

Das Schwerefeld der Erde

Le monde est bleu comme une pomme de terre

Blau wie eine Orange und rund wie eine Kartoffel: aktuelle Forschungen zur Figur der Erde.

VON JOHANNES BOUMAN, DENISE DETTMERING, MARTIN FUCHS, VERENA LIEB, MICHAEL SCHMIDT UND FLORIAN SEITZ



DAS SCHWEREFELD DER Erde wird hauptsächlich durch die Anziehungskraft der Erdmassen verursacht: diese sind jedoch auf dem Globus nicht gleich verteilt. Daher ist die Erde keine Kugel, sondern lässt sich am besten als sog. Geoid darstellen. Dieses physikalische Modell der Erdfigur fällt geometrisch in etwa mit dem mittleren Meeresspiegel der Weltmeere zusammen. Grob gesprochen gleicht das Geoid einem zweiachsigen Ellipsoid, dessen kleinere Halbachse (in Richtung der Rotationsachse der Erde) um etwa 21 km kleiner ist als die größere Halbachse, die

in der Äquatorebene liegt. Wegen dieser Erdabplattung ist die Erdanziehungskraft an den Polen stärker als am Äquator. Da sich aber die unregelmäßige Massenverteilung des Erdkörpers (z. B. Gebirgsketten oder Tiefseegräben) erkennbar im Schwerefeld der Erde widerspiegelt, weicht das Geoid von einem regelmäßigen Ellipsoid mit abgeflachten Polen ab. Diese Abweichungen werden als Geoidhöhe bezeichnet und betragen

Abb. 1: Seit 2009 umrundet der Satellit GOCE die Erde, um die mittleren Strukturen des Erdschwerefeldes genauer als je zuvor zu messen.

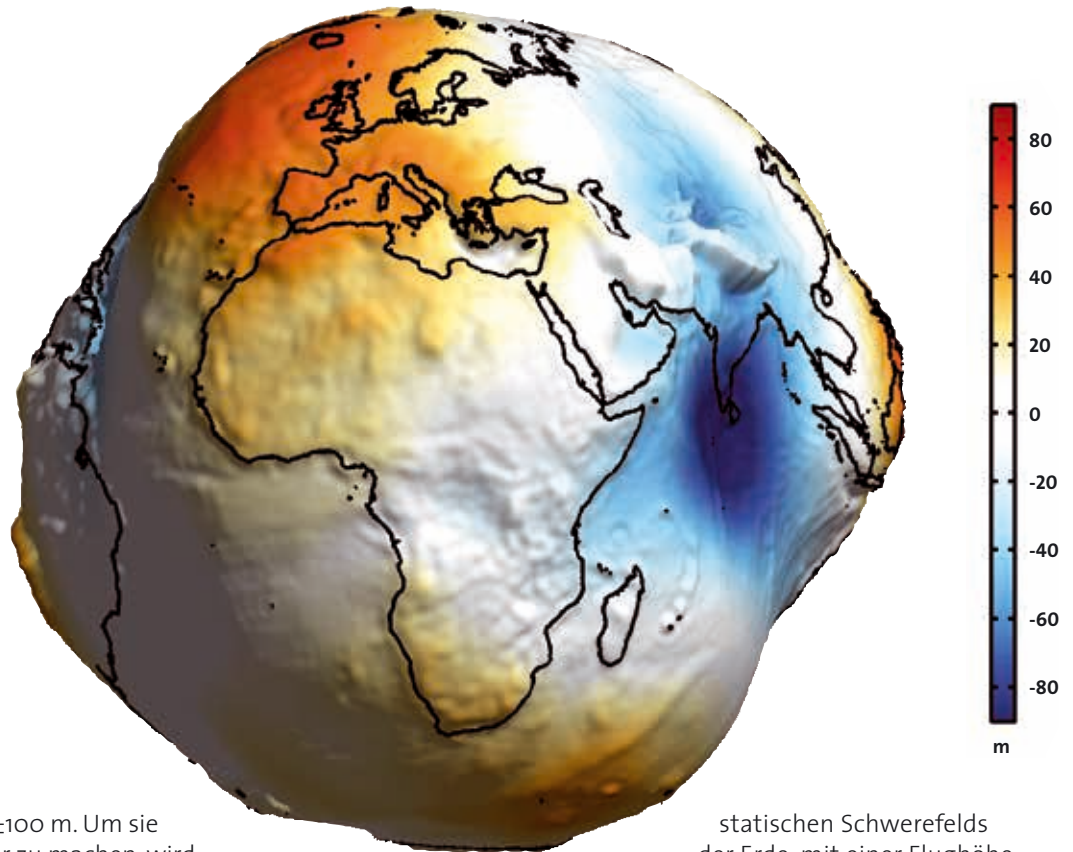


Abb. 2: Geoidhöhen (in Meter) über einem Näherungsellipsoid.

bis zu ± 100 m. Um sie sichtbar zu machen, wird üblicherweise eine stark überhöhte Darstellung genutzt (Abb. 2). Paul Éluard beschrieb sehr poetisch: „Die Erde ist blau wie eine Orange“ (L'Amour, la poésie, 1929). Heute wissen wir – sie ist auch rund wie eine Kartoffel! Das Schwerfeld ist jedoch nicht statisch, sondern verändert sich durch dynamische Prozesse im Erdsystem. So werden lokale Massenvariationen durch Änderungen in der Atmosphäre, im globalen Wasserkreislauf oder der festen Erde direkt im Erdschwerfeld abgebildet und somit auch quantitativ messbar. Die Stärke des Gravitationsfeldes der Erde nimmt mit zunehmender Entfernung von der Erde ab. Daher lassen sich mit Schwerfeld-Satellitenmissionen je nach gewählter Flughöhe nur die groben bis mittleren Strukturen des Gravitationsfeldes beobachten.

Die Satellitenmissionen GRACE und GOCE

Die Satellitenmissionen GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment, NASA/DLR) und GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer, ESA) vermessen seit Jahren das Schwerfeld der gesamten Erde. Die Zielsetzung der beiden Missionen ist jedoch unterschiedlich: Während GRACE seit mehr als zehn Jahren erfolgreich die Veränderungen des Gravitationsfeldes über die Zeit hinweg beobachtet, ermöglicht GOCE (Abb. 1) seit 2009 eine hochgenaue und detaillierte Bestimmung des

statischen Schwerfeldes der Erde; mit einer Flughöhe von 235 km ist GOCE der am niedrigst fliegende Erdbeobachtungssatellit. Eine hochpräzise Bestimmung der Satellitenbahn erzielt man mit dem Global Positioning System (GPS). Aus der Analyse der Flugbahn lassen sich großräumige Strukturen des Schwerfeldes erkennen. Das Herzstück der Mission ist jedoch ein Gradiometer, das sechs unabhängige Schweregradienten misst (Abb. 3), aus denen sich feinere Strukturen des Erdschwerfeldes bestimmen lassen. Das Ziel der GOCE-Mission ist eine räumliche Auflösung des Erdschwerfeldes bis ca. 100 km bei einer Genauigkeit von 1 mGal ($= 10^{-5} \text{ m/s}^2$), was etwa einem Millionstel der Schwerebeschleunigung auf der Erdoberfläche entspricht.

Globale Schwerfeldmodellierung

Das globale Schwerfeld der Erde wird üblicherweise mathematisch in Form von sog. Kugelfunktionen dargestellt. Über viele Jahre war das Earth Gravity Model (EGM) 2008 mit einer räumlichen Auflösung von etwa 10 km das genaueste Modell. EGM2008 basiert auf einer Kombination von GRACE, terrestrischen Schweredaten und Satellitenaltimetrie. Insbesondere durch GOCE wurde jedoch für mittlere räumliche Auflösungen eine deutliche Verbesserung erzielt. In Regionen, in denen nur wenige terrestrische Schwerfeldmessungen vorhanden sind (z. B. in großen Teilen Afrikas, Südamerikas und Asiens), können große Abweichungen zwischen EGM2008 und den GOCE-Messungen auftreten. Diese weisen

auf Modellfehler in EGM2008 hin. In Europa und Nordamerika sind die Unterschiede zwar kleiner, aber auch hier zeigt sich eine deutliche Verbesserung durch die GOCE-Mission.

Regionale Schwerefeldanwendungen

Beobachtungsdaten der Satellitenmission GOCE eignen sich sehr gut zur Modellierung globaler Schwerefelder, weil sie die gesamte Erde abdecken. Allerdings ist die räumliche Auflösung an der Erdoberfläche durch die Flughöhe der Satelliten begrenzt. Erheblich bessere Auflösungen kann man mit lokalen Messverfahren (beispielsweise terrestrischen Schweremessungen oder Fluggravimetrie) erreichen, deren bodennahe Messungen deutlich kleinere räumliche Abstände aufweisen. Informationen über das Schwerefeld über den Ozeanen lassen sich aus Messungen der Satellitenaltimetrie gewinnen. Die Daten all dieser Verfahren liegen allerdings nicht global, sondern immer nur für bestimmte Regionen vor und weisen zusätzlich unterschiedliche Genauigkeiten auf. Abbildung 4 zeigt eine Übersicht über geeignete Beobachtungsverfahren sowie deren räumliche Auflösung. Eine globale Auswertung mit Kugelfunktionen ist daher ungeeignet. Am

Deutschen Geodätischen Forschungsinstitut (DGFI) werden regionale Ansätze erarbeitet, die auf Reihenentwicklungen in lokalisierenden Basisfunktionen beruhen. Die optimierte Kombination heterogener Datentypen, um daraus den maximalen Informationsgehalt zu erzielen, ist ein Forschungsschwerpunkt am DGFI. In der Kombination werden die Daten der verschiedenen Verfahren statistisch gewichtet und gezielt für bestimmte Gebiete kombiniert.

Marine Schwerefelder und Topographie des Meeresbodens

Das Erdschwerefeld der Ozeane lässt sich mit großer Genauigkeit und hoher räumlicher Auflösung aus Messungen der Satellitenaltimetrie bestimmen (Abb. 4). Bei diesem Verfahren wird der Abstand zwischen Satellit und Meeresoberfläche aus der Laufzeit von Radarimpulsen gemessen. Wenn man die Satellitenposition kennt, kann man daraus mit einer Genauigkeit von wenigen Zentimetern die Höhe des Meeresspiegels bestimmen. Durch die Kombination verschiedener Altimetriemissionen mit unterschiedlichen Eigenschaften lässt sich eine gleichmäßige räumliche Auflösung von etwa 5 km erreichen.

DIE AUTOREN

Dr. Johannes Bouman, Dr. Denise Dettmering, Martin Fuchs, Verena Lieb und Prof. Dr. Michael Schmidt sind wissenschaftliche Mitarbeiter des Deutschen Geodätischen Forschungsinstituts (DGFI) in München.

Prof. Dr.-Ing. Florian Seitz, Inhaber des Lehrstuhls für Geodätische Geodynamik an der TU München, leitet das Institut seit 2012.

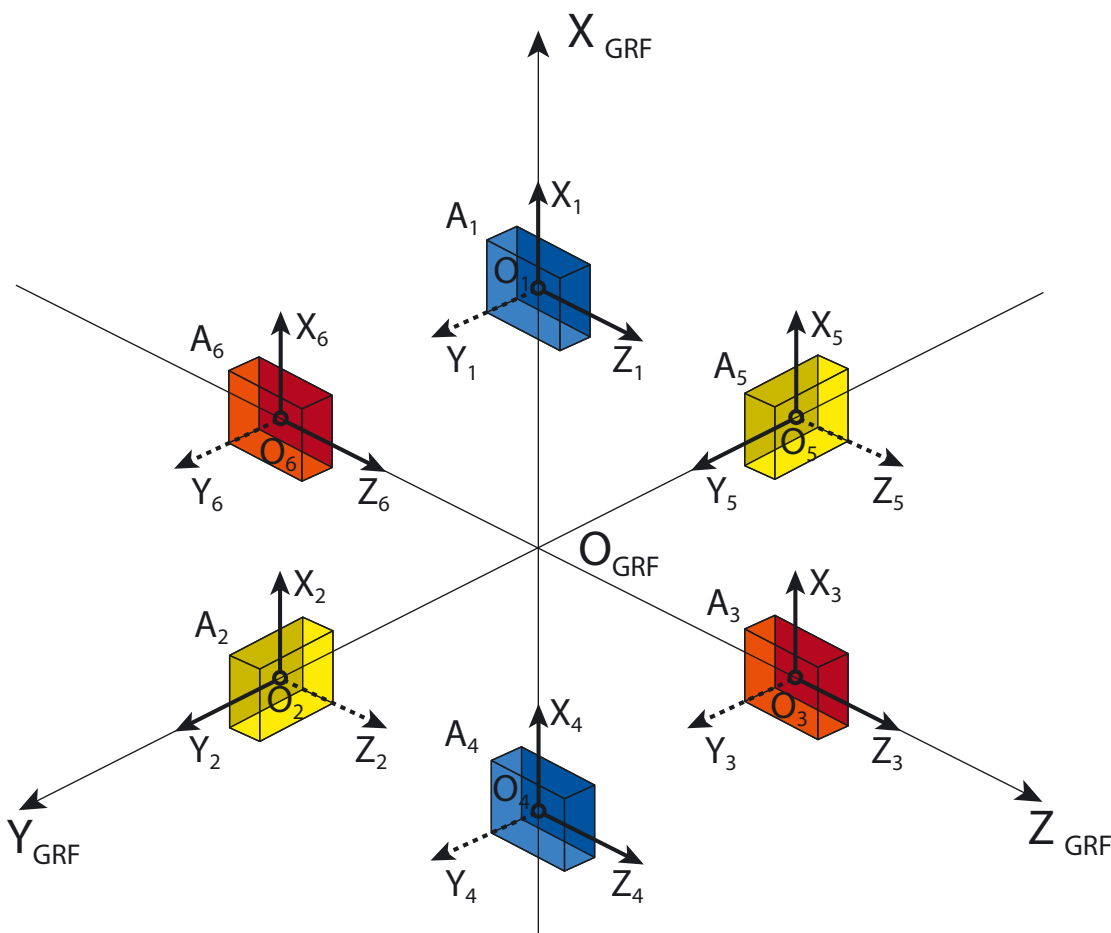


Abb. 3: Gradiometerprinzip. Die paarweisen Differenzen zwischen den Beschleunigungsmessern liefern die Schweregradienten.

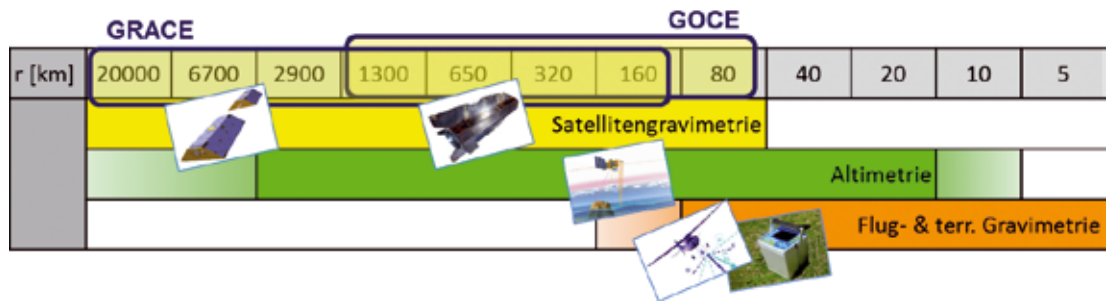
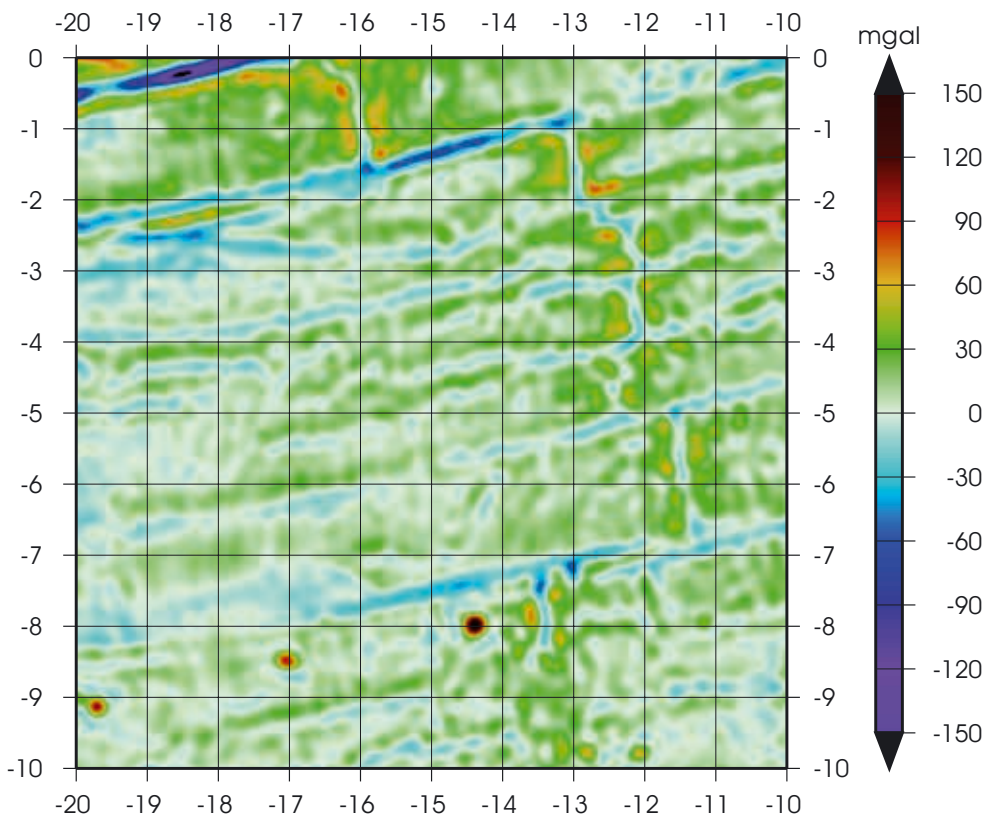


Abb. 4: Gravimetrische Beobachtungsverfahren liefern an der Erdoberfläche unterschiedliche räumliche Auflösungen r .

Die Ableitung von Schwereinformation aus Altimetermessungen beruht auf der Annahme, dass die Meeresoberfläche in guter Näherung eine Äquipotentialfläche des Schwerfelds (das Geoid) darstellt und somit aus deren Abtastung eine direkte Verbindung zum Gravitationspotential hergestellt werden kann. Hydrodynamische Prozesse wie z. B. der Golfstrom rufen allerdings Abweichungen zwischen Meeresspiegel und Geoid hervor, die bis zu 2 m betragen können (sog. dynamische Ozeantopographie). Diese Abweichungen müssen in der Schwerfeldberechnung aus Altimetermessungen als Korrekturgröße berücksichtigt werden. Die hochauflösenden regionalen Schwerfeldmodelle, die

man auf diese Weise erhält, bilden im Bereich der Ozeane deutlich erkennbare submarine Massenstrukturen des Erdkörpers ab. Vor allem zeigt sich die Topographie des Meeresbodens. In Abbildung 5 ist ein Gebiet um die Insel Ascension dargestellt (roter Punkt bei -8° südlicher Breite und $-14,5^\circ$ westlicher Länge), das sich direkt über dem Mittelatlantischen Rücken befindet. Die beiden weiter westlich gelegenen „Erhebungen“ sind unterseeische Berge, die nicht über die Meeresoberfläche herausragen. Die linienhaften blauen Strukturen stellen Gräben dar und sind in diesem Fall die Strukturen des Mittelatlantischen Rückens, der im Untersuchungsgebiet von Nordwest nach Südost verläuft.

Abb. 5: Schwereanomalien aus einem regionalen Schwerfeldmodell des DGFI, basierend auf Daten der Altimetermissionen ERS-1 und CryoSat sowie GOCE-Messungen.



2011: Tōhoku-Erdbeben in Japan

Das DGFI beschäftigt sich im Rahmen seiner Arbeiten zur geodätischen Erdsystemforschung intensiv damit, durch die Kombination von GRACE- und GOCE-Beobachtungen die räumliche Auflösung von Veränderungen des Erdschwerfeldes zu verbessern. Solche Veränderungen ergeben sich beispielsweise durch starke Erdbeben, die sich meist auf lokale Strukturen der Erdkruste auswirken und sich deshalb auf kleinen räumlichen Skalen des Erdschwerfeldes abbilden. Das Erdbeben von Tōhoku, das am 11. März 2011 einen zentralen Teil Japans um etwa 4,3 m horizontal versetzte und vertikal um 66 cm absinken ließ, war mit einer Stärke von 9,0 auf der Moment-Magnitude eines der stärksten Erdbeben der neuzeitlichen Aufzeichnungen. Die während des Erdbebens freigesetzte Energie, die über Jahrhunderte aufgebaut worden war, führte zu einer Deformation der Platten-

ABB.: DGFI

struktur tief im Erdinneren. Beobachtungen von Veränderungen des Erdschwerefeldes, die durch Erdbeben verursacht werden, ermöglichen Rückschlüsse auf Deformationsprozesse im Erdinneren. Diese Erkenntnisse tragen substantiell dazu bei, die Prozesse der Plattenbewegung besser zu verstehen und entsprechende Modelle zu verbessern. Abbildung 6 zeigt die mit dem Tōhoku-Erdbeben verbundene Änderung des Erdschwerefeldes.

erlauben es, den Eismassenverlust exakter zu bestimmen. Da GOCE über eine hohe räumliche Auflösung verfügt, ist es möglich, die räumlichen Strukturen detailliert darzustellen und erstmals auch die Eismassenveränderung zweier benachbarter Gletscher in einer regionalen Auswertung zu bestimmen.

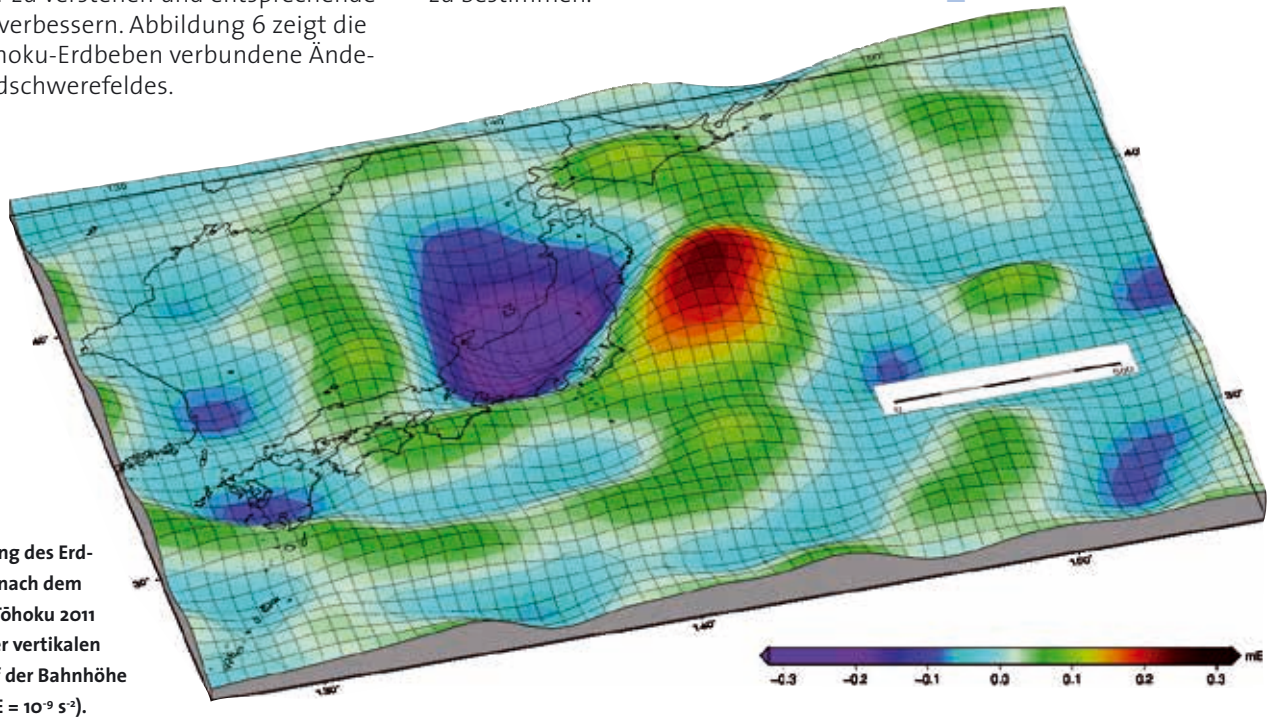


Abb. 6: Änderung des Erdschwerefeldes nach dem Erdbeben von Tōhoku 2011 als Funktion der vertikalen Gradienten auf der Bahnhöhe von GOCE ($1 \text{ mE} = 10^{-9} \text{ s}^{-2}$).

Eisschmelze in der Antarktis

Auch Abschmelzprozesse in Arktis und Antarktis, die durch den Klimawandel verursacht werden, lassen sich direkt in zeitlichen Variationen des Erdschwerefeldes erkennen. Große Eismassen werden von den Gletscherzungen Grönlands und der Antarktis ins Meer geleitet und tragen zum globalen Meeresspiegelanstieg bei. Die Massenverlagerungen spiegeln sich in der Veränderung des Erdschwerefeldes in Form eines langzeitlichen regionalen Trends wider. Aus Beobachtungsdaten von GRACE und GOCE kann der Massenverlust der Gletscher ermittelt werden. Zwei Gletschergebiete der West-Antarktis (Pine-Island und Thwaites-Gletscher) haben große Eismassen verloren, wobei sich die Fließgeschwindigkeit der Gletscher über die letzten Jahre signifikant erhöht hat (Abb. 7). Kombinierte Beobachtungsdaten von GRACE und GOCE

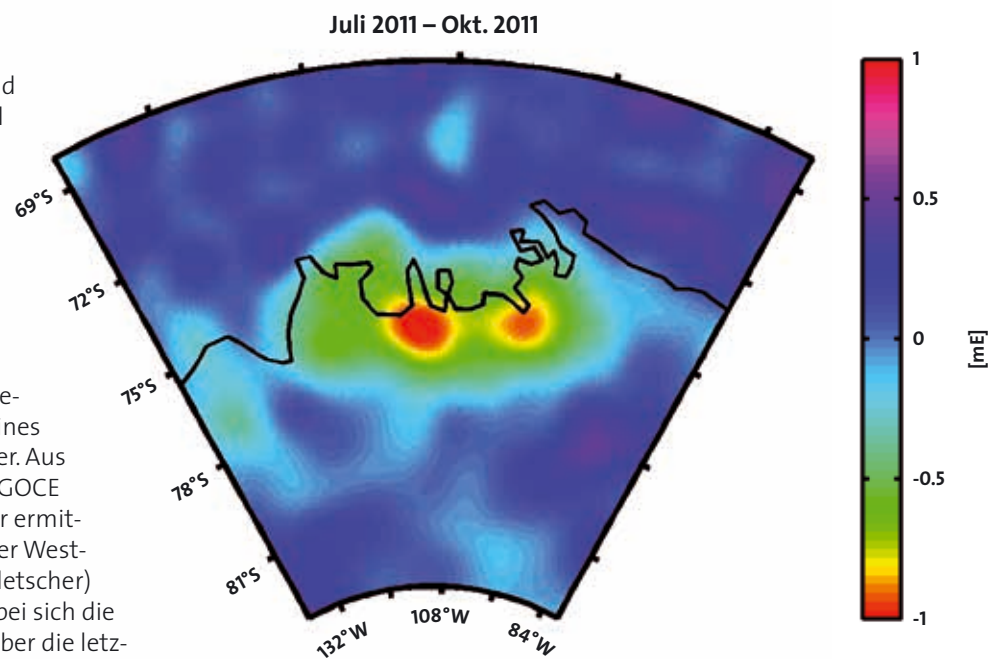


Abb. 7: Westantarktis – Änderung des Erdschwerefeldes durch Eisschmelze in den vertikalen Gradienten relativ zur Referenzepoche 2008.0 auf der Bahnhöhe von GOCE.