

Erdrotation und geophysikalische Anregungsmechanismen

Michael Schmidt, Detlef Angermann, Mathis Bloßfeld, Franziska Göttl,
Burghard Richter und Manuela Seitz

Zusammenfassung

Globale dynamische Prozesse verursachen Änderungen in der Rotation, im Schwerfeld und in der Gestalt der Erde. Folglich können aus geometrischen und gravimetrischen Beobachtungen Informationen über globale dynamische Prozesse gewonnen werden. Beispielsweise spiegeln Zeitreihen der Erdorientierungsparameter (EOP) den integralen Effekt aus Massenverlagerungen und -bewegungen innerhalb und zwischen Komponenten des Systems Erde wider. In diesem Artikel werden Verfahren zur Gewinnung (1) von EOP-Zeitreihen aus geometrischen geodätischen Raumverfahren (GNSS, VLBI, SLR, ...) und (2) der integralen und ozeanischen Massenterme der Anregungsfunktionen vorgestellt. Letztere resultieren aus der Kombination der geometrischen Ergebnisse mit Daten gravimetrischer und altimetrischer Satellitenmissionen (GRACE, Jason-1, ...).

Summary

Global dynamic processes cause changes in the Earth's rotation, gravity field and shape. Thus, they can be traced in geodetic observations of these quantities. Time series, e. g., of Earth orientation parameters (EOP) reflect the integral effect of the

redistribution and motion of masses within and between the subsystems of the Earth. In this paper we present procedures to derive (1) EOP time series from geometric space-geodetic techniques (GNSS, VLBI, SLR, ...) and (2) the integral and the oceanic mass effects of the excitation functions by combining the geometric results with data from recent gravimetric and altimetric satellite missions (GRACE, Jason-1, ...).

1 Einführung

Eine der Hauptaufgaben der Geodäsie ist die Bestimmung der Orientierung der Erde. Unter der Rotation der Erde versteht man im Allgemeinen die zeitliche Änderung der räumlichen Orientierung eines erdgebundenen Koordinatensystems relativ zu einem raumfesten Koordinatensystem. Die zeitliche Ableitung der Drehmatrix zwischen dem erdgebundenen und dem raumfesten Koordinatensystem ergibt den zeitabhängigen Rotationsvektor $\omega(t)$. Seine Richtungsänderung relativ zum raumfesten Koordinatensystem wird als Präzession und Nutation bezeichnet; seine Richtungsänderung relativ zum erdgebundenen Koordinatensystem ist die Polbewegung, und die Änderung

seines Betrages wird als Variation der Tageslänge ausgedrückt. Die Bestimmung der Erdorientierungsparameter (EOP) zur Beschreibung der Präzession und Nutation sowie der Polbewegung und der Variation der Tageslänge ist durch geodätische Raumverfahren heute auf besser als 0,0002 Bogensekunden (entspricht ca. 6 mm auf der Erdoberfläche) möglich. Diese hohe Genauigkeit gestattet Rückschlüsse auf geophysikalische Zusammenhänge im Erdsystem. Die präzise Beobachtung und Analyse der EOP ist daher nicht nur für die Positionierung und die Navigation auf der Erde und im Weltraum bedeutsam, sondern ermöglicht auch Aussagen über Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Komponenten des Erdsystems, das sich aus dem deformierbaren festen Erdkörper (inklusive Erdkern), den Wassermassen und den Luftmassen zusammensetzt.

Nachdem im folgenden Abschnitt die physikalischen Zusammenhänge kurz vorgestellt werden, handelt der dritte Abschnitt von der Bestimmung geodätischer Parameter aus Raumverfahren. Die am DGFI angewandten Methoden zur Kombination der Messungen geometrischer Raubeobachtungsverfahren werden im Abschnitt 3.1 ausführlich behandelt. Da z. Zt. am DGFI keine globalen GRACE-Schwerefeldmodelle gerechnet werden, ist der Abschnitt 3.2 über gravimetrische Raubeobachtungsverfahren kurz gehalten. Zur Auswertung altimetrischer Raubeobachtungsverfahren am DGFI siehe Bosch et al. (2010, in diesem Heft). Im Abschnitt 4 werden die Ergebnisse der geometrischen Raumverfahren mit Zeitreihen von Anregungsfunktionen verglichen, die sich aus gravimetrischen und altimetrischen Raumverfahren sowie geophysikalischen Modellen berechnen lassen.

2 Physikalische Grundlagen

Die Änderung des Rotationsvektors $\omega(t)$ eines erdgebundenen Koordinatensystems relativ zu diesem System wird beschrieben durch die Euler-Liouville'schen dynamischen Differenzialgleichungen

$$\frac{d}{dt} [I(t)\omega(t) + h(t)] + \omega(t) \times [I(t)\omega(t) + h(t)] = L(t). \quad (1)$$

Hierin sind $I(t)$ der Trägheitstensor der Erde, $h(t)$ der aus bewegten Massen resultierende Drehimpuls relativ zu dem gewählten terrestrischen System und $L(t)$ das äußere, auf die Erde wirkende Drehmoment in Bezug auf den Massenmittelpunkt der Erde, das durch die Gravitation anderer Himmelskörper verursacht wird. Für $\omega(t)$ wird in Bezug auf das nahezu äquatoriale erdgebundene Koordinatensystem der Ansatz

$$\omega(t) = \Omega [m_1(t), m_2(t), 1 + m_3(t)]^T \quad (2)$$

gewählt. Darin ist Ω ein konstanter Näherungswert für den Betrag des Rotationsvektors, sodass die Polkoordinaten $m_1(t)$ und $m_2(t)$ sowie die Variation der Rotationsgeschwindigkeit $m_3(t)$ kleine Größen bedeuten. Darüber hinaus sei angenommen, dass es sich bei den Elementen $\Delta I_{ij}(t)$ des zeitabhängigen Anteils $\Delta I(t)$ des Trägheitstensors $I(t) = I_0 + \Delta I(t)$ mit $I_0 = \text{diag}(A, B, C)$ und $A, B, C =$ Hauptträgheitsmomente mit $A < B < C$ sowie bei den Komponenten $h_i(t)$ des relativen Drehimpulsvektors $h(t) = [h_1(t), h_2(t), h_3(t)]^T$ ebenfalls um kleine Größen handelt. Im Folgenden bleibt das äußere Drehmoment $L(t)$, das im wesentlichen für die Präzession und die Nutation, aber nicht für die Polbewegung maßgeblich ist, unberücksichtigt. Da die Erde wegen $(B - A)/A = 2,2 \cdot 10^{-5}$ nahezu axialsymmetrisch ist, lässt sich mit $I_0 = \text{diag}(A', A', C)$ und $A' = (A + B)/2$ Gleichung (1) unter Vernachlässigung kleiner Terme linearisieren. Für die komplexen Polkoordinaten $m(t) = m_1(t) + i m_2(t)$ erhält man mit $i = \sqrt{-1}$ und der Chandler-Frequenz Ω_{CW}

$$m(t) + \frac{i}{\Omega_{CW}} \dot{m}(t) = \chi(t) - \frac{i}{\Omega} \dot{\chi}(t). \quad (3)$$

(Ein Punkt über einer Variablen bezeichnet deren Ableitung nach der Zeit.) Die komplexe äquatoriale Anregungsfunktion $\chi(t) = \chi_1(t) + i \chi_2(t)$, die auch als Drehimpulsfunktion bezeichnet wird, lässt sich allgemein ausdrücken durch

$$\chi_1(t) = \chi_1(\Delta I_{1,3}(t), h_1(t)), \quad (4a)$$

$$\chi_2(t) = \chi_2(\Delta I_{2,3}(t), h_2(t)); \quad (4b)$$

explizite Darstellungen für verschiedene Modellannahmen findet man bei Gross (2007). Den aus den Trägheitstensorvariationen $\Delta I(t)$ folgenden Anteil in (4a, b) bezeichnet man als Massenterm; der sich aus dem relativen Drehimpuls $h(t)$ ergebende Anteil wird Bewegungsterm genannt.

Die zeitlich veränderliche Orientierung des erdgebundenen Koordinatensystems in Bezug auf ein raumfestes System wird kinematisch mithilfe des zälestischen intermediären Pols (CIP) beschrieben. Dieser führt relativ zum raumfesten System eine säkulare Präzessionsbewegung (näherungsweise ein Kegelumlauf mit dem Öffnungswinkel ε und der Umlaufgeschwindigkeit \dot{p}) sowie eine der Präzession überlagerte Nutationsbewegung mit den Parametern $\Delta\psi, \Delta\varepsilon$ und relativ zum erdgebundenen System eine Polbewegung mit den Parametern x, y aus. Die Polkoordinaten x und y des CIP werden zusammengefasst zu der komplexen Variablen

$$p(t) = x(t) - i y(t). \quad (5)$$

Der Drehwinkel um die Achse des CIP ist in traditioneller Darstellung die Greenwicher Sternzeit θ . Durch Ableitung der daraus folgenden zusammengesetzten Rotations-

matrix nach der Zeit erhält man die äquatorialen Koordinaten des Rotationsvektors $\boldsymbol{\omega}(t)$ in Bezug auf das erdgebundene System in Abhängigkeit von den Bewegungen des CIP zu

$$m_1 = [\sin \theta \sin \varepsilon (\dot{p} + \Delta \dot{\psi}) - \cos \theta \Delta \dot{\varepsilon}] / \Omega + x - \dot{y} / \Omega, \quad (6a)$$

$$m_2 = [\cos \theta \sin \varepsilon (\dot{p} + \Delta \dot{\psi}) + \sin \theta \Delta \dot{\varepsilon}] / \Omega - y - \dot{x} / \Omega. \quad (6b)$$

Mit der komplexen Substitution $\dot{P} = \sin \varepsilon (\dot{p} + \Delta \dot{\psi}) + i \Delta \dot{\varepsilon}$ für Präzession und Nutation und mit Gleichung (5) lässt sich dies zusammenfassen zu

$$m(t) = \frac{i}{\Omega} \exp(-i\theta) \dot{P}(t) + p(t) - \frac{i}{\Omega} \dot{p}(t). \quad (7)$$

Gleichung (7) zeigt, dass einer langperiodischen Bewegung des CIP im raumfesten System eine retrograd tagesperiodische Polbewegung der Rotationsachse entspricht. Lässt man die im wesentlichen durch äußere Drehmomente hervorgerufene Präzession und Nutation außer Betracht, verkürzt sich Gleichung (7) zu $m(t) = p(t) - (i/\Omega) \dot{p}(t)$. Setzt man dies in Gleichung (3) ein, folgt durch Integration die Bewegungsgleichung

$$p(t) + \frac{i}{\Omega_{CW}} \dot{p}(t) = \chi(t) \quad (8)$$

des CIP (Gross 1992), d. h. die Anregungsfunktion χ steuert auch die Bewegung des CIP. Üblicherweise wird χ in atmosphärische, ozeanische und hydrologische Anteile aufgespalten. Sekundäre Anregungen werden z. B. durch Schneeauflasten verursacht.

Neben den Polkoordinaten x und y gemäß Gleichung (5) gehören die Änderung der Rotationsphase $\Delta UT1$ (berechnet aus der Sternzeit θ), die Tageslänge (length of day) $LOD = -d\Delta UT1/dt$ (berechnet mittels m_3 aus Gleichung (2)) sowie die Nutationsparameter X und Y (berechnet aus $\Delta \psi, \Delta \varepsilon$) zur Menge der EOP (IERS 2004).

3 Bestimmung geodätischer Parameter

3.1 Geometrische Raumbeobachtungen

Die geodätischen Raumbeobachtungsverfahren GPS, VLBI und SLR weisen unterschiedliche Stärken bei der Bestimmung der einzelnen EOP auf. Um diese Stärken in optimaler Weise zu nutzen, werden die Beobachtungsverfahren kombiniert. So wird z. B. schon seit mehreren Jahrzehnten vom »International Earth Rotation and Reference Systems Service« (IERS) eine aus kombinierten GPS- und VLBI-Beobachtungen berechnete EOP-Zeitreihe (IERS 05 C04) für vielerlei Anwendungen zur Verfügung gestellt (siehe

www.iers.org). Tab. 1 gibt eine Übersicht, welche EOP durch welche Beobachtungsverfahren bestimmt werden können. Während VLBI zu allen EOP beiträgt, können aus den Satellitenbeobachtungsverfahren nur die Polkoordinaten und die zeitlichen Ableitungen aller EOP bestimmt werden, da $\Delta UT1$ und die Nutationsparameter sehr stark mit den Parametern der Satellitenbahn korreliert sind. Andererseits ist die Schätzung des Pols und der zeitlichen Ableitung aller Parameter aus GPS mit sehr hoher Genauigkeit möglich, wohingegen die aus VLBI bestimmten Parameter im Vergleich große Standardabweichungen haben. Dies ist auf die Unterschiede in den Stationsnetzen zurückzuführen: GPS hat ein dichtes Netz von mehr als 300 global gut verteilten Stationen, die kontinuierlich beobachten, während an einer 24-stündigen VLBI-Beobachtungssession nur zwischen fünf und acht Stationen beteiligt sind.

Tab. 1: EOP-Bestimmung: GPS trägt zu $\Delta UT1$ und den Nutationsparametern nur indirekt über die Raten, d. h. die erste zeitliche Ableitung, bei.

| EOP | VLBI | GPS | SLR |
|--------------------------|------|-----|-----|
| Polkoordinaten (x,y) | X | X | X |
| Polraten | (X) | X | (X) |
| $\Delta UT1$ | X | | |
| LOD | X | X | X |
| Nutationsparameter (X,Y) | X | | |
| Nutationsraten | (X) | X | (X) |

Die EOP werden gemeinsam mit den Stationskoordinaten aus den Beobachtungsdaten geschätzt. Damit ist die Konsistenz aller Parameter gewährleistet. Das geodätische Datum der kombinierten Stationskoordinaten wird bei der Schätzung entsprechend den IERS-Konventionen festgelegt (IERS 2004). Die Orientierung des Netzes, die in direktem Zusammenhang zu den Polkoordinaten und $\Delta UT1$ steht, wird dabei so definiert, dass das Netz keine Orientierungsänderung gegenüber dem »BIH Terrestrial System« zur Epoche 1984.0 aufweist und dass die horizontalen Stationsgeschwindigkeiten keine gemeinsame zeitliche Rotation gegenüber der festen Erde aufweisen. Es sei angemerkt, dass die aus den Raumbeobachtungen berechneten EOP streng genommen die Rotation des Netzes beschreiben, die z. B. aufgrund »lokaler« Stationsbewegungen von der tatsächlichen Rotation der Erde abweichen kann.

EOP werden bisher nur aus *einem* Beobachtungsverfahren oder durch Kombination von aus GPS und VLBI geschätzten EOP-Reihen bestimmt (IERS 05 C04). Dabei werden die Lösungen und nicht die originären Beobachtungen in der Kombination verwendet. Um die dabei entstehenden Probleme zu umgehen, basiert die Kombination am DGFI auf datumsfreien Normalgleichungen. Dieser Ansatz kann unter bestimmten Voraussetzungen

als identisch mit der Beobachtungskombination gesehen werden (Seitz 2009).

Die EOP wurden bisher am DGFI gemeinsam mit einer ITRF-Lösung geschätzt, in die Beobachtungen vieler Jahre eingehen (Angermann et al. 2009, Seitz et al., in diesem Heft). Die Bewegungen der Messstationen werden dabei als zeitlich linear angenommen und durch konstante Geschwindigkeiten approximiert. Die Stationen weisen jedoch auch saisonale Bewegungen infolge von geophysikalischen Effekten wie den atmosphärisch und hydrologisch bedingten Massenverlagerungen, aber auch stationsabhängigen Effekten wie z.B. der thermalen Ausdehnung der Messinstrumente (oder Monumente) auf. Werden die Koordinaten täglich geschätzt, wird die Bewegung der Stationen bestmöglich approximiert. Um diese Möglichkeit der zeitlich hochaufgelösten Koordinaten- und EOP-Bestimmung hinsichtlich Genauigkeit und Stabilität zu untersuchen, werden am DGFI tägliche GPS- und 24-stündige VLBI-Sessions kombiniert. Obwohl durch die Berechnung täglicher Lösungen die Stationsbewegungen sehr gut erfasst werden, ergeben sich andere Probleme:

1. Da an einer VLBI-Session wenige Stationen beteiligt sind, ist die Anzahl der Stationen, die mit einer GPS-Station kombiniert werden können, sehr beschränkt. Die terrestrischen Differenzvektoren (DV) zwischen benachbarten VLBI- und GPS-Stationen (Koklokationsstationen) weisen oft große Abweichungen – deren Ursachen vielfältig sein können – von den Ergebnissen aus den Raumverfahren auf und können nicht generell in der Kombination verwendet werden. Es muss ein Satz guter DV ausgewählt werden, was die Zahl der zur Verfügung stehenden Koklokationsstationen weiter begrenzt.
2. Bei der Kombination von Mehrjahreslösungen ist die relative Gewichtung der Beobachtungsverfahren zueinander leicht bestimmbar. Bei der Berechnung täglicher Lösungen muss dagegen untersucht werden, inwieweit VLBI-Sessions mit unterschiedlicher Netzgeometrie auch unterschiedlich gewichtet werden müssen.

Die Parametrisierung der EOP erfolgt durch eine stückweise lineare Darstellung. Diese Parametrisierung hat mehrere Vorteile:

1. Da Werte zu 0 und 24 Uhr geschätzt werden, wird die lineare Änderung der EOP am jeweiligen Tag implizit mitbestimmt, ohne dass die nur mit großer Ungenauigkeit bestimmbare lineare Änderung direkt geschätzt werden müsste.
2. Werden nicht tägliche, sondern wöchentliche oder monatliche Lösungen berechnet, kann durch die Kombination der EOP aufeinanderfolgender Tage zum einen eine stetige EOP-Reihe erhalten werden, zum anderen wird die Anzahl der Parameter stark reduziert. Werden

die EOP an den Tagesgrenzen nicht kombiniert, eignen sich die Differenzen sehr gut für die Validierung der EOP-Zeitreihen bezüglich ihrer internen Genauigkeit.

Abb. 1 zeigt die Zeitreihe für die geschätzte x -Koordinate des CIP im Vergleich zu IERS 05 C04. Tab. 2 gibt die Streuung (RMS) und die unter Berücksichtigung der Standardabweichungen berechnete Streuung (WRMS) der

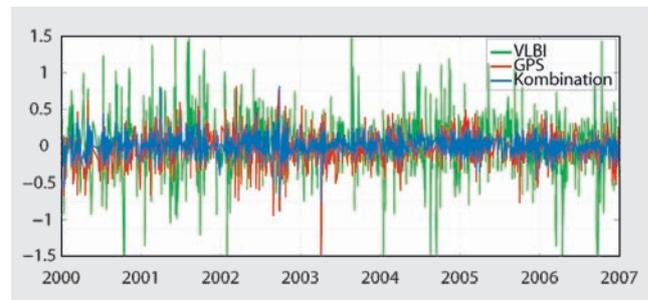


Abb. 1: x -Koordinate des CIP relativ zu IERS 05 C04 in [mas]: Epochenlösungen aus GPS (rot) und VLBI (grün) sowie aus der Kombination beider Verfahren (blau)

Tab. 2: RMS- und WRMS-Werte der x - und y -Zeitreihen des CIP aus den Epochenlösungen bzgl. IERS 05 C04. Zur Berechnung von RMS und WRMS wurden der Offset und eine zeitlich lineare Änderung abgezogen.

| | | x-Koord. | y-Koord. |
|---------------|-------------|----------|----------|
| RMS [mas] | VLBI | 0,376 | 0,391 |
| | GPS | 0,216 | 0,215 |
| | Kombination | 0,143 | 0,156 |
| WRMS [mas] | VLBI | 0,193 | 0,235 |
| | GPS | 0,206 | 0,201 |
| | Kombination | 0,133 | 0,144 |

kombinierten Zeitreihe an und stellt sie denen aus der GPS- und VLBI-Zeitreihe gegenüber. Sowohl die RMS- als auch die WRMS-Werte der kombinierten Lösung sind kleiner als die für GPS und VLBI. Das macht deutlich, dass beide Verfahren – auch die sehr genaue GPS-Lösung – von einer Kombination profitieren. Die gemeinsame Betrachtung von RMS- und WRMS-Werten ist insbesondere im Hinblick auf die VLBI-Lösungen sehr aufschlussreich. Der Grund für die starke Streuung der VLBI-EOP liegt in der schlechten und zudem stark variierenden Netzgeometrie. Diese hat einen großen Einfluss auf die Standardabweichungen der Lösungen. Vergleicht man RMS- und WRMS-Werte miteinander, spiegelt sich im Wesentlichen der Einfluss der Netzvariationen auf den RMS-Wert wider.

Tab. 3 und 4 geben die RMS und WRMS-Werte für Δ UT1 und die Nutationsparameter an. Für diese Parameter liefert GPS nur einen Beitrag zur zeitlichen Änderung, nicht aber den Absolutwert. Für alle drei Parameter nimmt der RMS zwar ab, der WRMS jedoch in

Tab. 3: RMS- und WRMS-Werte von $\Delta UT1$ der Epochenlösungen bzgl. IERS 05 C04. Zur Berechnung von RMS und WRMS wurden der Offset und eine zeitlich lineare Änderung abgezogen.

| | | $\Delta UT1$ |
|--------------|-------------|--------------|
| RMS [ms] | VLBI | 0,022 |
| | Kombination | 0,020 |
| WRMS [ms] | VLBI | 0,014 |
| | Kombination | 0,018 |

Tab. 4: RMS- und WRMS-Werte der Nutationsparameter (X, Y) aus Epochenlösungen bzgl. IERS 05 C04. Zur Berechnung von RMS und WRMS wurden der Offset und eine zeitlich lineare Änderung abgezogen.

| | | X-Parameter | Y-Parameter |
|---------------|-------------|-------------|-------------|
| RMS [mas] | VLBI | 0,130 | 0,150 |
| | Kombination | 0,124 | 0,131 |
| WRMS [mas] | VLBI | 0,082 | 0,094 |
| | Kombination | 0,098 | 0,105 |

der Kombination zu. Dies ist ein Hinweis darauf, dass entweder systematische Unterschiede zwischen den Beobachtungsverfahren vorliegen oder die Gewichtung der Beobachtungsverfahren noch nicht optimal ist.

3.2 Gravimetrische Raumbereobachtungen

Das zeitlich variable Gravitationsfeld der Erde kann mithilfe der Satellitenmission GRACE (Gravity and Climate Experiment) bestimmt werden; die Kugelfunktionskoeffizienten der niederen Grade lassen sich auch durch LAGEOS (Laser Geodynamics Satellite) ermitteln. Wie schon in der Einführung erwähnt, werden am DGFI derzeit keine globalen Schwerefeldmodelle erzeugt. Daher wurden zur Berechnung geophysikalischer Anregungsmechanismen der Erdrotation sechs externe Gravitationsfeldlösungen verwendet, die sich allgemein bezüglich der Eingangsdaten, der modellierten Beschleunigungen und der Prozessierungsstrategien unterscheiden. Am GFZ (GeoForschungsZentrum Potsdam), am CSR (Center for Space Research, University of Texas, Austin, USA) und am JPL (Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, USA) werden monatliche Gravitationsfeldlösungen angeboten. Als Beobachtungsgrößen werden hierzu GRACE »satellite-to-satellite tracking« (SST) Messungen zu GPS-Satelliten sowie SST K-Band-Messungen zwischen beiden GRACE-Satelliten genutzt; siehe Flechtner (2007), Bettadpur (2007), Watkins und Yuan (2007). Verwendet werden im Folgenden jeweils die Release 04 (RL04) Lösungen. Am

CNES/GRGS (Centre National d'Etudes Spatiales/Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale, Toulouse, Frankreich) werden aus den GRACE-SST-Messungen sowie den SLR-Beobachtungen zu LAGEOS, die vor allem zur Stabilisierung des Kugelfunktionskoeffizienten $C_{2,0}$ dienen, 10-Tage-Gravitationsfeldlösungen berechnet (Lemoine et al. 2007). Neben diesen RL02-Lösungen bietet CNES/GRGS eine Lösung an, die nur auf SLR-Beobachtungen zu LAGEOS beruht. Das Institut für Geodäsie und Geo-information (IGG) der Universität Bonn bestimmt u. a. monatliche Gravitationsfeldlösungen (ITG-Grace03), siehe Mayer-Gürr (2008).

4 Geophysikalische Anregungsmechanismen der Erdrotation

Mittels der geodätischen Raumbereobachtungen können einzelne Beiträge dynamischer Prozesse im System Erde identifiziert werden. Gemäß den Gleichungen (4a, b) werden die Massenterme der Anregungsfunktionen aus den Tensorkomponenten $\Delta I_{1,3}(t)$ und $\Delta I_{2,3}(t)$ berechnet. Diese stehen nach

$$\Delta I_{1,3}(t) = -(GM/G)a^2\sqrt{5/3}\Delta\bar{C}_{2,1}(t), \quad (9a)$$

$$\Delta I_{2,3}(t) = -(GM/G)a^2\sqrt{5/3}\Delta\bar{S}_{2,1}(t) \quad (9b)$$

in direktem Zusammenhang mit den Kugelfunktionskoeffizienten $\Delta\bar{C}_{2,1}(t)$ und $\Delta\bar{S}_{2,1}(t)$ des Gravitationspotenzials, d. h. mittels der Gleichungen (4a, b) und (9a, b) können geophysikalische Anregungsfunktionen abgeleitet werden. In den Gleichungen (9a, b) bedeuten GM die geozentrische Gravitationskonstante, G die Newtonsche Gravitationskonstante und a der äquatoriale Erdradius. Erläutert wird im Folgenden, wie der integrale und der ozeanische Massenterm bestimmt werden können.

4.1 Integraler Massenterm

Zur Bestimmung des integralen Massenterms werden jeweils die sogenannten Level-2-Produkte GSM und GAC der Gravitationsfeldlösungen benötigt, siehe z. B. Flechtner (2007). Das GSM-Produkt enthält die Potenzialkoeffizienten des Gravitationsfeldes der Erde ohne die Anteile der Gezeiten und der Kurzzeit-Massenvariationen der Atmosphäre und Ozeane. Das GAC-Produkt besteht aus den Potenzialkoeffizienten des nicht gezeitenbedingten Gravitationsfeldes der Atmosphäre und der Ozeane. Abb. 2 zeigt den integralen Massenterm der Anregungsfunktion $\chi_1(t)$, der aus der Summe $\Delta\bar{C}_{2,1}^{GSM} + \Delta\bar{C}_{2,1}^{GAC}$ der Potenzialkoeffizienten über die Gleichungen (4a) und (9a) berechnet wird.

Aus diesen Einzellösungen für den Massenterm wurden zudem Kombinationslösungen mit monatlicher (KLM) und

konstanter Gewichtung (KLk) geschätzt. Monatliche Gewichte wurden z.B. aus den monatlichen Abweichungen zwischen den Einzellösungen ermittelt. Zur Validierung dieser gravimetrischen Einzel- und Kombinationslösungen wurden zunächst die im Abschnitt 3.1 vorgestellten Zeitreihen der Polkoordinaten in Anregungsfunktionen transformiert (Göttl und Seitz 2009). Von diesen Ergebnissen wurden die Bewegungsterme (vgl. (4a, b)) subtra-



Abb. 2: Anregungsfunktion χ_1 (integraler Massenterm) berechnet aus den Gravitationsfeldern RL04 vom GFZ (blau), CSR (rot), JPL (braun), IGG (violett), GRGS (grün) und SLR (magenta). Bias und Trend wurden jeweils abgespalten. Für χ_2 werden ähnliche Ergebnisse erhalten.

hiert. Diese wurden einmal aus den Modellen NCEP (National Centers for Environmental Prediction) und ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean) (geometrische Kombination A) sowie ein weiteres Mal aus den Modellen ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) und OMCT (Ocean Model for Circulation and Tides) (geometrische Kombination B) gerechnet. In Tab. 5 sind die RMS-Werte der Differenzen zwischen den gravimetrischen und den geometrischen Lösungen sowie die Korrelationen dargestellt. Die kombinierten gravimetrischen Lösungen zeigen höhere Übereinstimmungen mit den geometrischen Lösungen als die gravimetrischen Einzellösungen. Es lässt sich schlussfolgern, dass durch eine Kombination mehrerer Lösungen die Qualität verbessert werden kann.

4.2 Ozeanischer Massenterm

Massenverlagerungen in den Ozeanen rufen Änderungen des Gravitationsfeldes und der Meereshöhen hervor. Ozeanische Gravitationsfeldänderungen können durch Einsatz eines Filters und einer Ozean-Maske von den integralen Gravitationsfeldänderungen der Erde getrennt werden. Am DGFI wurde folgendermaßen vorgegangen:

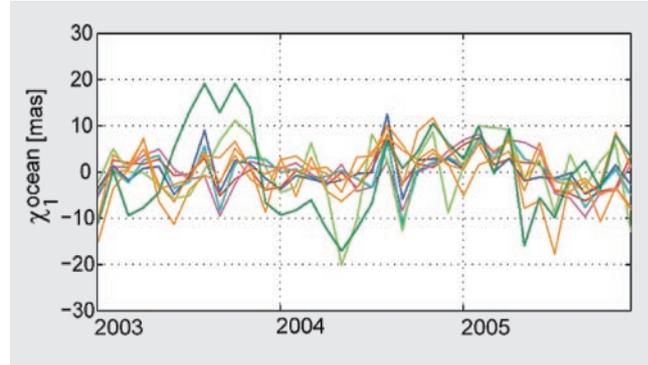


Abb. 3: Anregungsfunktion $\chi_1^{OCEAN}(t)$ (ozeanischer Massenterm), berechnet aus den Gravitationsfeldmodellen RL04 vom GFZ, JPL, IGG (alle braun), GRGS (dunkelgrün), CSR (hellgrün) und aus den Meereshöhenänderungen von AVISO A-I (rot), A-W (magenta) und DGFI D-I (blau), D-W (türkis). Bias und Trend wurden jeweils abgespalten. Für $\chi_2^{OCEAN}(t)$ sind die Ergebnisse vergleichbar.

Die Level-2-Produkte GSM der in Abschnitt 3.2 genannten zeitlich variablen Gravitationsfeldlösungen (bis auf die SLR-Lösung von CNES/GRGS) werden zunächst mithilfe eines anisotropen Filters gemäß Kusche (2007) geglättet. Aus den gefilterten Kugelfunktionskoeffizienten werden anschließend global äquivalente Wasserhöhen berechnet. Durch Multiplikation dieser Ergebnisse mit einer Ozean-Maske setzt man alle Signalwerte über den Kontinenten zu null. Das resultierende ozeanische Signal wird anschließend in ozeanische Potenzialkoeffizienten $\Delta\bar{C}_{2,1}^{OCEAN}(t)$ und $\Delta\bar{S}_{2,1}^{OCEAN}(t)$ umgerechnet. Die ozeanischen Massenterme der Anregungsfunktionen $\chi_1^{OCEAN}(t)$ und $\chi_2^{OCEAN}(t)$ werden dann wieder mit den Gleichungen (4a, b) und (9a, b) ermittelt; erstere sind in Abb. 3 gezeigt.

Der ozeanische Massenterm kann auch von Meereshöhenänderungen (sea level anomalies, SLA) abgeleitet

Tab. 5: Vergleich der Anregungsfunktion χ_1 (integraler Massenterm) aus gravimetrischen Beobachtungen mit den entsprechenden Anregungsfunktionen aus geometrischen Verfahren und Modellen (weiß: RMS-Wert in [mas], grau: Korrelation). Die Kombination A ist berechnet mit NCEP und ECCO; die Kombination B mit ECMWF und OMCT. Für χ_2 werden ähnliche Ergebnisse erhalten.

| χ_1 | GFZ | CSR | JPL | IGG | GRGS | SLR | KLm | KLk | | | | | | | | |
|----------|-----|-----|-----|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| A | 0,8 | 6,0 | 0,7 | 7,1 | 0,7 | 7,5 | 0,7 | 7,1 | 0,6 | 9,0 | 0,6 | 8,7 | 0,8 | 5,3 | 0,8 | 5,3 |
| B | 0,6 | 8,0 | 0,6 | 8,2 | 0,5 | 10,0 | 0,6 | 8,3 | 0,6 | 8,9 | 0,7 | 7,5 | 0,8 | 6,7 | 0,8 | 6,7 |

werden, die mithilfe der Satellitenaltimetrie präzise beobachtet werden. Hier wurden Multi-Missions-Lösungen von AVISO (Archivage, Validation et Interpretation des donnees des Satellites Océanographiques) und vom DGFI verwendet. Da die SLA von Massen- und Volumenänderungen (sterischer Effekt) des Meerwassers herrühren, müssen die sterischen Meereshöhenänderungen (SSLA) zur Bestimmung der ozeanischen Massenverlagerungen eliminiert werden. Diese können gemäß

$$SSLA = \int_{-H}^0 \frac{\rho(S, T, p) - \rho(\bar{S}, \bar{T}, p)}{\rho(\bar{S}, \bar{T}, p)} dz \quad (10)$$

durch vertikale Integration über die Dichteänderungen des Meerwassers berechnet werden (Lombard et al. 2005). Die Dichte ρ wird von Salzgehalt S , Temperatur T und Druck p des Meerwassers abgeleitet. Der mittlere Salzgehalt \bar{S} des Ozeans beträgt etwa 34,7‰, und die mittlere Temperatur \bar{T} liegt bei 3,5°C. Verwendet wurden hier die dreidimensionalen Temperatur- und Salzgehaltfelder des Welt-Ozean-Atlas 2005 (Antonov et al. 2006) sowie die entsprechenden Werte von Ishii et al. (2006) sowie Ishii und Kimoto (2009, Version 6.7). Nach Subtraktion der SSLA können von den äquivalenten Wasserhöhen, wie zuvor aufgezeigt, ozeanische Anregungsfunktionen abgeleitet werden. Die Ergebnisse sind ebenfalls in Abb. 3 dargestellt. Die AVISO-Lösungen werden mit A-I (Ishii) bzw. A-W (Welt-Ozean-Atlas) bezeichnet, die entsprechenden DGFI-Lösungen mit D-I und D-W. Die gravimetrischen Lösungen von GRGS und CSR weisen die größten Abweichungen auf. Eine Ursache dafür könnte sein, dass bei der Berechnung der GRGS-Lösung anstelle des GAD-Produkts das GAC-Produkt berücksichtigt wurde, da das GAD-Produkt derzeit nicht zur Verfügung steht.

Schließlich wurde untersucht, ob eine durch Ausgleich bestimmte Kombination der gravimetrischen und altimetrischen Lösungen für den ozeanischen Massenterm die geodätischen Ergebnisse verbessern kann. Dabei wurde eine monatliche Gewichtung (KLM) verwendet. Zur Validierung wurden die Einzellösungen und die Kombinationslösung mit den Ozeanmodellen ECCO und OMCT verglichen. Die RMS-Differenzen und Korrelationen aus diesen Vergleichen sind in Tab. 6 dargestellt. Die Ana-

lysen zeigen, dass die Lösungen der geophysikalischen Modelle höhere Übereinstimmungen mit der Kombinationslösung aufweisen als mit den Einzellösungen.

5 Ausblick

Mit den in den Abschnitten 3 und 4 vorgestellten Strategien wurden Zeitreihen von EOP und Anregungsmechanismen gewonnen und verglichen.

Wichtige Aspekte, die entscheidend für die Bestimmung der EOP aus geometrischen Raumbeobachtungsverfahren sind und in Zukunft eingehend untersucht werden sollen, sind:

1. Ein Nachteil der täglichen Lösungen ist die geringe Langzeitstabilität der resultierenden Parameterzeitreihen. Es ist zu prüfen, für welche zeitliche Auflösung sowohl eine gute Stabilität des Netzes als auch eine gute Approximation der Stationsbewegungen erreicht werden kann.
2. Die Gewichtung der Beobachtungsverfahren zueinander muss optimiert werden.

Zudem werden derzeit am DGFI Strategien entwickelt, die zu eigenen Gravitationsfeldlösungen führen werden. Aus der Kombination geometrischer, gravimetrischer und altimetrischer Raumverfahren lassen sich unter Zuhilfenahme geophysikalischer Modelle individuelle Beiträge bestimmter Komponenten des Erdsystems (z.B. Atmosphäre, Ozeane oder kontinentale Hydrologie) zu Erdrotationsschwankungen identifizieren und quantifizieren. Dies kann nicht nur zu einer Verbesserung der geophysikalischen Modelle führen, sondern auch wertvolle Hinweise zum Verständnis des Klimawandels geben.

Danksagung

Die in den Abschnitten 3 und 4 vorgestellten Ergebnisse entstammen großteils Forschungsarbeiten innerhalb der Forschergruppe FOR 584 »Erdrotation und globale dynamische Prozesse«. Die Autoren bedanken sich bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für die Förderung der Projekte.

Tab. 6: Vergleich von $\chi_1^{OCEAN}(t)$ (ozeanischer Massenterm), berechnet aus gravimetrischen und altimetrischen Beobachtungen mit den entsprechenden Termen, abgeleitet aus Ozeanmodellen (weiß: RMS-Wert in [mas], grau: Korrelation). Für die Anregungsfunktion $\chi_2^{OCEAN}(t)$ sind die Ergebnisse ähnlich.

| χ_1^{OCEAN} | A-I | | A-W | | D-I | | D-W | | GFZ | | CSR | | JPL | | IGG | | KLM | |
|------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| ECCO | 0,4 | 4,4 | 0,3 | 5,1 | 0,6 | 3,7 | 0,5 | 4,0 | 0,7 | 4,2 | 0,5 | 6,4 | 0,4 | 5,1 | 0,6 | 4,2 | 0,7 | 3,1 |
| OMCT | 0,4 | 4,0 | 0,5 | 4,4 | 0,5 | 3,9 | 0,6 | 3,7 | 0,5 | 5,4 | 0,5 | 6,4 | 0,7 | 3,4 | 0,7 | 3,3 | 0,7 | 2,6 |