

Das Innere der Planeten: Dynamos, Plumes, Platten

Forschungsinfo 3/2005

Das Innere der Planeten in unserem Sonnensystem ist in ständiger Bewegung. Angetrieben durch Konvektion aufgrund von thermischen oder chemischen Unterschieden fließt das scheinbar feste Gestein im Mantel der Planeten, strömt das Eisen in den Kernen, wehen die Winde in den Gasatmosphären. Am besten kennen wir diese dynamischen Veränderungen bei der Erde (Abb. 1): Ihr Gesteinsmantel fließt sehr langsam und Kontinentalplatten bewegen sich nur einige Zentimeter pro Jahr. Heißes Material von der Grenze zum Eisenkern benötigt mehrere Jahrmillionen, um als Plumes den 2900 km dicken Mantel zu überwinden. Die Dynamik in den anderen festen Planeten beruht auf ähnlichen Prinzipien, kann aber recht unterschiedliche Formen annehmen. Warum findet man nur auf der Erde Plattentektonik? Warum ist der Marsvulkanismus auf zwei Gebiete beschränkt?

Die Oberfläche der Gasplaneten wird von starken ost- und westwärts gerichteten Winden geprägt. Diese Jets ähneln zwar Phänomenen in der Erdatmosphäre, sind jedoch wesentlich stärker und reichen bis ins Planeteninnere.

Die Konvektion des flüssigen Eisens im äußeren Kern erreicht Geschwindigkeiten von einige Kilometern pro Jahr und erzeugt über den Dynamoprozess das Erdmagnetfeld. Bis auf Venus besitzen oder besaßen alle Planeten unseres Sonnensystems ein Magnetfeld. Die Verschiedenartigkeit dieser Felder lässt auf Unterschiede im Inneren der Planeten schließen. Mit Computersimulationen versuchen wir, die innere Dynamik und die Erzeugung des Magnetfeldes zu verstehen und den Unterschieden auf den Grund zu gehen.

Der Geodynamo

Das Magnetfeld der Erde wird im Erdkern erzeugt. Er besteht im Wesentlichen aus flüssigem Eisen, nur im Zentrum hat sich im Laufe der Erdgeschichte ein kleiner fester Kern gebildet. Durch Konvektion getriebene Bewegungen des flüssigen Eisens bewirken, dass elektrische Ströme induziert werden, die wiederum das Erdmagnetfeld erzeugen. Diesen Vorgang nennt man Dynamomechanismus. Er beruht auf ähnlichen Prinzipien wie ein elektrischer Generator oder ein Fahrraddynamo, die wirklichen Prozesse sind jedoch sehr ver-

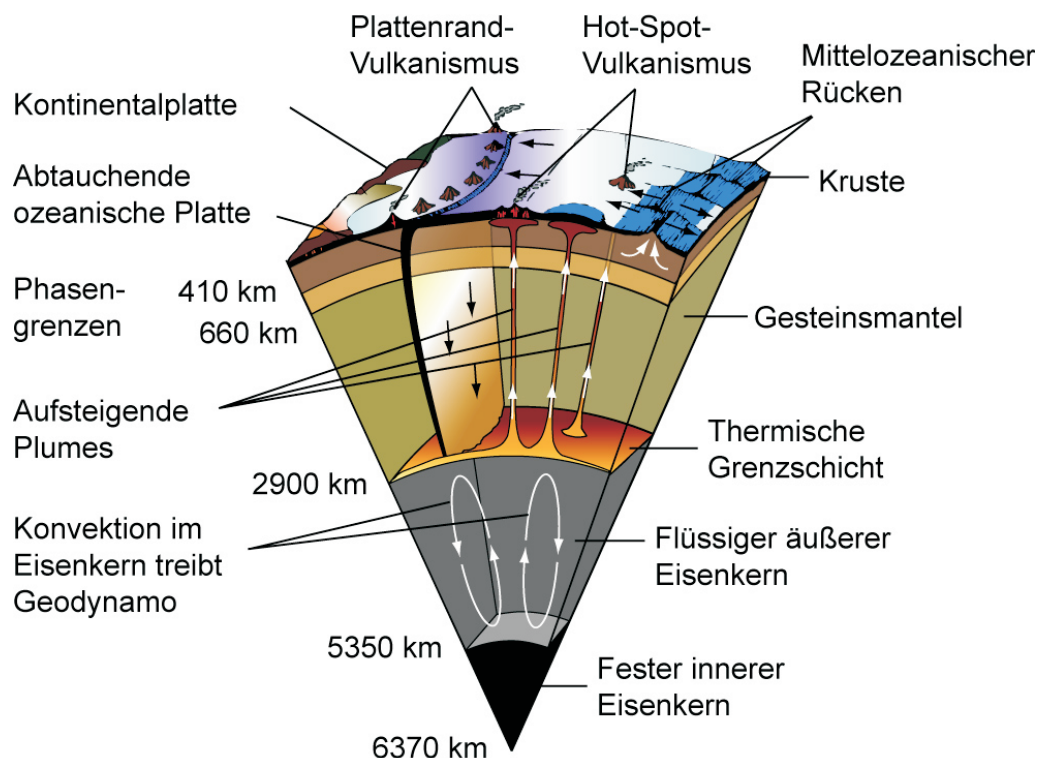


Abb. 1: Ein Schnitt durch die Erde, der die wichtigsten dynamischen Prozesse veranschaulicht.

schieden. Da Messungen des Magnetfeldes an der Erdoberfläche nur wenig Information über die Vorgänge im Erdkern liefern, sind wir auf Simulationen angewiesen, um seine Erzeugung zu verstehen.

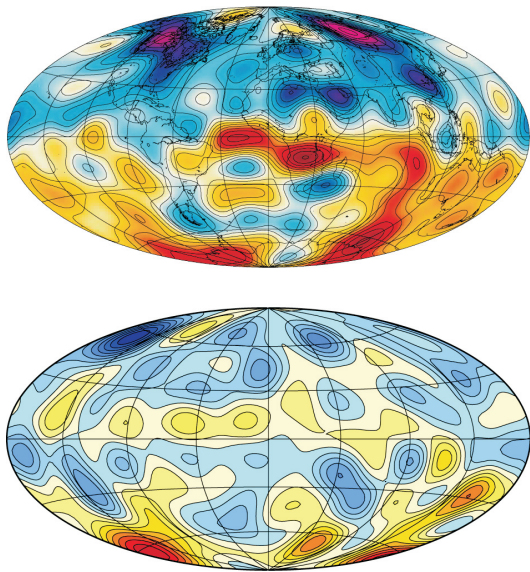


Abb. 2: Vergleich der senkrechten Komponente des Erdmagnetfeldes an der Kernoberfläche im Jahr 1990 (oben) mit dem Feld in einer Dynamosimulation (unten). Gelb und Rot symbolisieren austretendes Feld, blau in den Kern eintretendes Feld. Bei einem reinen Dipolfeld, wie das eines Stabmagneten, wäre oberhalb des Äquators nur Blau und unterhalb nur Gelb/Rot zu sehen. Das Erdmagnetfeld ist jedoch wesentlich komplexer, insbesondere an der hier gezeigten Kernoberfläche.

Abb. 2 zeigt, dass diese Simulationen das Erdmagnetfeld bereits recht gut wiedergeben können. Ein etwas einfacheres Computermodell in Abb. 3 veranschaulicht wie magnetische Feldlinien durch das Fließen des Eisens gestreckt und verbogen werden. Dieser Vorgang entspricht der Umwandlung von Bewegungsenergie in magnetische Energie.

Das Erdmagnetfeld ändert sich ständig und hat im Laufe der Erdgeschichte sogar viele Male sein Richtung umgekehrt. Große Aufmerksamkeit haben in der letzten Zeit Regionen inverser Feldrichtung an der Kernoberfläche erfahren. Dies sind Bereiche, in denen das Feld der normalen Dipolrichtung entgegen gerichtet ist. Besonders prominent sind ein Fleck unter der Südspitze Afrikas und ein weiterer in der Nähe des Nordpols (siehe Abb. 2). Das Wachsen dieser Bereiche und ihre Wanderung haben dazu geführt, dass die Dipolanteile des Erdmagnetfeldes in den letzten 150 Jahren um etwa 10% schwächer geworden sind. Bedeutet dies, dass der Dipol in den nächsten zwei Jahrtausenden ganz verschwinden und eine Feldumkehr stattfinden wird?

Leider können wir das Verhalten der Feldflecken höchstens 400 Jahre in die Vergangenheit zurückverfolgen und eine Vorhersage ist aufgrund von Messungen kaum möglich. Simulationen zeigen jedoch, dass solche inverse Flecken ein normaler

Bestandteil des Magnetfeldes und seiner zeitlichen Variation sind. In einem Zeitraum von einigen hundert Jahren tauchen sie auf und vergehen wieder, ohne notwendigerweise Vorboten einer Feldumkehr zu sein.

Computermodelle helfen auch dabei, grundsätzliche Fragestellungen zum Dynamo zu untersuchen. So haben etwa Simulationen gezeigt, dass der Geodynamo sehr viel weniger Energie benötigt als bisher angenommen. Dieses Ergebnis wird von einem Dynamoexperiment in Karlsruhe gestützt, bei dem flüssiges Natrium durch ein speziell konstruiertes System von Röhren gepumpt wird.

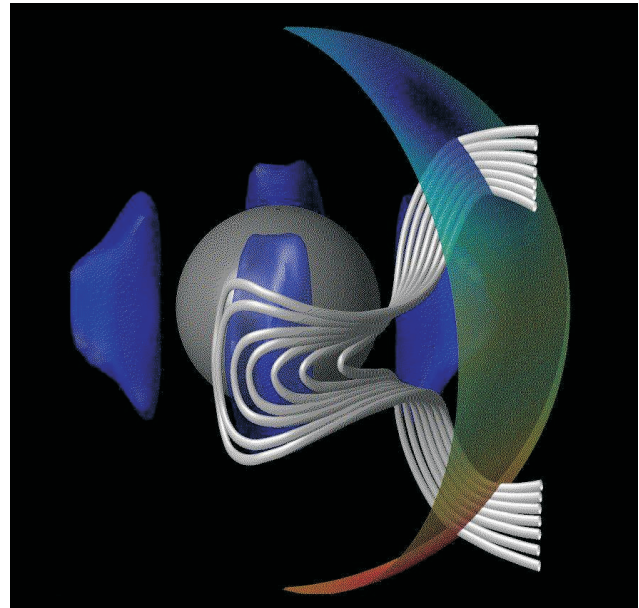


Abb. 3 Illustration der Erzeugung von Magnetfeld in einer Computersimulation. Das Strecken und Verbiegen von Feldlinien durch die Flüssigkeitsbewegung veranschaulicht die Umwandlung von Bewegungsenergie in magnetische Energie.

Dynamos in Saturn und Merkur

Die Cassini-Mission hat bestätigt, dass Saturns Magnetfeld sich von den Feldern der anderen Planeten unterscheidet: es hat nur sehr wenig Struktur und die Dipolachse fällt fast mit der Rotationsachse des Planeten zusammen. Simulationen konvektionsgetriebener Dynamos weisen jedoch grundsätzlich komplexere Felder auf (siehe Abb. 2). Neue Computermodelle haben gezeigt, dass im Saturn ein anderer Typ von Dynamo arbeiten könnte.

Saturns Atmosphäre besteht aus einem Gemisch von Wasserstoff und Helium. Aufgrund des hohen Drucks geht der Wasserstoff ab einer bestimmten Tiefe in einen elektrisch leitfähigen Zustand über (Abb. 4). Die langsame Abkühlung des Planeten bewirkt, dass Helium kondensiert und als Regen ausfällt, ganz so wie Wassertropfen in der Erdatmosphäre. Dieser Regen transportiert Rotationsenergie von äußeren in tiefere Schichten, so dass Saturn innen schneller rotiert als außen.

Diese differentielle Rotation treibt einen besonderen Typ von Dynamo, dessen Feldlinien Abb. 5 zeigt. Deutlich zu erkennen ist, wie die schnellere Rotation der inneren grauen Schicht Feldlinien aufwickelt und so Magnetfeld erzeugt.

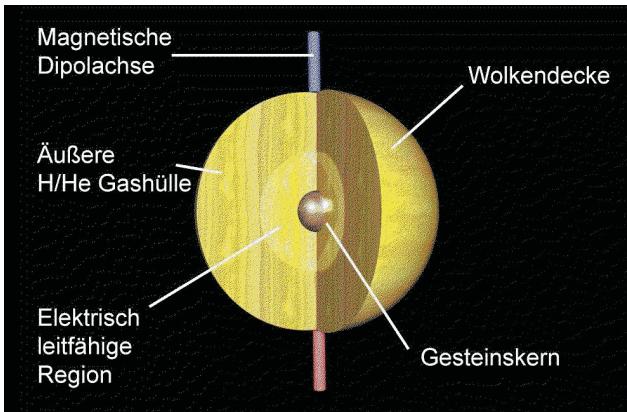


Abb. 4 Schnitt durch Saturn. Die magnetische Achse und die Rotationsachse des Planeten fallen aufeinander. Das Wasserstoff/Helium-Gemisch der Atmosphäre wird aufgrund des hohen Drucks im Inneren elektrisch leitfähig.

Auch Merkurs Dynamo scheint anders zu sein. Zumindest wissen wir, dass Merkurs Magnetfeld zwar dipolartig jedoch nur sehr schwach ist, können aber über die Ursachen nur spekulieren. Vielleicht ist das Auskristallisieren des festen Eisenkerns bereits viel weiter fortgeschritten als in der Erde, und die Konvektion in dem verbleibenden flüssigen Anteil ist nur noch schwach? Weitere Computersimulationen und die für 2012 geplante Bepi-Colombo Mission werden helfen, diese Fragen zu beantworten.

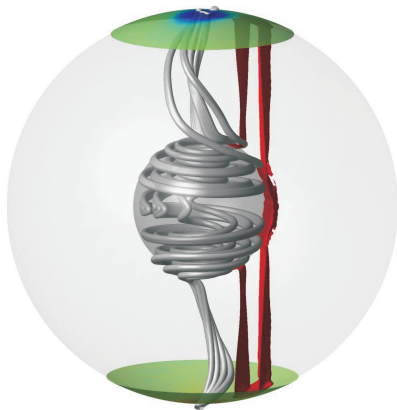


Abb. 5: Magnetische Feldlinien in einem durch differentielle Rotation angetriebenen Dynamo.

Winde auf den Gasplaneten

Die Bewegung in den äußeren Gashüllen von Jupiter und Saturn werden durch starke Winde geprägt, die auf Saturn 1800 km in der Stunde erreichen. Sie wehen parallel zum Äquator, ihre Richtung wechselt mit der Breite, und sie sind z.B. für die Bandstruktur in den Wolken auf Jupiters Oberfläche verantwortlich. Sehr ähnliche Windsysteme treten in Computersimulationen auf, die die Konvektionen im Jupiter modellieren.

In den tiefen, elektrisch leitenden Schichten der Planeten werden die Strömungen durch das Magnetfeld behindert. Schnelle Bewegungen sind deshalb auf den äußeren nicht leitfähigen Bereich beschränkt. Abb. 7 zeigt das Ergebnis einer Rechnung, die nur diesen äußeren Atmosphärenanteil in Jupiter simuliert.

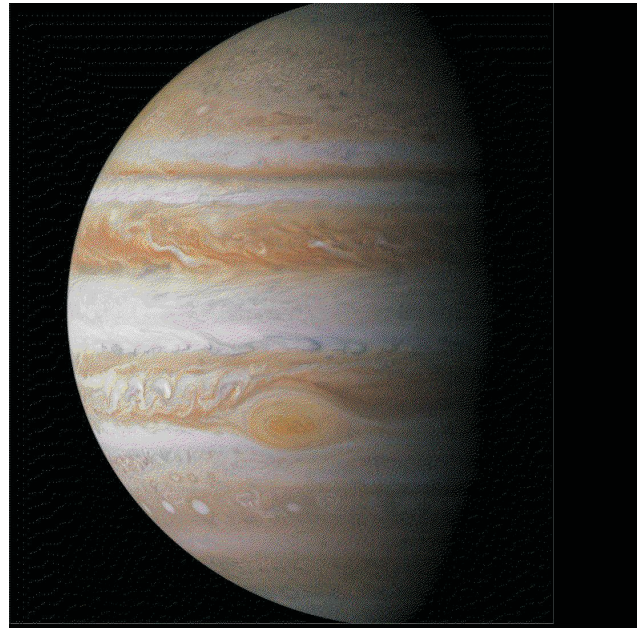


Abb. 6: Jupiters Oberfläche mit der streifigen Wolkenstruktur und dem großen roten Fleck.

Wird die Konvektion stark genug angetrieben, so bilden sich mehrere Jets aus, deren Struktur und Geschwindigkeit die Beobachtungen sehr gut wiedergeben. Interessant ist, dass die Winde nicht auf die Oberfläche beschränkt bleiben, sondern sich über den ganzen elektrisch isolierenden Bereich erstrecken. Angetrieben werden sie durch Wärme aus dem Planeteninneren, und nicht, wie die Winde auf der Erde, durch die Strahlung der Sonne.

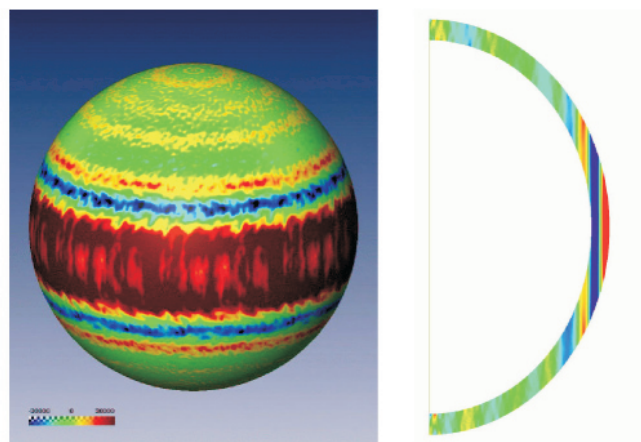


Abb. 7: Simulation der Konvektion in Jupiters äußerer Gashölle. Die linke Figur zeigt ostwärts (blau) und westwärts (gelb/rot) wehende Winde an der Oberfläche, die rechte Abbildung ist ein Nord-Süd-Schnitt.

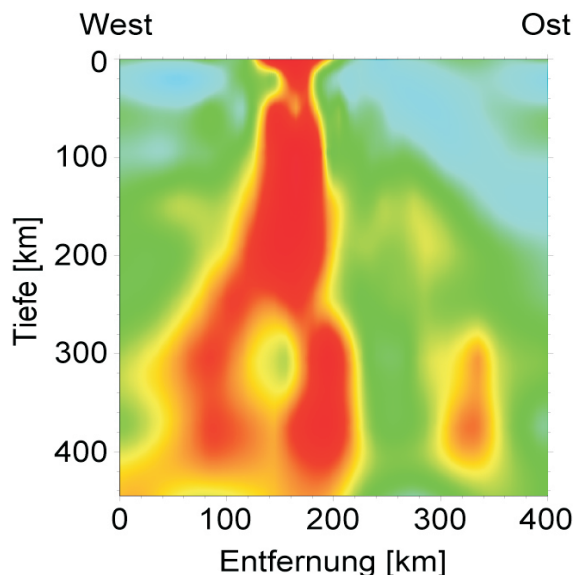


Abb. 8: Ost/West-Schnitt unter der Eifel. Das Bild ist das Ergebnis seismischer Tomographie, die es erlaubt, lokale Geschwindigkeiten von Erdbebenwellen zu bestimmen. Rot steht für geringere Geschwindigkeiten in wärmerem Gestein, blau für höhere Geschwindigkeiten in kälterem Gestein. Der Plume ist als rote Struktur deutlich zu erkennen.

Vulkane und Plumes

Auf der Erde findet man Vulkanismus dort, wo ozeanische Platten unter Kontinentalplatten abtauchen. Doch auch in der Mitte von Platten gibt es Vulkane, wo sogenannte Plumes heißes Material aus dem Erdmantel an die Oberfläche bringen (siehe Abb. 1). Ein solcher Plume wurde beispielsweise durch seismische Messungen unter der Eifel nachgewiesen (Abb. 8), insgesamt findet man auf der Erde an die hundert Plumes.

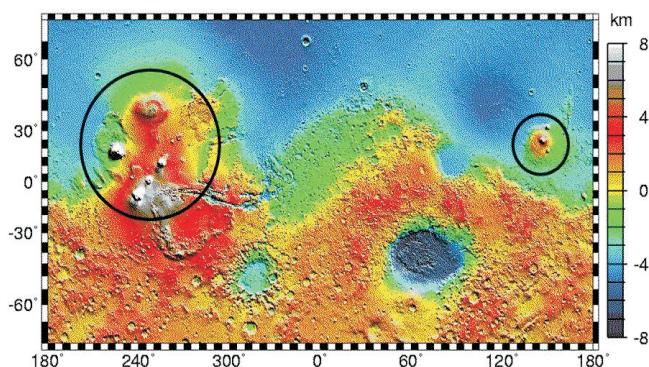


Abb. 9: Die Marsoberfläche mit farbkodierter Topographie. Kreise markieren die beiden vulkanischen Regionen: links die Tharsis-Region mit Olympus Mons, dem höchsten Vulkan des Sonnensystems, rechts die kleinere Elysium-Region.

Olympus Mons, mit 24 km Höhe der größte Vulkan im Sonnensystem, befindet sich auf dem Mars (Abb. 9). Der Marsvulkanismus ist jedoch auf zwei Regionen beschränkt: die Tharsis-Region mit Olympus Mons, und die Elysium-Region. Dies könnte bedeuten, dass im Marsmantel nur noch zwei Plumes existieren.

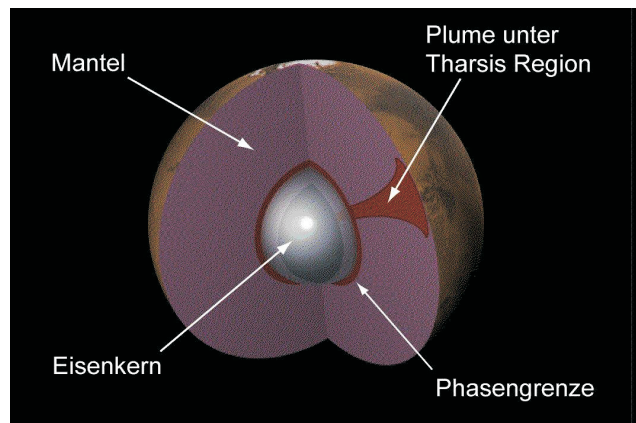


Abb. 10: Der Schnitt durch den Mars zeigt die wichtige Phasengrenze nahe am Eisenkern und den unter der Tharsis-Region vermuteten Plume. Insgesamt sind im Marsmantel wohl nur noch zwei große Plumes vorhanden.

Diese Vermutung wird von Computersimulationen gestützt. Sie zeigen, dass dabei eine Phasengrenze entscheidend ist, an der das Mantelgestein sein Kristallstruktur verändert (Abb. 10). Im Erdmantel liegt diese Grenze in etwa 670 km Tiefe, also im mittleren Bereich des Mantels. Im kleineren Mars jedoch befindet sie sich nahe am Eisenkern. Diese Lage bewirkt, dass die Anzahl der Plumes im Laufe der Planetenentwicklung immer weiter abnimmt, bis nur noch zwei übrig sind. Abb. 11 zeigt das Ergebnis einer solchen Simulation.



Abb. 11: Plumes in einer Simulation der Konvektion im Marsmantel. Gezeigt ist eine Fläche konstanter Temperatur, nachdem der Großteil der anfänglich vorhandenen Plumes ausgestorben ist.

Johannes Wicht, Ulrich Christensen, Monika Buske

Weiterführende Internetseiten:

solarsystem.jpl.nasa.gov/planets/

www.mps.mpg.de/homes/wicht/

www.psc.edu/science/Glatzmaier/glatzmaier.html

pgp101.uni-muenster.de/dyn/Willkommen-de.shtml

www.mpg.de/bilderBerichteDokumente/multimedial/geomax/heft2004_09/pdf.pdf