

Analyse und Vergleich verschiedener Schwerefeldlösungen

Lieselotte Zenner

Zusammenfassung

Die Bestimmung des Erdschwerefeldes und seiner zeitlichen Variation – so lauten neben der Atmosphärensondierung die zwei wichtigsten Ziele von GRACE. Bereits seit März 2002 liefert die Satellitenmission kontinuierlich globale Daten über die in der Geodäsie und Ozeanographie wichtigste physikalische Bezugsfläche – das Geoid.

Verschiedene Analysezentren, darunter das *GeoForschungs-Zentrum* (GFZ, Potsdam), das *Center of Space Research* (CSR, Austin), das *Centre National D'Etudes Spatiales* (CNES, Toulouse), das *Jet Propulsion Laboratory* (JPL, Pasadena) sowie das *Institut für Theoretische Geodäsie* (ITG, Bonn) stellen GRACE-Schwerefeldlösungen zur Verfügung. Hauptaugenmerk dieses Beitrags liegt auf dem Vergleich zwischen den verschiedenen Lösungen. Die Analysen stützen sich dabei auf Daten, die vor Februar 2007 zugänglich waren. Es werden sowohl Charakteristiken im Orts- und Spektralbereich als auch Modellierungsdifferenzen und besondere Auffälligkeiten in den Feldern aufgezeigt. Der Beitrag endet in einem Vergleich von GRACE mit einem Hydrologiemodell (*LaD*). Hier zeigt sich, wie gut GRACE dazu geeignet ist, alternativ oder ergänzend zu bereits bestehenden (hydrologischen) Modellen, Massenbewegungen global durch Schweremessungen zu erfassen.

Summary

The two main objectives of the GRACE dual-satellite mission, apart from atmospheric sounding, is the determination of the Earth's gravity field and its temporal variation. Since March 2002 the satellites continuously and globally provide observations of the gravity field, which are the basis for the definition of the most important physical reference surface of geodesy and oceanography – the geoid.

Various research centres, like the GeoForschungsZentrum (GFZ, Potsdam), the Center of Space Research (CSR, Austin), the Centre National D'Etudes Spatiales (CNES, Toulouse), the Jet Propulsion Laboratory (JPL, Pasadena) and the Institut für Theoretische Geodäsie (ITG, Bonn) provide continuous time series of GRACE gravity solutions.

The main focus of this article is on the comparison between these various solutions. The analyses will be based on data-sets available before February 2007. Spectral and spatial characteristics in the fields as well as differences in modelling and distinctive features will be discussed. Finally, the GRACE gravity fields will be compared with a hydrological model (LaD). This example shall demonstrate the suitability of GRACE for global detection of mass variations with satellite gravity observations either as alternative or extension to existing (hydrological) models.

1 Einleitung

Als Gemeinschaftsprojekt der amerikanischen Raumfahrtbehörde (NASA) und des deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) gelang es, durch GRACE das globale Schwerefeld (Geoid) in einer bisher unübertroffenen Genauigkeit (1 cm Geoid) zu bestimmen. So können Strukturen im Erdschwerefeld mit einer räumlichen Auflösung von bis zu 200 Kilometern und einer zeitlichen Auflösung von 30 Tagen erfasst werden (Reigber et al. 2002).

Dieser enorme Genauigkeitsgewinn in der Bestimmung des Erdschwerefeldes gegenüber allen Vorgängermissionen (z.B. CHAMP) gründet vor allem in der hochpräzisen Distanzmessung (μm) zwischen den beiden hintereinander fliegenden Satelliten. In Verbindung mit der genauen Kenntnis der jeweiligen Satellitenposition (*high-low Satellite-to-Satellite Tracking (SST)*) kann so auf kurzweilige Strukturen im Erdschwerefeld rückgeschlossen werden. Hauptziel der Mission ist die Messung zeitlicher Änderungen im Schwerefeld, die mit klimatischen Prozessen (z.B. ozeanische, atmosphärische, hydrologische Massenbewegungen) zusammenhängen.

In der z.B. von Torge (2002) oder auch Heiskanen und Moritz (1967) hergeleiteten Reihenentwicklung des Gravitationspotentials müssen daher aufgrund der zeitlichen Variation des Erdschwerefeldes die Kugelfunktionskoeffizienten als zeitvariabel angesehen werden. Das mathematische Modell für die Parametrisierung des globalen zeitvariablen Erdschwerefeldes lässt sich dann formulieren als

$$V(P(t)) = \frac{GM}{r_p} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r_p} \right)^n \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\cos \theta_p) [\Delta \bar{C}_{nm}(t) \cos m \lambda_p + \Delta \bar{S}_{nm}(t) \sin m \lambda_p]. \quad (1)$$

G , M und R sind dabei die Gravitationskonstante, die Masse und der Radius der Erde, (r_p , λ_p , θ_p) die sphärisch geozentrischen Koordinaten des Punktes P , $\bar{P}_{nm}$ sind die vollständig normierten zugeordneten Legendre-Polynome von Grad n und Ordnung m , und $\Delta \bar{C}_{nm}(t)$, $\Delta \bar{S}_{nm}(t)$ sind die zugehörigen zeitvariablen, normierten Kugelfunktionskoeffizienten. Die Information über die Dichteverteilung im Erdinneren ist in den Kugelfunktionskoeffizienten ($\Delta \bar{C}_{nm}$, $\Delta \bar{S}_{nm}$) enthalten. Weil es aufgrund geodynamischer Prozesse ständig zu Massenumverteilungen in und auf der Erde kommt, äußern sich diese unmittelbar in einer veränderten Dichteverteilung im Erdinneren und folglich auch in einer zeitlichen Variation von $\Delta \bar{C}_{nm}$ und $\Delta \bar{S}_{nm}$.

Da – wie erwähnt – GRACE darauf zielt, kleine zeitliche Änderungen im Schwerefeld aufzuspüren, GRACE selbst aber nur die integrale Summe aller Massenvariationen misst, stellen die fünf in diesem Bericht betrachteten Analysezentren jeweils Potentialkoeffizientensätze zur Verfügung, die bereits um bekannte Variationen (Erd- und Ozeangezeiten, Atmosphäre) reduziert wurden. Bevor allerdings näher auf die Eigenschaften dieser Schwerefeldlösungen eingegangen wird, soll der nächste Abschnitt einen kurzen Überblick über die im Weiteren verwendeten Formeln und Größen geben.

2 Überblick der verwendeten Größen und Formeln

Die Qualitätsanalyse von Schwerefeldern ist ein sehr komplexes Thema; daher sei an dieser Stelle auf Gruber (2004) verwiesen und im Folgenden seien nur die in diesem Beitrag betrachteten Größen vorgestellt.

Die aus den GRACE-Daten gewonnenen Potentialkoeffizienten $\bar{C}_{nm}$ und $\bar{S}_{nm}$ können in einer Dreiecksgrafik dargestellt werden (Abb. 1).

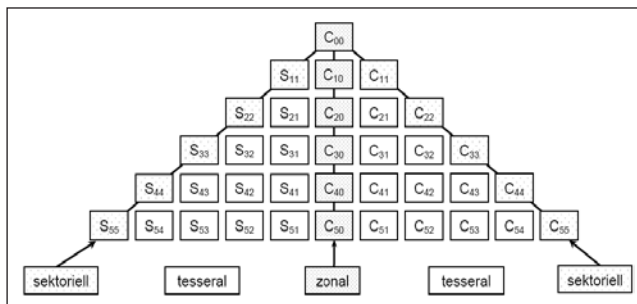


Abb. 1: Dreiecksschema für Koeffizientensätze (Rummel 2000)

Bildet man die Quadratsumme pro Zeile des Dreiecksschemas, so erhält man **Gradvarianzen**:

$$\sigma_n^2 = \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm}^2 + \bar{S}_{nm}^2). \quad (2)$$

Sie repräsentieren den spektralen Gehalt der Schwerefeldlösung pro Grad. Die Gradvarianzen folgen einem bestimmten Abnahmegesetz mit wachsendem Grad n (vgl. Kaula 1966, Tscherning und Rapp 1974).

Will man einen Durchschnittswert für die Einzelkoeffizienten je Grad n angeben, so verwendet man häufig **Grad-RMS**:

$$RMS_n = \sqrt{\frac{1}{2n+1} \cdot \sigma_n^2}. \quad (3)$$

Im Folgenden werden stets Geoidhöhen N bzw. Geoidvariationen betrachtet. Da das Geoid in funktionalem Zusammenhang mit dem Gravitationspotential steht, kann

auch dieses in spektrale Anteile (Kugelfunktionen) zerlegt werden:

$$N(P(t)) = \frac{GM}{r_P \gamma_P} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r_P} \right)^n \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\cos \theta_P) [\Delta \bar{C}_{nm}(t) \cos m \lambda_P + \Delta \bar{S}_{nm}(t) \sin m \lambda_P]. \quad (4)$$

Hierbei ist γ_P die Normalschwere im Punkt P und $(\Delta \bar{C}_{nm}(t), \Delta \bar{S}_{nm}(t))$ sind die zeitvariablen, normierten Kugelfunktionskoeffizienten, die im Vergleich zu (1) zusätzlich um den Beitrag eines Normalschwerefeldes reduziert wurden (vgl. Torge 2002).

Im Folgenden wird bisweilen von der Glättung bzw. Filterung von Schwerefeldern die Rede sein, deshalb soll Abb. 2 einen zusammenfassenden Überblick über die in diesem Beitrag zur Anwendung kommenden Filtermethoden

Filter	Charakteristik im Ortsbereich	Charakteristik im Spektralbereich
Idealer Tiefpass	<i>sinc</i> -Funktion 	<i>rect</i> -Funktion 
Gaußfilter	Gaußfunktion 	Gaußfunktion 
Pellinenfilter	<i>rect</i> -Funktion 	<i>sinc</i> -Funktion 

Abb. 2: Eigenschaften der Glättungsfilter

den und deren Charakteristiken im Orts- und Spektralbereich geben.

Wie in Abb. 2 zusammengefasst, kann die Glättung der Schwerefelder sowohl im Orts- als auch im Spektralbereich erfolgen. Im ersten Fall erfolgt eine Faltung, im zweiten Fall eine Multiplikation des Schwerefeldes (Geoid, Schwereanomalien etc.) mit einer isotropen (nur vom sphärischen Abstand abhängigen) Gewichtsfunktion (vgl. Zenner 2006). In dieser Arbeit werden die Geoidhöhen stets im Spektralraum geglättet, indem die Potentialkoeffizienten $(\Delta \bar{C}_{nm}(t), \Delta \bar{S}_{nm}(t))$ mit optimalen gradabhängigen Gewichten multipliziert werden. Die Gewichtungsfaktoren der Glättungsfilter sind dabei so gewählt, dass der Einfluss der kurzwelligen, schlecht bestimmbareren Koeffizienten bei der Geoidberechnung unterdrückt wird.

Da die Glättung bzw. Filterung von Schwerefeldern ein sehr komplexes Thema darstellt und in diesem Beitrag nicht vorrangig ist, wird an dieser Stelle nicht weiter auf die Filtereigenschaften eingegangen und z.B. auf Jekeli (1981) oder Wahr et al. (1998) verwiesen.

3 Analyse und Vergleich verschiedener Schwerefeldlösungen

3.1 Modellierungsdifferenzen

Wie anfangs erwähnt, sind die vom GFZ (Release 03), CSR (Release 01), JPL (Release 02), CNES und ITG bereitgestellten monatlichen Schwerefeldlösungen bereits um Erd- und Ozeangezeiten sowie um den Einfluss der Atmosphäre reduziert. Hierzu wurden bestmögliche numerische Modelle verwendet, die u.a. vom *International Earth rotation and Reference systems Service* (IERS), dem *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), dem *Institut für Planetare Geodäsie* (TU Dresden) und dem *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) zur Verfügung gestellt werden (vgl. Flechtner 2005). Da die Erd- und Ozeangezeiten den größten Anteil aller für GRACE signifikanten Massenverlagerungen beitragen (vgl. Abb. 3), wurde das Gesamtmes-signal von GRACE be-

reits in der Standardprozessierung um diese beiden Effekte sowie den Einfluss der Atmosphäre korrigiert, um kleinere Schweresignale, z.B. verursacht durch hydrologische Vorgänge oder durch Bewegungen der Eismassen, heraustrennen zu können.

Dies bedeutet, dass sich die hier betrachteten Potentialkoeffizienten im Wesentlichen aus folgenden Signalteilen zusammensetzen:

- Instrumentenfehler
- Modellierungsfehler in den *background gravity models* (Atmosphäre, Erd- und Ozeangezeiten)
- unmodellerte Variationen (z.B. post-glaziale Hebung) und
- Massensignale aufgrund von hydrologischen Vorgängen.

Würde man aber aus den gegebenen Monatskoeffizienten jeweils Geoidhöhen berechnen, so ließe sich visu-

ell zwischen den gegebenen Monatsfeldern kaum ein Unterschied feststellen. Das liegt daran, dass die kleinen Schweresignale (cm-Bereich) erst nach Elimination des statischen Schwerefeldes (–100 bis +80 Meterbereich) aus der Gesamtmes-sung sichtbar werden. Des-

halb wird in den nachfolgenden Betrachtungen stets ein mittleres Feld (= Mittel über die betrachtete Zeitreihe, siehe Zenner (2006)) abgezogen, um die zeitlichen Variationen aus GRACE darzustellen.

Ein wesentlicher Unterschied in den untersuchten Releases (RL) des JPL, CSR, GFZ, CNES und ITG besteht in der gewählten Modellierung der Koeffizienten höherer Grade. Während die Lösungen der unterschiedlichen Zentren bis etwa Grad 30 dem zu erwartenden Abfall der Größe der Koeffizienten nach der Kaulaschen Daumenregel folgen, zeigt sich für höhere Grade bei den CSR-, GFZ-, JPL- und ITG-Lösungen ein deutlicher Anstieg der Koeffizienten. Denn wie in Abb. 4 ersichtlich, nehmen – wie erwartet – die Gradvarianzen der CNES-Lösung mit steigendem Grad ab und folgen ab etwa Grad 30 dem so genannten Kaulaverlauf. Das GFZ, CSR, JPL und ITG hingegen scheinen ihre Felder nicht auf den Kaulaverlauf zu zwingen.

Ursache		Amplitude		Räumliche Auflösung [km]	Zeitliche Periode
		Geoid	Schwere		
Ozeanzirkulation Meeresspiegel	Ozeanströmungen	10 mm		30 - 5000	(sub-) jahreszeitlich
	Tiefenzirkulation, Eddies Meeresspiegel	0.01 mm/a	10 µGal	1000 - 5000	säkular
Eis	Eismassenbilanz	1 mm		100 - 4000	(sub-) jahreszeitlich
		0.01 mm/a	1 µGal	5000	säkular
Erdmantel Erdkruste	glazio-isostatische Ausgleichsbewegung	1 mm/a	1 µGal/a	500 - 10000	säkular
	Plumes, Mantelkonvektion	1 µm/a	0.01 µGal/a	100 - 2000	säkular
	Plattentektonik	1 µm/a	1 µGal/a	100 - 2000	säkular
Kontinentale Hydrologie	Schwankungen im Grundwasserspiegel, Bodenfeuchtigkeit, Regen, Abfluss und Verdunstung	10 mm	10 µGal	100 - 5000	jahreszeitlich bedingt
Atmosphäre		10 mm	10 µGal	50 - 5000	täglich bis jahreszeitlich
Gezeiten	feste Erdzeiten				täglich, halbtäglich
	Ozeangezeiten	1000 mm	100 µGal	10 - 10000	halbmonatlich

Abb. 3: Globale physikalische Massentransporte, die zu zeitvariablen signifikanten Schwerefeldänderungen beitragen (Quelle: Ilk et al. 2004).

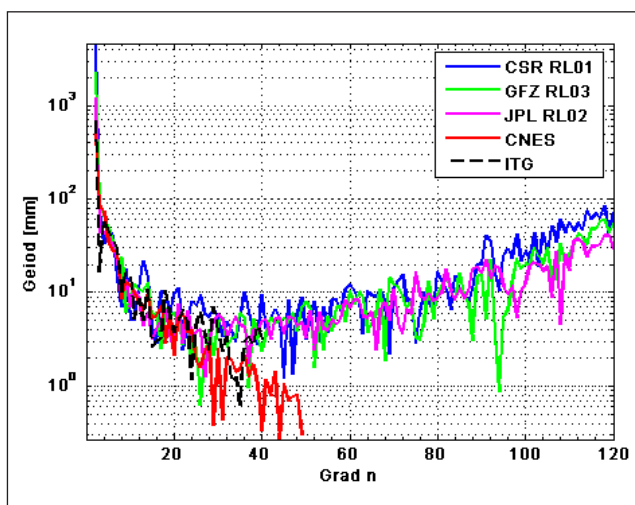
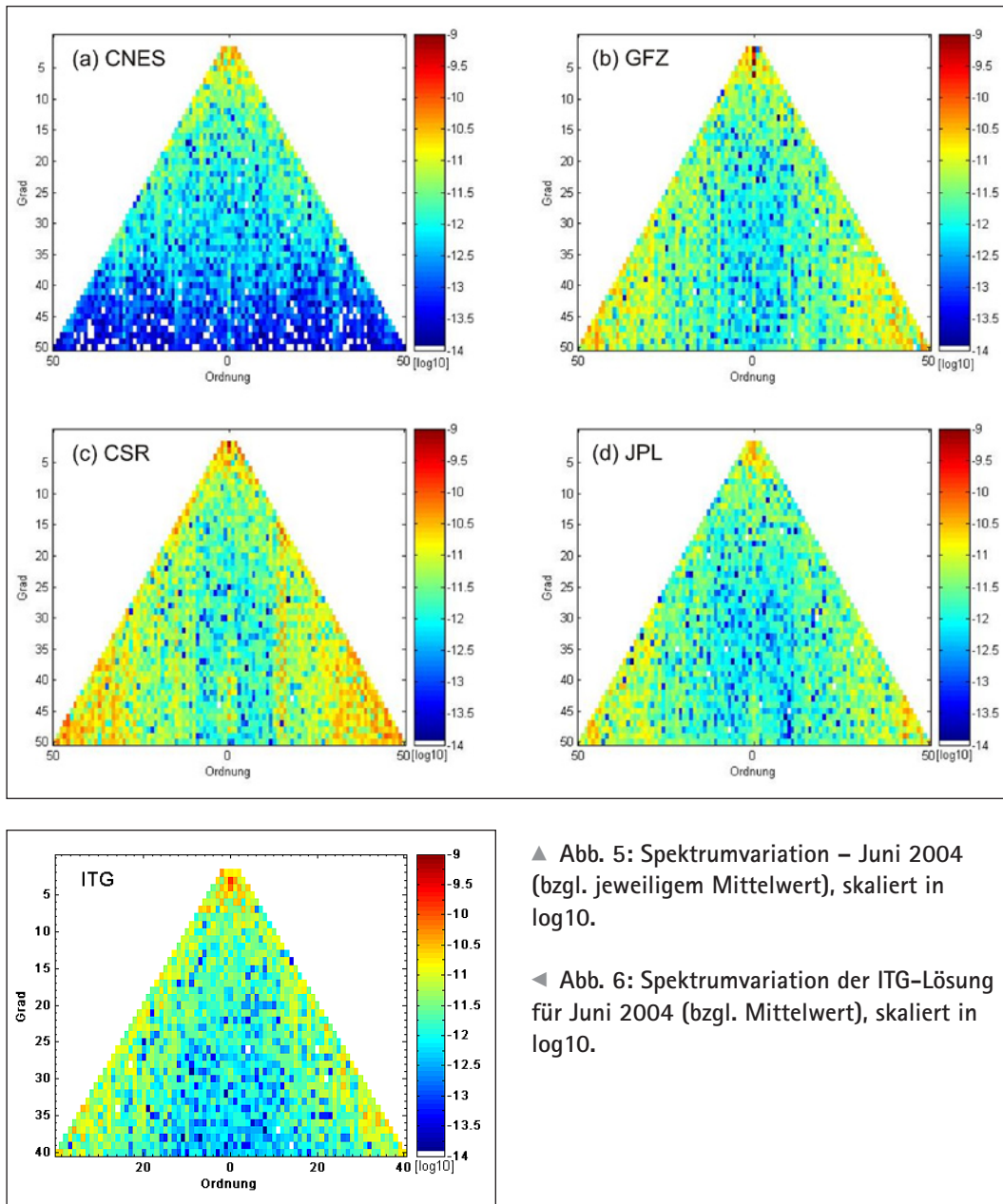


Abb. 4: Gradvarianzen der Geoidhöhen in [mm] – Juni 2004; ersichtlich wird hier mit steigendem Grad die fehlende »Kaularestriktion« bei den Lösungen des CSR, GFZ, JPL und ITG.



▲ Abb. 5: Spektrumvariation – Juni 2004 (bzgl. jeweiligem Mittelwert), skaliert in $\log_{10}$.

◀ Abb. 6: Spektrumvariation der ITG-Lösung für Juni 2004 (bzgl. Mittelwert), skaliert in $\log_{10}$.

Koeffizienten hoher Grade (ab Grad 50 bzw. 40 und höher) nicht in die nachfolgende Berechnung des Erdschwerefeldes mit eingehen. Da aber genau diese Potentialkoeffizienten höherer Grade zu einer Überlagerung des Erdschwerefeldes mit einer Nord-Süd-Musterung führen, die offenbar mit dem GRACE-Bahnverlauf (praktisch polare Bahn) korreliert ist, liefern die CSR-, JPL- und GFZ-Felder ohne zusätzliche Glättungsmaßnahmen keine »interpretierbaren« Ergebnisse. Denn die daraus berechneten Geoidvariationen werden von einer auffälligen Nord-Süd-Musterung dominiert bzw. überlagert. Selbst die Glättung dieser Felder mit einem »idealen Tiefpassfilter« $n_{max}=50$ hinterlässt immer noch Streifen

Dies zeigt sich in den Potentialkoeffizienten durch immer größer werdende Werte mit steigendem Grad. Stellvertretend für alle anderen Monatslösungen der verschiedenen Releases verdeutlichen Abb. 5 und Abb. 6 diesen (abnormalen, also sich entgegen der Kaularegel verhaltenden) Signalverlauf in den Feldern des CSR, GFZ, JPL und ITG am Beispiel des Juni 2004. Deutlich sind hier die höheren Werte vor allem in den sektoriellen (linke und rechte Ecken der Dreiecksplots) Koeffizienten höherer Grade zu erkennen.

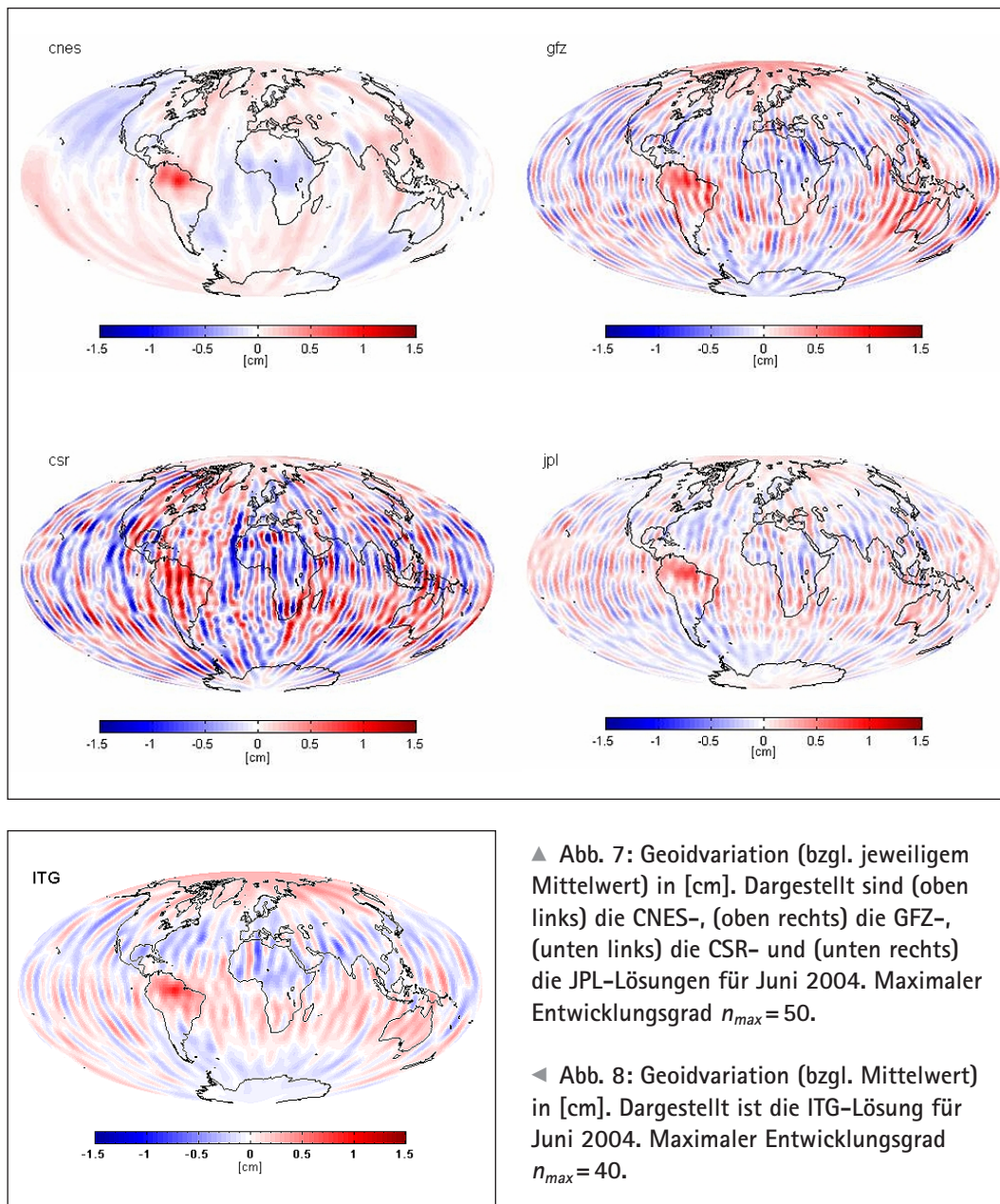
Zudem stellen das CNES und das ITG die Monatslösungen nur bis Grad 50 bzw. Grad 40 zur Verfügung, während die anderen Institute ihre monatlichen Felder bis Grad 120 generiert haben.

Streng genommen sowie mathematisch betrachtet, bedeutet dies, dass CNES und ITG bereits mit einem »idealen Tiefpass« geglättet wurden und dass hier – im Gegensatz zu den anderen Lösungen – die schlecht bestimmbar

fen in Meridianrichtung (vgl. Abb. 7 und Abb. 8).

Aufgrund der fehlenden Kaularestriktion, die bei den CNES-Lösungen bereits ab Grad 30 eingeführt wurde (vgl. Abb. 4), müssen die Schwerefelder des CSR, JPL, GFZ und ITG mindestens mit einem »idealen Tiefpass« $n_{max}=30$ bzw. mit einem vergleichbaren Tiefpassfilter (z. B. Gaußfilter mit Halbwertsradius $\alpha_r=500\text{ km}$) geglättet werden, um das störende Nord-Süd-Muster zu unterdrücken.

Generell kann man jedoch keinen bestimmten Wert für denjenigen Grad n festsetzen, bei dem das störende Streifenmuster verschwindet. Die Wahl eines geeigneten Glättungsparameters muss daher anhand der Spektren für jeden Lösungsansatz individuell getroffen werden. Es lässt sich aber festhalten, dass die abnehmende Überlagerung des Erdschwerefeldes mit der Nord-Süd-Musterung bei stärkerer Glättung belegt, dass die Streifen durch die Koeffizienten hoher Grade verursacht wurden. Diese Pro-



blematik kann vor allem auf Korrelationen zwischen den kurzwelligen (hohe Grade) Potentialkoeffizienten zurückgeführt werden (Swenson und Wahr 2006).

3.2 Zeitliche Variation

Nachdem nun die wichtigsten Modellierungsdifferenzen zwischen den einzelnen Schwerefeldlösungen aufgezeigt wurden, werden im Folgenden die Monatsfelder auf ihre zeitliche Variation untersucht. Dies geschieht mittels der Betrachtung und Fourieranalyse der in Abb. 9 dargestellten Zeitreihen über ein bzw. zwei Jahre.

In den nachfolgenden Untersuchungen und grafischen Darstellungen ist zu beachten, dass nur noch das residuale zeitvariable Schwerefeld beinhaltet ist (Modelle der Erd- und Ozeangezeiten, Atmosphäre sowie ein mittleres statisches Schwerefeld wurden bereits subtrahiert).

außergewöhnlich viel Signal auf.

- Ein ähnliches Verhalten wie im September 2004 des GFZ zeigt sich in den Grad-RMS des CSR für August

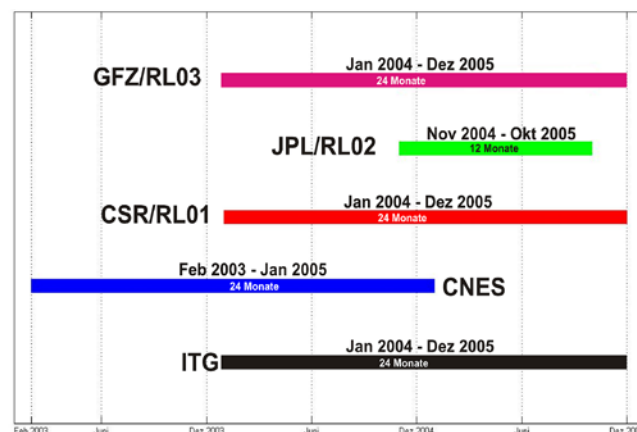
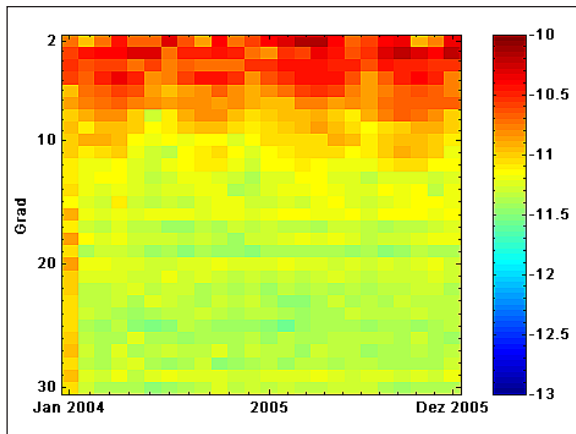
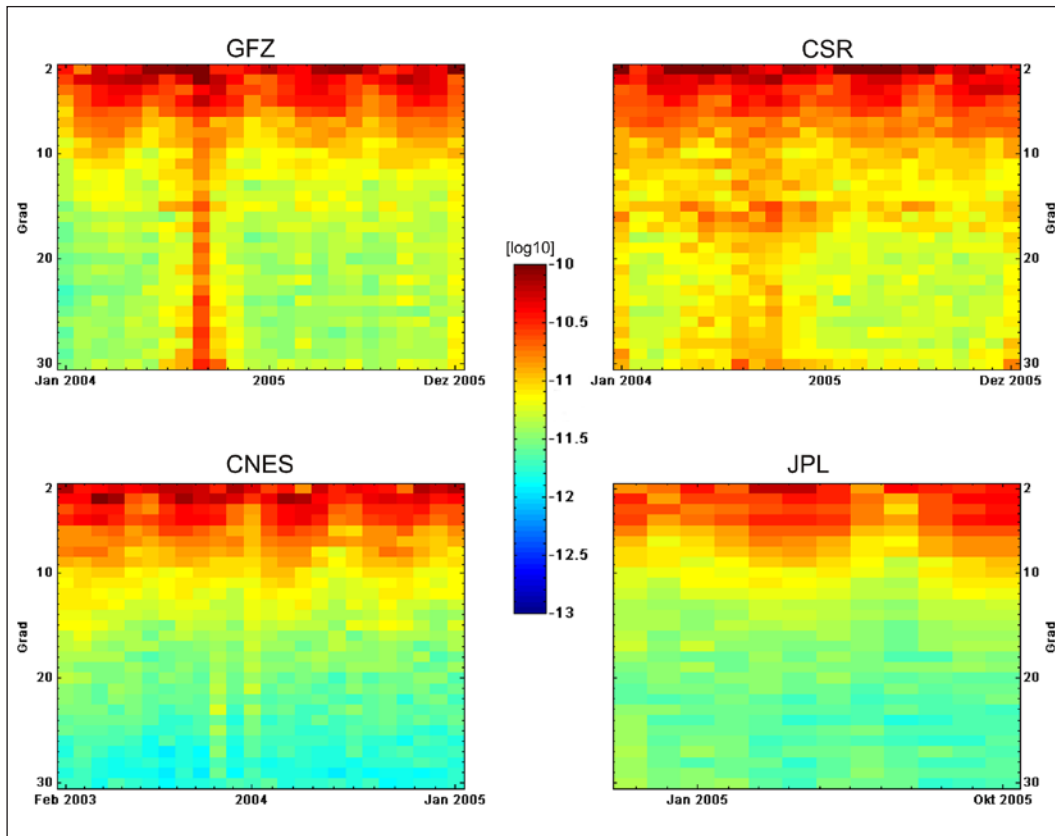


Abb. 9: Analyisierte Zeitreihen

Abb. 10 und Abb. 11 zeigen die Grad-RMS der verschiedenen Schwerefeldlösungen. Entlang der horizontalen Achse sind die untersuchten Monate (12 bzw. 24 Monate) aufgetragen. Auf der vertikalen Achse sind die Grad-RMS (RMS_n) pro Grad ($n=2$ bis $n=30$) für die sphärisch-harmonischen Koeffizienten dargestellt.

Deutlich in allen fünf Lösungen zu erkennen ist die zeitliche Variation des Erdschwerefeldes. Denn die Grad-RMS variieren von Spalte zu Spalte bzw. von Monat zu Monat. Ebenso zeichnen sich in Abb. 10 und Abb. 11 einige Auffälligkeiten ab:

- Die Lösung des GFZ für September 2004 sowie die ITG- und CSR-Felder im Januar 2004 weisen vor allem für die höheren Grade



▲ Abb. 10: Grad-RMS über zwei Jahre (GFZ, CSR, CNES) und ein Jahr (JPL), skaliert in log10.

◀ Abb. 11: Grad-RMS über zwei Jahre, berechnet aus den ITG-Lösungen, skaliert in log10.

bis Oktober 2004. Zusätzlich fällt bei den CSR-Lösungen auf, dass vor allem die Werte für die Grade $n=15, 16, 17$ außergewöhnlich hoch sind und die CSR-Felder im Gegensatz zu den anderen drei Lösungen mit steigendem Grad einen durchgehend höheren Signalgehalt aufweisen, der im Wesentlichen auf der fehlenden Kaularestriktion (vgl. Abb. 4) gründen könnte.

Unterzieht man die betrachteten Zeitreihen einer Fourieranalyse, so lässt sich in allen Amplitudenspektren (Abb. 12 und Abb. 13) eine deutliche Jahresfrequenz (ein Umlauf pro Jahr (UpJ) bzw. ein cycle per year (cpa)) der Schwerefeldvariation erkennen.

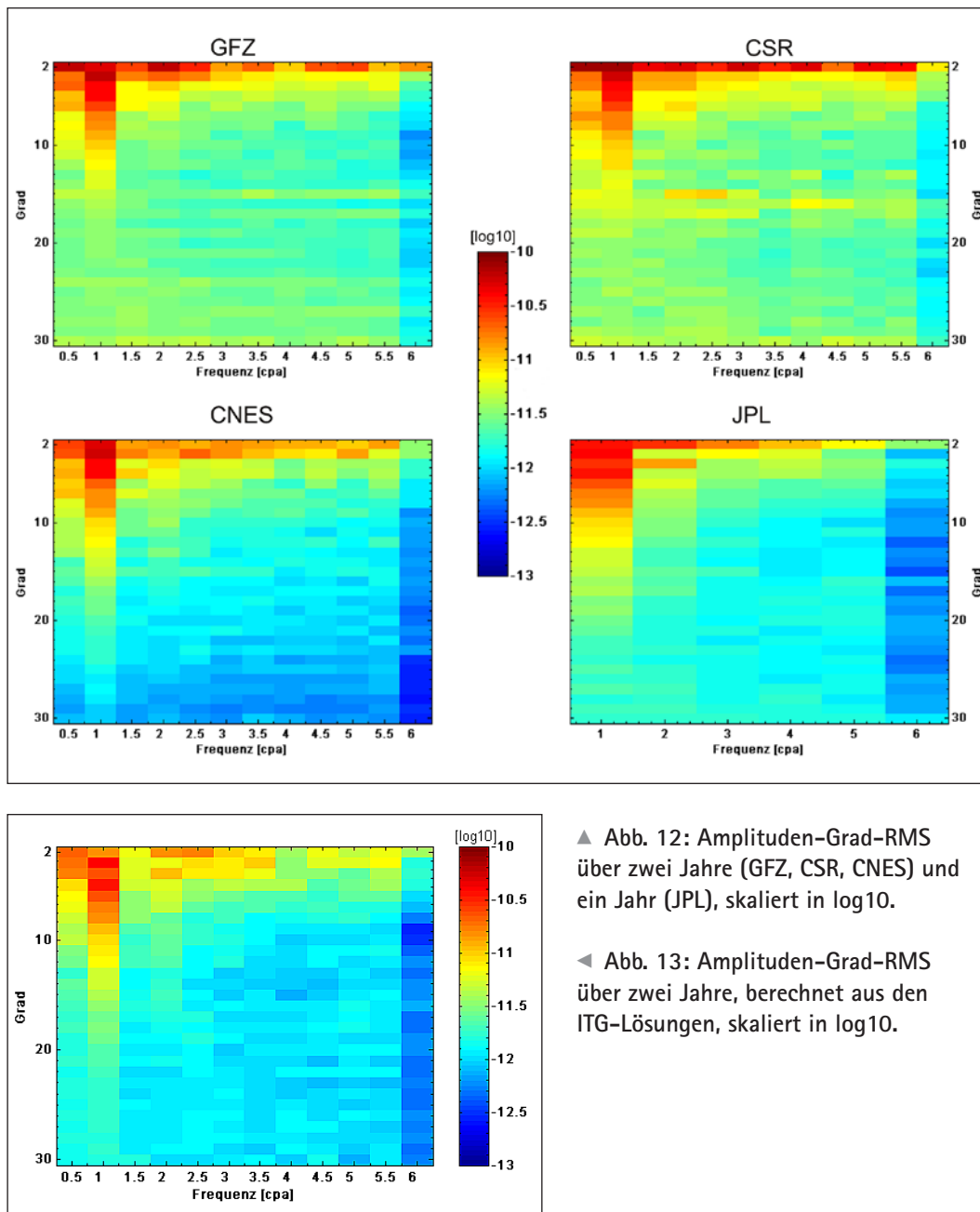
Gegenüber der Jahresfrequenz etwas weniger ausgeprägte Frequenzen deuten sich für die halbjährliche (2 cpa)

und Zweijahresperiode (0.5 cpa) an. Weitere markante Frequenzen, mit denen das Schwerefeld der Erde variiert, konnten in der Analyse nicht festgestellt werden. In den Abb. 12 und 13 sind die *Amplituden-Grad-RMS* dargestellt. D.h., nach einer Fourieranalyse für jeden einzelnen Koeffizienten des Dreieckschemas wurden aus den daraus erhaltenen Koeffizienten (a_k, b_k) die Amplituden ($\sqrt{a_k^2 + b_k^2}$) und anschließend Grad-RMS berechnet. Weil aber in dieser Darstellung keine direkte Information über die Ordnung m steckt, werden in Abb. 14 und Abb. 15 die Amplituden jedes Koeffizienten für die Jahresfrequenz (1 cpa) betrachtet.

Hier sind zum einen die ausgeprägten Amplituden vor allem für

die Grade 2 bis 8 und zum anderen zwei weitere Auffälligkeiten zu erwähnen:

- In den GFZ-, CSR-, JPL- und ITG-Lösungen weisen die Amplituden für die Ordnungen $m=15$ und größer gegenüber der CNES-Lösung deutlich höhere Werte auf. Dies könnte mit den von Swenson und Wahr (2006) aufgezeigten Korrelationen zwischen Potentialkoeffizienten bestimmter Ordnungen zusammenhängen.
- Ebenso fällt auf, dass die Größenordnungen der Amplituden von Release zu Release variieren. Auch die fehlende Kaularestriktion bei den GFZ-, CSR-, JPL- und ITG-Lösungen macht sich durch deutlich größere Werte in den höheren Graden gegenüber der CNES-Lösung bemerkbar.



▲ Abb. 12: Amplituden-Grad-RMS über zwei Jahre (GFZ, CSR, CNES) und ein Jahr (JPL), skaliert in log10.

◀ Abb. 13: Amplituden-Grad-RMS über zwei Jahre, berechnet aus den ITG-Lösungen, skaliert in log10.

4 Vergleich der Schwerefeldlösungen mit einem Hydrologiemodell

Trotz der aufgezeigten Modellierungsdifferenzen zwischen den einzelnen Schwerefeldlösungen und der spektralen Auffälligkeiten, vor allem in den Feldern des CSR, soll der letzte Teil dieses Beitrags verdeutlichen, dass in allen betrachteten Zeitreihen ein eindeutiges hydrologisches Signal enthalten ist.

Der Vergleich der GRACE-Lösungen erfolgt mit dem *Land Dynamics Model (LaD)* des *Geophysical Fluid Dynamics Lab* der Bundesbehörde *NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)* in Princeton, New Jersey, USA.

Das *LaD* stellt Datensätze der Oberflächendichten für Schnee, Grundwasser und Oberflächenwasser pro Monat

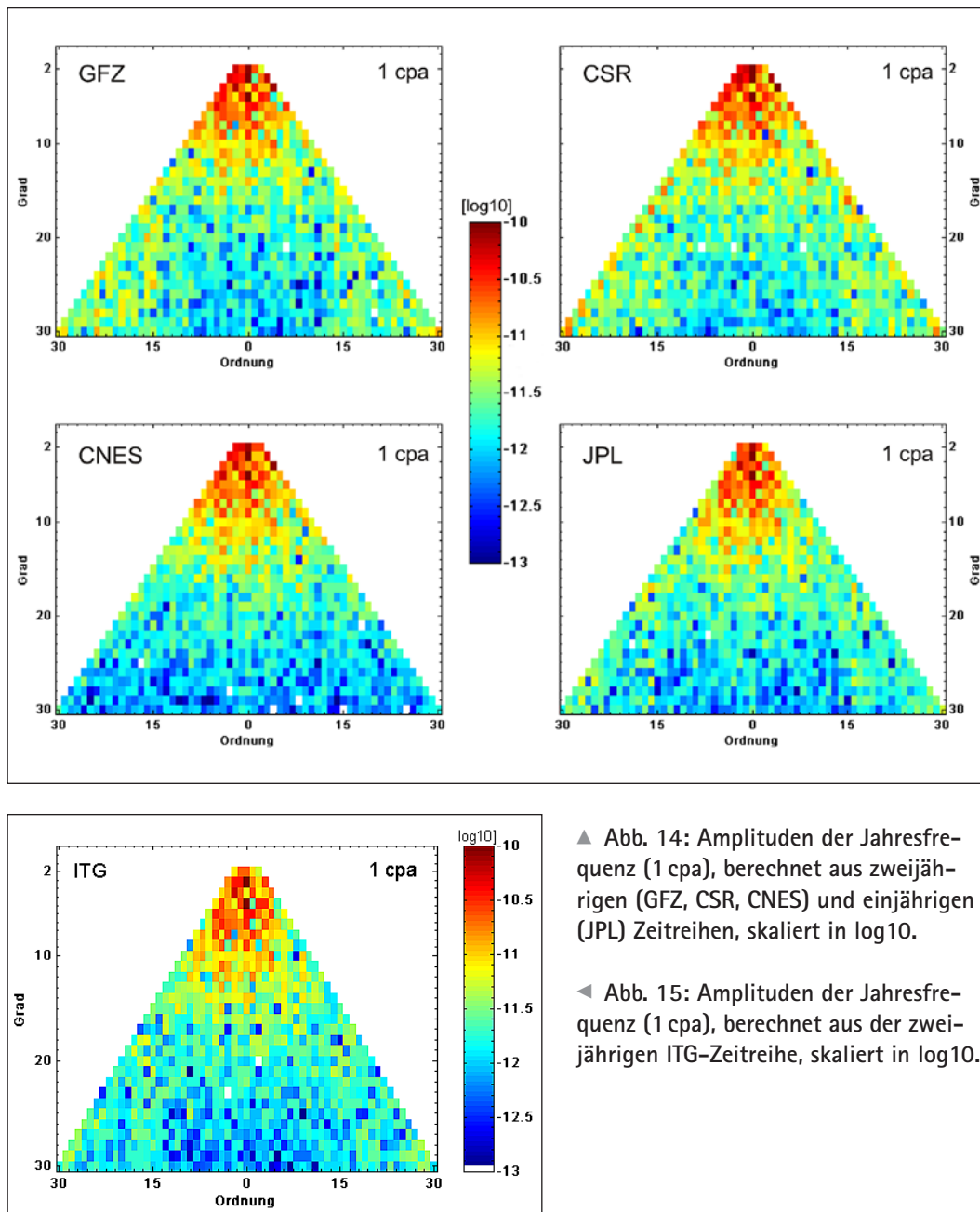
bereit. Der Gesamteffekt der kontinentalen Hydrologie lässt sich dann nach Milly und Shmakin (2002) aus der Summe der Einzeleffekte (Schnee, Grundwasser, Oberflächenwasser) berechnen. Massenverlagerungen, verursacht durch Variationen in den Einzeleffekten führen unmittelbar zu Änderungen des Erdschwerefeldes und somit direkt zu Änderungen in den Potentialkoeffizienten. Der Einfluss der kontinentalen Wassermassen auf das Schwerefeld der Erde kann in zeitvariablen Kugelfunktionskoeffizienten ($\Delta\bar{C}_{nm}$, $\Delta\bar{S}_{nm}$) ausgedrückt werden und danach mit den Formeln aus Abschnitt 2 als Geoidvariation dargestellt werden (vgl. Zenner 2006, Wahr et al. 1998).

Im Folgenden werden die Geoidvariationen, berechnet

aus den Parametern des Hydrologiemodells, mit denen aus GRACE verglichen. Dazu wurde aus den jeweiligen Releases der fünf Institute die Geoidvariation (gegenüber dem mittleren Feld) für den Monat September 2003 berechnet (vgl. Abb. 16).

Alle Felder wurden dabei bis Grad und Ordnung 50 dargestellt (Ausnahme: ITG, hier $n_{\max} = 40$) sowie mit einem Gaußfilter ($\alpha_r = 800$ km) geglättet. Diese Tiefpassfilterung fand aufgrund der Überlagerung des Erdschwerefeldes mit der bereits vorgestellten störenden Nord-Süd-Musterung statt (vgl. Abb. 7/8). Der Koeffizient $\Delta\bar{C}_{20}$ wurde aufgrund von Schwierigkeiten bei der Bestimmung (Chen et al. 2005) gleich Null gesetzt.

Betrachtet man nun also Abb. 16, so wird bereits rein optisch die gute Übereinstimmung der GRACE-Modelle mit dem Hydrologiemodell ersichtlich. Bei allen Lösungen, einschließlich dem *LaD*-Modell, treten die ma-



▲ Abb. 14: Amplituden der Jahresfrequenz (1 cpa), berechnet aus zweijährigen (GFZ, CSR, CNES) und einjährigen (JPL) Zeitreihen, skaliert in log10.

◀ Abb. 15: Amplituden der Jahresfrequenz (1 cpa), berechnet aus der zweijährigen ITG-Zeitreihe, skaliert in log10.

ximalen Amplituden in den gleichen Regionen (Südamerika, Nord-Ost-Indien, Süd-Afrika) auf. Unterschiede gibt es lediglich in der Größe der Geoidvariationen. So schwanken die aus dem Hydrologiemodell berechneten Geoidhöhen im Bereich von -6.4 mm bis 5.4 mm, während die aus den GRACE-Daten generierten Geoidhöhen im Bereich von -7.7 mm bis 6.3 mm (CNES), -6.2 mm bis 6.3 mm (GFZ), -5.6 mm bis 5.3 mm (CSR), -5.9 mm bis 5.8 mm (JPL) und -4.2 mm bis 4.7 mm (ITG) variieren. Berechnet man die Geoiddifferenzen für September 2003 zwischen den Modellen, so wird auch numerisch deutlich, dass die GRACE-Lösungen ein eindeutiges hydrologisches Signal enthalten.

Tab. 1 zeigt zwar, dass maximale bzw. minimale Abweichungen zwischen den aus GRACE-Beobachtungen und den aus den Hydrologiedaten abgeleiteten Geoidhöhen von etwa -4 mm auftreten (LaD – CSR); die Mittelwerte

sowie die Standardabweichungen der Differenzen liegen jedoch alle, bis auf LaD – CSR, im Sub-Millimeter-Bereich.

In einer weiteren Darstellung (Abb. 17) werden die Geoidvariationen in drei Gebieten hoher hydrologischer Aktivität betrachtet:

- Amazonas (Südamerika),
- Sambesi (Südafrika),
- Ganges (Vorderindien).

Abb. 17 zeigt in der linken Spalte die Geoidvariation, nachdem alle Koeffizientensätze bis Grad $n=50$ (wiederum mit der Ausnahme: $n_{\max}=40$ bei ITG) tiefpassgefiltert wurden. Die rechte Spalte stellt die Geoidvariation nach der zusätzlichen Filterung der Potentiale mit einem Gaußfilter ($\sigma_r=900$ km) dar.

Vor allem die Darstellungen der

rechten Spalte in Abb. 17 zeigen eine eindeutige Korrelation der GRACE-Daten mit dem Hydrologiemodell. Maximale Amplituden treten in allen Lösungen zur selben Zeit auf. Im Amazonas- und Sambesibecken z.B. treten die größten Geoidvariationen gegen Ende der Regenzeit, also März/April auf; im Gangesbecken hingegen werden die Geoidvariationen gegen Ende der Monsunzeit (September/Oktobre) maximal. Die geringsten Werte treten in allen Fällen ein halbes Jahr nach den Regenzeiten auf. Sie nehmen in den niederschlagärmsten Perioden (September/Oktobre bzw. März/April) ihren Minimalwert an. Allerdings treten diese eindeutigen Korrelationen erst nach der zusätzlichen Glättung mit einem Gaußfilter ($\sigma_r=900$ km) deutlich sichtbar hervor. Wie wichtig es deshalb ist, die GRACE-Schwerefelder geeignet zu filtern, um aus ihnen hydrologische Signale detektieren zu können, verdeutlichen vor allem die Lösungen des CSR. Denn

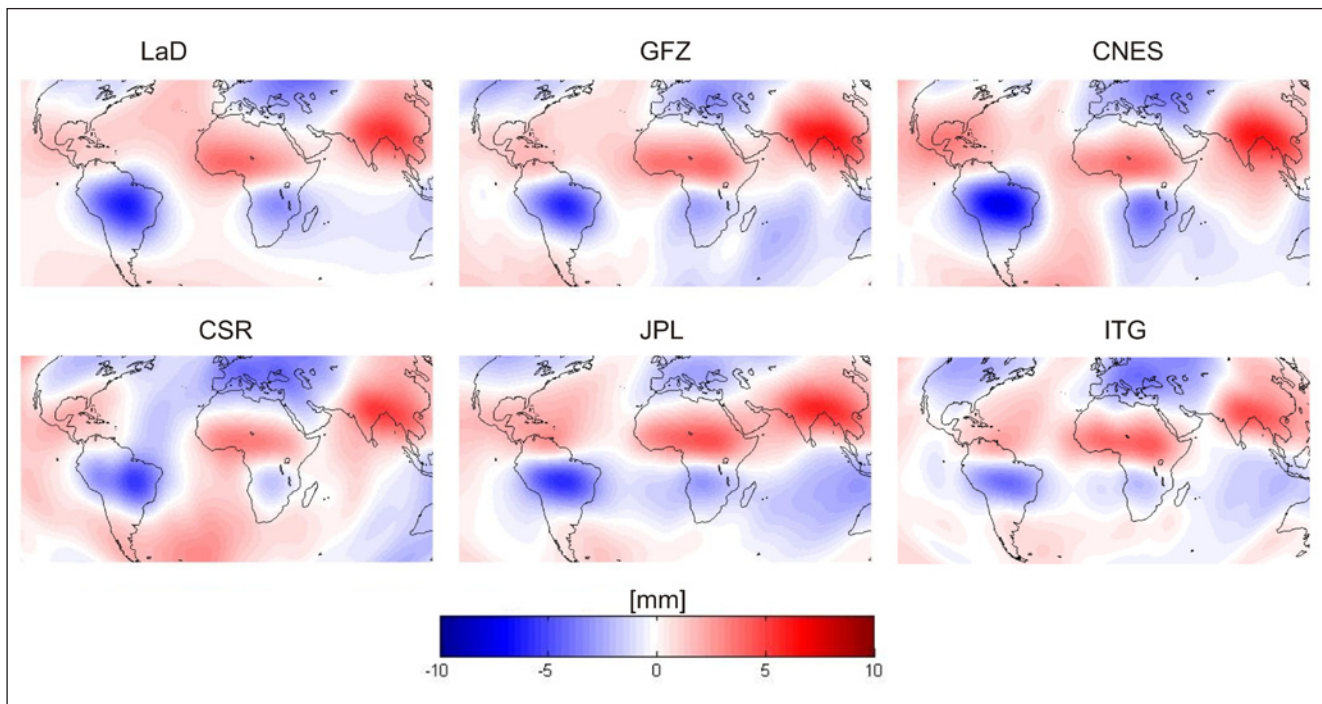


Abb. 16: Geoidvariation (bzgl. jeweiligem Mittelwert) in [mm] für September 2003. Vergleich aller GRACE-Lösungen mit dem Hydrologiemodell (LaD), maximaler Entwicklungsgrad $n_{\max} = 50$ (bzw. $n_{\max} = 40$ bei ITG), zusätzliche Glättung aller Felder mit dem Gaußfilter $\alpha_r = 800$ km.

besonders im Sambesibecken (Abb. 17, ganz unten links) kann – weder visuell noch statistisch (siehe Tab. 2) – ohne zusätzliche Glättung (hier Gaußfilter) eine Korrelation der CSR-Felder (schwarze Linie) mit dem LaD-Modell (blaue Linie) festgestellt werden. So beträgt z.B. der Korrelationskoeffizient zwischen CSR und LaD im Sambesibecken vor der Glättung der Potentialkoeffizienten 0.17, nach der Gaußfilterung 0.62.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Aufgrund der vorangegangenen Untersuchungen kann also festgehalten werden, dass das in den GRACE-Lösungen verbleibende residuale Schwerefeldsignal eindeu-

Tab. 1: Modelldifferenzen zwischen dem Hydrologiemodell (LaD) und den GRACE-Lösungen (GFZ, CNES, CSR, JPL, ITG). Dargestellt sind die Geoiddifferenzen in [mm] für den Monat September 2003. Verwendet wurden nur die Koeffizienten bis zum maximalen Entwicklungsgrad 50 (bzw. 40 bei ITG). Zusätzlich sind alle Lösungen mit einem Gaußfilter ($\alpha_r = 800$ km) geglättet worden.

[mm]	Max	Min	Mean	Std
LaD – GFZ	1.93	-2.41	2.43e-5	0.75
LaD – CNES	2.21	-1.98	-1.58e-6	0.83
LaD – CSR	3.28	-3.99	3.99e-6	1.18
LaD – JPL	2.15	-2.94	2.35e-5	0.89
LaD – ITG	2.11	-3.56	1.71e-5	0.88

Tab. 2: Korrelationskoeffizienten für die Lösungen von CNES, GFZ, CSR, JPL und ITG für Amazonas-, Ganges- und Sambesibecken. Die Korrelation beruht auf einer Reihenentwicklung bis Grad 50 (bzw. Grad 40 bei ITG) mit und ohne zusätzliche Glättung.

	$\alpha_r = 0$ km	$\alpha_r = 900$ km
CNES		
Amazonasbecken	0.87	0.93
Gangesbecken	0.97	0.95
Sambesibecken	0.79	0.88
GFZ		
Amazonasbecken	0.60	0.83
Gangesbecken	0.85	0.90
Sambesibecken	0.83	0.89
CSR		
Amazonasbecken	0.37	0.80
Gangesbecken	0.81	0.89
Sambesibecken	0.17	0.62
JPL		
Amazonasbecken	0.53	0.83
Gangesbecken	0.84	0.84
Sambesibecken	0.89	0.83
ITG		
Amazonasbecken	0.70	0.81
Gangesbecken	0.89	0.91
Sambesibecken	0.84	0.90

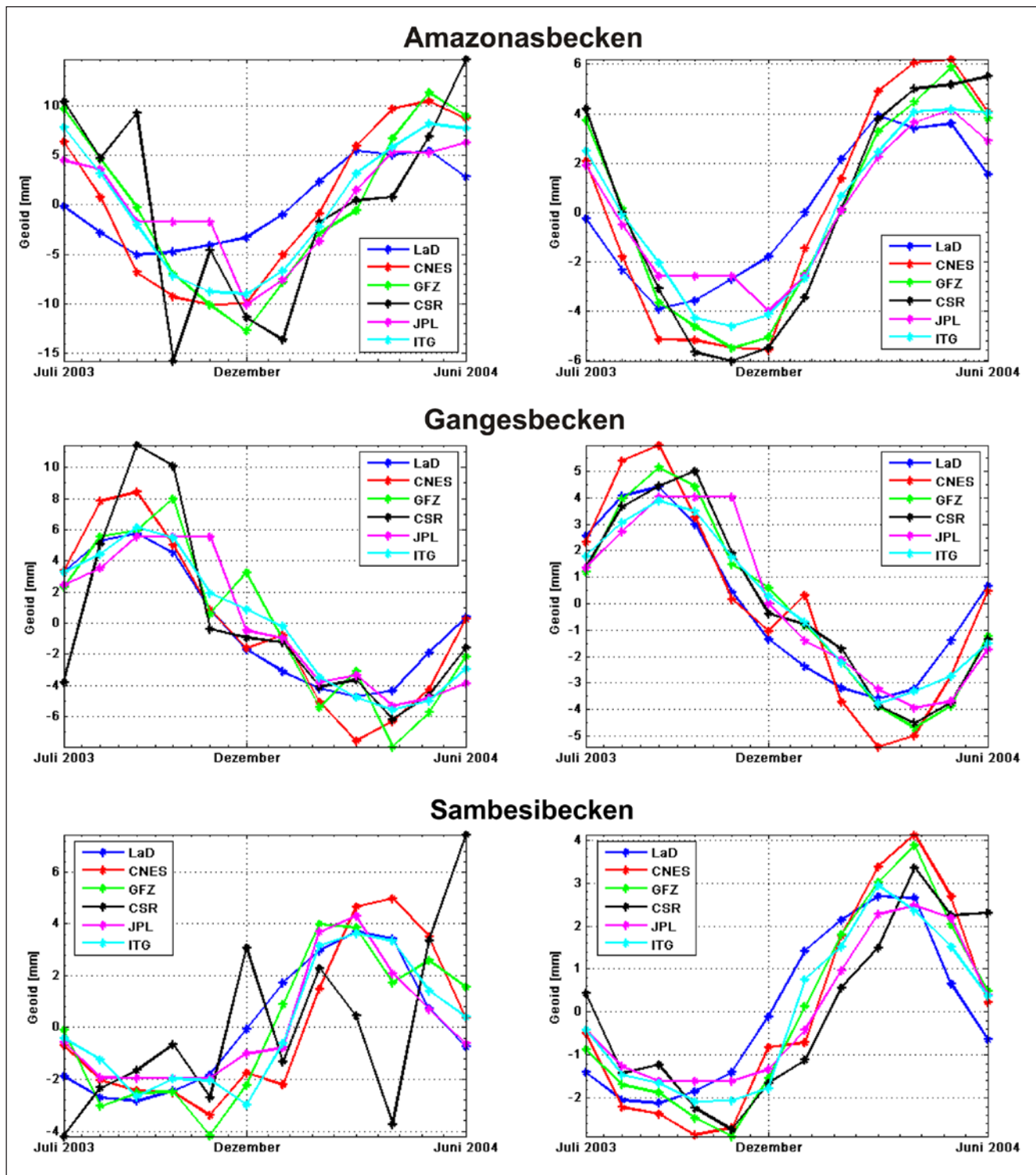


Abb. 17: Geoidvariation (Punktwerte) in hydrologisch »aktiven« Regionen (Amazonas, Ganges- und Sambesibecken), Vergleich aller Releases mit dem LaD-Modell. Linke Spalte: Geoidvariation, nachdem die Koeffizientensätze bis Grad $n=50$ (bzw. $n=40$ bei ITG) tiefpassgefiltert wurden. Rechte Spalte: Geoidvariation nach der zusätzlichen Filterung der Potentialkoeffizienten mit einem Gaußfilter ($\alpha_r=900$ km).

tig mit hydrologischen Vorgängen korreliert ist. Um hohe Korrelationen mit den GRACE-Schwerefeldern zu erreichen, müssen diese jedoch geglättet werden. Die Wahl der geeigneten Filtermethode (»idealer Tiefpass«, Gaußfilter, ...) sollte sich dabei nach den spektralen Eigenschaften der Lösungen richten. So wurde z. B. ersichtlich, dass die CSR-Schwerefelder deutlich stärker geglättet werden müssen

als die Schwerefeldlösungen der anderen drei Institute. Als Anmerkung sei hier erwähnt, dass man prinzipiell beliebige Filter auf die Schwerefelder anwenden kann. Man kann aber nur dann sinnvoll filtern, wenn man im Voraus weiß, welches Spektrum das gesuchte Signal abdeckt. Im Falle der Hydrologie sind die Hauptfrequenzen weitgehend bekannt. Deshalb gelingt es, mit geeigneten

Filtern hydrologische Jahressignale aus den GRACE-Schwerefeldern zu extrahieren. Für Massenverlagerungen, die in unbekannten zeitlichen und räumlichen Skalen auftreten, stellt sich jedoch die Frage, ob überhaupt Filtermethoden geophysikalisch sinnvoll gestaltet werden können.

Dennoch bleibt an dieser Stelle festzuhalten, dass die Schwerefeldmission GRACE – alternativ oder ergänzend zu bereits bestehenden globalen hydrologischen Modellen – sehr gut dazu geeignet ist, die kontinentalen Wassermassenverteilungen global mit Schweremessungen zu erfassen. GRACE leistet einen wichtigen Beitrag zum besseren Verständnis des globalen Wasserkreislaufs. Es konnte gezeigt werden, dass Prozesse im kontinentalen Wasserspeicher aus dem Gesamtmesssignal bereits herausgetrennt werden können. Das Ziel weiterführender Arbeiten wird jedoch sein, nicht nur die hydrologischen, sondern auch die ozeanographischen, glaziologischen und geophysikalischen Signale aus den integralen Schwerefeldmessungen herauszufiltern (vgl. etwa Chen et al. 2006b, Velicogna und Wahr 2006). Weiterführende Problemstellungen, die es dabei zu lösen gilt, werden u. a. sein:

- die Entwicklung und Verbesserung von Modellen zur Vermeidung von Aliasing-Effekten in den Zeitreihen des Erdschwerefeldes, hervorgerufen durch Kurzzeitmassenvariationen in Atmosphäre, Ozeanen und kontinentalem Wasserkreislauf (insbesondere Gezeiten),
- die Entwicklung räumlicher und zeitlicher Filtermethoden zur Extraktion von Massensignalen aus globalen Datensätzen (z. B. anisotrope, regionale Filter (vgl. etwa Chen et al. 2006a),
- die verbesserte Modellierung der Hydrologiemodelle und der beteiligten Austauschprozesse, insbesondere der Verdunstung,
- die Entwicklung und Erprobung neuer mathematischer Verfahren zur Darstellung des Schwerefeldes (Wavelets statt Kugelflächenfunktionen, vor allem für regionale Betrachtungen),
- die Entwicklung von Verfahren zur Separation von Massensignalen in Ozean, Eis, kontinentaler Hydrologie und fester Erde, die in den Schwerefeldmodellen nur in überlagerter Form enthalten sind.

Obwohl bereits sehr viele wissenschaftliche Arbeiten zum Thema GRACE existieren, konnte die erwartete Genauigkeit noch nicht voll ausgeschöpft werden. Viele laufende Projekte beschäftigen sich mit der Lösung der genannten Problemstellungen und arbeiten an der Optimierung der Schwerefeldlösungen.

Mit der GRACE-Schwerefeldmission konnte die Geodäsie bereits wichtige Beiträge zur Erforschung des Erdsystems leisten. Es ist zu erwarten, dass künftige, vertiefte Untersuchungen die Genauigkeit des Geoids, die die wichtigste Bezugsfläche für die Ozeanographie und Geodäsie darstellt, weiter verbessern werden.

Literaturverzeichnis

- Chen, J. L., Rodell, M., Wilson, C. R., Famiglietti, J. S.: Low Degree Spherical Harmonic Influences on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Water Storage Estimates. *Geophys. Res. Lett.* 32, L14405, doi:10.1029/2005JB003536, 2005.
- Chen, J. L., Wilson, C. R., Seo, K. W.: Optimized Smoothing of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Time-variable Gravity Observations. *J. Geophys. Res.* 111, B06408, doi:10.1029/2005JB004064, 2006a.
- Chen, J. L., Wilson, C. R., Tapley, B. D.: Satellite Gravity Measurements Confirm Accelerated Melting of Greenland Ice Sheet. *Science* 313, S. 1958–1960, doi:10.1126/science.1129007, 2006b.
- Flechtner, F.: AOD1B Product Description Document. Technischer Bericht GRACE 327–750, Jet Propulsion Laboratory. <http://podaac.jpl.nasa.gov/grace/documentation.html>, 2005.
- Gruber, T.: Validation Concepts for Gravity Field Models from Satellite Missions.
- Proceedings of Second International GOCE User Workshop »GOCE, The Geoid and Oceanography«. ESA-ESRIN, Frascati, 2004.
- Heiskanen, W. A., Moritz, H.: *Physical Geodesy*. WH Freeman Comp, San Francisco, 1967.
- Ilk, K. H., Flury, J., Rummel, R., Schwintzer, E., Bosch, W., Haas, C., Schröter, J., Stammer, D., Zahel W., Miller, H., Dietrich, R., Huybrechts, P., Schmeling, H., Wolf, D., Riegger, J., Bardossy, A., Günter, A.: Mass Transport and Mass Distribution in the Earth System – Contribution of the New Generation of Satellite Gravity and Altimetry Missions to Geosciences. Proposal for a German Priority Research Program, 2004.
- Jekeli, C.: Alternative Methods to Smooth the Earth's Gravity Field. Rep 327, Dept. Geod. Sci. & Surv., Ohio State Univ., Columbus, 1981.
- Kaula, W. M.: *Theory of Satellite Geodesy*. Blaisdell Publishing Company, Massachusetts, 1966.
- Milly, P. C. D., Shmakin, A. B.: Global Modeling of Land Water and Energy Balances. Part I: The Land Dynamics (LaD) Model. *J. Hydrometeo* 3, S. 283–299, 2002.
- Reigber, C., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K. H., Schmidt, R., Schwintzer, P., Zhu, S. Y.: GRACE – Eine Schwerefeld- und Klimamission. Zweijahresbericht GeoForschungsZentrum Potsdam, S. 109–118, 2002.
- Rummel, R.: *Erdmessung – Teil 3. Vorlesungsskript an der TU München*. München, 2000.
- Swenson, S., Wahr, J.: Post-processing Removal of Correlated Errors in GRACE. *Geophys. Res. Lett.* 33, L08402, doi:10.1029/2005GL025285, 2006.
- Torge, W.: *Geodäsie*. de Gruyter, Berlin, 2002.
- Tscherning, C. C., Rapp, R. H.: Closed Covariance Expressions for Gravity Anomalies, Geoid Undulations and Deflections of the Vertical Implied by Anomaly Degree Variance Models. Rep 208, Dept Geod. Sci. & Surv., Ohio State Univ., Columbus, 1974.
- Velicogna, I., Wahr, J.: Measurements of Time-variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica. *Science* 311, S. 1754–1756, doi: 10.1126/science.1123785, 2006.
- Wahr, J., Bryan, F., Molenaar, M.: Time Variability of the Earth's Gravity Field: Hydrological and Oceanic Effects and their Possible Detection Using GRACE. *J. Geophys. Res.* 103, B12, 30205–30229, 1998.
- Zenner, L.: *Zeitliche Schwerefeldvariationen aus GRACE und Hydrologiemodellen*. Diplomarbeit, TU München, unveröffentlicht, 2006.

Anschrift der Autorin

Dipl.-Ing. Lieselotte Zenner
 Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie
 Technische Universität München
 80290 München
 Tel: +49 (0)89 289-23181
zenner@bv.tu-muenchen.de
<http://tau.fesg.tu-muenchen.de/~iapg/web/index.php>