeatability of baseline length) dar. Wertet man verschiedene Sessions aus, erreicht man eine Überbestimmung von Parametern, die einmal pro Session bestimmt werden. Projekte wie die CONT08 Kampagne eignen sich aufgrund der großen Redundanz besonders für eine solche Studie.

Aus der Überbestimmung der Basislinien können, da sich in den verschiedenen Auswertungen das Modell der troposphärischen Korrektur ändert, die restliche Parametrisierung aber gleich bleibt, mittels einfacher Standardabweichung quantitative Aussagen getroffen werden.

Titov (2009) zeigt, dass die Wiederholbarkeit nicht nur eine Funktion der Basislänge, sondern auch abhängig von der Anzahl der Beobachtungen dieser ist. In der gleichen Publikation werden zwei Lösungsvorschläge gegeben, die dieses Problem beheben sollen. In dieser Arbeit wurde für jede Basislinie unabhängig von der Anzahl der Beobachtungen der gleiche Ansatz gewählt.

4.5 Simulation

Simulationen können dazu verwendet werden, Einflüsse von verschiedenen Modellen zu untersuchen. Die Unterschiede von in der Auswertung bestimmten Parametern sind dann direkt auf die Modelle zurückzuführen. VieVS besitzt ein Modul, `vie_sim`, mit dem künstliche „zero-input“ NGS Beobachtungsdateien erstellt werden können (siehe Kapitel 2.4). Um den Einfluss der troposphärischen Laufzeitverzögerung untersuchen zu können, werden weder der feuchte Anteil der Troposphäre, noch die Stationsuhr, noch weißes Rauschen simuliert. Weiterführende Informationen zu Simulationen dieser drei Größen sind in Pany et al. (2011) zu finden.

Für diese Arbeit wurde mit jeder der vier in Kapitel 4.2 beschriebenen Kombinationen die CONT08 Kampagne simuliert und dann jeder Satz von NGS Dateien mit den jeweils drei anderen Kombinationen ausgewertet.

Diese Simulationsauswertungen geben Aufschluss darüber, welche Genauigkeitsänderungen nur durch die Änderung der troposphärischen Modellierung zustande kommen, da keine anderen Parameter simuliert werden. Die daraus erhaltenen Ergebnisse können dazu genutzt werden, ein Signifikanzkriterium zu berechnen (siehe folgendes Kapitel 4.6).

4.6 Signifikanztest

Eine Möglichkeit der Validierung eines Modells ist nach Petrov und Boy (2004), zwei Zeitreihen von Basislinienlängen, eine mit Verwendung des Modells, die andere ohne, zu berechnen und daraus die Wiederholbarkeiten (Kapitel 4.4) zu bestimmen. Analog können auch zwei verschiedene Modelle mit diesem Ansatz verglichen werden. Petrov und Boy (2004) führten die Reduktion der Varianz R ein, die es ermöglicht, eine quantitative Aussage darüber zu treffen, wie angemessen ein Modell ist:

$$R = \frac{\Delta\sigma^2 + \sigma_m^2}{2\sigma_m^2} \quad (33)$$

mit R Koeffizient der Reduktion der Varianz,
 $\Delta\sigma^2$ Differenz der Varianz der Basislinienlängen und
 σ_m^2 Varianz des Signals im Modell.

σ_m^2 lässt sich nach Niell und Petrov (2003) auch als Quadrat der Differenz der Basislinienlängen beschreiben, die die Bedeutung von Quadraten der erwarteten Änderungen in Basislinienlängen haben.

Weiters werden in dieser Arbeit jeweils zwei Modelle miteinander verglichen, weshalb die beiden Zeitreihen aus der Auswertung mit den jeweiligen beiden Modellen hervorgehen. Wie bei den oben genannten Studien wird für jede Basislinie ein eigener Koeffizient R für jeden Vergleich berechnet. Sollte keines der Modelle eine Genauigkeitssteigerung bringen, die Verwendung des einen also keine Änderung der Wiederholbarkeit der Basislinienlänge erkennen lassen, wäre $\Delta\sigma^2 = 0$ und $R = 0.5$. Sollten zwei Modelle verglichen werden, $\Delta\sigma^2$ in der Bedeutung „Modell 2 minus Modell 1“ berechnet werden, und eines der beiden Modelle bessere Ergebnisse liefern, lassen sich die erhaltenen Reduktionen der Varianzen R wie folgt interpretieren: Ist das Modell 1 im Vergleich zu Modell 2 besser (oder sehr nahe an der unbekanntem wahren troposphärischen Laufzeitverzögerung), liefert die Wiederholbarkeit sehr kleine Varianzen (≈ 0), die Differenz der Wiederholbarkeiten $\Delta\sigma^2$ wird zu σ_m^2 und $R \approx 1$. Führt

das Modell 1 allerdings zu einer Verschlechterung, sind die Varianzen größer als beim Modell 2 und $\Delta\sigma^2$ kommt nahe an $-\sigma_m^2$. Der dadurch entstehende Koeffizient R würde das theoretische Minimum von 0 erreichen (Petrov und Boy, 2004), (Niell und Petrov, 2003).

5 Ergebnisse

5.1 Wiederholbarkeiten der Basislinienlängen

Abb. 14 zeigt die Wiederholbarkeiten der Basislinienlängen für die vier in Kapitel 4.2 beschriebenen Modelle. Zusätzlich zu den Standardabweichungen ist für jedes Modell eine Ausgleichskurve nach der Methode der kleinsten Quadrate dargestellt. Man erkennt eine durchgehend gute Übereinstimmung wobei die Kombination GPT mit der Mapping Function GMF erwartungsgemäß am schlechtesten abschneidet.

Im Bereich von 1600 bis 8200 km hat das Modell der Druckmessung an der Station mit dem Saastamoinen Modell und der Mapping Function $VMF1_h$ eine kleinere Varianz (gemessen an der Ausgleichskurve nach kleinsten Quadraten) als die anderen. Bei den längsten gemessenen Basislinien (längste Basislinie: ca. 12700 km) besitzt die Lösung aus den numerischen Wettermodellen und der Mapping Function mit Modellierung sowohl des feuchten als auch des hydrostatischen Anteils ($ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$) die geringste Varianz. Die nächstgrößere Wiederholbarkeit zeigen das Modell ohne a priori Informationen über den feuchten Anteil und das bereits erwähnte Modell der Druckmessung an der Station.

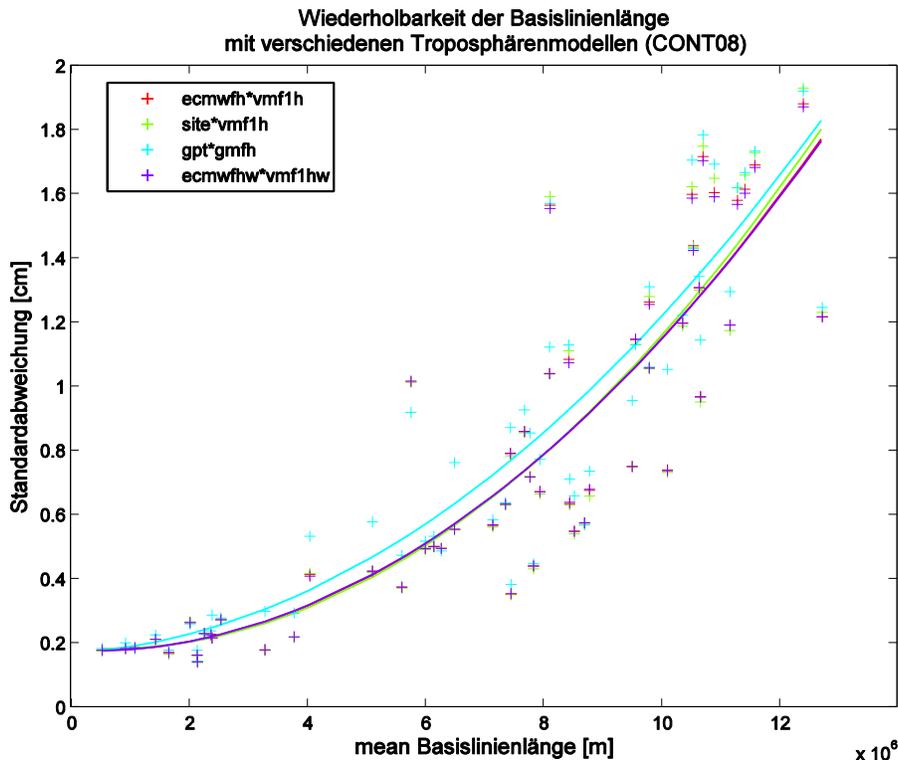


Abb. 14. Wiederholbarkeit der Basislinienlänge mit vier Modellen sowie je einer ausgleichenden Kurve (Methode der kleinsten Quadrate, Polynom 2. Grades).

Generell ist es allerdings schwierig, eine Aussage über die Güte der Modellierungsansätze rein anhand des Ausgleichspolynoms zu treffen, da die Kombinationen bei verschiedenen Basislinien unterschiedlich gut modellieren. Zum Beispiel zeigt die dem Anschein nach schlechteste Kombination (GPT und GMF als Mapping Function) bei der Basislinie von TSUKUB32 (in Japan) nach KOKEE (auf Hawaii) eine Genauigkeitssteigerung von knapp 1 mm (siehe Tab. 7). In den folgenden Tabellen ist jede Basislinie dem jeweils besten Modell (also dem, dessen Standardabweichung bei dieser Basislinie am kleinsten ist) zugeordnet. Für jedes der vier betrachteten Modelle wurde eine eigene Tabelle erstellt.

#	Basislänge [m]	Station 1	Station 2	Verbesserung min [mm]	Nächstbestes Modell
1	1429470.344	ONSALA	MEDICINA	0.0007	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
2	9505665.065	TSUKUB32	WESTFORD	0.0096	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
mean ± std				0.01 ± 0.01	
[min max]				[0.00 0.01]	

Tab. 6. Übersicht der Basislinien (geordnet aufsteigend nach der Basislinienlänge), bei denen das Modell ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} die kleinste Standardabweichung (Wiederholbarkeit) aufweist. Die 5. Spalte gibt die Verbesserung zum nächstbesten Modell an, die 6. Spalte, um welches Modell es sich dabei handelt.

Bei nur zwei Basislinien ist das Modell aus ECMWF Daten und der VMF1_h (ohne Berücksichtigung des feuchten Anteils) jenes mit der kleinsten Standardabweichung. Allerdings bewirkt die Hinzunahme des feuchten Teils der Atmosphäre (Modell ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}) eine vernachlässigbare Verschlechterung (0.0096 mm bzw. 0.0007 mm).

#	Basislänge [m]	Station 1	Station 2	Verbesserung min [mm]	Nächstbestes Modell
1	1079812.940	SVETLOE	ONSALA	0.0319	Site/VMF1 _h
2	2014661.045	SVETLOE	ZELENCHK	0.0410	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
3	2255828.956	WETTZELL	ZELENCHK	0.0034	Site/VMF1 _h
4	5754939.947	TSUKUB32	KOKEE	0.9500	Site/VMF1 _h
5	6269171.144	SVETLOE	WESTFORD	0.0694	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
6	9561115.221	SVETLOE	KOKEE	0.0196	Site/VMF1 _h
mean ± std				0.19 ± 0.38	
[min max]				[0.00 0.95]	

Tab. 7. Übersicht der Basislinien (geordnet aufsteigend nach der Basislinienlänge), bei denen das Modell GPT/GMF_h die kleinste Standardabweichung (Wiederholbarkeit) aufweist. Die 5. Spalte gibt die Verbesserung zum nächstbesten Modell an, die 6. Spalte, um welches Modell es sich dabei handelt.

Bei vier der sechs Basislinien, die mit GPT/GMF_h (der im Durchschnitt schlechtesten Kombination) die besten Ergebnisse liefern, ist die Station SVETLOE beteiligt. Entweder ist also

das Modell GPT/GMF_h an dieser Station eine sehr gute Näherung oder die anderen Modelle haben an dieser Station Probleme (z.B. nicht repräsentative Druckmessungen, Ungenauigkeiten in den numerischen Wetterdaten).

Abb. 15 zeigt, dass die Wiederholbarkeit der Basislinienlänge an dieser Station bei sieben von zehn Basislinien besser ist als der Wert des Ausgleichspolynoms. Generell spiegeln die Standardabweichungen auch die Antenneneigenschaften, etwa den Durchmesser, wider (siehe Gleichung (2)).

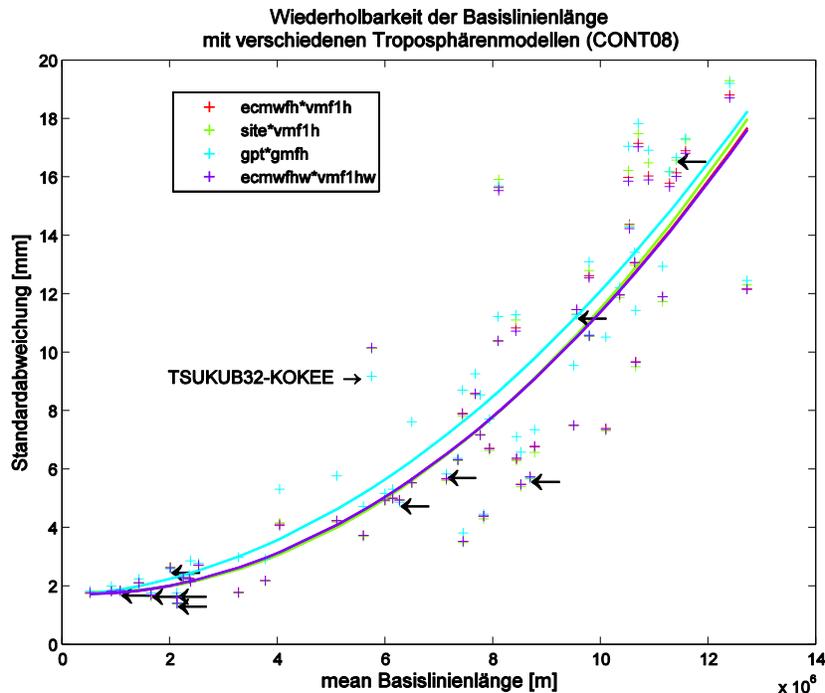


Abb. 15. Wiederholbarkeit der Basislinienlänge, Pfeile nach links bei Werten des Modells GPT/GMF_h bei denen SVETLOE beteiligt ist. Die Basislinie von TSUKUB32 nach KOKEE ist ebenfalls ausgewiesen, da sie durch das Modell GPT/GMF die größte Genauigkeitssteigerung im Vergleich zu den anderen Modellen erfährt.

Es lässt sich allerdings auch feststellen, dass für die Station Svetloe die Kombination GPT/GMF_h die troposphärische Laufzeitverzögerung genauer als die anderen Kombinationen bestimmt und die besseren Wiederholbarkeiten nicht nur durch schlechte Ergebnisse der anderen Modelle zustande kommen. Eine schlechte Schätzung der Troposphäre für diese Station würde die Standardabweichungen erhöhen.

Der Vergleich der Basislinie von Tsukuba nach Kokee (größte Genauigkeitssteigerung durch GPT/GMF_h, siehe Tab. 7) zeigt allerdings, dass alle Kombinationen bei dieser Basislinie schlecht abschneiden, das Modell GPT/GMF_h noch am besten.

Als Information muss festgehalten werden, dass die beiden Stationen Tsukuba und Kokee am Meer liegen.

#	Basislänge [m]	Station 1	Station 2	Verbesserung min [mm]	Nächstbestes Modell
1	522461.081	WETTZELL	MEDICINA	0.0350	ECMWF _h /VMF1 _h
2	919660.986	WETTZELL	ONSALA	0.0042	ECMWF _h /VMF1 _h
3	1654774.849	WETTZELL	SVETLOE	0.0508	ECMWF _h /VMF1 _h
4	2133123.006	SVETLOE	NYALES20	0.0163	ECMWF _h /VMF1 _h
5	2139526.943	SVETLOE	MEDICINA	0.0115	ECMWF _h /VMF1 _h
6	2367843.367	ZELENCHK	MEDICINA	0.0155	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
7	2537588.025	ZELENCHK	ONSALA	0.0021	ECMWF _h /VMF1 _h
8	3283002.130	WETTZELL	NYALES20	0.0239	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
9	3776620.899	NYALES20	MEDICINA	0.0137	ECMWF _h /VMF1 _h
10	5103586.586	NYALES20	WESTFORD	0.0399	ECMWF _h /VMF1 _h
11	5600741.860	ONSALA	WESTFORD	0.0333	ECMWF _h /VMF1 _h
12	5998325.743	WETTZELL	WESTFORD	0.0358	ECMWF _h /VMF1 _h
13	6144872.710	WESTFORD	MEDICINA	0.0191	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
14	6497992.413	TSUKUB32	NYALES20	0.0149	ECMWF _h /VMF1 _h
15	7140832.104	TSUKUB32	SVETLOE	0.0495	ECMWF _h /VMF1 _h
16	7355191.216	ZELENCHK	HARTRAO	0.0231	ECMWF _h /VMF1 _h
17	7441659.119	TSUKUB32	ZELENCHK	0.0674	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
18	7453222.400	HARTRAO	MEDICINA	0.0225	ECMWF _h /VMF1 _h
19	7676204.874	KOKEE	WESTFORD	0.0356	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
20	7832322.450	WETTZELL	HARTRAO	0.0828	ECMWF _h /VMF1 _h
21	7940443.998	TSUKUB32	ONSALA	0.0733	ECMWF _h /VMF1 _h
22	8102965.226	NYALES20	KOKEE	0.0083	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
23	8444991.301	TSUKUB32	WETTZELL	0.0411	ECMWF _h /VMF1 _h
24	8525165.524	ONSALA	HARTRAO	0.0773	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
25	8697010.311	SVETLOE	HARTRAO	0.0294	GPT/GMF
26	8780546.230	TSUKUB32	MEDICINA	0.1845	ECMWF _h /VMF1 _h
27	9792551.230	ONSALA	KOKEE	0.0275	ECMWF _h /VMF1 _h
28	10100925.309	NYALES20	HARTRAO	0.0472	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
29	10357448.798	WETTZELL	KOKEE	0.0889	ECMWF _h /VMF1 _h
30	10639570.747	KOKEE	MEDICINA	0.0727	ECMWF _h /VMF1 _h
31	10658658.625	HARTRAO	WESTFORD	0.1492	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
32	11158665.397	TSUKUB32	HARTRAO	0.1620	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
mean ± std				0.05 ± 0.05	
[min max]				[0.00 0.18]	

Tab. 8. Übersicht der Basislinien (geordnet aufsteigend nach der Basislinienlänge), bei denen das Modell Saastamoinen mit Druckmessung an der Station/VMF1_h die kleinste Standardabweichung (Wiederholbarkeit) aufweist. Die 5. Spalte gibt die Verbesserung zum nächstbesten Modell an, die 6. Spalte, um welches Modell es sich dabei handelt.

An der Mehrzahl der Basislinien wird, gemessen an der Wiederholbarkeit der Basislinienlängen, die Troposphäre am genauesten von der Kombination 2 (Druckmessung an der Station mit dem Modell von Saastamoinen und $VMF1_h$ als Mapping Function) angenähert. Ein ähnliches Ergebnis finden auch Böhm et al. (2006b).

Eine mögliche Erklärung ist durch das Intervall der zur Verfügung stehenden Datensätze gegeben. Die numerischen Wettermodelle werden alle sechs Stunden, die Druckmessungen an den Stationen deutlich häufiger abgeleitet bzw. durchgeführt. Die atmosphärischen Gezeiten kommen durch Druckschwankungen im Laufe des Tages zustande und besitzen neben einer 24-stündigen (S1) auch eine 12-stündige (S2) Periode. Es kann also bei den numerischen Wettermodellen zu Problemen bezüglich der Abtastfrequenz kommen und unter Umständen die S2 Periode nicht richtig wiedergegeben werden.

Interessant ist, dass bei 21 dieser 32 Basislinien (66%) das Modell $ECMWF_h/VMF1_h$ besser abschneidet als $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ (siehe 6. Spalte). Obwohl diese beiden Lösungen ähnliche Wiederholbarkeiten liefern, wurden bessere Ergebnisse von der Lösung mit feuchtem Anteil der Atmosphäre erwartet. Besonders deutlich wird der Unterschied, wertet man anhand der Basislinienlänge aus: 81% der kürzesten 16 dieser 32 Basislinien sind besser mit dem Modell $ECMWF_h/VMF1_h$ als mit $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$. Bei den 16 längsten Basislinien sind es nur 50% - immer noch mehr als ursprünglich erwartet, aber dennoch deutlich weniger. Nur bei der Basislinie zwischen Svetloe und Hartrao ist das Modell GPT/GMF_h das nächstgelegene. Dies dürfte wieder auf eine gute Approximation der troposphärischen Laufzeitverzögerung dieser Kombination bei der Station Svetloe zurückzuführen sein (vgl. Abb. 15).

#	Basislänge [m]	Station 1	Station 2	Verbesserung min [mm]	Nächstbestes Modell
1	2387493.152	ONSALA	NYALES20	0.0016	ECMWF _h /VMF1 _h
2	4043126.019	ZELENCHK	NYALES20	0.0469	ECMWF _h /VMF1 _h
3	7770123.114	ZELENCHK	WESTFORD	0.0174	ECMWF _h /VMF1 _h
4	8110954.038	WESTFORD	TIGOCONC	0.0977	ECMWF _h /VMF1 _h
5	8430888.162	HARTRAO	TIGOCONC	0.1123	ECMWF _h /VMF1 _h
6	9791080.285	KOKEE	TIGOCONC	0.0720	ECMWF _h /VMF1 _h
7	10519421.755	MEDICINA	TIGOCONC	0.1221	ECMWF _h /VMF1 _h
8	10539912.002	ZELENCHK	KOKEE	0.0577	GPT/GMF
9	10704775.904	WETTZELL	TIGOCONC	0.1258	ECMWF _h /VMF1 _h
10	10893659.536	ONSALA	TIGOCONC	0.1342	ECMWF _h /VMF1 _h
11	11284434.794	NYALES20	TIGOCONC	0.1208	ECMWF _h /VMF1 _h
12	11412934.063	SVETLOE	TIGOCONC	0.1287	ECMWF _h /VMF1 _h
13	11583602.034	ZELENCHK	TIGOCONC	0.0816	ECMWF _h /VMF1 _h
14	12400572.572	TSUKUB32	TIGOCONC	0.1006	ECMWF _h /VMF1 _h
15	12723078.799	HARTRAO	KOKEE	0.0150	ECMWF _h /VMF1 _h
mean ± std				0.08 ± 0.05	
[min max]				[0.00 0.13]	

Tab. 9. Übersicht der Basislinien (geordnet aufsteigend nach der Basislinienlänge), bei denen das Modell ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} die kleinste Standardabweichung (Wiederholbarkeit) aufweist. Die 5. Spalte gibt die Verbesserung zum nächstbesten Modell an, die 6. Spalte, um welches Modell es sich dabei handelt.

15 Basislinien zeigen die geringste Standardabweichung beim Modell ECMWF_{hw} mit der Mapping Function VMF1_{hw}. Interessant ist ebenfalls eine genauere Untersuchung der Abhängigkeit von der Basislänge selbst. Obwohl in Summe weniger als 50% (15 im Vergleich zu 32) an Basislinien mit dieser Kombination eine bessere Wiederholbarkeit als das Modell 2 (Druckmessung an der Station/VMF1_h) aufweisen, sind es beinahe doppelt so viele Basislinien betrachtet man Basislängen über 10000 km (9 im Vergleich zu 5). Bei allen Basislinien länger als 10000 km hat eines dieser beiden Modelle die geringste Standardabweichung, die anderen (ECMWF_h/VMF1_h und GPT/GMF_h) sind ungenauer.

Eine weitere Analyse wurde durchgeführt, um die Wichtigkeit der Interpolation der Werte der Vienna Mapping Function 1 zu zeigen. Sowohl die a Koeffizienten (hydrostatisch und feucht) als auch die hydrostatische und feuchte Zenitlaufzeitverzögerung werden alle sechs Stunden (0 Uhr, 6 Uhr, 12 Uhr, 18 Uhr) berechnet und müssen dann zum Beobachtungszeitpunkt interpoliert werden. Wird eine eindimensionale Nearest-Neighbour Interpolation durchgeführt, kommt es bei der Berechnung der Wiederholbarkeiten von Basislinienlängen zu Ungenauigkeiten, die sich (siehe Abb. 16) besonders im Modell ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} niederschlagen.

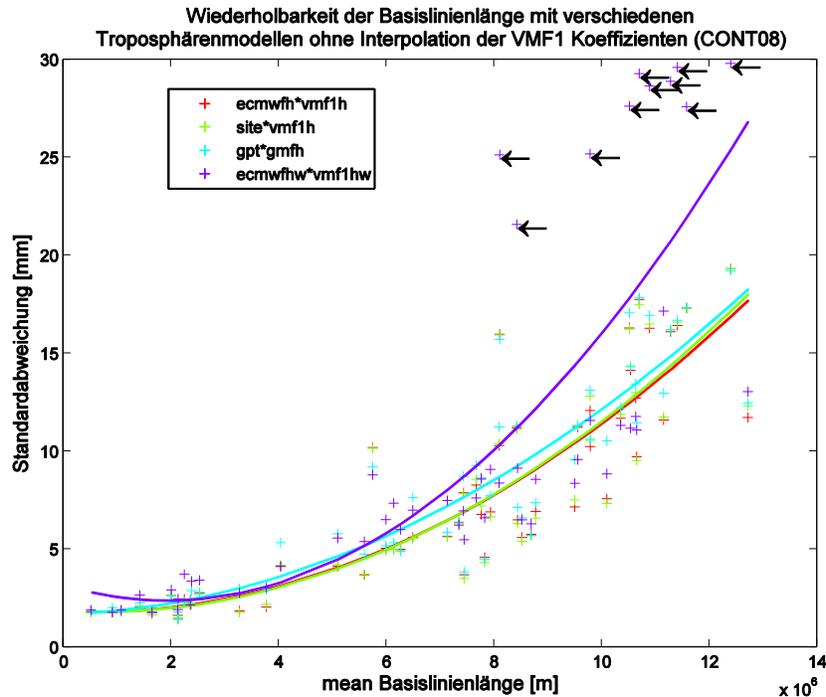


Abb. 16. Wiederholbarkeit der Basislinienlänge, Pfeile zeigen Werte des Modells $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$, bei der die Station TIGO Concepcion beteiligt ist. Der feuchte Anteil der VMF1 zeigt speziell bei dieser Station deutliche Defizite, eine Interpolation der Koeffizienten ist daher unbedingt erforderlich.

Zu erkennen ist ein starker Genauigkeitsverlust bei $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$. Dies lässt auf eine Notwendigkeit der Interpolation besonders beim feuchten Anteil der VMF1 schließen. Bei den anderen Modellen ist kein sichtbarer Unterschied festzustellen – eine Interpolation des hydrostatischen Anteils dürfte keine signifikante Genauigkeitssteigerung liefern.

Als besonders schlecht erweisen sich, betrachtet man Abb. 16, Basislinien, an denen die Station TIGO Concepcion in Chile beteiligt ist. Alle zehn dieser Basislinien weisen Standardabweichungen von über 20 mm auf und führen zu einem deutlichen Defizit der Kombination $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ gemessen am Ausgleichspolynom. Eine mögliche Erklärung können die großen Beobachtungslücken bei TIGO geben. Die Beobachtungszeitpunkte aller Stationen sind in Abb. 17 dargestellt.

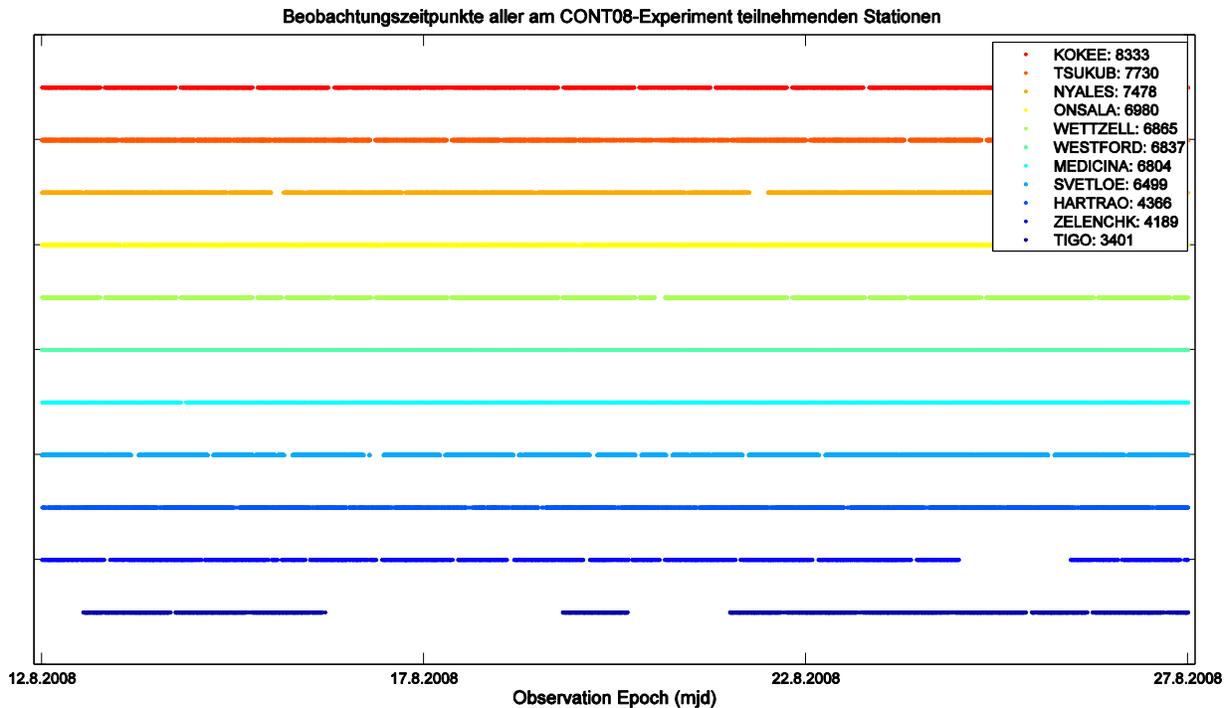


Abb. 17. Darstellung der Beobachtungsepochen aller am CONT08-Experiment teilnehmenden Stationen. Je ein Datenpunkt steht für eine Beobachtung der jeweiligen Station. TIGO weist viele Beobachtungslücken und am wenigsten Beobachtungen auf. Die Legende gibt die Anzahl der Beobachtungen der Stationen an.

TIGO weist deutlich weniger Beobachtungen sowie große Beobachtungslücken auf. Dies kann als ein Grund für das schlechte Abschneiden bei der Bestimmung der Wiederholbarkeiten ohne Interpolation der VMF1 Koeffizienten gesehen werden.

Dennoch bietet sich eine genauere Untersuchung dieser Station an, um die Unterschiede und das Genauigkeitssteigerungspotenzial zwischen interpolierten Werten und solchen aus einem Nearest-Neighbor Algorithmus festzustellen.

Als Teststation wurde aus oben genannten Gründen TIGO Concepcion ausgewählt. Als Beobachtungszeitpunkt wurde jene Epoche am 23. August (willkürlich) gewählt, die sich von den Epochen der VMF1 Daten (0 Uhr, 6 Uhr, 12 Uhr, 18 Uhr) zeitlich am meisten unterscheidet. Dies ist die Beobachtung am 23. August um 9:00:22. Sie liegt damit ziemlich genau zwischen 6 Uhr und 12 Uhr.

Dargestellt werden die Zenitlaufzeitverzögerungen aus VMF1 sowie der Koeffizient a jeweils für den hydrostatischen und feuchten Anteil.

Abb. 18 zeigt also den Verlauf der feuchten Zenitlaufzeiterzögerung sowie des feuchten Koeffizienten a für die VMF1 für den 23. August 2008. Strichliert ist als vertikale Linie der Beobachtungszeitpunkt eingezeichnet, zu dem entweder linear interpoliert (zwischen 6 Uhr und 12 Uhr) oder der Nearest-Neighbor Algorithmus angewendet wird.

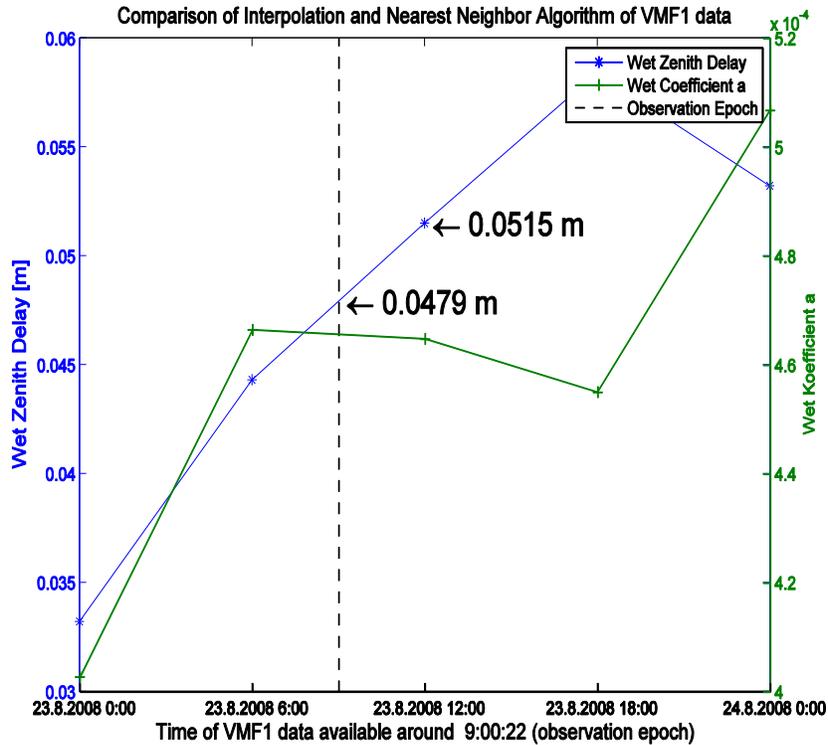


Abb. 18. Verlauf der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung und des Koeffizienten a für den feuchten Anteil der VMF1 am 23. August 2008 an der Station TIGO Concepcion. Die strichlierte vertikale Linie zeigt einen Beobachtungszeitpunkt des CONT08 Experiments. Zur Verdeutlichung des Interpolationsfehlers der VMF1 Daten sind die Werte der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung mittels Nearest-Neighbor Algorithmus und linearer Interpolation dargestellt.

Der Unterschied zwischen nächstgelegenen und interpoliertem Wert beträgt 3.6 mm bei der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung, die im Allgemeinen mit der Mapping Function noch vergrößert wird. Ein Fehler in einer solchen Größenordnung wirkt sich bei der Wiederholbarkeit aus.

Abb. 19 zeigt die hydrostatische Zenitlaufzeitverzögerung und den hydrostatischen Mapping Function Koeffizient a für den 23. August 2008.

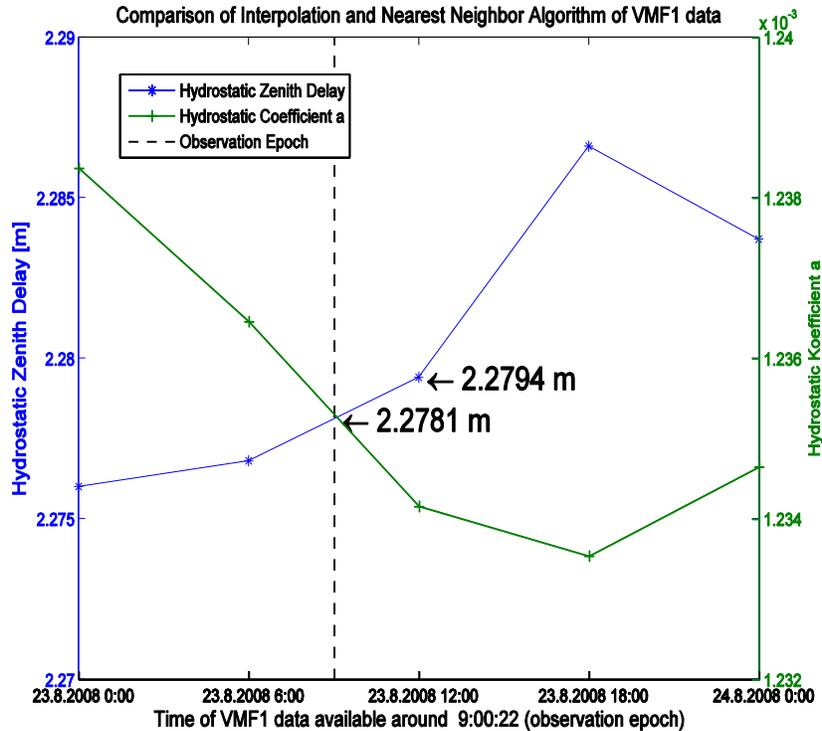


Abb. 19. Verlauf der hydrostatischen Zenitlaufzeitverzögerung und des Koeffizienten a des hydrostatischen Anteils der VMF1 am 23. August 2008 an der Station TIGO Concepcion. Die strichlierte vertikale Linie zeigt einen Beobachtungszeitpunkt des CONT08 Experiments. Zur Verdeutlichung des Interpolationsfehlers der VMF1 Daten sind die Werte der hydrostatischen Zenitlaufzeitverzögerung mittels Nearest-Neighbor Algorithmus und linearer Interpolation dargestellt.

Die Differenz zwischen interpoliertem und nächstgelegenen Wert der ΔL_h^Z beträgt 1.3 mm und ist damit zwar deutlich kleiner als bei der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung aber immer noch relevant.

Um diesen Effekt auch auf anderen Stationen zu untersuchen, wurde diese Darstellung auch für die Stationen Wettzell in Deutschland und Kokee Park auf Hawaii verwendet. Diese beiden Observatorien wurden beispielhaft als Punkte auf weitläufigem Festland (Deutschland) bzw. auf einer Insel (Hawaii) ausgewählt. An der Station Wettzell ist der Zeitpunkt, der sich am meisten von den VMF1 Epochen unterscheidet, ebenfalls 9:00:22 und kann daher gut mit den Daten der Station TIGO Concepcion verglichen werden.

Es ergeben sich an der Station Wettzell bei der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung 2.2 mm und bei der hydrostatischen 0.3 mm Verbesserung vom nächstgelegenen zum interpolierten Wert. Beide Werte sind also je um etwa einen Millimeter kleiner als bei TIGO Concepcion. Die absoluten Werte der feuchten Verzögerung selbst betragen zwar sowohl bei der chilenischen als auch bei der deutschen Station weniger als ein Zehntel der hydrostatischen, allerdings ist die Variabilität im Laufe eines Tages deutlich höher und damit der relative Fehler durch unangemessene Interpolation größer. Der Verlauf der feuchten und hydrostatischen

Laufzeitverzögerung und der entsprechenden Koeffizienten a an der Station Wettzell ist in Abb. 20 und Abb. 21 dargestellt.

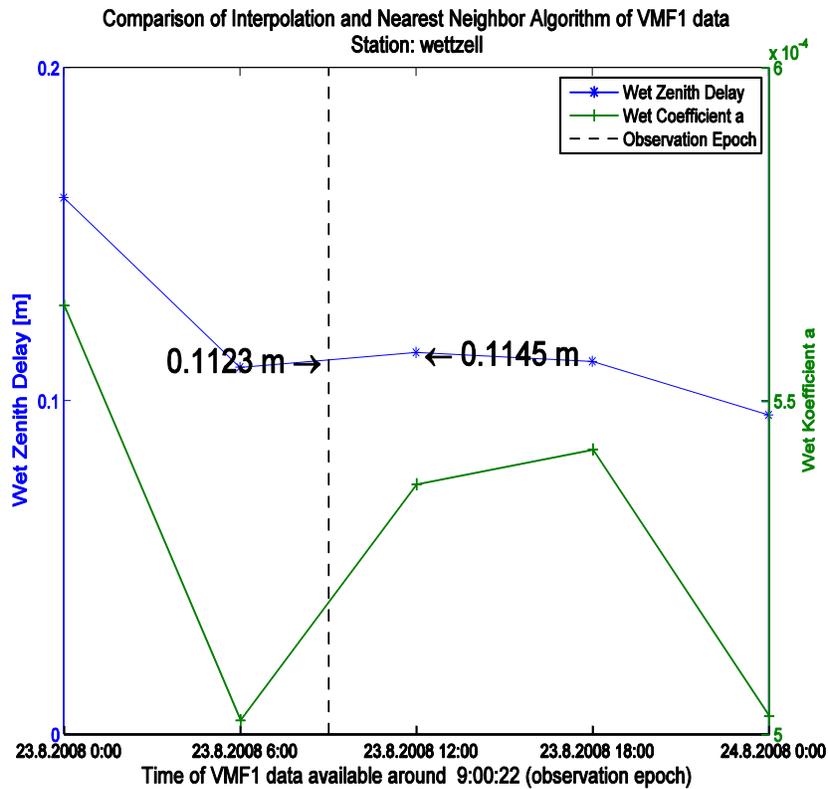


Abb. 20. Verlauf der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung und des Koeffizienten a des feuchten Anteils der VMF1 am 23. August 2008 an der Station Wettzell. Die strichlierte vertikale Linie zeigt einen Beobachtungszeitpunkt des CONT08 Experiments. Zur Verdeutlichung des Interpolationsfehlers der VMF1 Daten sind die Werte der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung mittels Nearest-Neighbor Algorithmus und linearer Interpolation dargestellt.

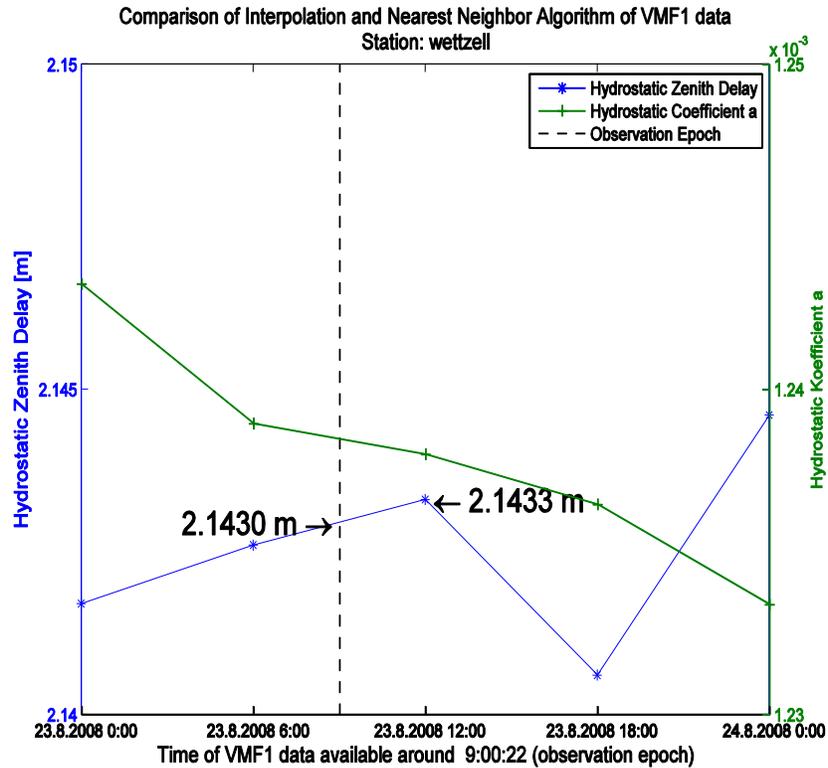


Abb. 21. Verlauf der hydrostatischen Zenitlaufzeitverzögerung und des Koeffizienten a des hydrostatischen Anteils der VMF1 am 23. August 2008 an der Station Wetzell. Die strichlierte vertikale Linie zeigt einen Beobachtungszeitpunkt des CONT08 Experiments. Zur Verdeutlichung des Interpolationsfehlers der VMF1 Daten sind die Werte der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung mittels Nearest-Neighbor Algorithmus und linearer Interpolation dargestellt.

Für Kokee Park ist der Verlauf der Koeffizienten und der Laufzeitverzögerung für den feuchten und hydrostatischen Anteil in Abb. 22 und Abb. 23 dargestellt.

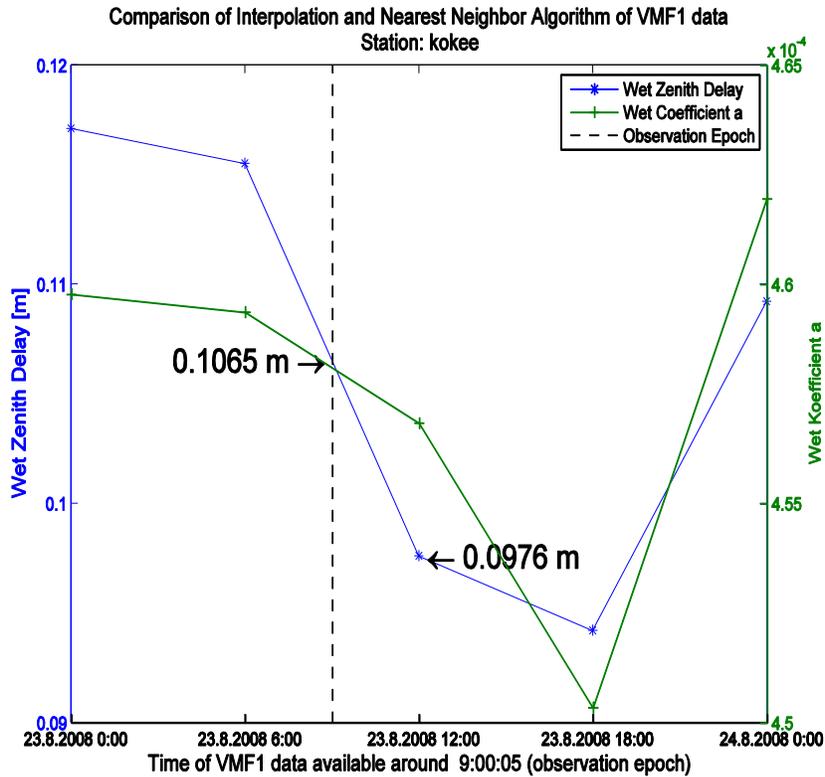


Abb. 22. Verlauf der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung und des Koeffizienten a des feuchten Anteils der VMF1 am 23. August 2008 an der Station Kokee Park. Die strichlierte vertikale Linie zeigt einen Beobachtungszeitpunkt des CONT08 Experiments. Zur Verdeutlichung des Interpolationsfehlers der VMF1 Daten sind die Werte der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung mittels Nearest-Neighbor Algorithmus und linearer Interpolation dargestellt.

Der Beobachtungszeitpunkt ist mit 9:00:05 am 23. August ebenfalls fast identisch mit den Stationen TIGO und Wettzell. Der Unterschied zwischen interpolierter und nächstgelegener Laufzeitverzögerung (feucht) beträgt an der Station Kokee Park 8.9 mm. In Abb. 22 erkennt man auch die starke zeitliche Schwankung. Die feuchte Zenitlaufzeitverzögerung schwankt an diesem Tag um bis zu 2.3 cm und ist damit sehr ähnlich der Variabilität der Station TIGO (Maximalwert minus Minimalwert: 2.5 cm).

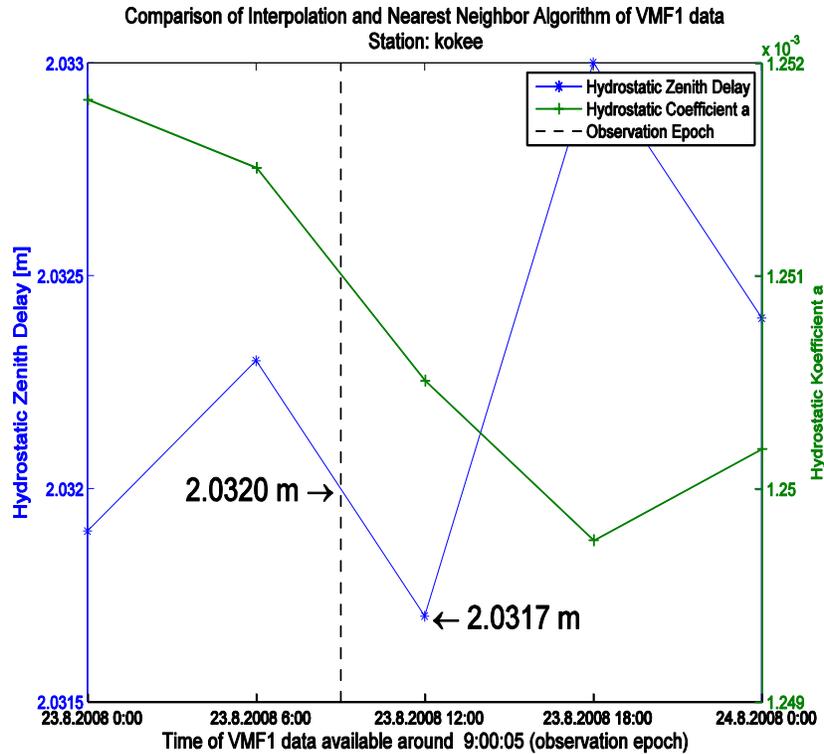


Abb. 23. Verlauf der hydrostatischen Zenitlaufzeitverzögerung und des Koeffizienten a des hydrostatischen Anteils der VMF1 am 23. August 2008 an der Station Kokee Park. Die strichlierte vertikale Linie zeigt einen Beobachtungszeitpunkt des CONT08 Experiments. Zur Verdeutlichung des Interpolationsfehlers der VMF1 Daten sind die Werte der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung mittels Nearest-Neighbor Algorithmus und linearer Interpolation dargestellt.

Die hydrostatische Laufzeitverzögerung in Zenitrichtung unterscheidet sich vom Beobachtungszeitpunkt (interpoliert) zum nächstgelegenen VMF1 Zeitpunkt um 0.3 mm. Die maximale Schwankung an diesem Tag beträgt 1.3 mm. Im Vergleich dazu schwankt die hydrostatische Laufzeitverzögerung an der Station TIGO Concepcion um bis zu 1.0 cm. Die Ergebnisse werden in Tab. 10 zusammengefasst.

Ein mehr als doppelt so großer "Interpolationsfehler" bei der feuchten Zenitlaufzeitverzögerung an der Station Kokee Park im Vergleich zur Station TIGO Concepcion (die, wie in Abb. 16 ersichtlich, zu einer deutlichen Verschlechterung der Wiederholbarkeit der Basislinien führt) lässt die Frage aufkommen, ob sich an dieser Station die Wiederholbarkeit nicht ebenfalls unterscheidet. Die folgenden beiden Abbildungen (Abb. 24 und Abb. 25) zeigen die Wiederholbarkeiten ohne beziehungsweise mit Interpolation der VMF1 mit Markierung der Basislinien der Station Kokee Park auf Hawaii.

Station	$\Delta(\Delta L_h^z)$ [mm]	$\Delta(\Delta L_w^z)$ [mm]	$\Delta(\Delta a_h)$	$\Delta(\Delta a_w)$	max. Diff ΔL_h^z [mm]	max. Diff ΔL_w^z [mm]
TIGO	1.3	3.6	$1 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-7}$	10	25
Wetzell	0.3	2.2	$5 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-5}$	4	65
Kokee	0.3	8.9	$5 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	1.3	23

Tab. 10. Vergleich der Interpolationsfehler zwischen verschiedenen Stationen zu Beobachtungszeitpunkten, die zeitlich die größte Differenz zu den VMF1 Daten (0 Uhr, 6 Uhr, 12 Uhr, 18 Uhr) aufweisen. Die zweite und dritte Spalte zeigen die Differenz zwischen Nearest-Neighbor Algorithmus und linearer Interpolation für hydrostatische und feuchte Zenitlaufzeitverzögerung, die Spalten vier und fünf die Differenz des Koeffizienten a des hydrostatischen und feuchten Anteils. Die beiden letzten Spalten beinhalten die maximale Differenz (Maximalwert minus Minimalwert des Tages) der hydrostatischen bzw. feuchten Verzögerung am jeweiligen Tag und sollen so die Schwankungsbreite aufzeigen.

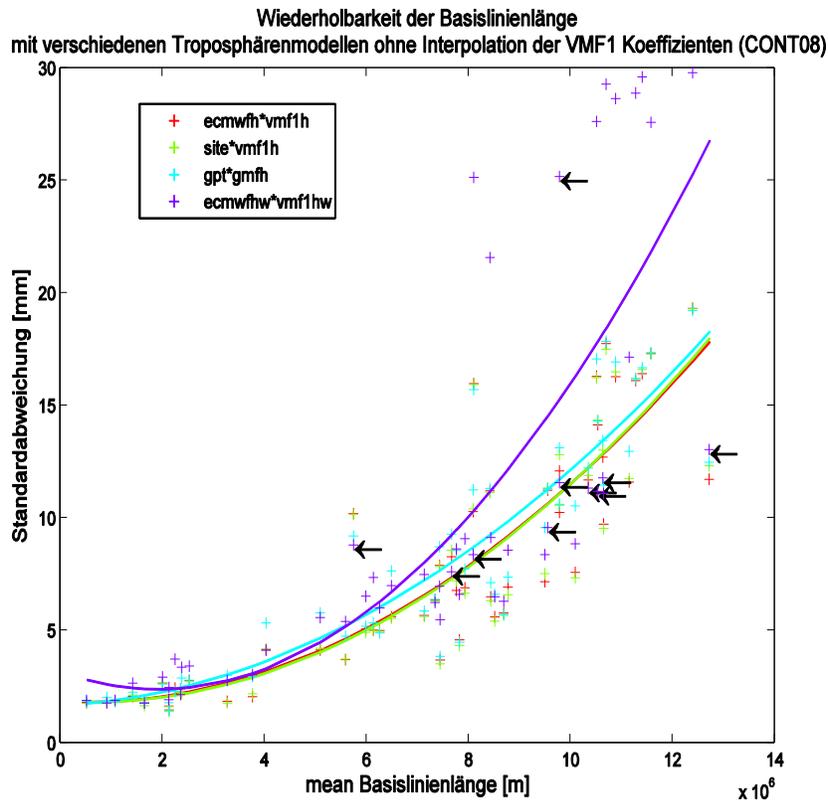


Abb. 24. Wiederholbarkeit der Basislinienlänge ohne Interpolation der VMF1 Daten, Pfeile zeigen Werte des Modells $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$, bei der die Station Kokee Park beteiligt ist. Deren Wiederholbarkeiten scheinen trotz der ebenfalls großen Interpolationsfehler (siehe Tab. 10) keinen starken Einfluss auf die schlechte Ausgleichskurve zu haben.

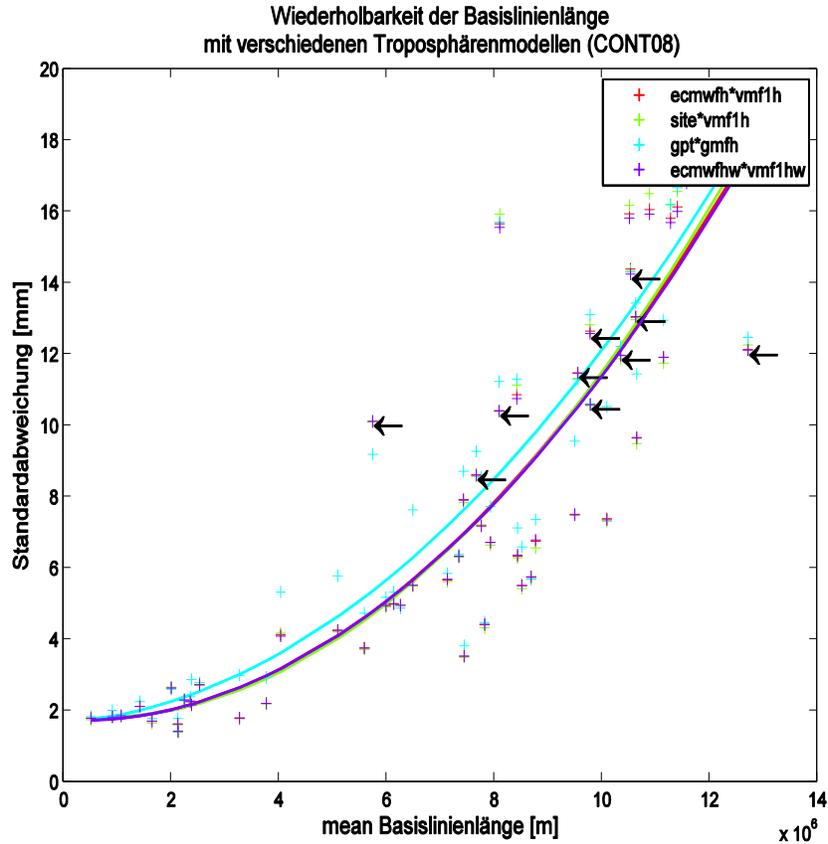


Abb. 25. Wiederholbarkeit der Basislinienlänge mit Interpolation der VMF1 Daten. Pfeile stellen die Wiederholbarkeiten der Station Kokee Park mit dem Modell $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ dar.

Bis auf die Basislinie TIGO Concepcion-Kokee Park, die durch die Station TIGO (siehe Abb. 16) verschlechtert wird, weist die Mehrzahl der Basislinien von Kokee sogar trotz Interpolation eine Verschlechterung der Wiederholbarkeiten auf. Die folgende Tabelle zeigt für jede Station die Anzahl an Basislinien, die durch Interpolation eine schlechtere Wiederholbarkeit aufweist.

Station	#	Basislinie nach
Kokee	7	Medicina, Nyales20, Svetloe, Tsukub32, Westford, Wettzell, Zelenchk
Zelenchk	4	Hartrao, Kokee, Medicina, Tsukub32
Medicina	2	Kokee, Zelenchk
Tsukub32	2	Kokee, Zelenchk
Wettzell	2	Kokee, Onsala
Nyales20	1	Kokee
Onsala60	1	Wettzell
Westford	1	Kokee
Svetloe	1	Kokee
Hartrao	1	Zelenchk
TIGO	0	

Tab. 11. Basislinien, die durch Interpolation der VMF1 Koeffizienten eine schlechtere Wiederholbarkeit aufweisen. Erste Spalte: Stationsname, Zweite Spalte: Anzahl der Basislinien, Dritte Spalte: Zweite teilnehmende Station der Basislinie(n).

Bei sieben Basislinien von Kokee erhält man bessere Wiederholbarkeiten, wenn man die VMF1 Daten nicht linear interpoliert sondern den nächstgelegenen verwendet. Außer bei Zelenchk, bei der vier von zehn Basislinien eine größere Wiederholbarkeit liefern, sind an den anderen Basislinien, die durch Interpolation eine schlechtere Wiederholbarkeit aufweisen, meist Kokee oder Zelenchk beteiligt (acht von zehn). Nur Onsala-Wettzell wird ebenfalls durch Interpolation ungenauer.

Abschließend soll noch erwähnt werden, dass der Durchmesser des Radioteleskops von TIGO nur sechs Meter beträgt. Ein kleiner Antennendurchmesser führt (siehe Gleichung (2)) zu einem schlechten Signal/Rausch-Verhältnis, was die teilweise schwachen Genauigkeiten der Beobachtungsdaten dieser Station erklärt.

5.2 Vergleich mit Laufzeitverzögerungen aus Raytracing

Die Wiederholbarkeiten des vorigen Kapitels werden mit Ergebnissen aus direktem Raytracing verglichen. Dazu werden troposphärische Laufzeitverzögerungen aus Raytracing Algorithmen gewonnen, diese analog der Berechnungen mit den vier in Kapitel 4.2 vorgestellten Modellen als a priori Informationen bei der VLBI Auswertung verwendet. Als Partial Derivative wird die Wet Mapping Function der Global Mapping Function (GMF) verwendet. Die Verwendung externer Datensätze für die Modellierung ist hier besonders wichtig, da Verzögerungen aus Raytracing auf diese Art besonders einfach in die Auswertung mit einbezogen werden können. Die Austauschbarkeit unterschiedlicher Modelle wird mit externen Datensätzen ebenfalls erleichtert. Sie ermöglichen also eine effiziente Art der Untersuchung verschiedener Einflüsse. Abb. 26 zeigt

die erhaltenen Wiederholbarkeiten (Standardabweichungen) aller Modelle sowie jene mit Daten aus Raytracing.

Das Ausgleichspolynom zeigt die beste Wiederholbarkeit mit Raytracing für die längsten Basislinien, dafür eine schlechtere für den mittleren Bereich von ca. 4000 km bis 7000 km. Die Aussage über die Güte der Verzögerungen aus Raytracing ausschließlich anhand der Ausgleichsfunktion ist schwierig. Deshalb werden in Tab. 12 die Basislinien, die mit Raytracing Ergebnissen die kleinste Standardabweichung liefern, angegeben.

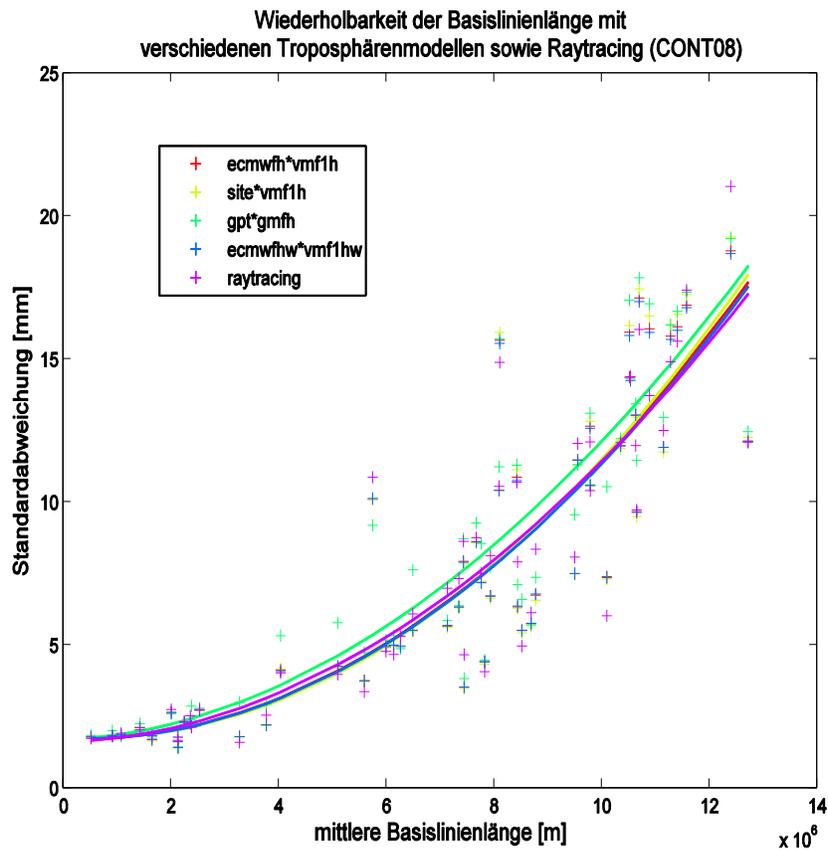


Abb. 26. Wiederholbarkeit der Basislinienlänge im CONT08 Experiment; Vergleich zwischen den Modellen aus den vorigen Kapiteln und direktem Raytracing.

#	Basislänge [m]	Station 1	Station 2	Verbesserung min [mm]	Nächstbestes Modell
1	522461.081	WETTZELL	MEDICINA	0.0121	Site/VMF1 _h
2	919660.987	WETTZELL	ONSALA	0.0118	Site/VMF1 _h
3	1429470.344	ONSALA	MEDICINA	0.0787	GPT/GMF
4	2387493.153	ONSALA	NYALES20	0.0319	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
5	3283002.131	WETTZELL	NYALES20	0.1749	Site/VMF1 _h
6	4043126.019	ZELENCHK	NYALES20	0.0605	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
7	5103586.586	NYALES20	WESTFORD	0.2333	Site/VMF1 _h
8	5600741.861	ONSALA	WESTFORD	0.3509	Site/VMF1 _h
9	5998325.745	WETTZELL	WESTFORD	0.1287	Site/VMF1 _h
10	6144872.712	WESTFORD	MEDICINA	0.3011	Site/VMF1 _h
11	7832322.452	WETTZELL	HARTRAO	0.2512	Site/VMF1 _h
12	8110954.037	WESTFORD	TIGOCONC	0.6724	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
13	8430888.162	HARTRAO	TIGOCONC	0.0596	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
14	8525165.524	ONSALA	HARTRAO	0.4654	Site/VMF1 _h
15	9791080.281	KOKEE	TIGOCONC	0.4767	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
16	9792551.229	ONSALA	KOKEE	0.1558	Site/VMF1 _h
17	10100925.308	NYALES20	HARTRAO	1.2814	Site/VMF1 _h
18	10519421.756	MEDICINA	TIGOCONC	1.4481	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
19	10639570.747	KOKEE	MEDICINA	0.9858	Site/VMF1 _h
20	10704775.906	WETTZELL	TIGOCONC	0.9695	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
21	10893659.536	ONSALA	TIGOCONC	2.2016	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
22	11284434.793	NYALES20	TIGOCONC	0.7868	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
23	11412934.063	SVETLOE	TIGOCONC	0.3861	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
24	12723078.796	HARTRAO	KOKEE	0.0241	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
mean ± std				0.48 ± 0.55	
[min max]				[0.01 2.20]	

Tab. 12. Übersicht der Basislinien, bei denen direktes Raytracing die kleinste Standardabweichung (Wiederholbarkeit) aufweist. Die 5. Spalte gibt die Verbesserung zum nächstbesten Modell an, die 6. Spalte, um welches Modell es sich dabei handelt.

Mit Hinzunahme von Raytracing sind die Modelle ECMWF_h/VMF1_h, Site/VMF1_h, GPT/GMF_h, und ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} bei einer, 20, sechs bzw. vier Basislinien „am besten“. Allerdings ist bei keiner Basislinie die Raytracinglösung die zweitbeste. Das lässt vermuten, dass die Laufzeitverzögerung entweder sehr genau oder sehr ungenau durch Raytracing geschätzt wird. Einen Hinweis auf die sehr genaue Schätzung geben auch die großen Verbesserungswerte in Tab. 12. Neben den Maximalwerten der Verbesserungen (z.B. 2.2 mm bei Onsala-TIGO oder 1.4 mm bei Medicina-TIGO) zeigt auch die mittlere Verbesserung von 0.48 mm eine deutliche Steigerung im Vergleich zu den anderen Modellen: 0.01 mm, 0.19 mm, 0.05 mm und 0.08mm (siehe Tab. 6, Tab. 7, Tab. 8 und Tab. 9). Im Allgemeinen erhöht Raytracing die Genauigkeit speziell bei den „Problemstationen“ TIGO und Kokee.

Betrachtet man die Verteilung der Basislinien, die am besten durch Raytracing bestimmt werden, lässt sich keine Korrelation mit der Länge feststellen. Sowohl die kürzeste als auch die längste Basislinie werden ebenso besser mit Raytracing bestimmt als auch dazwischen liegende (siehe Abb. 27). Außerdem werden sowohl die von den anderen Modellen sehr genau geschätzten Basislinien verbessert als auch solche mit größerer Standardabweichung.

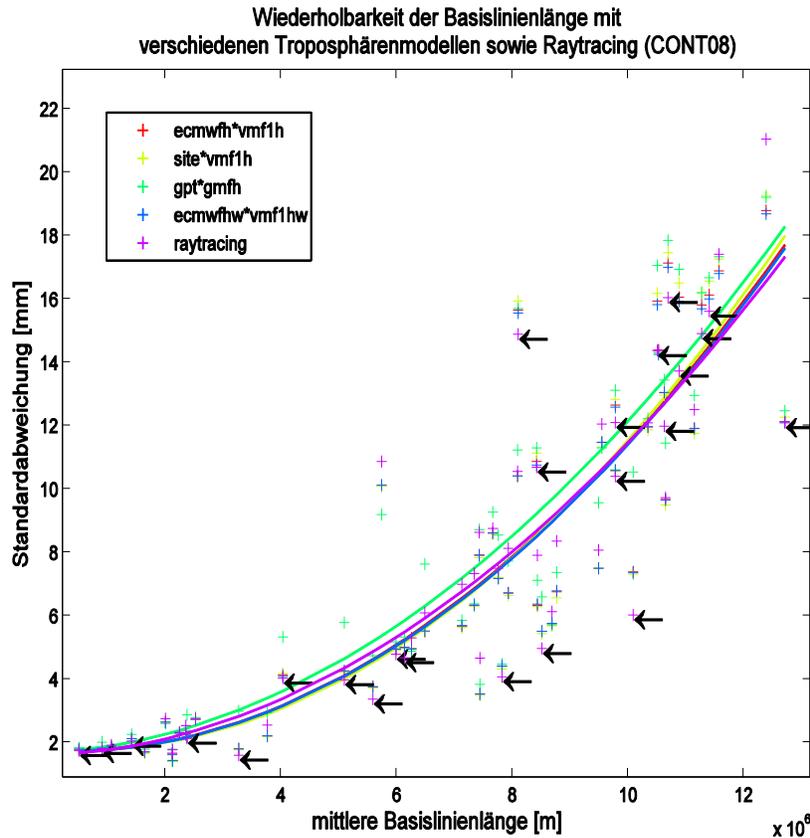


Abb. 27. Wiederholbarkeit der Basislinienlänge; Pfeile bei den Wiederholbarkeiten aus Raytracing, bei denen dieses Verfahren die kleinste Standardabweichung aller Modelle liefert.

Andererseits zeigt die Tatsache, dass Raytracing bei 18 der 55 Basislinien die schlechteste Wiederholbarkeit aufweist (siehe Abb. 27 und Tab. 13), dass keine generelle Verbesserung aller (oder zumindest der großen Mehrzahl der) Basislinien vorliegt. In Tab. 13 sind alle Basislinien, bei denen Raytracing die Laufzeitverzögerung am schlechtesten schätzt, angegeben. Die fünfte Spalte listet die Verschlechterung im Vergleich zur besten Methode der jeweiligen Basislinie auf. Spalte sechs gibt den Namen dieses Modells an.

#	Basislänge [m]	Station 1	Station 2	Verschlechterung max [mm]	Bestes Modell
1	1079812.940	SVETLOE	ONSALA	0.0944	GPT/GMF
2	1654774.850	WETTZELL	SVETLOE	0.1827	Site/VMF1 _h
3	2014661.045	SVETLOE	ZELENCHK	0.1493	GPT/GMF
4	2139526.944	SVETLOE	MEDICINA	0.3690	Site/VMF1 _h
5	2255828.956	WETTZELL	ZELENCHK	0.0399	GPT/GMF
6	2367843.368	ZELENCHK	MEDICINA	0.2912	Site/VMF1 _h
7	5754939.943	TSUKUB32	KOKEE	1.6784	GPT/GMF
8	6269171.146	SVETLOE	WESTFORD	0.4234	GPT/GMF
9	7140832.103	TSUKUB32	SVETLOE	1.3765	Site/VMF1 _h
10	7355191.215	ZELENCHK	HARTRAO	1.0242	Site/VMF1 _h
11	7453222.401	HARTRAO	MEDICINA	1.1720	Site/VMF1 _h
12	7940443.997	TSUKUB32	ONSALA	1.4821	Site/VMF1 _h
13	8444991.301	TSUKUB32	WETTZELL	1.6198	Site/VMF1 _h
14	8697010.312	SVETLOE	HARTRAO	0.4475	Site/VMF1 _h
15	8780546.230	TSUKUB32	MEDICINA	1.7855	Site/VMF1 _h
16	9561115.220	SVETLOE	KOKEE	0.7487	GPT/GMF
17	11583602.032	ZELENCHK	TIGOCONC	0.6086	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
18	12400572.565	TSUKUB32	TIGOCONC	2.3556	ECMWF _{hw} /VMF1 _{hw}
mean ± std				0.88 ± 0.70	
[min max]				[0.04 2.36]	

Tab. 13. Übersicht der Basislinien, bei denen direktes Raytracing die größte Standardabweichung (Wiederholbarkeit) aufweist. Die 5. Spalte gibt die Verschlechterung zum besten Modell an, die 6. Spalte, um welches Modell es sich dabei handelt.

Die Verschlechterungen durch Raytracing nehmen an diesen Basislinien ebenfalls große Werte an (8 Basislinien weisen eine Verschlechterung der Wiederholbarkeit von mehr als 1 mm auf). Interessant sind außerdem die in Tab. 13 erwähnten 6 Basislinien, die am besten mit GPT/GMF_h bestimmt werden. Bei all diesen Basislinien weist Raytracing die größte Standardabweichung auf. Bei zehn weiteren Basislinien ist das Modell Site/VMF1_h, das nur für die Mapping Function Werte aus numerischen Wetterdaten verwendet (VMF1 wird aus einem numerischen Wettermodell abgeleitet, siehe Kapitel 3.5.1), jenes mit der kleinsten Wiederholbarkeit. Nur zwei der 18 Basislinien werden mit einem Modell, das sowohl die Zenitlaufzeitverzögerung als auch die Mapping Function aus numerischen Wetterdaten bestimmt, am besten modelliert.

Anscheinend erhält man an diesen Basislinien bessere Ergebnisse, wenn man weniger Daten aus numerischen Wetterdaten verwendet: GPT/GMF ist rein empirisch und alle kleinsten Wiederholbarkeiten dieses Modells korrespondieren mit den größten Wiederholbarkeiten beim Raytracing, das rein auf Wettermodellen beruht.

Ein möglicher Grund dafür sind Defizite der numerischen Wetterdaten an gewissen Basislinien (bzw. Stationen). Acht der zehn Basislinien, an denen die Station Svetloe beteiligt ist, sind in Tab. 13 genannt (sechs der zehn von Tsukub32).

Nicht erklärbar ist dadurch allerdings die sehr große Verschlechterung der Wiederholbarkeit von 2.36 mm bei der Basislinie von Tsukub32 nach TIGO Concepcion durch Raytracing im Vergleich zu $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$, die beide aus Wettermodellen abgeleitet sind. Ebenso schlechter modelliert ist die Basislinie Nr. 17, die mit 0.61 mm größerer Standardabweichung etwas geringer ausfällt. An beiden Basislinien ist die chilenische Station beteiligt, die, wie bereits erwähnt, durch den kleinen Antennendurchmesser (sechs Meter) ein schlechteres Signal/Rausch-Verhältnis aufweist.

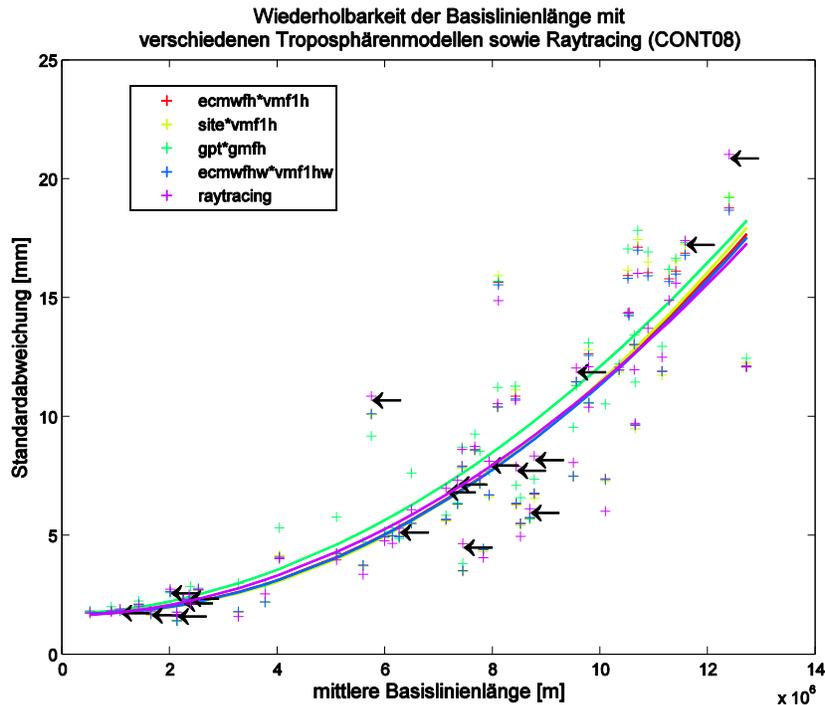


Abb. 28. Wiederholbarkeit der Basislinienlänge; Pfeile sind bei den Basislinien gezeichnet, die mit Raytracing die schlechteste Wiederholbarkeit aller Modelle aufweisen. Eine Korrelation mit der Basislänge selbst kann nicht festgestellt werden.

Die Verteilung der “schlechten” Basislinien aus der Sicht von direktem Raytracing sind in Abb. 28 dargestellt. Wie auch die Wiederholbarkeiten der Basislinien, die von Raytracing positiv verändert werden zeigt, ist wie erwartet, keine Korrelation mit der Länge der Basislinie festzustellen.

5.3 Wiederholbarkeiten ohne Gradienten und feuchtem Anteil

Direktes Raytracing soll den tatsächlichen Verlauf des Signals durch die Atmosphäre bestimmen, um daraus die Laufzeitverzögerung zu einem durch Vakuum tretenden Strahl zu berechnen. Das

bedeutet, dass alle Daten aus dem numerischen Wettermodell bereits im Raytracing Algorithmus berücksichtigt werden. Bei dem Ansatz zur Bestimmung der Laufzeitverzögerung aus einer Zenitlaufzeitverzögerung und einer Mapping Function wird zunächst eine azimuthale Symmetrie der Atmosphäre vorausgesetzt. Im Allgemeinen wird die Asymmetrie der Atmosphäre bei der VLBI Auswertung insofern berücksichtigt, als Gradienten im Ausgleich mitgeschätzt werden. Da diese Vorgehensweise bei Raytracing eigentlich nicht notwendig ist, soll in der folgenden Versuchsanordnung überprüft werden, inwiefern Raytracing ohne Schätzung der Gradienten und der feuchten Anteile der Zenitlaufzeitverzögerung bessere Ergebnisse liefert als das vermutlich beste Modell aus numerischen Wetterdaten (ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}).

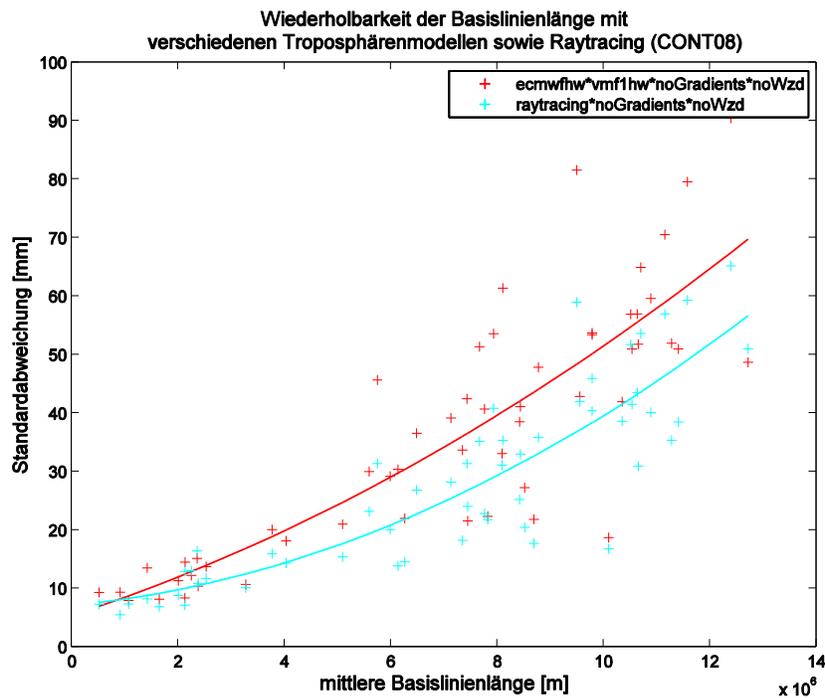


Abb. 29. Wiederholbarkeit von Basislinienlängen mit den Modellen ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} und direktem Raytracing ohne Schätzung von Gradienten und feuchten Zenitlaufzeitverzögerungen bei der VLBI Auswertung.

Es zeigt sich ein deutlicher Genauigkeitsvorteil von Raytracing gegenüber dem Modell ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}. Besonders bei langen Basislinien liefert Raytracing kleinere Wiederholbarkeiten. Allerdings zeigt dieser Versuch auch, dass das Schätzen von Gradienten und feuchten Teilen der Zenitlaufzeitverzögerungen in der VLBI Auswertung in jedem Fall durchgeführt werden sollte – auch bei Verzögerungen aus Raytracing, die diesen Effekt eigentlich schon berücksichtigt haben sollten. Das Maximum der Wiederholbarkeit der Basislinienlänge gemessen am Ausgleichspolynom beträgt 56 mm. Dieser Wert ist mehr als dreimal so groß wie der Maximalwert der Wiederholbarkeiten (Ausgleichspolynom) mit Schätzung der Gradienten und des feuchten Anteils der Laufzeitverzögerung (17.3 mm).

5.4 Wiederholbarkeiten ohne Gradienten

Eine weitere Untersuchung zweier Modelle, die auf numerischen Wettermodellen beruhen ($ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ und direktes Raytracing), wurde ohne Schätzung der Nord- und Ostgradienten durchgeführt, die bei den Raytracing-Ergebnissen bereits berücksichtigt sein sollte. Im Vergleich zur Untersuchung in Kapitel 5.3 wurden hier allerdings die feuchten Zenitlaufzeitverzögerungen in der VLBI Auswertung geschätzt. Die erhaltenen Wiederholbarkeiten werden in Abb. 30 dargestellt.

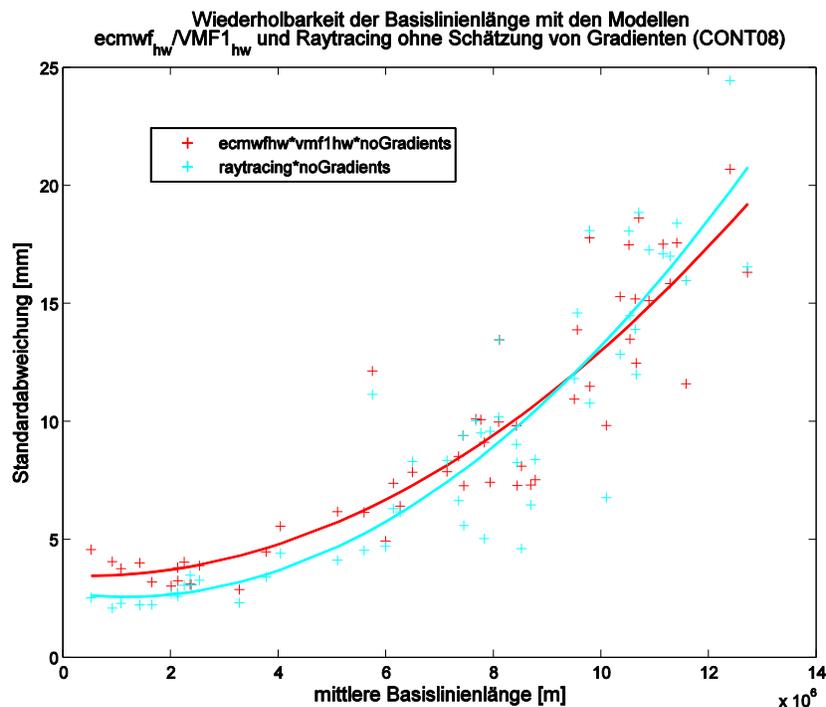


Abb. 30. Wiederholbarkeit von Basislinienlängen mit den Modellen $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ und direktem Raytracing ohne Schätzung von Gradienten bei der VLBI Auswertung.

Die Wiederholbarkeiten zeigen einen deutlichen Vorteil von Raytracing bei kleinen Basislinien. Von den 30 kürzesten Basislinien (< 8000 km) liefern 26 kleinere Wiederholbarkeiten mit Raytracing (87%). Dies wird durch den deutlichen Abstand des Ausgleichspolynoms in diesem Bereich angedeutet. Die restlichen 25 Basislinien liefern allerdings zu 60% (15 von 25 Basislinien) bessere Ergebnisse mit dem Modell $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$. Betrachtet man alle Basislinien, liefert Raytracing zwar noch immer für 65% kleinere Wiederholbarkeiten als $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$, dennoch zeigen die Zahlen eine gewisse Korrelation zwischen den Ergebnissen und damit Güte der Modelle und der Basislängen, die auch das Ausgleichspolynom bestätigt.

Bei genauerer Betrachtung der Unterschiede der Wiederholbarkeiten fällt wieder die Station TIGO Concepcion in Chile auf. Die zweit- und drittlängste Basislinie (Tsukub32-TIGO und Zelench-TIGO) zeigen extreme Unterschiede zwischen den beiden Modellen. Die Verbesserung in der Wiederholbarkeit mit dem Modell $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ beträgt bei diesen beiden Basislinien 3.8 mm bzw. 4.4 mm. Der Median aller Verbesserungen von $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ im Vergleich zu Raytracing beträgt 0.8 mm, der Mittelwert 1.1 mm und die Standardabweichung 1.2 mm.

Eine Darstellung der Wiederholbarkeiten ohne diese beiden Basislinien (Tsukub32-TIGO und Zelench-TIGO) ist in Abb. 31 dargestellt. Der Unterschied bei den längsten Basislinien ist zwar kleiner geworden, dennoch hat das Modell $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ hier eine etwas kleinere Standardabweichung.

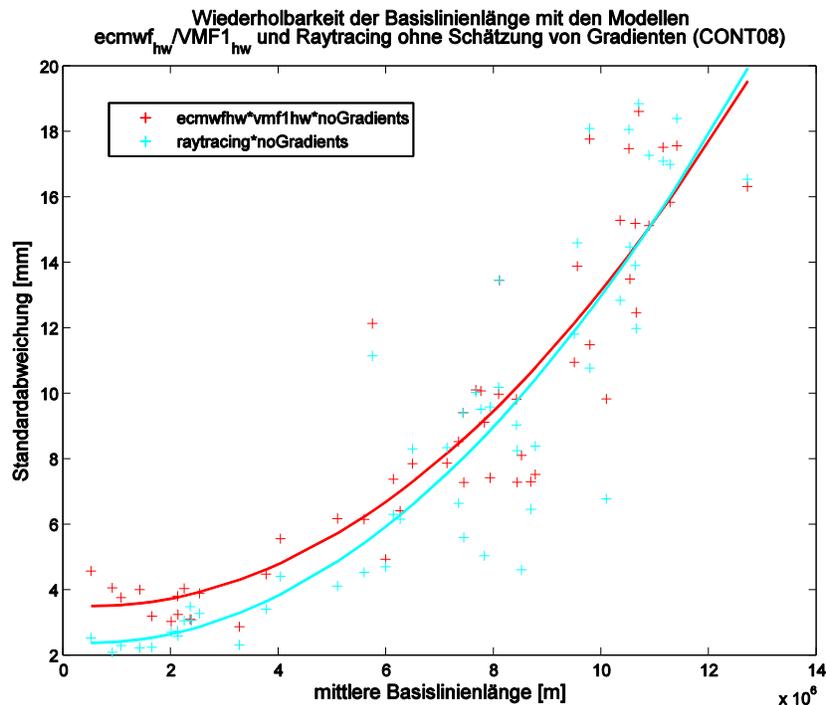


Abb. 31. Wiederholbarkeit von Basislinienlängen mit den Modellen $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ und direktem Raytracing ohne Schätzung von Gradienten bei der VLBI Auswertung. Die Basislinien Tsukub32-TIGO und Zelench-TIGO wurden in dieser Darstellung ausgenommen.

5.5 Signifikanztests

Für einen Signifikanztest und eine damit quantitative Aussage bezüglich der Güte der vorgestellten Modelle wird dem Ansatz von Petrov und Boy (2004) gefolgt (siehe auch Kapitel 4.6 zur allgemeinen Bestimmung des Koeffizienten R). Diesem entsprechend wurden verschiedene Serien von Basislinienlängen bestimmt. In jeder dieser Serien wurden die a priori troposphärischen Laufzeitverzögerungen mit einem der Modelle bestimmt und alle weiteren

Einstellungen der Auswertung analog vorgenommen. Auf diese Weise erhält man verschiedene Wiederholbarkeiten, wie sie auch in Kapitel 4.4 dargestellt werden. Subtrahiert man die quadrierten Wiederholbarkeiten zweier Serien erhält man den Term $\Delta\sigma^2$.

Der zweite für den Varianzreduktionskoeffizienten benötigte Teil (σ_m^2) beschreibt, wie sich die Änderung eines Modells auf die Basislinienlänge auswirkt. Dafür wurden mit `vie_sim`, dem Simulationsmodul der Vienna VLBI Software, theoretische Beobachtungen erzeugt, die dann mit dem zu vergleichenden Modell ausgewertet wurden. Um andere Effekte möglichst auszuschalten und rein die Differenz aufgrund der unterschiedlichen Troposphäre zu erhalten, wurden keine zusätzlichen Verzögerungen, keine Uhren und kein weißes Rauschen simuliert. Die damit erhaltenen künstlichen NGS Dateien wurden mit derselben Parametrisierung und dem anderen Modell der troposphärischen Laufzeitverzögerung ausgewertet. Die daraus erhaltenen Wiederholbarkeiten (Standardabweichungen) geben den Einfluss der unterschiedlichen Modelle auf die Basislinienlänge wieder. Werden die Standardabweichungen quadriert, erhält man den Term σ_m^2 , der in Gleichung (33) zur Berechnung des R-Wertes benötigt wird.

Da sich das Modell GPT/GMF_h am meisten von den anderen Modellen unterscheidet, wurde es für die Simulation und die Berechnung der R-Werte herangezogen.

Die Simulation mit dem Modell GPT/GMF_h und die Bestimmung der Varianzkoeffizienten R für jede Basislinie ist in Abb. 32 dargestellt. Da sich GPT/GMF_h (siehe Wiederholbarkeiten der Basislinienlänge, z.B. Abb. 14) relativ deutlich von den drei anderen Modellen unterscheidet, ist σ_m^2 groß und die R-Werte werden durch den größeren Nenner kleiner als jene bei der Simulation der anderen Modelle. Der Maximal- bzw. Minimalwert der R-Serien beträgt 5.7 und -6.0. Im Allgemeinen ist eine gute Übereinstimmung der drei Modelle erkennbar. Allerdings erkennt man an einigen Basislinien einen geringeren Wert der grünen Linie – dem Modell der Druckmessungen an der Station mit dem Saastamoinen Modell sowie der VMF1_h als Mapping Function keine besonders guten Werte. Besonders bei den 11 rechts dargestellten Basislinien sowie jenen mit TIGO Concepcion scheint dieses Modell Schwächen gegenüber den anderen beiden Modellen (ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} und ECMWF_h/VMF1_h) zu haben, die eine gute Übereinstimmung aufweisen. Dennoch liegt dieses Modell (Site/VMF1_h) bei 35 der 55 R-Werten voran. Vor allem bei jenen Basislinien, die nur geringe Unterschiede bei den R-Werten zeigen, setzt sich dieses Modell häufig durch. Als Beispiel dafür seien die Basislinien Tsukub32-Wetzell (die erste von links), Wetzell-Westford, Onsala-Ny Alesund, Ny Alesund-Kokee und Westford-Medicina genannt.

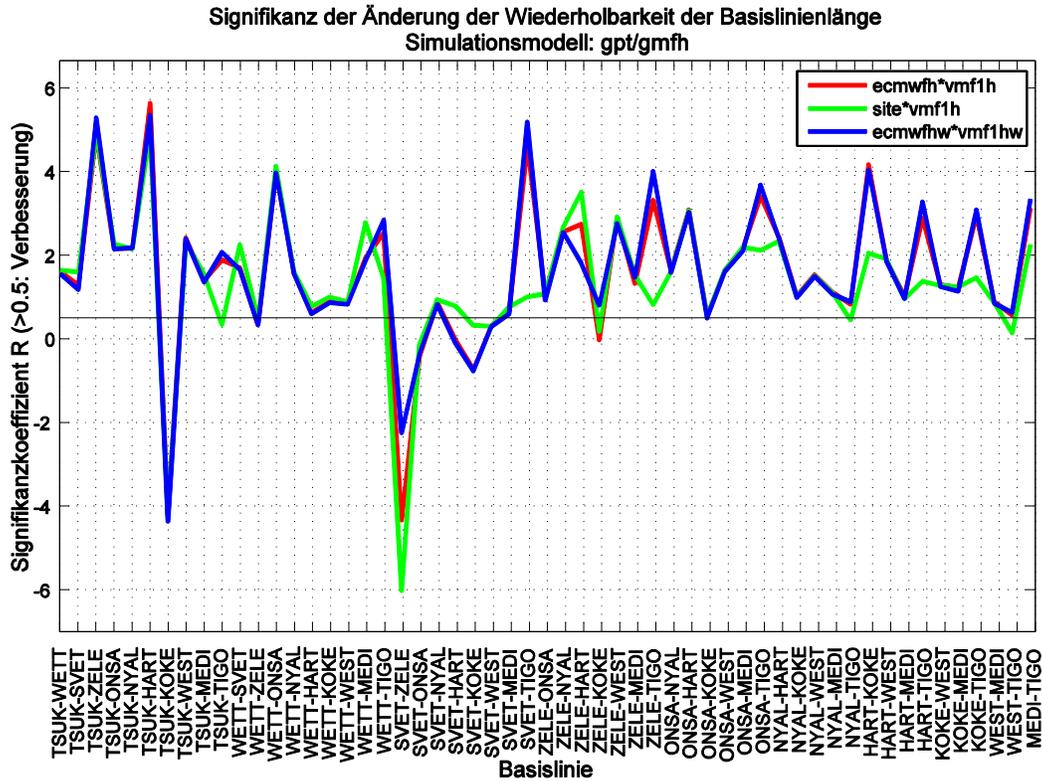


Abb. 32. Reduktion der Varianz R für die Basislinien des CONT08 Experiments für die Änderung der troposphärischen Modellierung von GPT/GMF_h zu den anderen Modellen (verschiedene Farben).

Um für jedes Modell einen möglichst aussagekräftigen Wert zu erhalten, wurden ein gewichtetes Mittel über alle Basislinien bestimmt. Das gewichtete Mittel der R-Werte vom Modell Site/VMF1_h zum simulierten GPT/GMF_h beträgt $R = 1.6 \pm 3.5 \cdot 10^{-4}$. Das Gewicht wurde dabei als reziproke Varianz berechnet:

$$w_i = \frac{1}{\sigma_i} \quad (34)$$

Die Modelle ECMWF_h/VMF1_h und ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} unterscheiden sich an den meisten Basislinien kaum. Trotz der guten Übereinstimmung dieser beiden Modelle sind doch leichte Vorteile des Modells mit Hinzunahme des feuchten Anteils der Troposphäre zu erkennen. Nur vier Basislinien zeigen den größten R-Wert beim Modell ECMWF_h/VMF1_h, 16 hingegen beim Modell ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}. Die gewichteten Mittelwerte betragen $R = 1.4 \pm 0.005$ (ECMWF_h/VMF1_h) bzw. $R = 1.7 \pm 8.7 \cdot 10^{-4}$ (ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}). Damit weist zwar das Site/VMF1_h Modell zwar die meisten Basislinien mit höchstem R-Wert auf, muss aber bei jenen mit besserer Modellierung durch ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} deutlicher zurückliegen, da dieses den größeren Mittelwert der R-Werte aufweist.

Auffällig erscheinen die unerwartet großen R-Werte, die den Wertebereich $[0, 1]$ deutlich verlassen. In Abb. 32 sind diese erkennbar und auch die gewichteten Mittelwerte weichen davon ab. Ein Grund dafür könnten die geringen Unterschiede der Modelle zueinander sein. Ähnliche Modelle liefern kleine σ_m^2 , und, da sie im Nenner stehen, vergrößern den Reduktionskoeffizienten R. Allerdings lassen sich die Werte nicht nur durch die geringen Unterschiede der Modelle erklären: Ein geringer Unterschied der Modelle führt auch zu kleinen Varianzdifferenzen, die R-Werte zwischen 0 und 1 liefern können. Nur bei bereits aus anderen Gründen verfälschten $\Delta\sigma^2$ -Werten, können ähnliche Modelle den R-Wert noch vergrößern.

Zur weiteren Untersuchung wurde für jede Basislinie die zur Berechnung des Varianzkoeffizienten benötigten Varianzen $\Delta\sigma^2$ und σ_m^2 bestimmt – sie sind in folgender Abb. 33 dargestellt.

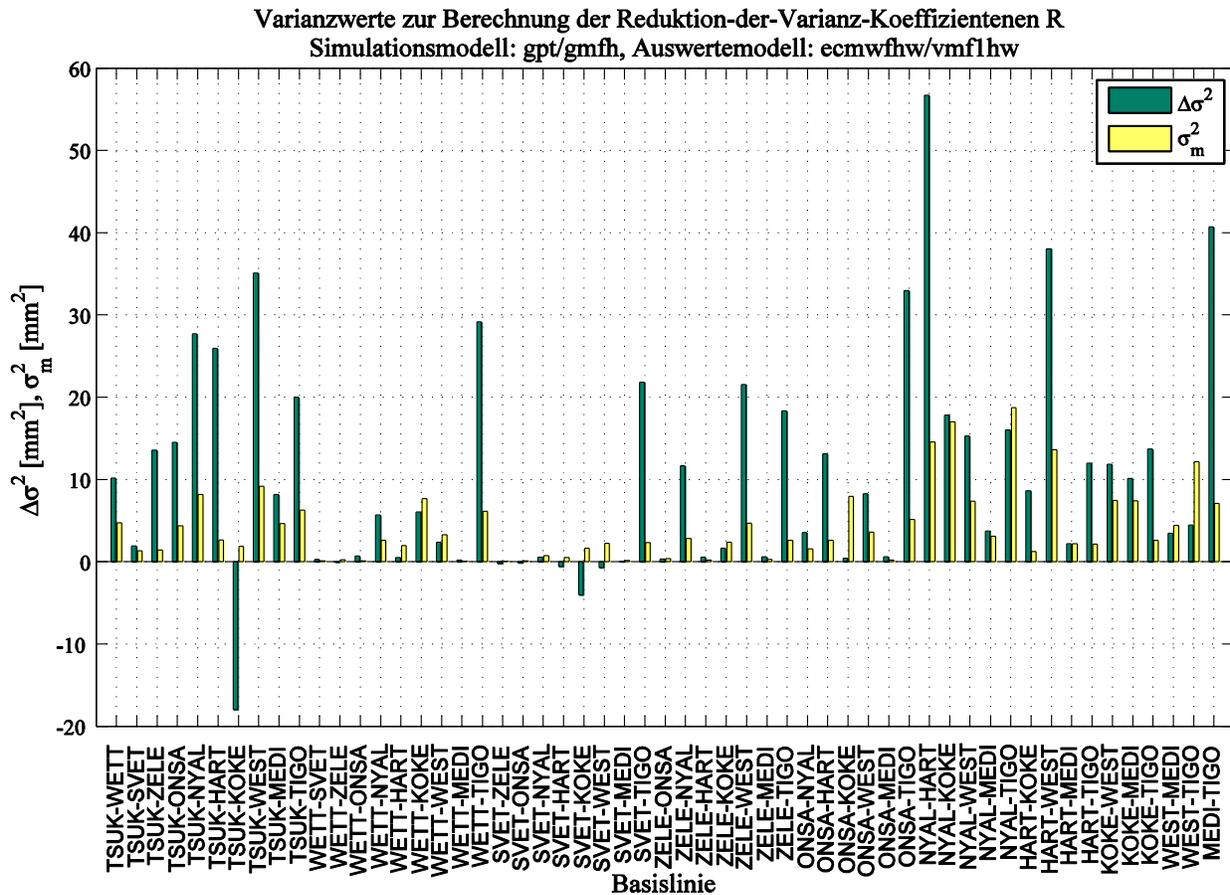


Abb. 33. Varianzwerte $\Delta\sigma^2$ und σ_m^2 für die Berechnung der Reduktionskoeffizienten R für jede Basislinie des CONT08-Experiments.

Fast alle Basislinien weisen große Unterschiede zwischen $\Delta\sigma^2$ und σ_m^2 auf, $\Delta\sigma^2$ ist deutlich größer. Theoretisch sollte $\Delta\sigma^2$ allerdings zwischen $-\sigma_m^2$ und σ_m^2 liegen. Die erwarteten

Unterschiede aufgrund der verschiedenen Modelle (σ_m^2) ist also geringer als die Varianzunterschiede der ausgewerteten Basislinienlängen. Das lässt weiters vermuten, dass in der Auswertung auch andere Unterschiede zu tragen kommen, die nicht direkt aus den Modellen stammen.

Bei der Auswertung der VLBI Sessions troposphärische Parameter (z.B. Gradienten oder Laufzeitverzögerungen) geschätzt, die sich aufgrund der a priori Informationen (aus den Modellierungsansätzen) zwar unterscheiden können, allerdings ist durch die in jedem Fall durchgeführte Schätzung das Ergebnis der R-Werte nicht sehr aussagekräftig. Im Vergleich dazu zeigen Petrov und Boy (2004) den Einfluss eines atmospheric pressure loading Modells auf die Reduktionskoeffizienten R. Das Signal dieses Effekts wird in der VLBI-Auswertung nicht geschätzt und dessen Einfluss ist größer als ein verändertes Laufzeitverzögerungsmodell. Dadurch werden aussagekräftigere R-Werte erhalten.

Sollte der Einfluss eines veränderten Modells auf die Wiederholbarkeit eine Genauigkeitssteigerung hervorrufen, lässt sich zwar der Schluss ziehen, dass das Modell zur aktuellen Parametrisierung genauer ist, ein Teil der Änderung könnte aber auch durch ein etwaiges Ausgleichen eines anderen fehlerbehafteten Modells entstehen.

Ebenfalls aussagekräftig und einfacher zu interpretieren ist die relative Verbesserung durch die Änderung des Modells. Diese wurde ebenfalls für den Vergleich vom Modell GPT/GMF_h zu einem der anderen berechnet. Die Serie für alle vorkommenden Basislinie ist in Abb. 34 dargestellt.

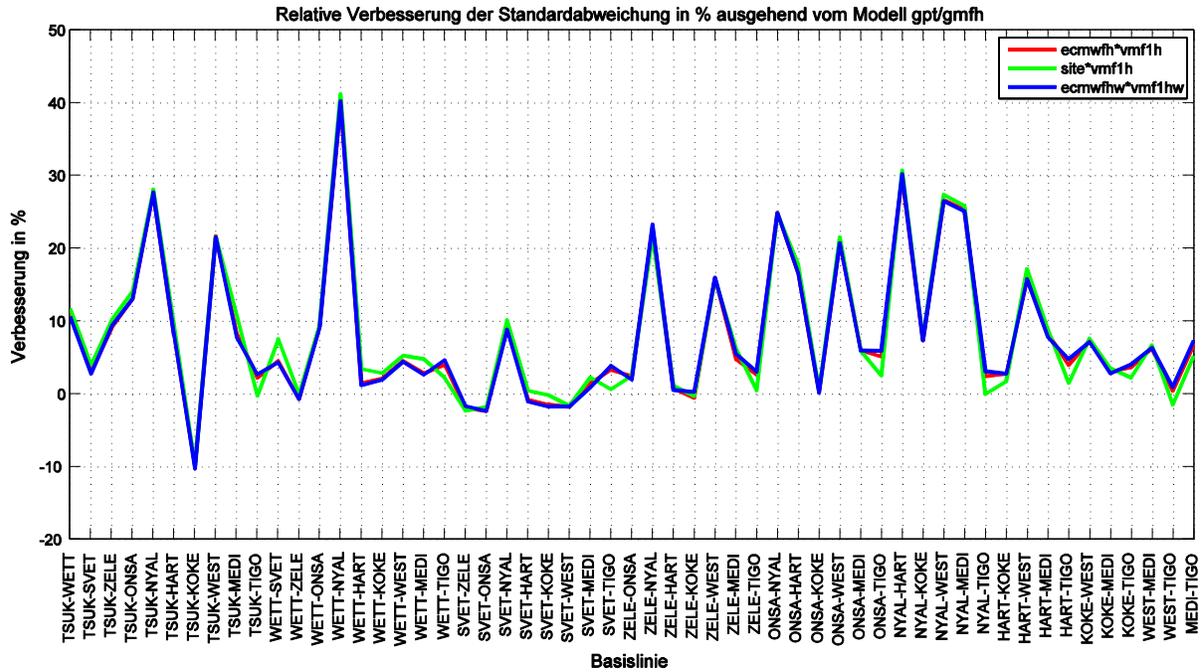


Abb. 34. Relative Verbesserungen durch Verwendung eines der dargestellten Modelle statt GPT/GMFh.

Zu sehen ist, wie erwartet, eine Verbesserung bei einem Großteil der Basislinien. Nur bei der Basislinien Tsukuba-Kokee Park ist ein deutlicher Genauigkeitsverlust von über 10% (10.2% beim Modell $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$) gegeben. Die Übereinstimmung der drei dargestellten Modelle ist groß, besonders bei den Modellen $ECMWF_h/VMF1_h$ und $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$. Die Durchschnittswerte der Verbesserungen sind in Tab. 14 angegeben.

Modell	Ø Verbesserung	verbesserte Basislinien	verschlechterte Basislinien
$ECMWF_h/VMF1_h$	8.0 %	47	8
$Site/VMF1_h$	8.1 %	45	10
$ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$	8.1 %	48	7

Tab. 14. Durchschnittliche relative Verbesserung, Anzahl verbesserter und Anzahl verschlechterter Basislinien durch Verwendung eines der angegebenen Modell statt GPT/GMF_h .

Die ähnliche Tendenz der drei Modelle zeigt sich auch in der Statistik in Tab. 14. Die durchschnittliche Verbesserung ist nahezu identisch (8.0% bis 8.1%). Bei der Anzahl der verbesserten bzw. verschlechterten Basislinien zeigen sich leichte Vorteile für das Modell aus VMF1 mit Hinzunahme des feuchten Anteils ($ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$). 48 Basislinien werden damit im Vergleich zu GPT/GMF_h besser modelliert. Im Vergleich zu $ECMWF_h/VMF1_h$ wird eine

weitere Basislinie mit $ECMWF_{hw}/VMF_{hw}$ verbessert. Das Modell mit Druckmessungen an der Station und Saastamoinen schätzt drei Basislinien weniger als $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ besser als GPT/GMF_h . Es zeigt sich also ein leichter Vorteil des Modells aus VMF1 im Vergleich zu den Druckmessungen an der Station mit Saastamoinen. Die Hinzunahme des feuchten Anteils verbessert die rein hydrostatische Laufzeitverzögerung zusätzlich noch gering.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Wie in Kapitel 2.5.1 vorgestellt, wurden alle in dieser Arbeit ausgeführten VLBI Auswertungen mit Verwendung von a priori Laufzeitverzögerungen aus externen Datensätzen und der Vienna VLBI Software (VieVS) durchgeführt. Bereits in den dargestellten Durchläufen zeigten sich einige Vorteile dieser Art der Datenaufteilung. Ein standardisiertes Datenformat erleichtert die Hinzunahme sowie den Austausch der Daten aus verschiedenen Modellen erheblich. Sollten verschiedene VLBI Gruppen bzw. Anwender unterschiedlicher Auswerteprogramme Modelldaten austauschen wollen, wird die Einführung der externen Datensätze umso mehr seine Vorteile zeigen können. Kleine Unterschiede in der Berechnung können so, zum Beispiel anhand der Wiederholbarkeiten der Basislinienlängen, sehr leicht untersucht werden. Es ist keine Implementierung des Algorithmus in der jeweiligen Software mehr nötig. Besonders die Verwendung des Raytracings wird durch externe Datensätze vereinfacht.

In dieser Arbeit wurden fünf Modelle zur Bestimmung der a priori Laufzeitverzögerung durch die Troposphäre verglichen, indem die Auswirkungen auf die Wiederholbarkeiten der Basislinienlängen untersucht wurden. Die beiden Modelle $ECMWF_h/VMF1_h$ und $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ wurden aus numerischen Wettermodellen abgeleitet. Sowohl der Zenitlaufzeitverzögerung als auch der Mapping Function (Vienna Mapping Function1) liegen Wetterdaten des ECMWF zugrunde. Das Modell Site/VMF1 nutzt ebenfalls die hydrostatische VMF1 als Mapping Function; die Zenitlaufzeitverzögerung wird aber aus Druckmessungen an der Station und aus dem Modell von Saastamoinen abgeleitet. Ein rein empirisches Modell wird bei der Kombination GPT/GMF_h verwendet. GPT ist ein globales Druck- und Temperaturmodell mit einer saisonalen Variation. Die Global Mapping Function stellt eine Glättung der VMF1 dar. Schließlich werden Daten aus direktem Raytracing herangezogen, um ebenfalls Wiederholbarkeiten abzuleiten.

Eine Aussage über die Güte der Modelle anhand der Wiederholbarkeiten zu treffen, ist im Allgemeinen schwierig. Anhand eines Ausgleichspolynoms ist zwar der Trend der Modelle zu erkennen, eine genauere Untersuchung ist aber in jedem Fall notwendig. Außerdem erschweren nahe zusammenliegende Kurven die Unterscheidung. Weiters kann es zu Problemen bei verschiedenen Basislinien oder Stationen kommen, die ein solches Polynom stark verfälschen. Problematisch sind unter anderem auch Stationen, die nur wenige Beobachtungen während einer Session ausgeführt haben, im CONT08 Experiment zum Beispiel TIGO Concepcion. Unter der geringen Anzahl an Werten leidet die Aussagekraft. Ebenfalls als sehr wichtig zeigt sich die Interpolation der VMF1 Koeffizienten, besonders für den feuchten Teil der Laufzeitverzögerung. Andererseits zeigt die Station Kokee Park auf Hawaii bei 7 von 10 Basislinien eine Verschlechterung der Wiederholbarkeit mit Interpolation. Eine genauere Untersuchung dieser überraschenden Erkenntnis könnte interessante Aufschlüsse geben. Unter Umständen ist die

lineare Interpolation nicht das geeignete Mittel um die VMF1 Koeffizienten zur jeweiligen Epoche zu bestimmen.

Der Vergleich zwischen $ECMWF_h/VMF1_h$ und $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ zeigt leichte Vorteile für das Modell mit Modellierung des feuchten Anteils. 29 Basislinien werden mit diesem besser geschätzt als das Modell mit rein hydrostatischer Laufzeitverzögerung (26 Basislinien zeigen ohne feuchten Anteil eine bessere Wiederholbarkeit). Der Unterschied dieser beiden Modelle ist allerdings sehr klein: Die durchschnittliche Verbesserung der 29 Basislinien des Modells $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ beträgt 0.05 mm, die durchschnittliche Verbesserung der 26 Basislinien des Modells $ECMWF_h/VMF1_h$ sogar nur 0.009 mm.

Das Modell GPT/GMF_h ist laut Statistik und Ausgleichspolynom das schwächste der fünf Modelle. Nur sechs der Basislinien werden mit diesem Modell am besten modelliert, 34 hingegen am schlechtesten. Die Ausgleichskurve zeigt im ganzen Basislinienlängenbereich den höchsten Wert der Wiederholbarkeit.

Betrachtet man die eben genannte Ausgleichskurve, weist Raytracing bei den längsten Basislinien die kleinste Standardabweichung, also die beste Wiederholbarkeit auf. Im mittleren Bereich fällt sie allerdings hinter die Modelle $ECMWF_h/VMF1_h$, $Site/VMF1_h$ und $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ zurück. Betrachtet man die Anzahl der Basislinien, die durch eines der Modelle am besten geschätzt werden, zeigt Raytracing mit 24 von 55 Basislinien den größten Wert. Auf der anderen Seite werden 18 Basislinien mit Raytracing am schlechtesten geschätzt. Im Vergleich dazu schätzt das im Allgemeinen schlechteste Modell (GPT/GMF_h) 34 Basislinien schlechter als die anderen Modelle. Das bedeutet, dass 52 der 55 Basislinien (95%) entweder mit Raytracing oder mit GPT/GMF_h am schlechtesten modelliert werden. Es modelliert also Raytracing entweder sehr gut oder sehr schwach. Dies zeigt auch die durchschnittliche Verbesserung bzw. Verschlechterung von Raytracing gegenüber dem nächstbesten bzw. besten Modell: 0.48 mm bzw. 0.88 mm. Trotz der vielen schlechten Basislinien gehört direktes Raytracing zu den genauesten Modellierungsmöglichkeiten.

Als ebenfalls sehr gutes Modell wird $Site/VMF1_h$ bestätigt. 20 Basislinien werden damit am besten, nur zwei am schlechtesten geschätzt. Die maximale Verbesserung zum nächstbesten Modell beträgt zwar nur 0.18 mm (im Mittel: 0.05 mm), dennoch liefert diese Kombination generell sehr gute Ergebnisse. Zusätzlich muss erwähnt werden, dass das Modell einige Probleme mit der Station TIGO Concepcion hat, ohne die das Modell wahrscheinlich noch deutlich besser abgeschnitten hätte.

Der Signifikanztest sollte dazu dienen, eine quantitative Aussage über die verschiedenen Modelle zu geben, indem man die Veränderungen in den Ergebnissen in Relation zu den Unterschieden der Modelle stellt. Dieses Kriterium sollte nur Werte zwischen 0 und 1 liefern. Allerdings gibt es positive Werte, die über diesen Bereich deutlich hinausgehen, und auch negative Werte. Mögliche Erklärungen werden in Kapitel 5.5 angegeben. Daher lässt sich auch nicht genau sagen, ob die Ergebnisse, die die Reduktion der Varianz liefert, aussagekräftig sind. Einige der bisher

erschienenen Publikationen, die den R-Koeffizienten zur Beurteilung heranziehen, verwenden eine Mindestanzahl (100) an Sessions pro Basislinie (Petrov und Boy, 2004). Vergleicht man diese Anzahl mit der Gesamtzahl der dieser Studie zugrunde liegenden Sessions (15), von denen nicht einmal alle die 55 Basislinien beobachten, ist es erklärbar, dass weniger aussagekräftige R-Werte erhalten werden. Trotz der gewählten Mindestanzahl an Sessions pro Basislinie, erhalten Petrov und Boy (2004) ebenfalls Werte außerhalb des erwarteten Bereichs ($[0; 1]$) (siehe Fig. 6 in Petrov und Boy (2004)). Niell und Petrov (2003) untersuchten die Auswirkungen auf die Wiederholbarkeiten bei Verwendung der IMF anstatt der NMF. Sie geben nicht die genaue Berechnung der Gewichte für das gewichtete Mittel an, wodurch die Nachvollziehbarkeit erschwert wird. Abgesehen davon ist das gewichtete Mittel eine gute Möglichkeit, Daten die nahe am Mittelwert liegen stark und ungewünschte Daten möglichst schwach zu gewichten. Damit wird auch die gewichtete Standardabweichung sehr klein (± 0.02 bei Niell und Petrov (2003) bzw. ± 0.04 bei Petrov und Boy (2004)), obwohl die Werte deutlich mehr streuen als es die angegebenen Werte vermuten lassen. Der publizierte gewichtete Mittelwert und die gewichtete Standardabweichung von Petrov und Boy (2004) betragen 0.97 ± 0.04 . Dieselben Werte ohne Gewichtung sind 0.83 ± 0.7 (Daten aus dem Histogramm (Fig. 6) entnommen).

Die Signifikanztests wurden nur mit den vier Modellen $ECMWF_h/VMF1_h$, $Site/VMF1_h$, GPT/GMF_h und $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ durchgeführt.

Die Ergebnisse der Reduktion der Varianztests werden in Tab. 15 zusammengefasst.

ausgewertet ↓simuliert	$ECMWF_h/VMF1_h$	$Site/VMF1_h$	GPT/GMF_h	$ECMWF_h/VMF1_h$
$ECMWF_h/VMF1_h$		R $= 2.1 \pm 4.5 \cdot 10^{-5}$	R = -0.5 ± 0.0058	R = 9.0 ± 2.5
$Site/VMF1_h$	R = -1.1 ± 0.27		R = -0.36 ± 0.0014	R = -0.9 ± 0.4
GPT/GMF_h	R = 1.4 ± 0.005	R = $1.6 \pm 3.5 \cdot 10^{-4}$		R = $1.7 \pm 8.7 \cdot 10^{-4}$
$ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$	R = -7.3 ± 2.7	R = 2.2 ± 0.4	R $= -0.4 \pm 1.4 \cdot 10^{-4}$	

Tab. 15. Zusammenfassung der Reduktion-der-Varianz-Koeffizienten R. In der ersten Spalte stehen die Modelle, die zur Simulation verwendet wurden, also jene, die mit den drei anderen Modellen verglichen werden sollen. In den restlichen Spalten werden die Modelle angegeben, mit denen die Auswertung durchgeführt wurde. Die R-Werte beschreiben also die Signifikanz der Änderung vom Modell in der ersten Spalte zum Modell in der ersten Zeile (Verbesserung: > 0.5).

Das Modell $Site/VMF1_h$ ist das einzige mit einer Verbesserung zu allen anderen Modellen. $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ weist Werte $> 0,5$ für GPT/GMF_h und $ECMWF_h/VMF1_h$ auf. Nur GPT/GMF_h zeigt signifikante Verschlechterungen zu allen anderen drei Modellen. Die stark erhöhten Werte beim Vergleich zwischen $ECMWF_h/VMF1_h$ und $ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ sind wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass sich diese beiden Modelle sehr ähnlich sind und leichte Vorteile für das Modell mit Hinzunahme des feuchten Anteils bestehen. Das hieraus resultierende gute Ergebnis ist auch in der Statistik der Wiederholbarkeit zu finden: 32 der 55

Basislinien werden, betrachtet man nur diese vier Modelle, am besten durch Site/VMF1_h geschätzt, 15 durch ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}. Dennoch sollte hier ebenfalls erwähnt werden, dass eine genauere Untersuchung, etwa bei Korrelationen mit der Basislänge oder bei Problemen eines Modells bei gewissen Stationen, durchgeführt werden sollte.

7 Literaturverzeichnis

Ahrens, C. D. (2007). *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment* (8. Edition).

Astronomy and Astrophysics Survey Committee, Board on Physics and Astronomy, National Research Council. (1991). *The decade of discovery in astronomy and astrophysics*. National Academies Press.

Baver, K. (1. Juni 2010). *Mark-5 VLBI Analysis Software Calc/Solve*. Abgerufen am 5. Oktober 2010 von <http://gemini.gsfc.nasa.gov/solve/>

Bevis, M., Businger, S., und Chiswell, S. (März 1994). *GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water*. *Journal of Applied Meteorology* (33), S. 379-386.

Böhm, J. (2004). *Troposphärische Laufzeitverzögerungen in der VLBI*. *Geowissenschaftliche Mitteilungen* (68).

Böhm, J., und Schuh, H. (2007). *Troposphere gradients from the ECMWF in VLBI analysis*. *Journal of Geodesy*, Volume 81 , Numbers 6-8, S. 403-408.

Böhm, J., und Schuh, H. (2004). *Vienna Mapping Functions in VLBI Analyses*. *IVS General Meeting Proceedings* , S. 277-281.

Böhm, J., Heinkelmann, R., und Schuh, H. (2007). *Short Note: A global model of pressure and temperature for geodetic applications*. *Journal of Geodesy*, Volume 81, Number 10 (doi:10.1007/s00190-007-0135-3), S. 679-683.

Böhm, J., Niell, A., Tregoning, P., und Schuh, H. (2006a). *Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data*. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L07304 (doi:10.1029/2005GL025546).

Böhm, J., Spicakova, H., Plank, L., Teke, K., Pany, A., Wresnik, J., Englich, S., Nilsson, T., Schuh, H., Hobiger, T., Ichikawa, R., Koyama, Y., Gotoh, T., Kubooka, T., und Otsubo, T. (24.-25. März 2009). *Plans for the Vienna VLBI Software VieVS*. *Proceedings of the 19th European VLBI for Geodesy and Astrometry Working Meeting* .

Böhm, J., Werl, B., und Schuh, H. (2006b). Troposphere mapping functions for GPS and VLBI from ECMWF operational analysis data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, B02406 (doi:10.1029/2005JB003629).

Campbell, J., Nothnagel, A., und Schuh, H. (1992). Die Radiointerferometrie auf langen Basen (VLBI) als geodätisches Meßverfahren höchster Genauigkeit. *AVN* (11-12), S. 484-502.

Davis, J. L., Herring, T. A., Shapiro, I. I., Rogers, A. E., und Elgered, G. (November-December 1985). Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimation of baseline length. *Radio Science*, Volume 20, Number 6 , S. 1593-1607.

Fey, A. L., Gordon, D., und Jacobs, C. S. (2009). The Second Realization of the International Celestial Reference Frame by Very Long Baseline Interferometry. *IERS Technical Note No. 35* , 82-83.

Fortin, M.-J., und Dale, M. (2005). *Spatial Analysis*. Cambridge University Press.

Geodätisches Observatorium Wettzell. Abgerufen am 3. Oktober 2010 von http://www.fs.wettzell.de/VLBI/techsp_d.html

Gipson, J. (2009). *VLBI Data Structures*. IVS-WG4.

Hobiger, T. (2006). VLBI as a tool to probe the ionosphere. *Geowissenschaftliche Mitteilungen* (75).

Hobiger, T., Böhm, J., und Schuh, H. (2002). Determination of Ionospheric Parameters by Geodetic VLBI. *IVS General Meeting Proceedings* .

Hobiger, T., Ichikawa, R., Koyama, Y., und Kondo, T. (2008). Fast and accurate ray-tracing algorithms for real-time space geodetic applications using numerical weather models. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, No. D203027 (doi:10.1029/2008JD010503).

Holm, D. D. (2008). *Geometric Mechanics Part I: Dynamics and Symmetry*. London: Imperial College Press.

Infrared Processing and Analysis Center, JPL, NASA. Abgerufen am 11. November 2010 von http://ipac.jpl.nasa.gov/spitzerSite_backup.20031218/Media/guides/images/transmission.jpg

IVS. CONT08: Continuous VLBI Campaign 2008. Abgerufen am 11. Oktober 2010 von <http://ivs.nict.go.jp/mirror/program/cont08/>

Lanyi, G. (1984). Tropospheric Delay Effects in Radio Interferometry. TDA Progress Report 42-78, S. 152-159.

Lee, L.-C., Rocken, C., und Kursinski, R. (2001). Applications of Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate. Springer, New York.

MacMillan, D. S. (16. April 2007). Präsentation: Determination of Reference Frame Scale with VLBI.

MacMillan, D. S. (2003). Quasar Apparent Proper Motion Observed by Geodetic VLBI Networks. (J. Romney, und M. Reid, Hrsg.) Future Directions in High Resolution Astronomy: The 10th Anniversary of the VLBA, ASP Conference Proceedings (340), S. 477-481.

Nafisi, V., Urquhart, L., Santos, M. C., Nievinski, F. G., Böhm, J., Wijaya, D. D., Schuh, H., Ardalán, Alireza A., Hobiger, T., Ichikawa, R., Zus, F., Wickert, J. und Gegout, P. (2011). Benchmarking ray-traced tropospheric delays (unpublished).

Niell, A. E. (2000). Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS. Earth Planets Space (52), S. 699-702.

Niell, A. E., und Petrov, L. (2-4. April 2003). Using a Numerical Weather Model to Improve Geodesy, in Proceedings: The State of GPS Vertical Positioning Precision: Separation of Earth Processes by Space Geodesy, April 2-4, 2003, Luxembourg, 2003.

Nilsson, T., Haas, R., und Elgered, G. (12-13. April 2007). Simulations of atmospheric path delays using turbulence models. Proceedings of the 18th European VLBI for Geodesy and Astrometry Working Meeting, S. 175-180.

Pany, A., Böhm, J., MacMillan, D., Schuh, H., Nilsson, T., und Wresnik, J. (2011). Monte Carlo simulations of the impact of troposphere, clock and measurement errors on the repeatability of VLBI positions. Journal of Geodesy, Vol. 85, Number 1, S. 39-50, doi: 10.1007/s00190-010-0415-1

Paris, D. T., und Hurd, F. K. (1969). Basic Electromagnetic Theory. New York.

Petrov, L., und Boy, J.-P. (2004). Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, B03405 (10.1029/2003JB002500).

Saastamoinen, J. (1972). Atmospheric Correction for the Troposphere and Stratosphere in Radio Ranging of Satellites The use of artificial satellites for geodesy, *Geophys. Monogr. Ser. 15*, Amer. Geophys. Union, S. 274-251.

Schuh, H. (5-9. Oktober 1998). Contributions of VLBI to Space Geodesy. Towards an Integrated Global Geodetic Observing System (IGGOS) , S. 33-40.

Schuh, H. (2000). Geodetic Analysis Overview. *IVS General Meeting Proceedings* , S. 219-229.

Smith, E. K., und Weintraub, S. (1953). The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies. *Proceedings of the I.R.E.* 41, S. 1035-1037.

Snajdrova, K., Böhm, J., Willis, P., Haas, R., und Schuh, H. (2006). Multi-technique comparison of tropospheric zenith delays derived during the CONT02 campaign. *Journal of Geodesy* , S. 613-623, doi: 10.1007/s00190-005-0010-z.

Sovers, O. J., Jacobs, C. S., und Lanyi, G. E. (2004). MODEST: a Tool for Geodesy and Astrometry. *IVS General Meeting Proceedings* , S. 272-276.

Thayer, G. D. (1967). A rapid and accurate ray tracing algorithm for a horizontally stratified atmosphere. *Radio Science*, 1 , S. 249-252.

Tipler, P. A., und Mosca, G. (2004). *Physik für Wissenschaftler und Ingenieure*. Spektrum.

Titov, O. (2009). A new estimator for VLBI baselines length repeatability. *Journal of Geodesy*, Vol. 83, Number 11 (doi: 10.1007/s00190-009-0322-5), S. 1041-1049.

Titov, O., Tesmer, V., und Böhm, J. (2004). Occam v.6.0 Software for VLBI Data Analysis. *IVS General Meeting Proceedings* , S. 267-271.

World Meteorological Organization. (1988). *Technical Regulations, General Meteorological Standards and Recommended Practices*. Schweiz.

Wresnik, J. (22-23. April 2005). Thermal deformation of VLBI antennas. EVGA Working Meetings , S. 45-50.

Wresnik, J., Haas, R., Böhm, J., und Schuh, H. (2007). Modeling thermal deformation of VLBI antennas with a new temperature model. Journal of Geodesy, Vol. 81 (doi: 10.1007/s00190-006-0120-2), S. 423-431.

Anhang A

Im Folgenden werden die Spezifikationen zur Erstellung von externen Troposphären­daten angegeben (Quelle: ftp://gemini.gsfc.nasa.gov/pub/vmf_tot/, besucht am 5.10.2010). Allerdings ist darauf hinzuweisen, dass diese Dokumentation der VLBI Gruppe vom NASA Goddard Space Flight Center fehlerbehaftet ist. Etwa bei der Feldbeschreibung des „A-records“, die in den Daten zu „O-records“ werden, folgt auf Spalte 3 Spalte 14. Ebenso besitzen die letzten beiden Felder dieses Blocks die gleiche Beschreibung – das letzte Feld soll aber „Partial derivative of the slanted path delay wrt the tilt of the the direction of the atmosphere symmetry in east direction“ heißen.

```
TROPO_PATH_DELAY Exchange format v 1.1 2008.03.20
# Specifications of TROPO_PATH_DELAY Exchange format.
# ~~~~~
#
# TROPO_PATH_DELAY format is for
# 1) providing a template for computation of slanted path delay
in the
# troposphere as well as its partial derivatives in the
direction
# of the symmetry axis of the atmosphere and partial
derivatives
# on directions of that axis, and
#
# 2) for distributing results of variations.
#
# A file in TROPO_PATH_DELAY format consists of records of
variable length
# in ASCII coding. The records are separated by a character with
decimal
# code 13. The records are grouped into sections. Sections follow
# in this order:
#
# 1) Header record -- the first record should have a signature:
# TROPO_PATH_DELAY Format version of
2007.10.04
#
# The header record allows to distinguish a
valid
```

ANHANG A

```
#           file in the TROPO_PATH_DELAY  format from
files
#           in other formats.
#
# 2) E-records section
#   E-record  has letter E in the first field. It specified the
experiment
#           name.
#
# 3) H-records section
#   H-record  has letter H in the first field. It specified the
secondary
#           experiment name.
#
# 4) M-records section
#   M-record  has letter a in the first field. The M record
keeps the
#           model identifier.
#
# 5) U-records section
#   U-record  has letter U in the first field. The U instructs
analysis
#           software how to use the data. Analysis software
may
#           override this recommendation.
#
#
# 6) S-records section
#   S-record  has letter S in the first field. It defines a name
#           and coordinates of each Site. A Site cannot be
defined
#           more than once.
#
# 7) O-records section
#   O-record  has letter O in the first field. It defines
#           circumstances of the observation: the time tag,
Site ID,
#           azimuth and elevation in the local topocentric
coordinate
```

ANHANG A

```
#           system surface atmospheric pressure and air
temperature,
#           slanted path delay and its partial derivatives.
#
# 8) Trailer record -- the last record is the same as the header
record.
#
# Records which start from # character are considered as
comments.
#
#
# Format of a U-record:
#
# Field  1:1   A1    -- Record ID. Should be letter U (decimal
code 85).
# field  2:2   a1    delimiter: blanks.
# Field  4:67  A64   -- a 64 characters long string with keywords
separated
#
#           by blank. Recognized keywords:
#           ZEN  -- interpreted the field "slanted
path delay"
#
#           as Zenit path delay and use it.
#           SLANT -- use slanted path delay
#           DERZ  -- use partial derivative with
respect to the
#
#           Zenit path delay
#           DERN  -- use partial derivative with
respect to the
#
#           tilt of the atmosphere symmetry
axis in the
#
#           north direction.
#           DERE  -- use partial derivative with
respect to the
#
#           tilt of the atmosphere symmetry
axis in the
#
#           east direction.
#           NONE  -- defaults to SLANT DERZ
#
# Format of an S-record:
```

ANHANG A

```
# -----  
#  
# Field 1:1 A1 -- Record ID. Should be letter S (decimal  
code 83).  
# field 2:2 a1 delimiter: blanks.  
# Field 4:11 A8 -- 8-letter long Site identifier. May  
contain  
# any characters with decimal codes 32-255,  
but  
# blanks are allowed only at the end of the  
Site  
# identifier. This Site identifier should  
be unique  
# among S-records. This field should not  
# necessarily have a special meaning.  
Parsing  
# software should not try to interpret it.  
# field 12:13 a2 delimiter: blanks.  
# Field 14:26 F13.4 -- X Site coordinate in a crust fixed  
reference  
# frame. Units: meters.  
# field 27:27 a1 delimiter: blank.  
# Field 28:40 F13.4 -- Y Site coordinate in a crust fixed  
reference  
# frame. Units: meters.  
# field 27:27 a1 delimiter: blank.  
# Field 42:54 F13.4 -- Z Site coordinate in a crust fixed  
reference  
# frame. Units: meters.  
# field 55:56 a2 delimiter: blanks.  
# Field 57:64 F8.4 -- Site geocentric latitude, positive to  
north,  
# in degrees. This field is for information  
only.  
# Parsing software MUST ignore it.  
# field 65:65 a1 delimiter: blank.  
# Field 66:73 F8.4 -- Site longitude, positive towards east,  
# in degrees. This field is for information  
only.
```

ANHANG A

```
# Parsing software MUST ignore it.
# field 74:74 a1 delimiter: blank.
# Field 75:80 F6.1 -- Site height above the reference ellipsoid
in
# meters. This field is for information
only.
# Parsing software MUST ignore it.
#
# Format of a A-record:
# -----
#
# Field 1:1 A1 -- Record ID. Should be letter A (decimal
code 68).
# field 2:3 a2 delimiter: blanks.
# Field 14:23 A2 -- Experiment name
# field 24:24 a1 delimiter: blanks.
# Field 25:46 A1 -- Calendar date in TAI in YYYY.MM.DD-
hh:mm:ss.s format
# Calendar date format:
# field 1:4 -- I4 Year
# field 5:5 -- a1 delimiter: .
# field 6:7 -- I2 Month of the year
# field 8:8 -- a1 delimiter: .
# field 9:10 -- I2 Day of the month
# field 11:11 -- a1 delimiter: -
# field 12:13 -- I2 Hour
# field 14:14 -- a1 delimiter: :
# field 15:16 -- I2 Minute
# field 17:17 -- a1 delimiter: :
# field 18:21 -- F4.1 Seconds part
# field 47:48 a2 delimiter: blank.
# Field 49:56 A8 -- Site identifier
# in TAI, in seconds. This field is for
# information only. Parsing software
MUST ignore it.
# field 57:58 a2 delimiter: blanks.
# Field 59:67 F9.5 -- Azimuth in degrees.
# field 68:68 a1 delimiter: blanks.
# Field 69:76 F8.5 -- Elevation in degrees.
```

ANHANG A

```
# field 77:78    a2          delimiter: blanks.
# Field 79:84    F6.1      -- Surface atmospheric pressure in mbars
# field 85:85    a1          delimiter: blanks.
# Field 86:90    F5.1      -- Surface air temperature in degrees
Celsius.
# field 91:92    a2          delimiter: blanks.
# Field 93:107   1PD15.7 -- Slanted path delay in seconds of time.
# field 108:108  a1          delimiter: blanks.
# Field 109:123  1PD15.7 -- Partial derivative of the slanted path
delay wrt
#
#               to the slanted path delay in the
direction of the
#
#               atmosphere symmetry. This direction is
usually
#
#               close to the Zenit.
# field 124:124  a1          delimiter: blanks.
# Field 125:139  1PD15.7 -- Partial derivative of the slanted path
delay wrt
#
#               the tilt of the the direction of the
atmosphere
#
#               symmetry in north direction. Units:
seconds of time.
# field 140:140  a1          delimiter: blanks.
# Field 141:155  1PD15.7 -- Partial derivative of the slanted path
delay wrt
#
#               the tilt of the the direction of the
atmosphere
#
#               symmetry in north direction. Units:
seconds of time.
#
# Comments:
# -----
#
# 1. Site IDs in this files are ARBITRARY. They do not have any
meaning
#      and are for internal labeling only. Parsing software
SHOULD NOT
#      try to use and match them against common station names.
```

ANHANG A

Site coordinates should be used for matching stations
within the
area of validity defined in record A.

2. 0-records must be sorted in the order of increasing time
epochs.
#

Anhang B

Simulation Modell ECMWF_h/VMF1_h

Die folgende Abbildung (Abb. 35) zeigt den Verlauf der R-Werte für alle Basislinien von CONT08. Für diese Serie wurde eine Änderung der Modellierung durch ECMWF_h/VMF1_h zu den drei anderen Modellen durchgeführt. Auffallend sind dabei die sehr großen Werte, die den angenommenen Wertebereich für R ([0; 1]) deutlich verlassen. Besonders der Vergleich mit ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} zeigt Werte von -25 bis 86. Auch die Berechnung mit den Modellen Site/VMF1_h und GPT/GMF_h zeigt R-Werte von -13 bis 19 bzw. -5 bis 8. Zur Gänze lassen sich diese Abweichungen nicht erklären, einige Vermutungen können aber dennoch angestellt werden: Einen nicht unbedeutenden Einfluss haben wahrscheinlich die sehr kleinen σ_m^2 -Werte aufgrund der sehr geringen Unterschiede zwischen den Modellen. Besonders die beiden Modelle ECMWF_h/VMF1_h und ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} liegen sehr nahe beisammen und dessen R-Werte liegen auch deutlich über den R-Werten der anderen Modellierungen. Das empirische GPT/GMF_h unterscheidet sich sowohl in der Bestimmung der Zenitlaufzeitverzögerung als auch in der Mapping Function, was sich auch in der Wiederholbarkeit widerspiegelt.

Das Modell GPT/GMF_h weist bis auf wenige Ausnahmen Werte unter 0,5 auf, was auf eine Verschlechterung der Wiederholbarkeiten hinweist. Nur bei den folgenden Basislinien liegt eine Verbesserung durch GPT/GMF_h im Vergleich zu ECMWF_h/VMF1_h vor: Tsukub-Kokee Park, Wettzell-Zelenchk, Svetloe-Zelenchk, Svetloe-Onsala, Svetloe-Hartrao, Svetloe-Kokee Park, Svetloe-Westford und Zelenchk-Kokee Park. Die entscheidenden Stationen sind hier also Svetloe, Kokee und Zelenchk, von denen mindestens eine an jeder Basislinie eine Rolle spielt. Diese Ergebnisse sind kompatibel zu jenen aus den Wiederholbarkeiten abgeleiteten. Das über alle Basislinien gewichtete Mittel der R-Werte beträgt $R = -0,5 \pm 0,0058$.

Es gibt 17 Basislinien, die mit Site/VMF1_h schlechter geschätzt werden als mit ECMWF_h/VMF1_h ($R < 0,5$). Bei zehn Basislinien davon (59%) ist TIGO Concepcion beteiligt. Auch die Wiederholbarkeiten lassen schlechte Schätzungen der Laufzeitverzögerung des Modells Site/VMF1_h an der chilenischen Station vermuten. Abgesehen davon ist die große Mehrzahl der Reduktionen R größer als 0,5. Das gewichtete Mittel der Serie beträgt (Site/VMF1_h statt ECMWF_h/VMF1_h) $R = 2,1 \pm 4,5 \cdot 10^{-5}$.

Aus dem Vergleich der R-Werte von ECMWF_h/VMF1_h nach ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} lassen sich ebenfalls einige interessante Schlüsse ziehen. Betragsmäßig große Werte entstehen wahrscheinlich unter anderem durch die geringen Unterschiede dieser beiden Modelle (siehe Kapitel 5.5, Absatz 3). Die sieben größten Peaks der (blauen) R-Werte sind Basislinien mit TIGO Concepcion. Auch bei geringeren R-Werten an anderen Stationen sind die Basislinien mit TIGO relativ gesehen sehr gut geschätzt. Zum Beispiel sind die ersten zehn Basislinien jene von Tsukub32 ausgehend. Die Basis nach TIGO Concepcion zeigt einen deutlich positiven Ausreißer beim R-Wert im Vergleich zu eher durchschnittlichen Werten von anderen Stationen. Ebenfalls

große R-Werte zeigen sich bei Wetzell-TIGO, Svetloe-TIGO, Onsala-TIGO, Ny Alesund-TIGO, Hartrao-TIGO und Medicina-TIGO. Das gewichtete Mittel beträgt ($ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$ statt $ECMWF_h/VMF1_h$) $R = 9,0 \pm 2,5$.

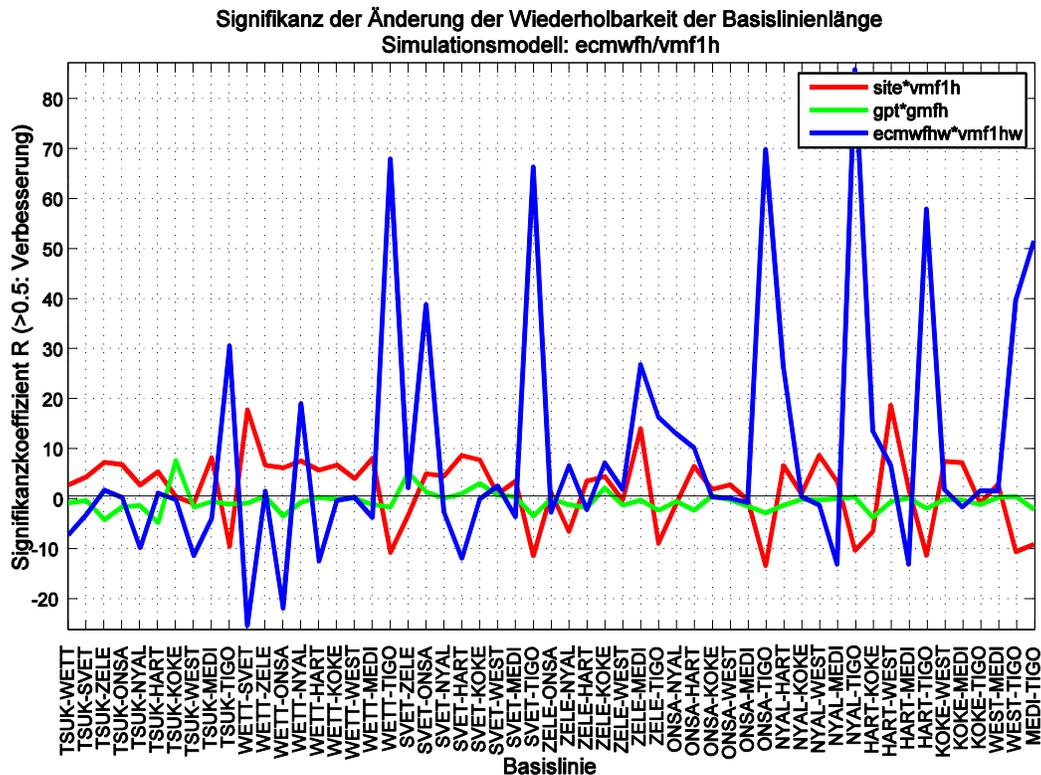


Abb. 35. Reduktion der Varianz R für die Basislinien des CONT08 Experiments für die Änderung der troposphärischen Modellierung von $ECMWF_h/VMF1_h$ zu den anderen Modellen (verschiedene Farben).

Im theoretischen Modell des R-Koeffizienten müsste der Zähler ≥ 0 sein, unabhängig vom Absolutbetrag des Nenners. Im Vergleich zwischen $ECMWF_h/VMF1_h$ zu den anderen Modellen sind 17 ($Site/VMF1_h$), 35 (GPT/GMF_h) bzw. 21 ($ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}$) der 55 Zähler (je ein Wert pro Basislinie) negativ. Da der Nenner positiv ist, ergeben sich daraus negative R-Werte, die eigentlich nicht vorkommen dürften.

Simulation Modell $Site/VMF1_h$

Bei der Simulation mit Verwendung des Modells $Site/VMF1_h$ erhält man die R-Serien wie in Abb. 36 dargestellt.

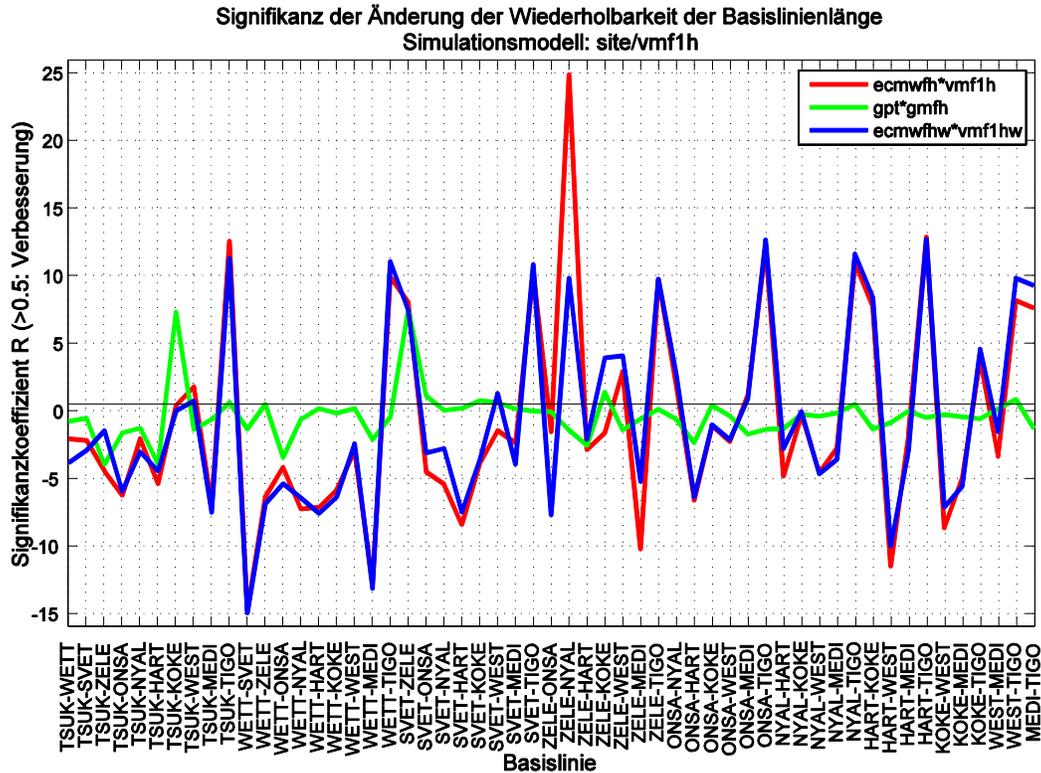


Abb. 36. Reduktion der Varianz R für die Basislinien des CONT08 Experiments für die Änderung der troposphärischen Modellierung von Site/VMF_{1h} zu den anderen Modellen (verschiedene Farben).

Die R-Werte der Auswertung mit dem Modell GPT/GMF_h zeigen mit wenigen Ausnahmen Werte kleiner als 0,5, was auf eine Verbesserung des Simulationsmodells (Site/VMF_{1h}) hinweist. Nur bei den Basislinien von Tsukub32 nach Kokee und von Svetloe nach Zelench liegen hohe Werte zwischen 7,3 und 7,6 vor. Das gewichtete Mittel dieser R-Serie beträgt $R = -0,36 \pm 0,0014$. Das Modell von Saastamoinen verbessert also die Werte der Wiederholbarkeiten signifikant.

Die erwartete Ähnlichkeit zwischen den Modellen aus numerischen Wetterdaten mit und ohne feuchter Laufzeitverzögerung (ECMWF_{hw}/VMF_{1hw} und ECMWF_h/VMF_{1h}) ist ebenfalls in dieser Abbildung erkennbar. Bessere R-Werte sind im Allgemeinen für ECMWF_{hw}/VMF_{1hw} zu sehen. Nur bei der Basislinie Zelench-Ny Alesund hat die Lösung ECMWF_h/VMF_{1h} einen deutlich höheren R-Wert. Das gewichtete Mittel für die beiden Modelle ECMWF_{hw}/VMF_{1hw} sowie ECMWF_h/VMF_{1h} beträgt $R = -0,9 \pm 0,4$ bzw. $R = -1,1 \pm 0,27$. Die bessere Modellierung scheint auch hier das Modell mit Hinzunahme des feuchten Anteils zu liefern, obwohl beide Werte negativ sind. Das weist auf eine Verschlechterung im Vergleich zu Site/VMF_{1h} hin.

Wieder erkennbar ist die scheinbare Schwäche des Modells Site/VMF_{1h} bei TIGO Concepcion. 9 der 11 größten Werte der R-Serie in Abb. 36 zeigen Basislinien mit dieser Station.

Simulation Modell ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}

Sehr große R-Werte sind in Abb. 37 erkennbar. Sie zeigt die Simulation mit ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}. Die großen Werte stammen aus der Auswertung mit dem Modell ohne feuchten Anteil (ECMWF_h/VMF1_h). Wahrscheinlich sind diese Werte unter anderem wieder durch die Ähnlichkeit der Modelle entstanden. GPT/GMF_h weist im Allgemeinen Werte unter 0,5 auf, die auf eine Verschlechterung im Vergleich zu ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} hinweisen. Die Reduktion der Varianz für das Modell Site/VMF1_h zeigen sowohl Werte größer als auch kleiner 0,5. Wieder ist bei vielen Basislinien, die kleine R-Werte aufweisen, TIGO Concepcion beteiligt. Die Mehrzahl der Basislinien (65%, 36 von 55) zeigen allerdings Vorteile für das Modell Site/VMF1_h im Vergleich zu ECMWF_{hw}/VMF1_{hw}.

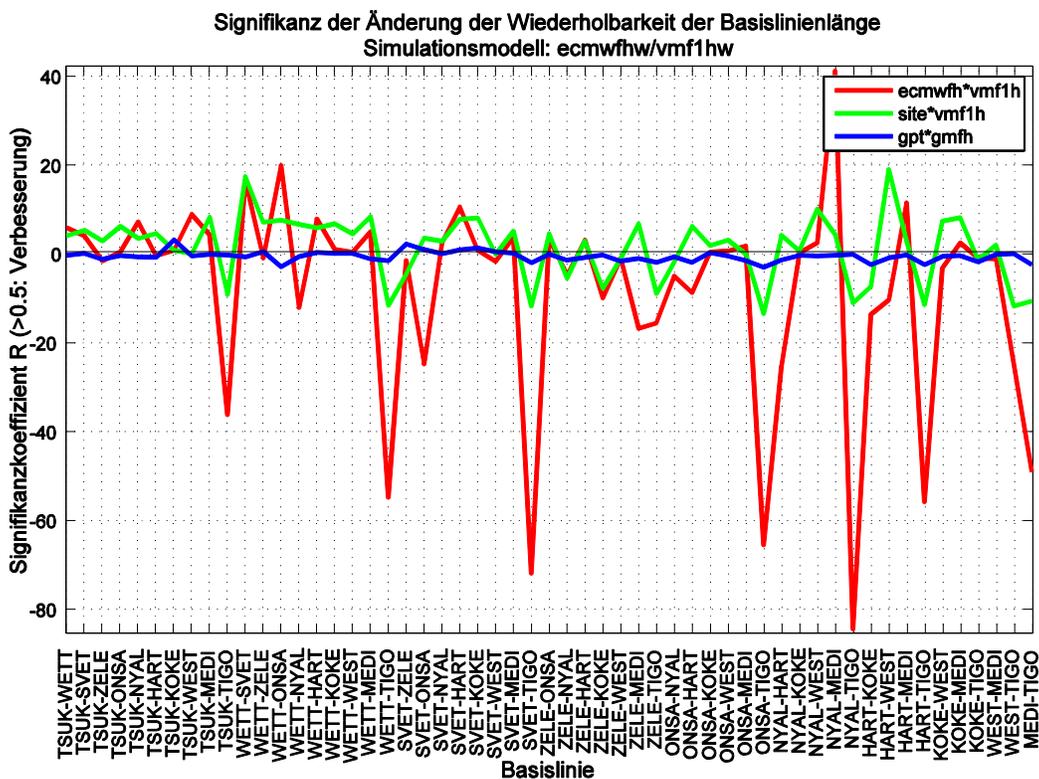


Abb. 37. Reduktion der Varianz R für die Basislinien des CONT08 Experiments für die Änderung der troposphärischen Modellierung von ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} zu den anderen Modellen (verschiedene Farben).

Da nicht alle R-Werte wie im theoretischen Modell erklärt zwischen 0 und 1 liegen und besonders der Vergleich zwischen ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} und ECMWF_h/VMF1_h betragsmäßig sehr große Werte liefert, wird im Folgenden versucht bei der Simulation weißes Rauschen zu simulieren.

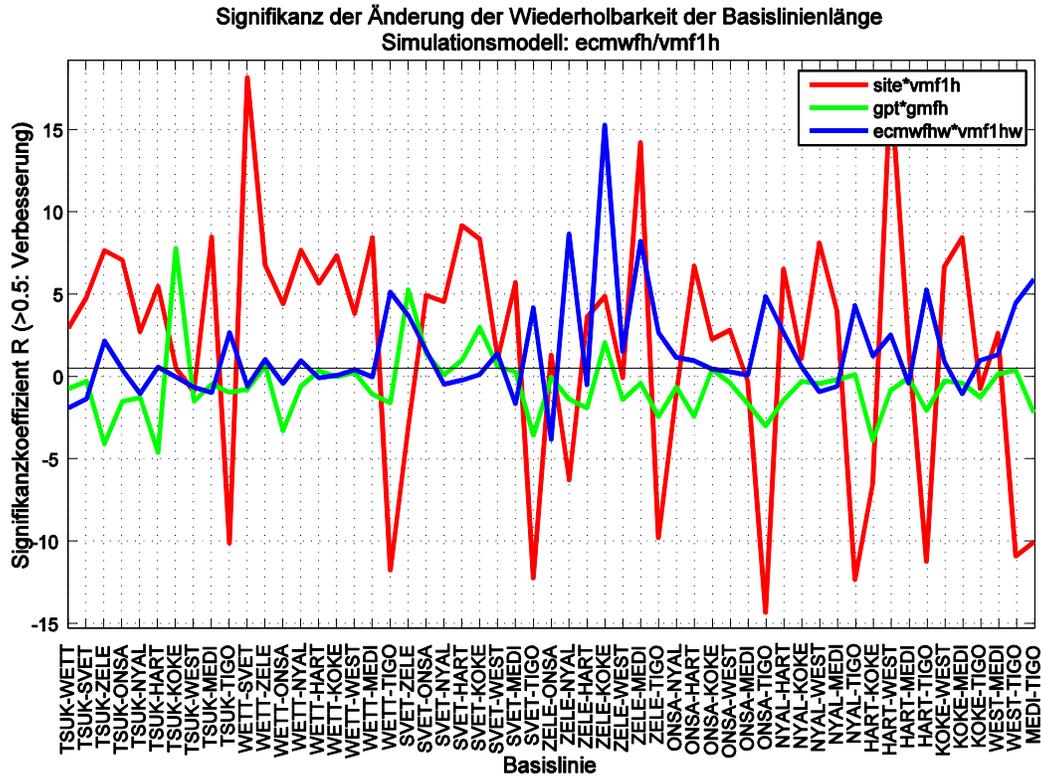


Abb. 38. Reduktion der Varianz R für die Basislinien des CONT08 Experiments für die Änderung der troposphärischen Modellierung von $ECMWF_h/VMF1_h$ zu den anderen Modellen (verschiedene Farben) mit simuliertem weißem Rauschen.

Die Werte zeigen eine ähnliche Tendenz wie Abb. 35, bei der weißes Rauschen nicht mitsimuliert wurde. Besonders die rote Linie (Modell Druckmessung an der Station mit Saastamoinen und VMF1 als Mapping Function) zeigt ein auf den ersten Blick identisches Verhalten. Auch GPT/GMF_h verändert sich durch Simulation von weißem Rauschen kaum. Die Werte der Auswertung mit ECMWF_{hw}/VMF1_{hw} zeigen allerdings deutlich niedrigere Werte. Der Wertebereich veränderte sich von [-25; 86] auf [-4; 15].

Selbst wenn im Allgemeinen die extrem großen Werte durch Simulation von weißem Rauschen nicht mehr vorkommen, ist diese Vorgehensweise nicht angemessen, da diese Größe auch einen Einfluss auf die Ergebnisse der R-Werte hat, dieser Effekt jedoch nicht gewünscht ist.

Danksagung

Ich möchte mich bei Assistant Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Johannes Böhm für die Zusammenarbeit und Hilfe während der Entstehung dieser Diplomarbeit bedanken, ebenso bei Projektass.(FWF) Vahab Nafisi, MSc., der mich besonders bei Theorie und Algorithmen des Raytracings unterstützt hat.

Besonders möchte ich noch Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Harald Schuh und Assistant Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Johannes Böhm danken, die mir den Forschungsaufenthalt im Rahmen dieser Diplomarbeit am Goddard Space Flight Center der NASA ermöglicht haben.

Das Goddard Team hat mir einen besonderen Einblick in internationale nicht-universitäre Forschung verschafft, der mich ermutigt hat, in diesem Feld weiterzuarbeiten.

Abschließend möchte ich noch dem ganzen Team des Instituts für Geodäsie und Geophysik danken, die mir geholfen haben, die Analysesoftware zu bedienen und diese und andere theoretischen Hintergründe zu verstehen.