

# Edelgasmessungen an Eisenmeteoriten und deren Einschlüssen

F. BEGEMANN

Physikalisches Institut der Universität Bern und Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz

(Z. Naturforsch. **20 a**, 950–960 [1965]; eingegangen am 25. Mai 1965)

The isotopes of He, Ne, and Ar have been measured in a number of iron meteorites and their troilite and schreibersite inclusions using a statically operated omegatron-type mass spectrometer. In the metal samples the isotopic ratios are in general agreement with expectations based on the curves given by SIGNER and NIER. An excess of  $(13 \pm 2) \cdot 10^{-8}$  cc STP  $^4\text{He/g}$ —which might be of radiogenic origin—is indicated, however, in the case of Cranbourne, a large meteorite with a radiation age  $27 \cdot 10^6 \text{ a} < T_s < 70 \cdot 10^6 \text{ a}$ . Similar amounts appear to be present in several other iron meteorites as well. — Variations in the  $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ -ratios due to different effective energy spectra are not paralleled by similar changes in the  $^{38}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ -ratios. The data, combined with those of SIGNER and NIER and HEYMANN, LIPSCHUTZ, NIELSEN, and ANDERS show the reason to be a simultaneous shift of the yield curve along the isobar  $M=36$ , the trend being in agreement with results from target experiments. — For the He and Ne produced on S the ratios  $^3\text{He}/^4\text{He} \geq 0.112$  and  $^{20}\text{Ne} : ^{21}\text{Ne} : ^{22}\text{Ne} = 1.12 : 1.00 : 1.21$  were obtained while the production rates of  $^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ , and  $^{22}\text{Ne}$  on S relative to iron were found to be  $0.75 \pm 0.2$ ,  $\leq 1.79$ ,  $7.8 \pm 1.3$ ,  $7.35 \pm 1.2$ , and  $8.3 \pm 1.4$ , resp. Possible reasons for the unexpectedly high production rate of  $^{20}\text{Ne}$  are being discussed.

Die in Meteoriten als Reaktionsprodukte der kosmischen Strahlung entstandenen Edelgase werden seit langem in mehreren Laboratorien systematisch gemessen. Dabei besteht bei Eisenmeteoriten sogar eine gewisse Einmütigkeit unter den verschiedenen Autoren über die Deutung der Daten; man verwendet im allgemeinen das von MARTIN<sup>1</sup> sowie EBERT und WÄNKE<sup>2</sup> vorgeschlagene Modell mit den von HOFFMAN und NIER<sup>3</sup> sowie SIGNER und NIER<sup>4</sup> empirisch bestimmten Konstanten. Bei Steinmeteoriten jedoch wird die Interpretation erschwert durch die komplexe und variable chemische Zusammensetzung sowie vielleicht dadurch, daß die Isotopenverhältnisse wesentlich stärker variieren. Während z. B. die  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse in Eisenmeteoriten zwischen 69 (Negrillos) und 114 (Toluca) liegen<sup>4</sup>, schwanken die in Steinmeteoriten erzeugten zwischen 2,73 (Parnallee) und 10,3 (Kiel)<sup>5</sup>. STAUFFER<sup>6</sup> glaubte, alle Schwankungen im wesentlichen durch die verschiedene chemische Zusammensetzung erklären zu können; KIRSTEN, KRANKOWSKY und ZÄHRINGER<sup>7</sup> sowie HINTENBERGER, KÖNIG, SCHULTZ, WÄNKE und WLOTZKA<sup>8</sup> deuten die innerhalb einer bestimmten Meteoritenklasse vorhandenen Variationen als durch unterschiedliche effektive

Strahlung bedingt. Dabei kommen HINTENBERGER et al. zu diesem Schluß auf Grund von Messungen der relativen Produktionsquerschnitte für  $^3\text{He}$  und  $^{21}\text{Ne}$  an Mg, Si, S und Fe aus dem Steinmeteoriten Holbrook, der mechanisch und chemisch in verschiedene Mineralfraktionen zerlegt wurde.

Eine andere Möglichkeit, die relativen Produktionsraten der Edelgasisotope an verschiedenen Targetkernen zu messen, bieten die in Eisenmeteoriten vorhandenen verschiedensten Mineraleinschlüsse. Besonders vorteilhaft ist dabei das im allgemeinen wesentlich höhere Strahlungsalter der Eisenmeteorite, die Einfachheit der Mineraltrennung sowie schließlich die Tatsache, daß in vielen Fällen homogene Einschlüsse gefunden werden können, deren Dimensionen groß sind verglichen mit der Reichweite der mit beträchtlicher Energie entstehenden  $^3\text{H}$ -,  $^3\text{He}$ - und  $^4\text{He}$ -Kerne, so daß auch die Messungen der He-Isotope eindeutiger interpretiert werden können. Ein direktes Übertragen der an solchen Einschlüssen gemessenen Verhältnisse auf Steinmeteorite erscheint berechtigt, da das effektive Spektrum der die Spallationsreaktionen erzeugenden Strahlung in Eisen- und Steinmeteoriten nicht wesentlich verschieden zu sein scheint<sup>9</sup>. Erstaun-

<sup>1</sup> G. R. MARTIN, *Geochim. Cosmochim. Acta* **3**, 288 [1953].

<sup>2</sup> K. H. EBERT u. H. WÄNKE, *Z. Naturforsch.* **12 a**, 766 [1957].

<sup>3</sup> J. H. HOFFMAN u. A. O. NIER, *Phys. Rev.* **112**, 2112 [1958]; *Geochim. Cosmochim. Acta* **17**, 32 [1959].

<sup>4</sup> P. SIGNER u. A. O. NIER, *J. Geophys. Res.* **65**, 2947 [1960]; *Researches on Meteorites*, Ed. C. B. MOORE, John Wiley & Sons, New York 1962.

<sup>5</sup> H. HINTENBERGER, H. KÖNIG, L. SCHULTZ u. H. WÄNKE, *Z. Naturforsch.* **19 a**, 327 [1964].

<sup>6</sup> H. STAUFFER, *J. Geophys. Res.* **67**, 2023 [1962].

<sup>7</sup> T. KIRSTEN, D. KRANKOWSKY u. J. ZÄHRINGER, *Geochim. Cosmochim. Acta* **27**, 13 [1963].

<sup>8</sup> H. HINTENBERGER, H. KÖNIG, L. SCHULTZ, H. WÄNKE u. F. WLOTZKA, *Z. Naturforsch.* **19 a**, 88 [1964].

<sup>9</sup> M. HONDA, S. UMEMOTO u. J. R. ARNOLD, *J. Geophys. Res.* **66**, 3541 [1961].



Dieses Werk wurde im Jahr 2013 vom Verlag Zeitschrift für Naturforschung in Zusammenarbeit mit der Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften e.V. digitalisiert und unter folgender Lizenz veröffentlicht: Creative Commons Namensnennung-Keine Bearbeitung 3.0 Deutschland Lizenz.

Zum 01.01.2015 ist eine Anpassung der Lizenzbedingungen (Entfall der Creative Commons Lizenzbedingung „Keine Bearbeitung“) beabsichtigt, um eine Nachnutzung auch im Rahmen zukünftiger wissenschaftlicher Nutzungsformen zu ermöglichen.

This work has been digitalized and published in 2013 by Verlag Zeitschrift für Naturforschung in cooperation with the Max Planck Society for the Advancement of Science under a Creative Commons Attribution-NoDerivs 3.0 Germany License.

On 01.01.2015 it is planned to change the License Conditions (the removal of the Creative Commons License condition "no derivative works"). This is to allow reuse in the area of future scientific usage.

licherweise gilt das auch für schnelle Neutronen ( $E \gtrsim 10$  MeV), wie Messungen des durch  $^{56}\text{Fe}$  ( $n, 2n$ )-Reaktionen erzeugten  $^{55}\text{Fe}$  zeigen<sup>9, 10</sup>.

Da nur eine begrenzte Zeit für die hier beschriebenen Messungen zur Verfügung stand, wurden die Untersuchungen beschränkt auf Troilit- und Schreibersiteinschlüsse; einmal wegen der Häufigkeit ihres Vorkommens, dann aber auch, weil es möglich sein sollte, bei S und P als Targetkernen die experimentellen Ergebnisse mit den Vorhersagen der Spallationstheorie zu vergleichen. Die aus Fe und S bzw. P erzeugten Ne-Mengen gestatten eine allgemeinere Prüfung der Spallationsformel, da nicht *verschiedene* Restkerne, produziert am *gleichen* Targetkern, sondern *gleiche* Restkerne, produziert an *verschiedenen* Targetkernen, verglichen werden.

## Experimenteller Teil

### 1. Proben

Eine kurze Beschreibung der untersuchten Meteorite sowie die Herkunft der Proben zeigt Tab. 1.

Die Einschlüsse in den Proben von Mt. Edith, Sardis und Odessa hatten einen Durchmesser von etwa 1 cm oder mehr. Sie waren umgeben von einer Graphitschicht und bestanden bei Mt. Edith und Sardis im wesentlichen aus Troilit, bei Odessa aus einer Mischung von Troilit und Schreibersit. Alle Einschlüsse wurden in einem Borcarbid-Mörser pulverisiert, der Schreibersit mit einem Handmagneten separiert und Troilit und Graphit mechanisch auf einer schiefen Ebene voneinander getrennt. Die Reinheit der Proben bzw. deren Zusammensetzung wurde durch DEBYE-SCHERRER-Aufnahmen und chemische Analysen an Aliquots bestimmt. Die Ergebnisse der chemischen Analysen zeigt Tab. 2. Während die drei Troilit-Proben eine etwa der Formel  $\text{FeS}$  entsprechende Zusammensetzung zeigen, ist bei dem „Schreibersit“ zu wenig Phosphor und zuviel Eisen vorhanden. Dieser Überschuß sowie die fehlenden 10 Gewichtsprocente sind wahrscheinlich auf eine Beimengung von Magnetit zurückzuführen, zumindest wurden dessen Linien in der DEBYE-SCHERRER-Aufnahme eindeutig festgestellt.

Aliquots dieser Proben wurden ohne jede weitere Behandlung in Folien aus Reinst-Aluminium in das Extraktionssystem gegeben, während die Metallstücke vorher mit verdünnter  $\text{HNO}_3$ , destilliertem Wasser und Alkohol gewaschen sowie anschließend bei 100 °C

Meteorit	Klasse	Ni [%]	Herkunft der Proben
Klondike (81/1)	Dr	18	Dr. K. R. DAWSON, Geological Survey of Canada, Ottawa
Mt. Edith	Om	9	Dr. M. E. LIPSCHUTZ
Sardis	Og	7	Dr. E. P. HENDERSON U. S. Nat. Mus., Washington (USA)
Cranbourne No. 2	Og	7	Mr. J. McNALLY Nat. Mus. of Victoria, Melbourne (Austr.)
Cranbourne No. 4	Og	7	Mr. C. W. BRACENOR Nat. Mus. of Victoria, Melbourne (Austr.)
Odessa (Pa 78/2)	Og	7	Dr. F. KRANTZ Rhein. Min. Kontor, Bonn
Canyon Diablo 34.2755	Og	7	Dr. M. E. LIPSCHUTZ

Tab. 1. Name, Klasse und Herkunft der untersuchten Meteoritproben. Die angegebenen Ni-Gehalte sind approximativ, sie wurden PRIOR-HEY (Catalogue of Meteorites) und T. B. MASSALSKI (Researches on Meteorites, Ed. C. B. MOORE) entnommen.

Probe	Fe	Ni	Co	S	P	Rückstand (Graphit)
Mt. Edith-Troilit	64,6	< 0,01	—	35,4	—	< 0,01
Sardis-Troilit	64,7	< 0,01	—	35,3	—	< 0,01
Odessa-Troilit	59,8	—	—	33,6	< 0,1	6,6
Odessa-„Schreibersit“	67,4	7,9	< 0,1	0,8	7,6	6,6

Tab. 2. Chemische Zusammensetzung der untersuchten Troilit- und „Schreibersit“-Proben (Gewichtsprozent, — nicht bestimmt). Der Überschuß an Fe bei der „Schreibersit“-Probe sowie die fehlenden 10 Gewichtsprocente dürften auf eine Beimengung von Magnetit zurückzuführen sein, dessen charakteristische Linien in DEBYE-SCHERRER-Aufnahmen eindeutig identifiziert werden konnten.

<sup>10</sup> M. HONDA u. J. R. ARNOLD, Science **143**, 203 [1964].

getrocknet wurden. Bei Cranbourne und Sardinia war die Vorbehandlung notwendig, da die Proben stark verwittert waren und außerdem viele kleine Einschlüsse enthielten. Nur so konnten solche Stücke gefunden werden, die frei von sichtbaren Einschlüssen waren.

## 2. Extraktionssystem

Das Extraktionssystem (Abb. 1) bestand aus einem direkt geheizten Degussit-Tiegel (Al 23) von 12 bzw. 16 mm Durchmesser und 25 mm Länge, der von drei Mo-Reflektoren umgeben war. Für das Entgasen des Troilits und Schreibersits wurde zusätzlich ein Mo-Einsatz von 1 mm Wandstärke verwendet. Das Schmelzen der Proben, von denen bis zu 10 in einem seitlichen Ansatz der Abdeckhaube aufbewahrt wurden, konnte durch ein Schauglas beobachtet werden.

Die Reinigung der Gase geschah während der Extraktion durch Pd-CuO ( $T = 900^\circ\text{C}$ ), Ti-Schwamm ( $T = 800^\circ\text{C}$ ) und Ti-Folie ( $T = 400^\circ\text{C}$ ), die getrennt in doppelwandigen Quarzgefäßen aufgeheizt werden konnten. 5 min nach Beendigung der Extraktion wurde das Pd-CuO, 10 min später der Ti-Schwamm abgekühlt, gleichzeitig die Ti-Folie auf  $800^\circ\text{C}$  aufgeheizt und nach weiteren 10 min ebenfalls abgekühlt. Die Gase wurden schließlich etwa 70 min nach Beginn des Versuchs in das Massenspektrometer eingelassen.

Extraktions- und Meßsystem ( $V_{\text{Total}} \approx 1000 \text{ cm}^3$ ) konnten getrennt evakuiert werden ( $p \lesssim 1 \cdot 10^{-9} \text{ mm Hg}$ ), beide wurden regelmäßig bei etwa  $350^\circ\text{C}$  ausgeheizt.

## 3. Massenspektrometer

Die Messungen wurden mit einem von R. BIERI gebauten Omegatron-Massenspektrometer<sup>11</sup> mit Leybold-

Röhre im statischen Betrieb durchgeführt. Die maximale Feldstärke des Magneten (Polschuh-Durchmesser 19 cm) betrug  $B_{\text{Max}} = 11\,000 \text{ Gauß}$ . Als HF-Spannung des Beschleunigungsfeldes wurde  $U_{\text{eff}} = 1,3 \text{ V}$  gewählt. Der Ionennachweis geschah mittels eines Cary-Schwingkondensatorelektrometers und Leeds & Northrup-Schreibers. Das Auflösungsvermögen im Massenbereich der Argonisotope zeigt Abb. 2.

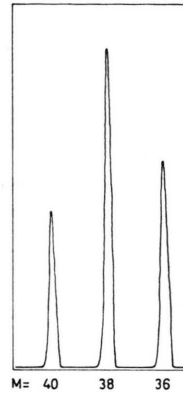


Abb. 2. Auflösungsvermögen des Omegatrons im Massenbereich der Argonisotope ( $\nu = 375 \text{ kHz}$ ,  $10^{11} \Omega$ ,  $300 \text{ mV}$ ). Das Spektrum ist das des Ar der 468 mg-Klondike-Probe.

Zur Mengenbestimmung dienten entweder bekannte Mengen He, Ne und Ar mit normaler isotopischer Zusammensetzung oder geeichte Mengen  $^3\text{He}$ ,  $^{22}\text{Ne}$  und  $^{38}\text{Ar}$ . Diese Standards wurden sowohl vor und nach den Meteoritproben gemessen als auch jeder einzelnen Probe zugesetzt, nachdem zunächst deren Isotopenverhältnisse bestimmt waren. Die Mengen konnten somit sowohl durch Intensitätsvergleich als auch aus den Änderungen der Isotopenverhältnisse berechnet werden.

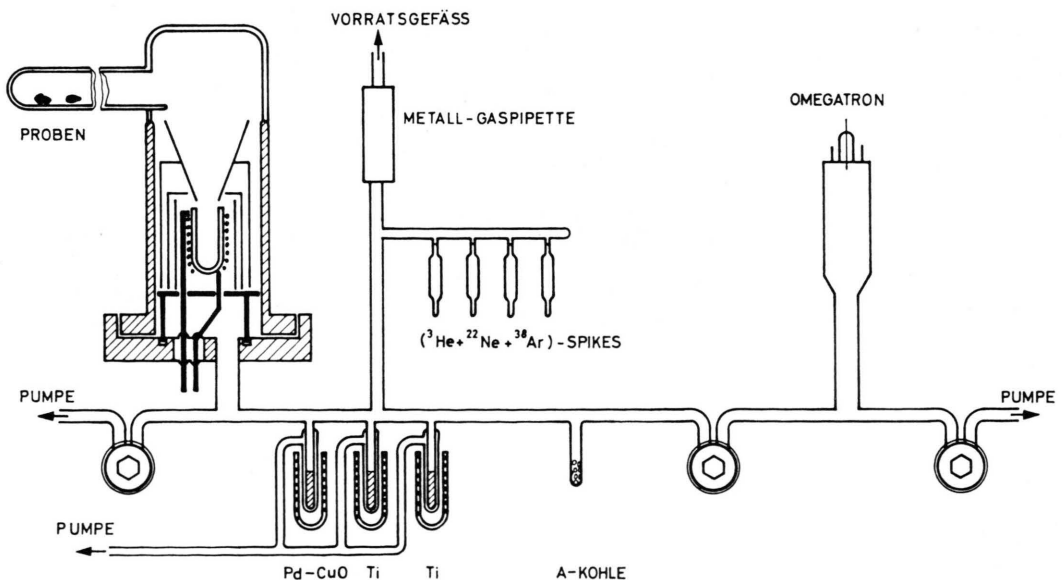


Abb. 1. Edelgasextraktionssystem.

<sup>11</sup> H. SOMMER, H. A. THOMAS u. J. A. HIPPLE, Phys. Rev. **82**, 697 [1957].

den (Isotopenverdünnungsmethode). Zur Messung des Ne wurde Argon und gelegentlich vorhandenes CO<sub>2</sub> mit flüssigem N<sub>2</sub> an Aktiv-Kohle ausgefroren.

Die <sup>4</sup>He-Diffusionsrate war sehr konstant ( $3,5 \pm 0,5$ )  $\cdot 10^{-10}$  cm<sup>3</sup> NTP/min, die Leckrate des Argons bzw. Neons stets kleiner als  $1 \cdot 10^{-10}$  cm<sup>3</sup> NTP/min bzw.  $5 \cdot 10^{-12}$  cm<sup>3</sup> NTP/min. Der Memory-Effekt des gesamten Systems war für alle Isotope sehr klein; die Restintensität war bei allen Massen stets  $< 10^{-4}$  derjenigen des vorhergehenden Versuches.

Die im Omegatron von den Ionen bis zum Auftreffen auf den Kollektor zurückgelegten Wege sind gegeben durch

$$L = \frac{e R_0^2}{E_0} \cdot \frac{B^2}{m} = \frac{R_0^2}{e E_0} m \omega^2, \quad (1)$$

wobei  $e/m$  die spezifische Ladung der Ionen,  $\omega = e B/m$  ihre Resonanzfrequenz,  $E_0$  die maximale Feldstärke des HF-Beschleunigungsfeldes und  $R_0$  der radiale Abstand vom Ort der Ionisation bis zum Auffänger ist. Da somit bei konstantem  $B$  bzw.  $\omega$  die Bahnlangen von der Masse der Ionen abhängen, wird auch jeder von der Bahnlänge abhängige Verlust von Ionen massenabhängig sein. Solche Verluste können einmal durch Streuung der Ionen an den neutralen Gasatomen eintreten. Selbst für die größten im Verlaufe der Messungen angefallenen Gasmengen war jedoch die mittlere freie Weglänge  $\lambda$  der Ionen groß gegen die Bahnlänge  $L$ , so daß in guter Näherung

$$I = I_0(1 - L/\lambda) \quad (2)$$

angenommen werden kann. Zum anderen bewirkt eine kleine elektrische Feldstärke parallel zur Magnetfeldrichtung ebenfalls eine Abnahme der Intensität, da der Kollektor im Mittel unter einem kleineren Winkel von den längs des Elektronenstrahls erzeugten Ionen „gesehen“ wird. Auch diese Abnahme der Intensität sollte in erster Näherung proportional der Bahnlänge  $L$  sein<sup>12</sup>.

In einer Reihe von Versuchen wurde daher zunächst die Abhängigkeit der Intensität von der Bahnlänge untersucht, und zwar mit <sup>3</sup>He–<sup>4</sup>He-Mischungen. Beide

Isotope wurden bei verschiedenem  $\omega$  (und damit verschiedenem  $B$ ) gemessen. Dabei zeigte sich, daß tatsächlich eine solche Abhängigkeit bestand und daß ferner die Intensitätsabnahme wie erwartet proportional  $m \omega^2$  war (Abb. 3). In dem gesamten hier interessierenden Bereich waren die Verluste unabhängig vom Druck, sie scheinen somit ausschließlich durch ein elektrisches Feld parallel zur Richtung des Magnetfeldes bewirkt zu werden.

Unabhängig aber vom Grund für die Abhängigkeit der Intensität von der Bahnlänge werden in jedem Fall die Isotopenverhältnisse verfälscht, wenn sie nur bei konstanter Frequenz des HF-Feldes oder konstanter Magnetfeldstärke gemessen werden. Um diesen Effekt zu eliminieren oder zumindest auf ein Minimum zu reduzieren, wurden daher alle Messungen sowohl bei konstantem  $\nu$  als auch bei konstantem  $B$  durchgeführt, und zwar die des Argon bei 375 kHz bzw. 9900 Gauß, die des Ne bei 375 kHz bzw. 4950 Gauß und die des He bei 1,12 MHz bzw. 2950 Gauß. Dabei sind die Frequenzen die Resonanzfrequenzen des <sup>40</sup>Ar, bzw. <sup>20</sup>Ne bzw. <sup>4</sup>He bei den angegebenen Feldstärken. Da nach Gl. (1) bei konstantem  $\omega$  die Bahnlangen proportional der Masse, bei konstantem  $B$  umgekehrt proportional der Masse sind, ist das geometrische Mittel der beiden so gemessenen Verhältnisse praktisch gleich dem wahren. Auf diese Weise kann der durch die verschiedenen Bahnlangen bedingte Fehler selbst im <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He-Verhältnis, bei dem wegen des großen relativen Massenunterschiedes der Isotope eine besonders große Verfälschung zu erwarten ist, stets  $< 0,5\%$  gehalten werden. Die Korrektur betrug beim <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He-Verhältnis im Mittel 2,2%, bei den Verhältnissen der Ar- und Ne-Isotope war sie im allgemeinen  $< 1\%$ .

Ein weiterer Isotopeneffekt konnte nicht nachgewiesen werden, die gemessenen Isotopenverhältnisse des Ar stimmten mit den in der Literatur angegebenen überein. Beim Ne wurde <sup>20</sup>Ne/<sup>22</sup>Ne =  $9,80 \pm 0,08$  gefunden, in guter Übereinstimmung mit den neuesten veröffentlichten Werten von EBERHARDT, EUGSTER und MARTI<sup>13</sup>.

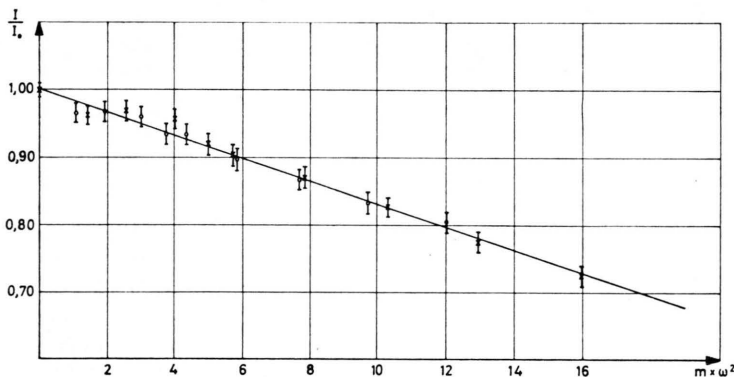


Abb. 3. Ionenverluste als Funktion der Bahnlänge  $L = [R_0^2/(e E_0)] m \omega^2$  (● <sup>3</sup>He, × <sup>4</sup>He). Im ganzen hier interessierenden Druckbereich war die Neigung der Geraden konstant, die Ionenverluste sind auf ein elektrisches Feld parallel zur Richtung des Magnetfeldes zurückzuführen.

<sup>12</sup> W. RUTSCH, Lizentiatsarbeit, Bern 1961, nicht veröffentlicht.

<sup>13</sup> P. EBERHARDT, O. EUGSTER u. K. MARTI, Z. Naturforschg. **20 a**, 623 [1965].



### Ergebnisse

Wie schon von verschiedenen Autoren erwähnt wurde<sup>4, 14, 15</sup>, müssen die Metallproben verdampft werden, um eine vollständige Entgasung zu erreichen. Dieses Ergebnis wurde auch hier bestätigt gefunden.

Bei Troilit und Schreibersit dagegen genügte ein kurzes Aufschmelzen; bei keiner der Proben wurde beim zweiten Schmelzen mehr als 1% der Gasmen gen des Hauptversuches gefunden. In einigen Vorversuchen zeigte sich ferner, daß Troilit (oder in ihm enthaltene Verunreinigungen) die Degussit-Tiegel stark angreift und dadurch den Blindwert – besonders von Argon – stark erhöht. Selbst tagelanges Ausheizen der Tiegel bei etwa 1800 °C genügte offensichtlich nicht, das darin enthaltene Ar auszutreiben. Sobald neue Oberflächenschichten freigelegt wurden, erhöhte sich auch der Blindwert wieder. Aus diesem Grunde wurden die Proben in Mo-Einsätzen in den Degussit-Tiegeln geschmolzen. Als sehr störend machte sich außerdem – außer bei Mt. Edith-Troilit – CS<sub>2</sub> (*M* = 76) bemerkbar, da dessen doppelt geladenen Ionen auf die Masse 38 fallen. Es konnte durch die oben beschriebenen Reinigungsoperationen nicht quantitativ beseitigt werden, so daß bei allen übrigen Proben der Einschlüsse das Ar nicht mit genügender Genauigkeit gemessen werden konnte.

Einige Aliquots der Einschlüsse wurden stufenweise ausgeheizt, da sich ein merklicher Beitrag von radiogenem <sup>4</sup>He als systematischer Gang in den <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He-Verhältnissen bemerkbar machen sollte, zumindest dann, wenn das U und Th inhomogen verteilt, und die Korngrößen groß sind verglichen mit der Reichweite der  $\alpha$ -Teilchen. Tab. 3 zeigt die Ergebnisse dieser Versuche. Bei den Vorheizversuchen sind die angegebenen Temperaturen die über die Ausheizzeit gemittelten, die Endtemperaturen waren je etwa 30 °C höher.

Die Ergebnisse aller Messungen sind in Tab. 4 zusammengestellt. Die <sup>4</sup>He-Werte sind korrigiert mit der Diffusionsrate von  $3,5 \cdot 10^{-10}$  cm<sup>3</sup> NTP/min; die Korrektur beträgt im allgemeinen einige Prozent oder weniger. Nur bei Cranbourne No. 4 war sie etwa 10% und bei Canyon Diablo gar 50%. Die Isotopenverhältnisse des Ne und Ar sind die gemessenen, die <sup>38</sup>Ar-Mengen mit Hilfe des <sup>40</sup>Ar/<sup>38</sup>Ar-Verhältnisses korrigiert, wobei angenommen wurde, daß das <sup>40</sup>Ar der Luft entstammt. Der Absolutfehler bei allen Isotopenverhältnissen sollte kleiner als 3% sein, der der Mengen kleiner als 10%. (Bei Canyon Diablo und den Odessa-Proben sind beide Fehler etwa dreimal größer.) Es wurde schon eingangs erwähnt, daß die Stücke des Sardis und Cranbourne stark verwittert waren und zahlreiche Einschlüsse enthielten. Von diesen Meteo-

Probe	Einwaage [mg]	<i>T</i> [°C]	<i>t</i> [min]	<sup>3</sup> He	<sup>4</sup> He	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He	<sup>21</sup> Ne
Mt. Edith-Troilit	531	500	20	5,7	35,5	0,160	≤ 0,1
		600	20	29,1	166	0,175	0,72
		1300	5	526	3170	0,166	35,0
		1400	5	< 0,1	—	—	< 0,1
Sardis-Troilit	541	600	20	< 0,8	—	—	< 0,07
		1300	5	80	465	0,173	6,75
		1400	5	< 0,1	—	—	< 0,07
Odessa-Troilit	520	500	20	3,3	33	0,10	0,11
		750	20	7,8	65	0,12	0,57
		1500	5	32,7	205	0,160	1,98
Odessa-Schreibersit	591	750	30	< 0,1	—	—	< 0,1
		750	20	< 0,1	—	—	< 0,1
		1500	5	33,5	143	0,234	0,90
		1500	5	≤ 0,5	—	—	< 0,01

Tab. 3. Stufenweises Entgasen der Troilit- und Schreibersitproben. Die bei den Vorheizversuchen angegebenen Temperaturen sind die über die Versuchsdauer gemittelten, die Endwerte lagen je etwa 30 °C höher. Alle Gasmen gen sind in 10<sup>-8</sup> cm<sup>3</sup> NTP/g angegeben, die <sup>4</sup>He-Werte korrigiert mit der Diffusionsrate von  $3,5 \cdot 10^{-10}$  cm<sup>3</sup> NTP/min.

<sup>14</sup> O. A. SCHAEFFER u. D. HEYMANN, J. Geophys. Res. **70**, 215 [1965].

<sup>15</sup> D. HEYMANN, M. E. LIPSCHUTZ, B. NIELSEN u. E. ANDERS, J. Geophys. Res., im Druck.

Meteorit	Ein- waage mg	<sup>3</sup> He	<sup>4</sup> He	<sup>3</sup> He <sup>4</sup> He	<sup>21</sup> Ne	<sup>20</sup> Ne <sup>21</sup> Ne	<sup>22</sup> Ne <sup>21</sup> Ne	<sup>38</sup> Ar	<sup>36</sup> Ar <sup>38</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar <sup>38</sup> Ar
Klondike	261	870	3100	0,280	11,5	0,944	1,065	56,2	0,628	0,49
	468	900	3330	0,270	11,5	0,948	1,067	51,5	0,635	0,50
	323	880	3180	0,276	11,5	0,950	1,058	54,9	0,636	0,76
Mt. Edith	289	—	—	0,266	—	1,063	1,073	—	0,644	3,10
	208	—	—	0,265	—	1,01	1,064	—	0,654	4,30
	320	485	1810	0,268	7,02	0,952	1,074	32,1	0,631	1,05
	140	480	1810	0,265	—	0,970	1,079	30,9	0,633	0,63
	90	540	1975	0,273	6,86	0,990	1,078	33,0	0,644	0,77
Mt. Edith-Troilit	110	540	2960	0,182	36,9	1,038	1,201	21,6	0,68	14
	531	562	3380	0,166	35,8	1,012	1,201	19,6	0,645	1,3
Sardis	297	163	650	0,252	2,10	1,09	1,11	10,2	0,660	12,6
	397	137	550	0,249	1,96	1,094	1,090	9,1	0,670	16,7
	274	141	590	0,237	2,08	—	—	8,7	0,691	26,2
	473	—	—	0,250	—	1,023	1,065	—	0,651	10,7
	179	172	670	0,259	2,06	1,105	1,080	11,8	0,653	8,1
	474	152	590	0,258	2,06	0,981	1,071	10,0	0,633	3,4
Sardis-Troilit	283	65	400	0,163	6,80	1,74	1,29	—	—	—
	448	73,5	440	0,167	6,66	1,27	1,24	—	—	—
	369	83	490	0,169	6,68	1,10	1,225	—	—	—
	491	77	470	0,165	6,53	1,045	1,217	—	—	—
	541	80	465	0,173	6,76	1,021	1,217	—	—	—
Cranbourne No. 2	438	30	140	0,215	0,32	—	—	1,6	0,731	39,5
	685	28	126	0,222	0,31	—	—	1,8	0,692	21,1
	473	29	129	0,225	0,31	1,44	1,11	1,7	0,740	46,2
	977	27	126	0,214	0,31	1,41	1,11	1,8	0,716	38,7
	963	27	125	0,215	0,33	1,24	1,10	1,9	0,677	24,1
	842	28	128	0,218	0,28	1,47	1,14	—	0,722	36,9
Cranbourne No. 4	376	20	98	0,205	0,20	4,74	1,72	1,0	1,55	305
	336	20	99	0,202	0,21	—	—	1,30	0,79	44,3
Canyon Diablo	77	3	≤ 23	> 0,13	—	—	—	—	—	—
	177	4,7	23	0,20	—	—	—	0,25	0,77	45
Odessa-Troilit	286	49	315	0,156	3,1	1,043	1,144	—	—	—
	520	44	303	0,145	2,7	1,02	1,15	—	—	—
Odessa-Schreibersit	393	39	195	0,20	1,1	1,085	1,198	—	—	—
	591	34	145	0,234	0,9	1,125	1,18	—	—	—

Tab. 4. Ergebnisse der He-, Ne- und Ar-Bestimmungen. Alle Mengen sind in  $10^{-8}$  cm<sup>3</sup> NTP/g angegeben. Die <sup>4</sup>He-Werte sind korrigiert mit der Diffusionsrate von  $3,5 \cdot 10^{-10}$  cm<sup>3</sup> NTP/min, die <sup>38</sup>Ar-Werte mit Hilfe der <sup>40</sup>Ar/<sup>38</sup>Ar-Verhältnisse auf Beimengungen von atmosphärischem Argon.

ritten wurde daher eine größere Zahl von Proben gemessen, um die durch solche Einschlüsse bewirkten Änderungen der Isotopenverhältnisse und Edelgas mengen möglichst zu eliminieren.

Tab. 5 zeigt die gewonnenen Mittel der Gas mengen und Isotopenverhältnisse. Bei Klondike und Mt. Edith sind die Verhältnisse  $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 0,95$  und  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 1,07$  in guter Übereinstimmung mit den von anderen Autoren in Eisenmeteoriten gefunde-

nen<sup>4, 16</sup>. Bei den übrigen Metallproben wurde daher für das durch Spallationsreaktionen erzeugte Ne ebenfalls ein  $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis von 0,95 angenommen und damit die  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse korrigiert, bei Troilit und Schreibersit wurde  $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 1,00$  zur Korrektur verwendet (s. unten).

Ein direkter Vergleich der Resultate mit denen anderer Autoren ist nur in zwei Fällen möglich. WÄNKE<sup>17</sup> fand in einer benachbarten Probe des

<sup>16</sup> H. HINTENBERGER u. H. WÄNKE, Z. Naturforsch. **19 a**, 210 [1964].

<sup>17</sup> H. WÄNKE, persönliche Mitteilung.

Meteorit	$^3\text{He}$	$^4\text{He}$	$^{21}\text{Ne}$	$^{38}\text{Ar}$	$\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$	$\frac{^{22}\text{Ne}}{^{21}\text{Ne}}$	$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}}$	$\frac{^3\text{He}}{^{21}\text{Ne}}$	$\frac{^4\text{He}}{^{38}\text{Ar}}$	$\frac{^{38}\text{Ar}}{^{21}\text{Ne}}$	$\frac{^3\text{He}}{^{38}\text{Ar}}$
Klondike	885	3200	11,5	54,2	0,276	1,063	0,633	77	59	4,71	16,3
Mt. Edith	500	1865	7,0	32,0	0,268	1,072	0,635	71	58	4,57	15,6
Mt. Edith-Troilit	555	3260	36,3	20,5	0,170	1,201	0,64	15,3	159	0,57	27,1
Sardis	153	600	2,05	9,5	0,255	1,072	0,622	75	63	4,63	16,1
Sardis-Troilit	78	465	6,70	—	0,167	1,214	—	11,6	—	—	—
Cranbourne No. 2	28	128	0,31	1,75	0,218	1,07	0,620	90	73	5,64	16,0
Cranbourne No. 4	20	99	0,205	1,2	0,203	—	0,65	98	83	5,85	16,7
Canyon Diablo	~ 4	~ 20	—	0,25	~ 0,20	—	0,64	—	—	—	~ 16
Odessa-Troilit	46	305	2,9	—	0,15	1,15	—	15,9	—	—	—
Odessa-Schreibersit	36	165	1,0	—	0,22	1,17	—	36	—	—	—

Tab. 5. Gewogene Mittelwerte der He-, Ne- und Ar-Bestimmungen. Alle Mengen sind in  $10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NTP/g}$  angegeben. Die  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse bei den Metallproben sind berechnet für  $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}=0,95$ , bei den Troilit- und Schreibersit-Proben für  $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}=1,00$ . Der Fehler bei den Isotopenverhältnissen sollte kleiner als 3%, bei den Mengen kleiner als 10% sein. (Bei Canyon Diablo und den Odessa-Proben sind beide Fehler etwa dreimal größer.)

Klondike  $35,5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ NTP He/g}$  und  $27,8 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NTP Ne/g}$ , verglichen mit den hier gemessenen von  $40,8 \cdot 10^{-6} \text{ He}$  bzw.  $34,6 \cdot 10^{-8} \text{ Ne}$ . Messungen an den zur Mengenbestimmung benutzten Misch-Spikes dagegen zeigten nur eine Diskrepanz von 5%, deren Grund in dem Omegatron-Eichsystem zu suchen sein dürfte, da ein Vergleich mit anderen Systemen im Berner Institut ebenfalls 5% zu hohe Werte ergab. Bei Canyon Diablo fand HEYMANN<sup>18</sup> in derselben Probe (No. 34.2755) einen  $^3\text{He}$ -Gehalt von  $8,3 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NTP/g}$ , d. h. etwa die doppelte Menge.

## Diskussion

### 1. Metallproben

Klondike und Mt. Edith passen gut in das von SIGNER und NIER<sup>4</sup> gegebene  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne} - ^4\text{He}/^{38}\text{Ar}$ -Diagramm, während Sardis und besonders Cranbourne weit oberhalb der theoretischen Kurve liegen. Diese Abweichungen können einmal auf kleine Mengen von Troilit in den Metallproben zurückzuführen sein, da schon etwa 2% FeS das  $^4\text{He}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnis um 4% erhöhen und das  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis um 8% erniedrigen (s. unten). Da aber die gegen solche Einschlüsse besonders empfindlichen  $^{21}\text{Ne}$ -Mengen sehr reproduzierbar waren, müßte es sich um sehr homogen verteiltes, feinstes FeS handeln. Obwohl diese Möglichkeit nicht auszuschließen ist, erscheint eine andere Erklärung wahrscheinlicher. Cranbourne hat ein für einen Eisenmeteoriten extrem kleines Strahlungsalter. Aus

der  $^{36}\text{Cl}$ -Aktivität des Cranbourne No. 4 von  $(4,7 \pm 0,2) \text{ Zerfälle/min} \cdot \text{kg}^{19}$  und dem hier gegebenen  $^{36}\text{Ar}$ -Gehalt ergibt sich ein Maximalwert von etwa  $70 \cdot 10^6 \text{ a}$ . Da es sich jedoch um einen Fund handelt und kein  $^{39}\text{Ar}$  mehr nachgewiesen werden konnte, war die  $^{36}\text{Cl}$ -Aktivität zum Zeitpunkt des Falles sicher höher, das Strahlungsalter also kleiner. Bei einem Meteoriten dieser Größe kann sie jedoch kaum größer als etwa  $12 \text{ Zerfälle/min} \cdot \text{kg}$  gewesen sein, ein Minimalwert für das Strahlungsalter ist somit  $27 \cdot 10^6 \text{ a}$ . In einem großen Eisenmeteoriten mit kleinem Strahlungsalter aber kann sich das radiogene  $^4\text{He}$  schon bemerkbar machen. Bei Cranbourne z. B. würden etwa  $8 \cdot 10^{-11} \text{ g U/g}$  in  $4,5 \cdot 10^9 \text{ a}$  genügend  $^4\text{He}$  erzeugen, um die Abweichung der Meßpunkte von der theoretischen Kurve zu bewirken. Für diese Erklärung spricht, daß bei Cranbourne No. 4, der Probe mit dem kleineren Gehalt an kosmogenen Edelgasen, die Abweichung größer ist als bei Cranbourne No. 2. In beiden Fällen bringt aber der gleiche  $^4\text{He}$ -Überschuß von  $(13 \pm 2) \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NTP/g}$  die Meßpunkte auf die Kurve. Auch bei den von SIGNER und NIER<sup>4</sup> gegebenen Daten ist ein solcher Trend zu erkennen. In allen Fällen, in den verschiedenen Edelgasmengen in Proben desselben Meteoriten gefunden wurden, zeigen die Proben mit den geringeren Mengen die größeren (oder überhaupt) Abweichungen von der berechneten Kurve. Interessanterweise können auch dort alle Diskrepanzen erklärt werden durch einen  $^4\text{He}$ -Überschuß von  $(5 - 20) \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NTP/g}$ . Daß einige Eisenmeteorite wesentlich kleinere Mengen Gesamt- $^4\text{He}$  enthalten, ist kein Widerspruch, da ein-

<sup>18</sup> D. HEYMANN, persönliche Mitteilung.

<sup>19</sup> F. BEGEMANN u. E. VILČEK, Z. Naturforsch. **20 a**, 533 [1965].

mal der U-Gehalt in weiten Grenzen zu schwanken scheint, und man zum anderen bei diesen Meteoriten gerade wegen des Fehlens von meßbaren Edelgas-mengen nur sehr wenig über deren thermische und sonstige Geschichte weiß.

Bei dem Meteoriten *Cranbourne* sprechen die höheren  $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ - und  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse der Probe No. 4 dafür, daß die deutlich kleineren Edelgas-mengen auf eine stärkere Abschirmung dieser Probe gegen die kosmische Strahlung zurückzuführen sind, d. h. daß *Cranbourne* No. 4 aus einer größeren Tiefe des Meteoriten stammt als No. 2. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß die Unterschiede Folgen von wiederholten Zusammenstößen sind<sup>20</sup>.

Die  $^3\text{He}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnisse der gemessenen Proben sind sehr konstant, der Mittelwert von 16,1 stimmt gut mit den von *SIGNER* und *NIER*<sup>4</sup> sowie *HEYMAN* et al.<sup>15</sup> gefundenen von 15,8 bzw. 16,3 überein. Die  $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse dagegen liegen zwischen 4,57 und 5,85. Da beide Isotope reine Spallationsprodukte sind, die die totalen Ausbeuten für die Isobaren  $M=21$  und  $M=38$  wiedergeben, reflektieren sie die verschiedene Härte der effektiven Strahlung, der die Proben ausgesetzt waren. Nach *GEISS*, *OESCHGER* und *SCHWARZ*<sup>21</sup> läßt sich die totale Spallationsausbeute für eine Isobare in geschlossener Form darstellen durch

$$N(\Delta A, A_0) = \frac{3}{2} \cdot \frac{\sigma_0 A_0^{2/3} f_0 \Gamma(n)}{c^{n-1}} (\Delta A)^{-n}, \quad (3)$$

wenn für das differentielle Energiespektrum der erzeugenden Strahlung ein Potenzgesetz

$$f(E) dE = f_0 \cdot E^{-\alpha} dE \quad (4)$$

angenommen wird. Dabei ist  $\Delta A$  die Massendifferenz zwischen dem Targetkern ( $A_0$ ) und Spallationsprodukt und  $n = \frac{1}{2}(3\alpha - 1)$ .  $c = c_1/(1 + c_2 A_0)$  ist abhängig von der Masse des Targetkerns, die Werte von  $c_1 = 0,25$  und  $c_2 = 0,022$  wurden genau wie  $\sigma_0 = 60$  mb empirisch bestimmt<sup>22</sup>.

Abb. 4 zeigt die nach (3) berechneten  $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse für Fe und Ni als Target in Abhängigkeit von  $n$ . Zur Vereinfachung der Rechnung wurde für die Isotopenzusammensetzung des Nickel

$H(^{60}\text{Ni}) = 32\%$ ,  $H(^{58}\text{Ni}) = 68\%$  und die des Eisen  $H(^{56}\text{Fe}) = 94,2\%$ ,  $H(^{54}\text{Fe}) = 5,8\%$  angenommen. Die gemessenen  $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse sind eingetragen, die  $n$ -Werte liegen zwischen 2,30 und 2,67. Die  $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnisse sollten entsprechend der kleineren Massendifferenz der beiden Isotope klei-

$$\frac{P(^{38}\text{Ar})}{P(^{21}\text{Ne})}$$

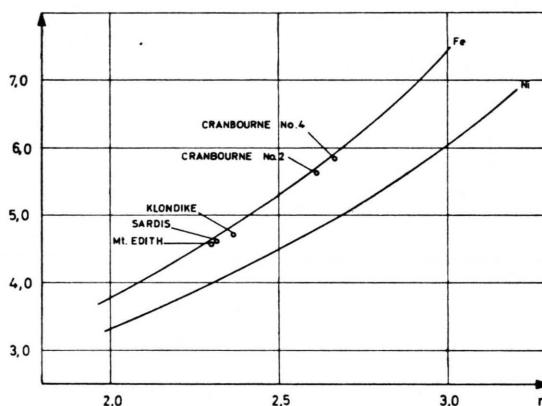


Abb. 4. Verhältnis der nach Gl. (3) zu erwartenden totalen Isobarenausbeuten  $P(38)/P(21)$  als Funktion des Härteindex  $n$  der effektiven Strahlung für Fe und Ni als Target. Als Isotopenzusammensetzung des Eisens wurde  $H(^{56}\text{Fe}) = 94,2\%$ ,  $H(^{54}\text{Fe}) = 5,8\%$  und für Nickel  $H(^{60}\text{Ni}) = 32\%$ ,  $H(^{58}\text{Ni}) = 68\%$  angenommen. Die Meßwerte sind eingetragen. (Ni-Gehalte siehe Tab. 1.)

nere Schwankungen zeigen als die  $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse, und zwar sollten mit zunehmendem  $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis die  $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnisse kleiner werden. Dabei ist jedoch zu bedenken, daß  $^{36}\text{Ar}$  nicht die totale Isobarenausbeute darstellt, sondern nur den Anteil

$$r = \frac{^{36}\text{Ar}}{\Sigma N(^{36}\text{X})} = \frac{N(^{36}\text{K}) + N(^{36}\text{Ar}) + \gamma N(^{36}\text{Cl})}{\Sigma N(^{36}\text{X})}, \quad (5)$$

wobei  $\gamma = 0,983$  der Bruchteil des durch  $\beta$ -Zerfall in  $^{36}\text{Ar}$  zerfallenden  $^{36}\text{Cl}$  ist. Die Verteilung der Ausbeuten auf die Kerne einer Isobaren hängt aber ebenfalls von  $n$  ab; mit zunehmendem  $n$ , d. h. kleinerer mittlerer Energie der Strahlung, wird  $r$  grö-

<sup>20</sup> E. VILČEK u. H. WÄNKE, Z. Naturforschg. **16a**, 379 [1961]; Proc. IAEA Symp. Radioactive Dating, Athen 1962.

<sup>21</sup> J. GEISS, H. OESCHGER u. U. SCHWARZ, Space Sci. Rev. **1**, 197 [1962].

<sup>22</sup> H. OESCHGER u. U. SCHWARZ, Conf. on Fission and Spallation Phenomena and their Application to Cosmic Rays, CERN, Genf 1961; Z. Naturforschg., in Vorbereitung.



ber  $^{23-29}$ . Beide Effekte sind somit gegenläufig und werden sich teilweise kompensieren.

Zur Prüfung, ob die in Eisenmeteoriten gemessenen Isotopenverhältnisse eine Abhängigkeit des  $r$  von dem Härteindex  $n$  zeigen, ist in Abb. 5  $r$  als Funktion von  $n$  aufgetragen. Dabei wurde  $n$  mit Hilfe der Kurven in Abb. 4 aus den gemessenen  $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnissen bestimmt und

$$r = \frac{^{36}\text{Ar}}{\sum N(^{36}\text{X})} = \frac{N(^{38}\text{Ar})}{\sum N(^{36}\text{X})} \cdot \frac{^{36}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \quad (5a)$$

durch Multiplikation des gemessenen  $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnisses mit dem für das jeweilige  $n$  zu erwartenden Verhältnis  $N(^{38}\text{Ar})/\sum N(^{36}\text{X})$  gebildet.

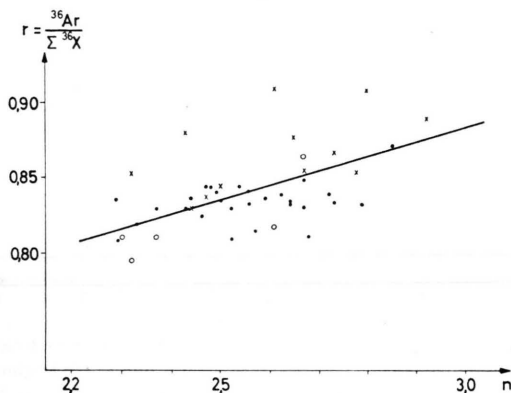


Abb. 5. Verschiebung der Spallationsausbeutekurve längs der Isobaren  $M=36$  als Funktion des Härteindex  $n$  der effektiven Strahlung. ○ Eigene Messungen, ● SIGNER und NIER, *Researches on Meteorites* <sup>4</sup>, × HEYMANN et al. <sup>15</sup>. Die eingezeichnete Gerade wurde mit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate berechnet.

Zur Verbesserung der Statistik wurden die Meßwerte von SIGNER und NIER <sup>4</sup> sowie HEYMANN et al. <sup>15</sup> in die Analyse mit einbezogen; die eingezeichnete Gerade wurde mit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate berechnet. Sie zeigt den erwarteten Trend, d. h. eine Zunahme von  $r$  mit wachsendem  $n$ . Ein quantitativer Vergleich mit der in zahlreichen Targetexperimenten <sup>23-29</sup> gefundenen Verschiebung der

Ausbeutekurve längs einer Isobaren in Abhängigkeit von der Primärenergie ist jedoch noch nicht möglich. Einmal ist dazu die Neigung der Geraden noch zu wenig genau fixiert, zum anderen sind die von verschiedenen Autoren angegebenen Parameter in der die Verschiebung beschreibenden RUDSTAM-Formel noch zu verschieden.

## 2. Troilit- und Schreibersit-Proben

Die in Tab. 3 aufgeführten Ergebnisse der Vorheizversuche zeigen nur bei O d e s s a -Troilit einen systematischen Gang des  $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses. Er kann dadurch erklärt werden, daß entweder radiogenes  $^4\text{He}$  oder aber das aus dem in der Probe vorhandenen Kohlenstoff entstandene kosmogene He bei relativ tiefen Temperaturen abgegeben wird. Gegen letztere Erklärung spricht, daß bei der „Schreibersit“-Probe des gleichen Meteoriten – die etwa die gleiche Menge Kohlenstoff enthielt (Tab. 2) – ein solcher Effekt nicht gefunden wurde. Sollte es sich um radiogenes He handeln, so ist eher die geringe Menge überraschend. In den bisher analysierten Troiliten wurden U-Konzentrationen von  $(3-17) \cdot 10^{-9}$  g/g gefunden <sup>30-32</sup>, in  $4,5 \cdot 10^9$  a sollten daraus  $(500-3000) \cdot 10^{-8}$  cm<sup>3</sup> NTP  $^4\text{He}$ /g entstanden sein. Nur bei Mt. Edith-Troilit aber kann eine damit vergleichbare Menge des  $^4\text{He}$  radiogenen Ursprungs sein, obwohl gerade hier die Vorheizversuche auf das Vorhandensein nur einer Komponente hindeuten. Zumindest bei den hier untersuchten Proben besteht nicht die Möglichkeit, durch Messungen an Troilit ein  $^4\text{He}$ -U-Alter der Eisenmeteorite zu bestimmen <sup>33</sup>. Daß Troilit einen Teil der Edelgase besonders leicht verliert, zeigt sowohl Tab. 3 als auch eine Reihe von Messungen an Steinmeteoriten <sup>17, 34</sup>. Auf den ersten Blick scheint das Ergebnis des Sardis-Vorheizversuches dem zu widersprechen. Ein Vergleich der in Troilit und Metall gefundenen  $^3\text{He}$ -Mengen (Tab. 5) zeigt jedoch, daß ersterer schon einen beträcht-

<sup>23</sup> G. RUDSTAM, *Spallation of Medium Weight Elements*, Uppsala 1956.

<sup>24</sup> M. HONDA u. D. LAL, *Phys. Rev.* **118**, 1618 [1960].

<sup>25</sup> G. GOEBEL u. J. ZÄHRINGER, *Z. Naturforsch.* **16a**, 231 [1961].

<sup>26</sup> A. P. VINOGRADOV, A. K. LAVRUKHINA u. L. D. REVINA, *Geokhimiya* **11**, 955 [1961].

<sup>27</sup> J. R. ARNOLD, M. HONDA u. D. LAL, *Researches on Meteorites*, Ed. C. B. MOORE, John Wiley & Sons, New York 1962.

<sup>28</sup> K. GOEBEL, H. SCHULTES u. J. ZÄHRINGER, Preprint, CERN, Genf, 64-12 [1964].

<sup>29</sup> A. P. VINOGRADOV, A. K. LAVRUKHINA u. L. D. REVINA, *Meteoritika* **24**, 22 [1964].

<sup>30</sup> C. C. PATTERSON, H. BROWN, G. R. TILTON u. M. G. INGRAM, *Phys. Rev.* **92**, 1234 [1953].

<sup>31</sup> G. W. REED, K. KIGOSHI u. A. TURKEVICH, *Geochim. Cosmochim. Acta* **20**, 122 [1960].

<sup>32</sup> G. G. GOLES u. E. ANDERS, *Geochim. Cosmochim. Acta* **26**, 723 [1962].

<sup>33</sup> E. ANDERS, *Meteorite Ages*, in *The Moon, Meteorites, and Comets*, Ed. B. M. MIDDLEHURST u. G. P. KUIPER, The University of Chicago Press, Chicago 1963.

<sup>34</sup> H. HINTENBERGER, E. VILCEK u. H. WÄNKE, *Z. Naturforsch.* **19a**, 219 [1964].

lichen Teil des Heliums verloren hat, da die im Troilit gefundene Menge  $^3\text{He}$  kleiner ist als man allein aus dem Fe des FeS erwarten muß. Ähnliche Verluste sind in geringerem Maße beim Ne eingetreten (s. unten).

Bei keiner der Proben konnte ein Verhältnis  $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} < 1$  gemessen werden (Tab. 4). Adsorbierte Edelgase der Luft können zumindest bei Mt. Edith-Troilit nicht der Grund dafür sein, denn aus den  $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnissen der beiden Proben ergibt sich mit einem  $^{40}\text{Ar}/^{20}\text{Ne}$ -Verhältnis von 500 beim  $^{20}\text{Ne}$  eine Korrektur von nur etwa 2 bzw. 0,2%. Verfälschungen durch in die Apparatur diffundierendes Ne sind ebenfalls zu vernachlässigen, da alle Versuche unter gleichen Bedingungen durchgeführt, bei den Metallproben von Klondike und Mt. Edith trotz der kleineren absoluten Mengen aber Verhältnisse  $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} \approx 0,95$  gefunden wurden. Da schließlich weder die übrigen Isotopenverhältnisse noch die Ergebnisse der Vorheizversuche auf das Vorhandensein von „Urgasen“ hindeuten, scheinen  $^{20}\text{Ne}$  und  $^{21}\text{Ne}$  in Troilit etwa gleich häufig erzeugt zu werden.

In Tab. 6 sind die Produktionsraten der He- und Ne-Isotope pro Atom S und P – relativ zu Fe – angegeben. Bei Odessa sind die in einer dem Einschluß benachbarten Metallprobe von HINTENBERGER und WÄNKE<sup>16</sup> gemessenen Edelgasmengen zum Vergleich benutzt, alle Mengen wurden allerdings um 5% erhöht (s. oben). Da sowohl die Troilit- als auch die Schreibersit-Proben dieses Meteoriten Graphit enthielten, letztere zusätzlich noch Sauerstoff (Magnetit), ist eine eindeutige Interpretation der He-Werte nicht möglich.

Bei Mt. Edith ist die Produktionsrate von ( $^3\text{He} + ^3\text{H}$ ) an Schwefel kleiner als an Eisen, in Übereinstimmung mit Targetexperimenten, bei denen für die Erzeugung von  $^3\text{H}$  ein Anstieg des Wirkungsquerschnittes mit der Masse des Targetkerns

( $\sigma \propto A^{1/2}$ ), für  $^3\text{He}$  ein etwa konstanter Wert gefunden wurde<sup>28, 35</sup>. Bei  $^4\text{He}$  ist der Wert

$$P_4(\text{S})/P_4(\text{Fe}) = 1,79$$

eine obere Grenze, da trotz der negativen Ergebnisse der Vorheizversuche die Anwesenheit von radiogenem  $^4\text{He}$  nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann. Die Verhältnisse

$$P_{21}(\text{S})/P_{21}(\text{Fe}) = 7,35 \pm 1,2$$

und

$$(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_{\text{S}} = 1,21 \pm 0,04$$

stimmen gut mit den nach (3) theoretisch zu erwartenden von 6,85 bzw. 1,24 überein, das gemessene  $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis ist jedoch etwa 30% höher als erwartet. Ob diese erhöhte Produktion von  $^{20}\text{Ne}$  nur an Schwefel auftritt oder aber darauf hindeutet, daß bei leichten Targetkernen die Bildung von spezifischen Fragmenten dominiert<sup>36</sup> und die Spallationsformeln nicht mehr gelten, sollte sich durch weitere Messungen z. B. an geeigneteren Schreibersit-Einschlüssen entscheiden lassen. Einen Hinweis darauf, daß letzteres die richtige Erklärung sein könnte, geben vielleicht die Ergebnisse von GOEBEL, SCHULTES und ZÄHRINGER<sup>22</sup>, die mit 600 MeV-Protonen an Al und Si relativ stark verschiedene  $^{20}\text{Ne} : ^{21}\text{Ne} : ^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse fanden.

In den Metallproben von Sardis und Mt. Edith wurde praktisch das gleiche  $^{38}\text{Ar}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis gemessen, der Härteindex  $n$  der effektiven Strahlung ist somit bei beiden Meteoriten derselbe, und es sollten daher auch für alle Isotope die Verhältnisse der Produktionsraten  $P_i(\text{S})/P_i(\text{Fe})$  gleich sein. Sie sind jedoch bei Sardis ausnahmslos tiefer, und zwar ist die Diskrepanz bei  $^3\text{He}$  am größten. Wie schon erwähnt, beweist die zu kleine  $^3\text{He}$ -Menge des Troilits eindeutig, daß dieser einen Teil seiner Edelgase verloren hat. Ein Vergleich mit Mt. Edith zeigt jetzt, daß etwa 55% des  $^3\text{He}$

Meteorit		$^3\text{He}$	$^4\text{He}$	$^{20}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}$
Mt. Edith	$P(\text{S})/P(\text{Fe})$	0,75	1,79	7,8	7,35	8,3
Sardis	$P(\text{S})/P(\text{Fe})$	—	0,21	4,5	4,3	5,0
Odessa	$P(\text{S})/P(\text{Fe})$	—	—	9,9	9,4	10,4
	$P(\text{P})/P(\text{Fe})$	—	—	—	8,8	10,5

Tab. 6. Produktionsraten der He- und Ne-Isotope pro Atom S und P, relativ zu Fe. Der Wert  $P_4(\text{S})/P_4(\text{Fe}) = 1,79$  ist eine obere Grenze, da trotz der negativen Ergebnisse der Vorheizversuche die Anwesenheit von radiogenem He nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann.

<sup>35</sup> M. LEFORT u. X. TARRAGO, Conf. on Fission and Spallation Phenomena and their Application to Cosmic Rays, CERN, Genf 1961.

<sup>36</sup> N. A. PERFILOV, O. V. LOZHKIN u. V. P. SHAMOV, Soviet Phys.—Usp. **70**, 1 [1960].

und 37% des Ne fehlen. Die dadurch bewirkte Änderung der Isotopenverhältnisse beim Ne sollte nicht mehr als 2% betragen; tatsächlich ist auch das  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse höher als bei Mt. Edith, was jedoch zufällig sein mag.

Bei Odessa ergeben sich für die Produktionsraten der Ne-Isotope an S und P innerhalb der Fehlergrenzen dieselben Werte; sie scheinen jedoch höher zu sein als bei Mt. Edith, was auf ein höheres  $n$  hindeutet.

HINTENBERGER et al.<sup>8</sup> haben kürzlich die relativen Produktionsquerschnitte von  $^3\text{He}$  und Ne in Troilit und Metallphase aus dem Steinmeteoriten Holbrook gemessen. Sie fanden  $^3\text{He}(\text{FeS})/^3\text{He}(\text{Metall}) = 1,4$ , also einen etwa 25% höheren Wert als bei Mt. Edith. Die Diskrepanz ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß bei Holbrook der Troilit sehr fein verteilt und damit die Reichweite der  $^3\text{He}$ - und  $^3\text{H}$ -Teilchen vergleichbar mit der Korngröße ist. Dann aber sind Verfälschungen in dem gefundenen Sinne zu erwarten. Die Übereinstimmung des Verhältnisses  $P_{21}(\text{S})/P_{21}(\text{Fe}) = 9,8$  mit

den hier gemessenen ist befriedigend; der relativ hohe Wert deutet genau wie das im Nickeleisen gefundene  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne} = 85$  auf ein großes  $n$  hin ( $\approx 2,6$ ). Die Unterschiede in den Ne-Isotopenverhältnissen von  $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 1,13$  und  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 1,06$  verglichen mit 1,01 und 1,21 bei Mt. Edith sind wohl im wesentlichen durch Unsicherheiten in der Korrektur für atmosphärisches Ne und den Beitrag von  $\text{CO}_2^{++}$  zu erklären, die gerade bei der Troilit-Probe des Holbrook relativ groß waren<sup>37</sup>.

Für die Meteoritenproben danke ich den Herren C. W. BRACENOR, K. R. DAWSON, E. P. HENDERSON, M. E. LIPSCHUTZ und J. McNALLY, Frau Dr. E. VILCEK für die chemischen Analysen der Troilit- und Schreibersitproben sowie den Herren Dr. N. GRÜGLER, M. E. LIPSCHUTZ und F. WLOTZKA für die DEBYE-SCHERRER-Aufnahmen. Den Herren Prof. J. GEISS und Dr. P. EBERHARDT bin ich sehr dankbar für zahlreiche Diskussionen sowie für die zur Mengenbestimmung verwendeten Misch-Spikes. — Die Arbeit wurde finanziell unterstützt durch den Schweizerischen Nationalfond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

<sup>37</sup> H. HINTENBERGER, persönliche Mitteilung.