

In Teil 1, Abschnitt 2 wurde die Ableitung der Schalenstruktur des Mondes aus den seismologischen Daten beschrieben. Die Existenz und Größe des Mondkerns ist dort aber unklar geblieben. Hier soll der innere Aufbau des Mondes mit Hilfe von Dichtemodellen unter Einbeziehung weiterer Randbedingungen vor allem aus der Geochemie bzw. Petrologie vertieft untersucht werden (s. a. Dreibus-Kapp und Schultz, Heft 8/1999). Die Argumentation und die Dichtemodelle folgen einem Übersichtsartikel von Hood (1986).

Die Geochemie liefert wichtige Randbedingungen für die Entstehung des Mondes. Wegen der geringen mittleren Dichte sollte Eisen im Mond im Vergleich zu den anderen terrestrischen Planeten verarmt sein, d. h., ein metallischer Kern sollte klein oder nicht vorhanden sein. Volatile, d. h. flüchtige Elemente wie Natrium (Na), Silber (Ag), Chlor (Cl), Phosphor (Pb), sind verarmt. Siderophile Elemente, die die Neigung haben, sich mit Eisen zu verbinden, wie Germanium (Ge), Molybden (Mo), Gold (Au), Rhenium (Re), Iridium (Ir), sind relativ zu CI-Chondriten und zum Erdmantel verarmt. Das heißt, es sollte ein frühes Ereignis gegeben haben, das durch Aufschmelzungen Metalle von Silikaten getrennt hat; daher sollte es zumindest einen kleinen Eisenkern geben. Wenn der Mond vollständig aus dem Material des Erdmantels gebildet wurde, das an Siderophilen relativ zu CI-Chondriten verarmt ist, dann würde eine Trennung von 0.1–1 % der Metalle ausreichen, um die Häufigkeit der Siderophilen des Mondes zu erklären. Ein kleiner Eisenkern mit einem maximalen Radius von 285 km wäre dann möglich. Die Hypothese der Abspaltung des Mondmaterials aus dem Erdmantel z. B. durch ein großes Impaktereignis wäre mit diesem Szenario vereinbar.

Wenn der Mond völlig aus undifferenziertem Material des frühen Sonnennebels entstand (Akkretionstheorie), dann müssen wenigstens 2 % der Metalle aus frühen partiellen Schmelzen abgetrennt worden sein, um seine Geochemie zu erklären. Dann sollte, unter der Annahme, daß das gesamte Mondmaterial differenziert wurde, der Kernradius größer als 360 km sein. Die oben geführte Diskussion wirft die Frage nach einem frühen Aufschmelzungs- und Differentiations-Ereignis auf. Zur Differentiation der 50–110 km dicken Anorthositkruste des Mondes reicht ein früher »Magmaozean« von 300–500 km Mächtigkeit aus. Zur Bildung eines Eisenkerns müßte der Mond in der Anfangsphase völlig geschmolzen sein. Die Diskussion zeigt, daß für geochemische Modelle und für die Theorien zur Entstehung des Mondes die Existenz eines

Im ersten Teil dieses Artikels wurden seismologische Untersuchungen auf der Basis der Mondbeben sowie das Mondschwerefeld und seine Bedeutung in erster Linie für den Krustenaufbau (Mare-Beckenstrukturen) vorgestellt. Hier folgen Untersuchungen des Magnetfeldes und Modelle zur elektrischen Leitfähigkeit und Temperatur des Mondes. Eine besondere Bedeutung erhält die Diskussion über die Existenz und Größe eines Eisenkerns.

Eisenkerns und seine Größe sehr wichtig sind.

Wie im letzten Abschnitt (Teil 1) erwähnt, kann man aus dem Trägheitsfaktor eines planetaren Körpers seine Dichtestruktur, insbesondere die Kerngröße, abschätzen. Der Trägheitsfaktor ist gegeben durch:

$$C/(MR^2), \text{ wobei}$$

$$C = \text{polares Trägheitsmoment,}$$

$$M = \text{Masse,}$$

$$R = \text{Radius}$$

Bei $C/(MR^2) = 0.4$ ist der Körper aus Material mit einer konstanten Dichte aufgebaut. Ist $C/(MR^2) < 0.4$, dann nimmt die Dichte mit der Tiefe zu, wie man es von planetaren Körpern erwartet. Für die Erde mit ihrem groben Eisenkern beträgt der Faktor 0.33. Der Trägheitsfaktor kann aus den langwelligsten Anteilen des Schwerefeldes bestimmt werden, aber auch aus exakten Entfernungsmessungen von der Erde aus mit dem LLR (Lunar Laser Ranging Experiment, s. Soffel und Müller, 1997). Mit dem LLR werden von der Erde aus Lasersignale zum Mond geschickt, die von den dort aufgestellten Spiegeln reflektiert werden. Aus der Laufzeit des Signals kann die Entfernung äußerst exakt bestimmt werden. Erfasst wird damit die Libration des Mondes in Länge und Breite, das ist ein scheinbares »Wackeln« der Mondscheibe, das bei konstanter Rotationsperiode des Mondes durch die Änderung der Bahngeschwindigkeit auf der Ellipsenbahn verursacht wird. Aus der Libration kann der Trägheitsfaktor abgeleitet werden. Die Libration ermöglicht es uns, etwas über den Mondrand hinaus auf die Rückseite zu blicken.

Abb. 13 zeigt mögliche Dreischichtmodelle (Kruste, Mantel, Kern) für einen Trägheitsfaktor von 0.3905. Bei der Annahme eines reinen Eisenkerns liegt sein Radius bei etwa 400 km, bei einem FeS-Kern ist ein Radius von etwas über 600 km möglich. Wenn jedoch die Manteldichte um nur 10 % erhöht wird, ist auch ein kernfreies Modell möglich.

Nachfolgend werden Dichtemodelle basierend auf folgenden Randbedingungen vorgestellt:

- Mittlere Dichte = 3.344 g/cm^3
 $C/(MR^2) = 0.3905$
- Mittlere Krustendicke 60–85 km
- Scherwellengeschwindigkeiten v_s aus den Modellen von Goins und Nakamura (siehe Teil 1).
- Oberer Mantel (bis 500 km Tiefe) mit Olivin-Pyroxen-Mischungen, mittlerer und unterer Mantel mit einer Zunahme von Granat bis zu 20 % Gew. entsprechend einem Al_2O_3 -Gehalt von 7 %
- Dichte als Funktion des Druckes und der Temperatur nach der Murnaghan-Gleichung unter Benutzung von Temperaturmodellen (s. Abschnitt 6).

Die möglichen Modellfamilien zeigt Abb. 14. Die Modelle führen zu folgenden Schlußfolgerungen:

- (a) Mit v_s von Goins ist ein Kern mit einem maximalen Radius von 400 km verträglich, aber auch kein Kern ist möglich.

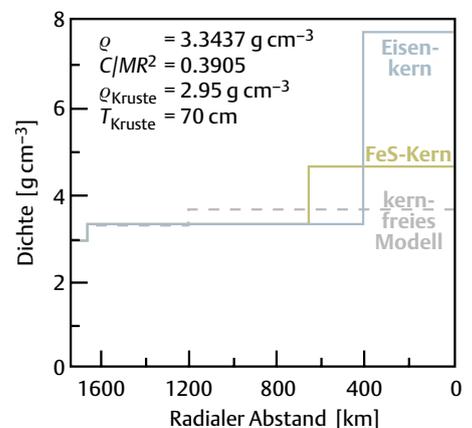


Abb. 13: Drei-Schicht-Dichtemodelle durch Anpassung an den Trägheitsfaktor $C/(MR^2)$. Modelle mit einer kleinen Zunahme der Manteldichte (~ 10 %) liefern den korrekten Trägheitsfaktor ohne einen schweren Eisenkern. (Hood, 1986)

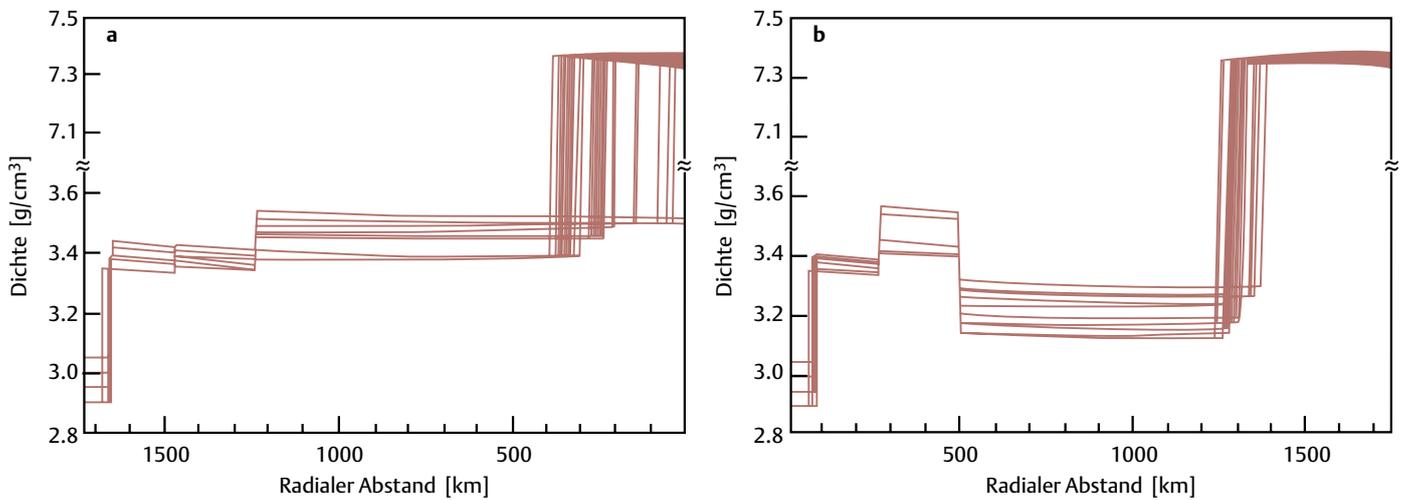


Abb. 14: Dichtemodelle auf der Grundlage der S-Wellengeschwindigkeitsmodelle (a) von Goins (1978), (b) von Nakamura (1983) (siehe Abb. 7 in Teil 1). Weitere Randbedingungen siehe Abschnitt 4. Auf der Basis des Goins-Modells sind auch kernfreie Modelle möglich. (Hood, 1986)

(b) Mit v_s von Nakamura wird ein Kern von 360–500 km Radius benötigt. Die Dichte- bzw. Geschwindigkeitsinversion oberhalb von 500 km kann auf einen höheren Gehalt von magnesiumreichem Olivin und Pyroxen im mittleren und unteren Mantel zurückgeführt werden. Dieses wurde in frühen petrologischen Modellen vorhergesagt, die eine Differentiation des gesamten Mantels forderten. Konopliv et al. (1998) haben unter Einbeziehung der Lunar Prospector-Daten den Trägheitsfaktor mit 0.3931 ± 0.0002 abgeschätzt. Sie ermittelten einen Radius von 320^{+50}_{-100} km für einen Fe-Kern und von 510^{+80}_{-180} km für einen FeS-Kern. Weitere Schlussfolgerungen aus diesen Modellen werden im letzten Abschnitt diskutiert.

5. Das Magnetfeld des Mondes

Das Magnetfeld des Mondes wurde mit Magnetometern auf Satelliten und auf Bodenstationen vermessen. Weiterhin wurden auf Satelliten Elektronenreflektometer eingesetzt, die die Reflektion von Elektronen im Bereich von Gebieten erhöhter Magnetisierung untersuchten (Lin et al., 1998). Subsatelliten der Apollo-Missionen haben die äquatornahe Oberfläche bei einer Flughöhe von wenigen 10 km (Minimum-Periapishöhe 11 km) vermessen. Lunar Prospector hat den gesamten Mond bei einer Flughöhe von 100 km erfasst. Nach der Absenkung der Bahn auf etwa 25–30 km wurden zusätzliche Daten gewonnen. Die Auswertung der Lunar-Prospector-Daten ist noch nicht abgeschlossen.

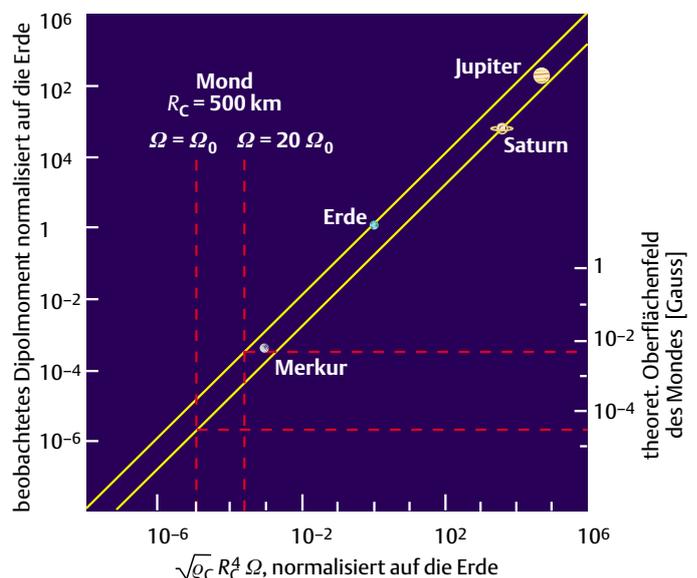
Bei der Erde, mehreren Planeten und einigen Jupitermonden wurden magnetische

Dipolfelder nachgewiesen. Das Dipolfeld der Erde wird durch einen Hydrodynamo im flüssigen äußeren Erdkern erzeugt. Grundlage des Hydrodynamoeffektes sind Konvektionen von leitendem Material. Der Kerndynamo der Erde erzeugt heute an der Erdoberfläche eine magnetische Feldstärke von 40 000–70 000 nT (Nanotesla). Aus der Bestimmung von paläoremanenten Magnetisierungen an vulkanischen Gesteinen ergeben sich in der Vergangenheit Schwankungen und Umkehrungen des Magnetfeldes. Die sogenannte Thermoremanenz tritt ein, wenn erstarrte Schmelzen die Curie-Temperatur unterschreiten. Dann richten sich magnetisierbare Mineralien wie Magnetit nach dem vorherrschenden Magnetfeld aus. Das geschieht bei Temperaturen von 600–800 °C. Ein signifikantes Paläofeld ist bei terrestrischen Körpern ein Hinweis auf die Existenz eines zumindest

partiell geschmolzenen Eisenkerns. Abb. 15 zeigt die magnetischen Dipolmomente für die terrestrischen Planeten Erde und Merkur und die äußeren Planeten Jupiter und Saturn in Abhängigkeit von Kernparametern und der Kreisfrequenz der Rotation. Zwei theoretische Werte für die Oberflächenfeldstärke des Mondes sind eingetragen, sie ergeben sich aus der gegenwärtigen und einer früheren zwanzigfachen Kreisfrequenz. Abschätzungen des magnetischen Oberflächenfeldes des Mondes unter der Annahme, daß ein früher Kerndynamo existierte und einer einfachen Amplitudenregel gehorchte, sind durch gestrichelte Linien hin zur rechten Seite markiert. Ω_0 ist die gegenwärtige Kreisfrequenz der Rotation, zum Vergleich wurde $20 \Omega_0$ für die Frühzeit des Mondes gewählt.

Sowohl die Satelliten- als auch die Oberflächendaten weisen auf remanente Magnetisierungen des Gesteins hin. In der Regel sind die Maregebiete weniger magnetisiert als die Hochländer. Sowohl die Subsatelliten der Apollomissionen als auch die neuen Lunar-Prospector-Daten weisen auf Oberflä-

Abb. 15: Doppelt-logarithmische Darstellung der planetaren magnetischen Dipolmomente in Abhängigkeit von der Größe $\rho_c^{1/2} R_c^4 \Omega$. Dabei sind ρ_c und R_c die Dichte und der Radius der entsprechenden planetaren Kerne und Ω ist die Kreisfrequenz der Rotation. (Nach Anderson, 1983; aus Hood, 1986)



chenfelder von einigen 10 nT hin. An den Apollo-Landestationen wurden über 100 nT bei Apollo 14 in der Nähe des Kraters Fra Mauro und bis 327 nT bei Apollo 16 im Hochland Descartes bestimmt. Die gesamten Daten sprechen eher gegen ein gegenwärtiges Dipolfeld – die obere Grenze liegt bei einem Dipolmoment von 10^{16} A m² gegenüber $8 \cdot 10^{22}$ A m² für die Erde.

Die zur Erde zurückgebrachten Proben zeigen signifikante remanente Magnetisie-

konservieren sie das Feld der Plasmawolke. Schon die Apollo-Daten wiesen auf starke Oberflächenmagnetisierungen antipodisch zu den großen Impaktbecken der Vorderseite hin. Diese Beobachtung wurde durch die neuen Daten von Lunar Prospector erhärtet. Nach Lin et al. (1998) breitet sich vom Impaktbecken eine Plasmawolke um den Mond aus. Nach etwa fünf Minuten konvergiert die Wolke in der antipodischen Region und führt dort zu einer maximalen

6. Modelle der elektrischen Leitfähigkeit und der Temperatur des Mondes

Die Grundlage für die Berechnung elektrischer Eigenschaften und der Größe eines möglicherweise vorhandenen Mondkerns wird dadurch gegeben, daß Magnetfelder des Sonnenwindes, die mit der Zeit variieren, elektrische Felder im Mondinneren induzieren. Die durch die elektrischen Felder bewirkten Ströme werden durch die von ihnen induzierten Magnetfelder an der Oberfläche nachgewiesen. Magnetometermessungen in der Umlaufbahn und an der Oberfläche sind daher geeignet, die elektrische Leitfähigkeit in der Tiefe zu bestimmen (Hood und Sonnett, 1982). Beziehungen zwischen der Leitfähigkeit, die bei Mond- und bei Erdgesteinen bestimmt wurde, und der Temperatur wurden unter Laborbedingungen bei hohen Temperaturen und Drucken hergeleitet. Daraus wurden die Leitfähigkeit und die Temperatur des Mondinneren abgeschätzt. Zahlreiche Temperaturmodelle wurden in verschiedenen Modellrechnungen abgeleitet (Hood und Sonnett, 1982).

In Abb. 17 werden verschiedene Temperaturmodelle vorgestellt, die auf experimentellen Zusammenhängen zwischen Leitfähigkeit und Temperatur basieren; dabei werden für den Al₂O₃-Gehalt plausible Grenzen angenommen. Drei zusätzliche Verläufe der heutigen Temperaturverteilung (Kurven 1, 2, 3), die aus Modellen der zeitlichen Entwicklung der Wärmeverteilung gewonnen wurden (siehe unten und Abb. 18), sind in die Abbildung mit einbezogen worden.

An den Landstellen von Apollo 15 und 17 wurden Oberflächenwärmeflußdaten gewonnen. Unglücklicherweise wurden in beiden Fällen die Messungen an Mare-rändern vorgenommen. Da an den Rändern wegen des Spannungsfeldes durch die Mascons heute noch mit tektonischen Aktivitäten zu rechnen ist, könnten diese Werte höher sein als die mittlere Oberflächenwärmeflußdichte des Mondes (vgl. Teil 1, Abschnitt 3). Nach der Korrektur von topographischen Effekten ergeben sich für die beiden Landstellen Werte von $(31 \pm 6) \cdot 10^{-3}$ Wm⁻² und $(28 \pm 6) \cdot 10^{-3}$ Wm⁻². Die Wärmeleitfähigkeit und die Konzentration radioaktiver Elemente in oberflächennahen Bereichen können aus den Wärmeflußwerten abgeleitet werden. Diese Parameter sind wichtig für Modelle der Wärmeentwicklung des Mondes.

Die Wärmeentwicklung läßt sich mit der zeitabhängigen Wärmeleitungsgleichung darstellen (Toksöz et al., 1978). Wärmeleitung, Aufschmelzungen und Festkörperkonvektion werden berücksichtigt. Die

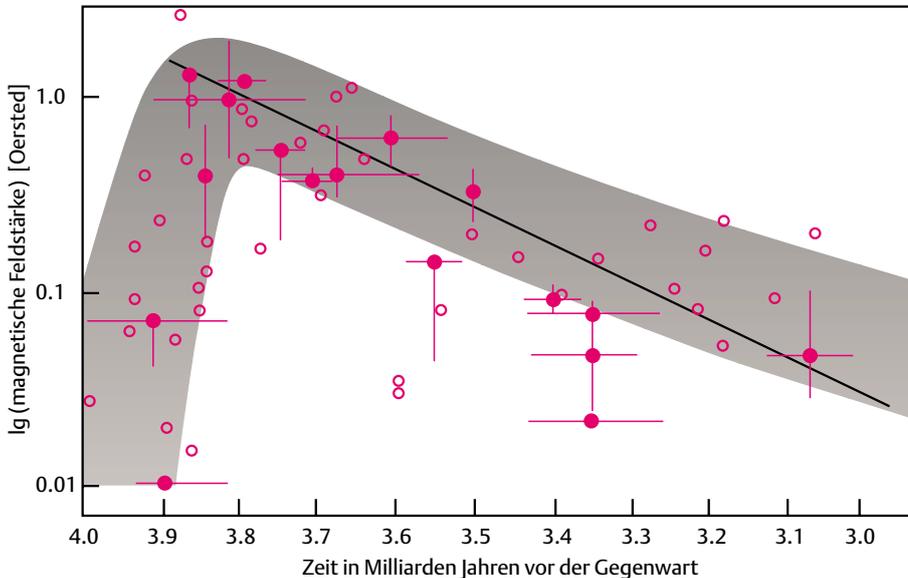


Abb.16: Magnetische Paläoremanenz von Mondgesteinen, gemessen an verschiedenen alten, zur Erde gebrachten Proben (Feldstärke in Oersted). Das Feld scheint bei 3.95 Milliarden Jahre sehr stark anzusteigen, um dann bei 3.8 Milliarden Jahre langsam abzufallen. Das könnte auf ein schnelles Anspringen eines Kerndynamos zurückzuführen sein, der danach langsam abklingt und heute nicht mehr aktiv ist. Diese Interpretation ist aber umstritten. (Runcorn,1988)

rungen (Abb. 16). Um die höchsten Magnetisierungen zu erreichen, sind Paläofelder von 1000–10 000 nT erforderlich. Abb. 15 zeigt, daß ein einfaches Skalierungsmodell nicht ausreicht, um ein derartiges Paläomondfeld zu erzeugen. Für die Existenz eines frühen Kerndynamos spricht das plötzliche »Anspringen« des Dynamos vor etwa $3.95 \cdot 10^9$ Jahren und sein langsames Abklingen ab etwa $3.8 \cdot 10^9$ Jahren (Runcorn, 1988). Es wurden jedoch insgesamt neun Theorien für die Erzeugung der magnetischen Remanenz der Mondgesteine diskutiert.

Ein interessanter vorgeschlagener Mechanismus ist die Impaktmagnetisierung. Bei einem Meteoriteneinschlag wird silikatisches Material verdampft und ionisiert. Durch Turbulenzen in der Plasmawolke wird ein Magnetfeld induziert, das ein vorhandenes Feld verstärkt. Das kann beim Mond das Paläoerdfeld oder das Sonnenwindfeld sein. Durch den Impakt werden erhitzte Breckzien und geschmolzenes Material ausgeworfen. Bei der Abkühlung

Verstärkung des Feldes. Das verstärkte Feld hat eine Lebensdauer von etwa einem Tag. Die Auswurfmassen der großen Becken erreichen nach etwa zehn Minuten das antipodische Gebiet.

Am Schluß dieses Abschnitts soll nochmals betont werden, daß das zeitliche Verhalten des Paläomagnetfeldes die Existenz eines aktiven Kerndynamos vor $3.5\text{--}3.95 \cdot 10^9$ Jahren und damit die Existenz eines eisenreichen Kerns unterstützt. Weiterhin wurde aus simultanen Daten der Apollo-Oberflächenmagnetometer und des hochfliegenden Satelliten Explorer 35 die Wechselwirkung zwischen dem Mond und dem Magnetfeld des Sonnenwindes abgeleitet. Die resultierende elektromagnetische Verstärkungsfunktion für verschiedene elektrische Kernleitfähigkeiten ergibt eine Obergrenze von 500 km für den Kernradius. Diese Methode bildet auch die Grundlage für die Abschätzung der Temperaturverteilung im Mondinneren, die im folgenden Abschnitt beschrieben wird.

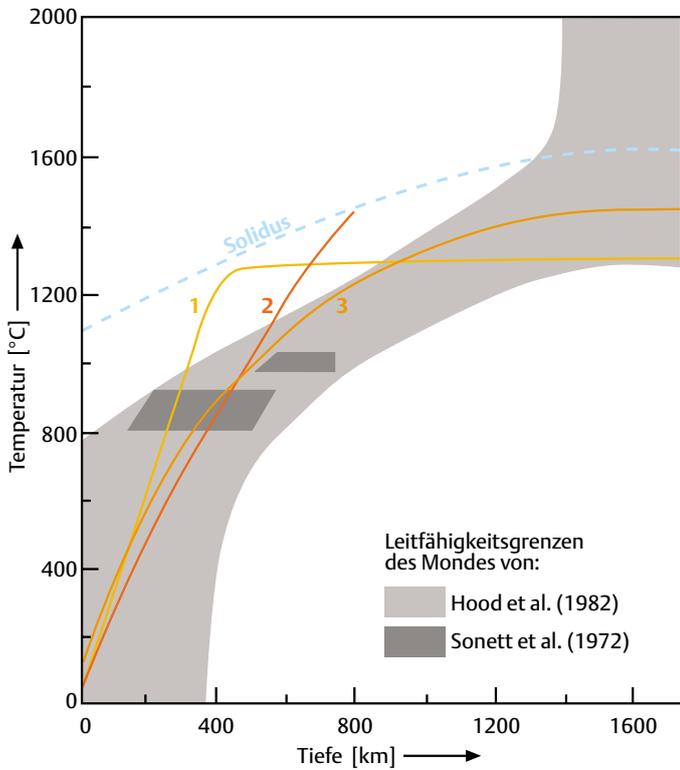


Abb. 17: Temperaturmodelle auf der Basis von elektromagnetischer Tiefensondierung. Im grauen Bereich liegen mögliche Temperaturprofile abgeleitet aus experimentellen Beziehungen zwischen elektrischer Leitfähigkeit und Temperatur für Pyroxen mit 1.9 Gew.% Al_2O_3 . Die gestrichelte Linie (Solidus) zeigt den Verlauf der Temperatur, oberhalb welcher das Material zu schmelzen beginnt, für wasserlosen Basalt. Die Linien 1, 2, 3 repräsentieren heutige Temperaturprofile, die aus Modellen der Temperaturgeschichte des Mondes stammen (vgl. Abb. 18). (Hood und Sonnett, 1982; siehe dort die weiteren Autoren)

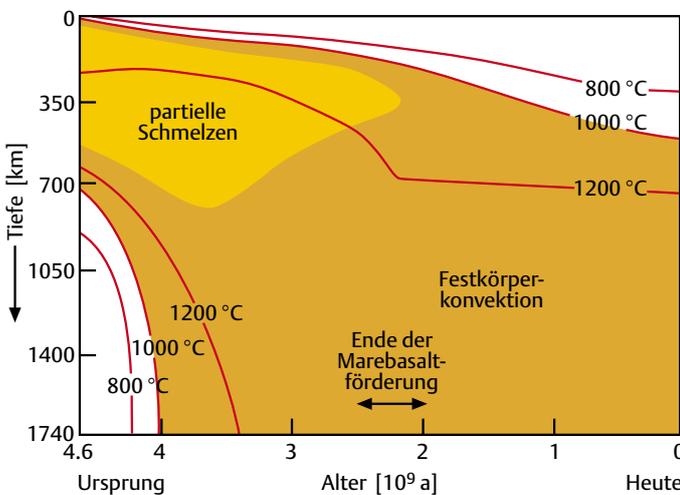


Abb. 18: Zeitliche Entwicklung der Temperatur im Mondinneren. (Toksöz et al., 1978)

wichtigsten Modellparameter sind Anfangs- und Oberflächentemperaturen, radiogene Wärmequellen, Wärmeleitfähigkeiten, Dichteverteilung, spezifische Wärme des Materials, Akkretionswärme und Schmelztemperaturen. Abb. 18 zeigt, daß die Temperatur etwa während der ersten Milliarde Jahre bis zum Zentrum hin zunimmt. Das stimmt mit dem verzögerten Anspringen eines möglichen Kerndynamos überein (s. Abb. 16). Früh bilden sich oberflächennahe Schmelzen aus. Aus diesem frühen Magmaozean kann die Anorthositkruste ausdifferenzieren (s. Abschnitt 2). Danach kühlt der Mond ab, die Zone der partiellen Schmelzen dünnt aus; ab etwa 2.0 10^9 Jahren gibt es keine Mantelschmelzen mehr. Das korreliert mit dem Ende der vereinzelt Marebasaltförderung vor 2.5–2.0 Milliarden Jahre. Es sei daran erinnert, daß

die größere Erde mit ihrem größeren Potential an Wärmequellen bis heute im oberen Mantel partielle Schmelzen ausbilden kann, die für den vielfältigen Vulkanismus verantwortlich sind (Janle, 1996).

7. Diskussion und Ausblick

Sowohl geophysikalische als auch petrologische Modelle (siehe Dreibus-Kapp und Schultz, 1999) haben zu einer Schalenstruktur des Mondinneren geführt. Gesichert ist die Existenz der im Mittel 70 km dicken Kruste und des Mantels, wobei Kruste, oberer und mittlerer Mantel die 800–1000 km mächtige Lithosphäre umfassen; darunter liegt der untere Mantel, der als weichere Asthenosphäre angesprochen werden kann. Bis heute ist die Existenz ei-

nes Eisenkerns nicht geklärt. Jedoch sind unterschiedliche Datensätze mit einem Mondkern bis etwa 500 km Radius vereinbar; dazu gehören:

- Seismik (Geschwindigkeitsmodelle, insbesondere das Nakamura-Modell; Auswertung eines Impaktes auf der Rückseite).
- Trägheitsfaktor aus Schweredaten und Librationsparameter (Lunar Laser Ranging).
- Elektromagnetische Tiefensondierung.
- Paläomagnetik.

Die Existenz und die Größe des Kerns liefern eine wichtige Randbedingung für den Ursprung des Mondes sowie – nimmt man einen katastrophalen Impact auf der frühen Erde an – für die Zusammensetzung des beim Impact herausgeschleuderten Materials, aus dem der Mond sich gebildet hat: Es sind Beiträge sowohl aus dem Erdmantel wie auch aus dem Impaktor erforderlich. Bei der unabhängigen Akkretion von Erde und Mond sollte der Mond einen größeren Eisenkern besitzen. Nach dem Nakamura-Modell der seismischen Geschwindigkeiten liegt das Verhältnis $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ in der Nähe des entsprechenden Verhältnisses für den oberen Mantel der Erde. Dieses unterstützt Varianten der Abtrennung von Mantelmaterial der Erde durch einen großen Impact. Andererseits fordert ein Kernradius von 300–460 km einen Metallgehalt von 2–4 Gewichtsprozent für die Mondmasse. Das ist mehr, als durch die beobachtete Verarmung von Siderophilen erzeugt werden könnte, wenn der Mond nur aus Mantelmaterial der Erde gebildet worden wäre. Abb. 19 zeigt auf der Grundlage von Modellen, die die Kruste, den Mantel und den Kern berücksichtigen, die relativen Größenverhältnisse von Mond- und Erdkern. Der Mondkern liegt innerhalb der oben diskutierten Grenzen und umfaßt hier 2% der Masse des Körpers, während der Erdkern fast $\frac{1}{3}$ der Erdmasse enthält.

Satellitenschweredaten haben Aufschluß über die globale Variation der Kruste gebracht. Insbesondere sind hier die Impaktkrater bis hin zu den großen Marebecken zu nennen. Von großem Interesse sind die relativ jungen Mascon-Maria. Es wurde die Dichotomie der Vorder- und Rückseite angesprochen. Während in der Regel die Impaktbecken der Vorderseite mit Marebasalten gefüllt sind, zeigen viele Becken der Rückseite weniger oder keine Füllung. Alle jungen Marebecken der Vorderseite besitzen Mascons, während die Becken der Rückseite eine Tendenz zur isostatischen Kompensation zeigen. Das Auftreten von Mascons in den jüngeren Becken spiegelt das Vermögen der Lithosphäre wider, diese Überschuss-

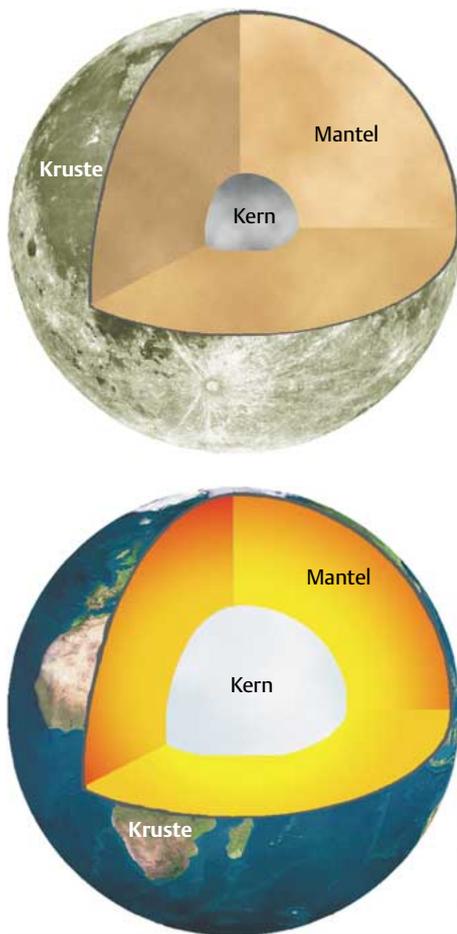


Abb. 19: Modelle von Mond und Erde zur Illustration der relativen Größen der Kerne. Im Mond enthält der (möglicherweise existierende) Kern nur etwa 2% der Mondmasse (oben), während der Erdkern fast $\frac{1}{3}$ der Erdmasse umfaßt. (Alpert, 1999)

massen zu tragen und damit die Zunahme ihrer Dicke. Systematische Untersuchungen der zeitlichen Entwicklung von Mascons könnten Aufschluß über die thermische Entwicklung der Lithosphäre geben.

Die Schweredaten des Mondes weisen sowohl für die Mascon-Maria als auch für die kompensierten Becken auf eine Krustenverdünnung bzw. Mantelaufwölbung hin (Abb. 9–12 in Teil 1). Diese Beobachtung ergibt eine sehr wichtige Randbedingung für Modelle von großen Impaktereignissen. Während kleine Impakte sowohl theoretisch als auch durch Laborversuche recht gut verstanden werden (Melosh, 1989), gibt es bei großen Impaktereignissen noch viele offene Fragen. Es wurde z. B. erwartet, daß die drei großen bekannten Impaktbecken der Erde mit 200–300 km Durchmesser (Vredefort in Südafrika, Sudbury in Kanada, Chicxulub in Mexiko) eine Aufwölbung des Mantels aufweisen sollten. Weder seismische noch Schweredaten geben Hinweise auf einen derartigen Prozess. Hier könnte vielleicht der neue Schweredatensatz des Mondes, insbesondere für

Impaktkrater mit Durchmessern von wenigen 100 km, neue Erkenntnisse liefern.

Zum Schluß soll noch diskutiert werden, welche Missionen für die Zukunft wünschenswert wären. Es fehlt bis heute die globale photographische Erfassung des Mondes mit hoher Auflösung (bei der Clementine-Mission lag die globale Auflösung bei 90–190 m, also im mittleren Bereich). Diese globale Kartierung sollte stereographisch sein, um ein verbessertes, globales topographisches Modell zu ermitteln, das u. a. wichtig ist für geomorphologisch-geologische Untersuchungen und geophysikalische Modellierungen. Weiterhin sollte es ein Experiment geben, das mit guter Auflösung das Schwerfeld der Rückseite des Mondes erfaßt. Hier besteht beim Mond ein Defizit. Es sei daran erinnert, daß jetzt, unter Einbeziehung der Daten vom Mars Global Surveyor, die Topographie und das Schwerfeld von Erde, Mars und Venus global recht gut bekannt sind. Das Schwerfeld der Mondrückseite wurde bisher nie direkt vermessen. Dieses wäre möglich entweder durch Entfernungsmessungen zwischen zwei Satelliten auf niedriger Umlaufbahn oder durch einen Relaisatelliten in sehr hoher Umlaufbahn, der die Radiokommunikation mit einem niedrig fliegenden Satelliten (als Sensor des Schwerfeldes) auf der Mondrückseite von der Erde aus erlaubt.

Bessere Informationen über den inneren Aufbau des Mondes sind neben den Satellitenschweredaten nur durch ein Netzwerk von geophysikalischen Bodenstationen zu erhalten. Hier sollte ein Netz von Seismometern und Magnetometern (elektromagnetische Tiefensonderung, siehe Abschnitt 6) aufgebaut werden. Nur mit dieser Methodik läßt sich die »Kernfrage« des Mondes lösen.

8. Epilog

Am Ende dieser Artikelserie über den Mond soll die Frage gestellt werden, ob die Mondforschung neben dem aktuellen Anlaß der Jubiläen der ersten erfolgreichen Mondmission von Luna 3 vor 40 Jahren und der ersten bemannten Landung von Apollo 11 vor 30 Jahren in der Zukunft noch von großer wissenschaftlicher Bedeutung ist. Diese Frage muß im Zusammenhang mit der Rolle des Mondes gesehen werden, die er zum Verständnis des Planetensystems spielt.

Die Ausführungen von Dreibus-Kapp und Schultz und dieses Beitrags haben gezeigt, daß, obwohl die Hypothese des Einschlags eines großen Körpers in die frühe Erde für die Mondentstehung favorisiert wird, der endgültige Beweis noch aussteht. Entscheidend dafür ist die Kernfrage des

Mondes, wie in Abschnitt 7 diskutiert. Bei der Akzeptanz dieser Hypothese sind die Feinheiten des Ablaufs wie die Größe des Einschlagskörpers und die relativen Beiträge von Mantelmaterial der Erde und des Einschlagskörpers zum Mondaufbau noch unklar.

Ein weiterer Grund für die Erforschung des Mondes ist seine ausgezeichnete Stellung im Planetensystem bzw. die Einzigartigkeit des Erde-Mond-Systems. Schon das Massenverhältnis Planet : Satellit nimmt im Erde-Mond-System mit 81:1 eine herausragende Stellung ein. Nur für Pluto : Charon mit 8:1 ist das Verhältnis kleiner. Obwohl Pluto als Planet betrachtet wird, handelt es sich hier um zwei gleichartige Eiskörper mit einem silikatischen Kern (Janle, 1996). Man spricht in diesem Fall von einem Doppelplanetensystem. Von der Größe des Verhältnisses wird das Erde-Mond-System auch manchmal als Doppelplanet angesprochen. Zum nächst größeren Massenverhältnis besteht ein gewaltiger Sprung: Saturn : Titan = 4231:1. Schon das ausgezeichnete Massenverhältnis ist ein Hinweis auf eine besondere Geschichte des Erde-Mond-Systems.

Man kann sich darüber streiten, ob es sich bei Mond und Erde um ein Doppelplanetensystem handelt. Jedoch bei Berücksichtigung des Aufbaus und seiner relativ großen mittleren Dichte von 3.34 g/cm^3 wird der Mond als erdähnlicher oder terrestrischer Körper angesprochen. Das gleiche gilt für die Jupitermonde Io und Europa mit Dichten von 3.53 und 2.97 g/cm^3 , während Ganymed und Callisto eher den Eissatelliten zuzuordnen sind (Abb. 20, Janle 1996). Die Diskussion über die Jupitermonde wird später wieder aufgenommen.

Wenn man den Mond als terrestrischen Planeten betrachtet, so sind im Erde-Mond-System die beiden Körper vereinigt, die am weitesten und am wenigsten entwickelt sind: die Ervolution geht heute noch mit der globalen Plattentektonik weiter; die endogene Entwicklung des Mondes fand mit dem ausklingenden Vulkanismus vor ~2.5 Milliarden Jahren ihr Ende. Mond und Erde stellen für die neue Forschungsdisziplin »Vergleichende Planetologie« (Comparative Planetology) die Eckpunkte der Evolution von terrestrischen Planeten dar. Das ist ein besonders günstiger Umstand, da wir praktisch vor unserer Haustür die früheste Entwicklung von terrestrischen Körpern, insbesondere das frühe meteoritische Bombardement und sein Abklingen vor 4 bis 3.2 Milliarden Jahren studieren können. Über diese frühe Geschichte gibt es wegen der bis heute andauernden Plattentektonik kaum Zeugnisse auf der Erde (ältestes Gestein: Gneis der Slave Province, NW Territorien, Canada, 3.96 Milliarden Jahre alt). Diese Zeit ist für die Erde aber äußerst inter-

essant, da die Entstehung des Lebens bei etwa 4–3.8 Milliarden Jahren vermutet wird.

Die Existenz des Mondes bietet zwei weitere wichtige Aspekte für die Evolution des Lebens. Erstens wirkt der Mond stabilisierend auf die Lage der Rotationsachse, die um $23.3 \pm 1.3^\circ$ gegenüber der Umlaufbahn der Erde um die Sonne geneigt ist (Laskar, 1993). Die geringe Schwankung der Neigung wirkt stabilisierend auf das Klima und damit stabilisierend auf die Ökosysteme. Beim Mars fällt wegen des Fehlens eines großen Mondes dieser Effekt weg mit der Folge von größeren Schwankungen der Neigung der Rotationsachse von $0-60^\circ$. Deshalb werden für den Mars große Klimaschwankungen vermutet.

Weiterhin ist der Mond für die Gezeiten der Ozeane verantwortlich. Damit wurde auf das frühe Leben, das wahrscheinlich in den Ozeanen entstanden ist, im Bereich des Gezeitensaums ein Streß ausgeübt. Dieser Streß könnte entscheidend gewesen sein für den Schritt des Lebens vom Wasser auf das Land. Aus dieser Diskussion geht hervor, daß die Existenz des großen Erdmondes wohl nicht entscheidend für die Entstehung des Lebens, wohl aber für seine spätere Evolution gewesen ist.

Zum Schluß soll noch im Rahmen der vergleichenden Planetologie der Aufbau des Erdmondes und der galileischen Jupiter-satelliten diskutiert werden. Abgesehen von Callisto zeigen Io, Europa und Ganymed ein differenziertes Inneres mit einem ausgeprägten Eisenkern (Abb. 20). Vergleicht man die Abbildungen des Aufbaus von Erde, Mond, Io, Europa und Ganymed, so ist der subjektive Eindruck, daß der Mondkern den weitaus kleinsten Anteil am Gesamtvolumen des planetaren Körpers ausmacht (Abb. 1 in Teil 1, Abb. 19 und 20). Dieser Eindruck ist richtig, wenn man die Zahlen des prozentualen Anteils an der Gesamtmasse betrachtet: Mond 2–4%, Erde 33%, Io 10–20%, Europa 10–50%, Ganymed 2–33%. Das zeigt, daß die Entstehung der Jupitermonde wegen des relativ hohen Anteils des Eisenkerns an der Gesamtmasse eher mit der Hypothese der gleichzeitigen Akkretion von Mutterplanet und Monden vereinbar ist (bei den äußeren kleinen Satelliten handelt es sich wohl eher um eingefangene Objekte) (Hypothese der gleichzeitigen Akkretion siehe bei Schultz, 1993 und Dreibus-Kapp und Schultz, 1999).

Aristarch von Samos (um 310 v. Chr. bis um 230 v. Chr.) und Nikolaus Kopernikus (1473–1543) haben die Erde aus dem

Zentrum unseres Systems verdrängt und damit an das Selbstbewußtsein vieler Zeitgenossen (und auch vieler heutiger Menschen) gerüttelt. Die hier geführte Diskussion zeigt aber, daß unser Erde-Mond-System in seiner Struktur und seiner Entstehung im Planetensystem einzigartig ist. Für diejenigen, die das nötig haben, möge dies ein gewisser Trost sein. □

Ich danke meinen Mitarbeitern Michael Hammer und Jannis Koulouris für die kritische Durchsicht des Manuskripts und für anregende Diskussionen. Ich danke Frank Sohl, Institut für Planetologie der Universität Münster, für die Bereitstellung der Werte für die relativen Massenanteile der Eisenkerne der Jupitermonde. Weiterer Dank gilt Vera Hennig für die hervorragende photographische Aufbereitung des Bildmaterials.

Literatur

- Alpert, M.: The little spacecraft that could. *Scientific American*, 15-18, June 1999.
- Anderson, K. A.: Magnetic dipole moment estimates for an ancient lunar dynamo. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 13th*, in *J. Geophys. Res.* **88**, A588-A590, 1983.
- Dreibus-Kapp, G., Schultz, L.: Chemismus und Bildung des Erdmondes. *SuW* **38**, 742 [9/1999].
- Goins, N.R.: The Internal Structure of the Moon. Ph. D. thesis, Massachusetts Inst. of Technology, Cambridge 1978.
- Hood, L. L.: Geophysical constraints on the lunar interior. In: Hartmann, W. K., Phillips, R. J., Taylor, G. J. (Hrsg.): *Origin of the Moon*. Seiten 361–410, 1986.
- Hood, L. L., Sonnett, C. P.: Limits on the lunar temperature profile. *Geophys. Res. Lett.* **9**, 37–40, 1982.
- Janle, P.: Vulkanismus im Planetensystem, Teil 1: Erde und Mars. *SuW* **35**, 20 [1/1996].
- Janle, P.: Vulkanismus im Planetensystem, Teil 2. *SuW* **35**, 102–115, [2/1996].
- Johnston, T. V.: Io. In: Beatty, J. K., Peterson, C. C., Chaikin, A. (Herausgeber): *The New Solar System*. 4. Auflage, Seiten 125–140, Sky Publ. Corp., Cambridge, Mass. 1999.
- Konopliv, A. S., Binder, A. B., Hood, L. L., Kucinskas, A. B., Sjogren, W. L., Williams, J. G.: Improved gravity field of the Moon from Lunar Prospector. *Science* **281**, 1476–1480, 1998.
- Laskar, J.: Der Mond und die Stabilität des Erdklimas. *Spektrum der Wissenschaft*, 48–55, September 1993.
- Lin, R. P., Mitchell, D. L., Curtis, D. W., Anderson, K. A., Carlson, C. W., McFadden, J., Acuña, M. H., Hood, L. L., Binder, A.: Lunar surface magnetic fields and their interaction with the solar wind: results from Lunar Prospector. *Science* **281**, 1480–1484, 1998.
- Melosh, H. J.: *Impact Cratering*. Oxford University Press, New York 1989.
- Nakamura, Y.: Seismic velocity structure of the lunar mantle. *J. Geophys. Res.* **88**, 677–686, 1983.
- Runcorn, S. K.: Der Magnetismus des Mondes. *Spektrum der Wissenschaft*, 64–73, Februar 1988.
- Soffel, M. H., Müller, J.: Lasermessungen der Mondstanz. *SuW* **36**, 646 [7/1997].
- Toksöz, M. N., Hsui, A. T., Johnston, D. H.: Thermal evolutions of the terrestrial planets. *Moon and Planets* **18**, 281–320, 1978.

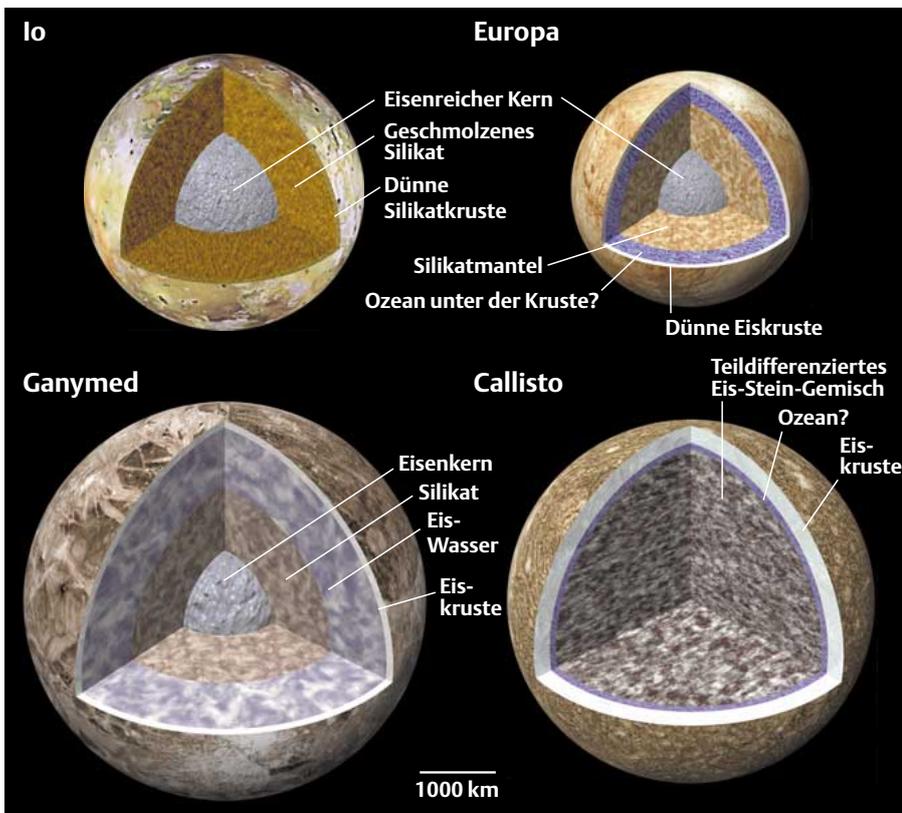


Abb. 20: Aufbau der vier galileischen Monde des Jupiters auf der Basis von Schwere- und Magnetfelddaten. Während Io, Europa und Ganymed einen differenzierten Aufbau zeigen, weist die äußere Callisto nur einen geringen Differenzierungsgrad mit einem Gestein-Eis-Gemisch auf. Man beachte die relativ großen Eisenkerne von Io, Europa und Ganymed im Vergleich zum Mondkern in Abb. 19 (Johnston, 1999).