

Angeregte Atome, planetare Zusammenstösse und Unterschiede zwischen Erde und Mars

Alex N. Halliday, Zürich

Zusammenfassung

Die Ereignisse im Zusammenhang mit der Geburt unseres Sonnensystems zeitlich einzuordnen ist eine grosse technische und wissenschaftliche Herausforderung. Eine Möglichkeit, diese Fragen anzugehen, bieten uns die Unterschiede in Isotopenhäufigkeiten, welche durch den Zerfall kurzlebiger radioaktiver Nuklide produziert wurden, die heute längst ausgestorben sind. Der Zerfall von Hafnium-182 nach Wolfram-182 ist besonders bedeutend und zeigt, dass grosse Asteroide sich innerhalb von 10 Millionen Jahren nach der Geburt des Sonnensystems bildeten und in einen Silikatmantel sowie einen Eisenkern differenzierten. Die Bildung der Erde erfolgte jedoch über einen längeren Zeitraum. Die W-Isotopenhäufigkeit in der Erde wird am besten mit einem verzögerten Wachstum durch Kollisionen von sehr grossen Körpern erklärt, wie derjenigen, die unseren Mond etwa 50 Millionen Jahre nach der Geburt des Sonnensystems bildete. Der Mars hingegen zeigt keine Anzeichen von solch späten Rieseneinschlägen und scheint nach zwanzig Millionen Jahren mit Wachsen aufgehört zu haben, vermutlich unter dem Einfluss des mächtig gewordenen Jupiters in seiner Nachbarschaft. Der Mars eröffnet uns somit eine einzigartige Sicht auf die früheste Entwicklung unseres eigenen Planeten.

Excited atoms, planetary collisions and differences between Earth and Mars

Determining the timing of events associated with the birth of our solar system is a major technical and scientific challenge. The variations in isotopic composition produced by the decay of short-lived radioactive nuclides that are long since extinct provides us with tools to attack these problems. The decay of hafnium-182 to tungsten-182 is particularly powerful and shows that large asteroidal bodies formed and differentiated into a silicate rich mantle and iron metal core within the first 10 Myrs of the solar system. However the earth's development was more protracted. The W isotopic composition of the earth is best explained by a protracted growth history from giant impacts such as that which formed the moon 50 million years after the start of the solar system. Mars in contrast exhibits no sign of this late giant impact history and appears to have stopped growing within 20 million years after the start of the solar system, presumably in response to the growth of Jupiter. As such, Mars provides us with a unique window through which to view the earliest development of our own planet.

Key words: Akkretion – Asteroide – Inneres Sonnensystem – Isotopenzusammensetzung – kurzlebige Nuklide – Mars – Massenspektrometrie – Mond – Planeten – Wolfram

1 DIE GEBURT DES SONNENSYSTEMS

Die Sonne ist vermutlich durch den Kollaps einer molekularen Wolke (einer riesigen Ansammlung aus molekularem Gas und Sternstaub) gebildet worden, ähnlich wie dies heute in sternbildenden Gegenden des Adler-Nebels geschieht, von denen uns das Hubble-Space-Teleskop kürzlich so spektakuläre Bilder lieferte. Am wahrscheinlichsten ist, dass die solare Wolke wegen einer Supernovaexplosion kollabierte. Diese hat wohl eine Schockwelle durch die ihr benachbarten

Teile der Galaxie gesandt und dabei eine gewisse Menge frisch entstandener schwerer radioaktiver Isotope in den sich heftig durchmischenden solaren Nebel eingebracht. Diese Nuklide sind hervorragend geeignet, die Umstände zu studieren, welche zum Kollaps des solaren Nebels führten und sie erlauben uns auch, die frühesten Ereignisse in der Geschichte des Sonnensystems zu datieren. Weil sie so kurze Halbwertszeiten haben, sind sie heute «ausgestorben», und

wir finden ihre Spuren nur in der Form von Häufigkeitsunterschieden ihrer Tochterisotope. Die frühere Existenz verschiedener solcher Nuklide konnte nachgewiesen werden (Tabelle 1) und deren Häufigkeiten zu Beginn des Sonnensystems deuten darauf hin, dass die Supernova weniger als etwa 1% frisch erzeugten Materials in unseren solaren Nebel einbrachte.

Nach dem Kollaps war der solare Nebel wohl ein sich drehender Gas- und Staubball, mit dem neuen Stern (unserer Sonne) im Zentrum. Durch die Drehung wurde der Nebel zu einer Scheibe abgeplattet, die schliesslich vielleicht etwa 1000 km dick war. Aus dieser Scheibe sind die Planeten geboren worden oder «akkretiert» (angelagert). Die Akkretion der irdischen Planeten ist vermutlich in drei Stufen abgelaufen. In einem ersten Schritt begannen Staubkörner aneinander zu «kleben», bis sich schliesslich kilometergrosse «Planetesimale» bildeten. Dieser Prozess ist nicht gut verstanden, aber er scheint unumgänglich gewesen zu sein, denn erst wenn akkretierende Körper etwa einen Kilometer gross sind, wird ihre gegenseitige Schwereanziehung stark genug, um das weitere Wachstum zu bestimmen. In dieser zweiten Phase entstehen in einem lawinenartigen Prozess Körper von der Grösse unseres Erdmondes, die rasch alles Material im Bereich ihrer Schwereanziehung aufsammeln (wir glauben allerdings nicht, dass unser Mond auf diese Art gebildet wurde). Rechnungen deuten darauf hin, dass danach kaum mehr leicht akkretierbares Material vorhanden war. In der letzten Stufe der Planetenbildung sind diese ~1000 km grossen Körper miteinander kollidiert und haben so die Erde und die anderen inneren Planeten gebildet (SAFRONOV, 1954; WETHE-RILL, 1986).

Tab. 1. Häufigkeiten kurzlebiger Nuklide im frühen Sonnensystem.

Tab. 1. Abundances of short-lived nuclides in the early solar system.

Nuklid	Halbwertszeit (Ma)	Verhältnis	Initiales Verhältnis
²⁶ Al	0,73	²⁶ Al/ ²⁷ Al	5 x 10 ⁻⁵
⁶⁰ Fe	1,5	⁶⁰ Fe/ ⁵⁶ Fe	1 x 10 ⁻⁸
¹³⁵ Cs	2,3	¹³⁵ Cs/ ¹³³ Cs	1 x 10 ⁻⁵
⁵³ Mn	3,7	⁵³ Mn/ ⁵⁵ Mn	6 x 10 ⁻⁶
¹⁰⁷ Pd	6,5	¹⁰⁷ Pd/ ¹¹⁰ Pd	9 x 10 ⁻⁵
¹⁸² Hf	9	¹⁸² Hf/ ¹⁸⁰ Hf	2 x 10 ⁻⁴
¹²⁹ I	15,7	¹²⁹ I/ ¹²⁷ I	1 x 10 ⁻⁴
⁹² Nb	36	⁹² Nb/ ⁹³ Nb	1,5 x 10 ⁻⁵
²⁴⁴ Pu	80	²⁴⁴ Pu/ ²³⁸ U	0,007
¹⁴⁶ Sm	103	¹⁴⁶ Sm/ ¹⁴⁴ Sm	0,008
²³⁵ U	704	²³⁵ U/ ²³⁸ U	0,333

Wir glauben heute, dass der Mond aus den Trümmern einer solchen Kollision zwischen der Protoerde und einem andern Planeten von mindestens Marsgrösse entstand (CAMERON und BENZ, 1991). Diese Kollision ist ausserordentlich energiereich gewesen, wegen der enormen Schwereanziehung der beteiligten Körper. Die Erde ist dabei vermutlich sofort geschmolzen und zu grösseren Teilen sogar verdampft. Auf ihrer Oberfläche hat sich bis in erhebliche Tiefen ein Magmaozean gebildet. Man glaubt, dass aus diesem Magmaozean der Eisenkern der Erde abgesunken ist (RIGHTER & DRAKE, 1996). Die ersten Magmaozeane sind vermutlich nicht einfach flüssige Varianten der Silikatgesteine gewesen, welche die äusseren 2900 km der heutigen Erde bilden, sondern Emulsionen silikatischer Flüssigkeiten mit schwefelreichem flüssigem Eisen, die als Tropfen hoher Dichte ins Zentrum der Erde absanken. Diese Kernbildung geschah sehr früh und ist eine unausweichliche Konsequenz des raschen Schmelzens des Planeten durch die Umwandlung kinetischer Energie in Wärme (STEVENSON, 1981).

2 EINE CHRONOLOGIE DES FRÜHEN SONNENSYSTEMS

Wann geschah all dies und wie rasch liefen diese Prozesse ab? Der vor einigen Jahren verstorbene Clair Patterson vom California Institute of Technology gab uns die Antwort auf die erste dieser Fragen. Mitte der fünfziger Jahre bestimmte er das Alter der Erde und des Sonnensystems auf zwischen 4,5 und 4,6 Milliarden Jahre. Er erhielt dieses Resultat aufgrund von Unterschieden in den Häufigkeiten der Bleisotope in Meteoriten, als Folge des Zerfalls der langlebigen Nuklide ²³⁸U und ²³⁵U (PATTERSON, 1956). Kurzlebige Nuklide ermöglichen uns eine präzisere Antwort auf die zweite Frage (Abb. 1).

Kurzlebige ausgestorbene Nuklide (mit Halbwertszeiten T_{1/2} < 100 Millionen Jahren) sind bestens geeignet, die Zeitspanne zwischen dem Ende der Atomkernsynthese und der Bildung der ersten Festkörper im Sonnensystem zu studieren (Abb. 1). Mit diesen Nukliden können wir auch die Lebensdauer und Abkühlraten des solaren Nebels bestimmen, sowie die Zeitskala der Bildung der Planetesimale und der irdischen Planeten, das Alter der frühen Atmosphären und den Zeitrahmen der Bildung ihrer Kerne. Dank den relativ kurzen Halbwertszeiten dieser Nuklide (Tab. 1) werden messbare Isotopenhäufigkeitsunterschiede in wohldefinierten kurzen Zeitspannen erzeugt. Auch Unsicherheiten von mehreren

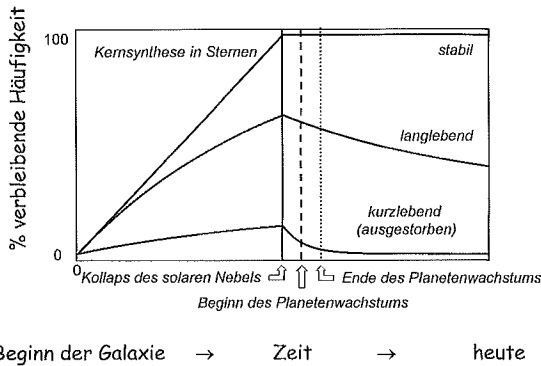


Abb. 1. Schematische Illustration der Häufigkeitsunterschiede zwischen stabilen Isotopen, sowie langlebigen und kurzlebigen radioaktiven Isotopen, während der Atomkernsynthese und der nachfolgenden Geschichte des Sonnensystems.

Fig. 1. Schematic illustration of the abundance differences between stable, long-lived and short-lived isotopes during nucleosynthesis and the subsequent history of the solar system.

Prozenten in allen relevanten Parametern ermöglichen immer noch Genauigkeiten der bestimmten Altersdifferenzen von ein paar wenigen Millionen Jahren oder besser, wenn nur die Halbwertszeit des untersuchten Systems kurz genug ist. Eine solche Zeitauflösung für Ereignisse vor mehreren Milliarden Jahren ist sehr bemerkenswert! Deshalb haben kurzlebige Nuklide im Prinzip wesentliche Vorteile im Vergleich zu den längerlebigen radioaktiven Kernen, wenn es darum geht, die Frühgeschichte des Sonnensystems zu erhellen. Allerdings müssen gerade bei den kurzlebigen Nukliden viele mögliche Komplikationen in Betracht gezogen werden. Die neueste und spannendste Entwicklung auf diesem Gebiet ist die Hafnium-Wolfram-Uhr. In nur fünf Jahren hat dies zu einer ganzen Anzahl von Aufsehen erregenden Entdeckungen geführt, nicht zuletzt die Bestimmung der Geschwindigkeit der Akkretion (Anlagerung) von Erde und Mars sowie das Alter des Mondes.

3 DAS HF-W-ISOTOPENSYSTEM

Das grosse Potential des Hafnium-Wolfram(Hf-W)-Isotopensystems zur Bestimmung des Alters des Erdkerns war seit langem erkannt. ^{182}Hf zerfällt mit einer Halbwertszeit von 9 Millionen Jahren zu ^{182}W . Diese Zeitspanne ist vergleichbar mit den üblicherweise angenommenen Zeitskalen der Akkretion der Planeten (Abb. 2). Mutter- wie auch Tochterelement sind ausserordentlich schwerflüchtig, d. h. sie gingen auch während des starken Aufheizens nicht verloren, welches viele Prozesse im frühen Sonnensystem charakterisierte, wie den Kollaps des Nebels, die sogenannte T-Tauri-Pha-

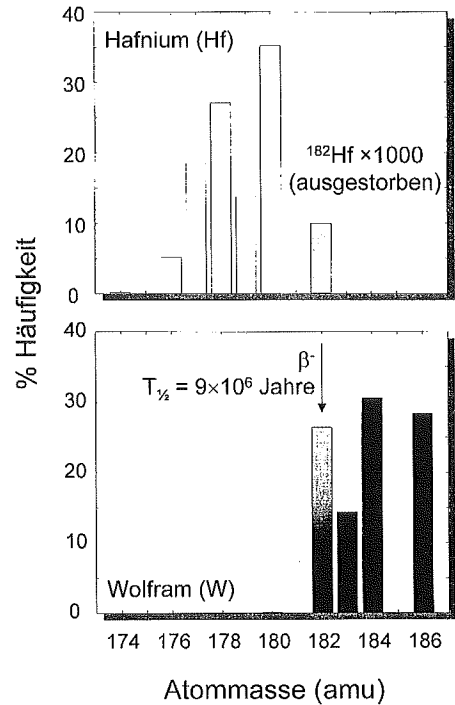


Abb. 2. Die Isotopenhäufigkeiten von Hf und W sind während der 4.5 Milliarden Jahre dauernden bisherigen Geschichte des Sonnensystems ungefähr konstant geblieben. Im frühen Sonnensystem wurden jedoch kleine Unterschiede in der Häufigkeit von ^{182}W produziert, als Folge des Zerfalls einer kleinen Menge ^{182}Hf zu Beginn des Sonnensystems (1000fach grösser dargestellt als die tatsächliche damalige relative Häufigkeit dieses Isotops).

Fig. 2. The isotopic abundances of Hf and W remained approximately constant during the 4.5 billion years of solar system history. In the early Solar System small differences in the abundance of ^{182}W were produced, as a consequence of the decay of small amounts of ^{182}Hf at the start of the solar system (shown magnified 1000 times relative to other isotopic abundances).

se der Sonne (nach dem jungen Stern T-Tauri) oder die Akkretion der Planeten. Hafnium und Wolfram sind deshalb heute in allen planetaren Körpern relativ ungefähr gleich häufig wie in der Sonne oder den primitivsten bekannten Meteoriten, den sogenannten kohlenstoffreichen **Chondriten**, welche vermutlich nur sehr wenig verändertes Material aus dem frühen Sonnensystem sind. Dieses chondritische Hf/W-Häufigkeitsverhältnis ist gerade etwa 1:1. Hafnium ist «lithophil» («Stein-liebend») und geht bei der Segregation des Eisenkerns fast ausschliesslich in den silikatischen Erdmantel. Wolfram dagegen ist ziemlich siderophil («Eisen-liebend») und sollte deshalb bevorzugt in den Erdkern gehen, je nachdem wie oxidierend die Bedingungen während der Kernbildung waren. Das gesamthaft chondritische Hf/W-Verhältnis der Erde von ~ 1 sollte also intern durch die Kern-

bildung fraktioniert werden (Abb. 3). Falls dies früh genug geschieht, so dass ^{182}Hf noch vorhanden ist, müsste sich in der Silikaterde, verglichen mit kohlenstoffreichen **Chondriten**, ein Überschuss an ^{182}W relativ zu den anderen W-Isotopen aufbauen, als Folge des erhöhten Hf/W-Verhältnisses in der Silikaterde. Im Gegensatz dazu sollte früh gebildetes metallisches Eisen an ^{182}W verarmt sein, weil das Wolfram vom Hafnium getrennt wurde, bevor das ^{182}Hf zerfiel.

Trotz seines erheblichen Potentials zum Studium der Chronologie des frühen Sonnensystems konnte der Hf-W-Chronometer nicht genutzt werden, weil niemand eine Technik entwickelt hatte, um W-Isotope an kleinen Proben sehr präzise zu messen. Wir kannten die Isotopenhäufigkeiten von gewöhnlichem W, wie es in der Erdkruste vorkommt und zum Beispiel in Meisseln oder Bohrern Verwendung findet, aber niemand war in der Lage, die Isotopenhäufigkeit der Spuren von W in Meteoriten zu messen, um Vergleiche mit irdischem Wolfram machen zu können. Das erste Ionisationspotential von W ist so hoch, dass dieses Element in bisher üblichen Massenspektrometern nicht effizient ionisiert werden kann. In den letzten zehn Jahren wurde jedoch die induktiv gekoppelte Plasma-Massenspektrometrie mit Mehrfachauffängern («MC-ICPMS» für «Multiple Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry») entwickelt (WALDER & FREEDMAN, 1992), welche eine relativ einfache Messung der W-Isotopenzusammensetzung ermöglicht hat (HALLIDAY et al., 1995; HALLIDAY et al., 1998). Diese Techniken scheinen gut zu funktionieren (HALLIDAY & LEE, 1999). HARPER et al. (1991) haben als erste vorläufige Hin-

weise gefunden, dass ^{182}Hf im frühen Sonnensystem vorhanden war. Sie fanden eine Andeutung eines Defizits von ^{182}W in einem Eisenmeteoriten mit dem Namen Toluca. Spätere Messungen haben dann gezeigt, dass ein solches Defizit für Eisenmeteorite die Regel ist (LEE & HALLIDAY, 1995, 1996; HORAN et al., 1998; Abb. 4). Um die kleinen Differenzen in W-Isotopenhäufigkeiten gut ausdrücken zu können, verwenden wir die Notation $\epsilon^{182}\text{W}$. Dies ist die Abweichung in Zehntausendsteln von der normalen irdischen Häufigkeit von ^{182}W :

$$\epsilon^{182}\text{W} = \left\{ \left[\frac{(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{Probe}}}{(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{Standard}}} \right] - 1 \right\} \times 10^4$$

Das Standard-Wolfram ist für die Silikaterde repräsentativ, auf welcher wir leben. Es hat dieselbe Isotopenhäufigkeit wie das Wolfram in Bohrern oder irgendwelchen anderen Materialien. Es hat sich herausgestellt, dass es auch identisch ist dem W in kohlenstoffreichen Chondriten (oder dem mittleren Sonnensystem). Dies ist eine sehr wichtige Entdeckung, die unten diskutiert wird. In unserem Zusammenhang kann man annehmen, dass ein $\epsilon^{182}\text{W}$ -Wert von Null der Mittelwert für das Sonnensystem ist. Ein positives $\epsilon^{182}\text{W}$ würde heissen, dass der entsprechende Körper in der Frühzeit ein höheres Hf/W-Verhältnis hatte als der Wert von ~ 1 für das mittlere Sonnensystem, ein negatives $\epsilon^{182}\text{W}$ würde entsprechend ein niedriges Hf/W in der Frühzeit des Sonnensystems anzeigen. Man beobachtet nun, dass früh gebildete Metalle ein Defizit von etwa $4 \epsilon^{182}\text{W}$ -Einheiten aufweisen (Abb. 4). Diese Beobachtung ist völlig konsistent mit der Vorstellung, dass diese Eisenmeteorite früh gebildete metallische Ausfällungen mit niedrigem Hf/W bilden, wie man sie etwa für die Kerne von Asteroiden erwartet. Mit den W-Isotopendaten können Zeitdauern für die Bildung dieser Metalle berechnet werden. Die Werte sind modellabhängig, liegen aber in der Grössenordnung von nicht mehr als 10 Millionen Jahren.

Ein wichtiger Test ist, die komplementäre Vorstellung zu beweisen, dass früh gebildete Körper mit hohem Hf/W radiogenes W besitzen (also ein hohes $\epsilon^{182}\text{W}$ aufgrund des Zerfalls von ^{182}Hf). Die **Eukrite** sind eine Gruppe von früh gebildeten silikatreichen Meteoriten, die vermutlich vom Asteroiden Vesta stammen. In Eukriten wurde nun hoch radiogenes W gefunden (Abb. 5), und die Grundlagen der Hf-W-Theorie sind somit bestätigt worden (LEE & HALLIDAY, 1997). Die Daten zeigen, dass Vesta innerhalb von 10 Millionen Jahren nach dem Beginn des Sonnensystems gebildet und in Silikatemantel und Eisenkern differenziert worden ist. Die meisten Eisenmeteorite kommen von kleinen (20–500 km) Mutterkörpern (WASSON, 1985), und Vesta hat einen mittleren

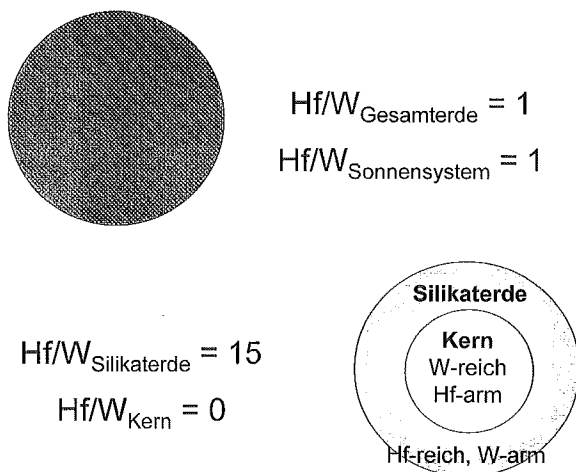


Abb. 3. Schematische Darstellung der Fraktionierung von Hf und W während der Kernbildung.

Fig. 3. Schematic representation of the fractionation of Hf and W during core formation.

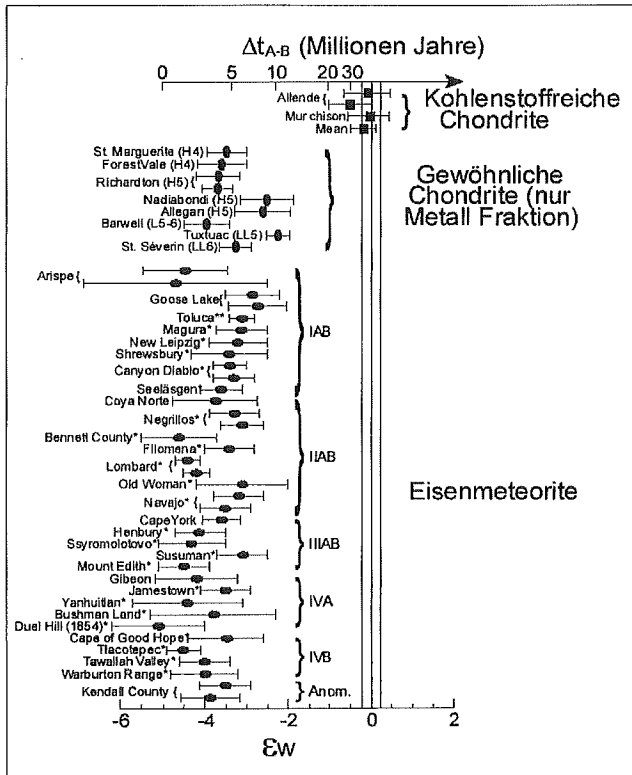


Abb. 4. Isotopenhäufigkeiten von Wolfram in Gesamtproben von kohlenstoffreichen Chondriten und früh abgetrennten Metallen in gewöhnlichen Chondriten und Eisenmeteoriten. Die Häufigkeiten sind in ϵ -Einheiten als Abweichung vom irdischen Wert gegeben (siehe Text). Das Wolfram-Modellalter für die Zeitspanne zwischen der Separation von Metall aus einem primitiven chondritischen Reservoir ist oben in der Figur gezeigt. Daten aus LEE & HALLIDAY (1995, 1996), JACOBSEN & HARPER (1996), LEE et al. (1997) und HORAN et al. (1998).

Fig. 4. Isotopic abundances of tungsten in bulk carbonaceous chondrites and early separated metals in ordinary chondrites and iron meteorites. The abundances are expressed in ϵ -units as differences from the terrestrial value (see text). The tungsten model age for the time span between the separation of metal from a primitive chondritic reservoir is shown at the top of the figure. Data from LEE & HALLIDAY (1995, 1996), JACOBSEN & HARPER (1996), LEE et al. (1997) and HORAN et al. (1998).

Durchmesser von 525 km. Die W-Messungen an Meteoriten haben also klar gezeigt, dass innerhalb der ersten 10 Millionen Jahre des Sonnensystems Körper von mindestens ein paar hundert km Durchmesser gebildet wurden.

Das Hf/W-Verhältnis der silikatischen Erde (der Gesteine, auf welchen wir leben, und bis zu einer Tiefe von 2900 km) ist > 10 . Wenn der Erdkern sich ähnlich früh gebildet hätte wie viele Eisenmeteorite, müssten also irdische Gesteine einen ^{182}W -Überschuss von etwa 1% zeigen ($\epsilon^{182}\text{W} = 100$). Eine der grössten Überraschungen in der Hf-W-

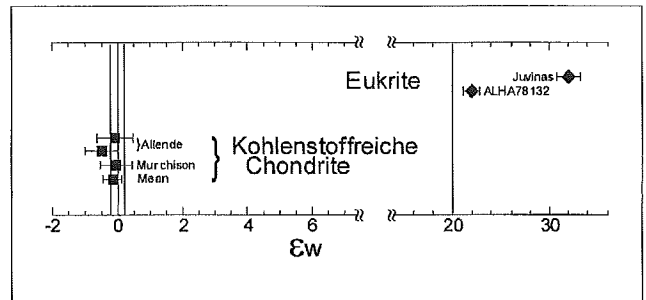


Abb. 5. Wolfram-Isotopenzusammensetzung in kohlenstoffreichen Chondriten und Eukriten ausgedrückt in ϵ -Einheiten als Abweichung vom irdischen Wert (siehe Text). Daten aus LEE & HALLIDAY (1996, 1997).

Fig. 5. Tungsten isotopic composition in carbonaceous chondrites and eucrites expressed in ϵ -units as deviations from the terrestrial value (see text). Data from LEE & HALLIDAY (1996, 1997).

Chronometrie war nun, dass das W der Silikaterde bezüglich seiner Isotopenhäufigkeit innerhalb von < 70 ppm mit dem W in kohlenstoffreichen Chondriten übereinstimmt (Abb. 6). Dieses Fehlen eines auflösbaren Unterschieds zwischen Silikaterde und Chondriten (oder wenn man so will dem Standard für mittleres Hf/W im Sonnensystem) ist eine sehr grundsätzliche Beobachtung und setzt wichtige Randbedingungen über die Frühgeschichte der Erde, wie unten besprochen wird. Beachten Sie, dass das $\epsilon^{182}\text{W}$ der mittleren Silikaterde (MSE) per Definition null ist, denn dieses W bildet ja den Standard im Labor, mit welchem alle anderen Daten verglichen werden. Es ist deshalb vielleicht etwas verwirrend, dass unser wichtigstes Problem ist, zu erklären, weshalb das chondritische W ein $\epsilon^{182}\text{W}$ von null hat. In anderen Worten, wieso hat die MSE chondritisches Wolfram, wenn doch ihr Hf/W-Verhältnis klar nicht-chondritisch ist? Die offensichtliche Erklärung für den Unterschied zwischen Eukriten und der MSE ist, dass die Fraktionierung zwischen Hf und W relativ spät in der (frühen) Geschichte der Erde stattfand. Eine solche Fraktionierung wäre eine Folge einer Kernbildung. Folglich bildete sich also entweder der Erdkern relativ spät, d. h. nachdem alles ^{182}Hf zerfallen war (~ 50 Millionen Jahre), oder die Akkretion der Erde wurde verzögert.

4 LANGSAME AKKRETION

Obwohl einige Wissenschaftler die Vorstellung pflegten, dass die Erde ihren Kern erst nach mehr als 10^8 Jahren bildete, ist in neueren Modellen die Kernbildung ein integraler Teil der durch Dichteunterschiede getriebenen Differentiation eines Planeten, welcher durch die Akkretionsenergie rasch geheizt wird. Diese Idee wird durch neue Hinweise ge-

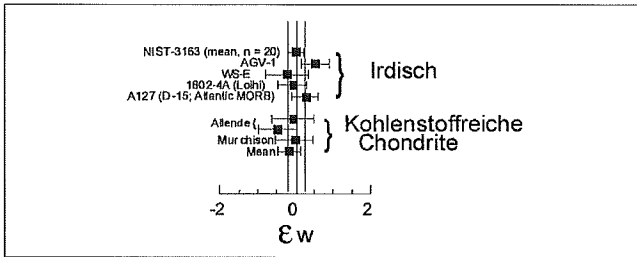


Abb. 6. Wolfram-Isotopenzusammensetzung in irdischen Proben und kohlenstoffreichen Chondriten ausgedrückt in ε-Einheiten als Abweichung vom mittleren irdischen Wert (siehe Text). Daten aus LEE & HALLIDAY (1996) und LEE et al. (1997).

Fig. 6. Tungsten isotopic composition in terrestrial samples and carbonaceous chondrites expressed in ε-units as deviations from the mean terrestrial value (see text). Data from LEE & HALLIDAY (1996) and LEE et al. (1997).

stützt, wonach das innere Sonnensystem ursprünglich sehr heiss war, als Folge der Reibungswärme während des Zusammenfallens des solaren Nebels. Geschmolzene Protoplaneten und rasche Kernbildung während der ersten 10^8 Jahre waren wahrscheinlich. Deshalb erklärt eine langsame Akkretion die chondritische Isotopenzusammensetzung des Wolframs der Silikaterde besser als eine späte Kernbildung, denn es ist schwer zu sehen, wie die Bildung des Kerns hätte verzögert werden können. Die Hf-W-Daten zeigen aber, dass die Akkretion langsamer gewesen sein muss, als bis anhin gedacht.

Was für unabhängige Hinweise über die Akkretionsgeschwindigkeit der Erde besitzen wir? Zuerst einmal können wir die Rate heute messen, denn die Erde gewinnt immer noch an Masse. Pro Jahr fallen etwa 50 Millionen Kilogramm Meteorite und interplanetare Staubteilchen auf die Erde. Das tönt nach viel, aber bei dieser Akkretionsrate würden mehr als 10^{17} Jahre vergehen, bis ein Körper von Erdgrösse entstände. Dies ist mehr als eine Million mal länger als das Alter des Universums. Die Akkretionsraten müssen also in der Frühzeit der Erde viel grösser gewesen sein. Verschiedene Wissenschaftler haben den Akkretionsprozess modelliert, mit unterschiedlichen Annahmen. Frühe Schätzungen ergaben, dass die Erde im Wesentlichen nach weniger als einer Million Jahre gebildet war, d. h. >95% ihrer heutigen Masse hatte. Spätere Rechnungen durch George Wetherill zeigten aber, dass diese Schätzungen um etwa einen Faktor 100 zu klein waren. WETHERILL (1986) kam zum Schluss, dass die Erde innerhalb von etwa 10 Millionen Jahren die Hälfte ihrer heutigen Masse aufsammlte, dass aber das spätere Wachstum sich über weitere 100 Millionen Jahre dahinzog. Sein Modell entspricht einer mit der Zeit ungefähr exponentiell abnehmenden Wachstumsrate (Abb. 7). Modelle der

W-Isotopenentwicklung, welche eine fortwährende sofortige Kernbildung annehmen, basieren auf einer solchen exponentiell abfallenden Wachstumsrate nach WETHERILL (1986):

$$f_t = 1 - e^{-\lambda \cdot \Delta t}$$

f_t ist die Masse der Erde (als Fraktion der heutigen Masse), Δt die Zeit seit dem Beginn des Sonnensystems und λ die Zeitkonstante der Akkretion. Während die Erde sich bildet, wird das neu hinzugefügte Material mit im Mittel chondritischer Häufigkeit sofort perfekt mit dem schon vorhandenen Erdmantel gemischt, wobei das radiogene W der MSE verdünnt wird, bevor es sich wieder aufteilt in Silikat- und Metallfraktion, wobei letztere absinkt und zum Wachstum des Kerns beiträgt (Abb. 8). Das mittlere Alter des Kerns ist dabei also gleich dem mittleren Alter der Erde. Obwohl WETHERILL ein langsames Wachstum erwartete als frühere Arbeiten, sagt sein Modell immer noch einen Überschuss an ^{182}W in der Silikaterde voraus (Abb. 9). Bei einer noch langsameren Akkretion würde die MSE zu Beginn radiogenes W besitzen, das aber später nicht mehr sichtbar wäre. Die mittlere Dauer der Akkretion (τ) ist der Kehrwert der Zeitkonstante λ und

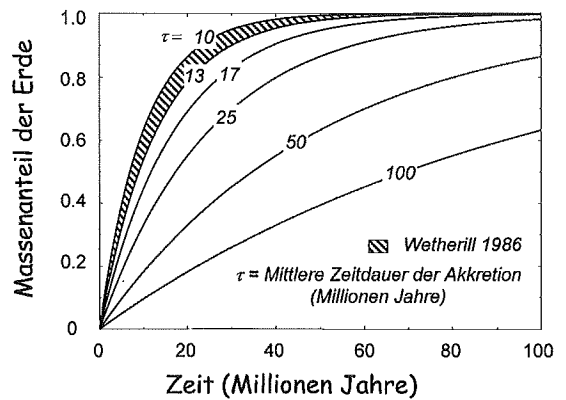


Abb. 7. Die Erdmasse ausgedrückt als Bruchteil ihrer heutigen Masse in Funktion der Zeit, unter Annahme eines exponentiell abnehmenden kontinuierlichen Wachstums und verschiedenen Werten der mittleren Zeitdauer der Akkretion (angegeben in Millionen Jahren). Die vom Modell von WETHERILL (1986) vorhergesagte Akkretionsgeschwindigkeit ist schattiert angegeben. Die Wolframdaten zeigen aber, dass die Erde sich noch langsamer gebildet haben muss.

Fig. 7. The earth's mass expressed as the fraction of its present mass as a function of time, assuming an exponentially decreasing continuous growth and various values of the mean life of accretion (given in million years). The accretionary rate predicted by the model of WETHERILL (1986) is shown shaded. However, the W isotopic data show that the Earth must have accreted even more slowly.

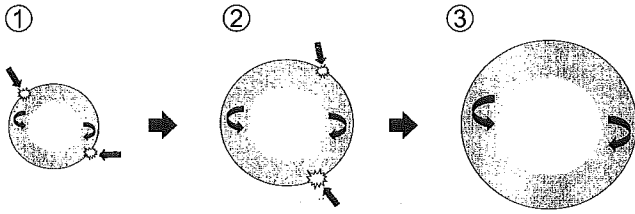


Abb. 8. Schematische Darstellung der Annahmen in Modellen für kontinuierliche Kernbildung. Die Erde akkretiert aus Material, das im Mittel ein chondritisches Hf/W-Verhältnis und eine chondritische Wolfram-Isotopenzusammensetzung hat. Dabei wird neu einfallendes Material immer mit dem Wolfram in der Silikaterde gemischt, bevor das frisch eingefallene Eisen zusammen mit den siderophilen Elementen (inkl. W) zum Kern hin absinkt. In diesem Modell ist das mittlere Alter der Erde gleich dem mittleren Alter des Kerns.

Fig. 8. Schematic representation of the model assumptions for continuous core formation. Earth accretes from material with an average Hf/W ratio and chondritic W isotopic composition. The newly accreted material is continuously mixed with W in the silicate Earth prior to the segregation of new iron and siderophile elements (including W) into the core. In this model the mean age of the earth equals the mean age of the core.

entspricht der Zeitspanne, in der die Erde 63% ihrer Gesamtmasse aufsammlte. Man sieht, dass ein τ von 20 Millionen Jahren nötig ist, damit die heutige MSE keinen messbaren Überschuss an ^{182}W mehr zeigt (Abb. 9; HALLIDAY et al., 1996). Dies ist ein sehr robustes Resultat. Wenn z. B. der Beginn der Kernbildung um 20 Millionen Jahre verzögert würde, hätte dies keine sichtbaren Auswirkungen, denn es sind vor allem das Timing und die Massenbilanz der letzten Phasen der Akkretion, welche die W-Isotopenzusammensetzung am stärksten beeinflussen (HALLIDAY et al., 1996; KRAMERS, 1998; HALLIDAY, 2000; HALLIDAY & LEE, 1999).

5 DAS ALTER DES MONDES UND EIN TEST DER AKKRETIONSRATEN

Wolfram-Isotopendaten in Mondproben ermöglichen uns, einige dieser Modelle ausführlicher zu testen. Früher gab es mehrere verschiedene Theorien über den Ursprung des Mondes (z. B. UREY, 1966), heute nimmt man aber allgemein an, dass der Mond aus Material der frühen Silikaterde und/oder des Silikatanteils eines anderen planetaren Körpers besteht, welcher mit der Protoerde kollidierte (BENZ und CAMERON, 1990). Trotzdem der Mond und die Erde geochemisch ähnlich sind, wird in den meisten Simulationen dieser Riesenkollision der Mond vorwiegend aus dem Silikatanteil des einschlagenden Körpers gebildet, und nur zu einem kleineren Teil aus der Erde selbst. Ich nenne hier diesen einstmali-

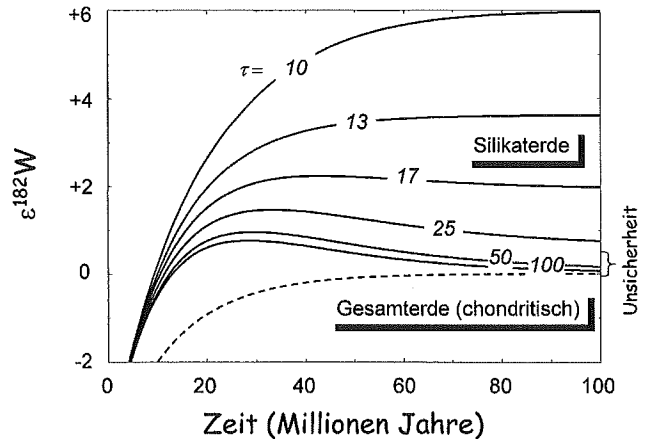


Abb. 9. Die W-Isotopeneffekte in der Silikaterde (gerechnet mit Hf/W = 15), wie sie mit kontinuierlicher Kernbildung (Abb. 8) und den Akkretionsraten aus Abb. 7 vorhergesagt werden. Die geschweifte Klammer rechts zeigt die maximale mögliche Abweichung zwischen der W-Isotopenzusammensetzung der Mittleren Silikaterde (MSE) und kohlenstoffreichen Chondriten (LEE & HALLIDAY, 1996).

Fig. 9. The W isotopic effects in the silicate earth (assuming a Hf/W = 15) as predicted from continuous core formation (Fig. 8) and the accretion rates of Fig. 7. The bracket on the right shows the maximum possible deviation between W isotopic composition in the bulk silicate Earth (BSE) and carbonaceous chondrites (LEE & HALLIDAY, 1996).

gen einschlagenden Planeten «Theia», die Mutter von Selen, der griechischen Göttin des Mondes.

Gewisse Teile des Mondes haben sogar noch höhere Hf/W-Verhältnisse als die MSE (PALME & WÄNKE, 1975), und Mondproben zeigen teilweise chondritisches, teilweise aber auch radiogenes W (also an ^{182}W angereichertes Wolfram, das aus dem radioaktiven Zerfall von ^{182}Hf stammt) (LEE et al., 1997; Abb. 10). Obschon andere Erklärungen möglich sind, zeigt dies wahrscheinlich, dass verschiedene Partien des Mondes unterschiedlich viel radiogenes ^{182}W erhielten, als Resultat einer extrem unterschiedlichen Fraktionierung von Hf und W im Mondinnern. Das Hf/W-Modellalter für den Mond liegt etwa zwischen 4,52–4,50 Milliarden Jahren, also etwa 50 Millionen Jahre nach dem Beginn des Sonnensystems. Dieses Resultat ist eine starke Stütze für die Hypothese, dass der Mond durch eine Riesenkollision relativ spät in der Akkretionsphase der Erde gebildet wurde.

Neuere dynamische Simulationen der Bildung des Mondes in einer Riesenkollision (CAMERON & CANUP, 1998) verlangen eine grössere relative Masse von Theia, als früher vermutet wurde (CAMERON & BENZ, 1991). CAMERON & CANUP (1998) lösen dies dadurch, dass sie der Erde bei der Kollision nur die Hälfte ihrer heutigen Masse zuordnen. Falls

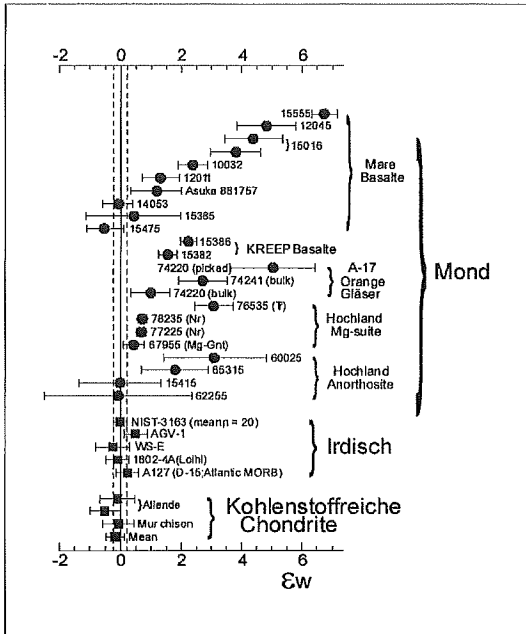


Abb. 10. Wolfram-Isotopenzusammensetzung in irdischen Proben, kohlenstoffreichen Chondriten und Mondproben ausgedrückt in ϵ -Einheiten als Abweichung vom mittleren irdischen Wert (siehe Text). Daten aus LEE & HALLIDAY (1996) und LEE et al. (1997).

Fig. 10. Tungsten isotopic compositions in terrestrial samples, carbonaceous chondrites, and lunar samples expressed in ϵ -units relative to the mean terrestrial value (see text). Data from LEE & HALLIDAY (1996) and LEE et al. (1997).

die Erde zum Zeitpunkt des Einschlags (~4,51 Ga) wirklich erst halb gebildet war, muss ihre Akkretion in der Tat um einiges langsamer gewesen sein ($\tau \sim 50$ Ma) als früher vermutet, zumindest bis zum Moment der Bildung des Mondes. Der kritische Parameter in der Simulation von CAMERON & CANUP ist das Verhältnis der Masse der Protoerde relativ zu der von Theia, welches etwa als 7:3 angesetzt werden muss. Dies ist stark verschieden vom «traditionellen» Verhältnis von etwa 7:1, welches in früheren Simulationsrechnungen gebraucht wurde. Ausserdem können bedeutende Mengen Material nachträglich zugefügt worden sein. Abbildung 11 zeigt eine Reihe von Möglichkeiten, um das Massenverhältnis von 7:3 beizubehalten und die Akkretion nach dem Rieseneinschlag weitergehen zu lassen. Sechs solcher Akkumulationskurven mit einer Totalmasse von Protoerde und Theia von 0.65, 0.70, 0.75, 0.80, 0.85 und 0.90 Erdmassen sind in Abb. 11A gezeigt. Abb. 11B zeigt, dass mit einer entsprechend kleineren Protoerde verschiedene Szenarien chondritische W-Isotopenverhältnisse ergeben, falls der Rieseneinschlag etwa nach 50 Millionen Jahren passierte.

Die Wolfram-Isotopendaten der Erde sind also gut zu verstehen, wenn der Mond in einem Rieseneinschlag etwa 50 Millionen Jahre nach Beginn des Sonnensystems gebildet wurde, und die Erde zu diesem Zeitpunkt erst etwa zur Hälfte entstanden war.

6 UNTERSCHIEDE ZWISCHEN ERDE UND MARS

Marsmeteorite sind Eruptivgesteine, welche durch Aufschmelzen des Marsinnern während etwa der letzten Milliarden Jahre gebildet wurden, also lange nachdem alles ^{182}Hf zerfallen war. Die heutigen W-Isotopenunterschiede haben also keinen Zusammenhang mit den gemessenen Hf/W-Verhältnissen der Marsproben. Der Marsmantel hat ein Hf/W-Verhältnis von etwa 3, also etwa 5 mal kleiner als die MSE. Dennoch haben einige Marsmeteorite radiogenes W, ganz im Gegensatz zur Silikaterde (Abb. 12). Zusammen mit dem tiefen Hf/W des Marsmantels heisst dies, dass der Kern des Mars sehr früh entstanden sein muss. Offensichtlich ist der Mars innerhalb von 15 Millionen Jahren gebildet und in Kern und Mantel differenziert worden (LEE & HALLIDAY, 1997).

Mit der Akkretionsrate, die wir oben für die Erde bestimmt haben, würde ein Körper von Marsgrösse (ein Achtel Erdmasse) innerhalb von etwa 10 Millionen Jahren gebildet werden. Diese Zahl stimmt gut mit den W-Daten der Marsmeteorite überein. Der hauptsächliche Unterschied zwischen Erde und Mars ist also nicht die Akkretionsrate, sondern die Tatsache, dass die Erde länger akkretieren konnte als der Mars. Im Gegensatz zur Erde erlitt der Mars keinen Rieseneinschlag wie der, durch den unser Mond gebildet wurde. Der Mars hat zwei Monde, diese sind aber sehr klein und von unregelmässiger Form und vermutlich ganz anders entstanden als der Erdmond, welcher relativ zur Grösse seines Mutterplaneten der grösste Mond im Planetensystem ist. Dessen Geburt als feuriger Magmaball ist völlig konsistent mit der Idee eines Rieseneinschlags zweier Planeten spät in der Bildungsphase des Sonnensystems.

Die W-Isotopendaten zeigen uns andere verblüffende Unterschiede zwischen Erde und Mars. Der Mars differenzierte offensichtlich früh, wie die W-Daten zeigen. Es ist aber auch sehr bemerkenswert, dass diese Isotopenanomalien im Marsmantel überhaupt so lange überleben konnten. Viereinhalb Milliarden Jahre Konvektion haben den Erdmantel genügend gut gemischt, so dass jegliche Spuren von Isotopeninhomogenitäten verwischt wurden. Die ältesten Inhomogenitäten aus dem konvektierenden Mantel sind weniger als 2 Milliarden Jahre alt. Im Gegensatz dazu zeigt der Mars Inhomogenitäten, welche nur in den ersten 30 Millionen Jahren

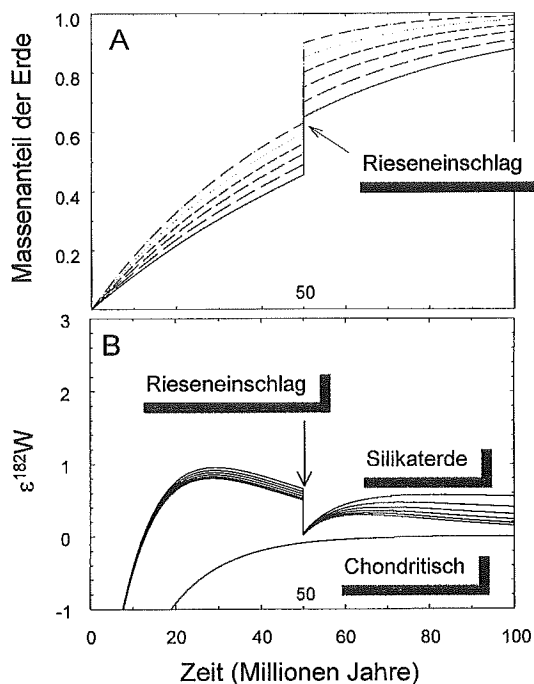


Abb. 11. Die Variation der W-Isotopenhäufigkeit während langsamer Akkretion der Erde und einem Rieseneinschlag eines Planeten nach 50 Millionen Jahren. Beim Einschlag haben Erde und Impaktor ein Massenverhältnis von 7:3. (A) Die mittlere Zeitdauer der Akkretion der Erde wird so variiert, dass die Gesamtmasse der Erde nach dem Rieseneinschlag zwischen 65% und 90% der heutigen Erdmasse beträgt. (B) Die Änderungen der W-Isotopenhäufigkeit in der MSE, welche aus den Kurven in (A) errechnet werden, unter der Annahme eines konstanten Hf/W in der MSE von etwa 15 (dem heutigen Wert). In allen Fällen wird jeder ¹⁸²W-Überschuss eliminiert. Aus HALLIDAY (2000).

Fig. 11. The variation in W isotopic composition during slow accretion of the Earth and a giant impact of a planet after 50 million years. The Earth and the impactor would have a mass ratio of 7:3. (A) The mean life of accretion of the Earth varies such that the total mass of the Earth after the Giant Impact is between 65% and 90% of its present mass. (B) The variations in the W isotopic composition of the bulk silicate Earth (BSE) calculated using the curves shown in (A) under the assumption of constant Hf/W of about 15 (the present day value) in the BSE. In all cases any ¹⁸²W excess is eliminated. From HALLIDAY (2000).

des Sonnensystems entstehen konnten. Das Durchmischen des Marsmantels war also bedeutend weniger effizient als bei der Erde. Der Mars kann keine grossräumliche Konvektion erleben, wie sie die irdische Plattentektonik treibt und die Kontinente bewegt. Die Wolfram-Daten machen jede Art von langfristiger plattentektonischer Aktivität auf dem Mars unwahrscheinlich.

Mit kleinen Proben von nicht mehr als einem Gramm können wir also dank den kurzlebigen Nukliden sehr viel über das Verhalten von planetaren Objekten im Grossen ler-

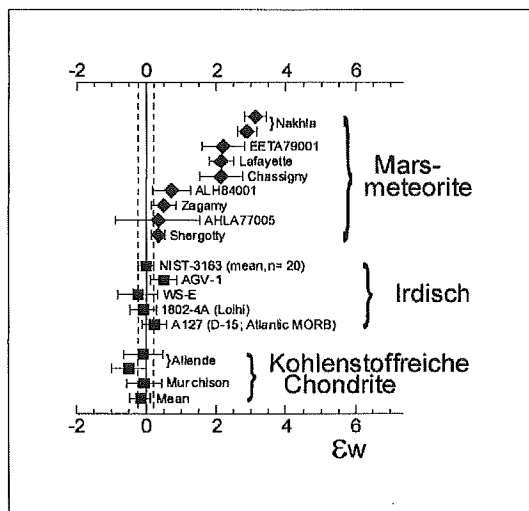


Abb. 12. Wolfram-Isotopenhäufigkeiten in irdischen Proben, kohlenstoffreichen Chondriten und Marsmeteoriten, ausgedrückt in ϵ -Einheiten als Abweichung vom mittleren irdischen Wert (siehe Text). Daten aus LEE & HALLIDAY (1997).

Fig. 12. Tungsten isotopic compositions in terrestrial samples, carbonaceous chondrites, and martian meteorites expressed in ϵ -units relative to the mean terrestrial value (see text). Data from LEE & HALLIDAY (1997).

nen. Europäer wie Amerikaner planen Missionen, mit denen Proben vom Mars auf die Erde gebracht werden sollen, und es gibt sogar Ideen, Steine von Venus und Merkur zu holen. Mit ganz wenig Material könnten wir sehr viel über die Entwicklung dieser Körper erfahren, dank Isotopenmessungen an ein paar wenigen Schlüsselementen. Auch ein paar wenige Gramm solcher planetarer Proben wären von fantastischem Nutzen, denn wir könnten damit unser Wissen über die Bildung des Sonnensystems sehr stark erweitern. Ausserdem ist der heutige Mars vermutlich der Erde in einem früheren Entwicklungsstadium ähnlich. Sogar die heutige Marskruste ist teilweise bedeutend älter als die ältesten Gesteine auf der Erde. Wir können also die Entwicklung von Planeten studieren, indem wir andere Planeten betrachten, welche weniger weit fortgeschritten sind als die Erde.

Europa ist in Planetarwissenschaften und beobachtender Astronomie immer stark gewesen. Diese Gebiete blühen gegenwärtig weltweit, dank den Durchbrüchen in der Erforschung von Planeten mit Raumsonden und den fantastischen neuen Daten über andere Sterne und Sonnensysteme. Die Schweiz ist in diesem Gebiet besonders stark. Wir dürfen eine an- und aufregende Zeit mit neuartiger Wissenschaft erwarten, in welcher der schweizerische Beitrag zentral sein wird.

7 VERDANKUNGEN

Dieser Beitrag ist eine Zusammenfassung meiner Antrittsvorlesung an der ETH. Ich danke V. Heber, N. Vogel, W. Müller, W. Müller-Weckerle und R. Wieler herzlich für ihre Hilfe. R. Wieler übersetzte den Artikel vom Englischen ins Deutsche.

8 LITERATUR

BENZ, W. & CAMERON, A.G.W. 1990. Terrestrial effects of the giant impact. In: «Origin of the Earth», H.E. NEWSOM AND J.H. JONES (Eds.), 61–67. – Oxford University Press, Oxford.

CAMERON, A.G.W. & BENZ, W. 1991. Origin of the Moon and the single impact hypothesis IV. – *Icarus* 92, 204–216.

CAMERON, A.G.W. & CANUP, R.M. 1998. The giant impact occurred during Earth accretion. – *Lunar Planet. Sci. XXVIX*, 1062–1063.

HALLIDAY, A.N., LEE, D.-C., CHRISTENSEN, J.N., REHKÄMPER, M., YI, W., LUO, X., HALL, C.M., BALLENTINE, C.J., PETTKE, T. & STIRLING, C. 1998. Applications of multiple collector ICPMS to cosmochemistry, geochemistry and paleoceanography. (The 1997 Geochemical Society Presidential address.) – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 919–940.

HALLIDAY, A.N., LEE, D.-C., CHRISTENSEN, J.N., WALDER, A.J., FREEDMAN, P.A., JONES, C.E., HALL, C.M., YI, W. & TEAGLE, D. 1995. Recent developments in inductively coupled plasma magnetic sector multiple collector mass spectrometry. – *Int. J. Mass Spec. Ion Process.* 146/147, 21–33.

HALLIDAY, A.N., REHKÄMPER, M., LEE, D.-C. & YI, W. 1996. Early evolution of the Earth and Moon: new constraints from Hf-W isotope geochemistry. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 75–89.

HALLIDAY, A.N. 2000. Terrestrial accretion rates and the origin of the Moon. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, eingereicht.

HALLIDAY, A.N. & LEE, D.-C. 1999. Tungsten isotopes and the early development of the Earth and Moon. – *Geochim. Cosmochim. Acta* (C.J. Allègre 60th Birthday Volume), im Druck.

HARPER, C.L., VÖLKENING, J., HEUMANN, K.G., SHIH, C.-Y. & WIESMANN, H. 1991. ¹⁸²Hf-¹⁸²W: new cosmochronometric constraints on terrestrial accretion, core formation, the astrophysical site of the r-process, and the origin of the solar system. – *Lunar Planet. Sci. XXII*, 515–516.

HORAN, M.F., SMOLIAR, M.I. & WALKER, R.J. 1998. ¹⁸²W and ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os systematics of iron meteorites: Chronology for melting, differentiation, and crystallization in asteroids. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 545–554.

JACOBSEN, S.B. & HARPER, Jr., C.L. 1996. Accretion and early differentiation history of the Earth based on extinct radionuclides. In: «Earth Processes: Reading the Isotope Code». A. BASU and S. HART (Eds.), pp. 47–74. – AGU, Washington D.C.

KRAMERS, J.D. 1998. Reconciling siderophile element data in the Earth and Moon, W isotopes and the upper lunar age limit in a simple model of homogeneous accretion. – *Chem. Geol.*, 145, 461–478.

LEE, D.-C. & HALLIDAY, A.N. 1995b. Hafnium-tungsten chronometry and the timing of terrestrial core formation. – *Nature* 378, 771–774.

LEE, D.-C. & HALLIDAY, A.N. 1996. Hf-W isotopic evidence for rapid accretion and differentiation in the early solar system. – *Science* 274, 1876–1879.

LEE, D.-C. and HALLIDAY, A.N. 1997. Core formation on Mars and differentiated asteroids. – *Nature* 388, 854–857.

LEE, D.-C., HALLIDAY, A.N., SNYDER, G.A. and TAYLOR, L.A. 1997. Age and origin of the Moon. – *Science* 278, 1098–1103.

PATTERSON, C.C. 1956. Age of meteorites and the Earth. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 10, 230–237.

RIGHTER, K. and DRAKE, M.J. 1996. Core formation in Earth's Moon, Mars, and Vesta. – *Icarus* 124, 513–529.

SAFRONOV, V.S. 1954. On the growth of planets in the protoplanetary cloud. – *Astron. Zh.* 31, 499–510.

STEVENSON, D.J. 1981. Models of the Earth's core. – *Science* 214, 611–619.

UREY, H.C. 1966. The capture hypothesis of the origin of the Moon. – In: «The Earth-Moon System», B.G. MARSDEN and A.G.W. CAMERON (Eds.), pp. 210–212. – New York, Plenum.

WALDER, A.J. & FREEDMAN, P.A. 1992. Isotopic ratio measurement using a double focusing magnetic sector mass analyzer with an inductively coupled plasma as an ion source. – *J. Anal. Atomic Spect.* 7, 571–575.

WASSON, J.T. 1985. Meteorites: their record of early solar-system history. W.H. Freeman and Company. New York, pp. 251.

WETHERILL, G.W. 1986. Accumulation of the terrestrial planets and implications concerning lunar origin. In: «Origin of the Moon». W. K. HARTMANN, R. J. PHILLIPS AND G. J. TAYLOR (Eds.), pp. 519–550. – Houston, Lunar Planetary Institute.

Prof. Dr. Alex N. Halliday, Institut für Isotopengeologie & Mineralische Rohstoffe, Departement für Erdwissenschaften, ETH Zürich, NO C61, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zürich