

Zweijahresbericht

GeoForschungsZentrum Potsdam
in der Helmholtz-Gemeinschaft

2002/2003

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	III
Das System Erde – Forschungsgegenstand des GFZ Potsdam	V
Aus der wissenschaftlichen Arbeit	
DESERT - Struktur und Dynamik der Dead Sea Transform	1
Ein Ozean taucht ab: Ergebnisse zur Dynamik des aktiven Kontinentalrandes in Südchile	19
Lithium-, Bor-, Strontium-, Neodym- und Blei-Isotope als Monitore fluid-induzierter Mineralreaktionen in kontaktmetamorphen Marmoren	35
Dimensionen und Dynamik des Kohlenstoffkreislaufs in Sedimentbecken	45
MALLIK - Gashydrate unter Permafrost	59
Trizonia Island – simultanes Deformations- und Temperaturmonitoring mit faseroptischen Sensoren in einer Rift-Bohrung	77
Kleine Proben – große Aussagen: Experimente als „Fenster in das Innere der Erde“	85
Focused Ion Beam-Technik FIB: eine Nanotechnologie ermöglicht neue Erkenntnisse in den Geowissenschaften	99
GRACE - Eine Schwerefeld- und Klimamission	109
Signaturen des Erdmantels im Schwerefeld der Erde	119
Die Departments	
Department 1 „ <i>Geodäsie und Fernerkundung</i> “	126
Department 2 „ <i>Physik der Erde</i> “	166
Department 3 „ <i>Geodynamik</i> “	238
Department 4 „ <i>Chemie der Erde</i> “	280
Department 5 „ <i>Geoengineering</i> “	332
Gremien des GFZ Potsdam	361
Organisation, Verwaltung und zentrale Dienste	362
Personal- und Sozialwesen	
Haushalt und Finanzen	
Bibliothek des Wissenschaftsparks Albert Einstein	
ICDP Operational Support Group	
Daten- und Rechenzentrum	
Das Jahr der Geowissenschaften 2002	
Auszeichnungen und Ehrungen	394
Habilitationen, Promotionen	394
Ausgewählte Publikationen 2002/2003	396
Glossar	406

Signaturen des Erdmantels im Schwerfeld der Erde

Mikhail Kaban, Peter Schwintzer, Christoph Reigber

Convective mantle flow stresses the Earth's lithosphere not only leading to plate motions but also to steady-state vertical deformations of the Earth surface that are called 'dynamic topography'. The identification of these additional topographic masses by an analysis of the spatial variations in the Earth's gravity field precisely mapped by the new satellite missions CHAMP and GRACE, is crucial for further numerical modelling of mantle dynamics. Here an empirical approach is applied based on isostatic topography and gravity modelling to derive the geographical distribution of dynamic topography. The amplitudes were found to be within ± 500 km.

The structure of the continental lithosphere, much more complicated than oceanic lithosphere, is another important issue to learn about the Earth's evolution and tectonics. Of particular interest are the cratons, the oldest and most stable parts of the continents, whose roots penetrate deep into the upper mantle. The thermal and compositional (depletion) density contributions for individual cratons were analyzed by a joint analysis of gravity, seismic tomography and thermal flux data.

Die im Erdinnern, speziell im Erdmantel, ablaufenden globalen konvektiven Prozesse setzen die Lithosphäre unter Spannung und verursachen neben den plattentektonischen Bewegungen vertikale Verformungen der Erdoberfläche, die als dynamische Topographie bezeichnet werden. Die Identifikation dieser zusätzlichen topographischen Massen über eine im Folgenden beschriebene Analyse der räumlichen Variationen im Erdschwerfeld, das mit den neuen Satellitenmissionen CHAMP und GRACE mit hoher Genauigkeit ausgemessen wird, ist daher von großer Bedeutung für die weitere numerische Modellierung der Manteldynamik. Die detaillierte methodische Vorgehensweise findet sich in Kaban et al. (2003a).

Auch die Frage nach der Struktur der kontinentalen Lithosphäre, die im Gegensatz zur ozeanischen Lithosphäre komplizierter aufgebaut ist, ist für die Rekonstruktion der Erdgeschichte und das Verständnis der Geotektonik von Bedeutung. Das betrifft insbesondere Kratone, die ältesten und stabilsten Teile der Kontinente, die mit ihren Wurzeln tief in den oberen Mantel der Erde hineinreichen. Da sie sich in Temperatur und mineralogischer Zusammensetzung vom umgebenden Mantelmaterial unterscheiden, ist in der unten zusammengefassten Studie von Kaban et al. (2003) durch Kombination von Schwerfeld- und seismischen Tomographiemodellen sowie von Wärmeflussdaten untersucht worden, wie sich die thermischen und mineralogischen Dichteanteile in den Kratonen verteilen.

Dynamische Topographie aus der globalen Erdschwerfeldanalyse

Der weitaus größte Teil der Topographie der Erde ist, großräumig betrachtet, isostatisch ausbalanciert durch

Dichte- und Mächtigkeitsvariationen (z.B. Pratt 1858) der Lithosphäre, die die Erdkruste und den festen Teil des oberen Mantels umfasst. Der verbleibende Teil der Oberflächentopographie wird dynamisch durch auf- und abwärtsgerichtete konvektive Flüsse im tieferen Mantel aufrechterhalten. Dieser nicht-isostatische Anteil der Topographie wird als „dynamische Topographie“ bezeichnet. Da die Struktur der Lithosphäre nur unzureichend bekannt ist, kann die dynamische Topographie nicht einfach aus dem Relief der Erdoberfläche abgeleitet werden.

Für eine Vorwärtsrechnung der dynamischen Topographie müssen Annahmen über die Dynamik sowie die Dichte- und Viskositätsverteilung im Erdinnern getroffen werden. Wegen der großen Unsicherheiten in der Kenntnis dieser Parameter führen solche Studien zu stark variierenden Abschätzungen in der Größenordnung der dynamischen Topographie. Die Amplituden reichen von 0,5 km (z.B. Èadek und Fleitout, 2003) über 1 km (z.B. Steinberger et al., 2001) bis zu 2 km (z.B. Pari und Peltier, 2000). Hier soll deshalb die dynamische Topographie nach Größe und geographischer Verteilung empirisch aus globalen Datensätzen von Schwerfeld, Topographie und Erdkrustenmächtigkeit abgeschätzt werden. Dabei interessieren nur die großräumigen Strukturen mit lateraler Ausdehnung größer 2000 km, da die dynamische Topographie aus Vorgängen im tiefen Erdinnern herrührt. Als Schwerfeldmodell wird das Modell EIGEN-1S (Reigber et al., 2002) verwendet (Abb. 1), das gerade in diesem Auflösungsbereich dank der Daten der CHAMP-Mission gegenüber bisherigen globalen Modellen stark verbessert ist.

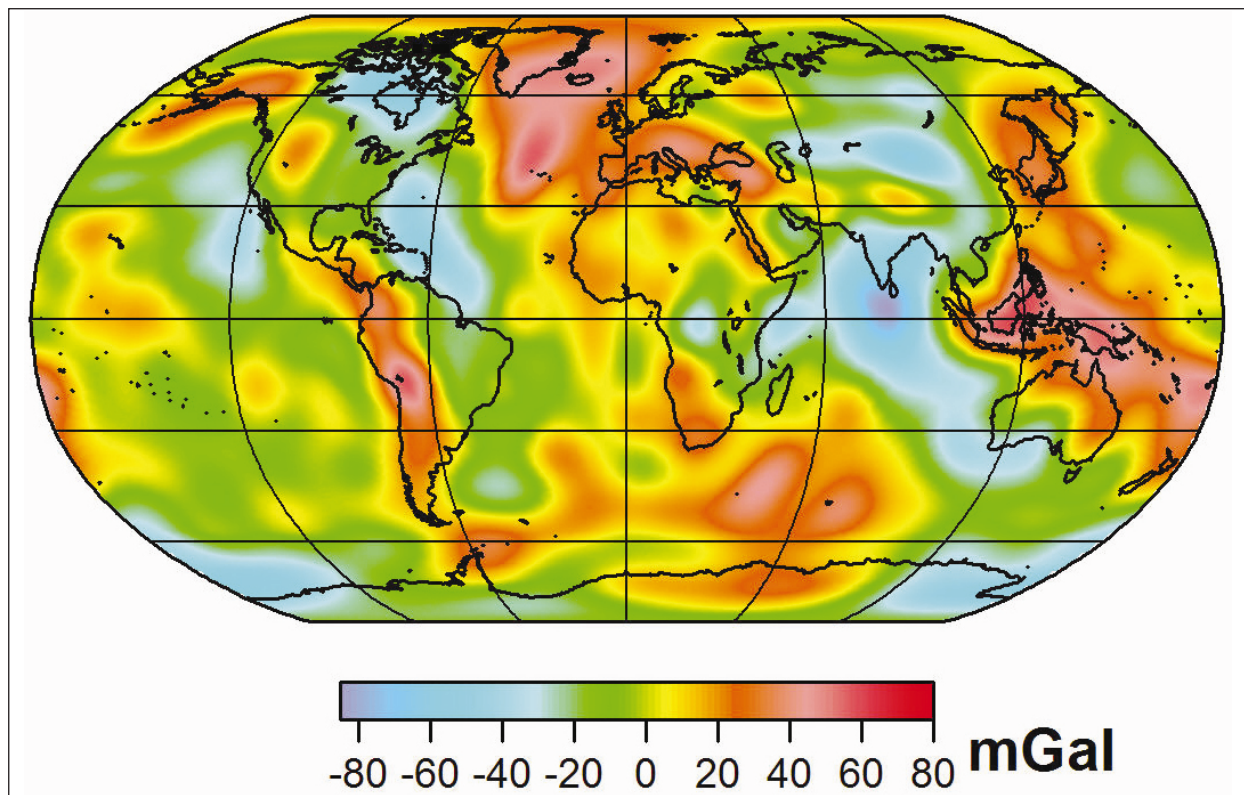


Abb. 1: Schwereanomalien (mgal), abgeleitet aus dem CHAMP EIGEN-1S-Modell; Wellenlängen kleiner 2.000 km sind herausgefiltert.

Gravity anomalies derived from the CHAMP EIGEN-1S model; wavelength smaller 2000 km are filtered out.

Aus der bekannten Oberflächentopographie, den Dichte- und Mächtigkeitsmodellen der Erdkruste und, unter den Ozeanen, auch des oberen Mantels bis in 130 km Tiefe wird zunächst die Residualtopographie durch Aufaddieren der Massen entlang vertikaler Säulen, verteilt über die gesamte Erdoberfläche, berechnet. Die

Amplituden der Residualtopographie betragen bis zu 2 km (Abb. 2a) und beinhalten neben der dynamischen Topographie zum größten Teil die Modellfehler in den Dichtemodellen von Kruste und Lithosphäre. Zur Reduktion der Modellfehler wird unter Verwendung der aus dem CHAMP-Schwerefeldmodell berechneten

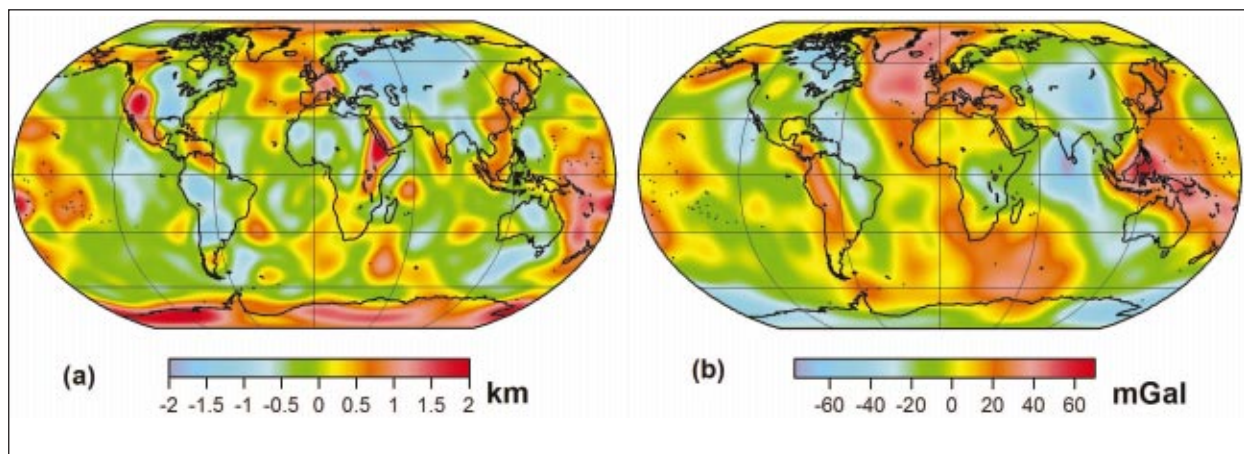


Abb. 2: (a) Residualtopographie (km) nach Abzug der Kompensationsmassen aus einem Krustenmodell (Kontinente) und Lithosphärenmodell (Ozeane) von der Topographie; (b) isostatische Schwereanomalien (mGal) berechnet aus der Differenz zwischen beobachteten Schwereanomalien und den aus einem isostatisch ausgeglichenen Lithosphärenmodell berechneten Anomalien. Wellenlängen kleiner 2.000 km sind herausgefiltert.

(a) Residual topography (in km) calculated by removing isostatic compensation masses produced by the crustal model density structure and by the oceanic model lithosphere from observed topography. (b) Isostatic gravity anomalies (in mGal) obtained after subtracting the gravity effect of the isostatically compensated lithospheric model from the observed field. Wavelengths smaller than 2000 km are filtered out.

Schwereanomalien ein verbessertes Lithosphärendichte-modell bestimmt mit der Randbedingung, dass die Topographie sich komplett im isostatischen Gleichgewicht befindet. Man erhält deshalb ein Dichtemodell der Lithosphäre, für das die Residualtopographie überall Null ist. Aus der so gewonnenen Dichteverteilung der Lithosphäre werden durch Vorwärtsrechnung die lithosphärischen Schwereanomalien berechnet und von den CHAMP-beobachteten Schwereanomalien (Abb. 1) des Modells EIGEN-1S abgezogen. Die resultierenden, so genannten isostatischen Schwereanomalien (Abb. 2b) beinhalten neben dem direkten Masseneffekt aufgrund der Dichteverteilung im Erdmantel auch den Masseneffekt der dynamischen Topographie, da diese durch Vorgänge unterhalb der Lithosphäre aufrecht erhalten wird, anders als bei der oben beschriebenen Ausgleichung vorausgesetzt. Da die tatsächlich isostatisch kompen-sierte Topographie aus den isostatischen Schwereanomalien herausgerechnet ist, korreliert diese, wie aus Abb. 2b ersichtlich, kaum noch mit topographischen und bathmetrischen Oberflächenstrukturen. So ist etwa das Signal des Tibetplateaus, das in den unreduzierten Schwereanomalien das indische und sibirische Scherretief unterbricht, weitgehend verschwunden.

Um nun in der Residualtopographie der Abbildung 2a die isostatisch kompen-sierte Topographie von der dynamischen Topographie zu trennen, wird eine Admittanz-analyse zwischen der Residualtopographie und den isostatischen Schwereanomalien durchgeführt. Die Idee ist, dass dort, wo die isostatische Bedingung in der Aus-gleichung der Realität entspricht, das topographische Signal in den isostatischen Schwereanomalien ver-schwindet und im Unterschied zu den Signalen der dynamischen Topographie keine positive Korrelation mit der Topographie mehr existiert.

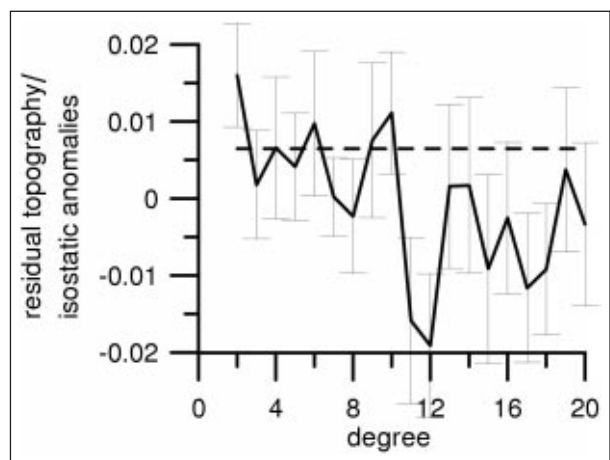


Abb. 3: Beziehung (Admittanz) zwischen Residualtopographie und isostatischen Schwereanomalien (s. Abb. 2) im Frequenzbereich als Funktion des Grades einer sphärischen harmonischen Entwicklung. Die Fehlerbalken entsprechen dem 95 %-Vertrauensintervall. Die gestrichelte Linie zeigt den mittleren Regressionskoeffizienten ($0,65 \cdot 10^2$ km/mGal) für das Intervall von Grad 2 bis Grad 10.

The relationship (admittance) between residual topography and isostatic gravity anomalies (Abb. 2) per spherical harmonic degree. The error estimates are based on the 95 % confidence level. Dashed line shows the regression coefficient ($0,65 \cdot 10^2$ km/mGal) obtained for all coefficients within the degree interval from 2 through 10.

Das Ergebnis der Admittanzanalyse ist in Abb. 3 auf der Basis einer sphärischen harmonischen Entwicklung der in Abb. 2a und 2b dargestellten Felder wiedergegeben.

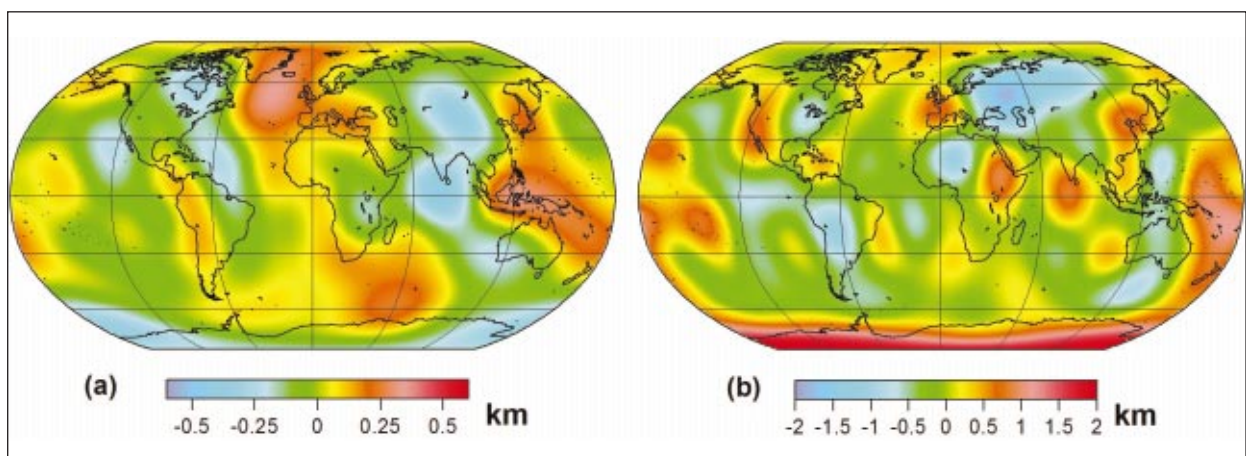


Abb. 4: (a) Dynamische Topographie (km, Wellenlängen größer 4.000 km) als Teil der Residualtopographie, der mit den isostatischen Schwereanomalien korreliert ist und dynamisch unterstützt wird; (b) Teil der Residualtopographie (km, Wellenlängen größer 4.000 km), der nicht mit den isostatischen Schwereanomalien korreliert und isostatisch im oberen Mantel kompensiert ist.

Residual topography (km, wavelengths larger 4000 km): (a) Portion of the residual topography correlated with the long-wavelength isostatic gravity anomalies (dynamic topography); (b) Portion of the residual topography not correlated with the long-wavelength isostatic gravity anomalies, which is presumably balanced by upper mantle density variations.

Für die sphärischen harmonischen Koeffizienten bis Entwicklungsgrad 10 (entsprechend einer räumlichen Auflösung von 4000 km) ergibt sich im Mittel ein positiver Wert für den Regressionskoeffizienten von $0,65 \cdot 10^2 \text{ km/mGal}$. Die Multiplikation der isostatischen Schwereanomalien mit dem genannten Faktor ergibt die Schätzung für die dynamische Topographie, die in Abbildung 4a in ihrer geographischen Verteilung gezeigt wird. Der übrigbleibende Teil der Residualtopographie (Abb. 4b), der nicht mit den isostatischen Schwereanomalien korreliert ist, wird als isostatisch kompensiert interpretiert.

Die hier gefundene dynamische Topographie (Abb. 4a) variiert zwischen $-0,5 \text{ km}$ (abwärts gerichteter Fluss im Mantel) und $+0,4 \text{ km}$ (aufwärts gerichteter Fluss im Mantel). Diese Größenordnung stimmt mit Èadek und Fleitout (2003) überein und ist an der unteren Grenze dessen, was aus dynamischer Vorwärtsrechnung von Mantelkonvektionsmodellen abgeschätzt wird. Das hier abgeleitete Ergebnis hilft, zwischen verschiedenen

Varianten der Vorwärtsrechnung, die zu unterschiedlichen geographischen Verteilungen der dynamischen Topographie führen, auszuwählen.

Der größere Teil der Residualtopographie mit Amplituden um 2 km wurde als isostatisch ausgeglichen identifiziert (Abb. 4b). Die ausgeprägtesten „Tiefs“ sind in den Bereichen östlich der Anden, der Osteuropäischen Plattform, dem Alpin-Mediterranen Gürtel und dem zentralen und südöstlichen Teil Nordamerikas erkennbar. In diesen Regionen, weitgehend verknüpft mit den weiter unten diskutierten kratonischen Wurzeln der Kontinente, sorgt dichtes und kühles (schweres) Material im oberen Mantel, das in den Ausgangsmodellen nicht enthalten ist, für den isostatischen Ausgleich. Das Gegenteil ist der Fall bei den ausgeprägten „Hochs“ über den tektonischen Strukturen des ostafrikanischen Grabens und der „Basin and Range Province“ im Westen der USA, wo heißes und damit leichteres Material direkt unterhalb der Lithosphäre das Gleichgewicht herstellt. Ein weiteres ausgeprägtes „Hoch“ findet sich über dem Südwestpazifik, das in ähnlicher Weise interpretiert werden kann.

Kontinentale Kratone: temperatur- und materialabhängige Dichte

Die Bildung und Entwicklung der teilweise bis in Tiefen von fast 300 km reichenden kratonischen Wurzeln unter den Kontinenten wird seit vielen Jahren diskutiert. Kratone aus der präkambrischen Zeit sind kälter als die jüngere kontinentale und ozeanographische Lithosphäre. Niedrigere Temperaturen bedeuten bei gleichem Material eine höhere Dichte. Trotzdem beobachtet man keine ungewöhnlich hohen Schwerewerte über den Kratonen.

Jordan (1978) führt zur Erklärung dieses Widerspruchs die Hypothese der „gleichen Dichten“ ein, d.h. der Dichteanstieg aufgrund der niedrigen Temperaturen

wird kompensiert durch eine leichtere Materialzusammensetzung (Abreicherung in Eisen und Aluminium) gegenüber der übrigen Lithosphäre und dem oberen Erdmantel. Die Gültigkeit dieser Hypothese wird hier durch eine gemeinsame Analyse von Schwereanomalien, Thermalflussdaten und seismischer Tomographie untersucht.

Im ersten Schritt wird der Schwereeffekt der 7 km (Ozeane) bis 70 km (Kontinente) dicken Erdkruste aus der Topographie und einem Modell der Krustendichte und der Krustendicke berechnet und von den beobachteten Schwereanomalien abgezogen. Als Ergebnis erhält man das Mantelschwerefeld (Abb. 5), das hauptsächlich die Dichteverteilung des verbleibenden Teils der Lithosphäre, d.h. des oberen Mantels widerspiegelt, in den die Kontinentwurzeln eingebettet sind. Im Unterschied zu den vorher beschriebenen isostatischen Schwereanomalien wird hier der Effekt des nicht zur Erdkruste gehörenden Teils der Lithosphäre nicht reduziert, da der obere Mantel der Untersuchungsgegenstand ist.

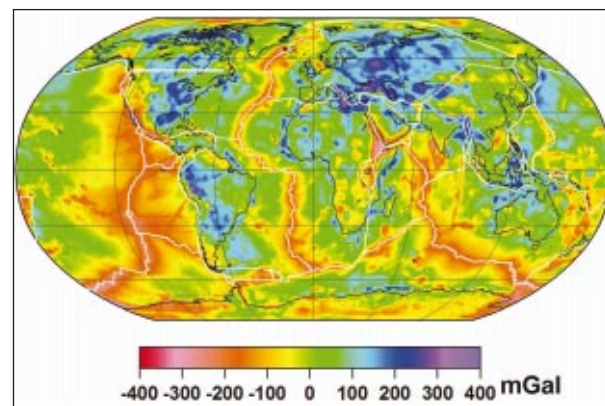


Abb. 5: Mantelschwereanomalien (in mGal) nach Abzug des Erdkrusteneffekts.

Mantle gravity anomalies (in mGal) after subtraction of crustal gravity effect.

Die Mantelschwereanomalien schwanken zwischen $\pm 350 \text{ mGal}$. Die größten negativen Anomalien, die auf eine geringere Dichte (höhere Temperatur) im oberen Mantel hindeuten, sind über den Kontinenten mit den Kenozoischen Gebieten verbunden, wo Interaktionen zwischen Mantelplumes und der Lithosphäre vermutet werden: am Ostafrikanischer Graben und im westlichen Teil Nordamerikas. Die größten positiven Anomalien treten im Bereich der Anden, der Alpen, der Osteuropäischen Plattform und im Südosten Nordamerikas auf.

Die kratonischen Gebiete zeigen kein einheitliches Signal im Mantelschwerefeld. Generell werden über Kratonen auf der nördlichen Hemisphäre positive Anomalien mit Amplituden bis zu 150 mGal beobachtet: Kanadisches Schild, Baltisches Schild, Osteuropäische und sibirische Plattform. Meist negative Mantelschwereanomalien werden für Kratone auf der Südhalbkugel beobachtet: Westaustralien, Südamerika, Indisches Schild und Südafrika. Daraus lässt sich ableiten, dass

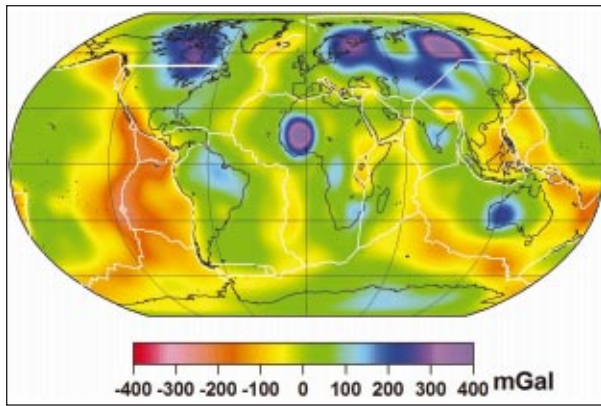


Abb. 6: Schwereeffekt (in mGal, Wellenlängen größer 2000 km) aus thermisch bedingten Dichteanomalien im oberen Mantel (25 km bis 275 km Tiefe).

Gravity effect (in mGal, wavelengths larger 2000 km) of temperature-induced density anomalies in the upper mantle between 25 km and 275 km depth.

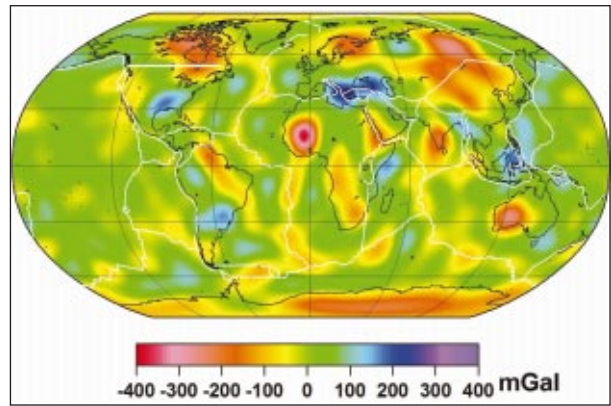


Abb. 7: Schwereanomalien (in mGal, Wellenlängen größer 2000 km) aufgrund der chemischen Materialzusammensetzung im Erdmantel (Abb. 5 minus Abb. 6). Die weiße Linie zeigt das Profil über Nordamerika in Abb. 8.

Gravity anomalies (in mGal, wavelengths larger 2000 km) due to the compositional variations in the mantle (Abb. 5 minus Abb. 6), white line shows the profile across North America (Abb. 8).

charakteristische Unterschiede im Aufbau der Kratone bestehen müssen. Dem Ursprung dieser Unterschiede soll nachgegangen werden: Temperatur oder chemische Materialzusammensetzung.

Um diese Effekte im Schwerfeld zu trennen, werden für den Mantel die Effekte im Schwerfeld berechnet, die sich aus Dichteanomalien aufgrund der Temperaturverteilung bei angenommener normalgeschichteter Materialzusammensetzung ergeben (Abb. 6). Dazu werden für die kontinentale Lithosphäre Modellierungen aus Wärmeflussdaten und für die ozeanische Lithosphäre seismische Tomographiemodelle genutzt (Kaban und Schwintzer, 2001).

Wie erwartet sind die stärksten negativen Anomalien in Abb. 6 mit dem Mittelozeanischen Rücken (heiß leicht) verbunden, während alle Kratone ein starkes positives Schweresignal zeigen (kalt schwer).

Wie Abb. 5 zeigt, werden die thermisch bedingten Dichteveränderungen durch chemisch bedingte Dichteveränderungen nicht vollständig kompensiert (Nordhalbkugel) oder teilweise sogar überkompensiert (Südhalbkugel), was der Hypothese von Jordan (1978) widerspricht. Dies liegt, wie auch petrologische Studien zeigen, an den mit der Tiefe variierenden Kompensationsverhältnissen. Die Schwerevariationen aufgrund der mineralogischen Materialzusammensetzung ergeben sich aus der Subtraktion der Felder in Abb. 5 und Abb. 6 und sind in ihrer geographischen Verteilung in Abb. 7 dargestellt: durchweg starke negative Schwereanomalien über allen Kratonen.

Eine unabhängige regionale Studie für Nordamerika, dessen Lithosphäre seismisch sehr gut untersucht ist (Mooney and Kaban, 2003), untermauert die global erhaltenen Ergebnisse. Im Unterschied zu der globalen

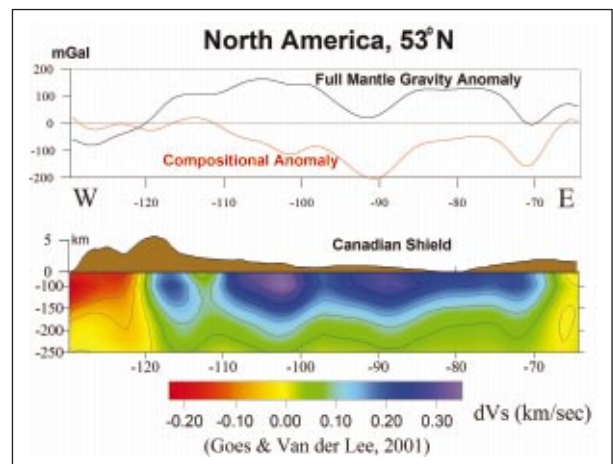


Abb. 8: S-Wellen-Geschwindigkeitsanomalien und Topographie (unten) sowie Mantelschwereanomalien und nach Abzug der thermisch bedingten Anteile die rein materialbedingten Schwereanomalien (oben) längs des in Abb. 7 gezeigten Profils.

Perturbations of S-wave velocities and topography (bottom), complete and compositional gravity anomalies (top) along the profile shown in Abb. 7.

Untersuchung, wo Wärmeflussdaten genutzt wurden, um die Temperaturverteilung der Lithosphäre zu beschreiben, wird für die regionale Studie die Temperaturverteilung aus dem seismischen tomographischen Modell NAOO (Van der Lee, 2001) bestimmt (Goes and Van der Lee, 2002). Die Ergebnisse sind längst eines Profils in Abb. 8 und in der Fläche in Abb. 9 dargestellt.

Nach der temperaturbedingten Reduktion ist das residuale Schweresignal im westlichen Teil nahe bei Null, d.h. die beobachteten negativen Mantelschwereanomalien sind eine Folge der hohen Manteltemperaturen,

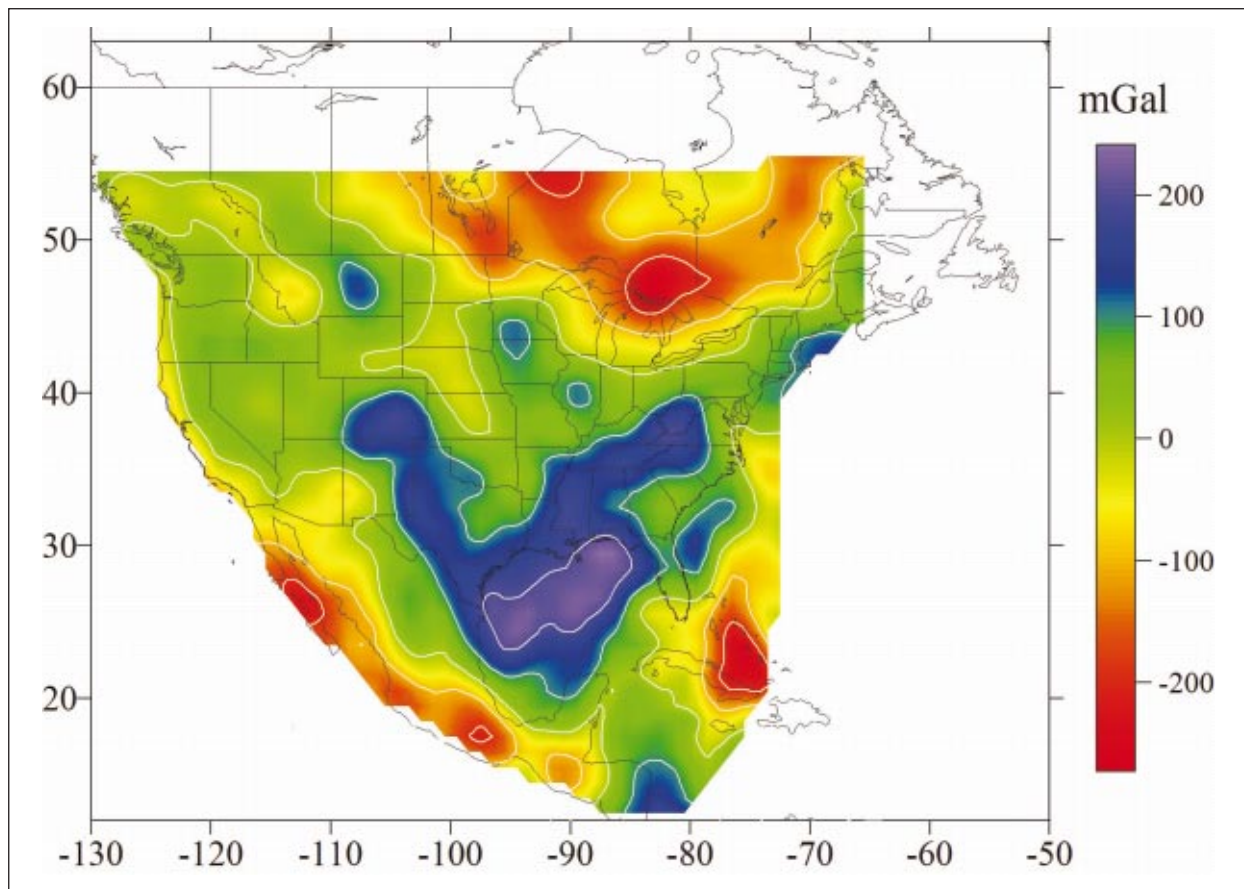


Abb. 9: Materialbedingte Schwereanomalien (mGal) über Nordamerika.

Compositional gravity anomalies (mGal) for North America.

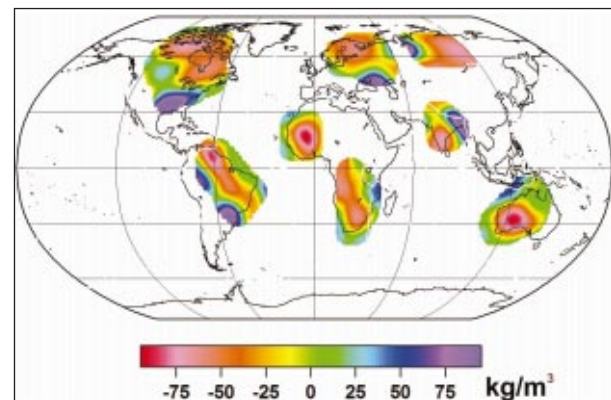
während unter dem kanadischen Schild konsistent mit der globalen Untersuchung das Signal der Materialabreicherung erkennbar ist. Die starke positive Anomalie in Abb. 9 über dem südlichen Teil der USA ist noch nicht erklärt.

Aus den Schwereanomalien der Abb. 7 können durch Inversion die Dichteanomalien aufgrund der chemischen Zusammensetzung innerhalb der Kratone bestimmt werden. Dabei wird eine lineare Abnahme der Dichtedifferenz zwischen Kraton und benachbarten Mantel von der Unterkruste (oberer Teil des Kratons) bis zur Untergrenze der Lithosphäre vorausgesetzt. Die sich am oberen Teil der Kratone ergebenden Dichteanomalien durch Materialabreicherung sind in Abb. 10 dargestellt.

Abb. 10: Dichteanomalien (in kg/m^3) aufgrund der chemischen Materialzusammensetzung im oberen Teil der kontinentalen Kratone aus der Inversion der thermisch reduzierten Schwereanomalien (Abb. 6). Die Dichteanomalien nehmen innerhalb der Lithosphäre linear mit der Tiefe ab.

Compositional density anomalies (in kg/m^3) at the top of the cratons as estimated from an inversion of the compositional gravity anomalies (Abb. 7). The density anomalies decrease within the lithosphere with depth.

Die Werte innerhalb der Kratone erreichen negative Dichteanomalien von 1,7 % bis 2,5 % gegenüber der normalen Manteldichte mit nicht signifikanten Variationen von einem Kraton zum anderen. Demgegenüber schwanken die temperaturbedingten Dichteveränderungen zwischen den verschiedenen Kratonen sehr viel stärker.



Literatur

Artemieva, I.M. and Mooney, W.D. (2001): *Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study*. J. Geophys. Res., 106B, 16387-16414.

Èadek, O. and Fleitout, L. (2003): *Effect of lateral viscosity variations in the top 300 km on the geoid and dynamic topography*. Geophys. J. Int., 152, 566–580.

Goes, S. and Van der Lee, S. (2002): *Thermal structure of the North American uppermost mantle inferred from seismic tomography*. J. Geophys. Res., 107, 2-1 - 2-13.

Jordan, T.H. (1978): *Composition and development of the continental tectosphere*. Nature, 274, 544-548.

Kaban, M.K. and Schwintzer, P. (2001): *Oceanic upper mantle structure from experimental scaling of Vs and density at different depths*. Geoph. J. Int., 147, 199-214.

Kaban, M.K., Schwintzer, P. and Reigber, Ch. (2003a): *A new isostatic model of the lithosphere and gravity field*. Journal of Geodesy, submitted.

Kaban, M.K., Schwintzer, P., Artemieva, I.M. and Mooney, W.D. (2003b): *Density of the continental roots: compositional and thermal contributions*. Earth Planet. Sci. Lett., 209, 53-69.

Mooney, W.D. and Kaban, M.K. (2003): *Density structure of the upper mantle under North America*. The Geological Society of America, Seattle Annual Meeting (November 2–5, 2003), paper No. 66305 (3-1).

Pari, G., and Peltier, W.R. (2000): *Subcontinental mantle dynamics: A further analysis based on the joint constraints of dynamic surface topography and free-air gravity*. J. Geoph. Res. 105, 5635-5662.

Pratt, J.H. (1858): *The deflection of the plumb-line in India and the compensatory effect of a deficiency of matter below the Himalaya mountains*. Philos Trans R So London, Vol. CXLIX: 745-778.

Reigber, Ch., Balmino, G., Schwintzer P., Biancale, R., Bode, A., Lemoine, J.-M., König, R., Loyer, S., Neumayer, H., Marty, J.-C., Barthelmes, F., Perosanz, F. and Zhu, S.Y. (2002): *A high-quality global gravity field model from CHAMP GPS tracking data and accelerometry (EIGEN-IS)*. Geophys. Res. Lett. 29 (14), 10.1029, GL015064.

Steinberger, B., Schmeling, H. and Marquart, G. (2001): *Large-scale lithospheric stress field and topography induced by global mantle circulation*. Earth Planet. Sci. Lett., 186, 75-91.

Van der Lee, S. (2001): *Deep below North America*. Science, 294 (5545), 1297-1298.