

Die Geschichte dreier antarktischer Meteorite mit Ursprung Mond

Autor(en): **Niedermann, Samuel / Eugster, Otto**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **45 (1988)**

PDF erstellt am: **18.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-318529>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

SAMUEL NIEDERMANN und OTTO EUGSTER*

Die Geschichte dreier antarktischer Meteorite mit Ursprung Mond

Zusammenfassung

In den letzten zwanzig Jahren wurde in der Antarktis eine grosse Zahl von Meteoriten gefunden. 1982 wurde dort erstmals ein Meteorit entdeckt, der vom Mond stammt, und seither sind fünf weitere Mondmeteorite identifiziert worden. An dreien davon, nämlich Allan Hills A-81005, Yamato-82192 und Yamato-82193, führten wir Analysen der im Gestein eingeschlossenen Edelgase durch, die wichtige Hinweise auf die Geschichte dieser ungewöhnlichen Meteorite liefern. Das Alter des Gesteins beträgt für alle drei Proben etwa vier Milliarden Jahre. Allan Hills A-81005 lag während einer halben Milliarde Jahren auf der Mondoberfläche, verbrachte weniger als eine Million Jahre im Weltall und fiel vor rund 170 000 Jahren auf die Erde. Yamato-82192 und -82193 sind Bruchstücke eines einzigen Steins. Dieser wurde wahrscheinlich vor 11 Millionen Jahren aus grosser Tiefe im Mondboden (mehr als etwa 10 m) ausgegraben und direkt ins All geschleudert. Erst beim Fall auf die Erde vor etwa 80 000 Jahren zerbrach er in die beiden Fragmente.

1. Meteoritenfunde in der Antarktis

Im Jahre 1969 fanden japanische Glaziologen, die in den antarktischen Yamato-Bergen Eisbewegungen studierten, neun auf dem Eis liegende Meteorite. In den folgenden Jahren wurde im selben Gebiet eine grosse Zahl weiterer Meteorite entdeckt, und auch in anderen Regionen der Antarktis machten eigens zu diesem Zweck unternommene Expeditionen aus Japan, den USA, der Bundesrepublik Deutschland und Neuseeland Hunderte von Meteoritenfunden (Abb. 1). Bis 1987 kamen total über 8800 Einzelstücke zusammen (YANAI and KOJIMA, 1987). Dagegen nimmt sich die Zahl von rund 2000 Meteoriten, die vor 1969 bekannt waren, geradezu bescheiden aus.

Wie kommt es zu dieser riesigen Anhäufung von Meteoriten, die ja nicht verteilt über den ganzen antarktischen Kontinent gefunden wurden, sondern auf einer Gesamtfläche von nur rund 500 km²?

* Anschrift der Verfasser: SAMUEL NIEDERMANN und PD Dr. OTTO EUGSTER, Physikalisches Institut, Universität Bern, Sidlerstrasse 5, 3012 Bern

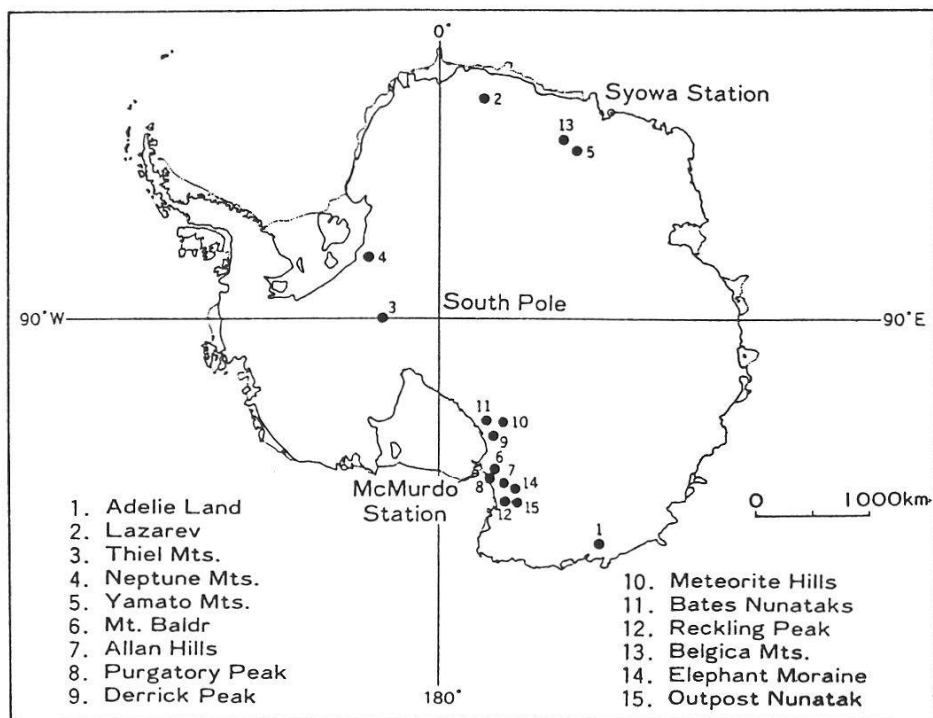


Abbildung 1: Lage der wichtigsten Meteoritenfundstellen auf dem antarktischen Kontinent (aus YANAI, 1984).

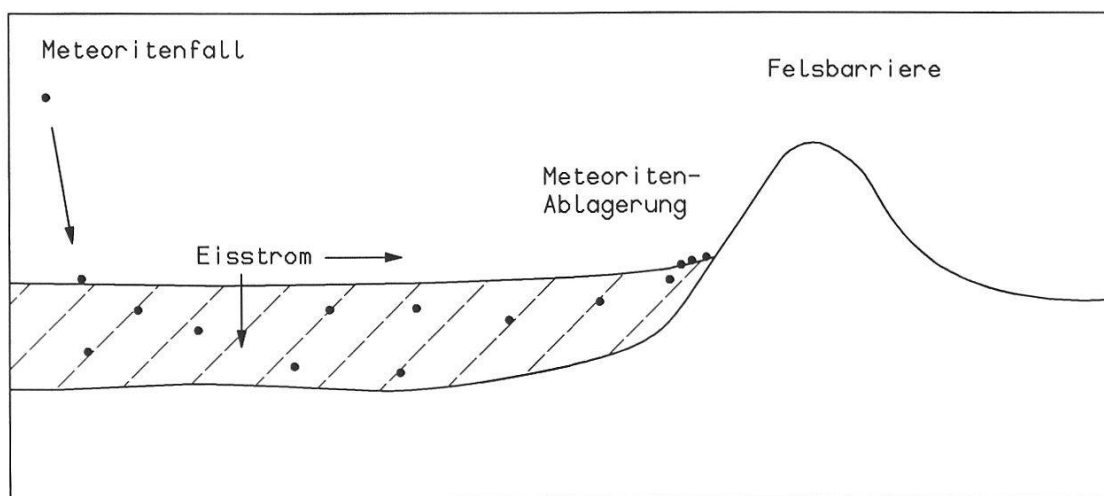


Abbildung 2: Mechanismus des Meteoritentransports im antarktischen Eis. Meteorite, die im Innern des Kontinents auf das Eis fallen, werden im Eisstrom begraben und mittransportiert, bis sie vor einer Felsbarriere wieder an die Oberfläche gelangen und sich dort ansammeln.

Ein erster Grund mag darin liegen, dass auf dem antarktischen Eispanzer ein Meteorit viel leichter entdeckt werden kann als überall sonst, denn wo sollte ein Stein mehr auffallen als auf einer Eisfläche? Dies erklärt jedoch nicht die Konzentration der Fundstellen auf einige wenige Regionen. Dafür sind vielmehr die Mechanismen des Eisstransports verantwortlich (CASSIDY and RANCITELLI, 1982): Der

antarktische Eisschild erreicht eine Dicke von bis zu 4000 m, wobei die gewaltige Masse des Eises den darunterliegenden Kontinent teilweise unter das Niveau des Meeresspiegels drückt. Gleichzeitig fließt das Eis vom Zentrum des Kontinents zum Meer hin ab, und in diesen Eisströmen können Meteorite mitgetragen werden. An verschiedenen Orten stellen sich Bergketten als natürliche Barrieren den Strömen entgegen. Das Eis wird gestaut und, wo die Winderosion genügend stark ist, ständig abgetragen, während die mittransportierten Meteorite auf der Oberfläche abgelagert werden und sich immer mehr anhäufen (Abb. 2). Genau diese Situation herrscht an den wichtigen Meteoritenfundstellen.

2. Mondmeteorite

Dass unter der enormen Zahl neu gefundener Meteorite auch einige besonders bemerkenswerte Exemplare sind, erstaunt nicht.

Am 18. Januar 1982 entdeckte eine amerikanische Expedition auf dem Gebiet der Allan Hills (Abb. 1) einen Meteorit von ungewöhnlichem Aussehen. Schon die ersten Laboruntersuchungen zeigten, dass A-81005 keinem der bis anhin bekannten Meteorite glich, sondern Ähnlichkeiten mit gewissen Steinen aus Hochlandregionen des Mondes aufwies (MASON, 1982). Es handelt sich um eine anorthositische Brekzie, d. h. um ein Konglomerat aus zusammengebackenen Staubkörnern, die hauptsächlich aus dem Mineral Anorthit ($\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$), einer Feldspat-Art, bestehen. Solche Brekzien sind typisch für Hochlandgebiete auf dem Mond, wie etwa die Landestelle von Apollo 16. Die weiteren Laboranalysen bestätigten denn auch, dass Allan Hills A-81005 der erste auf der Erde gefundene Meteorit ist, der vom Mond stammt (siehe Geophysical Research Letters 10, 1983, 773–840).

Wie ist es überhaupt möglich, dass ein Stein vom Mond auf die Erde gelangt? Um die Schwerkraft des Mondes zu überwinden, braucht ein Körper eine Geschwindigkeit von mindestens 2,4 km/s. Der einzige Mechanismus, der die dafür nötige Energie aufbringen kann, ist ein grosser Meteoriten- oder Asteroideneinschlag. Allerdings wäre zu vermuten, dass festes Material solche Beschleunigungen nicht unbeschädigt überstehen könnte, sondern schmelzen oder gar verdampfen würde. A-81005 zeigt aber keine besonders starken Schock-Merkmale. Offenbar ist es möglich, Gesteinsbrocken bis auf die Entweichgeschwindigkeit zu beschleunigen, ohne sie besonders hohen Drücken auszusetzen. MELOSH (1983) hat gezeigt, dass dies für Material nahe der Mondoberfläche tatsächlich zutrifft. Da die Druckwelle an der Oberfläche reflektiert wird, entsteht durch die Überlagerung von direkter und reflektierter Welle eine Zone niedrigen Drucks, wo das Material dennoch grosse Geschwindigkeiten erreichen kann.

Hat ein Stein erst einmal das Schwerfeld des Mondes verlassen, so ist die Wahrscheinlichkeit gross, dass er nach relativ kurzer Zeit auf die Erde fällt. WETHERILL (1968) hat aufgrund statistischer Methoden (Monte-Carlo-Rechnungen) ermittelt,

dass rund 25 % aller vom Mond entwichenen Objekte bereits innerhalb von 100 000 Jahren, 50 % innerhalb von einer Million Jahren und 70 % innerhalb von zwei Millionen Jahren auf der Erde landen. Die übrigen 30 % verweilen länger im Weltraum, fallen zurück auf den Mond oder auf andere Planeten oder verlassen gar unser Sonnensystem.

Seit 1982 sind weitere fünf Meteorite bekannt geworden, die vom Mond stammen. Sie lagen alle im Gebiet der Yamato-Berge (Abb. 1); zwei davon wurden bereits im antarktischen Sommer 1979/80 gefunden, aber erst später als Mondmeteorite identifiziert. Insgesamt kennen wir also heute sechs solche Steine; alle sind anorthositische Brekzien. Es ist natürlich interessant, sie miteinander, aber auch mit Mondproben der Apollo-Missionen, zu vergleichen. Insbesondere stellt sich die Frage, ob alle Mondmeteorite beim selben Einschlag ins All geschleudert wurden oder ob mehrere solche Ereignisse stattgefunden haben. Dies ist eines der Probleme, zu dessen Lösung die Analyse der in den Steinen enthaltenen Edelgase beitragen kann. Wir haben bis jetzt an drei Mondmeteoriten (A-81005, Y-82192, Y-82193) Messungen der Edelgas-Konzentrationen und -Isotopenverhältnisse durchgeführt, bei einem vierten (Y-86032) sind sie zur Zeit der Niederschrift dieses Artikels im Gang. Die restlichen zwei Mondmeteorite haben die Nummern Y-791197 und Y-793274.

3. Edelgase in Mondgestein

3.1 *Ursprung der Edelgase in Mondgestein*

Wenn Edelgase, also Helium, Neon, Argon, Krypton und Xenon, in Mondgestein eingeschlossen sind, so sind dafür folgende Prozesse verantwortlich:

- Die kosmische Strahlung, eine hauptsächlich aus Protonen bestehende, energiereiche Partikelstrahlung aus der Galaxie und von der Sonne, kann die Atomkerne des Kristallgitters zertrümmern. Einige Protonen und Neutronen werden abgeschlagen, und übrig bleiben Atomkerne von Elementen mit tieferer Ordnungszahl, darunter auch von Edelgasen. Ausserdem können Protonen und Neutronen der kosmischen Strahlung im getroffenen Material Kernreaktionen auslösen, bei denen Edelgase entstehen. Diese von der kosmischen Strahlung produzierten Atome werden «kosmogen» genannt. In irdischem Gestein finden diese Prozesse kaum statt, da die kosmische Strahlung von Magnetfeld und Atmosphäre weitgehend abgeschirmt wird.
- Durch radioaktiven Zerfall bestimmter Nuklide können Edelgasisotope entstehen: ^{40}K zerfällt mit einer Halbwertszeit von 1,28 Milliarden Jahren in ^{40}Ar (teilweise auch in ^{40}Ca), und beim Zerfall von Uran und Thorium entsteht ^4He . Diese Edelgaskomponente wird als «radiogen» bezeichnet.

- Der Sonnenwind, eine im Vergleich zur kosmischen Strahlung wesentlich energieärmere Strahlung geladener Atome von der Sonne, kann ins Gesteinsmaterial eindringen und darin steckenbleiben. Unter den Sonnenwindteilchen befinden sich auch Edelgasatome. Allerdings können diese Teilchen nur etwa 0,1 Mikrometer tief vordringen. Der Sonnenwind-Anteil konzentriert sich deshalb in der Oberflächenschicht eines Steins oder Staubkorns. Der Sonnenwind wird ebenfalls vom Erdmagnetfeld abgeschirmt, so dass auch dieser Prozess auf der Erdoberfläche nicht vorkommt.
- Bei spontaner Spaltung von Uran und Thorium können Kr- und Xe-Isotope gebildet werden.

Die kosmogene, radiogene und Sonnenwind-Komponente wird im folgenden mit dem Index c, r bzw. SW bezeichnet werden. Die Komponente aus der U- und Th-Spaltung wird nicht mehr erwähnt werden, da sie in den untersuchten Mondmeteoriten vernachlässigbar klein ist.

Die Konzentration der Sonnenwind-Gase nahe der Oberfläche, im Gegensatz zu den gleichmässig das ganze Volumen ausfüllenden kosmogenen und radiogenen Anteilen, lässt sich dazu benutzen, die Beiträge der einzelnen Komponenten zu bestimmen, falls die analysierte Probe aus Einzelkörnern besteht. Dies ist für Staubproben der Fall, aber auch für Brekzien. Grosse Körner enthalten dann weniger Gas pro Masseneinheit als kleine, da sie im Verhältnis zum Volumen weniger Oberfläche besitzen. Trennt man solches Material nach Korngrössen auf, so entstehen Proben mit mehr und solche mit weniger Sonnenwind-Anteil. Wie man daraus die Konzentrationen und Isotopenverhältnisse der einzelnen Komponenten erhalten kann, werden wir anhand der konkreten Messergebnisse diskutieren.

3.2 Erstarrungsalter

Die radiogenen Komponenten von ^4He und ^{40}Ar sind ein Mass für das Erstarrungsalter des Gesteins. Kennt man den Gehalt an Kalium bzw. Uran und Thorium, so lässt sich die Zeit berechnen, während der sich das Gas angesammelt hat. Diese ist im Idealfall identisch mit dem Alter des Steins als fester Körper, weil das Gas aus dem flüssigen Material noch entweichen konnte. Allerdings treten infolge späterer Erwärmung oft Diffusionsverluste auf, so dass diese «Uhr» nicht immer richtig geht.

3.3 Strahlungsalter, Produktionsraten, Abschirmtiefe

Die kosmogenen Komponenten der Edelgase sagen etwas über die Periode aus, während der eine Probe der kosmischen Strahlung ausgesetzt war. Sie erzählen uns

nicht nur, wie lange sich ein Objekt auf der Mondoberfläche oder im Weltall befand, sondern auch, wie tief unter der Oberfläche es begraben war.

Das sogenannte Strahlungsalter, also die Zeit, während der ein Objekt der kosmischen Strahlung ausgesetzt war (auf der Mondoberfläche oder im All), erhält man aus der Konzentration der kosmogenen Komponente eines beliebigen Isotops, falls die Produktionsrate für dieses Isotop bekannt ist. Unter Produktionsrate versteht man die Anzahl Atome, die pro Zeiteinheit von der kosmischen Strahlung produziert werden. Sie ist, bei konstanter Intensität, Zusammensetzung und Energieverteilung der kosmischen Strahlung, abhängig von der chemischen Zusammensetzung der Probe, vom Raumwinkel der Bestrahlung und von der «Abschirmtiefe». Ein kleiner Körper im All wird aus allen Richtungen bestrahlt (Raumwinkel 4π), ein Objekt auf der Oberfläche eines grösseren Himmelskörpers, z. B. des Mondes, dagegen nur aus dem Halbraum (Raumwinkel 2π). Die Produktionsrate ist im ersten Fall rund doppelt so gross wie im zweiten. Unter der Abschirmtiefe versteht man die Menge des Materials, das die Probe bedeckte und das zuerst von der kosmischen Strahlung durchdrungen werden musste. Mit zunehmender Abschirmtiefe werden die Effekte schwächer, und die Produktionsraten nehmen ab.

Die Abschirmtiefe lässt sich aus dem tiefenabhängigen Verhältnis $(^{131}\text{Xe}/^{126}\text{Xe})_c$ ermitteln. Man gibt sie üblicherweise nicht in cm, sondern in g/cm^2 (Masse pro Fläche) an, denn entscheidend ist die Menge des Materials, das die kosmische Strahlung durchdringen muss. Die Umrechnung erfolgt dann über die Dichte, die für Mondmaterial rund $3 \text{ g}/\text{cm}^3$ beträgt. Eine Abschirmtiefe von $10 \text{ g}/\text{cm}^2$ entspricht also einer Schicht von etwa 3 cm Dicke.

3.4 Terrestrisches Alter

Ausser den stabilen werden von der kosmischen Strahlung auch radioaktive Edelgasisotope produziert. Da die Halbwertszeiten dieser Isotope aber gering sind (maximal 269 Jahre im Fall von ^{39}Ar), entstehen sie nur in sehr kleinen Mengen. Eine Ausnahme bildet ^{81}Kr , dessen Halbwertszeit 213 000 Jahre beträgt. Dieses Isotop ermöglicht uns die Bestimmung des terrestrischen Alters, d. h. des Zeitpunkts, als ein Meteorit auf die Erde fiel und somit die Bestrahlung durch kosmische Partikel aufhörte.

^{81}Kr ist im Sonnenwind nur in vernachlässigbar kleiner Konzentration enthalten. Aus dem Zerfall anderer langlebiger radioaktiver Kerne entsteht kein ^{81}Kr , so dass einzig die kosmische Strahlung dieses Isotop in messbaren Mengen produziert. Gleichzeitig mit der Produktion setzt der radioaktive Zerfall ein, und je mehr ^{81}Kr -Kerne entstanden sind, desto mehr zerfallen auch wieder, bis schliesslich ein Gleichgewicht zwischen Produktion und Zerfall erreicht wird. Dies ist nach Ablauf einiger Halbwertszeiten der Fall (Abb. 3). Die ^{81}Kr -Menge bleibt dann kon-

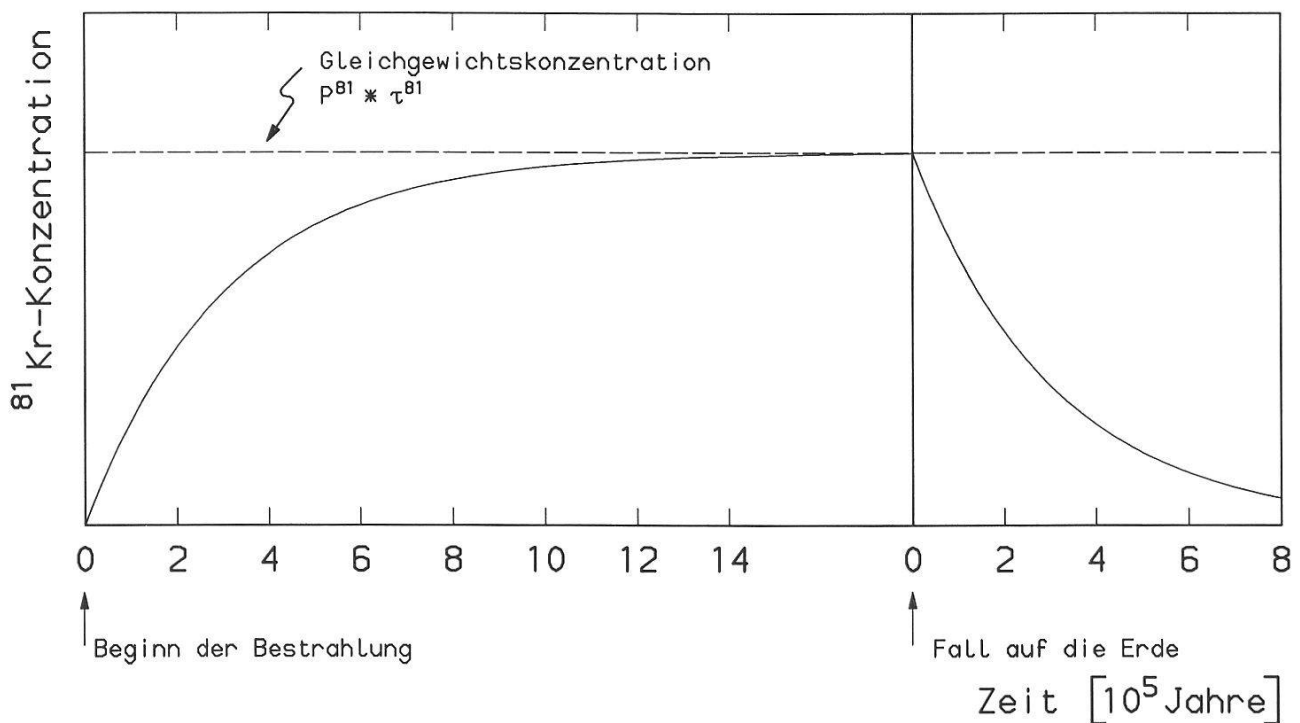


Abbildung 3: Zeitliche Entwicklung der Konzentration von ^{81}Kr nach dem Beginn der kosmischen Bestrahlung (links) und nach dem Fall auf die Erde (rechts).

stant, solange sich die Strahlungsbedingungen nicht ändern. Die Gleichgewichtskonzentration ist das Produkt aus der Produktionsrate P^{81} und der mittleren Lebensdauer τ^{81} ($\tau^{81} = T_{1/2} : \ln 2 = 307\,000$ Jahre, mit $T_{1/2}$ = Halbwertszeit von ^{81}Kr).

Fällt ein Meteorit auf die Erde, so ist die Bestrahlung und damit die Produktion von ^{81}Kr beendet. Die ^{81}Kr -Menge nimmt dann entsprechend dem Gesetz des radioaktiven Zerfalls

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-t/\tau} \quad (1)$$

ab (Abb. 3). Setzt man für N_0 die Gleichgewichtskonzentration $\tau^{81} \cdot P^{81}$ und für $N(t)$ die gemessene ^{81}Kr -Konzentration ein und löst nach der Zeit auf, so ergibt sich für das terrestrische Alter

$$T_{\text{terr}} = \tau^{81} \cdot \ln (\tau^{81} \cdot P^{81} / ^{81}\text{Kr}). \quad (2)$$

4. Messmethode und Messresultate

Für unsere Analysen erhielten wir folgende Mondmeteoritenstücke:

- Allan Hills A-81005,51 (0,279 g)
- Yamato-82192,82 (0,279 g)
- Yamato-82193,100 (0,326 g)

Nach der Zerkleinerung in einem Stahlmörser wurde je eine Probe ohne weitere Verarbeitung entnommen. Am Rest führten wir eine Korngrössentrennung durch. Bei A-81005 stellten wir durch Sieben folgende Korngrössenfraktionen her: $< 15 \mu\text{m}$, $15\text{--}35 \mu\text{m}$, $35\text{--}74 \mu\text{m}$, $74\text{--}149 \mu\text{m}$, $> 149 \mu\text{m}$. Das Yamato-Material teilten wir mit der Sedimentationsmethode (kleinere Körner sinken in einer Flüssigkeit langsamer ab als grosse) in die Fraktionen $< 25 \mu\text{m}$ und $> 25 \mu\text{m}$ auf.

Die Edelgase wurden in einer Ultrahochvakuum-Anlage bei einer Temperatur von 1700°C extrahiert. Die Edelgasanalysen erfolgten anschliessend in drei Massenspektrometern, von denen eines für He- und Ne-, ein anderes für Ar- und das dritte für Kr- und Xe-Messungen speziell konditioniert ist.

Die Messresultate für die jeweils grössten Korngrössenfraktionen, welche die genauesten Werte lieferten, sind in den Tabellen 1 bis 3 zusammengestellt. Die vollständigen Resultate findet man bei EUGSTER et al. (1986) bzw. EUGSTER and NIEDERMANN (1988), wo die Zusammenhänge auch eingehender diskutiert werden, als dies hier möglich ist. Für die Gaskonzentrationen wird die Einheit $\text{cm}^3 \text{STP/g}$ benutzt, wie das allgemein üblich ist. $1 \text{ cm}^3 \text{STP}$ ist die Gasmenge, die bei Standardbedingungen (Temperatur 0°C , Druck 1013 mbar) ein Volumen von 1 cm^3 einnimmt; dies entspricht $2,7 \cdot 10^{19}$ Atomen. $10^{-8} \text{ cm}^3 \text{STP/g}$ sind also $2,7 \cdot 10^{11}$ Edelgasatome pro Gramm Probenmaterial.

5. Sonnenwind und radiogene Edelgase; Beweis für den lunaren Ursprung der drei Meteorite

Aufgrund der Edelgasanalysen von Korngrössenfraktionen lassen sich die Isotopenverhältnisse der Sonnenwind-Komponenten bestimmen. Aus

$$^{20}\text{Ne}_m = ^{20}\text{Ne}_{\text{SW}} + ^{20}\text{Ne}_c$$

$$^{22}\text{Ne}_m = ^{22}\text{Ne}_{\text{SW}} + ^{22}\text{Ne}_c$$

(Index m bedeutet gemessener Wert) kann folgende Gleichung abgeleitet werden:

$$\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_m = \frac{^{22}\text{Ne}_c}{^{22}\text{Ne}_m} \cdot \left[\left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_c - \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{sw}} + \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{sw}} \right] \quad (3)$$

Trägt man $(^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_m$ in einem Diagramm gegen $1/^{22}\text{Ne}_m$ auf, so entspricht Formel (3) einer Geraden, wenn $^{22}\text{Ne}_c$, $(^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_c$ und $(^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_{\text{sw}}$ in allen Proben konstant sind. Die Messpunkte liegen dann auf dieser Geraden, und der Achsenabschnitt ist gleich dem Sonnenwind-Verhältnis. Analoge Gleichungen gelten für die andern Edelgasisotope. Die Abbildungen 4 und 5 zeigen zwei Beispiele für solche Darstellungen, und Tabelle 4 fasst die auf diese Weise ermittelten Sonnenwind-Verhältnisse für He, Ne und Ar zusammen. Die Werte für Apollo-16-Mondstaub und für die Apollo-16-Brekzie 67435 sind ebenfalls angegeben. Der Vergleich zeigt, dass es sich bei der Oberflächenkomponente tatsächlich

Tabelle 1: Resultate der He-, Ne- und Ar-Messungen von drei Mondmeteoriten-Proben

Probe	Gewicht	⁴ He	²⁰ Ne	⁴⁰ Ar	⁴ He	²⁰ Ne	²² Ne	⁴⁰ Ar	³⁶ Ar
		10 ⁻⁸ cm ³ STP/g			³ He	²² Ne	²¹ Ne	³⁶ Ar	³⁸ Ar
A-81005, 51 > 149 µm	0,1325 g	556 000 ± 20 000	54 600 ± 8 600	31 300 ± 1 900	2 680 ± 30	12,51 ± 0,13	25,6 ± 0,4	1,741 ± 0,020	5,21 ± 0,04
Y-82192, 82 > 25 µm	0,0209 g	45,3 ± 3,0	12,6 ± 0,4	970 ± 20	5,63 ± 0,30	3,46 ± 0,03	1,60 ± 0,02	96,3 ± 3,0	2,63 ± 0,07
Y-82193, 100 > 25 µm	0,0130 g	50 ± 6	25,9 ± 1,5	978 ± 70	6,92 ± 0,20	5,43 ± 0,05	1,98 ± 0,02	53,1 ± 1,0	3,31 ± 0,04

Tabelle 2: Resultate der Kr-Messungen von drei Mondmeteoriten-Proben

Probe	Gewicht	⁸⁶ Kr	⁷⁸ Kr	⁸⁰ Kr	⁸¹ Kr	⁸² Kr	⁸³ Kr	⁸⁴ Kr
		10 ⁻¹² cm ³ STP/g		⁸⁶ Kr	⁸⁶ Kr	⁸⁶ Kr	⁸⁶ Kr	⁸⁶ Kr
A-81005, 51 > 149 µm	0,1325 g	24 200 ± 5 000	0,0216 ± 0,0006	0,135 ± 0,004	< 1,4 · 10 ⁻⁶	0,664 ± 0,007	0,668 ± 0,006	3,283 ± 0,040
Y-82192, 82 > 25 µm	0,238 g	32,8 ± 6,0	0,0794 ± 0,0050	0,323 ± 0,010	0,0048 ± 0,0005	0,920 ± 0,030	1,015 ± 0,020	3,44 ± 0,05
Y-82193, 100 > 25 µm	0,272 g	39,4 ± 7,0	0,070 ± 0,004	0,313 ± 0,010	0,00424 ± 0,00020	0,903 ± 0,010	0,958 ± 0,015	3,40 ± 0,05

Tabelle 3: Resultate der Xe-Messungen von drei Mondmeteoriten-Proben

Probe	Gewicht	¹³² Xe	¹²⁴ Xe	¹²⁶ Xe	¹²⁸ Xe	¹²⁹ Xe	¹³⁰ Xe	¹³¹ Xe	¹³⁶ Xe
		10 ⁻¹² cm ³ STP/g		¹³² Xe	¹³² Xe	¹³² Xe	¹³² Xe	¹³² Xe	¹³² Xe
A-81005, 51 > 149 µm	0,1325 g	10 900 ± 2 000	0,00551 ± 0,00006	0,00561 ± 0,00006	0,0864 ± 0,0010	1,047 ± 0,010	0,165 ± 0,003	0,826 ± 0,010	0,302 ± 0,004
Y-82192, 82 > 25 µm	0,238 g	25,4 ± 5,0	0,0151 ± 0,0007	0,0226 ± 0,0005	0,1020 ± 0,0030	1,005 ± 0,010	0,168 ± 0,002	0,848 ± 0,005	0,327 ± 0,003
Y-82193, 100 > 25 µm	0,272 g	32,0 ± 6,0	0,0129 ± 0,0007	0,0188 ± 0,0007	0,1000 ± 0,0020	1,021 ± 0,015	0,166 ± 0,002	0,824 ± 0,008	0,336 ± 0,004

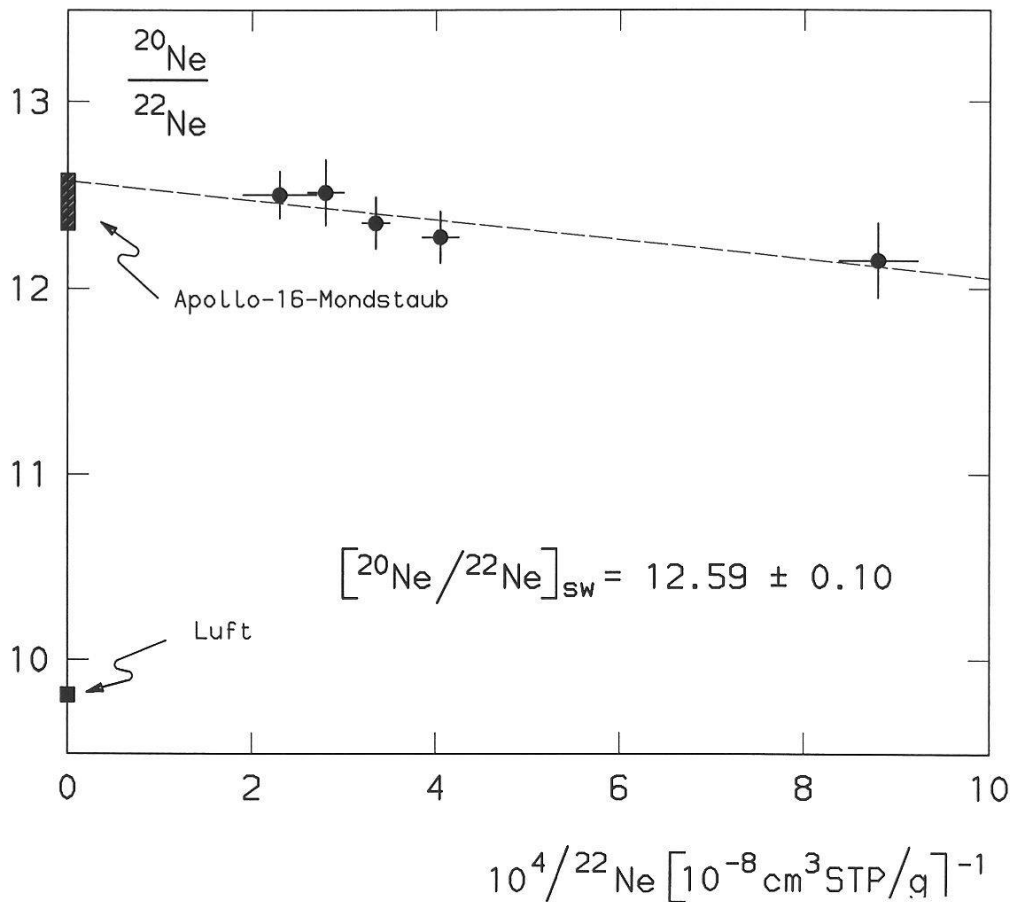


Abbildung 4: Diagramm $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ gegen $1/^{22}\text{Ne}$ für die Korngrößenfraktionen von A-81005, 51. Der Achsenabschnitt entspricht dem Sonnenwindverhältnis, wie es in Apollo-16-Mondstaub gemessen wird. Der Wert für Luft-Ne liegt deutlich tiefer.

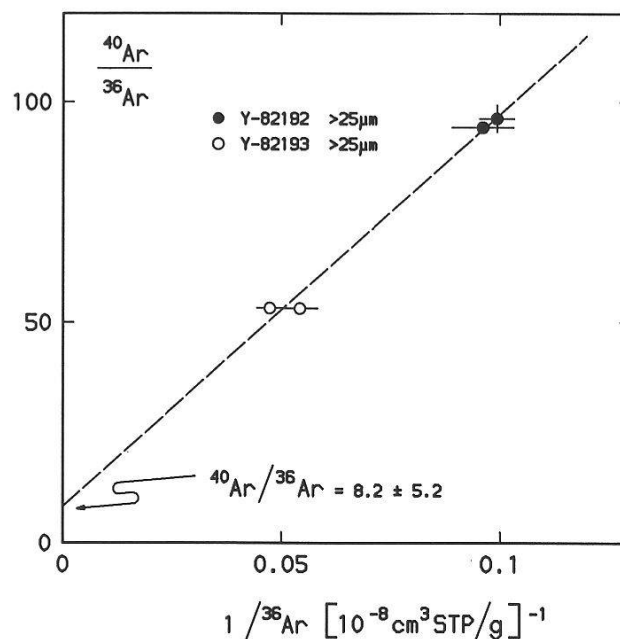


Abbildung 5: Diagramm $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ gegen $1/^{36}\text{Ar}$ für die $> 25 \mu\text{m}$ -Fraktionen von Y-82192,82 und Y-82193,100. Der Achsenabschnitt entspricht dem Isotopenverhältnis der Oberflächenkomponente. Das Verhältnis $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ in Luft liegt bei 295.5.

um Sonnenwind handelt und nicht etwa um Edelgase aus der irdischen Atmosphäre (Abb. 4 und 5).

Eine Bestätigung dafür, dass die untersuchten Meteorite vom Mond stammen, liefert das ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)-Verhältnis der Oberflächenkomponente. Dieses ist nämlich in Mondproben bedeutend höher als in gewöhnlichen Meteoriten, weil auf dem Mond ein Prozess stattfindet, der ^{40}Ar stark anreichert: Aus dem Zerfall von ^{40}K entstandene ^{40}Ar -Atome, die aus dem Gestein entwichen sind, können ionisiert, im elektromagnetischen Feld des Sonnenwinds beschleunigt und wieder ins Mondmaterial eingeschossen werden (MANKA and MICHEL, 1971). Die bei unseren Meteoriten gemessenen ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)-Verhältnisse der Oberflächenkomponente von 1,65 bzw. 8,2 liegen im Rahmen des für Mondproben üblichen Bereiches von 0,3 bis 10. Für A-81005 hatten bereits BOGARD and JOHNSON (1983) einen Wert von 1,79 erhalten, was gut mit dem unsrigen übereinstimmt. In Meteoriten, die von kleineren Körpern wie etwa Asteroiden stammen, bei denen das radiogene ^{40}Ar sofort in den Weltraum entweicht, liegt dieses Verhältnis dagegen bei 0,0014 (BEGEMANN et al., 1976).

Sind die Isotopenverhältnisse der Oberflächenkomponente bekannt und setzt man zusätzlich einige gut bekannte Werte für kosmogene Verhältnisse voraus, so lassen sich die Konzentrationen aller Komponenten berechnen. Diese sind in den Tabellen 4 und 5 angegeben. Aus Tabelle 4 erkennt man deutlich den Unterschied zwischen A-81005 einerseits und Y-82192/93 andererseits: A-81005 enthält ungefähr gleich viele Sonnenwind-Gase wie Apollo-16-Mondstaub, die Yamato-Meteorite dagegen zwei bis drei Größenordnungen weniger. Offenbar war dieses Material nur kurze Zeit, zum Teil vielleicht überhaupt nie, dem Sonnenwind ausgesetzt, ähnlich wie die Apollo-16-Brekzie 67435.

Die radiogenen Anteile von ^{40}Ar sind ebenfalls aus Tabelle 4 ersichtlich. Zusammen mit den Kalium-Konzentrationen von 230 ppm für A-81005 (PALME et al., 1983), 170 ppm für Y-82192 und 310 ppm für Y-82193 (FUKUOKA et al., 1986) erhält man daraus die in Tabelle 6 aufgeführten Erstarrungsalter. Sie sind konsistent mit dem Alter anderer Hochlandgesteine des Mondes.

6. Kosmogene Edelgaskomponenten, Dauer der kosmischen Bestrahlung und terrestrisches Alter

In Tabelle 5 sind die Konzentrationen der kosmogenen Komponenten von sechs Edelgasisotopen sowie das tiefenabhängige Isotopenverhältnis ($^{131}\text{Xe}/^{126}\text{Xe}$)_c zusammengestellt. Es handelt sich bei A-81005 um Mittelwerte aller analysierten Proben (Gesamtprobe und Korngrößenfraktionen), bei Y-82192 und Y-82193 um Mittelwerte der $> 25\ \mu\text{m}$ -Fraktionen.

Um das Strahlungsalter zu bestimmen, muss man die Produktionsraten kennen, d. h. die chemische Zusammensetzung der Proben, den Raumwinkel der Bestrahlung und die Abschirmtiefe.

Tabelle 4: Konzentrationen und Isotopenverhältnisse der Sonnenwind-Komponenten und Konzentration der radiogenen Komponente von ^{40}Ar in den drei Mondmeteoriten und in Apollo-16-Proben

Probe	Sonnenwind										radiogen	
	^4He	^{20}Ne	^{36}Ar	^{86}Kr	^{132}Xe	^4He	^{20}Ne	^{22}Ne	$^{40}\text{Ar}^1$	^{36}Ar	^{36}Ar	^{40}Ar
		$10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$		$10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$		^3He	^{22}Ne	^{21}Ne	^{36}Ar	^{38}Ar	$10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$	
A-81005, 51	616 000 $\pm 23\,000$	55 900 $\pm 3\,100$	19 500 $\pm 1\,200$	30 600 $\pm 6\,000$	11 500 $\pm 2\,000$	2 890 ± 100	12,59 $\pm 0,10$	30,2 $\pm 1,0$	1,65 $\pm 0,07$	5,32 $\pm 0,05$		1 800 ± 900
Y-82192, 82	-	9,8 $\pm 1,0$	10,0 $\pm 2,0$	115 ± 25	75 ± 16	-	12,02 $\pm 0,50$	31,25 ²	8,2 $\pm 5,2$	5,12 $\pm 0,50$		964 ± 200
Y-82193, 100	-	62 ± 10	17,3 $\pm 3,0$	67 ± 13	56 ± 12	-	12,02 $\pm 0,50$	31,25 ²	8,2 $\pm 5,2$	5,12 $\pm 0,50$		1 134 ± 200
Apollo-16- Mondstaub (Mittelwert) ³	1 300 000 - 2 500 000	27 000 - 60 000	12 000 - 27 000	22 000 - 47 000	7 500 - 19 000	3 045 ± 90	12,48 $\pm 0,15$	31,6 $\pm 0,6$	1,0 $\pm 0,1$	5,32 $\pm 0,03$		< 18 000
67435, 45 ⁴	-	1,5 $\pm 1,0$	0,95 $\pm 0,07$	10,4 $\pm 3,0$	16,8 $\pm 3,5$	2 900 ²	12,6 ²	31,7 ²	-	5,32 ²		3 660 ± 230

1 Einschliesslich ^{40}Ar aus dem Zerfall von ^{40}K im Mondboden (siehe Text)

2 Angenommener Wert

3 EBERHARDT et al. (1976)

4 EUGSTER and NIEDERMANN (1986)

Tabelle 5: Durch kosmische Strahlung produzierte Edelgasisotope und tiefenabhängiges Verhältnis ($^{131}\text{Xe}/^{126}\text{Xe}$)_c in den drei Mondmeteoriten

Probe	^3He	^{21}Ne	^{38}Ar	^{81}Kr	^{83}Kr	^{126}Xe	^{131}Xe
	$10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$			$10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$			
A-81005, 51	16,2 ± 4,2	32,1 ± 4,1	60 ± 20	≤ 0,034	221 ± 100	13,1 ± 2,7	2,5 ± 1,5
Y-82192, 82	8,06 ± 0,60	2,20 ± 0,07	2,26 ± 0,11	0,156 ± 0,035	11,8 ± 2,0	0,49 ± 0,10	3,43 ± 0,30
Y-82193, 100	7,24 ± 0,70	2,26 ± 0,13	2,60 ± 0,29	0,167 ± 0,035	11,9 ± 2,0	0,50 ± 0,10	2,74 ± 0,60

Tabelle 6: Geschichte der drei Mondmeteorite

Probe	^{40}K - ^{40}Ar -Erstarrungs- alter $T_{\text{K-Ar}}$	Totales Kosmisches Strahlungsalter T_{KS}	Transitdauer Mond-Erde T_{transit}	Terrestrisches Alter T_{terr}
A-81005	$4,3 \pm 0,9$ 10^9 Jahre	580 ± 180 (2π -Bestrahlung) 10^6 Jahre	– < 1^1 10^6 Jahre	$\geq 140\,000$ $170\,000 \pm 50\,000^2$ Jahre
Y-82192	$3,9 \pm 0,2$	$10,6 \pm 0,6$ (4π -Bestrahlung) $11,0^3$ $10,8^4$	8 ± 3	$83\,000 \pm 35\,000$
Y-82193	$> 3,0$	$10,8 \pm 0,7$ (4π -Bestrahlung)	8 ± 3	$75\,000 \pm 30\,000$

1 TUNIZ et al. (1983)

2 NISHIZUMI et al. (1986)

3 BISCHOFF et al. (1987)

4 TAKAOKA (1987)

Die chemische Zusammensetzung unserer A-81005-Proben analysierte PD Dr. U. KRÄHENBÜHL am Anorganisch-chemischen Institut der Universität Bern. Zusätzlich verwendeten wir für diesen Meteorit Daten von PALME et al. (1983). Die Zusammensetzung von Y-82192 und Y-82193 wurde von FUKUOKA et al. (1986) bestimmt.

Informationen über die Frage, ob ein Objekt im All (Raumwinkel 4π) oder auf der Mondoberfläche (Raumwinkel 2π) der kosmischen Strahlung ausgesetzt war, liefert das radioaktive Isotop ^{10}Be . Es hat eine Halbwertszeit von 1,6 Millionen Jahren und wird ebenfalls von der kosmischen Strahlung produziert. Genau wie bei ^{81}Kr ist seine Gleichgewichtsaktivität (Anzahl Zerfälle pro Zeiteinheit), die der Gleichgewichtskonzentration entspricht, proportional zur Produktionsrate. Bei 4π -Bestrahlung wird sie also doppelt so gross wie bei 2π -Bestrahlung. Wegen der längeren Lebensdauer zerfällt ^{10}Be aber weniger rasch als ^{81}Kr , so dass die Aktivität auch mehrere hunderttausend Jahre nach dem Fall auf die Erde noch nicht stark abgeklungen ist und man noch immer zwischen 4π - und 2π -Bestrahlung unterscheiden kann.

Für A-81005 machten TUNIZ et al. (1983) entsprechende Messungen. Aufgrund ihrer Daten kann geschlossen werden, dass dieser Stein weniger als eine Million Jahre im Weltall verbrachte. Da er aber zwei Grössenordnungen mehr kosmogene Edelgase enthält, als in dieser kurzen Zeitspanne produziert werden können, muss geschlossen werden, dass die kosmische Bestrahlung von A-81005 zum überwiegenden Teil auf der Mondoberfläche stattgefunden hat.

Für die Yamato-Meteorite Y-82192/93 haben NISHIZUMI et al. (1986) die ^{10}Be -Aktivitäten gemessen. Die Messwerte entsprechen beinahe einer 4π -Gleichgewichtsaktivität. Rund 5 Millionen Jahre Bestrahlung im Raum sind nötig, um diese ^{10}Be -Menge zu produzieren. Da Y-82192/93 wenig kosmogene Edelgase enthalten, verbrachten sie einen grossen Teil ihrer Bestrahlungsgeschichte im All, weshalb zur Berechnung des Strahlungsalters für diese Steine 4π -Bestrahlung angenommen wurde.

Der genaueste Indikator für die Abschirmtiefe ist das Verhältnis $(^{131}\text{Xe}/^{126}\text{Xe})_c$ (HOHENBERG et al., 1978). Seine Tiefenabhängigkeit ist für die untersuchten Proben in Abbildung 6 dargestellt. Die gemessenen Werte von $(^{131}\text{Xe}/^{126}\text{Xe})_c$ entsprechen Abschirmtiefen von $< 40 \text{ g/cm}^2$ für A-81005, 17 g/cm^2 für Y-82192 und 10 g/cm^2 für Y-82193. Alle drei Proben waren also durch weniger als 15 cm Material bedeckt.

Die Dauer der kosmischen Bestrahlung wurde aufgrund der obigen Werte für die drei Steine bestimmt und ist in Tabelle 6 angegeben. Die Strahlungsalter der Yamato-Meteorite, die für 4π -Bestrahlung gelten, stimmen praktisch überein, während A-81005 viel länger auf der Mondoberfläche der kosmischen Strahlung ausgesetzt war. Der Vergleich mit den Werten von BISCHOFF et al. (1987) und von TAKAOKA (1987) für Y-82192 zeigt eine gute Übereinstimmung.

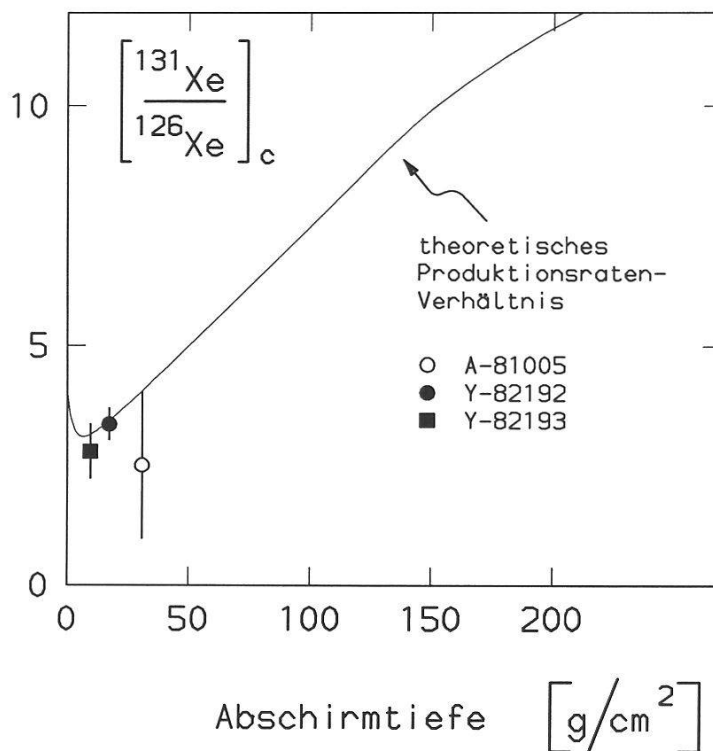


Abbildung 6: Kosmogenes Verhältnis $^{131}\text{Xe}/^{126}\text{Xe}$ als Funktion der Abschirmtiefe (nach HOHENBERG et al., 1978). Die Messwerte für die drei Mondmeteorite entsprechen Abschirmtiefen von $< 40 \text{ g/cm}^2$ für A-81005, 17 g/cm^2 für Y-82192 und 10 g/cm^2 für Y-82193.

Die Transitzeit Mond-Erde, d. h. die Aufenthaltsdauer im All, beträgt für die Yamato-Meteorite minimal 5 Millionen Jahre, wie oben diskutiert wurde. Maximal entspricht sie dem totalen Strahlungsalter von rund 11 Millionen Jahren, so dass der in Tabelle 6 angegebene Wert von (8 ± 3) Millionen Jahren resultiert.

Das terrestrische Alter der drei Meteorite ist ebenfalls aus Tabelle 6 ersichtlich. Bei A-81005 konnte nur eine untere Grenze von 140 000 Jahren bestimmt werden, da nur eine obere Grenze für die ^{81}Kr -Konzentration bekannt war. Diese Grenze ist jedoch konsistent mit dem von NISHIZUMI et al. (1986) gefundenen Wert von $(170\,000 \pm 50\,000)$ Jahren.

Die terrestrischen Alter der drei Proben liegen im Bereich der für andere Allan-Hills- bzw. Yamato-Meteorite gefundenen Werte (NISHIZUMI and ELMORE, 1985).

7. Geschichte der drei untersuchten Mondmeteorite

Die Daten von Tabelle 6 lassen keinen Zweifel daran, dass es sich bei Y-82192 und Y-82193 um Fragmente desselben Gesteinsbrockens handelt, der erst beim Sturz auf die Erde auseinandergebrochen ist, denn nicht nur die kosmische Bestrahlungsgeschichte ist für beide Steine dieselbe, sondern auch das terrestrische Alter stimmt überein. A-81005 zeigt dagegen keine Gemeinsamkeit mit diesem Meteoritenpaar.

Das Material von A-81005 lag während rund einer halben Milliarde Jahren nahe der Mondoberfläche, mindestens einen Teil dieser Zeit noch in Form von Staub, in den Sonnenwindteilchen und aus dem Mondboden stammende ^{40}Ar -Atome eingeschossen wurden. Vor maximal einer Million Jahren fand der Einschlag statt, der die Brekzie ins All beförderte, und vor ungefähr 170 000 Jahren fiel sie als Meteorit auf die Erde.

Das Material von Y-82192/93 fing nur sehr wenig Sonnenwind ein; es befand sich vor der Bildung der Brekzie höchstens für kurze Zeit auf der Mondoberfläche. Unsere Resultate deuten auf folgende Geschichte des Mondmeteoritenpaars hin: Beim Einschlag eines grossen Meteorits oder eines Asteroiden auf dem Mond wurde Y-82192/93 aus tiefer, vor der kosmischen Strahlung völlig abgeschirmter Lage direkt aus dem Schwerfeld des Mondes entfernt. Die gesamte Menge der kosmogenen Atome wurde im Verlauf von 10,7 Millionen Jahren im Raum produziert. Vor rund 80 000 Jahren fielen die beiden Bruchstücke dann auf die Erde. Dieses Modell könnte durch geplante Messungen des Radionuklids ^{53}Mn überprüft werden, dessen Halbwertszeit 3,7 Millionen Jahre beträgt. Liegt es in der 4π -Gleichgewichtskonzentration vor, so wäre das Szenario bestätigt, andernfalls hätte die Transitzeit im All weniger lange gedauert. Dann müsste das Material bereits auf der Mondoberfläche für maximal 11 Millionen Jahre der kosmischen Strahlung ausgesetzt gewesen sein, und es wären zwei Einschläge am selben Ort innerhalb relativ kurzer Zeit nötig gewesen, um Y-82192/93 zuerst auszugraben und später ins All zu schleudern.

Die unterschiedlichen Transitdauern für A-81005 und Y-82192/93 zeigen, dass zwei verschiedene Einschläge auf dem Mond für unsere drei Mondmeteorite verantwortlich sind. Der eine fand vor (8 ± 3) Millionen Jahren, der andere vor höchstens einer Million Jahren statt. Ob die drei anderen Mondmeteorite Y-791197, Y-793274 und Y-86032 denselben Ereignissen zugeordnet werden können oder von zusätzlichen Einschlägen stammen, sollen weitere Analysen zeigen.

Verdankungen

Wir danken der NASA und dem National Institute of Polar Research in Tokio für die wertvollen Proben. Herrn Prof. Dr. J. GEISS und Herrn Prof. Dr. P. EBERHARDT danken wir für die Unterstützung dieser Arbeit, Herrn PD Dr. U. KRÄHENBÜHL für die Analyse der chemischen Zusammensetzung der A-81005-Proben. Ferner sind wir den Herren P. GUGGISBERG, A. SCHALLER und M. ZUBER für ihre Mitarbeit dankbar, ebenso Frau B. GROSE, Herrn J. FISCHER und Herrn A. TSCHANZ für die Hilfe beim Erstellen des Manuskripts. Diese Arbeit wurde vom Schweizerischen Nationalfonds finanziell unterstützt.

Literaturverzeichnis

- BEGEMANN, NF., WEBER, H. W. and HINTENBERGER, H. (1976): On the primordial abundance of Argon-40, *Astrophysical Journal* 203, L155–L157.
- BISCHOFF, A., PALME, H., WEBER, H. W., STÖFFLER, D., BRAUN, O., SPETTEL, B., BEGEMANN, F., WÄNKE, H. and OSTERTAG, R. (1987): Petrography, shock history, chemical composition and noble gas content of the lunar meteorites Yamato-82192 and -82193, *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue* 46, 21–42.
- BOGARD, D. D. and JOHNSON, P. (1983): Trapped noble gases indicate lunar origin for Antarctic meteorite, *Geophys. Res. Lett.* 10, 801–803.
- CASSIDY, W. A. and RANCITELLI, L. A. (1982): Antarctic meteorites, *American Scientist* 70, No. 2, 156–164.
- EBERHARDT, P., EUGSTER, O., GEISS, J., GRÖGLER, N., GUGGISBERG, S. and MÖRGELI, M. (1976): Noble gases in the Apollo 16 special soils from the East-West split and the permanently shadowed area, *Proc. 7th Lunar Sci. Conf.*, 563–585.
- EUGSTER, O. and NIEDERMANN, S. (1986): Single-stage exposure history of lunar highland breccias 60018, 67435, and 67455, *Proc. 17th Lunar Planet. Sci. Conf., J. Geophys. Res.* 91, E55–E63.
- EUGSTER, O., GEISS, J., KRÄHENBÜHL, U. and NIEDERMANN, S. (1986): Noble gas isotopic composition, cosmic ray exposure history, and terrestrial age of the meteorite Allan Hills A81005 from the Moon, *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, 139–147.
- EUGSTER, O. and NIEDERMANN, S. (1988): Noble gases in lunar meteorites Yamato-82192 and -82193 and history of the meteorites from the Moon, *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press.
- FUKUOKA, T., LAUL, J. C., SMITH, M. R. and SCHMITT, R. A. (1986): Chemistry of Yamato-82192 and -82193 Antarctic meteorites, 11th Symp. on Ant. Meteorites, Tokyo, *Natl. Inst. Polar Res.*, 40–42.
- HOHENBERG, C. M., MARTI, K., PODOSEK, F. A., REEDY, R. C. and SHIRCK, J. R. (1978): Comparisons between observed and predicted cosmogenic noble gases in lunar samples, *Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 2311–2344.
- MANKA, R. H. and MICHEL, F. C. (1971): Lunar atmosphere as a source of lunar surface elements, *Proc. 2nd Lunar Sci. Conf.*, 1717–1728.
- MASON, B. (1982): Antarctic Meteorite Newsletter, 5, No. 4.
- MELOSH, H. J. (1983): Impact ejection, spallation and the origin of certain meteorites, *Lunar Planet. Sci. XIV, Special Session*, 21–22.
- NISHIIZUMI, K. and ELMORE, D. (1985): Age of Antarctic meteorites and ice, 10th Symp. on Ant. Meteorites, Tokyo, *Natl. Inst. Polar Res.*, 108–109.
- NISHIIZUMI, K., KLEIN, J., MIDDLETON, R., ELMORE, D., KUBIK, P. W. and ARNOLD, J. R. (1986): Exposure history of four lunar meteorites, 11th Symp. on Ant. Meteorites, Tokyo, *Natl. Inst. Polar Res.*, 58–59.
- PALME, H., SPETTEL, B., WECKWERTH, G. and WÄNKE, H. (1983): Antarctic meteorite ALHA 81005, a piece from the ancient lunar crust, *Geophys. Res. Lett.* 10, 817–820.
- TAKAOKA, N. (1987): Noble gas study of Yamato-82192 lunar meteorite, *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue* 46, 96–104.
- TUNIZ, C., PAL, D. K., MONIOT, R. K., SAVIN, W., KRUSE, T. H., HERZOG, G. F. and EVANS, J. C. (1983): Recent cosmic ray exposure history of ALHA 81005, *Geophys. Res. Lett.* 10, 804–806.
- WETHERILL, G. W. (1968): Dynamical studies of asteroidal and cometary orbits and their relation to the origin of meteorites, in: *Origin and Distribution of the Elements*, L. H. AHRENS, ed., 423–443, Pergamon, New York.
- YANAI, K. (1984): Locality map series of Antarctic meteorites, Sheet 1 Allan Hills, *Natl. Inst. Polar Res., Tokyo*.
- YANAI, K. and KOJIMA, H. (1987): Photographic catalog of the Antarctic meteorites, *Natl. Inst. Polar Res., Tokyo*.

