

Vermessung des Erdschwerefelds mit Satelliten

Genauigkeitssteigerung durch Einsatz neuer Techniken

Christoph Förste

Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

The Earth's gravity field is inhomogeneous and temporally variable. It reflects the inner and outer structure of our planet. Therefore, the investigation of the gravity field is essential for understanding the System Earth. But the precise mapping of the gravity field on global scales including its temporal variations is only possible using satellites. This can be done indirectly by analyzing satellite orbit deviations which began in 1957 with the estimation of the Earth's flattening by tracking the first artificial satellites. Today, the GRACE- and GOCE-missions represent the technological summit in the field of satellite-based gravity field determination. GFZ German Research Centre for Geosciences is involved in both missions. Future gravity missions will be based on the experiences and results of these two projects. Particularly the GRACE mission will be continued by GRACE-FO which is presently under development together with U.S. colleagues, again involving significant GFZ contribution. The launch of GRACE-FO is scheduled for 2017.



Das Schwerefeld der Erde

Unsere Erde ist durch ihre Rotation an den Polen abgeplattet. Die Figur unseres Planeten ist daher in erster Näherung ein Rotationsellipsoid, dessen Nord-Süd-Achse um 42 km kürzer ist als die Ost-West-Achse am Äquator mit 12 756 km. Deshalb ändert sich die Schwerkraft auf der Erdoberfläche mit der Breite. An den Polen wirkt eine Gravitationsbeschleunigung in Richtung des Erdmittelpunkts von $9,83 \text{ m/s}^2$, die zum Äquator hin auf $9,81 \text{ m/s}^2$ absinkt. Berücksichtigt man die der Erdanziehung entgegengerichtete Zentrifugalbeschleunigung von $-0,03 \text{ m/s}^2$, so ergibt sich am Äquator eine Schwerebeschleunigung (oder kurz Schwere) von $9,78 \text{ m/s}^2$. Die Masse der Erde ist aber nicht gleichmäßig verteilt, sondern im Innern schalenförmig aufgebaut. An den Übergangszonen zwischen diesen Schalen vom Zentrum über den äußeren Erdkern, den Erdmantel bis zur Erdkruste gibt es unregelmäßig verteilte Dichtesprünge und auch innerhalb der Schalen variiert die Dichte. Augenfällig wird die ungleiche Massenverteilung an der Erdoberfläche anhand der Topographie. All das hat zur Folge, dass das tatsächliche Schwerefeld vom sogenannten Normalschwerefeld des Rotationsellipsoids abweicht. Diese Abweichung wird als Schwereanomalie bezeichnet. Abb. 1 zeigt eine Weltkarte der Schwereanomalien des kürzlich am Deutschen GeoForschungs-Zentrum GFZ berechneten Schwerefeldmodells EIGEN-6C. Man erkennt darauf deutlich die Zusammenhänge zwischen dem Schwerefeld und topographisch-geophysikalischen Strukturen. Große topographische Blöcke wie der Himalaya und der Nordatlantische Rücken erzeugen große positive Schwereanomalien, die Tiefseegräben am Rand des Nordwestpazifiks und vor der Westküste Südamerikas dagegen große negative Schwereanomalien. Auch die Kette der teilweise unterseeischen Vulkankegel, ausgehend von Hawaii, ist deutlich zu sehen. Großflächige Hochs und Tiefs in der Verteilung der Schwereanomalien sind mit Strukturen und Prozessen im tieferen Erdinnern korreliert (Reigber und Schwintzer, 2003). Die Schwerehochs im Westpazifik und an der Westküste Südamerikas sind Folge des dort

stattfindenden Abtauchens alter und damit dichter ozeanischer Lithosphäre in den Erdmantel. Andere Schwerehochs sind mit Gebieten korreliert, wo vermutlich aufgrund der Mantelkonvektion heißes Material die darüber liegende Lithosphäre aufwölbt. Man erkennt dies im Nordatlantik um Island und südöstlich Afrikas. Das prägnante Tief südlich Indiens könnte mit der nordwärts gerichteten Bewegung der indischen Lithosphärenplatte zusammenhängen, die das Himalaya-Massiv aufschiebt und auf der Rückseite die Masse im Erdmantel ausdünn. Ein weiteres Schweretief über Kanada ist ein Überbleibsel der letzten Eiszeit vor etwa 20 000 Jahren. Der damals mächtige Eisschild hatte dort die Lithosphäre und den oberen Mantel nach unten gedrückt. Das Abschmelzen des Eises vor etwa 6000 Jahren hat ein Massendefizit hinterlassen, das bis heute wegen der Zähflüssigkeit des Erdmantels nicht vollständig aufgefüllt ist.

Die mathematische Darstellung des Erdschwerefelds und das Geoid

Gemäß dem Newtonschen Gravitationsgesetz ist die auf einen Körper wirkende Erdanziehungskraft proportional zu seiner Masse, d. h. alle Körper fallen mit derselben Beschleunigung nach unten. Die Fallbeschleunigung ist deshalb der Schwerkraft äquivalent und wird in der Geodäsie und Geophysik als Maß für das Erdschwerefeld verwendet.

Die Schwerkraft bzw. die Fallbeschleunigung ist eine vektorielle Größe. Wenn man in diesem Kraftfeld einen Körper in eine größere Höhe bringen will, muss man mechanische Arbeit gegen die Schwerkraft verrichten, die als potentielle Energie gespeichert bleibt und beim „Herunterfallen“ wieder abgegeben wird. Da die mechanische Arbeit beim Anheben eines Körpers vom zurückgelegten Weg unabhängig ist, kann man das vektorielle Schwerefeld durch die skalare Größe des Potentials V beschreiben. Die Schwerkraft, d. h. genauer gesagt die Fallbeschleunigung \vec{g} ergibt sich dabei aus dem Potential V zu

$$\vec{g} = \text{grad } V \quad (1)$$

Im globalen Maßstab wird V üblicherweise als Kugelfunktionsreihenentwicklung dargestellt (Torge, 2003):

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left(C_{00} + \sum_{l=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^l \sum_{m=0}^l [C_{lm} P_{lm}(\sin \varphi) \cos m\lambda + S_{lm} P_{lm}(\sin \varphi) \sin m\lambda] \right) \quad (2)$$

mit

(r, λ, φ) = Kugelkoordinaten (Abstand vom Geozentrum sowie sphärische Länge und Breite)

R = mittlerer Erdradius am Äquator: $\sim 6378,136 \text{ km}$

GM = Produkt aus universeller Gravitationskonstante G und der Masse des Erdkörpers M : $\sim 3,986 \times 10^{14} \text{ m}^3/\text{s}^2$

l, m = Grad und Ordnung der Kugelfunktionsentwicklung

Links: Hochgebirgsblöcke bilden positive Schwereanomalien: Ansicht des Alaska-Rückens mit dem 6194 m hohen Mount McKinley (Foto: Ch. Förste)

Left: High-altitude mountains generate positive gravity anomalies: Picture of the Alaska range with Mount McKinley, 6194 m above sea level



Kontakt: Ch. Förste
(foer@gfz-potsdam.de)

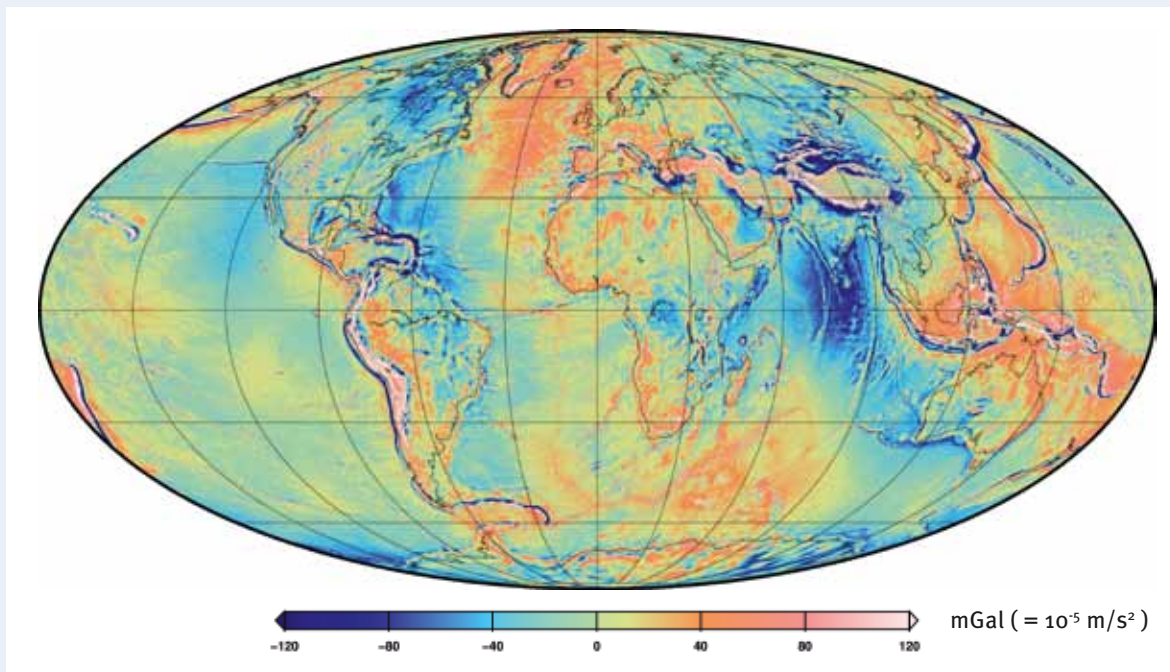


Abb. 1: Globale Abbildung der Schwereanomalie, d. h. der Abweichung der Schwerebeschleunigung gegenüber der Normal-schwere auf dem Rotationsellipsoid, hier dargestellt zwischen -120 und +120 mGal. Die Maximalwerte erreichen dabei rund 500 mGal = $5 \times 10^{-3} \text{ m/s}^2$, also 500 Millionstel der Normalschwere.

Fig. 1: Global plot of the gravity anomaly which is the deviation of the acceleration of free fall w.r.t. normal gravity on the rotational ellipsoid of the Earth. The scale of this plot is between -120 and +120 mGal but peak values reach about 500 mGal = $5 \times 10^{-3} \text{ m/s}^2$ which means 500 millionths of normal gravity.

Die in (2) enthaltenen Kugelflächenfunktionen P_{lm} sind dreidimensionale Wellen mit Kugelsymmetrie (Abb. 6). Analog zu akustischen Klängen lässt sich das näherungsweise kugelsymmetrische Erdschwerefeld als Überlagerung von Kugelfunktionen verschiedener Wellenlängen beschreiben. Die Kugelfunktionskoeffizienten C_{lm} und S_{lm} bilden dabei die Amplituden der Einzelwellen. Da die P_{lm} für verschiedene l und m linear unabhängig sind, lassen sich die Kugelfunktionskoeffizienten mittels spezieller Analysetechniken indirekt bestimmen. Ein Datensatz C_{lm} und S_{lm} wird als Schwerefeldmodell bezeichnet. Der nach dem Zentralterm ($C_{00}=1,0$) nächstkleinere Koeffizient C_{20} beschreibt die Abplattung der Erde und beträgt mit seinem sogenannten normalisierten Wert im Mittel $-0,00048416525$. Alle anderen Kugelfunktionskoeffizienten sind mehr als drei Größenordnungen kleiner als C_{20} .

Das Potential V ist keine abstrakte Größe, denn unter dem Einfluss der Schwerkraft haben alle Körper das Bestreben, den Zustand geringster potentieller Energie zu erreichen, d. h. nach unten zu fallen. Augenfällig ist dies beim Wasser, das von Orten größerer Höhe (= höheres Potential) zum Ort niedrigerer Höhe (= niedrigeres Potential) hinabfließt. Der tiefste Punkt für das Herabfließen des Wassers ist der Wasserspiegel der Weltmeere. Abgesehen von Gezeiten, Strömungen und Wellen befindet sich das Wasser in den Weltmeeren gegenüber dem Erdschwerefeld im statischen Gleichgewicht. Die Meeresoberfläche ist deshalb eine Äquipotentialfläche mit $V(r, \lambda, \phi) = \text{const}$. Sie wird als Bezugsfläche des Erdschwerefelds betrachtet (Geoid) und stellt gleichzeitig die Höhe Normal-Null dar. Die Topographie auf den Kontinenten stellt keine Äquipotentialfläche dar. Hier denkt man sich das Geoid im Untergrund als virtuelle Fläche fortgesetzt. Die Abweichung des Geoids vom

Rotationsellipsoid wird als Geoidundulation bezeichnet und ist neben der Schwereanomalie eine weitere übliche Beschreibung des Erdschwerefelds. Das Geoid weist Beulen und Dellen mit Abweichungen von bis zu 100 m nach oben und unten auf und erinnert bei stark überhöhter 3D-Darstellung an eine Kartoffel (Flechtner et al., 2012).

Grundprinzipien der Schwerefeldbestimmung mit Satelliten und die Steigerung der Genauigkeit durch moderne Techniken

Auf den Kontinenten kann man die Schwere lokal mit sehr hoher Genauigkeit messen. Das geschieht mit Gravimetern und findet Anwendung in Geophysik, Lagerstättenerkundung

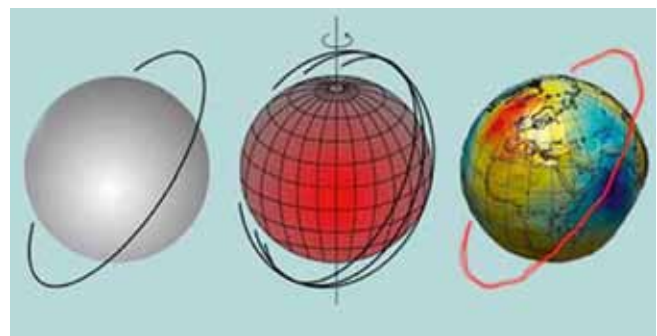


Abb. 2: Bahnbewegung eines Satelliten um Kugel, abgeplattete Erde und wirkliche Erde (Quelle: Reiner Rummel, IAPG, TU München)

Fig. 2: Orbit shapes of a satellite revolving a sphere, a flattened Earth and the real Earth



Abb. 3: Beginn der Satellitengeodäsie auf dem Telegrafenberg in Potsdam 1957: Bahnvermessung von Sputnik-2, links mit Zenitfernrohr und Stoppuhr (Foto: V. Kroitzsch), rechts auf dem Dach des damaligen Astrophysikalischen Observatoriums mit einer Kamera (Montage mit einer fotografierten Satellitenspur, Quelle unbekannt)

Fig. 3: The beginning of satellite geodesy on the Telegrafenberg hill in Potsdam in 1957: Optical orbit tracking of Sputnik-2, left with zenith telescopes and stop, right on the roof of the former Astrophysical Observatory using a camera

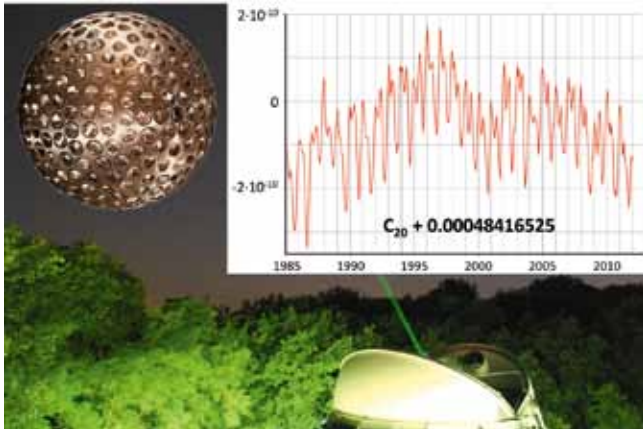


Abb. 4: Oben rechts: Zeitliche Variationen der Erdabplattung (C_{20}) zwischen 1985 und 2012 (Quelle: GRGS Toulouse), bestimmt aus Laser-Messungen zu den LAGEOS-Satelliten (oben links, Foto: NASA/MSFC). Im Hintergrund der nächtliche Betrieb der Satelliten-Laserstation des GFZ (Foto: GFZ)

Fig. 4: Temporal variation of the Earth's flattening (C_{20}) between 1985 and 2012 as estimated from Laser measurements to the LAGEOS satellites (upper left). The background is the Satellite Laser Ranging station Potsdam during night-time operation.

und Hydrologie. Aber die Einordnung lokaler Schweremessungen in Ozeane und Kontinente umspannende Bezugssysteme bleibt ungenau. Die Lösung dieses Problems besteht darin, das Schwerefeld mit Satelliten vom Weltraum aus zu vermessen. Da sich die Erde umkreisende Himmelskörper aber im schwerelosen Zustand befinden, kann man auf Satelliten nicht mit einem Schwerkraft-Sensor arbeiten. Das Schwerefeld wird daher wie folgt indirekt vermessen: Wäre die Erde eine homogen aufgebaute Kugel, würde ein Satellit gemäß den Keplerschen Gesetzen auf einer exakten Ellipsenbahn um die Erde kreisen (Abb. 2 links). Doch die Abweichung von der Kugelform bewirkt Abweichungen von der Kepler-Bahnellipse. So verursacht die Abplattung der Erde ein langsames Verdrehen der Bahnebene im Raum und die Bahnkurve gleicht einer sich „windenden“ Spirale. (Abb. 2 Mitte). Die Feinstruktur des realen Erdschwerefelds bewirkt schließlich weitere Verkrümmungen der Satellitenbahnkurve (Abb. 2 rechts).

Die Analyse der Bahnstörungen ermöglicht umgekehrt, die unregelmäßige Struktur des Erdschwerefelds abzuleiten. Dazu müssen die Satellitenbahnen möglichst präzise vermessen werden. Am Beginn des Raumfahrtzeitalters nach 1957 wurde dies zunächst am Boden mit optischen Richtungsmessungen realisiert. So konnte man damals die Erdabplattung C_{20} mittels der ersten Erdtrabanten wie Sputnik-2 in bis dahin unerreichter Genauigkeit bestimmen (Merson et al., 1958). Das dabei angewandte Grundprinzip ist in der Box auf Seite 13 erläutert. Auch auf dem Telegrafenberg in Potsdam, dem Hauptstandort des GFZ, wurden damals begonnen, Satellitenbahnen zu vermessen (Abb. 3).

Später wurden die optischen Verfahren durch Radartechniken abgelöst und seit den 1970er Jahren werden Laserteleskope für die Bahnverfolgung eingesetzt. Damit können Satelliten mit Millimetergenauigkeit verfolgt werden. Besondere Bedeutung haben dabei die LAGEOS-Satelliten (LASer GEOdynamics Satellite, Abb. 4), zwei Metallkugeln von 60 cm Durchmesser und ~400 kg Masse, die seit 1976 bzw. 1992 in etwa 6000 km Höhe um die Erde kreisen. Ihre Oberflächen sind mit Reflektoren ausgestattet, die jeden auftreffenden Laserstrahl in sich selbst spiegeln. Durch die Kugelform und ihr hohes Verhältnis von Masse zu Querschnitt sind die Bahnen der LAGEOS-Satelliten sehr genau berechenbar. Lasermessungen zu diesen beiden Satelliten ermöglichen heute sogar die Registrierung zeitlicher Veränderungen der Erdabplattung d. h. des Koeffizienten C_{20} . Die Kurve in Abb. 4 rechts oben zeigt die zeitlichen Variationen von C_{20} um seinen Mittelwert während der vergangenen 25 Jahre. Zum einen sieht man jährliche Oszillationen. Diese werden u. a. durch jahreszeitliche Variationen der Eisbedeckung an den Polen und der in den tropischen Flusssystemen gespeicherten Wassermengen verursacht. Zum anderen erkennt man längerfristige Änderungen: Bis 1998 hat C_{20} im Mittel zugenommen, d. h. die Abplattung ging zurück. Dieser Trend wird u. a. durch die nacheiszeitlichen Landhebungen auf der nördlichen Hemisphäre in Kanada verursacht. Seit 1998

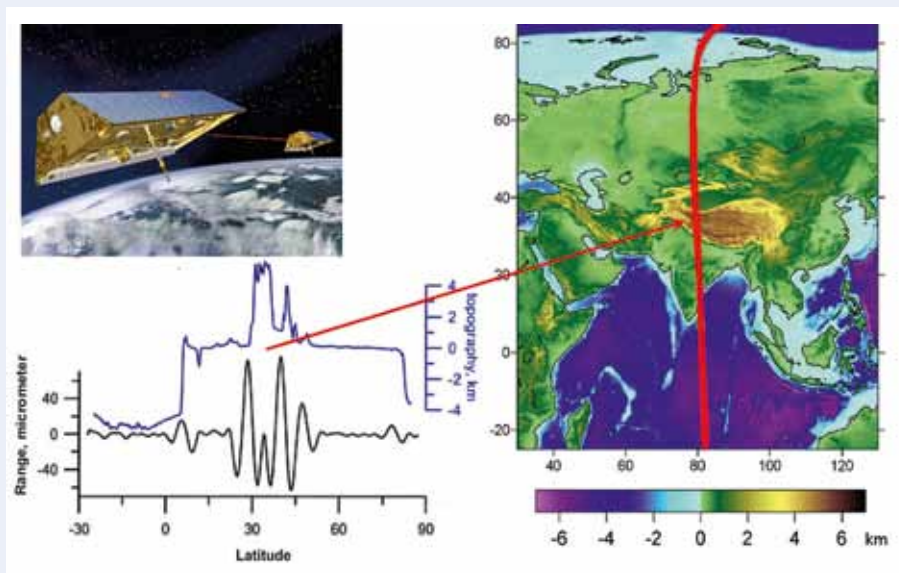


Abb. 5: Das Prinzip der Mikrowellenmessungen bei GRACE: Abstandsänderung (schwarze Kurve unten links) zwischen den beiden GRACE-Satelliten (oben links) beim Flug über den Himalaya (rechts). Die blaue Kurve (unten links) ist die überflogene Topografie entlang der Satellitenbahn.

Fig. 5: The principle of the GRACE microwave measurements: Variation of the distance (black curve) between the two GRACE satellites (upper left) when passing the Himalaya range (right). The blue curve (unten links) is the topography along the orbit.

nimmt C_{20} wieder ab, d. h. die Erdabplattung wird wieder stärker. Der Grund hierfür ist ein durch den aktuellen Klimawandel bedingtes beschleunigtes Abschmelzen der Eismassen in den Polregionen, dessen Signal das der nacheiszeitlichen Landhebungen überlagert.

Vom Boden aus lassen sich Satellitenbahnen aber nur bruchstückhaft verfolgen und die räumliche Auflösung der damit berechneten Erdschwerefeldmodelle bleibt nur sehr grob (Abb. 7a). Deshalb war es ein Meilenstein der Satellitengeodäsie, als an Bord von Satelliten erstmals Empfänger des amerikanischen Navigationssystems GPS (Global Positioning System) verwendet wurden. GPS gestattet die kontinuierliche Bahnverfolgung mit Zentimetergenauigkeit im Sekundentakt und wurde zur Schwerefeldbestimmung ab 2000 auf dem GFZ-Satelliten CHAMP (CHALLENGING Mini-satellite Payload) eingesetzt. Mit CHAMP gelang es erstmals, das Erdschwerefeld allein aus den Bahnstörungen eines einzigen Satelliten abzuleiten. Außerdem wurde eine deutliche Steigerung der Genauigkeit bzw. räumlichen Auflösung erreicht (Abb. 7b).

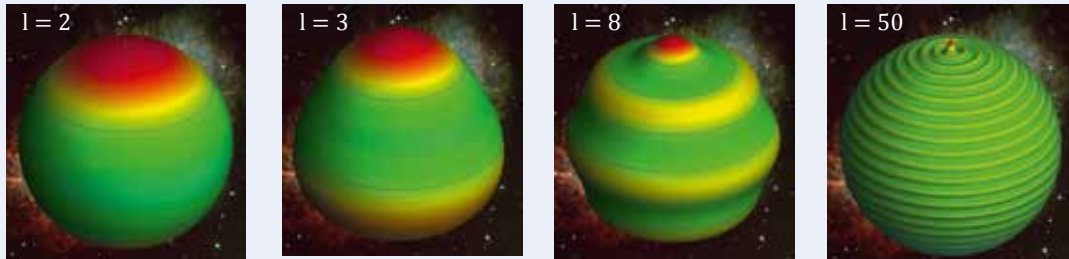
Die Ableitung des Schwerefelds aus GPS-Messungen ist mit verschiedenen Analysetechniken möglich. Am GFZ wird die „Dynamische Methode“ angewandt. Dabei wird die Bahn des Satelliten unter Verwendung von Näherungswerten für Ort und Geschwindigkeit numerisch integriert. In diese Rechnungen gehen die verschiedenartigen Kräfte ein, die auf den Satelliten wirken: zum einen gravitative Kräfte, wie das Erdschwerefeld und Gezeitenkräfte von Mond, Sonne und Planeten, zum anderen nichtgravitative Kräfte wie der Luftwiderstand der Hochatmosphäre sowie Sonnen- und Erdstrahlungsdruck. Aus den funktionalen Zusammenhängen zwischen den Satellitenbahnkurven und den Kugelfunktionskoeffizienten des Erdschwerefelds lassen sich letztere durch eine Ausgleichung nach kleinsten Quadraten bestimmen. Dazu sind Gleichungssysteme mit mehreren tausend Unbekannten aufzustellen und zu lösen. Dieses Verfahren ist auch in anderen Fachgebieten verbreitet und wird z. B. bei der Bestimmung der Parameter des Erdmagnetfelds angewandt (vgl. Artikel Schachtschneider et al. in diesem Heft).

Eine weitere Verbesserung der Schwerefeldbestimmung lässt sich durch die Analyse differentieller Bahnstörungen, d. h. die Auswertung der Relativbewegung mehrerer Satelliten erreichen. Das wurde erstmals bei der 2002 gestarteten GRACE-Mission verwirklicht (Gravity Recovery And Climate Experiment; Tapley et al., 2004), eine Weiterentwicklung der CHAMP-Mission. Die beiden GRACE-Satelliten folgen einander im Abstand von rund 220 km auf gleicher Bahn in rund 450 km Höhe. Der Abstand zwischen ihnen wird mit Mikrowellen in Mikrometerngenauigkeit gemessen. Bei der Annäherung an eine positive Massen-anomalie auf der Erde wird der vorangehende Satellit durch die Anziehungskraft stärker beschleunigt als der nachfolgende. Überquert der erste Satellit die Massen-anomalie, beginnt für ihn die Abbremsphase, während der zweite noch beschleunigt wird. Entfernen sich beide Satelliten von der Massen-anomalie, so wird der zweite zunächst noch stärker abgebremst als der nun weiter entfernte erste Satellit. Beim Überflug über den Himalaya führt das zu der in Abb. 5 dargestellten Signatur im relativen Abstand. Zur Verdeutlichung sind hier nur die kurzwelligen Signalanteile von Perioden < 100 s im eigentlich 4 km großen Gesamtsignal wiedergegeben. Das entspricht bei einer Fluggeschwindigkeit von etwa 7 km/s dem Effekt von Strukturen im Erdschwerefeld, die eine Ausdehnung von bis zu 700 km haben.

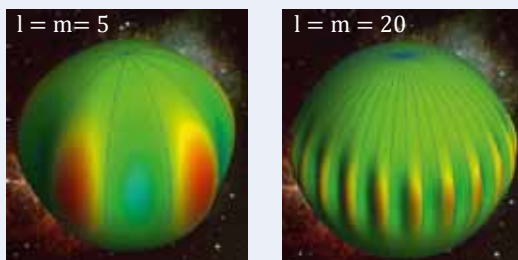
Aus GRACE-Messungen bestimmte Schwerefeldmodelle haben gegenüber CHAMP eine etwa zweifach höhere räumliche Auflösung (Abb. 7c). Außerdem ist es mit GRACE-Daten erstmals möglich geworden, monatliche Massenveränderungen mit einer räumlichen Auflösung von etwa 300 bis 500 km zu registrieren (Flechtner und Förste, 2012). Dadurch sind z. B. jahreszeitliche Wasserspeicheränderungen in großen Flusssystemen wie Amazonas oder Kongo und die Eisschmelze auf Grönland direkt im Erdschwerefeld beobachtbar. Die moderne Schwerefeldbestimmung leistet damit einen wichtigen Beitrag zur Klimaforschung, was 1957 beim Start von Sputnik-2 nicht abzusehen war.

Ein neues Verfahren der Satelliten-Schwerefeldbestimmung ist bei GOCE (Gravity field and steady-state Ocean circulation mission, ESA 2013), der 2009 erfolgreich in eine Erdumlaufbahn

1. Zonale Kugelfunktionen/Zonal Spherical Harmonics: $m = 0$



2. Sektorielle Kugelfunktionen/Sectorial Spherical Harmonics: $l = m$



3. Tesserale Kugelfunktionen/Tesseral Spherical Harmonics:

$l \neq m$ mit $m < l$ und $m \neq 0$

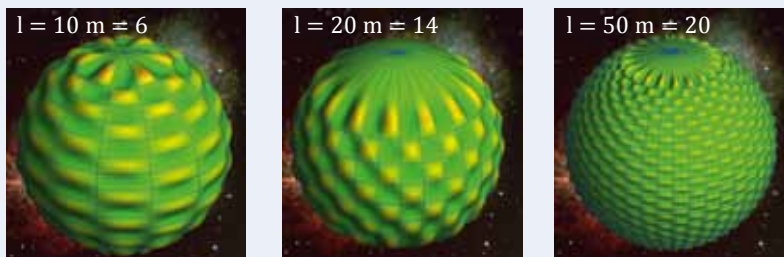


Abb. 6: Beispiele der drei Arten von Kugelflächenfunktionen P_{lm} für verschiedene Grade l und Ordnungen m

Fig. 6: Examples of the three kinds of Spherical Harmonics P_{lm} for different degrees l and orders m

in rund 250 km Höhe gestartet wurde, verwirklicht worden. Hier wird das Schwerefeld erstmals nicht mit der Bahnstörungs-
methode bestimmt: Der Massenschwerpunkt eines die Erde umkreisenden Satelliten befindet sich im schwerelosen Zustand. Aber in geringem Abstand vom Schwerpunkt sind differenzielle Schwerkraft (Schweregradienten) vorhanden, die als Beschleunigungsdifferenzen messbar sind. Der GOCE-Satellit enthält daher sechs Beschleunigungsmesser, die in den drei Raumrichtungen paarweise im Abstand von etwa 0,5 m um den Massenschwerpunkt angeordnet sind. Diese Sensoren haben eine extrem hohe Messgenauigkeit von 10^{-12} m/s^2 und registrieren den Schweregradienten als Funktional des Gravitationsfelds (Rummel et al., 2011). Dieses Verfahren ermöglicht die doppelte räumliche Auflösung in der Schwerefeldbestimmung gegenüber GRACE (Abb. 7d). Um globale Schwerefeldmodelle höherer räumlicher Auflösung zu erhalten, werden Satelliten-schwerefeldmodelle mit Schweredaten aus der Satellitenaltimetrie über den Ozeanen sowie terrestrischer, schiffs- oder flugzeuggestützter

Gravimetrie kombiniert. Das in Abb. 1 dargestellte EIGEN-6C ist ein solches Kombinationsmodell und hat eine räumliche Auflösung von rund 12 km.

Ausblick

Das inhomogene und zeitlich variable Erdschwerefeld spiegelt die inneren und äußeren Strukturen im Aufbau des Erdkörpers wider. Die genaue Kenntnis des Schwerefelds und seiner zeitlichen Änderungen ist deshalb zum Verständnis des Systems Erde unverzichtbar. Die präzise globale Vermessung des Schwerefelds ist aber nur mit Hilfe von Satelliten möglich. Gegenwärtig repräsentieren GRACE und GOCE den technologischen Höhepunkt der satellitengestützten Schwerefeldvermessung. Zukünftige Schwerefeldmissionen werden auf den Erfahrungen und Erfolgen dieser beiden, unter GFZ-Beteiligung durchgeführten Satellitenprojekte aufbauen. Dazu

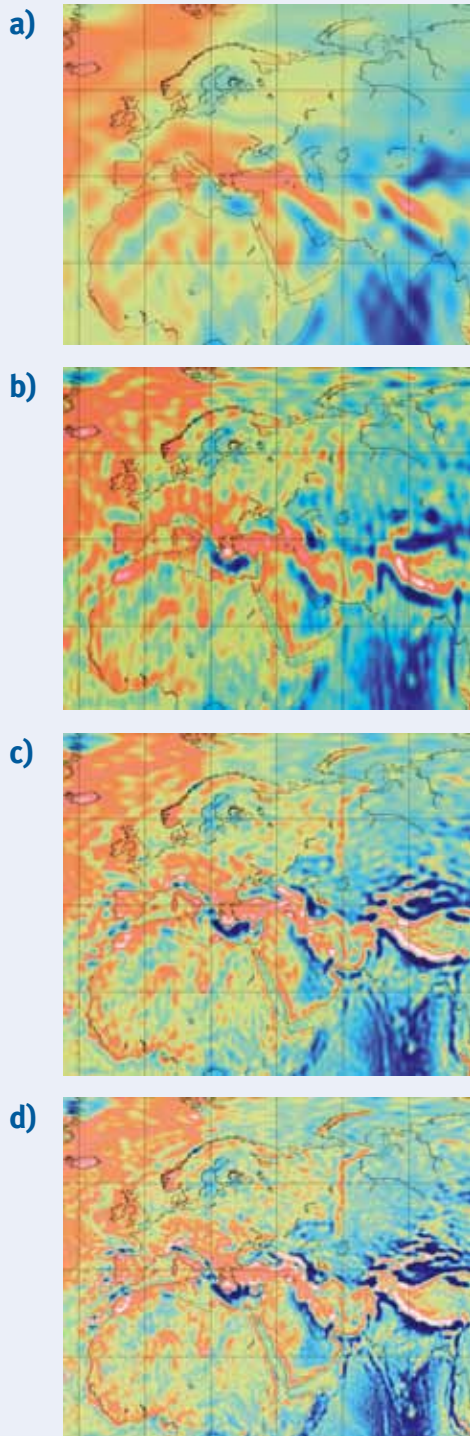


Abb. 7: Die Steigerung der räumlichen Auflösung in der Schwerefeldbestimmung mit Satelliten: Schwereanomalien für Europa, Nordafrika und westliches Asien

- a) 21 Satelliten aus über 25 Jahren vor Beginn der CHAMP-Mission (1999), räumliche Auflösung ~ 1500 km
- b) Sieben Jahre CHAMP (2009), Auflösung ~ 300 km
- c) Sechs Jahre GRACE (2012), Auflösung ~ 150 km
- d) 750 Tage GOCE (2013), Auflösung ~ 80 km

Fig. 7: The improvement of the spatial resolution of the gravity field determination using satellites: Gravity anomalies for Europe, Northern Africa and Western Asia:

- a) 21 satellites out of 25 years before CHAMP (1999), spatial resolution ~ 1500 km
- b) Seven years CHAMP (2009), resolution ~ 300 km
- c) Six years GRACE (2012), resolution ~ 150 km
- d) 750 days GOCE (2013), resolution ~ 80 km

Abb. 8: Die Lage einer Satellitenbahn im Weltraum (Quelle: Wikipedia)

Fig. 8: The orientation of a satellite orbit around the Earth in space

gehört die für GRACE geplante Nachfolgemission GRACE-FO (GRACE Follow-On). Sie wird gegenwärtig vom GFZ gemeinsam mit US-Kolleginnen und Kollegen entwickelt und voraussichtlich 2017 gestartet. Durch Einsatz eines Laser Ranging Instruments (LRI) – zusätzlich zum „klassischen“ Mikrowellenlink von GRACE – wird eine bis zu fünfzigfache Verbesserung der Abstandsmessung ermöglicht. In Kombination mit einer optimierten Satellitenbahn wird insgesamt eine deutlich höhere räumliche wie auch zeitliche Auflösung in der Schwerefeldberechnung erwartet.

Literatur

- European Space Agency (o. J.): GOCE, <http://www.esa.int/GOCE>.
- Flechtner, F., Förste, C. (2012): Schwerkraft ist Klima: Beobachtung von Massentransporten im System Erde mit GRACE und GRACE-FO. - System Erde, 2, 1, 12-15, 10.2312/GFZ.syserde.02.01.2.
- Kaula, W. M. (2000): Theory of Satellite Geodesy : applications of satellites to geodesy, Mineola, 124 p.
- Merson, R. H., King-Hele, D. G. (1958): Use of Artificial Satellites to explore the Earth's Gravitational Field: Results from Sputnik 2 (1957). - Nature, 182, 4636, 640-641, 10.1038/182640a0.
- Reigber, C., Schwintzer, P. (2003): Das Schwerefeld der Erde. - Physik in unserer Zeit, 34, 5, 206-212, 10.1002/piuz.200301023.
- Rummel, R., Yi, W., Stummer, C. (2011): GOCE gravitational gradiometry. - Journal of Geodesy, 85, 11, 777 –790, 10.1007/s00190-011-0500-0.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., Reigber, C. (2004): The gravity recovery and climate experiment : mission overview and early results. - Geophysical Research Letters, 31, L09607, 10.1029/2004GL019920.
- Torge, W. (2003): Geodäsie, (de Gruyter Lehrbuch), Berlin [u.a.], 369 p.

