

Die Atmosphäre als Fehlerquelle und Zielgröße in der Geodäsie

Denise Dettmering, Robert Heinkelmann, Michael Schmidt und Manuela Seitz

Zusammenfassung

Für die Auswertung hochgenauer geodätischer Raumverfahren ist die Refraktion der verwendeten Signale in der Erdatmosphäre zu berücksichtigen. Es ist bekannt, dass diese Effekte eine der größten Fehlerquellen für geodätische Raumverfahren und deren Anwendungen wie Positionierung und Navigation darstellen. Erst seit relativ kurzer Zeit dagegen werden atmosphärische Parameter als Zielgrößen der Geodäsie verstanden und mithilfe geodätischer Messungen ermittelt. Die damit erzeugten Modelle können nicht nur zur Verbesserung der geodätischen Beobachtungen selbst herangezogen werden, sondern helfen auch Nachbardisziplinen wie der Meteorologie oder der Atmosphärenphysik bei der Interpretation atmosphärischer Phänomene. Am DGFI ist die Ableitung von Atmosphärenparametern als Beitrag zur Erforschung des Erdsystems seit einigen Jahren fester Bestandteil des Forschungsprogramms.

Summary

For each application of space-geodetic techniques it is necessary to consider the propagation characteristics of the used signals within the Earth's atmosphere. It is well-known that errors in atmospheric delay corrections are one of the main error sources for applications such as positioning and navigation. However, the estimation of atmospheric parameters from geodetic measurements is only done for several years. The estimated models can help improving other geodetic observations but are also very helpful for neighboring disciplines such as weather forecast or physics. At DGFI, the atmospheric research is part of the studies of the system earth and global dynamic processes and is integrated in the research program for many years.

1 Einführung

Die Ausbreitung von Mikrowellensignalen geodätischer Raumverfahren wird durch die Erdatmosphäre beeinflusst: Neben leichten Beugungseffekten handelt es sich dabei im Wesentlichen um Laufzeitänderungen, hervorgerufen durch Wasserdampf oder andere Wetterphänomene sowie durch freie Elektronen in höheren Zonen der Atmosphäre. Die dadurch entstehenden Streckenänderungen können mehrere Meter betragen und führen zu deutlichen Genauigkeitsverlusten in den Anwendungen,

beispielsweise in der Positionierung oder Navigation. In der Geodäsie steht zumeist dieser Fehlereinfluss durch die Atmosphäre im Vordergrund. Von der anderen Seite betrachtet, können geodätische Messungen allerdings auch einen großen Beitrag zur Bestimmung von Atmosphärenparametern und damit zum besseren Verständnis der Abläufe in dieser Schicht liefern. Dies ist nicht nur für die Atmosphärenforschung, die Meteorologie und die Klimatologie interessant, sondern kann – über den Weg verbesserter Atmosphärenmodelle – auch wieder zur Korrektur geodätischer Messungen herangezogen werden. Geodäsie und Atmosphärenforschung stehen hier in einer engen Wechselwirkung zueinander, von der beide Disziplinen profitieren können.

Die Atmosphäre wird je nach Höhe von unterschiedlichen physikalischen und chemischen Phänomenen geprägt und verhält sich – auch im Bezug auf die Ausbreitung geodätischer Signale – nicht homogen. In der Geodäsie unterscheidet man zumeist zwischen der neutralen Atmosphäre (Neutrosphäre), oft auch unpräzise als Troposphäre bezeichnet, obwohl diese nach dem Temperaturverlauf in der Atmosphäre definiert wird und nur den untersten Teil (bis ca. 10 km) der neutralen Atmosphäre ausmacht, und der geladenen, ionisierten Atmosphäre. Die Grenze zwischen beiden Schichten ist fließend und befindet sich in ca. 80 km Höhe. Die Ionosphäre erstreckt sich bis in etwa 1000 km, wo sie in die Plasmasphäre übergeht, in der nur noch eine geringe – aber für manche Anwendungen nicht zu vernachlässigende – Anzahl freier Elektronen vorliegt. Die Einteilung in neutral und geladen ist sinnvoll, da sich die Ausbreitungseigenschaften elektromagnetischer Wellen in beiden Schichten in einem wichtigen Punkt unterscheiden: Die Ionosphäre ist für Radiowellen ein dispersives Medium, d. h. die Signalausbreitung dort ist frequenzabhängig, wogegen sich die neutrale Atmosphäre nicht dispersiv (frequenzunabhängig) verhält. Diese Eigenschaft wirkt sich direkt auf die Modellierungsmöglichkeit der Streckenfehler aus.

Im vorliegenden Beitrag werden beide Atmosphärenschichten behandelt. In Abschnitt 2 erfolgt die Darstellung ausgewählter Untersuchungen im Bereich der neutralen Atmosphäre, Abschnitt 3 befasst sich mit einem speziellen Projekt der Ionosphärenarbeiten am DGFI. In beiden Kapiteln werden ausschließlich die geodätischen Radioverfahren behandelt – ohne Lasermessungen, deren Verhalten durch Modelle sehr genau beschreibbar ist. Somit handelt es sich lediglich um einen Einblick in den Bereich der geodätischen Atmosphärenforschung ohne den Anspruch auf Vollständigkeit.

2 Neutrosphäre

Die neutrale Atmosphäre (Neutrosphäre) steht mit den geodätischen Messsignalen (GNSS-Signale, Quellenrauschen, etc.) in Wechselwirkung und verursacht dabei eine signifikante Verlangsamung sowie eine leichte Ablenkung (Beugung) der Wellenfronten. Zur Beschreibung des Einflusses der Neutrosphäre auf die Messsignale im Radiofrequenzbereich werden trockene Luftbestandteile und atmosphärischer Wasserdampf getrennt voneinander behandelt, da letzterer im Vergleich zu den trockenen Anteilen signifikant geringer durchmischt ist. Die trockenen Bestandteile folgen in guter Näherung dem hydrostatischen Gleichgewicht, sodass dieser Teil der Signalverzögerung im Zenit folgendermaßen darstellbar ist (IERS 2004):

$$ZHD = \frac{(0,0022768 \pm 0,0000005) p}{1 - 0,00266 \cos 2\varphi - 0,0028 h} \quad (1)$$

Die zenitale hydrostatische Streckenänderung ZHD (Zenith Hydrostatic Delay) kann etwa 2,5 m betragen. Um ZHD auf 1 mm genau berechnen zu können, ist eine Kenntnis des Luftdrucks p von 0,4 hPa mit absoluter Genauigkeit erforderlich, während die Breite φ und die orthometrische Höhe h der Station nur auf etwa 400 m genau vorzuliegen haben (Davis et al. 1985). Da der Luftdruck von der physikalischen Höhe abhängt – 8 m entsprechen der Abnahme von etwa 1 hPa – sind für dessen Bereitstellung nicht nur eine genaue Registrierung, sondern auch die korrekte Höhenreferenz von entscheidender Bedeutung. Dafür ist unter anderem die Kenntnis des Höhenunterschieds zwischen Luftdrucksensor und Antennenphasenzentrum des geodätischen Instruments notwendig.

Die Streckenänderung ZWD (Zenith Wet Delay), die durch den atmosphärischen Wasserdampf verursacht wird, beträgt für Radiosignale etwa 10% des Gesamteffektes (IERS 2004), trägt jedoch überwiegend zum Fehlerhaushalt bei, da sie deutlich stärkerer Variabilität unterliegt und daher schwer modellierbar ist. Derzeit existiert kein analytisches Modell von ausreichender Genauigkeit. Im Rahmen der geodätischen Auswertungen erfolgt daher in der Regel eine Schätzung dieser Anteile. Dabei werden Koeffizienten meist stückweise linearer stetiger Funktionen mit beispielsweise stündlicher Auflösung innerhalb der Parameterschätzung mitbestimmt.

Für die Umrechnung der zenitalen Größen auf die tatsächliche Elevation der Beobachtung werden sogenannte Projektions- oder Mappingfunktionen (mf) verwendet. Bei sehr flachen Signalen von 5° Elevation nimmt die Projektionsfunktion etwa den Wert 10 an, sodass die totale Streckenänderung entlang des Signalweges ca. 20 bis 30 m beträgt. Die Projektionsfunktionen wurden in den letzten Jahren stetig entwickelt und verbessert, wo-

bei jetzt meist externe Wetterdaten, wie beispielsweise Radiosondenmessungen oder numerische Wettermodelle einfließen. Oberhalb einer Elevation von etwa 15° unterscheiden sich die verschiedenen Projektionsfunktionen kaum, sodass die genauesten Ansätze nur bei Verwendung horizontnaher Beobachtungen signifikante Verbesserungen bewirken. Derzeit wird für globale Anwendungen die Verwendung der Wiener Projektionsfunktion VMF1 (Böhm et al. 2006) empfohlen.

Um den Gesamteffekt auf die Messung zu erhalten, werden die beiden einzelnen Anteile addiert:

$$d_{trop} = mf_h(\varepsilon)ZHD + mf_w(\varepsilon)ZWD \quad (2)$$

Gleichung (2) beschreibt die Streckenänderung d_{trop} durch die neutrale Atmosphäre in Abhängigkeit der Elevation ε . Horizontale Asymmetrien lassen sich in Abhängigkeit vom Azimut α additiv durch die sogenannten Gradienten berücksichtigen:

$$d_{grad} = mf_g(\varepsilon)[G_N \cos \alpha + G_E \sin \alpha] \quad (3)$$

Ebenso wie die nicht-hydrostatischen Anteile werden die Nord- und Ostkomponenten der Gradientenfunktion (G_N, G_E) im Zuge der Parameterschätzung mitbestimmt, wobei eine sinnvolle Bestimmung ausschließlich bei kleineren Elevationen ($< \sim 15^\circ$) möglich ist. Als Näherungswert für die Gradientenkomponenten wurde bisher oft Null verwendet, was sich jedoch als unzureichend herausstellte: Die Verwendung genauerer Näherungswerte spielt beispielsweise für die Quellendeklinationen bei VLBI (Very Long Baseline Interferometry) eine signifikante Rolle, da hier Restriktionen für die Gradienten eingesetzt werden müssen. Für die Berechnung des neuen Himmelsreferenzrahmens ICRF2 (IERS 2009b) wurde das berücksichtigt.

Abb. 1 zeigt stündliche ZWD , die für die Station Wettzell im Bayerischen Wald aus VLBI- und GPS-Beobachtungen geschätzt wurden. Die aus den Messungen eines auf der Station installierten Wasserdampfradiometers (WVR) abgeleiteten ZWD sind ebenfalls dargestellt. Im Hinblick auf die zeitliche Variation des ZWD wird eine sehr gute Übereinstimmung aller Verfahren erreicht. Die Streuungen der Differenzen liegen bei etwa 5 mm. Es tritt jedoch ein signifikanter Versatz zwischen den Werten der Raumbesichtsungsverfahren und dem WVR von 17 mm auf. Dieser ist auf Probleme bei der Kalibrierung des WVR zurückzuführen. Die Differenz zwischen GPS und VLBI beträgt hingegen im Mittel nur 0,6 mm.

Die Ergebnisse zeigen, dass durch GPS und VLBI bestimmte ZWD sehr gut übereinstimmen und sich für eine gemeinsame Weiterverarbeitung eignen. Die ermittelten Daten können für interdisziplinäre Aufgabenstellungen im Bereich der Meteorologie oder Klimatologie herangezogen werden und wichtige Beiträge beispielsweise für die Wettervorhersage liefern. Die geschätzten ZWD lassen sich in sogenanntes ausfällbares Wasser PW (Pre-

capitable Water) umrechnen, das die Menge atmosphärischen Wasserdampfes gemessen in Meter einer entsprechenden Wassersäule im Falle vollständigen Abregnens angibt und in der Meteorologie häufig zur Beschreibung der Atmosphärenfeuchtigkeit verwendet wird.

$$PW = \frac{10^6}{\rho R_v [(k_3 / T_m) + k'_2]} ZWD. \quad (4)$$

Beobachtungsreihen von 20 und mehr Jahren erlauben eine zuverlässige Trendbestimmung, wie man an den weniger streuenden Farben im rechten unteren Bereich der Grafik sehen kann. Damit lässt sich die von der WMO (World Meteorological Organization) eingeführte Klimanormalperiode von 30 Jahren bestätigen. Der lineare Trend für Wettzell bezogen auf die gesamte VLBI-Datengrundlage beträgt $0,2 \pm 0,04 \text{ mm/Jahr}$ und ist damit

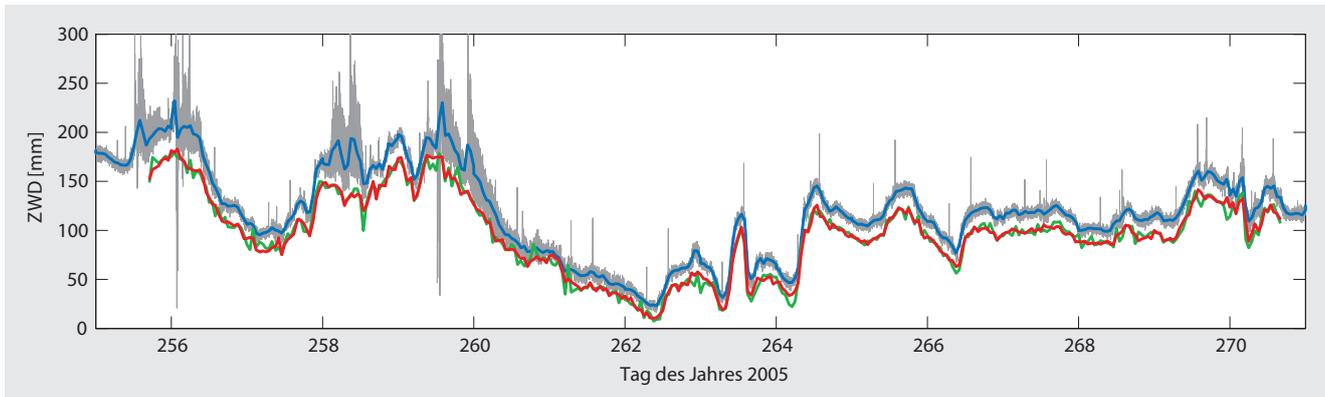


Abb. 1: Stündliche ZWD in [mm] für die Station Wettzell, geschätzt aus GPS- und VLBI-Beobachtungen (rot und grün) und berechnet aus WVR-Beobachtungen (blau). Die ursprünglichen zeitlich hochaufgelösten WVR-Beobachtungen (grau) sind ebenfalls dargestellt (Seitz 2009).

Der Umrechnungsfaktor zwischen ZWD und PW ist quasi-konstant (etwa 0,16) und hängt von der Dichte ρ des flüssigen Wassers, der spezifischen Gaskonstante R_v des Wasserdampfes, der mittleren Atmosphärentemperatur T_m und zweier empirisch bestimmter Brechungskonstanten k_3, k'_2 ab (z. B. Bevis et al. 1992).

Bodengestützte GNSS-Refraktionswerte, aber auch auf Radiookkultationen basierende Ergebnisse (Reigber et al. 2004), finden seit ihrer Erprobung in den Neunzigerjahren vermehrt Eingang in die Wettervorhersagen und -modelle der Meteorologie. Die durch VLBI bestimmten Laufzeitverzögerungen können darüber hinaus einen Beitrag zur Klimatologie des atmosphärischen Wasserdampfes leisten. Bei sorgfältiger Analyse und Homogenisierung aller Eingangsdaten, besonders des in Gleichung (1) verwendeten Luftdrucks, sind mit diesem Raumverfahren bestimmte Zeitreihen über einen Zeitraum von bis zu 30 Jahren konsistent, sodass eine aussagekräftige Trendberechnung des atmosphärischen Wasserdampfes ermöglicht wird (Heinkelmann et al. 2007b). Das verdeutlicht auch die folgende Trendanalyse.

Abb. 2 zeigt anhand der sogenannten Trendmatrix an der Station Wettzell, wie Betrag und Vorzeichen des saisonbereinigten, linearen Trends in Abhängigkeit von Start- und Endzeitpunkt der Datengrundlage variieren. Dargestellt sind farbkodierte lineare Trends gerechnet aus unterschiedlich langen Zeitreihen (zwischen 10 und 24 Jahren). Für die verschiedenen 10-Jahrestrends (entlang der Diagonalen) erkennt man deutlich unterschiedliche Werte (zwischen +0.7 und -0.7 mm/Jahr). Erst längere

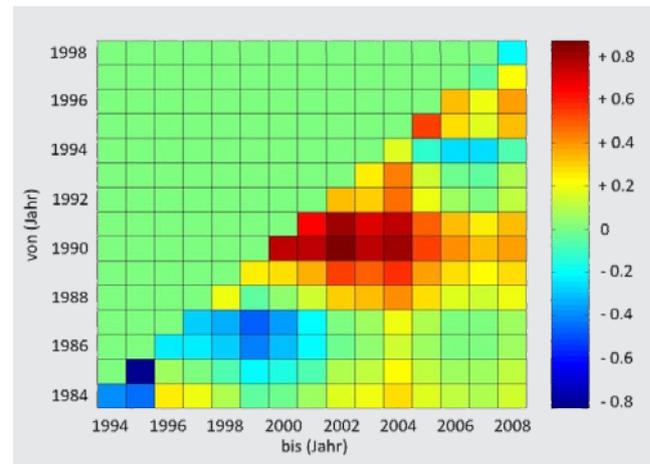


Abb. 2: Lineare Trendmatrix für ZWD an der Station Wettzell in [mm/Jahr]. Lineare Trends bezogen auf eine Datengrundlage kleiner 10 Jahre streuen stark und werden deshalb nicht dargestellt (zu Null gesetzt).

signifikant größer als der aus dem Wettermodell ERA40 des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) abgeleitete Wert von 0 mm/Jahr (Heinkelmann 2008). Da die Verwendung numerischer Wettermodelle für die Wasserdampfklimatologie kontrovers diskutiert wird, kann die Geodäsie hierzu einen wichtigen Beitrag leisten.

3 Ionosphäre

Bei der Ionosphäre handelt es sich um ein dispersives Medium mit der Eigenschaft, Radiosignale mit verschiedenen Frequenzen unterschiedlich zu beeinflussen. Diese Eigenschaft ermöglicht die (zumindest näherungsweise) Erfassung und Elimination des Effektes durch Messung mit mehreren Frequenzen, wie sie in allen hochgenauen geodätischen Messverfahren zur Verfügung gestellt werden. Liegt dagegen nur eine Frequenz vor oder kann nur eine von mehreren empfangen werden (beispielsweise weil nur ein Einfrequenz-GPS-Empfänger zur Verfügung steht), müssen die Laufzeitänderungen durch Modelle berechnet und korrigiert werden.

Die Laufzeitänderung (gegenüber dem Vakuum) elektromagnetischer Wellen und die daraus resultierende Streckenänderung d_{ion} hängt von der Signalfrequenz f und der Dichte N_e der freien Elektronen entlang des Signalwegs ab. Für Frequenzen kleiner 1 GHz gilt nach (Langley 1998) näherungsweise:

$$d_{ion} = -\frac{40.3}{f^2} \int_s N_e ds = -\frac{40.3}{f^2} TEC. \quad (5)$$

Mithilfe dieser Formel lassen sich bei bekannter Elektronendichteverteilung Streckenmessfehler korrigieren. Auftretende Strahlkrümmungen werden dabei vernachlässigt. Der Elektroneninhalt TEC (auch oft $STEC$ genannt, (Slant) Total Electron Content) entlang des Signalwegs wird in $TECU$ (TEC Unit) angegeben. 1 $TECU$ entspricht 10^{16} Elektronen pro m^2 und bewirkt für die GPS L1-Frequenz eine Streckenänderung von ca. 16 cm. Je nach Signalweg und Sonnenaktivität sind Werte von 30 bis 40 $TECU$ keine Seltenheit.

Stehen Zweifrequenzmessungen zur Verfügung, ist es möglich, daraus Informationen über die Verteilung der freien Elektronen oder zumindest deren Wegintegral abzuleiten (Dettmering 2003). Um aus den einzelnen linienhaften Messungen globale oder regionale Modelle zu berechnen, muss eine geeignete räumliche und zeitliche Parametrisierung der ionosphärischen Zielfunktion gewählt werden. Die meisten existierenden Modelle, wie auch die Modelle des Internationalen GNSS Service (IGS), basieren auf Kugelfunktionsentwicklungen und gehen von der Annahme aus, dass die Elektronen lediglich in einer sehr dünnen Schicht konstanter Höhe (dem sogenannten Single-Layer) vorliegen. Es handelt sich demnach um zweidimensionale Modelle, die den vertikalen Elektroneninhalt ($VTEC$) in jeweils zweistündigen Intervallen beschreiben (Hernández-Pajares et al. 2009). Der Übergang zwischen $VTEC$ und TEC erfolgt mit einer sogenannten Mappingfunktion, analog der Modellierung der Neutrosphäre.

Der am DGFI verwendete Ansatz basiert auf lokalisierenden Funktionen wie trigonometrischen Splines

und/oder Polynom-Splines (Schumaker und Traas 1991), die sowohl die räumlichen als auch die zeitlichen Variationen beschreiben. Es handelt sich um einen multi-dimensionalen Ansatz, der nicht auf die Modellierung des $VTEC$ beschränkt ist, sondern auch die Elektronendichteverteilung N_e selbst als Zielgröße zulässt. Im Folgenden wird allerdings $VTEC$ modelliert, um das Ergebnis mit Modellen des IGS vergleichen zu können. Da die lokalisierenden Funktionen nur in den Bereichen Ergebnisse liefern, in denen Messungen vorliegen, ist es notwendig, Vorinformationen in das Modell einfließen zu lassen. Dazu wird im vorliegenden Beispiel die Internationale Referenz Ionosphäre IRI 2007 (Bilitza und Reinisch 2008) verwendet. Der zu modellierende $VTEC$ setzt sich aus zwei Teilen zusammen: aus dem bekannten Referenzteil $VTEC_{ref}$ (aus IRI 2007) sowie aus einem unbekanntem Korrekturterm $\Delta VTEC$, der durch die eingeführten (modellreduzierten) Messungen bestimmt werden soll:

$$\Delta VTEC(\varphi, \lambda, t) = \sum_{k_1=0}^{K_1-1} \sum_{k_2=0}^{K_2-1} \sum_{k_3=0}^{K_3-1} d_{k_1, k_2, k_3} \phi_{k_1}^{J_1}(\varphi) \phi_{k_2}^{J_2}(\lambda) \phi_{k_3}^{J_3}(t). \quad (6)$$

In Gleichung (6) werden die 3D-Basisfunktionen (abhängig von der geographischen Lage φ, λ sowie der Zeit t) aus dem Tensorprodukt dreier eindimensionaler B-Splines $\phi_k^J(\cdot)$ mit $k=0, \dots, K-1$ gebildet. Dabei handelt es sich um rekursiv definierte Funktionen, deren Anzahl $K=2^J+2$ vom sogenannten Level J abhängt. Je höher J gewählt wird, desto mehr Funktionen existieren und desto feiner ist die erzielte Auflösung. Will man feine Signalstrukturen beschreiben, muss man viele Funktionen, d.h. ein hohes Level wählen. Liegen indes nur grobe Strukturen vor, benötigt man wenige Funktionen, die durch ein niedriges Level realisiert werden. Abb. 3 zeigt beispielhaft die $K=18$ Funktionen des Levels $J=4$. Betrachtet man die rote Kurve in der Abbildung, erkennt man, dass jede Funktion ϕ_k^J nur in einem kleinen Bereich von Null verschiedene Werte annimmt, d.h. die Funktionen weisen lokalisierende Eigenschaften auf. Für die regionale Modellierung kommen diese auf das Einheitsintervall beschränkten sogenannten »endpunkt-interpolierten«

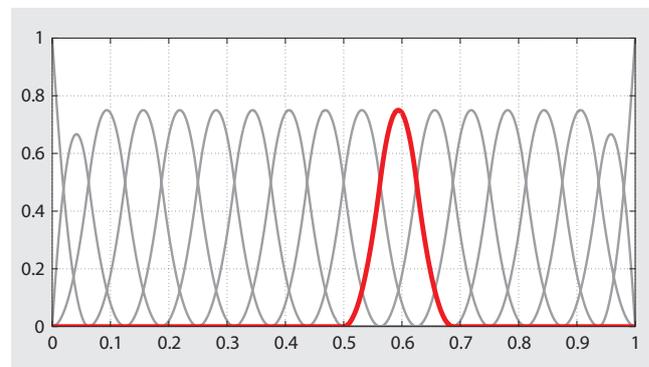


Abb. 3: Die 18 eindimensionalen »endpunkt-interpolierten« quadratischen B-Splines des Levels $J=4$. Eine Funktion wurde zur Verdeutlichung rot hervorgehoben.

quadratischen B-Splines zum Einsatz. Für die praktische Anwendung muss das Einheitsintervall noch auf die gewählten Intervalle in φ, λ und t abgebildet werden; nähere Informationen zur multi-dimensionalen B-Spline Modellierung findet man bei Schmidt (2007).

Zu jeder 3D-Basisfunktion gehört in Gleichung (6) ein Reihenkoeffizient d_{k_1, k_2, k_3} , der die »Höhe« der Funktion beschreibt und der im Rahmen einer Parameterschät-

neben den GNSS-Messungen auch Beobachtungen von Zweifrequenz-Radaraltimetern und Okkultationsmessungen auf niedrig fliegenden Satelliten (LEOs) verwendet. Damit ergibt sich eine dichtere räumliche und zeitliche Datenabdeckung, mit der letztendlich eine Steigerung der möglichen Auflösung des Modells gelingt.

Im Folgenden wird beispielhaft für einen Tag (21. Juli 2006), basierend auf Beobachtungen des GNSS-Netzes

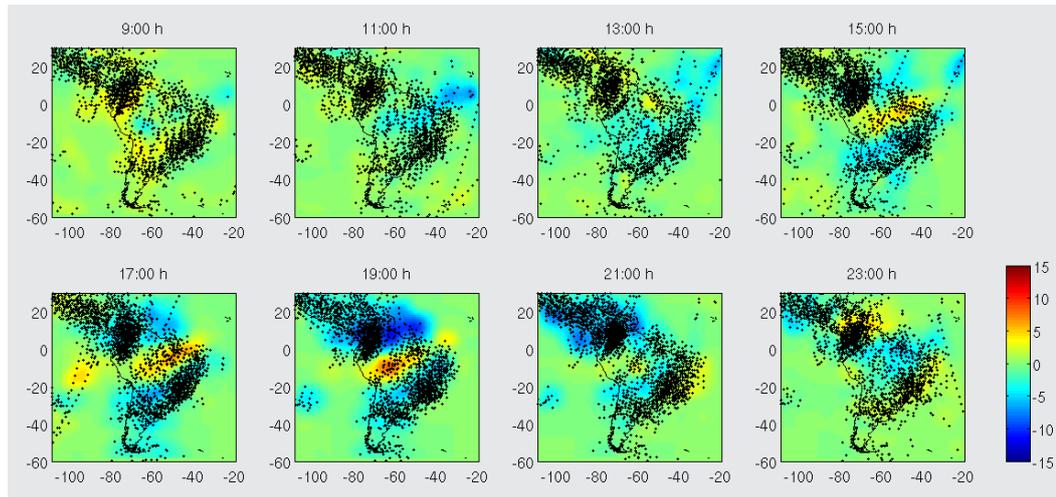


Abb. 4: Geschätzter Δ VTEC in [TECU] am 21. Juli 2006 relativ zum Referenzmodell IRI 2007 für den Zeitraum zwischen 9 und 23 Uhr (GMT); die räumliche Verteilung der eingeflossenen Beobachtungen ist durch schwarze Kreuze dargestellt.

zung aus den Beobachtungen bestimmt werden kann. Die im Folgenden präsentierten Ergebnisse wurden mit $J_1 = J_2 = J_3 = 4$ berechnet. Die Gleichung beinhaltet daher 18^3 Summanden, d.h. 5832 unbekannte Reihenkoeffizienten. Die damit erzielte räumliche Auflösung ist abhängig von der Gebietsgröße und beträgt im vorgestellten Beispiel 5° (ca. 550 km). Die zeitliche Auflösung erreicht bei einem Tagesmodell etwa 1,3 Stunden.

Die als Basisfunktionen verwendeten B-Splines haben unter anderem den Vorteil, dass sie ohne größeren Aufwand eine Multiresolutionsdarstellung erlauben (Schmidt 2001; Bouman et al., in diesem Heft), wie sie im Bereich der Bildverarbeitung zur Anwendung kommt und wodurch der Speicherbedarf der Modelle erheblich reduziert werden kann. Untersuchungen hierzu zeigt z.B. Zeilhofer (2008).

In die IRI gehen momentan keine geodätischen Messungen ein. Abweichungen vom regelmäßigen Verhalten der Ionosphärenparameter werden deshalb nur unzureichend erfasst. Die existierenden geodätischen Modelle (beispielsweise von den IGS Analysezentren CODE und JPL) basieren fast ausschließlich auf terrestrischen GNSS-Beobachtungen und können somit auch hochfrequente und kleinräumige Änderungen gut beschreiben. Allerdings eignen sie sich nicht für die Modellierung der Höhenabhängigkeit der Elektronendichte (Dettmering 2003). Des Weiteren sind die GNSS-Stationen nur ungleichmäßig über die Erdoberfläche verteilt. Mit Ausnahme einzelner Inseln sind die Ozeangebiete nicht ausreichend abgedeckt. Um hier Abhilfe zu schaffen, werden am DGFI

SIRGAS (Sánchez et al., in diesem Heft) und der Zweifrequenz-Radaraltimeter Jason-1 und Envisat sowie Daten der COSMIC/Formosat-3 Mission (Rocken et al. 2000), ein regionales VTEC Modell für das Gebiet um Mittel- und Südamerika präsentiert. Eingangsgrößen sind neben dem Referenzmodell IRI 2007 um dieses reduzierte VTEC-Werte, deren Berechnung für jedes Beobachtungsverfahren einzeln im Rahmen einer Vorprozessierung erfolgt. Zusätzlich wird pro Verfahren ein konstanter Parameter (Bias) zugelassen, der systematische Differenzen zum Referenzmodell ausgleichen kann. Damit lassen sich unter anderem die Niveauunterschiede zwischen der Altimetrie und GNSS auffangen, wie sie schon Brunini et al. (2005) untersuchten, deren Ursache jedoch bis heute nicht eindeutig geklärt werden konnte. Eine Gewichtung der unterschiedlichen Beobachtungsverfahren erfolgt automatisch durch eine Varianzkomponentenschätzung (Koch und Kusche 2002).

Abb. 4 zeigt die geschätzten Abweichungen zum IRI 2007 Referenzmodell. Zwar wird das Ergebnis nur jeweils zu vollen Stunden dargestellt, da die zeitliche Abhängigkeit aber durch einen Spline-Ansatz parametrisiert wurde, liegen für jeden Ort kontinuierliche Δ VTEC-Zeitreihen vor. In der Abbildung ist deutlich zu erkennen, dass nur dort, wo Messungen vorhanden sind, auch Abweichungen bzgl. IRI 2007 auftreten. Im Gegensatz zu anderen Parametrisierungsansätzen, wie beispielsweise mit Kugelfunktionen, kommt es in den unterbestimmten Gebieten nicht zu Überschwingeffekten, sondern dort bleibt das Referenzmodell erhalten. Es ergeben sich Unterschiede zum Referenzmodell von maximal 15 TECU. Ein Vergleich mit den entsprechenden IGS-Modellen

zeigt deutlich geringere Differenzen. In Abb. 5 ist ein Profilvergleich für die feste geographische Länge von -50° zum Zeitpunkt 16 Uhr Greenwich Mean Time (GMT) dargestellt. Das DGFI-Modell gleicht die Nachteile des klimatologischen IRI-Modells aus und zeigt ein ähnliches Verhalten wie die IGS-Modelle von CODE und JPL.

Die vorgestellte Methode liefert vielversprechende Ergebnisse, die beispielsweise für die Korrektur von Einfrequenzmessungen gut geeignet sind. Der multi-dimensionale Ansatz lässt außerdem die Entwicklung von 4D-Modellen zu, bei denen für die Höhenabhängigkeit der Elektronendichte dann ebenfalls geeignete Funktionssysteme, z.B. B-Splines, verwendet werden.

Momentan basiert der verwendete Ansatz (wie auch die IGS-Modelle) lediglich auf mathematischen Parametrisierungsansätzen. Für die Interpretation innerhalb der Atmosphärenphysik wäre es wünschenswert, physikalische Modellansätze zu integrieren. Erste Schritte in diese Richtung sind am DGFI bereits erfolgt und werden in der nächsten Zeit intensiviert.

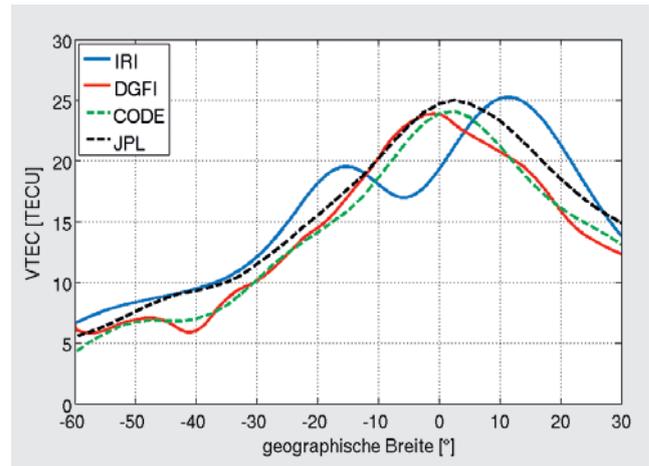


Abb. 5: VTEC-Vergleich für verschiedene Modelle (21.07.2006, 16 Uhr GMT, -50° geographische Länge)