

GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

GeoForschungsZentrum Potsdam

Zweijahresbericht

2000/2001

Zweijahresbericht

GeoForschungsZentrum
Potsdam

2000/2001

IMPRESSUM

Herausgeber:
GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)
Stiftung des öffentlichen Rechts
Telegrafenberg
14473 Potsdam

Redaktion:
Dr. Jörn Lauterjung
Franz Ossing

Layout:
Otto Grabe (GFZ) & Druckerei Arnold

Druck:
Druckerei Arnold
Am Wall 15
14979 Großbeeren

© GFZ Potsdam 2002

Das GFZ Potsdam ist Mitglied
der Hermann von Helmholtz-Gemeinschaft
Deutscher Forschungszentren e.V.

Kartierung des Magnetfeldes der Lithosphäre mit CHAMP

Stefan Maus, Martin Rother, Hermann Lühr und Volker Haak

Magnetisation of the lithosphere gives rise to a magnetic field which can be mapped by near-Earth satellites, as has been demonstrated by the POGO (1967 bis 1971) and Magsat (1979 bis 1980) missions. However, these earlier maps show considerable disagreement, with estimates of the overall lithospheric field strength differing by a factor of 2. Following 20 years without suitable measurements, a continuous flow of high quality data from the CHAMP satellite is currently opening a new era in the mapping of lithospheric magnetic anomalies.

After discussing the removal of non-lithospheric contributions to the measured field, we present the first CHAMP lithospheric anomaly maps. In areas of strong lithospheric magnetisation, our result is in good agreement with the Magsat/POGO maps. Considerable progress has been made over young and hot lithosphere, where the magnetic signal is weak. In particular, the Pacific Ocean now appears as an area of very weak and uniform magnetisation. In the Atlantic we are beginning to see stripes parallel to the Mid-Ocean Ridges. On the continents, Archean Shields clearly stand out by their larger bulk magnetisation against younger lithosphere.

Das Magnetfeld aus dem Erdinneren wird dominiert durch das Hauptfeld, welches durch elektrische Ströme im metallischen Erdkern hervorgerufen wird. Es ist dieses Hauptfeld, welches uns die Richtungsbestimmung mit dem Kompass ermöglicht. Tatsächlich gibt es jedoch auch Gegenden, in denen die lokale Gesteinsmagnetisierung so groß ist, dass eine Richtungsbestimmung mit dem Kompass nicht möglich ist. Extreme Beispiele sind große Eisenerzlagerstätten in Kursk am Schwarzen Meer und in Kiruna, Schweden, oder die Basalte in Island. Die Magnetisierung der Gesteine wird überwiegend durch das Mineral Magnetit getragen.

Man unterscheidet zwischen der induzierten Magnetisierung, die direkt proportional zum Hauptfeld ist und in dessen Richtung zeigt, und der remanenten Magnetisierung, die beim Unterschreiten der Curietemperatur im Gestein 'einfriert' und deshalb auch in eine andere, unabhängig der zum Hauptfeld vorgegebenen, Richtung zeigen kann. Remanente Magnetisierungen werden von sehr kleinen Magnetitkörnchen ($<0,1 \mu\text{m}$) getragen. Diese entstehen zum Beispiel durch rasches Abkühlen beim Austritt submariner Lava an den Mittelozeanischen Rücken. Die Unterscheidung zwischen induzierter und remanenter Magnetisierung der tieferen Erdkruste ist ein wichtiges Forschungsziel (Maus and Haak, 2001). Da oberhalb der Curie-Temperatur von knapp $600 \text{ }^\circ\text{C}$ Magnetit vom ferromagnetischen in den schwachen paramagnetischen Zustand übergeht, kann wegen der Temperaturzunahme mit der Tiefe nur die äußerste Schicht der Erde stärker magnetisiert sein. Möglicherweise beschränkt sich die Magnetisierung aus petrologischen Gründen sogar auf

die Kruste (Waslilewski and Mayhew, 1992). Da kältere Regionen des oberen Erdmantels theoretisch doch magnetisiert sein könnten, spricht man vorsichtigerweise vom Lithosphärenmagnetfeld und schließt damit die Kruste und den oberen Mantel als Quellregionen ein.

Magnetische Anomalien der Lithosphäre

Die Gliederung des erdmagnetischen Innenfeldes in Haupt- und Lithosphärenanteile zeigt sich deutlich in seinem räumlichen Spektrum (Abb. 1). Dieses erhält man, indem man das Feld an der Erdoberfläche durch ein skalares Potential darstellt und dieses nach Kugelflächenfunktionen entwickelt. Das mittlere Quadrat der Koeffizienten vom Grad l ist dann ein Maß für die Stärke des Feldes als Funktion der Wellenlänge $\lambda = 2\pi R_E / l$. Man erkennt, dass sich das Spektrum in zwei Bereiche aufteilt, von denen der erste durch das Hauptfeld und der zweite durch das Lithosphärenfeld dominiert wird. Das Hauptfeld ist zwar insgesamt sehr viel stärker als das Lithosphärenfeld, seine Quellen im Erdkern sind aber von der Erdoberfläche über 3000 km entfernt.

Weil die kurzen Wellenlängen des Hauptfeldes an der Erdoberfläche nicht zu beobachten sind, wird der kurzwellige Anteil des Magnetfeldes (rechts in Abb. 1) durch die lokale Magnetisierung der Gesteine der sehr viel näheren Lithosphäre bestimmt. Die magnetischen Anomalien des Lithosphärenfeldes lassen sich kartieren, indem man vom flächenhaft vermessenen Magnetfeld ein Referenzfeld abzieht, das den langwelligen Teil des Hauptfeldes wiedergibt.

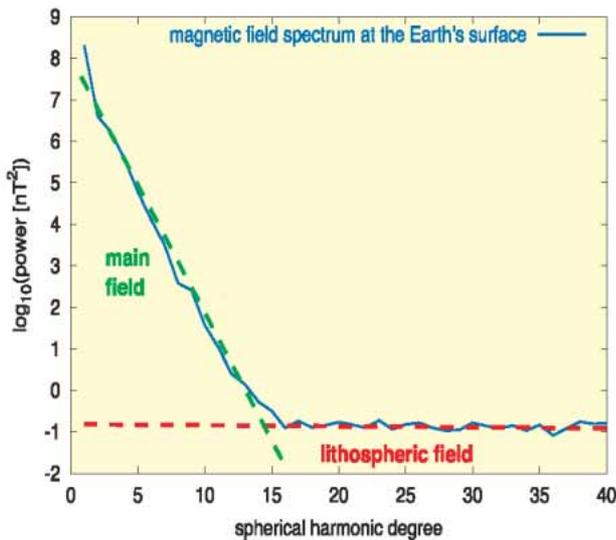


Abb. 1: Räumliches Spektrum des Magnetfeldes an der Erdoberfläche, geschätzt aus Daten des Satelliten MAGSAT (Cain et al., 1989). Der harmonische Grad l entspricht einer Wellenlänge von ungefähr $\lambda = 2\pi R_E / l$. Wellenlängen des Lithosphärenfeldes von mehr als 3000 km (Grad 15) sind vom Hauptfeld überdeckt und sind deshalb nicht sichtbar.

Spatial power spectrum of the magnetic field at the earth's surface, estimated from MAGSAT data (Cain et al., 1989). The harmonic degree l corresponds to a wavelength of approximately $\lambda = 2\pi R_E / l$. Lithospheric wavelengths of more than 3000 km (degree 15) are masked by the main field.

Die Kartierung der magnetischen Anomalien der Lithosphäre mit Flugzeugen und Schiffen ist eine Methode der Geowissenschaften, mit der Aussagen in einem weiten Spektrum - von der Lagerstättensuche bis zur globalen Tektonik - gewonnen werden können. So führte die Entdeckung symmetrischer Streifenmuster im Magnetfeld beidseitig der Mittelozeanischen Rücken in den fünfziger Jahren zur Theorie der Plattentektonik und verhalf damit der Wegenerschen Idee der Kontinentalverschiebung (Wegener, 1912) zum Durchbruch. Das Verständnis regionaler geologischer Strukturen und tektonischer Prozesse basiert oft auf magnetischen Anomalienkarten. Bei der Planung von Explorationsprojekten, sei es die Suche nach Erdöl, Erdgas, Mineralien oder Wasser, wird stets die lokale magnetische Anomalienkarte herangezogen.

Aus diesem Grund werden seit etwa 20 Jahren große Anstrengungen unternommen, aus der Vielzahl kleinräumiger aeromagnetischer Befliegungen magnetische Anomalienkarten ganzer Länder und Kontinente herzustellen (Hinze, 1985). Um die Befliegungen, mit typischen Kantenlängen von einigen 10er bis 100er Kilometern, zusammensetzen zu können, müssen sie zunächst auf eine gemeinsame Flughöhe extrapoliert werden. Wegen der starken zeitlichen Änderung des Hauptfeldes befinden sich die Befliegungen dann aber immer noch auf unterschiedlichen Referenzniveaus des

Hauptfeldes und müssen daher mit einem Ausgleichsverfahren zusammengesetzt werden. Wellenlängen größer als die Kantenlänge der Einzelbefliegungen werden dabei stark verzerrt, aber es gibt Versuche, die langen Wellenlängen durch weitgestreckte, teilweise kreisförmige Flugprofile zu restaurieren (Tarlowski et al., 1996). Einfacher und erfolgversprechender ist jedoch der Einsatz von Satelliten.

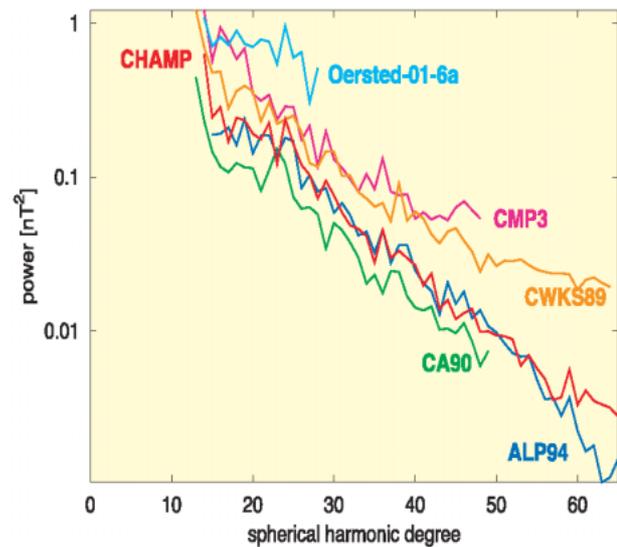


Abb. 2: Der Vergleich der Leistungsspektren von aus POGO- und MAGSAT-Messdaten bestimmten Modellen des Lithosphärenfeldes zeigt eine Streubreite in der Leistung um einen Faktor 4, entsprechend einem Faktor 2 in der Amplitude, und illustriert damit die große Unsicherheit der bisherigen Modelle. Dargestellt ist auch ein aus Daten des höherfliegenden Satelliten Ørsted gewonnenes Modell. Die rote Kurve gibt das Leistungsspektrum unseres bereits sehr stabilen Feldmodells aus CHAMP-Daten wieder. Normierung des Spektrums der Totalintensität nach Maus (2001). *The comparison of power spectra of different lithospheric field models from POGO and MAGSAT data shows a discrepancy of a factor 4, corresponding to a factor 2 in amplitude. This illustrates the uncertainty in these models. Also shown is a field model from data of Ørsted, a satellite in a higher altitude orbit. The red curve represents our already rather stable field model from CHAMP data. Normalisation of the total intensity spectrum following Maus (2001).*

Tatsächlich zeigten die Missionen von POGO (1967 bis 1971) und MAGSAT (1979 bis 1980), dass das Lithosphärenfeld auch in Satellitenhöhe noch erkennbar ist. Aufgrund der atmosphärischen Reibung müssen sich Satelliten in Umlaufbahnen oberhalb von etwa 300 km aufhalten, um nicht zu stark gebremst zu werden.

Der vom GFZ Potsdam betriebene Satellit CHAMP hat in der Anfangsphase eine Flughöhe von etwa 450 km und wird in den nächsten fünf Jahren auf 300 km absinken. Die lange Lebensdauer wird durch seine aerodynamische Form ermöglicht. In 300 km Höhe hat das

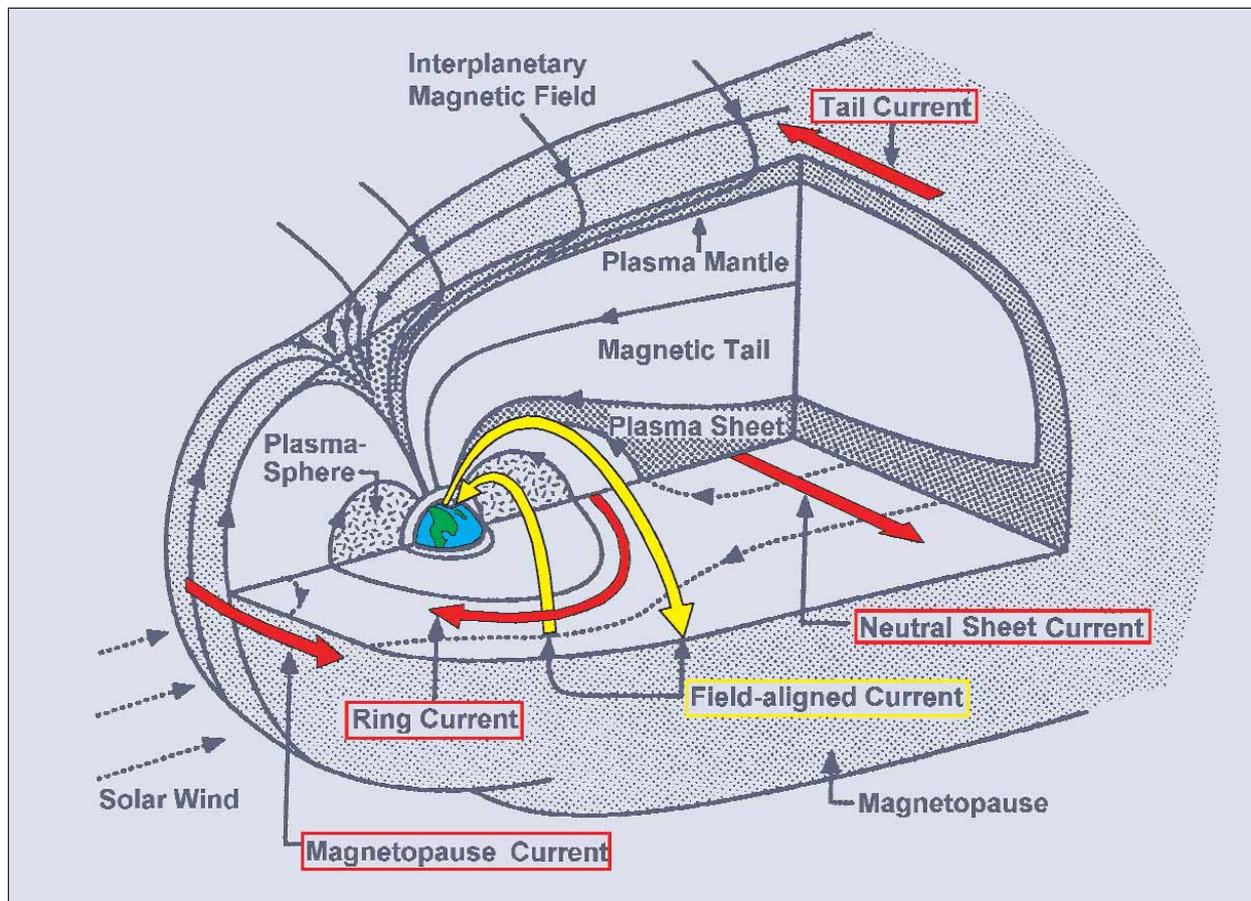


Abb. 3: Die magnetosphärischen Stromsysteme (rot) erzeugen ein Magnetfeld, welches in Erdnähe annähernd homogen ist. Feldparallele Ströme (gelb) koppeln magnetosphärische Stromsysteme mit denen der erdnahen Ionosphäre. In guter Näherung haben die feldparallelen Ströme nur einen Einfluss auf die Richtung des Magnetfeldes, nicht aber auf die hier betrachtete Totalintensität des Feldes (nach Kivelson and Russel, 1995).
Magnetospheric current systems (red) generate a magnetic field which is almost uniform close to the earth. Field-aligned currents (yellow) couple the magnetospheric currents with those of the near-earth ionosphere. To a good approximation, field-aligned currents influence only the field direction but not the total intensity measurements used here (after Kivelson and Russel, 1995).

Lithosphärenfeld nur noch eine mittlere Stärke von wenigen Nanotesla. Weil dies in etwa der Messgenauigkeit der POGO- und MAGSAT-Satelliten entsprach, wiesen die ersten Kartierungen, auch als Lithosphärenfeldmodelle bezeichnet, große Unsicherheiten auf, standen teilweise sogar im Widerspruch zu den Bodenbeobachtungen. Abb. 2 zeigt einen Vergleich der räumlichen Spektren verschiedener Kartierungsversuche aus POGO- und MAGSAT-Daten. Die Ergebnisse variieren um einen Faktor 2 in der mittleren Stärke des ermittelten Lithosphärenfeldes.

Nachdem seit zwanzig Jahren keine tieffliegenden Satelliten mehr das erdmagnetische Feld gemessen hatten, wurden die ersten Karten des Lithosphärenfeldes aus Messergebnissen von CHAMP mit Spannung erwartet. Tatsächlich sind die ersten Kartierungsergebnisse deutlich von Störsignalen bereinigt und geben insbesondere die N-S-gerichteten Strukturen erheblich besser wieder. In den kommenden Jahren wird sich die

Genauigkeit und Zuverlässigkeit dieser Karten durch die abnehmende Flughöhe von CHAMP und die Einbeziehung neuer Daten, auch von anderen Satelliten, weiter steigern lassen. Im folgenden erläutern wir die Erstellung der ersten magnetischen Anomalienkarten aus CHAMP-Daten und stellen Ansätze zu deren Interpretation vor.

Satellitenkartierung

Die Kartierung des Lithosphärenfeldes, unabhängig von der Messgenauigkeit und Datenüberdeckung, ist eine interessante wissenschaftliche Herausforderung. Das gemessene Feld setzt sich nämlich aus einer ganzen Reihe von Beiträgen zusammen, die sorgfältig voneinander getrennt und deshalb gut verstanden werden müssen. Neben dem besprochenen Innenfeld, das aus Haupt- und Lithosphärenanteilen besteht, gibt es noch externe Felder, hervorgerufen durch stark variable Stromsysteme in den ionosphärischen

Schichten unterhalb des Satelliten und in der Magnetosphäre (Abb. 3). Die magnetosphärischen Stromsysteme (rot in Abb. 3) sind zudem über feldparallele Ströme (gelb in Abb. 3) mit den Strömen der Ionosphäre gekoppelt.

Schließlich induzieren alle zeitlich variablen Bestandteile des Magnetfeldes elektrische Ströme im gut leitenden Erdmantel und in den Ozeanen. Auch diese sekundären Ströme erzeugen wiederum Magnetfelder, die berücksichtigt werden müssen. Von all diesen Beiträgen ist in Satellitenhöhe das Lithosphärenfeld am schwächsten. Dafür ist es aber auch der einzige Beitrag, der zeitlich konstant ist.

Datenvorauswahl

Die ionosphärischen Stromsysteme sind sehr variabel und deshalb schwer zu modellieren. Bei dem augenblicklichen Wissenstand ist deshalb die erfolgver-

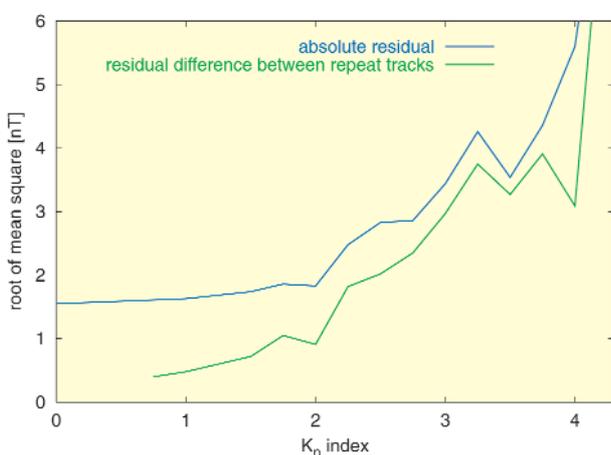


Abb. 4: Die Stärke des nächtlichen Restfeldes in niedrigen Breiten nach allen Korrekturen (blau), aufgetragen gegen den K_p -Index. An magnetisch ruhigen Tagen (K_p klein) besteht das Restfeld einzig aus dem Lithosphärenfeld, mit einer mittleren Stärke von knapp 2 nT. Mit zunehmendem K_p ergeben sich zusätzliche Störfelder durch ionosphärische elektrische Ströme. Subtrahiert man die Restfelder ortsgleicher Spuren (repeat tracks), so hebt sich das konstante Lithosphärenfeld weg. Dass die Stärke dieses Differenzfeldes (grün) mit K_p tatsächlich gegen Null strebt, belegt die hohe Genauigkeit der CHAMP-Magnetfeldmesswerte. In unsere Kartierung des Lithosphärenfeldes wurden nur Daten mit $K_p \leq 2$ einbezogen.

RMS of the night side residual field at low latitudes (blue) against the K_p -index. On quiet days (low K_p) the residual is equal to the lithospheric field of around 2 nT. Increasing K_p indicates the presence of additional fields caused by ionospheric currents. After subtracting the residuals of repeat tracks, the lithospheric field is cancelled out. Indeed, the RMS of this residual difference tends to zero for low K_p , indicating the high accuracy of the CHAMP magnetic field measurements. In mapping the lithospheric field, we only use data with $K_p \leq 2$.

sprechendste Strategie, nur Zeitabschnitte mit sehr schwachen ionosphärischen Strömen auszuwählen. Dies ist immer dann gegeben, wenn die Leitfähigkeit, bzw. die Ionisierung der E-Schicht gering ist. In den nichtpolaren Breiten wird die Elektronendichte im wesentlichen durch die Sonneneinstrahlung bestimmt. Deshalb sind auf der Nachtseite und an magnetisch ruhigen Tagen die Messdaten ungestört. Magnetisch ruhige Tage erkennt man an einem niedrigen K_p -Index, der vom GFZ-Observatorium Niemeck aus den aktuellen Messungen von 13 weltweit verteilten magnetischen Observatorien bestimmt wird. Abb. 4 zeigt die mittlere Stärke des Restmagnetfeldes, nach den im folgenden besprochenen Korrekturen, als Funktion von K_p . Ist für $K_p = 0$ das Restfeld gleich dem Lithosphärenfeld, kommen mit steigendem K_p zunehmend externe Störfelder hinzu.

Wir verwenden nur Daten mit $K_p \leq 2$.

Schwieriger ist es in den Polregionen. Geladene Teilchen können sich frei in Richtung der magnetischen Feldlinien auf die Polregionen zubewegen. Zur Photoionisation kommt in den Polregionen deshalb noch eine Einschlagsionisierung hinzu, weshalb die polare E-Schicht auch nachts, bzw. im polaren Winter, eine beträchtliche Leitfähigkeit aufweist. Glücklicherweise gibt es aber auch dort immer wieder Zeitabschnitte mit geringem Teilcheneinschlag. Sie machen sich durch eine geringe Stärke des Restmagnetfeldes bemerkbar und werden für die Kartierung des Lithosphärenfeldes gezielt ausgewählt.

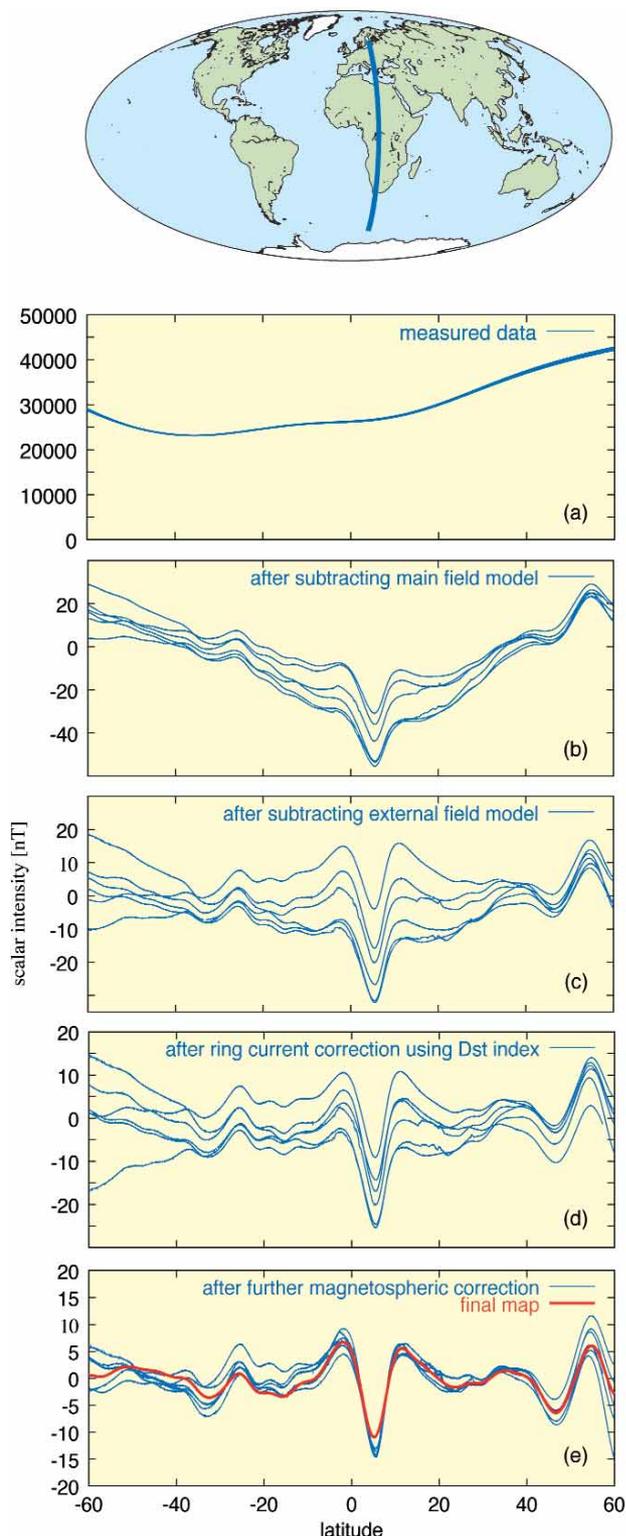
Bearbeitungssequenz

Für sechs annähernd ortsgleiche Spuren (repeat tracks) ist die Bearbeitungssequenz in Abb. 5 dargestellt. Die gemessene Totalintensität des Magnetfeldes (Abb. 5a) wird dominiert durch das Hauptfeld. Nach Abzug eines Hauptfeldmodells, Ørsted-01-6a (Olsen et al., 2000), bis Kugelfunktionsgrad $l = 14$ (vgl. Abb. 1) und bei Berücksichtigung der linearen zeitlichen Änderung der Koeffizienten (Säkularvariation), ergibt sich das sehr viel schwächere Signal in Abb. 5b. Man beachte die Änderung der Skala von 10000er auf 10er nT. Das Signal weist nun einen U-förmigen Verlauf auf. Aus geometrischen Überlegungen folgt, dass diese U-Form durch die Überlagerung eines zur magnetischen Dipolachse parallelen äußeren Feldes erfolgen muss. Letzteres wird durch elektrische Ströme in der weit entfernten Magnetosphäre hervorgerufen (rot in Abb. 3). Die magnetosphärischen Beiträge haben einen zeitlich stabilen Anteil, der in Abb. 5c abgezogen wurde. Nun ist das allen Spuren gemeinsame Lithosphärenfeld bereits deutlich erkennbar.

Die zeitlichen Änderungen der magnetosphärischen Ströme verursachen aber einen verbleibenden langwelligen Versatz, der vor der weiteren Verarbeitung korrigiert werden muss. Die zeitlichen Änderungen des schein-

baren magnetosphärischen Ringstromes, der sich tatsächlich aus mehreren Stromsystemen zusammensetzt, werden durch einen von magnetischen Observatorien bestimmten Ringstromindex D_{st} beschrieben. Dabei wird angenommen, dass das Ringstromfeld in Erdnähe vollständig homogen und in Richtung des erdmagnetischen Dipols ausgerichtet ist.

Offensichtlich ist dies eine zu einfache Annahme, denn die daraus hergeleitete Ringstromkorrektur für Satellitendaten bleibt unbefriedigend (Abb. 5d), was übri-



gens schon bei MAGSAT festgestellt wurde. Eine bessere Korrektur ergibt sich unter der Annahme, dass das zeitlich variable Magnetosphärenfeld nur in Sektoren von 120° homogen ist. Es lässt sich dann direkt aus den Satellitenmessdaten schätzen und zusammen mit dem durch Induktion im Erdmantel verursachten Sekundärfeld abziehen. Als Ergebnis dieser neuen Methode, dargestellt in Abb. 5e, erreicht man eine weitgehende Übereinstimmung benachbarter Messspuren, ohne das Lithosphärensignal signifikant zu beeinträchtigen.

Abb. 5: Für sechs annähernd ortsgleiche Spuren ist in (a) die gemessene Totalintensität des Magnetfeldes aufgetragen. Sie wird dominiert durch das Hauptfeld. Die fehlende Symmetrie des Signals beidseitig des Äquators zeigt die Abweichung des Hauptfeldes von einem axialen Dipolfeld. Das Signal in (b) ergibt sich nach Abzug eines Hauptfeldmodells, (c) nach Abzug zeitlich stabiler magnetosphärischer Anteile, (d) nach der Ringstrom-Korrektur unter Verwendung des aus Observatoriumsmessdaten bestimmten D_{st} -Index. Eine weitere Magnetosphärenfeld-Korrektur durch Abzug eines an die Messdaten angepassten, homogenen Feldes ergibt schließlich (e). Berücksichtigt ist bei dieser Korrektur auch das durch induzierte Ströme im Mantel hervorgerufene Sekundärfeld. Die rote Kurve zeigt das entsprechende Profil aus dem in Abbildungen 6 und 7 dargestellten, fertigen Lithosphärenfeldmodell. Die große Schwankungsbreite früherer Kartierungen ergibt sich teilweise aus der Verwendung von Daten der Qualität wie in (d), die noch erhebliche externe Feldanteile enthalten.

Graph (a) shows the scalar field measurements for 6 repeat tracks. The lack of symmetry with regard to the equator is caused by the deviation of the main field from an axial dipole field. Graph (b) results from subtracting a main field model, (c) results after subtracting the stable magnetospheric contribution, (d) after a ringcurrent correction using the observatory D_{st} -index. Subtracting a best fitting homogeneous field plus the corresponding secondary field caused by induced currents results in (e). The red curve represents the corresponding profile of the final model, illustrated in Figs. 6 and 7. The significant disagreement between earlier lithospheric field models is partly a consequence of using data as in (d) which still contain significant external field signal.

Die bereits oben erwähnte - und in Abb. 2 dargestellte - Diskrepanz zwischen verschiedenen Lithosphärenfeldmodellen ist nicht nur auf die mangelnde Genauigkeit der ersten Satellitenmessungen, sondern auch auf den unterschiedlichen Umgang mit dem magnetosphärischen Restsignal (Abb. 5d) zurückzuführen. Vernachlässigung des Problems führt zur Überschätzung des Lithosphärenfeldes (Modelle Oersted-01-5a (Olsen et

al., 2000), CMP3 (Sabaka et al., 2000) und F61500 (Cain et al., 1989), während bei CA90 (Cohen and Achache, 1990) durch übermäßiges Filtern das Kind mit dem Bade ausgeschüttet, d.h. auch ein Teil der lithosphärischen Anomalien beseitigt wurde. Gut funktioniert hat dagegen offensichtlich eine Kreuzkorrelationsmethode bei dem Modell ALP94 (Arkani-Hamed et al., 1994).

Kugelfunktionskoeffizienten des magnetischen Potentials, entsprechend einer Entwicklung bis Grad und Ordnung 90, aber unmittelbar aus den etwa 10^7 unregelmäßig verteilten Messpunkten geschätzt werden. Das Ergebnis der einfachen Mittelung auf der Kugeloberfläche ist als rote Kurve in Abb. 5e dargestellt. Zwei globale Ansichten des Feldes zeigen die Abbildungen 6 und 7.

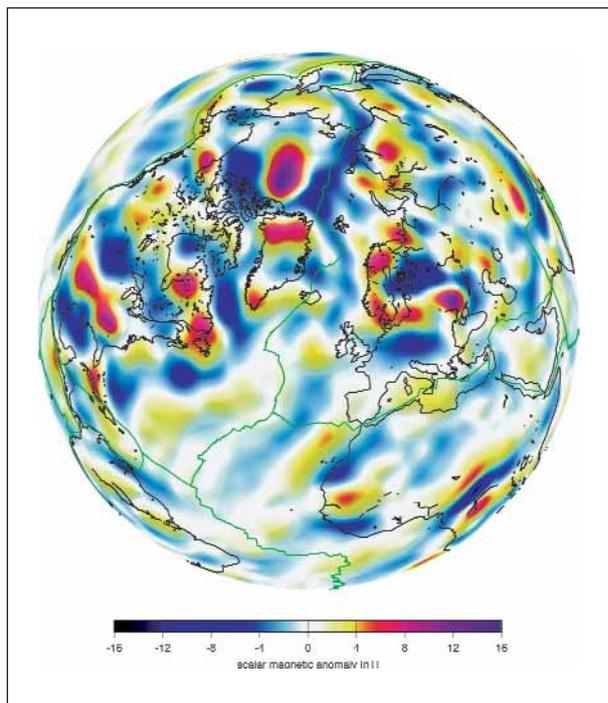


Abb. 6: Magnetfeld der Lithosphäre, bestimmt aus den skalaren Messdaten der ersten 382 Tage der CHAMP-Mission. Auffallend ist die schwache Signatur der ozeanischen, aber auch der jüngeren kontinentalen Lithosphäre (Beispiel Westeuropa) gegenüber archaischen Einheiten in Nord-Amerika, Grönland, Ost-Europa und Sibirien. Nicht unmittelbar durch die Geologie erklärbar ist hingegen die starke positive Anomalie am Nordpol. Hier dargestellt sind die Kugelfunktionsgrade 14 bis 65 der Anomalie der Totalintensität in 450 km Höhe.

Lithospheric magnetic field from data of the first 382 days of the CHAMP mission. Oceanic and young continental crust (e.g. Western Europe) exhibit a weak signature as compared with the Archean units of North America, Greenland, Eastern Europe and Siberia. A strong positive anomaly at the North Pole appears unrelated to geology. Shown here are degrees 14 to 65 of the scalar anomaly at 450 km altitude.

Zusammenfügen zu einem Feldmodell

Im Gegensatz zu den POGO-Satelliten und MAGSAT hat CHAMP einen Orbit geringer Exzentrizität. In einer ersten Näherung können deshalb die Daten einfach auf einer Kugelschale mittlerer Flughöhe (450 km) lokal gemittelt werden. In Zukunft sollen die 8280

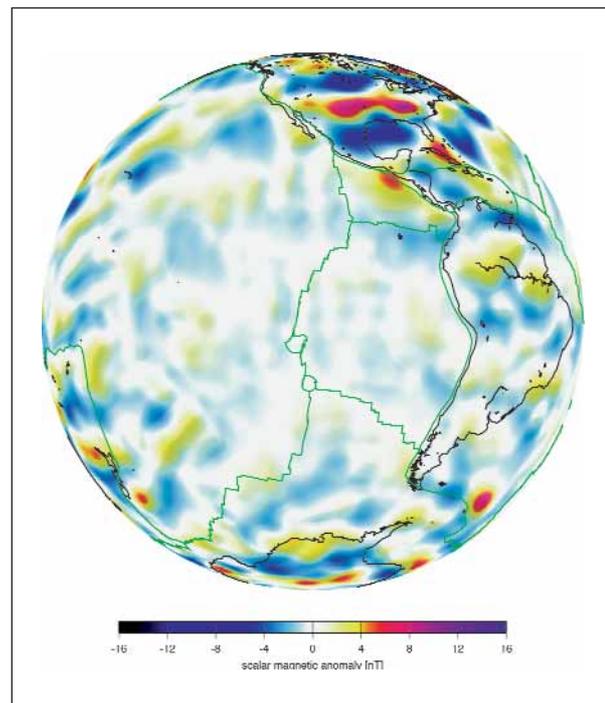


Abb. 7: Die pazifische Platte zeichnet sich durch ein sehr schwaches Lithosphärenfeld aus. Dies könnte einfach die Folge einer sehr homogenen und deshalb unsichtbaren Magnetisierung sein. Wahrscheinlicher ist aber, dass durch hohe Temperaturen, im Einklang mit geringen Scherwellengeschwindigkeiten (Masters et al., 1996), die pazifische Lithosphäre nur bis in geringe Tiefen magnetisiert ist. Kratonische Gebiete in Südamerika (Amazonasbecken) zeigen im Gegensatz zu Nordamerika kaum magnetische Anomalien, was zum Teil auf das hier sehr viel schwächere induzierende Hauptfeld zurückzuführen sein könnte.

The Pacific plate exhibits a very weak lithospheric anomaly. This could be a consequence of a rather homogeneous and therefore invisible magnetisation. More likely, though, this weak anomaly field is due to the small thickness of the magnetised layer, caused by a hot lithosphere, in agreement with low shear velocities (Masters et al., 1996). Cratonic areas in South America (Amazon Basin) exhibit only weak anomalies in comparison with North America. This may partly be due to the much lower inducing main field in this region.

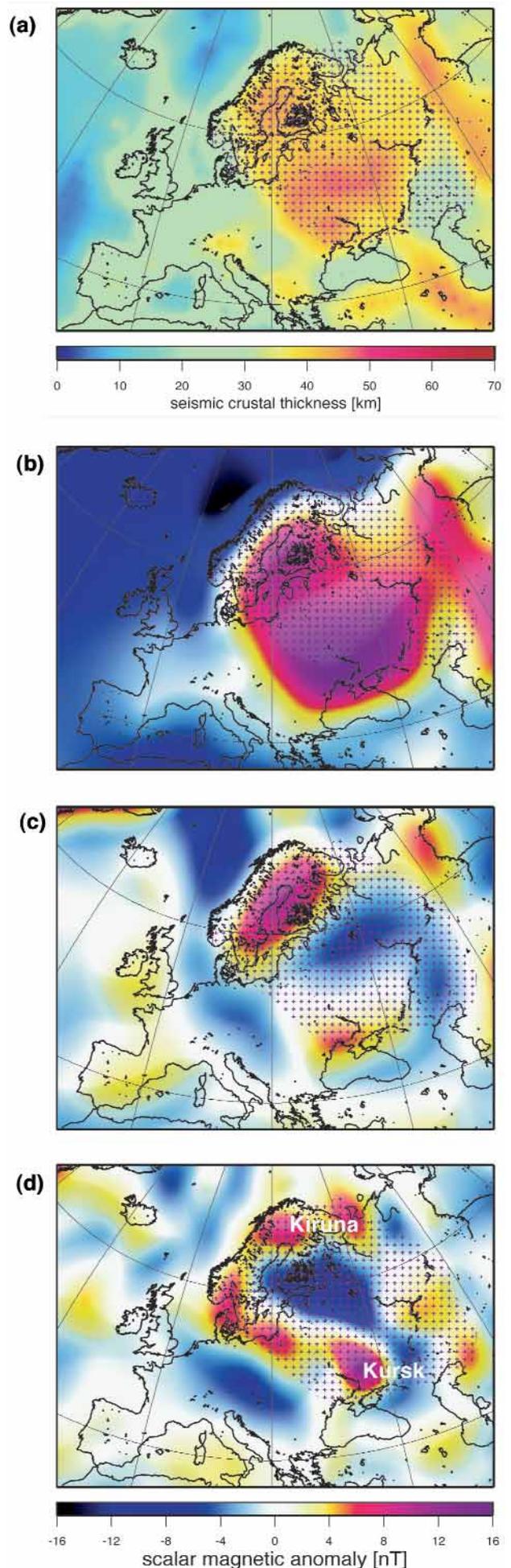
Interpretation

Bei der Interpretation der Anomalien des Lithosphärenfeldes ist zu beachten, daß es sich hier tatsächlich nur um

den kurzwelligen Anteil (< 3000 km) des Lithosphärenfeldes handelt. Natürlich hat das Lithosphärenfeld auch einen langwelligen Anteil, hervorgerufen etwa durch die unterschiedliche Magnetisierung der ausgedehnten kontinentalen und ozeanischen Platten. Alle Wellenlängen größer als 3000 km sind aber vom Hauptfeld überdeckt und deshalb unsichtbar (siehe Abb. 1). Dieser Sachverhalt erschwert die Interpretation ganz erheblich. Zur Veranschaulichung ist in Abb. 8a ein seismisches Modell der Krustenmächtigkeit für Europa dargestellt. Mit einer realistischen mittleren magnetischen Suszeptibilität von 0,02 SI für jüngere und 0,04 SI für ältere Kruste ergibt sich die in Abb. 8b dargestellte Magnetfeldanomalie. Aber von dieser sehr weiträumigen Anomalie wäre in unserer Analyse einer hypothetischen Satellitenvermessung des ganzen Lithosphärenfeldes nur der kurzwellige Anteil (Abb. 8c) sichtbar.

Abb. 8: Als ersten Interpretationsansatz versuchen wir die magnetischen Anomalien durch Variationen in der Mächtigkeit der magnetisierten Schicht zu erklären. Hierzu ist in (a) ein seismisches Modell der Krustenmächtigkeit dargestellt (Nataf and Ricard, 1996; Cadek and Martinec, 1991). Unter der Annahme einer mittleren Suszeptibilität von 0,02 SI für junge Kruste (z.B. Ozeane und West Europa) und 0,4 SI für alte Kruste (Baltica, rosa markiert) ergibt sich unter der Annahme induzierter Magnetisierung die in (b) vorhergesagte Anomalie der Totalintensität des Magnetfeldes, berechnet nach einem Verfahren von Nolte and Siebert (1987). Wegen der Überdeckung durch das Hauptfeld (Abb. 1) ist davon jedoch nur der kurzwellige Anteil (Kugelfunktionsgrade ≥ 14) sichtbar, dargestellt in (c). Der Vergleich mit dem tatsächlich beobachteten Feld (d) zeigt eine gewisse Übereinstimmung, die belegt, dass kleinräumige Anomalien nicht notwendigerweise durch lokale Störkörper hervorgerufen sein müssen, sondern sich auch als kurzwellige Randeffekte einer größeren Struktur ergeben können.

In a first approach, we attempt to explain the magnetic anomalies by variations in the the thickness of the magnetised layer. For this purpose, we use a seismic model of crustal thickness (Nataf and Ricard, 1996; Cadek and Martinec, 1991), shown in (a). Assuming a susceptibility of 0.02 SI for young crust (e.g. oceans, Western Europe) and 0.04 SI for old crust (e.g. Baltica, marked in pink), we obtain a model magnetic field anomaly (b) using a method of Nolte and Siebert (1987). Since long wavelengths are masked by the main field (Fig. 1), the short wavelength part (degrees ≥ 14) which is actually visible is displayed in (c). There is a certain agreement with the observed field (d), which confirms that small anomalies must not necessarily be caused by local bodies, but may be edge effects of larger tectonic units.



Ob es sich bei einer Anomalie um eine lokale geologische Struktur oder um den Rand einer sehr viel größeren Struktur handelt, ist also nicht unmittelbar erkennbar. Beispielsweise befinden sich bei Kursk und Kiruna große Magnetitlagerstätten (Abb. 8). Die starken lokalen Anomalien würden sich aber auch als Rand des Mikrokontinentes Baltica erklären lassen. Tatsächlich ist im Umfeld einer der stärksten magnetischen Anomalien, Bangui in Afrika (Abb. 9), keine Magnetitlagerstätte bekannt. Es wird daher spekuliert, dass dort ein riesiger

Eisenmeteorit begraben liegt (Langel and Hinze, 1998). Eine alternative Erklärung ergibt sich, wenn man berücksichtigt, dass Bangui gerade am Rand eines gewaltigen Schildes liegt, welches eine starke magnetische Signatur aufweist. Da das induzierende Hauptfeld in Äquatornähe am schwächsten ist, überrascht hier aber die Stärke des Lithosphärenfeldes. Entweder weist die Kruste im Zentral- und südlichen Afrika anomal hohe Magnetitgehalte auf, oder die Lithosphäre ist hier besonders kalt und bis in große Tiefen magnetisiert.

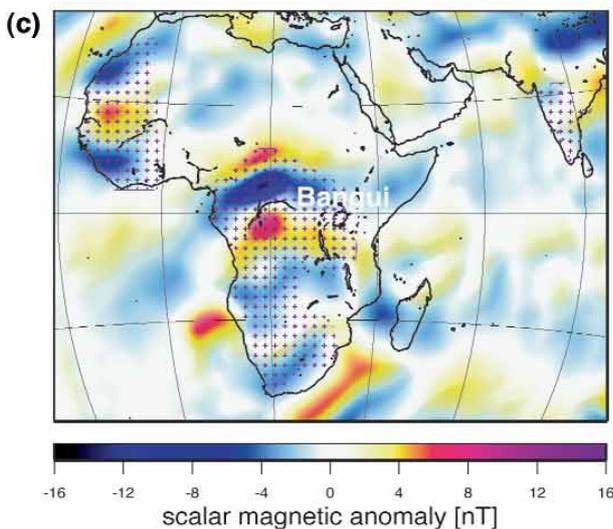
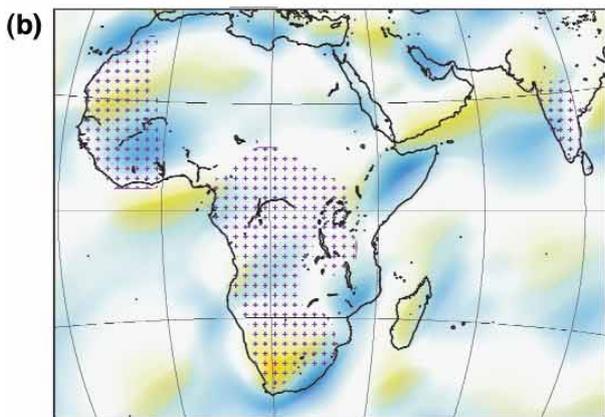
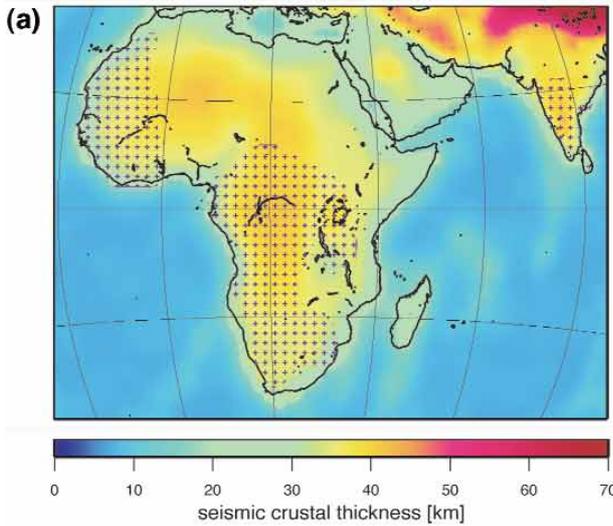


Abb: 9: Seismische Krustenmächtigkeit (a) und daraus errechnete induzierte Magnetfeldanomalie (Grad 14-65), dargestellt in (b). Der Vergleich mit dem tatsächlich beobachteten Feld (c) zeigt in den Bereichen jüngerer Kruste, insbesondere über dem Indischen Ozean, eine gute Übereinstimmung zwischen dem vorhergesagten und dem tatsächlichen Feld. Dagegen ist das Feld der alten Schilde (rosa markiert) deutlich stärker, als aufgrund der Krustenmächtigkeit für eine induzierte Magnetisierung zu erwarten wäre.

Seismic crustal thickness (a) and the corresponding model magnetic field anomaly (degrees 14-65), shown in (b). In areas of young crust, particularly over the Indian Ocean, there is good agreement with the observed lithospheric anomaly field. (c) In contrast, the Archean Shields (pink) carry a significantly stronger magnetisation than expected from crustal thickness alone.

Ausblick

Zum Zeitpunkt des Drucks dieses Beitrages befindet sich der Satellit CHAMP gerade seit anderthalb Jahren im Orbit und die Analyse und Interpretation der Daten steht erst am Anfang. In den kommenden Jahren wird es zu einer kontinuierlichen Verbesserung der Lithosphärenfeldmodelle durch den stetigen Zufluss neuer Messdaten kommen. Die bisher noch nicht einbezogenen Messwerte des Vektor-Magnetometers werden eine verbesserte Modellierung und Abtrennung magnetosphärischer Feldanteile erlauben.

Interessante Möglichkeiten ergeben sich aus der zusätzlichen Berücksichtigung der Messdaten zweier höherfliegender Satelliten, Ørsted und SAC-C. Zusammen mit den Messreihen der magnetischen Observatorien könnte der vollständige Zeitverlauf des Magnetfeldes in Erdnähe in einer simultanen Inversion modelliert werden. Entsprechende Versuche mit einer Kombination von POGO, MAGSAT und Observatoriumsdaten (Sabaka et al., 2000) gibt es bereits. Große Fortschritte in der Interpretation erhoffen wir uns von der Feldfortsetzung des Magnetfeldes aus 450 km Höhe auf die Erdoberfläche, um es anschließend mit den magnetischen Landesvermessungen zu vergleichen. Mit der Feldfortsetzung nach unten wird es auch möglich, die langwelligen Anteile in den eingangs besprochenen aeromagnetischen Kompilationen zu korrigieren.



Abb. 10: Geoforschungssatellit CHAMP (Foto: Astrium)
Georesearch satellite CHAMP

Aus POGO- und MAGSAT-Daten ließen sich nur die stärksten magnetischen Anomalien in ihrer Gestalt und Intensität einigermaßen sicher kartieren.

Die hohe Qualität der CHAMP-Daten eröffnet nun ein neues Kapitel in der Interpretation des großräumigen Lithosphärenfeldes. Aufgrund der Mehrdeutigkeit zwischen der Stärke der Magnetisierung und der Mächtigkeit der magnetisierten Schicht ist eine eindeutige Modellierung der magnetischen Anomalien zwar nicht möglich, durch Kombination mit anderen geophysikalischen Methoden, insbesondere von Schweremessungen, Magnetotellurik und Seismik können dennoch wertvolle Aussagen zur Struktur und Temperatur der Lithosphäre getroffen werden.

Ein Teil des weiträumigen Magnetfeldes der Lithosphäre erklärt sich durch die variierende Krustenmächtigkeit und durch den Kontrast zwischen ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre. Entsprechend stimmt das Hintergrundfeld in Abbildungen 8c und 8d sowie 9b und 9c gut überein. Vor diesem Hintergrund erscheinen aber weitere - teilweise sehr starke - Anomalien, die offensichtlich mit den alten Schilden in Zusammenhang stehen. Hier bestätigt sich im globalen Maßstab eine Erfahrung aus regionalen Aeromagnetikkarten: dass

nämlich geologische Einheiten im Magnetfeld direkt sichtbar werden. Beispielsweise sieht man unmittelbar, dass die Ostgrenze des Westafrikanischen Schildes tatsächlich weiter im Westen verlaufen müsste, als in Abb. 9c eingetragen ist. Ebenso wird im Magnetfeld das südliche Afrika als eine einzige große Einheit sichtbar. Unter anderem eröffnet sich hier also die vielversprechende Möglichkeit, großräumige Bausteine der Lithosphäre über ihre magnetische Signatur direkt zu erkennen und zu klassifizieren.

Das Satellitenprojekt CHAMP wird am GFZ Potsdam gemeinschaftlich von den Aufgabenbereichen 1 und 2 betrieben. Wir danken Christoph Reigber, CHAMP-Projektdirektor, für den unermüdlichen Einsatz zur Realisierung des Vorhabens.

Das CHAMP-Projekt wurde finanziell gefördert durch das DLR unter FKZ50EP9587.

Eine wichtige Voraussetzung für die Interpretation ist eine sorgfältige Vorverarbeitung der Magnetfelddaten. Unser Dank gilt dabei Sungchan Choi, Uta Engels, Karl-Heinz Gödderz, Richard Holme, Wolfgang Mai, Heather McCreadie und Patricia Ritter.

Literatur

Arkani-Hamed, J., R. A. Langel, and M. Purucker, *Scalar magnetic anomaly maps of Earth derived from POGO and Magsat data*, J. Geophys. Res., 99, 24,075-24,090, 1994.

Cadek, O., and Z. Martinec, *Spherical harmonic expansion of the Earth's crustal thickness up to degree and order 30*, Studia Geoph. Geod., 35, 151-165, 1991.

Cain, J. C., Z. Wang, C. Kluth, and D. R. Schmitz, *Derivation of a geomagnetic model to $n = 63$* , Geophys. J. Int., 97, 431-441, 1989.

Cohen, Y., and J. Achache, *New global vector magnetic anomaly maps derived from Magsat data*, J. Geophys. Res., 95, 10,783-10,800, 1990.

Hinze, W. J., *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, OK, 1985.

Kivelson, M. G., and C. T. Russel, *Introduction to space physics*, Cambridge Univ. Press, 1995.

Langel, R. A., and W. J. Hinze, *The magnetic field of the Earth's lithosphere - The satellite perspective*, Cambridge Univ. Press, 1998.

Masters, G., S. Johnson, G. Laske, and H. Bolton, *A shear-velocity model of the mantle*, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 354, 1385-1411, 1996.

Maus, S., *New statistical methods in gravity and magnetics*, Habilitation thesis, University of Braunschweig, <http://www.gwdg.de/~smaus/habil.pdf>, 2001.

Maus, S., and V. Haak, *Is the long wavelength crustal magnetic field dominated by induced or by remanent magnetisation?*, J. Indian Geophys. Union, in print, 2001.

Nataf, H. C., and Y. Ricard, *3SMAC: an a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling*, Phys. Earth Planet. Inter., 95, 101-122, 1996.

Nolte, H. J., and M. Siebert, *An analytical approach to the magnetic field*, J. Geophys., 61, 69-76, 1987.

Olsen, N., et al., *Ørsted initial field model*, Geophys. Res. Lett., 27, 3607-3610, 2000.

Sabaka, T. J., N. Olsen, and R. A. Langel, *A comprehensive model of the near-Earth magnetic field: phase 3*, Technical Report, NASA/TM-2000-209894, 2000.

Tarlowski, C., P. Milligan, and T. Mackey, *Magnetic anomaly map of Australia*, 2nd ed., Australian Geological Survey Organisation, 1996.

Wasilewski, P. J., and M. A. Mayhew, *The Moho as a magnetic boundary revisited*, Geophys. Res. Lett., 19, 2259-2262, 1992.

Wegener, A., *Die Entstehung der Kontinente*, Geologische Rundschau, 3, 276-292, 1912.