

Ein GRACE-Gravitationsfeld berechnet aus der Analyse kurzer Bahnbögen – Die Bonner Lösung ITG-Grace02s

Torsten Mayer-Gürr

Zusammenfassung

Für das Gravitationsfeldmodell ITG-Grace02s wurden aus drei Jahren GRACE-Daten in einer gemeinsamen Ausgleichung sowohl ein statisches Gravitationsfeld als auch im langwelligen Bereich die zeitlichen Variationen geschätzt. Die Analyseverfahren beruht auf der Newton'schen Bewegungsgleichung formuliert als Randwertaufgabe, die auf relativ kurze Bahnbögen von 30 Minuten Länge angewendet wird. Für die zeitlichen Variationen wird im Gegensatz zu den üblichen Monatslösungen eine stetige Repräsentation durch quadratische Splines angesetzt. Eine Validierung wurde durch den Vergleich mit anderen GRACE-Lösungen sowie unabhängigen Daten durchgeführt.

Summary

In the processing of the gravity field model ITG-Grace02s three years of GRACE data have been used to simultaneously determine a high resolution static gravity field model as well as monthly variations in the long-wavelength part in one recovery step. The analysis procedure is based on Newton's equation of motion formulated as a boundary value problem applied to relatively short arcs of the satellite's orbit of approximately 30 minutes length. In contrast to the common representation of the temporal variations in terms of monthly solutions a different approach is applied using a continuous modelling by quadratic splines. The validation of the achieved results was performed by comparison with other GRACE solutions as well as by external validation based on different independent data sets.

1 Einleitung

Die Zwillingsatellitenmission GRACE liefert seit Mitte 2002 wissenschaftliche Daten zur Bestimmung des Gravitationsfeldes der Erde (Tapley et al. 2004). Die präzise Bestimmung der Veränderungen des Gravitationsfeldes ermöglicht die Verfolgung von Massentransporten, wie die Wasserspeicherung im hydrologischen Zyklus oder das Abschmelzen der Eismassen in Grönland und der Antarktis. Ein genaues Geoid ist auch die Grundlage zur Ableitung der Meeresströmungen aus Altimeterdaten. GRACE liefert somit einen wichtigen Beitrag zum Verständnis des Systems Erde in Zeiten des Klimawandels. Die wichtigste Messgröße bei dieser Mission ist die genaue Bestimmung des Abstands zwischen den beiden Satelliten, die hintereinander auf der gleichen Bahn

die Erde umrunden. Sie erfolgt mit einem Mikrowelleninstrument im K-Band-Bereich mit einer Genauigkeit von wenigen μm . Aus diesen Messungen werden die Relativentfernung, -geschwindigkeit und -beschleunigung abgeleitet. Zusätzlich werden mit Hilfe von Akzelerometern an Bord jedes Satelliten die nicht-gravitativen Störkräfte erfasst. Aus diesen Daten sind eine Reihe von globalen Gravitationsfeldmodellen, reine Satellitenlösungen sowie Kombinationsmodelle abgeleitet worden, wie das EIGEN-GL04S1 und das Kombinationsmodell EIGEN-GL04C (Förste et al. 2006). Andere GRACE-Modelle sind das GGM02C und GGM02S (Tapley et al. 2005). An dieser Stelle soll das Modell ITG-Grace02s vorgestellt werden. Es unterscheidet sich in der Berechnung in verschiedenen Punkten von den anderen Lösungen.

Die anderen Lösungen beruhen auf dem klassischen Ansatz der Satellitengeodäsie. Dieser Ansatz besteht im Wesentlichen aus der Ableitung der Koeffizienten einer Kugelfunktionsreihe aus der Analyse von akkumulierten Bahnstörungen. Dafür ist es nötig, lange Bahnbögen zu analysieren, um die charakteristischen periodischen und säkularen Störungen zu erfassen, die durch kleine Korrekturen der Störkraftfunktion hervorgerufen werden. Es kann gezeigt werden, dass diese Voraussetzung für die neue Generation der Satellitenmissionen mit ihrer hohen Datendichte nicht mehr benötigt wird (Ilk et al. 2006). Das hier verwendete Verfahren beruht auf der Analyse kurzer Bahnbögen und hat daher eher Ähnlichkeiten mit in-situ Methoden. Eine weitere Besonderheit ist die gemeinsame Ausgleichung des langwelligen zeitvariablen Anteils zusammen mit dem höher aufgelösten statischen Gravitationsfeldes. Dabei werden nicht, wie üblich, unabhängige Monatslösungen berechnet, sondern die Zeitvariabilität durch stetige Splinefunktionen approximiert.

In den nächsten zwei Abschnitten wird zunächst das verwendete physikalische und stochastische Modell erläutert. Im darauf folgenden Abschnitt 4 wird die konkrete Modell- und Parameterwahl für die Schätzung des Modells ITG-Grace02s beschrieben. In Abschnitt 5 wird der zeitvariable Anteil der ITG-Grace02s-Lösung und anschließend im nächsten Abschnitt der statische Anteil vorgestellt. Hier wird auch ein Vergleich mit anderen GRACE-Lösungen und externen Daten durchgeführt. Der Artikel endet mit einer Zusammenfassung.

2 Das physikalische Modell

Die Grundlage für die Bewegung eines Satelliten ist die Newton'sche Bewegungsgleichung

$$\ddot{\mathbf{r}}(t) = \mathbf{f}(t, \mathbf{r}, \dot{\mathbf{r}}). \quad (1)$$

Die Beschleunigung des Satelliten $\ddot{\mathbf{r}}$ wird durch die spezifischen Kräfte \mathbf{f} beschrieben, die auf den Satelliten wirken. Diese Differentialgleichung zweiter Ordnung kann für einen kurzen Bahnbogen als Randwertproblem gelöst werden. Dabei wird die Position \mathbf{r} des Satelliten in Abhängigkeit von der Anfangsposition \mathbf{r}_A und Endposition \mathbf{r}_B des Bahn Bogens und einem Integral über die spezifischen Kräfte dargestellt:

$$\mathbf{r}(\tau) = (1 - \tau)\mathbf{r}_A + \tau\mathbf{r}_B - T^2 \int_0^1 K(\tau, \tau') \mathbf{f}(\tau') d\tau'. \quad (2)$$

Hierin ist die Zeit τ auf die Länge des Bahnstücks normiert:

$$\tau = \frac{t - t_A}{T} \quad \text{mit} \quad T = t_B - t_A. \quad (3)$$

Der Integralkern lautet

$$K(\tau, \tau') = \begin{cases} \tau'(1 - \tau) & \text{für } \tau' \leq \tau \\ \tau(1 - \tau') & \text{für } \tau' > \tau \end{cases}. \quad (4)$$

Gleichung (2) stellt eine Beobachtungsgleichung für die z.B. aus GPS gemessenen Positionen in Abhängigkeit von den spezifischen Kräften dar. Die Beobachtungsgleichungen für die Relativentfernung ρ können hieraus abgeleitet werden, indem Gleichung (2) für jeden Satelliten getrennt aufgestellt wird und die Differenz auf die Verbindungslinie projiziert wird:

$$\rho(t) = \mathbf{e}_{12}(t) \cdot (\mathbf{r}_2(t) - \mathbf{r}_1(t)), \quad (5)$$

wobei \mathbf{e}_{12} der Einheitsvektor in Richtung der Verbindungsgeraden ist. Dieser Vektor kann mit einer Genauigkeit von wenigen Millibogensekunden direkt aus den Bahnen der Satelliten berechnet werden, wenn man von einer Genauigkeit der Bahnbestimmung im cm-Bereich ausgeht und den Abstand von über 200 km zwischen den beiden Satelliten beachtet. Dennoch reicht die Genauigkeit für die hochpräzisen K-Band-Messungen nicht aus, so dass die Gleichungen weiter verfeinert werden müssen. An dieser Stelle kann darauf nicht weiter eingegangen werden, so dass auf Mayer-Gürr (2006) verwiesen werden muss. Ähnliche Gleichungen wie die Beobachtungsgleichungen (5) für den Abstand können durch Differentiation auch für die Relativgeschwindigkeiten und Relativbeschleunigungen abgeleitet werden.

Die Gleichungen (2) und (5) stellen Gleichungen in Abhängigkeit von den spezifischen Kräften \mathbf{f} dar. Um daraus

Beobachtungsgleichungen zur Schätzung des Gravitationsfeldes zu erhalten, wird die Kräftefunktion aufgeteilt in einen Anteil, der gemessen oder berechnet werden kann, und den Einfluss des unbekannten, zu schätzenden Gravitationspotentials

$$\mathbf{f} = \mathbf{f}_a + \nabla V. \quad (6)$$

Der erste Term \mathbf{f}_a enthält unter anderem die Gezeitenkräfte von Sonne und Mond sowie die Reibungskräfte der Atmosphäre, die vom Akzelerometer an Bord der Satelliten gemessen werden. Das Gravitationspotential V im zweiten Term wird üblicherweise in eine Reihe nach Kugelfunktionen entwickelt:

$$V(\lambda, \vartheta, r) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=-n}^n c_{nm} Y_{nm}(\lambda, \vartheta). \quad (7)$$

Neben den Kugelfunktionen können aber auch andere Basisfunktionen zur Parametrisierung verwendet werden, wie sphärische Splines oder Wavelets, siehe z.B. Mayer-Gürr et al. (2006) oder Schmidt et al. (2006).

Aufgrund von Massentransporten sind die Potentialkoeffizienten c_{nm} zeitabhängig. Die einfachste Möglichkeit, dies zu berücksichtigen, besteht darin, regelmäßig einen neuen, unabhängigen Satz von Potentialkoeffizienten anzusetzen – üblicherweise monatlich. Um einen zeitlich stetigen Verlauf zu erhalten, wurde bei der Schätzung für das Modell ITG-Grace02s der Verlauf der Koeffizienten durch quadratische Splines approximiert:

$$c_{nm}(t) = \sum_{i=1}^N c_{nm}^i \Phi_i(t), \quad (8)$$

wobei der Knotenabstand der Splinefunktionen $\Phi_i(t)$ halbmonatlich gewählt wurde.

Um das Gravitationsfeld im Sinne eines Gauß-Markoff-Modells aus den Beobachtungen schätzen zu können, müssen die Beobachtungsgleichungen linearisiert werden. Für die Relativentfernungsmessungen lauten die linearisierten Gleichungen

$$\rho = \rho_0 + \left. \frac{\partial \rho}{\partial \mathbf{x}} \right|_0 \cdot \Delta \mathbf{x} + \dots \quad (9)$$

Die Näherungswerte ρ_0 können durch Gleichung (5) berechnet werden, wobei die hierfür benötigten Positionen durch Integration eines Referenzfeldes mit Gleichung (2) erhalten werden. Die partiellen Ableitungen lassen sich am einfachsten mit Hilfe der Kettenregel berechnen:

$$\frac{\partial \rho}{\partial \mathbf{x}} = \frac{\partial \rho}{\partial r} \frac{\partial r}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \rho}{\partial \vartheta} \frac{\partial \vartheta}{\partial \mathbf{x}}, \quad (10)$$

wobei sich der erste Term aus der Linearisierung von Gleichung (5) ergibt, der zweite Term aus der Linearisierung von Gleichung (2) und der letzte aus Gleichung (7).

3 Das stochastische Modell

Die in das Gauß-Markoff-Modell eingeführten Beobachtungen sind zeitlich hoch korreliert. Ein wesentlicher Grund ist die Reduktion der Entfernungsmessungen durch die Einflüsse der nicht-gravitativen Kräfte, die unter anderem durch die Integration der verrauschten Beschleunigungsmesserdaten gewonnen werden. Abb. 1 zeigt die typischen Residuen der Relativentfernungsbeobachtungen für einen Bahnbogen mit einer Länge von 30 Minuten. Damit diese langwelligen Fehler fälschlicherweise nicht als Gravitationssignal interpretiert werden, kann man in der Schätzung empirische Parameter einführen. Eine wesentlich bessere Möglichkeit ist aber, das Fehlverhalten durch ein entsprechendes stochastisches Modell zu berücksichtigen. Das geschieht durch Einführung einer Varianz-Kovarianzmatrix

$$C(l) = \sigma^2 P^{-1}. \quad (11)$$

Wird eine Varianz-Kovarianzmatrix bei der Lösung des Gauß-Markoff-Modells berücksichtigt, die das Fehlverhalten korrekt beschreibt, entspricht dies einer Dekorrelation der Beobachtungen und die Residuen sollten nach dem Ausgleich ein weißes Rauschen mit einer Standardabweichung von 1 zeigen. Die hier verwendete Matrix setzt sich aus zwei Teilen zusammen: Der erste Teil beschreibt das Rauschverhalten des K-Band-Entfernungsmessers, $\sigma_p^2 F C(p) F^T$, und der zweite Teil die Varianzen

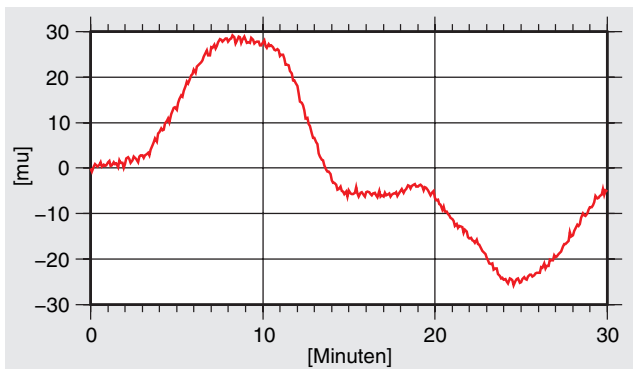


Abb. 1: K-Band-Residuen nach der Ausgleichung ohne Dekorrelation für einen 30-Minuten-Bahnbogen

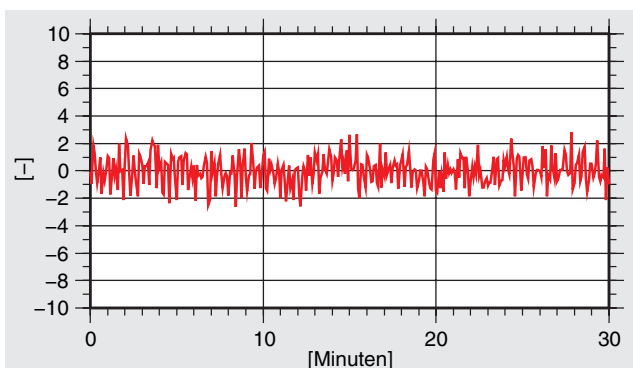


Abb. 2: K-Band-Residuen nach der Ausgleichung mit Dekorrelation für einen 30-Minuten-Bahnbogen

$\sigma_a^2 B C(a) B^T$ aufgrund der Korrekturen wegen Störbeschleunigungen, die mit Hilfe des Beschleunigungsmessers berechnet werden. Damit gilt für die Varianz-Kovarianzmatrix der Beobachtungen:

$$C(l) = \sigma_p^2 F C(p) F^T + \sigma_a^2 B C(a) B^T. \quad (12)$$

Die Matrix F beschreibt hierin die Filterung der Phasenbeobachtungen, siehe Thomas (1999) und Wu et al. (2004), und die Matrix B die linearisierte Korrektur dieser Beobachtungen aufgrund der Akzelerometermessungen (Mayer-Gürr 2006). Abb. 2 zeigt die dekorrelierten Residuen nach der Ausgleichung für den gleichen Bahnbogen wie in Abb. 1. Die dekorrelierten Residuen sind einheitenlos, da die Einheiten in der Varianz-Kovarianzmatrix berücksichtigt wurden.

4 Datensatz und Parameterwahl

Für die Bestimmung der Gravitationsfeldlösung ITG-Grace02s wurden die Daten der Satellitenmission GRACE vom Februar 2002 bis einschließlich Dezember 2005 ausgewertet. Innerhalb dieses Zeitraums von fast drei Jahren wurden ca. 18 Millionen Entfernungsmessungen des K-Band-Systems als Beobachtungen verwendet. Die ebenfalls erhältlichen Positionsdaten der Satelliten wurden nur als Näherungswerte für die linearisierten Beobachtungsgleichungen verwendet. Die Messungen wurden um die Gezeitenkräfte von Sonne, Mond und den Planeten korrigiert. Die Ephemeriden wurden dabei dem Datensatz JPL405 entnommen. Die Deformation der Erde aufgrund dieser Gezeitenkräfte (Gezeiten der festen Erde) wurde nach den IERS2003-Konventionen berücksichtigt (McCarthy und Petit 2004). Das Modell FES2004 diente zur Berechnung der Ozeangezeiten (Le Provost 2001). Da man mit der GRACE-Mission die kurzfristigen Massenverlagerungen in der Atmosphäre und im Ozean nicht auflösen kann, diese aber durch Aliasing-Effekte die Lösung beeinflussen, müssen die Messungen um diese Effekte reduziert werden. Hierzu diente das vom GFZ prozessierte AOD-Produkt (Atmosphere and Ocean Dealiasing). Schließlich wurden noch die nicht-gravitativen Kräfte, wie die Reibung der Atmosphäre, durch die Messwerte des Beschleunigungsmessers an Bord der Satelliten berücksichtigt.

Das gesuchte Gravitationsfeld wurde für den statischen Teil durch eine Kugelfunktionsreihe vom Grad $n=2$ bis $n=160$ mit 25.917 unbekannten Parametern repräsentiert. Gleichzeitig wurde der zeitvariable Anteil bis zum Kugelfunktionsgrad $n=40$ mitgeschätzt, modelliert durch quadratische Splines mit halbmonatlicher Auflösung. Zusätzlich wurden für jedes 30-Minuten-Bahnstück Parameter für das K-Band-Instrument und die Beschleunigungsmesser angesetzt, die neben der Kalibrierung der Instrumente auch weitere nicht modellierte Resteffekte aufnehmen sollen.

5 Die zeitlichen Variationen

Einer der Schwerpunkte der GRACE-Mission ist die Erfassung des zeitveränderlichen Gravitationsfeldes der Erde. Sie liefert damit einen wichtigen Beitrag zum Verständnis vieler Phänome des dynamischen Systems Erde. Im Rahmen der ITG-Grace02-Lösung wurden die zeitlichen Variationen über den gesamten Auswertungszeitraum von drei Jahren als Kugelfunktionsreihe bis zum Grad $n=40$ mit einer zeitlichen Auflösung von einem halben Monat mitgeschätzt. Zwei daraus abgeleitete Ergebnisse sollen nun kurz vorgestellt werden. Für einen Vergleich mit anderen Lösungen siehe Zenner (2007).

Abb. 3 zeigt die Amplitude des jährlichen Zyklus, die aus den Variationen der ITG-Grace02s-Lösung geschätzt

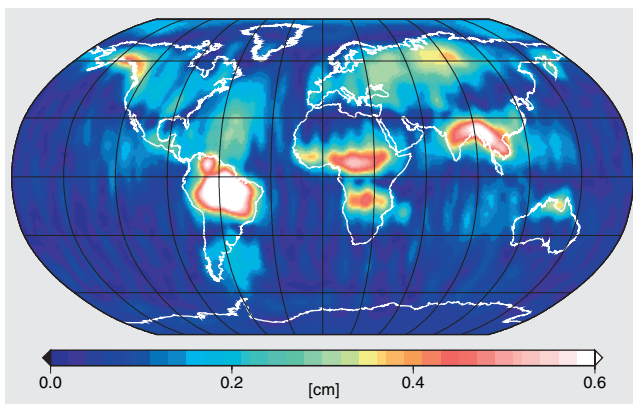


Abb. 3: Amplituden des Jahregangs im Geoid aus ITG-Grace02s

wurde, in Form von Geoidundulationen. Die größten Schwankungen sind über den Kontinenten erkennbar. Besonders in den großen tropischen Flusseinzugsgebieten, wie dem Amazonas in Südamerika, dem Kongo und dem Niger in Afrika sowie dem Ganges in Indien, sind die saisonalen Effekte deutlich erkennbar.

Neben den saisonalen Effekten in den Geoidundulationen lassen sich auch weitere Massenveränderungen in einzelnen Gebieten aus der ITG-Grace02s-Lösung ableiten. Die Variationen der Oberflächenmassen lassen sich

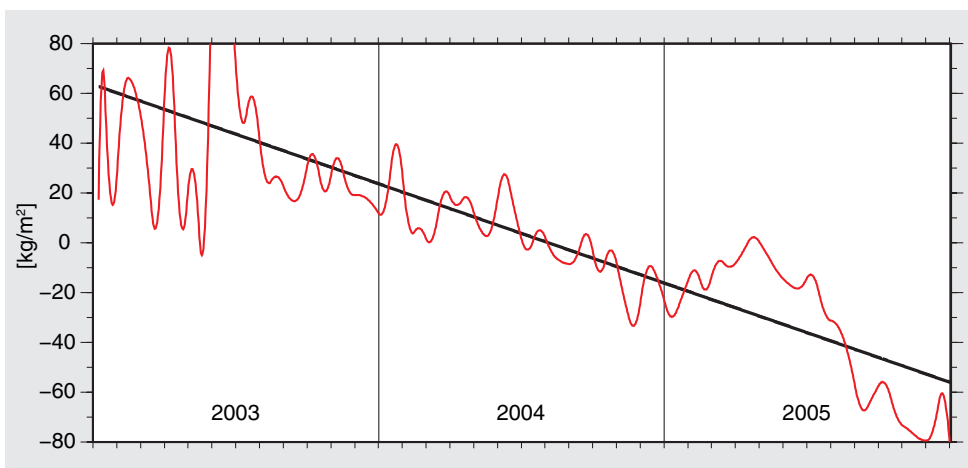


Abb. 4: Mittlere Oberflächenmassen in Grönland berechnet aus ITG-Grace02s

aus den zeitveränderlichen Potentialkoeffizienten nach der folgenden Formel berechnen:

$$\sigma(\lambda, \vartheta, t) = \frac{GM}{4\pi R^2 G} \sum_{n=0}^{\infty} (2n+1) \sum_{m=-n}^n c_{nm}(t) Y_{nm}(\lambda, \vartheta). \quad (13)$$

Abb. 4 zeigt beispielhaft den Verlauf der mittleren Oberflächenmassen in Grönland, wobei die Werte relativ zum statischen Anteil von ITG-Grace02s dargestellt wurden. Der Massenverlust kann auf das Abschmelzen der Eismassen zurückgeführt werden. An dieser Grafik lässt sich außerdem gut erkennen, dass im ITG-Grace02s-Modell keine Monatsmittelwerte berechnet wurden, sondern für den zeitlichen Verlauf eine stetige Repräsentation gewählt wurde.

6 Das statische Feld

Das Signal des statischen Anteils des Gravitationsfeldes ist weitaus größer als die zeitlichen Variationen und ist

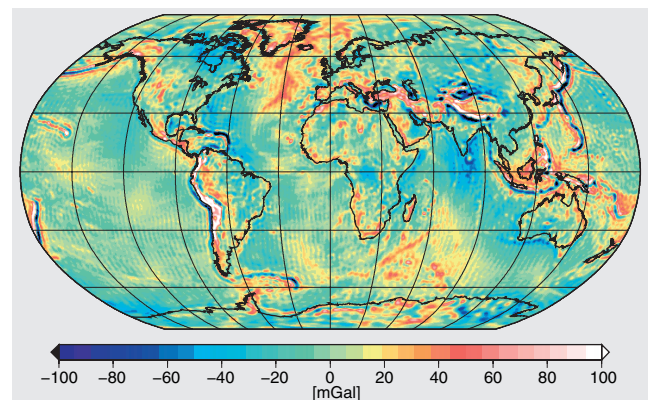


Abb. 5: Schwereanomalien berechnet aus ITG-Grace02s (Grad $n=2 \dots 160$)

daher mit einer wesentlich größeren Auflösung signifikant aus den GRACE-Daten bestimmbar. Abb. 5 zeigt den statischen Anteil der ITG-Grace02s-Lösung als Schwereanomalien bis zum Grad $n=160$. Diese Lösung soll nun mit den Lösungen anderer Institutionen, die ebenfalls auf GRACE-Daten beruhen, verglichen werden. Dies ist zum einen das reine Satellitenmodell GGM02S und die kombinierte Lösung GGM02C vom Center of Space Research (CSR) (Tapley 2005). Abb. 6 zeigt die Ergebnisse im Spektralbereich. Die Gradamplituden der Differenzen von ITG-Grace02s

zu den Modellen GGM02S und GGM02C sind bis zum Grad $n=90$ ungefähr gleich, aber ab Grad $n=90$ wesentlich kleiner zum kombinierten Modell GGM02C als zur reinen GRACE-Lösung GGM02S. Dies liegt daran, dass in den höheren Graden das Modell GGM02C durch terrestrische Beobachtungen gestützt wird und unsere Lösung die höheren Grade augenscheinlich genauer auflöst, als es bei GGM02S gelingt. Ein ähnliches Verhalten kann man beim Vergleich zu der GRACE-Lösung EIGEN-GL04S1 und der kombinierten Lösung EIGEN-GL04C des GeoForschungszentrums Potsdam (GFZ) beobachten (siehe Abb. 7).

Auch hier sind die Gradamplituden der Differenzen in den höheren Graden kleiner zu der kombinierten Lösung als zu der reinen Satellitenlösung. Der auffällige Sprung

bei Grad $n=115$ erklärt sich durch die Kombinationsstrategie bei EIGEN-GL04C. Die Daten aus der GRACE-Mission flossen genau bis zu diesem Grad in die Lösung ein.

Der Vergleich der Modelle im Ortsbereich deutet darauf hin, dass GRACE-Daten auch in den höheren Kugelfunktionsgraden die Gravitationsfeldlösungen aus terrestrischen Daten noch verbessern können. Abb. 8 und 9 zeigen die Differenzen der ITG-Grace02s-Lösung zu EIGEN-GL0S1 bzw. EIGEN-GL04C in Form von Geoidundulationen. Die Unterschiede zum kombinierten Modell sind besonders groß in Südamerika und in der Antarktis. Von diesen Orten ist bekannt, dass die terrestrischen Daten nur sehr ungenau sind. Des weiteren ist erkennbar, dass die Differenzen zum EIGEN-GL04S1 die typischen Streifenmuster der GRACE-Lösungen zeigen,

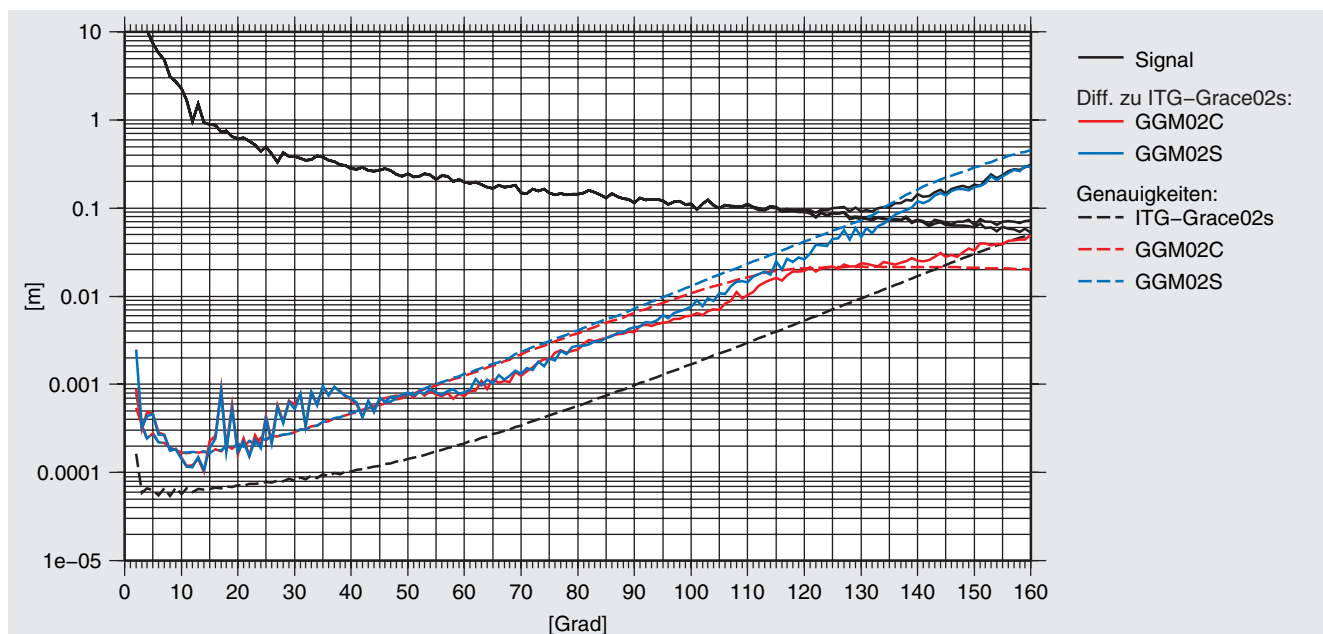


Abb. 6: Vergleich zwischen ITG-Grace02s und GGM02. Grad-Standardabweichungen in Form von Geoidhöhen

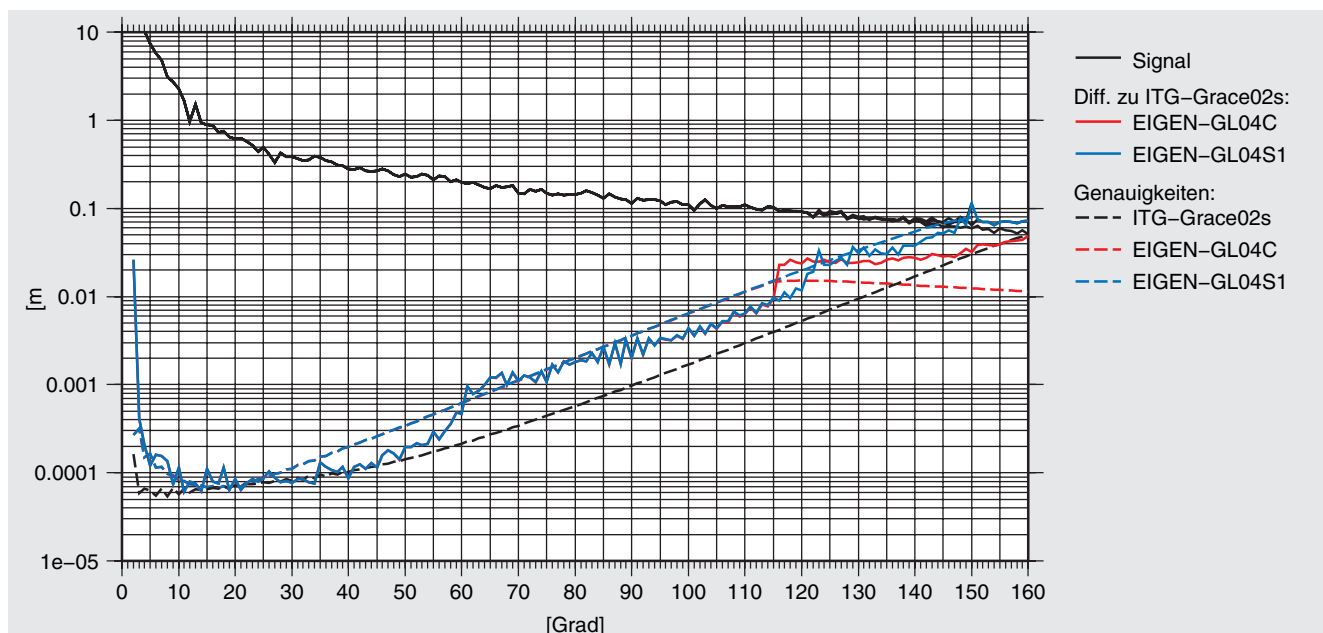


Abb. 7: Vergleich zwischen ITG-Grace02s und EIGEN-GL04. Grad-Standardabweichungen in Form von Geoidhöhen

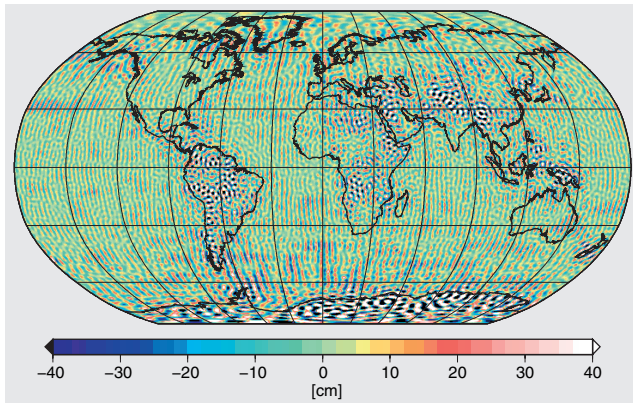


Abb. 8: Differenz zwischen ITG-Grace02s und EIGEN-GL04C in Geoidhöhen (Grad $n=2 \dots 150$)

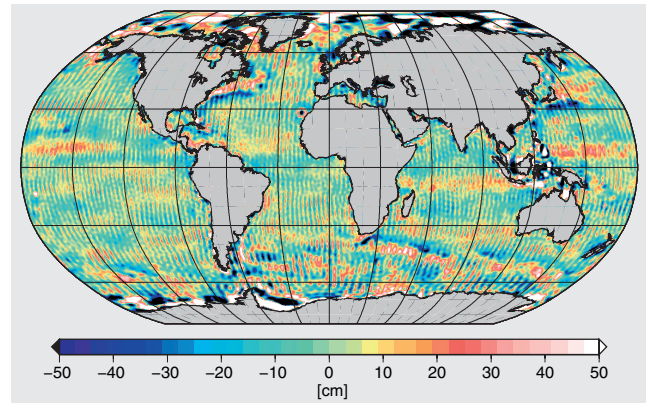


Abb. 10: Differenz zwischen ITG-Grace02s und EGM96 in Geoidhöhen (Grad $n=2 \dots 150$)

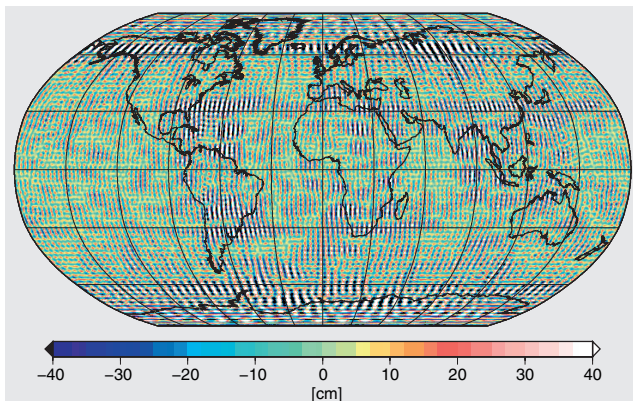


Abb. 9: Differenz zwischen ITG-Grace02s und EIGEN-GL04S1 in Geoidhöhen (Grad $n=2 \dots 150$)

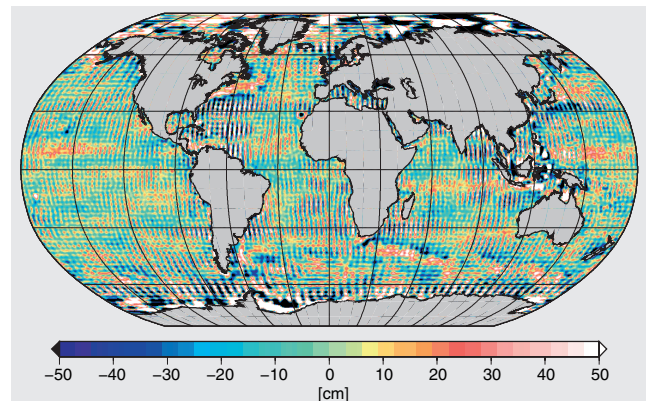


Abb. 11: Differenz zwischen EIGEN-GL04S1 und EGM96 in Geoidhöhen (Grad $n=2 \dots 150$)

während sie beim Vergleich zum kombinierten Modell stark reduziert sind.

Neben den Vergleichen zu anderen GRACE-Lösungen soll eine externe Validierung mit unabhängigen Datensätzen einen Hinweis auf die Genauigkeit der ITG-Grace02s-Lösung geben. Eine Möglichkeit ist der Vergleich mit dem Modell EGM96 (Lemoine et al. 1996). In Abb. 10 werden die Geoiddifferenzen zwischen ITG-Grace02s und EGM96 über den Ozeanen gezeigt. Über den Kontinenten sind die Abweichungen wesentlich größer und können bei der gewählten Farbskala nicht mehr dargestellt werden. Zum Vergleich sind die Differenzen der Modelle EIGEN-GL04S1 und GGM02C zum EGM96 in den Abb. 11 und 12 dargestellt. Die Kugelfunktionsreihen wurden in allen Fällen bis zum Grad $n=130$ ausgewertet. Die Lösung ITG-Grace02s hat den kleinsten quadratischen Fehler (RMS) im Vergleich zu den anderen Modellen und auch die typische Streifenbildung ist hier am wenigsten ausgeprägt.

Weitere Vergleiche mit unabhängigen Daten sind in Tab. 1 dargestellt. In den ersten beiden Spalten wurden Schwereanomalien der National Geospatial-Intelligence Agency (NGA, vormals National Imagery and Mapping Agency, NIMA) verwendet, die zum einen aus

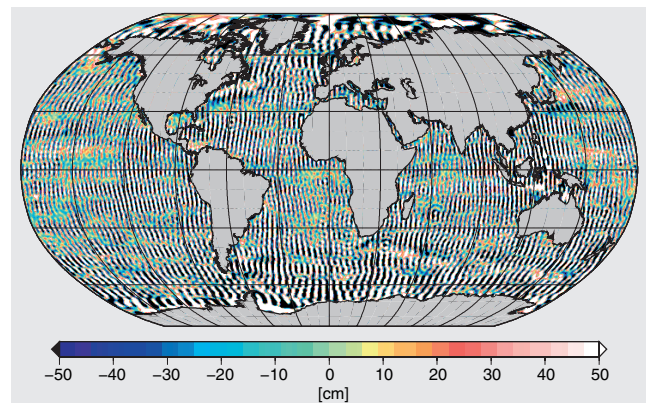


Abb. 12: Differenz zwischen GGM02S und EGM96 in Geoidhöhen (Grad $n=2 \dots 150$)

Tab. 1: Externe Validierung, alle Modelle bis Grad $n=130$, aufgefüllt mit EGM96

Modell	NIMA Altimeter	NIMA Terrestrisch	GPS USA	GPS Kanada
ITG-Grace02s	6.6 mGal	11.2 mGal	43.6 cm	31.2 cm
EIGEN-GL04S1	6.9 mGal	11.4 mGal	43.7 cm	32.6 cm
GGM02S	7.5 mGal	11.6 mGal	45.8 cm	36.1 cm
EIGEN-GRACE02S	7.7 mGal	12.0 mGal	48.6 cm	36.7 cm

Altimeterdaten abgeleitet (Trimme und Manning 1996) und zum anderen aus terrestrischen Messungen gewonnen wurden (Kenyon und Pavlis 1996). Die Spalten mit der Beschriftung GPS sind Vergleiche mit Geoidundulationen, die aus GPS/Nivellements abgeleitet wurden. Die Daten der USA stammen vom US National Geodetic Survey, die kanadischen Daten von den National Resources of Canada. Alle Gravitationsmodelle wurden bis zum Grad $n=130$ verglichen und mit dem EGM96 bis zum Grad 360 aufgefüllt, um den Abbruchfehler zu verringern. Auch hierbei hat das Modell ITG-Grace02s die kleinsten Abweichungen verglichen mit anderen reinen GRACE-Lösungen.

7 Zusammenfassung

In diesem Artikel wurde das GRACE-Gravitationsfeld ITG-Grace02s vorgestellt. Es besteht aus einem statischen Anteil bis zum Grad $n=160$ und den zeitlichen Variationen über einen Zeitraum von drei Jahren bis zum räumlichen Grad $n=40$. Die zeitlichen Variationen wurden dabei als stetige Funktionen mit Hilfe quadratischer Splines mit einem halbmonatlichen Knotenabstand modelliert. Es lassen sich deutlich geophysikalische Phänomene erkennen, wie der hydrologische Jahresgang oder das Abschmelzen der Eismassen in Grönland. Der statische Anteil zeigt die große Genauigkeit verglichen mit anderen GRACE-Lösungen. Das Modell bestätigt die am Institut für Geodäsie und Geoinformation in Bonn entwickelte Prozessierungsstrategie. Diese beruht auf der Analyse kurzer Bahnbögen mit Hilfe der Integralgleichung für die Randwertaufgabe, wie sie auch schon für die Auswertung der CHAMP-Daten verwendet wurde und zu den Modellen ITG-Champ01 und ITG-Champ02 führte, siehe Mayer-Gürr et al. (2005).

Die größten Quellen der Ungenauigkeiten in den GRACE-Lösungen scheinen aus der Sicht des Autors zurzeit die unzureichenden Hintergrundmodelle wie zum Beispiel das verwendete Ozeangezeitenmodell zu sein. Hier verspricht eine gemeinsame Schätzung des Gravitationsfeldes und der Ozeangezeiten aus GRACE-Daten eine deutliche Verbesserung der Lösung. Ein entsprechender Ansatz ist in Vorbereitung.

Literatur

- Förste, C., Flechtner, F., Schmidt, R., König, R., Meyer, U., Stubbenvoll, R., Rothacher, M., Barthelmes, F., Neumayer, H., Biancale, R., Bruinsma, S., Lemoine, J.-M., Loyer, S.: A mean global gravity field model from the combination of satellite mission and altimetry/gravimetry surface data EIGEN-GL04C, Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 03462, 2006.
- Ilk, K.H., Löcher, A., Mayer-Gürr, T.: Do we need new gravity field recovery techniques for the new gravity field satellites? Proceedings of the VI Hotine – Marussi Symposium of Theoretical and Computational Geodesy: Challenge and Role of Modern Geodesy, 29. Mai – 2. Juni, 2006, Wuhan, China, in Vorbereitung.
- Kenyon, S.C., Pavlis, N.K.: The Development of a Global Surface Gravity Data Base to be used in the Joint DMA/GSFC Geopotential Model. In: Rapp, R.H., R.S. Nerem und A.A. Cazenave (Hrsg.), Global Gravity Field and its temporal Variations, Band 116, International Association of Geodesy Symposia, Springer, 1996.
- Le Provost, C.: Ocean Tides. In: Fu, L.L. und A. Cazenave (Hrsg.): Satellite Altimetry and Earth Sciences. Springer, 267–303, 2001.
- Lemoine, F.G., Kenyon, S.C., Factor, J.K., Trimmer, R.G., Pavlis, N.K., Chinn, D.S., Cox, C.M., Klosko, S.M., Luthcke, S.B., Torrence, M.H., Wang, Y.M., Williamson, R.G., Pavlis, E.C., Rapp, R.H., Olson, T.R.: The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96, NASA/TP-1998-206861, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, 1998.
- Mayer-Gürr, T., Ilk, K.H., Eicker, A., Feuchtinger, M.: ITG-CHAMP01: A CHAMP Gravity Field Model from Short Kinematical Arcs of a One-Year Observation Period, Journal of Geodesy 78: 462–480, 2005.
- Mayer-Gürr, T.: Gravitationsfeldbestimmung aus der Analyse kurzer Bahnbögen am Beispiel der Satellitenmissionen CHAMP und GRACE, Dissertation am Institut für Geodäsie und Geoinformation, Universität Bonn, 2006.
- McCarthy, D.D. und G. Petit (Hrsg.): IERS Conventions 2003. Number 32 in IERS Technical Notes. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, 2004.
- Schmidt, M., S.-C. Han, J. Kusche, L. Sanchez, and C.K. Shum (2006), Regional high-resolution spatiotemporal gravity modeling from GRACE data using spherical wavelets, Geophys. Res. Lett., 33, L08403, doi:10.1029/2005GL025509.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Watkins, M., Reigber, Ch.: The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. Geophys Res Lett 31, L09607: doi 10.1029/2004GL019920, 2004.
- Tapley, B.D., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S., Wang, F.: GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE, Journal of Geodesy, doi 10.1007/s00190-005-0480-z, 2005.
- Thomas, J.B.: An analysis of Gravity-Field Estimation Based on Inter-satellite Dual-1-Way Biased Ranging, Number 98–15 in JPL Publication, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 1999.
- Trimme, R., Manning, D.M.: The Altimetry Derived Gravity Anomalies to be Used in Computing the Joint DMA/NASA Earth Gravity Model. In: Rapp, R.H., R.S. Nerem und A.A. Cazenave (Hrsg.), Global Gravity Field and its temporal Variations, Band 116, International Association of Geodesy Symposia, Springer, 1996.
- Wu, S.C., Kruizinga, G., Bertiger, W.: Algorithm Theoretical Basis Documents for GRACE Level-1B Data Processing V1.1. Technical Report GRACE 327-741, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 2004.
- Zenner, L.: Analyse und Vergleich verschiedener Schwerefeldlösungen. zfv – Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement, Heft 3/2007 – 132. Jahrgang, Wißner-Verlag, Augsburg 2007.

Anschrift des Autors

Dr.-Ing. Torsten Mayer-Gürr
Institut für Geodäsie und Geoinformation
Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn
53115 Bonn
Tel: +49 228 732628
mayer-guerr@geod.uni-bonn.de