

GEOPHYSIK

Eisen im Mittelpunkt

Experiment und Simulation geben Einblicke ins Innerste der Erde.

Gerd Steinle-Neumann

Der Erdkern nimmt fast den halben Radius unseres Planeten ein und spielt eine wichtige Rolle in seiner Entwicklung: Zum einen ist er der Ursprung des Erdmagnetfelds, das die Erdoberfläche weitgehend vor kosmischer Strahlung schützt. Zum anderen wurde zu Beginn der Erdgeschichte dort Wärme gespeichert, die nun in den Mantel abgegeben wird, wo sie die Plattentektonik antreibt. Unser Wissen über den Erdkern ist beschränkt, da er nicht direkt zugänglich ist und sich Informationen nur indirekt gewinnen lassen. Für sein Verständnis ist es essenziell, das von Eisen dominierte Kernmaterial unter den extremen Bedingungen im Innern der Erde zu charakterisieren.

Während Jules Verne in seinem Roman „Reise zum Mittelpunkt der Erde“ das Erdinnere als Untergrundwelt mit Hohlräumen und Seen beschreibt, war Physikern zur Zeit der Entstehung des Romans (1864) bereits klar, dass eine hohle Erde physikalisch unmöglich ist. Die an der Erdoberfläche gemessene Dichte ist zu gering, um die Masse und das Trägheitsmoment der ganzen Erde zu erklären, daher muss die Dichte in der Tiefe zunehmen. Die Selbstkompression von Gestein infolge der Druckzunahme im Erdinneren kann diese physikalischen Beobachtungen nur zum Teil erklären, sodass eine noch dichtere Schicht in großer Tiefe existieren muss. Schon im 19. Jahrhundert kam die Idee eines eisenhaltigen Erdkerns auf [1], aber erst die quantitative Seismologie in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts erlaubte genauere Einblicke in die Struktur der Erde. Ein Durchbruch gelang 1914 dem deutschen Seismologen Beno Gutenberg (1889 – 1960), der aus der Reflexion von Erdbebenwellen schloss, dass eine Diskontinuität zwischen Erdmantel und Kern in einer Tiefe von 2900 km existieren muss. Heute wird diese Tiefe mit 2890 km angegeben. Da sich keine Transversalwellen (Infokasten „Seismische Wellenausbreitung“) durch den Erdkern fortpflanzen, folgerte Gutenberg, dass er zumindest teilweise flüssig ist.

Die dänische Seismologin Inge Lehmann (1888 – 1993) beobachtete 1936, dass es im Zentrum der Erde eine weitere Schicht mit höherer Ausbreitungsgeschwindigkeit für seismische Longitudinalwellen geben muss – den inneren Erdkern. Mit der Verfügbarkeit von Daten über freie Schwingungen der Erde infolge großer Erdbeben erschien es ab 1970 unum-



Meteorites Australia

Dieser Eisenmeteorit zeigt das typische Muster (Widmannstätten-Gefüge), das durch eine Entmischung von nickelreichem Taenit (Austenit) und nickel-

armem Kamazit in einem sich langsam abkühlenden Kern entsteht. Ähnliche Muster können bei zu schneller Abkühlung im Stahlguss entstehen.

gänglich, dass der innere Erdkern ein Festkörper ist, da nur ein Dichtesprung in einer Tiefe von 5150 km sowie eine endliche Transversalgeschwindigkeit die Oszillationsdaten plausibel erklären konnten (Abb. 1). Das Dichteprofil der Erde lässt sich aus den freien Oszillationen, in denen die Gravitation die Erde wieder in den isostatischen Gleichgewichtszustand bringt, aus der Masse und dem Trägheitsmoment der Erde sowie Dichtesprüngen an den seismischen Diskontinuitäten

KOMPAKT

- Die Ausbreitung seismischer Wellen in der Erde gibt Aufschluss über ihre Struktur und über die Grenze zwischen Kern und Mantel. Im Zentrum der Erde befindet sich der feste innere Erdkern.
- Geophysikalische, geo- und kosmochemische Argumente deuten darauf hin, dass der Kern hauptsächlich aus Eisen besteht.
- Da die Dichte des Kerns unter der von Eisen liegt, müssen leichte Elemente beigemischt sein.
- Schockwellen- und statische Hochdruckexperimente erlauben es, Erdmaterialien unter extremen Bedingungen zu untersuchen und deren Eigenschaften zu bestimmen.

Dr. Gerd Steinle-Neumann, Bayrisches Geoinstitut, Universität Bayreuth, 95440 Bayreuth

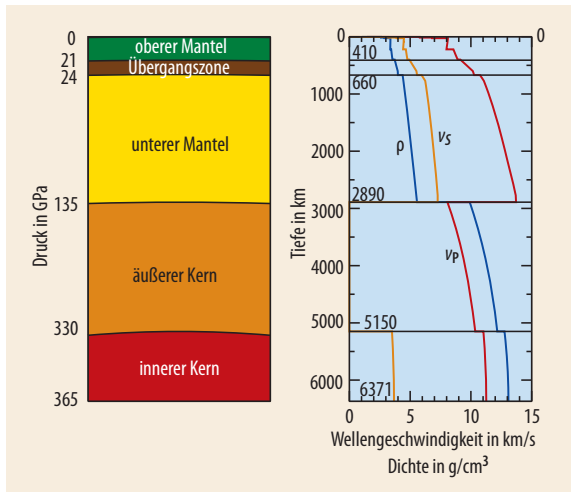


Abb. 1 Schnitt durch das Erdinnere. Rechts ist das seismische Profil des Erdinneren (Preliminary Reference Earth Model, PREM) mit Dichte und Geschwindigkeit der Longitudinal- (v_p) und Transversalwellen (v_s) dargestellt. Der Dichtesprung bei einer Tiefe von 2890 km trennt die Erde in Mantel und Kern. Dieser wird in einen flüssigen äußeren und einen festen inneren Kern unterteilt. Seismische Diskontinuitäten im Erdmantel führen zur Unterscheidung in den oberen Erdmantel (Tiefe < 410 km), eine Übergangszone und den unteren Erdmantel (> 660 km). Die Erdkruste (6 bis 70 km) ist auf der Skala dieser Abbildung nicht zu erkennen.

in der Erde konstruieren. Der Dichtesprung an der Kern-Mantel-Grenze beträgt $4,4 \text{ g/cm}^3$ und ist damit größer als der zwischen Atmosphäre und fester Erde. Der innere Erdkern ist ca. 3 % dichter als der äußere Erdkern. Auf der Basis der Dichteverteilung lässt sich auch der hydrostatische Druck als Funktion der Tiefe bestimmen: An der Kern-Mantel-Grenze beträgt er 135 GPa und an der Grenze des inneren Kerns 330 GPa.

Drei Argumente für Eisen

Die tiefsten Gesteinsproben aus dem Erdinneren sind in Diamant eingeschlossene Mineralien, die Magma aus Tiefen von mehreren Hundert Kilometern an die Erdoberfläche befördert. Material vom Erdkern ist hingegen für Geowissenschaftler unzugänglich, sodass sich der Erdkern nur indirekt charakterisieren lässt. Drei Argumente sprechen dafür, dass der Erdkern hauptsächlich aus Eisen besteht:

- Auf der Erde gefundene Meteoriten bilden die Basis, um die chemische Zusammensetzung, den Aufbau, und die Differentiation der erdähnlichen Planeten zu verstehen. Die meisten Meteoriten stammen vom Asteroidengürtel, wo Kollisionen sie aus kleinen planetaren Körpern (Planetesimale) lösen und auf stark exzentrische Bahnen bringen. Sie können dabei vom Schwerfeld der Erde angezogen werden und auf Kollisionskurs geraten: Aus der Aggregation solcher Planetesimalen hat sich die Erde geformt. Die drei auffälligsten Gruppen von Meteoriten sind die Chondrite, die Steineisen-Meteorite sowie die Eisenmeteorite (Abb. 2). Chondrite sind charakterisiert durch Silikat-kügelchen, die in eine feinkörnige Matrix eingebettet

sind. Aufgrund ihrer Form nimmt man an, dass diese Kügelchen direkt aus dem planetaren Nebel kondensiert wurden und Chondrite aus primitiven, undifferenzierten Asteroidenkörpern stammen. Sie gelten damit als repräsentativ für die Zusammensetzung der erdähnlichen Planeten. In Steineisen-Meteoriten finden sich sowohl Silikate als auch Metalle, die auf Entmischung (Segregation) von Eisen in Protoplaneten hinweisen. Eisenmeteorite und die komplementären Silikatmeteorite zeigen das Endprodukt planetarer Differentiation. Chondrite sind deutlich eisenhaltiger als Krusten- oder Mantelgestein auf der Erde, und die Erde muss ähnlich zu den Planetesimalen eine Differentiation durchlaufen haben.

- Als zweiter Hinweis auf Eisen im Erdkern dient das Magnetfeld, das durch magneto-hydrodynamische Konvektion im äußeren Kern entsteht. Das Magnetfeld induziert elektrische Ströme in dem leitfähigen Material des Erdkerns, die ihrerseits durch die Lorentz-Kraft ein Magnetfeld erzeugen, welches das globale Magnetfeld enthält. Metallisches Eisen ist aufgrund der großen Häufigkeit der naheliegendste Kandidat für das leitfähige Material im Erdkern.

- Als drittes Argument dienen die elastischen Eigenschaften von Eisen unter hohem Druck. Francis Birch [2] hat die hydrodynamische Schallgeschwindigkeit ($\sqrt{\partial P / \partial \rho}$) in Schockwellenexperimenten gemessen und mit seismischen Geschwindigkeiten im Erdinneren verglichen (Abb. 3, Infokasten „Seismische Wellenausbreitung“). Bei einem Schockwellenexperiment wird hoher Druck ($P = F/A$) durch eine hohe Einschlaggeschwindigkeit eines Projektils auf die Probe – gleichbedeutend mit einer hohen Kraft – erzeugt. Birch kam dabei zu gute, dass mit größerer Schallgeschwindigkeit sowohl der Druck als auch die Temperatur zunehmen, sodass eine Näherung an die steigende Temperatur im Erd-

SEISMISCHE WELLENAUSBREITUNG

Ein Teil der Energie, die in Erdbeben freigesetzt wird, pflanzt sich als elastische Wellen durch den Erdkörper fort. Dabei werden longitudinale P-Wellen und transversale S-Wellen angeregt, die sich mit Geschwindigkeiten v_p und v_s durch das Erdinnere bewegen. Die seismischen Geschwindigkeiten sind an die elastischen Eigenschaften des Materials gekoppelt. Da die Erde in erster Näherung lateral homogen und isotrop ist, hängen v_p und v_s nur von den Aggregatmoduli und der Dichte ρ ab. In der Geophysik werden hierbei die Inkompressibilität K und das Schermodul μ verwendet:

$$v_p = \sqrt{(K + \frac{4}{3}\mu) / \rho} \quad , \quad v_s = \sqrt{\mu / \rho} \quad .$$

In Flüssigkeiten verschwindet das Schermodul, sodass sich darin keine Transversalwellen ausbreiten können. Da das Schermodul unter hohem Druck experimentell schwierig zu messen ist, bedient sich die Mineralphysik gerne einer Kombination von v_p und v_s , der mittleren Schallwellengeschwindigkeit v_B :

$$v_B = \sqrt{v_p^2 - \frac{4}{3}v_s^2} = \sqrt{K / \rho} \quad .$$

Die Inkompressibilität $K = -V(\partial P / \partial V)$ lässt sich direkt aus P-V-(T)-Messungen oder einem thermodynamischen Potential bestimmen.

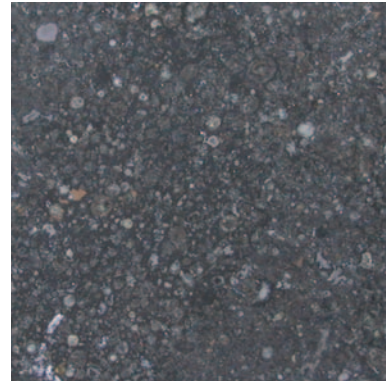
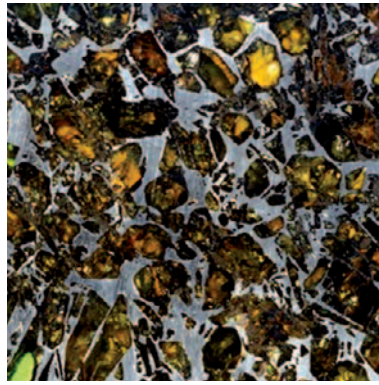
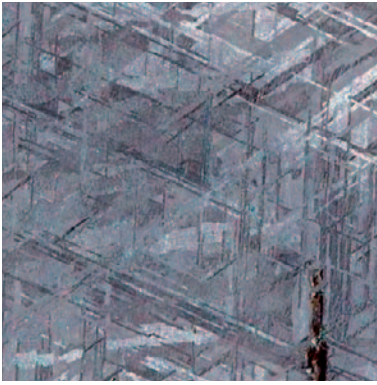


Abb. 2 Die Differentiation planetarer Körper ist sehr gut sichtbar in Eisenmeteoriten, die von protoplanetaren

Körpern aus dem Asteroidengürtel stammen (links). Steineisen-Meteorite (Mitte) geben Einblicke in die Segregation pla-

netarer Körper aus dem Asteroidengürtel. Chondrite (rechts) repräsentieren undifferenzierte Planetesimale.

inneren gelingt. Die dabei zugänglichen Druck- und Temperaturwerte werden Hugoniot-Kurve genannt und sind eine materialspezifische Eigenschaft. Der Vergleich dieser Geschwindigkeiten als Funktion der Dichte zeigt, dass das seismische Profil des Mantels mit Gestein kompatibel ist, das aus leichten Elementen besteht. Der Erdkern dagegen stimmt in erster Näherung mit den elastischen Eigenschaften der Übergangsmetalle überein. Als kosmochemisch häufigstes Metall ist Eisen wiederum der wahrscheinlichste Kandidat für die chemische Zusammensetzung des Erdkerns.

Eisen unter hohem Druck

Aufbauend auf die Arbeit von Birch hat sich an der Grenze der Geophysik, Geochemie und Materialphysik ein weitgehend unabhängiges Forschungsfeld entwickelt: die Mineralphysik. Diese charakterisiert Phasengleichgewichte und physikalische Eigenschaften von Erdmaterialien unter hohem Druck, da diese Eigenschaften von herausragender Wichtigkeit für das Verständnis der Struktur der Erde sowie anderer Planeten sind. Dazu dienen neben Schockwellenexperimenten statische Hochdruckexperimente in der Diamant-Stempel-Pressen, bei denen eine kleine Oberfläche einen hohen Druck hervorruft. Hierbei wird eine Probe mit ca. 100 µm Durchmesser, die durch eine Art Dichtung aus Metallfolie seitlich begrenzt wird, zwischen zwei Diamanten zusammengepresst. Durch die hervorragenden mechanischen Eigenschaften des Diamanten ist dabei ein Druck bis ca. 300 GPa möglich. Da Diamanten für ein weites Spektrum elektromagnetischer Strahlung transparent sind, lassen sich Proben mit einem Infrarot-Laser bis zu 5000 K erhitzen und *in-situ* mit Röntgenstrahlung bzw. spektroskopisch charakterisieren.

Zusätzlich zu Laborexperimenten spielen in den letzten Jahren auch Berechnungen mithilfe der Dichtefunktionaltheorie (DFT) eine wichtige Rolle in der Mineralphysik. Hierbei lassen sich die thermodynamischen Bedingungen (Druck und Temperatur) leicht kontrollieren und die thermodynamischen Potentiale sowie physikalischen Eigenschaften bestimmen, die

im Labor unter Umständen schwer zugänglich sind. Dazu gehört im Besonderen die Elastizität von Einkristallen, die notwendig ist, um das Schermodul oder die elastische Anisotropie zu ermitteln. Wo ein Vergleich für Übergangsmetalle – die für den Erdkern relevante Materialklasse – möglich ist, stimmen solche Berechnungen gut mit experimentellen Daten überein [3].

Durch seine besondere Bedeutung für das Verständnis des Erdkerns sowie der Kerne anderer erdähnlicher Planeten stand und steht Eisen im Mittelpunkt der Mineralphysik. Aus Diamant-Stempel-Experimenten sind die stabilen Phasen von Eisen bis ca. 150 GPa gut bestimmt (Abb. 4). Für Drücke größer als 50 GPa ist die hexagonal dichteste Kugelpackung (hcp) bei allen Temperaturen stabil. Die Schmelzkurve von hcp-Eisen

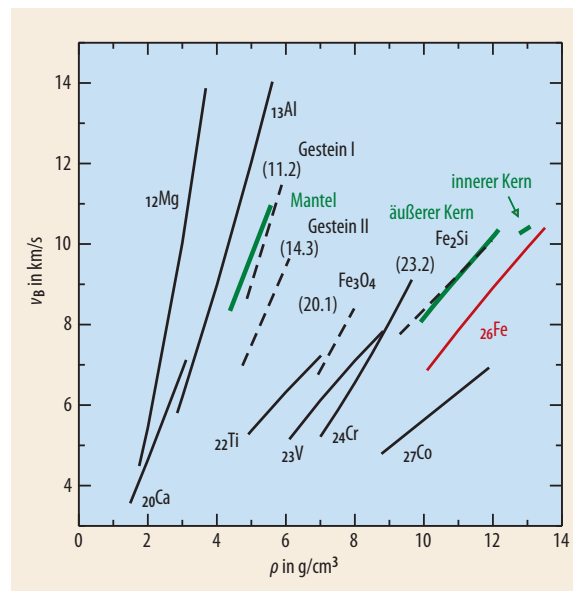


Abb. 3 Die mittlere Schallwellengeschwindigkeit v_B als Funktion der Dichte ρ für verschiedene Elemente und einige repräsentative Gesteine und anorganische Kristalle (gestrichelt) sowie Erdmantel und Kern (grüne Linie). Die Indizes der verschiedenen Materialien geben deren (durchschnittliche) Ordnungszahl an. Das Mantel-Profil (grün) ist mit Gesteinen, die aus leichten Elementen bestehen, kompatibel, der Kern mit Übergangsmetallen. Eisen (rot) ist deutlich dichter als der Kern (grün), sodass die Beimischung eines leichten Elements im Erdkern (siehe Fe_2Si und Fe_3O_4) notwendig ist. (nach [2])

ist weniger gut bestimmt, da zum einen die Temperaturen sehr hoch sind (mehr als 3000 K) und sich zum anderen der Schmelzprozess in der Diamant-Stempel-Pressen experimentell schwer nachweisen lässt. Um die Kristallphase von Eisen unter den Bedingungen des inneren Kerns zu bestimmen, ist es notwendig, sowohl im Druck als auch in der Temperatur um einen Faktor 2 zu extrapolieren. Das führt auch heute noch in Experimenten und Berechnungen zu Spekulationen über andere Phasen bei hohem Druck [4]. Schockwellenexperimente deuten jedoch darauf hin, dass entlang der Hugoniot-Kurve keine weitere feste Phase auftritt, und dass bei ca. 225 GPa der Schmelzpunkt bei 5100 ± 500 K liegt [5]. Dieser Schmelzpunkt stimmt gut mit der Molekulardynamik überein [6] und ist auch mit Diamant-Stempel-Experimenten konsistent (Abb. 4) [7].

Leichte Elemente im Kern

In dem Maße, in dem wir uns sicher sind, dass Eisen der Hauptbestandteil des Erdkerns ist, wissen wir auch, dass der Kern andere Elemente enthalten muss. Reines Eisen kann dessen elastische Eigenschaften nicht erklären, da es im Vergleich zum äußeren Erdkern um ca. 10 Prozent zu dicht ist (Abb. 3). Die Situation für den inneren Erdkern ist etwas komplizierter, aber auch hier kann Eisen die Dichte für plausible Temperaturen nicht erklären. Der Erdkern muss also leichtere Komponenten enthalten.

Als Kandidaten dafür kommen aufgrund kosmo- und geochemischer Argumente in erster Linie Sauerstoff, Silizium und Schwefel in Betracht. In Eisenmeteoriten findet man hauptsächlich Schwefel. Da die Erde aufgrund ihrer Größe aber höheren Temperaturen ausgesetzt war als die Asteroidenkörper und Schwefel ein volatiles Element ist, kann Schwefel auf der Erde auch ausgegast und in das Weltall entwichen sein. Geochemische Betrachtungen sind aufgrund dieser Schwierigkeiten bis heute nicht in der Lage, das leichte Element im Erdkern zu identifizieren.

Die Trennung des Kerns von der jungen Erde hat direkte Konsequenzen für die chemische Zusammen-

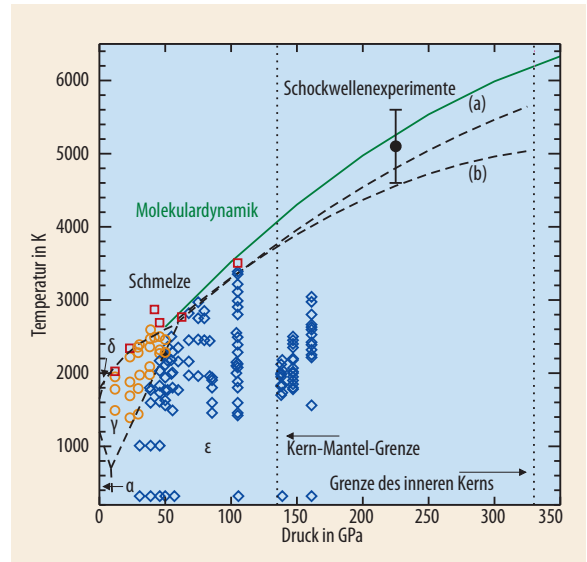


Abb. 4 Eisen kristallisiert je nach Druck und Temperatur in vier Phasen: die unter Normalbedingungen stabile kubisch raumzentrierte (bcc, α) Phase, die Hochtemperaturphasen – kubisch flächenzentriert (fcc, γ) und bcc (δ) – sowie die hexagonal dichteste Kugelpackung (hcp, ϵ) als Hochdruckphase. Phasengrenzen sind gestrichelt und Messungen der stabilen Phase in orange (fcc), blau (hcp) und rot (flüssige Phase) dargestellt. Die Extrapolation der Schmelzkurve an die Grenze des inneren Kerns (a, b) [7] ergibt eine Unsicherheit von 500 K. Der Schmelzpunkt aus Schockwellenexperimenten [5] ist in schwarz, die Schmelzkurve aus der DFT-Molekulardynamik [6] in grün gezeigt.

setzung des Kerns. Nur über einige Aspekte dieses Prozesses herrscht Konsens in den Geowissenschaften: Aufgrund anhaltender Einschläge von Meteoriten gab es anfangs einen globalen tiefen Magma-Ozean, an dessen Boden sich das dichtere Metall gesammelt hat, bevor diese Schicht gravitativ instabil wurde und zum Mittelpunkt der Erde abgesunken ist. Da sich die Tiefe des Magma-Ozeans im Laufe der frühen Erdgeschichte wiederholt geändert hat und einige der einschlagenden Körper bereits differenzierte Kerne hatten, haben verschiedene Komponenten des Erdkerns unterschiedliche chemische Gleichgewichte mit der Silikatschmelze erfahren. Alle wichtigen Aspekte der Kernbildung, von der Bestimmung der Gleichgewichtsverteilung wichtiger chemischer Elemente zwischen Metall- und Silikatschmelze unter hohem Druck [8] bis zur Segregation des Metalls durch den festen Mantel unterhalb des Magma-Ozeans [9], sind Gegenstand aktueller Forschung.

Alternativ gibt die Grenze vom äußeren zum inneren Kern wichtige Informationen, um das leichte Element zu identifizieren. Der äußere Erdkern ist homogen und gut durchmischt (Infokasten „Homogenität im Erdkern“), womit das leichte Element vollständig in flüssigem Eisen löslich sein muss. Außerdem sollte es bei der Kristallisation des inneren Erdkerns in der sich abkühlenden Erde hauptsächlich in der flüssigen Phase bleiben, um den Dichtesprung im Kern zu erklären. Das Prinzip dieser Fraktionierung kann man anhand eines einfachen binären Phasendiagramms im System Fe – leichtes Element (X) illustrieren (Abb. 5): Während Eisen eine wohldefinierte Schmelztemperatur hat, öff-

HOMOGENITÄT IM ERDKERN

Eine chemisch homogene, durch Konvektion gut durchmischte Schicht im Erdinneren sollte – in Abwesenheit radioaktiver Wärmeproduktion – einem adiabatischen Temperaturprofil folgen. Dies führt zu einer Dichteverteilung in der Schicht, die den Gesetzen der adiabatischen Selbstkompression folgt (Adams-Williamson-Gleichung),

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{g \rho^2}{K},$$

die die Dichtezunahme ρ mit der Tiefe z durch die gravitative Beschleunigung g und die Inkompressibilität K des Materials bestimmt.

Damit lassen sich im Umkehrschluss die Homogenität und Adiabazität des Kerns testen. Dafür müsste (vgl. Infokasten „Seismische Wellenausbreitung“)

$$\eta = \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{K}{g \rho^2} = \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{v_s^2}{g \rho} \approx 1$$

sein.

Der Bullen-Parameter η lässt sich umschreiben zu:

$$\eta = \frac{\partial K}{\partial \rho} - \frac{1}{g} \frac{\partial v_s^2}{\partial z},$$

was sich aus den seismischen Modellen (z. B. PREM aus Abb. 1) leicht berechnen lässt. Für den äußeren sowie den inneren Kern gilt $\eta \approx 1$.

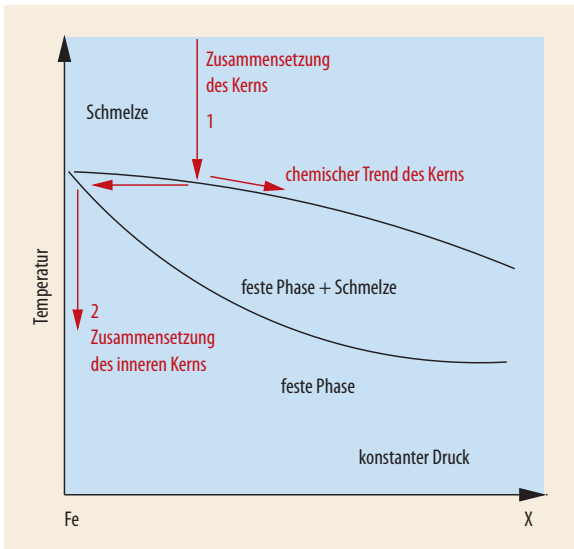


Abb. 5 Das binäre Phasendiagramm für das System Eisen – leichtes Element (X) bei konstantem Druck. Im Laufe der Erdgeschichte kühlt der Kern ab; die ursprüngliche Zusammensetzung des Kerns (1) trifft den Liquidus und damit den Zweiphasen-Bereich, in dem feste und flüssige Phase koexistieren. Eine feste Phase (der innere Kern) kristallisiert mit einem größeren Fe-Anteil auf der Solidus-Kurve (Zusammensetzung 2), während sich die Zusammensetzung des äußeren Erdkerns im Laufe der Kristallisation entlang des Liquidus entwickelt, da sich in ihm das leichte Element anreichert.

net sich in der Gegenwart eines leichten Elements ein Zweiphasen-Bereich, in dem flüssige und feste Phase koexistieren. Beim Abkühlen der Kernflüssigkeit im Laufe der Erdgeschichte trifft diese den Liquidus,¹⁾ eine feste Phase mit größerem Fe-Anteil am Solidus kristallisiert, und die Schmelze im äußeren Kern wird mit dem leichten Element angereichert. Die Zusammensetzung des flüssigen äußeren Kerns entwickelt sich entlang des Liquidus.

Quantitativ muss die Fraktionierung des leichten Elements den Dichtesprung an der Grenze des inneren Kerns erklären. Wegen des hohen Drucks sind realistische Labor-Experimente hierfür (noch) nicht möglich, aber molekulardynamische Berechnungen an Eisen-Legierungen bieten die Möglichkeit, die thermodynamischen Eigenschaften der verschiedenen Systeme zu berechnen. Die jeweilige Gleichgewichtskonzentration eines leichten Elements in der festen und flüssigen Phase ergibt sich aus der Gleichheit der chemischen Potentiale. Aufgrund einer solchen kombinierten thermodynamischen und geophysikalischen Betrachtung für Sauerstoff, Silizium und Schwefel in Eisen gelang es Alfé et al. zu zeigen, dass nur Sauerstoff stark zwischen der festen und der flüssigen Phase partitioniert und deshalb als leichtes Element im Erdkern unerlässlich ist [10]. Im Detail ergeben die Berechnungen eine Konzentration von ca. 8 %mol Sauerstoff sowie eine vergleichbare Menge von Schwefel oder Silizium im äußeren Kern. Das Verhalten von Schwefel und Silizium in einer Eisenlegierung ist sehr ähnlich, sodass eine Unterscheidung nicht möglich ist.

Temperatur im Erdkern

Unter der Annahme, dass der Erdkern von Eisen dominiert ist, spielt dessen Schmelzkurve eine wichtige Rolle für das Verständnis seiner thermischen Struktur. Da der äußere Kern flüssig und der innere fest ist, muss der Temperaturverlauf im Erdinneren (die Geotherme) an der Grenze des inneren Kerns mit der Schmelzkurve von Eisen übereinstimmen. Abhängig von der Extrapolation der Schmelzkurve ergibt sich hierfür eine Temperatur im Bereich von 5000 bis 6500 K (Abb. 4).

Die niedrigere Temperatur des Liquidus (Abb. 5) im Vergleich zum Schmelzpunkt von Eisen wirkt sich auf die Temperatur im Erdkern aus: Der innere Kern kristallisiert mit der Temperatur des Liquidus und nicht mit dem Schmelzpunkt. Während auch hier eine experimentelle Bestimmung nicht möglich ist, zeigen die Ergebnisse der Molekulardynamik für die bevorzugte Zusammensetzung des Kerns eine Temperaturabsenkung von 700 K [10].

Komplementär zum Übergang von der flüssigen zur festen Phase lässt sich die Temperatur auch über die elastischen Eigenschaften des inneren Kerns bestimmen. Die Inkompressibilität K und das Schermodul μ variieren unabhängig voneinander mit der Temperatur. Berechnungen für die elastischen Eigenschaften sind für 5500 K konsistent mit den seismischen Werten [11]. Dieses Ergebnis stimmt mit der Molekulardynamik (5600 K) [5, 9] überein, wenn man berücksichtigt,

1) Oberhalb der sog. Liquidus-Linie ist die binäre Legierung vollständig flüssig, unterhalb der Solidus-Kurve vollständig fest.

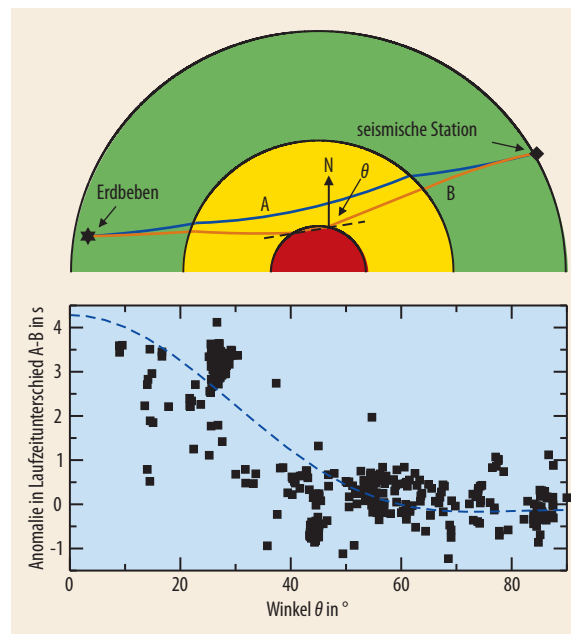


Abb. 6 Seismische Wellen, die sich nicht durch den inneren Kern ausbreiten (A), weisen gegenüber solchen, die durch den inneren Kern gehen (B), einen Laufzeitunterschied auf. Aufgrund der elastischen Anisotropie des inneren Kerns weichen die gemessenen Laufzeitunterschiede von denen mit dem eindimensionalen Referenzmodell aus Abb. 1 berechneten ab. Diese Anomalie verschwindet in der Äquatorebene und beträgt einige Sekunden entlang der Pol-Achse ($\theta = 0$). Seismische Beobachtungen sind in gefüllten Symbolen mit einem besten Anpassungs-Modell (gestrichelte Linie) gezeigt.

dass die leichten Elemente zu einer Absenkung des Schmelzpunkts führen.

Die Berechnungen [5, 9, 10] stützen sich auf die Annahme, dass Eisen unter den Bedingungen des inneren Kerns in der hexagonalen Phase vorliegt. Neueste Experimente und Simulationen [12, 13] weisen darauf hin, dass die Gegenwart von Ni oder eines leichten Elements die Kristallstruktur im inneren Kern verändern könnte.

Besonderheiten des inneren Erdkerns

Der innere Erdkern spielt auch für unser Verständnis der thermischen Entwicklung der Erde sowie deren Magnetfeld eine wichtige Rolle. Die Kristallisation ist eine wichtige Energiequelle für den Geodynamo, da beim Phasenübergang von einer flüssigen zu einer festen Phase latente Wärme freigesetzt wird. Außerdem entsteht durch den Ausschluss des leichten Elements bei der Kristallisation Auftrieb für die Konvektion. Die Balance dieser Auftriebs- und Energiequellen mit dem Wärmeverlust in den Erdmantel hängt kritisch von der thermischen Entwicklung der Erde ab. Zahlreiche Fragen sind dabei ungeklärt, z. B. das Alter und die Wachstumsrate des inneren Kerns, die Energieerfordernisse des Geodynamos oder der gegenwärtige Wärmefluss vom Erdkern zum Mantel [14].

Zusätzlich zeigt der innere Erdkern elastische Anisotropie: In erster Näherung breiten sich Longitudinalwellen schneller von Pol zu Pol als in der Äquator-Ebene aus (Abb. 6). Dieses Verhalten ist nicht durch das Rotationsellipsoid erklärbar, sondern muss auf Textur im inneren Kern zurückzuführen sein. Für das Verständnis dieser Anisotropie braucht man sowohl die elastischen Konstanten für den Einkristall des Kernmaterials, die bevorzugte Deformationsrichtung dieses Kristalls als auch einen makroskopischen Deformationsmechanismus [15]. Im Detail scheint sich die Richtung der schnellen Achse im Lauf der Zeit zu ändern, sogar auf einer Zeitskala von Jahrzehnten [16]. Dies setzt eine Entkopplung der Rotation des inneren Kerns vom Mantel voraus.

Ein besseres Verständnis dieser Beobachtungen erfordert neben Fortschritten in der Mineralphysik und der Geodynamik insbesondere die Integration beider Felder. Nur durch eine solche Kombination lassen sich Fragen sowohl über den Zustand als auch die Entwicklung des Erdkerns beantworten.

Literatur

- [1] E. Wiechert, Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen Nachrichten, Mathematisch-physikalische Klasse 3, 221 (1897)
- [2] F. Birch, Phys. Earth Planet. Inter. 1, 141 (1968)
- [3] G. Steinle-Neumann, Phys. Rev. B. 77, 104109 (2008)
- [4] A. S. Mikhailushkin et al., Phys. Rev. Lett. 99, 165505 (2007)
- [5] J. H. Nguyen und N. C. Holmes, Nature 427, 339 (2003)
- [6] D. Alfè et al., Phys. Rev. B 65, 165118 (2002)
- [7] Y. Ma et al., Phys. Earth Planet. Inter. 143-144, 455 (2004)
- [8] P. Kegler et al., Earth Planet. Sci. Lett. 268, 28 (2008)
- [9] H. Samuel und P. J. Tackley, Geochem. Geophys. Geosystems 9, Q06011 (2008)
- [10] D. Alfè et al., Earth Planet. Sci. Lett. 195, 91 (2002)
- [11] G. Steinle-Neumann et al., Nature 413, 57 (2001)
- [12] L. S. Dubrovinsky et al., Science 316, 1880 (2007)
- [13] L. Vocadlo et al., Nature 424, 536 (2003)
- [14] B. A. Buffett, Science 299, 1675 (2003)
- [15] B. A. Buffett und H.-R. Wenk, Nature 413, 60 (2001)
- [16] X. D. Song und G. Poupinet, Earth Planet. Sci. Lett. 261, 259 (2007)

DER AUTOR

Seit seines Studiums der Physik in Tübingen und Göttingen ist **Gerd Steinle-Neumann** von der Struktur des Erdinneren als Puzzle von Informationen aus der Kosmochemie, Seismologie, Geodynamik und Mineralogie fasziniert. In seiner Forschung bestimmt er verschiedene Aspekte der Erdstruktur durch die Eigenschaften der Mineralien. Er nutzt hierzu Berechnungen aus der Dichtefunktionaltheorie (DFT) und der makroskopischen Thermodynamik. Steinle-Neumann promovierte 2001 in Geologie an der University of Michigan in Ann Arbor mit DFT-Berechnungen über die physikalischen Eigenschaften von Eisen unter hohem Druck und deren Anwendung für den Zustand des inneren Erdkern. Nach einem Postdoc-Aufenthalt beim Geophysical Laboratory der Carnegie Institution of Washington kam er 2002 an das Bayerische Geoinstitut der Universität Bayreuth, wo er als Akademischer Rat tätig ist.

