

## Das Schwerfeld der Erde und seine Vermessung mit Satelliten

---

Die Erde ist nur in erster Näherung eine Kugel. Durch ihre Rotation um die Polachsen und durch Masseninhomogenitäten im Innern und an ihrer Oberfläche hat die Erde die Form eines Rotationsellipsoids mit zusätzlichen „Beulen und Dellen“. Die genaue Vermessung der Figur der Erde und damit des Erdschwerfelds ist ein Forschungsziel der Satellitengeodäsie. Mit den aktuellen Satellitenmissionen CHAMP und GRACE begann ein neues Kapitel der satellitengestützten Schwerfeldbestimmung. Auf polaren Bahnen umkreisen diese Satelliten in niedriger Höhe die Erde und liefern ein globales Bild des Schwerfelds in hoher Genauigkeit. Darüber hinaus ermöglichen die Messungen der GRACE-Mission die Bestimmung zeitlicher Änderungen im Schwerfeld. Dies stellt einen ganz neuen Aspekt der Beobachtung klimabedingter Massenänderungen auf der Erdoberfläche dar. Mit der kürzlich gestarteten GOCE-Mission wird sich das Schwerfeld u. a. auf den Weltmeeren mit bisher unerreichter Genauigkeit auflösen lassen. Diese Satellitenmission liefert damit einen wichtigen Beitrag zur Erforschung der großräumigen Meereszirkulationen.

---

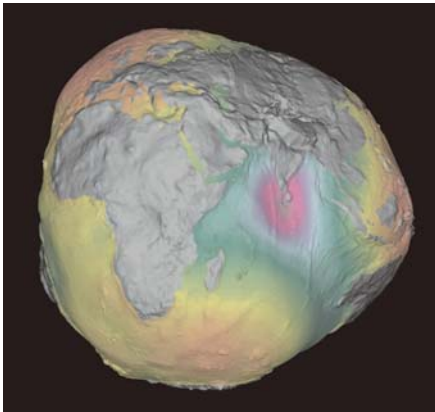
### Beulen und Dellen im Erdkörper

Aus dem Weltraum betrachtet erscheint die Erde als Kugel. Aber durch die Rotation um die Polachse ist der Erdkörper abgeplattet. Deshalb ist unser Planet in erster Annäherung ein Rotationsellipsoid. Der Radius dieses Ellipsoids ist dabei am Äquator rund 20 km größer als an den Polen. An der Oberfläche dieses Rotationsellipsoids wirkt aufgrund der Massenanziehung eine Gravitationsbeschleunigung in Richtung des Mittelpunkts von  $9,81 \text{ m/s}^2$ , die zum Pol hin auf  $9,83 \text{ m/s}^2$  zunimmt. Berücksichtigt man noch die der Erdanziehung entgegengerichtete Zentrifugalbeschleunigung von  $-0,03 \text{ m/s}^2$  am Äquator, so ergibt sich eine Schwerebeschleunigung

(oder kurz Schwere) von  $9,78 \text{ m/s}^2$  am Äquator. An den Polen hingegen fallen Gravitation und Schwere zusammen. Eine Waage zeigt demnach am Pol für einen normal gewichtigen Menschen etwa 350 g mehr an als am Äquator, d. h. die Schwere ändert sich auf der Ellipsoidoberfläche mit der Breite. Dagegen ist das Schwerepotential dort überall gleich und man spricht von einer Äquipotentialfläche. Die auf solch einem Rotationsellipsoid wirkende Schwere nennt man Normalschwere und den Potentialwert Normalpotential.

Die Masse der Erde ist nicht gleichmäßig verteilt. Im Innern ist der Erdkörper schalenförmig aufgebaut. An den Übergangszonen zwischen den Schalen vom

Zentrum über den äußeren Erdkern und den Erdmantel bis zur Erdkruste gibt es unregelmäßig verteilte Dichtesprünge und innerhalb der Schalen einen variierenden Dichteverlauf. Augenfällig wird die ungleiche Massenverteilung an der Erdoberfläche anhand der Topographie. All diese Dichteanomalien haben zur Folge, dass das tatsächliche Schwerfeld vom Normalschwerfeld eines Rotationsellipsoids abweicht. Die Äquipotentialfläche der Erde ist gegenüber der Ellipsoidoberfläche deformiert und 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 (siehe Abb. 1). Diese Fläche wird als Geoid bezeichnet und ist als Bezugsfläche für alle topographischen Höhen als Normal Null oder mittlerer Meeresspiegel bekannt. Eine mit Wasser bedeckte Erde würde exakt die Form des Geoids annehmen. Die Abweichungen zum Ellipsoid werden als Geoidundulationen bezeichnet. Wie bei jeder Äquipo-



**Abb. 1: Das Geoid – die Abweichung der Äquipotentialfläche des Erdschwerfeldes gegenüber dem Rotationsellipsoid in stark überhöhter Darstellung**

tentialfläche steht die Lotrichtung überall exakt senkrecht auf dem Geoid und trotz der Beulen und Dellen und der längs der Geoidoberfläche variierenden Schwere setzt sich ein an beliebiger Stelle aufgesetzter Wassertropfen auf dieser Fläche nicht in Bewegung. Auch die tatsächlichen Schwerewerte an der Erdoberfläche variieren um die Normalwerte des Rotationsellipsoids. Die Ausschläge, die als Schwereanomalien bezeichnet werden, erreichen maximal 500 mGal, das sind  $5 \times 10^{-3} \text{ m/s}^2$ , also 500 Millionstel der Normalschwere.

### **Globale Schwerfeldbestimmung mit Satelliten**

Geoidundulationen und Schwereanomalien repräsentieren die unregelmäßige Struktur des Schwerfelds entlang der Erdoberfläche und sind die gesuchten Größen, die in der Satellitengeodäsie aus der Analyse von Bahnstörungen erdumkreisender Satelliten gewonnen werden. Als Bahnstörungen werden die Abweichungen der Flugbahn von der Kepler-Ellipse bezeichnet, die der Satellit fliegen würde, wenn die Erde eine homogen aufgebaute Kugel wäre. Seit Beginn des Raumfahrtzeitalters hat man Messungen von Satellitenbahnstörungen für die Ableitung von Schwerfeldparametern genutzt, beginnend mit der exakten Bestimmung der Erdabplattung über die „Birnenform“ der Erde (Asymmetrie zwischen Nord- und Südhemisphäre) bis zu den heutigen globalen Erdschwerfeldmodellen.

Um das Schwerfeld mit Hilfe von Satelliten bestimmen zu können, müssen deren Bahnen hoch präzise bekannt sein. Dazu werden seit einigen Jahren Empfänger des amerikanischen Navigationssystems GPS (Global Positioning System) auch an Bord

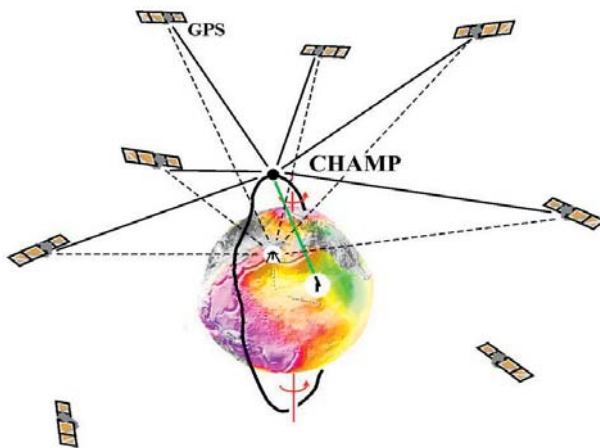
von Schwerefeld-Satellitenmissionen verwendet. Die Nutzung von GPS gestattet die kontinuierliche Bahnverfolgung eines Satelliten mit Zentimetergenauigkeit im Sekundentakt.

Die erste Schwerefeld-Satellitenmission unter Verwendung des GPS-Systems ist der im Auftrag des Deutschen GeoForschungsZentrums GFZ entwickelte Erdkundungssatellit CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload) [REIGBER ET AL. 1999 und REIGBER ET AL. 2003], der im Jahr 2000 gestartet wurde und voraussichtlich bis Ende 2010 im Orbit sein wird. Die GPS-Beobachtungen auf CHAMP basieren auf Laufzeit- und Phasendifferenzmessungen der von den GPS-Satelliten abgestrahlten Radiowellen, aus denen letztlich die genauen Abstände zwischen den GPS-Satelliten und CHAMP zum jeweiligen Zeitpunkt gewonnen werden (siehe Abb. 2). Neben dem kontinuierlich messenden GPS-Empfänger auf dem Satelliten verfolgen etwa zwölf Bodenstationen die Bahn von CHAMP während des

jeweiligen Überflugs mit Hilfe von Laserstrahlen. Zur Ableitung des Schwerefeldes aus den Bahnmessungen wird die Bahn des Satelliten über jeweils 24 Stunden in einem raumfesten Bezugssystem numerisch integriert. Das entspricht ca. 15 Erdumläufen. Dabei wird von genäherten Werten für Ort und Geschwindigkeit des Satelliten CHAMP zum Anfangszeitpunkt der numerischen Bahnintegration ausgegangen. In diese Rechnungen gehen eine Reihe von Störkräften ein, die auf den Satelliten wirken. Das sind zum einen die gravitativen Kräfte wie das Schwerefeld und die Gezeitenkräfte von Mond, Sonne und Planeten. Außerdem gehören dazu nicht-gravitative Kräfte wie der Hochatmosphärenwiderstand sowie Sonnen- und Erdstrahlungsdruck. Durch Variation der Anfangswerte für Ort und Geschwindigkeit des Satelliten erhält man für den Integrationszeitraum eine an die Bahnbeobachtungen am besten angepasste Bahn. Die Differenzen zu den Beobachtungen enthalten dabei die Information

über Abweichungen zwischen dem tatsächlichen Erdschwerefeld und dem der Bahnberechnung zugrundegelegten Modell, sofern alle anderen auf den Satelliten wirkenden Kräfte fehlerfrei modelliert sind.

Da CHAMP in einer relativ niedrigen Höhe über der Erdoberfläche fliegt (ca. 450 km) hat die Atmosphärenreibung einen großen Störeinfluss auf die Satellitenbahn. Früher musste dies bei der Modellierung der nicht-



**Abb. 2:** Prinzip der Ausmessung der Bahn des Satelliten CHAMP mit den Signalen der GPS-Satelliten und mit bodengestütztem Laserradar.

gravitativen Kräfte mit unzulänglichen Dichtemodellen der Hochatmosphäre approximiert werden. Dies hat die Genauigkeit der Schwerefeldbestimmung begrenzt. CHAMP besitzt jedoch einen neuartigen Beschleunigungsmesser. Dieser ist im schwerelosen Massenschwerpunkt des Satelliten angebracht und steht darum nicht unter dem Einfluss von Schwerebeschleunigungen. Deshalb registriert er nur die nicht-gravitativen Störkräfte. Das bedeutet, bei CHAMP kann nach Abzug der Beschleunigungsmessungen von den Bahnstörungen das rein gravitative Signal in der Bahn freigelegt werden. Mithilfe der beschriebenen Messverfahren gelang es mit CHAMP zum ersten Mal, das Erdschwerefeld allein aus den Bahnstörungen eines einzigen Satelliten abzuleiten.

Eine signifikante Steigerung der Genauigkeit in der Schwerefeldbestimmung mit Satelliten wird durch die Erweiterung des

beschriebenen CHAMP-Prinzips auf die Vermessung differentieller Bahnstörungen zwischen mehreren Satelliten erreicht. Dies wurde zum ersten Mal bei der Satellitenmission GRACE realisiert [TAPLEY ET A. 2004]. Die GRACE-Mission besteht aus zwei CHAMP-ähnlichen Satelliten, die hintereinander im Abstand von ca. 200 km fliegen und dabei die Erde auf nahezu polarer Umlaufbahn in einer Höhe von ungefähr 450 km umkreisen (siehe Abb. 3). Mittels eines Mikrowellen-Messsystems im K-Band wird der Abstand zwischen beiden Satelliten auf 1/100 Millimeter genau vermessen. Wie dieses Messverfahren bei der Detektierung von Inhomogenitäten im Erdschwerefeld funktioniert, lässt sich folgendermaßen anschaulich erklären: Überfliegt das Satellitenpaar eine positive Massenanomalie, z. B. ein großes Gebirgsmassiv, so wird der vorausfliegende Satellit bei der Annäherung an

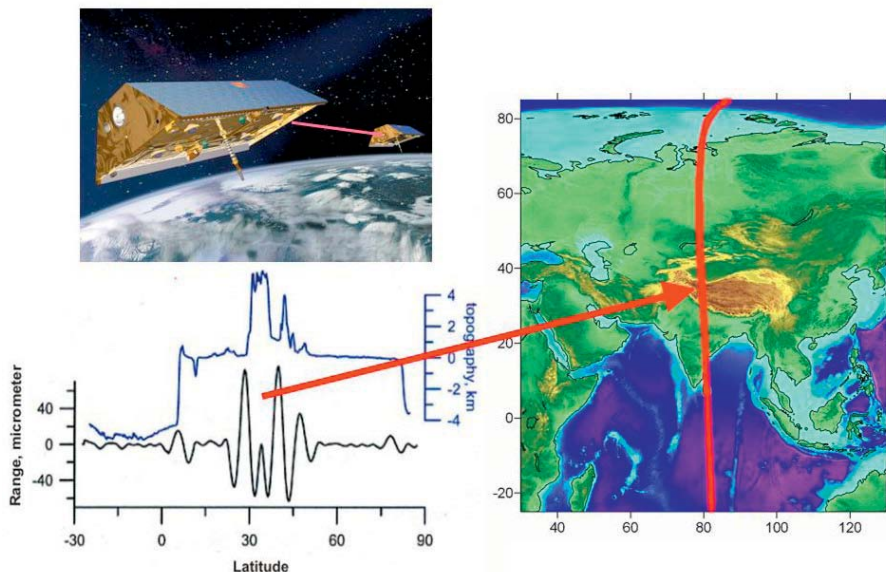


Abb. 3: Das GRACE-Satellitenpaar und das Prinzip der K-Band-Messung dieser Tandem-Satellitenmission



**Abb. 4: Künstlerische Animation des Satelliten GOCE  
(Quelle: ESA - AOES Medialab)**

die Anomalie durch die Anziehungskraft stärker beschleunigt als der ihm folgende Satellit und der Abstand zwischen beiden Satelliten vergrößert sich. Überquert der erste Satellit die Anomalie, beginnt für ihn die Abbremsphase, während der zweite noch beschleunigt wird. Dabei verringert sich der Abstand zwischen den Satelliten. Entfernen sich dann beide Satelliten von der Massen-anomalie, so wird der zweite zunächst noch stärker abgebrems als der nun weiter entfernte erste Satellit und die Distanz zwischen beiden vergrößert sich wieder auf den anfänglichen Wert vor Erreichen der Anomalie. In Abbildung 3 ist dieses Szenario für einen realen Überflug der GRACE-Satelliten über das als positive Massen-anomalie wirkende Himalaja-Gebirge dargestellt. Die Abbildung zeigt links unten die Abstandsänderung zwischen beiden Satelliten (schwarze Kurve) in Abhängigkeit von der überflogenen Topographie (blaue Kurve).

Ein ganz neues Verfahren der satelliten-basierten Schwerefeldbestimmung ist bei der Satellitenmission GOCE (Gravity Field and steady-state Ocean circula-

on mission) verwirklicht worden [RUMMEL ET AL. 2009]. Hier wird die globale Schwerefeldausmessung erstmals nicht mit der Bahnstörungs-methode ausgeführt. Stattdessen erfolgt im Satelliten eine direkte Messung des Gradienten des Erdschwe-refelds. Das geschieht folgendermaßen: Der Massen-schwerpunkt eines die Erde umkreisenden Satelliten befindet sich im schwerelosen Zustand.

Aber in geringem Abstand vom Massen-schwerpunkt sind differentielle Schwer-kräfte (Schweregradienten) spürbar, die als Beschleunigungsdifferenzen messbar sind. Dafür enthält der GOCE-Satellit sechs Beschleunigungsmesser, die paar-weise im Abstand von ca. 0,5 m in den drei Raumrichtungen symmetrisch zum Mas-senschwerpunkt angeordnet sind. Diese Beschleunigungsmesserpaa-re registrieren den Schweregradienten in den drei Raum-richtungen als Funktionale des Gravitati-onsfelds. Mit diesem Messverfahren lässt sich die räumliche Auflösung der globalen Schwerefeldbestimmung gegenüber GRA-CE etwa um den Faktor 2 steigern. Der Satellit GOCE wurde im Auftrag der Eu-ro-päischen Raumfahrtbehörde ESA gebaut und im März 2009 erfolgreich gestartet (Abb. 4). Er umkreist die Erde seitdem in einer Höhe von ca. 250 km und hat seinen Messbetrieb erfolgreich aufgenommen.

### **Zusätzliche Nutzung von Oberflächenschweredaten**

Die mit den aktuellen Satellitenbahn-beobachtungen CHAMP und GRACE

abgeleitete Grobstruktur des Erdschwerfelds besitzt eine räumliche Auflösung von derzeit circa 150 km an der Erdoberfläche. Mit der kürzlich gestarteten GOCE-Mission werden voraussichtlich ca. 80 km räumliche Auflösung erreicht. Eine weitere Steigerung der räumlichen Auflösung wäre möglich, wenn die Satelliten in noch geringerer Höhe als gegenwärtig fliegen würden. Das liegt darin begründet, dass die Gravitation um so stärker wirkt je näher man der Erde kommt. Mit sinkender Höhe steigen jedoch die Dichte und damit die Bremswirkung der Atmosphäre stark an. Das verkürzt die Lebensdauer von Satellitenmissionen. Während beispielsweise der in ca. 450 km Höhe gestartete CHAMP-Satellit etwa 10 Jahre nach seinem Start verglühen wird, beträgt die Lebensdauer der zur Zeit in 250 km Höhe fliegenden GOCE-Mission nur ungefähr zwei Jahre. Die Durchführung einer Schwerfeld-Satellitenmission in noch geringerer Höhe ist darum gegenwärtig nicht realisierbar. Deshalb bleibt die Anwendung der Schwerfeldbestimmung mittels Bahnstörungsanalyse und Satellitengradiometrie auf die Erfassung großräumiger Strukturen im Erdschwerfeld beschränkt. Um globale Schwerfeldmodelle höherer Auflösung zu erhalten, muss man die Satellitenschwerfeldmodelle mit Schweredaten aus der Satellitenaltimetrie über den Ozeanen sowie terrestrischer, schiffs- oder flugzeuggestützter Gravimetrie kombinieren [FÖRSTE ET AL. 2008a].

Auf den Ozeanen entspricht das Geoid der ungestörten, sich im Gleichgewicht befindenden Meeresoberfläche. Deshalb ist die Vermessung der geometrischen Form der Meeresoberfläche eine Methode zur Schwerfeldstimmung für den Bereich der Weltmeere. Das geschieht mit dem Ver-

fahren der Satellitenaltimetrie. Die dafür benutzten Altimetersatelliten messen an ihrer jeweiligen Position mittels Radarechos den senkrechten Abstand zur Meeresoberfläche. Seit Mitte der 1980er-Jahre wurde die Meeresoberfläche so mit einer Folge von Satelliten, beginnend mit GEOSAT bis zu den heutigen Missionen JASON und ENVISAT, hoch aufgelöst abgetastet. Bei genauer Bahnberechnung lässt sich daraus die Geometrie der Meeresoberfläche mit Zentimetergenauigkeit ableiten. Unter Berücksichtigung der Ozeangezeiten und Mittelbildung über einen mehrjährigen Zeitraum erhält man eine mittlere Meeresoberfläche. Nach Abzug der sogenannten Meerestopographie, d. h. der z. B. durch Meeresströmungen bedingten Abweichung des Geoids von der tatsächlichen Meeresoberfläche, ergeben sich nach Bezug auf ein Referenzellipsoid die Geoidundulationen als Messgröße des Erdschwerfelds. Die Meerestopographie wird dabei aus Wind-, Salzgehalt- und Strömungsmessungen ozeanographisch modelliert.

Über den Kontinenten liegen zahlreiche direkte Schweremessungen mit land- oder flugzeuggestützten Gravimetern vor, die zu Mittelwerten für größere Gebiete zusammengefasst werden. Küstennahe Ozeangebiete, wo die Satellitenaltimetrie wegen der schwierig zu erfassenden lokalen Gezeiten unzuverlässige Werte liefert, werden teilweise durch Schiffsgravimetrie aufgefüllt. Bis auf große Teile der Antarktis sowie Teile Südamerikas, Afrikas und Zentralasiens ist die gesamte Erdoberfläche gegenwärtig mit Schwere- und Altimeterdaten abgedeckt. Diese Oberflächendaten sind jedoch von regional unterschiedlicher Qualität und Genauigkeit und entstammen über den Kontinenten oft kleinräumigen Vermessungen mit unsicherem Bezug.

Würde man die Oberflächendaten allein zur Berechnung eines globalen Schwerefeldmodells benutzen, so würde sich dabei ein relativ inhomogener Flickenteppich ergeben, aus dem insbesondere der langwellige Anteil des globalen Erdschwerefelds nicht aufgelöst werden kann. Dieser wird mit der geforderten Genauigkeit ausschließlich aus Satellitenbahnstörungen bestimmt. Deshalb erhält man erst durch die Kombination von Oberflächen mit Satellitendaten globale Erdschwerefeldmodelle, die über Kontinente und Ozeane homogen sind und gleichzeitig die hohe räumliche Auflösung der verwendeten Bodenschweredaten besitzen.

In Abbildung 5 ist am Beispiel Europas gezeigt, wie sich die räumliche Auflösung durch Kombination von Satelliten- mit Oberflächendaten erhöht. Die linke Seite dieser Abbildung zeigt die Schwereanomalien des GRACE-Satellitenmodells EIGEN-5S (EIGEN = European Improved Gravity model of the Earth by New techniques). Die räumliche Auflösung beträgt hier ca. 150 km. Die rechte Seite zeigt die Schwereanomalien des kombinierten

Modells EIGEN-5C für dieselbe Region. Die räumliche Auflösung ist sichtbar deutlich höher und beträgt ca. 50 km. Die beiden Schwerefeldmodelle EIGEN-5S und EIGEN-5C wurden am GFZ Potsdam gemeinsam mit der französischen Groupe de Recherches de Geodesie Spatiale (GRGS) aus Toulouse berechnet [FÖRSTE ET AL. 2008b]. Eine noch höhere räumliche Auflösung hat das zuletzt durch die US-amerikanische National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) veröffentlichte Schwerefeldmodell EGM2008 [PAVLIS ET AL. 2008]. Dank der Verwendung ganz neuer, bisher unveröffentlichter terrestrischer Schweredaten besitzt EGM2008 eine räumliche Auflösung von ca. 9 km.

Die genannten Schwerefeldmodelle sind beim International Centre for Global Earth Models (ICGEM) verfügbar gemacht (<http://icgem.gfz-potsdam.de>). Das ICGEM ist ein vom GFZ Potsdam im Auftrag der International Association of Geodesy (IAG) betriebener Service zum Sammeln und Evaluieren globaler Erdschwerefeldmodelle.

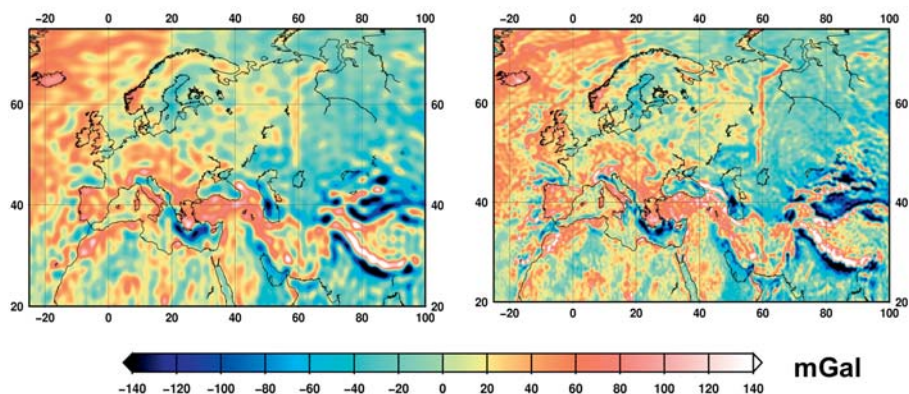


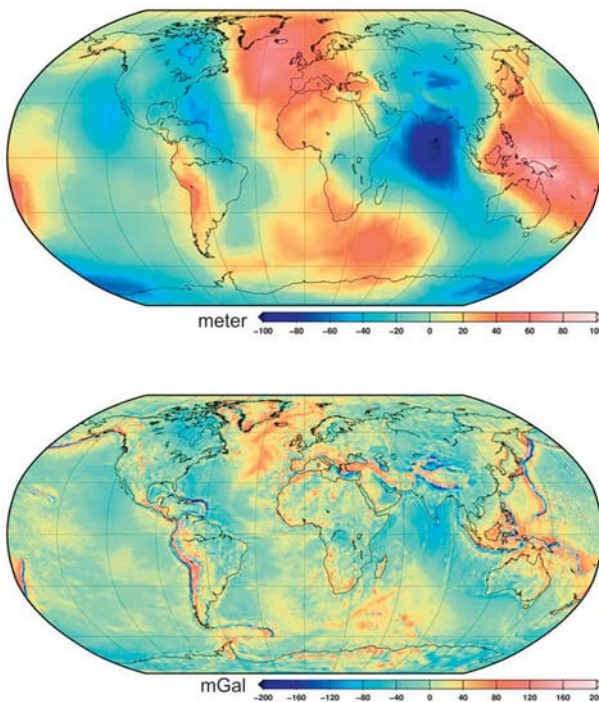
Abb. 5: Vergleich der räumlichen Auflösungen des Satelliten-Schwerefeldmodells EIGEN-5S (links) mit dem kombinierten Schwerefeldmodell EIGEN-5C (rechts) anhand der Schwereanomalien für Europa

## Strukturen auf und in der Erde

Ein genauerer Blick auf die zweidimensionale Darstellung des aktuellen Schwerefeldmodells EIGEN-5C des GFZ in Abbildung 6 zeigt Zusammenhänge zwischen dem Schwerefeld in Gestalt des Geoids (oben) bzw. der Schwereanomalien (unten) mit den topographisch-geophysikalischen Strukturen der Plattentektonik. Da beim Geoid fast das gesamte Signal im langwelligen Anteil konzentriert ist, gibt deren Interpretation Hinweise auf Strukturen im tiefen Erdinneren, die wegen der größeren Entfernungen nur langwellige Effekte an der Erdoberfläche erzeugen. Dagegen sind oberflächennahe Lithosphärenstrukturen signifikanter in den Schwereanomalien

ausgeprägt. Große topographische Blöcke wie die Anden, der Himalaja und der nordatlantische Rücken erzeugen große positive Schwereanomalien, die Tiefsee-gräben am Rand des Nordwestpazifiks und vor der Westküste Südamerikas dagegen große negative Schwereanomalien. Auch die Kette der teilweise unterseeischen Vulkankegel ausgehend von Hawaii ist in der Karte der Schwereanomalien zu identifizieren. Großflächige Hochs und Tiefs im Geoid und in der Verteilung der Schwereanomalien sind mit Strukturen und Prozessen im tieferen Erdinneren korreliert [VERMEERSEN ET AL. 2003]. Die Aufwölbungen des Geoids im Westpazifik und an der Westküste Südamerikas

sind zum Beispiel eine Folge des dort stattfindenden Abtauchens alter und damit dichter ozeanischer Lithosphäre in den Erdmantel. Andere Geoid- und Schwereanomaliehochs sind mit Gebieten korreliert, wo heißes Material vermutlich aufgrund der Mantelkonvektion die darüber liegende Lithosphäre aufwölbt. Man erkennt dies im Nordatlantik um Island und südöstlich Afrikas. Das prägnante Tief im Geoid südlich Indiens, das auch in Abb. 1 deutlich erkennbar ist, könnte mit der nordwärts gerichteten Bewegung der indischen Lithosphärenplatte zusammenhängen, die das Himalajamassiv aufschiebt und auf der Rückseite die Masse im Erdmantel ausdünn.



**Abb. 6: Zweidimensionale Darstellungen des aktuellen Schwerefeldmodells EIGEN-5C des GFZ, oben als Geoidundulationen (Meter) und unten als Schwereanomalien (Milligal).**

Eine weitere Senke im Geoid über Kanada ist ein Relikt der Vereisung vor etwa 20 000 Jahren. Der mächtige Eisschild hat dort die Lithosphäre und den oberen Mantel nach unten gedrückt. Mit dem Abschmelzen des Eises bis vor etwa 6 000 Jahren wurde so ein Massendefizit hinterlassen, das bis heute wegen der Zähflüssigkeit des Erdmantels nicht vollständig aufgefüllt ist. Das kanadische Tief ist jedoch gleichzeitig Teil einer größeren im Geoid zu erkennenden Formation negativer Werte von Ostpazifik über Nordamerika zum Westatlantik, die vermutlich mit der Mantelkonvektion zusammenhängt (abwärts gerichtete Bewegung). Über Kanada überlagern sich die beiden geschilderten Effekte.

Aber nicht nur im Zusammenhang mit dem Aufbau des Erdinnern und der Plattentektonik, sondern auch in anderen geowissenschaftlichen Disziplinen spielt das Erdschwerefeld eine entscheidende Rolle,

denn durch die genannte Genauigkeitssteigerung gewinnt die satellitengestützte Schwerefeldbestimmung zunehmend an Bedeutung für die Ozeanographie. Das Geoid stellt auf den Ozeanen die Gleichgewichtsform der Meeresoberfläche dar. Bislang wurde das Meeresschwerefeld wie oben beschrieben aus der mit der Altimetrie geometrisch gemessenen Meeresoberfläche bestimmt, korrigiert um die modellierte Meerestopographie. Es ist natürlich auch umgekehrt möglich, die Meerestopographie direkt aus der Differenz zwischen der altimetrisch bestimmten Meereshöhe und dem Ozeangeoid abzuleiten. Das gewinnt mit der steigenden Genauigkeit der Schwerefeldbestimmung gegenwärtig an Bedeutung. Die Meerestopographie ist wie oben beschrieben die Abweichung des Geoids von der tatsächlichen Meeresoberfläche. Sie beträgt maximal zwei Meter. Aus ihr ergibt sich unmittelbar das globale

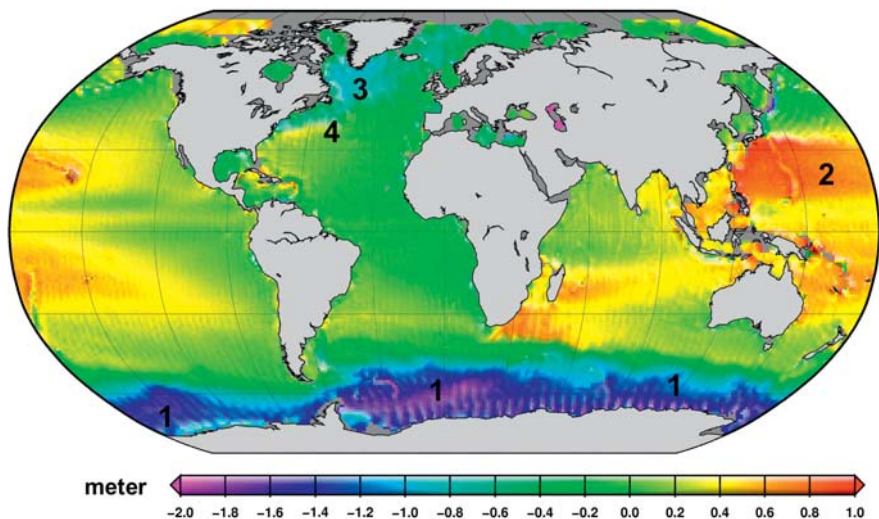


Abb. 7: Darstellung der mit GRACE bestimmten Meerestopographie = Differenz zwischen dem GRACE-Geoid und der geometrischen Meereshöhe, deutlich erkennbar sind die Signaturen großer Meeresströme, u.a. von Zirkumpolarstrom (1), Kuroshio-Strom (2), Labradorstrom (3) und Golfstrom (4)

Muster der Meeresströmungen, die für den Wärme- und CO<sub>2</sub>-Transport verantwortlich sind. Abbildung 7 zeigt die Meerestopographie, wie sie gegenwärtig mit der Schwerefeldmission GRACE bestimmbar ist. Die hierbei erreichbare räumliche Auflösung beträgt aber nur ca. 150 km. Mit der im März 2009 gestarteten GOCE-Satellitenmission wird sich das Meereseoid und damit die Meerestopographie räumlich doppelt so genau bestimmen lassen. Daraus werden sich neue Perspektiven für die Erforschung der Meereströmungen ergeben.

Die hohe Genauigkeit der Schwerefeld-Satellitenmission GRACE hat es erstmals möglich gemacht, auch monatlich zeitliche Änderungen des Erdschwerfeldes im globalen Maßstab zu detektieren. Daraus können Rückschlüsse auf Massenverlagerungen im System Erde gezogen werden. Dazu zählen insbesondere jahreszeitliche Variationen im kontinentalen Wasserkreislauf, zum Beispiel in den Flusssystemen von Amazonas, Kongo und Ganges. Aber

auch Eismassenverluste in den polaren Eisschilden sind mittlerweile in den GRACE-Messungen zu erkennen. Deshalb ist die Bestimmung zeitlicher Änderungen im Erdschwerfeld ein hochaktueller Aspekt für das Monitoring von klimatisch bedingten Prozessen an der Erdoberfläche. Abbildung 8 zeigt Änderungen der Geoidhöhe, die über vier Jahre aus GRACE-Beobachtungen bestimmt worden sind. Man erkennt in dieser Abbildung Landhebungen in Kanada und Skandinavien auf Grund des Abschmelzens der Eisschilde nach der letzten Kaltzeit (1). Deutlich sichtbar sind Eismassenverluste in Alaska, Grönland und der Westantarktis (2), die mit dem gegenwärtigen Klimawandel in Zusammenhang gebracht werden. Der gegenwärtig jährliche Eismassenverlust wird in Grönland auf 190 Gigatonnen geschätzt [Horwath und Dietrich, 2008a]. In der Westantarktis schmelzen zur Zeit ungefähr 100 Gigatonnen pro Jahr [HORWATH und DIETRICH, 2008b]. Aber auch das Sumatra-Erdbeben zu Weihnachten 2004

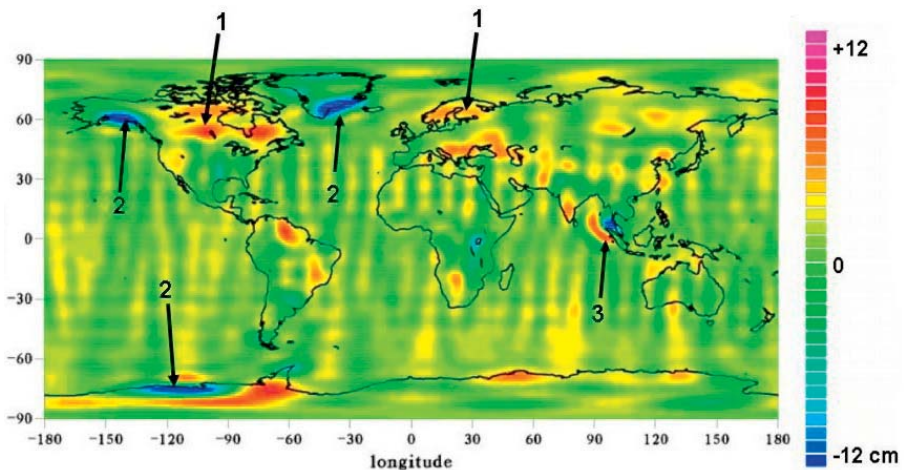


Abb. 8: Zeitliche Änderungen im Geoid zwischen 2002 und 2006, bestimmt aus GRACE-Beobachtungen, ausgedrückt als cm Wassersäulenäquivalent (Quelle: CNES/GRGS)

hat große Massenverlagerungen vor der Westküste Indonesiens verursacht, die als Änderung des Geoids in dieser Region deutlich sichtbar ist (3).

## Zusammenfassung

Das Erdschwereschwerefeld ist im globalen Maßstab nur mit Satelliten genau bestimmbar. Seit dem Start der Satellitenmissionen CHAMP und GRACE ist eine neue Ära in der Schwerefeldforschung angebrochen. Durch den Einsatz der GPS-Technik und den Einbau von Beschleunigungsmessern auf den neuen, niedrig fliegenden Schwerefeldmissionen konnte die Genauigkeit der globalen Schwerefeldbestimmung wesentlich erhöht werden. Der Einsatz von Mikrowellen-Entfernungsmesssystemen erbrachte eine weitere Verbesserung in der räumlichen Auflösung des Erdschwerfelds. Dabei wurde erstmals auch die Messung zeitlicher Schwerefeld-Änderungen im globalen Maßstab möglich. Dadurch leistet die moderne satellitengestützte Schwerefeldforschung einen wichtigen Beitrag zur Erforschung klimatisch bedingter Prozesse an der Erdoberfläche.

Von der kürzlich gestarteten Satellitengradiometer-Mission GOCE wird eine weitere Steigerung in der Genauigkeit der Schwerefeldbestimmung erwartet. Dies ist von besonderem Interesse für die Ozeanographie, weil GOCE zusammen mit Messungen der Satellitenaltimetrie die direkte Bestimmung der dynamischen Meerestopographie in bisher unerreichter räumlicher Auflösung ermöglichen wird.

## Literatur

Förste, Christoph et al.: „The GeoForschungsZentrum Potsdam/Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale

satellite-only and combined gravity field models EIGEN-GL04S1 and EIGEN-GL04C“, *Journal of Geodesy*, 82:331–346, doi: 10.1007/s00190-007-0183-8, 2008a

Förste, Christoph et al.: „EIGEN-GL05C - A new global combined high-resolution GRACE-based gravity field model of the GFZ-GRGS cooperation“, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-03426, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-03426, 2008b

Horwath, Martin und Dietrich, Reinhard: „GRACE interferences on the large ice sheets mass changes: results and uncertainties“, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-03955, 2008a

Horwath, Martin und Dietrich, Reinhard: „Signal and error in mass change interferences from GRACE: the case of Antarctica“, *Geophysical Journal International*, 177, 849–864, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04139.x., 2008b

Pavlis, Nikolaos et al.: „An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008“, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-01891, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-01891, 2008

Reigber, Christoph; Schwintzer, Peter und Lühr, Hermann: „The CHAMP geopotential mission“, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, Vol. 40, 285ff, 1999

Reigber, Christoph; Lühr, Hermann und Schwintzer, Peter (Hrsg.): „First CHAMP

Mission Results“, Springer Verlag, Berlin, ISBN 3-540-00206-5, 2003

Rummel, Reiner et al: „ESA’s Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer GOCE“; zfv - Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement, Vol. 134, Nr. 3, 125ff, ISSN 1618-8950, 2009

Tapley, Byron et al.: „The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results“, Geophysical Research Letters, 31(L09607). doi: 10.1029/2004GL019920, 2004

Vermeersen, Bert; Schott, Bertram und Sabadini, Roberto: „Geophysical Impact of Field Variations“, in: Reigber, Christoph; Schwintzer, Peter und Lühr, Hermann (Hrsg.): „First CHAMP Mission Results“, Springer Verlag, Berlin, 165ff, ISBN 3-540-00206-5, 2003

Dr. Christoph Förste  
Helmholtz-Zentrum Potsdam  
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ  
foer@gfz-potsdam.de

