

Bestrahlungsalter und Herkunft der Eisenmeteorite

H. VOSHAGE

Max-Planck-Institut für Chemie (Otto-Hahn-Institut), Mainz

(Z. Naturforsch. 22 a, 477–506 [1967]; eingegangen am 21. Dezember 1966)

Cosmic ray exposure ages of more than 60 iron meteorites have been determined using the $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -method. Isotope fractionation processes and the reproducibility of age values have been studied.

Iron meteorites with ages of 900, 700, 600, 400×10^6 y (and hexahedrites with ages of 10 to 100×10^6 y according to WÄNKE) are abundant, such with ages exceeding 1×10^9 y are rare. Correlations have been found between exposure ages and structural classes as well as Ga–Ge-groups. These prove that the remarkable groupings of iron meteorites according to some of their structural and compositional features are indeed due to the fact that it were only a few distinct parent iron masses which essentially contributed to the production of iron meteorites. Some of these parent masses supplied the meteorites mainly in one or two “catastrophic” collisions and break-up events, others in a quasi-continuous series of events over a period of many hundreds of million years.

More specified, the results are as follows: Medium and fine octahedrites of the Ga–Ge-group III have, essentially, been produced in two major collisions 600 and 700×10^6 y ago, fine octahedrites of the Ga–Ge-group IV a in one collision about 400×10^6 y ago. These events alone supplied already about 50% of all iron meteorites. Hexahedrites, coarse octahedrites of the Ga–Ge-group I and nickel-rich ataxites reveal, on the other hand, age distributions which appear rather continuous. Mean interplanetary life times deduced from these distributions are about 100×10^6 y for hexahedrites (according to WÄNKE), 500×10^6 y for nickel-rich ataxites and 700×10^6 y for coarse octahedrites of the Ga–Ge-group I.

The differences in the statistics of meteorite production events for different meteorite classes indicate that fundamental dissimilarities may exist in the parent iron masses and parent celestial bodies. Accordingly, one model is proposed for explaining the data on hexahedrites, coarse octahedrites of the Ga–Ge-group I, and ataxites, another one for explaining the data on the medium and fine octahedrites of the Ga–Ge-groups III and IV a:

The hexahedrites, coarse octahedrites and ataxites are fragments of a multiplicity of nickel-iron inclusions (“pools” according to UREY) within the surface layers of Moon, Mars and asteroids (Mars-asteroids), respectively. These fragments, together with stone meteorites, have been produced in a multiplicity of crater-forming impacts by comets on Moon, Mars or asteroids.

Rather compact and large nickel-iron masses, perhaps fragments of asteroidal nickel-iron cores are considered as being the parent masses of the fine octahedrites and medium octahedrites of the Ga–Ge-groups III und IV a. The meteorites of each group have been produced either when such a nickel-iron mass as a projectile hit another asteroid or when a comet hit the nickel-iron mass. Mainly surface material is expected to survive the catastrophe in form of structurally undisturbed meteorites, of which a considerable portion may have been exposed to cosmic rays to a measurable degree prior to the collision.

Possible conclusions from a comparison of $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -age values with $^{36}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$ - and similar ages are reconsidered.

Ohne Zweifel sind Eisen- und Steinmeteorite Bruchstücke von größeren planetarischen Körpern, den so genannten Meteoriten-Mutterkörpern. Die Mutterkörper müssen groß genug gewesen sein, daß das ursprünglich lockere Kondensat aus dem solaren Nebel nach seiner Akkumulation in planetarischen Körpern unter höheren Drucken und Temperaturen zumindest zusammengesintert und mineralisiert, aber teilweise auch geschmolzen und fraktioniert werden konnte. Nach dem Erkalten der Mutterkörper könnten die meteoritischen Bruchstücke bei Kollisionen

mit Kometen oder Asteroiden als Trümmer erzeugt und aus dem Schwerefeld der Stoßpartner herausgeschleudert worden sein. Beobachtungen an Einschlagkratern auf Mond, Mars und Erde sowie die Existenz von Asteroidenfamilien zeigen, daß Zusammenstöße mit dem nötigen Energieumsatz keine ungewöhnlichen Ereignisse sind. Es besteht allerdings noch Unsicherheit darüber, ob man den Mond, die inneren Planeten, die Asteroiden, die Kometen oder mehrere dieser Körper als Mutterkörper der Meteorite anzusehen hat *.

* Zur genaueren Unterrichtung über das Problem der Meteoritenherkunft, über die in folgenden Zeilen in größtmöglicher Kürze skizzierten Meteoritenalter sowie über die sehr umfangreiche Originalliteratur sei hier nur auf eine Auswahl zusammenfassender Berichte^{1–6} aus neuester Zeit verwiesen.

¹ E. ANDERS, Space Sci. Rev. 3, 583 [1964].

² E. J. ÖPIK, Adv. Astr. Astrophys. 4, 301 [1966].

³ H. C. UREY, J. Geophys. Res. 64, 1721 [1959].

⁴ H. C. UREY, Science 147, 1262 [1965].

⁵ H. WÄNKE, Z. Naturforsch. 21 a, 93 [1966].

⁶ H. WÄNKE, Fortschritte der chem. Forschung 7, 322 [1966].



Seit vielen Jahren versucht man, durch Altersbestimmungen zur Beantwortung der Fragen nach Entstehung und Herkunft der Meteorite beizutragen.

Es handelt sich zunächst um die Datierung der letzten chemischen Fraktionierung zwischen radioaktiven Mutternukliden und den stabilen Tochternukliden mit den Methoden der physikalischen Geochronologie. Es hat sich ergeben, daß die Fixierung der chemischen Komponenten im Metall und in den Mineralen aller Meteorite vor 4,5 Milliarden Jahren im wesentlichen abgeschlossen war.

Andere Altersbestimmungen beziehen sich auf die Bestrahlungsalter der Meteorite, d. h. auf die Zeitdauer, während der die Meteorite nach Trennung von ihren Mutterkörpern als selbständige Kleinstplaneten der kosmischen Strahlung im interplanetaren Raum ohne Abschirmung ausgesetzt waren. Die Datierungsmethoden werden in Abschnitt 1 kurz erläutert. Es hat sich ergeben, daß die Lebensdauer der Eisenmeteorite im interplanetaren Raum i. a. zwischen 1 und 1500 Millionen Jahren, die der Steinmeteorite zwischen 0,1 und 100 Millionen Jahren liegen.

Auch das terrestrische Alter, d. h. die Fallzeit von Meteoritenfunden kann wegen des Zerfalls langlebiger Radionuklide, die im interplanetaren Raum durch die Einwirkung der kosmischen Strahlung auf die Meteorite gebildet wurden, bestimmt werden. Die terrestrischen Alter sind meist so klein verglichen mit den anderen Altern, daß man sie bei vielen Überlegungen nicht zu berücksichtigen braucht.

Nach diesen Daten über Meteoritenalter sind die meteoritischen Trümmer erst lange Zeit nach der Konsolidierung der Mutterkörper aus diesen Körpern herausgebrochen und von ihnen getrennt worden. Durch Bestimmung des Bestrahlungsalters kann dieser Vorgang datiert werden, wenn man voraussetzt, daß der Meteorit vor der Trennung durch eine einige Meter dicke Materialschicht gegen die kosmische Strahlung abgeschirmt war, daß die Bestrahlungsintensität und -energie des Meteoriten während seiner Existenz im interplanetaren Raum zeitlich konstant war und daß das terrestrische Alter des

Meteoriten bekannt oder gegenüber dem Bestrahlungsalter vernachlässigbar klein ist.

Vor einigen Jahren haben wir eine Methode zur Bestimmung der Bestrahlungsalter von Eisenmeteoriten entwickelt⁷⁻¹¹. Die damit erhaltenen Alter von 25 Eisenmeteoriten sind früher mitgeteilt worden. Über die Fortsetzung dieser Untersuchungen wird im folgenden berichtet.

Zur Fortsetzung der Untersuchungen hat uns die Frage bewogen, ob die Verteilung der Bestrahlungsalter über einen großen Bereich von Altern kontinuierlich ist oder ob es mehr oder weniger ausgeprägte Gruppen von Eisenmeteoriten mit übereinstimmenden Bestrahlungsaltern gibt; mit anderen Worten: ob die Meteoritenproduktion in der Zeit quasi-kontinuierlich abgelaufen ist oder ob einige wenige „katastrophante“ Ereignisse dominieren. Im letzteren Fall könnte man erwarten, daß Meteorite mit übereinstimmenden Bestrahlungsaltern auch chemisch und strukturell ähnlich sind, weil sie nicht nur vom gleichen Mutterkörper, sondern sogar auch aus der gleichen Zone des Mutterkörpers, z. B. aus ein und demselben Einschlagkrater stammen.

WÄNKE¹² hat schon 1960 darauf hingewiesen, daß viele Oktaedrite ein ziemlich einheitliches Bestrahlungsalter von etwa 500 Millionen Jahren, Hexaedrite dagegen besonders niedrige Bestrahlungsalter haben. Unsere früher^{10, 11} durchgeführten Messungen ergaben eine Gruppierung der Bestrahlungsalter von Eisenmeteoriten um die Werte 900 und 650 Millionen Jahre, wobei sich grobe Oktaedrite vorwiegend in der ersten, mittlere Oktaedrite vorwiegend in der zweiten Gruppe fanden. SCHAEFFER und HEYMANN¹³ glaubten auf zwei größere Ereignisse im Zeitraum zwischen 600 und 700 bzw. 300 und 400 Millionen Jahren schließen zu können.

In diesem Zusammenhang ist es auch besonders interessant, daß die Eisenmeteorite entsprechend ihren strukturellen und chemischen Eigenschaften in eine relativ kleine Anzahl von „natürlichen“ Gruppen eingeteilt werden können.

LOVERING, NICHIPORUK, CHODOS und BROWN¹⁴ haben gefunden, daß die Häufigkeitsverteilung der

⁷ H. VOSHAGE u. H. HINTENBERGER, Z. Naturforschg. **14a**, 828 [1959].

⁸ H. VOSHAGE u. H. HINTENBERGER, Z. Naturforschg. **16a**, 1042 [1961].

⁹ H. VOSHAGE, Z. Naturforschg. **17a**, 422 [1962].

¹⁰ H. VOSHAGE u. H. HINTENBERGER, in „Radioactive Dating“, Int. Atomic Energy Agency, Wien 1963, S. 367.

¹¹ H. VOSHAGE u. D. C. HESS, Z. Naturforschg. **19a**, 341 [1964].

¹² H. WÄNKE, in „Summer course on nuclear geology, Varenna 1960“. Laboratorio di Geologica Nucleare, Pisa 1961; S. 87.

¹³ O. A. SCHAEFFER u. D. HEYMANN, J. Geophys. Res. **70**, 215 [1965].

¹⁴ J. F. LOVERING, W. NICHIPORUK, A. CHODOS u. H. BROWN, Geochim. Cosmochim. Acta **11**, 263 [1957].

mittleren Kamazit-Bandbreiten für Oktaedrite nicht einer glockenförmigen Verteilungskurve entspricht, sondern drei bis vier Maxima zeigt. Diesen Maxima könnte die gleiche Anzahl von verschiedenen Ursprungsmassen entsprechen, die sich in verschiedenen geochemischen Fraktionierungsprozessen voneinander unabhängig entwickelt und später wahrscheinlich auch in verschiedenen Zertrümmerungsprozessen unabhängig voneinander Meteorite geliefert haben.

Noch aufschlußreicher waren Untersuchungen dieser Autoren¹⁴ sowie vor ihnen Untersuchungen von GOLDBERG, UCHIYAMA und BROWN¹⁵ über den Gehalt der Eisenmeteorite an Gallium und Germanium. Dannach läßt sich die Mehrzahl der Eisenmeteorite in vier sogenannte Ga-Ge-Gruppen einteilen, wobei die Mitglieder jeder Gruppe ähnliche und für die Gruppe sehr charakteristische Ga- und Ge-Gehalte haben. Die vier Gruppen könnten z. B. den Nickel-eisen-Kernen von vier verschiedenen Asteroiden entsprechen oder verschiedenen metallischen Zonen ein und desselben Mutterkörpers. Allerdings erklärt das nicht, daß mindestens zwei Ga-Ge-Gruppen Meteorite verschiedenen Strukturtyps enthielten, aber nicht die Übergangsformen. Dieser Widerspruch wurde erst in jüngster Zeit durch WASSON beseitigt (siehe Abschnitt 4.1).

Aus dieser Situation heraus ergab sich seit Fertigstellung unserer letzten Veröffentlichung¹¹ die Aufgabe, durch Messung der Bestrahlungsalter einer noch größeren Zahl von Meteoriten die Frage zu prüfen, ob es die bisher nur mangelhaft und nicht ohne Widerspruch belegten Altersgruppen tatsächlich gibt und welche Beziehungen zwischen derartigen Altersgruppen einerseits und den durch strukturelle und chemische Merkmale gegebenen Meteoritenklassen andererseits bestehen. Deshalb wurden vorzugsweise Proben solcher Eisenmeteorite beschafft und untersucht, die schon hinsichtlich ihres Ga- und Ge-Gehaltes klassifiziert waren. Außerdem wurden zahlreiche Messungen wiederholt, da wir hofften, daß u. a. auch aus dem Grad der Reproduzierbarkeit der Alterswerte Aussagen über das Auflösungsvermögen der Meßmethode hinsichtlich der Altersgruppen erschlossen werden könnten.

Auf Grund der Meßergebnisse wurden schließlich Modelle für die Entstehung der verschiedenen Klassen von Eisenmeteoriten entwickelt (Abschnitt 5).

¹⁴ E. GOLDBERG, A. UCHIYAMA u. H. BROWN, Geochim. Cosmochim. Acta **2**, 1 [1951].

1. Methoden zur Bestimmung der Bestrahlungsalter

Die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode

Beim Eindringen der hochenergetischen Primärteilchen der kosmischen Strahlung in die Meteorite werden infolge von Spallationsreaktionen die sogenannten spallogenen (oder „kosmogenen“) Nuklide erzeugt, von denen außer den stabilen Isotopen von He, Ne und Ar zahlreiche weitere stabile und instabile Nuklidsorten in Meteoriten nachgewiesen worden sind (Literatur: siehe¹⁶). Bei den von den Primärteilchen ausgelösten Reaktionen werden aber auch Nukleonen frei, die trotz ihrer niedrigeren Energie weitere Spallationsreaktionen auslösen können; in größeren Tiefen der Meteorite werden die spallogenen Nuklide vorwiegend durch die relativ niedrigerenergetischen Sekundärteilchen erzeugt. Mit der Tiefe im Meteoriten sowie mit der Größe des Meteoriten variiieren demnach nicht nur die Bestrahlungsintensität und die Produktionsraten der spallogenen Nuklide, sondern auch die „effektive Bestrahlungshärte“ und die Verhältnisse der Produktionsraten verschiedener spallogener Nuklidsorten. Die Erzeugungsquerschnitte der verschiedenen spallogenen Nuklidsorten sind nämlich in unterschiedlicher Weise von der Energie abhängig.

Die wichtigsten Methoden zur Bestimmung der Bestrahlungsalter beruhen auf der Ansammlung der spallogenen Nuklide im Meteoriten, der Kenntnis der Produktionsraten dieser Nuklide und der mehr oder weniger gut begründeten Annahme, daß die Produktionsraten während der gesamten Bestrahlungsgeschichte der Meteorite konstant waren.

In Proben aus relativ kleinen Eisenmeteoriten, die praktisch von allen Seiten gleichmäßig (4π) bestrahlt werden, beträgt die Produktionsrate von spallogenem ^{21}Ne rund $1 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NPT/g}$ in 100 Millionen Jahren. Eine rohe Abschätzung der Bestrahlungsalter läßt sich also z. B. durch eine Bestimmung des ^{21}Ne -Gehaltes durchführen. In oberflächennahen Proben großer Meteorite, die praktisch nur von einer Seite (2π) bestrahlt werden, sind die Produktionsraten natürlich nur etwa halb so groß wie in entsprechend liegenden Proben kleiner Meteorite.

Tatsächlich variieren die Produktionsraten in komplizierterer Weise mit der Lage der Probe und mit

¹⁶ H. HINTENBERGER u. H. WÄNKE, Z. Naturforschg. **19a**, 210 [1964].

der Größe und Form der Meteorite. So ist die Produktionsrate für ^{21}Ne in sehr kleinen Eisenmeteoriten wegen der geringen Abschirmung bis zu 30% größer als der obengenannte Wert. Der Anteil der durch Sekundärteilchen ausgelösten Reaktionen ist in solchen Proben sehr klein, die effektive Bestrahlungshärte also sehr groß. Dabei nehmen die *Verhältnisse* der Häufigkeiten verschiedener spallogener Nuklide besonders charakteristische Werte an. Tab. 1 zeigt einige dieser „härteempfindlichen“ Verhältnisse, die sich als relatives Maß für die effektive Bestrahlungshärte gut eignen¹⁷. Zum Beispiel nehmen die Ver-

Verhältnis	Effektive Bestrahlungshärte sehr hart (oberflächennah)	sehr weich (oberflächenfern)
$^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$	0,315	0,235
He/Ne	105	190
$^{4}\text{He}/^{21}\text{Ne}$	230	460
$^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$	4,05	6,4

Tab. 1. Konzentrationsverhältnisse spallogener Edelgasnuklide als relatives Maß für die effektive Bestrahlungshärte von Eisenmeteoritproben.

hältnisse He/Ne , $^{4}\text{He}/^{21}\text{Ne}$ und $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ mit abnehmender Bestrahlungshärte deshalb zu, weil die Erzeugungsquerschnitte für Ne mit kleiner werdender Teilchenenergie besonders schnell abfallen; zur Produktion von Ne ist die Ablösung relativ vieler Nukleonen und Fragmente aus dem Targetkern nötig. Wie u. a. von SIGNER und NIER¹⁸ sowie von WÄNKE⁶ gezeigt worden ist, lassen sich die Bestrahlungsalter von Eisenmeteoriten aus Edelgasdaten mit verbesserter Genauigkeit abschätzen, wenn man die Häufigkeitsverhältnisse verschiedener Nuklidsorten und damit Zusatzinformationen über die effektive Bestrahlungshärte und die relative Lage der Probe zur präatmosphärischen Oberfläche berücksichtigt.

Diese Methoden müssen natürlich geeicht werden, d. h. es muß zumindest für eine Probe ein absoluter Wert für die Produktionsrate von ^{21}Ne (oder ein anderes Edelgasnuklid) bekannt sein. Derartige Werte lassen sich ermitteln aus den spezifischen Aktivitäten von spallogenen langlebigen Radionukliden wie z. B. ^{39}Ar ($T_{1/2} = 269$ a), ^{36}Cl ($T_{1/2} = 3 \cdot 10^5$ a)

¹⁷ L. SCHULTZ u. H. HINTENBERGER, Z. Naturforsch., in Vorbereitung.

¹⁸ P. SIGNER u. A. O. NIER, in “Researches on Meteorites”, (Edit. C. B. MOORE), John Wiley & Sons, New York 1962, S. 7.

¹⁹ E. VILCSEK u. H. WÄNKE, Z. Naturforsch. **16a**, 379 [1961].

²⁰ M. E. LIPSCHUTZ, P. SIGNER u. E. ANDERS, J. Geophys. Res. **70**, 1473 [1965].

oder ^{26}Al ($T_{1/2} = 7,4 \cdot 10^5$ a). Da die Halbwertszeiten dieser Nuklide klein sind verglichen mit den Bestrahlungsaltern, sind in jeder Probe eines gerade gefallenen Meteoriten die spezifischen Aktivitäten gleich den spezifischen Produktionsraten dieser Nuklide vor dem Fall. Das Strahlungsalter T_s ergibt sich – wenn man wiederum zeitliche Konstanz der Bestrahlungsintensität voraussetzt – aus der Gleichung

$$T_s = \frac{\sigma_k}{\sigma_i} \frac{C_i}{A_k} \quad (1)$$

wo A_k die spezifische Aktivität der Meteoritenprobe an dem Radionuklid k zur Fallzeit, C_i die Konzentration eines stabilen spallogenen Nuklids und σ_k/σ_i das Verhältnis der Erzeugungsquerschnitte ist. Typische Nuklidpaare für die Eichung bzw. unabhängige Altersbestimmung sind $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$, $^{21}\text{Ne}/^{36}\text{Cl}$ und $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ ($^{38}/^{39}\text{Ar}$ -Methode¹³, $^{36}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$ -Methode¹³, $^{21}\text{Ne}/^{36}\text{Cl}$ -Methode¹⁹, $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ -Methode²⁰, siehe Abschnitt 5.6).

Eine Methode, die im Gegensatz zu den bisher erwähnten nicht auf der Ansammlung spallogener Edelgasnuklide beruht, ist die in unserem Laboratorium entwickelte $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode⁷⁻¹¹. Sie wird an Hand von Abb. 1 erläutert:

Zum Zeitpunkt „Null“, in dem die Bestrahlung einsetzt, beginnt der Gehalt der Meteoritenprobe an spallogenem Kalium anzusteigen. Die relativen Häufigkeiten der Isotope ^{39}K , ^{40}K und ^{41}K sind während der Bestrahlung gegeben durch die Verhältnisse der Produktionsraten und durch den radioaktiven Zerfall eines Teils des vorher erzeugten ^{40}K ($T_{1/2} = 1,27 \cdot 10^9$ a). Die Isobareausbeute für Nuklide der Nukleenzahlen 41, 40 und 39 verhalten sich etwa wie

$$1,18 \text{ bis } 1,14 : 1,00 : 0,85 \text{ bis } 0,88,$$

wobei der Grad der „Spreizung“ dieser Werte von der effektiven Bestrahlungshärte abhängt. Die größte Spreizung ergibt sich für eine extrem weiche Bestrahlung (große Entfernung der Probe von der präatmosphärischen Oberfläche), für welche in diesem Massenbereich die Isobareausbeute nach kleineren Massen hin am steilsten abfällt²¹. Die gesamte Produktion von Nukliden mit den Massenzahlen 39 bzw.

²¹ Die Berechnung dieser Produktionsverhältnisse erfolgte nach Gl. (10) der Arbeit von GEISS, OESCHGER u. SCHWARZ²² unter Benutzung von Daten über den Exponenten n aus der Arbeit von STAUFFER und HONDA²³ ($n_{\min} = 2,10$; $n_{\max} = 2,70$); siehe auch VOSHAGE⁹.

²² J. GEISS, H. OESCHGER u. U. SCHWARZ, Space Sci. Rev. **1**, 197 [1962].

²³ H. STAUFFER u. M. HONDA, J. Geophys. Res. **67**, 3503 [1962].

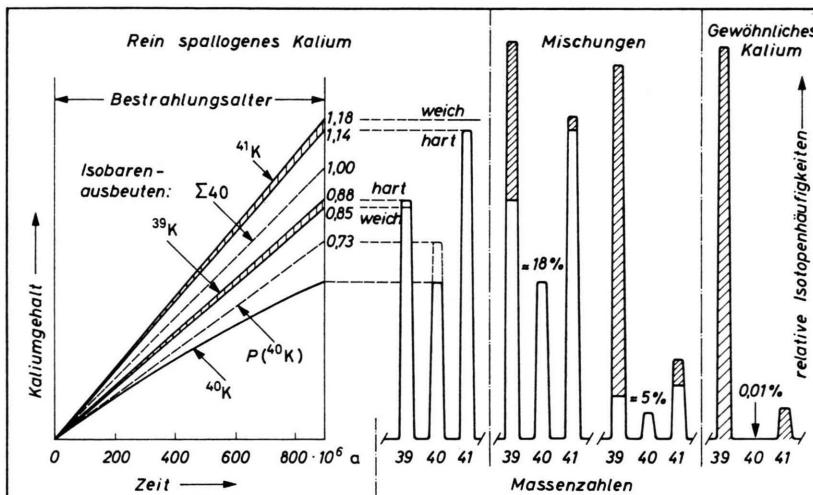


Abb. 1.
Die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode
zur Bestimmung der
Bestrahlungsalter
von Eisenmeteoriten.

41 führt praktisch direkt zu ^{39}K bzw. ^{41}K . Bei der Nukleonenzahl 40 verteilt sich die Produktion, wie wir früher gezeigt haben^{9, 10}, zu 73% auf ^{40}K , zum Rest auf ^{40}Ar und ^{40}Ca . Erst im Verlauf der i. allg. mehrere 100 Millionen Jahre dauernden Bestrahlungsgeschichte der Eisenmeteorite macht sich der radioaktive Zerfall von ^{40}K so bemerkbar, daß die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ - und $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Verhältnisse mit der Bestrahlungsdauer in typischer Weise allmählich anwachsen. Daher kann das Bestrahlungsalter T_s aus diesen Verhältnissen berechnet werden; es gilt

$$\frac{^{41}\text{K}_{\text{sp}}}{^{40}\text{K}_{\text{sp}}} = \frac{P_{41}}{P_{40}} \frac{\lambda T_s}{1 - e^{-\lambda T_s}} ; \quad \frac{^{39}\text{K}_{\text{sp}}}{^{40}\text{K}_{\text{sp}}} = \frac{P_{39}}{P_{40}} \frac{\lambda T_s}{1 - e^{-\lambda T_s}} , \quad (2)$$

wobei der Index sp auf „spallogen“ hindeutet, P_i die spezifischen Produktionsraten und λ die Zerfallskonstante von ^{40}K sind. In Abb. 1 sind die Entwicklung der Isotopenhäufigkeitsverhältnisse und das sich ergebende Massenspektrum für spallogenes Kalium für einen Eisenmeteoriten mit einem Bestrahlungsalter von 900 Millionen Jahren dargestellt.

Die Konzentrationen an den spallogenen Kaliumisotopen liegen in den meisten Meteoriten unter oder weit unter 10^{-9} g/g. Daneben enthalten Eisenmeteorite aber auch wechselnde Mengen von gewöhnlichem (primordialen) Kalium (Massenspektrum: siehe Abb. 1 rechts). Außerdem gelingt es nicht, das meteoritische Kalium völlig frei von Verunreinigungen an gewöhnlichem terrestrischen Kalium in das Massenspektrometer einzubringen. Im

Endeffekt hat man es daher bei der massenspektrometrischen Isotopenanalyse von meteoritischem Kalium mit den Massenspektren von Mischungen aus spallogenem und gewöhnlichem Kalium zu tun. Als Beispiele sind in Abb. 1 die Spektren von zwei derartigen Mischungen gezeigt, wie sie in unserem Labor auch gemessen wurden.

Das Bestrahlungsalter T_s eines Eisenmeteoriten ergibt sich aus derartigen Massenspektren mittels der Gleichung⁷

$$\frac{\lambda T_s}{1 - e^{-\lambda T_s}} = \frac{^{41}\text{K}/^{40}\text{K} - a^{39}\text{K}/^{40}\text{K}}{P_{41}/P_{40} - a P_{39}/P_{40}} \quad (3) .$$

Hier bezeichnen wir als „ M -Wert“ die Größe

$$M = ^{41}\text{K}/^{40}\text{K} - a^{39}\text{K}/^{40}\text{K} , \quad (4)$$

die durch die Isotopenhäufigkeitsverhältnisse $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ und $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ in einer beliebigen Mischung aus spallogenem und primordialem Meteoritenkalium sowie aus terrestrischem Verunreinigungskalium sowie durch das Isotopenhäufigkeitsverhältnis

$$a = (^{41}\text{K}/^{39}\text{K})_{\text{gewöhnlich}} = 0,07424$$

(siehe NIER²⁴) von terrestrischem Kalium gegeben ist. Es wird also angenommen, daß primordiales meteoritisches Kalium die gleiche Isotopenzusammensetzung hat wie terrestrisches Kalium (BURNETT, LIPPOLT und WASSERBURG²⁵; KEMPE und ZÄHRINGER^{25a}). Als „ N -Wert“ bezeichnen wir die Größe

$$N = P_{41}/P_{40} - a P_{39}/P_{40} , \quad (5)$$

²⁴ A. O. NIER, Phys. Rev. 77, 789 [1950].
²⁵ D. S. BURNETT, H. J. LIPPOLT u. G. J. WASSERBURG, J. Geophys. Res. 71, 1249 [1966].

die die Verhältnisse der Produktionsraten enthält und dadurch abhängig ist von der effektiven Bestrahlungshärte (siehe Abschnitt 3). Der Zusammenhang zwischen M -Wert, N -Wert und Bestrahlungsalter ist in Abb. 2 dargestellt. Für die Halbwertszeit von ^{40}K wird der Wert $1,27 \cdot 10^9$ a benutzt.

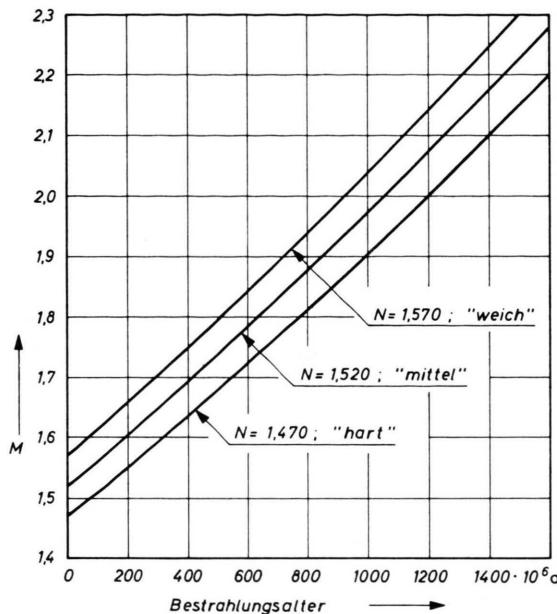


Abb. 2. Zusammenhang zwischen M -Wert, N -Wert (effektiver Bestrahlungshärte) und Bestrahlungsalter.

Da die M -Werte und damit die Bestrahlungsalter am empfindlichsten vom $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Verhältnis abhängen, wird die Methode als $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode bezeichnet. Sie kann nur bei Eisenmeteoriten angewendet werden, da der Gehalt der Steinmeteorite an primordialem Kalium zu groß ist und außerdem die Bestrahlungsalter der Steinmeteorite verglichen mit der Halbwertszeit von ^{40}K zu klein sind.

2. Bestimmung der M -Werte

2.1. Extraktions- und Meßtechnik

Der extrem niedrige Gehalt der Eisenmeteorite an spallogenem Kalium und die Gefahr der Probenverunreinigung durch terrestrisches Kalium machten die Entwicklung einer physikalischen Methode für die Extraktion des Kaliums aus den Meteoriten notwendig, die früher^{7, 8} ausführlich beschrieben wurde. Wegen einiger besonderer Auswirkungen auf die Meßergebnisse sei zunächst auf die Grundzüge und

Schwierigkeiten der Methode nochmals kurz hingewiesen:

Nach umfangreichen Vorbereitungen wird die Meteoritenprobe in dem in Abb. 3 dargestellten Tiegelsystem, welches sich in einer Hochvakuumapparatur mit (hier nicht gezeigten) wassergekühlten Wänden befindet, durch Elektronenbombardement vorsichtig erhitzt und langsam geschmolzen. Dabei entweicht das meteoritische Kalium zusammen mit anderen flüchtigen Elementen bevorzugt aus dem Tiegelsystem. Infolge thermischer Oberflächenionisierung verdampfen die Alkalielemente, also insbesondere Kalium teilweise in Form einfach geladener positiver Ionen, während andere flüchtige Elemente mit größerer Ionisierungsarbeit (wie z. B. S und P) als Neutralteilchen aus dem Tiegel entweichen. Während dieser Zeit besteht zwischen der Probe und

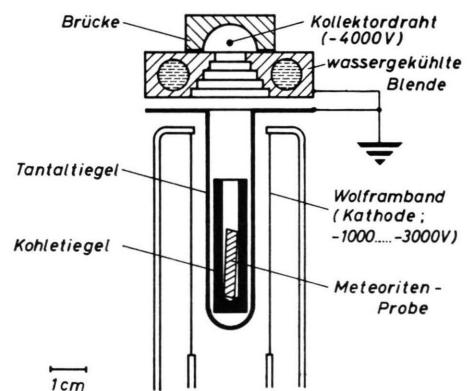


Abb. 3. Schema der Apparatur für die Extraktion von Kalium aus Eisenmeteoriten.

einem Kollektordraht aus spektralreinem Platin eine Spannung von 4000 V, mit deren Hilfe die Kaliumionen auf dem Draht ionenoptisch gesammelt und angereichert werden. Nach Ende des Schmelzens wird der Kollektordraht, der nunmehr mit größtenteils 10^{-9} bis 10^{-11} g spallogenen Kaliums beladen ist, in ein Massenspektrometer überführt und hier als thermische Ein-Faden-Ionenquelle für die Isotopenhäufigkeitsanalyse des Kaliums benutzt. Das 60° -Sektorfeld-Massenspektrometer ist mit einem Sekundärelektronenvervielfacher zur Messung der Ionenströme ausgerüstet.

Die Schwierigkeiten der Methode ergeben sich daraus, daß sich auf dem Kollektordraht neben dem Spallationskalium und dem gewöhnlichen Kalium auch andere mehr oder weniger flüchtige Substanzen aus dem Meteoriten niederschlagen können. Sie stam-

men besonders aus kleinen Mineraleinschlüssen z. B. von Troilit (FeS), Schreibersit (Fe₃P) u. a., die in den Meteoritenproben in wechselnden Mengen vorhanden sind. Im gleichen Maße variiert auch der Spurengehalt der Meteoritenproben an gewöhnlichem Kalium, das in Einschlüssen angereichert ist. Das Mischungsverhältnis aus spallogenem und gewöhnlichem Kalium in den Massenspektren ist daher von Versuch zu Versuch verschieden. Darüber hinaus ändert sich das Mischungsverhältnis in den Spektren auch zeitlich während jeder Meßserie, weil die drei Komponenten: spallogenes, gewöhnliches meteoritisches und gewöhnliches terrestrisches Kalium in den Meteoritenproben nicht gleichmäßig verteilt sind und weil sie sich auch bis zur Ionisierung in der Ionenquelle des Massenspektrometers nicht vollständig durchmischt haben. Die von Einschlüssen herrührenden, manchmal sogar sichtbaren Niederschläge auf dem Platindraht beeinflussen natürlich die Ionenausbeute. Da das Kalium teilweise in den Schichten „be格aben“ ist und die Schichten selbst flüchtig sind, kann sich die Ionenausbeute sowohl während einer Meßserie als auch von Versuch zu Versuch ändern. Die Zeitspanne, während der im Spektrometer ausreichende Ionenströme fließen, variiert deshalb – selbstverständlich nicht ganz unabhängig vom Gehalt der Meteoritenproben an Kalium – zwischen ca. 0,2 und 20 Stunden.

Wichtig ist die Beachtung der Isotopenfraktionierung bei der Extraktion und Isotopenanalyse. Die möglichen Störungen des normalen Fraktionierungsverhaltens der Kaliumproben infolge von Substanzschichten auf dem Platindraht erfordern eine sorgfältige Analyse jeder einzelnen Meßserie.

2.2. Meßergebnisse

Die Meßergebnisse sind in Tab. 2 zusammengestellt: Spalte 1 enthält die Namen der Meteorite und evtl. die Nummer des Versuchs. Für die mit * gekennzeichneten Proben wurden zumindest die Endergebnisse schon in unseren früheren Veröffentlichungen⁸⁻¹¹ mitgeteilt. Diese Versuche wurden jedoch nicht nur der Vollständigkeit wegen in Tab. 2 mit aufgenommen, sondern auch weil alle Ergebnisse neu berechnet wurden, wobei häufig neue Berechnungsgrundlagen, z. B. Daten über spallogene Edelgase berücksichtigt wurden. Spalte 2 enthält Hinweise auf Klassifikationsmerkmale, die in Abschn. 4 erläutert werden. Spalte 3 enthält Angaben über die Herkunft der Proben. Bei den in den Spalten 6 bis 9 an-

gegebenen Ergebnissen der massenspektrometrischen Kalium-Untersuchungen handelt es sich um Mittelwerte einer in Spalte 4 angegebenen Anzahl von Einzelbestimmungen. Mit Rücksicht auf die unten beschriebenen Isotopenfraktionierungsvorgänge bei der Verdampfung des Kaliums vom Ionenquellen draht wurden die Einzelbestimmungen in ziemlich gleichbleibenden Zeitabständen so lange fortgesetzt, wie die Meßbedingungen gut waren. Hierzu gehörte eine Ionenstromstärke von immer gleicher Größenordnung, bei der die statistischen Ionenstrom-Schwankungen nicht mehr als wenige Prozente ausmachten. Das Ende der Meßserien war i. allg. dadurch gut definiert, daß die Ionenströme schnell abfielen und daß stärkere Schwankungen der vom Platin abgegebenen Stromkomponente von Ionen gewöhnlichen Kaliums einsetzten. Unter diesen Bedingungen war eine Bestimmung von *M*-Werten nicht mehr möglich.

Die Spalten 6 a bis 6 c enthalten die gemittelten, unkorrigierten Isotopenhäufigkeiten *i*₃₉, *i*₄₀, *i*₄₁, wie sie durch die Anzeige des Registrierinstrumentes gegeben sind. Spalte 8 gibt das Mittel der nach

$$M_0 = i_{41}/i_{40} - a i_{39}/i_{40} \quad (6)$$

(siehe Gl. 4) berechneten „unkorrigierten *M*-Werte“.

Der durch die experimentelle Methode und Technik gegebenen Isotopendiskriminierung kann man formal durch Einführung eines „Diskriminierungsfaktors“ *f* mittels der Gleichungen

$$i_{39}/i_{40} = f^{39}\text{K}/^{40}\text{K} \quad \text{und} \quad i_{41}/i_{40} = f^{-1} \cdot 41\text{K}/^{40}\text{K} \quad (7)$$

oder durch Einführung einer Größe

$$\Delta f (\%) = 100 (f - 1) \quad (8)$$

Rechnung tragen. Wie früher gezeigt wurde⁸, besteht zwischen der für die Meteoritenprobe charakteristischen Konstanten *M* und dem unkorrigierten *M*-Wert *M*₀ angenähert der Zusammenhang

$$M = M_0 + 0,01 \cdot [i_{41}/i_{40} + a i_{39}/i_{40}] \cdot \Delta f (\%) \quad (9)$$

Die Abweichung des unkorrigierten *M*-Wertes vom wahren *M*-Wert der Probe hängt also außer von der Massendiskriminierung von der Größe des „Diskriminierungskoeffizienten“

$$0,01 [i_{41}/i_{40} + a i_{39}/i_{40}]$$

ab und ist damit bei gegebener Massendiskriminierung um so größer, je größer die Komponente des gewöhnlichen Kaliums im Massenspektrum ist. Die

1 Meteoritenprobe ^a	2 Klasse ^b	3 Herkunft und Nummer der Probe ^c	4 Anzahl der Messungen	5 Typ der Messung	6a-6c Unkorrigierte Isotopen- häufigkeiten in Prozent		
					$\overline{i_{39}}$	$\overline{i_{40}}$	$\overline{i_{41}}$
Ainsworth	Ogg-Hk II	ASU 420.1	30	B	90,17	1,11	8,72
Altonah	Of IV a	ASU 168 ax	—	—	—	≤1	—
Anoka	Of III _L	MPIM 97/1	16	A	86,58	2,54	10,88
* Arispe	Ogg-Og	MPIM-Pa 5/3	42	A	80,82	4,54	14,65
* Aroos 1	Og I	MPIM 90/1	73	A	45,65	17,45	36,81
Aroos 2	Og I	MPIM 90/1	90	B	60,16	12,25	27,60
Aroos 3	Og I	MPIM 90/1	54	B	53,30	14,77	31,93
Babb's Mill (Troost's)	D	GMHU	—	—	—	≤0,1	—
Bella Roca	Of	ASU 266 a	—	—	—	≤0,5	—
* Bendegó	Og II	MPIM-Pa 12/1	15	A	80,86	4,50	14,65
Bischtübe 1	Og I	CNHM 934	42	A	71,29	8,12	20,59
Bischtübe 3a	Og I	CNHM 934	22	B	78,62	5,37	16,00
Bischtübe 3b ^c	Og I	CNHM 934	117	A	78,13	5,56	16,32
Bishop Canyon	Of IV a	CNHM 1948	—	—	—	≤0,5	—
Bogou 1	Og I	J.R.A.	17	A	75,95	6,72	17,33
Bogou 2	Og I	J.R.A.	7	A	78,16	5,86	15,98
Bohumilitz 1,2	Og	CNHM 898	—	—	—	≤2	—
* Bristol	Of IV a	MPIM 9/1	56	A	69,50	9,56	20,94
Butler	Of anom.	ASU 137 ax	—	—	—	≤0,9	—
Cambria	Of	TÜB 9112006	—	—	—	≤0,8	—
* Canyon Diablo	Og I	34.3767 (R.D.)	80	A	69,46	9,04	21,50
Canyon Ciabro	Og I	34.4325 (E.A.)	30	B	84,71	3,33	11,95
Canyon Diablo	Og I	34.4341 (E.A.)	54	B	85,21	3,11	11,69
Cape of Good Hope	D IV b	ASU 262 a	54	A-B	71,71	8,07	20,22
* Carbo 5	Of anom.	MPIM-Pa	20	F	86,27	2,56	11,17
Carlton 1	Of ~ III	AMNH 3851	33	A	74,04	7,48	18,48
Carlton 2	Of ~ III	AMNH 3851	70	A	75,75	6,80	17,46
Carthage 1	Om III a	MPIM-Pa 28/1	—	—	—	≤0,8	—
Carthage 2	Om III a	MPIH 301	—	—	—	≤0,09	—
Charkas	Om	MPIM-Pa 30/1	—	—	—	≤3	—
* Charlotte 1	Of IV a	MPIM-TÜB.	20	C, E	82,48	4,44	13,07
Charlotte 2	Of IV a	GMHU	30	E	79,03	5,87	15,11
Charlotte 3	Of IV a	GMHU	23	F	88,08	2,14	9,78
Chinautla	Om. anom.	BMNH 1913,434	—	—	—	≤0,1	—
* Clark County 2	Om. anom.	MPIM 17/1	47	A	52,48	14,00	33,52
Costilla Peak	Om	CNHM 856	—	—	—	≤0,9	—
Cowra	D	AMS 6444	—	—	—	≤0,04	—
Cuernavaca	Of-Om III _L	TÜB 9112011	—	—	—	≤0,09	—
* Dayton	D	MPIM-Pa 37/1	67	A	79,56	5,68	14,75
* Deep Springs 1	D	ASU 357.1	48	B ^f	59,13	10,18	30,69
Deep Springs 2	D	ASU 357.1	54	A-B	48,91	13,19	37,90
Delegate	Om III _L	AMS 7888	50	A-B	59,14	13,11	27,75
Descubridora 1	Om III a	CNHM 2	6	F	84,59	3,33	12,08
Descubridora 2	Om III a	CNHM 2	6	F	83,66	3,68	12,65
Duchesne 1 M.T. ^p	Of IV a	CNHM 2111	60	A-B	85,04	3,45	11,51
Duchesne 2	Of IV a	ASU 40 a	70	A-B	73,57	8,23	18,20
Elbogen	Om	TÜB 902 2051	—	—	—	≤0,04	—
Gladstone	Og	AMNH 3776	—	—	—	≤0,8	—
Glorieta Mountain	Of-P	CNHM 2170	7 ^e	—	75,79	7,21	17,00
Grand Rapids	Of III _L	CNHM 116	—	—	—	≤1	—
* Grant 2	Of-Om III b	USNM ^d	24	A-B	79,00	5,47	15,53
* Grant 3	Of-Om III b	USNM ^d	60	A	55,82	14,29	29,89
Gundaring	Om III _L	MPIH 312	52	B	81,71	4,45	13,84
Helt Township	Og I _L	USNM	—	—	—	≤0,05	—
Henbury	Om III a	MPIH 332	—	—	—	≤0,5	—
Hill City	Of IV	USNM 1446	20	B	80,65	5,11	14,25
Hoba	D IV b	MPIH 193	42	B	83,81	3,37	12,46
Huizopa	Of IV a	AMNH 2232	53 ^e	D	80,00	5,29	14,70
Iron River	Of IV a	MSU 1006.4	39	A	74,60	7,69	17,71
Kalkaska	Om	MSU 1005.3	—	—	—	≤1	—
Keen Mountain	H	MPIM-Pa 51/1	—	—	—	≤1,8	—

Tab. 2.

7 $\frac{i_{41}}{i_{40}} + a \frac{i_{39}}{i_{40}}$ 100	8 \overline{M}_0	9 \overline{M}	10 ^{21}Ne Anm. ^h	11 ^{4}He ^{21}Ne	12 Lit. ⁱ	13 N	14 Bestrahlungs- alter 10^6 a
0,138	1,812	1,95 ± 0,14	5,97	362	17	1,532	920 ± 300
—	—	—	—	—	—	—	—
0,068	1,754	1,822 ± 0,068	≈ 0,7	anom.	32	1,520	685 ± 150 ^m
0,046	1,906	1,952 ± 0,046	1,99	377	16	1,540	905 ± 90
0,023	1,905	1,928 ± 0,023	7,75	318	16, 20 ^k	1,510	935 ± 50
0,026	1,888	1,914 ± 0,026	7,75	318	16, 20 ^k	1,510	905 ± 60
0,024	1,892	1,916 ± 0,024	7,75	318	16, 20 ^k	1,510	910 ± 55
—	—	—	0,175	280	17	—	15 ... 30 ⁿ
—	—	—	—	—	—	—	—
0,046	1,922	1,968 ± 0,046	1,47	398	16	1,551	910 ± 90
0,032	1,885	1,917 ± 0,032	3,40	399	32	1,551	805 ± 70
0,041	1,892	1,933 ± 0,041	3,40	399	32	1,551	840 ± 85
0,040	1,892	1,932 ± 0,040	3,40	399	32	1,551	835 ± 85
—	—	—	—	—	—	—	—
0,034	1,738	1,772 ± 0,034	4,72	354	32	1,528	555 ± 80
0,037	1,737	1,774 ± 0,037	4,72	354	32	1,528	560 ± 80
—	—	—	2,24	262	16	—	—
0,027	1,653	1,679 ± 0,027	4,80	260	16	1,480	470 ± 60
—	—	—	3,55	357	17	—	420 ... 850 ⁿ
—	—	—	2,46	396	17	—	350 ... 700 ⁿ
0,030	1,808	1,838 ± 0,030	2,45	391	32	1,548	650 ± 65
0,055	1,700	1,755 ± 0,055	2,22	287	33	1,493	610 ± 120
0,058	1,722	1,780 ± 0,058	3,80	275	33	1,488	675 ± 125
0,032	1,844	1,876 ± 0,032	2,52	468	17	1,587	630 ± 70
0,07	1,87	1,94 ± 0,07 ¹	4,10	402	16	1,553	850 ± 140 ¹
0,032	1,736	1,768 ± 0,032	4,46	308	17	1,505	605 ± 70
0,034	1,741	1,775 ± 0,034	4,46	308	17	1,505	625 ± 75
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,043	1,559	1,602 ± 0,043	5,14	228	16	1,463	340 ± 100
0,036	1,573	1,609 ± 0,036	4,46	227	17	1,463	355 ± 80
0,076	1,518	1,594 ± 0,076	4,46	227	17	1,463	320 ± 175
—	—	—	—	—	—	—	—
0,027	2,117	2,144 ± 0,027	14,2	270	16, 18 ^k	1,485	1440 ± 55
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	7,12	317	17	—	710 ... 1400 ⁿ
—	—	—	—	—	—	—	—
0,036	1,557	1,593 ± 0,036	1,60	304	16	1,503	215 ± 85
0,034	2,583	2,617 ± 0,034	17,7	310	18	1,506	2250 ± 70 ^t
0,031	2,599	2,630 ± 0,031	17,7	310	18	1,506	2275 ± 65
0,025	1,783	1,808 ± 0,025	7,78	250	17	1,475	775 ± 60
0,055	1,739	1,794 ± 0,055	1,56	433	32	1,569	505 ± 115 ¹
0,051	1,748	1,799 ± 0,051	1,56	433	32	1,569	515 ± 105 ¹
0,052	1,506	1,558 ± 0,052	2,32	272	20	1,486	175 ± 120
0,029	1,548	1,577 ± 0,029	2,32	272	20	1,486	220 ± 70
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,031	1,577	1,608 ± 0,031	1,08	319	17	1,510	230 ± 70
—	—	—	—	—	—	—	—
0,039	1,767	1,806 ± 0,039	5,80	320	34	1,511	675 ± 85
0,024	1,802	1,826 ± 0,024	5,80	320	34	1,511	715 ± 55
0,045	1,747	1,792 ± 0,045	6,60	330	17	1,516	630 ± 90
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,040	1,617	1,657 ± 0,040	3,70	250	17	1,475	435 ± 90
0,050	1,670	1,720 ± 0,050	0,48	466	17	1,586	300 ± 110
0,040	1,652	1,692 ± 0,040	2,56	316	17	1,509	430 ± 90
0,030	1,584	1,614 ± 0,030	4,67	232	17	1,465	360 ± 70
—	—	—	5,05	258	17	—	420 ... 800 ⁿ
—	—	—	—	—	—	—	—

Tab. 2.

1 Meteoritenprobe ^a	2 Klasse ^b	3 Herkunft und und Nummer der Probe ^c	4 Anzahl der Messungen	5 Typ der Messung	6a-6c Unkorrigierte Isotopen- häufigkeiten in Prozent		
					$\overline{i_{39}}$	$\overline{i_{40}}$	$\overline{i_{41}}$
* Klondike	D IV b	MPIM 81/1	81	A	79,30	5,16	15,54
La Grange	Of IV a	ASU 291 a	—	—	—	≤ 0,7	—
Linwood	Og I _L	USNM 1416	—	—	—	≤ 0,06	—
* Lombard 2	H	MPIM-Pa 59/1	38	B ?	88,34	1,94	9,73
Maria Elena 1	Of IV a	USNM 1221	80	A	45,22	18,14	36,65
Maria Elena 2	Of IV a	USNM 1221	75	B	58,06	13,30	28,65
Merceditas	Om III a	CNHM 586	20	A-E	76,98	6,34	16,69
Monahans	D	ASU 256,1 x	—	—	—	—	—
Moonbi	Of anom.	AMS 1253	—	g	—	—	—
* Morradal	D	MPIM 91/1	70	E	80,83	5,24	13,93
* Mount Ayliff	Og	AMNH 2228	70	B	72,57	7,62	19,81
Mount Edith	Om III b	CNHM 1959 (M.E.L.)	50	A	68,98	9,33	21,69
Mungindi	Of III _L	AMS 2486	50	B	84,20	3,40	12,40
Nocoleche	Og anom.	AMNH 164	68 ^e	D	72,69	8,41	18,89
* Norfolk	Om III a	AMNH 2686	53	A	60,94	12,59	26,47
* Norfork	Om III a	ASU 296,1 x	60	E	77,04	6,31	16,65
Odessa	Og I	MPIH 325	20 ^e	B	72,24	7,73	20,03
Osseo	Og I	USNM 925	46 ^e	C	68,18	10,13	21,70
* Piñon 1	D	E.A.	10	F	82,16	4,28	13,56
* Piñon 2	D	E.A.	35	B	84,85	3,17	11,98
Piñon 3	D	E.A.	77	A	46,97	17,50	35,53
Ponca Creek 1	Ogg-Hk II	ASU 421,1	45	D	84,40	3,10	12,50
Ponca Creek 2	Ogg-Hk II	ASU 421,1	33	A	79,44	4,87	15,70
Puente d. Zacate	Om III _L	ASU 946	30	D	78,79	5,55	15,67
Putnam County	Of IV a	ASU 246,2	20	D	76,89	6,62	16,50
* Sacramento Mts.	Om III a	AMNH 72	8	F ?	80,00	5,55	14,46
St. Genevieve Cty.	Of anom.	LMC	—	—	—	≤ 0,24	—
* San Angelo	Om III a	MPIM-Pa 83/2	20	A-B	77,27	6,10	16,63
Sanderson	Of-Om III b	ASU 441,3 x	70	B	81,22	4,71	14,07
Santa Apolonia	Om III _L	AML 112,38	35	B	70,57	8,63	20,80
Schwetz	Om	TÜB 9032101	—	—	—	≤ 0,1	—
Sikhote-Alin	Ogg-Hk II	MO 2052/25 (J.R.A.)	15	C	74,42	7,58	18,00
Smithonia	H	CNHM 2383 (M.E.L.)	6 ^e	?	77,59	6,68	15,73
South Byron	D	CNHM 2555	25	C	73,79	8,16	18,05
* Tamarugal 3	Om III a	MPIM-Pa 100/1	76	A	79,13	5,49	15,39
Tawallah Valley	D IV b	E.A.	40	A-B	80,72	5,33	14,41
* Thunda	Om III _L	MPIM-Pa 101/1	49	A	63,70	11,29	25,01
Tlacotepec	D IV b	ASU	104	A	48,27	16,37	35,36
Trenton 1	Om III a	MPIM 80/1	8	?	64,38	11,19	24,43
Trenton 3	Om III a	MPIM 80/1	36	A	68,28	9,71	22,02
* Treysa 2	Om III a	MPIM 89/1	66	B	65,32	10,99	23,69
* Treysa 4	Om III a	MPIM 89/1	75	A	73,39	7,81	18,81
* Washington County	D	O.A.S.	79	B-D	78,20	5,86	15,94
Weaver Mountains	D IV b	ASU 313,1	44	A	53,96	15,83	30,21
Wedderburn	D	GSM 11893	—	—	—	—	—
Wiley	D	ASU 380,1 x	18	A-B	80,71	4,78	14,51
* Williamstown 1	Om III a	AMNH 801	82	A-B	53,09	15,45	31,46
Williamstown 2	Om III a	AMNH 801	22	A	65,16	10,82	24,02
Yanhuitlan 1, M. ^a	Of IV a	ASU 162 a	30	A	69,82	9,40	20,77
Yanhuitlan 2	Of IV a	ASU 129 a	50	B	63,98	11,77	24,25

Tab. 2. Massenspektrometrische Meßergebnisse.

^a Für die mit * gekennzeichneten Proben sind zumindest die M -Werte und Alter schon früher⁸⁻¹¹ angegeben worden.

^b Siehe Abschnitt 4.1.

^c Zweite Kaliumfraktion aus Probe 3 a, die nach der ersten Extraktion nicht vollständig geschmolzen war.

^d Siehe VOSHAGE u. HESS¹¹.

^e Mit Ionenströmen von 1/3 oder 1/10 der normalen Größe; Huizopa: siehe Text Abschnitt 2.

^f Meßserie vorzeitig abgebrochen, Ergebnis deshalb zu niedrig.

^g Kaliumextraktion nicht möglich wegen zu starker Entgasung der Probe.

^h ^{21}Ne -Konzentration, Einheit: $10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NPT/g}$.

7 $\frac{i_{41}}{i_{40}} + a \frac{i_{39}}{i_{40}}$ 100	8 \bar{M}_0	9 \bar{M}	10 ^{21}Ne Anm. ^h	11 ^{4}He ^{21}Ne	12 Lit. ⁱ	13 N	14 Bestrahlungs- alter 10^6 a
0,042	1,870	$1,912 \pm 0,042$	8,88	308	32	1,505	915 ± 90
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,084	1,631	$1,715 \pm 0,09$	0,59	463	32	1,584	295 ± 200
0,022	1,836	$1,858 \pm 0,022$	5,49	350	32	1,526	745 ± 50
0,025	1,830	$1,855 \pm 0,025$	5,49	350	32	1,526	740 ± 55
0,035	1,731	$1,766 \pm 0,035$	6,65	310	17, 18, 20 ^k	1,506	600 ± 80
—	—	—	—	—	—	—	$\approx 40^\circ$
—	—	—	5,13	271	17	—	$440 \dots 900^{\text{n}}$
0,038	1,511	$1,549 \pm 0,038$	2,30	270	16	1,485	$155 \pm 90^{\text{l}}$
0,033	1,892	$1,925 \pm 0,033$	8,9	325	35	1,513	920 ± 70
0,029	1,776	$1,805 \pm 0,029$	6,05	289	17	1,495	710 ± 65
0,055	1,810	$1,865 \pm 0,055$	4,68	304	17	1,503	820 ± 100
0,029	1,603	$1,632 \pm 0,029$	1,93	348	17	1,526	250 ± 70
0,025	1,742	$1,767 \pm 0,025$	8,74	248	20, 32 ^k	1,474	685 ± 55
0,035	1,730	$1,765 \pm 0,035$	8,50	236	17	1,476	700 ± 80
0,033	1,898	$1,931 \pm 0,033$	1,8	360	36	1,531	890 ± 70
0,026	1,642	$1,668 \pm 0,026$	4,60	230	17	1,464	490 ± 55
0,046	1,745	$1,791 \pm 0,046$	4,7	308	37	1,505	$660 \pm 100^{\text{l}}$
0,058	1,789	$1,847 \pm 0,058$	4,7	308	37	1,505	780 ± 125
0,022	1,831	$1,853 \pm 0,022$	4,7	308	37	1,505	790 ± 50
0,065	2,005	$2,070 \pm 0,065$	6,10	329	17	1,516	1205 ± 110
0,044	2,012	$2,056 \pm 0,044$	6,10	329	17	1,516	1180 ± 90
0,039	1,769	$1,808 \pm 0,039$	6,72	303	17	1,503	690 ± 85
0,034	1,629	$1,663 \pm 0,034$	4,01	277	17	1,489	410 ± 75
0,037	1,534	$1,571 \pm 0,037$	3,19	288	32	1,494	$185 \pm 85^{\text{l}}$
—	—	—	—	—	—	—	—
0,037	1,784	$1,821 \pm 0,037$	2,20	421	32	1,562	580 ± 80
0,043	1,707	$1,750 \pm 0,043$	5,41	294	17	1,497	590 ± 90
0,030	1,800	$1,830 \pm 0,030$	2,51	315	17	1,509	730 ± 65
—	—	—	—	—	—	—	—
0,031	1,647	$1,678 \pm 0,031$	1,65	348	32	1,525	355 ± 70
0,032	1,493	$1,525 \pm 0,032$	0,87	276	36	1,488	90 ± 80
0,029	1,540	$1,569 \pm 0,029$	2,62	264	17	1,482	210 ± 70
0,039	1,733	$1,772 \pm 0,039$	5,31	333	32	1,517	585 ± 85
0,038	1,585	$1,623 \pm 0,038$	—	—	—	1,520	$245 \pm 85^{\text{m}}$
0,026	1,796	$1,822 \pm 0,026$	6,33	339	16	1,521	680 ± 60
0,024	1,940	$1,964 \pm 0,024$	5,90	388	32	1,546	915 ± 55
0,026	1,756	$1,782 \pm 0,026$	3,87	353	32	1,527	580 ± 55
0,028 ^r	1,746	$1,774 \pm 0,028$	3,87	353	32	1,527	565 ± 60
0,026	1,711	$1,737 \pm 0,026$	7,74	252	16, 20 ^k	1,476	615 ± 55
0,031	1,711	$1,742 \pm 0,031$	7,74	252	16, 20 ^k	1,476	625 ± 65
0,037	1,722	$1,759 \pm 0,037$	—	—	—	1,510 ^d	$575 \pm 80^{\text{m}}$
0,022	1,655	$1,677 \pm 0,022$	3,42	323	17	1,513	385 ± 50
—	—	—	1,30	242	17	—	$100 \dots 200^{\text{n}}$
0,043	1,780	$1,823 \pm 0,043$	5,05	300	32	1,500	740 ± 90
0,023	1,780	$1,803 \pm 0,023$	5,28	340	18	1,521	640 ± 55
0,027	1,772	$1,799 \pm 0,027$	6,48	318	32	1,510	660 ± 55
		$1,801 \pm 0,025$	7,22	248	17	1,474	760 ± 55
0,028	1,658	$1,686 \pm 0,028$	—	—	—	—	—
0,025	1,655	$1,680 \pm 0,025$	1,95	340	17	1,521	370 ± 55

ⁱ Literatur zu Spalten 10 und 11.^k Es handelt sich um Mittelwerte aus den angegebenen Arbeiten (nur wenn die Daten im großen und ganzen übereinstimmen!).^l Mittelwert sehr wahrscheinlich zu niedrig, s. Abschnitt 3.^m Wert relativ unsicher, da effektive Bestrahlungshärte unbekannt.ⁿ Abgeschätzt aus den Daten über spallogene Edelgase; siehe Abschnitt 3.^o Nach C. A. BAUER, J. Geophys. Res. **68**, 6043 [1963].^p Genannt "Mount Tabby"; es handelt sich jedoch um Duchesne (C. T. HARDY, Utah Acad. Science, Arts, Letters **35**, 105 [1957/58]; Briefe von E. P. HENDERSON u. E. OLSEN).^q Genannt "Misteca"; es handelt sich jedoch um Yanhuitlan (Brief von J. T. WASSON).^r Herkunft der Proben:

siehe folgende Seite.

Mittelwerte der Diskriminierungskoeffizienten für die einzelnen Versuche sind in Spalte 7 der Tab. 2 zusammengestellt.

Die die Massendiskriminierung kennzeichnende Größe $\Delta f(\%)$ setzt sich aus verschiedenen Anteilen zusammen:

1. Die Massendiskriminierung bei der Extraktion des Kaliums entzieht sich bei unserer Technik der Beobachtung. Aus Untersuchungen von SARKAR²⁶ ist jedoch zu schließen, daß sich das Kalium in der Hauptsache aus der jeweils gerade schmelzenden Zone der Meteoritenprobe verflüchtigt, wobei keine starke Massendiskriminierung zu erwarten ist. In einem anderen Versuch (Probe: Trenton A1-5) hat SARKAR²⁶ die Kaliumextraktion in der Ionenquelle eines Massenspektrometers vorgenommen und die relativen Isotopenhäufigkeiten der emittierten Kaliumionen fortlaufend gemessen; er fand, daß die M -Werte konstant blieben. Auch das deutet darauf hin, daß die Massendiskriminierung bei der Kaliumextraktion unbedeutend ist.
2. Die Massendiskriminierung infolge der Massenabhängigkeit der Sekundärelektronenausbeute an der Konversionsdynode des Sekundärelektronenvervielfachers stellt einen konstanten und bei allen Versuchen näherungsweise gleichen Beitrag von $\Delta f(\%)$ dar.
3. Die Isotopenfraktionierung beim Verdampfen des Kaliums vom Platindraht besteht häufig darin, daß am Anfang die leichten Isotope bevorzugt verdampfen und sich die schweren Isotope in der Restprobe anreichern; bei Kaliumproben aus Meteoriten kann daher M_0 von relativ niedrigen

Werten am Anfang auf recht hohe Werte am Ende der Meßserie ansteigen. Dieser Effekt liefert also einen zeitabhängigen Beitrag zu $\Delta f(\%)$. Unsere Beobachtungen darüber werden in Abschnitt 2.3 mitgeteilt. Der Effekt wurde u. a. von REUTERSWÄRD²⁷, sowie von EBERHARDT, DELWICHE und GEISS²⁸ beschrieben („RAYLEIGH-Destillation“).

Theoretisch kann sich der unter 3 angegebene Effekt auf das Endergebnis nicht auswirken, wenn dieses aus den über die Zeit der vollständigen Verdampfung integrierten Ionenströmen ermittelt wird und wenn die Ionisierungswahrscheinlichkeit während dieser ganzen Zeit konstant war. In der Praxis ließ sich der zeitabhängige Anteil von $\Delta f(\%)$ nur angenähert dadurch eliminieren, daß die Isotopenhäufigkeitsbestimmungen, aus denen sich das Endergebnis durch Mittelung ergab, in regelmäßigen Zeitabständen über die gesamte Zeit ausgedehnt wurden, während der die Meßbedingungen „gut“ waren (s. oben). Wenn diese Annäherung gut ist, dürfte die in das Endergebnis eingehende Größe $\Delta f(\%)$ im wesentlichen durch die unter 2. angeführte Massendiskriminierung gegeben sein. Unter Berücksichtigung der dem ganzen Verfahren anhaftenden Unsicherheiten haben wir für die Bestimmung der mittleren M -Werte (\bar{M}) aus den mittleren unkorrigierten M -Werten (\bar{M}_0) sowie den Mittelwerten der Diskriminierungskoeffizienten stets den gleichen Wert für $\Delta f(\%)$, nämlich

$$\Delta f(\%) = 1 \pm 1 \quad (10)$$

benutzt. Der M -Wert jeder Meteoritenprobe wurde somit nach der Gleichung

$$\bar{M} = \bar{M}_0 + 0,01 \cdot \frac{[i_{41}/i_{40} + a i_{39}/i_{40}]}{\pm 0,01 \cdot [i_{41}/i_{40} + a i_{39}/i_{40}]} \quad (11)$$

Herkunft der in Tab. 2 aufgeführten Proben:

AML	American Meteorite Laboratory, Denver,
AMNH	American Museum of Natural History, New York; Prof. B. MASON,
AMS	Australian Museum, Sydney; Mr. R. O. CHALMERS,
ASU	Arizona State University, Tempe; Prof. C. B. MOORE,
BMNH	British Museum (Nat. Hist.), London; Dr. M. H. HEY,
CNHM	Chicago Natural History Museum, Chicago; Dr. E. OLSEN,
E.A.	Prof. E. ANDERS, Enrico Fermi Institute for Nuclear Studies, Chicago,
GMHU	Geological Museum, Harvard University, Cambridge; Prof. C. FRONDEL,
GSM	Geological Survey, Melbourne, Australien; Mr. J. L. KNIGHT,
J.R.A.	Prof. J. R. ARNOLD, Univ. California, La Jolla,
LMC	Leonard Meteorite Collection, Univ. California, Los Angeles; Dr. J. T. WASSON,

M.E.L.	Prof. M. E. LIPSCHUTZ, Purdue Univ., Lafayette, Ind.,
MO	Akademie der Wissenschaften, Moskau; Prof. E. L. KRINOV,
MPIH	Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg; Dr. J. ZÄHRINGER,
MPIM	Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz; Dr. H. WÄNKE; Pa: Sammlung Prof. F. A. PANETH,
MSU	Michigan State University, East Lansing, Mich.; Dr. VON DEL CHAMBERLAIN,
O.A.S.	Prof. O. A. SCHAEFFER, Brookhaven Nat. Lab.,
R.D.	Prof. R. DAVIS, Brookhaven Nat. Lab.,
TÜB	Univ. Tübingen (Mineral. Inst.); Prof. W. VON ENGELHARDT u. Dr. W. WEISKIRCHNER,
USNM	U.S. National Museum, Washington; Dr. R. S. CLARKE u. Dr. E. P. HENDERSON.

²⁶ H. SARKAR, Dissertation Mainz 1965.

²⁷ C. REUTERSWÄRD, Ark. Fys. **11**, 1 [1956].

²⁸ A. EBERHARDT, R. DELWICHE u. J. GEISS, Z. Naturforsch. **19 a**, 736 [1964].

berechnet. Dieses Verfahren wurde auch schon in unseren früheren Veröffentlichungen angewendet. Der Wert $\Delta f(\%) = 1$ ist lediglich dadurch gerechtfertigt, daß die M -Werte durch diese Wahl auch bei verschiedenen Meßserien mit stark unterschiedlichen Diskriminierungskoeffizienten am besten reproduzierbar waren. In neuerer Zeit ist das z. B. sehr schön durch die Messungen Piñon 2 und Piñon 3 bestätigt worden (s. Tab. 2; die Messung Piñon 1 muß aus anderen, weiter unten angeführten Gründen als unbefriedigend angesehen werden). Das positive Vorzeichen von $\Delta f(\%)$ spiegelt die bekannte Tatsache wider, daß die Verstärkung von Sekundärelektronenvervielfachern für schwere Ionen geringer ist als für leichte^{29, 30}. Bezüglich der Fehlergrenzen sei auf Abschnitt 3 verwiesen. Die nach Gl. (11) berechneten M -Werte sind in Spalte 9 der Tab. 2 zusammengestellt.

2.3. Klassifizierung der Versuche entsprechend dem Fraktionierungsverhalten der Kaliumproben im Massenspektrometer

Wie oben ausgeführt wurde, kann man erwarten, daß die unkorrigierten M -Werte im Laufe einer Meßserie wegen der Isotopenfraktionierung bei der Verdampfung des Kaliums allmählich ansteigen. Die experimentellen Ergebnisse entsprechen aber nur bei einem Teil der Versuche dieser Erwartung. Außerdem wurden bei einigen Versuchen Anomalien des Fraktionierungsverhaltens beobachtet, die auf Substanzschichten auf dem Platindraht zurückzuführen sind. Deshalb muß jede Messung sorgfältig daraufhin analysiert werden, ob die Anwendung des oben beschriebenen Verfahrens für die Korrektur der Massendiskriminierung gerechtfertigt ist. Entsprechend dem Fraktionierungsverhalten der Proben haben wir die in Tab. 2 aufgeführten Meßserien in Spalte 5 durch die Typenbezeichnungen A bis F charakterisiert. An Hand der Abb. 4 wird dieses Schema im folgenden erläutert.

A kennzeichnet Meßserien, bei denen praktisch keine zeitliche Variation der mit $\Delta f(\%) = 1$ korrigierten M -Werte beobachtet wird. Zu den Meßserien des Typs A gehören die bezüglich ihrer ^{40}K -Häufigkeit, ihrer Stromstabilität, der zur Verfügung stehenden Meßzeit und anderer meßtechnischer Qualitäten besten Experimente. Beispiele: Aroos 1, Maria Elena 1 (Abb. 4 oben), Piñon 3, Tlacotepec.

B kennzeichnet Meßserien, bei denen die leichten Isotope am Anfang bevorzugt verdampfen, so daß die mit $\Delta f(\%) = 1$ korrigierten M -Werte mit der Zeit anwachsen. Beispiel: Maria Elena 2 (Abb. 4 oben). Wenn vom Beginn bis zum Ende guter Meßbedingungen in etwa gleichen Zeitabständen Messungen durchgeführt werden, stimmt der Mittelwert \bar{M} gut mit dem Wert überein, der bei einer Meßserie des Typs A erhalten wird. Wird die Messung vorzeitig abgebrochen, dann ist der erhaltene \bar{M} -Wert zu niedrig (Beispiel: Deep Springs 1).

C kennzeichnet Meßserien, in deren Verlauf mehr oder weniger plötzlich alle Meßbedingungen schlecht werden, sich aber später wieder erholen. Diese „Krise“

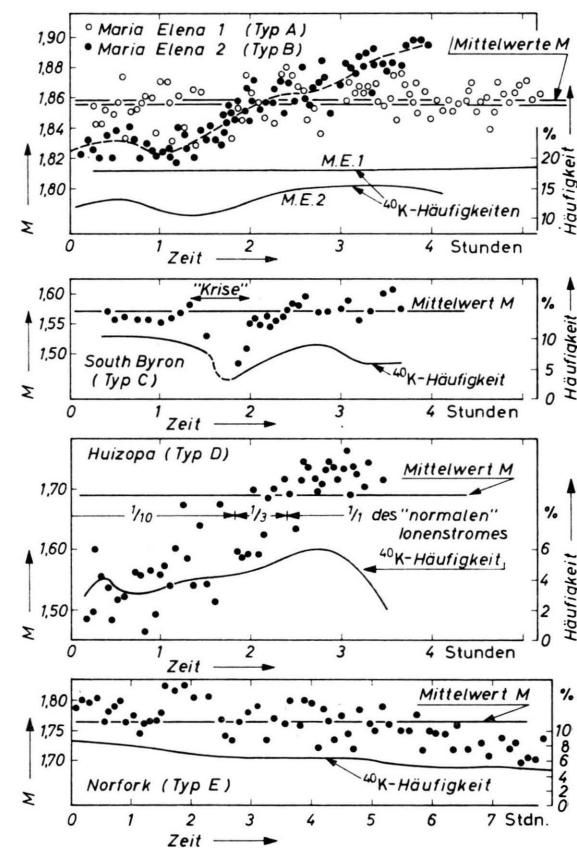


Abb. 4. Zum unterschiedlichen Fraktionierungsverhalten der Kaliumproben bei ihrer Verdampfung vom Platindraht: Zeitabhängigkeit der Isotopenhäufigkeit von ^{40}K und des M -Wertes bei einigen besonders typischen Meßreihen. Die M -Werte wurden hier nach der Beziehung

$$M = M_0 + \text{Diskriminierungskoeffizient} \quad \text{berechnet, so daß ein Vergleich mit den nach}$$

$$\bar{M} = \bar{M}_0 + \text{Diskriminierungskoeffizient}$$

berechneten Mittelwerten leicht möglich ist. Lediglich der zeitlich konstante Beitrag von $\Delta f(\%)$ ist also hier eliminiert.

²⁹ W. PLOCH u. W. WALCHER, Rev. Sci. Instrum. **22**, 1028 [1951].

³⁰ C. BRUNNÉ, Z. Phys. **147**, 161 [1957].

ist u. a. durch zeitlich schnell abfallende Ionenströme, durch besonders niedrige ^{40}K - und ^{41}K -Häufigkeiten sowie – falls überhaupt meßbar – durch zu niedrige M_0 -Werte gekennzeichnet. Beispiel: South Byron (Abb. 4, 2. Diagramm); auch bei dem Versuch Maria Elena 2 ist eine Krise etwa nach der ersten Stunde andeutungsweise vorhanden. Dieses Verhalten ist wahrscheinlich dadurch bedingt, daß ein Teil des Kaliums auf dem Platindraht in und unter einer Schicht von Verunreinigungen mit relativ hohem Gehalt an gewöhnlichem Kalium begraben ist. Diese Substanzen sind relativ flüchtig, so daß nach Ende der Krise das restliche Kalium freigelegt ist. In der Praxis müssen die während der Krise gemessenen M_0 -Werte bei der Mittelwertbildung unbücksichtigt bleiben. Hieraus und aus der Möglichkeit, daß die Ionisierungswahrscheinlichkeit vor und nach der Krise sehr verschieden gewesen sein kann, ergibt sich eine größere Unsicherheit als bei Versuchen der Typen A und B.

D kennzeichnet Meßserien, bei denen die Krise am Anfang liegt. Ein besonders krasses Beispiel stellt der Versuch Huizopa dar (Abb. 4, Diagramm 3): Bei der Mittelwertbildung erhalten die Einzelmessungen ein der Ionenstromstärke proportionales Gewicht. Es ist aber denkbar, daß erst das in der dritten Stunde verdampfende Kalium mit guter Ausbeute ionisiert wurde, so daß die Messungen während der ersten beiden Stunden unterbewertet wurden und der Mittelwert \bar{M} zu hoch liegt.

E kennzeichnet Meßserien, bei denen der spallogene Anteil im Massenspektrum (also die Häufigkeiten von ^{40}K und ^{41}K) ebenso wie der mit $\Delta f(\%) = 1$ korrigierte M -Wert mit der Zeit abfallen; die Krise liegt – mehr oder weniger ausgeprägt – am Ende der Meßserie. Beispiel: Norfork, Abb. 4, Diagramm 4. Eine mögliche Erklärung ist, daß das Kalium auf dem Platindraht in einem starken Niederschlag von Verunreinigungen begraben ist und mit fortschreitender Meßzeit aus immer tieferen Schichten herausdiffundieren muß, wobei die schweren Isotope im verbleibenden Rest angereichert werden; die Meßbedingungen werden mit der Zeit schlechter, so daß die Meßserie abgebrochen werden muß, ehe die Probe auch nur annähernd verbraucht ist. Deshalb wird wahrscheinlich ein zu niedriger \bar{M} -Wert erhalten. Neben Norfork gehören auch die Messungen Charlotte 1 und 2, Merceditas und Morradal zum Typ E.

F kennzeichnet Meßserien, bei denen ähnlich wie bei E der spallogene Anteil im Massenspektrum mit der Zeit kleiner wird, aber nicht erst am Ende der Meßserie, sondern schon von Anfang an sehr klein ist (^{40}K unter etwa 4%). Bei diesen Versuchen ist die Meßzeit sehr kurz, die Anzahl der Messungen (Spalte 4 der Tab. 2) sehr klein. Die Meßbedingungen sind schlecht, d. h. die Krise erstreckt sich über die gesamte Zeit. Das Kalium ist so stark in einer Schicht von Verunreinigungen eingebettet, daß seine vollständige Erfassung unter erträglichen Meßbedingungen nicht mög-

lich ist. Wie bei Meßserien des Typs E ist der sich ergebene Mittelwert \bar{M} und das Bestrahlungsalter fast mit Sicherheit zu niedrig. Zum Typ F gehören die Messungen Carbo 5, Charlotte 3, Descubridora 1 und 2, Piñon 1 sowie ein Teil der Messungen, für die in Tab. 2 nur die sehr niedrigen ^{40}K -Häufigkeiten angegeben sind.

Die Beobachtung des Fraktionierungsverhaltens und die ziemlich eindeutig mögliche Einordnung der Meßserien in das Typenschema gestatten in beschränktem Maße eine Beurteilung der Zuverlässigkeit der Ergebnisse. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß die sich aus der Wahl von $\Delta f(\%) = 1 \pm 1$ ergebenden Fehlergrenzen für \bar{M} der bleibenden Unsicherheit für Meßserien aller Typen (vielleicht mit Ausnahme von F) ausreichend Rechnung tragen.

Die Unregelmäßigkeiten bei der Verdampfung von Kaliumproben vom Ionenquellendraht sind ohne Zweifel dadurch bedingt, daß sich aus Meteoriteinschlüssen stammende Substanzen auf dem Draht niederschlagen. Diese Niederschläge lassen sich dadurch vermeiden, daß man in der Extraktionsapparatur zwischen Tiegel und Kollektordraht ein elektrisches Radialfeld einbaut, das für Ionen durchlässig, für Neutralteilchen aus dem Tiegel aber un durchlässig ist²⁶. Mit dieser und einer anderen neuartigen Extraktionsmethode sind jedoch bisher noch nicht genügend Erfahrungen gesammelt worden.

3. Berechnung der N-Werte und Alter

Die Bestimmung der N-Werte unter Berücksichtigung des Einflusses der effektiven Bestrahlungshärte ist früher⁸⁻¹¹ ausführlich diskutiert worden. In der Praxis hat sich eine auf Untersuchungen von ARNOLD, HONDA und LAL³¹ zurückgehende Beziehung zwischen N und dem He/Ne-Verhältnis gut bewährt, die ohne Beeinträchtigung der Genauigkeit in der vereinfachten Form

$$N = 1,330 + 0,00135 \text{ He/Ne} \quad (12)$$

geschrieben werden kann. Jedoch eignet sich das $^{4}\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis noch besser als Kennzahl für die effektive Bestrahlungshärte als das He/Ne-Verhältnis (u. a. wegen möglicher Tritium- und damit ^{3}He -Verluste der Meteorite infolge von Erwärmung im interplanetaren Raum). Mit der von SCHULTZ und HINTENBERGER¹⁷ angegebenen empirischen Beziehung

$$^{3}\text{He}/^{4}\text{He} = 0,148 + 37 \cdot 21\text{Ne}/^{4}\text{He} \quad (13)$$

sowie mit $3 \cdot 21\text{Ne} = \text{Ne}$ ergibt sich aus Gl. (12)

$$N = 1,346 + 0,00515 \cdot 21\text{Ne}/^{4}\text{He} \quad (14)$$

³¹ J. R. ARNOLD, M. HONDA u. D. LAL, J. Geophys. Res. **66**, 3519 [1961].

Die zur Berechnung der *N*-Werte (Tab. 2, Spalte 13) und Bestrahlungsalter (Spalte 14) benutzten ${}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse sind neben den ${}^{21}\text{Ne}$ -Konzentrationen und Literaturhinweisen^{16-20, 31-37} ebenfalls in Tab. 2 angegeben. Die Fehlerangaben in Spalte 14 sind unmittelbar aus den in Spalte 9 angegebenen Fehlergrenzen von \bar{M} errechnet worden; die Fehler, die sich möglicherweise durch fehlerhafte Edelgasdaten oder einen Fehler in der Methode der Bestimmung von *N*-Werten ergeben, sind also in Spalte 14 nicht enthalten.

Eine Analyse aller Fehlermöglichkeiten, die hier nicht diskutiert werden soll, zeigt, daß aus dem gesamten Verfahren eine Unsicherheit der einzelnen Alterswerte von etwa ± 100 Millionen Jahren resultiert, falls nicht der Fehler, der sich nach Gl. (11) schon allein aus dem Wert des Diskriminierungs-koeffizienten ergibt, etwa gleich groß oder größer ist. Wahrscheinlich ist jedoch, daß eine solche Fehleranalyse für die Mehrzahl der Messungen zu einer Unterschätzung der wirklich erreichten Genauigkeit führt. Hinweise hierauf stellen die gute Reproduzierbarkeit – besser und häufig wesentlich besser als 50 Millionen Jahre bei Meßreihen der Typen A und B – sowie die in Abschnitt 4 diskutierten Altersgruppierungen dar. Es erscheint deshalb keinesfalls ausgeschlossen, daß zwei verschiedene Gruppen von Meteoriten mit jeweils übereinstimmenden Altern noch gut als Gruppen aufgelöst werden können, wenn der zeitliche Abstand der Ereignisse nur 100 Millionen Jahre beträgt und wenn die überwiegende Mehrzahl der Alterswerte mit Meßserien der „Qualitäten“ A und B (siehe Abschn. 2.3) erhalten wurde. Diese Überlegungen beziehen sich nur auf Relativgenauigkeiten. Es kann aber unabhängig hiervon ausgeschlossen werden, daß die gesamte Altersskala, wie sie sich aus früher^{9, 10} mitgeteilten Überlegungen zur „Eichung“ der ${}^{41}\text{K}/{}^{40}\text{K}$ -Methode ergeben hat, um mehr als $\pm 100 \cdot 10^6$ a verschoben werden kann.

Zu den Ergebnissen ist im einzelnen noch folgendes zu bemerken: Die neue Berechnungsmethode für *N* sowie in einzelnen Fällen eine Neuberechnung der *M*-Werte haben dazu geführt, daß sich einige Alterswerte gegenüber früher angegebenen Werten unbedeutend geändert haben. Die Alter von Klondike, Norfork, Piñon und Tamarugal haben sich etwas

stärker geändert, weil neue Messungen über spallogene Edelgase eine andere effektive Bestrahlungshärte und damit andere *N*-Werte ergeben haben. Der *N*-Wert für Washington County ist wegen des Gehaltes dieses Meteoriten an nicht-spallogenen Edelgasen relativ unsicher¹¹. Auch die *N*-Werte für die Proben Anoka und Tawallah Valley sind wegen Anomalien oder Fehlen der Edelgasdaten unsicher. Wie schon in Abschnitt 2.3 ausgeführt, liegen die auf Grund von Meßserien des Typs F erhaltenen Bestrahlungsalter für die Proben Carbo 5, Charlotte 3, Descubridora 1 und 2 und Piñon 1 mit großer Wahrscheinlichkeit zu niedrig.

Mit Sicherheit sind die in Spalte 14 angegebenen Bestrahlungsalter von Morradal (Typ E) und Sacramento Mountains (E ?) zu niedrig. Aus den in Spalte 10 angegebenen ${}^{21}\text{Ne}$ -Konzentrationen und den Bestrahlungsaltern lassen sich nämlich die Produktionsraten für ${}^{21}\text{Ne}$ berechnen. Wenn man die Messungen Morradal und Sacramento Mountains unberücksichtigt läßt, ergibt sich als obere Grenze für die Produktionsraten von ${}^{21}\text{Ne}$

$$P({}^{21}\text{Ne}) \leq (2,17 - 0,00366 \cdot {}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne}) \cdot 10^{-3} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot 10^8 \text{ a.} \quad (15)$$

Auch für die am härtesten bestrahlten Proben mit ${}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne} = 230$ liegt die Produktionsrate also nicht höher als etwa $1,3 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot 10^8 \text{ a}$ (siehe Abschnitt 1). Für Morradal und Sacramento Mountains ergeben sich dagegen ausnahmsweise hohe Werte von 1,5 bzw. $1,7 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot 10^8 \text{ a}$. Unter der Voraussetzung, daß die ${}^{21}\text{Ne}$ -Gehalte richtig sind, kann es deshalb als sicher gelten, daß die in Tab. 2 angegebenen Alter für diese Meteorite zu niedrig liegen. Als wahrscheinlichste Werte ergeben sich aus diesen Überlegungen für Morradal $200 \cdot 10^6$ a und für Sacramento Mountains $285 \cdot 10^6$ a. Diese Werte werden bei der Diskussion in Abschnitt 4 benutzt. Sie weichen von den in Tab. 2 angegebenen Werten um nicht mehr als die mit $\pm 100 \cdot 10^6$ a angegebene Unsicherheit der ${}^{41}\text{K}/{}^{40}\text{K}$ -Methode ab.

In Spalte 14 der Tab. 2 sind für einige Meteorite, für welche die Bestimmung der *M*-Werte nicht gelungen ist, Minimal- und Maximalwerte der Bestrahlungsalter angegeben, die allein aus den Edelgasdaten in den Spalten 10 und 11 abgeschätzt wurden.

³² H. HINTENBERGER, L. SCHULTZ, H. WÄNKE u. H. WEBER, Z. Naturforsch., im Druck.

³³ D. HEYMANN, M. E. LIPSHUTZ, B. NIELSON u. E. ANDERS, J. Geophys. Res. 71, 619 [1966].

³⁴ P. SIGNER u. A. O. NIER, J. Geophys. Res. 65, 2947 [1960].

³⁵ K. H. EBERT u. H. WÄNKE, Z. Naturforsch. 12a, 766 [1957].

³⁶ L. SCHULTZ, priv. Mitteilung (vorläufige Werte).

³⁷ P. SIGNER, priv. Mitteilung (vorläufige Werte).

Dabei wurde angenommen, daß die ^{21}Ne -Produktionsraten etwa zwischen 100 und 50% des Wertes liegen, der durch die rechte Seite von Gl. (15) gegeben ist (siehe Abschnitt 1).

4. Altersverteilungen und Altersgruppen

Die in Abb. 5 dargestellte Verteilung der Bestrahlungsalter zeigt, daß Meteorite mit interplanetaren Lebensdauern von mehr als $1 \cdot 10^9$ a relativ selten von der Erde eingefangen werden. Am auffälligsten ist aber, daß es offensichtlich Gruppen von Eisen-

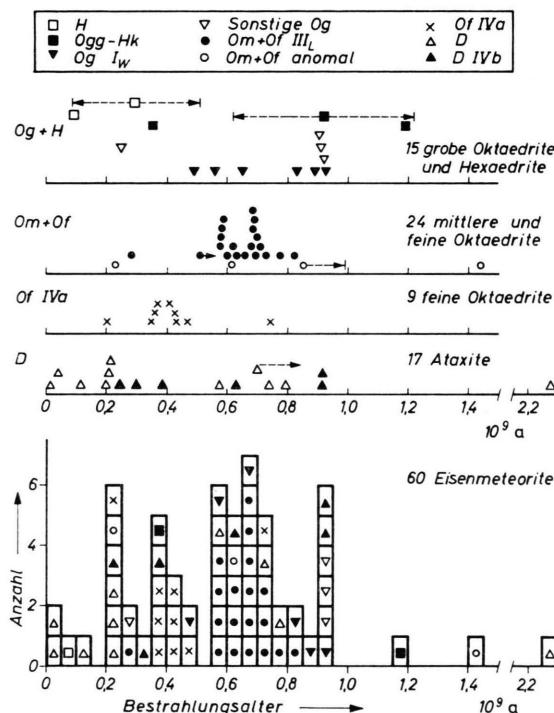


Abb. 5. Verteilung der Bestrahlungsalter. Unten: Histogramm der Verteilung von 60 Eisenmeteoriten. Oben: Verteilungen der Alter von 65 Eisenmeteoriten aufgeschlüsselt nach den verschiedenen Strukturklassen und Ga-Ge-Gruppen; bei 5 dieser Meteorite wird auf große Fehler bzw. wahrscheinlich anzubringende Korrekturen hingewiesen; diese 5 Alter sind aber im unteren Gesamthistogramm nicht enthalten. Bei vier Alterswerten für nickelreiche Ataxite handelt es sich um Ergebnisse, die allein aus Daten über spallogene Edelgase gewonnen wurden. Zuordnung: siehe Tab. 4 bis 7. Siehe auch Abschnitt 4.3.

³⁸ 27th Meeting of the Meteoritical Society, Oct. 30—Nov. 1, 1964, Tempe, Arizona.

³⁹ 20. Internationaler IUPAC-Kongreß, 12.—18. Juli 1965, Moskau.

⁴⁰ Symposium über Meteorite, Tektite und Einschlagkrater (Deutsche Mineralog. Ges.), 29. April—2. Mai 1966, Nördlingen.

meteoriten mit weitgehend übereinstimmenden Strukturmerkmalen gibt: eine Gruppe von groben Oktaedriten (Og) mit Altern um $910 \cdot 10^6$ a, eine Gruppe von mittleren (Om) und einigen feinen (Of) Oktaedriten mit Altern zwischen etwa 550 und $750 \cdot 10^6$ a, sowie eine Gruppe von Of mit Altern von rund $400 \cdot 10^6$ a. Die Verteilung der Bestrahlungsalter der nickelreichen Ataxite (D) ist dagegen kontinuierlich (oder richtiger: quasi-kontinuierlich).

Während der letzten drei Jahre haben wir diese Ergebnisse auf verschiedenen Konferenzen ^{38—40} so interpretiert, daß die Mehrzahl der Oktaedrite in nur wenigen „katastrophalen“ Stoßprozessen durch Zertrümmerung einiger weniger größerer, räumlich und genetisch zusammenhängender Nickeleisenmassen entstanden ist.

In der Zwischenzeit konnten zahlreiche Fortschritte hinsichtlich der Analyse und Interpretation unserer Ergebnisse gemacht werden. Teilweise beruhen diese Fortschritte auch darauf, daß neuere Untersuchungen von SCHULTZ und HINTENBERGER ^{17, 36} über spallogene Edelgase die genauere Berechnung vieler $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Bestrahlungsalter ermöglichen. Ferner können jetzt auch die neuen Ergebnisse von WASSON ^{41—45} zur chemischen Klassifizierung der Eisenmeteorite benutzt werden.

4.1. Zur Klassifizierung der Eisenmeteorite

Die chemische Klassifizierung der Eisenmeteorite beruht zu einem großen Teil darauf, daß es Gruppen von Eisenmeteoriten mit weitgehend übereinstimmenden und charakteristischen Gehalten an Gallium und Germanium gibt. LOVERING, NICHIPORUK, CHODOS und BROWN ¹⁴ unterscheiden vier Ga-Ge-Gruppen, die in Tab. 3 zusammengestellt und in

Ga-Ge-Gruppe	Ge-Gehalt ppm	Ge-Gehalt ppm	Strukturklassen
I _L	300—420	80—100	Og
II _L	130—230	40—65	Og, H
III _L	15—80	8—24	Om, Of
IV _L	≤ 1	≤ 3	Of, D

Tab. 3. Gallium—Germanium-Gruppen nach LOVERING, NICHIPORUK, CHODOS und BROWN ¹⁴ (siehe auch Abb. 6).

⁴¹ J. T. WASSON u. J. KIMBERLIN, Radiochim. Acta **5**, 170 [1966].

⁴² J. T. WASSON, Geochim. Cosmochim. Acta **31**, 161 [1967].

⁴³ J. T. WASSON, J. Geophys. Res. **72**, 721 [1967].

⁴⁴ J. T. WASSON, Science (in Vorbereitung).

⁴⁵ J. T. WASSON u. J. KIMBERLIN, Geochim. Cosmochim. Acta (in Vorbereitung).

Abb. 6 eingezeichnet sind. Von 88 untersuchten Meteoriten sind bei LOVERING u. a. nur 11 insofern anomale, als sie zu keiner der vier Gruppen gehören. WASSON⁴²⁻⁴⁶ sowie WASSON und KIMBERLIN^{41, 45} haben die Ga-Ge-Analysen sowie ergänzende Untersuchungen zur chemischen Klassifizierung mit verbesserten Empfindlichkeit und Genauigkeit fortgeführt und im wesentlichen folgendes gefunden⁴⁷: Die Mehrzahl der Eisenmeteorite verteilt sich in einem Ga-Ge-Diagramm (Abb. 6) entlang einer „Hauptlinie“ über fast 5 Größenordnungen im Ge-

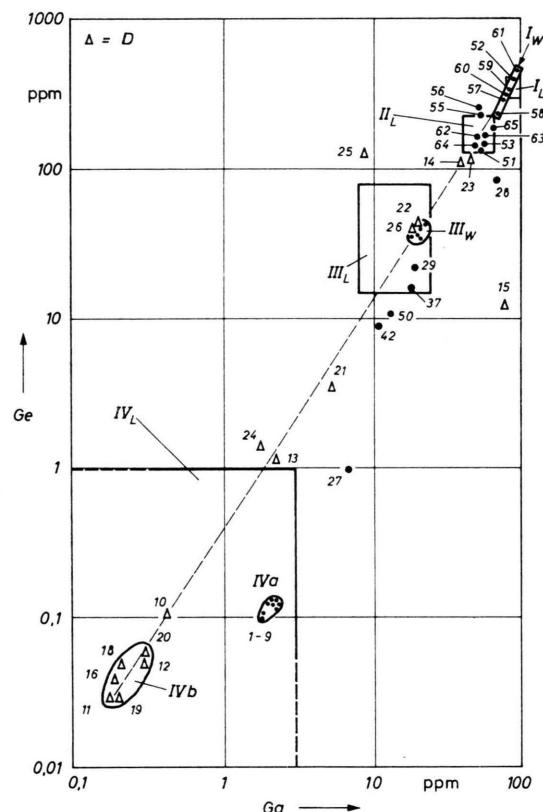


Abb. 6. Ga- und Ge-Gehalte der untersuchten Eisenmeteorite und die Zuordnung zu den Ga-Ge-Gruppen nach LOVERING u. a.¹⁴ (L) bzw. WASSON⁴¹⁻⁴⁶ (W). Numerierung entsprechend Tab. 4 bis 7.

Gehalt und über 3 Größenordnungen im Ga-Gehalt. Innerhalb der Verteilung gibt es Gruppen von Meteoriten, die bezüglich ihrer Ga- und Ge-Gehalte, aber auch ihrer Struktur einheitlicher erscheinen als bei LOVERING u. a. Zum Beispiel zerfällt die

Gruppe IV nach LOVERING (d. h. Gruppe IV_L) in die Gruppe IVa, die nur feine Oktaedrite enthält, und in die Gruppe IVb, die nur nickelreiche Ataxite enthält⁴². Neben den Meteoriten, die eindeutig einer Gruppe angehören, gibt es solche, die hinsichtlich der einen oder anderen Eigenschaft als anomale gelten müssen, so daß ihre Zuordnung zu den Gruppen zweifelhaft erscheint. Schließlich gibt es „Außenseiter“, d. h. einzelne Meteorite mit ungewöhnlichen chemischen und oft auch ungewöhnlichen strukturellen Eigenschaften, die mit Sicherheit keiner der bekannten Gruppen zugeordnet werden können. Diese Außenseiter sind selten.

Daneben erweist sich die Strukturklassifizierung in der Form, in der sie im wesentlichen von LOVERING und Mitarbeitern¹⁴ eingeführt worden ist, d. h. die Einteilung in die Strukturklassen D, Of, Om, Og und H insofern als sinnvoll, als sich die Abgrenzung dieser Strukturklassen mit der Abgrenzung der chemischen Klassen weitgehend deckt. Beide Schemata für die Einteilung der Eisenmeteorite scheinen also genetisch bedingt und damit „natürlich“ zu sein.

Zur Charakterisierung der Meteoritenklassen werden im folgenden häufig Symbole wie z. B. Om III_L oder Og I_W benutzt; dabei weist der Index L auf das Ga-Ge-Klassifizierungsschema von LOVERING u. a.¹⁴ (Tab. 3), der Index W auf das davon etwas abweichende Schema von WASSON⁴²⁻⁴⁶ hin. Für die Gruppen Of IVa, D IVb, usw., die auf WASSON zurückgehen, kann der Index W weggelassen werden. Die Strukturklassifizierung der gröbsten Oktaedrite (Ogg) und körnigen Hexaedrite (Hk) wird in Abschnitt 4.2.4 behandelt.

4.2. Analyse der Altersverteilungen unter Berücksichtigung der Klassifizierungsmerkmale

4.2.1 Die Gruppe Of IVa

Die Ergebnisse über diese Gruppe sind in Tab. 4 zusammengestellt (s. auch Abb. 5 und 6). Von den 9 Meteoriten haben 7 ein Bestrahlungsalter von etwa $400 \cdot 10^6$ a. Unter Berücksichtigung der Unsicherheiten bei der Altersbestimmung kann geschlossen werden, daß diese 7 Meteorite bei einem einzigen Stoßprozeß durch Zertrümmerung einer einzelnen größeren Nickeleisenmasse entstanden sind. Die „anomalen“ Alter für Maria Elena und Duchesne

⁴⁶ J. T. WASSON, priv. Mitteilung.

⁴⁷ Die Untersuchungen von WASSON sind z. Zt. (Dez. 1966) noch nicht abgeschlossen, so daß die hier mitgeteilten Er-

gebnisse nicht unbedingt als endgültig angesehen werden können. Der Verfasser dankt Dr. WASSON herzlich für die Mitteilung der Ergebnisse.

Nr. ^a	Name	Ni %	Ge ppm	Ga ppm	Ga-Ge- Gruppe	Autor	Alter 10^6 a
1	Maria Elena	7,6	0,096	1,73	IV a	W*	745
2	Bristol	8,2	0,125	1,97	IV a	W1	470
3	Hill City	9,3		2,35	IV _L	G	435
4	Huizopa	7,8	0,122	2,28	IV a	W1	430
5	Putnam County	7,9	0,130	2,19	IV a	W1	410
6	Yanhuitlan	7,4	0,105	1,75	IV a	W1	370
7	Iron River	8,0	0,123	2,12	IV a	W1	360
8	Charlotte	8,2	0,116	2,23	IV a	W1	350
9	Duchesne	9,2	0,126	2,13	IV a	W1	200

^a Numerierung: siehe Abb. 6.

Tab. 4. Ni-, Ge- und Ga-Gehalte sowie Bestrahlungsalter der feinen Oktaedrite der Ga-Ge-Gruppe IV a. Ga- und Ge-Gehalte nach: W1=WASSON⁴², siehe auch WASSON u. KIMBERLIN⁴¹; W* = WASSON, priv. Mitteilung; G=GOLDBERG u. a.¹⁵. Ni-Gehalte von verschiedenen Laboratorien, siehe W und G.

Nr.	Name	Ni %	Ge ppm	Ga ppm	Ga-Ge- Gruppe	Autor	Alter 10^6 a
10	Deep Springs	13,4	0,11	0,42		W1	2275
11	Tlacotepec	16,2	~ 0,03	0,18	IV b	W1	915
12	Klondike	18,2	~ 0,05	0,30	IV b	W1	915
13	Piñon	16,6	1,19	2,20		W1	790
14	Wiley	11,8	114	39		W*	740
15	Cowra	13,7	12,3	78		W1	700 ... 1400
16	Cape of Good Hope	16,5	~ 0,04	0,19	IV b	W1	630
17	Washington Cty.						575
18	Weaver Mountains	18,0	~ 0,05	0,21	IV b	W1	385
19	Hoba	16,2	~ 0,03	0,20	IV b	W1	300
20	Tawallah Valley	18,2	~ 0,06	0,31	IV b	W1	245
21	Dayton	18,1	3,5	5,2		W1	215
22	South Byron	18,2	45	20		W*	210
23	Morradal	18,8	119	46		W1	200
24	Wedderburn	22,2	1,43	1,71		W1	100 ... 200
25	Monahans	10,9	127	8,9		W1	40
26	Babb's Mill	17,3	41	18,6		W1	15 ... 30

Tab. 5. Ni-, Ge- und Ga-Gehalte sowie Bestrahlungsalter der nickelreichen Ataxite. Ga- und Ge-Gehalte nach: W1=WASSON⁴², siehe auch WASSON u. KIMBERLIN⁴¹; W* = WASSON, priv. Mitteilung. Ni-Gehalte von verschiedenen Laboratorien, siehe W1 u. W*.

werden in Abschn. 5.2 diskutiert. Es wird angenommen, daß auch diese Meteorite aus der gleichen Meteoriten-„Ursprungsmasse“ stammen.

4.2.2. Die nickelreichen Ataxite (D)

Bei den nickelreichen Ataxiten (Tab. 5) gibt es keine ausgeprägte Gruppierung der Bestrahlungsalter und keine klaren Korrelationen zwischen den Altern und den strukturellen und chemischen Eigenschaften, selbst nicht bei den D IVb oder den hinsichtlich ihrer Gehalte an Ga und Ge ähnlichen „Paaren“ Piñon-Wedderburn, Wiley-Morradal oder South Byron-Babb's Mill. Die Ataxite sind bei einer Vielzahl von Kollisionseignissen durch Zertrümmerung unterschiedlicher Eisennickelmassen entstanden.

Selbstverständlich kann nicht ausgeschlossen werden, daß 1. Tlacotepec und Klondike, 2. Dayton, South Byron und Morradal jeweils in einem Einzelereignis entstanden sind.

4.2.3. Om und Of mit Ge-Gehalten von etwa 1 bis 100 ppm, insbesondere Om III

Die Altersverteilung (Tab. 6 und Abb. 5) ist insoweit besonders charakteristisch als die überwiegende Mehrzahl aller dieser Meteorite Alter zwischen etwa 550 und $750 \cdot 10^6$ a haben. Die genauere Analyse der Verteilung in diesem Altersbereich zeigt, daß diese Meteorite wahrscheinlich in zwei einzelnen Ereignissen vor 600 und vor $700 \cdot 10^6$ a gebildet wurden. Nach den Überlegungen in Abschnitt 3 scheint es

nicht ausgeschlossen, daß zwei derartige benachbarte Altersgruppen noch aufgelöst werden können, auch wenn für die einzelne Altersbestimmung keine Genauigkeit von besser als $\pm 100 \cdot 10^6$ a garantiert werden kann. Außerdem ist der Altersbereich von 570 bis $730 \cdot 10^6$ a, der mit Meßpunkten relativ dicht belegt ist, breiter als der Altersbereich von 350 bis $470 \cdot 10^6$ a für die 7 Meteorite des Typs Of IVa, die nach unseren Vorstellungen in einem Einzelprozeß gebildet wurden; die Meßgenauigkeit sollte aber bei der $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode mit wachsendem Alter eher besser als schlechter werden. Auch aus diesem Grunde ist es wahrscheinlich, daß wir es bei den mittleren Oktaedriten im wesentlichen mit zwei Ereignissen zu tun haben.

Außer Carlton gehören alle Meteorite Nr. 29 bis 48 der Tab. 6 zur Gruppe III_L. Nach WASSON und KIMBERLIN^{45, 46} ist diese Gruppe jedoch komplex; diese Autoren sehen zumindest die Meteorite Mungindi, Delegate, Anoka, Treysa und Carlton als anomale an und unterscheiden darüber hinaus auch noch Meteorite der Gruppen IIIa und IIIb. Dabei schließen sie allerdings nicht aus, daß ein enger genetischer und räumlicher Zusammenhang zwischen allen Meteoriten Nr. 29 bis 48, aber zusätzlich auch

den Meteoriten Nr. 49 und 50 (Sacramento Mountains und Glorieta Mountains) besteht. Es ist nun tatsächlich auch nicht zu erwarten, daß geochemische Fraktionierungsprozesse zur Bildung räumlich zusammenhängender Metallmassen führen müssen, die in allen ihren Teilen strukturell und chemisch völlig einheitlich sind. Wir gehen daher in der späteren Diskussion (Abschn. 5.2) von der hinreichend begründet erscheinenden Voraussetzung aus, daß alle Meteorite Nr. 29 bis 50 der Tab. 6 aus einer einzelnen zusammenhängenden Metallmasse herausgebrochen sind.

Wenn man nunmehr die oben gegebene Deutung der Alterswerte gelten läßt, daß nämlich diese Meteorite im wesentlichen infolge von zwei größeren Kollisionen erzeugt wurden, dann muß man die ausnahmsweise hohen Alter von Mungindi und Delegate sowie die niedrigen Alter von Sacramento Mountains und Glorieta Mountains als anomal ansehen. Wir werden darauf in Abschnitt 5.2 zurückkommen.

Besonders interessant sind die Ergebnisse für Clark County und Carbo: Diese Meteorite sind sowohl hinsichtlich ihrer Ga- und Ge-Gehalte als auch ihrer Bestrahlungsalter als Außenseiter anzusprechen. Nach WÄNKE⁴⁸ unterscheidet sich Clark County auch

Nr.	Name	Struktur-klasse	Ni	Ge	Ga	Ga-Ge-Gruppe		Autor	Alter 10^6 a
			%	ppm	ppm	nach LOVERING	nach WASSON		
27	Clark County	Om	7,0	1	7	anomal	anomal	W1	1440
28	Carbo	Of	10,0	87	69	anomal	anomal	W3	850 ± 140^a
29	Mungindi	Of	11,1	22	20	III	anomal	W3	820
30	Delegate	Om	9,8	42	20	III	anomal	W3	775
31	Santa Apolonia	Om	7,8	—	21	III	—	G	730
32	Mount Edith	Om	9,1	38	20	III	IIIb	W3	710
33	Norfork	Om	7,9	41	20	III	IIIa	W3	700
34	Grant	Of-Om	9,4	38	20	III	IIIb	W3	695
35	Puente d. Zac.	Om	8,2	—	17	III	—	G	690
36	Norfolk	Om	7,5	38	20	III	IIIa	W3	685
37	Anoka	Of	11,9	16	18	III	anomal	W3	685 ± 150
38	Thunda	Om	8,3	39	13	III	—	L	680
39	Williamstown	Om	7,5	34	19	III	IIIa	W3	660
40	Gundaring	Om	8,3	38	19	III	—	L	630
41	Treysa	Om	9,1	43	20	III	anomal	W3	620
42	Carlton	Of	13,0	9	11	anomal	anomal	W3	615
43	Mereditas	Om	7,9	40	19	III	IIIa	W3	600
44	Sanderson	Of-Om	9,7	36	18	III	IIIb	W3	590
45	Tamarugal	Om	8,5	44	22	III	IIIa	W3	585
46	San Angelo	Om	7,7	39	19	III	IIIa	W3	580
47	Trenton	Om	8,3	44	21	III	IIIa	W3	575
48	Descubridora	Om	7,7	40	20	III	IIIa	W3	510^a
49	Sacramento M.	Om	7,7	37	19	III	IIIa	W3	285
50	Glorieta Mount.	Of-P	12,0	11	13	anomal	anomal	W3	230

^a Mittelwert wahrscheinlich um 50 bis $150 \cdot 10^6$ a zu niedrig, siehe Abschnitt 3.

Tab. 6. Ni-, Ge- und Ga-Gehalte sowie Bestrahlungsalter der mittleren und feinen Oktaedrite mit Ge ≥ 1 ppm. Alle Angaben mit Ausnahme der Alter stammen von: W1 = WASSON⁴²; W3 = WASSON u. KIMBERLIN⁴⁵; G = GOLDBERG u. a.¹³; L = LOVERING u. a.¹⁴.

⁴⁸ H. WÄNKE, priv. Mitteilung.

in seiner Struktur von den „normalen“ mittleren Oktaedriten insofern, als die Anordnung der Kamazitplatten parallel zu Oktaederflächen zumindest sehr undeutlich ist. Es wird geschlossen, daß Carbo und Clark County in verschiedenen Ereignissen aus verschiedenen Ursprungsmassen herausgebrochen wurden, die sonst nicht wesentlich zur Meteoritenproduktion beigetragen haben. Allerdings haben die Meteorite Clark County, Moonbi und Saint Genevieve nach WASSON⁴² ziemlich gut übereinstimmende Ga- und Ge-Gehalte. Wir haben versucht, die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Alter von Moonbi und Saint Genevieve zu bestimmen, weil wir erwarteten, dasselbe Alter wie für Clark County zu finden. Die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Altersbestimmung mißlang jedoch in beiden Fällen (Tab. 2). Aus den von SCHULTZ und HINTENBERGER¹⁷ gemessenen Edelgasdaten für Moonbi (Tab. 2) kann aber geschlossen werden, daß Moonbi und Clark County nicht durch das gleiche Ereignis gebildet wurden.

4.2.4. Große und größte Oktaedrite sowie Hexaedrite

Die Daten für diese Meteorite sind in Tab. 7 zusammengestellt. Am auffälligsten ist bei den Og eine Altersgruppe bei $910 \cdot 10^6$ a (Nr. 52-57). Die Frage ist, ob es sich hierbei um ein einzelnes Ereignis handelt oder ob der Zufall eine Rolle gespielt hat.

Gemeinsam sind allen Meteoriten der Tab. 7 hohe Ga- und Ge-Gehalte, die allerdings um einen Faktor ≈ 2 bzw. ≈ 3 variieren. Auch hinsichtlich der Struktur besteht zwischen allen Meteoriten eine gewisse Verwandtschaft, die sich aus der Existenz des strukturellen Übergangstyps Ogg-Hk ergibt (siehe unten).

LOVERING u. a.¹⁴ unterscheiden die beiden Ga-Ge-Gruppen I und II (Tab. 3 und Abb. 6). WASSON^{44, 46} findet, daß eine Anzahl von groben Oktaedriten in eine Gruppe I zusammengefaßt werden kann (Abb. 6), während die „Zusammengehörigkeit“ der restlichen Meteorite (nur vorläufig als „Gruppe II“ bezeichnet) sehr bezweifelt werden muß. Diese Ga-Ge-Gruppe II enthält Meteorite von mindestens drei verschiedenen Strukturklassen, nämlich grobe Oktaedrite, „normale“ Hexaedrite sowie Meteorite eines Übergangstyps, der hier – abweichend von der üblichen Praxis⁴⁹ – mit Ogg-Hk bezeichnet werden soll. In der Literatur werden diese Meteorite manchmal als größte Oktaedrite (Ogg), manchmal als körnige Hexaedrite (engl. granular, daher Hgr oder Hk) bezeichnet; die Kamazitkristalle lassen im Schnitt kaum eine Orientierung parallel zu Oktaederflächen erkennen. Nach PERRY⁵⁰ stellt Ainsworth einen Vertreter dieses strukturellen Übergangstyps dar. Weitere Beispiele sind Sikhote-Alin⁵¹, Campo del Cielo, Central Missouri, Mount Joy und

Nr.	Name	Struktur-klasse	Ni %	Ge ppm	Ga ppm	Ga-Ge-Gruppe ^a	Autor	Alter 10 ⁶ a
51	Ponca Creek	Ogg ^b (–Hk ?)	5,9	145	55	II	W*	1190
52	Aroos	Og	6,7	400	88	I	W*	925
53	Ainsworth	Ogg-Hk	6,0	144	56	II	W*	920 ± 300
54	Mount Ayliff	Og ^b	6,6 ^b	—	—	—	—	920
55	Bendego	Og ^{b, c}	6,8 ^b	234	54	II	W*	910
56	Arispe	Ogg-Og ^d	6,5	260	51	anomal	W*	905
57	Odessa	Og ^b	7,5	296	75	I	W2	890
58	Bischtübe	Og ^f	8,0	238	68	I	W*	830
59	Canyon Diablo	Og ^b	7,2	328	82	I	W2	650
60	Bogou	Og	7,2	301	77	I	W*	560
61	Osseo	Ogg-Og ^d	6,4	469	92	I	W*	490
62	Sikhote-Alin	Ogg-Hk ^g	5,8	161	51	II	W*	355
63	Lombard	H ^b	—	169	57	IIb	W*	295 ± 200
64	Nocoleche	Og ^f	6,5	148	49	anomal	W*	250
65	Smithonia	H ^b	5,6 ^b	187	65	II	W*	90

^a Vorläufige Klassifizierung nach WASSON (priv. Mitteilung). ^b PRIOR u. HEY⁴⁸. ^c PERRY⁵⁰. ^d Oktaedrische Struktur gut ausgebildet (nach PERRY⁵⁰).
^e GOLDBERG u. a.¹⁵. ^f LOVERING u. a.¹⁴. ^g KRINOV⁵¹: „pieced“ octahedrite.

Tab. 7. Ni-, Ge- und Ga-Gehalte sowie Bestrahlungsalter der groben und größten Oktaedrite sowie der körnigen und „normalen“ Hexaedrite. Autoren: W2 = WASSON⁴³, W* = WASSON, priv. Mitteilung.

⁴⁹ G. T. PRIOR u. M. H. HEY, Catalogue of Meteorites, London, British Museum, 1953.

⁵⁰ S. H. PERRY, The Metallography of Meteoric Iron, U.S. National Museum Bulletin 184, Washington 1944.

⁵¹ E. L. KRINOV, Principles of Meteorites, Pergamon Press, Oxford 1960.

Sandia Mountains. Aus einer Abbildung des Meteoriten Ponca Creek im NININGER-Katalog⁵² (Plate V, Nr. 13) wird geschlossen (mit Vorbehalten wegen der geringen Bildqualität), daß auch dieser Meteorit dazugehört.

Die in Tab. 7 mit Ogg-Og bezeichneten Meteorite Arispe und Osseo sind dagegen nach PERRY⁵⁰ größte Oktaedrite, die eine klare Anordnung der Kamazitplatten parallel zu Oktaederflächen erkennen lassen; auch sonst sind keine strukturellen oder chemischen Besonderheiten bei diesen Ogg-Og festzustellen, die Veranlassung geben könnten, sie als eine besondere Strukturklasse scharf von den normalen groben Oktaedriten Og abzugrenzen.

Die Altersgruppe bei $910 \cdot 10^6$ a besteht demnach aus Mitgliedern von 3 verschiedenen Unterklassen: den Og I Aroos und Odessa, dem Ogg-Hk Ainsworth (mit Vorbehalt wegen der großen Fehler) und den mehr oder weniger „normalen“ Og Mount Ayliff, Bendegó und Arispe, die nicht zu Og I gehören. Hieraus allein kann jedoch noch nicht geschlossen werden, daß diese Meteorite nicht aus derselben Ursprungsmasse stammen und deshalb auch nicht im selben Ereignis gebildet worden sein können; auch bei den Om III enthalten ja die beiden Altersgruppen bei 600 und $700 \cdot 10^6$ a Mitglieder der Untergruppen IIIa und IIIb, ohne daß man eine Zusammengehörigkeit anzweifeln kann. Bei den Og ist die Situation jedoch noch etwas anders: hier hat die Gruppe Og I für sich eine kontinuierliche Altersverteilung, während die Meteorite Mount Ayliff, Bendegó und Arispe eine Altersgruppe bilden. Man kann daher auch argumentieren, daß die Übereinstimmung der Alter der Og I Aroos und Odessa mit denen von Mount Ayliff, Bendegó und Arispe ebenso zufällig ist wie die Übereinstimmung aller dieser Alter mit denen der Ataxite Tlacotepec und Klondike.

Offensichtlich muß dieses Problem durch Analysen und Altersbestimmungen weiterer grober Oktaedrite geklärt werden.

Die Altersbestimmungen an den „normalen“ Hexaedriten Lombard und Smithonia sind für diese Meteoritenklasse nicht repräsentativ. Es wird auf Abschnitt 4.3 verwiesen.

4.3. Vermutliche Abweichungen der gemessenen Altersverteilungen von den wahren Verteilungen

Zur Beantwortung der Frage, ob die Altersverteilungen in Abb. 5 die wahren Verhältnisse deshalb nicht richtig wiedergeben, weil die Versuche zur

$^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Altersbestimmung bei einigen Proben zu keinem Ergebnis führten, haben SCHULTZ und HINTERBERGER¹⁷ die spallogenen Edelgase in einigen dieser Proben gemessen, so daß die Bestrahlungsalter abgeschätzt werden können (Tab. 2); dieses Programm konnte jedoch noch nicht abgeschlossen werden. Es ergab sich bisher folgendes: Bei den D waren die Mißerfolge bei der $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Altersbestimmung in 3 von 4 Fällen dadurch bedingt, daß die Alter für diese Methode zu klein waren (Nr. 15 und 24 bis 26 der Tab. 5). In der Diskussion der Ergebnisse sind aber die aus den Edelgasdaten folgenden Alterswerte für diese 4 Ataxite mit berücksichtigt worden. Bei den Om und Of sind die Mißerfolge bei der $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Altersbestimmung dagegen in der Mehrzahl der Fälle nicht durch sehr niedrige Alter bedingt, sondern durch einen zu hohen Gehalt dieser Meteorite an gewöhnlichem Kalium oder durch Einschlüsse. Über die Og und Hk kann nichts dergleichen ausgesagt werden, da noch keine Edelgasanalysen der entsprechenden Proben durchgeführt wurden; es ist also durchaus möglich, daß es mehr Og und Hk mit kleinen Bestrahlungsaltern gibt als es die Verteilungen in Abb. 5 und in Tab. 7 erkennen lassen. Trotzdem kann auf Grund einer Analyse der Zahlen in Tab. 8 ausgeschlossen werden, daß die in Abb. 5 unten gezeigte Altersverteilung für Eisenmeteorite aller Klassen nur wegen der Mißerfolge bei einigen $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -

Struktur- klasse	Häufigkeit ^a		Erfolgreich untersuchte Meteorite		Nicht erfolgreich untersuchte Meteorite Anzahl
	Anzahl	%	Anzahl	% ^b	
H	66	14	2	3	1
Og +					
Ogg + Hk	107	22	13	20	4
Om	181	37	18	28	8
Of + Off	81	17	15	23	10
Ob	14	3	0	0	0
D	33	7	17 ^c	26	4 ^c
Summen	482	100	65	100	27

^a Nach PRIOR u. HEY⁴⁹ ohne Berücksichtigung der nicht klassifizierten Meteorite.

^b Bezogen auf die Gesamtzahl 65 der erfolgreich untersuchten Meteorite.

^c In der Zahl 17 für die erfolgreich untersuchten Ataxite sind die 4 Ataxite enthalten, die nach der $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode nicht datiert werden konnten, weil für diese Meteorite Edelgas-Alterswerte bei der Diskussion mit berücksichtigt werden.

Tab. 8. Häufigkeit der bekannten, der erfolgreich untersuchten und der nicht erfolgreich untersuchten Eisenmeteorite in den einzelnen Strukturklassen.

⁵² H. H. u. A. D. NININGER, The Nininger Collection of Meteorites, Winslow, Arizona, 1950.

Altersbestimmungen wesentlich von der wahren Verteilung abweicht.

Eine solche Abweichung besteht jedoch sicherlich aus einem anderen Grund: In Tab. 8 sind die absoluten und relativen Häufigkeiten der Meteorite in den einzelnen Strukturklassen mit den entsprechenden Zahlen für die erfolgreich und nicht erfolgreich untersuchten Meteorite verglichen. Danach war die Probenauswahl nicht repräsentativ für die Gesamtheit der Eisenmeteorite. Es sind insbesondere wesentlich zu wenig „normale“ (d. h. nicht-körnige) Hexaedrite gemessen worden. Aus Edelgasdaten ist seit langem bekannt, daß die Bestrahlungsalter der normalen Hexaedrite i. a. sehr klein sind^{6, 12, 16, 53}. Da aus diesem Grund die Bestimmung der Altersverteilung nach der $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode nicht aussichtsreich erschien, haben wir auf die Beschaffung und Untersuchung einer größeren Zahl von Hexaedrit-Proben verzichtet. Nach WÄNKE⁶ fällt die Altersverteilung für Hexaedrite mit dem Alter schnell ab; mehr als die Hälfte der Hexaedrite hat ein Bestrahlungsalter von weniger als $100 \cdot 10^6$ a. Auch die Anzahl der untersuchten Om entspricht nicht ganz der relativen Häufigkeit dieser Meteorite. Dagegen sind die Of und D wesentlich besser untersucht als es ihrer relativen Häufigkeit entspricht. Es wird daraus geschlossen, daß die wahre Altersverteilung für Eisenmeteorite von der im unteren Teil der Abb. 5 dargestellten vor allem insofern abweicht, als sie mehr Meteorite zwischen etwa Null und $300 \cdot 10^6$ a enthält („normale“ Hexaedrite mit einem mittleren Alter von $50 - 100 \cdot 10^6$ a und schnell nach höheren Altern abfallender Verteilung) und mehr Meteorite mit Alters von 600 und $700 \cdot 10^6$ a (Om III). Der durch die D gegebene kontinuierliche „Untergrund“ sowie die Altersgruppe bei $400 \cdot 10^6$ a (Of IVa) haben dagegen in der wahren Verteilung ein etwas geringeres Gewicht als in Abb. 5.

Zusätzlich sei darauf hingewiesen, daß Meteorite mit „ausnahmsweise“ niedrigen Altern, die – wie z. B. Sacramento Mountains – zu einer Meteoritenklasse mit sehr ausgeprägter Bildung von Altersgruppen gehören, nicht ganz so selten sind, wie es nach Abb. 5 erscheinen mag. So gehören die Om Roebourne und Ruff's Mountain nach Ga-Ge-Analysen von BUCHWALD⁵⁴ bzw. WASSON und KIMBERLIN⁴⁵ zur Ga-Ge-Gruppe III und haben doch nach

Messungen von SCHULTZ⁵⁵ ein niedriges Bestrahlungsalter von weniger als $300 \cdot 10^6$ a. Über das anomal niedrige Bestrahlungsalter von $16 \cdot 10^6$ a des Og Bahjoi berichtet COBB⁵⁶. Es wird jedoch nicht erwartet, daß derartige Meteorite einen sehr wesentlichen Beitrag zur Gesamtverteilung der Bestrahlungsalter liefern.

4.4. Kontinuierliche Altersverteilungen und Altersgruppen, ein Unterschied von grundsätzlicher Bedeutung

Die Existenz der hinsichtlich ihrer strukturellen und chemischen Klassifizierungsmerkmale ziemlich gut definierten Meteoritengruppen weist darauf hin, daß verschiedene größere Eisennickelmassen bei unterschiedlichen und jeweils recht spezifischen Bedingungen durch getrennte Silikat-Metall-Faktionierungsprozesse entstanden sein müssen. Einige dieser größeren Massen, die hier als Meteoriten-„Ursprungsmassen“ bezeichnet seien, sind nach Abschluß des Faktionierungsprozesses, wenn auch nicht vollständig, so doch weitgehend einheitlich hinsichtlich ihrer Struktur und chemischen Zusammensetzung. Die Existenz von Altersgruppen bestätigt diese z. B. auch von LOVERING u. a.¹⁴ sowie von WASSON^{42, 43} vertretene Auffassung insofern, als sie beweist, daß einige dieser vermuteten Ursprungsmassen nicht nur genetisch, sondern auch räumlich zusammenhängende Gebilde sind. Denn die einzige wahrscheinliche Erklärung für die Altersgruppen ist, daß derartige Ursprungsmassen oder größere Fragmente dieser Massen in einzelnen „katastrophalen“ Stoßprozessen teilweise oder vollständig zertrümmert worden sind.

Selbstverständlich ist das Konzept der Ursprungsmasse auch auf die Ataxite, Og I-Meteorite und Hexaedrite mit ihren kontinuierlichen Altersverteilungen anzuwenden. Damit ergibt sich aber die wichtige Frage: Wieviel sagt der Unterschied zwischen kontinuierlichen und diskontinuierlichen Altersverteilungen über die Ursprungsmassen aus?

Man könnte die Ergebnisse über die Bestrahlungsalter in der einfachsten Weise so beschreiben, daß jede Ursprungsmasse, die überhaupt einen größeren Beitrag zum irdischen Meteoriteinfall liefert, diesen Beitrag infolge einer größeren Zahl von Kollisionen und Zertrümmerungereignissen liefert; dabei können einzelne Ereignisse in ihrer Meteoriten-

⁵³ C. A. BAUER, J. Geophys. Res. **68**, 6043 [1963].

⁵⁴ V. F. BUCHWALD, priv. Mitteilung.

⁵⁵ L. SCHULTZ, Earth and Planetary Sci. Lett. (in Vorbereitung).

⁵⁶ J. C. COBB, Science **151**, 1524 [1966].

ausbeute außerordentlich stark dominieren. Diese Beschreibung würde auch das Auftreten anomaler Alter wie z. B. für Maria Elena, Mungindi und Delegate „erklären“, ohne daß eventuell künstlich erscheinende Zusatzannahmen (wie z. B. in Abschnitt 5.2) gemacht werden müßten. Außerdem paßt diese Beschreibung auch genau für die Verteilungen der Bestrahlungsalter der verschiedenen Klassen von Steinmeteoriten (siehe z. B. die Abb. 1 bis 4 bei WÄNKE⁵⁷). Aber gerade der Vergleich mit diesen Verteilungen macht deutlich, daß die Situation bei den Eisenmeteoriten doch anders ist: die Altersgruppen sind bei den Eisenmeteoriten stärker isoliert, die kontinuierlichen Verteilungen kontinuierlicher; der Unterschied zwischen den beiden Arten von Altersverteilungen bei den Eisenmeteoriten ist sehr ausgeprägt, während die Verteilungen für die verschiedenen Klassen der Steinmeteorite bei allen Unterschieden doch die gleiche Kollisions-Statistik erkennen lassen. Es ist also bei den Eisenmeteoriten viel schwieriger, die Unterschiede der Altersverteilungen als ein lediglich statistisches Ergebnis zu deuten.

Man könnte ferner versucht sein, die quasi-kontinuierliche und die katastrophante Produktion von Meteoriten lediglich als zwei verschiedene Phasen einer allgemein gültigen Zerstörungsgeschichte von „durchschnittlichen Ursprungsmassen“ anzusehen. Dann würden sich z. B. die Ursprungsmassen der Meteorite Om III und Of IVa während der letzten Milliarden Jahre in einer frühen Phase dieser Entwicklung, die Ursprungsmassen der Hexaedrite, Ataxite und Og I in einer späten Phase befunden haben. Aber auch dieser Gedanke führt nicht zur Erklärung der experimentellen Befunde. Man muß vielmehr annehmen, daß sich die Ursprungsmassen in wesentlichen Eigenschaften unterschieden haben müssen: z. B. in ihrer räumlichen Verteilung und Häufigkeit innerhalb der Mutterkörper, in ihrer Größe, in ihrer Zerbrechlichkeit oder anderen Eigenschaften.

Die Art der Altersverteilung ist demnach bereits durch die Natur der Metall-Silikat-Fraktionierungsprozesse vorgegeben, die zur Bildung der Ursprungsmasse geführt haben.

Hierfür gibt es auch folgenden Hinweis: die Meteorite, die vorzugsweise in Altersgruppen auftreten (Of IVa, Om III) bilden im Ga – Ge-Diagramm Abb. 6 vorzugsweise enge Gruppen („Haufen“) von Meßpunkten. Die Meßpunkte für die Meteoritengruppen mit quasi-kontinuierlichen Altersverteilun-

gen (D, Og I) verteilen sich dagegen gesetzmäßig (entlang von Geraden) über einen größeren Konzentrationsbereich in Gallium und Germanium.

5. Über die Herkunft der Eisenmeteorite

Aus den Überlegungen in Abschnitt 4.4 geht hervor, daß die Ursprungsmassen der Meteoritenklassen mit kontinuierlichen Altersverteilungen (H, Og I, D) anders beschaffen gewesen sein müssen als die Ursprungsmassen der Klassen mit augeprägten Altersgruppen (Of IVa, Om III). Dementsprechend sind die zur Erklärung der experimentellen Befunde entwickelten Vorstellungen über die Ursprungsmassen, Mutterkörper und Entstehung der H, Og I und D von den entsprechenden, die Of IVa und Om III betreffenden Vorstellungen in wesentlichen Punkten verschieden. Die Herkunft der H, Og I und D wird in Abschnitt 5.1, die der Of IVa und Om III in Abschnitt 5.2 behandelt.

Unsere Vorstellungen berücksichtigen selbstverständlich eine Fülle experimenteller Ergebnisse aus anderen Laboratorien sowie von anderen Autoren stammende Theorien zur Entstehung der Meteorite. Diese Ergebnisse und Theorien sind zusammen mit einigen weiteren Überlegungen in Abschnitt 5.3 als „Erläuterungen“ zusammengestellt. In den Abschnitten 5.1 und 5.2 wird jeweils durch hochgestellte große Buchstaben auf die zugehörige Erläuterung verwiesen. Zusätzlich sei aber besonders auf den neueren zusammenfassenden Bericht von WÄNKE⁶ hingewiesen.

Es ist auch selbstverständlich, daß unsere Vorstellungen in vielfacher Hinsicht weiterer Prüfung bedürfen. Dies gilt in besonderem Maße für die Aussagen, die die groben Oktaedrite und die Meteorite des Typs Ogg-Hk betreffen, weil hier die Situation wegen Mangels an experimentellen Daten noch weitgehend ungeklärt ist (siehe Abschnitt 4.2.4). In Abschnitt 5.4 wird diese Problematik gesondert diskutiert.

5.1. Ursprungsmassen, Herkunft und Entstehung der Meteorite mit kontinuierlichen Altersverteilungen: H, Og I, D

Es werden der Mond als Mutterkörper der Hexaedrite (ausgenommen die Hk), Mars als Mutterkörper der groben Oktaedrite der Ga – Ge-Gruppe I und einige Asteroide (Apollo- und Mars-Asteroide) als Mutterkörper der nickelreichen Ataxite an-

⁵⁷ H. WÄNKE, Z. Naturforschg. 21a, 93 [1966].

gesehen ^{A, B, C}. Es wird angenommen, daß diese Körper in ihren hauptsächlich aus silikatischem Material bestehenden Oberflächenschichten eine Vielzahl einander ähnlicher, relativ kleiner Nickeleiseneinschlüsse, sogenannter „pools“, enthalten ^{D, E}. In den räumlich voneinander getrennten „pools“ ein und desselben Körpers sind die Konzentrationen an Ga und Ge nicht notwendigerweise genau gleich; sie können z. B. von der Größe der „pools“ abhängen. Wegen der ähnlichen Entstehungsbedingungen unterscheiden sich die „pools“ innerhalb eines Körpers hinsichtlich ihrer Ga- und Ge-Gehalte in gesetzmäßiger Weise voneinander (siehe Bemerkung am Ende von Abschnitt 4.4).

Die „pools“ werden als die Ursprungsmassen der H, Og I und D angesehen. Es handelt sich also keineswegs um kompakte, zusammenhängende Massen. Die Bedingungen der Entstehung und damit die Eigenschaften dieser Ursprungsmassen sind von Mutterkörper zu Mutterkörper natürlich in stärkerem Maße voneinander verschieden als die Entstehungsbedingungen und Eigenschaften der verschiedenen „pools“ innerhalb der Oberflächenschicht ein und desselben Körpers.

Die Ursprungsmassen der Ataxite sind hinsichtlich aller Eigenschaften, in besonderem Maße aber hinsichtlich ihres Ga- und Ge-Gehaltes wesentlich weniger einheitlich als die der Og I und Hexaedrite. Das mag damit zusammenhängen, daß eine größere Zahl verschiedener Asteroide zur Lieferung der Ataxite beiträgt. Zusätzlich kann man – auf Grund der Existenz von Asteroidenfamilien – annehmen, daß manche Asteroide Fragmente größerer „Protoasteroide“ sind, so daß an den Bruchflächen Material zu Tage tritt, das ursprünglich im Protoasteroiden sehr tief gelegen hat und das „pools“ größeren Alters und anderer Beschaffenheit enthält als die Oberflächenschicht des Protoasteroiden.

Die Eisenmeteorite der Klassen H, Og I und D werden aus den Oberflächenschichten der genannten Mutterkörper in einer Vielzahl von kraterbildenden Einschlägen größerer Körper, insbesondere von Kometen freigesetzt ^F. Da die „pools“ nicht dicht nebeneinander liegen und vielleicht nicht jedesmal ein „pool“ getroffen wird, trägt wahrscheinlich nicht jede Kollision zur Produktion von Eisenmeteoriten bei. Vor allem ist aber die Ausbeute an Eisenmeteoriten bei jedem Ereignis i. allg. relativ klein, da es sich bei den „pools“ nur um relativ kleine Massen handelt

A B C... Erläuterungen (Abschn. 5.3).

und da die hohe benötigte Entweichgeschwindigkeit für Mond- und Marsfragmente den Austritt größerer Materialmengen in den Raum nicht zuläßt. Aus der Verteilung der Bestrahlungsalter der Steinmeteorite kann man andererseits schließen, daß mindestens alle 10 Millionen Jahre ein solches kraterbildendes Ereignis stattfindet ^G. Auf Grund des vergleichsweise bescheidenen zeitlichen Auflösungsvermögens der $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode (und aller anderen Methoden zur Bestimmung der Bestrahlungsalter älterer Eisenmeteorite) muß deshalb die Altersverteilung für diese Meteoritenklassen kontinuierlich erscheinen.

Mit Sicherheit werden bei diesen Kollisionen auch silikatische Kraterejekta als Steinmeteorite produziert (Bronzit-Chondrite vom Mond, Hypersten-Chondrite vom Mars ^G). Infolge mehrfacher Stöße mit anderen Körpern und wegen ihrer größeren Zerbrechlichkeit erreichen sie im interplanetaren Raum bei weitem nicht die Lebensdauer der Eisenmeteorite ^{H, I}.

Außer durch mehrfache Stöße ist die Lebensdauer auch infolge des Einfangs durch Planeten begrenzt. Da die aus der Mondoberfläche und aus dem Gravitationsfeld des Systems Erde-Mond herausgeschleuderten Meteorite (Hexaedrite) auf ihrer Umlaufbahn um die Sonne die Erdbahn kreuzen, ist ihre mittlere Lebensdauer gegen Einfang durch die Erde gering (etwa 100 Millionen Jahre) ^J. Die Bahnen der von den Marsasteroiden und vom Mars stammenden Meteoriten sind dagegen i. allg. zunächst nicht erdbahnkreuzend; sie werden es erst durch Störungen etwa infolge naher Vorbeigänge am Mars ^J. Für die mittleren Lebensdauern der Ataxite ergibt sich (als Mittelwert der Bestrahlungsalter) eine Lebensdauer von $550 \cdot 10^6$ a, für die Og I von $700 \cdot 10^6$ a. Die Startbedingungen für Einfang durch die Erde werden im Mittel offensichtlich in der Reihenfolge Mond – Marsasteroide – Mars immer ungünstiger.

5.2. Ursprungsmassen, Herkunft und Entstehung der Meteorite mit ausgeprägten Altersgruppen: Om III, Of IVa

Aus der Altersgruppierung und der besonders guten Einheitlichkeit der strukturellen und chemischen Beschaffenheitsmerkmale dieser Meteorite kann geschlossen werden, daß es sich bei den Ursprungsmassen der Om III und Of IVa um zwei verschiedene, kompakte und größere Metallmassen handelt, von denen jede hinsichtlich ihrer physikalischen und chemischen Eigenschaften weitgehend homogen ist.

Auch diese Metallmassen sind durch Fraktionierungs-vorgänge aus silikathaltigem Material entstanden. Besonders im Übergangsgebiet zur Silikatzone wird das Material eine vergleichsweise kurze Zeit als Metallschmelze vorgelegen haben. Es wäre daher nicht verwunderlich, wenn sich das Material dieser Übergangszonen hinsichtlich seiner Struktur und chemischen Zusammensetzung vom Material im Inneren der Ursprungsmasse merklich unterscheidet.

Es ist äußerst unwahrscheinlich, daß die Nickelseisenmassen zum Zeitpunkt der Entstehung der einzelnen Meteoritengruppen gleichen Bestrahlungsalters noch allseitig von dicken Schichten aus Silikatmaterie umgeben waren, aus der sie ausgeschieden worden sind. Solche Schichten hätten als Polster gewirkt und die Zersplitterung der Metallmassen in eine große Zahl von Meteoriten verhindert ^K.

Die Oberflächen von Mond und Mars, aber auch die Oberflächen der „Protoasteroide“ scheiden als Quellen für diese Meteorite mit größter Wahrscheinlichkeit aus, da kaum erwartet werden kann, daß man genügend große Metallblöcke direkt unter der Oberfläche dieser Körper finden kann.

Bei den Mutterkörpern dürfte es sich vielmehr um *Fragmente* von Protoasteroiden handeln, deren Oberflächen wenigstens teilweise rein metallisch sind ^{L, M}. Die Zersplitterung der Ursprungsmasse erfolgte dann z. B. durch den Aufprall und das Eindringen eines Kometen auf bzw. in eine solche metallische Oberfläche, wobei aber höchstens *Oberflächenmaterial* aus der ferneren Umgebung des Kollisionszentrums die Katastrophe in Form strukturell weitgehend ungestörter Fragmente überlebt haben dürfte.

Eine andere Erklärungsmöglichkeit wäre die, daß die Ursprungsmasse jeder Altersgruppe zum Zeitpunkt der Katastrophe ein im wesentlichen nur aus Nickeleisen bestehendes Projektil darstellte, das mit hoher Geschwindigkeit auf einen anderen größeren Asteroiden aufgeprallt ist. In diesem Fall würde die gesamte Masse bis auf eine Oberflächenschicht auf der Rückseite verdampft und zerstäubt. Lediglich die äußerste Oberflächenschicht auf der Rückseite des Projektils von vielleicht einigen Metern Mächtigkeit könnte die Katastrophe in Form von strukturell weitgehend ungestörten, in den Raum hinausgeschleuderten Fragmenten überleben ^N.

Dies könnte ein Hinweis sein, daß die Meteorite Maria Elena, insbesondere aber Mungindi und Delegate ebenfalls bei den Hauptereignissen vor 400 bzw. $700 \cdot 10^6$ a als Fragmente gebildet wurden und daß ihre Bestrahlungsdauer mit 745 bzw. 820 und $775 \cdot 10^6$ a nur deshalb anomal hoch sind, weil sie schon vor der Katastrophe längere Zeit an der Oberfläche ihrer Mutterkörper der kosmischen Strahlung ausgesetzt waren ^O. Für Mungindi und Delegate drängt sich diese Deutung in besonderem Maße auf, weil die Altersanomalie gering ist.

Das Vorkommen von Meteoriten mit anomal niedrigen Altern ^P ist vergleichsweise einfach zu erklären: wenn es schon viele Fragmente einer Ursprungsmasse gibt, werden durch Vielfachstöße immer neue, kleinere Fragmente gebildet, evtl. auch solche, die zuvor stark gegen die kosmische Strahlung abgeschirmt waren ^Q.

Es ist selbstverständlich, daß reine Metallocberflächen nur einen äußerst kleinen Bruchteil der Gesamtobерfläche der überhaupt als Meteoritenlieferant in Frage kommenden planetarischen Materie ausmachen. Prozesse der geschilderten Art sind daher – in Übereinstimmung mit unseren Ergebnissen – äußerst selten. Wenn trotzdem etwa 50% aller Eisenmeteorite (Tab. 8) bei nur drei derartigen Prozessen entstanden sind, ist das auf die große Meteoritenausbeute jedes Einzelprozesses zurückzuführen. Hier spielt wohl auch die Tatsache eine Rolle, daß die Gravitationsanziehung der Asteroidenfragmente vernachlässigbar klein ist.

5.3. Erläuterungen zu den Abschnitten 5.1 und 5.2

A Aus Untersuchungen von ARNOLD ^{58, 59} über die mittleren Lebensdauern von Meteoriten im interplanetaren Raum muß geschlossen werden, daß *höchstens* die folgenden Objekte als *wesentliche* Quellen für Meteorite in Frage kommen: Mond, Apollo-Asteroid, Mars-Asteroid, Mars.

B WÄNKE ⁶ schließt unter anderem aus Bestrahlungsaltern, daß die Hexaedrite (mit niedrigen Bestrahlungsaltern von größtenteils $100 \cdot 10^6$ a) vom Mond kommen, daher sofort nach ihrer Entstehung erdbahnkreuzende Bahnen haben und relativ schnell von der Erde eingefangen werden. Für die Og I und D mit ihren hohen Bestrahlungsaltern müssen somit andere Mutterkörper in Betracht gezogen werden.

C Die Og I und H sind einander chemisch und strukturell ähnlicher als die Og I und D. Die Og I müssen daher unter (relativ) ähnlichen Bedingungen entstan-

⁵⁸ J. R. ARNOLD, in Isotopic and Cosmic Chemistry, Amsterdam, North Holland Publ. Co., 1964.

⁵⁹ J. R. ARNOLD, Astrophys. J. **141**, 1536 u. 1548 [1965].

den sein wie die H. Ähnliche Bedingungen wie auf dem Mond herrschen am ehesten auf dem Mars.

D Nach UREY⁶⁰ könnten sich die Oberflächenschichten des Mondes und anderer planetarischer Körper etwa gegen Ende des Akkumulationsprozesses der Mondmaterie infolge eines intensiven Bombardements mit Körpern verschiedener Größe erwärmt haben, wobei die Erwärmung in den Kollisionszentren zum Schmelzen des Material führte. Dabei hat sich metallisches Nickeleisen in kleineren und größeren "pools" angesammelt, die von Zonen achondritischer Zusammensetzung umgeben sind. UREY³ nimmt an, daß die nicht vollständig fraktionierten planetarischen Körper (wie etwa die Asteroide) auch im Inneren derartige Nickeleisen-Einschüsse enthalten (Rosinenkuchen-Modell).

E CECH⁶¹ schließt aus dem Vorkommen kantiger Hohlräume und Einschlüsse in dem Ataxiten Washington County, daß das Metall dieses Meteoriten schnell erkaltet ist. HINTENBERGER und WÄNKE³² nehmen zur Erklärung des Uredelgasgehaltes von Washington County an, daß das Material dieses Ataxiten aus einem Uredelgas-haltigen, vermutlich chondritischen Material in einem sehr plötzlichen Prozeß erschmolzen wurde, wobei das Uredelgas nicht entweichen konnte. Dieser Prozeß könnte durch den Einschlag eines Körpers in das kalte Uredelgas-haltige Material eingeleitet worden sein. Bei der Bildung der pools auf Mond und Mars dürfte die Umgebungstemperatur höher gewesen sein.

F Die Frage, ob die Kraterejekta von Mond und Mars genügend beschleunigt werden können, ist unterschiedlich beantwortet worden (ANDERS¹, UREY⁴ und WÄNKE⁶). Bei Kometeneinschlägen können die Geschwindigkeiten nach LIN⁶² beträchtlich über der Entweichgeschwindigkeit des Mars liegen.

G WÄNKE^{6, 57}. Aus den Unterschieden in der Fall- und Fundstatistik sowie in den mittleren terrestrischen Altern für Stein- und Eisenmeteorite kann geschlossen werden, daß die Häufigkeitsverhältnisse Bronzit-Chondrite/Hexaedrite und Hypersthen-Chondrite/grobe Oktaedrite außerordentlich hoch liegen; d. h. die „Steinphase“ überwiegt (erwartungsgemäß) in den Oberflächenschichten von Mond und Mars. Diese Häufigkeitsverhältnisse werden jedoch von zuvielen Parametern bestimmt als daß hieraus jetzt schon quantitative Schlüsse über die Mond- bzw. Mars-„Geologie“ gezogen werden könnten.

H Es gibt kaum Steinmeteorite mit Bestrahlungsaltern über $100 \cdot 10^6$ a. Das kann dadurch erklärt werden, daß Steinmeteorite infolge häufiger Kollisionen im interplanetaren Raum wegen ihrer leichteren Zerbrechlichkeit wesentlich schneller zerstört werden als Eisenmeteorite (EBERHARDT u. HESS⁶³). ARNOLD⁵⁹ weist allerdings darauf hin, daß hierfür die Dichte des

Materials im interplanetaren Raum so hoch sein müßte, daß man das Material am Nachthimmel als Band in der Ekliptik sehen müßte, und daß dieses Problem demnach noch keineswegs als gelöst angesehen werden könnte. FISHER^{63a} macht die Raumerosion für die niedrigen Maximalalter der Steinmeteorite verantwortlich.

I Nach VILCEK u. WÄNKE^{6, 19}, LIPSCHUTZ u. a.²⁰ sowie HEYMANN u. a.³⁵ gibt es von großen Eisenmeteoriten wie z. B. Sikhote-Alin, Canyon Diablo, Odessa, Arispe und Toluca, nach ZÄHRINGER⁶⁴ auch von dem Steinmeteoriten New Concord Proben mit außerordentlich unterschiedlichen Bestrahlungsaltern. Auch dies zeigt, daß Kollisionen und Zerstreuungsprozesse unter Bildung frischer (vorher unbestrahlter) Oberflächen im interplanetaren Raum überraschend häufig vorkommen.

J ARNOLD^{58, 59}, WÄNKE⁶, siehe auch Abschnitt 5.6.

K Entsprechend einer Rechnung von ANDERS¹ kann man abschätzen, daß alle Meteorite einer typischen Altersgruppe zusammengenommen eine Nickeleisenmasse ergeben, die einer Kugel mit einem Durchmesser von einigen km entspricht.

L Zur Erklärung des Vorkommens von Eisenmeteoriten wird häufig angenommen, daß Asteroide (oder besser: Protoasteroide) einen Nickeleisenkern besitzen. Dieser Kern könnte sich infolge einer starken Erhitzung des Asteroiden auf Grund des Zerfalls radioaktiver Nuclide wie z. B. ^{26}Al gebildet haben (FISH, GOLES u. ANDERS⁶⁵). Wie immer man dieses Modell beurteilen mag, muß es auf Grund unserer Ergebnisse als erwiesen gelten, daß größere kompakte Nickeleisenblöcke existieren. Die Existenz der Ga-Ge-Untergruppen III a und III b nach WASSON und KIMBERLIN⁴⁵ weist allerdings auf einen komplizierteren Aufbau des entsprechenden Metallblocks hin, der mit dem Modell des Nickeleisenkerns nicht recht in Einklang zu bringen ist.

M Auch die Bestrahlungsalter der Om III und Of IVa sind mit der Annahme verträglich, daß es sich bei den Mutterkörpern um Mars-Asteroide handelt.

N Nach HEYMANN, LIPSCHUTZ, NIELSON und ANDERS³³ stammen etwa 80% aller Fragmente des Meteoriten Canyon Diablo aus einer oberflächennahen Zone des Meteoriten von weniger als 2 m Tiefe; da diese Zone aber nur etwa 12 bis 38% des Meteoritenvolumens ausgemacht haben kann, muß der größte Teil des Meteoriten beim Aufprall auf die Erde völlig zerstört worden sein. Nach ÖPIK⁶⁶ können nur die rückseitigen Oberflächenzonen des Projektils eine kosmische Kollision überleben, während die Hauptmasse verdampft oder pulverisiert wird.

O Nach den Überlegungen unter K ist dies unwahrscheinlich, nach den Überlegungen unter N wahrscheinlich.

⁶⁰ H. C. UREY, *The Planets*, Yale Univ. Press, New Haven 1952.

⁶¹ R. E. CECH, *Geochim. Cosmochim. Acta* **26**, 993 [1962].

⁶² S. C. LIN, *J. Geophys. Res.* **71**, 2427 [1966].

⁶³ P. EBERHARDT u. D. C. HESS, *Astrophys. J.* **131**, 38 [1960].

^{63a} D. E. FISHER, *J. Geophys. Res.* **71**, 3251 [1966].

⁶⁴ J. ZÄHRINGER, *Meteoritica* 1966.

⁶⁵ R. A. FISH, G. G. GOLES u. E. ANDERS, *Astrophys. J.* **132**, 243 [1960].

⁶⁶ E. J. ÖPIK, *Notes on the theory of impact craters*, Proc. Geophys. Lab. – Lawrence Radiation Lab. Cratering Symp., Washington, D.C., March 28–29, 1961. Lawrence Radiation Lab. Rept. UCRL-6438 [1961].

P Duchesne, Glorieta Mountains, Sacramento Mountains, Roebourne, Ruff's Mountain.

Q Zur Frage der Häufigkeit derartiger kleinerer Kollisionen: siehe H und I

5.4. Die Meteorite der Gruppen Og II, Og-anomal und Ogg-Hk II

Wenn sich die aus der Existenz der Altersgruppe bei $910 \cdot 10^6$ a und der Ähnlichkeit aller Og und Ogg-Hk ergebende Annahme als richtig erweisen sollte, daß alle diese Meteorite trotz gewisser Unterschiede aus einer einzigen Ursprungsmasse stammen, dann wäre der Mars nach unseren Vorstellungen der Mutterkörper aller in Tab. 7 aufgeführten Meteorite mit Ausnahme der beiden „normalen“ Hexaedrite. Dann müßte es in den Oberflächenschichten des Mars „pools“ verschiedener Art geben und besonders große Ereignisse, wie das vor $910 \cdot 10^6$ a, müßten Fragmente aus den vermutlich besonders tiefliegenden oder besonders großen Mars-„pools“ liefern können, aus denen die Ogg-Hk sowie Mount Ayliff, Bendegó und Arispe vermutlich stammen. Auch Ponca Creek und Sikhote-Alin würden dann aus tieferliegenden oder besonders großen Mars-„pools“ stammen. Ferner könnte man erwarten, daß es ähnlich wie auf dem Mars tieferliegende und große Mond-„pools“ gibt, die Meteorite des Strukturtyps Ogg-Hk geliefert haben.

Von besonderem Interesse sind in diesem Zusammenhang die silikathaltigen Einschlüsse. Bei den aus den Oberflächenschichten von Mond und Mars stammenden Eisenmeteoriten dürften diese Einschlüsse Proben der die „pools“ umgebenden silikathaltigen Zonen darstellen. Nach PARK, BUNCH und MASSALSKI⁶⁷ haben von 8 Eisenmeteoriten genau die drei, die nach unserer Auffassung aus Mars- oder Mond-„pools“ der Oberflächenschichten kommen, ähnliche und charakteristische Einschlüsse; es handelt sich um Campo del Cielo (Ogg-Hk), Odessa (Og I_W) und Linwood (Og I_L, siehe¹⁵). Nach PARK u. a. weist die Textur der Mineraleinschlüsse an den Grenzen zwischen Metall- und Silikatphase auf eine schnelle Erhitzung der „Gesteinsbrocken“ und eine schnelle Abkühlung hin, die keine Einstellung von chemischen Gleichgewichtsverteilungen erlaubte. Die Verfestigung der knollenartigen Einschlüsse in Odessa erfolgte nach MARSHALL und KEIL⁶⁸ in Gegenwart eines Gravitationsfeldes. Dies ist alles mit UREY's

„pool“-Modell verträglich, aber nicht mit dem Modell eines großen, sich relativ langsam abkühlenden Nickeleisen-Kerns in einem Protoasteroiden von einigen 100 km Durchmesser.

Es reizt natürlich zu Widersprüchen, daß ausgerechnet der Mars und der Mond mit den höchsten Entweichgeschwindigkeiten die Mehrzahl der bekannten großen Meteorite geliefert haben sollen: z. B. Arispe, Odessa, Canyon Diablo, Sikhote-Alin, Campo del Cielo. Andererseits kann man erwarten, daß statistisch gewisse raum-zeitlich-energetische Ähnlichkeitsgesetze herrschen, nach denen die größten Objekte in den größten Zeitabständen (also relativ selten) auch die größten Meteorite liefern. Ein derartiges „Gesetz“ scheint erfüllt zu sein, wenn man bedenkt, daß man wegen der kleinen Bestrahlungsalter der Hexaedrite beim Mond einen kleineren Zeitabschnitt erfaßt als beim Mars. Man muß zusätzlich bemerken, daß die größten Meteorite besonders leicht gefunden und auch bevorzugt untersucht werden, weil die Probenbeschaffung auf die geringsten Widerstände stößt.

Auch hieraus ergibt sich, daß die bisherigen Untersuchungen für die Og noch nicht repräsentativ sind. Von besonderem Interesse ist die Frage, wieweit die Gruppierung dieser Meteorite entsprechend ihren chemischen und strukturellen Eigenschaften auch genetisch als gerechtfertigt erscheint. Auf Grund der bisher bekannten Daten über die Alter und die Ga- und Ge-Gehalte wird man am ehesten erwarten, daß Mount Ayliff, Bendegó und Arispe als eine besondere Gruppe (s. Abb. 6, Nr. 55 und 56) und als Fragmente einer besonderen, möglicherweise asteroidalen Ursprungsmasse aufzufassen sind. Dann wäre die Übereinstimmung der Alter dieser Gruppe mit denen von Aroos, Ainsworth und Odessa wirklich so zufällig wie die Übereinstimmung mit den Altern von Tlacotepec und Klondike.

5.5. Die Stein-Eisenmeteorite

Erwähnenswert ist, daß die silikatischen Bestandteile in Stein-Eisenmeteoriten keinerlei Verwandtschaft mit den Einschlüssen in den Og I und Ogg-Hk zeigen, die unserer Auffassung nach aus Mars- oder Mond-„pools“ stammen. Nach WAHL⁶⁹ deutet die Struktur der Pallasite auf einen Ursprung aus dem Inneren eines Himmelskörpers hin, wo das Gravita-

⁶⁷ F. R. PARK, T. E. BUNCH u. T. B. MASSALSKI, Geochim. Cosmochim. Acta **30**, 399 [1966].

⁶⁸ R. R. MARSHALL u. K. KEIL, Icarus **4**, 461 [1965].

⁶⁹ W. WAHL, Geochim. Cosmochim. Acta **29**, 177 [1965].

tionsfeld äußerst klein ist. Die Ga- und Ge-Gehalte¹⁴ sowie die Struktur ihrer Metallphase weisen auf eine enge genetische Beziehung zu den Om III und damit zu dem entsprechenden Protoasteroiden hin. Unter diesen Umständen erscheint es zunächst rätselhaft, daß die Bestrahlungsalter der Stein-Eisenmeteorite i. allg. unter $150 \cdot 10^6$ a liegen^{13, 19, 70, 71} (Glorieta Mountains: $230 \cdot 10^6$ a, siehe Tab. 6), sich aber nicht bei 600 und $700 \cdot 10^6$ a häufen.

Es gibt aber einfache Erklärungsmöglichkeiten wie z. B. die folgende: die Stein-Eisenmeteorite stammen zwar aus demselben Protoasteroiden wie die Om III, wurden jedoch (vielleicht ebenso wie die „anomale“ jungen Eisenmeteorite Sacramento Mountains usw.) quasikontinuierlich bei einer größeren Anzahl kleinerer Kollisionen mit einem oder mehreren anderen Fragmenten dieses Protoasteroiden gebildet. Ältere Stein-Eisenmeteorite konnten wegen ihrer relativ guten Zerbrechlichkeit und wegen vielfacher Stöße mit anderen Objekten nicht überleben.

Die Maximalalter betragen — von sehr vereinzelten Ausnahmen abgesehen — für Steinmeteorite etwa $100 \cdot 10^6$ a, für Stein-Eisenmeteorite etwa $230 \cdot 10^6$ a und für Eisenmeteorite etwa $1500 \cdot 10^6$ a;

die mittleren Alter dieser Meteoritenarten stehen in einer ähnlichen Relation. Auch unter Berücksichtigung der Tatsache, daß unterschiedliche Startbedingungen für Mond-, Mars- und Asteroiden-Meteorite Unterschiede in den Lebensdauern gegen Einfang durch die Erde verursachen sowie unter Berücksichtigung der unter Abschnitt 5.3 H angegebenen Schwierigkeiten kann man sich kaum vorstellen, daß für die auffällige Relation der Maximal- und mittleren Alter eine andere Ursache maßgebend sein könnte als die unterschiedliche Zerbrechlichkeit, seien es nun vielfache Stöße oder andere, unbekannte Ursachen, die hierbei ins Spiel kommen.

5.6. Folgerungen aus dem Vergleich der nach verschiedenen Methoden gemessenen Bestrahlungsalter

In Tab. 9 werden für eine Reihe von Meteoriten die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Bestrahlungsalter mit den Altern verglichen, die sich in verschiedenen anderen Laboratorien nach den $^{21}\text{Ne}/^{36}\text{Cl}$ -, $^{36}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$ -, $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - und $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ -Methoden ergeben haben^{13, 20, 72} (siehe Abschnitt 1). Die vergleichsweise niedrigen $^{21}\text{Ne}/^{36}\text{Cl}$ - und $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ -Alter für Arispe, Odessa

Meteorit	$^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ (a)	Bestrahlungsalter — 10^6 a				$^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ (d)
		$^{21}\text{Ne}/^{36}\text{Cl}$ (b)	$^{36}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$ (c)	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (c)		
* Aroos	925	540 ± 30	680 ± 70	650 ± 40	1000 ± 100	
Arispe	905	440 ± 30	—	—	120 ± 20	
Odessa	890	460 ± 50	—	—	360 ± 50	
Carbo	850 ± 140	720 ± 50	—	—	—	
S. Apolonia	730	—	—	—	840 ± 419	
* Norfork	700	—	700 ± 100	690 ± 70	—	
Grant	695	—	640 ± 100	—	590 ± 50	
Norfolk	685	—	600 ± 60	—	600^{**}	
Thunda	680	460 ± 50	—	—	—	
* Treysa	620	450 ± 30	430 ± 40	370 ± 30	530 ± 70	
San Angelo	580	480 ± 50	—	—	—	
Trenton	575	450 ± 100	—	—	—	
Bristol	470	550 ± 50	—	—	—	
* Sikhote-Alin	355	≥ 230	310 ± 70	340 ± 40	320 ± 150	
* Charlotte	350	240 ± 20	—	—	—	
Lombard	295 ± 200	260 ± 30	—	—	—	
Dayton	215	140 ± 10	—	—	—	
Morradal	200	120 ± 10	—	—	—	
Duchesne	200	—	—	—	200 ± 20	

(a) Diese Arbeit, (b) VILCSEK u. WÄNKE^{72, 6}, (c) SCHAEFFER u. HEYMANN¹³, (d) LIPSCHUTZ, SIGNER u. ANDERS²⁰;
* Beobachteter Fall, ** Standard für $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ -Alter.

Tab. 9. Vergleich der nach verschiedenen Methoden bestimmten Bestrahlungsalter. Die Werte in den letzten vier Spalten stellen für *Funde* obere Grenzen für die Alter dar, da durch längeres Liegen auf der Erdoberfläche Aktivität verloren sein könnte.

⁷⁰ M. HONDA, S. UMEMOTO u. J. R. ARNOLD, J. Geophys. Res. **66**, 3541 [1961]

⁷¹ G. H. MEGRUE u. R. W. STOENNER, siehe R. L. FLEISCHER, P. B. PRICE, R. M. WALKER, M. MAURETTE u. G. MORGAN, J. Geophys. Res. **72**, 355 [1967].

⁷² E. VILCSEK u. H. WÄNKE, in "Radioactive Dating", Int. Atomic Energy Agency, Wien 1963, S. 381.

und Sikhote-Alin können durch die Annahme erklärt werden, daß die entsprechenden Proben nach dem Ausbrechen des Meteoriten aus dem Mutterkörper zunächst tief im Inneren abgeschirmt waren und erst später bei Kollisionen infolge Absprengung von Fragmenten an die Oberfläche gekommen sind (Abschnitt 5.3 I). Die Übereinstimmung der $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -mit den $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ -Altern ist im übrigen befriedigend.

Etwas weniger befriedigend ist die Übereinstimmung mit den $^{21}\text{Ne}/^{36}\text{Cl}$ -, $^{36}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$ - und $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altern. Die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Alter liegen im Mittel um etwa den Faktor 1,3 höher. Hierauf wurde schon früher hingewiesen und es wurde angenommen, daß die Produktionsraten der spallogenen Nuklide während der Bestrahlungszeit nicht vollkommen konstant waren⁹. Wenn die Produktionsraten im letzten Abschnitt der Bestrahlungsgeschichte größer waren als im zeitlichen Mittel, ergeben sich relativ zu hohe Aktivitätswerte und damit nach Gl. (1) zu niedrige Bestrahlungsalter. Die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Alter werden dadurch unter bestimmten Umständen auch beeinflußt⁹.

In einer späteren Arbeit¹⁰ wurde auf drei mögliche Gründe für diese Veränderung der Produktionsraten hingewiesen:

1. Zeitliche Veränderung der Intensität der kosmischen Strahlung.
2. Bahnänderung der Meteorite in einem Strahlungsfeld mit Intensitätsgradienten.
3. Raumerosion der Meteorite infolge Bombardements durch kosmischen Staub und Ionen, die zu einer kontinuierlichen Verkleinerung der Meteorite und damit zu einem Anstieg der Bestrahlungsintensität führt⁷³.

Zur Frage einer möglichen Veränderung der mittleren Intensität der kosmischen Strahlung soll hier zunächst unser früheres Ergebnis erwähnt werden, daß diese Intensität während der letzten 10^9 Jahre – wenn überhaupt – kaum um mehr als einen Faktor drei angestiegen sein kann (VOSHAGE⁹, Exponentialansatz); der Verdacht auf einen Intensitätsabfall konnte auf Grund der experimentellen Daten nicht aufkommen. Nach neueren Ergebnissen (z. B. Übereinstimmung aller Alter für Norfork, Übereinstimmung der $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Alter mit den $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ -Al-

tern, insbesondere für Aroos) scheint jedoch die Schlußfolgerung wesentlich realistischer zu sein, daß die Ursachen für die noch bestehenden Diskrepanzen eher woanders zu suchen sind und daß die mittlere Intensität während der letzten 10^9 Jahre bis auf ca. $\pm 25\%$ konstant war.

Das Bestehen der Altersgruppen weist darauf hin, daß die Raumerosion kein Faktor ist, der die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Alterswerte im Sinne der von WHIPPLE und FIREMAN⁷³ sowie von FIREMAN und DEFELICE⁷³ für möglich gehaltenen Interpretation entscheidend bestimmt hat. Es ist daher auch auszuschließen, daß bei Eisenmeteoriten irgendeine Art von Bestrahlungsalter ausschließlich durch Raumerosion bedingt ist. Nach FISHER^{73a} könnte eine mäßig starke Raumerosion, die die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Alterwerte überhaupt nicht beeinflußt, der Grund für die relativ niedrigen ^{36}Cl - und ^{39}Ar -Alter gewesen sein. Nach LIPSCHUTZ^{73b} hätte eine solche Raumerosion jedoch auch die $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ -Alter reduzieren müssen.

WÄNKE⁷⁴ hat auf der Basis der von ARNOLD^{58, 59} durchgeführten Rechnungen über die Lebensdauer der Meteorite im Raum die Möglichkeit 2 diskutiert: Danach sollten sich die Meteorite die meiste Zeit auf Bahnen außerhalb der Erdbahn bewegt haben und erst relativ kurze Zeit vor dem Einfang durch die Erde auf erdbahnkreuzende Bahnen hoher Exzentrizität geraten sein (vgl. Abschn. 5.1). Die höheren Produktionsraten im letzten Abschnitt der Bestrahlung könnten dann durch die im Mittel größere Intensität der solaren Strahlungskomponente bedingt sein.

Für diese Erklärung sprechen auch die experimentellen Befunde über das Fehlen von Tritium in frisch gefallenen Meteoriten (siehe z. B.⁷⁵) und über die anomal niedrigen $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse in Eisenmeteoriten mit besonders kurzen Bestrahlungsaltern wie z. B. in manchen Hexaedriten^{16, 53} und in den von SCHULTZ⁵⁵ untersuchten Om Roebourne und Ruff's Mountain. Diese niedrigen $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse sind nach HINTENBERGER und WÄNKE¹⁶ bzw. SCHULTZ⁵⁵ auf Tritiumverluste infolge relativ exzentrischer Bahnen und häufig wiederholter Erwärmung der Meteorite bei nahen Vorbeigängen an der Sonne zurückzuführen; BUCHWALD⁷⁶ hat allein aus metallo-

⁷³ F. L. WHIPPLE u. E. L. FIREMAN, Nature **183**, 1315 [1959]. – E. L. FIREMAN u. J. DEFELICE, Geochim. Cosmochim. Acta **18**, 183 [1960].

^{73a} D. E. FISHER, IAEA-Symposium on Radioactive Dating and Methods of Low-Level Counting, Monaco, 2.–10. März 1967.

^{73b} M. E. LIPSCHUTZ, private Mitteilung.

⁷⁴ H. WÄNKE, Proc. Int. Conf. Cosmic Rays, Jaipur 1963, Vol. III, 473 [1963].

⁷⁵ A. E. BAINBRIDGE, H. E. SUSS u. H. WÄNKE, Geochim. Cosmochim. Acta **26**, 471 [1962].

⁷⁶ V. F. BUCHWALD, Acta Polytechnica Scandinavica Ch 51, Kopenhagen 1966.

graphischen Untersuchungen auf eine derartige Erwärmung der Meteorite Roebourne und Ruff's Mountain geschlossen. Auf exzentrischen, erdbahnkreuzenden Bahnen werden die Meteorite schnell eingefangen; es gibt daher keine Eisenmeteorite mit anomal niedrigen $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen, die ein hohes Bestrahlungsalter haben. Dies heißt aber, daß sich die Eisenmeteorite mit „normal“ hohen Bestrahlungsaltern und normalen $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen die längste Zeit in größerer Sonnenferne befunden haben müssen, wo das spallogene Tritium wegen der niedrigen Temperatur nicht herausdiffundieren konnte. Erst relativ kurze Zeit vor ihrem Einfang durch die Erde sind diese Meteorite auf exzentrische und erdbahnkreuzende Bahnen geraten. Dies ist aber nicht mehr an einem Fehlbetrag von ^3He zu erkennen, sondern nur an dem – tatsächlich nachgewiesenen – Fehlen von Tritium.

Aus der Übereinstimmung der $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ - mit den $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Altern sowie der (geringfügigen) Nicht-Übereinstimmung dieser Alter mit den über ^{36}Cl und ^{39}Ar ermittelten Werten, könnte man schließen, daß die Bahnänderungen i. allg. vor einer mit der Halbwertszeit von ^{36}Cl vergleichbaren Zeit, also vor Größenordnungsmäßig $3 \cdot 10^5$ a stattgefunden haben, so daß die ^{26}Al -Aktivität noch im wesentlichen die Bestrahlungsintensität vor der Bahnänderung, die ^{36}Cl -Aktivität die Intensität nach der Bahnänderung widerspiegelt. Eine mittlere Lebensdauer von nur $3 \cdot 10^5$ a für erdbahnkreuzende Meteorite erscheint jedoch im Verhältnis zu den Bestrahlungsaltern der Hexaedrite zu kurz, als daß man die geringfügige Diskrepanz zwischen den ^{26}Al - und den ^{36}Cl -Bestrahlungsaltern als durch diese Überlegungen geklärt ansehen könnte.

Das hier angesprochene Problem ist demnach nicht gelöst. Aber es ist doch unwahrscheinlich, daß eine Änderung der Produktionsraten – wenn überhaupt – früher eingetreten ist als vor einer Zeit, die bei den meisten Oktaedriten und Ataxiten nur einen kleinen Bruchteil des Bestrahlungsalters ausmacht. Gegen derartige Änderungen ist die $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode – im Gegensatz zu den anderen Methoden – relativ unempfindlich. Das der $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Methode zugrunde liegende Modell scheint demnach auch hinsichtlich der Voraussetzung konstanter Bestrahlungsintensität

recht gut zuzutreffen; beim $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Bestrahlungsalter handelt es sich dann nicht nur um ein „Modellalter“, sondern um die wirkliche Bestrahlungsdauer.

Anerkennungen

Die vorliegende Arbeit ist von Herrn Prof. Dr. H. HINTENBERGER in jeder Hinsicht gefördert worden und in der Atmosphäre anregender Zusammenarbeit auch mit den anderen in der Meteoritenforschung arbeitenden Mitarbeitern des Instituts entstanden: Dr. F. BEGEMANN, Dr. L. SCHULTZ, Dr. E. VILCEK und Dr. H. WÄNKE. Allen sei herzlich gedankt.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. JUN OKANO (Osaka University, Osaka, Japan), der während seines Gast-Aufenthaltes am Institut an der Durchführung der Untersuchungen beteiligt war.

Für seine stets aufmerksame Hilfe bei der Arbeit im Labor danke ich Herrn L. MANN.

Für die Erlaubnis zur Verwendung noch unveröffentlichter Ergebnisse über Edelgase bzw. Spurenelemente in Meteoriten möchte ich danken: Herrn Prof. HINTENBERGER, Dr. SCHULTZ, Dr. WÄNKE und ganz besonders Dr. J. T. WASSON, University of California, Los Angeles.

Ohne die verständnisvolle Mitwirkung zahlreicher für Meteoritensammlungen verantwortlicher Herren wäre die Arbeit nicht möglich gewesen. Für ihre Hilfe bei der Beschaffung der Meteoritenproben, teilweise aber auch zusätzlich für Informationen und Anregungen möchte ich danken: Prof. E. ANDERS, Enrico Fermi Institute, Chicago; Prof. J. R. ARNOLD, Univ. of California, La Jolla; Mr. R. O. CHALMERS, Curator, Australian Museum, Sydney; Dr. R. S. CLARKE JR., U.S. National Museum, Washington; Dr. R. DAVIS JR., Brookhaven Nat. Lab.; Prof. W. v. ENGELHARDT, Mineral. Inst. Univ. Tübingen; Prof. C. FRONDEL, Geol. Museum Harvard University; Dr. E. P. HENDERSON, U.S. National Museum, Washington; Dr. M. H. HEY, British Museum, London; Mr. J. L. KNIGHT, Director, Geological Survey, Melbourne; Prof. E. L. KRINOV, Akademie der Wissenschaften, Moskau; Prof. M. E. LIPSCHUTZ, Purdue University, Lafayette, Indiana; Dr. J. F. LOVERING, Australian National Univ., Canberra; Prof. B. H. MASON, American Museum Natural History, New York; Prof. C. B. MOORE, Arizona State University, Tempe; Dr. E. OLSEN, Chicago Nat. Hist. Museum; Prof. O. A. SCHAEFFER, State Univ. of New York at Stony Brook; Dr. von DEL CHAMBERLAIN, Michigan State Univ., East Lansing; Dr. H. WÄNKE, Mainz; Dr. J. T. WASSON, Univ. of California, Los Angeles; Dr. W. WEISKIRCHNER, Mineral. Inst. Univ. Tübingen; Dr. J. ZÄHRINGER, Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg.

Das Bundesministerium für Wissenschaftliche Forschung hat die Arbeit in dankenswerter Weise durch Bereitstellung von Mitteln unterstützt.