

Abb. 1: Die am 20. April 1967 auf dem Mond gelandete Sonde Surveyor III übermittelte die ersten direkt an Mondmaterie gemessenen chemischen Analysen zur Erde. Die bemannte Raumsonde Apollo 12 (im Hintergrund) landete im November 1969 nur etwa 180 m neben Surveyor III. Die deutlich erkennbare Gesteinstrümmerschicht der Mondoberfläche (Regolith) ist durch Einschläge erzeugt worden. Das Material wird weiter auf mehrere Meter Tiefe durchmischt und die Materie mit Teilchen des Sonnenwindes, der niederenergetischen Teilchenstrahlung, beladen. (NASA)

Die Geochemie ist heute ein wichtiges wissenschaftliches Fach für die Erforschung der Entstehung und Entwicklung von Gesteinen auf der Erde. Seit den bahnbrechenden Arbeiten von V.M. Goldschmidt (1888–1947) über das Verhalten von chemischen Elementen bei geologischen Prozessen in den dreißiger Jahren hat sich dieses Gebiet kontinuierlich weiterentwickelt. Die Kosmochemie ist eine Erweiterung dieser Wissenschaft. Sie versucht zu erklären, wie sich die chemischen Elemente, insbesondere ihre Isotope, bei der Bildung des Sonnensystems verhalten haben, und wie es zur gegenwärtigen chemischen Zusammensetzung von Planeten und Monden kam. Ist dagegen die chemische Zusammensetzung eines Planeten oder eines Mondes hinreichend genau bekannt, dann

Chemismus und Bildung des Erdmondes

Ergebnisse aus Untersuchungen der Mondproben

Von Gerlind Dreibus-Kapp und Ludolf Schultz

Nach der Beschreibung der Mondoberfläche in SuW 8/99, Seite 648 ff. geht es hier um die Ergebnisse der chemischen Analysen der Mondproben, die von den Apollo-Missionen mitgebracht wurden oder in Form von Mondmeteoriten direkt bei uns gelandet sind. Die Autoren forschen am MPI für Chemie in Mainz.

kann wiederum auf Prozesse gefolgert werden, die ihn gebildet und geformt haben.

Während wir auf der Erde mit großer Sorgfalt verschiedene Gesteine unseres Planeten auswählen und analysieren können, war bis 1969 eine direkte Untersuchung von Mondgestein nicht möglich. Allerdings gab es schon seit mehr als 200 Jahren Theorien, die den Mond als Mutterkörper mancher Meteorite ansahen. Schon der Physiker, Philosoph und Spötter Georg Christoph Lichtenberg (1742–1799) schrieb: »Der Mond ist ein unartiger Nachbar, da er mit Steinen nach uns wirft«. Noch kurz vor den ersten Ergebnissen der Untersuchung der Mond-

oberfläche mit Raumsonden war H. C. Urey (1893–1981), Nobelpreisträger und Nestor der modernen Kosmochemie, fest davon überzeugt, daß unser Mond ein »primitiver« Körper ist, d.h. aus unfraktionierter meteoritenähnlicher Materie besteht (»Holt mir ein Stück Mond, und ich sage Euch, wie das Sonnensystem entstanden ist!«).

Welche Möglichkeiten gab es, aus astronomischen Beobachtungen auf die chemische Zusammensetzung des Mondes zu schließen? Eine wichtige Aussage liefert die Dichte eines planetaren Körpers, die bei Kenntnis seines Volumens und seiner Masse errechnet wird. Für den Erdmond ergibt

sich ein Wert von $(3,344 \pm 0,003) \text{ g/cm}^3$, der weit unter dem der Gesamterde ($5,52 \text{ g/cm}^3$) liegt, aber sehr nahe bei dem für den Erdmantel gültigen Wert. Dies wurde als gewichtiger Hinweis gewertet, daß der Mond eventuell ein Stück des Erdmantels sein könnte. Da die Dichten vieler Steinmeteorite aber auch zwischen $2,5$ und $3,5 \text{ g/cm}^3$ liegen, konnte aus dieser Materialgröße keine Entscheidung gefällt werden, woraus der Mond tatsächlich gebildet wurde.

Die erste direkte Analyse einiger Elemente von der Oberfläche des Mondes lieferte im April 1967 die weich gelandete Sonde Surveyor III (Abb. 1). Die durch instrumentelle analytische Methoden gewonnene chemische Zusammensetzung der Mondoberfläche entsprach im wesentlichen der von terrestrischen Basalten, d. h. Gesteinen, die aus einer Gesteinsschmelze kristallisiert wurden. Der Mond bestand also aus differenzierter Materie; er war nicht ein »primitiver« Körper!

Ein neues und aufregendes Kapitel der kosmochemischen Erforschung des Mondes begann am 24. Juli 1969 mit $21,6 \text{ kg}$ Mondgestein, das die Astronauten von Apollo 11 zur Erde brachten. Nach einer Quarantänezeit wurden kleine Mengen dieses Materials in verschiedenen Labors mit

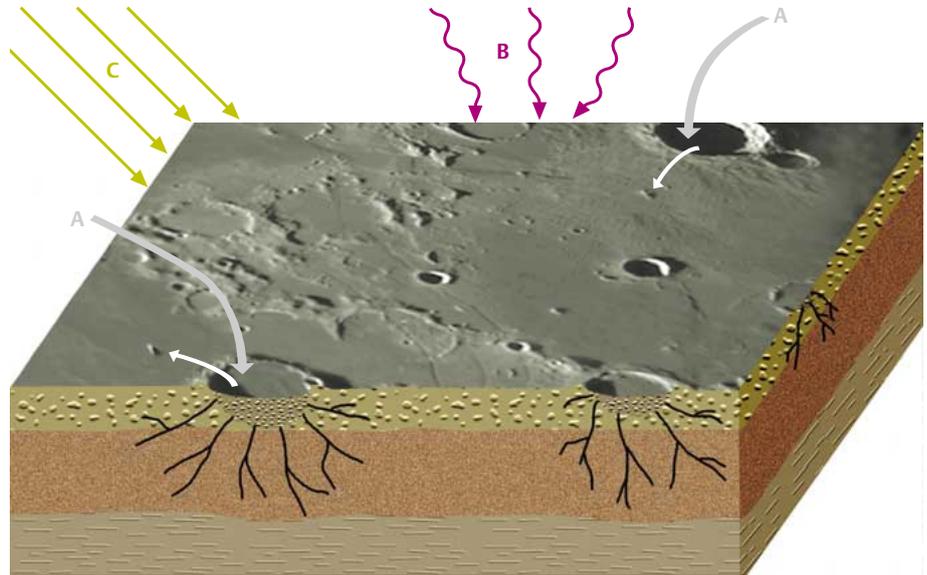


Abb. 3: Exogene Prozesse, die die Mondoberfläche geprägt haben: (A) Einschläge von festen Körpern, die Krater aller Größen erzeugen; (B) schnelle Teilchen der Kosmischen Strahlung; (C) elektromagnetische Strahlung und Teilchenbeschuss (Sonnenwind) von der Sonne.

den modernsten zur Verfügung stehenden Methoden analysiert. Die Zeit der Spekulation war vorbei, nun konnten alle Theorien auf den Prüfstand genauer Analysen gestellt werden. Auch vier Institute in Deutschland

waren ausgewählt, diese ersten Untersuchungen durchzuführen: die Max-Planck-Institute für Kernphysik in Heidelberg und für Chemie in Mainz, das Kernchemische Institut der Universität zu Köln und das Mineralogisch-Petrographische Institut der Universität Tübingen. Erste Ergebnisse wurden Anfang 1970 auf einer Konferenz in Houston vorgestellt.

Bis heute sind etwa 382 kg verschiedener Gesteine durch Raumsonden vom Mond zur Erde gebracht worden. Nicht zu vergessen sind auch 13 Mondmeteorite mit einem Gesamtgewicht von etwa vier Kilo, die der Wissenschaft zur Untersuchung zur Verfügung stehen und praktisch »frei Haus« geliefert wurden. (Vgl. SuW 22, 56 [2/1983])

Geochemie der Mondgesteine

Die seit 1969 von den Apollo-Astronauten zur Erde gebrachten Mondproben stammen alle von ausgewählten Landeplätzen, die sowohl ebene Mondmaria als auch stark mit Kratern übersäte Hochländer waren (Abb. 2). 1970 startete dann die erste unbemannte russische Raumsonde Luna 16 zum Mond und brachte aus dem Mare Fecunditatis Proben zur Erde zurück. Mit Luna 20 und 24 folgten später weitere solcher Missionen, die auch Proben von der Vorderseite des Mondes zurückbrachten.

Regolith: Ein atmosphäreloser und »toter« Himmelskörper wie der Erdmond ist den Einflüssen aus dem Weltraum ungeschützt ausgesetzt (Abb. 3). Seine Oberfläche ist dem kontinuierlichen Einschlag von Meteoroiden aller Größen und der Teilchenstrahlung der

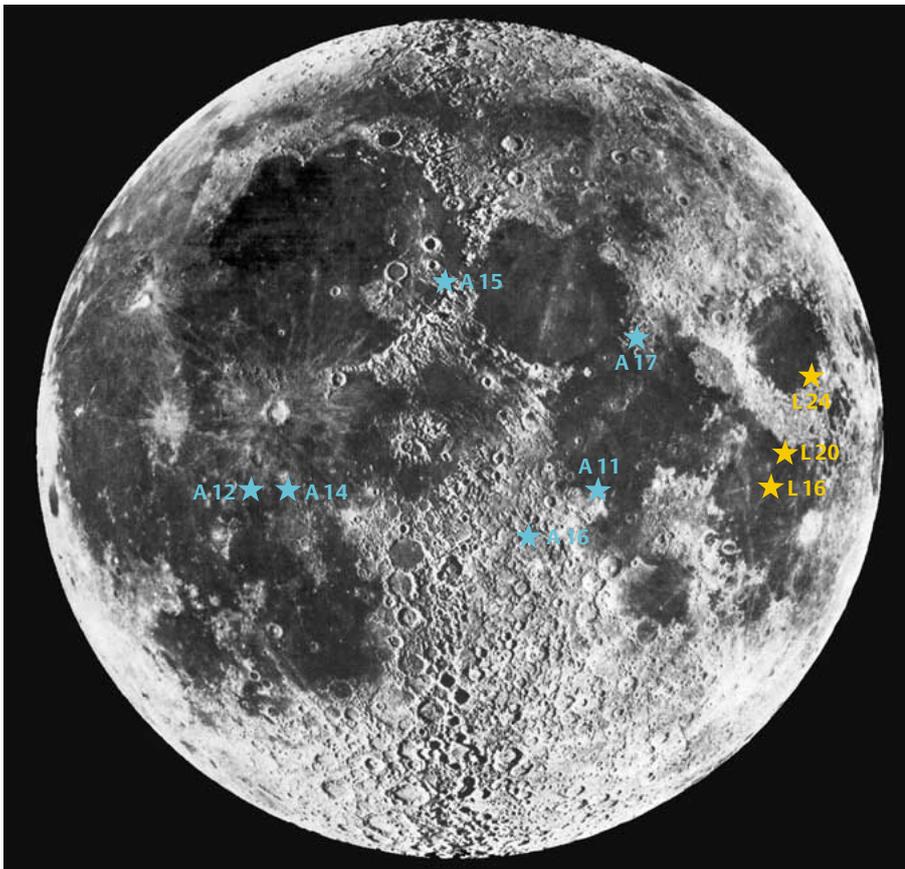


Abb. 2: Die Vorderseite des Mondes mit Landeplätzen von Raumsonden, die Mondgesteine zur Erde zurückbrachten. Mit »A« sind die bemannten Apollo-Missionen bezeichnet, »L« sind Landeplätze der unbemannten Luna-Sonden.

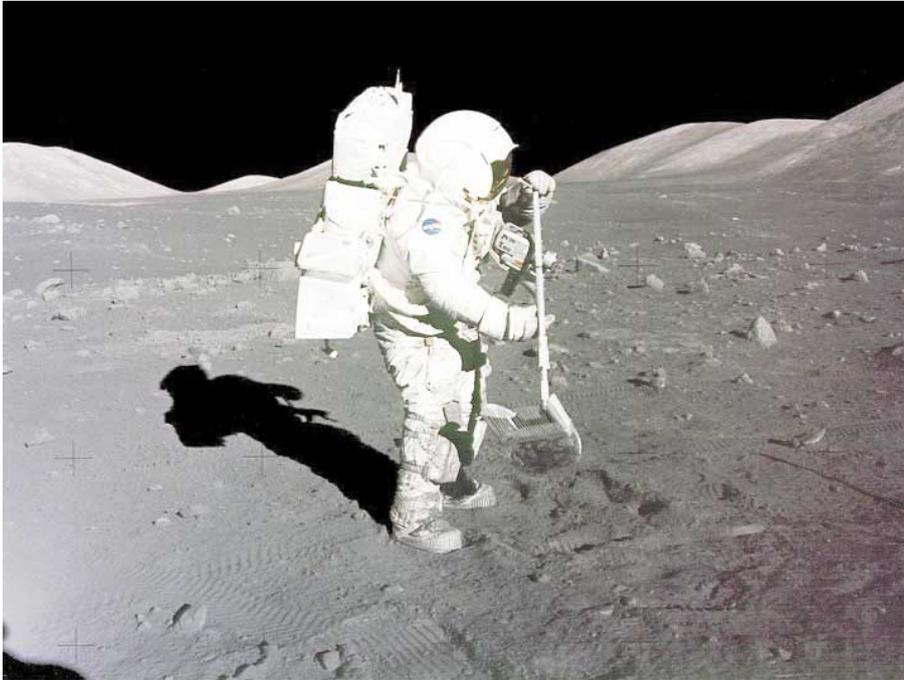


Abb. 4: Der Apollo-17-Astronaut Harrison Schmitt bei der Sammlung von Mondproben im Taurus Littrow. Vorne links ist das Regolith zu erkennen. (Mit freundl. Unterstützung von Susanne Pieth, RPIF, DLR)

Sonne seit langer Zeit ausgesetzt. Diese Bedingungen führten dazu, daß die Oberfläche des Mondes heute mit einer mehrere Meter dicken Gesteinstrümmerschicht, dem Regolith, bedeckt ist. Er besteht aus sehr feinen Komponenten (»Mondstaub«) bis zu großen Gesteinsblöcken. Die Impakte auf dem Mond verteilen auch Materie über große Entfernungen und sorgen für eine stete Mischung des Regoliths (Abb 1 und 4).

Die Komponenten des Regoliths sind im wesentlichen die Bestandteile der Gesteine

und Gläser, die durch hohe Temperaturen bei Einschlägen als Schmelzen entstanden sind. Eine Besonderheit sind die sogenannten Agglutinate (Abb. 5), Aggregate aus Mineral- und Gesteinsfragmenten, die durch Glasschmelzen verbunden sind. Die chemische Zusammensetzung des Regoliths weist erhebliche Schwankungen auf. Sie entspricht zwar bis zu einem gewissen Grad der darunterliegenden Gesteinschicht, ist aber mit unterschiedlichen Anteilen von anderen Gebieten gemischt und

enthält zusätzlich auch eine meteoritische Komponente.

Die Oberflächenschichten der Bestandteile des Regoliths sind dem Beschuß mit Ionen aus dem Sonnenwind ausgesetzt. Strahlenschäden und eine Beladung mit solaren Teilchen (insbesondere bei allen Edelgasen nachweisbar) sind die Folge. Aus ihnen lassen sich nicht nur Rückschlüsse auf die Bestrahlungsgeschichte des Regoliths und der an der Oberfläche liegenden Gesteine gewinnen, sondern es kann der Zeitpunkt einzelner Kraterbildungen datiert werden. Ein typisches Bestrahlungsalter von Mondstaub ist etwa 400 Millionen Jahre, die von einzelnen Gesteinsblöcken reichen bis zu 700 Millionen Jahre. Zwei Krater in der Nähe der Landestelle von Apollo 16 wurden zu 2 bzw. 50 Millionen Jahre datiert.

Marebasalte: Die Proben der Missionen Apollo 11 und Apollo 12 (aus dem Mare Tranquillitatis bzw. dem Oceanus Procellarum) bestanden aus Mondstaub sowie aus zwei Typen von Gesteinen: magmatische, also eindeutig aus der Schmelze erstarrte Gesteine und Brekzien. Die Brekzien haben sich bei Impakten aus Staub und Steinfragmenten gebildet. Schon die ersten Laboruntersuchungen bestätigten die basaltische Zusammensetzung dieser Mareproben, wie sie aufgrund der von den unbemannten Surveyor-Sonden durchgeführten Messungen vorausgesagt, aber nur sehr vorbehaltlich akzeptiert wurden. Die Gesteine der Mondmaria entsprechen in ihrem Chemismus den irdischen Basalten. Sie sind durch Schmelzprozesse gegangen und wurden dabei magmatisch differenziert,

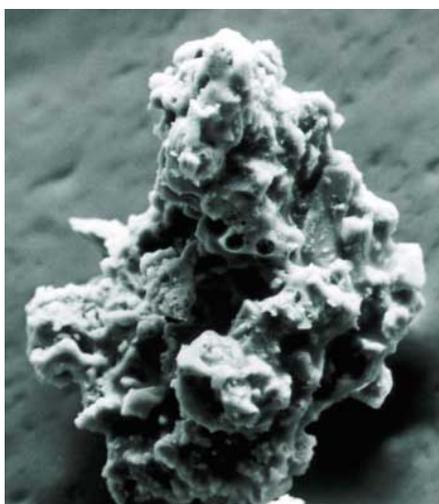


Abb. 5: Ein »Agglutinat« aus dem Mondstaub. Kleine Gesteinsbruchstücke werden auf der Mondoberfläche durch glasige Aufschmelzungen zu größeren Teilchen »verbacken«. Das abgebildete Agglutinat hat einen Durchmesser von etwa 150 µm.

Tabelle 1: Chemische Zusammensetzung von Mondproben der Apollo-Missionen.

		Mare			Hochland		
		Staub	Stein	Stein	Brekzie	Anorthit-Brekzie	KREEP-Brekzie
		Apollo 11	Apollo 11	Apollo 12	Apollo 16	Apollo 15	Apollo 14
%	O	41.5	41.5	42.2	44.8	45.0	43.7
	Mg	4.8	3.9	5.1	3.4	0.32	7
	Al	6.9	6.3	5.4	14.2	18.9	8.14
	Si	19.7	20.1	22.1	21.2	21.0	22.4
	Ca	8.1	5.1	8.5	11.0	14.7	6.74
	Ti	4.3	6.3	1.5	0.3	0.011	1.05
	Fe	12.0	13.3	15.2	4.0	0.16	8.86
	Na	0.32	0.36	0.18	0.34	0.29	0.58
ppm	Cr	1830	1300	3490	680	19	1380
	Mn	1560	2000	2180	490	42	1165
	Co	27	11	38	27	0.26	42
	Ni	280		39	410	3	390
	Sc	61	92	50.6	8.5	0.4	23.6
	K	1090	860	560	950	138	4640
	La	15	12	6.5	14.6	0.21	88
	U	0.35	0.28	0.36	0.72	0.0015	4.0
	Ir	0.007		<0.004	0.011	<0.0001	0.008

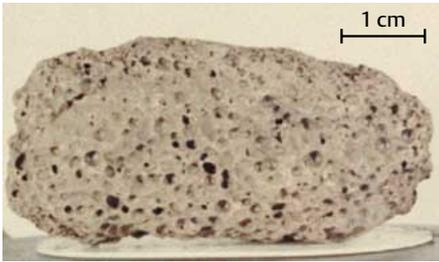


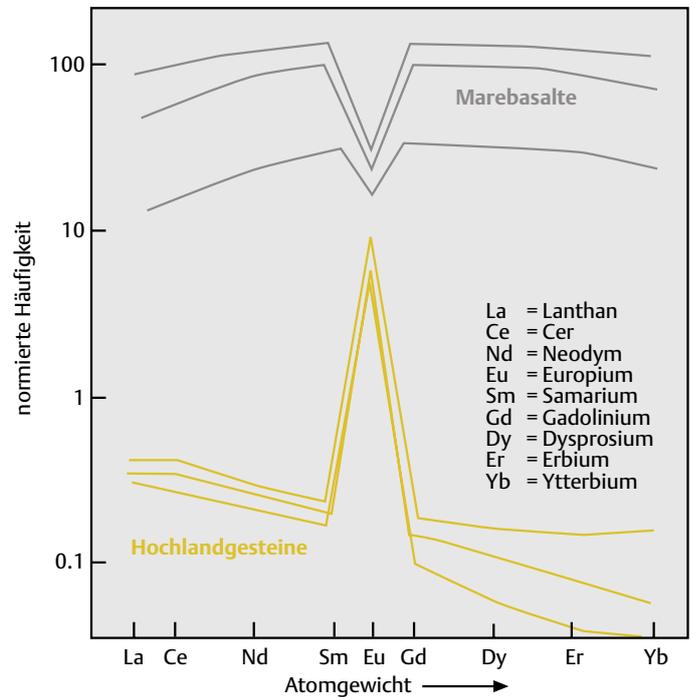
Abb. 6: Marebasalt von der Landestelle der Apollo-15-Mission. Die Probe, die vor 3.3 Milliarden Jahren auskristallisierte ist 923 g schwer. Der maximale Durchmesser beträgt 13 cm.

d. h. die vorhandenen Elemente verteilen sich auf die auskristallisierenden Minerale nach ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften.

Tabelle 1 zeigt die Gehalte an Haupt-, Neben- und einigen charakteristischen Spurenelementen in lunaren Proben, die mit Hilfe der Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt wurden. Die Ähnlichkeit der chemischen Zusammensetzung von Staub und Steinen bedeutet, daß der Staub tatsächlich nichts anderes als durch Meteoriteneinschlag zermahlene Steine darstellt. In geringen Mengen – etwa 1 bis 2 % – enthält der Mondstaub auch Material meteoritischen Ursprungs. Als Indikator für diese meteoritische Komponente in den Mondproben dienen Spurenelemente mit sehr hohem Metallcharakter, wie z.B. Iridium (Ir), Gold (Au) und Nickel (Ni). Diese sogenannten siderophilen (metallliebenden) Elemente konzentrieren sich während des Aufschmelzens eines planetaren Körpers in der absinkenden Metallphase und sind daher auf der silikatischen Oberfläche eines differenzierten Planeten wie dem Mond stark verarmt. Über den Iridium-Gehalt der Staubproben wird unter der Annahme, daß die magmatisch differenzierte Mondoberfläche ursprünglich Iridium-frei war, der meteoritische Anteil bestimmt, der sich für Mareproben zu 1.5 % errechnet, für das lunare Hochland findet man analog dem etwas höheren Iridium-Gehalt eine meteoritische Komponente von etwa 2 %. Dieses meteoritische Material stammt von den Meteoroiden, die den Mond seit seiner Entstehung getroffen haben.

Die wichtigsten Minerale in den Marebasalten sind die Silikate: Pyroxen, Olivin, kalziumreicher Plagioklas und – überraschenderweise – Ilmenit (Titaneisen). Marebasalte von Apollo 11 und 17 haben einen außerordentlich hohen Titan-Gehalt von 4–7 %, während in Basalten von Apollo 12 und 15 (Abb. 6) mit 1–3 % Titan (Ti) geringere Ilmenit-Anteile gefunden werden. Nur die großen Einschlagbecken auf der Vorderseite des Mondes weisen diesen im

Abb. 7: Häufigkeitsverteilung der Seltenen Erden in Mondproben. Die starken Europium-(Eu)-Anomalien sind durch das 2-wertige Auftreten dieses Elementes bedingt. Alle Proben mit hohem Anorthositgehalt haben eine positive Eu-Anomalie, da 2-wertiges Europium bevorzugt in das Gitter des Feldspates eingebaut wird.



Vergleich zu den umgebenden Hochländern hohen Gehalt an Titan auf, wie auch jüngste Messungen der Sonden Lunar Prospector und Clementine zeigen.

Neben den ungewöhnlichen Titan-Konzentrationen ist ein weiterer Unterschied zu irdischen Basalten eine ausgeprägte »Europium-Anomalie«. Europium (Eu), ein Element aus der Gruppe der Seltenen Erden, ist in allen Mondbasalten mehr oder weniger verarmt relativ zu anderen Seltenen Erden (Abb. 7). Dafür verantwortlich ist der im Vergleich zur Erde geringere Oxidationszustand des Mondes, der ein Auftreten von Europium in zweiwertiger Form erlaubt. Nur so wird Europium in Feldspat eingebaut, während alle anderen dreiwertigen Seltenen Erden sich im Pyroxen befinden. Feldspat ist ein Hauptbestandteil der hellen Hochlandgebiete, und dort im kalziumreichen Plagioklas, einem Feldspat, im Vergleich zu anderen Seltenen Erden deutlich angereichert.

Alle Mondproben enthalten nur sehr geringe Mengen von Wasser, der Mond ist »knochentrocken«. Die im Mondstaub aufgefundenen Spuren von Wasser stammen überwiegend aus dem Sonnenwind, der hauptsächlich aus Wasserstoffionen besteht. Eine größere Konzentration von Wasser wurde kürzlich an den beiden Mondpolen mit einem Neutronenspektrometer an Bord der Raumsonde Lunar Prospector (siehe SuW 38, 648 [8/1999]) gemessen. Diese umkreist seit Januar 1998 den Mond. In den lunaren Polgegenden liegen zahlreiche Krater, deren Böden niemals von der Sonne beschienen werden. Es besteht die Vermutung, daß sich an diesen Stellen Wassereis abgelagert hat.

Hochlandproben: Die von den amerikanischen Astronauten aufgesammelten Steine im lunaren Hochland (Abb. 8) lassen sich nach petrologischen Gesichtspunkten in magmatische Gesteine, metamorphe Gesteine und Brekzien einteilen. Die Hochlandbrekzien der Missionen Apollo 14, 15, 16 und 17 haben im Gegensatz zu den mafischen Marebasalten hohe Gehalte an Aluminium (Al), Kalzium (Ca) und lithophilen Spurenelementen mit großem Ionenradius, den sogenannten LIL-Elementen (»Large Ion Lithophil«), wie Kalium (K), Lanthan (La), die Seltenen Erden und Uran (U). Dafür sind die mafischen Elemente wie Magnesium (Mg), Eisen (Fe) und Titan (Ti) in Hochlandgesteinen verarmt (Tabelle 1). In den lunaren Kontinenten dominiert eine alte Kruste, die sich nach Meinung vieler Petrologen aus einem teilweise aufgeschmolzenen Mond abgeschieden hat. Die mittlere Zusammensetzung der oberen Kruste entspricht nach der irdischen Terminologie einem anortho-



Abb. 8: Die Mondprobe Nr. 15415, die von Astronauten der Apollo-15-Mission zur Erde gebracht wurden. Das Anorthositgestein stammt aus einer Hochlandregion.

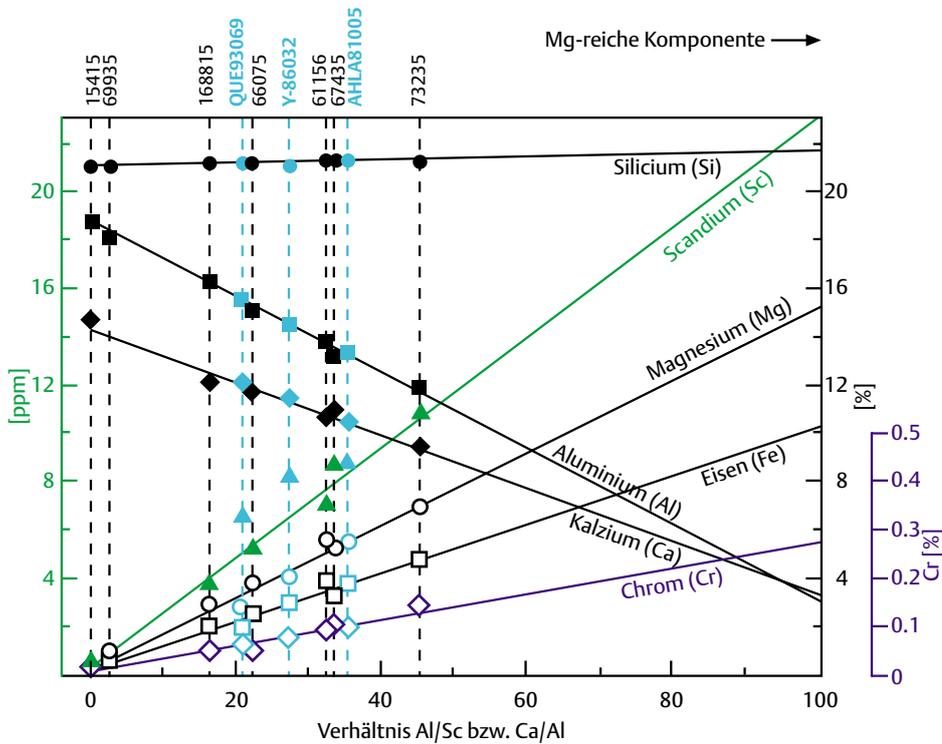


Abb. 9: Zweikomponenten-Mischungsdiagramm für die lunaren Hochlandbrekzien. Die Hochlandproben von Apollo 16 (Rand des Kraters Descartes), Apollo 17 (Rand des Mare Serenitatis) und einigen Mondmeteoriten, die aus Hochländern unbekannter Gegenden stammen, sind mechanische Mischungen aus Anorthosit (15415 ist eine solche Probe) und einer »primitiven«, gering magmatisch fraktionierten Magnesium-(Mg)-reichen Komponente. Die Position der Mg-reichen Komponente auf der x-Achse wurde definiert durch Ca/Al- und Al/Sc-Verhältnisse, die aus primitiven Meteoriten, den sogenannten Chondriten, gewonnen wurden.

Komponenten in Hochländern an der Mondoberfläche durchmischt.

Die Konzentrationen von Kalium, Thorium und einigen Seltenen Erden, die hauptsächlich in der KREEP-Komponente vorhanden sind, wurden auch mit Gamma- und Neutronenspektrometern an Bord von Apollo-Kapseln und unbemannten Raumsonden in den Kontinenten der Vorder- und Rückseite erkannt. Dabei zeigte sich, daß die KREEP-Komponente auf der Mondrückseite im Vergleich zur Vorderseite weniger häufig ist. Die meisten lunaren Hochlandproben

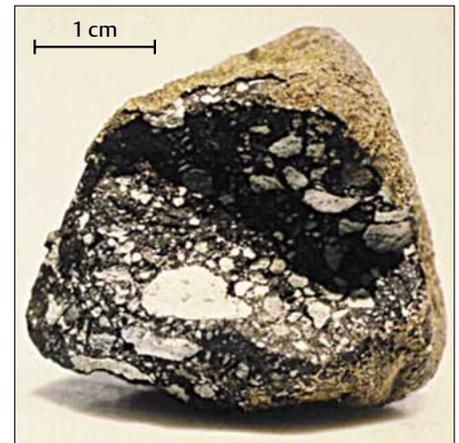


Abb. 10: Der antarktische Mondmeteorit ALHA81005 hat eine grünliche geschmolzene Kruste. Im Inneren sind viele Einschlüsse feldspatrichen Gesteins (Anorthosit) sichtbar.

sitischen Gabbro. Kurz nach der Verfestigung der Kruste muß sich im Mondinneren eine Schmelze gebildet haben, die, hoch angereichert an LIL-Elementen, in die anorthositische Kruste eindrang. Sie enthält rela-

tiv viel Kalium, Uran, Thorium (Th), Seltene Erden und Phosphor (P) und hat die Bezeichnung »KREEP« (Kalium, Rare Earth Elements, Phosphor) erhalten. Diese Komponente wurde später durch Einschläge mit anderen

sind eine mechanische Mischung aus drei Komponenten: Anorthosit, KREEP und einer »primitiven« (chondritischen) magnesiumreichen Komponente, deren chemische Zusammensetzung sich aus einem Mischungsdiagramm für lunare Hochlandproben errechnet (Abb. 9). Einige magmatisch differenzierte Gesteine unter den Hochlandproben, die keine meteoritische Beimischung haben, werden »pristine rocks« genannt und stellen eine besondere Klasse von Mondgesteinen dar.

Tabelle 2: Die 13 bekannten lunaren Meteoritenfunde. Unter einer Nummer stehend sind Funde, die zu einem Fall gehören. Alle stammen aus heißen oder kalten Wüsten.

Name	Fundjahr	Gewicht [kg]	Art
1. Allan Hills A81005	1981	0.031	Regolithbrekzie (Hochland)
2. Asuka 881757	1988	0.442	Marebasalt
3. Calalong Creek	?	0.019	Hochlandbrekzie
4. Elephant Moraine 87521	1997	0.031	Basalt
96008	1996	0.053	
5. Dar al Gani 262	1997	0.530	Regolithbrekzie (Hochland)
6. Dar al Gani 400	1998	1.400	Hochlandbrekzie
7. MacAlpine Hills 88104	1988	0.061	Regolithbrekzie (Hochland)
88105	1988	0.663	
8. Queen Maud Land 93069	1993	0.024	Hochlandbrekzie
94269	1994	0.003	
9. Queen Maud Land 94281	1994	0.023	Marebasalt
10. Yamato Mountains 791197	1979	0.052	Regolithbrekzie (Hochland)
11. Yamato Mountains 793169	1979	0.006	Marebasalt
12. Yamato Mountains 793274	1979	0.009	Regolithbrekzie
13. Yamato Mountains 82192	1982	0.037	Hochlandbrekzie
82193	1982	0.027	
86032	1986	0.648	

Mondmeteorite: 1981 wurde in der Antarktis ein Meteorit gefunden, der den Namen Allan Hills A81005 bekam (Abb. 10). In einer ersten mineralogisch-petrographischen Untersuchung wurde er als »anorthositische Brekzie« bezeichnet. Man zögerte zuerst mit einer direkten Zuordnung als Mondmaterial, da es unwahrscheinlich erschien, daß ein Gestein bei einem Einschlag auf dem Mond die Beschleunigung auf die Entweichgeschwindigkeit von 2.4 km/s nahezu ungeschockt überstehen könnte. Nähere chemische Untersuchungen und insbesondere Messungen der Isotopenzusammensetzung der Edelgase zeigten aber ein-

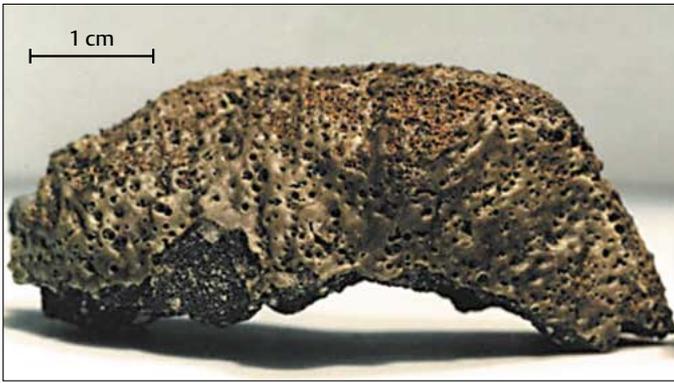


Abb. 11: Die geschmolzene Oberfläche des antarktischen Mondmeteoriten QUE93069 zeigt eine Bläschenstruktur.

wahrscheinlich vom Mars stammen, und in den primitivsten Objekten unseres Sonnensystems, den CI-Chondriten, dargestellt.

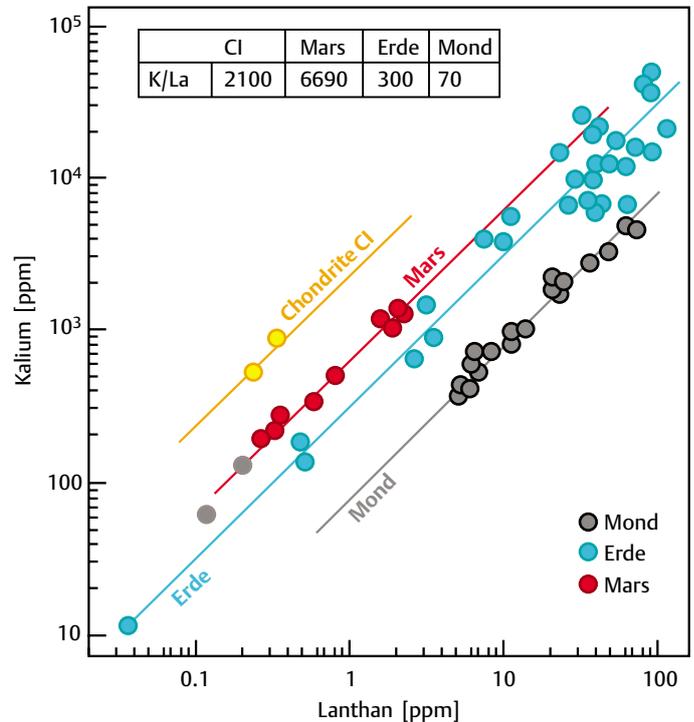
Das Kalium/Lanthan-Verhältnis: Kalium ist ein mittelflüchtiges Element, das aus einem Gas solarer Zusammensetzung und einem Druck von 10^{-4} bar bei Temperaturen zwischen 1250 und 650 K kondensiert, Lanthan dagegen ein schwerflüchtiges Element mit höherer Kondensationstemperatur. Die schwerflüchtigen Elemente treten in einem planetaren Körper immer in prim-

deutig, daß dieser Stein ein Stück vom Mond sein muß. Inzwischen hat man nicht nur einen Auswurfmechanismus gefunden, der Mondmaterial so beschleunigen kann, daß es ohne große Beanspruchung in den interplanetaren Raum gelangt, sondern man hat auch noch zwölf andere Mondmeteorite entdeckt (Tabelle 2, Abb.11).

Auffällig ist, daß alle diese Meteorite aus der Antarktis oder aus heißen Wüsten stammen. Dies ist möglicherweise darauf zurückzuführen, daß sie als Meteorite nur unter besonders günstigen Verhältnissen zu erkennen sind, d.h. wenn sie sich nicht unter einer Vegetation verstecken, wenn es nur wenige irdische Gesteine gibt, die einem Meteoriten ähnlich sehen, und wenn die klimatischen Bedingungen die Verwitterung nicht begünstigen.

Diese Meteorite sind eine wertvolle Ergänzung zu den direkt vom Mond geholten Proben, da sie andere Stellen des Mondes beproben und möglicherweise sogar von der Rückseite des Erdtrabanten stammen könnten.

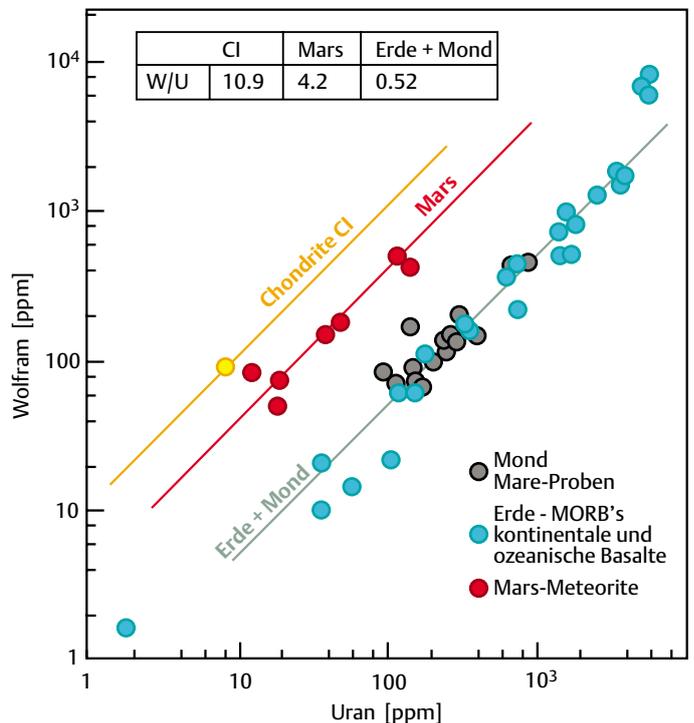
Abb. 12: Elementverhältnisse von Kalium und Lanthan. Das mittelflüchtige Kalium und das schwerflüchtige Lanthan sind Elemente, die bei Fraktionierungsprozessen aus einem Magma immer das gleiche Verhalten zeigen. Somit ist das Kalium/Lanthan-Verhältnis in Gesteinsproben eines Planeten immer gleich, es wird bei der Bildung des Planeten eingestellt.



Globale chemische Zusammensetzung des Mondes

Korrelierte Elemente: Der Chemismus der Mondproben und die Dichte des Gesamtmondes führen zur Erkenntnis, daß er aus einem differenzierten Mantel und einem metallischen Kern von etwa 4% der Gesamtmasse besteht. Die kosmochemischen Zusammenhänge der Mondgesteine lassen sich gut durch Elementkorrelationen verdeutlichen. Die schon erwähnten Spurenelemente mit großem Ionenradius oder hoher Wertigkeit, die nicht in die Kristallgitter der Hauptminerale eingebaut werden können, verhalten sich bei allen Differenzierungsprozessen einer Silikatphase gleich, d.h., sie treten untereinander immer im gleichen Verhältnis auf. Als Beispiel sind hier die Elementkorrelationen für Kalium und Lanthan (Abb. 12) und Wolfram (W) und Uran (Abb. 13) in Mondproben, in terrestrischen Gesteinen, in solchen Meteoriten, die höchst-

Abb. 13: Elementverhältnisse von Wolfram und Uran. Die gute Korrelation zwischen dem siderophilen Element Wolfram und dem lithophilen Element Uran zeigt in Proben von Mars, Erde und Mond deutlich, daß relativ zum chondritischen Wert (CI) die Silikatphasen dieser Körper generell an siderophilen Elementen verarmt sind.



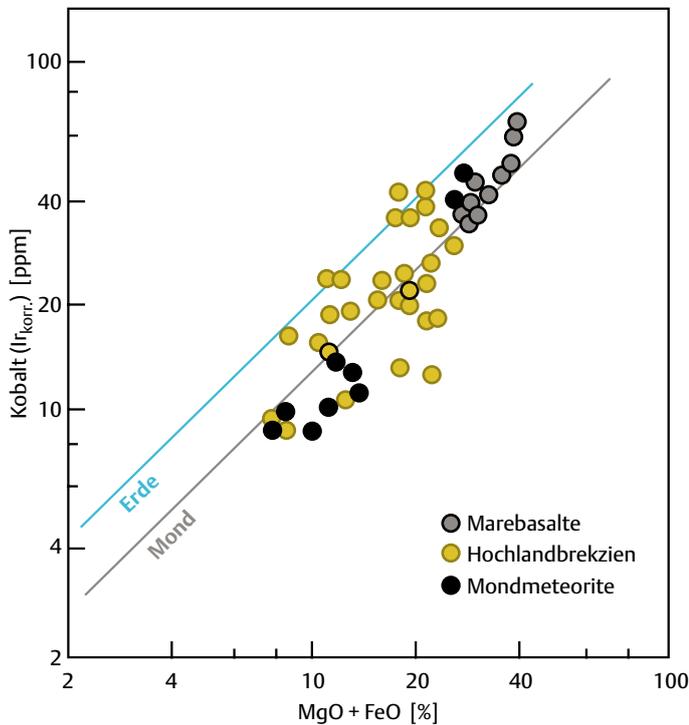


Abb. 14: Elementverhältnisse von Kobalt (korrigiert über den Iridium-Gehalt auf eine meteoritische Komponente) und der Summe von Magnesiumoxid (MgO) und Eisenoxid (FeO). Relativ zu irdischen Gesteinen ist also Kobalt in Mondproben um einen Faktor 1.7 verarmt.

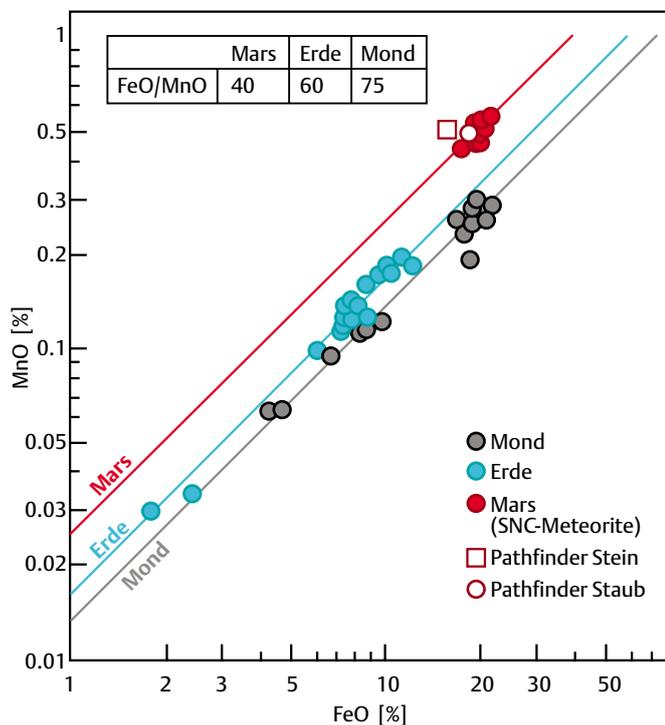


Abb. 15: Elementverhältnisse von Eisenoxid (FeO) und Manganoxid (MnO). Das ähnliche Verhältnis beider für Erde und Mond (60 bzw. 75) deutet auf eine geochemische Verwandtschaft von Erdmantel und Mond hin.

ordialer, also in CI-chondritischer Häufigkeit auf. Dagegen sind flüchtige und mittelflüchtige Elemente relativ zur primordialen Häufigkeit verarmt. Der Grund für diese Verarmung liegt in der niedrigen Kondensations- bzw. Verdampfungstemperatur dieser Elemente. Ein kleines Kalium/Lanthan-Verhältnis von 70 für den Mond bedeutet im Vergleich zu einem primordialen Verhältnis von 2100 eine 30fache Verarmung von Kalium gegenüber dem chondritischen Wert, da das schwerflüchtige Lanthan auf dem Mond nicht verarmt sein kann. Im Vergleich

zur Erde ($K/La = 300$) ist der Mond immerhin noch um das etwa Vierfache ärmer an Kalium.

Das Wolfram/Uran-Verhältnis: Auch Uran ist wie Lanthan ein schwerflüchtiges Element, Wolfram dagegen ist geochemisch ein Element mit merklicher Affinität zum Metall; es ist also siderophil. Im Falle eines chemischen Gleichgewichts zwischen einer Metall- und einer Silikatphase geht der überwiegende Teil des Wolfram ins Metall und nur ein kleiner Teil bleibt in der

Silikatphase. Hier korreliert Wolfram dann gut mit Uran oder Lanthan. Ein kleines Wolfram/Uran-Verhältnis relativ zu dem der CI-Chondriten bedeutet also eine Verarmung von Wolfram gegenüber dem lithophilen Uran. Die Entdeckung einer gleichen Verarmung von Wolfram gegenüber Uran für irdische Basalte und Mondbasalte war deshalb eine wichtige Beobachtung, die die chemische Ähnlichkeit von Erdmantel und Mond demonstriert.

Diese chemische Ähnlichkeit von Erdmond und Erdmantel verdeutlichen auch Abb. 14 und 15, die Korrelationen von Kobalt (Co) gegen die Summe der mafischen Elemente Magnesium und Eisen (als Oxide dargestellt) sowie von Manganoxid (MnO) und FeO zeigen. Mond und Erdmantel haben fast identische FeO/MnO-Verhältnisse, das gleiche gilt auch für das Co/(MgO+FeO)-Verhältnis. Der Mond hat damit den gleichen relativ hohen Gehalt an siderophilen Elementen wie der Erdmantel. Diese hohen Konzentrationen an siderophilen Elementen im Erdmantel stehen nicht im Einklang mit einer Gleichgewichtsverteilung dieser Elemente zwischen einem metallischen Kern (33% der Masse) und einem silikatischen Mantel.

Alle diese besprochenen Elementkorrelationen zeigen die Ähnlichkeit der chemischen Zusammensetzung von Mond und Erdmantel mit Ausnahme der Verarmung an flüchtigen Elementen. Ein Verlust von flüchtigen Elementen scheint aber durchaus erklärlich für Bildungstheorien des Mondes, die ein Abspalten aus der Proto-Erde durch Kollision mit einem größeren Körper beinhalten, da bei einem solchen Prozeß hohe Temperaturen entstehen, durch die flüchtige Elemente teilweise verloren gehen.

Zusammensetzung des Gesamtmondes (»bulk moon«):

Die Brekzien von dem Apollo-16-Landepplatz, als KREEP-reiches Auswurfmaterial des Imbrium-Beckens gedeutet, enthalten einen beträchtlichen Anteil einer magnesiumreichen Komponente. Diese in allen Hochlandproben vorkommende Komponente hat relativ zu den CI-Chondriten eine chemisch unfraktionierte Zusammensetzung. Die einzige Ausnahme bildet ein niedriges Magnesium/Silizium-Verhältnis, das auf einen deutlichen Verlust von 30–40% Olivin hinweist. Das Mischungsdiagramm in Abb. 9 veranschaulicht, daß die lunaren Hochlandbrekzien eine Mischung eines kalziumreichen Endgliedes, des Anorthosits, und einer magnesiumreichen Komponente sind. Nicht nur die Apollo-16-Proben, sondern auch einige Mondmeteorite, die zwar viel KREEP-ärmer sind und daher offensichtlich von anderen Hochlandregionen stammen, passen in dieses Mischungsdiagramm. Die magnesium-

reiche Komponente scheint also in vielen kontinentalen Gebieten des Mondes zuge-mischt zu sein.

Über den Ursprung dieser an Olivin ver-armten primitiven Materie gibt es zwei Theorien: Mitte der siebziger Jahre postu-lierte die eine sie als Akkretionsmaterial, aus dem der Mond gebildet wurde, und das noch auf den Mond auftraf, nachdem sich schon eine feste Kruste gebildet hatte. Durch große Impaktereignisse schmolz ein Teil des Mondes wieder auf und der Olivin konnte sich in größerer Tiefe absetzen. Zehn Jahre später wurde als alternative Theorie eine komatiitische Zusammen-setzung der magnesiumreichen Kompo-nente favorisiert. Komatiite werden basalti-sche Vulkanite genannt, die aus dem oberen Erdmantel stammen. Diese lunaren Komatiite müßten sich nach dem Abscheiden der anorthositischen Kruste aus dem frühen Magmaozean durch partielles Schmelzen in größerer Tiefe gebildet haben. Manche vul-kanischen Gläser, die die Astronauten auf dem Mond sammelten, haben tatsächlich eine solche komatiitische Zusammen-setzung. Sie sind auch der Beweis dafür, daß die Temperatur im Mondinneren vor etwa vier Milliarden Jahren für solche Prozesse aus-reichend hoch war. Impaktereignisse könn-ten auch das Krustenmaterial wieder mit der komatiitischen Schicht mechanisch ge-mischt haben.

Die chemische Zusammensetzung des gesamten Mondmantels wird errechnet aus der primitiven magnesiumreichen Kompo-nente zuzüglich einer Olivinphase, so daß das lunare Magnesium/Silizium-Verhältnis mit dem des Erdmantels übereinstimmt. Im Vergleich zur Erde ist der Mondmantel sehr viel ärmer an flüchtigen Elementen, aber etwas reicher an oxidiertem Eisen (siehe Ta-belle 3). Zum Vergleich ist in dieser Tabelle auch die abgeschätzte Mondzusammenset-zung anderer Autoren aufgelistet. Sie favo-risieren einen Mond, der im Vergleich zur Erde sehr viel reicher an schwerflüchtigen Elementen ist. Diese Abschätzung wird be-gründet mit den hohen Uran-Gehalten in den Oberflächenproben des Mondes. Hierzu muß man aber anmerken, daß seismische Messungen einen magmatisch differenzier-ten Mond befürworten (siehe Beitrag in Heft 10/99) und somit die Anreicherung von Uran und allen anderen LIL-Elementen in den obersten Schichten des Mondes durch parti-elles Schmelzen möglich machen.

Das Alter der Mondgesteine

Die Entstehungsalter von Mondgestei-nen sind eine wichtige Information, wenn man die geologische Geschichte des Mon-des rekonstruieren will. An den zur Erde

Tabelle 3: Chemische Zusammensetzung des Mond- und Erdmantels.

	Mond	Mond	Erde (Mantel)	Mond	Mond
	Wänke u. Drei- bus 1982	Ringwood et al. 1986/87	Wänke et al. 1984	Ganapathy u. Anders 1974	Taylor 1982
Gew. SiO ₂	44.2	43.2	46	42.8	43.4
% TiO ₂	0.18	0.30	0.23	0.42	0.30
Al ₂ O ₃	3.76	3.72	4.20	8.22	6.0
Cr ₂ O ₃	0.37	0.32	0.44	0.16	0.6
FeO	12.7	12.2	7.6	11.0	10.7
MnO	0.16	0.16	0.13	0.039	0.14
MgO	35.5	36.9	36.9	30.7	32.0
CaO	3.15	3.03	3.5	7.68	4.5
Na ₂ O*	0.06	0.06	0.39	0.11	0.09
ppm Ni*	1630	2487	2100	4800	
Co*	80	95	100	220	
V*	82	79	82	250	150
Sc	14	14	17	30	19
U	0.021	0.016	0.022	0.059	0.033
MgO/SiO ₂	0.80	0.85	0.80	0.72	0.74

* abgeleitet von Elementkorr.: Na/Eu = 3000; Ni/Mg = 6.3 10⁻³; Co/Fe+Mg = 2.48 10⁻⁴; VO/FeO = 9.9 10⁻⁴; FeO/MnO = 75; U u. Ti = Al-Häufigkeit

R. Ganapathy, E. Anders (1974) *Lunar Science V*, 254-256. A. E. Ringwood, S. Seifert, H. Wänke (1986), *Earth Planet. Sci. Lett.* 81, 105-117. S. R. Taylor (1982) In: *Lunar Science*, Pergamon Press. H. Wänke, G. Dreibus (1982) in: *Tidal Friction and the Earth's Rotation II* (eds. P. Brosche, J. Sün-dermann), Springer, 322-344. H. Wänke, G. Dreibus, E. Jagoutz (1984) in: *Archaen Geochemistry* (ed. A. Kröner et al.), Springer, 1-24.

gebrachten Mondgesteinen sind deshalb auch mehrere hundert radiometrische Al-tersbestimmungen durchgeführt worden. Dabei wurden die an terrestrischen Proben bewährten Methoden eingesetzt, die in Hinblick auf die 1969 erwarteten Mond-proben in mancherlei Hinsicht verfeinert wurden.

Das »Alter« eines Gesteins ist definiert als ein zeitliches Intervall zwischen zwei Ereig-nissen, z.B. der Kristallisation aus einer Schmelze und der Analyse heute im Labor. Es wird mit speziellen »Uhren« gemessen, wobei eine vernünftige Uhr mit einer be-kannten zeitlichen Rate arbeitet und wie eine Stoppuhr beim Beginn und am Ende des zu messenden Intervalls gestartet bzw. angehalten wird. Die Uhren der modernen Geo- und Kosmochronologie sind langlebi-ge, natürlich vorkommende Radionuklide, wie z.B. die Uran-Isotope, Rubidium-87 oder Kalium -40. Die Berechnung eines Alters ist nach dem radioaktiven Zerfalls-gesetz möglich, wenn die Konzentrationen des radioaktiven Mutterisotops und des aus seinem Zerfall entstehenden Tochteriso-tops bekannt sind. Weiter muß natürlich gesichert sein, daß das System nicht gestört wurde, d.h. Mutter- oder Tochterisotope aus anderen Quellen zugeführt wurden oder verloren gingen.

Für viele Mondgesteine trafen – im Ge-gensatz zu manchen terrestrischen Ge-steinen – diese Voraussetzungen zu. Insbe-

sondere wurden die entsprechenden Iso-tope von Kalium und Argon, Rubidium und Strontium, sowie Samarium und Neodym zur Bestimmung von Gesteinsaltern heran-gezogen. Die Resultate sind im folgendem zusammengefaßt.

Vergleich von Gesteinsaltern bei Erde und Mond:

Die Erde ist ein Planet, der auch heute, 4,6 Milliarden Jahre nach seiner Bildung, noch vulkanisch aktiv ist. Durch die Vorgänge der Plattentektonik werden laufend neue Gesteine erzeugt und alte zer-stört. Dies führt dazu, daß irdische Ge-steinen im Vergleich zum Entstehungsalter des Planeten Erde relativ jung sind. Eine Verteilung der gemessenen Alter ist in Abb. 16 gezeigt. Es gibt nur wenige Messungen, die irdische Gesteinsalter von mehr als drei Milliarden Jahre ergaben. Für den Mond sieht die Altersverteilung dagegen ganz anders aus: Es gibt keine Alter, die geringer als drei Milliarden Jahre sind! Damit ist klar, daß der Mond seit mehreren Milliar-den Jahren ein planetarer Körper ist, bei dem endogene geologische Prozesse keine bedeutende Rolle gespielt haben.

Unterteilt man den Mond in zwei große Bereiche, die Maria und die Hochländer, dann ergibt sich auch hier ein genereller Altersunterschied der Gesteine. Die meis-ten Basalte aus den Maria wurden zwis-chen etwa 3.0 und 3.9 Milliarden Jahren gebildet, während die Hochländer aus Ge-

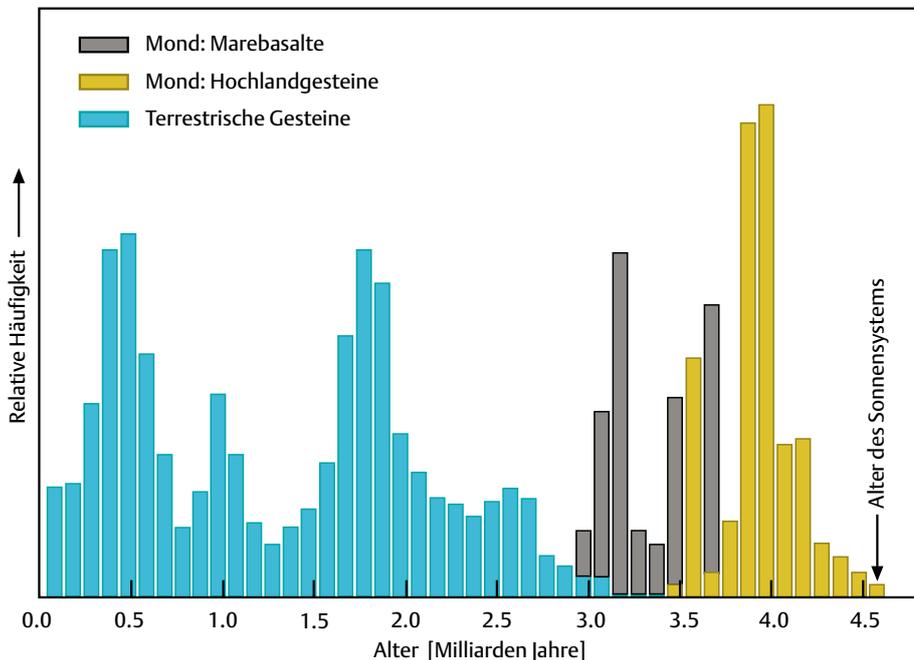


Abb. 16: Altersverteilung von Gesteinen der Erde, sowie Marebasalten und Hochlandgesteinen des Mondes. Während irdische Gesteine jünger als 3.8 Milliarden Jahre sind, ist die vulkanische Tätigkeit auf dem Mond seit ca. drei Milliarden Jahren erloschen.

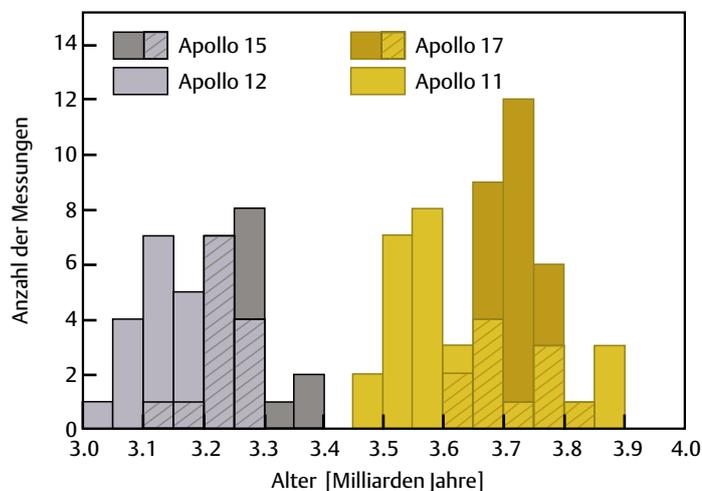


Abb. 17: Die Alter von Basalten verschiedener Maria zeigen unterschiedliche Häufungen. Sie sind Ausdruck dafür, daß die Auffüllungen großer Einschlagsbecken nacheinander stattfand.

steinen bestehen, die meist älter als 3.9 Milliarden Jahre sind.

Basalte aus den Maria: Abb. 17 zeigt eine Zusammenfassung der Datierungen von verschiedenen Marebasalten. Zum Teil sind diese Messungen mit verschiedenen Methoden an gleichen Gesteinen durchgeführt worden, die Darstellung ist aber repräsentativ für die Altersverteilung der Laven aus verschiedenen Maria (Apollo 11: Mare Tranquillitatis; Apollo 12: Oceanus Procelfurum; Apollo 15: Mare Imbrium; Apollo 17: Taurus-Littrow). Durch die Proben der russischen Sonde Luna 16 wurde die Kristallisation der Basalte des Mare Fecunditatis zu etwa 3.4 Milliarden Jahre ermittelt.

Die Verteilung dieser Alter zeigt, daß der Mare-Vulkanismus nicht an allen Stellen des

Mondes gleichzeitig erfolgte, sondern über eine Periode von mindestens einer Milliarde Jahre verteilt war. Für die Gesteine eines Landungsbereiches zeigt sich auch, daß die Alter über einen gewissen Bereich von etwa 300 Millionen Jahre streuen. Dies reflektiert tatsächliche Unterschiede im Kristallisationsalter der Marebasalte und bedeutet, daß die großen Becken nicht plötzlich, sondern über einen gewissen Zeitraum aufgefüllt wurden. Der Vulkanismus im Mare Tranquillitatis könnte sogar länger als 400 Millionen Jahre gedauert haben. Man sollte allerdings berücksichtigen, daß nur punktförmig Proben gesammelt wurden, die sicher alle nicht aus größeren Tiefen des Mondes stammen. Die in Abb. 17 sich abzeichnenden Altersgrenzen könnten also durchaus überschritten werden.

Gesteine der Hochländer: Die meisten Gesteine aus den Hochländern des Mondes sind Brekzien, also zusammengesetzt aus verschiedenen Fragmenten unterschiedlicher Entstehung und thermischer Geschichte. Sie sind modifiziert durch die Einwirkung verschiedener großer Einschläge, und es ist nicht ungewöhnlich, daß ein Gestein verschiedene Generationen unterschiedlicher Brekzien enthält. Die Deutung radiometrischer Alter ist deshalb kompliziert, da sie die Brekzienbildung, die Zeit der Kristallisation des gemessenen Fragments, den Zeitpunkt einer anderen thermischen Metamorphose oder eine Kombination aller dieser Effekte darstellen kann.

Ein Histogramm der gemessenen Alter von Gesteinen von lunaren Hochländern ist auch in Abb. 16 im Vergleich zu terrestrischen Gesteinen und Marebasalten gezeigt. Es ist keine Überraschung, daß die mit hohen Kraterdichten belegten Hochländer aus Gesteinen bestehen, die im wesentlichen älter als die aus den Maria sind. Die gefundenen Alter zeigen, daß die Gesteine der Mondkruste vor mehr als 4.2 Milliarden Jahren kristallisierten und durch Einschläge ausgeworfen wurden. Die ältesten Mondgesteine sind vor zwischen 4.4 und 4.5 Milliarden Jahren gebildet worden. Ihre Entstehung wird mit der Bildung einer frühen Mondkruste in Verbindung gebracht.

Alle diese Altersbestimmungen zeigen eindeutig, daß der Mond älter als 4.5 Milliarden Jahre ist. Die Bildung der großen Becken erfolgte durch gigantische Einschläge vor zwischen 4.5 und 3.8 Milliarden Jahren. Dieser Zeitabschnitt wird aus den Altern der Gesteine der dicken Auswurfdecken in den Hochländern abgeleitet. Die Füllung der Becken mit Laven war nicht direkt mit diesen Einschlägen verbunden, sondern erfolgte mehrere 100 Millionen Jahre später. Der Mare-Vulkanismus dauerte von vor etwa 3.9 bis 3.1 Milliarden Jahre. Nach dieser Zeit ist der Vulkanismus abgeklungen und die Oberfläche des Mondes wurde nur durch exogene Prozesse (Einschläge von Meteoriten, Einwirkungen der kosmischen Strahlung und des Sonnenwindes) gestaltet.

Der innere Aufbau des Mondes

Die Ergebnisse der bei den Apollo-Missionen auf der Mondoberfläche installierten Seismometer (siehe Beitrag im Heft 10/99) lassen auch auf eine chemische Zonierung des Mondes schließen. Ein Modell, das seismische und geochemische Beobachtungen kombiniert, ist in Abb. 18 gezeigt. Danach besitzt der Mond eine 60 bis 100 km dicke Kruste, die überwiegend aus Anorthosit besteht und auf der erd zugewandten Seite mit einer Mächtigkeit von 60 – 70 km deut-

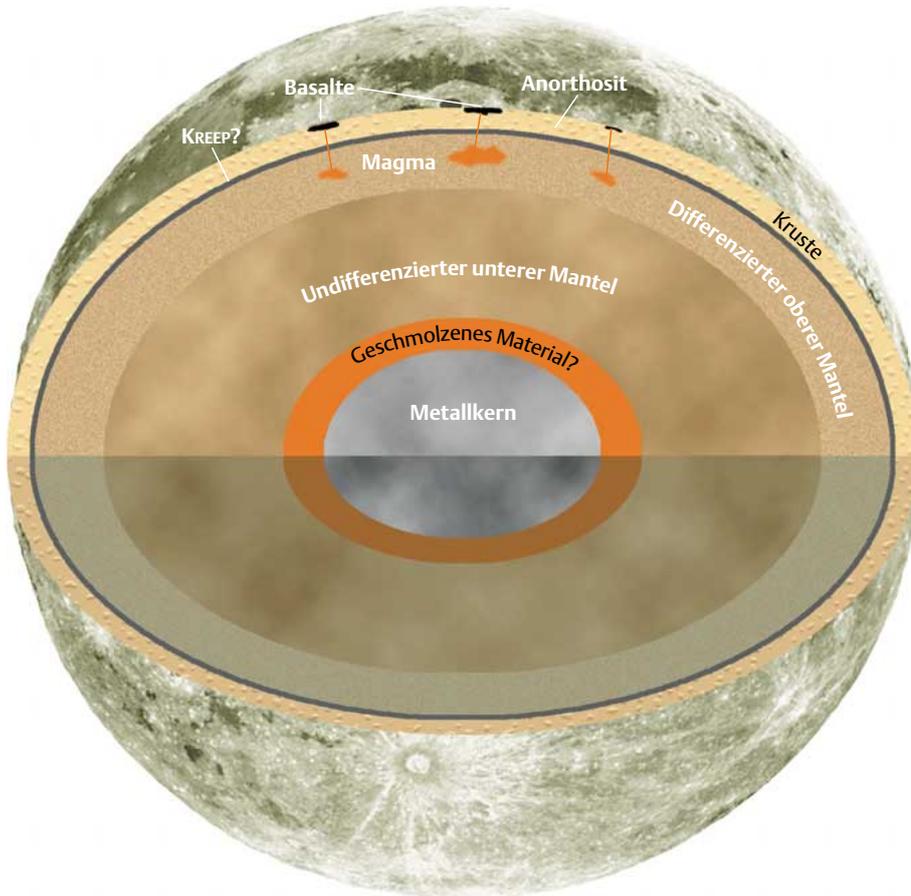


Abb. 18: Seismische Messungen auf dem Mond lassen deutlich eine Zonierung in Kruste (Dicke: 60 bis 100 km), oberem differenzierten Mantel (Magmaozean; bis 500 km Tiefe) und unteren undifferenzierten Mantel bis zu einer Tiefe von 1000 km erkennen. Gesteine auf der Mondoberfläche stammen aus dem oberen Mantel und geben Hinweise auf seine Zusammensetzung. Ein metallischer Kern von etwa 400 km ergibt sich aus geophysikalischen Messungen.

lich dünner als auf der erdabgewandten Seite (etwa 100 km) ist. Der Kruste schließt sich bis zu einer Tiefe von 1000 km eine Lithosphäre höherer Dichte an, die – in Analogie zur Erde – in einen differenzierten oberen und einen »primitiven« unteren Mantel unterteilt wird. Die an der Oberfläche gefundenen Basalte stammen aus dem aufgeschmolzenen oberen Mantel. In petrologischen Modellen wird die Konzentration aller inkompatiblen Elemente (Kalium, Thorium, Uran, Seltene Erden) in einer Restschmelze postuliert, die als KREEP unterhalb der Kruste auskristallisierte.

Ab 1000 km Tiefe gibt es keine zuverlässigen seismischen Daten, allerdings wird aus anderen geochemischen und geophysikalischen Faktoren auf einen Eisenkern mit 220 bis 450 km Radius geschlossen (siehe Beitrag im Heft 10/99).

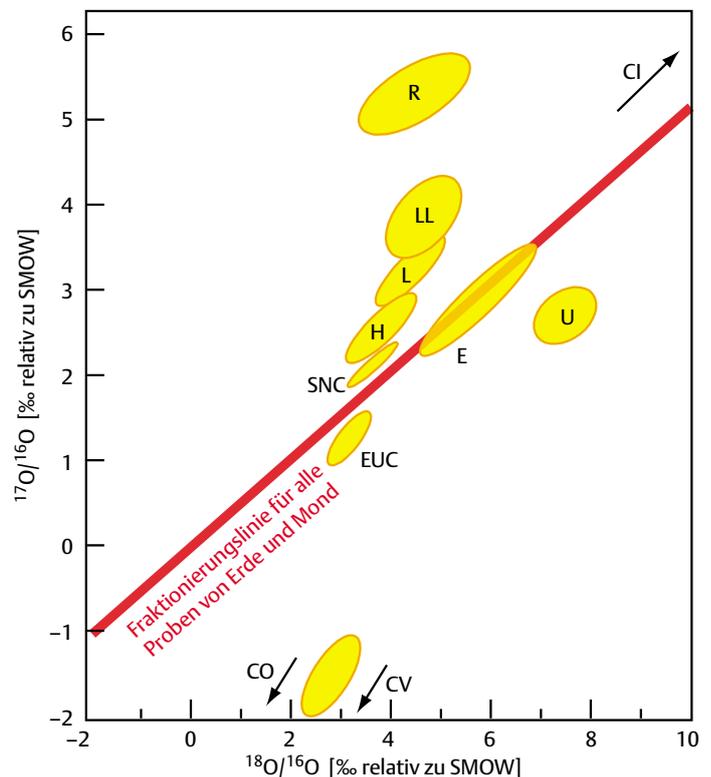
Entstehungstheorien des Mondes

Der Ursprung des Universums, des Sonnensystems oder gar des Lebens auf der Er-

de ist heute naturwissenschaftlich nicht so weit geklärt, daß eine verbindliche Antwort auf diese fundamentalen Fragen gegeben werden kann. Für die Entstehung des Erdmondes gab es vor den Apollo-Landungen mehrere Theorien, die sich in vier verschiedene Kategorien einteilen lassen:

1. Einfang eines unabhängig von der Erde gebildeten Körpers durch das Gravitationsfeld der Erde
2. Abspaltung des Mondes aus einer schnell rotierenden Erde
3. Gleichzeitige Bildung von Erde und Mond als Doppelplanet
4. Bildung durch den Einschlag eines großen Körpers (»Giant Impact«) auf die Proto-Erde

Einige dieser Theorien ließen sich durch die Analyse der Apollo-Proben eindeutig ausschließen, so die unter 1. genannte Einfangtheorie. Neben dynamischen Problemen beim Einfang eines unabhängigen Körpers durch die Erde sprechen insbesondere geochemische Gründe gegen dieses Modell. Der Gesamtmond besteht nicht aus primitiver Materie solarer Elementzusammensetzung, sondern er muß aus einem schon chemisch fraktionierten Material entstanden sein. Die Verarmung aller siderophilen Elemente ist ein Beispiel dafür. Hinzu kommt, daß in Mond und Erde die Isotopenzusammensetzung des Sauerstoffs identische Verhältnisse aufweist, während sich für andere Materialien unseres Sonnensystems unterschiedliche Werte ergeben (Abb. 19).



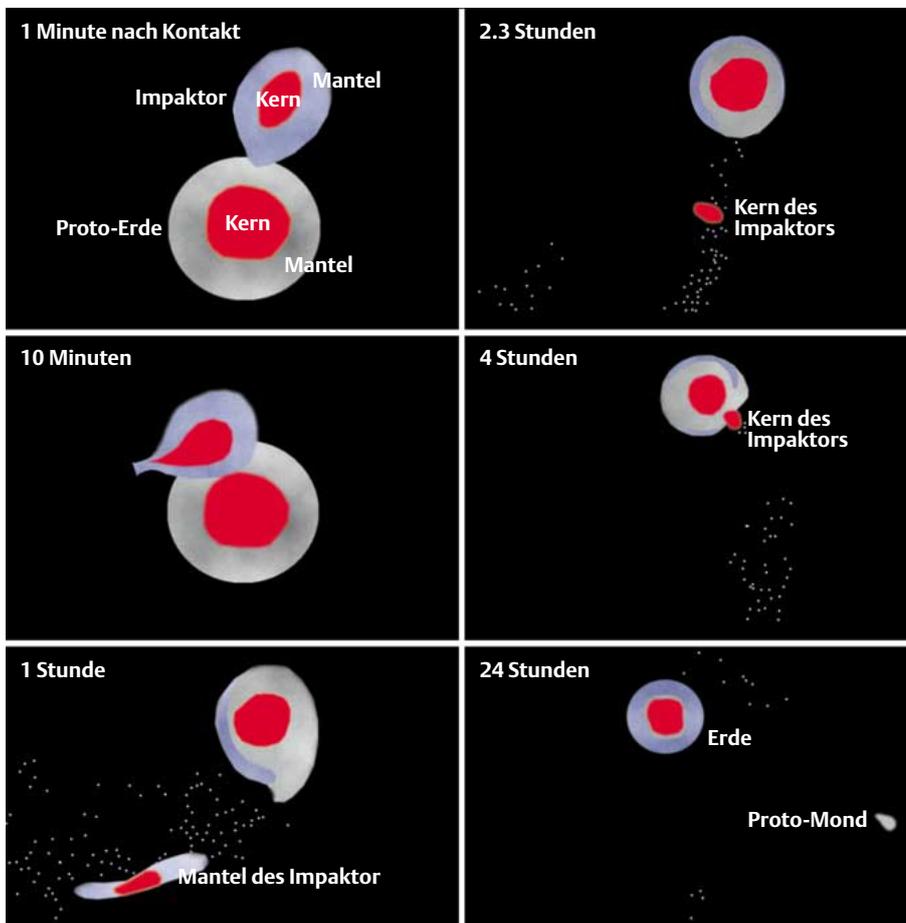


Abb. 17: Modellrechnungen für den zeitlichen Ablauf der Bildung des Mondes durch einen »Giant Impact« auf die Proto-Erde. Danach wird der Mond innerhalb eines Tages überwiegend aus Mantelmateriale gebildet.

Die Abspaltung des Mondes aus dem Erdmantel, eine alte Theorie, die sich besonders durch ähnliche Dichten von Mond und Erdmantel anbot, stößt auf eine Reihe von geochemischen Widersprüchen zwischen Messungen der Mondproben und chemischen Charakteristika des Erdmantels. Insbesondere die flüchtigen Elemente kommen auf dem Mond viel weniger häufig vor. Auch mechanische Probleme treten bei dieser Theorie auf, wie das Drehmoment des Erde-Mond-Systems. Um eine Abspaltung durch schnelle Rotation der Erde zu erlauben, müßte der Erdtag statt 24 Stunden nur etwa 2,5 Stunden gedauert haben. Nimmt man den heutigen Drehimpuls des Erde-Mond-Systems und überträgt ihn auf ein System, in dem die Gesamtmasse sich in der Erde befindet, dann wird die schnelle Rotation von 2,5 Stunden bei weitem nicht erreicht. Mit etwa 4,5 Stunden liegt die Dauer des Tages aber immer noch unter Werten, die planetare Akkretionsmodelle vorhersagen (ca. 10 Stunden).

Auch die Doppelplanet-Theorien wurde fallen gelassen, da es schwierig ist, zwei planetare Körper nebeneinander entstehen zu

lassen, bei denen der eine reich an Eisen ist, während sein Schwesterplanet an Eisen verarmt ist. Etliche andere Beobachtungen, wie z. B. die identische Isotopenzusammensetzung des Sauerstoffs, wären dagegen im Einklang mit dieser Theorie.

Die »Giant Impact«-Theorie: Diese Theorie der Entstehung des Erdmondes wurde vor etwa 25 Jahren entwickelt, hauptsächlich um den im Vergleich zu anderen Körpern des Sonnensystems ungewöhnlich großen Drehimpuls des Erde-Mond-Systems zu erklären. Inzwischen ist dieses Modell aber so weit entwickelt, daß auch viele geochemische Beobachtungen damit erklärt werden können.

Die Giant-Impact-Theorie schlägt vor, daß im späten Stadium der Akkretion der Erde ein Körper, etwa von der Größe des Planeten Mars, die Proto-Erde streifend getroffen hat (siehe Abb. 20). Dabei wurde thermisch beanspruchtes Material ausgeworfen, das später den Mond bildete und an flüchtigen Elementen verarmt ist. Dieser Vorgang soll im folgenden etwas näher erläutert werden. Es ist heute allgemein akzeptiert, daß sich die Erde aus einer

Vielzahl kleiner Körper durch Akkretion gebildet hat. Die kinetische Energie der einfallenden Objekte führte dann zum Aufschmelzen der Materie der Proto-Erde, eine Fraktionierung in einen schweren eisenreichen Kern und einen leichteren silikatreichen Mantel erfolgte. Diese Bildung der Erde war aber kein einmaliger Vorgang, sondern es bildeten sich mehrere Protoplaneten unterschiedlicher Größe und ähnlicher Akkretionsgeschichte. Einer dieser Protoplaneten, etwa von der Größe des Planeten Mars (10–15% der Erdmasse), stieß streifend mit der Erde zusammen, wobei sich der Drehimpuls der Erde stark erhöhte. Der Impaktor war, wie auch die Erde, schon in Mantel und Kern unterteilt. Bei dem Zusammenstoß wurde er zerrissen, so daß Mantel und Kern überwiegend getrennt wurden. Während der Impaktorkern in die Proto-Erde zurückfiel, bildete sich aus den silikatischen Bruchstücken der Proto-Mond. Das Erde-Mond-System war geboren.

Die chemische Zusammensetzung des Impaktormantels ist sozusagen ein freier Parameter in diesem Modell. Die gleiche Zusammensetzung der Sauerstoffisotope von Erde und Mond ist aber ein Hinweis, daß sich Impaktor und Erde im gleichen Teil des ursprünglichen Sonnennebels gebildet haben. So könnte es auch sein, daß der chemische Aufbau von Erdmantel und Impaktormantel sehr ähnlich war.

Die Bildung des Erdmondes war sicher ein Vorgang, der sich nicht mit der Bildung anderer Monde des Sonnensystems vergleichen läßt. Bevor ein Szenario der Mondbildung durch einen »Giant Impact« tatsächlich als gesichert gelten kann, müssen noch viele geochemische Details, zeitliche Abfolgen der Akkretion und theoretische Überlegungen zum dynamischen Ablauf eines solchen Rieseneinschlags auf die frühe Erde geklärt werden. □

Literatur

- P. Cadogan: The Moon – Our Sister Planet, Cambridge Univ. Press (1981) pp. 391.
 W. K. Hartmann, R. J. Philips, G. J. Taylor (eds.): Origin of the Moon, LPI Houston 1984, pp. 781.
 G. K. Heiken, D. T. Vaniman, B. M. French and J. Schmitt: Lunar Sourcebook, Cambridge Univ. Press (1991) pp. 756.
 J. J. Papike (ed.): Planetary Materials. Rev. Min. **36** (1998) pp. 1014.
 A. E. Ringwood: Origin of the Earth and Moon, Springer (1979) pp. 295.
 S. R. Taylor: Lunar Science: A Post-Apollo View, Pergamon (1979) pp. 372.
 S. R. Taylor: Planetary Science: A Lunar Perspective. LPI Houston (1982) pp. 481.
 H. Y. Mc Sween Jr.: Meteorites and their Parent Planets. Second Edition. Cambridge University Press 1999. ISBN 0-521-58751-1.