

**„Edelgase in Enstatit-Chondriten“**

Dissertation  
zur Erlangung des Grades  
„Doktor  
der Naturwissenschaften“

am Fachbereich Geowissenschaften  
der Johannes-Gutenberg-Universität  
in Mainz

Andrea Patzer  
geb. in Oberwesel

Mainz 2000

Diese Arbeit, das versichere ich, habe ich selbst erdacht und angefertigt und alle benutzten Hilfsmittel (Literatur und Apparatur) angegeben.

Dekan: Univ.-Prof. Dr. Dietmar Schenk  
Tag der mündlichen Prüfung: 25.04.2000

# Inhaltsverzeichnis

1. Motivation.....	1
2. Einleitung	
2.1. Allgemeine Meteoritenkunde und Klassifikation	
2.1.1. Geschichte .....	2
2.1.2. Die Herkunft.....	3
2.1.3. Die Klassifikation.....	5
2.1.3.1. <i>Allgemeine Klassifikation</i> .....	5
2.1.3.2. <i>Chemisch-petrologische Klassifikation</i> .....	11
2.1.4. Der chemische Bestand der Meteorite.....	13
2.1.5. Sekundäre Prozesse.....	15
2.1.6. Meteoritenfundgebiete.....	16
2.2. Enstatit-Chondrite	
2.2.1. Klassifikation.....	17
2.2.2. Mineralogie.....	19
2.2.3. Metamorphose.....	22
2.2.4. Schockklassen.....	25
2.3. Edelgase in Meteoriten	
2.3.1. Die Edelgaskomponenten in Meteoriten.....	26
2.3.1.1. <i>Primäre Edelgase</i> .....	27
2.3.1.2. <i>Sekundäre Edelgase</i> .....	30
2.3.1.3. <i>Wirtsminerale der meteoritischen Edelgase</i> .....	31
2.3.2. Altersbestimmungen mit Edelgasen.....	33
2.3.2.1. <i>Die verschiedenen Meteoritenalter</i> .....	34
2.3.2.2. <i>Ausgestorbene Radionuklide</i> .....	36
2.3.2.3. <i>Kosmische Strahlung</i> .....	36
2.3.2.4. <i>Produktionsraten</i> .....	37
2.3.2.5. <i>Bestrahlungsalter</i> .....	39
2.3.2.6. <i>Komplexe und mehrstufige Bestrahlung</i> .....	41

3. Experimenteller Teil	
3.1. Methodik	
3.1.1. Massenspektrometrie.....	42
3.1.2. Edelgasmassenspektrometrie.....	43
3.2. Proben und Aufbereitung.....	44
3.3. Gerät und Messung.....	44
3.4. Wechselwirkungen und Interferenzen.....	47
3.5. Auswertung	
3.5.1. Eichung.....	48
3.5.2. Blank.....	51
3.5.3. Korrekturen und Berechnung der Gaskonzentrationen.....	52
4. Ergebnisse	
4.1. Edelgase in Enstatit-Chondriten	
4.1.1. Die planetare Komponente.....	54
4.1.2. Die solare Komponente.....	54
4.1.3. Die subsolare Komponente.....	55
4.1.4. Die radiogene Komponente.....	56
4.1.4.1. <i>U/Th-He-Alter</i> .....	56
4.1.4.2. <i>K/Ar-Alter</i> .....	56
4.1.5. Die kosmogene Komponente.....	57
4.1.6. Pairing.....	57
4.2. Bestrahlungsalter.....	58
5. Diskussion	
5.1. Edelgase in Enstatit-Chondriten – Bisherige Erkenntnisse	
5.1.1. Bestrahlungsalter.....	61
5.1.2. Edelgashäufigkeiten.....	62
5.1.3. Isotopenhäufigkeiten der schweren Edelgase.....	63
5.1.4. Spurenelementgehalt und Petrologie.....	64
5.1.5. Wirtsphase der planetaren Edelgaskomponente.....	64
5.1.6. Wirtsphase der subsolaren Edelgase.....	65

5.2. Edelgase in Enstatit-Chondriten – Neue Ergebnisse	
5.2.1. Die Ne-Zusammensetzung.....	65
5.2.2. He-Ne-Verhältnisse im BERN-Diagramm.....	67
5.2.3. Produktionsraten.....	71
5.2.4. Bestrahlungsalter-Systematik.....	72
5.2.4.1. Unsicherheiten.....	72
5.2.4.2. Ein Vergleich von $^{21}\text{Ne}$ - und $^{38}\text{Ar}$ -Bestrahlungsaltern.....	72
5.2.4.3. Die Verteilung von Bestrahlungsaltern bei gewöhnlichen Chondriten.....	74
5.2.4.4. Die Verteilung der Bestrahlungsalter bei Enstatit-Chondriten.....	75
5.2.5. Die getrappten schweren Edelgase.....	77
5.2.5.1. Subsolare und planetare Komponente.....	77
5.2.5.2. Die Xe-Isotopenverhältnisse.....	81
5.2.6. Retentionsalter.....	83
6. Meteorite mit kurzen Bestrahlungsaltern	
6.1. Asteroidengürtel und Resonanzen.....	85
6.2. Die dynamische Entwicklung von Umlaufbahnen im Asteroidengürtel.....	87
6.3. Beispiele.....	89
6.4. Diskussion.....	91
7. Der Einfluss der Verwitterung auf die Bestrahlungsalter von Enstatit-Chondriten	
7.1. Verwitterungsprozesse bei Enstatit-Chondriten.....	94
7.2. Verwitterungsklassifikation.....	94
7.3. Verwitterung von Meteoriten und Edelgasgehalte.....	95
7.4. Ein Experiment zur Verwitterung von E-Chondriten.....	97
7.5. Ergebnisse und Diskussion.....	98
8. Zusammenfassung und Ausblick.....	101
9. Literaturverzeichnis.....	103
Anhang	

## 1. Motivation

In der Meteoritenforschung lassen sich über Edelgaskonzentrationen und –isotopenverhältnisse Rückschlüsse auf den Ursprung und die Entwicklung extraterrestrischer Gesteine ziehen. Primordiale (ursprüngliche) Edelgasanteile werfen dabei ein Licht auf die Bildungsbedingungen der Mutterkörper und legen Zusammenhänge zwischen einzelnen Meteoritenklassen offen. Auf der Basis verschiedener radiogener und kosmogener Edelgasnuklide werden unterschiedliche Zeitpunkte in der Geschichte der Mutterkörper wie Bildungs-, Metamorphose- oder Bestrahlungsalter datiert. Bestrahlungsalter helfen, typgleiche Meteorite einem bestimmten Impaktereignis auf ihrem gemeinsamen Herkunftsplanetoiden zuzuordnen und die dynamische Entwicklung von Meteoroiden auf ihrem Flug zur Erde zu beschreiben. Außerdem sind Rückschlüsse auf den Ort ihrer Entstehung im Raum möglich. Darüber hinaus dienen Bestrahlungsalter zur Rekonstruktion des geologischen Aufbaus eines meteoritischen Mutterkörpers (CRABB & ANDERS 1981, CRABB & SCHULTZ 1981, BOGARD et al. 1984, CAFFEE et al. 1988, SWINDLE 1988, GRAF & MARTI 1989, GRAF & MARTI 1991, PEPIN 1992, GRAF & MARTI 1995, EUGSTER et al. 1997 u.a.).

Das Ziel dieser Dissertation bestand in der eingehenden Untersuchung der elementaren und isotopischen Zusammensetzung von Edelgasen in Enstatit-Chondriten. Ein besonderes Augenmerk richtete sich dabei auf die Messung und Beschreibung der kosmogenen Edelgaskomponenten sowie die Berechnung und Interpretation von Bestrahlungsaltern. Im Einzelnen war es interessant zu ermitteln, ob signifikante Häufungen in der Verteilung dieser Alter auftreten, die auf große Impaktereignisse auf dem Mutterkörper bzw. den Mutterkörpern hinweisen könnten, und ob Unterschiede in den Bestrahlungsaltern von EH- und EL-Chondriten bzw. den verschiedenen petrologischen Typen zu erkennen sind. Zusätzlich standen die Bestimmung der übrigen Edelgaskomponenten – solare, planetare und radiogene – sowie deren Charakterisierung im Blickpunkt der Untersuchungen. Da Enstatit-Chondrite Anteile eines besonderen Gasreservoirs mit sog. subsolarem Muster bei der Akkretion einschlossen (CRABB & ANDERS 1981), galt es, mehr über dessen elementare und isotopische Eigenschaften herauszufinden. Ergänzend wurde der Einfluss der terrestrischen Verwitterung auf den Gehalt an kosmogenen Edelgasen in einer eigens konzipierten Versuchsreihe näher beleuchtet.

Die ersten umfassenden Arbeiten über Edelgase in enstatitischen Chondriten veröffentlichten CRABB & ANDERS 1981 und 1982. Seit Erscheinen dieser grundlegenden Untersuchungen wurden etliche neue Enstatit-Chondrite in der Antarktis und verschiedenen heißen Wüsten gefunden. Damit erhöhte sich nicht nur die Zahl der zur Analyse verfügbaren Proben, sondern es erweiterte sich zusätzlich das Spektrum der petrologischen Typen. Während anfänglich nur EH4/5 und EL6 bekannt waren, kamen nach und nach auch EH3, EH6, EH7, EL3, EL5 und EL7 hinzu. Auf dieser Basis wurde nun eine umfassendere und statistisch fundiertere Beschreibung der Edelgase in Enstatit-Chondriten möglich.

## 2. Einleitung

### 2.1. Allgemeine Meteoritenkunde und Klassifikation

„*De hoc lapide multi multa, omnes aliquid, nemo satis.*“ (Über den Meteoriten *Ensisheim*, der 1492 in der gleichnamigen elsässischen Stadt niederging und den ältesten beobachteten Meteoritenfall der westlichen Hemisphäre darstellt.)

#### 2.1.1. Geschichte

Zahlreiche Krater in der Erdkruste zeugen heute von großen Meteoriten- oder Kometeneinschlägen in der Vergangenheit. In alten Sedimentschichten, z.B. aus dem Ordovizium, wurden extraterrestrische Gesteine auch fossil entdeckt (MCSWEEN 1999). Kleinere Meteorite sind außerdem als Werkzeug aus der Steinzeit oder als Fälle in historischen Aufzeichnungen überliefert (HEIDE 1988). Einige frühe Kulturen erkannten sie bereits als ungewöhnlich oder verehrten sie als Heiligtümer (LIPSCHUTZ & SCHULTZ 1999). Die extraterrestrische Herkunft dieser Gesteine wurde jedoch bis ins 19. Jahrhundert angezweifelt. Der Begründer der modernen Meteoritenforschung, Ernst F. F. CHLADNI (Abb. 1), kämpfte viele Jahre gegen die trugschlüssige Meinung anderer Wissenschaftler und auch großer Teile der Bevölkerung, die Meteorite oft als Himmelsboten – in positivem oder negativem Sinn – interpretierten (z.B. BÜHLER 1988). Erst nach dem Fall des Meteoritenschauers *L'Aigle* 1803 setzten sich seine Erkenntnisse allgemein durch. Damit begann auch eine breiter angelegte, systematische Untersuchung meteoritischer Proben (TSCHERMAK 1885, BREZINA 1904, PRIOR 1920). Die kleine Gruppe dieser Wissenschaftler „der ersten Stunde“ entwickelte die Grundlagen der heutigen Klassifikation der Meteorite.



Abb. 1: Ernst Chladni  
(1756 – 1827)

In den 60er und 70er Jahren, zeitgleich mit den Fortschritten in der Weltraumtechnik, erlebte die Meteoritenforschung einen weiteren Aufschwung. UREY & CRAIG (1953) benannten die ersten Subgruppen der Chondrite, die sie aufgrund ihres Eisengehaltes unterschieden. WIJK (1956) differenzierte zwischen den kohligten Chondriten nach chemischen Prinzipien und teilte sie in drei Gruppen ein. KEIL & FREDRIKSSON (1964) sowie FREDRIKSSON et al. (1968) entdeckten die LL-Chondrite. WASSON (1967) klassifizierte die Eisenmeteorite nach neuen chemischen und strukturellen Gesichtspunkten (s.a. WASSON et al. 1989). VAN SCHMUS & WOOD (1967) legten einen Schwerpunkt auf die Petrologie der Meteorite und ergänzten die chemische Gruppierung durch mineralogische Unterscheidungskriterien. Einführungsliteratur veröffentlichten z.B. ANDERS (1964), WASSON (1985), DODD (1986), BÜHLER (1988), HEIDE (1988) und MCSWEEN (1987, 1999).

### 2.1.2. Die Herkunft

Unser Sonnensystem entstand vor ca. 4.6 Milliarden Jahren (Ga) aus einer rotierenden, scheibenförmigen Materiewolke, dem solaren Urnebel. Die darin enthaltenen Elemente stammen aus den verschiedenen Kernfusions- und Zerfallsprozessen der Nukleosynthese, wie sie in Sternen stattfinden, und wurden mit deren Kollaps in den Raum „geblasen“ (z.B. CLAYTON 1983, WHITE 1998). Durch sinkende Temperaturen begann im Urnebel die Kondensation von Mineralen, die weiter zu Mineralassoziationen zusammenwuchsen (HARTQUIST & WILLIAMS 1995 u.a.). Durch Zusammenstöße entwickelten sich aus den Kumulaten bald größere Objekte (engl. *planetesimals*). Schließlich formierten sich die Planeten wie wir sie heute kennen (u.a. TAYLOR 1992). Einige der ursprünglichen *planetesimals* finden sich vermutlich noch im Asteroidengürtel und in Form von Kometen im Kuiper-Gürtel bzw. der Oort'schen Wolke (vgl. MCSWEEN 1999). Während Kometen größtenteils aus Staub und volatilen Elementen bestehen, oft stark exzentrische Umlaufbahnen aufweisen und selten in das innere Sonnensystem vorstoßen, gehören Asteroide zu den inneren, terrestrischen Planeten, die sich hauptsächlich aus Metall und Silikaten aufbauen.

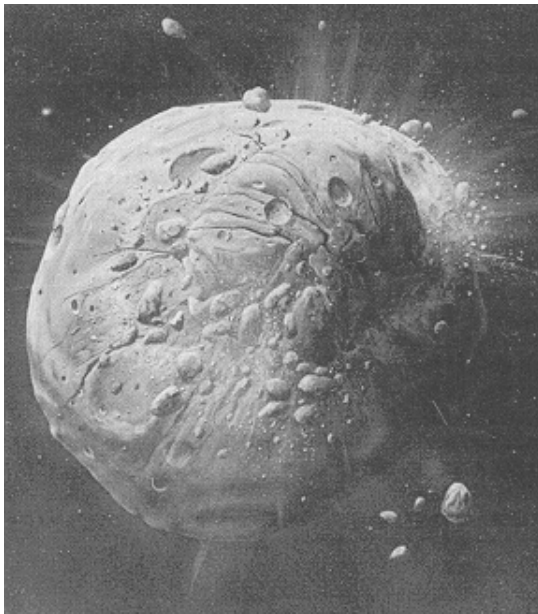


Abb. 2: Impakt auf einem Asteroiden in künstlerischer Darstellung (aus MCSWEEN 1999)

Der Ursprung der meisten Meteorite ist im Asteroidengürtel zwischen den Umlaufbahnen von Mars und Jupiter zu suchen (z.B. WOOD 1979a, s.a. Kap. 6). Durch die relativ hohe Objektdichte kommt es dort häufiger zu Kollisionen. Bei ausreichender Impaktennergie lösen sich in der Folge Gesteinsbruchstücke aus den atmosphärelosen Körpern (Abb. 2). Diese Meteoroiden kreuzen dann auf individuellen Bahnen durch das Sonnensystem. Ein sehr kleiner Teil gelangt auch bis zur Erde (vgl. GLADMAN et al. 1997). Der Eintrag an extraterrestrischer Materie einschließlich des kosmischen Staubs wird auf 100 bis 1000 t pro Tag geschätzt (DODD 1986). Meteorite, die beobachtet und anschließend aufgesammelt wurden, bezeichnet man als Fälle. Die andere, viel umfangreichere Kategorie bilden jedoch Funde.

Beim Eintritt in die Erdatmosphäre haben Meteoroiden Geschwindigkeiten von 40.000 bis 250.000 km/h (durchschnittlich 15 km/s, z.B. LIPSCHUTZ & SCHULTZ 1999). Kleinere Körper rufen in Wechselwirkung mit den Molekülen der Atmosphäre durch Ionisation Lichterscheinungen am Himmel hervor, die Meteore oder Sternschnuppen heißen (griech. *meteoros* = unbestimmt, in der Luft schwebend). Einige Meteoroiden zerbrechen beim Passieren der irdischen Lufthülle in eine unterschiedlich große Zahl an Fragmenten. Die Bruchstücke werden kollektiv als Meteoritenschauer bezeichnet. Ein solcher Schauer geht übli-



cherweise in einem ellipsenförmigen Feld nieder, wobei die schwereren Bruchstücke weiter als die kleinen Fragmente getragen werden.

Der Fall eines Meteoriten kann mit Donner oder anderen akustischen und auffälligen optischen Phänomenen verbunden sein. Er kann aber auch – besonders bei kleineren Körpern – unspektakulär ablaufen. Ein wesentlicher Teil des Gesteins geht beim Durchqueren der Atmosphäre durch Ablation verloren. Typischerweise entsteht eine dunkle, teilweise durch Strömungslinien strukturierte Schmelzkruste. Die Folgen der entstehenden Reibungshitze bleiben aber in jedem Fall auf die ersten Millimeter der Oberfläche beschränkt, da die Wärmeleitfähigkeit von Gestein gering ist und somit Aufschmelzung und Ablation in etwa gleichem Rahmen ablaufen (u.a. HEIDE 1988).

Grundsätzlich können Meteorite zu jeder Zeit und an jedem Ort niedergehen. Statistisch rechnet man etwa alle 50.000 Jahre mit dem Fall eines ca. 1 km großen Objekts (GRADY et al. 1998, BRITT & LEBOSKY 1999). Die Massen der bisher entdeckten extraterrestrischen Gesteine reichen von weniger als 1 g bis zu 60 t (z.B. LIPSCHUTZ & SCHULTZ 1999). Liegt das Gewicht eines Meteoroiden unter einem bestimmten Wert (ungefähr 350 t, DODD 1986), reduziert die Erdatmosphäre die ursprüngliche Geschwindigkeit durch Reibung bis zur reinen Fallgeschwindigkeit. Schwerere Bruchstücke schlagen dagegen mit deutlich höherer kinetischer Energie auf der Erdoberfläche auf (Abb. 3). Ein solcher Impakt hat den Charakter einer Explosion, die nicht nur am Ort des Einschlags durch die sich ausbreitende Schockwelle und entstehenden Temperaturen große Zerstörung verursacht. Fällt der Meteorit auf eine Landfläche, werden u.a. große Mengen an Gesteinsstaub ausgeworfen, die sich in der gesamten Atmosphäre verteilen. Als Folge daraus sind wiederum globale klimatische Veränderungen denkbar (vgl. z.B. CHAPMAN & MORRISON 1989, MELOSH 1989, GRIEVE 1991, HODGE 1994).



Abb. 3: Meteor Crater (Arizona, USA)

## 2.1.3. Die Klassifikation

### 2.1.3.1. Allgemeine Klassifikation

Meteorite lassen sich nach chemischen und mineralogischen Gesichtspunkten mehreren verschiedenen Gesteinsarten zuordnen (Tab. 1).

Klassifikation der Meteorite			
Typ	Klasse	Gruppe	Bemerkungen
<u>Steinmeteorite, undifferenziert</u>	<i>Chondrite</i>	CI, CM, CO, CV, CR, CK, CH*	kohlige Chondrite
		H, L, LL	gewöhnliche Chondrite; zusammen > 80% der Fälle
		EH, EL	Enstatit-Chondrite
		R	Rumuruti-Gruppe, stark oxidiert
		IAB/IIIICD Silikate	Silikat-Einschlüsse in Eisenmeteoriten, chondrenfrei
	<i>Primitive Achondrite</i>	Acapulcoite	chondritische Häufigkeit von Plagioklas und Troilit, mittelkörnig
		Lodranite	subchondritische Häufigkeit von Plagioklas und Troilit, grobkörnig
		Winonaite	stehen in Zusammenhang mit Silikaten in bestimmten Eisenmeteoriten
	<u>Steinmeteorite, differenziert</u>	<i>Achondrite</i>	Eucrite, Howardite, Diogenite
Ureilite			Matrix mit Olivin, Pyroxen und Karbonat
Angrite			Basalte mit Al-Ti-Diopsid
Brachinite			gleichkörnig, mit Olivin, Ortho- und Klinopyroxen
Aubrite			Enstatit-Achondrite
Shergottite, Nakhilite, Chassignite			kurz: SNC-Meteorite, Marsmeteorite, Basalte und ultramafische Plutonite
ALH84001			Marsmeteorit, Orthopyroxenit
Mondmeteorite			Basalte und Impaktbrekzien (anorthositischer oder basaltischer Regolith und Fragmentbrekzien)
<u>Stein-Eisen-Meteorite, differenziert</u>		Mesosiderite	Metall + mafische Silikate
		Pallasite	Metall + Olivin, aus dem Mantel-Kern-Grenzbereich
<u>Eisenmeteorite, differenziert</u>	<i>Magmat. Gruppe</i>	IC, IIAB, IIC, IID, IIF, IIIAB, IIIE, IIIF, IVA, IVB	Aufteilung nach chemischen Gesichtspunkten
	<i>Nicht-magmat. Gruppe</i>	IAB/IIIICD, IIE	evt. Mischungen aus geschmolzenem und ungeschmolzenem Eisen
* Kontroverse Gruppe (u.a. GROSSMAN et al. 1988, SCOTT 1988, WEISBERG et al. 1988, WASSON & KALLEMEYN 1990)			

Tab. 1: Klassifikation der Meteorite (nach RUBIN 1997)

Grundsätzlich kann man in Abhängigkeit vom Metallgehalt in Stein-, Stein-Eisen- und Eisenmeteorite unterscheiden. Eine von verschiedenen Autoren alternativ bevorzugte Klassifizierung orientiert sich an der Genese der Gesteine. Sie gliedert in differenzierte und primitive Meteorite. Letztere bewahrten ihren ursprünglichen Mineralverband und gelten daher auch als „Urmaterie“ des Sonnensystems. Differenzierte Meteorite sind dagegen – so die verbreitete Meinung – das Produkt von physikalischen und chemischen Separationsprozessen, die durch Aufschmelzungen auf den meteoritischen Mutterkörpern ausgelöst wurden. Im Verlauf der magmatischen Entmischung trennten sich die mineralogischen Bestandteile je nach spezifischem Gewicht in eisenreiche und von Silikaten dominierte Komponenten. Die eisenreiche Schmelze migrierte ins Zentrum des betreffenden Planetoiden und bildete einen Kern, das leichtere silikatische Magma drang gleichzeitig nach außen und baute einen achondritischen Mantel auf (z.B. WASSON 1985, HEIDE 1988, MCSWEEN 1999, LIPSCHUTZ & SCHULTZ 1999).

Einige Meteorite lassen sich nicht in die bekannten Klassen einordnen und bilden deshalb als „Einzelstücke“ eigene Gruppen. Sie setzen sich entweder aus unterschiedlichen Meteoritentypen zusammen (polymikte Brekzien) oder zeigen einzigartige Mineralvergesellschaftungen bzw. eine anomale chemische Zusammensetzung.

Ein gänzlich abweichendes Modell zur Genese der meteoritischen Materie, das auch diese „exotischen“ Vertreter integriert, bietet KURAT (1988). Er erklärt die unterschiedlichen Klassen mit Abweichungen in Art und Ablauf von Akkretionsprozessen und zeitlich variierender Zusammensetzung des solaren Urnebels.

### Steinmeteorite

Zu den gesteinsbildenden Mineralen der Steinmeteorite zählen die auch auf der Erde vertretenen Silikate Olivin, Pyroxen und Feldspat. Metallisches Eisen kommt als Nebengemengteil vor. Akzessorisch werden Sulfide und mit refraktären Elementen angereicherte Einschlüsse beobachtet.

**A. Chondrite:** Chondrite sind weitgehend homogen aufgebaut. Einen charakteristischen Bestandteil bilden mm- bis cm-große sphärische Mineralaggregate, sog. Chondren (griech. *chondros* = Korn, Knorpel; Abb. 7 und 8). Sie machen 40 bis 90 % des meteoritischen Volumens aus und liegen in einer feinkörnigen Matrix vor. Mineralogisch handelt es sich um silikatische Verbindungen, die wahrscheinlich bei Temperaturen um 1600°C sehr rasch aufgeschmolzen wurden und auch

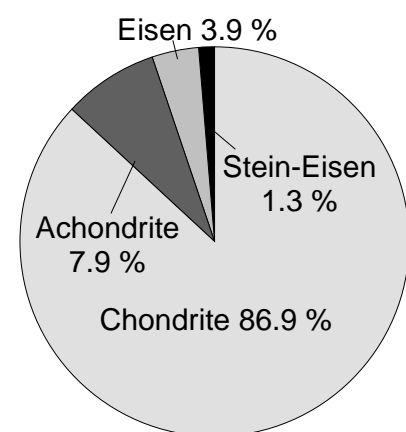


Abb. 4: Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Klassen bei Meteoritenfällen (nach METBASE 1997). Auffällig ist die Dominanz der Steinmeteorite (Chondrite und Achondrite)

schnell wieder abkühlten (zwischen 1000°C/h und 10° bis 100°C/h, LIPSCHUTZ & SCHULTZ 1999). Auch andere Theorien zu ihrer Entstehung werden gegenwärtig diskutiert (u.a. HEWINS et al.1996).

Für die Klassifikation der Chondrite ist u.a. der Oxidationsgrad des enthaltenen Eisens maßgebend. Dabei werden die Anteile an reduziertem, metallischem und an oxidiertem Fe, das üblicherweise in Silikaten oder Sulfiden gebunden vorliegt, auf den Si-Gehalt normiert und miteinander verglichen. Auf dieser Basis erhält man 6 verschiedene Gruppen (s. Abb. 5 und 6).

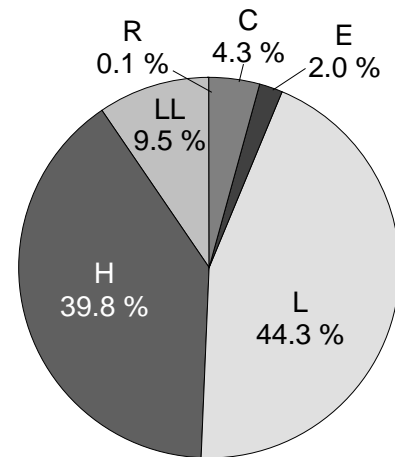


Abb. 5: Häufigkeitsverteilung der Chondrite (METBASE 1997)

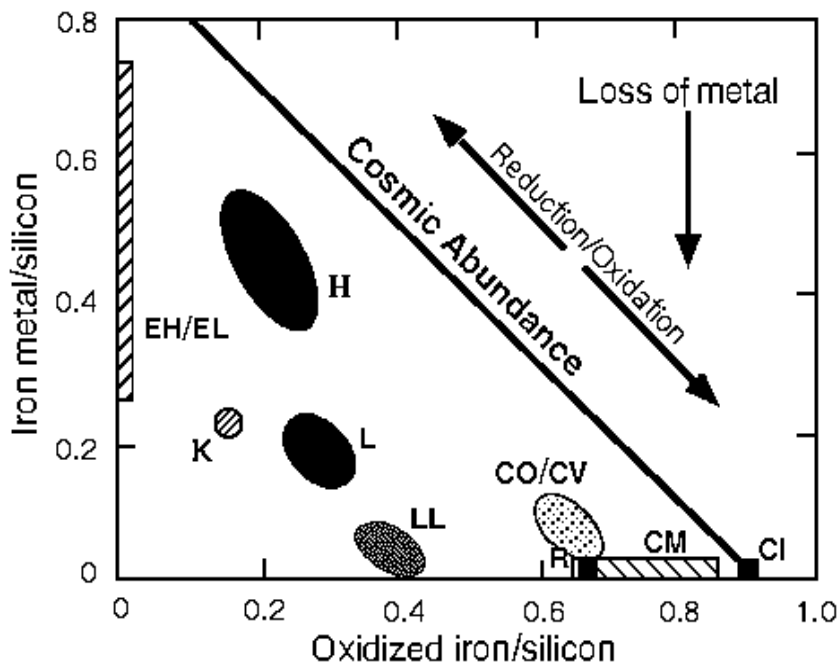


Abb. 6: Metallisches und oxidiertes (meist silikatisches) Fe in Chondriten. Die kosmische Häufigkeit von Fe relativ zu Si wird durch die Diagonale durch den Abbildungspunkt der CI-Chondrite dargestellt. Alle anderen Klassen fallen unter diese Linie und zeigen damit einen Verlust von Fe vor oder während der Akkretion an (aus MCSWEEN 1999)

**a) Gewöhnliche Chondrite (H, L, LL):** Aufgrund ihrer Dominanz im Typenspektrum der bekannten Meteorite (Abb. 5) erhielt diese Gruppe den Namen „gewöhnliche Chondrite“. Die Differenzierung der Untergruppen H, L und LL erfolgt anhand des Gesamteisengehaltes (H = *high*, 25 – 33 %; L = *low*, 19 – 23 %; LL = *low iron, low metal*, 16 – 20 %). Außerdem unterscheidet sich der Fayalitgehalt (Fe-Olivin  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) der einzelnen Subgruppen: In H-Chondriten liegt er am niedrigsten (15 bis 21 mol-%), in L-Chondriten sind Mengen zwischen 22 und 27 mol-% enthalten (MASON 1963).

**b) Enstatit-Chondrite (EH, EL):** Die chemischen und mineralogischen Eigenschaften dieser Meteoritengruppe werden ausführlich in Abschnitt 2.2. erläutert.

c) Kohlige Chondrite (CI, CH, CK, CM, CO, CR, CV): Sie bekamen ihren Namen durch die schwarze Färbung der kohlenstoffreichen Grundmasse (Abb. 7). Bezeichnenderweise tritt kein oder kaum metallisches Eisen auf. Gleichzeitig sind im Unterschied zu den anderen Chondriten Karbonate, kristallwasserhaltige Sulfate und Kohlenwasserstoffe, d.h. generell ein hoher Anteil an volatilen Elementen, vorhanden. Im Einzelnen ist die chemische Zusammensetzung uneinheitlich. Zur weiteren Klassifizierung werden daher der Rekristallisationsgrad und die Textur des Gesteins herangezogen (s. Tab. 2). Jede Untergruppe erhält als Bezeichnung den Anfangsbuchstaben eines repräsentativen Vertreters (z.B. Ivuna für CI). Unter petrologischen Gesichtspunkten unterscheidet man bei den kohligen Chondriten zwischen den Typen 1 bis 3. Die CI-Chondrite gehören zum petrologischen Typ 1, CM-Chondrite (M = Murchison) zum Typ 2. Beide Varianten sind nur unter kohligen Meteoriten bekannt. Sie enthalten diagnostische wasserhaltige Minerale, die den terrestrischen

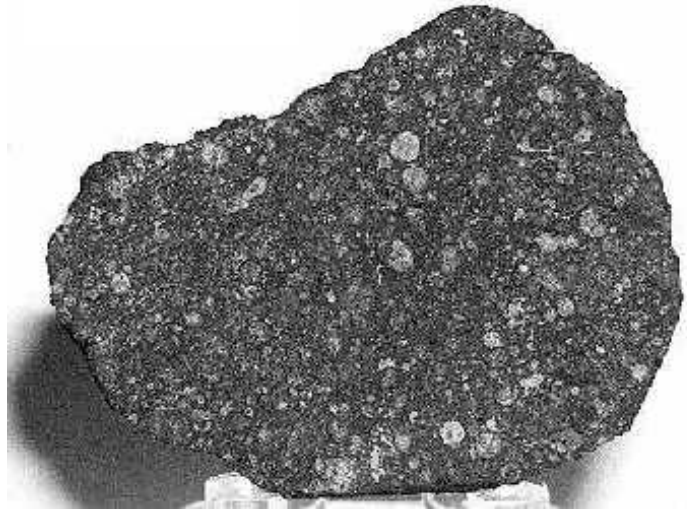


Abb. 7: Schnitt durch den kohligen Chondriten Allende. Deutlich sind mehrere unterschiedliche Bestandteile, u.a. die Chondren (s. Abb. 8), zu erkennen



Abb. 8: Vergrößerte Aufnahme einer Chondre (aus SCHULTZ 1993)

Tonmineralen ähneln. Obwohl C1- und C2-Chondrite keine Chondren aufweisen, fallen beide Typen gemäß ihrer chemischen und mineralogischen Parallelen zu anderen chondritischen Meteoriten in eben diese Gruppe. Vor allem C1-Chondrite zeigen bemerkenswerte kompositorische Übereinstimmungen mit der solaren Photosphäre (s. 2.1.4.).

d) Rumuruti-Chondrite (R): Der Name dieser erst 1994 als eigenständig deklarierten Gruppe stammt vom bisher einzigen Fall in Rumuruti, Kenia. Die chemische Ähnlichkeit mit den gewöhnlichen Chondriten ist groß. Allerdings spricht die sehr individuelle Sauerstoffisotopie (s. 2.1.4.) für eine separate Genese. Im allgemeinen zeigen Rumuruti-Chondrite kaum metallisches Eisen und einen hohen Olivinegehalt. Volatile Elemente sind ebenfalls mit einem verhältnismäßig bedeutenden Anteil vertreten.

**B. Achondrite:** Bei den Achondriten fehlen – gemäß ihrer Bezeichnung – Chondren. Statt dessen ist in den mineralischen Hauptbestandteilen Pyroxen, Feldspat und Olivin eine Anreicherung an

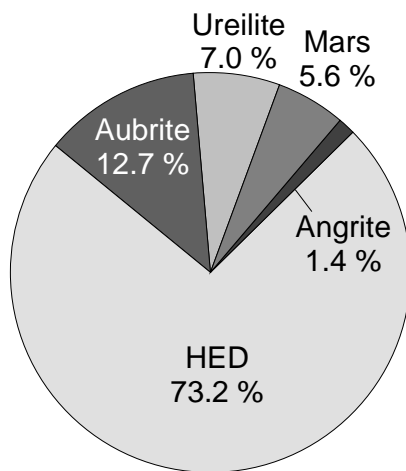


Abb. 9: Häufigkeitsverteilung der Achondrite (METBASE 1997)

refraktären lithophilen Elementen festzustellen. Anhand der Hauptgemengeteile und ihres CaO- sowie FeO-Gehalts lassen sich Achondrite weiter klassifizieren. In jüngster Zeit hat sich allerdings eine Unterscheidung nach genetischen Gesichtspunkten durchgesetzt. Dort stehen primitive Achondrite auf der einen und differenzierte Achondrite auf der anderen Seite. Die differenzierten Gesteine enthalten aufgrund ihrer magmatischen Genese kaum Metall oder Sulfide. Zu ihnen zählen die sog. HED-Meteorite (Howardite, Eukrite, Diogenite) und SNC-Meteorite (Shergottite, Nakhlite, Chassignite). Letztere weisen genetische Parallelen zum Nachbarplaneten Mars auf (chemische Gesamtzusammensetzung, Edelgase, Formationsalter; z.B. MCSWEEN 1994). Eukrite und Diogenite ähneln irdischen Basalten und stammen vermutlich von

4Vesta und/oder anderen V-Asteroiden. Howardite sind Brekzien aus eukritischen und diogenitischen Fragmenten, die wahrscheinlich bei Einschlägen auf dem Eukrit-Diogenit-Mutterkörper entstanden.

Zwei weitere Klassen aus der Gruppe der differenzierten Achondrite bilden die seltenen Angrite, die sich nur leicht von den HED's unterscheiden, und Mondmeteorite. Letztere zeigen eindeutige Übereinstimmungen mit der chemischen Zusammensetzung und Mineralogie des Mondes.

Die Gruppe der primitiven Achondrite umfasst u.a. Aubrite und Ureilite. Die Aubrite werden auch als Enstatit-Achondrite bezeichnet, da sie fast nur aus Mg-Pyroxen bestehen und mineralogisch wie die Enstatit-Chondrite einzuordnen sind. Ihre Textur ist jedoch magmatisch, und auch chemisch betrachtet existieren im Detail einige Abweichungen. Es wurde die Annahme formuliert, dass sie durch Schmelz- und Differentiationsprozesse aus den Enstatit-Chondriten hervorgingen (vgl. 2.2.3.). Ureilite heben sich durch einen relativ hohen Graphitgehalt, eine besondere Mineralogie mit Kamazit/Taenit und Troilit sowie das Auftreten feinsten Diamanten von allen anderen Achondriten ab. Ihre Hauptmasse besteht aus einem Olivin-/Pyroxen-Kumulat. Das Kohlenstoffvorkommen und einige Spurenelemente legen eine gemeinsame Entstehungsgeschichte mit den kohligen Chondriten nahe.

### Stein-Eisen-Meteorite

Die mineralogische Übergangszone zwischen Stein- und Eisenmeteoriten füllen Assoziationen aus Silikaten und Eisenmineralen aus. Diese Stein-Eisen-Meteorite entstanden möglicherweise

im Grenzbereich eines Eisenkerns und silikatischen Mantels. Die sog. Pallasite enthalten bis cm-große, ideomorphe Olivine in einer gut kristallisierten metallischen Matrix. Beide Komponenten kühlten sehr langsam ab und befanden sich dabei im chemischen Gleichgewicht. Die Fe-Ni-Grundmasse gleicht in bezug auf Kristallstruktur und Chemie den Oktaedriten (s. Eisenmeteorite). Das taxonomische Gegenstück der Pallasite, die Mesosiderite, scheinen dagegen viel schneller und unter turbulenten Bedingungen, die eventuell auf permanente Einschläge zurückgingen, auskristallisiert zu sein. Sie bilden relativ feinkörnige Brekzien aus Pyroxen, Plagioklas und metallischem Eisen und sind möglicherweise mit den Howarditen verwandt.

### **Eisenmeteorite**

Schon allein aufgrund ihrer hohen Dichte und des magnetischen Verhaltens sind Eisenmeteorite relativ leicht zu erkennen und werden gegenüber Steinmeteoriten leichter gefunden. Von den bekannten Fällen machen sie aber nur knapp 4 % aus (Abb. 4).

Der Anteil der Fe-Ni-Legierung erreicht bei den Eisenmeteoriten meist über 90 %. Somit fallen sie in die Gruppe der differenzierten extraterrestrischen Gesteine. Die Anzahl der zusätzlich auftretenden Mineralphasen ist in Relation zu den Steinmeteoriten deutlich begrenzt. Die meisten Eisenmeteorite bestehen aus  $\alpha$ -Fe-Einkristallen (Kamazit) mit 0.2 bis 50 mm breiten Lamellen, die alternierend von feinen  $\gamma$ -Fe-Bändern (Taenit) abgelöst werden. Taenit enthält gegenüber Kamazit vergleichsweise viel Ni. Lamellenzwickel werden von einer feinen Kamazit-Taenit-Verwachsung, dem Plessit, ausfüllt. Neben den Eisenmineralen wurden akzessorisch Troilit (FeS), Graphit, verschiedene Silikate und sauerstoffhaltige Einschlüsse gefunden.

Die Bildung von Kondensationskeimen und das diffusive Wachstum von Kamazit aus Taenit sind heute weitgehend verstanden. Taenit kristallisiert direkt aus der Metallschmelze aus und wird im Verlauf der Kondensation und des Wachstums von Kamazit immer Ni-reicher. Abkühlungsraten variieren zwischen ca. 900° und 400° C pro Millionen Jahre (Ma) und entsprechen einem Mutterkörper mit silikatischem Mantel von Asteroidengröße. Die jeweilige Ni-Konzentration in der Schmelze bestimmt die Kristallisationstemperatur, woraus sich wiederum die Orientierung und Breite der Kamazitlamellen ergeben.

Hexaedrite enthalten weniger als 6 % Ni und bauen sich aus Kamazitkristallen auf. Sekundär, d.h. durch Schockwellenmetamorphose, entwickelte sich eine variable, feine Zwillingslamellierung, die als NEUMANN'sche Linien bezeichnet wird.

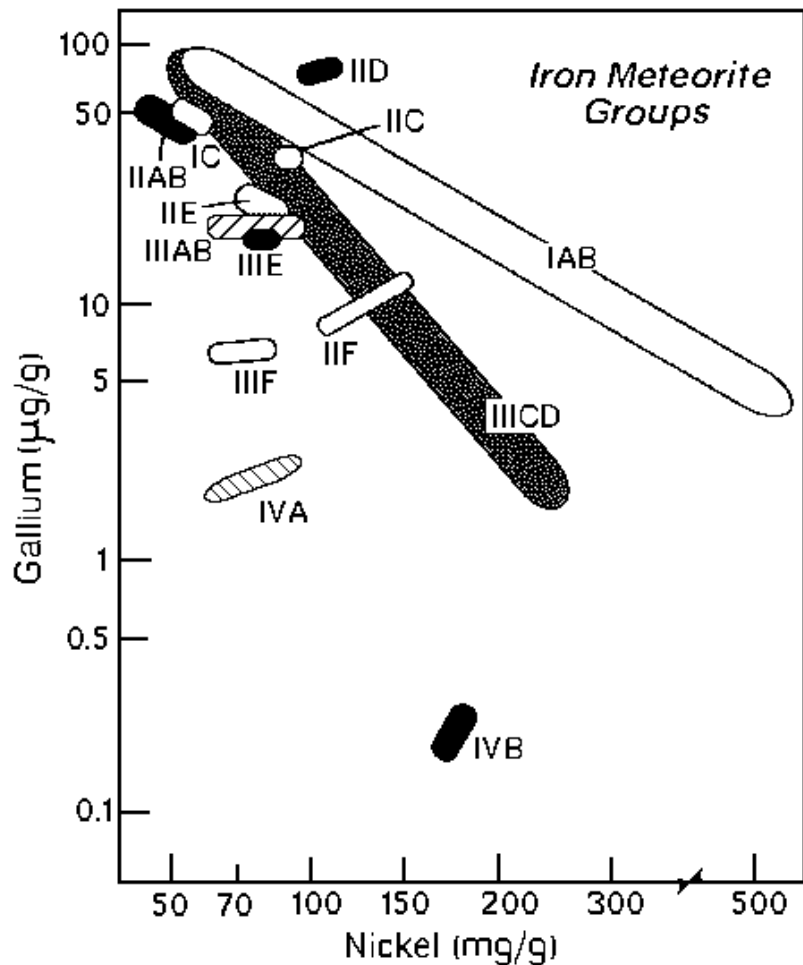
Die in den grob strukturierten Oktaedriten (6 bis 20 % Ni) existente Wechsellagerung aus plattigem Kamazit und feinschichtigem Taenit ordnete sich als sog. WIDMANNSTÄTTEN'sche Figuren parallel zu den Flächenpaaren eines Oktaeders an. Sie ist für diese Meteoritenklasse diagnostisch und wird, wie die NEUMANN'schen Linien, auf angeätzten Oberflächen gut sichtbar.

Eisenmeteorite mit mehr als 20 % und maximal 50 % Ni heißen Ataxite (griech. *a taxis* = ohne Gestalt). Sie besitzen ein sehr feinkörniges Gefüge. Größere Kamazit-Einkristalle konnten

nicht wachsen, da für eine Keimbildung die Temperaturen im Bildungsmilieu zu hoch lagen. Bei thermaler Überprägung können sich auch Oktaedrite und Hexaedrite zu – in diesem Fall Ni-armen – Ataxiten bzw. Ataxitsäumen umwandeln.

Da weder die unterschiedliche Verwachsung von Kamazit und Taenit noch der Nickelgehalt an sich die Grundlage für eine einwandfreie Klassifizierung der Eisenmeteorite bieten, wird zusätzlich nach der chemischen Zusammensetzung, genauer: den Häufigkeiten der siderophilen Elemente Ga, Ge, Ir und Ni, in genetische Gruppen (Abb. 10) unterteilt. Oft korrelieren sie gut mit der ausgebildeten mineralogischen Struktur.

Abb. 10: Die logarithmische Auftragung der gemessenen Ga- und Ni-Konzentrationen in Eisenmeteoriten erlaubt eine Klassifizierung in unterschiedliche chemische Gruppen. Die auf diese Weise dargestellten charakteristischen Zusammensetzungen gelten für 86 % der bekannten Eisenmeteorite. Alle anderen gelten als anomale Vertreter (aus MCSWEEN et al. 1999, s.a. WASSON 1974)



### 2.1.3.2. Chemisch-petrologische Klassifikation

Extraterrestrisches Gestein stellt analog zu den Gesteinen der Erde das Ergebnis einer bestimmten Ausgangszusammensetzung und nachfolgender Umwandlungsprozesse dar. VAN SCHMUS & WOOD (1967) konzipierten ein Klassifikationsschema, das die primären und sekundären Eigenschaften der gewöhnlichen Chondrite integriert und unterschiedliche Metamorphosestufen berücksichtigt (Tab. 2). Die Metamorphose fand den Autoren zufolge nach der Akkretion auf den meteoritischen Mutterkörpern statt.



Zunächst wird zwischen Meteoriten mit Anzeichen von wässriger und thermischer Alteration differenziert und Typnummern von 1 bis 7 zugewiesen. Die Typen 1 und 2 beziehen sich auf extraterrestrische Gesteine, die hydrothermal überprägt wurden und nun wasserhaltige Minerale aufweisen. Sie sind nur bei kohligen Chondriten bekannt. Der Typ 3 repräsentiert die Ausgangszusammensetzung, die von Typ 4 nach 6 unter ansteigenden Temperaturen thermisch beeinflusst wurde. Die Homogenität der Minerale nimmt hier zu, die vorherrschende Pyroxenform wechselt von monoklin nach orthorhombisch, volatile Bestandteile und primäre lithologische Strukturen gehen kontinuierlich verloren, und der Kontrast zwischen Chondren und Matrix verwischt. Gleichzeitig setzt in der chondritischen Glasgrundmasse progressive Rekristallisation zu Feldspat ein. Typ 7 wird schließlich durch partielles Schmelzen charakterisiert.

Gewöhnliche Chondrite des Typs 3 werden auch nicht-equilibrierte Chondrite (engl. UOC = *Unequilibrated Ordinary Chondrites*) genannt. Sie zeichnen sich durch die größten chemisch-mineralogischen Abweichungen untereinander und von den anderen petrologischen Typen aus. Es ist daher üblich, anhand spezieller chemischer Eigenschaften weitere Subtypen (1 bis 9) zu beschreiben und somit die Heterogenität dieser Gruppe in gewisser Masse zu systematisieren.

Klassifikationskriterien für die petrologischen Typen der gewöhnlichen Chondrite						
Typnummer	wässrige Alteration		thermische Alteration			
	1	2	3	4	5	6
chemische Homogenität von Olivin und Pyroxen	-	> 5% Mischung		< 5% Mischung	homogen	homogen
Kristallform der Ca-armen Pyroxene	-	vorwiegend monoklin		> 20% monoklin	< 20% monoklin	orthorhombisch
Korngröße von sekundärem Feldspat	-	nicht vorhanden		< 2 µm	2 - 50 µm	> 50 µm
Glas	-	isotrop		trübe, falls vorhanden	nicht vorhanden	
metallische Minerale	-	z.T. γ-Fe (Ni-arm)	Kamazit und Taenit (> 20% Ni)			
Ni-Gehalt der Sulfid-Minerale	-	> 0.5%	< 0.5%			
Ausbildung der Chondren	-	scharf begrenzt		deutliche Grenzen	Übergänge zur Matrix	sehr kontrastarm
Matrix	feinkörnig, opak	meist opak	opake Anteile	mikro-kristallin	rekristallisiert	
Gesamtgehalt Kohlenstoff	ca. 3.5%	1.5 - 2.8%	0.1 - 1.1%	< 0.2%		
Gesamtgehalt Wasser	ca. 6%	3 - 11%	< 2%			

Tab. 2: Die petrologische Einteilung der gewöhnlichen Chondrite (modifiziert nach VAN SCHMUS & WOOD 1967; gestrichelte Linien sollen Übergänge zwischen den Typen andeuten, doppelte Linien signalisieren die deutliche Trennbarkeit der Typen. Die Metamorphosetemperaturen steigen von max. 600°C für Typ 3 bis max. 950° C bei Typ 6 an (z.b. MCSWEEN 1999))

#### 2.1.4. Der chemische Bestand der Meteorite

Während primitive (undifferenzierte) extraterrestrische Gesteine etwas über die physikalischen und chemischen Bedingungen im jungen Sonnensystem aussagen, liefern die differenzierten Meteorite generell Hinweise auf die geochemische Entwicklung der einzelnen Körper des Sonnensystems. Die ursprüngliche, sog. primordiale Zusammensetzung des solaren Urnebels scheint dabei vor allem in Form von Chondren (Abb. 7 und 8 in 2.1.3.1.) oder speziellen refraktären Einschlüssen (CAI's, engl. *Ca-Al-rich Inclusions*) erhalten. CAI's lassen sich anhand von Isotopenanomalien und Elementen mit besonderer nukleosynthetischer Geschichte identifizieren (u.a. MACPHERSON et al. 1988, KERRIDGE 1993, WHITE 1998, MCSWEEN 1999).

Die Sonne macht 99.9 % aller Materie im Sonnensystem aus. Die durchschnittlichen elementaren Häufigkeiten der solaren Photosphäre, die über Spektralanalysen messbar sind, gelten daher als Ausgangszusammensetzung aller Materie des Systems. Dort erkennbare Muster dienen auch als Schlüssel zur Rekonstruktion der Elementgenese (ANDERS & EBIHARA 1982, CLAYTON 1983, SUESS 1987, RUNCORN et al. 1988, WOOLUM 1988, WALLERSTEIN et al. 1997 u.a.).

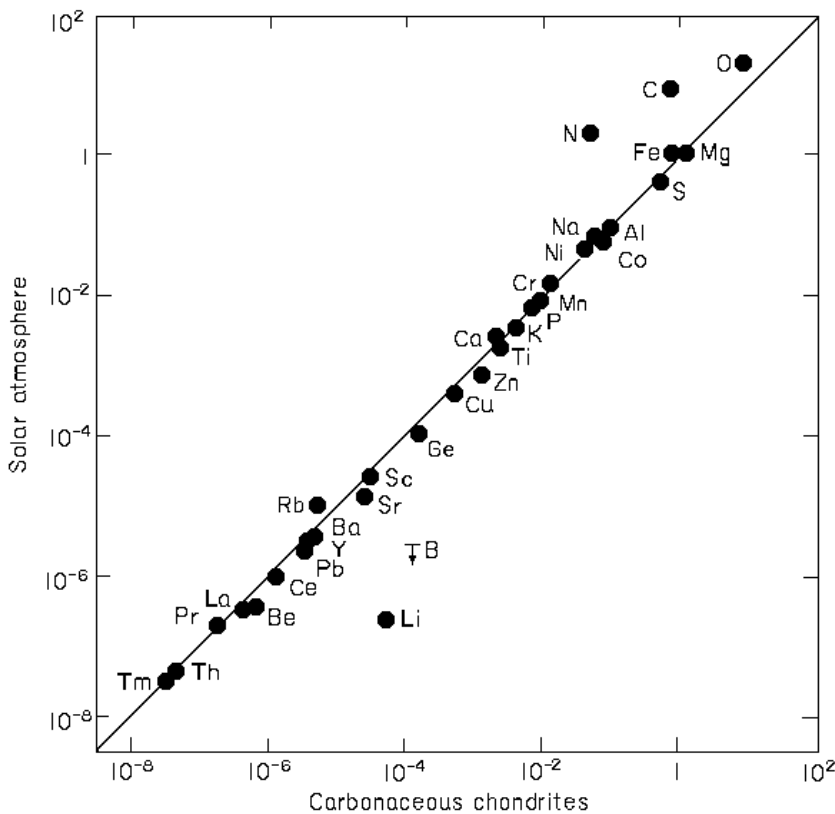


Abb. 11: Kosmische Häufigkeiten im Vergleich von solarer Photosphäre und kohligen Chondriten (nach WOOD 1979b). Angegeben sind die Häufigkeiten der jeweiligen Elemente in Atomen pro Si-Atom. Die Zusammensetzung der C1-Chondrite (s. 2.1.3.1.) entspricht in etwa der Sonne und repräsentiert das primitive Material, aus dem sich das Sonnensystem formierte.

C1-Chondrite zeigen die größten Übereinstimmungen mit dem Elementspektrum der solaren Photosphäre (Abb. 11). Nur volatile Elemente wie H, He und C sind generell in Meteoriten unterrepräsentiert. Auf der anderen Seite erscheinen leichte Elemente wie Li, Be und B gegenüber den solaren Häufigkeiten angereichert. Sie werden in Nukleosynthesereaktionen der Sonne systematisch „verbraucht“ und sind dementsprechend in der Photosphäre reduziert. Die Element-

häufigkeiten in CI-Chondriten gelten als kosmische Norm, da insbesondere Spurenelemente im Labor sehr viel genauer messbar sind als bei einer photosphärischen Spektralanalyse.

Heute gilt es als gesichert, dass der Urnebel chemisch heterogen strukturiert war und einzelne Bereiche mehr oder weniger vom kosmischen Wert abwichen. Detaillierte Daten über die Zusammensetzung und insbesondere die Isotopie von Meteoriten belegen dies. In absoluten Werten blieben die räumlichen und zeitlichen Variationen zwar relativ klein, doch für Modelle zur Entwicklung der inneren Planeten und vor allem der einzelnen meteoritischen Typen sind sie von grundlegender Bedeutung (z.b. WOOD 1979b, KURAT 1988, ANDERS & GREVESSE 1989).

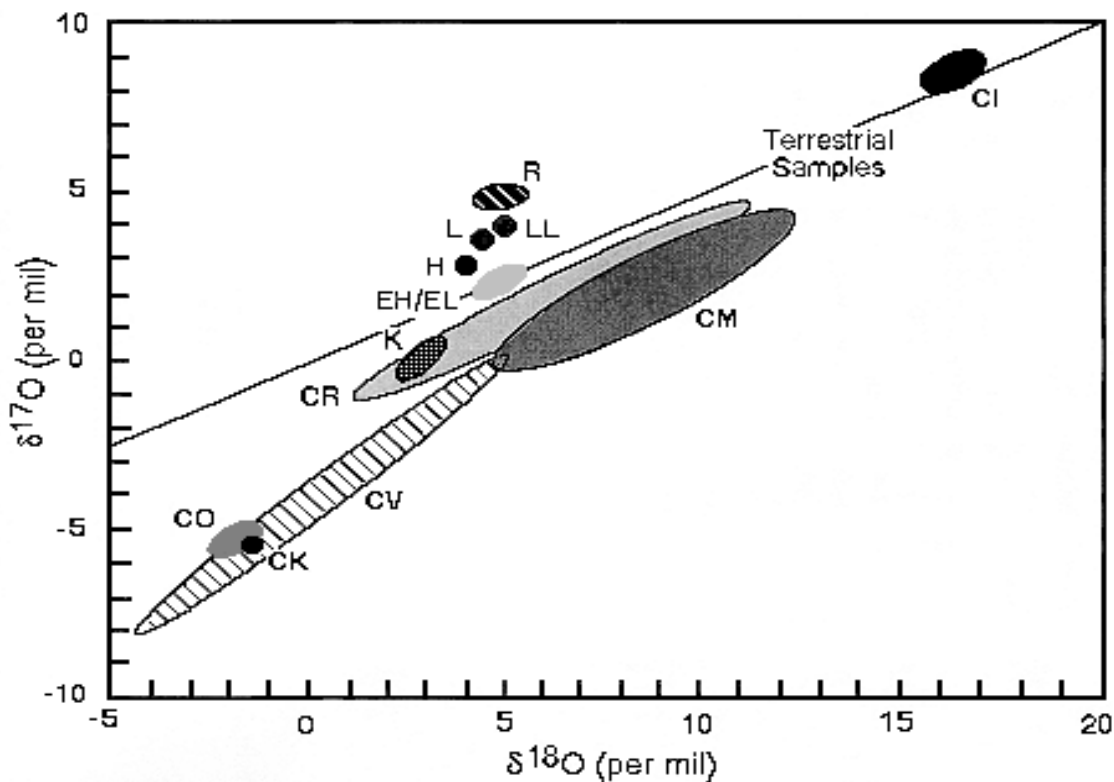


Abb. 12: Sauerstoffisotopen-Diagramm der meteoritischen Klassen (aus MCSWEEN 1999).  $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse sind als  $\delta$ -Werte angegeben, die die Abweichung von einem Standard (SMOW = Standard Mean Ocean Water) in ‰ beschreiben. Alle terrestrischen Proben fallen auf eine Diagonale, die terrestrische Fraktionierungslinie (TFL).

Ein tragendes Argument für die Annahme eines heterogen strukturierten Urnebels bilden die Abweichungen in der **Sauerstoffisotopie** von verschiedenen Meteoritenklassen (CLAYTON 1993). Sauerstoff ist als ein Hauptelement des Sonnensystems durch seine hohe chemische Reaktivität in etlichen festen und gasförmigen meteoritischen Verbindungen vertreten. Seine drei stabilen Isotope, die in verschiedenen nukleosynthetischen Reaktionen gebildet wurden, waren an mehreren, räumlich und zeitlich variierenden Prozessen mit massenabhängiger Fraktionierung beteiligt. Außerdem kann Sauerstoff in chemische Vorgänge eingebunden werden, die eine Fraktionierung unabhängig von der Masse verursachen (pers. Mittlg. M. THIEMENS 2000). Gerade die sauerstoff-

haltigen Phasen im festen Aggregatzustand verhindern anschließend eine Homogenisierung der Isotope, so dass Interaktionen zwischen abweichenden Reservoirs des interstellaren Mediums und des jungen Sonnensystems bestehen blieben und heute nachvollzogen werden können.

Die Sauerstoffdaten von Erde und Mond definieren in einem 3-Isotopen-Diagramm (z.B. Abb. 12; vgl. 5.2.1.) eine Gerade, die als terrestrische Fraktionierungslinie (TFL) bezeichnet wird. Sie deutet auf eine Zusammengehörigkeit beider Körper hin, d.h. eine Abstammung von demselben Sauerstoffreservoir (initiale Sauerstoffisotopie). Viele chondritische und achondritische Gruppen, deren eigenständige taxonomische Stellung auf spezifischen chemischen und mineralogischen Kriterien beruht, nehmen auch ihren individuellen Platz im Sauerstoff-Diagramm ein (Abb. 12). Da eine isotopische Homogenisierung prinzipiell leichter abläuft als die gleichmäßige chemische Durchmischung, kann davon ausgegangen werden, dass die Objekte im Sonnensystem aus einem chemisch heterogen strukturierten Gas kondensierten, in dem selbst noch isotopisch abweichende Regionen existierten.

Die Sauerstoffisotopie der EH- und EL-Chondrite liegt nach bisherigen Erkenntnissen direkt auf der TFL (CLAYTON et al. 1984, CLAYTON 1993). Diese Position kann zufällig sein, auf der anderen Seite aber auch einen genetischen Zusammenhang aufzeigen.

### 2.1.5. Sekundäre Prozesse

Man geht davon aus, dass die auf der Erde abgelaufenen und stattfindenden Differentiationsvorgänge auch auf den anderen terrestrischen Planeten unseres Sonnensystems wirksam waren. Die relativ geringe Größe der Asteroide als meteoritische Mutterkörper dagegen verhinderte in vielen Fällen die Entstehung endogener Kräfte und somit die geologische Entwicklung dieser Körper. Dennoch existieren verschiedene differenzierte Meteoritenklassen. Die Energie für die Aufschmelzung des Ausgangsgesteins kann von unterschiedlichen Seiten eingebracht worden sein. Neben der Energiezufuhr durch ein intensives Bombardement der Protoplaneten, das in einer frühen Entwicklungsphase des Sonnensystems das Bild prägte (z.B. TAYLOR 1992), existieren Hinweise auf radioaktive Wärmequellen. Der Zerfall von kurzlebigen Radionukliden wie  $^{26}\text{Al}$  und  $^{53}\text{Mn}$  lässt sich anhand bestimmter Isotopenanreicherungen ( $^{26}\text{Mg}$ ,  $^{53}\text{Cr}$ ) ablesen (z.B. UREY 1955). Zur Debatte steht momentan außerdem die Effektivität des Plasmastroms, der vermutlich in einem sehr frühen Stadium von der Sonne in den Raum abgestrahlt wurde und Wärme durch elektrische Induktion erzeugen konnte (T-Tauri Stadium, HERBERT et al. 1989 u.a.).

Sekundäre Prozesse wie partielles Schmelzen, Metamorphose und Brekzienbildung waren außerdem als Folge von Kollisionen mit anderen Objekten unseres Sonnensystems möglich. Eine spezielle Gruppe von Brekzien bilden regolithische Brekzien. Sie entstehen, wenn die durch Einschläge zertrümmerte Oberfläche eines Planetoiden durch einen weiteren Impakt erneut zu Gestein verfestigt wird. Im Gegensatz zu einer irdischen Fragment- oder kataklastischen Brekzie weisen sie eine Vielzahl von Oberflächenmerkmalen wie Stoßwellenmetamorphose, Mikroein-

schlagskrater, implantierte Sonnenwindgase, *solar flare tracks* und teilweise Agglutinate (s. 2.3.1.1.) auf. Unter den Regolithbrekzien sind am häufigsten Aubrite, Howardite, H- und R-Chondrite sowie Mondgesteine vertreten.

Neben der Brekzien- und Regolithbildung verursachen Impakte auch stoßwelleninduzierte Deformation und Transformationen, d.h. Rekristallisation, Aufschmelzung von Mineralphasen und Glasbildung (u.a. STÖFFLER et al. 1988). Mit solchen Prozessen gehen Veränderungen der chemischen und isotopischen Verhältnisse einher. Formations- und Kristallisationsalter (s. 2.3.2.1.) lassen sich dann nicht mehr exakt erfassen.

### 2.1.6. Meteoritenfundgebiete

Meteoritenfälle werden nur selten direkt beobachtet. Daher gilt dem Auffinden bereits gefallener extraterrestrischer Gesteine ein besonderes Interesse. In diesem Zusammenhang wurde vor allem in den USA schnell erkannt, wie wichtig es ist, die Bewohner eines Landes über den Wert der Meteorite für die Forschung und deren besondere Merkmale im Vergleich mit irdischen Gesteinen aufzuklären (z.b. HEIDE 1988).

Grundsätzlich gestaltet sich das Auffinden meteoritischer Bruchstücke als schwierig. In den meisten Bereichen der Erde verhindern allein die Oberflächenbeschaffenheit oder relativ rasche Verwitterungsprozesse ein Erkennen von extraterrestrischem Gestein. Die besten Möglichkeiten, fündig zu werden, bieten heiße und kalte Wüstengebiete. Vor allem die Antarktis erwies sich in den vergangenen 30 Jahren als „unerschöpfliches“ Reservoir (CASSIDY et al. 1992). Dabei sammeln sich Meteorite mit terrestrischen Altern bis zu 2 Ma insbesondere entlang des transantarktischen Gebirges an (u.a. LIPSCHUTZ & SCHULTZ 1999, Abb. 13). Spezielle Fließ- und Ablationsvorgänge führen dort zu einer Anreicherung der vorher tief im antarktischen Eis verborgenen extraterrestrischen Gesteine (z.b. SCHULTZ 1993). Auch in heißen Wüsten können Meteorite sehr lange Zeit überdauern. Besonders in Nordafrika und Südwestaustralien wurden Suchexpeditionen in der Vergangenheit fündig (z.b. BISCHOFF & GEIGER 1995, Abb. 14).



Abb. 13: Meteoritensuche in der Antarktis



Abb. 14: Meteoritenfund in der Sahara

## 2.2. Enstatit-Chondrite

Enstatit-Chondrite (E-Chondrite) gehören in die Gruppe der chondritischen Steinmeteorite und sind in erster Linie durch einen hohen Reduktionsgrad charakterisiert (KEIL 1968, SEARS 1980, SEARS et al. 1982, PETAEV & KHODAKOVSKY 1986; vgl. Tab. 3). Die für sie typischen Minerale stammen aus einer Region des solaren Urnebels, die sich durch ein deutlich höheres C/O-Verhältnis im Vergleich zur Sonne auszeichnete (LARIMER & BARTHOLOMEY 1979). Derart reduzierende Eigenschaften werden als besonderes Kennzeichen dem innersten Bereich des Urnebels zugesprochen, der auch aufgrund der Sauerstoffisotopie der E-Chondrite als Entstehungszone dieser Meteoritenklasse in Frage käme (KALLEMEYN & WASSON 1986). Die isotopische Zusammensetzung des Sauerstoffs in E-Chondriten folgt genau der terrestrischen Fraktionierungslinie (s. 2.1.4., CLAYTON et al. 1984, CLAYTON & MAYEDA 1985). Eine eingehende Untersuchung dieser Meteorite verspricht daher Einblicke in die physikalischen und chemischen Gegebenheiten des inneren solaren Nebels sowie die Genese der terrestrischen Planeten.

### 2.2.1. Klassifikation

Die mineralogische Zusammensetzung und Struktur der Enstatit-Chondrite entsprechen allgemein einem primitiven Gesteinsagglomerat, d.h. Differenzierung fand nicht statt. Die diagnostischen Chondren sind in eine feinkörnige Matrix aus silikatischen, metallischen und sulfidischen Komponenten eingebettet.

In erster Näherung lassen sich zwei Subgruppen unterscheiden: Abhängig von der Gesamteisenmenge bzw. dem Gehalt an siderophilen Elementen treten metallreichere und metallärmere E-Chondrite (EH und EL, mit H für *high* und L für *low*) auf. In einer Auftragung des Fe/Si-Verhältnisses gegen den Mg/Si-Wert können EH- und EL-Chondrite grafisch klar voneinander abgegrenzt werden (SEARS et al. 1982; Abb. 15). Das durchschnittliche Mg/Si-Verhältnis liegt bei 0.85 und weicht damit unverkennbar vom solaren und anderen chondritischen Werten ab (Tab. 4).

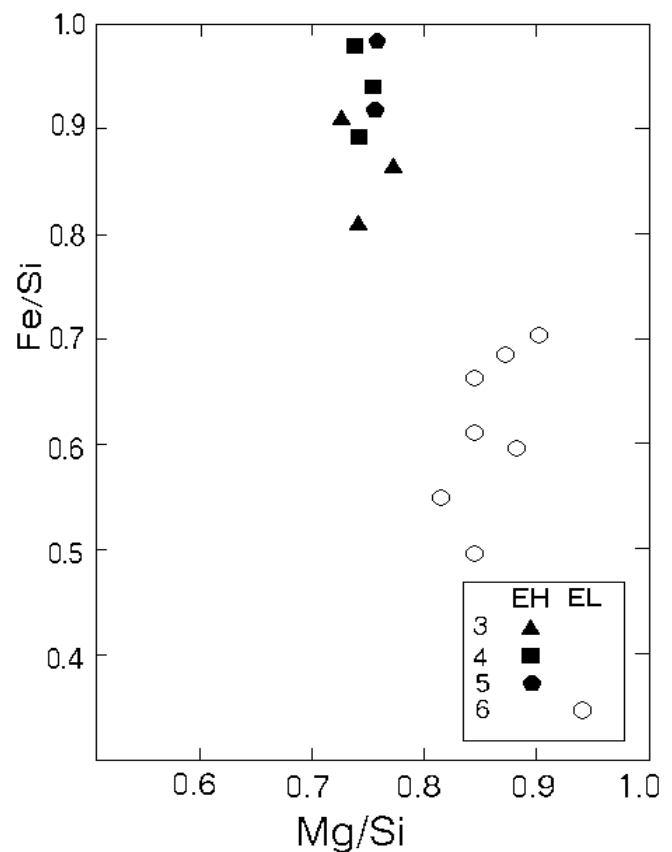


Abb. 15: Fe/Si- und Mg/Si-Atomverhältnisse in Enstatit-Chondriten (aus ZHANG et al. 1995).

EH-Chondrite sind allgemein durch ein Fe/Mg-Verhältnis  $> 0.95$  definiert, für EL-Chondrite liegt dieser Wert unter 0.90.

<b>FeO/(FeO+MgO)-Verhältnis für die Erde und Chondrite</b>											
Klasse	CI	CV	CM	CO	H	L	LL	IAB	EL	EH	Erde
Wert	45	35	43	35	17	27	27	6	<b>0.05</b>	<b>0.05</b>	9

Tab. 3: FeO/(FeO+MgO)-Verhältnis der Erde und chondritischen Meteorite (aus WASSON 1985). Das in E-Chondriten enthaltene Fe ist überwiegend in metallischer Form gebunden. Die Silikate dieser Meteorite bestehen im wesentlichen aus dem Mg-Pyroxen Enstatit.

<b>Die mittlere chemische Zusammensetzung der chondritischen Klassen</b>									
Klasse	Mg/Si	Ca/Si	Fe/Si	Fayalit (mol-%)	Co in Kamazit (mg/g)	Fe <sub>met</sub> / Fe <sub>tot</sub>	δ <sup>18</sup> O (‰)	δ <sup>17</sup> O (‰)	
CI	1.05	0.064	0.86	-	-	0	~16.4	~8.8	
CM	1.05	0.068	0.80	-	-	0	~12.2	~4.0	
CO	1.05	0.067	0.77	-	-	0-0.2	~-1.1	~-5.1	
CV	1.07	0.084	0.76	-	-	0-0.3	~0	~-4.0	
H	0.96	0.050	0.81	16-20	5.2	0.58	4.1	2.9	
L	0.93	0.046	0.57	23-26	10.6	0.29	4.6	3.5	
LL	0.94	0.049	0.52	27-32	22.9-110	0.11	4.9	3.9	
<b>EH</b>	<b>0.77</b>	<b>0.035</b>	<b>0.95</b>	-	-	<b>0.76</b>	<b>5.6</b>	<b>3.0</b>	
<b>EL</b>	<b>0.83</b>	<b>0.038</b>	<b>0.62</b>	-	-	<b>0.83</b>	<b>5.3</b>	<b>2.7</b>	

Tab. 4: Charakteristische Elementverhältnisse und -häufigkeiten der chondritischen Meteorite (met = metallisch, tot = total; aus SEARS & DODD 1988)

Neben der petrologisch-strukturellen Klassifizierung nach VAN SCHMUS & WOOD (1967; s. 2.1.3., Tab. 2) wurde gerade im Zusammenhang mit E-Chondriten die Definition eines mineralogischen Typs vorgeschlagen (ZHANG et al. 1995; s.a. 2.2.3. und Tab. 6). Während die jeweilige Struktur maximale Metamorphosetemperaturen widerspiegelt, gehen die mineralogischen Charakteristika dabei auf nachfolgende, retrograde Prozesse und Überprägungen wie Brekzienbildung zurück.

An petrologischen Typen sind alle Varianten außer EL4-Chondriten vertreten. Nach dem gegenwärtigen Stand aller Funde und Fälle überwiegen zahlenmäßig eindeutig die Typen EH3 und EL6. Strukturell betrachtet waren EL-Chondrite demnach in vielen Fällen deutlich höheren Metamorphosetemperaturen ausgesetzt als die EH-chondritischen Gesteine.

Bei der mineralogischen Gliederung nach ZHANG et al. (1995) fällt grundsätzlich auf, dass EL-Chondrite im Gegensatz zu EH- oder gewöhnlichen Chondriten neben dem Hochtemperaturereignis auch eine extensive geringmetamorphe Phase durchliefen. Die bedeutende Anzahl an Schmelzbrekzien (engl. *melt breccias*) und Impaktschmelzen (engl. *melt rocks*) unter allen

E-Chondriten lässt zudem intensive postakkretionäre Oberflächenprozesse vermuten (u.a. OKADA et al. 1988, KEIL 1989, CASANOVA et al. 1993a, 1993b, ZHANG et al. 1995).

### 2.2.2. Mineralogie

Das gesamte mineralische Spektrum der Enstatit-Chondrite entspricht den reduzierenden Bildungsbedingungen. Das dominierende Mineral Enstatit enthält kaum oder kein FeO (Tab. 3). Daneben treten generell relativ hohe Anteile an metallischen und sulfidischen Fe-Phasen auf. Teilweise wurde in den metallischen Anteil der E-Chondrite Si integriert. Bei ausreichend vorhandenem Sauerstoff ist Si üblicherweise stark an diesen gebunden. Auch viele Sulfidminerale haben sonst grundsätzlich mit Sauerstoff assoziierte Elemente eingebaut. Alle Silikate enthalten auffällig wenig Fe. Für E-Chondrite bezeichnend sind außerdem verschiedene Nitrid- und Phosphidminerale (z.B. KEIL 1989, ZHANG et al. 1995, MCSWEEN 1999).

Mineral	Chemische Formel	Gewichtsanteil in EH3/4	Gewichtsanteil in EL5/6	Gewichtsanteil in Aubriten
Orthoenstatit	$Mg_2Si_2O_6$	46 - 52	62 - 67	77 - 97
Kamazit	$\alpha\text{-FeNi}$	17.5 - 23.8	13.3 - 24.2	0 - 2.47
Plagioklas	> 90% Albit	1.5 - 16	6.4 - 9.2	0.3 - 14
Troilit	FeS	5.8 - 13	4.6 - 9.5	0.4 - 1.5
Oldhamit	CaS	< 0.1 - 2	0.07 - 0.9	0 - 0.4
Schreibersit	$(Fe,Ni)_3P$	0.1 - 1	0.66 - 1	Spuren
Alabandit	$(Mn,Fe)S$	n.n.	0.25 - 0.4	0.25 - 0.4
Graphit	C	0.03 - 0.6	0.1 - 0.4	Spuren
Niningerit	$(Mg,Fe)S$	0.2 - 11.2	n.n.	n.n.
Cristobalit	$SiO_2$	1.5 - 4	n.n.	Spuren
Olivin	$Mg_2SiO_4$	Spuren	n.n.	0.3 - 9.8
Diopsid	$MgCaSi_2O_6$	Spuren	n.n.	0.2 - 7.8
Daubreelit	$FeCr_2S_4$	0 - 0.2	n.n.	Spuren
Sinoit	$Si_2N_2O$	n.n.	0 - 0.14	n.n.
Spuren: < 0.1 Gewichtsanteil; n.n.: nicht nachgewiesen				

Tab. 5: Wichtige Minerale in Enstatit-Chondriten und -Achondriten (aus LODDERS 1996)

Neben den Hauptgemengeteilen Enstatit  $Mg_2Si_2O_6$ , Kamazit  $\gamma\text{-Fe}$  und Troilit FeS bilden Graphit C, Schreibersit  $(Fe, Ni)_3P$ , Sphalerit ZnS, Oldhamit CaS, Daubreelit  $FeCr_2S_4$ , verschiedene Varianten des Quarzes  $SiO_2$  sowie einige Silikate (Plagioklas als Mischungsreihe  $NaAlSi_3O_8$  –  $CaAl_2Si_2O_8$ ), Olivin  $(Mg,Fe)_2SiO_4$  und Diopsid  $CaMgSi_2O_6$ ) untergeordnete bzw. akzessorische Gemengeteile. Einige spezielle Minerale treten nur in der einen oder anderen Subgruppe auf. Dazu zählen Djerfisherit (ein komplexes K-Sulfid) und Niningerit (MgS mit FeS), beide für EH's diagnostisch, sowie Sinoit ( $Si_2N_2O$ ) und Alabandit (MnS mit FeS), die ausschließlich in EL's vor-



kommen. Der Plagioklas der EH's besteht aus dem reinen Endglied Albit ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), der der EL's aus Oligoklas (Albit mit 15 mol-% Anorthit  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) (EL GORESY et al. 1988, LIN et al. 1991, EL GORESY et al. 1992, RUBIN 1997 u.a.)

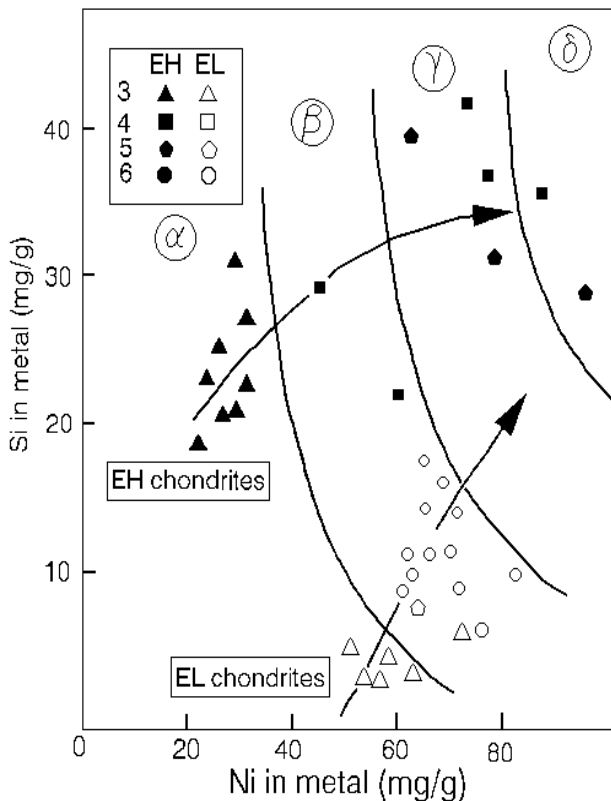


Abb. 16: Si und Ni in der Metallphase von E-Chondriten (modifiziert nach ZHANG et al. 1995). Die griechischen Buchstaben entsprechen den mineralogischen Typen nach ZHANG et al. (s. Tab. 6). Die Pfeile zeigen dagegen die kontinuierliche Veränderung der chemischen Zusammensetzung mit dem petrologischen Typ nach VAN SCHMUS & WOOD (1967).

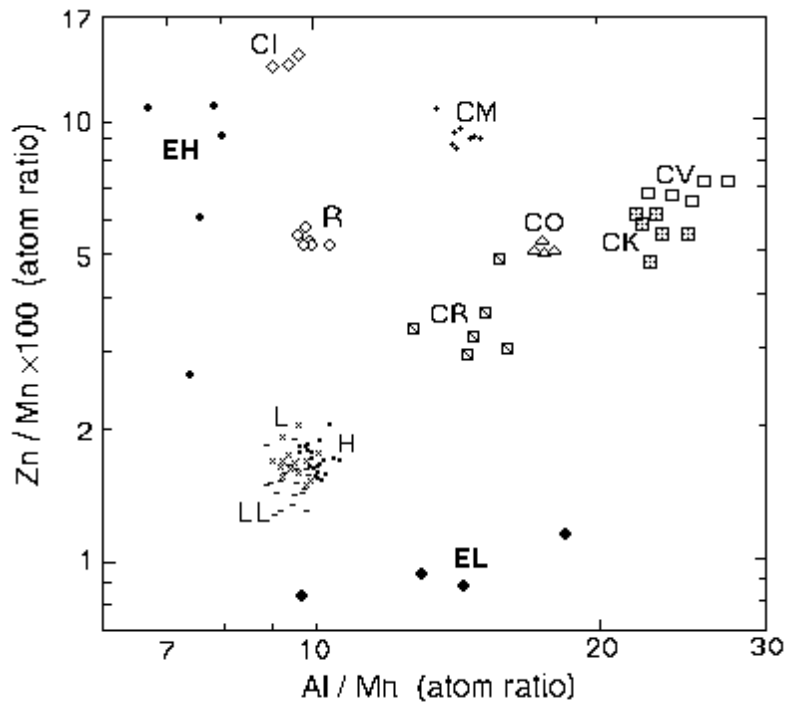
Eine mögliche Differenzierung von EH- und EL-Chondriten nach chemischen Gesichtspunkten basiert auf der grafischen Gegenüberstellung von Ni- und Si-Gehalt der Metallphase (Abb. 16). EH's enthalten relativ viel Si (> 20 bis 40 mg/g) bei variierenden Ni-Mengen (20 bis 100 mg/g). EL's zeigen auf der andern Seite relativ viel Ni (40 bis 100 mg/g), während ihr Si-Gehalt typischerweise in unteren Bereichen (< 20 mg/g) schwankt. Sowohl in EH's auch EL's steigen der Si- und Ni-Anteil mit dem petrologischen Typ an (ZHANG et al. 1995).

In Abb. 17 sind die Zn/Mn- und Al/Mn-Verhältnisse verschiedener chondritischer Meteorite gegeneinander aufgetragen (KALLEMEYN et al. 1996). Die drei betrachteten Elemente unterscheiden sich deutlich in ihrer Flüchtigkeit, und jede der abgebildeten Klassen zeigt individuelle Verhältnisse. In der grafischen Darstellung ergeben sich daraus isolierte Punkthäufungen. Nur die Subgruppen der gewöhnlichen Chondrite lassen sich kaum differenzieren, d.h. sie weisen die engsten chemischen Parallelen auf. EH- und EL-Chondrite sind dagegen

sehr klar und weit getrennt. Außerdem liefern beide Gruppen relativ breit gestreute Messdaten. In diesem Punkt grenzen sie sich deutlich von den anderen dargestellten Klassen ab.

Ein 3-Phasen-Diagramm mit MnS, MgS+CaS und FeS als Eckkomponenten bringt ebenfalls Abweichungen zwischen EH's und EL's ans Licht (Abb. 18). Für EH-Chondrite lässt sich ein hoher Mg- bis Fe-Anteil erkennen. Die EL-Chondrite gruppieren sich dagegen in einer Zone nahe der MnS-Ecke.

Eine Unterscheidung von EH- und EL-Subgruppe ist nach ZHANG et al. (1995) auch auf der Basis des Ni-Gehaltes in Phosphiden, den chemischen Eigenschaften von Troilit und der



siderophilen Elementverteilung möglich. In EL-chondritischen Phosphiden liegt Ni i.a. über 200 mg/g, in EH-chondritischen üblicherweise unter diesem Wert. Im Fall von Troilit lassen sich dessen Cr- und Ti-Gehalte heranziehen. Bei Cr kommt es allerdings zu einer Überschneidung der Mengen. Als treffsicherer gilt daher der Ti-Anteil, der für EL-Chondrite allgemein  $> 5$  mg/g und für EH-Chondrite  $< 5$  mg/g gemessen wurde.

Abb. 17: Zn-, Al- und Mn-Verhältnisse in E-Chondriten (aus KALLEMEYN et al. 1996)

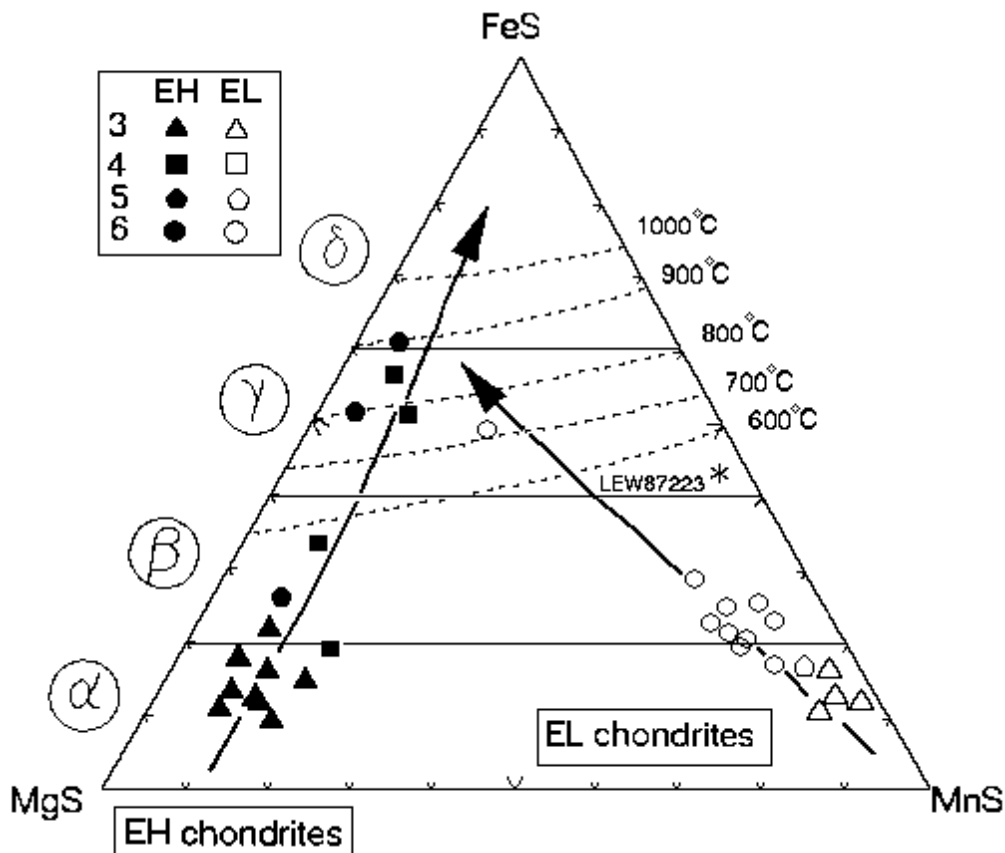


Abb. 18: 3-Phasen-Diagramm mit FeS, MnS und MgS für Enstatit-Chondrite einschließlich der mineralogischen Typen und metamorphen Gleichgewichtstemperaturen nach ZHANG et al. (1995, Tab. 6). Die Pfeile zeigen wie in Abb. 16 die kontinuierliche Veränderung der chemischen Zusammensetzung mit dem petrologischen Typ nach VAN SCHMUS & WOOD (1967).

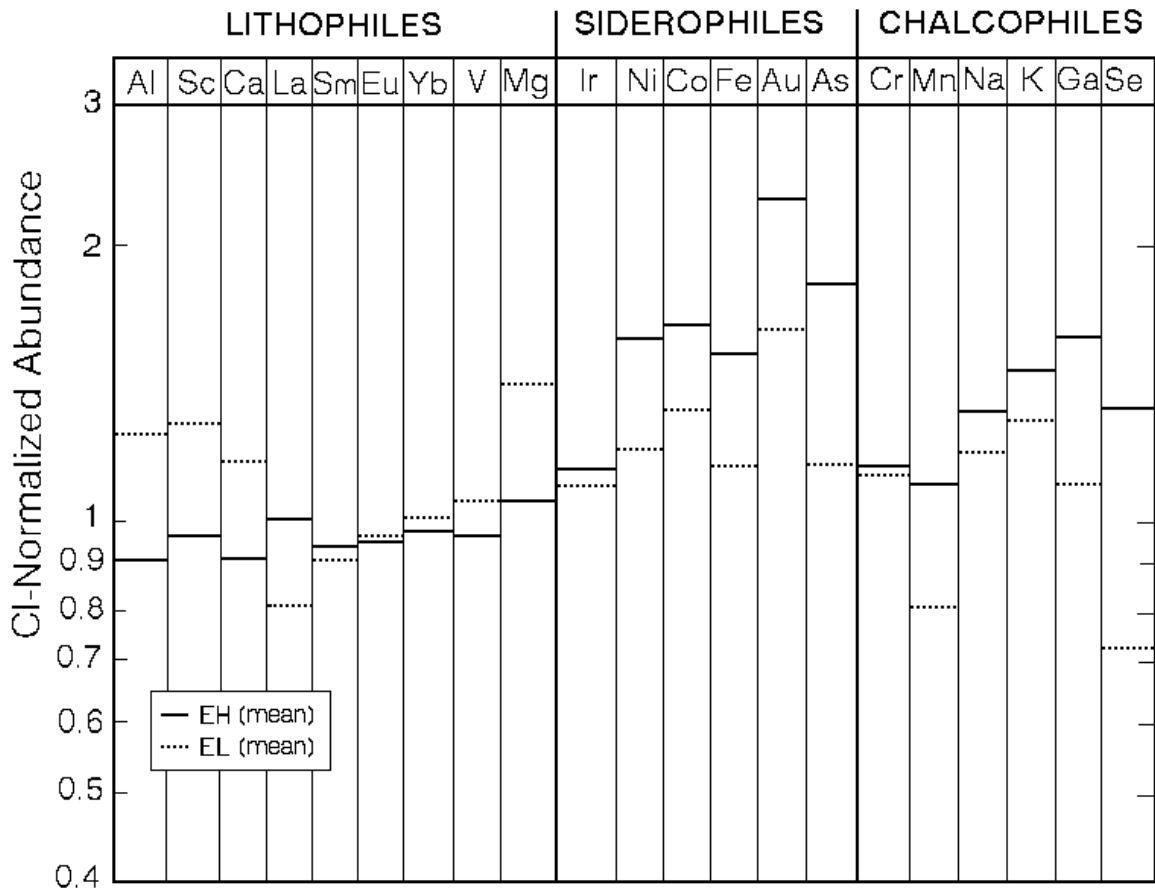


Abb. 19: Sidero-, chalco- und lithophile Elemente in E-Chondriten (nach ZHANG et al. 1995)

Betrachtet man die chemische Gesamtzusammensetzung, übersteigt die Menge der eingebauten siderophilen Elemente in den EH-Chondriten die der EL's um ca. 30%. Die lithophilen Elemente sind in EH's dementsprechend um etwa 30% weniger vertreten. Außerdem zeigen EH-Chondrite signifikant höhere Gehalte an chalcophilen Elementen. Deren relative Häufigkeit hängt jedoch von der jeweiligen Volatilität ab (ZHANG et al. 1995, Abb. 19; s.a. SEARS et al. 1982, KALLEMEYN & WASSON 1986, HERTOGEN et al. 1993).

### 2.2.3. Metamorphose

Es besteht weitgehend Einigkeit darüber, dass Enstatit-Chondrite eine komplexe thermale Geschichte hinter sich haben. Dabei reflektieren ihre strukturellen Merkmale – im Gegensatz zu den gewöhnlichen Chondriten – andere metamorphe Bedingungen als die mineralogische Zusammensetzung. Diese Diskrepanz verursacht vermutlich auch die teilweise unterschiedlichen Klassifizierungen für einige Proben. Besonders unter den EL-Chondriten tritt außerdem das Phänomen auf, dass die chondritische Struktur aufgrund einer hochmetamorphen Überprägung gänzlich verloren ging, während andere Mineralphasen viel geringere Gleichgewichtstemperaturen anzeigen. Mehrere Parameter zur petrologischen Klassifikation der gewöhnlichen Chondrite (VAN SCHMUS & WOOD 1967) finden daher nach Meinung von ZHANG et al. (1995) keine zufriedenstellende Anwendung auf E-Chondrite. Die Autoren definierten einen zusätzlichen mineralogischen Typ, der

physikalische Eigenschaften wie Chondregrenzen, Entglasung der Grundmasse oder die Präsenz instabiler Phasen (z.B. Olivin) berücksichtigt (Tab. 6).

<b>Strukturelle Gliederung</b>					
Typ	3	4	5	6	7
Kristallsystem der Pyroxene	monoklin	monoklin	orthorhomb.	orthorhomb.	orthorhomb.
Pyroxen mit > 3 wt.-% FeO	≥4% der Körner	<1%	<1%	<1%	<1%
Olivin, in %	<2	<1	kaum oder kein	kaum oder kein	kaum oder kein
chondritisches Glas	wenig	wenig	-	-	-
chondritischer Feldspat	-	-	kaum oder kein	kaum oder kein	kaum oder kein
Chondrenmorphologie	klar, scharf	klar, scharf	z.T. unscharfe Grenzen	mit der Matrix verwachsen	Grenzen kaum erkennbar
Chondrenhäufigkeit	>40/cm <sup>2</sup>	>40/cm <sup>2</sup>	<40/cm <sup>2</sup>	<10/cm <sup>2</sup>	<5/cm <sup>2</sup>
<b>Mineralogische Klassifizierung*</b>					
Typ	α	β	γ	δ	
<b>EH-Chondrite</b>					
Si im Metall	20-28 mg/g	28-45 mg/g	>45 mg/g	>45 mg/g	
Ni im Metall	<40 mg/g	40-60 mg/g	60-80 mg/g	>80 mg/g	
Ni in Phosphiden	140-200 mg/g	120-140 mg/g	120-100 mg/g	<100 mg/g	
FeS in Niningerit	<20 mol-%	20-40 mol-%	40-60 mol-%	>60 mol-%	
Cr in Troilit	<10 mg/g	10-23 mg/g	23-43 mg/g	>43 mg/g	
Ti in Troilit	<3 mg/g	3-5 mg/g	5-15 mg/g	>15 mg/g	
<b>EL-Chondrite</b>					
Si im Metall	<7 mg/g	7-16 mg/g	>16 mg/g	>16 mg/g	
Ni im Metall	<60 mg/g	60-72 mg/g	>72 mg/g	>72 mg/g	
Ni in Phosphiden	>300 mg/g	200-300 mg/g	100-200 mg/g	<100 mg/g	
FeS in Alabandit	<20 mol-%	20-40 mol-%	40-60 mol-%	>60 mol-%	
Cr in Troilit	<5 mg/g	5-15 mg/g	15-25 mg/g	>25 mg/g	
Ti in Troilit	<4 mg/g	4-7 mg/g	7-10 mg/g	>10 mg/g	

\* alle Bereichsangaben sind Näherungswerte

Tab. 6: Strukturelle und mineralogische Typen bei Enstatit-Chondriten (nach ZHANG et al. 1995)

Experimentell nachgestellte Gleichgewichtsreaktionen zwischen verschiedenen Sulfiden sowie Phosphiden und Metall lassen Rückschlüsse auf gegebene Temperaturstufen zu (sog. Geothermometer). Trägt man entsprechende Isothermen beispielsweise in einem Sulfid-Diagramm (MnS/MgS+CaS/FeS, Abb. 18) auf, wird erkennbar, dass EH4-6 allgemein höheren Temperaturen ausgesetzt waren als deren EL-Äquivalente. EL6-Chondrite erreichten beispielsweise i.d.R. nur Temperaturen deutlich unter 600°C. Für EL3-Vertreter besteht dabei kein Erklärungsbedarf. Alle höher eingestuften EL-Typen hingegen müssen sehr langsam abgekühlt und bis in untere Tem-

peraturbereiche reaktionsfähig gewesen sein, um Hinweise auf höhere Temperaturen zu verlieren. Das gesamte Bild fordert eine unabhängige Entwicklungsgeschichte für EL- und EH-Chondrite (SKINNER & LUCE 1971; ZHANG et al. 1992; ZHANG et al. 1995). Betrachtet man auf der anderen Seite bestimmte geothermische Systeme bei den Silikaten und Oldhamit, erhält man Gleichgewichtstemperaturen von bis zu 1000°C, so dass hier vermutlich präakkretionäre Prozesse im solaren Urnebel wiederzuerkennen sind.

Die wissenschaftliche Meinung zum Aufbau und zur Zusammensetzung der oder des Mutterkörpers der Enstatit-Meteorite war von Anfang an geteilt und z.T. widersprüchlich. Einige Autoren sprachen sich dafür aus, dass EH, EL und Aubrite von demselben Mutterkörper stammen (WASSON & WAI 1970; BISWAS et al. 1980; KACZARAL et al. 1988). Andere argumentierten lediglich in Bezug auf EH und EL für einen gemeinsamen Ursprung (IVANOV et al. 1984). Eine weitere Gruppe von Wissenschaftlern nahm für EH und EL abweichende Mutterkörper an. Die Aubrite gingen anschließend aus dem EL-Asteroiden hervor (BAEDECKER & WASSON 1975; WASSON & WETHERILL 1979; WATTERS & PRINZ 1979; SEARS et al. 1982; RUBIN 1983; FOGEL et al. 1988). Eine vierte Theorie, nach der mindestens drei verschiedene Mutterkörper für EH, EL und Aubrite existieren müssen, wird ebenfalls vertreten (KEIL 1969; CRABB & ANDERS 1981; BRETT & KEIL 1985, 1986). KEIL formulierte in seiner Arbeit von 1989 zusätzliche Argumente für diese letzte Theorie und fordert mindestens vier verschiedene Körper, um auch den in der Klassifikation isoliert stehenden Enstatit-Meteoriten *Shallowater* zu integrieren (s.a. MCCOY et al. 1995). Die Unterschiede zwischen EH- und EL-Chondriten im Gehalt an nicht-volatilen Hauptelementen wurden, so schlussfolgert er, bereits im Urnebel manifestiert.

Die isotopische Zusammensetzung des Sauerstoffs in allen Enstatit-Meteoriten lässt darauf schließen, dass sich die entsprechenden Mutterkörper in enger Nachbarschaft im inneren Sonnensystem formierten. Die weitere Entwicklung wich dann grundsätzlich voneinander ab: Der aubritische und *Shallowater*-Asteroid erlebten im Gegensatz zu den EH- und EL-Körpern Aufschmelzungsperioden (Differentiation). Eine Erklärung hierfür liegt noch nicht auf der Hand. Nach KEIL (1989) bietet unipolares, dynamoinduziertes Erhitzen durch eine junge T-Tauri-Sonne die einzige überzeugende Lösung des Problems. Die Voraussetzung für das Einsetzen von weitgreifenden Schmelzprozessen liegt dann lediglich in einer ausreichend hohen Eigentemperatur des Planetoiden. Diese wiederum ist im wesentlichen von der Ausgangsgröße des betreffenden Körpers abhängig, so dass selbst benachbarte Asteroide bei verschiedener Größe den Schmelzpunkt überschreiten konnten oder nicht (HERBERT 1989).

In einer der jüngsten Arbeiten über die enstatit-chondritischen Mutterkörper (KONG et al. 1997) wird vor allem das zum petrologischen Typ inverse Verhalten der volatilen Elemente als Argument für eine direkte genetische Aufeinanderfolge von EH4/5 über EH3 und EL3 nach EL5/6 in einem einzigen Planetoiden interpretiert. Die Unterschiede in der Entwicklungsgeschichte von gewöhnlichen und enstatitischen Chondriten beruht den Autoren zufolge hauptsächlich auf ab-

weichenden gravitativen Kräften, die bei den inneren terrestrischen Planeten und auch beim Mutterkörper der E-Chondrite die Grundlage für eine Differentiation nach der Dichte bildeten. Die mineralogischen und strukturellen Charakteristika der E-Chondrite lassen sich dann durch eine zweistufige Metamorphose erklären. Danach waren die EH's allein einer internen Wärmequelle ausgesetzt, während die Kristallinität der Silikate in EL's einen äußeren thermalen Einfluss fordert.

Diesem Bild widerspricht nun eine Aussage von KIMURA & LIN (1999), die verschiedene EH4-Chondrite petrologisch genauer untersuchten. Sie stellten in der Gruppe eine überdurchschnittliche Präsenz von Schmelzgesteinen fest. Zur Erklärung dieser Beobachtung gehen sie von einer Phase heftigen Bombardements des Mutterkörpers aus, die in größerem Umfang Impaktschmelzen produzierte. Nahe der Oberfläche befindliche EH4-Chondrite kühlten anschließend schnell, tiefer gelegene dagegen langsam ab.

#### 2.2.4. Schockklassen

Um den durch Schockmetamorphose ausgelösten Veränderungen in Enstatit-Chondriten gerecht zu werden, entwickelten RUBIN et al. (1997) eine Erweiterung des Klassifikationsschemas von STÖFFLER et al. (1991). Die Schockklassen nach STÖFFLER et al. orientieren sich an Phasenübergängen olivinhaltiger Minerale. Da Olivin in E-Chondriten jedoch nur untergeordnet vorkommt, untersuchten RUBIN et al. Schockeffekte an Orthopyroxen (Enstatit) unter dem Durchlichtmikroskop. Dieser zeigt grundsätzlich die gleiche Sequenz an Schockphänomenen wie Olivin (SCHMITT et al. 1994). Nach dem erweiterten Klassifikationsschema existieren 5 verschiedene Schockzustände (Tab. 7). Wie auch bei STÖFFLER et al. wird die S5-Klasse prinzipiell durch die Transformation von Plagioklas zu Maskelynit (ein sich glasähnlich verhaltender, diaplektischer Feldspat) charakterisiert. Die Klasse 6 ist für lokale Bereiche wie Schmelzadern vorbehalten, wo partielles Schmelzen auftrat.

<b>Schockklassen in Enstatit-Chondriten</b>	
Klasse	Phänomene
1	ungeschockt, optisch scharfe Extinktion
2	sehr schwach geschockt, undulöses Auslöschen des Orthopyroxens
3	schwach geschockt, Ausbildung von (100)-parallelen Lamellen aus Klinoenstatit
4	moderat geschockt, mosaikartige Verwachsung von Ortho- und Klinoenstatit
5	stark geschockt, ausgeprägtes Mosaikwachstum
6	lokale Bereiche mit partiellen Schmelzen

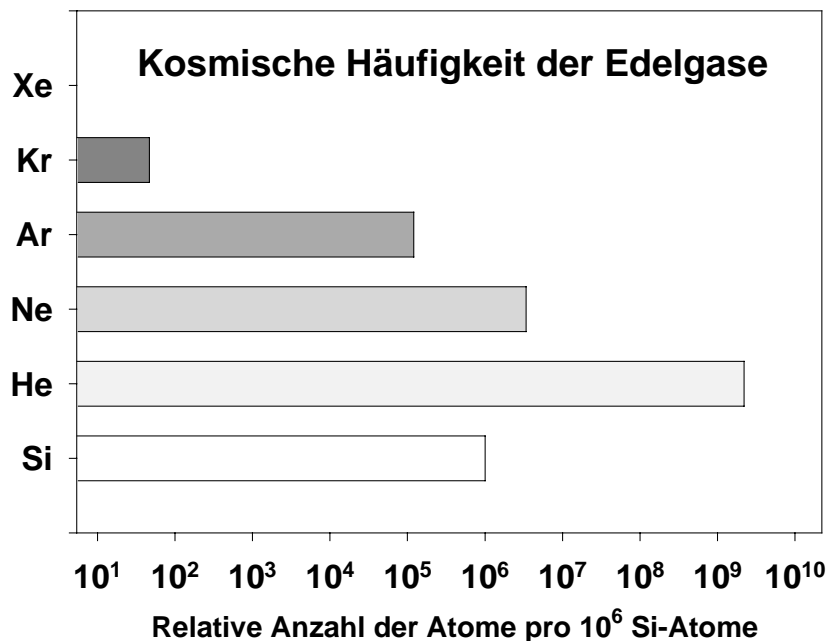
Tab. 7: Die Klassifizierung der Enstatit-Chondrite nach Schockeffekten (nach RUBIN et al. 1997)

## 2.3. Edelgase in Meteoriten

### 2.3.1. Die Edelgaskomponenten in Meteoriten

Die kosmischen Häufigkeiten der Edelgase lassen sich wie die anderer Elemente durch nukleosynthetische Modelle nachvollziehen und erklären (vgl. 2.1.4., Abb. 20). In extraterrestrischer Materie findet man verschiedene Edelgassignaturen (Komponenten), die durch spezifische Element- und Isotopenverhältnisse gekennzeichnet sind (Tab. 8). Die Herkunft einiger dieser Muster ist noch nicht genau bekannt. Dazu zählen beispielsweise die planetare und subsolare Komponente, die im Folgenden beschrieben werden. Es ist möglich, dass sie – wie für viele Edelgassignaturen angenommen – aus unterschiedlichen Quellen stammen und bereits im frühen Sonnensystem als solche vorhanden waren (z.B. CRABB & ANDERS 1981, HUSS et al. 1996). Auf der anderen Seite könnten sie auch lediglich abweichenden Wirtsmineralen entsprechen, wobei verschiedene Phasen das vorhandene Gemisch an Edelgasen bei der Adsorption oder Lösung unterschiedlich fraktionieren und dementsprechend individuelle Muster entstehen (OZIMA & PODOSEK 1983, SHIBATA et al. 1998 u.a.). Für die subsolaren Edelgase wäre außerdem denkbar, dass sie eine Mischung des planetaren und des solaren Reservoirs bilden.

Abb. 20: Die kosmische Häufigkeit der Edelgase relativ zu  $10^6$  Si-Atomen (aus OZIMA & PODOSEK 1983). Während He, Ne und Ar spektroskopisch in der Sonnenphotosphäre gemessen wurden, leiten sich die Häufigkeiten für Kr und Xe aus nukleosynthetischen Modellen ab.



Die Reihe der bisher entdeckten Edelgassignaturen in Meteoriten ist vermutlich – genauso wie die Auswahl an Proben von extraterrestrischer Materie – unvollständig. Gleichzeitig fehlt in der Benennung der bisher definierten oder zumindest umrissenen Reservoirs eine klare Linie. In erster Annäherung unterscheidet man zwischen primären (getrappten) und sekundären (in situ produzierten) Edelgasen (Abb. 21; OZIMA & PODOSEK 1983, KERRIDGE & MATTHEWS 1988, PEPIN 1991, LIPSCHUTZ & SCHULTZ 1999 u.a.).

### 2.3.1.1. Primäre Edelgase

Die primären (getrappten) Edelgase treten in verschiedenen Komponenten auf. Diese existierten vermutlich bereits bei der Akkretion der meteoritischen Mutterkörper und wurden direkt in die kondensierenden Minerale mit eingebaut (planetare Gase) oder später in oberflächennahe Minerale integriert (solare Gase) (SIGNER & SUESS 1963, PEPIN & SIGNER 1965, SWINDLE 1988).

Die Prozesse, die dem *trapping* der Gasmoleküle zugrunde liegen, sind häufig nicht im Detail nachzuvollziehen. Prinzipiell existieren zwei verbreitete Vorgänge, über die Edelgase mit anderen Phasen reagieren: Adsorption oder Lösung. Zwischen beiden kann wegen phänomenologischer Parallelen nicht immer eindeutig unterschieden werden, insbesondere, wenn es sich um oberflächenreiches oder amorphes Material handelt. Unter thermodynamischen Gesichtspunkten bedarf es einer solchen Differenzierung jedoch auch nicht, da beide Reaktionsformen im Fall der Edelgase mehr oder weniger denselben Gesetzmäßigkeiten folgen.

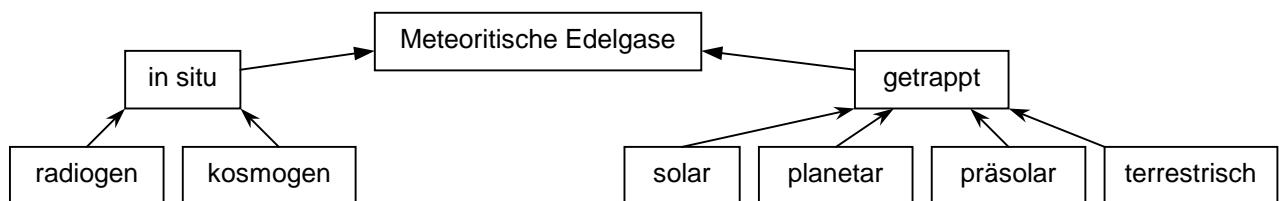


Abb. 21: Grundsätzliche Differenzierung der Edelgaskomponenten in Meteoriten

#### A. Solare Edelgase

Das solare Edelgasmuster entspricht der Zusammensetzung der solaren Photosphäre (vgl. 2.1.4., Abb. 22, z.B. ANDERS & EBIHARA 1982, ANDERS & GREVESSE 1989). Es wird auf einem atmosphärenlosen Mutterkörper oder Meteoroiden direkt aus dem permanent eintreffenden niederenergetischen solaren Teilchenstrom in die Minerale an der Oberfläche implantiert. Die isotopische Zusammensetzung der solaren Gase variiert jedoch innerhalb der betroffenen Mineralkörner mit der Tiefe. Untersuchungen, die sich auf die CSSE-Methode (engl. *Closed System Stepped Etching*, z.B. MURER et al 1997) stützen, brachten dazu immer wieder dasselbe Ergebnis. Die CSSE-Methode ist eine Fortentwicklung der *stepwise heating*-Prozedur (z.B. HONDA et al. 1982), mit deren Hilfe man über stufenweises Erhitzen die Edelgase einer Probe extrahiert und auf diese Weise unterschiedliche Komponenten trennt. Beim CSSE wird die Wärmeextraktion durch Säureextraktion ersetzt. Es ließ sich zeigen, dass getrapptes solares He, Ne und Ar im Verlauf der Sequenz eine kontinuierlich schwerere isotopische Zusammensetzung aufweisen (u.a. BENKERT et al. 1993, WIELER & BAUR 1994, WIELER et al. 1996a). Aus diesen Beobachtungen wurde die Existenz zweier solarer Komponenten abgeleitet: Man differenziert seitdem zwischen einem sog. Sonnenwind (SW) und energiereicheren solaren Teilchen (engl. SEP = *Solar Energetic Particles*, s. 2.3.2.3.). SEP sind isotopisch betrachtet insgesamt schwerer. Sie werden mit höherer Energie und daher tiefer implantiert als die Edelgase des Sonnenwindes.



Bei der Implantation oder durch spätere Diffusion kommt es z.T. zur Elementfraktionierung, so dass die schweren inerten Gase gegenüber den leichten systematisch etwas angereichert sind (das solare Xe/He-Verhältnis liegt in diesen Fällen 10 bis 20 mal höher als der kosmische Wert; OZIMA & PODOSEK 1983).

In jüngeren Arbeiten mit Mineralseparaten erkannte man aber auch, dass die schweren Edelgase Ar, Kr und Xe in Pyroxen und Ilmenit von Mondbrekzien unfraktioniert implantiert wurden oder anschließend unbeeinflusst blieben (WIELER & BAUR 1995). Die relativen Häufigkeiten von He und Ne in der solaren Komponente können dagegen auf Grund des besseren Retentionsverhaltens sehr viel genauer aus Kamazit und Taenit gewonnen werden (MURER et al. 1997).

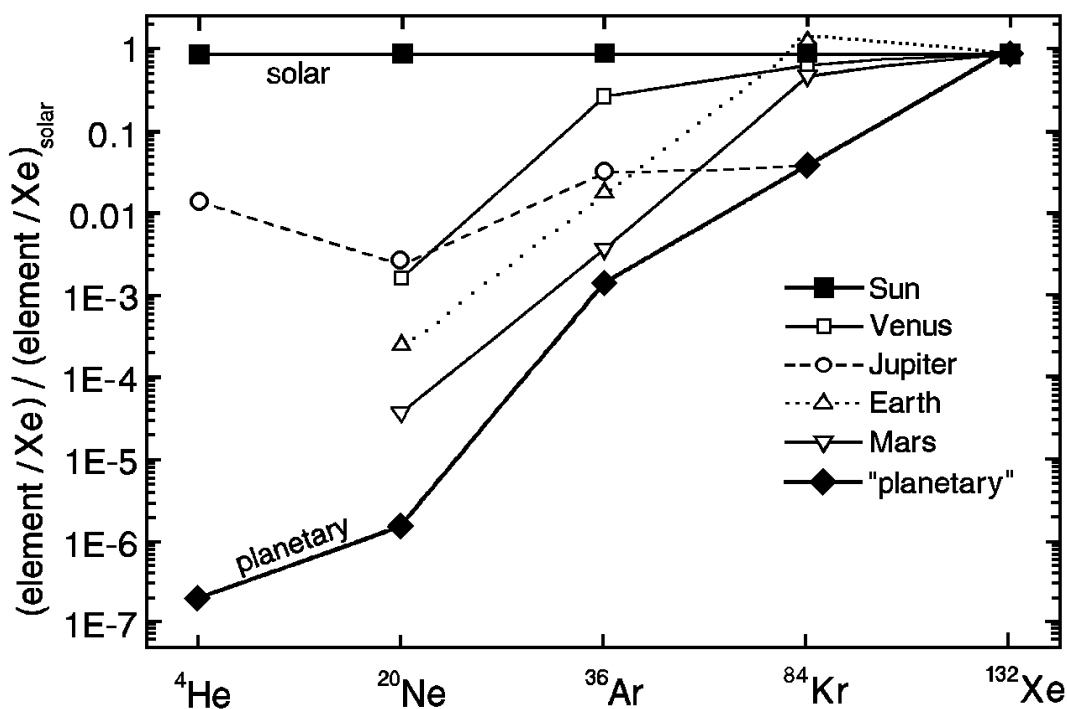


Abb. 22: Edelgasmuster der solaren Photosphäre, der Atmosphären der terrestrischen Planeten und der Q-Komponente in Meteoriten (aus BUSEMANN 1998). Das planetare Muster (engl. *planetary*) entspricht Q (s. 2.3.1.3.)

## B. Planetare Edelgase

Das planetare Edelgasmuster zeigt eine in meteoritischem Material weit verbreitete und der irdischen Atmosphäre ähnelnde Zusammensetzung (SIGNER & SUESS 1963, Abb. 22 und 23). Die Regelmäßigkeit und Reproduzierbarkeit der Signatur in unterschiedlichen Meteoriten deuten auf einen weit verbreiteten und wahrscheinlich relativ einfach strukturierten Einbauprozess in Mineralkörnern vor der Akkretion von größeren Körpern hin. Wie auch bei den solaren Gasen wurde in der Zusammensetzung eine Abhängigkeit von der Masse festgestellt: Die leichten Edelgase He und Ne erscheinen gegenüber Ar, Kr und Xe systematisch verarmt (Abb. 22). Die Fraktionierung

fällt allerdings im Vergleich mit dem solaren Reservoir sehr viel höher aus: Sie nimmt Werte von 5 Größenordnungen beim Xe/He-Verhältnis an (OZIMA & PODOSEK 1983, s.a. FRICK & CHANG 1977, ALAERTS et al. 1979a, 1979b, OTT et al. 1985a, 1985b, SWINDLE 1988, SCHEELHAS et al. 1990, WIELER et al. 1991, 1992, ZAHNLE 1993, HUSS et al. 1996 u.a., Tab. 8).

Die Entwicklung eines überzeugenden Modells zur Herkunft des planetaren Gaskontingents steht bis heute noch aus (z.b. PEPIN 1991). Generell wird zur Zeit von einer „Kompromisshypothese“ ausgegangen, der zufolge der Großteil der planetaren Edelgase (Q-Typ, s. 2.3.1.3. und Tab. 8) aus dem solaren Gaspool stammt, während die exotischeren Komponenten wie Ne-E oder Xe-HL durch präsolare interstellare Materie eingetragen wurde (SWINDLE 1988; vgl. Tab. 8). Grundsätzlich suchen alle Theorien weiterhin nach einer Erklärung für die beobachteten Elementfraktionierungen und schlagen dabei unterschiedliche Wege ein. Die spezifischen Isotopeneffekte werden in vielen Fällen durch nukleosynthetische Heterogenität und/oder Radioaktivität bzw. Kernspaltung im Trägerstoff hervorgerufen.

### C. Subsolare Edelgase

In Enstatit-Chondriten wurde ein weiteres primäres Edelgasmuster identifiziert. Es weist eine intermediäre Signatur zwischen dem solaren und planetaren Gaspool auf und wird als „subsolar“ bezeichnet. Ob es sich hierbei um eine eigenständige Komponente handelt oder lediglich als eine Mischung der beiden Endglieder „solar“ und „planetar“ vorliegt, steht noch als ungeklärte Frage im Raum und bedarf weiterer gezielter Erforschung (z.b. CRABB & ANDERS 1981). Der Abschnitt 5.2.5.1. geht näher auf das subsolare Muster in Enstatit-Chondriten ein.

### D. Präsolare Edelgase

Einige Edelgaskomponenten treten in präsolaren Körnern, die in meteoritische Materie integriert und anschließend nicht zerstört wurden, auf. Sie stammen aus anderen Sternen und gelangten nach deren explosivem Ende in den solaren Urnebel oder das in Bildung begriffene Sonnensystem. Unterschiedliche Sterntypen produzierten dabei diagnostische Isotopien (engl. *chemical fingerprints*, u.a. LEWIS et al. 1987, ALEXANDER 1997). Besonders auffällige Muster finden sich bei den Edelgasen. Ein Beispiel hierfür ist eine von  $^{22}\text{Ne}$  dominierte Komponente, sog. Ne-E. Es setzt sich aus mehreren Fraktionen unterschiedlichen Ursprungs zusammen. Das vorherrschende  $^{22}\text{Ne}$  ist teilweise ein Zerfallsprodukt des kurzlebigen, heute ausgestorbenen Radionuklids  $^{22}\text{Na}$  (vgl. Tab. 8; ANDERS & ZINNER 1993, ZINNER 1995, 1998a, 1998b, BUSEMANN 1998).

### E. Terrestrische Edelgase

Das elementare und isotopische Verteilungsmuster der Edelgase in den Atmosphären von Erde und Mars ähnelt den planetaren Verhältnissen (Abb. 22 und 23). Ein direkter, genetischer Zusammenhang muss jedoch nicht zwangsläufig bestehen. Die meisten Modelle zur Entwicklung der terrestrischen Atmosphären gehen sogar davon aus, dass die Edelgase der inneren Planeten sich nicht aus dem planetaren Edelgasmuster der Meteorite ableiten (u.a. ZAHNLE 1993).

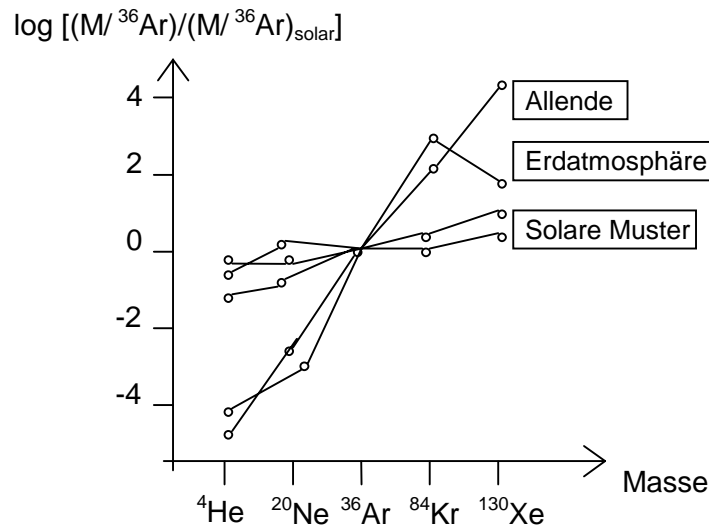


Abb. 23: Planetare und solare Edelgasmuster (modifiziert nach SWINDLE 1988)

Die Parallelen in der Zusammensetzung gelten für  $^4\text{He}$ , Ne, Ar und Kr.  $^3\text{He}$  und Xe sind dagegen in der Erdatmosphäre deutlich verarmt. Für  $^3\text{He}$  liegt eine plausible Erklärung nahe: Wegen der geringen Masse kann es von der Erdanziehungskraft nicht gehalten werden und diffundiert allmählich aus der Atmosphäre in den Raum (*Jeans escape*, z.B. KOCKARTS 1973). Das Xe-Defizit erscheint unverständlicher. Es bleibt herauszufinden, ob noch große Gasanteile im Erdinnern festgehalten werden, ein anderes Reservoir, z.B. Sedimente, eine Rolle spielt, oder ob Xe bereits in einem frühen Stadium aus dem Erdinnern entwich und anschließend auch aus der Atmosphäre verloren ging (OZIMA & PODOSEK 1983).

Zum beobachteten Xe-Defizit kommt in Erd- und Marsatmosphäre außerdem eine Verarmung an leichten Xe-Isotopen hinzu. Dieses Phänomen deutet auf eine starke Massenfraktionierung hin, die ebenfalls noch nicht verstanden ist (u.a. PEPIN & PHINNEY 1978).

### 2.3.1.2. Sekundäre Edelgase

In situ entstehen inerte Gase über zwei wichtige Prozesse:

- den Zerfall von radioaktiven Elementen: Zu den radiogenen Edelgasisotopen gehören  $^4\text{He}$  und  $^{40}\text{Ar}$  sowie  $^{129}\text{Xe}$  und  $^{131-136}\text{Xe}$ .  $^4\text{He}$  geht überwiegend aus den Zerfallsreihen von  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  und  $^{238}\text{U}$  hervor.  $^{40}\text{Ar}$  ist ein Produkt des spontanen Zerfalls von langlebigem und natürlich vorkommendem  $^{40}\text{K}$ .  $^{129}\text{Xe}$  stammt aus dem Zerfall des ausgestorbenen Nuklids  $^{129}\text{I}$ , und  $^{131-136}\text{Xe}$  resultierten wie auch die schweren Kr-Isotope aus dem Zerfall von  $^{244}\text{Pu}$  sowie  $^{235}\text{U}$  und  $^{238}\text{U}$  (spontaner oder neutroneninduzierter Zerfall; z.B. WETHERILL 1953, ALEXANDER 1971, EUGSTER et al. 1983, FAURE 1986, TILTON 1988, MICHEL & EUGSTER 1994, DICKIN 1995).
- die Spaltung von Targetkernen durch energiereiche kosmische Strahlung: Die Gruppe der kosmogenen Edelgase (vgl. Tab. 9) umfasst stabile und radioaktive Nuklide, die in Reaktionen zwischen hochenergetischen kosmischen Partikeln und der meteoritischen Materie gebildet

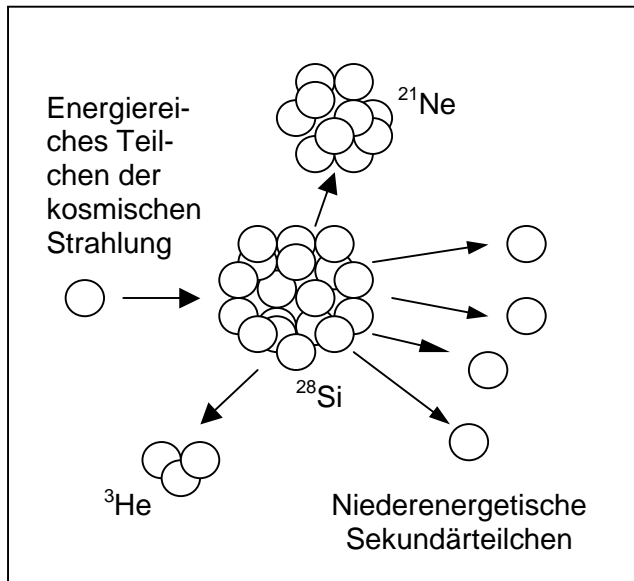


Abb. 24: Spallogene Reaktion von  $^{28}\text{Si}$  (aus SCHULTZ 1993)

werden (Abb. 24, s.a. 2.3.2.3. und 2.3.2.4.). Als bestimmende Parameter dieses Prozesses gelten im wesentlichen der Energiegehalt einschließlich Ladung und Masse der kosmischen Korpuskularstrahlung sowie die chemische Zusammensetzung des Meteoriten (s.a. 2.3.2.4. und 4.2., u.a. PANETH et al. 1952, NISHIZUMI et al. 1980, REEDY et al. 1983, CAFFEE et al. 1988, EUGSTER 1988, PODOSEK & SWINDLE 1988a, SEARS & DODD 1988, GRAF et al. 1990, VOGT et al. 1990, ALBRECHT et al. 1991, 1992, MARTI & GRAF 1992, BHANDARI et al. 1993, EUGSTER et al. 1993, HERPERS et al.

1995, MICHEL et al. 1995, NEUPERT 1996, MERCHEL 1998).

In Eisenmeteoriten machen die kosmogenen Gase den Hauptanteil des gesamten Edelgasgehalts aus. In Steinmeteoriten steht man indes vor einer mehr oder weniger komplexen Mischung an Komponenten in unterschiedlichen Häufigkeiten (u.a. AYLNER et al. 1988).

### 2.3.1.3. Wirtsmminerale der meteoritischen Edelgase

Die genaue Trägerphase der planetaren Edelgase konnte bisher nicht identifiziert werden. Experimente mit dem *Allende*-Meteoriten (LEWIS et al. 1975) brachten jedoch ans Licht, dass mehr als die Hälfte der Gesamtmenge an Edelgasen (zwischen 1 und > 90 % je nach Element; pers. Mittlg. H. BUSEMANN 2000) in kohlenstoffreichen Mineralen, die etwa 0.5 bis 1 % des Materials ausmachen, fixiert ist. Eine weitere Behandlung mit  $\text{HNO}_3$  löst nur ca. 8 % dieses Rückstands, gleichzeitig aber 90 % Ar, Kr und Xe. LEWIS et al. schlugen daraufhin vor, dass das Gros der planetaren Edelgase in einer speziellen, in HF oder HCl unlöslichen Kohlenstoffphase angereichert ist, die sich durch  $\text{HNO}_3$  oxidieren lässt. Diese Verbindung wird heute allgemein als „Q“ („Quintessenz“) bezeichnet. Sie ist sowohl in kohligen als auch gewöhnlichen Chondriten nachgewiesen (OTT et al. 1984, ZADNIK et al. 1985, SWINDLE 1988).

Die wichtigsten Edelgaskomponenten in Meteoriten		
Komponente	Edelgase	Träger und Eigenschaften
A	He, Ne + Ar	Mischung aus HL, P3, P6 und Q (PEPIN 1967, BLACK & PEPIN 1969)
A1	Ne	entspricht Ne-P3 (ALAERTS et al. 1980, HUSS & LEWIS 1994a)
A2	Ne	Mischung aus hauptsächlich Ne-HL + Ne-P6 (ALAERTS et al. 1980)
A3	Ne	entspricht Ne-HL (SRINIVASAN et al. 1977, WIELER et al. 1992, HUSS & LEWIS 1994a)
AVCC	Kr, Xe	Mischung aus HL, P3, P6 und Q ( <i>average value of carbonaceous chondrites</i> , EUGSTER et al. 1967)
B	He, Ne + Ar	entspricht SW (BLACK 1972)
C	He, Ne + Ar	entspricht SEP (BLACK 1972)
CCF	Kr, Xe	entspricht HL ( <i>carbonaceous chondrite fission</i> , LEWIS et al. 1975, SRINIVASAN et al. 1977)
D	He, Ne + Ar	Existenz fragwürdig (BLACK 1972)
E	Ne	(fast) reines $^{22}\text{Ne}$ (BLACK & PEPIN 1969)
E(H)	Ne	in präsolarem SiC, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.0083$ , $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.00059$ (EBERHARDT et al. 1981, GALLINO et al. 1990, NICHOLS et al. 1992)
E(L)	Ne	in präsolarem Graphit, praktisch reines $^{22}\text{Ne}$ (EBERHARDT et al. 1981, NICHOLS et al. 1991, AMARI et al. 1995)
HL	He bis Xe	in präsolaren Diamanten (REYNOLDS & TURNER 1964, LEWIS et al. 1987, HUSS & LEWIS 1994a)
P1	He bis Xe	entspricht Q (TANG & ANDERS 1988, HUSS et al. 1996)
P3	He bis Xe	in präsolaren Diamanten (HUSS & LEWIS 1994a, 1994b)
P6	He bis Xe	in präsolaren Diamanten (HUSS & LEWIS 1994a, 1994b)
Q	He bis Xe	Edelgase der oxidierbaren C-Phase in H-, L-, LL- und C-Chondriten (LEWIS et al. 1975)
s	Kr, Xe	in präsolarem SiC und Graphit (SRINIVASAN & ANDERS 1978, OTT et al. 1988, LEWIS et al. 1994)
SEP	He bis Xe	Zusammensetzung der <i>solar energetic particles</i> (WIELER et al. 1986)
SW	He bis Xe	Zusammensetzung des Sonnenwinds (BLACK 1972, WIELER 1998)
U	Ne	in Ureiliten in einer Q-ähnlichen Phase enthalten
U („Ur“)	Xe	normale Isotopie (TAKAOKA 1972, PEPIN & PHINNEY 1978, MICHEL & EUGSTER 1994, WEIGEL & EUGSTER 1994)
X	Xe	entspricht Xe-HL

Tab. 8: Eine Auswahl von Edelgaskomponenten in Meteoriten (modifiziert nach BUSEMANN 1998).

Für die Edelgassignaturen in präsolaren Bestandteilen sind unterschiedliche nukleosynthetische und Zerfallsprozesse verantwortlich. Teilweise bildeten sich auch Mischungen aus diesen Mustern, die heute als eigene Komponenten erscheinen. Daneben gibt es Signaturen, die der solaren Zusammensetzung entsprechen. Das am weitesten verbreitete, planetare Muster (Q) ist noch von unbekannter Herkunft bzw. Entstehung.

Auswahl an kosmogenen Nukliden in Meteoriten		
Isotop	Halbwertszeit	Wichtigste Ausgangselemente
$^3\text{H}$	12.3 a	O, Mg, Si, Fe
$^3\text{He}$ , $^4\text{He}$	stabil	O, Mg, Si, Fe
$^{10}\text{Be}$	$1.6 \times 10^6$ a	O, Mg, Si, Fe
$^{14}\text{C}$	5730 a	O, Mg, Si, Fe
$^{20}\text{Ne}$ , $^{21}\text{Ne}$ , $^{22}\text{Ne}$	Stabil	Mg, Al, Si, Fe
$^{22}\text{Na}$	2.6 a	Mg, Al, Si, Fe
$^{26}\text{Al}$	$7.1 \times 10^5$ a	Si, Al, Fe
$^{36}\text{Cl}$	$3.0 \times 10^5$ a	Fe, Ca, K, Cl
$^{36}\text{Ar}$ , $^{38}\text{Ar}$	stabil	Fe, Ca, K
$^{40}\text{K}$	$1.3 \times 10^9$ a	Fe
$^{39}\text{K}$ , $^{41}\text{K}$	stabil	Fe
$^{41}\text{Ca}$	$1.0 \times 10^5$ a	Ca, Fe
$^{46}\text{Sc}$	84 Tage	Fe
$^{48}\text{V}$	16 Tage	Fe
$^{53}\text{Mn}$	$3.7 \times 10^6$ a	Fe
$^{54}\text{Mn}$	312 Tage	Fe
$^{55}\text{Fe}$	2.7 a	Fe
$^{59}\text{Ni}$	$7.6 \times 10^4$ a	Ni
$^{60}\text{Co}$	5.27 a	Co, Ni
$^{81}\text{Kr}$	$2.1 \times 10^5$ a	Rb, Sr, Zr
$^{78}\text{Kr}$ , $^{80}\text{Kr}$ , $^{82}\text{Kr}$ , $^{83}\text{Kr}$	stabil	Rb, Sr, Zr
$^{129}\text{I}$	$1.6 \times 10^7$ a	Te, Ba, La, Ce
$^{124-130}\text{Xe}$	stabil	Te, Ba, La, Ce, (I)

Tab. 9: Eine Reihe kosmogener Nuklide in Meteoriten. Die in dieser Arbeit bestimmten Häufigkeiten ausgewählter kosmogener Edelgasisotope sind hervorgehoben (aus CAFFEE et al. 1988; s.a. MICHEL et al. 1989)

### 2.3.2. Altersbestimmungen mit Edelgasen

Datierungsmethoden in der Kosmochemie machen sich radiogene und kosmogene isotopische Effekte im meteoritischen Gestein zunutze:

Beim radioaktiven Zerfall erhöht sich durch Tochterisotope die Menge eines bestimmten Nuklids in der primären isotopischen Konstellation eines Elements. Als Voraussetzung für diese Art der Altersbestimmung gilt allerdings, dass kein Isotopenaustausch mit einem weiteren Reservoir stattfand (z.b. FAURE 1986).

Auch induzierte Kernreaktionen eröffnen chronometrische Möglichkeiten. Sie verändern ebenfalls das Isotopenmuster des betreffenden Elements. In Meteoriten entstehen durch kosmische Strahlung spallogene Nuklide, deren Konzentrationen sich proportional zum Bestrahlungszeitraum verhalten. Um mit ihnen ein Alter zu berechnen, müssen allerdings mehrere Faktoren berücksichtigt werden (s. 2.3.2.4., 2.3.2.5. und 2.3.2.6.).

### **2.3.2.1. Die verschiedenen Meteoritenalter**

Zu den sechs wichtigsten Zerfallssystemen zur Altersbestimmung von meteoritischen Ereignissen zählen das Rb/Sr-, Sm/Nd-, K/Ar- und Th/Pb-System sowie die beiden U/Pb-Systeme (die letzten drei Systeme produzieren u.a. radiogenes  $^4\text{He}$ ). Die Grundlage der Datierung bildet der spontane Zerfall eines Edukts mit einer spezifischen Halbwertszeit in bestimmte Tochternuklide. Die abweichenden chemischen und physikalischen Eigenschaften der in Frage kommenden Elemente gewährleisten, dass verschiedene Systeme auch unterschiedliche Zeitpunkte oder –räume datieren (z.B. FAURE 1986, DICKIN 1995, Abb. 27).

Die Anwendbarkeit einer Methode setzt die chemische Geschlossenheit des betrachteten Systems voraus. Außerdem muss die spezifische Zerfallskonstante exakt bekannt sein. Fehler können weiterhin entstehen, wenn sich das radiogene Produkt nicht von der initialen Komponente differenzieren lässt, oder die isotopische Zusammensetzung des Tochterelements zum Zeitpunkt der chemischen Trennung vom Edukt nicht homogen gewesen ist (z.B. FAURE 1986).

Folgende Phasen oder Zeitpunkte können unterschieden werden:

Formationsalter bzw. –intervall: Der Zeitraum von der Abtrennung des solaren Urnebels bis zur Kondensation von Materie (und damit Schließung von Isotopensystemen in den entstehenden Mineralen) wird als Formationsintervall bezeichnet. Mit der Kondensation von Materie setzt die Bildung des Sonnensystems ein, so dass praktisch dessen Alter bestimmt wird. Es lässt sich mit Hilfe von sog. ausgestorbenen Radionukliden (s. 2.3.2.2.) quantifizieren, die nur zu Beginn der Entwicklung des Sonnensystems vorhanden waren. In meteoritischem Material treten die Produkte ausgestorbener Radionuklide in gut messbaren Häufigkeiten auf. Die Resultate aus mehreren Analysen ergaben ein Formationsintervall von wenigen Millionen Jahren (TILTON 1988, WEIDENSCHILLING 1988 u.a.).

Kristallisationsalter: Es entspricht dem Bildungsalter der Meteorite. Berechnungen zufolge stellen Meteorite das älteste Gestein unseres Sonnensystems dar und datieren dessen Geburtsstunde vor 4571 bis 4568 Ma (LIPSCHUTZ & SCHULTZ 1999). Durch spätere metamorphe Überprägung kann dieser Zeitpunkt aus dem isotopischen Archiv eines Meteoriten jedoch gelöscht oder verfälscht werden (CAFFEE & MACDOUGALL 1988 u.a.)

Metamorphosealter: Metamorphe Ereignisse können das Bildungsalter eines meteoritischen Gesteins beeinflussen. Unter günstigen Voraussetzungen gibt ein Metamorphosealter (auf der Basis von radiogenem  $^{40}\text{Ar}$  oder  $^4\text{He}$  auch „Retentionsalter“ genannt) gerade den Zeitpunkt

einer lokalen Schockmetamorphose durch den Einschlag eines größeren Objekts auf dem Mutterkörper wieder (s. 4.1.4., TURNER 1988 u.a.).

Terrestrisches Alter: Generell bieten sich für die Bestimmung der Zeit, die sich ein Meteorit bereits auf der Erde befindet, kosmogene Radionuklide an. Ihre Bildung endet mit dem Fall des Meteoriten, so dass die Radioaktivität der Isotope proportional mit dem Alter sinkt. Annahme ist häufig, dass sich bis zum Fall ein Gleichgewicht (Sättigung) eingestellt hatte (Abb. 29). Die Radioaktivität zum Zeitpunkt des Falls lässt sich aber auch über das Bestrahlungsalter des Meteoriten (s. 2.3.2.5.) ableiten. In unseren Breiten erreichen extraterrestrische Gesteine durch Verwitterung keine hohen Alter (wenige 100 a). Selbst die terrestrischen Alter vieler Funde aus heißen Wüsten liegen nur bei einigen tausend bis 10.000 Jahren. Ausnahmen gibt es aus der Sahara und Neu Mexiko, d.h. Gebieten, in denen das Klima über einen langen Zeitraum trocken und heiß blieb. Außerdem wurden fossile Spuren von Meteoriten entdeckt, von denen der älteste auf 450 Ma (Ordovizium) datiert ist. In der Antarktis können Steinmeteorite bis zu mehrere Millionen Jahre überdauern und zeigen durchschnittliche Alter von 0.1 bis 1 Ma (NISHIZUMI et al. 1989, VOGT et al. 1990 u.a.).

Bestrahlungsalter: siehe 2.3.2.5.

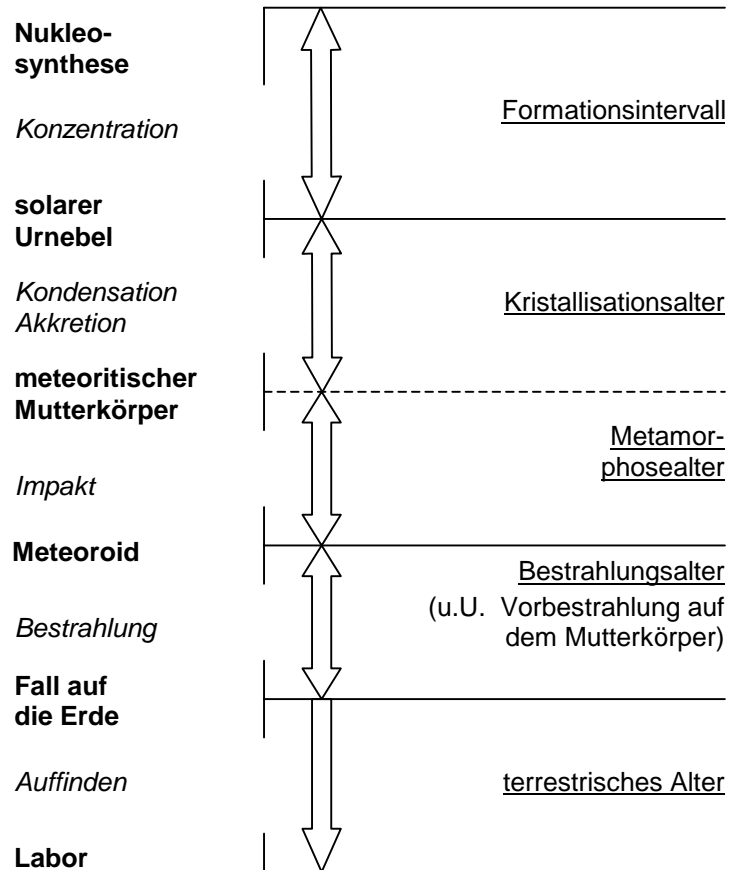


Abb. 25: Die Entwicklungsgeschichte eines Meteoriten. Meteorite bilden meist Bruchstücke von Asteroiden, die durch energiereiche Impakte von diesen abgesprengt wurden. Die Flugzeit bis zu ihrem Fall auf die Erde (s. 2.3.2.5.) wird durch kosmogene Nuklide dokumentiert, die in bestimmten Raten entstehen. Neben diesem Bestrahlungsalter lassen sich aber auch weitere Zeitpunkte aus der Entwicklungsgeschichte des extraterrestrischen Gesteins datieren.



### 2.3.2.2. Ausgestorbene Radionuklide

Unter den aus der Nukleosynthese hervorgegangenen Elementen existiert eine Reihe von radioaktiven Nukliden mit einer großen Bandbreite an Halbwertszeiten. Einige dieser Nuklide mit kurzen Halbwertszeiten ( $< 110$  Ma) haben bis zur Kondensation der Materie „überlebt“, sind aber heute vollständig zerfallen. Dazu gehören mit zunehmender Lebensdauer  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{53}\text{Mn}$ ,  $^{107}\text{Pd}$ ,  $^{129}\text{I}$ ,  $^{244}\text{Pu}$  und  $^{146}\text{Sm}$ . Sie ermöglichen über ihre Tochternuklide, eine (angenommenen) nukleosynthetischen Produktionsrate und ein initiales Isotopenverhältnis die relativ hochauflösende Datierung verschiedener Entwicklungsstadien des frühen Sonnensystems, der meteoritischen Mutterkörper und Meteorite selbst (z.B. ALEXANDER 1971, PODOSEK & SWINDLE 1988a, 1988b, WHITE 1998).

Der Nachweis ausgestorbener Radionuklide (engl. *extinct radionuclides*) erfolgt über die Tochterisotope, die in unterschiedlicher relativer Häufigkeit zu finden sind. Abweichungen basieren auf verschiedenen Edukt-Produkt-Verhältnissen in einzelnen Phasen oder Systemen, d.h. auf chemischer Fraktionierung. Der Zerfall von Radionukliden äußert sich außerdem in Form von Spaltspuren im Kristallgitter von Silikaten (engl. *fission tracks*). Energiereiche schwere Teilchen (Ordnungszahl  $> 20$ ) der kosmischen Strahlung vermögen ebenfalls solche Gitterfehler zu induzieren. Unter dem Mikroskop lassen sich die Schäden durch Anätzen sichtbar machen und unter günstigen Bedingungen der jeweiligen Ursache zuordnen (z.B. CAFFEE et al. 1988). Auf der Basis von *fission tracks* ist auch eine Datierung möglich (u.a. BHANDARI et al. 1980).

### 2.3.2.3. Kosmische Strahlung

Während ihrer Verweildauer als Meteoroid im All werden extraterrestrische Gesteine von kosmischer Strahlung bombardiert. Sie ist im wesentlichen galaktischer Herkunft (engl. GCR = Galactic Cosmic Rays) und besteht vor allem aus energiereichen Protonen (Abb. 26). Die galaktischen Teilchen besitzen kinetische Energien bis in den GeV-Bereich (die Flussdichte liegt bei  $3$  Nuklei/cm<sup>2</sup>s für Nukleonen mit  $> 1$  GeV, CAFFEE et al. 1988). Sie können damit Kernreaktionen einschließlich einer Kaskade von Sekundärteilchen induzieren. Auf diese Weise entstehen in Meteoroiden stabile und auch radioaktive kosmogene Nuklide (z.B. MICHEL et al. 1997, LEYA et al. 2000).

Der solare Teilchenstrom ist durch einen Partikelfluss, der mit abnehmender Energie rasch ansteigt, gekennzeichnet. Die meisten Teilchen weisen bei 1 AU weniger als 1 MeV auf (ca.  $100$  Nuklei/cm<sup>2</sup>s mit  $> 10$  MeV bei 1 AU). Nur ein geringer Prozentsatz der solaren Partikel – hauptsächlich wiederum Protonen – erreicht ähnlich hohe Energiewerte wie die galaktische Strahlung. Daher trägt auch lediglich dieser Anteil, solare kosmische Strahlung (engl. SCR = Solar Cosmic Rays) genannt, zur Produktion kosmogener Nuklide bei.

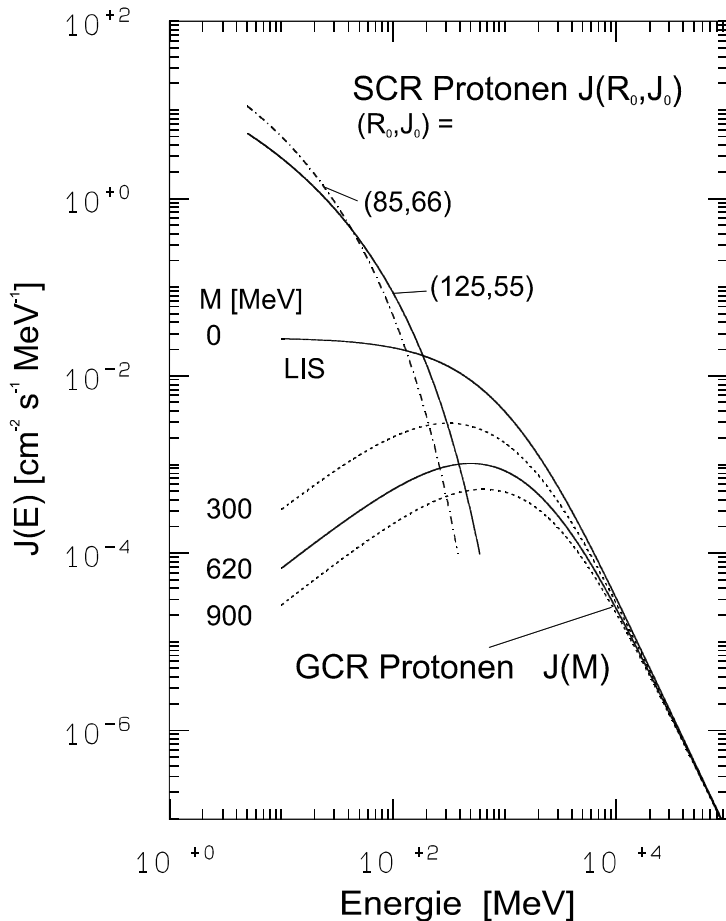


Abb. 26: Energiespektren von SCR und GCR (siehe Text) bei 1 AE (aus MICHEL et al. 1996).  $J$  = Partikelfluss,  $J_0$  = omnidirektionale Flussdichte für Protonen  $> 10$  MeV,  $R$  = Rigidität, d.h. Härte des Spektrums (hohe  $R$  bedeutet hohe Intensität im hochenergetischen Spektrum);  $M$  = Modulation (proportional zur Sonnenaktivität), LIS = Local Interstellar Spectrum mit  $M = 0$ ,  $E$  = Energie.

#### 2.3.2.4. Produktionsraten

Die Produktionsrate eines kosmogenen Nuklids ist definiert als die Menge an diesen Isotopen, die pro Massen- und Zeiteinheit in einem bestrahlten Objekt erzeugt wird. Sie hängt von verschiedenen Parametern wie der präatmosphärischen Form des Meteoroiden, der Abschirmung, der Intensität der kosmischen Strahlung, der chemischen Zusammensetzung des betroffenen Körpers und dem Wirkungsquerschnitt der Kernreaktion ab. Entsprechend der Vielzahl an Einflussfaktoren sind Modellrechnungen zu einer spezifischen Produktionsrate sehr komplex (z.B. MICHEL et al. 1997, LEYA et al. 2000). Einige Autoren leiten Produktionsraten auch empirisch ab. Bei Radionukliden entsprechen sie der Sättigungsaktivität. Für Edelgase erhält man Produktionsraten auf empirischem Weg nur in Verbindung mit ungesättigten kosmogenen Radionuklidaktivitäten und einer angenommenen Sättigungsaktivität (z.B. EUGSTER et al. 1988, NISHIZUMI et al. 1991). Da ein Großteil der kosmogenen Nuklide aus verschiedenen Targetelementen gebildet wird, summiert sich die Gesamtrate entsprechend aus allen beteiligten Edukt-Produkt-Systemen.

Die Eindringtiefe der energiereichen kosmischen Strahlung erreicht bei Steinmeteoriten etwa 1 m. Die einzelnen Produktionsraten ändern sich dabei stark innerhalb der ersten 50 cm und verlaufen nicht linear: Die Konzentration an kosmogenen Nukliden steigt mit zunehmender Tiefe im Meteoroiden zunächst an und geht dann zurück. Daher ist die Position einer Probe im bestrahlten Körper von Bedeutung. Gleichzeitig wird die Produktionsrate von der Größe des Meteoroiden beeinflusst (Abb. 27). Dieser als Abschirmung bezeichnete Zusammenhang geht in die Berechnung von Bestrahlungsaltern als wichtiger Parameter mit ein (vgl. 2.3.2.4.; z.B. BHANDARI & POTDAR 1982, VOGT et al. 1990, BHANDARI et al. 1993, REEDY et al. 1983, GRAF et al. 1990, MARTI & GRAF 1992, MICHLOVICH 1994, REEDY & MASARIK 1995, MICHEL et al. 1997, LEYA et al. 2000).

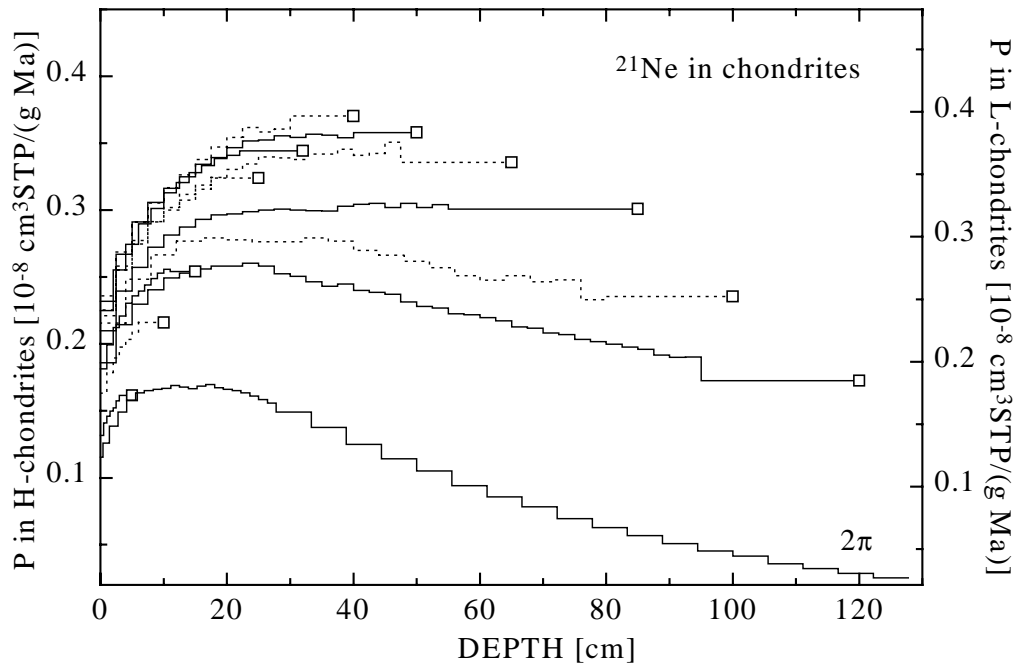


Abb. 27: GCR-Produktionsraten von  $^{21}\text{Ne}$  in gewöhnlichen Chondriten mit Radien zwischen 5 cm und 120 cm bei einer  $2\pi$ -Bestrahlungsgeometrie ( $2\pi$  bedeutet Bestrahlung aus dem Halbraum; aus LEYA et al. 2000). Erkennbar ist der charakteristische Anstieg der  $(^{21}\text{Ne})_c$ -Konzentration bei 20 cm Tiefe. Er wird durch von Sekundärteilchen produziertes  $^{21}\text{Ne}$  hervorgerufen.

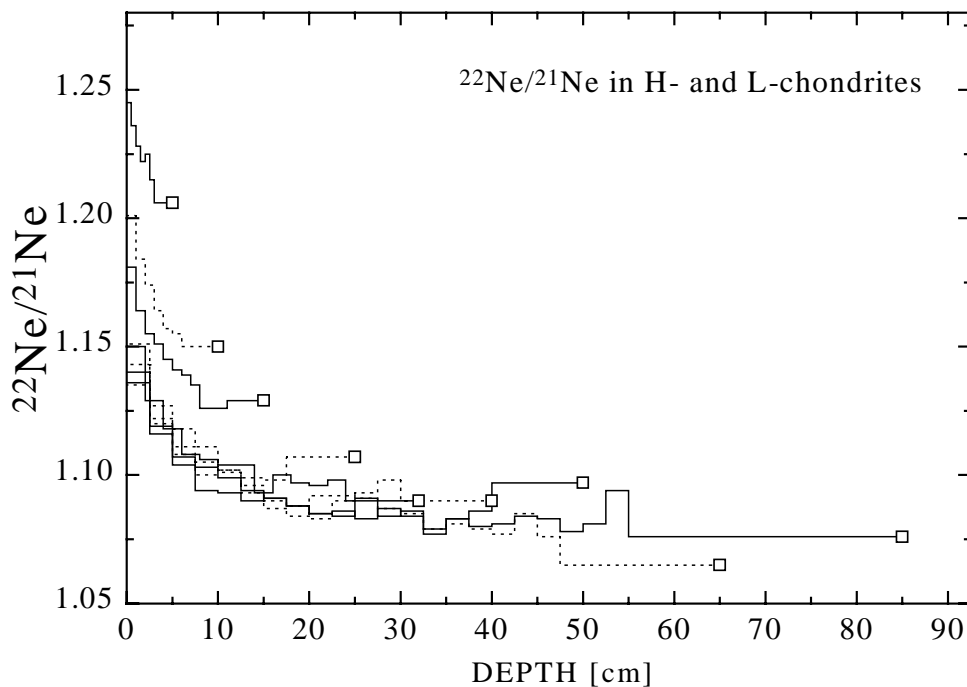


Abb. 28: Berechnete Tiefenprofile von kosmogenen  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnissen als Abschirmungsindikator in gewöhnlichen Chondriten mit Radien von 5 cm bis 85 cm (aus LEYA et al. 2000). Die Abbildung zeigt, dass bereits ab ca. 25 cm Tiefe keine sinnvolle Korrektur mehr möglich ist ( $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = \text{ca. } 1,08$  unabhängig vom Radius).

Das kosmogene  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  ist ein häufig verwendeter Indikator für das Maß der Abschirmung im Meteoriten (Abb. 28, z.B. SCHULTZ & SIGNER 1976, BHANDARI & POTDAR 1982, REEDY 1985, MCDOWELL & NYQUIST 1986). Die Tiefenabhängigkeit dieses Wertes lässt sich ableiten, da  $^{21}\text{Ne}$  teilweise ein Produkt der Wechselwirkung sekundärer Neutronen mit Mg ist. Gleiches gilt für das  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis. Für die meisten gewöhnlichen Chondrite variiert  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  zwischen 1.08 und 1.20. Bei einer stärkeren Abschirmung ( $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c < \text{ca. } 1.08$ ) ist eine Korrektur mittels des kosmogenen Ne-Verhältnisses nicht mehr möglich. Das kleinste, in Steinmeteoriten beobachtete  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  beträgt 1.04.

Die übliche Einheit der Produktionsrate für Edelgase ist  $\text{cm}^3 \text{STP}/(\text{g} \cdot \text{Ma})$  (STP = *Standard Temperature and Pressure* =  $20^\circ\text{C}$ ,  $10^5 \text{ Pa}$ ). Die Konzentrationen an kosmogenen Isotopen sind klein und daher am besten für Edelgase und Radionuklide messbar. Ein typischer Wert für die Konzentration an beispielsweise kosmogenem  $^{21}\text{Ne}$  liegt im Bereich von  $10^{-7}$  bis  $10^{-8} \text{ cm}^3 \text{STP/g}$ . Wie die meisten anderen kosmogenen Isotope entsteht  $^{21}\text{Ne}$  aus verschiedenen Elementen mit jeweils spezifischen Produktionsraten. Die abweichenden Häufigkeiten von solchen Targetkernen in den einzelnen meteoritischen Klassen (u.a. WASSON & KALLEMEYN 1988) müssen berücksichtigt werden (s.a. MASARIK & REEDY 1994, vgl. 4.2.). Sie gehen in Form eines Korrekturfaktors in die Bestimmung der individuellen Produktionsraten mit ein.

### 2.3.2.5. Bestrahlungsalter

Das Bestrahlungsalter eines Meteoriten gibt den Zeitraum an, der zwischen dem Absprengen des Meteoroiden vom Mutterkörper und dem Auftreffen auf der Erde liegt (Abb. 29). Der Meteoroid gelangt durch ein Impaktereignis auf dem Mutterkörper als metergroßes Objekt aus einer zuvor oberflächennahen, meist aber abgeschirmten Position auf eine eigene Umlaufbahn und ist dort der kosmischen Strahlung ausgesetzt (Abb. 29). Die gesteinsbildenden Elemente des Meteoroiden geraten nun in Wechselwirkung mit dem hochenergetischen Anteil der kosmischen Partikelstrahlung (vgl. 2.3.2.3.). Nach dem Fall auf die Erde wird die Einwirkung von kosmischer Strahlung durch die irdische Atmosphäre unterbunden. Vorausgesetzt, dass die Produktionsraten der spallogenen Produkte bekannt sind und im Anschluss an die Bestrahlung keine oberflächlichen Veränderungen am Gestein stattfanden, lässt sich mit Hilfe einer einfachen Gleichung (s.u.) sowie einigen Vereinfachungen ein Bestrahlungsalter berechnen (HERZOG & ANDERS 1971, CRESSY & BOGARD 1976, NISHIIZUMI et al. 1979, NISHIIZUMI et al. 1980, EUGSTER 1988 u.a.). In Steinmeteoriten bieten sich zur Datierung des Bestrahlungszeitraums beispielsweise die kosmogenen Edelgasisotope  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  sowie  $^{38}\text{Ar}$  und bei kürzeren Bestrahlungszeiträumen ( $< 60 \text{ Ma}$ ) auch langlebige Radionuklide wie  $^{53}\text{Mn}$  an (vgl. Tab. 9).

Die ermittelten Alter sind im Fall der Steinmeteorite grundsätzlich kleiner als 100 Ma (z.B. MARTI & GRAF 1992). Unterschiedliche Meteoritenklassen weisen aber abweichende Verteilungsmuster auf. Innerhalb einer Klasse sind Häufungen von Bestrahlungsaltern interessant

(engl. *clustering*). Die Proben eines solchen *clusters* gingen wahrscheinlich aus demselben Impaktereignis hervor und stammen von demselben Mutterkörper. Auch großräumige Vermischungsprozesse und Brekzienbildung (die Stratigrafie von Asteroiden) lassen sich aus Bestrahlungsaltern ableiten (z.B. CRABB & SCHULTZ 1981, SCHULTZ 1987, GRAF & MARTI 1989). L- und H-Chondrite aller petrologischen Typen fallen beispielsweise in bestimmte Bestrahlungsaltergruppen. Diese Beobachtung kann bedeuten, dass ein ursprünglich lagig strukturierter Planetoid („Zwiebelschalenmodell“) durch mehrere große Einschläge umgeschichtet und das mobilisierte Material anschließend als Megabrekzie rekompaktiert wurde (engl. *rubble pile*).

Aus der Verteilung und Anhäufung von Bestrahlungsaltern entwickelten andere Autoren außerdem ein Bild über die Impaktgeschichte von Planetoiden (GAULT 1969, GRAF & MARTI 1994, GRAF & MARTI 1995), die Herkunft der Meteorite (WETHERILL 1985) oder die Zerstörungsrate von Mutterkörpern (ANDERS 1964).

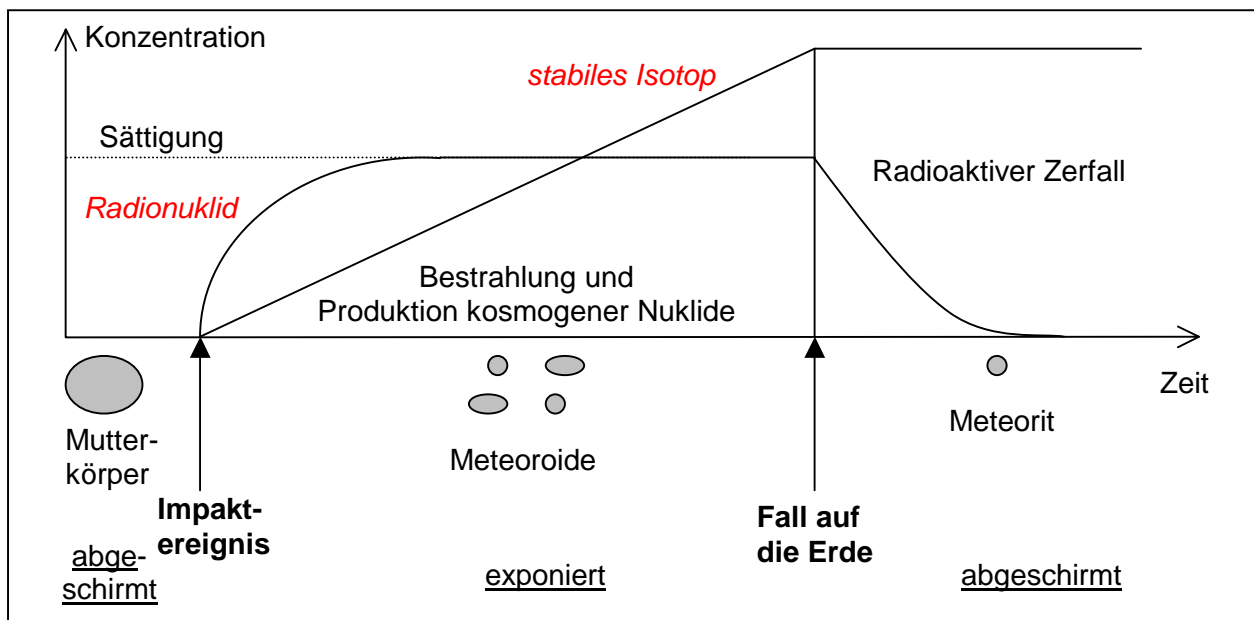


Abb. 29: Bestrahlungs- und terrestrisches Alter eines Meteoriten (in willkürlichen Einheiten). Dargestellt ist die Veränderung der Konzentration zweier kosmogener Nuklide mit der Zeit. Über die jeweiligen Produktionsraten kann der Bestrahlungszeitraum datiert werden. Durch den Zerfall des kosmogenen Radioisotops lässt sich außerdem ein terrestrisches Alter berechnen.

Ein Bestrahlungsalter  $T_e$  bildet das Verhältnis der gemessenen Häufigkeit des betrachteten stabilen kosmogener Nuklids  $N_c$  (z.B.  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  oder  $^{38}\text{Ar}$ ) zu dessen Produktionsrate  $P_n$ :

$$T_e = N_c / P_n.$$

Bei der Datierung von Bestrahlungszeiträumen geht man aus zwei Gründen allgemein von einer einfachen Bestrahlungsgeschichte aus:

1. In einem Verteilungshistogramm (vgl. 5.2.4.3.) zeigen die Bestrahlungsalter einer meteoritischen Gruppe auffällige Häufungen oder Peaks (CRABB & SCHULTZ 1981, MARTI & GRAF

1992, GRAF & MARTI 1995). Wäre ein bedeutender Teil der Meteorite nun komplex bestrahlt, führte die Verwendung von konstanten Produktionsraten zu abweichenden Bestrahlungsaltern und die Peaks würden abgeschwächt oder sogar nivelliert (vgl. 2.3.2.6.).

2. Gut dokumentierte komplexe Bestrahlungsgeschichten sind immer noch selten und müssen daher als Ausnahmen betrachtet werden (vgl. 2.3.2.6.).

Im Gegensatz zu den vorangegangenen Überlegungen erreicht den Berechnungen zur dynamischen Entwicklung von meteoritischen Umlaufbahnen durch WETHERILL (1980) zufolge etwa ein Drittel aller Meteorite die Erde nach einer komplexen Bestrahlung, d.h. das Objekt war auf seinem Flug durch den Raum in mehrere Kollisionsereignisse verwickelt (s. 2.3.2.6. und 6.2.). Dementsprechend gilt es zukünftig, die Bestrahlungsgeschichten von weiteren Proben genauer zu beleuchten und die Signifikanz von komplexer Bestrahlung zu prüfen (z.B. GRAF & MARTI 1989, VOGTS et al. 1993, HERZOG et al. 1997).

### **2.3.2.6. Komplexe und mehrstufige Bestrahlung**

In einigen meteoritischen Proben stößt man auf verschiedene Generationen an kosmogenen Nukliden (Edelgase und Radionuklide). Im Fall von mehrfacher Bestrahlung eines Meteoroiden, der durch Zusammenstöße wiederholt seine Form änderte, spricht man von einer komplexen Bestrahlungsgeschichte. Auf der anderen Seite ist auch eine mehrstufige Bestrahlung (engl. *multi-stage exposure*) denkbar, bei der Teile eines späteren Meteoroiden bereits an der Oberfläche seines Mutterkörpers der kosmischen Strahlung ausgesetzt waren.

Eine komplexe oder mehrphasige Bestrahlungsgeschichte wird angezeigt, wenn abgeleitete Bestrahlungsalter, Meteoroidengröße und Position einer Probe im Meteoroiden nicht übereinstimmen. Je mehr Alterswerte auf der Basis unterschiedlicher kosmogener Isotope berechnet und Proben eines Meteoroiden analysiert werden, umso sicherer sind Schlussfolgerungen zur Bestrahlungsgeschichte (BHANDARI et al. 1980, MONIOT et al. 1983, VOGT et al. 1993, WIELER et al. 1996b, HERZOG et al. 1997). Häufig lassen sich diskordante Zeiträume durch eine bimodale Bestrahlungsgeschichte mit einer längeren ersten und kurzen zweiten Phase in Einklang bringen (z.B. BEGEMANN et al. 1985, VOGT et al. 1993).

Für einstufig bestrahlte, große Meteoroiden gelten in Bezug auf den Abschirmungsparameter  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  dieselben Einschränkungen wie für Objekte mit mehrphasiger Bestrahlung. Die Produktionsrate nimmt mit wachsender Abschirmung nach anfänglichem Anstieg durch die Einwirkung sekundärer Teilchen exponentiell ab (Abb. 27). Misst man nun in einer Probe das kosmogene  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis aus einer Tiefe von  $< 1$  m bzw. von einer zweiten Bestrahlungsphase, setzt man die Produktionsrate von  $^{21}\text{Ne}_c$  für den gesamten Meteoriten zu hoch an, und das berechnete Alter liegt zu tief (WETHERILL 1980; EUGSTER 1988; MASARIK & REEDY 1994; GRAF & MARTI 1995).

### 3. Experimenteller Teil

#### 3.1. Methodik

##### 3.1.1. Massenspektrometrie

Die Massenspektrometrie ist eine vielseitig einsetzbare Analyse­methode, mit der sich u.a. die isotopische Zusammensetzung eines Elements bestimmen lässt. Eine klassische Form arbeitet mit Elektronenstoßionisation und Magnetfokussierung. Die zu analysierende Substanz wird zunächst in den Gaszustand überführt und die entstehenden Komponenten in positiv geladene Ionen umgewandelt. Anschließend erfolgt die Trennung der Teilchen auf der Basis ihres Masse/Ladungsverhältnisses  $m/z$ . Im aufgenommenen Massenspektrum gilt die Intensität eines Signals als direktes Maß für die Häufigkeit des entsprechenden Isotops oder Moleküls.

Moderne Massenspektrometer setzen sich aus einem Einlasssystem oder einer Proben­schleuse, einer Ionenquelle, dem Massenanalysator sowie einem Detektor zusammen (Abb. 30). An den Detektor schließen sich die Signalverarbeitung und Datenausgabe an. Alle Komponenten – vom Einlasssystem bis zum Analysator – stehen charakteristischerweise unter einem Vakuum von  $10^{-6}$  bis  $10^{-8}$  Pa. Massenspektrometer werden als eigenständige Apparaturen oder aber in Kopplungstechniken, z.B. in Verbindung mit der Gas- oder Flüssigkeitschromatographie bzw. einer Plasmafackel (für Elementanalysen), eingesetzt (z.B. SKOOG & LEARY 1996, SCHWEDT 1995, OTTO 1995).

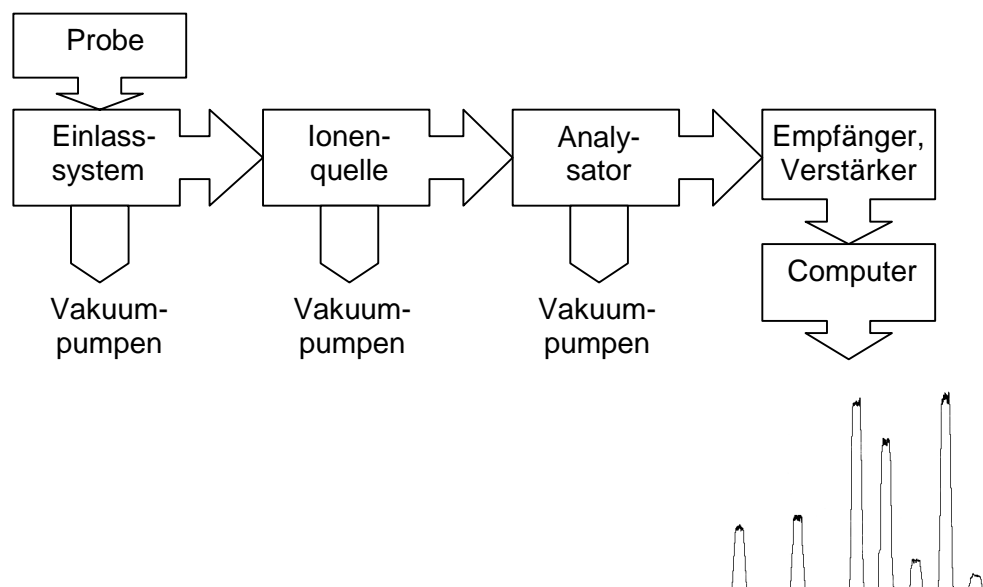


Abb. 30: Schematische Darstellung eines Massenspektrometersystems (modifiziert nach SCHWEDT 1992)

Der Massenanalysator eines massenspektrometrischen Systems sollte im Idealfall in der Lage sein, zwischen geringfügigen Massendifferenzen (Faktor  $10^{-4}$ ) zu unterscheiden und gleichzeitig eine möglichst große Anzahl an Ionen passieren zu lassen. Beide Eigenschaften konkurrieren jedoch miteinander, so dass jeweils ein auf den speziellen Analysenfall abgestimmter Kompro-

miss für das Auflösungsvermögen zu suchen ist. Die Auflösung  $R$  ist definiert als das Verhältnis zwischen einer Nennmasse  $m$  und der Massendifferenz zum benachbarten Signal  $\Delta m$ :

$$R = m/\Delta m$$

Man betrachtet zwei Signale als getrennt, wenn die Höhe des Fußes zwischen ihnen nur noch wenige Prozent der Peakhöhe beträgt (vgl. Abb. 31). Geht man davon aus, dass das Tal von zwei aufeinander folgenden Peaks 10 % der mittleren Peakhöhe nicht überschreitet, so bedeutet eine Auflösung von beispielsweise 5000, dass man die Masse 50 noch von der Masse 50,01 unterscheiden kann. Mit steigender Auflösung sinkt die Zahl der am Detektor ankommenden Ionen, also die Empfindlichkeit des Geräts.

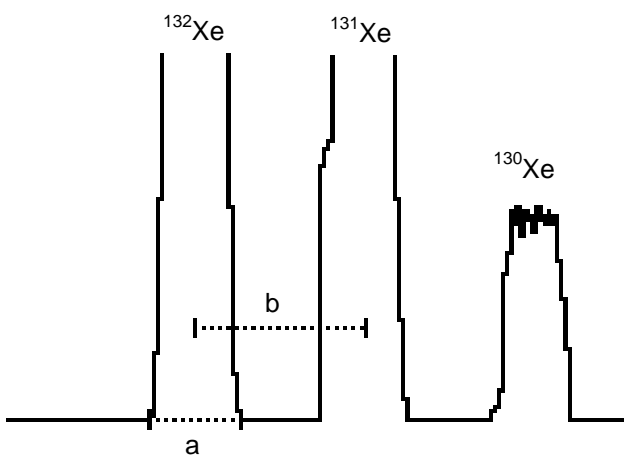


Abb. 31: Auflösungsvermögen des verwendeten Massenspektrometers. Das Bild ist ein Ausschnitt aus einem aufgenommenen Xe-Spektrum (Abb. 34). Das Auflösungsvermögen  $A$  lässt sich nach folgender Formel direkt aus dem Verhältnis von Peakabstand  $b$  zu Peakbreite  $a$  berechnen und beträgt beim verwendeten Gerät ca. 250:

$$A = 131.5 \cdot \frac{b}{a}$$

### 3.1.2. Edelgasmassenspektrometrie

Die Konzentrationen an kosmogenen Nukliden in Meteoriten sind auf Grund der niedrigen Teilchendichte im hochenergetischen Spektrum der kosmischen Strahlung gering (s. 2.3.2.3. und 2.3.2.4.). Daher ist es nur für wenige Elemente möglich, die kosmogenen Anteile von stabilen Isotopen zu bestimmen. Edelgase spielen hier eine besondere Rolle, da sie sich leicht vom bestrahlten Target separieren lassen. Die Massenspektrometrie ist gleichzeitig eine ausreichend empfindliche Methode, um Gasmengen  $> 10^{-14} \text{ cm}^3 \text{ STP}$  nachweisen zu können.

Wie bei anderen massenspektrometrischen Methoden muss in einem ersten Schritt der in einer Probe enthaltene Analyt freigesetzt und abgetrennt werden. Die Extraktion erfolgt in einem Ofen durch Verdampfen. Aus dem entstehenden Gasgemisch werden die im Vergleich zu anderen Elementen oder Molekülen sehr reaktionsträgen Edelgase mit Hilfe von Gettern, die große reaktive Oberflächen aufweisen, separiert. Den zweiten Schritt der Analyse bildet die Ionisierung der Probe, an die sich direkt die eigentliche massenspektrometrische Messung mit der Massentrennung und Aufzeichnung eines Massenspektrums anschließt. Neben den isotopischen Verhältnissen lassen sich aus den Peakintensitäten dann die jeweiligen Isotopenmengen ableiten.



Ein Edelgasmassenspektrometer baut sich aus einer Elektronenstoßquelle, einem Flugrohr mit elektromagnetischem Sektoranalysator und einer variablen Kollektoranordnung auf. Der gesamte Spektrometerkörper wird unter einem hohen Vakuum ( $10^{-6}$  Pa im Reinigungsbereich bis  $10^{-8}$  Pa im Analysator) gehalten, um Wechselwirkungen mit Fremdmolekülen im System und unbeabsichtigte Streuung möglichst gering zu halten. Der Betrieb des Geräts erfolgt statisch. Als Kollektoren kommen FARADAY-Auffänger (bei Gasmengen  $> 10^{-9}$  cm<sup>3</sup>) und Sekundärelektronenverstärker (SEV, Multiplier) zum Einsatz. Der SEV kann entweder im Analog- oder im Zählmodus betrieben werden.

Das Ziel der gesamten Geräteeinstellung ist die Aufzeichnung eines gut definierten, symmetrischen Peaks mit Plateau (vgl. Abb. 34). Die Möglichkeit zur Modifizierung von Geräteparametern vor oder während der Messung soll dabei eine optimale Effizienz und Empfindlichkeit in Bezug auf das jeweils zu analysierende Element gewährleisten.

### 3.2. Proben und Aufbereitung

Zur Edelgasanalyse standen insgesamt 47 Enstatit-Chondrite zur Verfügung (Tab. 1 im Anhang). 32 dieser Meteorite wurden dabei erstmals gemessen, für 15 existierten bereits Edelgasdaten. Die Mehrzahl der „neuen“ Enstatite stammt aus der Antarktis. 8 Proben wurden in heißen Wüsten gefunden. 9 der 47 Chondrite stellen Fälle dar.

Von jedem Meteorit wurden anfänglich 80 bis 100 mg möglichst frisches, d.h. fusions- oder alterationskrustenfreies, Material abgewogen. Für Wiederholungsmessungen reichten oft kleinere Mengen, da sich herausstellte, dass viele Enstatit-Chondrite relativ hohe Gasmengen aufweisen (vgl. Tab. 4 im Anhang). Die Gesteinsbruchstücke wurden nun direkt in hochreine Nickelfolie gewickelt und in den Probenbaum oberhalb des Extraktionsofens vom Spektrometersystem geladen. Dort folgte zunächst eine Erwärmung der Päckchen auf ca. 130° C für mindestens 24 h. Auf diese Weise ließen sich atmosphärische Gase desorbieren. Anschließend folgten die Verdampfung, Reinigung und Trennung der Edelgase (s. 3.3.).

### 3.3. Gerät und Messung

Ein dem verwendeten Massenspektrometersystem ähnliches Gerät ist ausführlich in der Dissertation von LOEKEN (1993) beschrieben. Es setzt sich baulich aus folgenden Abschnitten zusammen:

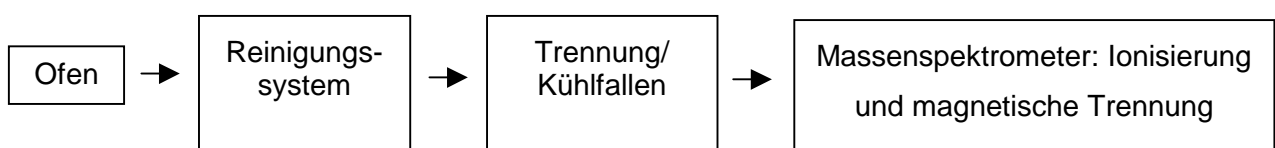


Abb. 32: Schematische Auflösung der Bausteine des verwendeten Massenspektrometersystems

Die Untersuchung des Edelgasgehalts und der Isotopenverhältnisse in Enstatit-Chondriten beginnt mit der Verdampfung des Gesteins. Der Extraktionsofen enthält ein Tantalrohr, in das ein

Wolframtiegel eingelassen ist (GÖTZ 1984). Das Heizfilament besteht ebenfalls aus Wolfram und wird zusätzlich von einem Strahlungsschild aus Wolfram umgeben. Der Ofentopf, in dem sich Filament und Tiegelrohr befinden, wird permanent evakuiert und während der Heizphasen mit Wasser gekühlt. Das Tiegelrohr selbst ist an das Vakuumsystem des Reinigungssegments angeschlossen.

Das Verdampfen der einzelnen Proben findet bei ca. 1700 °C für 30 min statt. Daran schließt sich das Abtrennen der inerten Gase an. Die Bindung der reaktiveren Moleküle erfolgt schrittweise in 3 Stufen á 10 min durch absorptiv besonders wirksame Getter. Während der ersten beiden Reinigungsschritte kommt ein Titan-Schwamm zum Einsatz, der von 900°C in zwei Stufen herunter gekühlt wird. Die zweite Reinigungseinheit besteht aus einer Zr-Al-Legierung mit großer aktiver Oberfläche (Firma SAES). Sie wird für weitere 10 min eingesetzt und fixiert leicht flüchtige Verbindungen wie H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> und N<sub>2</sub>. Während der Messungen sind ebenfalls zwei SAES-Getter permanent als Nachreinigungsstufe wirksam.

Da aufgrund von Wechselwirkungen und Interferenzen (s. 3.4.) nicht alle Edelgase gleichzeitig gemessen werden können, folgt nun die Trennung der Elemente mit Hilfe einer bzw. zweier Kühlfallen. Diese Fallen sind mit Aktivkohle gefüllt und werden mit flüssigem N<sub>2</sub> gekühlt. Die geringste dabei erreichbare Temperatur beträgt -196°C. An der ersten Falle lassen sich damit die schweren Edelgase Ar, Kr und Xe anfrieren, so dass He und Ne separat in das Massenspektrometer eingeleitet werden können. Je nach Fragestellung werden Ar, Kr und Xe abschließend gemeinsam oder auch einzeln analysiert (Abb. 35). Im ersten Fall beschränkt sich die Analyse des Kr- und Xe-Gehalts auf die Isotope <sup>84</sup>Kr, <sup>129</sup>Xe und <sup>132</sup>Xe.

Erfordert die Aufgabenstellung (Messung der isotopischen Zusammensetzung) eine zusätzliche Aufteilung der schweren Gase in einzelne Fraktionen, muss mit zwei Kühlfallen bei unterschiedlichen Temperaturen (in Abhängigkeit vom chemisch-physikalischen Verhalten) gearbeitet werden (FREUNDEL 1978, Tab. 10). Diese zweite Falle ist kurz vor der Ionenquelle montiert, da sie auch während der Ne-Messung zum Einsatz kommt. Sie verhindert im Laufe der Ne-Analyse den Anstieg der durch Doppelladung entstehenden Masse 20 (<sup>40</sup>Ar<sup>++</sup>, vgl. 3.4.).

Adsorbierte Elemente	Adsorptionstemperatur
Ar, Kr, Xe	-196° C
Kr, Xe	- 133° C
Xe	- 99° C

Tab. 10: Temperatureinstellung der Kühlfalle 1 zur Trennung der schweren Edelgase

Für die Bestimmung der Elementhäufigkeiten und Isotopenverhältnisse wurde ein einfachfokussierendes Massenspektrometer (MAP215 der Firma MASS ANALYSER PRODUCTS) mit 90° Magnetsektor-Analysator (90° Ablenkwinkel; Abb. 33) verwendet. Das Gerät verfügt über eine sog. *extended geometry* (PLATZNER 1997). Durch die Kippung der Polschuhbegrenzung um 26.5° auf

jeder Seite kommt es zu einer räumlichen Doppelfokussierung in der und senkrecht zur Symmetrieebene (z-Fokussierung). Die im Feld abgelenkten Ionen treffen dann auf den Auslassschlitz, dessen Breite sich – mit direktem Einfluss auf das Auflösungsvermögen – variieren lässt. Der Ionenstrahl sollte so eingestellt sein, dass die abgebildeten Peaks ein Plateau besitzen (Abb. 34). Das Auflösungsvermögen (s. 3.1.1. und Abb. 31) betrug für die hier vorgestellten Messungen rund 250.

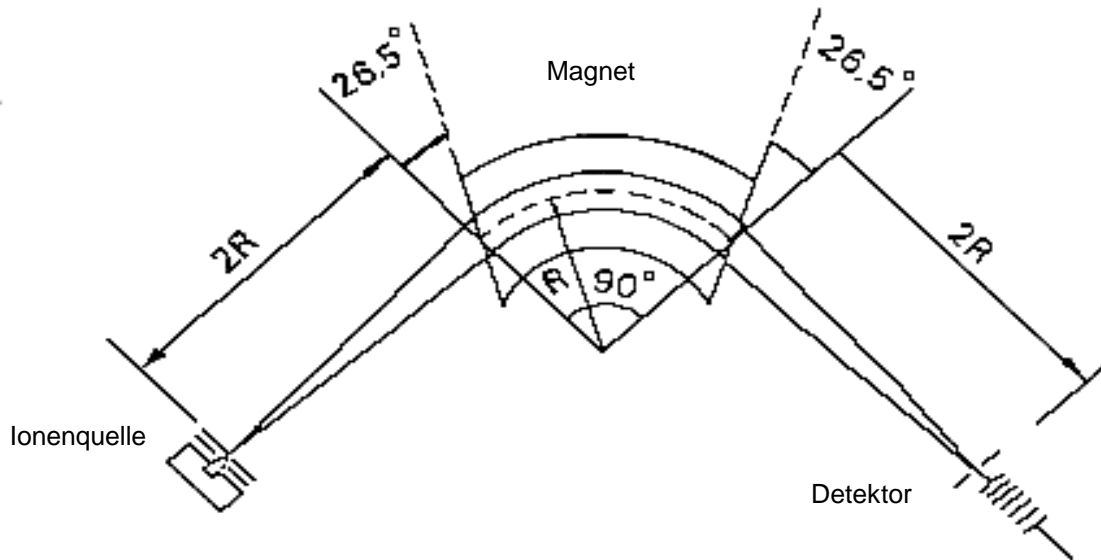


Abb. 33: Magnetsektorfeld mit *extended geometry* (aus LOEKEN 1993)

Für den Nachweis der Ionen bietet das Gerät die Option auf zwei unterschiedliche Detektoren. In Abhängigkeit von der Intensität des resultierenden Signals hat man die Wahl zwischen einem mit Goldfolie ausgekleideten FARADAY-Detektor (für Signale  $> 1$  mV, Ableitwiderstand fakultativ  $10^{10}$  oder  $10^{11} \Omega$ ) und einem SEV (vgl. 3.1.2.). Der SEV wird im Zusammenhang mit dem beschriebenen Massenspektrometer grundsätzlich im Zählmodus betrieben. FARADAY-Auffänger und Multiplier sind nebeneinander angebracht. Der Ionenstrahl muss dementsprechend durch Verändern der Magnetfeldstärke auf den jeweiligen Detektor der Wahl eingestellt werden. Die Regelung der Feldstärke über ein Spannungsnormale des Typs ANALOGIC übernimmt ein Rechner vom Typ HP300. Dort werden auch FARADAY-Detektor mit Vor- und Hauptverstärker sowie Voltmeter und SEV im Zählmodus gesteuert und die ankommenden Signale verarbeitet.

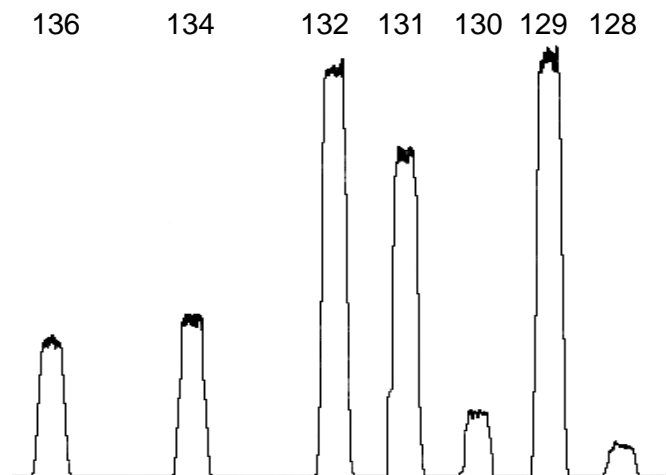


Abb. 34: Ein aufgezeichnetes Massenspektrum der Xe-Isotope 128 - 136

Zwischen den Messungen sorgt ein System verschiedener Pumpen (zwei Turbomolekularpumpen sowie zwei Ionengetter-Pumpen) für die notwendige hohe Pumpleistung. Zur Stabilisierung der Temperatur im Massenspektrometerraum (20° C) wird eine Klimaanlage eingesetzt.

Jede Messung beginnt mit der manuellen Einstellung der beiden Halbwertsbreiten der zu bestimmenden Isotope. Anschließend wird die jeweilige Masse automatisch zentriert. Im Fall von Ar (sofern alle Isotope auf demselben Detektor aufgenommen werden), Kr und Xe ist es ausreichend, lediglich zwei (signalstarke) Isotope zu fokussieren. Ausgehend von diesen eingestellten Feldstärkewerten folgt dann die Berechnung der Positionen der anderen Massen. Pro Element werden 10 Zyklen aufgenommen. Im ersten und letzten Durchgang findet außerdem die Bestimmung der Untergrundmassen statt (vgl. LOEKEN 1993).

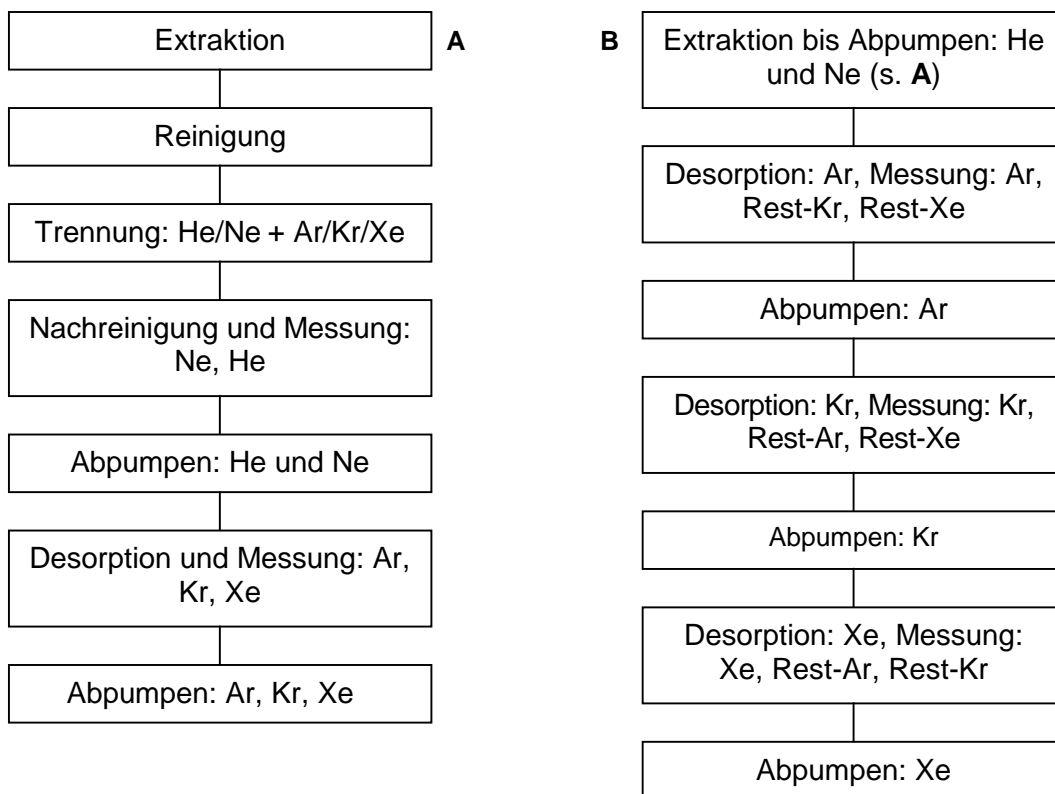


Abb. 35: Prinzipieller Ablauf der Edelgasmessung; **A**: ohne detaillierte Betrachtung der Kr- und Xe-Isotopen, **B**: bei einer genauen Analyse der Isotopenhäufigkeiten in der Kr- und Xe-Fraktion

### 3.4. Wechselwirkungen und Interferenzen

Aus mehreren Gründen ist es wenig sinnvoll, alle Edelgase gleichzeitig in das Spektrometer einzulassen:

Die Wirkungsweise („Pumpwirkung“) der Ionenquelle spielt eine Rolle. Sie verursacht ein kontinuierliches Absinken des Partialdrucks der zu untersuchenden Gase. In Zahlen ausgedrückt

heißt dies etwa 0.08 % pro Minute bei He und 1.4 % pro Minute bei Xe. Ein Messdurchgang je Element dauert zwischen 8 min (He) und 20 min (Xe).

$^{40}\text{Ar}$ , in vielen Fällen das häufigste Isotop, beeinträchtigt die Messung der anderen Nuklide in zweierlei Weise:

1. Zweifach ionisiertes  $^{40}\text{Ar}^{++}$  überlagert das Signal von  $^{20}\text{Ne}$  und macht eine Korrektur erforderlich.
2. Erfährt doppelt geladenes  $^{40}\text{Ar}$  nach der Beschleunigung in der Ionenquelle und vor dem Eintritt in das Sektorfeld einen Ladungsaustausch, so wird es im Magneten wie ein Ion der Masse 80 abgelenkt. Dieser Effekt stört bei einem hohen Ar-Anteil, wie er für E-Chondrite häufig ist, die Kr-Messung.

Eine weitere Beeinträchtigung ergibt sich durch den sog. *memory*-Effekt, der sich proportional zur Gesamtgasmenge verhält. Die im Anschluss an die Ionisierung beschleunigten Ionen prallen auf Wände und Blenden der Metallrohre des Spektrometers und bleiben dort teilweise „haften“. Wird später erneut Gas in das Spektrometer eingelassen, besteht die Möglichkeit, dass diese oberflächlich fixierten Ionen wieder herausgeschlagen werden. Sie vermischen sich dann mit dem Probegas und können dessen ursprüngliche Zusammensetzung signifikant verändern.

### 3.5. Auswertung

#### 3.5.1. Eichung

Die Bestimmung der Elementhäufigkeiten basiert prinzipiell auf dem Vergleich der Signalstärke der Probe mit der eines Kalibrationsgases. Bei dem Eichgas handelt es sich um eine Edelgas Mischung mit bekannter elementarer und isotopischer Zusammensetzung. Im Zusammenhang mit dem hier vorgestellten Massenspektrometer kann über eine Pipette mit definiertem Volumen ein „Eichschluck“ aus zwei verschiedenen Gascontainern in das System eingelassen werden. Die erste, als „Mix“ bezeichnete Gasmischung ist ein Produkt der Firma MESSER GRIESHEIM. Sie enthält alle stabilen Edelgase in Isotopenverhältnissen der irdischen Atmosphäre sowie einen Zusatz an  $^3\text{He}$ . Im zweiten Tank befand sich lediglich „Luft“, die wegen des höheren Ne-Gehalts für die Ne-Kalibrierung verwendet wurde (Tab. 11) .

Eichgasmessungen dienen außerdem zum Test und zur Justierung des Spektrometers. Durch die Kalibrierung bestimmt man die Empfindlichkeit des Geräts, d.h. vergleicht die gemessenen Intensitäten jeder Masse mit der gegebenen Gasmenge. Die mittlere Abweichung zwischen aufeinanderfolgenden Eichungen einer Messphase (12 bis 16 Wochen) beträgt für das oben beschriebene Edelgasmassenspektrometer etwa 3 % (Abb. 36). Dieser Wert ist vergleichbar mit dem nicht-systematischen Fehler der Eichgaskonzentrationen (Tab. 11).

Isotop	Konzentration [cm <sup>3</sup> STP]		Verhältnis	Eichschluck „Mix“	Eichschluck „Air“
	„Mix“	„Air“			
<sup>4</sup> He	1.037E-6	-	He/Ne	1150	0.3
<sup>20</sup> Ne	-	7.724E-9	Ne/Ar	8.7 x 10 <sup>-4</sup>	1.77 x 10 <sup>-3</sup>
<sup>40</sup> Ar	1.056E-6	-	Ar/Kr	4647	14323
<sup>84</sup> Kr	2.272E-10	-	Kr/Xe	3.66	27.8
<sup>132</sup> Xe	6.208E-11	-	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He	0.023	1.4 x 10 <sup>-6</sup>

Tab. 11: Edelgaskonzentrationen sowie Element- und <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He-Verhältnisse der beiden verwendeten Eichgasmischungen (Präzision: 2 %)

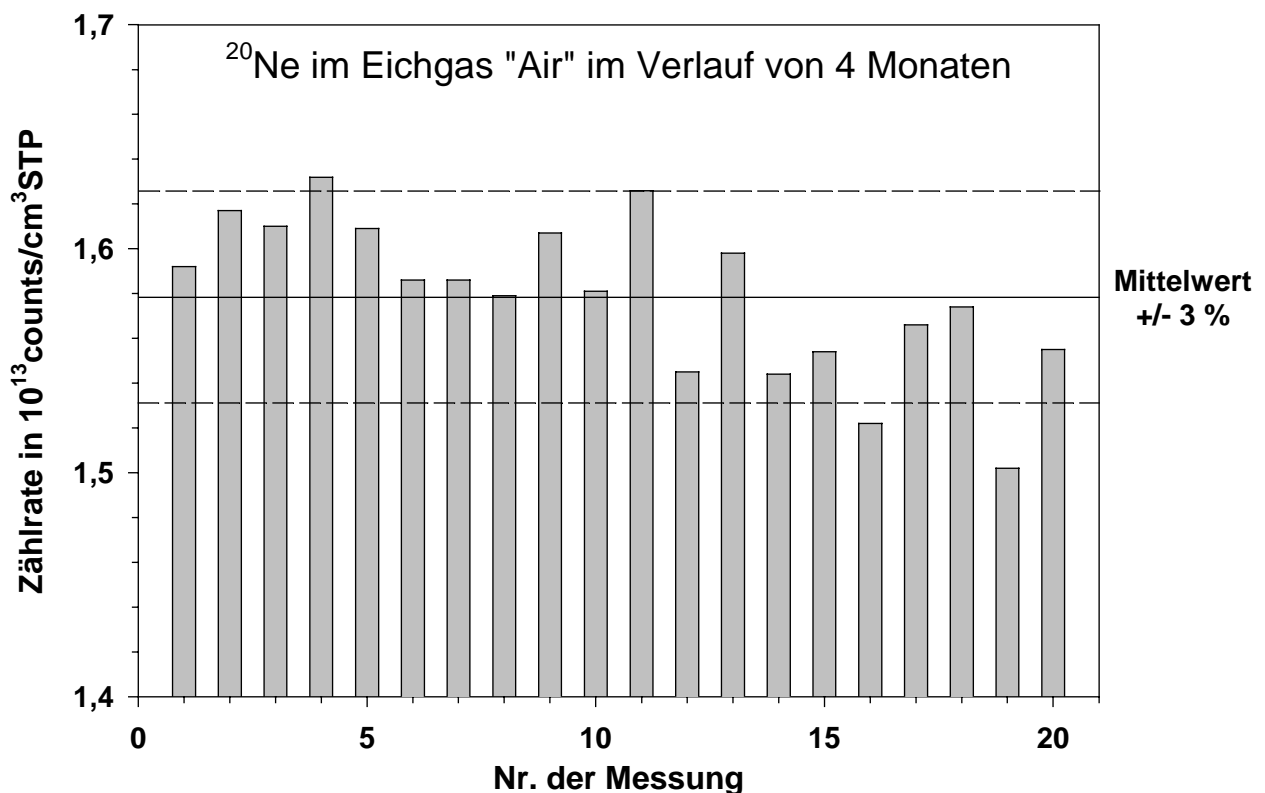


Abb. 36: Schwankungen in der Empfindlichkeit des Massenspektrometers bei <sup>20</sup>Ne-Messungen über einen Zeitraum von 4 Monaten. Es zeigt sich ein rückläufiger Trend in der Zählrate. Da über denselben Zeitraum die Konzentrationen an He und Ar in etwa konstant blieben, liegt die Ursache in einer nachlassenden Verstärkungswirkung des Multipliers, mit dem Ne grundsätzlich gemessen wurde. Sie wird auch an einem tendenziell abnehmenden Verstärkungsfaktor [counts/V] beim direkten Vergleich von SEV und FARADAY-Detektor erkennbar.

Bei Messungen mit dem SEV muss man beachten, dass die Empfindlichkeit für die Isotope eines Elements nicht identisch ist. Alle Ionen besitzen in dem eingesetzten Magnetspektrometer nach der Beschleunigung die gleiche Energie. Demzufolge bewegen sich leichtere Massen mit einer größeren Geschwindigkeit und werden am Ende mit höherer Effizienz nachgewiesen. Diese Art

von Fraktionierungseffekt lässt sich als die Relation  $F$  von tatsächlichem (real) zu gemessenem (gem.) Isotopenverhältnis beschreiben:

$$F = \frac{\left( \frac{M}{M_{ref}} \right)_{real}}{\left( \frac{M}{M_{ref}} \right)_{gem.}}$$

$M$  : betrachtetes Isotop  
 $M_{ref}$  : Referenzisotop

Existieren für ein Element mehr als zwei Isotope, wird  $F$  als Funktion der Massendifferenz zum Referenzisotop annähernd durch eine Gerade beschrieben:

$$F = 1 + f \cdot (M - M_{ref}).$$

Während für Ne und Ar keine signifikante Massendiskriminierung zu erkennen war, musste der Einfluss für He bei der Bestimmung des  $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses berücksichtigt werden. Auch für Kr und Xe wurde trotz Zählmodus mit dem SEV eine Fraktionierung festgestellt, so dass die Daten entsprechend zu korrigieren waren (s. 3.5.3., Abb. 37; s.a. LOEKEN 1993).

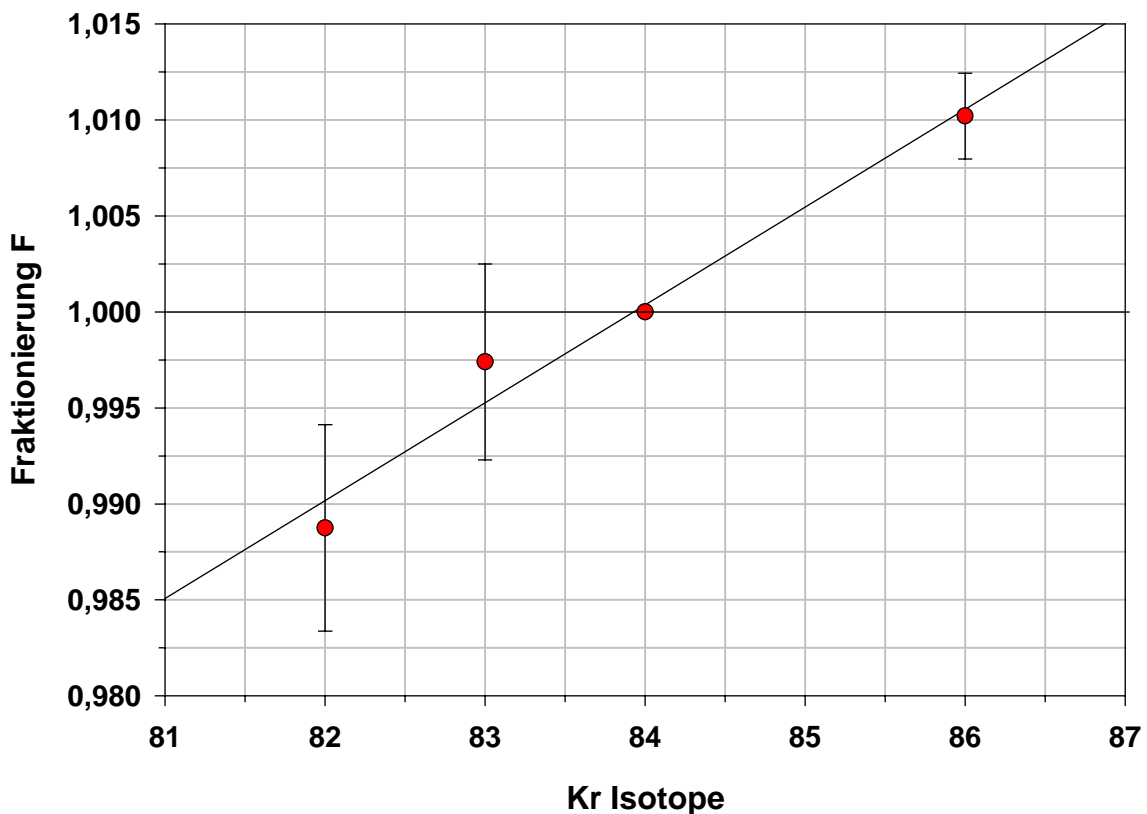


Abb. 37: Abhängigkeit der durchschnittlichen Fraktionierung  $F$  von der Massenzahl für 5 Eichungen bei Kr (die Massen 78 und 80 blieben aufgrund größerer Ungenauigkeiten bei der Messung unberücksichtigt)

Eine weitere wichtige Methode zur Prüfung der Messbereitschaft des Massenspektrometers stellt die Analyse eines Standardmaterials dar. Mittels einer solchen Referenzsubstanz sind dann auch Vergleiche von Ergebnissen aus verschiedenen Labors möglich. Der *Bruderheim*-Standard, der von der *University of California* in Berkeley aus dem L6-Chondriten *Bruderheim* hergestellt wurde, übernimmt diese Funktion. Während der gesamten Messphase wurden zwei *Bruderheim*-Analysen zu zwei verschiedenen Zeitpunkten eingestreut. Die Daten ergaben keine bemerkenswerten Abweichungen von der tatsächlichen Edelgaszusammensetzung dieses Meteoriten (pers. Mitteilung P. SCHERER und L. SCHULTZ 1998, Abb. 1 im Anhang).

### 3.5.2. Blank

Untergrundmessungen, sog. Blanks, dienen der Bestimmung der „Verunreinigung“ von Ofen und Spektrometer. Sie umfassen die gesamte Messprozedur inklusive halbstündigem Heizen des Tiegels, wobei nur die sonst verwendete Menge an Ni-Folie verdampft wird. Für diese Arbeit wurden Blankmessungen nach drei bis maximal fünf Proben in Folge (mit mindestens 2 h Heizen des Tiegels nach jedem Meteoriten) und nach dem Laden neuer Enstatit-Chondrite durchgeführt. Typischerweise gingen die Untergrundwerte, insbesondere für Ar, Kr und Xe, im Laufe der Messung der einzelnen Probenblöcke kontinuierlich zurück (vgl. Abb. 38).

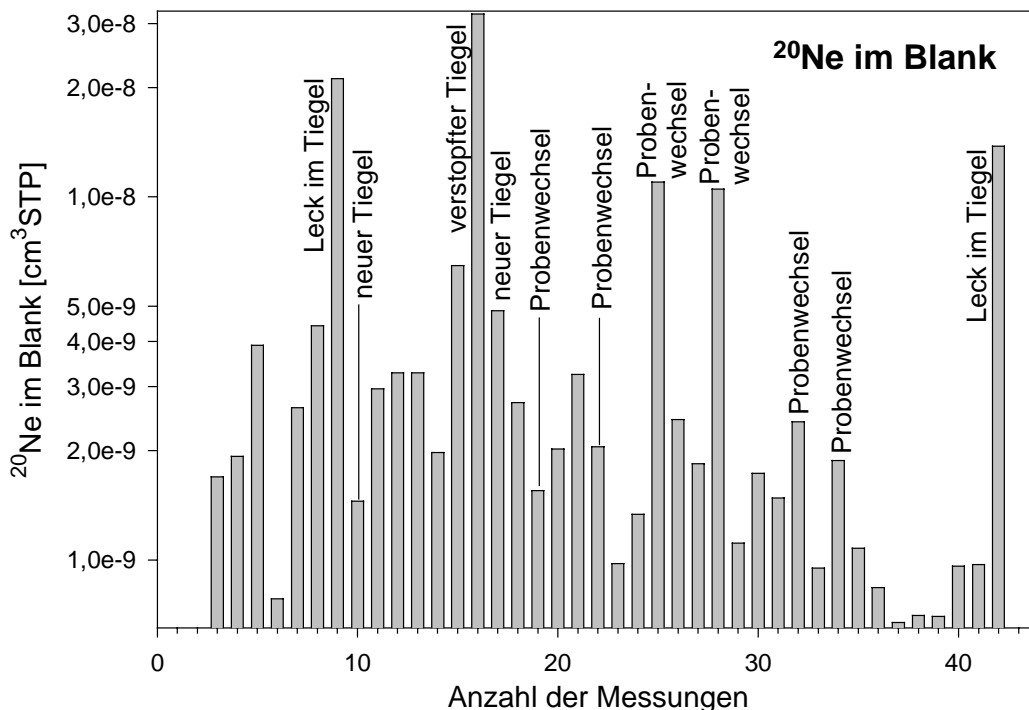


Abb. 38: Höhe des Untergrundsignals von  $^{20}\text{Ne}$  im Verlauf der Messphase. Die Gasmenge ist logarithmisch aufgetragen. Nach einem Proben- oder Tiegelwechsel, der mit dem Öffnen des Systems verbunden ist, steigt der Blank meist an und geht im Verlauf der anschließenden Messungen zurück. Teilweise nimmt die Gasmenge im Blank jedoch auch zu. In solchen Fällen enthielt die zuvor analysierte Probe besonders große Ne-Konzentrationen (solare Gase!).



Der bei einer Untergrundmessung freigesetzte Gasgehalt geht anschließend in die Berechnung der individuellen Edelgaskonzentrationen mit ein (s. 3.5.3.). Für He lagen die Blankwerte im Vergleich mit dem Gasgehalt in der Probe grundsätzlich unter 5 %, für Ne unter 1.5 % und für Ar unter 2 %.

Mit einer sog. Nachblank-Messung wird üblicherweise erfasst, ob eine Probe vollständig verdampft wurde. Die gewählte Temperatur zur Extraktion der Edelgase stellt einen Kompromiss zwischen der Verdampfungstemperatur des meteoritischen Gesteins, der Schmelztemperatur des Tiegelmaterials und eines annehmbaren Blankwertes dar. Je höher die Temperatur, um so mehr Gase lösen sich aus dem Tiegel und mischen sich zum Edelgasanteil der jeweiligen Probe. Dennoch muss die eingestellte Temperatur ausreichen, um das meteoritische Material gänzlich zu verdampfen. Der Nachblank wird bei etwas höherer Temperatur als die Probe gemessen (ca. 1800° C). Die Extraktion war ausreichend, wenn der Nachblank im Rahmen eines „normalen“ bis leicht erhöhten Tiegelblanks rangiert.

### 3.5.3. Korrekturen und Berechnung der Gaskonzentrationen

Die Elemente, bei denen eine Korrektur aufgrund von Massendiskriminierung vorgenommen werden musste, waren He, Kr und Xe. Die Berichtigung der Messdaten fand in Form eines Korrekturfaktors für die betreffenden Isotopenverhältnisse statt. Im Fall des  $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses wurden Probe und Eichgas zunächst grundsätzlich mit denselben Detektoren aufgenommen ( $^4\text{He}$  mit dem FARADAY-Auffänger,  $^3\text{He}$  mit dem SEV). Der Korrekturfaktor ergab sich dann aus der Relation von tatsächlichem zu gemessenem He-Verhältnis im Eichgas und wurde für jede Eichgasanalyse individuell bestimmt. Der genaue Wert, mit dem das gemessene  $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis der Probe schließlich multipliziert wurde, variierte zwischen 1.131 und 1.045:

$$(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{Probe}} = (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{gemessen}} \times 0.0228 / (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{Eichgas}}$$

mit 0.0228 = tatsächliches Verhältnis.

Für Kr ließ sich eine durchschnittliche Fraktionierung um 0.55 % pro Masseneinheit feststellen (Abb. 37), bei Xe waren es im Durchschnitt 0.3 %. Die Faktoren wurden aus einer Reihe von 5 Eichmessungen gemittelt.

Bei der Aufnahme der Isotopen von Kr und Xe galt es darüber hinaus zu beachten, wie hoch die restlichen Anteile von Ar und Xe in der Kr-Fraktion und umgekehrt ausfielen. Die genaue Trennung mit Hilfe der Kühlfallen (vgl. 3.3.) ist praktisch nicht durchführbar, so dass grundsätzlich Überschneidungen in den Gasanteilen auftraten. Gab es nun zwischen Eichung und Probe in diesem Punkt signifikante Unterschiede, musste die Differenz bei der Bestimmung der Gasmenngen berücksichtigt werden.

Bei den Ne-Messdaten waren verschiedene massenspezifische Interferenzen auszugleichen. Hierfür wurden die Anteile von  $^{22}\text{Ne}$  und  $(^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2)^{++}$  auf der Masse 22 sowie  $^{20}\text{Ne}$ ,  $^{40}\text{Ar}^{++}$  und  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  auf der Masse 20 definiert und in die Berechnung der Ne-Häufigkeiten mit einbezogen.

Um die Häufigkeit von  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  auf der Masse 20 zu bestimmen, wird das Signal zur Masse 18 ( $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ ) gemessen und entsprechend der relativen Häufigkeit von  $^{18}\text{O}$  die  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ -Menge abgeleitet. Im Fall von  $^{40}\text{Ar}^{++}$  und  $(^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2)^{++}$  wird davon ausgegangen, dass im Untergrund des eigentlichen Spektrometers kein Ne auftritt, sondern die Signale zu den Massen 20 und 22 von  $^{40}\text{Ar}^{++}$  und  $(^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2)^{++}$  stammen. Damit kennt man das Verhältnis dieser beiden Spezies zu den Massen 40 und 44, die ebenfalls in einer Leerlaufmessung bestimmt werden und überträgt die Werte auf die Signalstärken einer Probe. Entsprechend dieser Vorgehensweise gab es eine Korrektur um 0.6 % für  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  und 8 % für  $^{40}\text{Ar}^{++}$  sowie um 0.3 % für  $(^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2)^{++}$ .

Die Edelgashäufigkeiten jeder Probe ließen sich durch einen Vergleich mit der Signalstärke des betreffenden Isotops im Eichgas, dessen Zusammensetzung genau bekannt war, ableiten. Die Berechnung stützt sich dabei auf folgende Gleichung:

$$G_{\text{Probe}} = I_{\text{Probe}} \times G_{\text{Eichgas}} / I_{\text{Eichgas}}$$

mit  $G$  = Gasmenge und  $I$  = Intensität des Signals ( $G_{\text{Eichgas}} / I_{\text{Eichgas}}$  = sog. Eichfaktor).

Abschließend wurde die ermittelte Gasmenge in Relation zur Einwaage gesetzt, um eine entsprechende Konzentration zu erhalten.

## 4. Ergebnisse

### 4.1. Edelgase in Enstatit-Chondriten

Eine Auflistung der analysierten Proben befindet sich im Anhang (Tab. 1). Die Elementhäufigkeiten und Isotopenverhältnisse aller Einzelmessungen einschließlich der Angaben über die verwendete Materialmenge sind ebenfalls im Anhang aufgeführt (Tab. 4).

#### 4.1.1. Die planetare Komponente

Die planetaren oder primordialen Edelgase wurden bei der Akkretion der enstatit-chondritischen Materie in diese aufgenommen (vgl. 2.3.1.1.) und später durch weitere Edelgasmuster (s. 4.1.2., 4.1.3. und 4.1.4.) ergänzt. Die Trägerphase der planetaren Gase, davon geht man allgemein aus, besitzt dieselben Eigenschaften wie „Q“, das Wirtsmineral der primordialen Edelgase in gewöhnlichen und kohligen Chondriten (s. 2.3.1.3., u.a. WIELER et al. 1992, HUSS et al. 1996). Die elementare und isotopische Zusammensetzung der Edelgase in dieser Verbindung gibt Tab. 12 wieder.

**Zusammensetzung der Edelgase in der Phase Q**

$\frac{^4\text{He}}{^{20}\text{Ne}}$	$\frac{^4\text{He}}{^{36}\text{Ar}}$	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{36}\text{Ar}}$	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{132}\text{Xe}}$	$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{132}\text{Xe}}$	$\frac{^{84}\text{Kr}}{^{132}\text{Xe}}$	$\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}$	$\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}$	$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}}$
131.5 ± 25.5	7.05 ± 1.35	0.0535 ± 0.0005	3.97 ± 0.67	74 ± 12	0.835 ± 0.075	$1.59 \cdot 10^{-4}$ ± $4 \cdot 10^{-6}$	10.7 ± 0.2	0.0306 ± 0.0010	5.29 ± 0.02

Tab. 12: Element- und Isotopenverhältnisse der Q-Edelgase in den kohligen Chondriten *Allende* und *Murchison* (aus WIELER et al. 1992)

Die Bestimmung der planetaren Häufigkeiten besonders bei den leichten Elementen He, Ne und Ar wird durch den Beitrag an in situ gebildeten Isotopen und implantierten solaren Edelgasen allgemein erschwert. Zusätzlich tritt vor allem für Ar, Kr und Xe das Problem der terrestrischen Kontamination auf. Eine deutliche Beeinflussung lässt sich zwar an den Isotopenverhältnissen erkennen, ihr quantitativer Beitrag kann aber nur abgeschätzt werden.

Bei einer genaueren Betrachtung der schweren inerten Gase Ar, Kr und Xe fällt auf, dass ausschließlich der petrologische Typ EH3 von der planetaren Edelgaskomponente dominiert wird. Er weist - im Widerspruch zu seinen primitiven mineralogischen Charakteristika – die elementaren Merkmale des in Relation zum solaren Muster fraktionierten planetaren Gasreservoirs auf (s. 5.4.).

#### 4.1.2. Die solare Komponente

Ein solarer Anteil im Edelgasgehalt einer meteoritischen Probe wird durch überdurchschnittlich große Gasmengen – insbesondere bei  $^4\text{He}$  und  $^{20}\text{Ne}$  – und ein relativ hohes  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis

(in dieser Arbeit für die Berechnung der kosmogenen Häufigkeiten festgelegter Grenzwert: > 2, vgl. 4.2.) erkannt. Alle bisherigen Untersuchungen hinsichtlich der Zusammensetzung der solaren Edelgase richteten daher ihr Augenmerk auf gasreiche Meteorite und Mondproben sowie unterschiedliche Mineralseparate dieser Gesteine (Silikate, Oxide, Kamazit; s. 2.1.3.2.; WIELER et al. 1986, BENKERT et al. 1993, PEDRONI & BEGEMANN 1994, RIEDER et al. 1995, MURER et al. 1997; Tab. 13).

In drei der hier analysierten Proben treten größere Mengen an solaren Edelgasen auf (ALH84170+84260, ALH85119, MAC88136). In einem weiteren Enstatit-Chondriten (ALH88046+88070) sind deutlich solare Beimischungen im Gasmuster zu erkennen. Alle vier Meteorite zählen zum petrologischen Typ 3 (Tab. 14). Die beiden EL-Chondrite dieser Gruppe enthielten dabei die höchsten  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse (> 12) (s. 3-Isotopen-Diagramm für Ne (Abb. 40 in 5.2.1.)).

#### Zusammensetzung der solaren Edelgase (Sonnenwind)

$\frac{^4\text{He}}{^{20}\text{Ne}}$	$\frac{^4\text{He}}{^{36}\text{Ar}}$	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{36}\text{Ar}}$	$\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}$	$\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}$	$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}}$
647 ± 62	30400 ± 2200	47 ± 3	$4.18 \cdot 10^{-4}$ $\pm 0.29 \cdot 10^{-4}$	13.10 ± 0.84	0.0365 ± 0.0094	4.84 ± 0.70

Tab. 13: Element- und Isotopenverhältnisse der solaren Edelgase im Eisenmeteoriten *Fayetteville* (aus MURER et al. 1997)

Enstatit-Chondrite mit solaren Edelgasanteilen				
Name	$^4\text{He}$ [ $10^{-8}$ cm <sup>3</sup> STP/g]	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^{20}\text{Ne}$ [ $10^{-8}$ cm <sup>3</sup> STP/g]	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$
ALH84170+84260	191600	$5.60 \cdot 10^{-4}$	885	10.56
ALH85119	76100	$3.36 \cdot 10^{-4}$	1560	12.58
ALH88046+88070	33600	$1.72 \cdot 10^{-4}$	115	5.290
MAC88136	121900	$3.19 \cdot 10^{-4}$	980	12.10

Tab. 14: Enstatit-Chondrite mit deutlichen Hinweisen auf die Präsenz einer solaren Komponente (die Edelgaskonzentrationen sind um die kosmogenen bzw. radiogenen Häufigkeiten korrigiert; Verhältnisse erscheinen wie gemessen)

#### 4.1.3. Die subsolare Komponente

Die subsolare Komponente wurde zuerst in Enstatit-Chondriten beschrieben (CRABB & ANDERS 1981, 1982, s. 5.2.5.1.). Jenen Analysen zufolge ist sie in EL-Chondriten in Enstatit oder einem mit Pyroxen eng assoziierten Mineral enthalten. In EH-Chondriten befindet sich lediglich etwa die Hälfte des subsolaren Edelgasanteils im Enstatit. Gleichzeitig ließ sich feststellen, dass das besondere Gasmuster nicht nur nahe der Mineraloberflächen, sondern auch innerhalb des Kristall-

gitters lokalisiert ist. Nach dem Vorschlag von CRABB & ANDERS (1982) handelt es sich bei der subsolaren Komponente um absorbierte und integrierte solare Gase, die später aufgrund von Diffusionsvorgängen He und Ne verloren.

Wie sich bei genauerer Betrachtung im Laufe dieser Arbeit herausstellte, konnte die betreffende Edelgassignatur in allen petrologischen Typen mit Ausnahme der EH3-Chondrite nachgewiesen werden. Damit bestätigte sich weitgehend die Annahme von CRABB & ANDERS (1981), dass zwischen dem Auftreten der Komponente und dem Metamorphosegrad der Enstatit-Chondrite keine direkte Verbindung besteht (vgl. 5.2.5.1.).

#### 4.1.4. Die radiogene Komponente

$^4\text{He}$  und  $^{40}\text{Ar}$  sind in Meteoriten (ohne Kontamination) weitgehend radiogenen Ursprungs (vgl. 2.3.1.2.). Unter den Xe-Isotopen tritt radiogenes  $^{129}\text{Xe}$  als Zerfallsprodukt von heute ausgestorbenem  $^{129}\text{I}$  in signifikanten Konzentrationen auf (vgl. 2.3.1.2.). Für die schweren Isotope 131 bis 136 ist außerdem ein Anteil an Spalt-Xe aus dem Zerfall von  $^{244}\text{Pu}$  und  $^{238, 235}\text{U}$  zu erwarten. Im Fall der E-Chondrite bleibt diese Menge jedoch unbedeutend (pers. Mittlg. O. EUGSTER 1998).

##### 4.1.4.1. U/Th-He-Alter

Edelgas-Retentionsalter, die durch thermische Ereignisse in der Geschichte des Meteoriten eingestellt werden, lassen sich mit Hilfe der radiogenen  $^4\text{He}$ - und  $^{40}\text{Ar}$ -Gehalte ermitteln (s.a. 2.3.2.1.). Für radiogenes  $^4\text{He}$  galt in dieser Arbeit ein Maximalwert von  $1800 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$ . Die Menge entspricht in etwa der Produktion dieses Nuklids in 4.6 Ga aus der durchschnittlichen U- und Th-Häufigkeit in E-Chondriten (MASON 1979). Bei höheren gemessenen Konzentrationen wurde von einem zusätzlichen solaren Beitrag ausgegangen. Alle  $^4\text{He}$ -Gehalte wurden um die sechsfache Menge an kosmogenem  $^3\text{He}$  korrigiert (ALEXEEV 1998):

$$^4\text{He}_{\text{rad}} = [^4\text{He}] - 6 \times [^3\text{He}_{\text{cos}}]$$

Aus der  $^4\text{He}_{\text{rad}}$ -Häufigkeit und der Konzentration an U lassen sich dann U/Th-He-Alter errechnen (vgl. FAURE 1986; Alterswerte s. 5.2.6. und Tab. 4 im Anhang).

##### 4.1.4.2. K/Ar-Alter

Auch auf der Basis der radiogenen  $^{40}\text{Ar}$ -Konzentration kann ein Retentionsalter berechnet werden, wobei die Variation des K-Gehalts mit dem petrologischen Typ berücksichtigt werden muss (MASON 1979). Folgende Formel, die sich aus dem Gesetz zum radioaktiven Zerfall ableitet, bildet die mathematische Grundlage für das K/Ar-Alter (FAURE 1986; Alterswerte s. 5.2.6. und Tab. 4 im Anhang):

$$t = \ln \left( 1 + 9.54 \cdot \frac{^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}}{^{40}\text{K}} \right)$$

Der K-Gehalt verhält sich in Enstatit-Chondriten umgekehrt proportional zum Metamorphosegrad und sinkt kontinuierlich von 890 µg/g in E3 auf 730 µg/g in E6. Neben der möglichen Diskrepanz zum tatsächlichen K-Gehalt in der betreffenden Probe (gleiches gilt natürlich auch für die durchschnittliche U-Konzentration, die in Verbindung mit dem U/Th-He-Alter vorausgesetzt wird), kommt beim K/Ar-Alter noch eine weitere Unsicherheit hinzu: Der Anteil an atmosphärischem  $^{40}\text{Ar}$  lässt sich nur abschätzen. In dieser Arbeit wurde die gesamte gemessene  $^{40}\text{Ar}$ -Konzentration als radiogen vorausgesetzt.

#### 4.1.5. Die kosmogene Komponente

Die Konzentration der kosmogenen Nuklide  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  und  $^{38}\text{Ar}$  wächst proportional zur Flugdauer eines Meteoroiden durch den Raum und dient als Grundlage für eine Berechnung von Bestrahlungsaltern mit Edelgasen (s. 2.3.2.5. und 4.2.). Kosmogenes  $^{21}\text{Ne}$  gilt dabei als das zuverlässigste Nuklid. Es ist in allen getrappten Komponenten und der irdischen Atmosphäre mit weniger als 0.3 % vom Gesamtneongehalt vertreten und lässt sich am besten von allen Ne-Isotopen bestimmen. Auch  $^3\text{He}$  wird i.a. vom kosmogenen Anteil dominiert. Durch erhöhte Temperaturen auf sonnennahen Umlaufbahnen kann es aber leicht mobilisiert werden und verloren gehen (HINTENBERGER et al. 1966, SCHULTZ & WEBER 1995). Kosmogenes  $^{38}\text{Ar}$  ist dagegen häufig durch getrappte Gase überdeckt und die quantitative Auflösung der einzelnen Ar-Komponenten in solchen Fällen schwierig.

Alle Annahmen und Berechnungsverfahren zur Bestimmung der kosmogenen Häufigkeiten von  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  und  $^{38}\text{Ar}$  finden sich in Abschnitt 4.2.

#### 4.1.6. Pairing

In unmittelbarer Nähe voneinander entdeckte Funde desselben Typs können zu einem Meteoritenschauer (s. 2.1.2.) gehören und müssen dahingehend überprüft werden. Andernfalls sind relevante Aussagen bei statistischen Betrachtungen – wie z.B. der Interpretation von Häufigkeiten und Bestrahlungsaltern – nicht möglich.

Stimmen sowohl Fundlokalität, meteoritische und petrologische Klasse als auch Elementgehalte sowie Schockklasse und Verwitterungsgrad von zwei Proben in gewissen Grenzen überein, liegt die Wahrscheinlichkeit für eine Zusammengehörigkeit (engl. *pairing*) sehr hoch. Unter denen in dieser Arbeit gemessenen Proben treten mit großer Wahrscheinlichkeit 5 Fälle mit zwei oder mehr Bruchstücken desselben Meteoroids auf (Tab. 15).

Die teilweise abweichenden Klassifizierungen sprechen keinesfalls gegen *pairing*, sondern verdeutlichen die Problematik, die immer wieder mit einer genauen Einordnung von meteoritischen Fundstücken – besonders unter E-Chondriten – in die definierten Schemata besteht.

LEW87119 und 88714 wurden vor allem aufgrund der sehr großen Ähnlichkeiten in der Edelgaszusammensetzung als Paar gewertet. Beide Proben zählen nach ZHANG et al. (1995)

außerdem zu demselben mineralogischen Typ, und auch MASON (1992) schlug aufgrund chemischer Analysen *pairing* vor. Ihr Fund in verschiedenen Jahren und an vergleichsweise weit voneinander entfernten Orten spricht nur auf den ersten Blick gegen *pairing*. Solche Distanzen sind infolge der unterschiedlichen Eisbewegungen in der Antarktis durchaus möglich (pers. Mittlg. L. SCHULTZ 1998, s.a. MCSWEEN 1999).

<b>Pairing unter Enstatit-Chondriten</b>			
Name	Typ	T[21]	Fundstellen
ALH84170	EH3	43,2	76°45'22"S 158°46'51"E
ALH84206	EH3	43,1	76°45'51"S 158°45'55"E
ALH88046	EH3	32,6	76°42'42"S 159°9'2"E
ALH88070	EH3	34,1	76°42'39"S 159°9'1"E
Y791790	EH3 (EH4, KIMURA & LIN 1999)	4,3	etwa 71°30'S 35°40'E
Y791810	EH4	5,0	etwa 71°30'S 35°40'E
EET96103	EH4	4,2	etwa 76°11S 157°10'E
EET96135	EH4/5	4,5	etwa 76°11S 157°10'E
EET96299	EH4/5	4,5	etwa 76°11S 157°10'E
LEW87119	EL6	9,0	84°15'13"S 161°24'21"E
LEW88714	EL6	7,0	84°16'28"S 161°21'19"E

Tab. 15: Zusammengehörige („gepaarte“) Proben der untersuchten Enstatit-Chondrite (Lokalitäten aus METBASE 1997 und 1999). T[21] =  $^{21}\text{Ne}$ -Bestrahlungsalter. Weitere Edelgasdaten sind in Tab. 4 im Anhang zusammengefasst.

## 4.2. Bestrahlungsalter

In dieser Arbeit wurden die Häufigkeiten der kosmogenen Edelgasisotope  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  und  $^{38}\text{Ar}$  zur Altersbestimmung herangezogen. Für die Berechnung der He-, Ne- und Ar-Bestrahlungsalter von gewöhnlichen Chondriten gelten folgende Produktionsraten mit F als chemischen Korrekturfaktor und  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  als Korrektur für die Abschirmung (CRESSY & BOGARD 1976, NISHIZUMI et al. 1980, SCHULTZ & FREUNDEL 1985, EUGSTER 1988).  $P^{38}$  wurde entsprechend SCHULTZ et al. (1991) um 13 % reduziert:

$$P^3 = F[2.09 - 0.43(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c]$$

$$P^{21} = 1.61F[21.77(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c - 19.32]^{-1}$$

$$P^{38} = F[0.125 - 0.071(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c]$$

Die Produktionsraten basieren auf der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung von L-Chondriten. Bei ihrer Anwendung auf andere meteoritische Klassen muss deren jeweilige Mineralogie bzw. Chemie in Form des Korrekturfaktors F mit einbezogen werden.

Der chemische Korrekturfaktor ergibt sich aus den jeweiligen Targetelementgehalten und deren Anteilen an der Gesamtproduktion von  ${}^3\text{He}_c$ ,  ${}^{21}\text{Ne}_c$  und  ${}^{38}\text{Ar}_c$  :

$P^3 = 0.0174\{\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Mn}+\text{Fe}+\text{Ni}\} + 0.0266(100-\{\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Mn}+\text{Fe}+\text{Ni}\})$  (CRESSY & BOGARD 1976), Elementhäufigkeiten in Gewichts-%

$P^{21} = 1.63\{\text{Mg}\} + 0.6\{\text{Al}\} + 0.31\{\text{Si}\} + 0.22\{\text{S}\} + 0.07\{\text{Ca}\} + 0.021\{\text{Fe}+\text{Ni}\}$  (SCHULTZ & FREUNDEL 1985), Elemente in Gewichtsfractionen (engl. *weight fractions*)

$P^{38} = 2.6\{\text{K}\} + 1.58\{\text{Ca}\} + 0.33\{\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Mn}\} + 0.086\{\text{Fe}+\text{Ni}\}$  (SCHULTZ et al. 1991), Elemente in Gewichtsfractionen (engl. *weight fractions*)

Als gemittelte Targetelementgehalte in Enstatit-Chondriten dienten die Daten in Tab. 16. Die noch fehlenden Häufigkeiten für Ti, Si, S und K wurden der Zusammenstellung von MASON (1979) entnommen (Tab. 17). Entsprechend der durchschnittlichen Zusammensetzung nach KONG et al. (1997) ergaben sich für die E-Chondrite insgesamt vier chemische Korrekturfaktoren. Dabei wurden EH6+7 der Gruppe EH4+5 und EL7 der Gruppe EL5+6 zugeordnet (Tab. 18). Die aus den Durchschnittsanalysen abgeleiteten Faktoren werden im Kapitel 5.2.4. mit für jede Probe individuell errechneten Korrekturfaktoren – sofern chemische Daten verfügbar waren – verglichen.

Für die Bestimmung der kosmogenen Häufigkeiten von  ${}^3\text{He}$ ,  ${}^{21}\text{Ne}$  und  ${}^{38}\text{Ar}$  aus den Edelgasmessungen waren folgende Annahmen und Bedingungen relevant (c = kosmogen, m = gemessen, s = solar, t = terrestrisch):

#### für Meteorite ohne solare Gase

- ${}^3\text{He}_c = {}^3\text{He}_m$ ,  ${}^{21}\text{Ne}_c = {}^{21}\text{Ne}_m$ ,  ${}^{22}\text{Ne}_c = {}^{22}\text{Ne}_m$
- $({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_c = {}^{22}\text{Ne}_m / {}^{21}\text{Ne}_m$  wenn  $({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_m < 0.84$ , sonst  $({}^{22}\text{Ne}_c)_{\text{berechnet}} / ({}^{21}\text{Ne}_c)_{\text{berechnet}}$
- ${}^{38}\text{Ar}_c = {}^{38}\text{Ar}_m \times (({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_t - ({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_m) / (({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_t - ({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_c)$  mit  $({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_t = 5.32$  und  $({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_c = 0.67$

#### für Meteorite mit solaren Gasen

- ${}^3\text{He}_c = {}^3\text{He}_m \times ((({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_s - ({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_m) / (({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_s - ({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_c))$  mit  $({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_s = 3300$  und  $({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_c = 6$ , wenn  ${}^4\text{He}_m > 1800$  und  $({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_m > 2$
- ${}^{21}\text{Ne}_c = {}^{21}\text{Ne}_m \times ((({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_s - ({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_m) / (({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_s - ({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_c))$  mit  $({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_s = 32$  und  $({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_c = 1.11$ , wenn  $({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_m > 0.84$
- ${}^{22}\text{Ne}_c = {}^{22}\text{Ne}_m \times ((({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_s - ({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_m) / (({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_s - ({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_c))$  mit  $({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_s = 12.7$  und  $({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_c = 0.84$ , wenn  $({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_m > 2$
- $({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_c = 1.11$ , wenn  $({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_m > 2$

#### für Meteorite mit atmosphärischer Kontamination

- ${}^{22}\text{Ne}_c = {}^{22}\text{Ne}_m \times ((({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_t - ({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_m) / (({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_s - ({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_c))$  mit  $({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_t = 9.8$ ,  $(0.84 < ({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_m < 2)$
- ${}^{38}\text{Ar}_c = {}^{38}\text{Ar}_m \times ((({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_t - ({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_m) / (({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_t - ({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_c))$  mit  $({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_t = 5.37$  und  $({}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar})_c = 0.67$



Bei  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnissen zwischen 2 und 0.84 wird kosmogenes  $^{21}\text{Ne}$  nicht um eine atmosphärische Kontamination korrigiert, da der Anteil an  $^{21}\text{Ne}$  in der irdischen Atmosphäre kaum ins Gewicht fällt. Die Bestimmung von kosmogonem  $^{38}\text{Ar}$  erfolgt dagegen ausschließlich unter Berücksichtigung der erdatmosphärischen Ar-Verhältnisse.

Alle hier berechneten  $^3\text{He}$ -,  $^{21}\text{Ne}$ - und  $^{38}\text{Ar}$ -Bestrahlungsalter sowie weitere, aus der Literatur aufgenommene Daten sind im Anhang in Tabelle 4 aufgelistet.

<b>Durchschnittliche Elementhäufigkeiten in Enstatit-Chondriten</b>				
<b>Element</b>	<b>EH3</b>	<b>EH4+5 (+6+7)*</b>	<b>EL3</b>	<b>EL5+6 (+7)*</b>
<b>Al [mg/g]</b>	8.16	8.04	9.80	10.40
<b>Ca [mg/g]</b>	9.02	8.40	10.80	10.70
<b>Mg [mg/g]</b>	109	106	125	137
<b>Cr [mg/g]</b>	3.09	3.35	3.18	2.70
<b>Mn [mg/g]</b>	2.07	2.29	1.88	1.42
<b>Ni [mg/g]</b>	18.4	17.8	18.7	13.7
<b>Fe [mg/g]</b>	289	297	264	213

Tab. 16: Durchschnittliche Elementhäufigkeiten für in Gruppen zusammengefasste Enstatit-Chondrite (aus KONG et al. 1997, \* KONG et al. berücksichtigten in ihren Gruppen nicht alle petrologischen Typen. Die in Klammern genannten Typen wurden in dieser Arbeit den Gruppen zusätzlich zugeordnet. Gleiches gilt für die beiden nachfolgenden Tabellen.)

<b>Durchschnittliche Elementhäufigkeiten in Enstatit-Chondriten</b>				
<b>Element</b>	<b>E3</b>	<b>E4</b>	<b>E5</b>	<b>E6 (+E7)*</b>
<b>Si [Gew.-%]</b>	16 (geschätzt)	16.6	17.4	19.4
<b>S [Gew.-%]</b>	6 (geschätzt)	5.85	5.66	3.32
<b>K [µg/g]</b>	920	860	757	730
<b>Ti [µg/g]</b>	660	570	620	620

Tab. 17: Durchschnittliche Elementhäufigkeiten für die einzelnen petrologischen Typen der Enstatit-Chondrite (aus MASON 1979)

<b>Korrekturfaktoren F für Enstatit-Chondrite</b>			
<b>EH3</b>	<b>EH4+5 (+6+7)</b>	<b>EL3 (+4)</b>	<b>EL5+6 (+7)</b>
<b>T[3]: 0.97</b>	<b>T[3]: 0.97</b>	<b>T[3]: 0.98</b>	<b>T[3]: 1.00</b>
<b>T[21]: 0.77</b>	<b>T[21]: 0.79</b>	<b>T[21]: 0.87</b>	<b>T[21]: 0.94</b>
<b>T[38]: 1.00</b>	<b>T[38]: 0.99</b>	<b>T[38]: 1.02</b>	<b>T[38]: 0.89</b>

Tab. 18: Korrekturfaktoren für Enstatit-Chondrite

## 5. Diskussion

### 5.1. Edelgase in Enstatit-Chondriten – Bisherige Erkenntnisse

Die ersten umfassenden Edelgasuntersuchungen an E-Chondriten zeigten mehrere Besonderheiten auf (CRABB & ANDERS 1981, 1982):

Das primordiale  $^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnis liegt oft weit über dem für die meisten gewöhnlichen Chondrite üblichen planetaren Wert.

Primordiales Ne lässt sich – im Gegensatz zu den gewöhnlichen Chondriten – bis in die Klassen E4 und E5 nachweisen.

Es treten z.T. hohe Überschüsse an radiogenem  $^{129}\text{Xe}$  und  $^{136}\text{Xe}$  auf.

Die Typen E4 und E6 ähneln sich in ihren Gehalten an Hauptelementen, in der mineralogischen Zusammensetzung und – dies im Gegensatz zu gewöhnlichen Chondriten – den volatilen Spurenelementen wenig.

Ein zusätzlicher Unterschied zwischen gewöhnlichen und Enstatit-Chondriten besteht im Zusammenhang zwischen petrologischem Typ und primordialen Edelgasen. Er ist für die Enstatite – anders als bei gewöhnlichen Chondriten – nicht erkennbar, d.h. ihr Gasgehalt korreliert mit dem Metamorphosegrad zumindest nicht in einer einfachen Beziehung.

Die Bestrahlungsalter deuten dagegen auf eine mögliche Kongruenz zwischen petrologischem Typ und Alter hin: Mit der Typnummer scheint auch das Alter zu steigen.

#### 5.1.1. Bestrahlungsalter

Die Bestrahlungsalter der von CRABB & ANDERS (1981) analysierten Enstatit-Chondrite liegen zwischen 1 und 47 Ma. Das Spektrum entspricht dem anderer Chondrite. Bei einem angenommenen Fehler von 20 % ergeben sich in der Verteilung zwei Häufungspunkte (engl. *cluster*) bei ca. 3 Ma und 30-45 Ma. Nach Meinung der Autoren besteht auch eine Systematik zwischen den Bestrahlungsaltern und dem Metamorphosegrad: Für die Typen 4-5 wurden meist Werte unter 16 Ma berechnet, während Typ 6 grundsätzlich über 30 Ma alt ist.

Eine Erklärung für den beobachteten Dualismus bei den Bestrahlungsaltern bietet die Existenz verschiedener Mutterkörper, auf denen jeweils andere Impakte stattfanden. Es wäre aber auch denkbar, dass nur eine einzige Quelle vorhanden ist. Deren Kruste müsste dann vornehmlich aus einem petrologischen Typ bestehen und ihr ursprünglicher Aufbau im wesentlichen ungestört geblieben sein. Die ersten Einschläge beträfen zuerst nur E6-Chondrite, die die oberste Gesteinsschicht bildeten. Spätere Impakte drängen dann bis zur Schicht der E4's vor und katalpultierten diese in den Raum. Für das zweite Szenario spricht, dass die Mehrzahl der Enstatit-Chondrite keine nennenswerten Mengen an Sonnenwindgasen implantierten und auch andere regolithische Merkmale fehlen. Voraussetzung ist aber, dass man vom metamorphen Modell für den Mutterkörper der gewöhnlichen Chondrite mit höheren petrologischen Typen in größerer Tiefe absieht.

### 5.1.2. Edelgashäufigkeiten

Bei der grafischen Auftragung der planetaren  $^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe}$ - und  $^{84}\text{Kr}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnisse von E-Chondriten zeigt sich nach CRABB & ANDERS (1981) ein linearer Trend, der unabhängig vom petrologischen Typ verläuft (Abb. 39). Die Autoren nennen hierzu drei mögliche Erklärungen:

1. Die primordialen schweren Edelgase leiten sich von einem homogenen Reservoir ab und wurden während der Integration ins Kristallgitter unterschiedlich stark fraktioniert.
2. Die Zusammensetzung des Reservoirs selbst war von vornherein heterogen.
3. Die lineare Verteilung repräsentiert eine Mischungsreihe zwischen zwei eigenständigen Edelgaskomponenten.

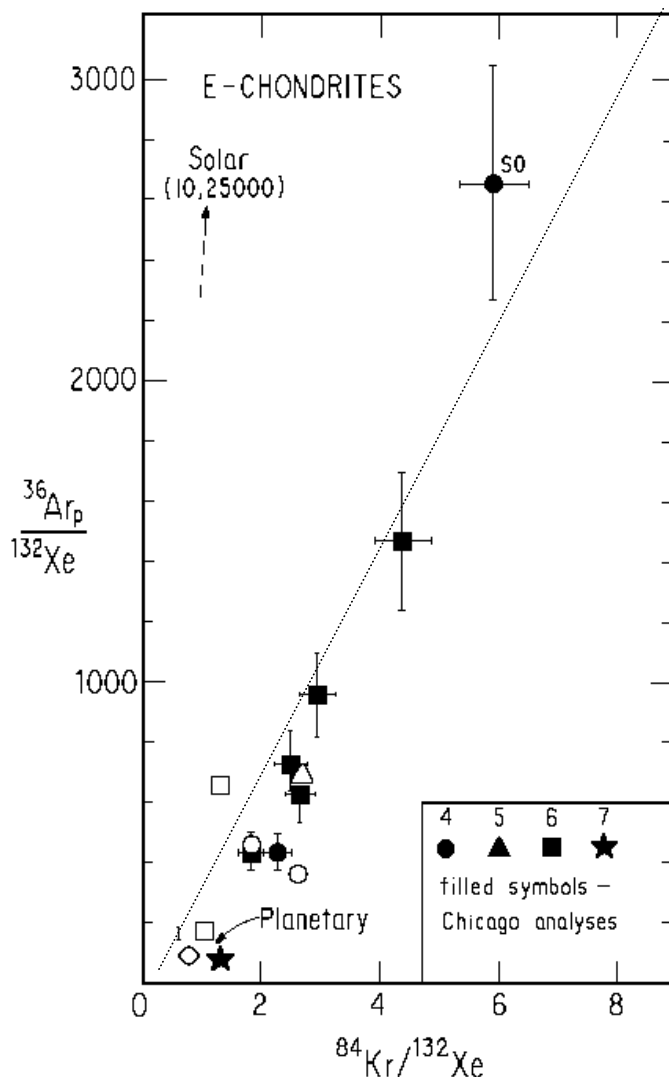


Abb. 39: Die schweren Edelgase in E-Chondriten (SO = South Oman, aus CRABB & ANDERS 1981)

Die Ar- und Xe-Daten verschiedener Mineralfraktionen aus der Arbeit von CRABB & ANDERS (1981) bilden zwei Gruppen, so dass offenbar zwei Komponenten in unterschiedlicher Mischung involviert sind. Sowohl stufenweise Entgasung als auch chemische Lösung der Proben mit mehreren Säuren bestätigten diese Interpretation. Danach tritt neben einer *planetaren* Komponente eine sog. *subsolare* Zusammensetzung auf (5.2.5.). Ob es sich dabei um eine tatsächlich eigenständige Komponente oder lediglich ein Muster aus einer Gruppe ähnlicher Edelgaszusammensetzungen handelt, bleibt zu klären.

Auch in anderen Meteoritenklassen wurden hohe Ar/Xe-Verhältnisse gemessen. Es scheint ein genetischer Zusammenhang mit dem Reduktionsgrad der Meteoriten zu bestehen (beide Parameter nehmen von CV3 über CO3 nach E zu). Es ist möglich, dass verschiedene subsolare Komponenten existieren, die in jeweils anderen Wirtsmineralen vorkommen und für jede oder einige Meteoritenklassen charakteristisch sind. In Ureiliten existiert beispielsweise eine gegenüber den

existieren, die in jeweils anderen Wirtsmineralen vorkommen und für jede oder einige Meteoritenklassen charakteristisch sind. In Ureiliten existiert beispielsweise eine gegenüber den

E-Chondriten leicht abweichend zusammengesetzte Edelgaskomponente mit hohem Ar/Xe-Verhältnis (u.a. MATSUDA et al. 1980).

Wird davon ausgegangen, dass eine eigenständige subsolare Komponente vorliegt, bildet sie mit dem planetaren Muster die Endglieder einer Mischungslinie (Abb. 39). Unter der weiteren Annahme, dass zwischen Kr und Xe keine Fraktionierung stattfand, errechneten CRABB & ANDERS (1981) für das subsolare  $^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnis einen oberen Grenzwert von 3800. In Relation zum solaren Verhältnis (ca. 25000) ist Ar in der subsolaren Komponente – wie auch im planetaren Anteil – verarmt. Der subsolare Fraktionierungsfaktor fällt jedoch sehr viel kleiner aus als der für den planetaren Gaspool gültige. Generell stellen CRABB & ANDERS fest, dass Ar hauptsächlich aus der subsolaren Komponente stammt (Für South Oman > 98 %) und dieses Reservoir auch für die hohen Ar-Mengen in vielen E-Chondriten verantwortlich ist. Der Beitrag an Xe ist hingegen vornehmlich planetar (bzw. für South Oman beträgt er etwa 50 %). Bei Kr sind ca. 90 % subsolar.

Ein ungewöhnliches Merkmal der E4/5-Chondrite besteht in einer deutlich messbaren getrappten Ne-Komponente. Die Isotopie dieses Ne-Anteils ähnelt der Zusammensetzung von A2 (vgl. Tab. 8 in 2.3.1.1., ALAERTS et al. 1980) und spricht mehr für eine primordiale als solare Quelle. Es fehlen außerdem hohe He-Konzentrationen, die auf implantierte solare Gase schließen lassen könnten. Der überdurchschnittliche Gehalt an planetarem Ne beruht möglicherweise auf der relativ hohen C-Konzentration in E-Chondriten: Die Ne-Trägerphase besitzt nach CRABB & ANDERS (1982) feinkörnige Textur und verhält sich resistent gegen HF/HCl. Die gleichen Charakteristika gelten für die Wirtsphase der planetaren Edelgase in gewöhnlichen Chondriten und deuten auf elementaren Kohlenstoff hin. Dieser bildet auch den Träger von Ne-A2 in anderen Chondriten. Der etwas geringere Gehalt an primordialem Ne in E6-Chondriten ließe sich dann auf den metamorphen Einfluss zurückführen.

### 5.1.3. Isotopenhäufigkeiten der schweren Edelgase

Die subsolaren und planetaren Isotopien von Ar, Kr und Xe sind sich ähnlich und entsprechen im wesentlichen der Signatur in gewöhnlichen Chondriten. Für Ar und – unter Vorbehalt (große Fehler, Neutroneneinfang) – auch Kr beobachteten CRABB & ANDERS (1981) lediglich eine leichte Fraktionierung, die zur geringfügigen Anreicherung der leichten Isotope führte. Zusätzlich verursachten Spallation, Neutroneneinfang von Br und I oder *fission* geringfügige Modifikationen.

In mehreren Proben (z.b. Indarch und NW Forrest) tritt außerdem ein Überschuss an  $^{136}\text{Xe}$  auf, d.h. mehr als durch den Zerfall von  $^{244}\text{Pu}$  erwartet wird. CRABB & ANDERS (1981) vermuten, dass dieser Überschuss durch die isotopisch schwere CCF-Xe-Komponente hervorgerufen wird (vgl. Tab. 8 in 2.3.1.1.). Damit formulieren die Autoren gleichzeitig eine Aussage über die Verbreitung der Komponente, denn die E-Chondrite müssen an anderer Stelle im Sonnensystem entstanden sein als die übrigen chondritischen Klassen (vgl. Kap. 2.2.).

Für  $^{129}\text{Xe}$  besteht schließlich die Tendenz, in E6 in kleineren Mengen aufzutreten als in E4. Allerdings fällt die Differenz nicht so deutlich wie bei den volatilen Elementen aus. Offensichtlich verhielt sich  $^{129}\text{I}$  bei der Kondensation der enstatitischen Materie nicht hochvolatil.

#### 5.1.4. Spurenelementgehalt und Petrologie

Eine der oben genannten Besonderheiten der E-Chondrite zeigt sich bei einem Vergleich von volatilen Spurenelementen, Edelgasen und Petrologie. Die Gehalte an inerten Gasen und volatilen Spurenelementen verlaufen bei gewöhnlichen Chondriten systematisch proportional zum petrologischen Typ. Bei E-Chondriten hingegen korrelieren die flüchtigen Elemente zwar mit der Petrologie, nicht jedoch mit den (schweren) Edelgasen. Beide Elementgruppen scheinen – entkoppelt – in unterschiedlichen Wirtsphasen kondensiert zu sein. Während der petrologische Typ und volatile Elemente als Indikatoren für den erreichten Temperaturgrad betrachtet werden, dürfte die Integration der Edelgase in die enstatitische Materie kaum von diesem Parameter abhängig gewesen sein. Möglicherweise war vielmehr der Druck relevant. Ein einfaches Zweikomponenten-Modell (Einbau der Edelgase aus einer gasreichen Fraktion des Urnebels in Abhängigkeit von der Temperatur) scheint hinsichtlich dieser Überlegungen sehr unwahrscheinlich. Auch Modelle, nach denen der Gasgehalt eines Gesteins von metamorphen Überprägungen eingestellt wird, erklären nicht die für Enstatit-Chondrite vorliegenden Beobachtungen (CRABB & ANDERS 1981).

#### 5.1.5. Wirtsphase der planetaren Edelgaskomponente

Das Trägermineral der planetaren Edelgase in Enstatit-Chondriten ließ sich bisher nicht exakt identifizieren. Sein chemisches Verhalten jedoch konnte spezifiziert und damit die Zahl der in Frage kommende Minerale begrenzt werden. Nach Versuchen von CRABB & ANDERS (1981, 1982) bleibt ein Großteil der betreffenden Gase in einer untergeordneten Phase, die sich nicht in HCl oder HF löst, zurück. Mit der oxidierenden Säure  $\text{HNO}_3$  hingegen geht der Rückstand eine Reaktion ein. Darüber hinaus sprechen die Messergebnisse nach einer Korngrößenfraktionierung des Probenmaterials für eine sehr feinkörnige oder kolloidale Zusammensetzung des gesuchten Trägers. Der Rückstand aus der HCl/HF-Behandlung stellt nach Vermutung von CRABB & ANDERS ein Gemisch aus Fe, Cr und S (Daubreelit  $\text{FeCr}_2\text{S}_4$ ) sowie Kohlenstoff dar. Spätere Untersuchungen deuten auf reinen Kohlenstoff als Wirtsphase (u.a. OTT et al. 1981). Da Graphit als potentieller Kandidat ausfällt (SRINIVASAN et al. 1977), handelt es sich möglicherweise um eine besondere Feinfraktion des Kohlenstoffs.

In jedem Fall ähnelt das Wirtsmineral der planetaren Edelgase in Enstatit-Chondriten bezüglich seiner Korngröße und seines chemischen Verhaltens stark der Phase Q, die den wichtigsten Gasträger in gewöhnlichen und kohligen Chondriten bildet (s. 2.3.1.3.). Sollte der Träger planetarer Edelgase in E-Chondriten als lokales Kondensat tatsächlich mit Q übereinstimmen, dürften

Sauerstoff- und Schwefelfugazitäten sowie die Temperatur bei dessen Bildung im Urnebel kaum eine Rolle gespielt haben.

### 5.1.6. Wirtsphase der subsolaren Edelgase

Zu den Charakteristika des Trägerminerals der subsolaren Edelgase in Enstatit-Chondriten zählt nach CRABB & ANDERS (1982) ein relativ hoher Schmelzpunkt. Das  $^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnis nimmt dabei mit steigender Entgasungstemperatur zu. Da  $^{40}\text{Ar}$  bei geringeren Temperaturen entweicht, kann K-haltiger Feldspat als Wirt ausgeschlossen werden. Außerdem ist die gesuchte Wirtsphase weder in HCl noch in  $\text{HNO}_3$  löslich. Kohlenstoff kommt also ebenso wenig in Frage. Dagegen löst ein HF/HCl-Gemisch das fragliche Mineral, das eher in grobkörnigen Separaten vertreten ist, auf. Dies lässt auf ein Si-haltiges Mineral schließen. Als potentielle Träger bieten sich damit Enstatit,  $\text{SiO}_2$ , eventuell Sinoit, eine bisher nicht entdeckte akzessorische Phase oder Einschlüsse in silikatischen Mineralen an.

Als völlig unbeantwortet stehen noch die Fragen im Raum, warum die Gasgehalte der subsolaren Komponente so stark schwanken (variable Formationsbedingungen?) und welche Konditionen dazu führten, dass das Isotopenmuster sich so eindeutig vom planetaren Typ unterscheidet (CRABB & ANDERS 1981).

## 5.2. Edelgase in Enstatit-Chondriten – Neue Ergebnisse

### 5.2.1. Die Ne-Zusammensetzung

Die Präsenz verschiedener Edelgaskomponenten in einem Meteoriten lässt sich sehr gut in einem 3-Isotopen-Diagramm veranschaulichen (Abb. 40). In einer solchen Grafik werden jeweils zwei Verhältnisse mit demselben Referenznuklid als Funktion voneinander aufgetragen. Dabei ist sowohl die Darstellung von Isotopenverhältnissen eines Elements als auch von Elementverhältnissen üblich. Jede Komponente besitzt ihre spezifische Position. Mischungen von zwei Isotopenmustern in einer Probe ergeben Punkte auf Verbindungsgeraden zwischen den beiden Endgliedern, und Mischungen aus mehreren Reservoirs liegen in der Fläche, die die entsprechenden Eckkomponenten grafisch aufspannen.

In der Praxis wird das 3-Isotopen-Diagramm Ne angewandt. Ne besitzt drei stabile Isotope, so dass jedes mögliche Mischungsverhältnis in ein  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ - $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Diagramm projiziert werden kann.

In Abb. 40 zeigt sich, dass für die Mehrzahl der Enstatit-Chondrite der kosmogene Ne-Anteil vorherrschend ist. Einige Meteorite tendieren in Richtung der Signatur von Erdatmosphäre, Q oder solarer Teilchen, d.h. zeigen Mischungen aus mehreren Komponenten. Vier Proben weisen definitiv solare Edelgase auf (ALH85119, ALH84170 + 84206, ALH88046 + 88070, MAC88136, vgl. 4.1.2.). In EET87746 lassen sich Beimischungen von Ne-A (vgl. Tab. 8 in 2.3.1.1.) erkennen.

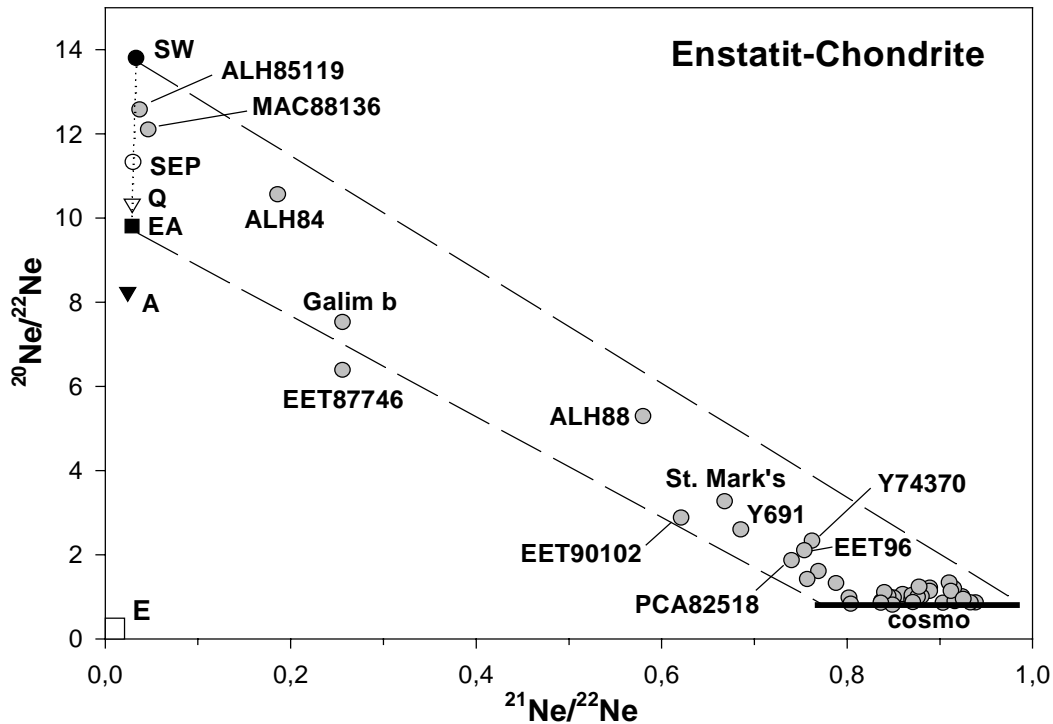
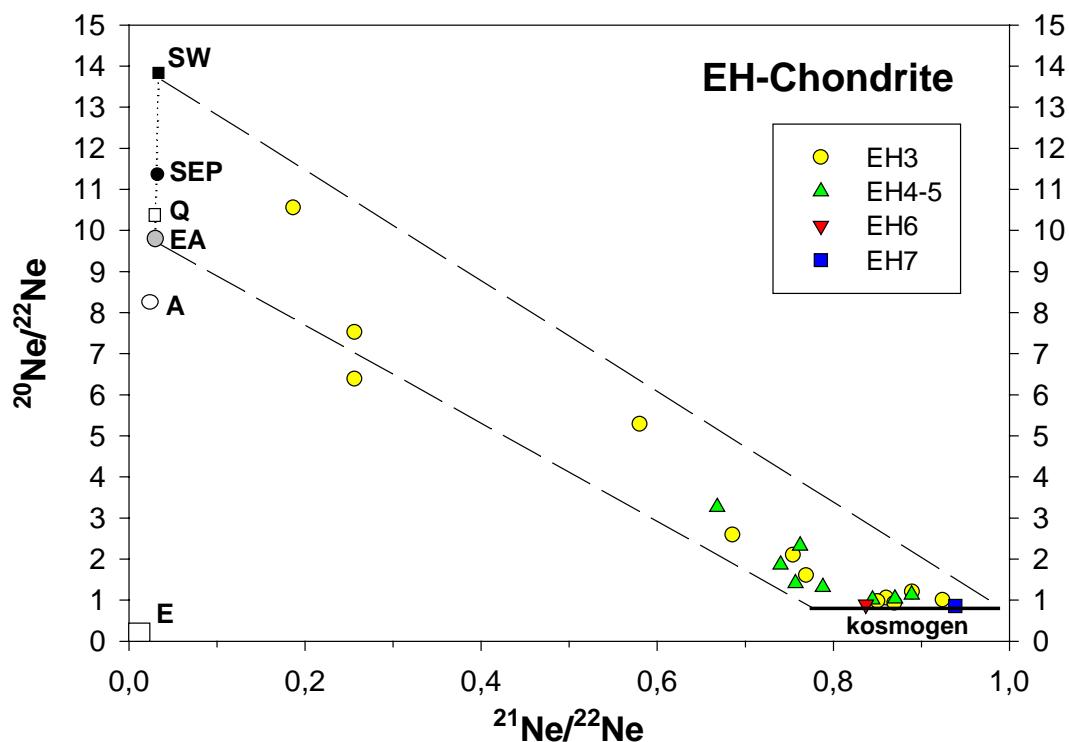


Abb. 40: 3-Isotopendiagramm für Ne in Enstatit-Chondriten (SW = Sonnenwind, SEP = „Solar Energetic Particles“, EA = Erdatmosphäre, cosmo = kosmogen; ALH84 = ALH84170+84206, ALH88 = ALH88046+88070, EET96 = EET96103+96135+96299 gelten jeweils als „paired“ und sind Mittelwerte aller Messungen; die Ne-Daten aus der Versuchsreihe zur Verwitterung (Kap. 7) wurden mit einbezogen, da von einem unerheblichen atmosphärischen Einfluss auf die Ne-Zusammensetzung ausgegangen werden kann)



Fortsetzung der Abbildung nächste Seite

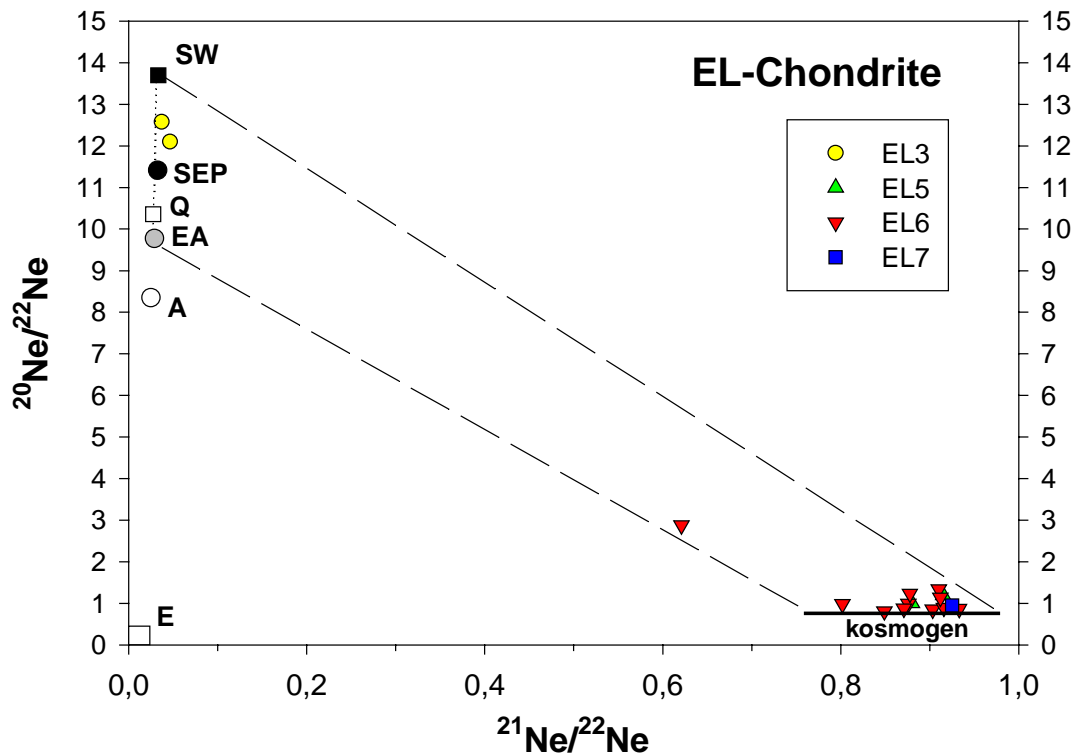


Abb. 41: Ne-Verhältnisse in den petrologischen Typen der E-Chondrite. Es wird deutlich, dass nur EH3- bzw. EL3-Chondrite signifikante Mengen an solaren Gasen enthalten.

Nimmt man die einzelnen petrologischen Typen näher unter die Lupe, fällt es schwer, systematische Zusammenhänge zu prognostizieren (Abb. 41). Eine Ausnahme bilden in dieser Hinsicht die E3-Chondrite. Unter ihnen finden sich die einzigen Vertreter mit deutlichen solaren Edelgasgehalten. Da solare Gase für regolithische Brekzien charakteristisch sind, scheint diese Lithologie nur bei E3's zu existieren. Die beiden EL3-Chondrite ALH85119 und MAC88136 weisen dabei die höchsten solaren Ne-Verhältnisse auf. Die Beobachtung lässt – sofern sie als generelle Aussage Bestand hat und das gemessene Probenspektrum repräsentativ ist (s. Kap. 8) – Rückschlüsse auf die stratigrafische Strukturierung des Mutterkörpers zu. Beide Typen (EH3 und EL3) müssen dort an der Oberfläche anstehen, während alle anderen E-Chondrite keine Regolithproben sind.

### 5.2.2. He-Ne-Verhältnisse im BERN-Diagramm

Eine weit verbreitete Möglichkeit zur grafischen Darstellung von Abschirmungsverhältnissen ist das sog. BERN-Diagramm (Abb. 42). Hier wird das kosmogene  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis als Funktion des kosmogenen  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Wertes aufgetragen. Die BERN-Linie stellt die Regressionsgerade („best fit“) für gewöhnliche Chondrite dar (EBERHARDT et al. 1966, Abb. 42). Sie entspricht konstanten Abschirmungsbedingungen. Ihre Steigung geht als Korrektur für die Tiefenabhängigkeit der kosmogenen Produktionsrate von z.B.  $^{21}\text{Ne}$  direkt in die Berechnung eines Bestrahlungsalters nach der Gleichung von EUGSTER (1988) mit ein (s. 4.2. und 5.2.3.). Eine sinnvolle Korrektur ist nur im Bereich von  $1.08 < (^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c < 1.20$  möglich (vgl. 2.3.2.4.).



Im BERN-Diagramm lassen sich außerdem He-Defizite gut veranschaulichen. Kosmogene  $^3\text{He}$ -Häufigkeiten ergeben oftmals kleinere Bestrahlungsalter als die kosmogenen  $^{21}\text{Ne}$ -Gehalte in denselben Proben. Eine Erklärung hierfür ist der Diffusionsverlust von He durch Erwärmung durch die Sonne, wie sie beispielsweise auf Umlaufbahnen mit kleinen Perihelia stattfindet (HINTENBERGER et al. 1964, 1966, SCHULTZ & WEBER 1995). Proben, die  $^3\text{He}$  verloren haben, erscheinen im Diagramm unterhalb der  $\pm 15\%$ -Variationszone.

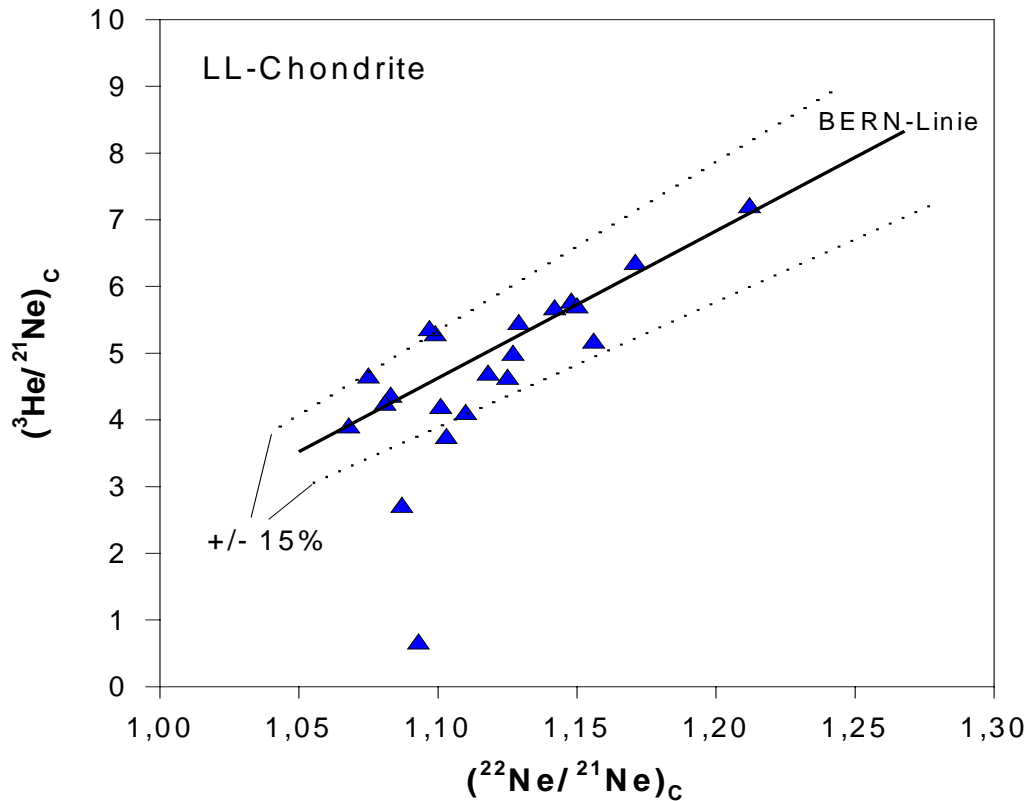


Abb. 42: BERN-Diagramm für LL-Chondrite (aus SCHERER et al. 1998). Gewöhnliche Chondrite folgen der BERN-Linie, die konkordanten kosmogenen  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ - und  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnissen als Abschirmungsparametern entspricht. Eine Variation von  $\pm 15\%$  kommt durch die Abhängigkeit beider Parameter von zwei Faktoren, der Meteoroidengröße und der Position der Probe in diesem Körper, zustande (z.B. LEYA et al. 2000). Werden Proben unterhalb der -15 %-Abweichung abgebildet, haben sie He diffusiv verloren, z.B. auf Umlaufbahnen mit kleinen Perihelia.

Bei eindeutigen Beimischungen von solaren Gasanteilen ( $^4\text{He} > 1800$  und  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis  $> 2$ ) wird grundsätzlich der Wert für eine abschirmungsfreie Bestrahlung eingesetzt ( $(^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_c = 1.11$ ). Diese Korrektur erfolgte dementsprechend für ALH85119 und MAC88136. Auch für St. Mark's, Galim b und EET87746, die außer des kosmogenen auf jeden Fall auch weitere Ne-Edelgasmuster aufweisen, wurde der Wert 1.11 angenommen. Im Fall von ALH84170 + 84206 sowie ALH88046 + 88070 (beides Meteorite mit solaren Gasen) konnten die erforderlichen Verhältnisse durch abweichende Ergebnisse zu den  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ - und  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnissen in verschiedenen Messungen extrapoliert werden. Gleiches gilt für EET90102 (Tab. 19).

Angenommene ( $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ ) <sub>c</sub> -Verhältnisse für Enstatit-Chondrite							
ALH85119	ALH84	ALH88	EET87746	EET90102	Galim b	MAC88136	St. Mark's
1.110	1.099	1.067	1.110	1.280	1.110	1.110	1.110

Tab. 19: Angenommene oder extrapolierte kosmogene  $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse für Enstatit-Chondrite mit zusätzlichen Edelgaskomponenten in signifikanten Mengen

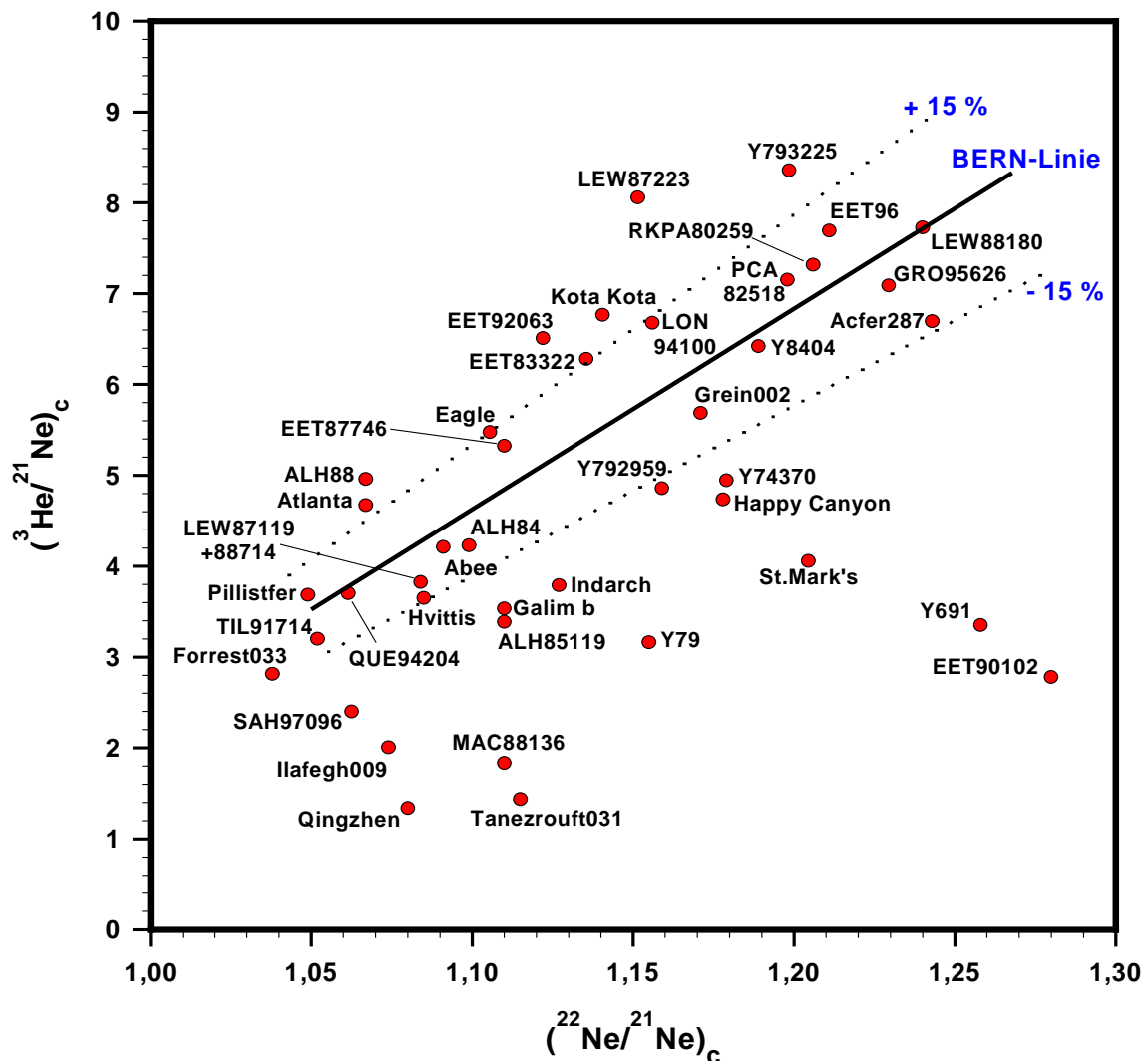


Abb. 43: BERN-Diagramm für Enstatit-Chondrite (Messdaten aus der Versuchsreihe zur Verwitterung wurden in diesem Fall nicht mit einbezogen; ALH88 = 88046+88070, ALH84 = 84170+84206, EET96 = 96103+96135+96299)

In Abb. 43 ist zu erkennen, dass die Mehrzahl der Enstatit-Chondrite nicht der BERN-Linie folgen. Die Streuung der einzelnen Punkte ist ungewöhnlich groß: Viele fallen deutlich unter die -15 %-Grenze oder zeigen ( $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ )<sub>c</sub>-Verhältnisse, die nicht mehr sinnvoll zu korrigieren sind (außerhalb des Spektrums von 1.08 bis 1.20). Einige erscheinen sogar oberhalb der +15%-Markierung. Insgesamt erweist sich damit die Bestimmung der Abschirmungsbedingungen für die E-Chondrite als vergleichsweise schwierig.

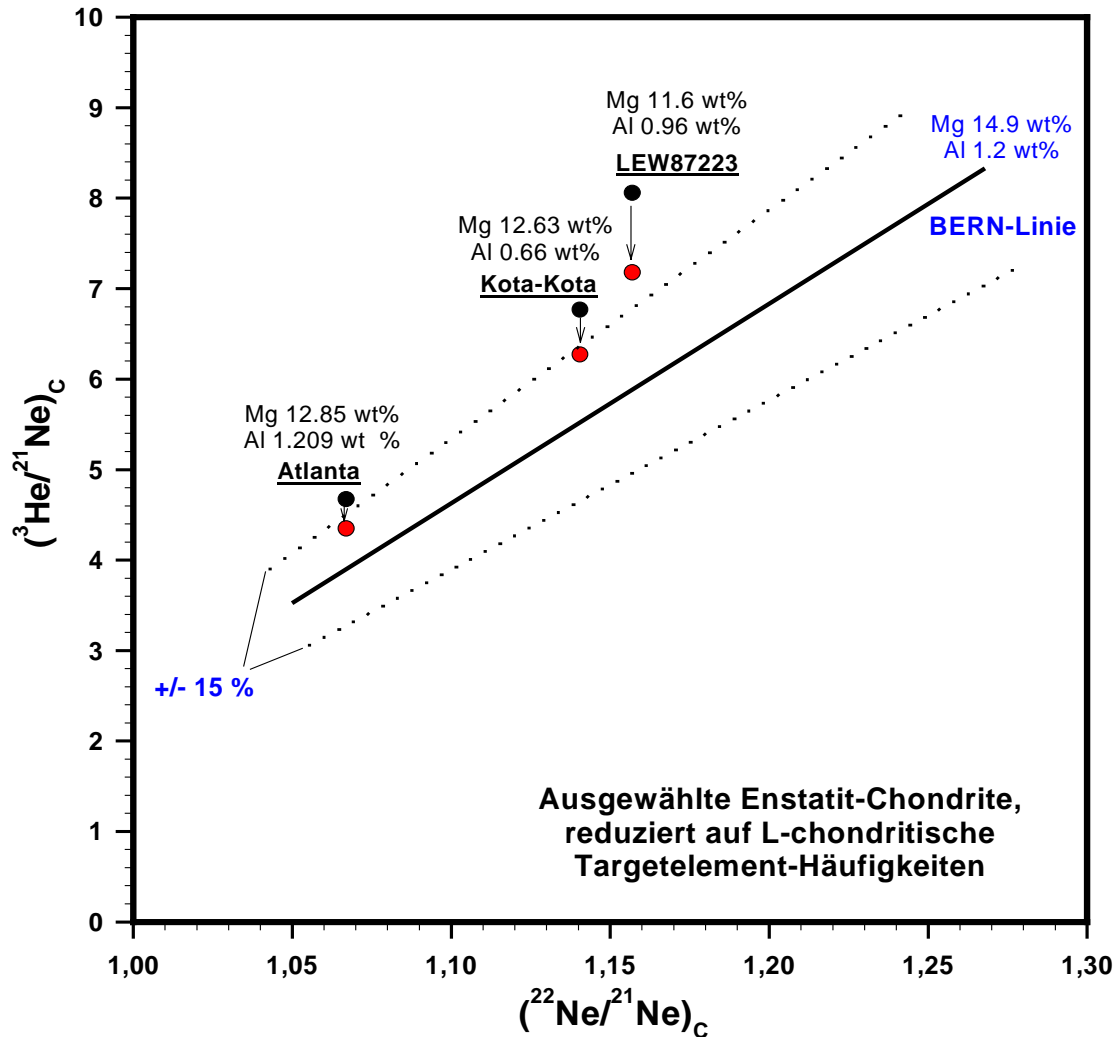


Abb. 44: Chemisch korrigierte E-Chondrite im BERN-Diagramm. Die chemische Zusammensetzung von drei Proben, die um mehr als 15 % von der BERN-Linie abweichen und von denen genaue chemische Analysen publiziert waren, wurde durch L-chondritische Werte (in blau angegeben) „ersetzt“. Dementsprechend veränderte sich die Produktionsrate von kosmogenem  $^3\text{He}$  und  $^{21}\text{Ne}$ . Die reduzierten  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse sind hier abgebildet.

Vermutlich beruht die breite Streuung der Messwerte für E-Chondrite im BERN-Diagramm auf den innerhalb der Klasse und im Vergleich zu gewöhnlichen Chondriten relativ starken Abweichungen in der chemischen Zusammensetzung. Die durchschnittlichen Mengen an Hauptelementen, aus denen kosmogenes  $^{21}\text{Ne}$  und  $^3\text{He}$  gebildet werden, zeigen häufig signifikante Unterschiede zu L-Chondriten (JAROSEWICH 1990). Die höheren Fe- und Ni-Gehalte in E-Chondriten führen zu kleineren  $^3\text{He}_c$ -Produktionsraten. Gleichzeitig sind Mg und Al als wichtigste Targetelemente für kosmogenes  $^{21}\text{Ne}$  meist weniger vorhanden und reduzieren auch die Produktionsrate von  $^{21}\text{Ne}_c$ . Relativ zu  $^3\text{He}_c$  ist der Unterschied zu L-Chondriten für  $^{21}\text{Ne}_c$  aber größer, so dass man für E-Chondrite letztlich höhere  $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$ -Verhältnisse erhält. Diesen Zusammenhang veranschaulicht Abb. 44. Anhand dreier Beispiele wird die Verschiebung der Abbildungspunkte im BERN-

Diagramm durch eine Korrektur der  $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$ -Verhältnisse auf L-chondritische Zusammensetzung gezeigt. Für LEW87223 ließen sich dabei nur die Mg- und Al- sowie Fe- und Ni-Daten berichtigen, da zu den anderen relevanten Elementen keine Werte vorlagen. Es wurde deswegen von Durchschnittshäufigkeiten ausgegangen (MASON 1971). ALH88046+88070, EET92063 und Y793225 konnten wegen komplett fehlender Analysen nicht näher betrachtet werden.

### 5.2.3. Produktionsraten

Die Produktionsrate  $P$  eines kosmogenen Isotops lässt sich unter Berücksichtigung des Abschirmungsparameters  $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c$  und eines chemischen Korrekturfaktors  $F$  berechnen (s. 4.2.):

$$\text{z.B. } ^{21}\text{Ne}: P^{21} = 1.61 \times F^{21} [21.77 \times (^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_c - 19.32]^{-1} \quad (\text{EUGSTER 1988})$$

$F$  quantifiziert die Unterschiede im Targetelementgehalt zwischen L-Chondriten und der betrachteten Meteoritenklasse (s. 4.2.) und basiert auf durchschnittlichen Elementhäufigkeiten.

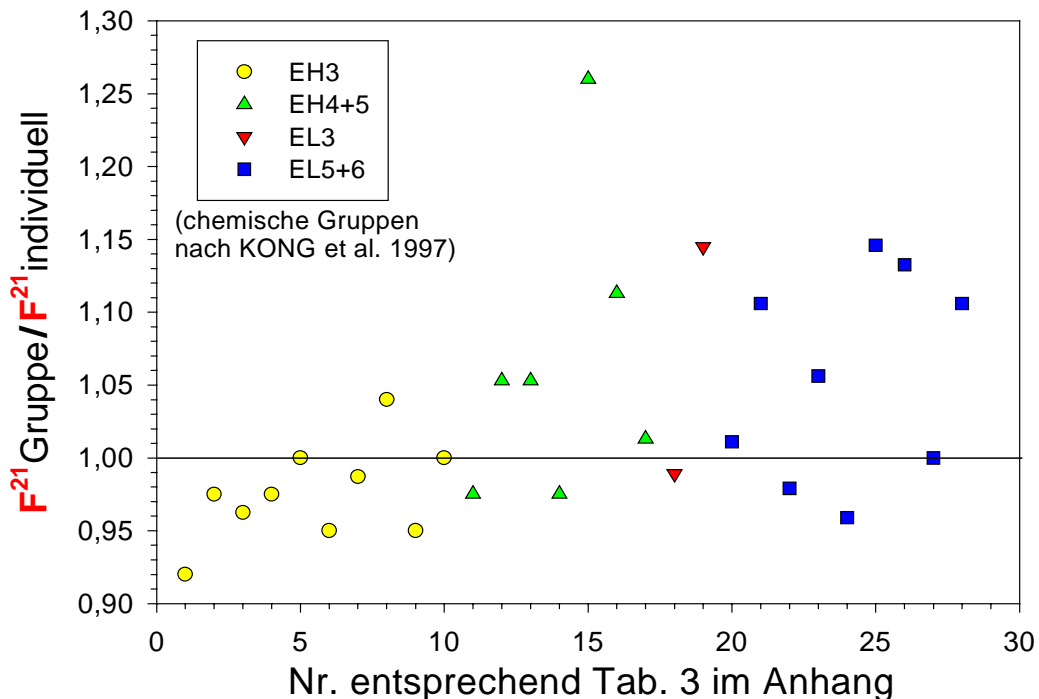


Abb. 45: Vergleich der durchschnittlichen und individuellen chemischen Korrekturfaktoren für die  $(^{21}\text{Ne})_c$ -Produktionsrate in Enstatit-Chondriten (Proben siehe Tab. 3 im Anhang). Die durchschnittlichen Faktoren wurden entsprechend der Zusammensetzung der von KONG et al. (1997) definierten chemischen Gruppen (s. 4.2.) berechnet.

In Abb. 45 werden die Korrekturfaktoren für  $P^{21}$  verglichen, die einerseits mit durchschnittlichen Werten, andererseits mit individuellen Elementgehalten berechnet wurden (s.a. Tab. 2 und 3 im Anhang). Die Bestimmung der individuellen Korrekturfaktoren basiert auf aus der Literatur stammenden chemischen Analysen (s. Tab. 2 im Anhang). Die durchschnittliche Gesamtzusammensetzung vier verschiedener chemischer Gruppen veröffentlichten KONG et al. (1997).

In der grafischen Darstellung wird eine gewisse Systematik offenbar. Die individuellen Korrekturen für EH3-Chondrite fallen im Vergleich fast immer geringfügig größer aus. EL5+6 weisen auf der anderen Seite meist kleinere individuelle Korrekturfaktoren auf. Insgesamt – mit einer Ausnahme – beträgt die Abweichung maximal 15 %. Dieser Wert liegt innerhalb des für die berechneten Alter abgeschätzten Fehlers von 20 % (s. 5.5.). Außerdem kann die chemische Zusammensetzung eines petrologischen Typs und auch einer Probe deutlich schwanken, so dass die individuellen Faktoren möglicherweise eine wenig repräsentative Einzelaufnahme widerspiegeln. Aus beiden Gründen wurden in dieser Arbeit die durchschnittlichen Korrekturen verwendet.

## 5.2.4. Bestrahlungsalter-Systematik

### 5.2.4.1. Unsicherheiten

Die Unsicherheit der berechneten Bestrahlungsalter der E-Chondrite wird auf 20 % geschätzt. Sie leitet sich aus mehreren Einflüssen ab, die schon in früheren Kapiteln erwähnt wurden und hier noch einmal explizit herausgestellt sein sollen:

z.T. hohe Gehalte an getrappten Edelgasen

schwer abzuleitender und damit unsicherer Abschirmungsparameter ( $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ )<sub>c</sub> (vgl. BERN-Diagramm in 5.2.2.)

relativ starke Schwankungen in der chemischen Gesamtzusammensetzung

Der angenommene Fehler der Alter von 20 % bezieht sich vornehmlich auf die als am zuverlässigsten geltenden  $^{21}\text{Ne}$ -Bestrahlungsalter. Bei den gewöhnlichen Chondriten geht man hingegen nur von  $\pm 10$  bis  $\pm 15$  % Fehler aus (pers. Mittlg. SCHULTZ 1997). Die Unsicherheit ist u.a. für die statistische Betrachtung der Altersdaten relevant (s. 5.2.4.3.).

### 5.2.4.2. Ein Vergleich von $^{21}\text{Ne}$ - und $^{38}\text{Ar}$ -Bestrahlungsaltern

In dieser Arbeit errechneten wir Bestrahlungszeiträume auf der Grundlage der kosmogenen Edelgasnuklide  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  und  $^{38}\text{Ar}$ . Diskrepanzen von über 20 %, die zwischen den He- und Ne-Altern beobachtet werden ( $T[3] < T[21]$ ), lassen sich durch Diffusionsverluste des leichtesten Edelgases erklären. Auf der anderen Seite existieren jedoch auch teilweise große Abweichungen zwischen den Ne- und Ar-Datierungen. Grafisch ist dieser Sachverhalt in Abb. 46 dargestellt.

Eine wesentliche Unsicherheit liegt bei den Ar-Altern in der Korrektur für getrapptes Ar. Ist der Anteil an getrappter Komponente hoch (ersichtlich an ( $^{38}\text{Ar}$ )<sub>c</sub>-Gehalten  $< 10$  %), wird die Bestimmung des kosmogenen  $^{38}\text{Ar}$ -Gehalts schwierig. Die Beiträge an primordialen, solaren oder atmosphärischen Gasen lassen sich nicht ausreichend genau bestimmen. Das getrappte  $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnis, das in die Berechnung des  $^{38}\text{Ar}$ -Wertes mit eingeht, kann daher essentielle Fehler enthalten. Für die Enstatit-Chondrite wurde in solchen Fällen häufig unterkorrigiert, d.h. der ermittelte  $^{38}\text{Ar}$ -Gehalt und das Ar-Alter fielen zu hoch aus (vgl. Abb. 46).

Beträgt das Ar-Alter deutlich weniger als ( $< 20\%$ ) von  $T[^{21}\text{Ne}]$ , wurde die kosmogene  $^{38}\text{Ar}$ -Häufigkeit entweder zu klein bestimmt oder sekundär verringert. Die zweite Möglichkeit erscheint wahrscheinlicher, da terrestrische Verwitterungsprozesse auf die chemische Zusammensetzung und damit auf den Edelgasgehalt Einfluss genommen haben können. Die Haupttargetelemente für die Produktion von kosmogenem  $^{38}\text{Ar}$  (K, Ca und Fe) sind in E-Chondriten vor allem in Mineralen enthalten, die wenig verwitterungsresistent sind (Oldhamit, eisenführende Sulfide, metallisches Eisen, Plagioklas). Bei der Umwandlung in sekundäre Mineralphasen geht vermutlich ein Teil des vorher im Kristallgitter eingebundenen Argons verloren (vgl. Kap. 7). Dieser Zusammenhang wird besonders bei Acfer287 offensichtlich. Die Verwitterung ist derart weit fortgeschritten, dass eine Klassifizierung in EH oder EL nicht mehr möglich war (pers. Mittlg. A. BISCHOFF 1998).

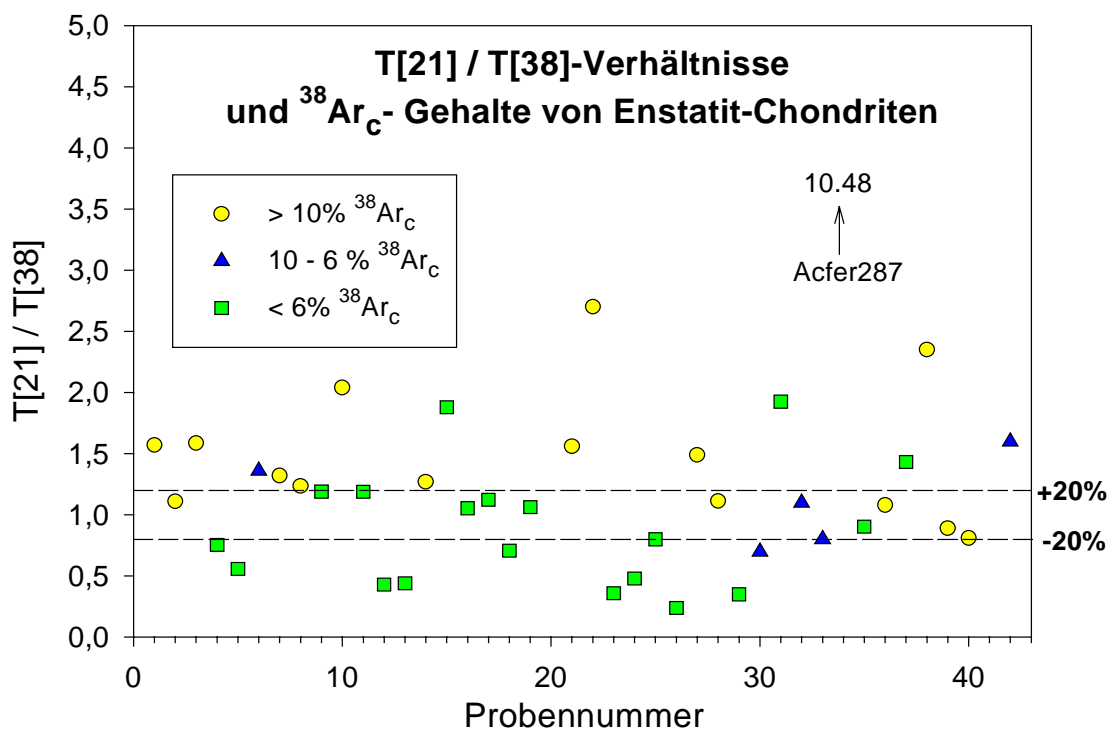


Abb. 46: Abhängigkeit des  $T[^{21}\text{Ne}] / T[^{38}\text{Ar}]$ -Verhältnisses als Funktion des  $^{38}\text{Ar}_c$ -Gehalts. Für Proben, in denen der getrappte Ar-Anteil hoch lag ( $< 6\%$   $^{38}\text{Ar}_c$ ), wurde häufig ein zu hohes Ar-Alter berechnet. Meteorite, die mehr als 10 % kosmogenes Ar enthalten, zeigen dagegen allenfalls zu kleine Ar-Alter. In diesen Fällen ist vermutlich Verwitterung die Ursache.

Nach einer Arbeit von JENTSCH & SCHULTZ (1996) stellt sich im Zusammenhang mit den  $^{21}\text{Ne}$ -Bestrahlungsaltern der Enstatit-Chondriten die Frage, ob der hohe Eisengehalt eine vermehrte Produktion an kosmogenem  $^{21}\text{Ne}$  über  $^{24}\text{Mg}(n,\alpha)^{21}\text{Ne}$  verursacht (sog. Matrixeffekt). In Silikateinschlüssen von Eisenmeteoriten stellten die Autoren eine relative Anreicherung an  $(^{21}\text{Ne})_c$  fest und folgerten, dass der Grund hierfür in einer erhöhten Produktion an sekundären Neutronen in der metallischen Phase der Meteorite zu suchen ist.

Die Fe- und Ni-Gehalte in E-Chondriten sind in der Tat signifikant größer als in gewöhnlichen Chondriten (vgl. Kap. 2.2.). Damit wären prinzipiell zu hoch angesetzte  $^{21}\text{Ne}_c$ -Produktionsraten zu erwarten. Auf der anderen Seite liegen die Mg-Werte meist unter denen der gewöhnlichen Chondrite, so dass – innerhalb der angegebenen Unsicherheiten – von einer Nivellierung des Matrixeffektes ausgegangen werden kann.

#### 5.2.4.3. Die Verteilung von Bestrahlungsaltern bei gewöhnlichen Chondriten

Die Verteilung von Bestrahlungsaltern wird vorzugsweise in Balkendiagrammen dargestellt. Der Maßstab der Ordinate und damit die Auftragung der Alter verläuft logarithmisch. Die Auflösung,

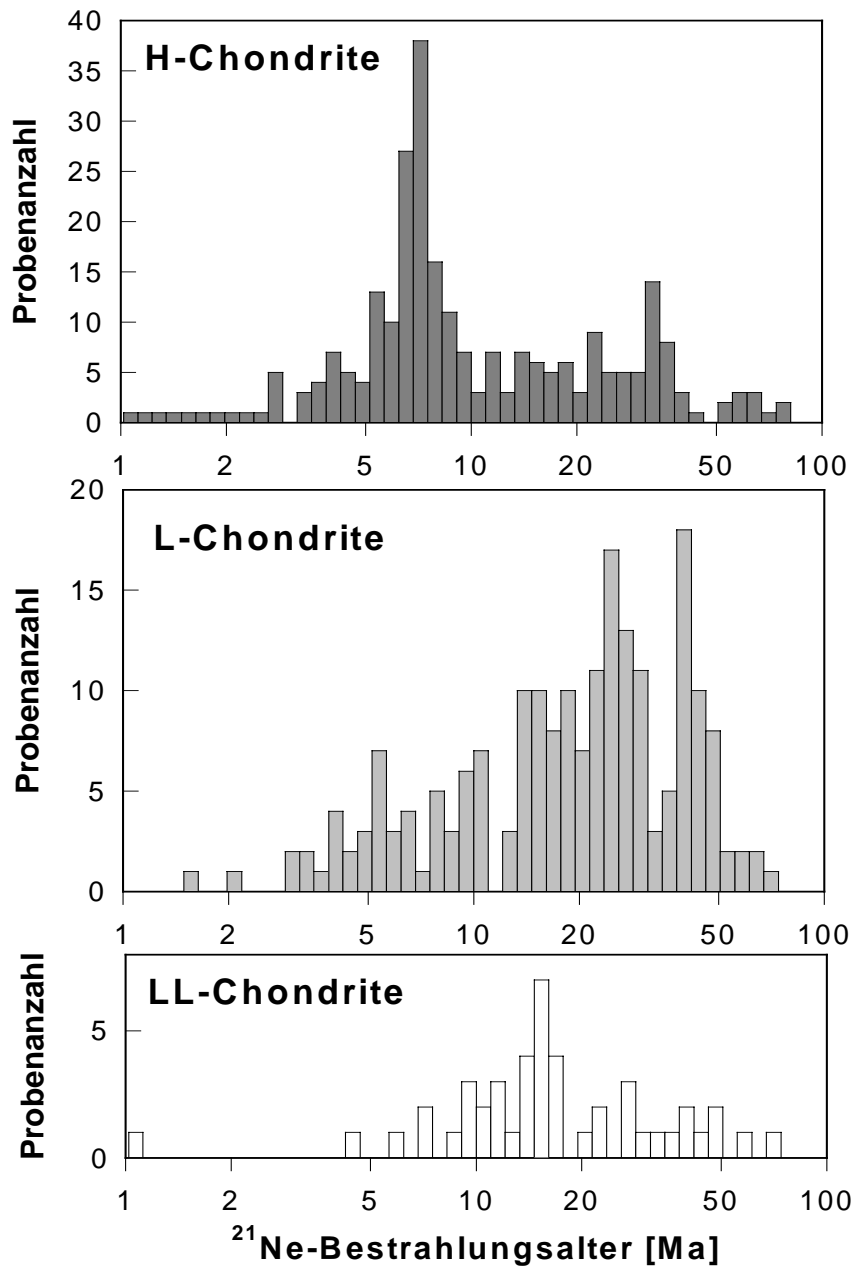


Abb. 47: Die Verteilung der Bestrahlungsalter bei gewöhnlichen Chondriten (nach LIPSCHUTZ & SCHULTZ 1999)

d.h. die Balkenbreite, entspricht der Unsicherheit der Datierungen. Es wird vorausgesetzt, dass eine einfache, isotrope Bestrahlung ( $4\pi$ ) stattgefunden hat. Meteorite mit bekannter komplexer oder mehrphasiger Bestrahlung sind nicht im Diagramm abgebildet.

Eine exponentielle Verteilung der Bestrahlungsalter ist zu erwarten, wenn die Fragmentierung eines Mutterkörpers durch Kollisionen, das Katapultieren der entstandenen Meteoroiden in eine Umlaufbahn des inneren Sonnensystems sowie deren Fall auf die Erde während der gesamten Geschichte der terrestrischen Planeten kontinuierlich blieben. Jede Abweichung von dem exponentiellen Ver-

lauf im Histogramm deutet demgegenüber auf ein besonderes, diskontinuierliches Ereignis hin. In den Bestrahlungsalter-Diagrammen der gewöhnlichen Chondrite sind mehrere solcher Diskontinuitäten in Form von Häufungen (engl. *cluster*) zu erkennen (z.B. GRAF & MARTI 1994, 1995). Das Histogramm der H-Chondrite zeigt einen beispielhaften dominanten Peak bei ca. 7 Ma (GRAF & MARTI 1994, Abb. 47).

Die Beobachtungen von GRAF & MARTI gehen konform mit Berechnungen durch FARINELLA et al. (1993), nach denen die Mehrzahl der erdnahen Asteroide aus wenigen Planetoiden durch energiereiche Kollisionen hervorgingen. Die vermutlich sehr viel häufigeren kleinen Zusammenstöße zwischen zwei Objekten konnten diesen sporadisch gesteigerten „Meteoroidenfluss“ durch starke Impakte nicht vollständig ausgleichen. Hierfür ist sicherlich die geringere Einschlagsenergie und daher eine nur kleine „Meteoroiden-Produktionsrate“ verantwortlich.

#### 5.2.4.4. Die Verteilung der Bestrahlungsalter bei Enstatit-Chondriten

Abb. 48 zeigt das Bestrahlungsalter-Histogramm für 58 Enstatit-Chondrite mit den Daten aus dieser Arbeit sowie in der Literatur veröffentlichten Werten (s. Tab. 4 im Anhang). Die jeweilige Balkenbreite entspricht in diesem Fall 20 % Unsicherheit.

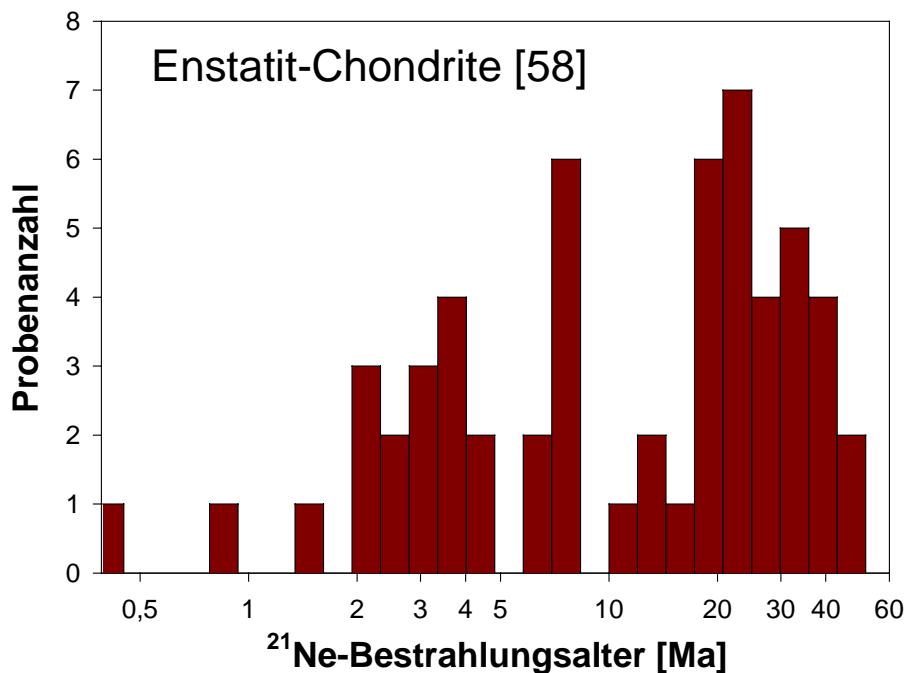


Abb. 48: Die Verteilung der Bestrahlungsalter von Enstatit-Chondriten

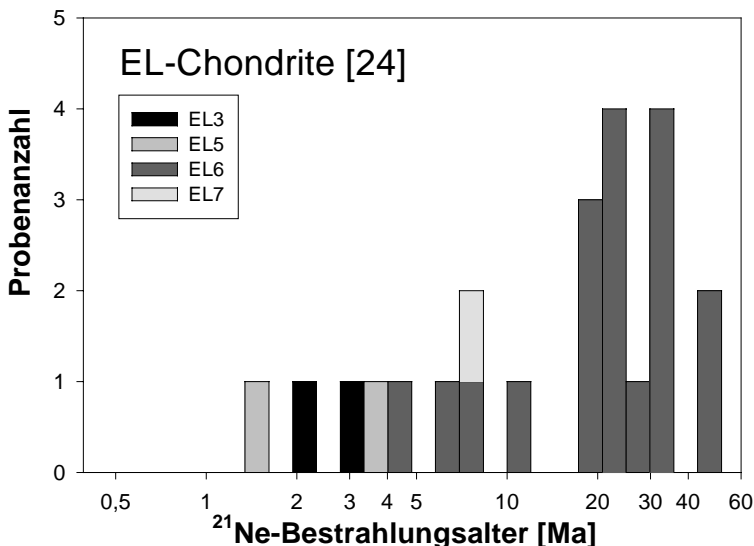
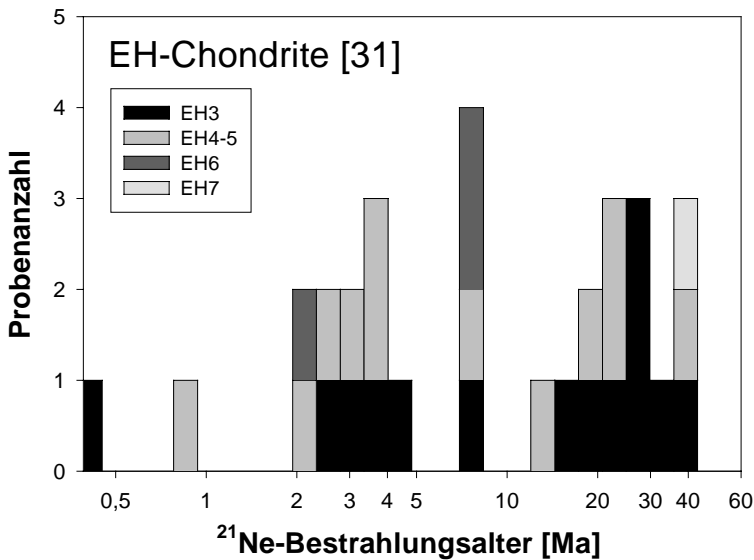
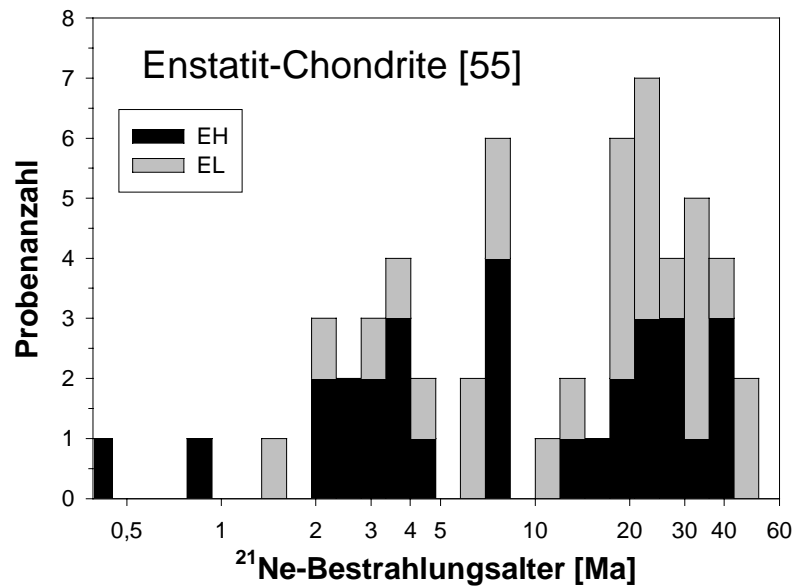
Das Spektrum der Bestrahlungsalter reicht – ähnlich wie bei gewöhnlichen Chondriten – bis 50 Ma. Drei Meteorite weisen besonders niedrige Werte von weniger als 2 Ma auf (Kap. 6). Im Vergleich mit gewöhnlichen Chondriten fehlt es dem Histogramm an Auflösung: Das gesamte Bild wird von dem größeren Fehler der Alter beeinflusst. Die Benennung von besonderen Impakt-ereignissen fällt daher generell schwerer. Lediglich bei ca. 8 Ma erscheint eine isolierte Häufung von Altern. Vielleicht fand außerdem vor 25 Ma ein bedeutender Einschlag statt. Mit neuen Pro-



bendaten ließen sich der Verlauf des Histogramms möglicherweise verfeinern und definitivere Aussagen formulieren. Durch eine Kombination von Edelgas- und Radionuklidaten wäre darüber hinaus eine Verringerung der Unsicherheit zu erreichen.

Abb. 49: Bestrahlungsalter-Histogramm der beiden enstatit-chondritischen Subgruppen

Abb. 50: Bestrahlungsalter-Histogramm der einzelnen petrologischen Typen



Bei einer Betrachtung der Subgruppen werden keine eindeutig unterschiedlichen Muster in der Verteilung der Bestrahlungsalter erkennbar (Abb. 49). Sowohl EH- als auch EL-Chondrite sind über das gesamte Altersspektrum verteilt. Lediglich in der Zone der höheren Werte (> 20 Ma) liegt ein leichtes Übergewicht bei den EL's. Gliedert man die Altersdaten nach den petrologischen Typen, wird deutlich, dass es sich hierbei nur um EL6-Chondrite handelt (Abb. 50). Für diesen Typ scheint tatsächlich eine Systematik zu bestehen: Alle EL6-Chondrite sind älter als 4 Ma, während alle anderen EL-Typen – mit Ausnahme von Ilafegh009 (EL7) – jünger als 4 Ma datiert wurden. Unter den EH-Chondriten fallen keine Regelmäßigkeiten auf.

## 5.2.5. Die getrappten schweren Edelgase

### 5.2.5.1. Subsolare und planetare Komponente

Zur näheren Betrachtung der elementaren Charakteristika der getrappten schweren Edelgase in Enstatit-Chondriten wurden die Messdaten in einem 3-Elemente-Diagramm aufgetragen (Abb. 51). Proben mit solaren Gasanteilen blieben dabei unberücksichtigt. Zusätzlich zu den eigenen Daten wurde der EH4/5-Chondrit *South Oman* (CRABB & ANDERS 1981) in der Abbildung eingetragen.

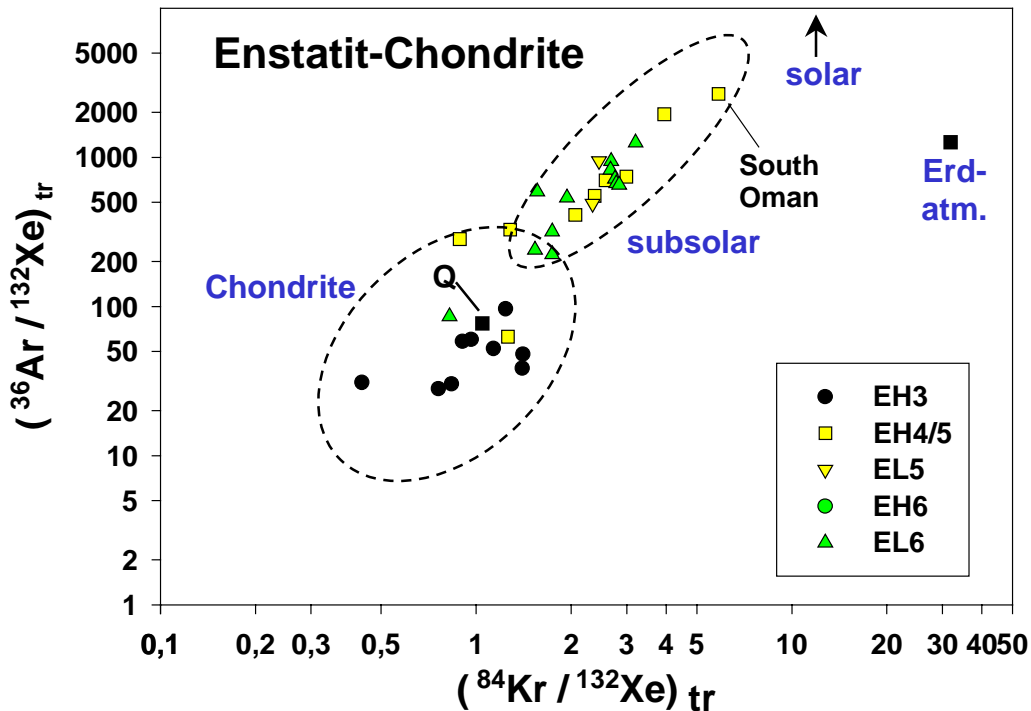


Abb. 51: 3-Elemente-Diagramm zur Verteilung der subsolaren Komponente in Enstatit-Chondriten (nach NAGAO et al. 1997). Q entspricht der planetaren Komponente in kohligen und gewöhnlichen Chondriten. „Erdatm.“ markiert die Zusammensetzung der irdischen Atmosphäre. Die beiden EL-Chondrite der Probenreihe sind nicht abgebildet, da sie solare Gase enthalten, die alle anderen Muster überdecken.

Im 3-Elemente-Diagramm wird deutlich, dass das Auftreten der subsolaren Komponente mit verhältnismäßig hohen  $(^{36}\text{Ar}/^{84}\text{Kr})_{\text{tr}}$ - und  $(^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe})_{\text{tr}}$ -Verhältnissen hauptsächlich in E-Chondriten der höheren petrologischen Klassen (4 bis 6) vorliegt. Auf der anderen Seite ist das Edelgasmuster der EH3's grundsätzlich durch planetare Gase geprägt. Möglicherweise deutet die Signatur auch auf eine individuelle Genese dieses Typs hin. In jedem Fall spricht das Auftreten der primitiveren (weniger fraktionierten) subsolaren Gaskomponente in den höheren petrologischen Typen gegen das klassische Metamorphosemodell nach VANSCHMUS & WOOD (1967, s. 2.1.3.2.).

In Abb. 51 auch fällt auf, dass die EH3-Proben nicht ausschließlich um Q, dem planetaren Elementmuster der gewöhnlichen Chondrite, angesiedelt sind. Einige zeigen deutlich kleinere  $^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnisse. Die besondere Zusammensetzung der schweren getrappten Edelgase in

EH3-Chondriten wird bei einer Auftragung von  $(^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe})_{\text{tr}}$  als Funktion der  $^{132}\text{Xe}$ -Häufigkeit noch offensichtlicher (Abb. 52).  $^{36}\text{Ar}$  erscheint darin generell verarmt. Die  $(^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe})_{\text{tr}}$ -Verhältnisse variieren mit der Xe-Konzentration, nehmen mit ansteigendem Xe-Gehalt immer kleinere Werte an und streben gegen ein Minimalverhältnis von etwa 25.

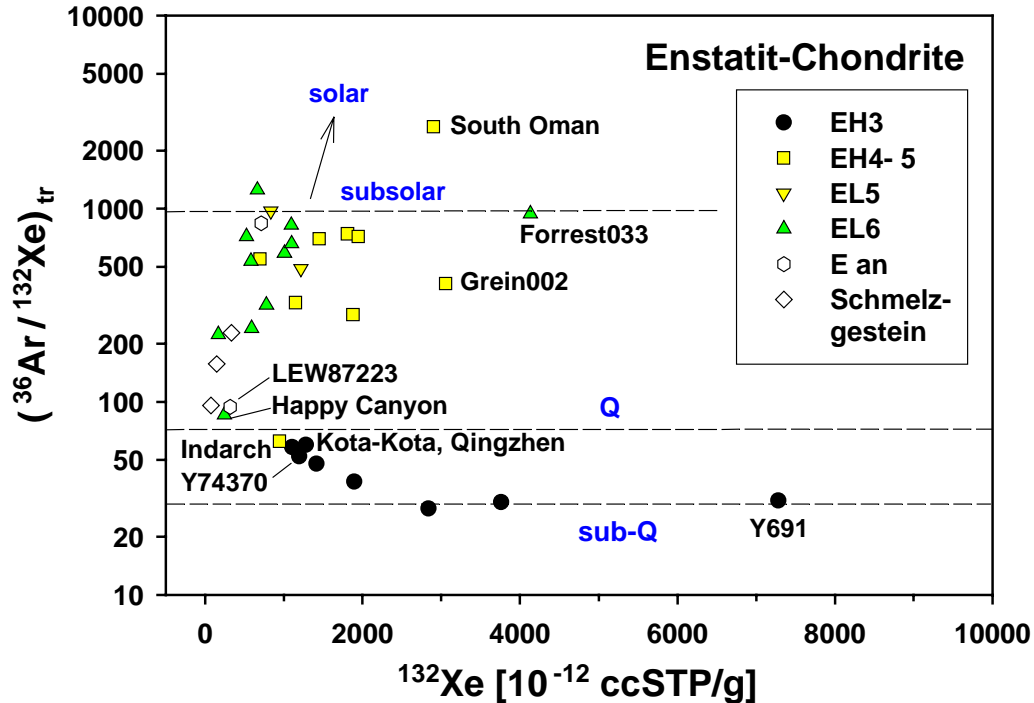


Abb. 52:  $(^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe})_{\text{tr}}$ -Verhältnisse als Funktion der  $^{132}\text{Xe}$ -Konzentration (an = anomal)

Die einzige Probe aus der Gruppe der EH4-5, die sich in der Abbildung unter die EH3-Chondrite mischt, ist Indarch. Indarch wurde als EH4 klassifiziert. Die Ausnahmestellung dieses Meteoriten ist ohne weitere Untersuchungen nicht zu erklären. Möglicherweise zählt Indarch tatsächlich zur Gruppe der EH3. Wie bereits unter Punkt 4.1.6 erwähnt, ist die einwandfreie Klassifizierung bei Enstatit-Chondriten teilweise schwierig. Da bisher keine EL4-Chondrite auffindbar waren, kann zu deren Position im Diagramm keine Aussage formuliert werden. Die zwei gemessenen EL3-Vertreter sind ebenfalls nicht abgebildet, da sie solare Gase enthalten und damit aus der Darstellung ausgeschlossen wurden.

Abb. 52 reflektiert wahrscheinlich zwei Mischungssysteme mit subsolaren Gasen als ein Gemenge von planetaren und solaren Verhältnissen in E4/5-6 auf der einen Seite und planetaren Edelgasen in EH3 auf der anderen. Da einige EH3 mehr  $(^{132}\text{Xe})_{\text{tr}}$  und weniger  $(^{36}\text{Ar})_{\text{tr}}$  als die Q-Phase in gewöhnlichen Chondriten aufweisen, gehen wir von der Existenz einer speziellen „sub-Q“-Signatur aus, die in verschiedenen Anteilen zu den Q-Gasen hinzu kam. EH4 befinden sich dann in einer Übergangszone zwischen dem subsolaren und Q/„sub-Q“-Reservoir.

Die Diagramme in Abb. 53 bestätigen nochmals die Präsenz zweier unterschiedlicher Edelgasmuster. Außerdem wird deutlich, dass die planetare Komponente zumindest in Bezug auf die schweren inerten Gase eine gegenüber den gewöhnlichen Chondriten abweichende Zusammen-

setzung hat: Das  $(^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe})_{\text{tr}}$ -Verhältnis beträgt lediglich  $25 \pm 10$  % (gegenüber ca. 90 bei den gewöhnlichen Chondriten, WIELER et al. 1991). Der Wert des  $(^{36}\text{Ar}/^{84}\text{Kr})_{\text{tr}}$ -Verhältnisses von 42 ist mit einem Fehler von 50 % sehr unsicher.

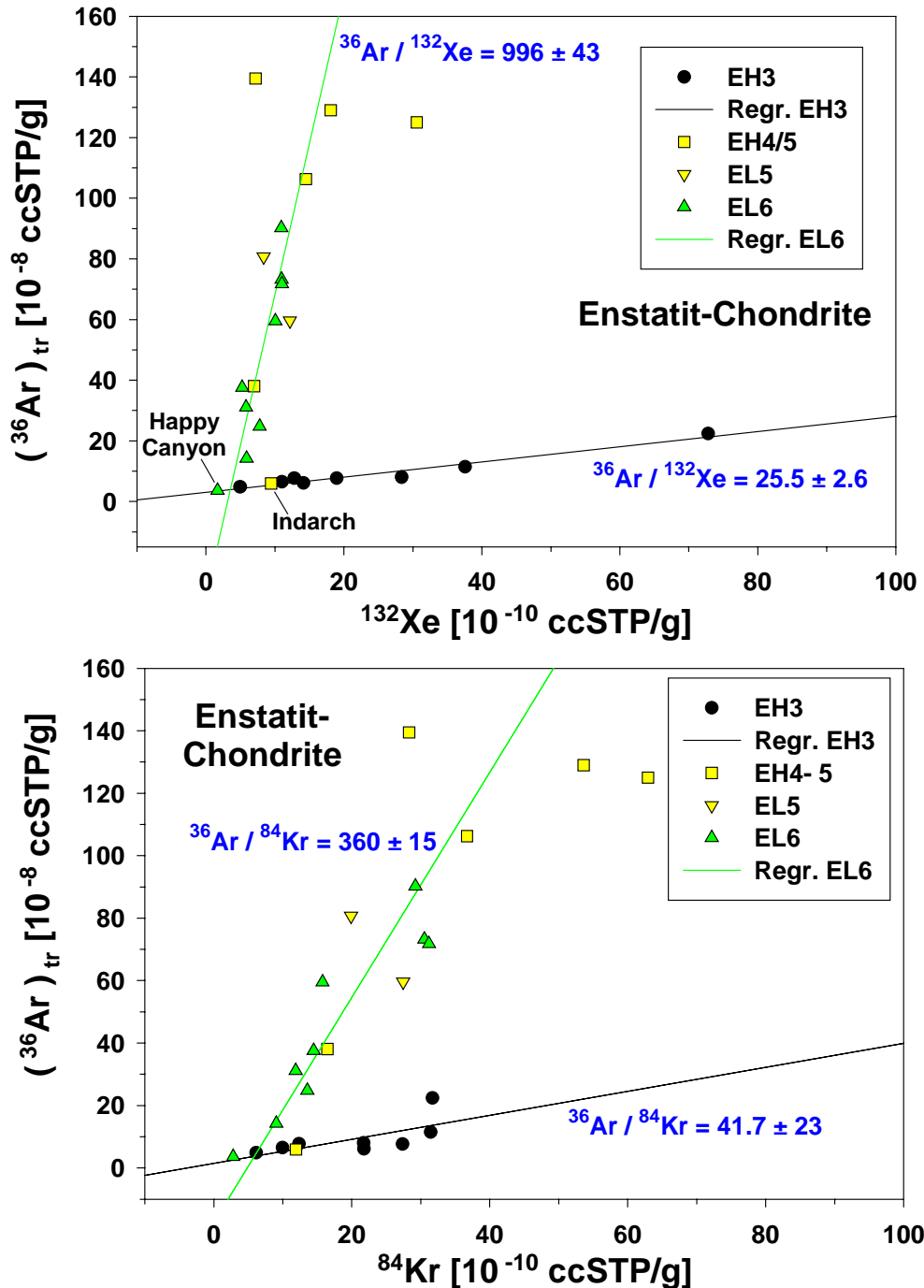


Abb. 53: Konzentrationen von getrapptem  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{84}\text{Kr}$  und  $^{132}\text{Xe}$ . In dieser Darstellung lassen sich die Elementverhältnisse der subsolaren und planetaren Komponente direkt ablesen.

Das Auftreten der Q-ähnlichen Edelgase in EH3-Chondriten macht eine metamorphe Entwicklung der anderen petrologischen EH-Typen aus EH3 unmöglich. Es setzt vielmehr voraus, dass die nicht-equilibrierten EH-Chondrite genauso wie die differenzierteren Typen jeweils ein individuelles

Edelgasreservoir beinhalten und damit sehr wahrscheinlich an zwar ähnlichen, aber nicht identischen Orten des solaren Nebels entstanden. Eine andere Begründung für die Verteilung der getrappten Edelgaskomponenten in Enstatit-Chondriten könnte in den Trägerphasen der verschiedenen Gasmuster zu suchen sein. Möglicherweise wurde solares Gas beim *trapping* leicht fraktioniert und so zur subsolaren Signatur „umgewandelt“. Ähnliches könnte für die „sub-Q“-Komponente gelten.

Die besondere Stellung der EH3-Chondrite in Bezug auf die schweren Edelgase scheint sich auch in der Sauerstoffzusammensetzung dieser Meteorite widerzuspiegeln. Zumindest fanden WEISBERG et al. (1995) heraus, dass sich EH-Chondrite des Typs 3 von der Sauerstoffisotopie der anderen Enstatit-Chondrite unterscheiden: Sie zeigen systematisch geringere  $^{18}\text{O}$ - und  $^{17}\text{O}$ -Häufigkeiten als EH5 bzw. EL6 (Abb. 54, vgl. auch NEWTON et al. 1999). Damit muss entweder bei der metamorphen Überprägung der E-Chondrite eine schwerere Sauerstoff-Komponente hinzugefügt worden sein, oder die Sauerstoffisotopie der equilibrierteren E-Chondrite unterschied sich von vornherein von der Zusammensetzung in E3-Chondriten. In diesem Fall können die höher metamorphen Klassen nicht aus den primitiveren Typen hervorgegangen sein.

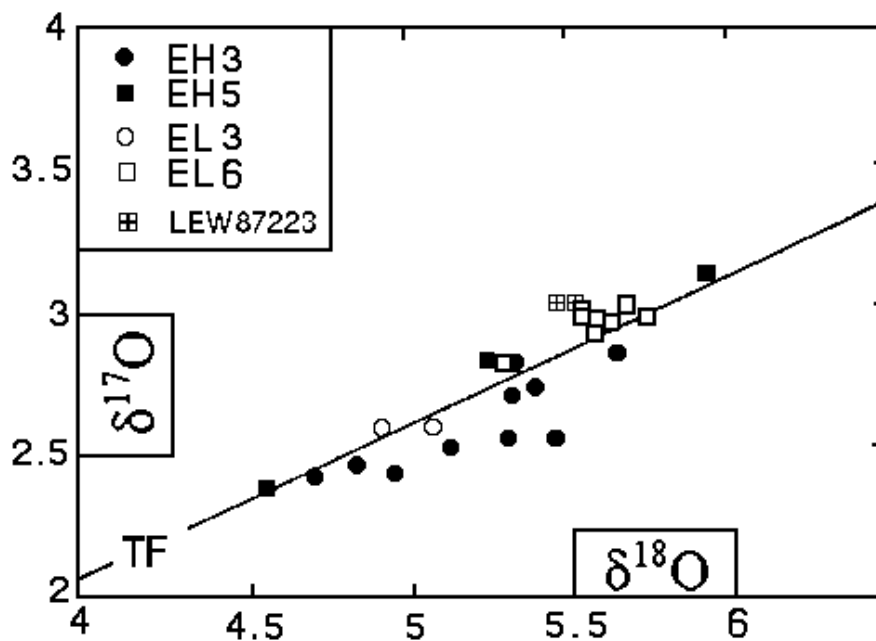


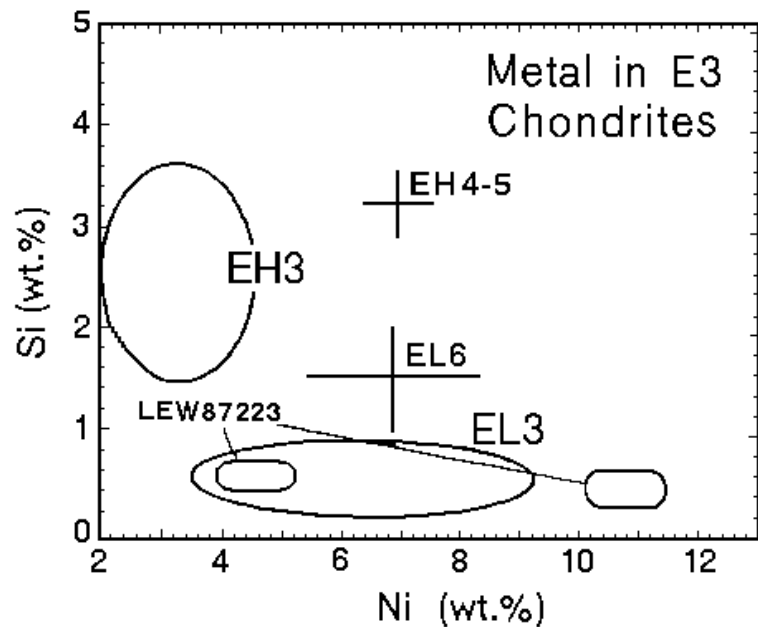
Abb. 54: Sauerstoffisotopie der E-Chondrite (aus WEISBERG et al. 1995). TF = terrestrische Fraktionierungslinie. Die  $\delta$ -Werte geben die Abweichung von einem Standard (hier SMOW = Standard Mean Ocean Water) wieder.

Andere Autoren erklären die relative Anreicherung von  $^{16}\text{O}$  in nicht-equilibrierten E-Chondriten durch Schockeinwirkung. Eine durch den Impakt mobilisierte feldspatreiche Schmelze führte dabei  $^{17}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  aus dem Gestein ab (WEEKS & SEARS 1985, NEWTON et al. 1999).

Das Bild, das sich aus der individuellen Zusammensetzung der E3-Chondrite in Bezug auf die schweren getrappten Edelgase und Sauerstoffisotopie ergibt, wird durch die chemischen Besonderheiten der Metallphase in E3-Chondriten bestärkt (Abb. 55). Auf eine besondere Stellung der EH3-Chondrite weist außerdem die petrologische Arbeit von EL GORESY et al. (1988) hin. Die

Autoren betonen, dass nicht-equilibrierte EH-Chondrite aus einer chemisch heterogenen Zone des solaren Urnebels kondensierten, in der die S- und O-Fugazitäten deutlich variierten. Damit wird gleichzeitig wahrscheinlich, dass auch signifikante chemische Unterschiede zu den Bereichen, in denen die anderen E-Chondrite akkretierten, bestanden.

Abb. 55: Die Zusammensetzung der metallischen Phase in E3-Chondriten (modifiziert nach WEISBERG et al. 1995). LEW87223 ist ein als anomal eingestuftes E3-Chondrit. Seine genetische Zugehörigkeit muss noch geklärt werden.



Die oben genannten Untersuchungsergebnisse und Fakten zur Zusammensetzung der Enstatit-Chondrite stehen wahrscheinlich eher in einem genetischen als sekundären, schockmetamorphem Zusammenhang. Bisher konnte jedoch nicht geklärt werden, ob oder wie die planetare oder subsolare Edalgaskomponente aus einem Gaspool mit solarer Zusammensetzung hervorgingen (z.B. CRABB & ANDERS 1981, HUSS & ALEXANDER 1987, PEPIN 1992, ZAHNLE 1993, OZIMA et al. 1998, pers. Mittlg. H. BUSEMANN 2000). Auch die Bedeutung des besonderen Reduktionsgrades und der Sauerstoffisotopie von E-Chondriten im Hinblick auf eine räumliche Gliederung des solaren Urnebels bzw. den Abstand zur Sonne ist noch unklar (LARIMER & BARTHOLOMAY 1979, WASSON & WETHERILL 1979, GRADIE & TEDESCO 1982, CLAYTON et al. 1984, BELL et al. 1989 u.a.). Denkbar ist, dass die beobachteten kompositorischen Unterschiede auf Abweichungen in der Zusammensetzung des Bildungsmilieus beruhen. Der heterogene Charakter der Ausgangsmaterie unseres Sonnensystems ist heute zumindest nicht mehr umstritten (vgl. 2.1.3.2.).

### 5.2.5.2. Die Xe-Isotopenverhältnisse

Die isotopischen Zusammensetzungen von Kr und Xe in E-Chondriten mit dominierendem subsolarem Gasanteil (Tab. 20) verlaufen gleich und sind durch eine Anreicherung an leichten Nukliden in Relation zu Q gekennzeichnet. Dieser Trend ist in der Kr-Isotopie stärker ausgeprägt. Durch relativ hohe Fehler besteht hier aber auch eine größere Unsicherheit. Daher soll an dieser Stelle nur die Xe-Isotopie näher erläutert und grafisch dargestellt werden.

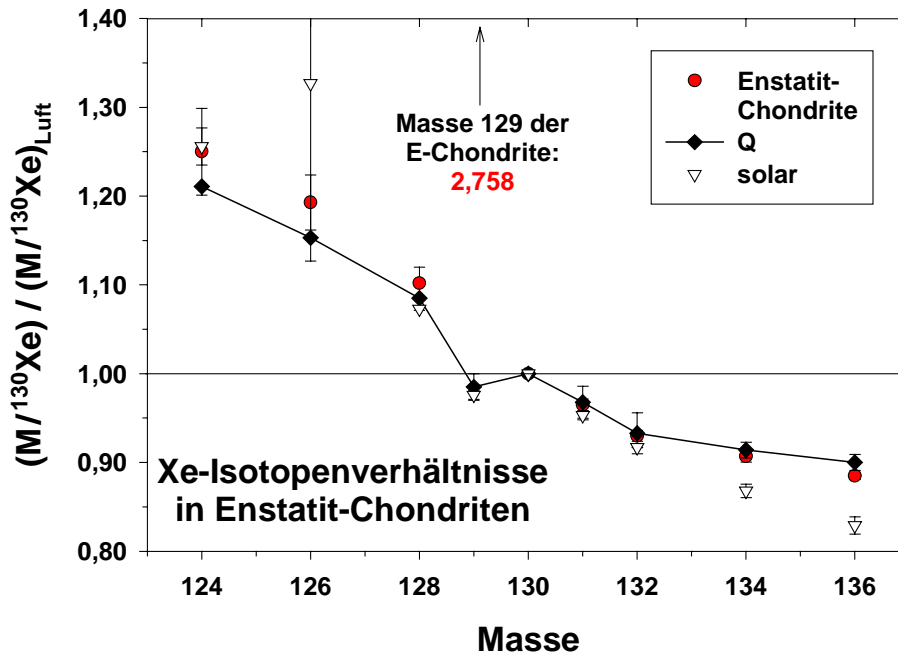


Abb. 56: Xe-Isotopenverhältnisse in E-Chondriten mit vorherrschendem subsolarem Edelgasmuster. Die Werte für solare und Q-Verhältnisse stammen aus KERRIDGE & MATTHEWS (1988). Die Datenpunkte der E-Chondrite bilden Mittelwerte der Messungen aufgelistet in Tab. 20. Alle Verhältnisse sind in Relation zur Masse 130 und auf erdatmosphärische Werte normiert dargestellt.

Neben der leichten Anreicherung an  $^{124-128}\text{Xe}$  relativ zu Q (Abb. 56) wird vor allem in Abb. 57 ersichtlich, dass die Xe-Isotopenverhältnisse zwischen dem solaren Muster und Q liegen. Dieser Trend verdeutlicht, dass nicht nur die elementare Zusammensetzung der zugehörigen Proben vom subsolaren Gasreservoir dominiert wird, sondern die charakteristische Mischung aus solaren und planetaren Edelgasen sich auch in der Isotopie von Xe (und Kr) manifestierte.

Enstatit-Chondrite mit vorherrschendem subsolarem Edelgasmuster								
Name	$^{124/132}\text{Xe}$	$^{126/132}\text{Xe}$	$^{128/132}\text{Xe}$	$^{129/132}\text{Xe}$	$^{130/132}\text{Xe}$	$^{131/132}\text{Xe}$	$^{134/132}\text{Xe}$	$^{136/132}\text{Xe}$
RKPA80259	4.80e-3	4.28e-3	0.0830	2.0370	0.1630	0.8240	0.3780	0.3130
LEW88180	4.86e-3	4.26e-3	0.0820	2.0105	0.1615	0.8135	0.3780	0.3135
Y791790	4.98e-3	4.14e-3	0.0850	4.4000	0.1610	0.8210	0.3800	0.3150
EET92063	4.58e-3	4.26e-3	0.0860	3.5940	0.1630	0.8160	0.3750	0.3100
EET90102	4.71e-3	4.26e-3	0.0832	1.3600	0.1640	0.8230	0.3790	0.3160
TIL91714	4.83e-3	4.15e-3	0.0839	2.5480	0.1630	0.8230	0.3785	0.3150
Y793225	4.58e-3	4.11e-3	0.0845	4.5270	0.1630	0.8110	0.3810	0.3135
Y791810	4.59e-3	4.40e-3	0.0843	3.9760	0.1640	0.8190	0.3800	0.3140
LEW88714	4.61e-3	4.28e-3	0.0861	3.1160	0.1630	0.8190	0.3780	0.3140
LEW87119	4.84e-3	4.38e-3	0.0860	3.2190	0.1630	0.8210	0.3770	0.3120

Tab. 20: Die Xe-Isotopie von E-Chondriten mit vorherrschendem subsolarem Gasmuster.  $^{124/132}\text{Xe}$  bedeutet  $^{124}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$  usw.

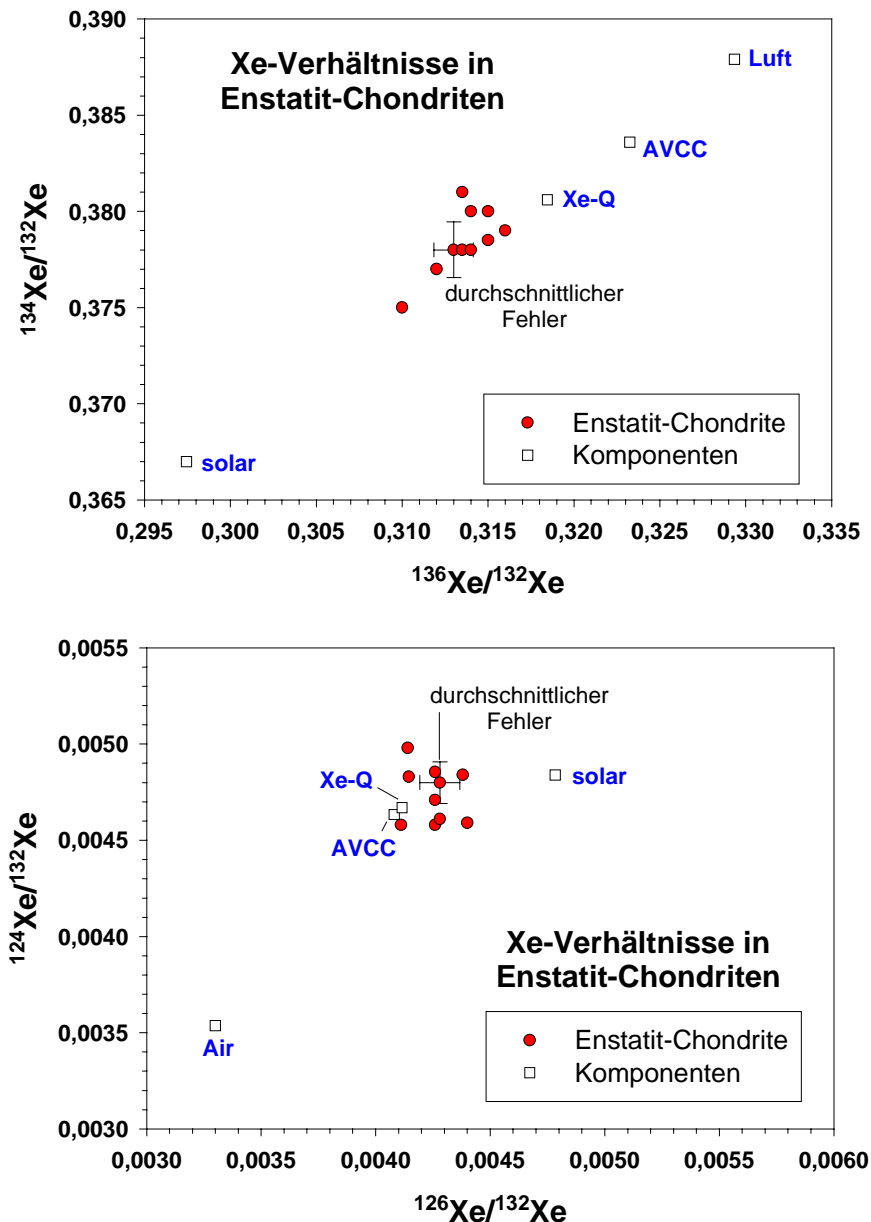


Abb. 57: Xe-Verhältnisse in E-Chondriten mit vorherrschendem subsolarem Edelgasmuster. In beiden 3-Isotopen-Diagrammen sind die Xe-Zusammensetzungen verschiedener Komponenten eingetragen (aus KERRIDGE & MATTHEWS 1988). Es zeigt sich, dass auch die isotopische Zusammensetzung von Xe in den von der subsolaren Komponente geprägten E-Chondriten die Mischung aus solaren und planetaren Gasen widerspiegelt.

### 5.2.6. Retentionsalter

Retentionsalter wurden auf der Basis der Häufigkeiten von radiogenem  $^4\text{He}$  und  $^{40}\text{Ar}$  ermittelt (s. 4.1.4.). Bei einem Vergleich der Ergebnisse beider Datierungsmethoden für die Enstatit-Chondrite fällt auf, dass die Edelgasalter nur sehr selten in den Bereich des Bildungszeitpunktes unseres Planetensystems (4.56 Milliarden Jahre) kommen (Abb. 58). Die ermittelten Zeiträume spiegeln meistens Metamorphoseereignisse wider und bilden ein Maximalalter für das thermische Ereignis, das das entsprechende isotopische System zurückgesetzt oder gestört hat. Gleichzeitig liegen die  $^4\text{He}$ -Alter in der Mehrzahl der Fälle deutlich unter den  $^{40}\text{Ar}$ -Datierungen. Diese Differenzen beruhen auf der höheren Mobilität von He gegenüber Ar bei bereits moderaten Temperaturen. Die individuellen Datierungen enthalten teilweise substantielle Unsicherheiten (vgl. 4.1.4.), ein Trend in den Retentionsaltern kann aber grundsätzlich von Bedeutung und aussagekräftig sein.



Abb. 59 zeigt Retentionsalter von H- und L-Chondriten. Ihre Verteilung unterscheidet sich vom Bild der E-Chondrite und unterstreicht, dass die thermische Entwicklung unterschiedlicher Mutterkörper voneinander abweicht.

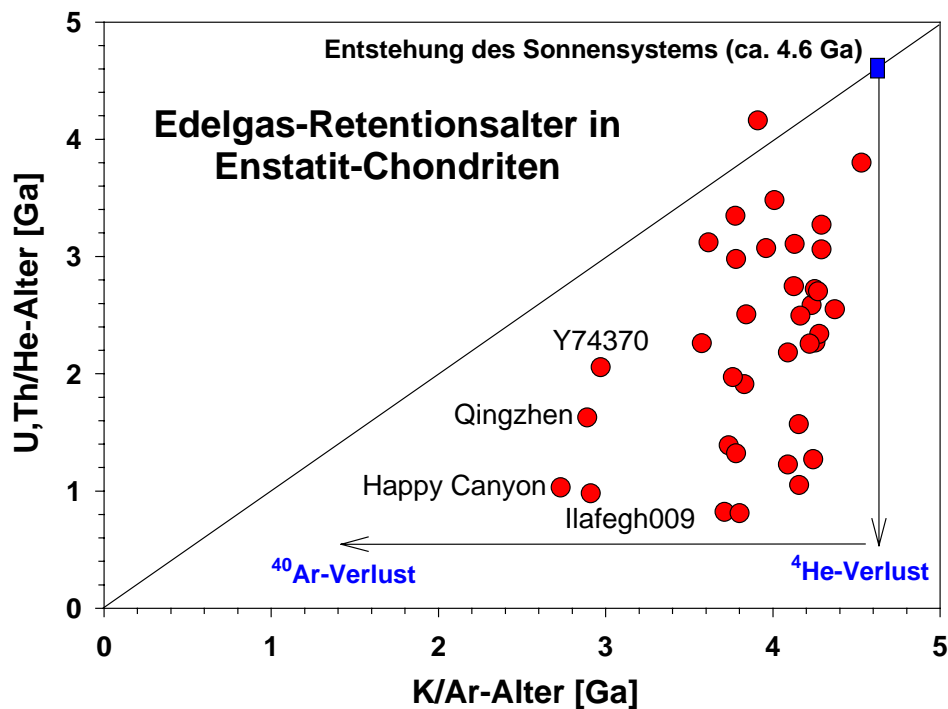


Abb. 58: Gegenüberstellung der Edelgas-Retentionsalter in E-Chondriten. Die Diagonale entspricht konkordanten Altern. Die meisten E-Chondrite haben vor allem radiogenes  $^4\text{He}$  verloren.

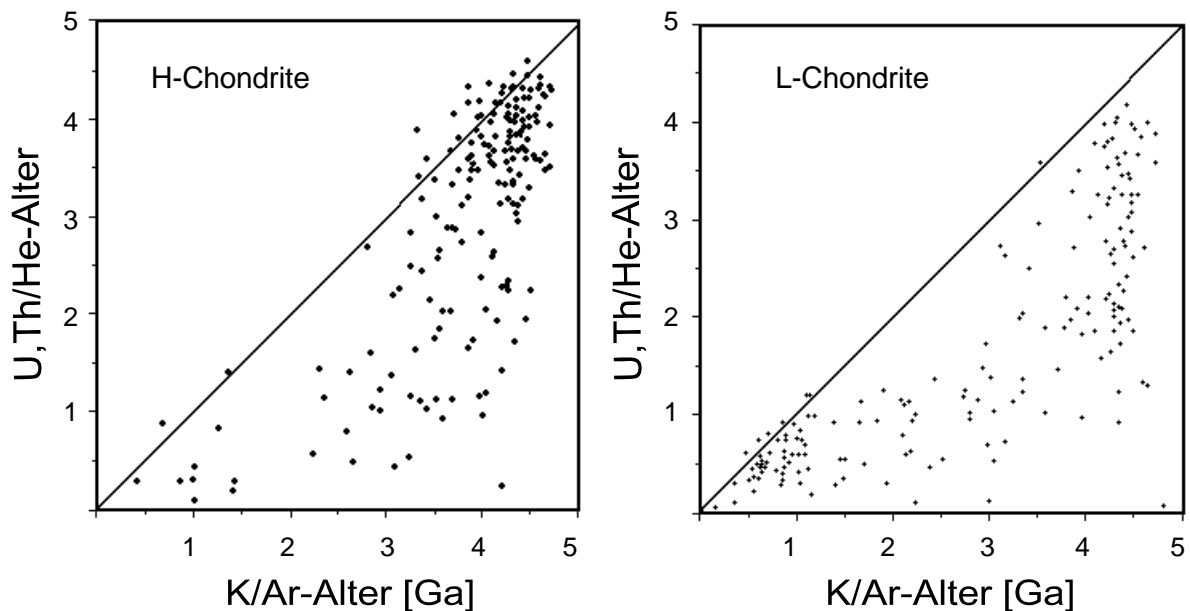


Abb. 59: Edelgasretentionsalter bei H- und L-Chondriten. Die unterschiedliche Verteilung zeigt, dass nicht nur die thermische Geschichte der einzelnen Meteoriten, sondern auch die der verschiedenen Klassen voneinander abweicht. Auffällig ist die Häufung der Datenpunkte zwischen 0.5 und 1 Ga für L-Chondrite sowie bei ca. 4.5 Ga für H-Chondrite (aus SCHULTZ 1993).

## 6. Meteorite mit kurzen Bestrahlungsaltern

### 6.1. Asteroidengürtel und Resonanzen

Als Asteroide werden alle Kleinplaneten (Durchmesser  $< 1000$  km) bezeichnet, die um die Sonne kreisen (z.B. BINZEL et al. 1989, SCHULTZ 1993, GEHRELS 1994, BRITT & LEBOFISKY 1999). Die Mehrzahl ist in einem Gürtel zwischen den Umlaufbahnen von Jupiter und Mars konzentriert. Der erste Asteroid wurde im Jahre 1801 entdeckt (1Ceres) und misst als größter Körper in diesem Asteroidengürtel knapp 950 km im Durchmesser. Danach existieren nur noch 6 weitere Kleinplaneten mit über 300 km in der maximalen Achse. Erst unterhalb von 300 km Durchmesser wächst die Asteroidenpopulation schnell an. Die Größenverteilung (exponentiell ansteigende Zahl mit linear abnehmendem Durchmesser) deckt sich mit einer Modellrechnung, nach der anfangs nur einige wenige große Körper vorhanden waren. Die heutigen Kleinplaneten entsprechen ihren Fragmenten und entstanden durch wiederholte Zusammenstöße (Abb. 60). Die Verteilung von Kratern auf Mond, Mars und den Monden von Jupiter und Saturn unterstützen diese Interpretation (BRITT & LEBOFISKY 1999).

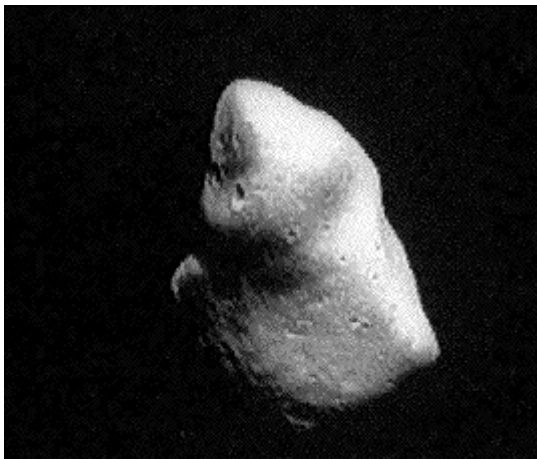


Abb. 60: Photo von 951Gaspra als eine der ersten Nahaufnahmen von einem Asteroiden, abgelichtet 1991 in 1600 km Entfernung von der Raumsonde Galileo. Gaspra hat wie die meisten Asteroide eine sehr unregelmäßige Form und ist von Kratern übersät. Der Durchmesser beträgt im Mittel 12 km.

Die relative Nähe des Asteroidengürtels zu Jupiter, aber auch zu Saturn hinterlässt charakteristische „Spuren“: In Zonen, deren Umlaufperioden in einem einfachen Verhältnis zur 12 a-Periode des Jupiters stehen (z.B. 3:1) oder die Parallelen zu den Bahnparametern des Saturns zeigen (z.B.  $\nu_6$ ), entwickelten sich „Freiräume“ (KIRKWOOD *gaps* oder Resonanzen, Abb. 61). Sie sind der ständigen starken Anziehungskraft des Gasplaneten ausgesetzt. Alle Körper, die in solche Bereiche vorstoßen, erfahren stetig wiederkehrend an derselben Position eine gravitative Beeinflussung. Diese verursacht eine Störung der ursprünglichen Bahnparameter und bringt das betreffende Objekt damit schließlich auf einen neuen Kurs (s. 6.2.; WISDOM 1983, 1985, WETHERILL 1988, BRITT & LEBOFISKY 1999, MCSWEEN 1999 u.a.).

In speziellen Fällen kommt es zum umgekehrten Fall, d.h. zu einer Anhäufung von Kleinplaneten. Es handelt sich hier um dynamisch sehr stabile Zonen im Bereich der Umlaufbahn des Jupiters, die ebenfalls in einem bestimmten, einfachen Verhältnis zur Bahnperiode des Gasplane-

ten und zur Sonne stehen (LAGRANGE'sche Punkte). Die sog. Trojanischen Asteroiden befinden sich in einer solchen stabilen Zone und laufen  $60^\circ$  vor und nach Jupiter auf dessen Bahn mit (Abb. 62). Auch in der Umlaufbahn von Mars wurde ein Trojanischer Asteroid (5261Eureka) entdeckt (vgl. SCHULTZ 1993, BRITT & LEBOSKY 1999).

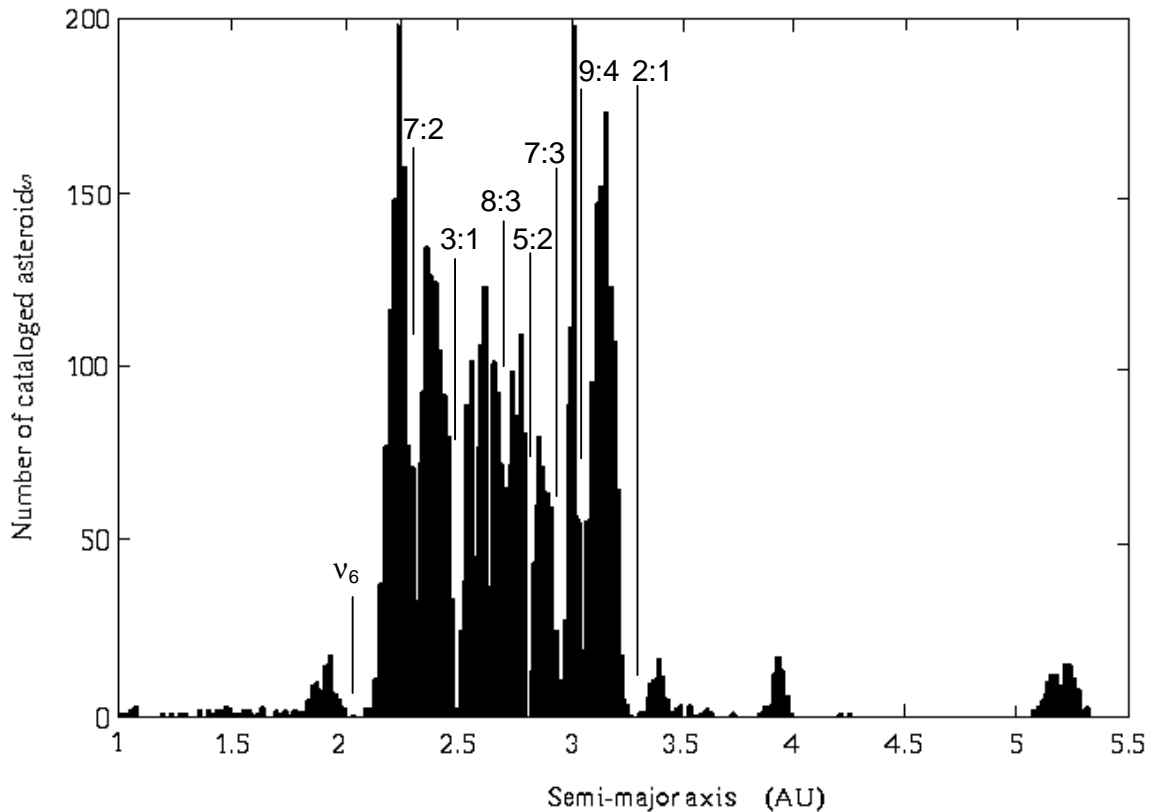
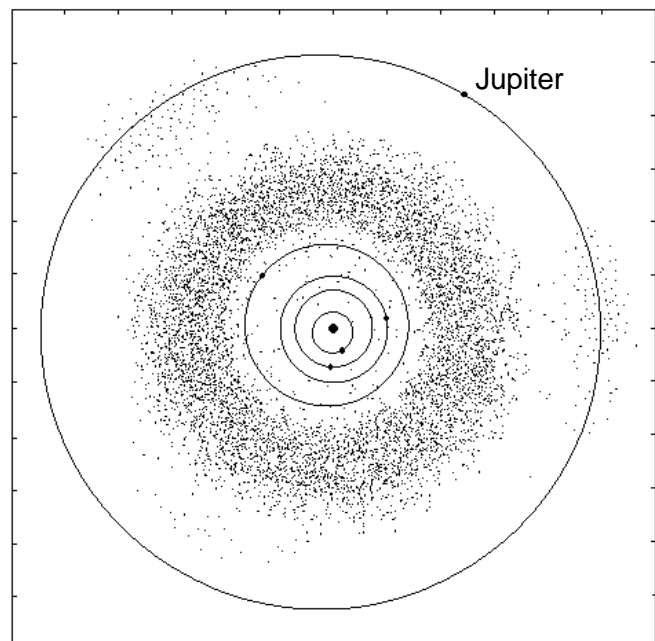


Abb. 61: Grafische Veranschaulichung der *Kirkwood gaps* (aus BRITT & LEBOSKY 1999) mit Benennung der wichtigsten Resonanzzonen. Am effektivsten wirken die 3:1- und die  $v_6$ -Resonanz.

Abb. 62: Der Asteroidengürtel zwischen den Umlaufbahnen von Jupiter und Mars (BRITT & LEBOSKY 1999). Gut zu erkennen sind die Trojanischen Asteroiden, die  $60^\circ$  vor und nach Jupiter auf dessen Umlaufbahn kreisen. Neben diesen dynamisch stabilen Zonen existieren auch mehrere Resonanzen, in denen die Bahnparameter kleiner Körper durch Jupiter oder auch Saturn massiv gestört werden. Auf diese Weise gelangt die Mehrzahl der Meteorite auf die Erde.



## 6.2. Die dynamische Entwicklung von Umlaufbahnen im Asteroidengürtel

Die dynamische Entwicklung der Bahnparameter von kleinen Objekten im Hauptfeld des Asteroidengürtels lässt sich in Modellrechnungen rekonstruieren (z.B. GLADMAN et al. 1997, MORBIDELLI & GLADMAN 1998). Die Berechnungen quantifizieren die Wirkung von Resonanzzonen, über die Meteoroiden auf erdkreuzende Bahnen und dann auch als Meteorite auf die Erde gelangen können. In den Raum der terrestrischen Planeten dringen allerdings nur sehr wenige der betrachteten Kleinplaneten ein. Die Mehrzahl wird in jupiterkreuzende Umlaufbahnen, in die Sonne oder aus dem inneren Sonnensystem heraus getrieben. In jedem Fall aber, so zeigen die Simulationen, werden in den beiden effektivsten Resonanzzonen 3:1 und  $v_6$  alle Objekte innerhalb weniger Millionen Jahre eliminiert (GLADMAN et al. 1997, Abb. 63). Nach MORBIDELLI & GLADMAN (1998) betragen die „Lebenszeiten“ der Meteoroiden in diesen Resonanzzonen zwischen 2 und 3 Ma, und nur etwa 10 % erreichen Werte von 10 Ma.

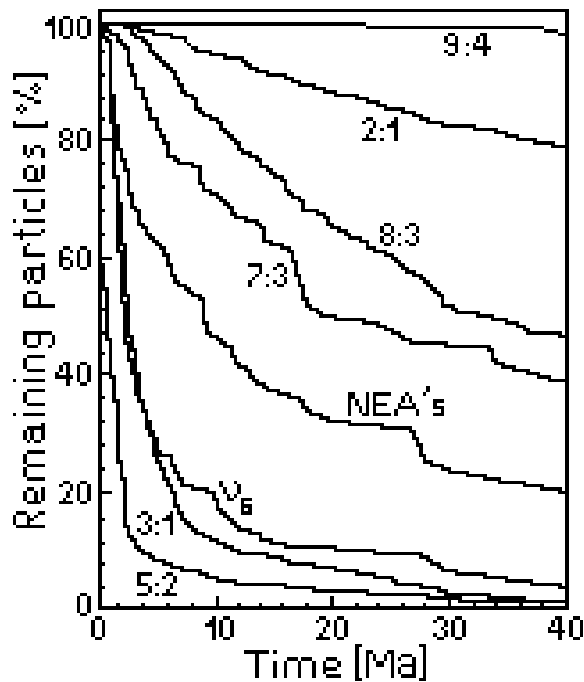


Abb. 63: Die Abnahme der Objektzahl in einer Resonanzzone mit der Zeit (aus GLADMAN et al. 1997). Es wird deutlich, dass in einigen Resonanzzonen die Zahl der kleinen Körper innerhalb der ersten 5 bis 10 Ma exponentiell abnimmt.

Neben den Modellrechnungen liefern auch Bestrahlungsalter Informationen über den dynamischen Werdegang von Meteoriten (z.B. WETHERILL 1974, GREENBERG & NOLAN 1989, MORBIDELLI & GLADMAN 1998). Den Simulationen entsprechend dürfte der Großteil der Meteorite lediglich Bestrahlungsalter  $< 5$  Ma besitzen.

Die Zahl steht nun in deutlichem Kontrast zur existierenden Datenlage mit mehrheitlich  $> 10$  Ma Bestrahlung bei den gewöhnlichen und Enstatit-Chondriten. Zusätzlich zeigen mehrere der Proben mit kleinen Altern ( $< 5$  Ma) Hinweise auf eine komplexe Bestrahlungsgeschichte, so dass auch deren Lebenszeit als Meteoroid letztlich länger als 5 Ma war (GRAF & MARTI 1995, HERZOG et al. 1997).

MORBIDELLI & GLADMAN (1998) verglichen in ihrer Arbeit speziell die Bahnparameter von beobachteten Sternschnuppen und Feuerbällen mit den Modellergebnissen und stellten fest, dass die Verteilung der auf der Erde eintreffenden Chondrite im Raum mit der Vorstellung eines kontinuierlichen Eintrags an Meteoroiden in die 3:1- oder  $v_6$ -Resonanz konform geht. Während also auf dieser Seite Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtung herrscht, stehen die be-

rechneten Bestrahlungsalter im scheinbaren Widerspruch zu den Simulationen. Einen Schlüssel zur Lösung dieser Diskrepanz bietet der Zeitpunkt der beobachteten Meteoritenfälle, der häufig in die Nachmittagsstunden fällt. Das bedeutet, dass auch Meteorite mit hohen Bestrahlungsaltern erst innerhalb der letzten 5 Ma in eine Resonanz gerieten. Andernfalls müsste sich ihr Fallzeitpunkt von den Meteoriten mit kurzer Bestrahlung unterscheiden.

Mit dieser Hypothese im Hintergrund schlussfolgern MORBIDELLI & GLADMAN (1998) zunächst, dass die Datierung mit kosmogenen Nukliden weiter in die Geschichte als auf den Zeitpunkt des Erreichens einer Resonanz zurückgreift. Die Autoren nennen darauf zwei mögliche Entwicklungspfade für Meteorite (Abb. 64). Auf der einen Seite wäre denkbar, dass sich bereits auf einem 2 bis 3 m messenden Ausgangsobjekt kosmogene Elemente im Gestein anreichern (ein größerer Körper würde ein Durchdringen der Materie durch die kosmische Strahlung verhindern und auf diese Weise wieder zu Meteoriten mit kleinen Bestrahlungsaltern führen). Verursacht dann ein Impakt den Eintrag an Bruchstücken in eine Resonanz, kommt es zu einem komplexen Bestrahlungsbild. In diesem Fall sollte sogar die Mehrzahl der meteoritischen Proben genau dieses Phänomen aufweisen (vgl. HERZOG et al. 1997). Auf der anderen Seite schlagen MORBIDELLI & GLADMAN (1998) vor, dass die meisten bis 1 m großen Meteoroiden nicht direkt beim Impakt in eine Resonanz katapultiert werden, sondern aufgrund zu geringer kinetischer Energie nur in die Nähe einer solchen Zone geraten. Bis sie tatsächlich in den gravitativ beeinflussten Bereich eindringen, vergehen bis zu 60 oder 80 Ma.

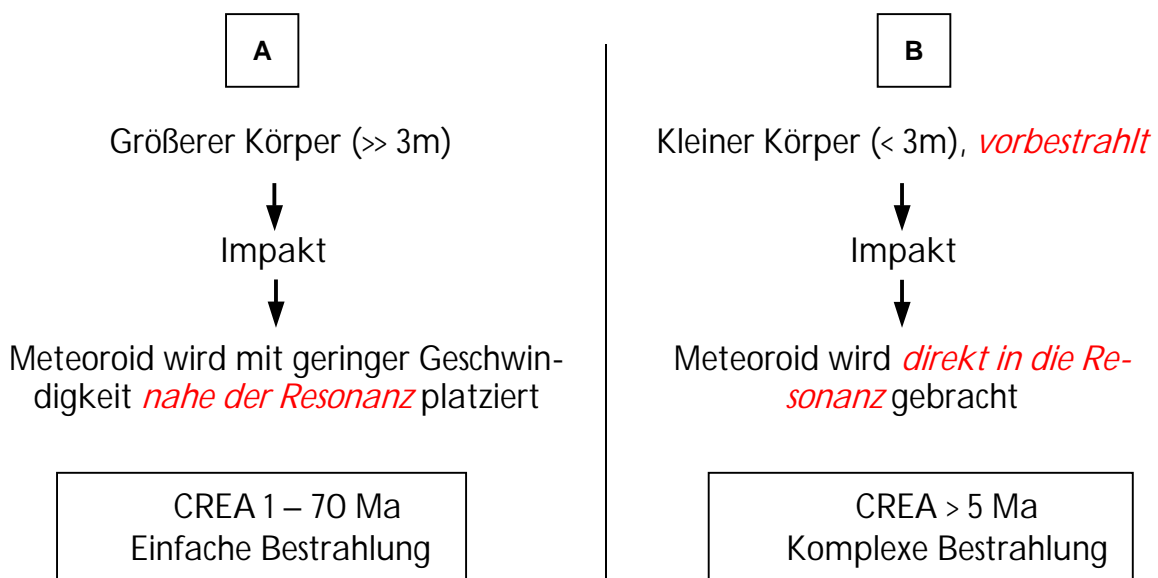


Abb. 64: Dynamische Entwicklungsmöglichkeiten und Bestrahlungsalter von Meteoroiden (nach MORBIDELLI & GLADMAN 1998; CREA = engl. *Cosmic Ray Exposure Ages*, Bestrahlungsalter)

### 6.3. Beispiele

Die Bestrahlungsalter der meisten Chondrite liegen zwischen 5 und 50 Millionen Jahren (vgl. Abb. 47 5.2.4.3.). Geringere Alter sind selten, und nur wenige Proben zeigen bis heute Bestrahlungsalter  $< 5$  Ma, die einer direkten Erzeugung des Meteoroiden in einer Resonanz entsprechen (GLADMAN et al. 1997, MORBIDELLI & GLADMAN 1998, s. 6.2.). Von den Meteoriten mit kleinen Altern weisen viele wiederum eine komplexe und damit insgesamt doch längere Bestrahlungsgeschichte auf (GRAF & MARTI 1995, HERZOG et al. 1997). Im Folgenden sollen 6 Beispiele für Meteorite mit kurzer kosmischer Bestrahlung aufgeführt werden (Tab. 21, Abb. 66). Hinweise auf eine komplexe Bestrahlungsgeschichte liegen für 5 der 6 Proben nicht vor.

Probe	Typ	$^3\text{He}$	$^4\text{He}$	$^{21}\text{Ne}$	T[21]
EET96026*	CO?	0.438	4.1	0.058	0.18
		0.432	4.3	0.059	0.18
DaG304*	H6	1.150	897	0.338	1.09
		1.130	723	0.331	1.07
Farmington*	L5	0.036	67	0.008	0.03
		0.060	120	0.012	0.04
Galim a	LL6	0.034	926	0.010	0.031
		0.036	1850	0.011	0.033
		0.033	1884	0.0089	0.027
Galim b	EH3	0.063	909	0.018	0.072
		0.061	880	0.017	0.065
		0.061	869	0.018	0.068
EET87746	EH3	0.780	975	0.160	0.59
		0.610	976	0.120	0.42
St. Mark's	EH5	1.260	316	0.270	1.00
		1.050	292	0.270	1.00

Tab. 21: Gehalte der leichten Edelgase (in  $10^{-8}$   $\text{cm}^3\text{STP/g}$ ) und  $^{21}\text{Ne}$ -Bestrahlungsalter (in Ma) von 6 beispielhaften Meteoriten mit kurzer Bestrahlung. Galim a und b gehören zu einem Fall.

Alle E-Chondrite wurden im Rahmen dieser Arbeit gemessen. \* Quelle s. Text.

#### I. DaG304

DaG304 stammt aus der libyschen Sahara (Dar al Ghani) und ist ein Fund von 1997. Der Meteorit gehört zur Gruppe der H6-Chondrite und hat ein Bestrahlungsalter von 1.08 Ma (pers. Mittlg. P. SCHERER 1998).

#### II. EET87746

EET87746 ist ein EH3-Chondrit (METBASE 1997). Die Probe, auf einer Suchexpedition in der Antarktis (Elephant Moraine) 1987 entdeckt, wurde im Zuge dieser Arbeit datiert. Das Bestrahlungsalter ist ca. 0.5 Ma.

### III. EET96026

EET96026 zählt ebenfalls zu den Funden aus dem Bereich der antarktischen Elephant Moraine. Ursprünglich wurde die Probe als R-Chondrit klassifiziert. Eine Analyse ihrer Sauerstoffisotopie ergab dann jedoch, dass sie der Gruppe der kohligen Chondrite zuzuordnen ist (pers. Mittlg. R. N. CLAYTON an L. SCHULTZ 1998). Das berechnete  $^{21}\text{Ne}$ -Bestrahlungsalter beträgt 0.18 Ma (pers. Mittlg. L. SCHULTZ 1999).

### IV. Farmington

Der Fall dieses L-Chondriten konnte 1890 beobachtet und die Umlaufbahn danach rekonstruiert werden. Bereits 1962 berechnete ANDERS ein Bestrahlungsalter auf der Grundlage des kosmogenen Radionuklids  $^{26}\text{Al}$ . Er erhielt einen Wert von  $< 0.2$  Ma. Spätere  $^{21}\text{Ne}$ -Messungen führten zu einem Alter von ca. 0.035 Ma (pers. Mittlg. L. SCHULTZ 1999).

### V. Galim a und Galim b

Diese beiden Proben stellen denselben und gleichzeitig einen besonderen Fall dar. Ihr Auftreffen auf der Erde wurde 1952 in Kamerun beobachtet. Neben 6 LL6-Bruchstücken konnte an gleicher Stelle auch ein EH3-Fragment entdeckt werden. Die Meteorite lagen dicht zusammen und zeigten keine Verwitterungsspuren (CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY & BOUROT-DENISE 1983). Anschließende mineralogische Untersuchungen legten dann nahe, dass es sich bei dem Fall um eine polymikte Brekzie aus LL-chondritischem Gestein mit EH-chondritischen Klusten handelt (RUBIN 1997).

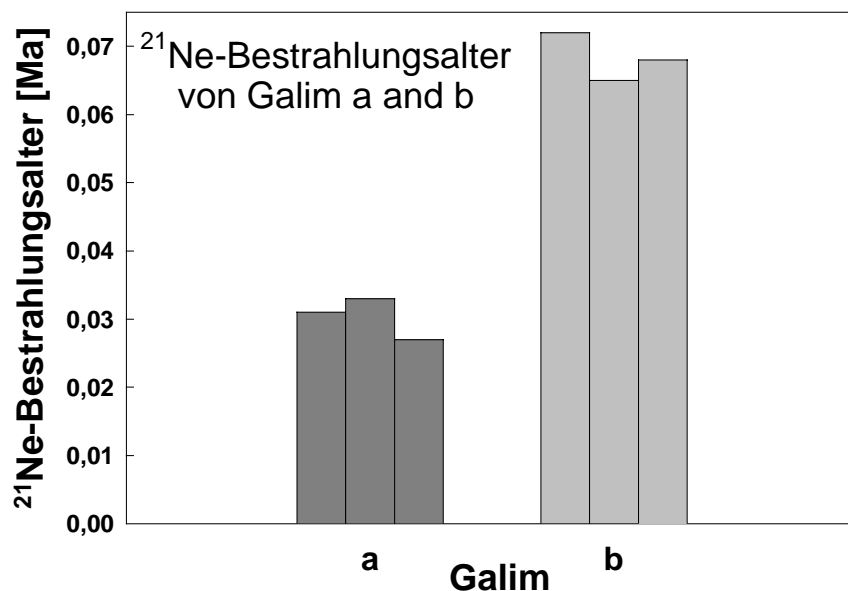


Abb. 65: Bestrahlungsalter-Diagramm für Galim a und b. Je Probe wurden drei Messungen durchgeführt.

Von beiden Gesteinstypen wurden in dieser Arbeit die Edelgasgehalte bestimmt und Bestrahlungsalter berechnet. Alle Daten unterstützen dabei die These von RUBIN (1997). Galim b liefert ein kosmogenes  $^{21}\text{Ne}$ -Alter von durchschnittlich 0.065 und Galim a von 0.03 Ma (Abb. 65). Die

Differenz zwischen beiden Werten lässt sich durch eine frühere Bestrahlung der EH3-Klasten vor der Rekompaktion als polymikte Brekzie auf dem LL-chondritischen Mutterkörper erklären.

#### VI. St. Mark's

Auch St. Mark's zählt zu den Enstatit-Chondriten und zur Probenreihe dieser Arbeit. Das extraterrestrische Gestein wurde nach seinem Fall 1903 in Südafrika als EH5-Chondrit klassifiziert. Beide Edelgasmessungen ergaben Bestrahlungsalter von 1 Ma.

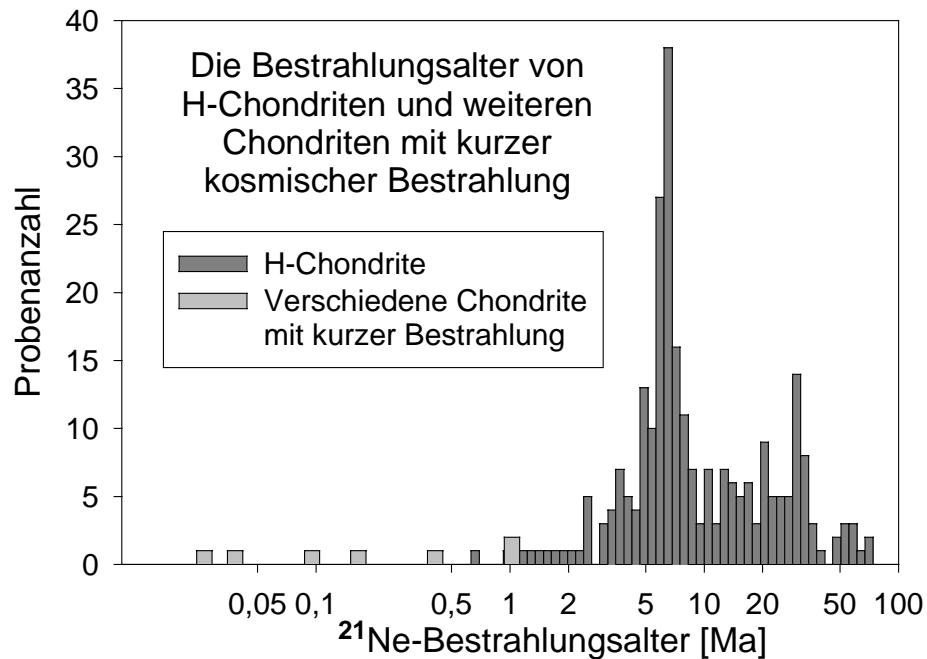


Abb. 66: Die Bestrahlungsalter von H-Chondriten (exemplarisch für die Gruppe der gewöhnlichen Chondrite, SCHULTZ & WEBER 1996) und der hier vorgestellten Proben. Die Unsicherheit der H-chondritischen Bestrahlungsalter beträgt 10 %, die der Alter der Chondrite mit kurzer Bestrahlung 20 %.

## 6.4. Diskussion

Berechnungen zur Dynamik von Umlaufbahnen durch WETHERILL (1980) zufolge ist jeder Meteoroid während seines Flugs durch den Raum mehreren Kollisionsereignissen ausgesetzt. Bei der Bestimmung von Bestrahlungsaltern wird dennoch zunächst von einer einfachen Bestrahlungsgeschichte ausgegangen (vgl. 2.3.2.5.).

HERZOG et al. (1997) stellten in ihrer Arbeit fest, dass nur 4 von 8 gewöhnlichen Chondriten mit kleinen  $^{21}\text{Ne}$ -Bestrahlungsaltern ein Inventar an kosmogenen Nukliden besitzen, das mit einer einfachen Bestrahlungsgeschichte in Einklang steht. Die zweite wesentliche Beobachtung der Autoren betrifft den  $^3\text{He}$ -Gehalt der untersuchten Proben. Bei den komplex bestrahlten Chondriten geht mit der geringen kosmogenen  $^{21}\text{Ne}$ -Menge auch ein  $^3\text{He}$ -Defizit einher. Meteorite mit einfacher Bestrahlung zeigen diese Parallele seltener (u.a. SCHULTZ & WEBER 1995). SCHULTZ & WEBER (1995) schlagen vor, dass  $^3\text{He}$ -Diffusion hauptsächlich in Umlaufbahnen mit kleinen Peri-



helia anzutreffen sind. Solche Orbits bedingen durch die Nähe zu den inneren Planeten gleichzeitig eine nur relativ kurze Verweildauer der Meteoroiden. HERZOG et al. (1997) fügen nun hinzu, dass vermutlich eine kausale Beziehung zwischen kleinem  $^{21}\text{Ne}$ -Alter und  $^3\text{He}$ -Verlusten besteht, wobei aber nicht jeder Meteorit mit einem  $^3\text{He}$ -Defizit zwangsläufig komplex bestrahlt worden sein muss. Zur Erklärung der Seltenheit von Chondriten mit komplexer Bestrahlungsgeschichte und vollständigem  $^3\text{He}$ -Inventar bieten HERZOG et al. (1997) folgende Lösungen an:

1. Komplex bestrahlte Chondrite mit ungestörtem  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis sind auf der Erde statistisch unterrepräsentiert (engl. *sample bias*)
2. Umlaufbahnen mit kleinen Perihelia können von Meteoroiden nur durch einen höheren Energieaufwand, der von großen, aber selteneren Impaktereignissen geleistet werden muss, direkt erreicht werden. Besonders oberflächennahe, vorbestrahlte Gesteinsschichten sollten hiervon betroffen sein.

Eine komplexe Bestrahlungsgeschichte lässt sich kaum allein aus Edelgasmessungen ableiten. Für gewöhnlich ist auch die Bestimmung der Gehalte an kosmogenen Radionukliden notwendig (2.3.2.6.). Eine Ausnahme bilden regolithische Brekzien wie Galim. Hier zeigt sich bereits an den abweichenden Bestrahlungsaltern von Klasten und Wirtsgestein, dass verschiedene Phasen der Bestrahlung stattgefunden haben. Das Phänomen wird immer wieder in regolithischen Brekzien beobachtet (SCHULTZ et al. 1972, SCHULTZ & SIGNER 1977, LORIN & PELLAS 1979).

In Bezug auf die He-Konzentrationen fällt bei Galim auf, dass keine der beiden Proben radiogenes  $^4\text{He}$  bzw. kaum kosmogener  $^3\text{He}$  verloren hat. Dementsprechend gab es in der Umgebung des Gesteins weder vor noch im Anschluss an den Auswurf aus dem Mutterkörper wesentliche Temperaturerhöhungen. Dieselben Rückschlüsse sind für EET87746 und DaG311 gültig.

Im Gegensatz zu diesen Proben zeigen EET96026, Farmington und St. Mark's deutliche Defizite an radiogenem  $^4\text{He}$  und  $^{40}\text{Ar}$ . Hohe  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse geben dafür einen Hinweis auf thermisch unbeeinflusste Umlaufbahnen. Die Freisetzung der radiogenen Gase muss dementsprechend vor dem Meteoroiden-Stadium, d.h. zu einem späten Zeitpunkt in der Entwicklungsgeschichte des Mutterkörpers, abgelaufen sein. Sie hing höchstwahrscheinlich mit dem Einschlagsereignis, aus dem dann der jeweilige Meteoroid hervorging, zusammen.

Die Bestrahlungsalter der 6 oben beschriebenen Proben unterstützen allgemein die Aussage der Arbeiten von GLADMAN et al. (1997) und MORBIDELLI & GLADMAN (1998; s. 6.2.). Die Meteorite gelangten entweder auf kürzestem Weg vom Asteroidengürtel zur Erde oder stammten von Mutterkörpern, die bereits in relativer Nähe zur Erde kreisen (Abb. 67). Nimmt man an, dass die extraterrestrischen Gesteinsfragmente bei Kollisionen der größeren Art im Asteroidengürtel entstanden, muss durch den Einschlag einerseits ein signifikanter Gasverlust stattgefunden haben und andererseits der Meteoroid direkt in eine Resonanz oder sogar auf einen erdkreuzenden Orbit transportiert worden sein. Die Bestrahlungsalter von 1 Ma und weniger entsprechen dann dem mehr oder weniger direkten Flug vom Asteroidengürtel zur Erde. Dabei sind auch komplexe Be-

strahlungsgeschichten nicht auszuschließen. Kleine Alter  $< 2$  Ma entsprechen der zweiten, kurzen Bestrahlungsperiode, der mindestens ein längerer Zeitraum mit kosmischer Bestrahlung vorausging. Die letzte Phase wurde durch einen Einschlag ausgelöst, der das betreffende Objekt gleichzeitig auf die erdkreuzende Umlaufbahn katapultiert hat.

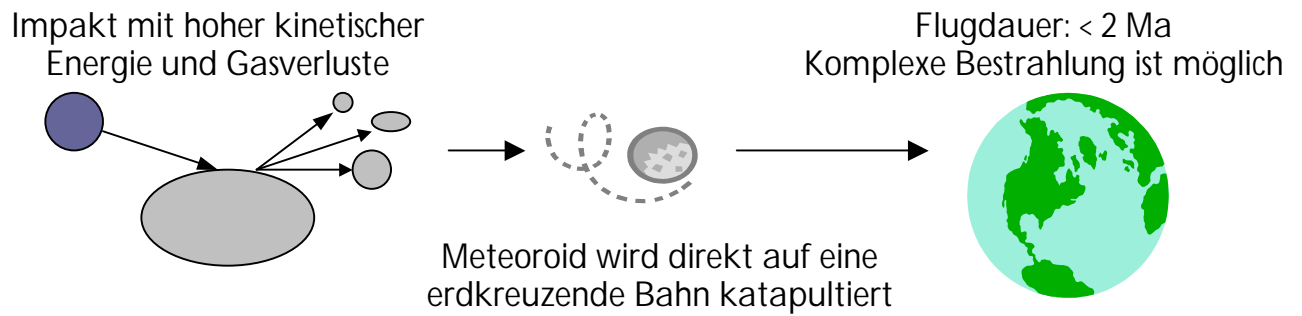


Abb. 67: Möglicher Entwicklungspfad zur Entstehung von Meteoriten mit kurzer Bestrahlung

## 7. Der Einfluss der Verwitterung auf die Bestrahlungsalter von Enstatit-Chondriten

### 7.1. Verwitterungsprozesse bei Enstatit-Chondriten

Die Erdoberfläche stellt ein stark oxidierendes Milieu dar. Es ist daher anzunehmen, dass die unter vergleichsweise reduzierenden Bedingungen entstandenen Enstatit-Chondrite mit der irdischen Atmosphäre und Oberflächenwässern sofort reagieren.

Als entscheidende Parameter für den Prozess der Verwitterung von Meteoriten spielen neben der mineralogischen Zusammensetzung auch die Korngröße, Porosität und Permeabilität des Gesteins eine Rolle. Darüber hinaus nehmen die klimatischen Bedingungen am Ort des Meteoritenfalls und die Dauer der Alteration Einfluss. Grundsätzlich liefert die mechanische Verwitterung (Hitze-, Frost- und Salzsprengung) wichtige Voraussetzungen für das Einsetzen einer intensiven chemischen Alteration, denn mechanisch zerkleinertes oder perforiertes Gestein ist chemischen „Angriffen“ leichter zugänglich (z.B. WHITE & BRANTLEY 1995, MATTHES 1996).

Neben den rein abiotischen Redoxprozessen laufen bei der Verwitterung außerdem Reaktionen ab, zu denen die Mikroflora eines Standorts entscheidend beitragen kann (Denitrifikation, Nitrat-Reduktion, Fermentation; SCHLESINGER 1991 u.a.).

Das für Verwitterung anfälligste Mineral der E-Chondrite ist Oldhamit (CaS), das bereits an der (feuchten) Luft oxidiert (pers. Mittlg. EL GORESY 1999). Darauf folgen Niningerit (MgS mit FeS, in EH-Chondriten, vgl. 2.2.2.) und Troilit (FeS) sowie die metallische Phase, die sich aufgrund des relativ hohen Si-Gehalts resistenter als Niningerit und Troilit verhält (pers. Mittlg. EL GORESY 1999). Das aus den Fe-haltigen Mineralen gelöste Eisen schlägt sich für gewöhnlich in unmittelbarer Nähe als Limonit (FeOOH) nieder (RAMDOHR 1973). S und P bilden zusammen mit Sauerstoff wasserlösliche Anionen (Sulfat- bzw. Phosphatanion). Bei entsprechendem Klima und ausreichend langer Einwirkung der Verwitterung gehen außerdem  $\text{Na}^+$  und  $\text{K}^+$  der Feldspäte (in E-Chondriten kommt > 90 % Albit, d.h. ein Na-Feldspat, vor, s. 2.2.2.) in Lösung (z.B. MATTHES 1996).

### 7.2. Verwitterungsklassifikation

Die Beschreibung des Verwitterungszustands einer Meteorits erfolgt nach zwei unterschiedlichen Methoden. Im NASA Johnson Space Center (Houston, USA) beurteilt man die hauptsächlich aus der Antarktis stammenden Proben im Handstück makroskopisch nach dem Rostgehalt (engl. *rustiness*). Die Klassen A, B und C bedeuten danach geringe, moderate und starke Verwitterung (GROSSMAN 1994).

Die zweite, genauere Vorgehensweise zur Bestimmung der Verwitterungsstufe bei extraterrestrischem Material beruht auf Dünnschliffen (WLOTZKA 1993). Je nach dem Zustand der Metallphase, des Troilits und der Silikate, die auch in dieser Reihenfolge bevorzugt oxidieren, wird von W0 (frische Fälle) bis W6 (sehr stark verwitterte Proben) eingeteilt (Tab. 22).

Bezeichnung	Mikroskopischer Zustand
W0	keine sichtbare Oxidation von Metall oder Sulfid
W1	geringfügige Oxidationssäume um Metall- und Sulfidkörner, feine Äderchen mit oxidierten Phasen
W2	mäßige Oxidation der metallischen Phase (20 – 60 % sind betroffen)
W3	starke Oxidation von Kamazit und Troilit (60 – 95 % sind umgewandelt)
W4	vollständige Oxidation von Kamazit und Troilit (> 95 %), jedoch noch keine Alteration der Silikate
W5	beginnende Verwitterung der mafischen Silikate, insbesondere entlang von Rissen
W6	deutliche Verwitterungsneubildungen aus Silikat (Tonminerale, Oxide)

Tab. 22: Verwitterungsstufen der Chondrite (aus WLOTZKA 1993)

### 7.3. Verwitterung von Meteoriten und Edelgasgehalte

Die Verwitterung des gewöhnlichen Chondriten *Holbrook* wurde anhand von drei Proben mit unterschiedlichen terrestrischen Altern untersucht (GIBSON & BOGARD 1978). Die Autoren kamen zu dem Schluss, dass durch die irdische Atmosphäre Veränderungen im Fe- und Mg-Gehalt eintraten und die Konzentration an metallischem Fe mit höheren terrestrischen Altern abnahm. Auch ein Teil des Na ging wahrscheinlich verloren. Die Häufigkeiten von Ti, Ca, Al, P, Mn, Ni und Cr blieben indes mehr oder weniger konstant, und die K-Menge stieg sogar an. Parallel zum Eisen-gehalt sanken außerdem die Konzentrationen an radiogenen und kosmogenen Edelgasen. Die kosmogenen  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ - und  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse variieren dabei unsystematisch.

SCHERER et al. (1994) unternahmen Edelgasmessungen an insgesamt 48 Chondriten aus heißen und kalten Wüsten und hielten zusammenfassend fest, dass der ursprüngliche, d.h. prä-terrestrische Edelgasgehalt der Meteorite grundsätzlich durch Alteration auf der Erde Veränderungen erfährt. Dies gilt insbesondere für Proben aus heißen Wüsten. In stark verwitterten Chondriten beobachteten die Autoren eine Verringerung der radiogenen He- und kosmogenen Ne-Häufigkeiten sowie gleichzeitig einen Überschuss an atmosphärischem Kr und Xe. Das Ausmaß der terrestrischen Kontamination lässt sich generell in den Isotopen und Konzentrationen der schweren Edelgase nachvollziehen. Der Verwitterungsgrad und die Menge an getrappten atmosphärischen Gasen korrelieren dabei für die meisten Chondrite. Gleichzeitig kann aber die Häufigkeit eines schweren inerten Gases innerhalb einer Probe um den Faktor 6 schwanken.

Die Arbeit von BLAND et al. (1998) wirft ein neues Licht auf den Zusammenhang zwischen Klima und Verwitterung. Als Referenzgestein wählten die Autoren gewöhnliche Chondrite, die als häufigste Meteorite in Bezug auf ihre chemische Gesamtzusammensetzung und die Spurenelemente sehr gut untersucht sind. Die Proben, deren terrestrische Alter durch Datierungen über kosmogenes  $^{14}\text{C}$  bekannt waren, wurden mit der spektroskopischen  $^{57}\text{Fe}$ -Mössbauer-Methode analysiert.

Auf diese Weise ließen sich ursprünglich sehr ähnlich zusammengesetzte Gesteine mit unterschiedlicher Verwitterungsgeschichte und terrestrischem Alter vergleichen. Da gewöhnliche Chondrite vor ihrem Fall auf die Erde Fe nur in Form von Fe<sup>0</sup> und Fe<sup>2+</sup> enthalten, kann die gemessene Menge an Fe<sup>3+</sup> direkt mit der Alterationsstufe und dem Alter in Verbindung gebracht werden.

Die Ergebnisse von BLAND et al. (1998) deuten auf charakteristische Abweichungen bei den Verwitterungsphänomenen von Meteoriten aus verschiedenen Fundgebieten hin. Die Autoren schlagen aus diesem Grund vor, dass der individuelle Verwitterungsgrad und spezielle eisenhaltige Verwitterungsneubildungen die zur Zeit des Falls des Meteoriten herrschenden klimatischen Bedingungen einer Lokalität reflektieren. Sie bilden – in anderen Worten – einen klimatischen *fingerprint*. BLAND et al. (1998) rekonstruierten außerdem die einzelnen Stufen der Alteration und beschreiben ein initiales, eher kurzes aktives Stadium, das von einer langen passiven mit wenig bzw. langsamen Verwitterungsprozessen abgelöst wird. Die Einschränkung der Verwitterungsaktivität nach dem ersten Stadium beruht dabei auf einer Reduktion von Porosität und Permeabilität durch Verwitterungsneubildungen.

OZAKI et al. (1999) hatten es sich zur Aufgabe gemacht, die Modifikation der Häufigkeiten an Hauptelementen durch Verwitterung zu bestimmen. Sie konzentrierten ihre Analysen dabei auf antarktische gewöhnliche Chondrite des Typs 3. Die meisten bekannten Meteorite stammen aus der Antarktis, doch die Auswirkungen der dort ablaufenden Verwitterungsprozesse wurden bisher nicht im Detail erfasst. Reaktionen mit freiem Wasser können jedoch ausschließlich an der Eisoberfläche stattfinden (vgl. a. SCHULTZ 1988).

Im allgemeinen, so OZAKI et al. (1999), zeigen sich deutlich größere Standardabweichungen in den Elementkonzentrationen als aus Studien des Allende-Meteoriten bekannt sind. Entweder beruhen sie auf stärkeren Heterogenitäten in den betrachteten Proben oder auf einer unterschiedlichen Mobilisation durch terrestrische Verwitterung. Dabei waren alle siderophilen Elemente gleichermaßen betroffen. Im Vergleich zu nicht-antarktischen Chondriten besteht hier der Trend zu geringeren Häufigkeiten. Der bisher verwendete Verwitterungsindex für Meteorite (s. 7.2.) stimmt nur ungenau mit dem beobachteten Verlust an siderophilen Elementen überein. Die Autoren schlagen daher vor, auf der Grundlage dieser Nuklide eine weitere Klassifizierung des Verwitterungsgrades vorzunehmen. Außerdem sollte bei der allgemeinen Einteilung der Meteorite beachtet werden, dass antarktische gewöhnliche Chondrite des Typs 3 modifizierte siderophile Elementkonzentrationen aufweisen können.

#### 7.4. Ein Experiment zur Verwitterung von E-Chondriten

Wie bereits in Abschnitt 5.2.4.2. dargelegt, besteht zwischen vielen kosmogenen  $^{21}\text{Ne}$ - und  $^{38}\text{Ar}$ -Bestrahlungsaltern der Enstatit-Chondrite eine über der abgeschätzten Unsicherheit liegende Diskrepanz (Abb. 68). Solche Unterschiede sind von den gewöhnlichen Chondriten nicht bekannt. Da die  $^{21}\text{Ne}$ -Daten als die zuverlässigeren gelten, muss für die abweichenden Ar-Alter eine Erklärung gefunden werden.

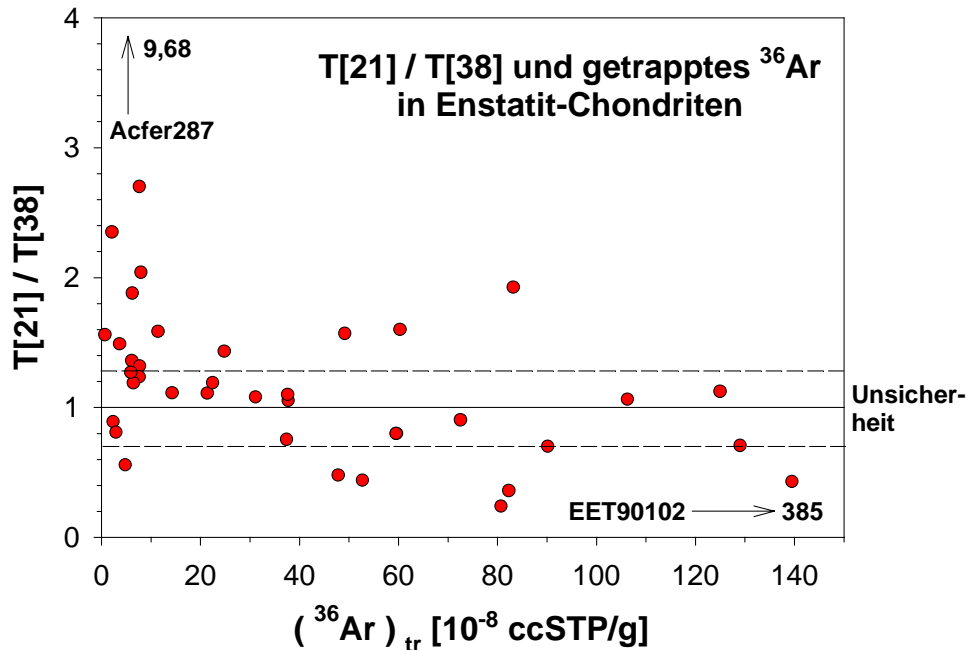


Abb. 68: Der Zusammenhang zwischen dem Gehalt an getrapptem  $^{36}\text{Ar}$  und dem Verhältnis zwischen  $^{21}\text{Ne}$ - und  $^{38}\text{Ar}$ -Bestrahlungsaltern. Die Unsicherheit beträgt etwa  $\pm 25\%$ . T[21] ist das  $^{21}\text{Ne}$ -, T[38] das  $^{38}\text{Ar}$ -Bestrahlungsalter.

Bei E-Chondriten, deren Ar-Alter sehr viel kleiner als die  $^{21}\text{Ne}$ -Werte ausfallen, kommt eine unzureichende Korrektur durch große getrappte Gasmengen nicht in Frage (Abb. 68). Hier kann davon ausgegangen werden, dass kosmogenes  $^{38}\text{Ar}$  durch den Einfluss von Alteration auf der Erde verloren ging. Die Haupttargetelemente dieses kosmogenen Nuklids bilden Ca und die in E-Chondriten reichlich vertretene Metallphase (Fe + Ni, ca. 25 – 30 Gewichts-%). Ca ist in Oldhamit (max. 2 Gewichts-%) und teilweise auch Plagioklas (max. 16 Gewichts-%, < 10 % Ca-Plagioklas) gebunden. Besonders Oldhamit reagiert – wie Troilit und Kamazit – schnell mit wässrigen Lösungen. Bei der Mobilisierung bzw. Umwandlung diffundierte dann vermutlich im Kristallgitter eingebautes kosmogenes Ar heraus.

Um die mögliche Einflussnahme durch Verwitterungsreaktionen zu überprüfen, wurde ein einfaches Experiment konzipiert, das die physikalischen Umweltbedingungen für eine enstatit-chondritische Probe in einem semiariden, subtropischen Gebiet der Erde nachstellen sollte. Als Alterationsprozesse wurden Beregnung und wechselnde Temperaturverhältnisse ausgewählt. Ein möglicher Einfluss durch Mikroflora oder Untergrundssubstrat wurde außer Acht gelassen.

Proben, Typen und Gewichte [mg]				
Probe	Typ	Fragment I	Fragment II	Fragment III
Abee	EH4 Schmelzbrekzie	11.87	28.06	38.60
Grein002	EH4/5	43.25	40.05	55.33
Ilafegh009	EL7	40.54	35.66	34.58
LEW87223	E3-anomal	51.33	44.61	80.99
LON94100	EL6	32.19	42.83	44.20
Pillistfer	EL6	33.03	14.82	27.73
Qingzhen	EH3	40.63	41.47	75.19
SAH97096	EH3	33.57	29.50	41.00
Eagle	EL6	-	-	-
Hvittis	EL6	-	-	-
Indarch	EH4	-	-	-
Gewichte $\pm 0.04$ mg; die Nummern I bis III entsprechen den drei experimentellen Phasen				

Tab. 23: Die Probenauswahl für das Verwitterungsexperiment

Die Probenwahl für das insgesamt 12 Wochen andauernde Experiment fiel auf solche Meteorite, die zuvor keine wesentliche Diskrepanz zwischen  $^{21}\text{Ne}$ - und  $^{38}\text{Ar}$ -Bestrahlungsalter aufwiesen (meist Fälle). Von jedem Chondriten wurden dann drei unterschiedliche Bruchstücke (vgl. Tab. 23) in separate Glasschälchen platziert und wie folgt vorgegangen:

1. Die erste, vierwöchige Phase der künstlichen Verwitterung bestand in einer täglichen, einmaligen Wässerung der ausgewählten Enstatit-Chondrite mit Mainzer Regenwasser (gesammelt während eines Wolkenbruchs im September 1998) sowie einer Erwärmung der Gesteine auf  $55^\circ$  bis  $60^\circ\text{C}$  mit Hilfe einer Infrarot-Lampe während des Tages (Abb. 72). Nach den ersten vier Wochen fand eine Edelgasmessung an je einem Fragment jeder Probe statt.
2. Darauf folgten vier weitere Wochen mit derselben Behandlungsprozedur und eine weitere Messung.
3. Im letzten Stadium kam zu der weiterhin betriebenen Wässerung und Erwärmung noch eine Abkühlung der restlichen Probenstücke im Gefrierschrank auf ca.  $-23^\circ\text{C}$  während der Nacht hinzu. Die Frostphase sollte die Porosität des Gesteins und Angriffsfläche für chemische Verwitterungsvorgänge erhöhen.

## 7.5. Ergebnisse und Diskussion

Bereits nach den ersten Tagen entwickelte sich um die Proben ein unterschiedlich stark ausgeprägter „Rosthof“ (hellrot bis dunkelrot, Abb. 71). Eine genauere Untersuchung der sekundären Minerale fand nicht statt. Akaganeit ( $\beta\text{-FeOOH}$ , instabil), Goethit ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) und Lepidokrokit

( $\gamma$ -FeOOH) (zusammenfassend auch als Limonit bezeichnet) waren jedoch sicherlich vorherrschend (vgl. MATTHES 1996, pers. Kom. EL GORESY 1999).

Nach ca. 2 Wochen begannen zusätzlich auf allen E-Chondriten, außer SAH97096, weiße, feintafelige bis nadelige Minerale auszukristallisieren. Hierbei handelte es sich wahrscheinlich um Ca-Sulfate (pers. Kom. EL GORESY 1999, Abb. 71). Im Laufe der letzten Verwitterungsstufe (nächtlicher Frost) bildeten sie sich wieder um und verschwanden von den Gesteinsoberflächen.

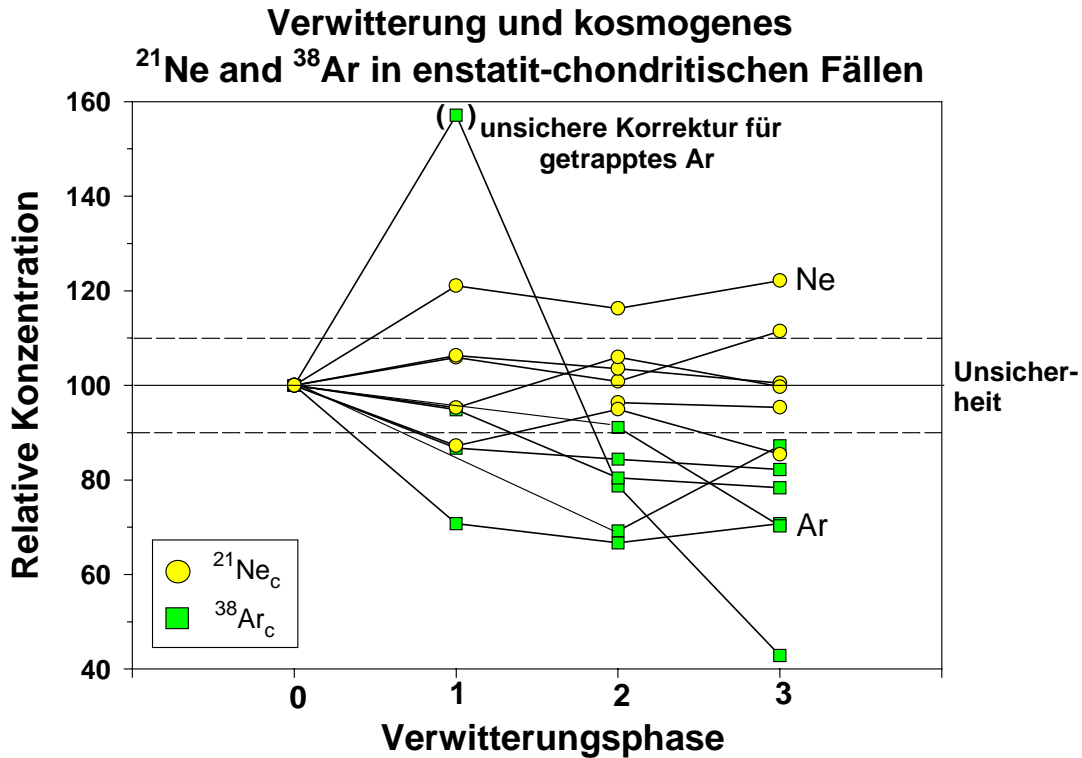


Abb. 69: Der Einfluss der Verwitterung auf den kosmogenen  $^{21}\text{Ne}$ - und  $^{38}\text{Ar}$ -Gehalt von enstatit-chondritischen Fällern. Die Unsicherheit der Gasmengen wurde auf 10 % geschätzt.

In Bezug auf die Edelgasgehalte der einzelnen Proben ließ sich feststellen, dass die kosmogenen  $^3\text{He}$ - und  $^{21}\text{Ne}$ -Konzentrationen und damit die jeweiligen Bestrahlungsalter zwar in einem Rahmen von max.  $\pm 10\%$  schwankten, aber keinem systematischen Trend folgten. Die Häufigkeiten des kosmogenen  $^{38}\text{Ar}$  in den Funden der Probenreihe variierten ebenfalls in nicht vorhersehbarer Weise. Im Gegensatz dazu verhielten sich die kosmogenen Ar-Anteile in den enstatit-chondritischen Fällern konkordant und nahmen insbesondere nach der ersten Verwitterungsphase signifikant ab (Abb. 69). Dieses Verhalten geht möglicherweise mit dem von BLAND et al. (1998) beschriebenen raschen ersten Alterationsstadium von meteoritischem Material konform.

In der Literatur werden auch der Verlust von He und Ne in Meteoriten mit zunehmendem terrestrischem Alter und Verwitterungsgrad geschildert (GIBSON & BOGARD 1978, SCHERER et al. 1994). Dieser Effekt kann zumindest teilweise einem „Verdünnungsprozess“ zugeschrieben werden. Dadurch, dass zu dem meteoritischen Material sekundäre Minerale als Produkte der Alteration hinzukommen, sinkt insgesamt die Konzentration der kosmogenen Nuklide im Gesamtge-



stein. Im oben dargelegten Experiment reichte vermutlich die zur Verfügung stehende Zeit nicht aus, um generell größere Mengen an Verwitterungsneubildungen in den E-Chondriten zu produzieren.

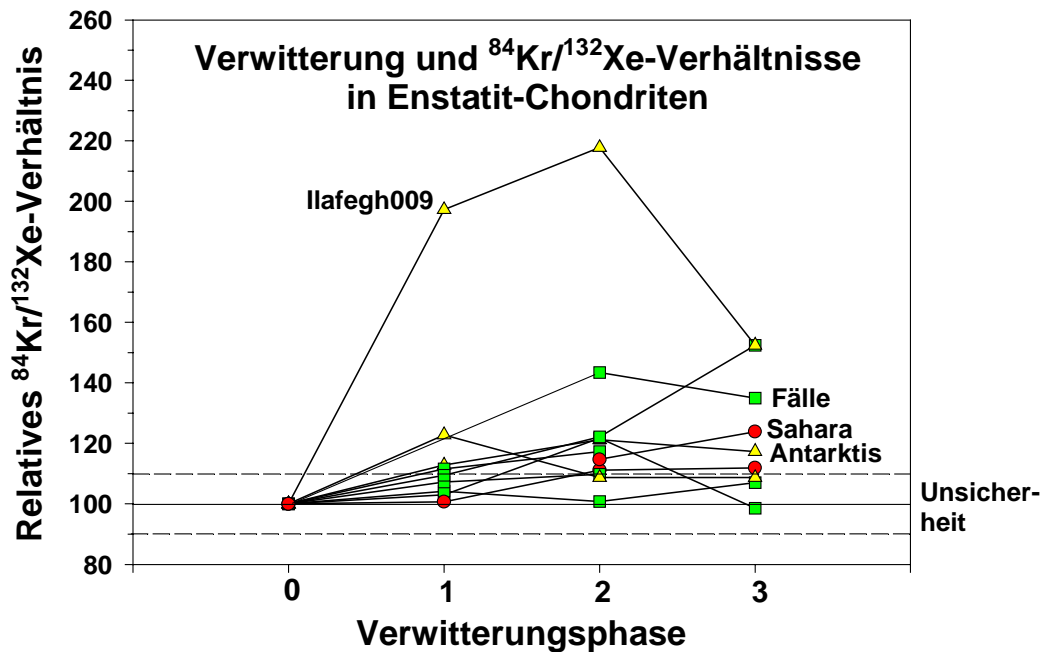


Abb. 70: Verwitterungseffekt auf die  $^{84}\text{Kr}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnisse. Das Verhältnis vor Beginn des Verwitterungsexperimentes gilt als 100 %. Unsicherheit der relativen Werte ca. 10 %.

Eine letzte Beobachtung betrifft die  $^{84}\text{Kr}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnisse der Proben. Sie steigen prinzipiell an und reflektieren damit eine atmosphärische Kontamination der schweren Edelgase (Abb. 70, vgl. SCHERER et al. 1994).

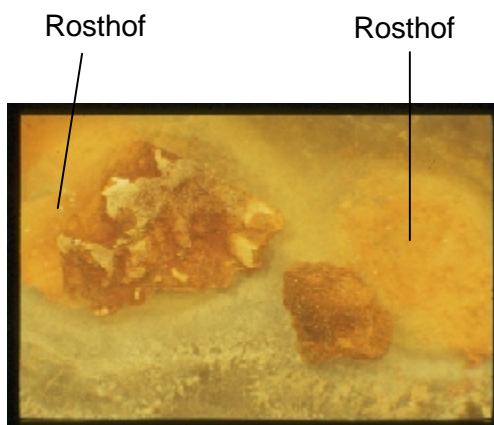


Abb. 71: Ilafegh009 nach 2 Wochen. Neben dem Rosthof, der sich bereits nach dem ersten Tag bildete, erschienen nach 2 Wochen außerdem feine weiße Kristalle, vermutlich Sulfate.



Abb. 72: Experimentelle Anordnung der Proben während der Tagzeiten. Die Infrarotlampe erzeugte in diesem Abstand etwa 55° bis 60°C.

## 8. Zusammenfassung und Ausblick

Insgesamt 47 Enstatit-Chondrite mit Vertretern aus allen bekannten petrologischen Klassen wurden auf ihre Edelgaskonzentrationen und –isotopenverhältnisse hin untersucht. Die Messdaten dienten zur Bestimmung des kosmogenen Edelgasanteils, der Berechnung und Darstellung kosmogener Bestrahlungsalter sowie der Quantifizierung weiterer Edelgaskomponenten (solare, radiogene und planetare). Ergänzend wurde der Einfluss der terrestrischen Verwitterung auf den Gehalt der inerten Gase in einer eigens konzipierten, einfachen Versuchsreihe näher beleuchtet. Zu den Ergebnissen dieser Arbeit zählen:

Die Bestrahlungsalter der Enstatit-Chondrite (E-Chondrite) liegen zwischen ca. 0.5 und 50 Millionen Jahre (Ma) und fallen damit in einen Zeitrahmen, der mit den gewöhnlichen Chondriten als häufigster Meteoritengruppe vergleichbar ist.

Aufgrund der relativ stark schwankenden chemischen Zusammensetzung der einzelnen Vertreter der E-Chondrite ergibt sich für die individuellen Bestrahlungsalter ein höherer Fehler als üblich (schätzungsweise 20 % gegenüber 10 bis 15 % bei den gewöhnlichen Chondriten). Die Aussagekraft von Häufungen in der Verteilung der Alter, die auf große Impaktereignisse hinweisen könnten, ist daher weniger überzeugend als bei H-, L- oder LL-Chondriten. Dem gegenwärtigen Bild nach zu urteilen, haben Einschläge mit starker Meteoroidenproduktion vermutlich vor etwa 8 Ma und 25 Ma stattgefunden. Diese möglichen Ereignisse korrelieren mit gehäuften Alterswerten bei den H- (7 Ma) und L-Chondriten (25 Ma).

Etwa 10 % der Enstatit-Chondrite gehören zur Gruppe der regolithischen Brekzien, die auf der Oberfläche eines Mutterkörpers anzutreffen sind, und zeigen die charakteristischen Häufigkeiten an solaren Edelgasen. Sie alle zählen zum petrologischen Typ 3.

In der elementaren Zusammensetzung der schweren Edelgase fällt auf, dass sich EH3-Chondrite von allen übrigen Typen unterscheiden. Während alle Proben der Klasse E4-6 vom subsolaren Edelgasmuster dominiert werden, enthalten EH3-Chondrite – im Widerspruch zu ihren relativ primitiven petrologischen Merkmalen – vorrangig eine relativ Ar-arme planetare Edelgaskomponente. Die Elementzusammensetzung der subsolaren Signatur entspricht einer Mischung aus planetaren und solaren Gasen. Das planetare Muster der EH3-Chondrite besitzt teilweise ein deutlich kleineres Ar/Xe-Verhältnis als die sog. Phase „Q“ und stellt offensichtlich eine Mischung aus Q- und in dieser Arbeit „sub-Q“ genannten Edelgasen dar.

Die isotopische Zusammensetzung der schweren, subsolaren Edelgase spiegelt die Elementverhältnisse des betreffenden Gasreservoirs wider: Sie liegt zwischen solaren und planetaren Werten.

Verwitterungsreaktionen auf der Erde können den Edelgasgehalt der verhältnismäßig eisen- und sulfidreichen Enstatit-Chondrite beeinflussen und die Konzentrationen an kosmogenem Argon signifikant reduzieren.

Um die Aussage zu großen Impaktereignissen auf dem enstatit-chondritischen Mutterkörper oder den Mutterkörpern, wie sie aus der Verteilung von Bestrahlungsaltern abgeleitet wird, zu untermauern, wäre eine Messung des Edelgasgehalts weiterer Proben hilfreich. In diesem Zusammenhang stellt sich zusätzlich die Frage, ob die Beobachtung, dass nur E-Chondrite vom Typ 3 zu regolithischen Brekzien gehören, signifikant ist oder nicht. Der gegenwärtige Stand der Ergebnisse spricht dafür, dass der oder die enstatit-chondritischen Mutterkörper einen konzentrischen Lagerbau mit E3-Chondriten als äußerster Schicht aufweisen.

In Bezug auf die Bestrahlungsalter der Enstatit-Chondrite wäre es außerdem interessant, die Konzentrationen anderer kosmogener Nuklide bzw. Radionuklide zu ermitteln und anhand dieser zu prüfen, ob oder in welchem Ausmaß eine komplexe Bestrahlung unter dieser Chondritengruppe vorkommt. Zu einem kleinen Teil liegen solche Daten bereits vor (z.B. HEYMAN & ANDERS 1967, HERZOG & ANDERS 1971, MERCHEL 1998). Neue Erkenntnisse hierzu könnten mehr Licht in die komplexe Thematik zur dynamischen Entwicklung meteoritischer Umlaufbahnen und zum Transfer von Meteoroiden aus dem Asteroidengürtel zur Erde bringen.

Schließlich wäre auch eine weitere Untersuchung der subsolaren Edelgaskomponente sinnvoll. Zusätzliche Ergebnisse könnten zu verstehen helfen, ob die unterschiedlichen Edelgasmuster in Meteoriten ursprünglich aus einem universell verbreiteten solaren Reservoir durch einen noch unbekanntem Prozess hervorgingen oder voneinander abweichende Edelgaszusammensetzungen von Anfang an im solaren Urnebel auftraten. Entsprechende Heterogenitäten sind für andere Elemente (z.B. Sauerstoff) bereits bekannt. Bisher ungeklärt ist auch die Frage, warum die nicht-equilibrierten E3-Chondrite eine vergleichsweise fraktionierte Edelgaskomponente enthalten, während die metamorph überprägten petrologischen Typen 4 bis 6 ein relativ primitives (im Sinne von unfraktioniert) Muster bei den inerten Gasen zeigen. Diese Verteilung steht im Einklang mit der Hypothese, dass die chemisch-petrologischen Charakteristika der Meteorite grundsätzlich vor oder während der Akkretion eingestellt und nicht durch metamorphe Ereignisse auf dem Mutterkörper hervorgerufen werden (KURAT 1988). Nach der Meinung anderer Autoren ist dagegen ein endogener metamorpher Prozess auf einem relativ großen Asteroid (mindestens 200 km im Durchmesser) notwendig, um beobachtete mineralogische Parameter in Enstatit-Chondriten zu erklären (z.B. EL GORESY et al. 1988).

Es ist wahrscheinlich, dass die verschiedenen Edelgaskomponenten in Enstatit-Chondriten auch in unterschiedlichen Wirtsmineralen fixiert sind. Eventuell ist das *trapping*-Verhalten dieser Phasen für die Fraktionierung der Gase verantwortlich. Eine nähere Untersuchung dieser Zusammenhänge wäre sicherlich in Zukunft ebenfalls sinnvoll.

## 9. Literaturverzeichnis

- ALAERTS L., LEWIS R.S. & ANDERS E. (1979a) Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origins – III. LL-chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 1399-1415.
- ALAERTS L., LEWIS R.S. & ANDERS E. (1979b) Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origin – IV. C3 (Ornans) carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 1421-1432.
- ALAERTS L., LEWIS R.S., MATSUDA J. & ANDERS E. (1980) Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origins - VI. Presolar components in the Murchison C2 chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 189-209
- ALBRECHT A., VOGT S., HERZOG G.F., KLEIN J., FINK D. & MIDDLETON R. (1991)  $^{26}\text{Al}$  und  $^{10}\text{Be}$  Contents of Murchison (C2) Chondrite. *Meteoritics* **26**, 312.
- ALBRECHT A., VOGT S., HERZOG G.F., MIDDLETON R., DEZFOULY-ARJOMANDY B., KLEIN J. & FINK D. (1992)  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$  und  $^{41}\text{Ca}$  in mesosiderites. *Lunar Planet. Sci.* **23**, 5.
- ALEXANDER C.M.O.D. (1997) Dust production in the galaxy: the meteorite perspective. AIP Conf. Proc. **402**, 567-593.
- ALEXANDER E.C. Jr. (1971) Plutonium-244: Confirmation as an extinct radioactivity. *Science* **172**, 837-840.
- ALEXEEV V.A. (1998) Parent bodies of L and H chondrites: Times of catastrophic events. *Met. Planet. Sci.* **33**, 145-152.
- AMARI S., LEWIS R.S. & ANDERS E. (1995) Interstellar grains in meteorites: III. Graphite and its noble gases. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 1411-1426.
- ANDERS E. (1962) Two Meteorites of Unusually Short Cosmic-Ray Exposure Age. *Science* **138**, 431-433.
- ANDERS E. (1964) Origin, age, and composition of meteorites. *Space Sci. Rev.* **3**, 583-714.
- ANDERS E. & EBIHARA M. (1982) Solar system abundances of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 2363-2380.
- ANDERS E. & GREVESSE N. (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 197-214.
- ANDERS E. & ZINNER E. (1993) Interstellar grains in primitive meteorites: diamond, silicon carbide, and graphite. *Meteoritics* **28**, 490-514.
- AYLMER D., BONANNO V., HERZOG G.F., WEBER H., KLEIN J. & MIDDLETON R. (1988)  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  production in iron meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **88**, 107.
- BAEDECKER P.A. & WASSON J.T. (1975) Elemental fractionation among enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 735-765.
- BEGEMANN F., ZHAOHUI LI, SCHMITT-STRECKER S., WEBER H.W. & ZITU XU (1985) Noble gases and the history of Jilin meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **72**, 247-262.
- BELL J.F., DAVIS D.R., HARTMANN W.K. & GAFFEY M.J. (1989) Asteroids: The big picture. In: *Asteroids II* (eds. T. Gehrels & M.S. Matthews). Univ. of Arizona Press, Tucson.
- BENKERT J.-P., BAUR H., SIGNER P. & WIELER R. (1993) He, Ne and Ar from the solar wind and solar energetic particles in lunar ilmenites and pyroxenes. *J. Geophys. Res. (Planets)* **98** (E7), 13147-13162.
- BHANDARI N., LAL D., RAJAN, R.S., ARNOLD J.R., MARTI K. & MOORE C.B. (1980) Atmospheric ablation of meteorites: A study based on cosmic ray tracks and Neon isotopes. *Nucl. Tracks* **4**, 213-262.
- BHANDARI N. & POTDAR M.B. (1982) Cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  and  $^{22}\text{Ne}$  depth profiles in chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **58**, 116-128.
- BHANDARI N., MATHEW K.J., RAO M.N., HERPERS U., BREMER K., VOGT S., WÖFLI W., HOFMANN H.J., MICHEL R., BODEMANN R. & LANGE H.-J. (1993) Depth and size dependence of cosmogenic nuclide production rates in stony meteoroids. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 1587.
- BINZEL R.P., GEHRELS T. & MATTHEWS M.S. (1989, eds.) *Asteroids Vol. II*. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- BISCHOFF A. & GEIGER T. (1995) Meteorites from the Sahara: find locations, shock classification, degree of weathering and pairing. *Meteoritics* **30**, 113-122.
- BISWAS S., WALSH T., BART G. & LIPSCHUTZ M.E. (1980) Thermal metamorphism of primitive meteorites – XI. The enstatite meteorites: origin and evolution of a parent body. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 2097-2110.
- BLACK D.C. (1972) On the origins of trapped helium, neon and argon isotopic variations in meteorites – I. Gas-rich meteorites, lunar soil and breccia. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36**, 347-375.
- BLACK D.C. & PEPIN R.O. (1969) Trapped neon in meteorites – II. *Earth Planet. Sci. Lett.* **6**, 395-405.
- BLAND P.A., SEXTON A.S., JULL A.J.T., BEVAN A.W.R., BERRY F.J., THORNLEY D.M., ASTIN T.R., BRITT D.T. & PILLINGER C.T. (1998) Climate and rock weathering: A study of terrestrial age dated ordinary chondritic meteorites from hot desert regions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 3169-3184.
- BOGARD D.D., NYQUIST L.E. & JOHNSON P. (1984) Noble gas contents of shergottites and implications for the martian origin of SNC meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 1723-1739.

- BRETT R. & KEIL K. (1985) Enstatite achondrites did not form from enstatite chondrites (abstract). *Meteoritics* **20**, 616.
- BRETT R. & KEIL K. (1986) Enstatite chondrites and enstatite achondrites (aubrites) did not come from the same parent body. *Earth Planet. Sci. Lett.* **81**, 1-6.
- BREZINA A. (1904) The arrangement of collections of meteorites. *Trans. Amer. Phil. Soc.* **43**, 211-247.
- BRITT D.T. & LEBOWSKY L.A. (1999) Asteroids. In: *Encyclopedia of the Solar System* (eds. P.R. Weissman, L.-A. McFadden & T.V. Johnson), pp. 585-605. Academic Press, San Diego.
- BÜHLER R.W. (1988) *Meteorite: Urmaterie aus dem interplanetaren Raum*. Birkhäuser Verlag Basel, Boston, Berlin.
- BURKE J.G. (1986) *Cosmic Debris*. Univ. California Press, Berkeley/Los Angeles.
- BUSEMANN H. (1998) Primordial noble gases in „Phase Q“ in carbonaceous and ordinary chondrites studied by closed system stepped etching. Diss. Univ. Hannover.
- CAFFEE M.W. & MACDOUGALL J.D. (1988) Compaction ages. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 289-300. Univ. Arizona Press, Tucson.
- CAFFEE M.W., GOSWAMI J.N., HOHENBERG C.M., MARTI K. & REEDY R.C. (1988) Irradiation records in meteorites. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 205-245. Univ. Arizona Press, Tucson.
- CASANOVA I., KEIL K. & NEWSOM H.E. (1993a) Composition of metal in aubrites: Constraints on core formation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 675-682.
- CASANOVA I., MCCOY T.J. & KEIL K. (1993b) Metal-rich meteorites from the aubrite parent body (abstract). *Lunar Planet. Sci.* **XXIV**, 259-260.
- CASSIDY W., HARVEY R., SCHUTT J., DELISLE G. & YANAI K. (1992) The meteorite collection sites of Antarctica. *Meteoritics* **27**, 490-525.
- CHAPMAN C.R. & MORRISON D. (1989) *Cosmic Catastrophies*. Plenum, New York.
- CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY M. & BOUROT-DENISE M. (1988) A new look at the Galim (a) and Galim (b) meteorites. *Mineral. Mag.* **52**, 519-525.
- CLAYTON R.N. (1983) *Principles of Stellar Evolution and Nucleosynthesis*. Univ. of Chicago Press, Chicago.
- CLAYTON R.N. (1993) Oxygen Isotopes in Meteorites. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **21**, 115-149.
- CLAYTON R.N., MAYEDA T.K. & RUBIN A.E. (1984) Oxygen isotopic compositions of enstatite chondrites and aubrites. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* **15**, *J. Geophys. Res., Suppl.*, **89**, pp. C245-249.
- CLAYTON R.N. & MAYEDA T.K. (1985) Oxygen isotopes in chondrules from enstatite chondrites: Possible identification of a major nebular reservoir (abstract). *Lunar Planet. Sci.* **16**, 142-143.
- CRABB J. & ANDERS E. (1981) Noble gases in E-chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 2443-2464.
- CRABB J. & SCHULTZ L. (1981) Cosmic-ray exposure ages of the ordinary chondrites and their significance for parent body stratigraphy. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 2151-2160.
- CRABB J. & ANDERS E. (1982) On the siting of noble gases in E-chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 2351-2361.
- CRESSY P.J. & BOGARD D.D. (1976) On the calculation of cosmic-ray exposure ages of stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 749-762.
- DAWSON K. R., MAXWELL J. A. AND PARSONS D. E. (1960) A description of the meteorite which fell near Abee, Alberta, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* **21**, 127-144.
- DICKIN A.P. (1995) *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- DODD R.T. (1986) *Thunderstones and Shooting Stars*. Harvard Univ. Press Cambridge, Massachusetts and London, England.
- DYAKONOVA M.I. (1964) Conference on the analytical methods of study of meteorites (in Russian). *Meteoritika* **24**, 225-226.
- DYAKONOVA M. I. (1968) Khimicheskii sostav semi khondritov raznykh tipov (Chemical analyses of ordinary chondrites). *Meteoritika* **28**, 131-137.
- EASTON A.J. (1983) Grain-size distribution and morphology of metal in E-chondrites. *Meteoritics* **18**, 19-27.
- EASTON A. J. (1985) E-chondrites: Significance of the Partition of elements between 'silicate' and 'sulphide'. *Meteoritics* **20**, 89-101.
- EBERHARDT P., EUGSTER O., GEISS J. & MARTI K. (1966) Rare gas measurements in 30 stone meteorites. *Z. Naturforsch.* **A 21**, 414-426.
- EBERHARDT P., GEISS J., GRAF H., GRÖGLER N., MENDIA M.D., MÖRGELI M., SCHWALLER H., STETTLER A., KRÄHENBÜHL U. & VON GUNTEN H.R. (1972) Trapped solar wind noble gases in Apollo 12 lunar fines 12001 and Apollo breccia 10046. *Proc. 3rd Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **3**, 1821-1856. MIT Press.
- EBERHARDT P., JUNGCK M.H., MEIER F.O. & NIEDERER F.R. (1981) A neon-E rich phase in Orgueil: results obtained on density separates. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 1515-1528.
- EL GORESY A., YABUKI H., EHLERS K., WOOLUM D. & PERNICKA E. (1988) Quingzhen and Yamato-691: A tentative alphabet for the EH chondrites. *Proc. NIPR Symposium Antarct. Meteor.* **1<sup>st</sup>**, 65-101.

- EL GORESY A., WADHWA M., NAGEL H.-J., ZINNER E.K., JANICKE J. & CROZAZ G. (1992)  $^{53}\text{Cr}$ - $^{53}\text{Mn}$  systematics of Mn-bearing sulfides in four enstatite chondrites (abstract). *Lunar Planet. Sci.* **23**, 331-332.
- EUGSTER O. (1988) Cosmic-ray production rates for  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{83}\text{Kr}$ , and  $^{126}\text{Xe}$  in chondrites based on  $^{81}\text{Kr}$ -Kr exposure ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 1649-1662.
- EUGSTER O., EBERHARDT P. & GEISS J. (1967) Krypton and xenon isotopic composition in three carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **3**, 249-257.
- EUGSTER O., EBERHARDT P., GEISS J. & GRÖGLER N. (1983) Neutron-induced fission of uranium: a dating method for lunar surface material. *Science* **219**, 170-172.
- EUGSTER O., MICHEL T., NIEDERMANN S., WANG D. & YI W. (1993) The record of cosmogenic, radiogenic, fissiogenic, and trapped noble gases in recently recovered Chinese and other chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 1115.
- EUGSTER O., WEIGEL A. & POLNAU E. (1997) Ejection times of Martian meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 2749-2757.
- FARINELLA P., GONCZI R., FROESCHLÉ CH. & FROESCHLÉ C. (1993) The injection of asteroid fragments into resonances. *Icarus* **101**, 174-187.
- FAURE G. (1986) *Principles of Isotope Geology*. 2<sup>nd</sup> ed, John Wiley & Sons, New York.
- FOGEL R.A., HESS P.C. & RUTHERFORD M.J. (1988) The enstatite chondrite-achondrite link. *Lunar Planet. Sci.* **XIX**, pp. 342-343.
- FREDRIKSSON K., NELEN J. & FREDRIKSSON B.J. (1968) The LL-group chondrites. In: *Origin and Distribution of the Elements* (ed. L.H. Ahrens), pp. 457-466. Pergamon Press New York.
- FREUNDEL M. (1978) Trennung kleiner Mengen von Argon, Krypton und Xenon aus Gasgemischen zur massenspektrometrischen Analyse. Diplomarbeit Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- FRICK U. & CHANG S. (1977) Ancient carbon and noble gas fractionation. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* **VIII**, 263-272.
- GALLINO R., BUSSO M., PICCHIO G. & RAITERI C.M. (1990) On the astrophysical interpretation of isotopic anomalies in meteoritic SiC grains. *Nature* **348**, 298-302.
- GAULT D.E. (1969) On cosmic-ray exposure ages of stone meteorites. Abstract in: *Meteoritics* **4**, 177.
- GEHRELS T. (1994, ed.) *Hazards due to Comets and Asteroids*. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- GIBSON E.K. Jr. & BOGARD D.D. (1978) Chemical alterations of the Holbrook chondrite resulting from terrestrial weathering. *Meteoritics* **13**, 277-289.
- GLADMAN B., MIGLIORINI F., MORBIDELLI A., ZAPPALÁ V., MICHEL P., CELLINO A., FROESCHLÉ CH., LEVISON H.F., BAILEY M. & DUNCAN M. (1997) Dynamical lifetimes of objects injected into the asteroid belt resonances. *Science* **277**, 197-201.
- GILL R. (1996) *Chemical fundamentals of geology*. 2<sup>nd</sup> ed., Chapman & Hall London.
- GÖTZ W. (1984) Konstruktion und Inbetriebnahme eines Hochtemperaturextraktionsofens für Edelgasanalysen. Diplomarbeit Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- GRADIE J. & TEDESCO E. (1982) Compositional structure of the asteroid belt. *Science* **216**, 1405-1407.
- GRADY M.M., HUTCHISON R., MCCALL G.J.H. & ROTHERY D.A. (1998, eds.) *Meteorites – Flux with Time, Impact Effects*. *Geol. Soc. Special Publ.* **140**, Cambridge University Press, London.
- GRAF T., BAUR H. & SIGNER P. (1990) A model for the production of cosmogenic nuclides in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 2521-2534.
- GRAF T. & MARTI K. (1989) Exposure ages of H-chondrites and parent body structure. *Lunar Planet. Sci.* **XX**, 353-354.
- GRAF T. & MARTI K. (1991) Exposure ages of LL- and L/LL-chondrites and implications for parent body history. *Meteoritics* **26**, 340.
- GRAF T. & MARTI K. (1994) Collisional records in LL-chondrites. *Meteoritics* **29**, 643-648.
- GRAF T. & MARTI K. (1995) Collisional history of H chondrites. *J. Geophys. Res.* **100**, E10, 247-263.
- GREENBERG R. & NOLAN M. (1989) Delivery of asteroids and meteorites to the inner solar system. In: *Asteroids II* (eds. R. Binzel, T. Gehrels & M.S. Matthews), pp. 778-804. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- GRIEVE R.A.F. (1991) Terrestrial impact: the record in the rocks. *Meteoritics* **26**, 175-194.
- GROSSMAN J.N. (1994) The meteoritical Bulletin, No. 76, 1994 January: The U.S. Antarctic meteorite collection. *Meteoritics* **29**, 100-143.
- GROSSMAN J.N., RUBIN A.E. & WASSON J.T. (1988) ALH85085: A unique volatile-poor carbonaceous chondrite with possible implications for nebular fractionation processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **91**, 33-54.
- HARTQUIST T.W. & WILLIAMS D.A. (1995) *The chemically controlled cosmos*. Cambridge Univ. Press, London.
- HEIDE F. (1988) *Kleine Meteoritenkunde*. 3. Auflage, bearbeitet von F. Wlotzka, Springer Verlag Berlin Heidelberg New York.

- HEIDENREICH J.E. & THIEMENS M.H. (1985) The non-mass-dependent oxygen isotope effect in the electro-dissociation of carbon-dioxide: A step toward understanding NoMad chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, 1303-1306.
- HERBERT F. (1989) Primordial electrical induction heating of asteroids. *Icarus* **78**, 402-410.
- HERBERT F., SONETT C.P. & GAFFEY M.J. (1989) Protoplanetary thermal metamorphism: The protosolar wind electromagnetic induction hypothesis. In: *Sun in Time Conf.*, preprint.
- HERPERS U., VOGT S., BREMER K., HOFMANN H.-J., SUTER M., WÖFLI W., WIELER R., LANGE H.-J. & MICHEL R. (1995) Cosmogenic nuclides in differentiated Antarctic meteorites: Measurements and model calculations. *Planet Space Sci.* **43**, 545-556.
- HERTOGEN J., JANSSENS M.J., TAKAHASHI H., MORGAN J.W. & ANDERS E. (1983) Enstatite chondrites: Trace element clues to their origin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **47**, 2241-2255.
- HERZOG G. F. AND ANDERS E. (1971) Absolute scale for radiation ages of stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35**, 605-611.
- HERZOG G.F., VOGT S., ALBRECHT A., XUE S., FINK D., KLEIN J., MIDDLETON R., WEBER H. & SCHULTZ L. (1997) Complex exposure histories for meteorites with „short“ exposure ages. *Met. Planet. Sci.* **32**, 413-422.
- HEWINS R.H., JONES R.H. & SCOTT E.R.D. (1996, eds.) *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Cambridge Univ. Press. Cambridge.
- HEYMANN D. AND ANDERS E. (1967) Meteorites with short cosmic-ray exposure ages, as determined from their 26-Al content. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 1793-1809.
- HINTENBERGER H., VILCZEK E. & WAENKE H. (1964) Zur Frage der Diffusionsverluste von radiogenen und spallogenen Edelgasen aus Steinmeteoriten. *Z. Naturfor.* **19a**, 219-224.
- HINTENBERGER, H., SCHULTZ L. & WÄNKE H. (1966) Messung der Diffusionsverluste von radiogenen und spallogenen Edelgasen in Steinmeteteoriten II. *Z. Naturforsch.* **19A**, 1147-1159.
- HODGE P.W. (1994) *Meteorite Craters and Impact Structures of the Earth*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- HONDA M., KURITA K., HAMANO Y. & OZIMA M. (1982) Experimental studies of He and Ar degassing during rock fracturing. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 429-436.
- HUSS G.R. & ALEXANDER E.C. Jr. (1987) On the presolar origin of the „planetary“ noble gas component in meteorites. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 7<sup>th</sup>*, *J. Geophys. Res.* **92**, E710-E716.
- HUSS G.R. & LEWIS R.S. (1994a) Noble gases in presolar diamonds I: Three distinct components and their implications for diamond origins. *Meteoritics* **29**, 791-810.
- HUSS G.R. & LEWIS R.S. (1994b) Noble gases in presolar diamonds II: Components abundances reflect thermal processing. *Meteoritics* **29**, 811-829.
- HUSS G.R., LEWIS R.S. & HEMKIN S. (1996) The „normal planetary“ noble gas component in primitive chondrites: Compositions, carrier, and metamorphic history. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 3311-3340.
- IVANOV A.V., ULYANOV A.A., SKRIPNIK A.YA. & KONONKOVA N.N. (1984) The Kaidun polymikt carbonaceous breccia: The mixture of incompatible types of meteorites (abstract). *Lunar Planet. Sci.* **15**, 393-394.
- JAROSEWICH E. (1990) Chemical analyses of meteorites: A compilation of stony and meteorite analyses. *Meteoritics* **25**, 323-337.
- JENTSCH O. & SCHULTZ L. (1996) Cosmogenic noble gases in silicate inclusions of iron meteorite: Effects of bulk composition on elemental production rates. *J. Roy. Soc. Western Australia*, **79**, 67-71.
- KACZARAL P.W., DENNISON J.E., VERKOUTEREN R.M. & LIPSCHUTZ M.E. (1988) On mobile/volatile trace element trends in E3 chondrites. *Proc. Natl. Institute Polar Res. Symp. Antarctic Meteorites* **1**, 113-121.
- KALLEMEYN G.W. & WASSON J.T. (1986) Compositions of enstatite (EH3, EH4,5 and EL6) chondrites: Implications regarding their formation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 2153-2164.
- KALLEMEYN G.W., RUBIN A.E. & WASSON J.T. (1996) The compositional classification of chondrites: VII. The R chondrite group. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 2243-2256.
- KEIL K. (1968) Mineralogical and chemical relationships among enstatite chondrites. *J. Geophys. Res.* **73**, 6945-6976.
- KEIL K. (1969) Titanium distribution in enstatite chondrites and achondrites, and its bearing on their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **7**, 243-248.
- KEIL K. (1989) Enstatite meteorites and their parent bodies. *Meteoritics* **24**, 195-208.
- KEIL K. & FREDRIKSSON K. (1964) The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *J. Geophys. Res.* **69**, 3487-3515.
- KERRIDGE J.F. & MATTHEWS M.S. (1988, eds.) *Meteorites and the Early Solar System*. Univ. Arizona Press, Tucson, 1269 pp.
- KERRIDGE J.F. (1993) What can meteorites tell us about nebular condition and processes during planetesimal accretion? *Icarus* **106**, 135-150.
- KIMURA M. & LIN Y. (1999) Petrological and mineralogical study of Enstatite Chondrites with reference to their thermal histories. *Ant. Met. Res.* **12**, 1-18.

- KOCKARTS G. (1973) Helium in the terrestrial atmosphere. *Space Sci. Rev.* **14**, 723-757.
- KONG P., MORI T. & EBIHARA M. (1997) Compositional continuity of enstatite chondrites and implications for heterogeneous accretion of the enstatite chondrite parent body. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 4895-4914.
- KURAT G. (1988) Primitive meteorites: an attempt towards unification. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **A 325**, 459-482.
- LARIMER J.W. & BARTHOLOMAY M. (1979) The role of carbon and oxygen in cosmic gases: Some applications to the chemistry of mineralogy of enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 1455-1466.
- LEWIS R.S., SRINIVASAN B. & ANDERS E. (1975) Host phase of a strange xenon component in Allende. *Science* **190**, 1251-1262.
- LEWIS R.S., GROS J. & ANDERS E. (1977) Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origins 2. Separated minerals from Allende. *J. Geophys. Res.* **82**, 779-792.
- LEWIS R.S., MING T., WACKER J.F., ANDERS E. & STEEL E. (1987) Interstellar diamonds in meteorites. *Nature* **326**, 160-162.
- LEWIS R.S., AMARI S. & ANDERS E. (1994) Interstellar grains in meteorites: II. SiC and its noble gases. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 471-494.
- LEYA I., LANGE H.-J., NEUMANN S., WIELER R. & MICHEL R. (2000) The production of cosmogenic nuclides in stony meteoroids by galactic cosmic ray particles. *Met. Planet. Sci.* **35** (in press).
- LIN Y.T., NAGEL H.-J., LUNDBERG L.L. & EL GORESY A. (1991) MAC88136 - the first EL3 chondrite (abstract). *Lunar Planet. Sci.* **XXII**, 811-812.
- LIPSCHUTZ M.E. & SCHULTZ L. (1999) Meteorites. In: *Encyclopedia of the Solar System* (eds. P.R. Weissman, L.-A. McFadden & T.V. Johnson), pp. 629-671. Academic Press, San Diego.
- LODDERS K. (1996) Oldhamite in enstatite achondrites (aubrites). *Proc. NIPR Symp. Antarctic Meteorites* **9**, 127-142.
- LOEKEN T. (1993) Bestimmung des Edelgasgehaltes antarktischer H-Chondrite und ein Vergleich mit „Modernen Fällnen“. Diss. Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- LORIN J.C. & PELLAS P. (1979) Preirradiation History of Djermaia (H) Chondrite Breccia. *Icarus* **40**, 502-509.
- MACPHERSON G.J., WARK D.A. & ARMSTRONG J.T. (1988) Primitive material surviving in chondrites: Refractory inclusions. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 746-807. Univ. Arizona Press, Tucson.
- MARTI K. & GRAF T. (1992) Cosmic-ray exposure history of ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci.* **20**, 221-243.
- MASARIK J. & REEDY R.C. (1994) Effects of bulk composition on nuclide production processes in meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **23**, 5307-5317.
- MASON B. (1963) Olivine composition in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **27**, 1011-1023.
- MASON B. (1966) The enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **30**, 23-39.
- MASON B. (1971) *Handbook of Elemental Abundances in Meteorites*. Gordon and Breach Science Publishers, New York.
- MASON B. (1979) Data of Geochemistry, Cosmochemistry, Meteorites. *Geological Survey Professional Paper 440-B-1*. US Government Printing Office, Washington.
- MASON B. (1992) Petrographic descriptions. *Antarctic Met. Newsletter* **15**.
- MATSUDA J.-I., LEWIS R.S., TAKAHASHI H. & ANDERS E. (1980) Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origin - VII. C3V carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 1861-1874.
- MATTHES S. (1996) *Mineralogie - Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*. 5. Aufl., Springer Verlag, Berlin.
- MCCOY T.J., KEIL K., BOGARD D.D., (1995) Origin and history of impact-melt rocks of enstatite chondrite parentage. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 161-175.
- MCDOWELL A.F. & NYQUIST L.E. (1986) Cosmogenic nuclide production in ellipsoidal meteoroids (abstract). *Lunar Planet. Sci.* **XVII**, 528-529.
- MCFADDEN L.-A. (1999) Near-Earth Asteroids. In: *Encyclopedia of the Solar System* (eds. P.R. Weissman, L.-A. McFadden & T.V. Johnson), pp. 607-627. Academic Press, San Diego.
- MCSWEEN H.Y. Jr. (1987) *Meteorites and their Parent Planets*. Cambridge University Press, New York.
- MCSWEEN H.Y. Jr. (1994) What we have learned about Mars from SNC meteorites. *Meteoritics* **29**, 757-779.
- MCSWEEN H.Y. Jr. (1999) *Meteorites and their Parent Planets*. 2<sup>nd</sup> ed., Cambridge University Press, New York.
- MELOSH H.J. (1989) *Impact Cratering: A Geologic Process*. Oxford Univ. Press, London.
- MERCHEL S. (1998) Über die Wechselwirkung der kosmischen Strahlung mit extraterrestrischer Materie: Radiochemische Bestimmung der Produktionsraten von kosmogenen langlebigen Radionukliden in Meteoriten. Diss. Univ. zu Köln.
- METBASE (1997) Version 3.1 für Windows – Meteorite Data Retrieval Software © Jörn Koblitz, Fischerhude.



- METBASE (1999) Version 4.0 für Windows – Meteorite Data Retrieval Software © Jörn Koblitz, Fischerhude.
- MICHEL R., PFEIFFER F., THEIS S., BEGEMANN F., WEBER H., SIGNER P., WIELER R., CLOTH P., DRAGOVITSCH P., FILGES D. & ENGLERT P. (1989) Production of stable and radioactive nuclides in thick stony targets ( $r = 15$  and  $25$  cm), isotopically irradiated with 600 MeV protons. Simulation of the production of cosmogenic nuclides in meteorites. *Nucl. Instrum. Meth.* **B42**, 76-100.
- MICHEL R., DRAGOVITSCH P., CLOTH P., DAGGE G. & FILGES D. (1991) On the production of cosmogenic nuclides in meteoroids by galactic protons. *Meteoritics* **26**, 221.
- MICHEL R., LÜPKE M., HERPERS U., RÖSEL R., SUTER M., FILGES D., DRAGOVITSCH P., WÖFLI W., DITTRICH B. & HOFMANN H.J. (1993) Simulations of the interactions of GCR protons by irradiation of a thick stony target with 1.6 GeV protons. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* **169**, 13.
- MICHEL R. & EUGSTER O. (1994) Primitive xenon in diogenites and plutonium-244-fission xenon ages of a diogenite, a howardite, and eucrites. *Meteoritics* **29**, 593-606.
- MICHEL R., LÜPKE M., HERPERS U., RÖSEL R., SUTER M., DITTRICH-HANNEN B., KUBIK P.W., FILGES D. & CLOTH P. (1995) Simulation and modelling of the interaction of galactic protons with stony meteoroids. *Planet. Space Sci.* **43**, 557.
- MICHEL R., LEYA I. & BORGES L. (1996) Production of cosmogenic nuclides in meteoroids: accelerator experiments and model calculations to decipher the cosmic ray record in extraterrestrial matter. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B113**, 434.
- MICHEL R., BODEMANN R., BUSEMANN H., DAUNKE R., GLORIS M., LANGE H.-J., KIUG B., KRINS A., LEYA I., LÜPKE M., NEUMANN S., REINHARDT H., SCHNATZ-BÜTTGEN M., HERPERS U., SCHIEKEL T., SUDBROCK F., HOLMQVIST B., CONDE H., MALMBORG P., SUTER M., DITTRICH-HANNEN B., KUBIK P.W., SYNAL H.-A. & FILGES D. (1997) Cross sections for the production of residual nuclides by low- and medium-energy protons from the target elements C, N, O, Mg, Al, Si, Ca, Ti, V, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Sr, Y, Zr, Nb, Ba and Au. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B129**, 153.
- MICHLOVICH E.S., VOGT S., MASARIK J., REEDY R.C., ELMORE D & LIPSCHUTZ M.E. (1994) Aluminium-26,  $^{10}\text{Be}$ , and  $^{36}\text{Cl}$  depth profiles in the Canyon Diablo iron meteorite. *J. Geophys. Res.* **99**, 187-23.
- MONIOT R.K., KRUSE T.H., TUNIZ C., SAVIN W., HALL G.S., MILAZZO T., PAL D.K. & HERZOG G.F. (1983) The  $^{21}\text{Ne}$  production rate in stony meteorites estimated from  $^{10}\text{Be}$  and other radionuclides. *Geochim. Cosmochim. Acta* **47**, 1887-1895.
- MORBIDELLI A. & GLADMAN B. (1998) Orbital and temporal distributions of meteorites originating in the asteroid belt. *Meteorit. Planet. Sci.* **33**, 999-1016.
- MURER C.A., BAUR H., SIGNER P. & WIELER R. (1997) Helium, neon and argon abundances in the solar wind: In vacuo etching of meteoritic iron-nickel. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 1303-1314.
- NAGAO K., NAKAMURA T., MIURA Y.N. & TAKAOKA N. (1997) Noble Gases and Mineralogy of Primary Igneous Materials of the Yamato-793605 Shergottite. *Ant. Met. Res.* **10**, 125-142.
- NAKAMURA N., FUJIWARA T. & NOHDA S. (1990) Young asteroid melting event indicated by Rb-Sr dating of the Point of Rocks meteorite. *Nature* **345**, 51-52.
- NEUPERT U. (1996) Langlebige kosmogene Radionuklide in Meteoriten aus heißen und kalten Wüsten – Messung von natürlichen Vorkommen, Dünntargetwirkungsquerschnitten und Dicktargetproduktionsraten zur Rekonstruktion von Bestrahlungsgeschichten. Diss. Univ. Hannover.
- NEWTON J., FRANCHI I.A. & PILLINGER C.T. (1999) An Oxygen Isotope Study of Enstatite Meteorites. *Ant. Met.* XXIV, NIPR, Tokyo.
- NICHOLS R.H. Jr., HOHENBERG C.M., ALEXANDER C.M.O.D., OLINGER C.T. & ARDEN J.W. (1991) Xenon and neon from acid-resistant residues of Inman and Tieschitz. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 2921-2936.
- NICHOLS R.H. Jr., HOHENBERG C.M., HOPPE P., AMARI S. & LEWIS R.S. (1992)  $^{22}\text{Ne}$ -E(H) and  $^4\text{He}$  in single SiC grains and  $^{22}\text{Ne}$ -E(L) in single  $\text{C}_{\alpha}$  grains of known C-isotopic compositions. *Lunar Planet. Sci. Conf.* **XXIII**, 989-990.
- NISHIZUMI K., REGNIER S. & MARTI K. (1979) Cosmic ray exposure ages of meteorites: a recalibration. *Meteoritics* **14**, 499-500.
- NISHIZUMI K., REGNIER S. & MARTI K. (1980) Cosmic ray exposure ages of chondrites, pre-irradiation and constancy of cosmic ray flux in the past. *Earth Planet. Sci. Lett.* **50**, 156-170.
- NISHIZUMI K., ELMORE D. & KUBIK P.W. (1989) Update on terrestrial ages of Antarctic meteorites. *Meteoritics* **23**, 299-313.
- NISHIZUMI K., ARNOLD J.R., FINK D., KLEIN J. & MIDDLETON R. (1991)  $^{41}\text{Ca}$  production profile in the Allende meteorite. *Meteoritics* **26**, 379.
- OKADA A., KEIL K., TAYLOR G.J. & NEWSOM H. (1988) Igneous history of the aubrite parent asteroid: Evidence from the Norton County enstatite achondrite. *Meteoritics* **23**, 59-74.
- OLSEN E.E., BUNCH T.E., JAROSEWICH E., NOONAN A.F. & HUSS G.I. (1977) Happy Canyon: a new type of enstatite chondrite. *Meteoritics* **12**, 109-123.
- OTT U., MACK R. & CHANG S. (1981) Noble-gas-rich separates from the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 1751-1788.

- OTT U., KRONENBITTER J., FLORES J. & CHANG S. (1984) Colloidally separated samples from Allende residues: Noble gases, carbon and an ESCA study. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 267-280.
- OTT U., LÖHR H.-P. & BEGEMANN F. (1985a) Trapped neon in ureilites – a new component. In: *Isotopic ratios in the solar system/Rapports isotopiques dans le système solaire*, pp. 129-136. Centre National d'Etude Spatiale, Paris.
- OTT U., LÖHR H.-P. & BEGEMANN F. (1985b) Trapped noble gases in 5 more ureilites and the possible role of Q. *Lunar Planet. Sci. Conf. XVI*, 639-640.
- OTT U., BEGEMANN F., YANG J. & EPSTEIN S. (1988) S-process krypton of variable isotopic composition in the Murchison meteorite. *Nature* **332**, 700-702.
- OTTO M. (1995) *Analytische Chemie*. Wiley/VCH Weinheim.
- OZAKI H., KALLEMEYN G.W. & EBHARA M. (1999) Weathering effects on the chemical composition of antarctic UOC's. *Ant. Met. XXIV*, NIPR Tokyo.
- OZIMA M. & PODOSEK F.A. (1983) *Noble gas geochemistry*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- OZIMA M., WIELER R., MARTY B. & PODOSEK F.A. (1998) Comparative studies of solar, Q-gases, and terrestrial noble gases, and implications on the evolution of the solar nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 301-314.
- PANETH F., RAESBECK P. & MAYNE K.I. (1952) Helium 3 contents and age of meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2**, 300.
- PEDRONI A. & BEGEMANN F. (1994) On unfractionated solar noble gases in the H3-6 meteorite Acfer111. *Meteoritics* **29**, 632-642.
- PEPIN R.O. (1967) Trapped neon in meteorites. *Earth Planet Sci. Lett.* **2**, 13-18.
- PEPIN R.O. (1991) On the Origin and Early Evolution of Terrestrial Planet Atmospheres and Meteoritic Volatiles. *Icarus* **92**, 2-79.
- PEPIN R.O. (1992) Origin of the noble gases in the terrestrial planets. *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.* **20**, 389-430.
- PEPIN R.O. & SIGNER P. (1965) Primordial rare gases in meteorites. *Science* **149**, 253-265.
- PEPIN R.O. & PHINNEY D. (1978) Components of xenon in the solar system. *preprint*, Univ. of Minnesota.
- PETAEV M.I. & KHODAKOVSKY I.L. (1986) Thermodynamic properties and conditions of formation of minerals in enstatite meteorites. In: *Chemistry and Physics of Terrestrial Planets* (ed. S.K. Saxena), pp. 106-135. Springer-Verlag, New York.
- PLATZNER I.T. (1997) *Modern Isotope Ratio Mass Spectrometry*. John Wiley & Sons, Chichester.
- PODOSEK F.A. & SWINDLE T.D. (1988a) Extinct radionuclides. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 1093-1113. Univ. Arizona Press, Tucson.
- PODOSEK F.A. & SWINDLE T.D. (1988b) Nucleocosmochronology. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 1114-1126. Univ. Arizona Press, Tucson.
- PRIOR G.T. (1920) The classification of meteorites. *Mineral. Mag.* **19**, 51-63.
- RAMDOHR P. (1973) *The Opaque Minerals in Stony Meteorites*. Elsevier Publishing Company Amsterdam.
- REEDY R.C. (1985) A model for GCR-particle fluxes in stony meteorites and production rates of cosmogenic nuclides. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15<sup>th</sup>*, *J. Geophys. Res.* **90**, C722-728.
- REEDY R.C., ARNOLD J.R. & LAL D. (1983) Cosmic-ray record in solar system matter. *Science* **219**, 14.
- REEDY R.C. & MASARIK J. (1995) Production profiles of nuclides by galactic-cosmic-ray particles in small meteoroids. In: Workshop on Meteorites from Cold and Hot Deserts (eds. L. Schultz, J. Annestad & M. Zolensky), LPI-TR-95-02 (*Lunar and Planetary Institute; Houston, TX*), 55-57.
- REYNOLDS J.H. & TURNER G. (1964) Rare gases in the chondrite Renazzo. *J. Geophys. Res.* **69**, 3263-3281.
- RIEDER P.E., PEPIN R.O. & BECKER R.H. (1995) Noble gases and nitrogen released from lunar soil by acid etching. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 4983-4996.
- RUBIN A.E. (1983) Impact melt-rock clasts in the Hvittis enstatite chondrite breccia: Implications for a genetic relationship between EL chondrites and aubrites. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 14<sup>th</sup>*, B293-B300.
- RUBIN A.E. (1997) Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics and Planet. Sci.* **32**, 231-247.
- RUBIN A.E., SCOTT E.R.D. & KEIL K. (1997) Shock metamorphism of enstatite chondrites. *Lunar Planet. Sci.* **26**, 1197-1198.
- RUNCORN S.K., TURNER G. & WOOLFSON M.M. (1988, eds.) The solar system: chemistry as a key to its origin. *Proc. Trans. Royal Soc. London A.* **325**, 391-641.
- SABU D.D. & MANUEL O.K. (1980) Noble gas anomalies and synthesis of the chemical elements. *Meteoritics* **15**, 117-138.
- SCHEELHAS N., OTT U. & BEGEMANN F. (1990) Trapped noble gases in unequilibrated ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 2869-2882.
- SCHERER P., SCHULTZ L. & LOEKEN T. (1994) Weathering and Atmospheric Noble Gases in Chondrites. In: *Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry* (ed. J. Matsuda), pp. 43-53.
- SCHLESINGER W.H. (1991) *Biogeochemistry*. Academic Press San Diego.

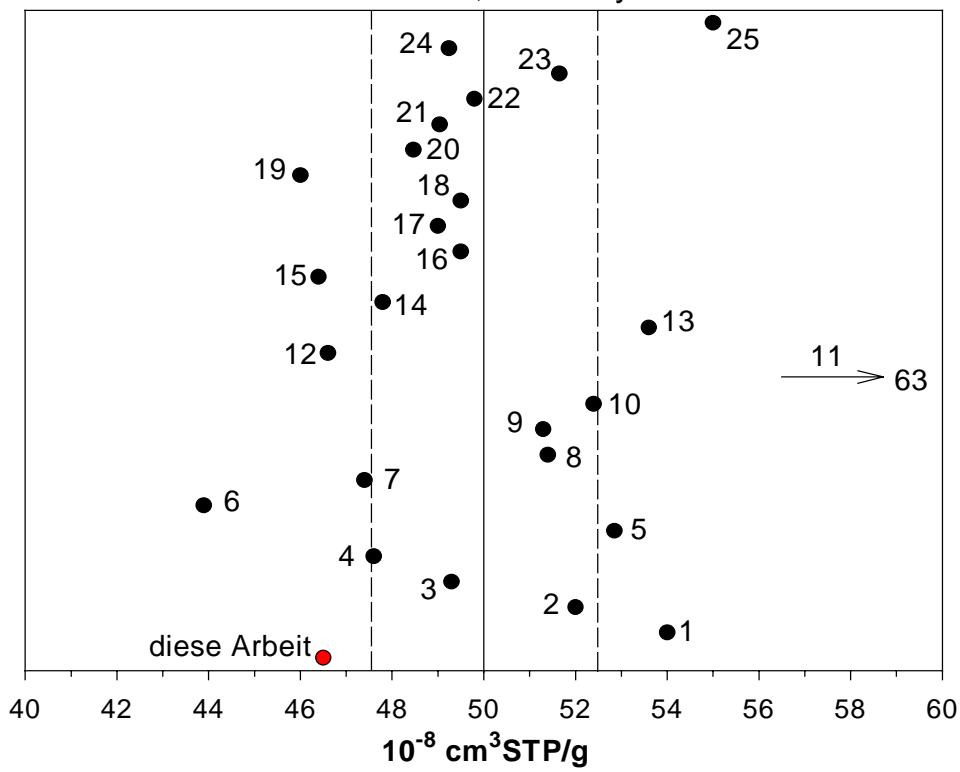
- SCHMITT R.T., DEUTSCH A. & STÖFFLER D. (1994) Shock recovery experiments with the H6 chondrite Ker-nouve at preshock temperatures of 293 and 920 K. Abstract in: *Meteoritics* **29**, 529-530.
- SCHULTZ L. (1976) On the cosmic-ray exposure age distribution in ordinary chondrites (abstract). *Meteoritics* **11**, 359-60.
- SCHULTZ L. (1988) Terrestrial Ages and Weathering of Antarctic Meteorites. In: *Workshop on Antarctic Meteorite Stranding Surfaces* (eds. W.A. Cassidy & I.M. Whillans). *LPI Tech. Rep.* **90-03**, 56-59.
- SCHULTZ L. (1987) Exposure ages of basaltic achondrites and implications for the stratigraphy of their parent body (abstract). In: *Workshop on Meteorites from Hot and Cold Deserts* (eds. L. Schultz, J.O. Annexstad & M.E. Zolensky), pp. 53-55. LPI Technical Report 95-02, Lunar and Planetary Institute Houston, Texas.
- SCHULTZ L. (1993) *Planetologie - Eine Einführung*. Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 270 S.
- SCHULTZ L., SIGNER P., LORIN J.C. & PELLAS P. (1972) Complex Irradiation History of the Weston Chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **15**, 403-410.
- SCHULTZ L. & SIGNER P. (1976) Depth dependence of spallogenic helium, neon, and argon in the St. Severin chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **30**, 191-199.
- SCHULTZ L. & SIGNER P. (1977) Noble Gases in the St. Mesmin Chondrite: Implications to the Irradiation History of a Brecciated Meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**, 363-371.
- SCHULTZ L. & FREUNDEL M. (1985) On the production rate of  $^{21}\text{Ne}$  in ordinary chondrites. In: *Isotopic Ratios in the Solar System* (ed. Centre National d'Etudes Spatiales), pp. 27-33. Cepadues-Editions, Toulouse.
- SCHULTZ L. & KRUSE H. (1989) Helium, neon, and argon in meteorites - A data compilation. *Meteoritics* **24**, 155-172.
- SCHULTZ L., WEBER H.W. & BEGEMANN F. (1991) Noble gases in H-chondrites and potential differences between Antarctic and non-Antarctic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 59-66.
- SCHULTZ L. & WEBER H. (1995) Exposure ages of H chondrites with helium loss (abstract). *Meteoritics* **30**, 575-576.
- SCHULTZ L. & WEBER H. (1996) Noble gases and H chondrite meteoroid streams: No confirmation. *J. Geophys. Res.* **101**, 21177-21181.
- SCHWEDT G. (1992) *Taschenatlas der Analytik*. Georg Thieme Verlag Stuttgart.
- SCHWEDT G. (1995) *Analytische Chemie. Grundlagen, Methoden und Praxis*. Georg Thieme Verlag Stuttgart.
- SCOTT E.R.D. (1988) A new kind of primitive chondrite, Allan Hills 85085. *Earth Planet. Sci. Lett.* **91**, 1-18.
- SEARS D.W.G. (1980) Formation of E-chondrites and aubrites - A thermodynamic model. *Icarus* **43**, 184-202.
- SEARS D.W., KALLEMEYN G.W. & WASSON J.T. (1982) The compositional classification of chondrites - II. The enstatite chondrite groups. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 597-608.
- SEARS D.W.G., WEEKS K.S. & RUBIN A.E. (1984) First known EL5 chondrite - Evidence for dual genetic sequence for enstatite chondrites. *Nature* **308**, 257-259.
- SEARS D.W.G. & DODD R.T. (1988) Overview and classification of meteorites. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 3-31. Univ. Arizona Press, Tucson.
- SHIBATA T., TAKAHASHI E. & MATSUDA J.-I. (1998) Solubility of neon, argon, krypton, and xenon in binary and ternary silicate systems: A new view on noble gas solubility. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 1241-1253.
- SIGNER P. & SUESS H.E. (1963) Rare gases in the Sun, in the atmosphere, and in meteorites. In: *Earth science and meteorites* (eds. J. Geiss & E.D. Goldberg), pp. 241-272. North Holland Publishing Co., Amsterdam.
- SKINNER B.J. & LUCE F.D. (1971) Solid solutions of the type (Ca, Mg, Mn, and Fe)S and their use as geothermometers for the enstatite chondrites. *Am. Mineral.* **56**, 1269-1296.
- SKOOG D.A. & LEARY J.J. (1996) *Instrumentelle Analytik. Grundlagen - Geräte - Anwendungen*. Springer Verlag Berlin.
- SRINIVASAN B., GROS J. & ANDERS E. (1977) Noble gases in separated meteoritic minerals: Murchison (C2), Ornans (C3), Karoonda (C5) and Abee (E4). *J. Geophys. Res.* **82**, 762-778.
- SRINIVASAN B. & ANDERS E. (1978) Noble gases in the Murchison meteorite: possible relics of s-process nucleosynthesis. *Science* **210**, 51-56.
- STÖFFLER D., BISCHOFF A., BUCHWALD V. & RUBIN A.E. (1988) Shock effects in meteorites. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 165-202. Univ. Arizona Press, Tucson.
- STÖFFLER D., KEIL K. & SCOTT E.R.D. (1991) Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 3845-3867.
- SUESS H.E. (1987) *The Chemistry of Our Solar System: An Elementary Introduction to Cosmochemistry*. John Wiley & Sons, New York.

- SWINDLE T.D. (1988) Trapped noble gases in meteorites. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 535-564. Univ. Arizona Press, Tucson.
- SWINDLE T.D. & PODOSEK F.A. (1988) Iodine-xenon dating. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 102-113. Univ. Arizona Press, Tucson.
- TAKAOKA N. (1972) An interpretation of general anomalies of xenon and the isotopic composition of primitive xenon. *Mass. Spectr. (Shitsuryo Bunseki)* **20**, 287-302.
- TANG M. & ANDERS E. (1988) Isotopic anomalies of Ne, Xe, and C in meteorites, II: Interstellar diamond and SiC carriers of exotic noble gases. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 1235-1244.
- TAYLOR S.R. (1992) *Solar System Evolution – A New Perspective: An inquiry into the chemical composition, origin, and evolution of the solar system*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- TILTON G.R. (1988) Radiometric dating. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 259-275. Univ. Arizona Press, Tucson.
- TSCHERMAK G. (1885) *The microscopic properties of meteorites*. Schweizerbart'scher Verlag, Stuttgart.
- TURNER G. (1988) Dating of secondary events. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 276-288. Univ. Arizona Press, Tucson.
- UREY H.C. (1955) The cosmic abundances of potassium, uranium, and thorium and the heat balance of the Earth, the Moon, and Mars. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* **41**, 127-144.
- UREY H.C. & CRAIG H. (1953) The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **4**, 36-82.
- VAN SCHMUS W.R. & WOOD J.A. (1967) A chemical-mineralogic classification for the chondrite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 747-765.
- VOGT S., HERZOG G.F. & REEDY R.C. (1990) Cosmogenic nuclides in extraterrestrial materials. *Rev. Geophys.* **28**, 253-275.
- VOGT S., AYLMEYER D., HERZOG G.F., WIELER R., SIGNER P., PELLAS P., FIÉNI C., TUNIZ C., JULL A.J.T., FINK D., KLEIN J. & MIDDLETON R. (1993) Multi-stage exposure history of the H5 chondrite Bur Gheluai. *Meteoritics* **28**, 71-85.
- WALLERSTEIN G., IBEN I. jr., PARKER P., BOESGAARD A.M., HALE G.M., CHAMPAGNE A.E., BARNES C.A., KÄPPELER F., SMITH V.V., HOFFMAN R.D., TIMMES F.X., SNEDEN C., BOYD R.N., MEYER B.S. & LAMBERT D.L. (1997) Synthesis of the elements in stars: forty years of progress. *Rev. Mod. Physics* **69**, 995-1084.
- WASSON J.T. (1967) The chemical classification of iron meteorites: I. A study of iron meteorites with low concentrations of gallium and germanium. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 161-180.
- WASSON J.T. (1974) *Meteorites*. Springer-Verlag Berlin.
- WASSON J.T. (1985) *Meteorites: Their Record of Early Solar System History*. Freeman.
- WASSON J.T. & WAI C.M. (1970) Composition of the metal, schreibersite and perryite of enstatite achondrites and the origin of enstatite chondrites and achondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34**, 169-184.
- WASSON J.T. & WETHERILL G.W. (1979) Dynamical, chemical and isotopic evidence regarding the formation locations of asteroids and meteorites. In: *Asteroids* (eds. T. Gehrels & M.S. Matthews). Univ. of Arizona Press, Tucson, pp. 926-974.
- WASSON J.T. & KALLEMEYN G.W. (1988) Composition of chondrites. *Rev. Geophys.* **10**, 711-759.
- WASSON J.T., OUYANG X., WANG J. & JERDE E. (1989) Chemical classification of iron meteorites: XI. Multi-element studies of 38 new irons and the high abundance of ungrouped irons from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 735-44.
- WASSON J.T. & KALLEMEYN G.W. (1990) Allan Hills 85085: A subchondritic meteorite of mixed nebular and regolithic heritage. *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**, 148-61.
- WATTERS T.R. & PRINZ M. (1979) Aubrites: Their origin and relationship to chondrites. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* **10<sup>th</sup>**, 1073-1093.
- WEEKS K.S. & SEARS D.W.G. (1985) Chemical and physical studies of type 3 chondrites – V: The enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, 1525-1536.
- WEIDENSCHILLING S. J. (1988) Formation processes and time scales for meteorite parent bodies. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 348-371. Univ. Arizona Press, Tucson.
- WEIGEL A. & EUGSTER O. (1994) Primitive trapped Xe in Lodran minerals and further evidence from EET84302 and Gibson for break-up of the lodranite parent asteroid 4 Ma ago. *Lunar Planet. Sci. Conf.* **XXV**, 1479-1480.
- WEISBERG M.K., PRINZ M. & NEHRU C.E. (1988) Petrology of ALH85085: A chondrite with unique characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* **91**, 19-32.
- WEISBERG M.K., BOESENBERG J.S., KOZHUSHKO G., PRINZ M., CLAYTON R.N. & MAYEDA T.K. (1995) EH3 and EL3 chondrites: A petrologic-oxygen isotopic study. *Lunar Planet. Sci. Conf.* **XXVI**, 1481-1482.
- WETHERILL G.W. (1953) Spontaneous fission yields from Uranium and Thorium. *Phys. Rev.* **92**, 907-912.
- WETHERILL G.W. (1974) Solar system sources of meteorites and large meteroids. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **2**, 303-331.

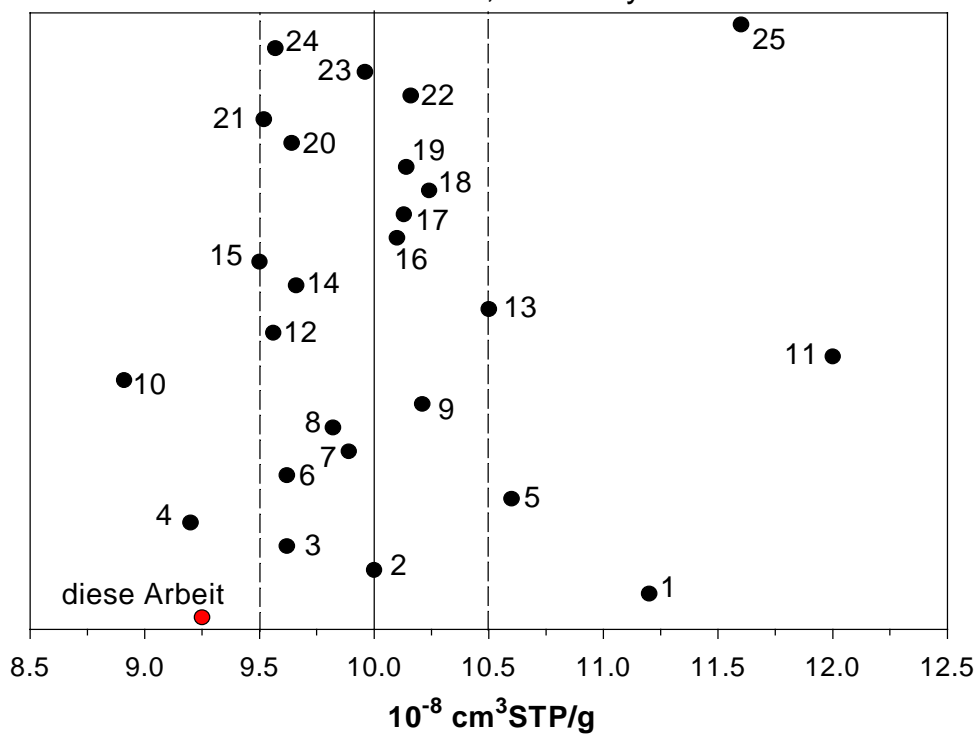
- WETHERILL G.W. (1980) Multiple cosmic-ray exposure ages of meteorites (abstract). *Meteoritics* **15**, 386-387.
- WETHERILL G.W. (1985) Asteroidal source of ordinary chondrites. *Meteoritics* **20**, 1-22.
- WETHERILL G.W. (1988) Where Do the Apollo Objects Come From? *Icarus* **76**, 1-18.
- WHITE W.M. (1998) *Geochemistry*. Online text book. Dept. Geo. Sci., Cornell University, Ithaca, New York.
- WHITE A.F. & BRANTLEY S.L. (1995, eds.) *Chemical weathering rates in silicate minerals*. Mineral. Soc. Am. Washington.
- WIELER R. (1998) The solar noble gas record in lunar samples and meteorites. *Space Sci. Rev.* **85**, 303-314.
- WIELER R., BAUR H. & SIGNER P. (1986) Noble gases from solar energetic particles revealed by closed system stepwise etching of lunar soil minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 1997-2017.
- WIELER R., ANDERS E., BAUR H., LEWIS R.S. & SIGNER P. (1991) Noble gases in „phase Q“: Closed system etching of an Allende residue. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 1709-1722.
- WIELER R., ANDERS E., BAUR H., LEWIS R.S. & SIGNER P. (1992) Characterisation of Q-gases and other noble gas components in the Murchison meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 2907-2921.
- WIELER R. & BAUR H. (1994) Krypton and Xenon from the solar wind and solar energetic particles in two lunar ilmenites of different antiquity. *Meteoritics* **29**, 570-580.
- WIELER R. & BAUR H. (1995) Fractionation of Xe, Kr and Ar in the solar corpuscular radiation deduced by closed system etching of lunar soils. *Astrophys. J.* **453**, 987-997.
- WIELER R., KEHM K., MESHNIK A.P. & HOHENBERG C.M. (1996a) Secular changes in the xenon and krypton abundances in the solar wind recorded in single lunar grains. *Nature* **384**, 46.
- WIELER R., GRAF TH., SIGNER P., VOGT S., HERZOG G.F., TUNIZ C., FINK D., FIFIELD L.K., KLEIN J., MIDDLETON R., JULL A.J.T., PELLAS P., MASARIK J. & DREIBUS G. (1996b) Exposure history of the Torino meteorite. *Met. Planet. Sci.* **31**, 265-272.
- WIIK H.B. (1956) The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **9**, 279-289.
- WIIK H. B. (1969) On the regular discontinuities in the composition of meteorites. *Commentationes Physico-Mathematicae* **34**, 135-145.
- WISDOM J. (1983) Chaotic behavior and the origin of the 3/1 Kirkwood gap. *Icarus* **56**, 51-74.
- WISDOM J. (1985) Meteorites may follow a chaotic route to Earth. *Nature* **315**, 731-733.
- WLOTZKA F. (1993) A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics* **28**, 460.
- WOOD J.A. (1979a) Review of metallographic cooling rates of meteorites and a new model for the planetesimals in which they formed. In: *Asteroids* (ed. T. Gehrels), pp.849-891, University of Arizona Press, Tucson.
- WOOD J.A. (1979b) *The Solar System*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, NJ.
- WOOD J.A. & MORFILL G.E. (1988) A review of solar nebula models. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 329-347. Univ. Arizona Press, Tucson.
- WOOLUM D.S. (1988) Solar-system abundances and processes of nucleosynthesis. In: *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J.F. Kerridge & M.S. Matthews), pp. 995-1020. Univ. Arizona Press, Tucson.
- YANAI K. & KOJIMA H. (1995) *Catalog of the Antarctic Meteorites*, 230.
- YANAI K., KOJIMA H. AND HARAMURA H. (1995) *Catalog of the Antarctic Meteorites collected from December 1969 to December 1994, with special reference to those represented in the collections of the National Institute of Polar Research*. National Institute of Polar Research, Tokyo, pp. 44-76, 212-213.
- ZADNIK M.G., WACKER J.F. & LEWIS R.S. (1985) Laboratory simulation of meteoritic noble gases, II. Sorption of xenon on carbon: Etching and heating experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, 1049-1059.
- ZAHNLE K. (1993) Planetary noble gases. In: *Protostars and Planets III* (eds. E.H. Levy & J.I. Lunine), pp. 1305-1338. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- ZHANG Y., BENOIT P.H. & SEARS D.W.G. (1992) The thermal history of enstatite chondrites. *Meteoritics* **27**, 310-311.
- ZHANG Y., BENOIT P.H. & SEARS D.W.G. (1995) The classification and complex thermal history of the enstatite chondrites. *J. Geophys. Res.* **100**, 9417-9438.
- ZINNER E. (1995) Interstellar grains from primitive meteorites: new constraints on nucleosynthesis theory and stellar evolution models. In: *Nuclei in the cosmos III*, pp. 567-579. AIP Press, Assergi, Italy.
- ZINNER E. (1998a) Stellar nucleosynthesis and the isotopic composition of presolar grains from primitive meteorites. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* **26**, 147-188.
- ZINNER E. (1998b) Trends in the study of presolar dust grains from primitive meteorites. *Meteoritics & Planet. Sci.* **33**, 549-564.

# Anhang

## $^3\text{He}$ in Bruderheim, Berkeley Standard



## $^{21}\text{Ne}$ in Bruderheim, Berkeley Standard



Fortsetzung nächste Seite

$(^{38}\text{Ar})_{\text{cos}}$  in Bruderheim, Berkeley Standard

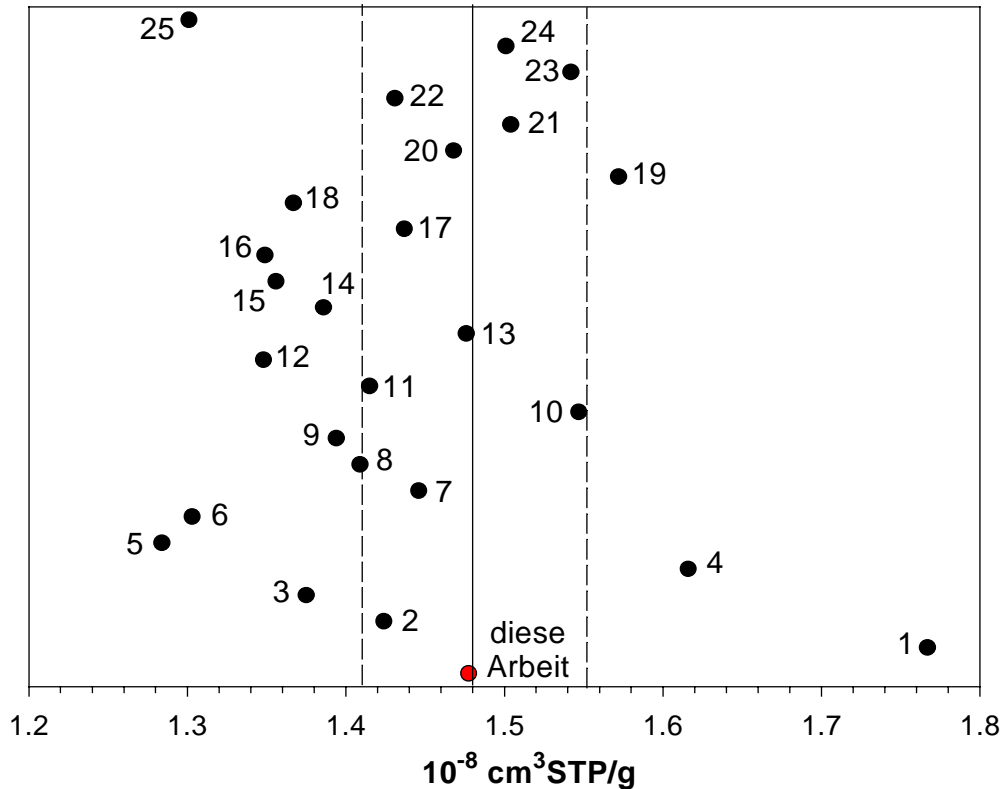


Abb. 1:  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  und  $^{38}\text{Ar}_{\text{cos}}$  in Bruderheim, Berkeley Standard; die jeweils durchgezogene Linie gibt den Mittelwert aller Messungen wider, die gestrichelten Linien bezeichnen eine Abweichung von  $\pm 5\%$ ; die Zahlen 1 bis 25 entsprechen folgenden Literaturangaben: **1** Alexander E.C. & Kaiser W.A. (1970) Priv. Com. to J. H. Reynolds. **2** Ganapathy R. (1970) Rare Gases from Serra De Mage Feldspar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 8, 221-222. **3** Hintenberger H., Weber H.W., Voshage H., Waenke H., Begemann F. & Wlotzka F. (1970) Concentrations and Isotopic Abundances of the Rare Gases, Hydrogen and Nitrogen in Apollo 11 Lunar Matter. *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* 1269-1282. **4** Huneke J.C., Podosek F.A., Burnett D.S. & Wasserburg G.J. (1972) Rare Gas Studies of the Galactic Cosmic Ray Irradiation History of Lunar Rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 269-301. **5** Kirsten T. (1972) Priv. Com. to J.H. Reynolds. **6** Levsky L.K. (1972) Priv. Com. to J.H. Reynolds. **7** Megrue G.H. & Steinbrunn F. (1972) Priv. Com. to J.H. Reynolds. **8** Ganapathy R. & Anders E. (1973) Noble Gases in Eleven H-Chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 359-362. **9** Schultz L. & Signer P. (1974) Helium, Neon und Argon in einigen Steinmeteoriten. In: *Analyse Extraterrestrischen Materials* (eds. W. Kiesel & H. Malissa jr.), 27-36. Springer, Wien. **10** Nagao K. & Takaoka N. (1979) Rare Gas Studies of Antarctic Meteorites. *Mem. Natl. Inst. Pol. Res. (Tokyo)*, Spec. Issue 12, 207-222. **11** Takaoka N., Saito K., Ohba Y. & Nagao K. (1981) Rare Gas Studies of Twenty-Four Antarctic Chondrites. *Mem. Natl. Inst. Pol. Res.*, Spec. Issue 20, 264-275. **12** Eugster O., Groegler N., Eberhardt P., Geiss J. & Kiesel W. (1981) Double Drive Tube 74001/2: a Two-Stage Exposure Model Based on Noble Gases, Chemical Abundances and Predicted Production Rates. *Proc. 12th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 541-558. **13** Nagao K., Ogata K., Takaoka N., & Saito K. (1983) Rare Gas Studies of Sixteen Stony Meteorites from

Antarctica. Mem. Natl. Inst. Pol. Res., Spec. Issue 30, 349-361. **14** Weber H.W., Braun O., Schultz L. & Begemann F. (1983) The Noble Gas Record in Antarctic and Other Meteorites. Z. Naturforsch. 38a, 267-272. **15** Graf T. (1989) Produktion kosmogener Nuklide in Meteoriten. Diss. ETH Zuerich, pp. 134. See also: Graf Th., Signer P., Wieler R., Herpers U., Sarafin R., Vogts S., Fieni Ch., Pellas P., Bonani G., Suter M. & Woelfli W. (1990) Cosmogenic nuclides and nuclear tracks in the chondrite Knyahinya. Geochim. Cosmochim. Acta 54, 2511-2520. **16** Weber H. (1989) Unpublished data, priv. com. **17** Weber H.W.(1991) priv. com. **18** Weber H.W.(1992) Unpublished data, priv. com. **19** Scherer P.(1993) Einfluss der terrestrischen Verwitterung auf den Edelgasgehalt und die Petrographie von Meteoriten; vergleichende Analysen von Chondriten aus polaren und subtropischen Trockenregionen. PhD-Thesis, Univ. Mainz, 1993. **20** Weber H.W.(1994) Unpublished data, priv. com. **21** Scherer P. (1996) priv. com. **22** Schultz L. & Weber H.W. (1996) Noble gases and H chondrite meteoroid streams: No confirmation. J. Geophys. Res. 101, 21,177-21,181. **23** Scherer P., Herrmann S. & Schultz L. (1997) Noble gases in 21 Saharan LL-chondrites: Exposure ages and possible pairings. Met. Planet. Sci. 33, 259-265. **24** Scherer P. & Schultz L. (1997) Noble gases, cosmic-ray exposure ages and pairing of H3-chondrites from the Sahara. Lunar Planet. Sci. XXVIII, 1251-1252 + priv. com. **25** Nagao K., Nakamura T., Miura Y.N., Okazaki R. & Takaoka N. (1997) Noble gas studies of Martian Iherzolitic meteorite Yamato 793605. Met. Planet. Sci. 32, A95-A96.



Nr.	Name	Typ + Lieferant	Nr.	Name	Typ + Lieferant
1	Abee	EH4 m.b., Mainz	25	Kota-Kota	EH3, London
2	Acfer287	E4, Münster	26	LEW87119	EL6, Houston
3	ALH84170	EH3, Houston	27	LEW87223	E3 an, Houston
4	ALH84206	EH3, Houston	28	LEW88180	EH5, Houston
5	ALH85119	EL3, Houston	29	LEW88714	EL6, Houston
6	ALH88046	EH3, Houston	30	LON94100	EL6, Houston
7	ALH88070	EH3, Houston	31	MAC88136	EL3, Houston
8	Atlanta	EL6, Mainz	32	PCA82518	EH3, Houston
9	Eagle	EL6, London	33	Pillistfer	EL6, Mainz
10	EET83322	EH3, Houston	34	Qingzhen	EH3, Mainz
11	EET87746	EH3, Houston	35	QUE94204	EH7 m.r., Houston
12	EET90102	EL6, Houston	36	RKPA80259	EH5, Houston
13	EET92063	EL6, Houston	37	SAH97096	EH3, Münster
14	Forrest033	EL6, Mainz	38	St. Mark's	EH5, Mainz
15	EET96103	EH4, Houston	39	Tanezrouft031	EL5, Münster
16	EET96135	EH4/5, Houston	40	TIL91714	EL5, Houston
17	EET96299	EH4/5, Houston	41	Y691	EH3, Tokyo
18	Galim b	EH3, Paris	42	Y74370	EH4, Tokyo
19	Grein002	EH4/5, Mainz	43	Y791790	EH3, Tokyo
20	GRO95626	EL6, Houston	44	Y791810	EH4, Tokyo
21	Happy Canyon	EL6 m.b., Mainz	45	Y792959	EH3, Tokyo
22	Hvittis	EL6, Mainz	46	Y793225	E6 an, Tokyo
23	Ilafegh009	EL7 m.r., Münster	47	Y8404	EH6, Tokyo
24	Indarch	EH4, Mainz			

Tab. 1: Name und Klassifizierung der bearbeiteten Enstatit-Chondrite (aus METBASE 1999, Abkürzungen für antarktische Fundgebiete: ALH = Allan Hills, EET = Elephant Moraine, GRO = Grosvenor Mountains, LEW = Lewis Cliff, LON = Lone Wolf Nunatak, MAC = MacAlpine Hills, PCA = Pecora Escarpment, QUE = Queen Alexandra Range, RKP = Reckling Peak, TIL = Thiel Mountains, Y = Yamato Mountains; SAH = Sahara); m.b. = *melt breccia*, m.r. = *melt rock*, an = *anomalous*; Probenlieferanten waren Houston = NASA, Tokyo = NIPR, Münster = Universität Münster, London = Natural History Museum, Paris = Museum National D'Histoire Naturelle, Mainz = hauseigene Sammlung.

Probe	Typ	Mg*	Al*	Si*	S*	Ca*	Fe+Ni*	Faktor
Parsa	EH3	10.3	0.79	16.60	5.85	0.81	29.76	<b>0.76</b>
PCA82518	EH3	11.4	0.87	16.60	5.85	0.77	27.30	<b>0.81</b>
Qingzhen	EH3	10.8	0.80	15.95 <sup>7</sup>	5.34 <sup>7</sup>	0.82	31.74	<b>0.78</b>
Indarch	EH4	10.5	0.78	16.46 <sup>5</sup>	5.19 <sup>5</sup>	0.86	29.34	<b>0.75</b>
Y74370	EH4	10.5	0.81	15.93 <sup>7</sup>	4.66 <sup>7</sup>	0.78	27.69	<b>0.75</b>
RKPA80259	EH5	10.3	0.81	13.13 <sup>4</sup>	3.99 <sup>4</sup>	0.72	26.51	<b>0.71</b>
St. Mark's	EH5	11.0	0.84	16.15 <sup>1</sup>	3.96 <sup>1</sup>	0.86	30.47	<b>0.78</b>
St. Sauveur	EH5	10.6	0.81	20.20 <sup>1</sup>	5.34 <sup>1</sup>	0.90	31.09	<b>0.81</b>
Hvittis	EL6	14.4	1.06	19.78 <sup>6</sup>	3.60 <sup>6</sup>	1.15	21.93	<b>0.98</b>
Jajh d. K. L.	EL6	14.6	1.07	20.46 <sup>3</sup>	3.19 <sup>3</sup>	1.02	21.73	<b>1.00</b>
Khairpur	EL6	14.0	1.05	20.38 <sup>1</sup>	3.95 <sup>1</sup>	0.91	21.27	<b>0.97</b>
Pillistfer	EL6	13.7	1.03	18.98 <sup>2</sup>	3.05 <sup>2</sup>	0.96	26.70	<b>0.94</b>
* Angaben in Gew.%; kursive Zahlen = Durchschnittswerte aus MASON (1971), alle Mg-, Al-, S- Fe- und Ni-Werte aus KALLEMEYN & WASSON (1986), <sup>1</sup> EASTON (1985), <sup>2</sup> DYAKONOVA (1968), <sup>3</sup> MASON (1966), <sup>4</sup> SEARS et al. (1984), <sup>5</sup> WIJK (1956), <sup>6</sup> WIJK (1969), <sup>7</sup> YANAI et al. (1995)								
ALH84170	EH3	10.9	0.82	16.60	5.85	0.91	32.80	<b>0.79</b>
Qingzhen	EH3	10.0	0.81	15.95 <sup>1</sup>	5.34 <sup>1</sup>	0.95	30.16	<b>0.74</b>
Abee	EH4	11.1	0.78	17.63 <sup>8</sup>	5.49 <sup>8</sup>	0.87	33.21	<b>0.81</b>
EET87746	EH4	10.9	0.84	16.60	5.85	0.87	31.42	<b>0.79</b>
LEW88180	EH5	11.1	0.81	17.40	5.66	0.72	33.11	<b>0.81</b>
ALH85119	EL3	12.8	1.00	16.60	5.85	1.05	28.27	<b>0.88</b>
MAC88136	EL5	12.0	0.95	17.40	5.66	1.07	28.27	<b>0.85</b>
TIL91714	EL5	13.6	1.01	17.40	5.66	1.16	22.67	<b>0.93</b>
LEW88714	EL6	11.4	1.04	19.40	3.32	0.72	23.27	<b>0.83</b>
alle Werte aus KONG et al. (1997), <sup>1</sup> s.o., <sup>8</sup> DAWSON et al. (1960), kursive Zahlen = s.o.								
ALH84170	EH3	11.3	0.84	16.60	5.85	1.00	26.14	<b>0.80</b>
ALH84206	EH3	12.0	0.86	16.60	5.85	0.74	29.35	<b>0.84</b>
Qingzhen	EH3	11.5	0.83	15.95 <sup>1</sup>	5.34 <sup>1</sup>	0.95	28.56	<b>0.81</b>
EET87746	EH4	10.6	0.79	16.60	5.85	0.89	29.61	<b>0.77</b>
LEW88180	EH5	10.4	0.77	17.40	5.66	0.79	29.14	<b>0.77</b>
ALH85119	EL3	10.5	0.89	16.60	5.85	1.20	17.45	<b>0.76</b>
LEW87223	EL3-an	11.6	0.96	16.60	5.85	1.32	32.90	<b>0.83</b>
MAC88136	EL5	14.1	0.96	17.40	5.66	1.20	22.77	<b>0.96</b>
LEW87119	EL6	11.3	1.10	19.40	3.32	0.74	22.22	<b>0.82</b>
alle Werte aus ZHANG et al. (1995), <sup>1</sup> s.o., kursive Zahlen = s.o.								
Y792959	EH3	10.69	1.14	15.07	4.84	1.89	29.50	<b>0.77</b>
alle Werte aus YANAI et al. (1995)								
Atlanta	EL6	12.96	1.35	17.70	2.62	0.27	30.63	<b>0.89</b>
alle Werte aus MASON (1966)								
Happy Canyon	EL6/7	12.48	1.12	18.00	0.48	0.72	21.09	<b>0.85</b>
alle Werte aus OLSEN et al. (1977)								

Tab. 2: Übersicht über die individuellen Korrekturfaktoren zur Berechnung des <sup>21</sup>Ne-Alters auf der Grundlage der chemischen Zusammensetzung nach verschiedenen Autoren

Probe	Typ	Korrektur A*	Korrektur B**	Abweichung [%]	<sup>21</sup> Ne-Alter mit A [Ma]	<sup>21</sup> Ne-Alter mit B [Ma]	Abweichung [%]	
1. ALH84170	EH3	0.77	0.79	+ 2.6	43.2	42.0	- 2.9	
2.			0.80 <sup>#</sup>	+ 3.9			41.5	- 3.9
3. ALH84206	EH3	0.77	0.84	+ 9.1	43.1	39.6	- 8.1	
4. EET87746	EH3	0.77	0.79	+ 2.5	0.5	0.5	0	
5.			0.77 <sup>#</sup>	0			0.5	0
6. PCA82518	EH3	0.77	0.81	+ 5.2	3.6	3.4	- 5.6	
7. Qingzhen	EH3	0.77	0.78	+ 1.3	8.9	8.8	- 1.1	
8.			0.74 <sup>#</sup>	- 3.9			9.2	+ 3.4
9.			0.81 <sup>#</sup>	+ 5.2			8.4	- 5.6
10. Y792959	EH3	0.77	0.77	0	33.5	33.5	0	
11. Abee	EH4	0.79	0.81	+ 2.5	10.0	9.8	- 2.0	
12. Indarch	EH4	0.79	0.75	- 5.1	14.9	15.7	+ 5.4	
13. Y74370	EH4	0.79	0.75	- 5.1	2.4	2.6	+ 8.3	
14. LEW88180	EH5	0.79	0.81	+ 2.5	24.8	24.2	- 2.4	
15.			0.77 <sup>#</sup>	- 2.5			25.5	+ 2.8
16. RKPA80259	EH5	0.79	0.71	- 10.1	29.0	32.2	+ 11.0	
17. St. Mark's	EH5	0.79	0.78	- 1.3	1.0	1.0	0	
18. ALH85119	EL3	0.87	0.88	+ 1.2	2.7	2.7	0	
19.			0.76 <sup>#</sup>	- 12.6			3.2	+ 18.5
20. MAC88136	EL5	0.94	0.85	- 9.6	3.6	3.7	+ 2.8	
21.			0.96 <sup>#</sup>	+ 2.1			3.6	0
22. TIL91714	EL5	0.94	0.93	- 1.1	1.8	1.8	0	
23. Atlanta	EL6	0.94	0.89	- 5.3	29.0	31.1	+ 7.2	
24. Hvittis	EL6	0.94	0.98	+ 4.3	21.8	21.0	- 3.7	
25. LEW87119	EL6	0.94	0.82	- 12.8	9.1	10.3	+ 14.4	
26. LEW88714	EL6	0.94	0.83	- 11.7	7.0	7.9	+ 12.9	
27. Pillistfer	EL6	0.94	0.94	0	5.3	5.3	0	
28. Happy C.	EL6/7	0.94	0.85	- 9.6	37.4	41.4	+ 10.7	
LEW87223	E3-an	0.87	0.83	- 4.6	7.4	7.7	+ 4.1	

\* Korrekturfaktor A bezieht sich auf die durchschnittliche Elementhäufigkeiten (s. Tab. 19)  
\*\* Korrekturfaktor B bezieht sich auf die individuelle chemische Zusammensetzung (s. Tab. 21)  
<sup>#</sup> Es liegen unterschiedliche chemische Analysen vor (s. Tab. 21)

Tab. 3: Gegenüberstellung der typbezogenen und individuellen Korrekturfaktoren für eine Auswahl von in dieser Arbeit gemessenen Proben

Name:	Abee	Abee*	Acfer287	ALH84170+206	ALH85119	ALH88046+070
Typ:	EH4 m.b.	EH4 m.b.	E4	EH3	EL3	EH3
3He	12,7	11,8	30,0	112	28,4	64,5
(3He)c	12,7	11,8	30,0	49,3	2,66	52,7
4He	1214	1080	687	193375	77945	35416
(4He)r	1138	1009	507	1800	1800	1800
4He/3He	103,7	99,21	25,13	1785	2978	579
T[U/Th-He] Ga	4,16	3,34	1,97	4,6	4,6	4,6
20Ne	3,83	3,72	4,61	899	1558	128
21Ne	3,02	2,89	4,48	13,8	4,87	10,9
22Ne	3,40	3,25	5,57	83,1	124	21,1
20Ne/22Ne	1,127	1,266	0,828	10,556	12,577	5,290
22Ne/21Ne	1,127	1,124	1,244	5,824	26,985	1,931
21Ne/22Ne	0,887	0,890	0,804	0,186	0,037	0,580
(21Ne)c	3,02	2,89	4,48	11,6	0,78	10,6
(3He/21Ne)c	4,207	4,079	6,695	4,231	3,387	4,958
(22Ne)c	3,29	3,14	5,57	13,2	1,29	11,7
(22Ne/21Ne)c	1,091	1,085	1,243	1,099	1,110	1,067
36Ar	37,9	35,5	1,24	49,9	82,4	22,2
38Ar	7,47	6,94	0,30	10,4	15,6	5,30
40Ar	4422	5960	3772	5440	4401	3439
36Ar/38Ar	5,077	5,113	4,088	4,801	5,297	4,085
40Ar/36Ar	116,6	168,0	3040	112,9	54,7	165,8
(36Ar)tr	37,7	35,3	1,19	49,1	82,3	21,4
(38Ar)c	0,39	0,31	0,08	1,13	0,11	1,29
(38Ar)c %	5,2	4,5	26,5	11,2	0,5	26,6
T[K-Ar] Ga	3,88	4,17	3,92	4,3	4,1	3,8
T[3] Ma	8,1	7,5	19,8	31,4	1,7	33,3
T[21] Ma	10,5	9,8	26,2	43,2	2,7	33,4
T[38] Ma	9,5	7,5	2,5	27,5	2,8	30,0
T[38]/T[21]	0,91	0,77	0,10	0,64	1,04	0,90
84Kr	1474	1659	221	2656	2770	2830
129Xe	6224	4718	981	8144	7713	8115
132Xe	1150	931	140	6213	6731	6488
129Xe/132Xe	5,412	5,08	7,017	1,31	1,15	1,26
84Kr/132Xe	1,282	1,79	1,584	0,43	0,41	0,44
(36Ar)tr/132Xe	327	379	84,9	78,4	121	31,6
(36Ar)tr/84Kr	255	213	53,6	188	295	73,0

Tab. 4a: Erläuterungen s.u.

Name:	Atlanta	Eagle	Eagle*	EET83322	EET87746	EET90102	EET92063
Typ:	EL6	EL6	EL6	EH3	EH3	EL6	EL6
3He	52,6	50,8	47,5	38,5	0,68	12,1	56,8
(3He)c	52,6	50,8	47,5	38,5	0,68	12,1	56,8
4He	1007	914	987	1147	975	930	607
(4He)r	691	609	702	916	911	857	267
4He/3He	21,0	19,7	22,5	32,4	1574	83,9	11,6
T[U/Th-He] Ga	2,5	2,3	2,5	3,1	3,3	3,0	1,1
20Ne	10,4	8,73	8,93	7,58	3,48	20,5	9,87
21Ne	11,2	9,27	9,48	6,14	0,14	4,44	8,78
22Ne	12,0	10,3	10,5	7,14	0,55	7,14	10,0
20Ne/22Ne	0,863	0,850	0,850	1,062	6,390	2,878	0,987
22Ne/21Ne	1,072	1,107	1,107	1,163	3,918	1,612	1,142
21Ne/22Ne	0,933	0,904	0,904	0,860	0,256	0,621	0,876
(21Ne)c	11,2	9,27	9,48	6,14	0,13	4,36	8,78
(3He/21Ne)c	4,677	5,476	5,021	6,270	5,287	2,780	6,501
(22Ne)c	12,0	10,3	10,5	6,96	10,0	5,92	9,84
(22Ne/21Ne)c	1,068	1,106	1,107	1,134	1,110	1,280	1,121
36Ar	4,14	14,9	15,6	11,8	37,4	387	91,2
38Ar	1,42	3,64	3,71	2,79	7,00	74,3	18,4
40Ar	4879	5329	5251	3461	11216	3303	4834
36Ar/38Ar	2,900	4,064	4,208	4,235	5,335	5,204	4,944
40Ar/36Ar	1175	362,7	338,4	293,5	299,6	8,542	53,10
(36Ar)tr	3,64	14,2	15,0	11,4	32,6	385	90,2
(38Ar)c	0,74	0,97	0,88	0,65	-0,03	1,86	1,48
(38Ar)c %	52,0	27,0	23,9	23,3	12,0	2,5	8,1
T[K-Ar] Ga	4,2	4,3	4,2	3,8	4,5	3,8	4,2
T[3] Ma	32,3	31,4	29,4	24,8	31,1	7,8	35,3
T[21] Ma	29,1	29,1	29,9	26,5	33,6	24,6	29,5
T[38] Ma	19,4	26,9	24,5	16,8	23,7	70,3	42,3
T[38]/T[21]	0,67	0,93	0,82	0,64	0,92	2,86	1,44
84Kr	280	907	995	3145	25740	10940	2922
129Xe	1068	2064	1979	4896	35241	5660	3894
132Xe	168	590	627	3760	34585	4132	1094
129Xe/132Xe	6,61	3,52	3,18	1,30	1,02	1,37	3,56
84Kr/132Xe	1,74	1,53	1,58	0,84	1,90	2,67	2,67
(36Ar)tr/132Xe	224	240	240	30,3	224	942	823
(36Ar)tr/84Kr	130	157	151	36,2	80,8	353	308

Tab. 4b: Erläuterungen s.u.

Name:	EET96103+135+299	Forrest033	Galimb	Grein002	Grein002*	GRO95626
Typ:	EH4	EL6	EH3	EH4/5	EH4/5	EL6
3He	6,11	33,3	0,062	53,1	57,5	35,0
(3He)c	6,11	33,3	0,062	53,1	57,5	35,0
4He	949	692	886	1577	1228	879
(4He)r	912	493	886	1259	883	669
4He/3He	163	22,97	15427	32,22	23,25	28,3
T[U/Th-He] Ga	3,1	1,91	3,1	3,80	3,01	2,3
20Ne	2,02	17,4	0,58	12,6	10,9	5,99
21Ne	0,80	11,8	0,019	9,36	9,4	4,97
22Ne	1,08	13,0	0,08	11,3	11,1	6,17
20Ne/22Ne	1,866	1,337	7,530	1,118	0,984	0,979
22Ne/21Ne	1,352	1,099	3,949	1,205	1,177	1,247
21Ne/22Ne	0,740	0,910	0,256	0,830	0,849	0,802
(21Ne)c	0,80	11,8	0,02	9,36	9,4	4,96
(3He/21Ne)c	7,641	2,814	3,534	5,669	6,119	7,064
(22Ne)c	0,96	12,3	0,03	10,9	10,9	6,08
(22Ne/21Ne)c	1,203	1,038	1,110	1,167	1,158	1,225
36Ar	52,9	83,5	4,77	126	54,7	37,9
38Ar	10,2	16,2	0,89	25,0	11,6	7,72
40Ar	5347	3449	6713	7899	6307	5460
36Ar/38Ar	5,170	5,168	5,350	5,056	4,650	4,934
40Ar/36Ar	101,6	41,29	1409	62,57	127,2	143,8
(36Ar)tr	52,7	83,2	4,78	125	53,6	37,6
(38Ar)c	0,33	0,53	-0,006	1,42	1,54	0,65
(38Ar)c %	3,2	3,3	-0,7	5,7	14,4	8,5
T[K-Ar] Ga	4,1	3,83	4,5	4,45	4,23	4,3
T[3] Ma	4,0	20,2	0,040	34,5	37,2	22,4
T[21] Ma	4,3	25,6	0,068	44,8	43,5	24,1
T[38] Ma	9,7	13,3	-0,153	39,1	41,9	21,9
T[38]/T[21]	2,26	0,52	-	0,87	0,96	0,94
84Kr	1662	2122	615	6295	2528	1447
129Xe	3083	1807	1605	8340	3804	2286
132Xe	1878	664	497	3056	1107	525
129Xe/132Xe	1,65	2,72	3,23	2,73	4,83	4,36
84Kr/132Xe	0,89	3,20	1,24	2,06	2,28	2,75
(36Ar)tr/132Xe	283	1253	96,3	410	484	718
(36Ar)tr/84Kr	318	392	78,1	199	212	262

Tab. 4c: Erläuterungen s.u.

Name:	Happy Canyon	Hvittis	Hvittis*	Ilafegh009	Ilafegh009*	Indarch	Indarch
Typ:	EL6 m.b.	EL6	EL6	EL7 m.r.	EL7 m.r.	EH4	EH4
3He	42,4	32,2	30,3	7,16	5,96	13,8	12,4
(3He)c	42,4	32,2	30,3	7,16	5,96	13,8	12,4
4He	412	1265	1459	235	216	399	330
(4He)r	158	1072	1278	192	180	316	255
4He/3He	10,54	39,31	51,01	35,65	38,83	31,31	28,28
T[U/Th-He] Ga	0,82	3,48	3,84	0,81	0,75	1,27	1,05
20Ne	8,54	8,59	8,09	3,61	3,72	4,36	4,48
21Ne	8,96	8,82	7,86	3,57	3,64	3,65	3,67
22Ne	10,6	9,63	8,53	3,88	3,93	4,20	4,23
20Ne/22Ne	0,809	0,892	0,948	0,932	0,947	1,038	1,060
22Ne/21Ne	1,178	1,092	1,087	1,085	1,079	1,149	1,152
21Ne/22Ne	0,849	0,916	0,920	0,922	0,927	0,870	0,868
(21Ne)c	8,96	8,82	7,86	3,57	3,64	3,65	3,67
(3He/21Ne)c	4,733	3,653	3,853	2,005	1,636	3,786	3,398
(22Ne)c	10,6	9,57	8,43	3,84	3,88	4,11	4,12
(22Ne/21Ne)c	1,178	1,086	1,073	1,075	1,066	1,126	1,125
36Ar	2,45	60,2	110	2,58	3,23	6,23	6,51
38Ar	0,91	12,2	21,1	0,83	0,85	1,56	1,56
40Ar	3040	4132	10754	3346	4713	6155	5514
36Ar/38Ar	2,706	4,934	5,231	3,100	3,818	3,979	4,179
40Ar/36Ar	1240	68,64	96,6	1296	1462	988,4	847,1
(36Ar)tr	2,11	59,5	110	2,31	3,04	5,92	6,26
(38Ar)c	0,51	1,01	0,52	0,40	0,27	0,45	0,38
(38Ar)c %	56,2	8,3	1,9	47,7	32,3	28,8	24,5
T[K-Ar] Ga	3,71	4,01	4,86	3,80	4,14	4,20	4,09
T[3] Ma	26,8	19,8	18,6	4,4	3,7	8,9	8,0
T[21] Ma	37,4	25,1	20,8	9,6	9,3	14,9	14,8
T[38] Ma	15,9	27,3	13,8	10,5	7,2	11,6	9,8
T[38]/T[21]	0,43	1,09	1,02	1,10	0,77	0,78	0,66
84Kr	203	1576	2864	178	374	1191	1266
129Xe	1554	2638	4629	544	580	3544	3092
132Xe	246	1008	1750	147	164	945	794
129Xe/132Xe	6,321	2,617	2,67	3,688	3,54	3,75	3,94
84Kr/132Xe	0,824	1,563	1,67	1,207	2,28	1,26	1,61
(36Ar)tr/132Xe	85,7	590	631	157	186	62,6	80,0
(36Ar)tr/84Kr	104	378	376	130	82,6	49,7	49,4

Tab. 4d: Erläuterungen s.u.

Name:	Kota-Kota	LEW87223	LEW87223*	LEW88180	LEW87119+88714	LON94100
Typ:	EH3	E3-an	E3-an	EH5	EL6	EL6
3He	56,6	14,3	13,9	31,8	10,2	55,4
(3He)c	56,6	14,3	13,9	31,8	10,2	55,4
4He	1030	1095	1062	1174	659	922
(4He)r	691	1009	979	983	598	589
4He/3He	20,0	82,9	82,4	40,5	70,1	18,2
T[U/Th-He] Ga	2,5	3,3	3,3	3,3	2,3	2,3
20Ne	8,96	2,27	2,43	7,83	3,85	8,46
21Ne	8,37	1,78	1,83	4,30	2,74	8,31
22Ne	9,63	2,10	2,18	5,64	3,12	9,64
20Ne/22Ne	0,931	1,079	1,111	1,417	1,233	0,878
22Ne/21Ne	1,150	1,180	1,190	1,321	1,140	1,159
21Ne/22Ne	0,870	0,847	0,840	0,757	0,878	0,863
(21Ne)c	8,37	1,78	1,83	4,14	2,74	8,31
(3He/21Ne)c	6,758	8,040	7,588	7,691	3,741	6,667
(22Ne)c	9,54	2,05	2,11	5,11	2,98	9,60
(22Ne/21Ne)c	1,139	1,149	1,154	1,234	1,089	1,155
36Ar	7,25	3,15	9,18	130	72,8	31,8
38Ar	2,41	0,90	2,02	25,4	14,0	6,80
40Ar	4514	4001	5532	5744	2673	5134
36Ar/38Ar	3,014	3,515	3,780	5,152	5,212	4,666
40Ar/36Ar	619,3	1269	1078	40,05	36,91	162,4
(36Ar)tr	6,44	2,91	8,95	129	72,5	31,1
(38Ar)c	1,19	0,35	0,33	1,12	0,32	0,95
(38Ar)c %	49,6	38,8	33,1	4,5	2,3	14,1
T[K-Ar] Ga	4,0	4,0	4,1	4,1	3,6	4,2
T[3] Ma	36,4	9,2	8,9	21,0	6,3	34,8
T[21] Ma	36,9	7,6	7,4	24,5	7,9	31,9
T[38] Ma	31,1	9,1	8,8	34,9	8,8	28,6
T[38]/T[21]	0,84	1,21	1,20	1,44	1,08	0,90
84Kr	999	577	1632	5361	3087	1128
129Xe	2131	1217	1044	3527	3454	2699
132Xe	1105	319	309	1808	1099	582
129Xe/132Xe	1,93	3,75	3,41	1,97	3,14	4,64
84Kr/132Xe	0,90	1,82	4,13	2,99	2,81	1,94
(36Ar)tr/132Xe	58,3	94,5	226	743	660	536
(36Ar)tr/84Kr	64,5	51,5	53,4	240	235	276

Tab. 4e: Erläuterungen s.u.



Name:	LON94100*	MAC88136	PCA82518	Pillistfer	Pillistfer*	Qingzhen	Qingzhen*
Typ:	EL6	EL3	EH3	EL6	EL6	EH3	EH3
3He	52,0	42,6	4,69	6,62	6,57	3,39	2,84
(3He)c	52,0	1,84	4,69	6,62	6,57	3,39	2,84
4He	921	123722	795	716	740	257	220
(4He)r	609	1800	767	676	701	237	204
4He/3He	19,3	3130	184	113	120	82,4	83,9
T[U-Th-He] Ga	2,3	4,6	2,7	2,5	2,5	0,98	0,85
20Ne	8,42	982	1,42	2,84	2,71	3,62	3,60
21Ne	8,40	3,60	0,66	2,09	2,17	2,54	2,69
22Ne	9,65	80,9	0,87	2,29	2,37	2,87	3,01
20Ne/22Ne	0,873	12,101	1,609	1,250	1,146	1,259	1,196
22Ne/21Ne	1,148	22,297	1,300	1,097	1,095	1,133	1,122
21Ne/22Ne	0,871	0,046	0,769	0,911	0,914	0,883	0,891
(21Ne)c	8,40	1,06	0,66	2,09	2,17	2,54	2,69
(3He/21Ne)c	6,195	1,833	7,110	3,224	3,060	1,336	1,122
(22Ne)c	9,61	3,84	0,79	2,19	2,29	2,74	2,89
(22Ne/21Ne)c	1,145	1,110	1,191	1,047	1,058	1,080	1,077
36Ar	32,4	48,0	6,15	25,8	26,2	7,87	6,69
38Ar	6,90	9,30	1,24	5,01	5,06	1,72	1,42
40Ar	5059	4322	5448	5533	5388	1624	2031
36Ar/38Ar	4,684	5,176	4,970	5,150	5,181	4,578	4,719
40Ar/36Ar	158,1	102,8	884,3	214,6	206,0	206,3	309,9
(36Ar)tr	31,8	47,8	6,09	25,7	26,1	7,69	6,56
(38Ar)c	0,93	0,31	0,09	0,18	0,15	0,27	0,18
(38Ar)c %	13,7	3,1	7,5	3,7	3,0	16,0	12,9
T[K-Ar] Ga	4,2	4,0	4,3	4,3	4,3	3,10	3,29
T[3] Ma	32,5	1,2	3,1	4,0	4,0	2,1	1,8
T[21] Ma	31,0	3,7	3,5	4,8	5,3	8,5	9,0
T[38] Ma	27,6	7,6	2,6	4,7	3,9	6,5	4,3
T[38]/T[21]	0,89	1,93	0,75	0,97	0,76	0,76	0,48
84Kr	1185	1769	2175	1366	1312	1236	1058
129Xe	2729	3274	2428	1747	1596	2485	2048
132Xe	584	2244	1416	797	742	1282	1015
129Xe/132Xe	4,68	1,46	1,83	2,19	2,15	1,94	2,02
84Kr/132Xe	2,03	0,79	1,40	1,71	1,77	0,96	1,04
(36Ar)tr/132Xe	546	216	47,8	322	353	59,9	64,6
(36Ar)tr/84Kr	269	269	40,4	188	200	62,2	62,7

Tab. 4f: Erläuterungen s.u.

Name:	QUE94204	RKPA80259	SAH987096	SAH97096*	St. Mark's	Tanezrouft031
Typ:	EH7 m.r.	EH5	EH3	EH3	EH5	EL5
3He	66,4	38,9	15,7	14,3	1,09	2,07
(3He)c	66,4	38,9	15,7	14,3	1,09	2,07
4He	731	1139	348	330	304	342
(4He)r	333	905	254	244	298	330
4He/3He	11,9	31,6	24,1	25,0	304	178,9
T[U/Th-He] Ga	1,4	3,1	1,0	1,0	1,2	1,32
20Ne	15,1	8,69	7,16	7,21	1,33	1,65
21Ne	16,5	5,35	6,52	6,59	0,27	1,44
22Ne	17,6	6,76	7,07	7,14	0,41	1,64
20Ne/22Ne	0,861	1,324	1,013	1,010	3,267	1,005
22Ne/21Ne	1,066	1,269	1,083	1,082	1,498	1,136
21Ne/22Ne	0,939	0,788	0,923	0,924	0,668	0,880
(21Ne)c	16,5	5,35	6,52	6,59	0,27	1,44
(3He/21Ne)c	4,024	7,289	2,403	2,173	4,058	1,435
(22Ne)c	17,5	6,42	6,93	7,00	0,32	1,61
(22Ne/21Ne)c	1,063	1,201	1,063	1,063	1,110	1,114
36Ar	8,16	107	8,11	7,84	38,0	59,7
38Ar	2,21	20,8	2,14	2,03	7,12	11,4
40Ar	3138	4102	1339	1328	4703	3421
36Ar/38Ar	3,686	5,168	3,787	3,872	5,341	5,235
40Ar/36Ar	383,9	35,28	164,9	168,8	123,7	57,31
(36Ar)tr	7,63	106	7,63	7,41	38,0	59,6
(38Ar)c	0,78	0,92	0,71	0,63	-0,03	0,21
(38Ar)c %	35,1	4,4	33,0	31,1	-0,5	1,8
T[K-Ar] Ga	3,5	3,8	2,9	2,9	3,9	3,82
T[3] Ma	41,9	25,5	9,9	9,0	0,70	1,3
T[21] Ma	49,3	28,7	20,1	20,3	1,02	4,7
T[38] Ma	18,2	27,0	16,4	14,6	-0,80	5,9
T[38]/T[21]	0,37	0,96	0,82	0,72	-	1,25
84Kr	554	3671	2737	-	1648	2844
129Xe	396	2683	3587	-	2563	2732
132Xe	337	1448	1896	-	697	1216
129Xe/132Xe	1,17	1,86	1,89	-	3,68	2,247
84Kr/132Xe	1,64	2,57	1,40	-	2,37	2,339
(36Ar)tr/132Xe	227	700	38,5	-	550	490
(36Ar)tr/84Kr	138	300	27,9	-	232	209

Tab. 4g: Erläuterungen s.u.

Name:	TIL91714	Y691	Y74370	Y791790+1810	Y792959	Y793225	Y8404
Typ:	EL65	EH3	EH3	EH4	EH3	E6-an	EH6 m.r.
3He	2,49	2,78	2,32	2,80	34,5	54,4	10,8
(3He)c	2,49	2,78	2,32	2,80	34,5	54,4	10,8
4He	648	424	588	648	746	1027	838
(4He)r	633	408	574	631	539	700	774
4He/3He	304	164	273	262	23,8	20,6	83,5
T[U-Th-He] Ga	2,1	1,6	2,2	2,3	2,1	2,6	2,7
20Ne	3,62	3,18	1,32	2,40	8,12	9,86	1,80
21Ne	0,71	0,84	0,47	0,81	7,07	9,65	1,68
22Ne	1,00	1,22	0,63	1,04	8,30	11,6	2,00
20Ne/22Ne	3,453	2,595	2,101	1,994	0,980	0,852	0,895
22Ne/21Ne	1,691	1,459	1,328	1,261	1,177	1,196	1,195
21Ne/22Ne	0,725	0,686	0,754	0,796	0,850	0,836	0,837
(21Ne)c	0,70	0,83	0,47	0,80	7,07	9,65	1,68
(3He/21Ne)c	3,601	3,352	4,934	4,438	4,847	5,657	6,409
(22Ne)c	0,76	1,04	0,55	0,92	8,17	11,5	1,99
(22Ne/21Ne)c	1,064	1,258	1,176	1,139	1,156	1,197	1,188
36Ar	80,8	22,6	6,23	107	8,38	60,9	0,81
38Ar	15,4	4,36	1,21	20,4	2,11	12,3	0,32
40Ar	5067	1674	5584	5189	1730	5989	5301
36Ar/38Ar	5,277	5,167	5,155	5,105	3,971	4,950	2,524
40Ar/36Ar	63,49	75,22	898,7	1950	208,0	99,82	6591
(36Ar)tr	80,7	22,5	6,20	107	7,96	60,3	0,68
(38Ar)c	0,22	0,14	0,04	0,33	0,61	0,95	0,19
(38Ar)c %	1,4	3,3	3,5	4,6	29,0	8,0	60,1
T[K-Ar] Ga	4,2	3,1	4,3	3,9	3,2	4,4	4,1
T[3] Ma	1,5	1,9	1,5	1,8	22,4	35,1	7,0
T[21] Ma	1,8	5,4	2,4	4,7	33,3	46,6	8,6
T[38] Ma	5,6	4,6	1,2	8,8	16,4	29,1	5,5
T[38]/T[21]	4,29	0,85	0,50	2,07	0,49	0,63	0,64
84Kr	1988	3172	1356	2157	2172	1926	92,5
129Xe	2136	8582	2410	2057	3525	3213	704
132Xe	836	7283	1196	538	2841	713	75,0
129Xe/132Xe	2,56	1,18	2,02	3,46	1,24	4,51	9,71
84Kr/132Xe	2,39	0,44	1,13	3,36	0,76	2,70	1,21
(36Ar)tr/132Xe	973	30,9	52,1	1547	28,1	842	95,6
(36Ar)tr/84Kr	407	70,8	46,1	407	37,1	312	81,1

Tab. 4h: Erläuterungen s.u.

Tab. 4a-h: Probandaten, Edelgaskonzentrationen und –isotopenverhältnisse, Bestrahlungs- und Retentionsalter der analysierten Enstatit-Chondrite (\* = Verwitterungsexperiment, vgl. Kap. 7); m.b. = Schmelzbrekzie, m.r. = Schmelzgestein, c = kosmogen, tr = getrappt, r = radiogen, Ga = Milliarden Jahre, Ma = Millionen Jahre; fast alle Proben wurden mindestens zweimal gemessen (Ausnahmen bilden Acfer287, Forrest033, Happy Canyon und Tanezrouft031 mit nur jeweils einer Analyse); die Tabelle gibt die jeweiligen Mittelwerte wieder; die Häufigkeiten der He-, Ne- und Ar-Isotope sind in  $10^{-8}\text{cm}^3$  STP/g, die Kr- und Xe-Konzentrationen in  $10^{-12}\text{cm}^3$  STP/g angegeben; als maximale radiogene  $^4\text{He}$ -Menge galt ein Wert von  $1800 \times 10^{-8}\text{cm}^3\text{STP/g}$ ; kursiv geschriebene ( $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ )-Verhältnisse wurden angenommen oder extrapoliert; die Unsicherheiten der Bestrahlungsalter betragen 20 %, die der Häufigkeiten von He, Ne und Ar zwischen 5 und 10 %, die der Kr- und Xe-Konzentrationen zwischen 8 und 15 %, die der Isotopenverhältnisse i.d.R. < 1% und die der Elementverhältnisse 15%, ausgenommen das kosmogene  $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis (10 %);  $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$ - und  $^{84}\text{Kr}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnisse mit drei Stellen nach dem Komma zeigen an, dass hier die Isotopie der schweren Edelgase in allen Analysen mitbestimmt wurde.