

**Tilman Spohn**

**Institut für Planetologie der Westfälischen Wilhelms-Universität, Münster.**

## **Einleitung**

Die Erde verfügt über einen erheblichen, wenn auch wirtschaftlich nicht leicht nutzbaren Energieinhalt von etwa  $10^{31}$  J. Der gegenwärtige, mittlere Oberflächenwärmefluss beträgt 43 TW  $\pm 10$ -20%. Geologische Prozesse, die mit der Konvektion in Mantel und Kern verbunden sind, setzen Wärme in andere Energieformen wie Deformationsarbeit, kinetische und potentielle Energie und magnetische Feldenergie um. Beispiele solcher Prozesse sind Vulkanismus, Erdbebentätigkeit, die Verschiebung von Kontinenten, Hebungen und Senkungen von Krustenblöcken, die Aufwerfung von Faltengebirgen sowie die Erzeugung des Magnetfeldes.

## **Oberflächenwärmefluss**

Die Messung des Oberflächenwärmeflusses geschieht durch Messung des oberflächennahen Temperaturgradienten und der Wärmeleitfähigkeit in Bohrlöchern. Der Wärmefluss variiert regional um Faktoren von 3-5 und übersteigt an manchen Stellen den globalen Mittelwert von  $84 \text{ mW m}^{-2} \pm 10$ -20% erheblich. Großräumig unterscheidet man kontinentale und ozeanische Wärmeflussprovinzen. Der mittlere kontinentale Wärmefluss beträgt  $58 \text{ mW m}^{-2}$ . Er variiert mit dem Alter der Kruste von  $46 \pm 16 \text{ mW m}^{-2}$  in alten Schilden bis zu  $76 \pm 53 \text{ mW m}^{-2}$  in jungen, tektonisch aktiven Gebieten. Der kontinentale Wärmefluss wird etwa zur Hälfte (im Mittel  $23 \text{ mW m}^{-2}$ ) von radioaktiven Isotopen im Krustengestein erzeugt. Der Wärmefluss vom Mantel in die Kontinente beträgt etwa  $27 \text{ mW m}^{-2}$ , der restliche Anteil (im Mittel rund  $8 \text{ mW m}^{-2}$ ) ist tektonischen Ursprungs, d.h. ist auf heisses Intrusivgestein zurückzuführen. Der mittlere ozeanische Wärmefluss beträgt  $99 \text{ mW m}^{-2}$  und variiert mit dem Alter des Ozeanbodens. An mittelozeanischen Rücken beträgt er einige  $100 \text{ mW m}^{-2}$  und geht auf etwa  $40 \text{ mW m}^{-2}$  in den ältesten Gebieten zurück. Der ozeanische Wärmefluss wird hauptsächlich durch das Auskühlen der ozeanischen Lithosphäre verursacht und steht annähernd im Gleichgewicht mit dem Wärmefluss vom Mantel. Der Beitrag von krustalen Wärmequellen ist hier gering.

## **Innere Energie und Wärmequellen**

Global gesehen wird der Oberflächenwärmefluss in erheblichem Umfang (30-40%) vom Vorrat der Erde an innerer Energie gespeist. Ein großer Teil dieses Vorrats wurde während der Akkretion angelegt und stammt von der kinetischen Energie der auf die Erde eingestürzten Planetesimale. Diese Energie wurde zum Teil als Wärme gespeichert und zum Teil wieder abgestrahlt. Darüber hinaus werden andere wärmeerzeugende Prozesse in der früheren Geschichte der Erde zum gegenwärtigen Vorrat an innerer Energie beigetragen haben. Hier ist insbesondere die potentielle Energie zu nennen, die während der Entstehung des Erdkerns dissipiert wurde.

Als weitere Beiträge zum heutigen Wärmebudget kommen in Betracht:

- nukleare Bindungsenergie, die beim radioaktiven Zerfall frei wird,
- latente Wärme, hauptsächlich Kristallisationswärme, sowie
- potentielle Energie, die durch Kontraktion und Differentiation der Erde (Krustenbildung) freigesetzt wird.

#### *Akkretions- und Differentiationsenergie in Folge der Kernbildung*

Während der Akkretion ist die Protoerde erheblich aufgeheizt worden. Als obere Abschätzung der während der Akkretion dissipierten Energie kann die insgesamt verfügbare Gravitationsenergie dienen. Sie ist von der Größenordnung  $Gm_p/R_p$  ( $G$  ist die Gravitationskonstante,  $m_p$  die Masse der Erde und  $R_p$  der Radius) und beträgt ungefähr  $40 \text{ MJ kg}^{-1}$  oder  $24 \cdot 10^{31} \text{ J}$  bzw. das rund 20-fache des gegenwärtigen Wärmehalts. Wieviel davon tatsächlich als innere Energie gespeichert werden konnte, hängt von der Zeitdauer der Akkretion ab, von den Größen- und Geschwindigkeitsverteilungen der Planetesimale, und davon, wie effektiv die Protoerde die auf der Oberfläche dissipierte kinetische Energie der Planetesimale zurückhalten konnte. In diesem Zusammenhang sollte man erwähnen, dass die Erde in der Spätphase der Akkretion vermutlich einen Riesenimpakt durch einen etwa marsgroßen Körper erlitten hat. Dieser Impakt wird die äußere Hülle der Protoerde verdampft haben. Aus dem Gesteinsdampf ist dann vermutlich der Mond entstanden. Die wichtigsten Wärmeverlustmechanismen sind Strahlung und Konvektion in der Protoatmosphäre. Die Effekte dieser Prozesse sind quantitativ so gut wie unbekannt.

Die Energie, die bei der Bildung des Kerns dissipiert wurde, kann aus der Differenz der potentiellen Energien der Protoerde vor und nach der Kernbildung abgeschätzt werden und kann etwa 10% der Akkretionsenergie betragen haben. Diese Energie wurde insgesamt im Inneren dissipiert und die Verluste waren daher relativ gering. Allerdings hängt auch hierbei einiges von unbekanntem Größen, wie z. B. der Kernbildungsrate ab. Dennoch darf man davon ausgehen, dass die bei der Kernbildung dissipierte Energie dafür gesorgt hat, dass der Kern aufgeschmolzen und der Mantel bis nahe an die Solidustemperatur aufgeheizt wurde.

#### *Radiogene Quellen*

Nach dem Abschluss der Akkretion und der Kernbildung wurde der Zerfall der radioaktiven Isotope  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  und  $^{40}\text{K}$  zur bis heute wirksamen Hauptwärmequelle. Die Halbwertszeiten des Zerfalls dieser Isotope ist vergleichbar mit dem Alter der Erde (vergl. Tabelle 1). Es ist möglich, dass kurzlebige radioaktive Isotope in der frühen Geschichte merklich zum Wärmehaushalt beigetragen haben. Hier ist vor allem  $^{26}\text{Al}$  zu nennen. Allerdings ist die Halbwertszeit von  $^{26}\text{Al}$  mit  $7 \cdot 10^5$  Jahren klein gegen die Akkretionszeit von  $10^7$  -  $10^8$  Jahren. Die Konzentrationen der radioaktiven Isotope im Erdinneren ist allerdings nicht sehr genau bekannt. Konzentrationen radioaktiver Isotope sind zwar in Krustengesteinen der Erde bestimmt worden und entsprechen etwa 5 TW, doch kann aus diesen Daten nicht ohne weiteres auf den Gesamtgehalt geschlossen werden. Allenfalls kann davon ausgegangen werden, dass die gemessenen Verhältnisse der Konzentrationen K/U von  $1.2 \cdot 10^4$  und Th/U von 4 repräsentativ sind.

Wegen ihrer großen Ionenradien und ihrer Valenzen sind U, Th und K stark lithophil, d.h. reichern sich in partiell geschmolzenem Gestein in der Schmelze an. Aus diesem Grund wurde im Laufe der Entwicklung der Erde Krustengestein als Produkt des

partiellen Schmelzens des Mantels an radioaktiven Elementen angereichert und der Mantel verarmte entsprechend. In der Tat hat die durch die radioaktiven Elemente in der Erdkruste erzeugte Wärme einen Anteil von etwas mehr als 10% am Oberflächenwärmefluss, während der Massenanteil der Kruste an der Gesamtmasse nur 0.5% beträgt. Aus diesem Grund können die in Krustengestein gemessenen Konzentrationen von U, Th und K nicht repräsentativ für die gesamte Erde sein. An wenigen Stellen der Erdoberfläche ist Mantelgestein bis in geringe Tiefen aufgestiegen und durch Erosion freigelegt worden. Die in diesen Gesteinen bestimmten Wärmequellichten betragen weniger als 1% der Werte kontinentaler Krustengesteine.

**Tabelle 1**

Isotop	spez. Wärmeproduktionsrate in $\text{W kg}^{-1}$	Halbwertszeit in Jahren	Massenanteil in $\text{kg kg}^{-1}$
$^{238}\text{U}$	$9.48 \cdot 10^{-5}$	$4.47 \cdot 10^9$	0.9928
$^{235}\text{U}$	$5.69 \cdot 10^{-4}$	$7.04 \cdot 10^8$	0.0071
$^{232}\text{Th}$	$2.69 \cdot 10^{-5}$	$1.40 \cdot 10^{10}$	1.0
$^{40}\text{K}$	$2.92 \cdot 10^{-5}$	$1.25 \cdot 10^9$	$1.19 \cdot 10^{-4}$

Es wird häufig angenommen, dass radioaktive Elemente lediglich in Kruste und Mantel und nicht im Kern vorhanden sind. Es ist aber nicht auszuschließen, dass während der Kernbildung radioaktive Isotope in den Kern gelangt sind. Kalium im Erdkern könnte zumindest teilweise die beobachtete Verarmung der Kruste und des Mantels an K relativ zu Chondriten erklären.

Eine obere Abschätzung der Konzentrationen radioaktiver Isotope im Erdinnern kann unter der Annahme eines Gleichgewichts zwischen Wärmeerzeugung und Oberflächenwärmefluss berechnet werden. Unter der Annahme, dass keine nennenswerten Konzentrationen radioaktiver Isotope im Kern vorhanden sind, erhält man für den sog. primitiven Mantel, der Mantel und Kruste umfasst, mit Hilfe der Konzentrationsverhältnisse K/U und Th/U sowie den Wärmeerzeugungsraten aus Tabelle 1 mittlere Konzentrationen von U, Th und  $^{40}\text{K}$  von 41 ppb, 168 ppb und 455 ppm. Die Thermodynamik der Mantelkonvektion lehrt allerdings, wie G. Schubert und Kollegen gezeigt haben, dass Wärmeerzeugung und Wärmefluss nicht im Gleichgewicht sein können, da sonst der 2. Hauptsatz verletzt würde. Nach Modellrechnungen sind 25 bis 50% des gegenwärtigen Oberflächenwärmeflusses auf die Abkühlung der Erde zurückzuführen.

Eine Abschätzung des Kaliumgehalts des Erdmantels kann aus der Konzentration von Argon in der Atmosphäre gewonnen werden.  $^{40}\text{Ar}$  ist das Zerfallsprodukt von  $^{40}\text{K}$  und wird durch vulkanische Aktivität aus dem Erdmantel in die Atmosphäre befördert. Man erhält daraus eine mittlere Konzentration von  $^{40}\text{K}$  im Mantel von 100 - 200 ppb. Geochemische Abschätzungen des Urangehalts ergeben konsistente Konzentrationswerte zwischen 20 ppb und 26 ppb für den primitiven Mantel. Die Wärmeerzeugungsraten durch radioaktiven Zerfall wäre demnach  $5\text{-}7 \cdot 10^{12} \text{ W kg}^{-1}$  oder 21-26 TW. Davon entfallen auf den Mantel alleine 16-21 TW, je nach Urangehalt des primitiven Mantels, und auf die Kruste die schon weiter oben erwähnten 5 TW.

Frühere Bilanzrechnungen des Autors mit D. Breuer unter Berücksichtigung der Abkühlrate haben ergeben, dass der gegenwärtige Oberflächenwärmefluss der Erde nicht ohne weiteres erklärt werden kann, wenn man nur 20 ppb U im primitiven Mantel annimmt. In diesem Fall entspricht die Wärmeproduktionsrate in Kruste und Mantel weniger als der Hälfte des gemessenen Oberflächenwärmeflusses. Der Anteil der radiogenen Quellen kann sich um 10-20% erhöhen, wenn man radiogene Quellen im Kern annimmt. Zum Beispiel könnten 1-2 Massenäquivalente des silikatischen Teils der Erde an Kalium 3-5 TW erzeugen.

Die Halbwertszeiten der Isotope  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  und  $^{40}\text{K}$  sind gut bekannt (Tabelle 1). Daher können die Konzentrationen dieser Isotope in die Vergangenheit zurückgerechnet werden. Aus den Konzentrationen und den spezifischen Wärmeerzeugungsraten (Tabelle 1) kann man die Wärmeerzeugungsraten als Funktion der Zeit berechnen. Sie hat in 4.5 Ga um das 3- bis 6-fache abgenommen.

#### *Andere Wärmequellen*

Latente Wärme ist vermutlich eine wichtige Wärmequelle im Erdkern. Sie wird beim Ausfrieren des festen inneren Kerns frei. Modellrechnungen von D. J. Stevenson und Kollegen haben eine gegenwärtige Wachstumsrate des festen inneren Kerns der Erde von  $250 \text{ m Ma}^{-1}$  ergeben. Bei einer latenten Wärme von  $50\text{-}100 \text{ kJ K}^{-1}$  ergibt sich eine Wärmeerzeugungsraten von  $0.5\text{-}1 \text{ TW}$ .

Potentielle Energie wird beim Abkühlen und der damit verbundenen Kontraktion des Erdkörpers und bei der chemischen Differentiation des Inneren frei. Die Kontraktion der Erde trägt etwa  $2 \text{ TW}$  zum Wärmebudget bei. Beispiele für Differentiationsvorgänge sind das Ausfrieren des inneren Kerns und die Bildung der Kruste. Es wird weitgehend angenommen, dass der Kern aus einer Legierung von Eisen und Schwefel oder einem anderen leichten Element besteht. Da Eisen und Schwefel keine feste Legierung bilden, besteht der ausfrierende innere Kern aus fast reinem Eisen und der Schwefel wird im äußeren Kern angereichert. Die Rate der dabei freiwerdenden potentiellen Energie entspricht in etwa der latenten Wärme. Durch magmatische Differentiation des Mantels entsteht die (leichtere) Kruste. Da Krustenwachstums und Recyclingraten heute annähernd im Gleichgewicht sind, ist dieser Beitrag vernachlässigbar klein.

#### **Wärmetransport und Abkühlrate**

Die Wärmetransportraten in Kern, Mantel und Kruste bestimmen den Anteil des Wärmeverlusts oder der Abkühlrate am Wärmebudget der Erde. Grundsätzlich kann Wärme durch Wärmeleitung, Konvektion und elektromagnetische Strahlung transportiert werden. Wärmeleitung ist eine Folge des Austauschs kinetischer Energie zwischen Molekülen, in Festkörpern durch Phononenwechselwirkung. Konvektion ist Wärmetransport durch makroskopische Bewegung. In stark absorbierenden Materialien kann der Beitrag der Strahlung zum Wärmetransport, die Photonenleitung, in die Definition der Wärmeleitfähigkeit aufgenommen werden. In der Kruste dominiert die Wärmeleitung, in Mantel und Kern dagegen die Konvektion.

### Wärmeleitung

Die Wärmeleitfähigkeit von Krusten- und Sedimentgestein bestimmt zusammen mit dem Temperaturgradient den Wärmefluss. Sie hängt einerseits von der chemischen Zusammensetzung des Gesteins ab, variiert aber vor allem auch mit der Porosität. Darüber hinaus kann zirkulierendes Wasser zum Wärmetransport beitragen. Ein repräsentativer Wert für Krustengestein ist etwa  $2.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ . Die Wärmeleitfähigkeiten von Gesteinen bei hohen Temperaturen und Drücken sind nicht sehr gut bekannt. Generell nimmt mit steigender Temperatur die Photonenleitfähigkeit zu und die Phononenleitfähigkeit ab; die Phononenleitfähigkeit ist dabei meist sehr viel größer. Mit steigendem Druck nimmt die Phononenleitfähigkeit zu, über den Bereich des Erdmantels um etwa einen Faktor 5. Für globale Modellrechnungen wird allerdings gewöhnlich ein konstanter Wert von  $5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  angenommen. Die Wärmeleitfähigkeit im flüssigen äußeren Kern kann mit der Wiedemann-Franz Beziehung aus der elektrischen Leitfähigkeit zu  $40 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  abgeschätzt werden.

### Thermische Konvektion

Freie Konvektion kann nur in einem fluiden Medium auftreten. Allerdings verhält sich Mantelgestein bei genügend hoher Temperatur von mehr als der Hälfte der Schmelztemperatur über geologische Zeiträume wie eine hochviskose Flüssigkeit. Bei freier thermischer Konvektion fließt Material von Gebieten hoher Temperatur zu solchen niedriger Temperatur und, wegen der Massenerhaltung, zurück. Dabei wird Wärme transportiert. Die treibende Kraft ist der Auftrieb, der auf die Änderung der Dichte mit der Temperatur zurückzuführen ist. Eine adiabatische Temperaturverteilung ist gerade stabil, nur Abweichungen davon können Auftrieb erzeugen. Konvektion tritt auf, sobald durch Auftrieb ( $\rho\alpha g\Delta TL$ ) mehr kinetische Energie pro Zeiteinheit erzeugt wird als durch innere Reibung ( $\mu u L^{-1}$ ) und durch Auftriebsverlust durch Wärmeleitung ( $\kappa u^{-1} L^{-1}$ ) dissipiert wird. Hierbei ist  $\rho$  die Dichte,  $\alpha$  der thermische Ausdehnungskoeffizient,  $g$  die Schwerebeschleunigung,  $\Delta T$  die überadiabatische Temperaturdifferenz über die konvektierende Schicht,  $L$  die Schichtmächtigkeit,  $\mu$  die dynamische Viskosität und  $u$  die mittlere Strömungsgeschwindigkeit. Das Verhältnis dieser Größen ergibt die Rayleighzahl  $Ra$

$$(1) \quad Ra = \frac{\alpha g \rho \Delta T L^3}{\kappa \mu}$$

Für eine von innen beheizte Kugelschale mit spezifischer Wärmeproduktionsrate  $H$  ist  $\Delta T = HL^2/k - \Delta T_{ad}$ , wobei  $\Delta T_{ad}$  der adiabatische Temperaturanstieg über  $L$  ist. Da die kinematische Viskosität von geschmolzenem Eisen etwa  $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  beträgt, genügen im Kern schon kleine überadiabatische Temperaturgradienten um Konvektion anzutreiben.

Der Wärmetransport durch Konvektion wird oft durch eine einfache Formel parametrisiert

$$(2) \quad q = \text{const.} \frac{k\Delta T}{L} Ra^\beta$$

Dabei bezeichnet  $q$  den Wärmefluss und  $\beta$  eine Konstante mit einem Wert von 0.2 bis 0.3. Aus der Definition der Rayleighzahl und Gleichung (2) erkennt man, dass der konvektive Wärmetransport im Mantel durch einen Thermostateffekt geregelt wird.

Da die Viskosität des Mantelgesteins stark temperaturabhängig ist, wird mit hohen Temperaturen die Wärmetransportrate ansteigen und mit niedrigen Temperaturen sinken. Würde die Wärmeproduktionsrate die Wärmetransportrate übersteigen, so würde die dabei ansteigende Temperatur eine Erhöhung der Wärmetransportrate erzwingen. In ähnlicher Weise würde eine zu hohe Wärmetransportrate durch die abnehmende Temperatur und die ansteigende Viskosität erniedrigt.

Auch Konzentrationsgradienten einer spezifisch leichten chemischen Komponente können Konvektion in ähnlicher Form wie Temperaturgradienten antreiben. Chemische Konvektion kann im Erdkern eine bedeutende Rolle spielen. Als leichtes Element kommt Schwefel in Frage, der beim Ausfrieren eines festen inneren Eisenkerns im flüssigen äußeren Kern unmittelbar oberhalb der Grenzfläche zum inneren Kern angereichert werden würde. Der Ausgleich der Konzentrationsgradienten würde über chemische Konvektion erfolgen.

Konvektion in Mantel und Kern ist Gegenstand vieler Modellrechnungen in der modernen Geophysik. Dabei müssen, um das Problem vollständig beschreiben zu können, die Feldgleichungen der Hydrodynamik zusammen mit einigen Nebenbedingungen gelöst werden. Die dem Problem innewohnenden Nichtlinearitäten erzeugen eine große Vielfalt von Lösungen. Darüber hinaus sind die Anforderungen an die Numerik und an die Rechenkapazitäten so groß, dass man heute nicht sagen kann, dass das Problem gelöst sei. Besonders interessante Effekte ergeben sich aus der Wechselwirkung der Konvektionsströmung mit den Phasengrenzen im Mantel und aus den Druck- und Temperaturabhängigkeiten der Materialparameter. Diese können Schwankungen und relativ plötzliche Änderungen des Wärmeflusses zur Folge haben, beispielsweise wenn die Konvektionsströmung sich in Folge einer Instabilität global umorganisiert. Am Ende des Archaikums könnte dies z. B. der Fall gewesen sein. Einfache Bilanzrechnungen machen sich die Gleichung (2) zu Nutze. Sie erhalten monotone Entwicklungen der Wärmeflüsse und der Temperaturen und können durchaus zur Abschätzung der heutigen Abkühlrate dienen. Demnach erhält man einen Beitrag von ungefähr 15 TW oder 35%, die sich im Verhältnis von etwa 2:1 auf Mantel+Kruste und Kern verteilen.

### **Wärmebilanzmodelle**

Unsere Diskussion der Wärmebilanz der Erde wollen wir in Tabelle 2 zusammenfassen, in der wir die Ergebnisse der vorstehenden Diskussion eingearbeitet haben. In dieser Tabelle werden zwei Modelle mit unterschiedlichen Urkonzentrationen im primitiven Mantel dargestellt, die jeweils den Oberflächenwärmefluss erklären können. Das Modell mit 20 ppb U enthält zusätzlich ein Massenäquivalent des silikatischen Teils der Erde Kalium im Kern.

### **Wirkungsgrad der Konvektion**

Thermische Konvektion setzt Wärme in kinetische Energie um. Dabei wird im Innern des Planeten Arbeit gegen die viskosen Kräfte geleistet. Im Zuge der mit der Konvektion verbundenen endogenen Dynamik wird Verformungsarbeit in der Kruste geleistet. Im Kern kann außerdem kinetische Energie in magnetische Feldenergie umgesetzt werden. In diesem Sinne sind Planeten Wärmekraftmaschinen, deren Wir-

kungsgrad von Interesse ist. Leider ist der Wirkungsgrad schwierig abzuschätzen, insbesondere deshalb, weil die viskose Dissipation von Energie im Mantel und die ohmsche Dissipation im Kern sowie die Entropieerzeugungsrate durch Wärmeleitung schwer zu quantifizieren sind. Vorsichtige Abschätzungen von F. D. Stacey aus dem Gesamtwärmefluss der Erde und aus der in den geologischen Vorgängen steckenden Leistung kommen auf Wirkungsgrade der Mantelkonvektion von der Größenordnung  $10^{-2}$ . Der Wirkungsgrad des Kerns könnte diesen Abschätzungen nach eine Größenordnung größer sein.

**Tabelle 2**

<b>Modell</b>	<b>26 ppb U</b>		<b>20 ppb U</b>	
<b>rad. Wärmeprod.</b>				
<b>Kruste</b>	5 TW	12%	5 TW	12%
<b>Mantel</b>	21 TW	49%	16 TW	37%
<b>Kern</b>	-		3 TW	7%
<b>Abkühlung</b>				
<b>Mantel+Kruste</b>	10 TW	23%	11 TW	26%
<b>Kern</b>	4 TW	9%	5 TW	12%
<b>Therm. Kontraktion</b>	2 TW	5%	2 TW	5%
<b>Differentiation des Kerns + latente Wärme</b>	1 TW	2%	1 TW	2%
<b>Insgesamt</b>	43 TW	100%	43 TW	101%

### Weiterführende Literatur

Breuer, D. und T. Spohn 1993. Cooling of the Earth, Urey ratios, and the problem of potassium in the core. *Geophys. Res. Lett.* **20**, 1655-1658.

Breuer, D. and T. Spohn 1995. Possible flush instability in mantle convection at the Archæan-Proterozoic transition. *Nature* **378**, 608-610.

Schubert, G., D. J. Stevenson und P. Cassen 1980. Whole planet cooling and the radiogenic heat source content of the Earth. *J. Geophys. Res.*, **85**, 2531-2538.

Spohn, T. 1997. Planetologie. in: *Bergmann-Schaefer, Lehrbuch der Experimentalphysik, Bd. 7, Erde und Weltall* (ed. W. Raith), W. DeGruyter, Berlin, p. 427-525.

Stacey, F. D. 1992. *Physics of the Earth*. Brookfield Press, Brisbane. 513pp.

Stevenson, D.J., T. Spohn, und G. Schubert 1983. Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets. *Icarus* **54**, 466-489.

Yuen, D. A., S. Balachandar und U. Hansen 1998. Modeling Mantle Convection: A Significant Challenge in: *Geophysical Fluid Dynamics, Geophysical and Astrophysical Convection* (ed R. Kerr), Gordon and Breach Science Publishers, im Druck.