Über die Wechselwirkung der kosmischen Strahlung mit extraterrestrischer Materie:

Radiochemische Bestimmung der Produktionsraten von kosmogenen langlebigen Radionukliden in Meteoriten

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln

vorgelegt von

Silke Merchel

aus Bochum

1998

Berichterstatter: Prof. Dr. S. M. Qaim

Prof. Dr. H. Palme

Tag der Promotion: 8. Juli 1998

Druck: Graphische Betriebe, Forschungszentrum Jülich GmbH

Inhalt

1 Einleitung und theoretische Grundlagen 1

1.1 Meteorite 1

1.1.1 Geschichte der Meteoritenforschung 2

1.1.2 Ursprung der Meteorite 3

1.1.3 Klassifizierung der Meteorite 4

1.1.4 Schock- und Verwitterungsklassen 14

1.1.5 Meteoritenfundgebiete 15

1.2 Kosmische Strahlung 21

1.2.1 Solare kosmische Strahlung (SCR) 21

1.2.2 Galaktische kosmische Strahlung (GCR) 22

1.3 Kosmogene Nuklide 23

1.3.1 Stabile und sehr langlebige Nuklide 24

1.3.2 Kurzlebige Radionuklide 25

1.3.3 Langlebige Radionuklide 26

1.3.3.1 ^{10}Be 27

1.3.3.2 ^{26}Al 28

1.3.3.3 ^{36}Cl 28

1.3.3.4 ^{41}Ca 29

1.3.3.5 ^{53}Mn 29

1.3.3.6 ^{59}Ni 31

1.3.3.7 ^{60}Fe 32

1.4 Produktionsraten in Meteoroiden 33

1.5 Meteoritenalter 38

1.5.1 Entstehungsalter 38

1.5.2 Bestrahlungsalter 39

1.5.3 Terrestrisches Alter 40

1.6 Kernspaltspuren - GCR-Tracks 41

1.7 Bestimmung von Wirkungsquerschnitten 42

1.7.1 Definition des Wirkungsquerschnitts 42

1.7.2 Energieverlust und Flußbestimmung 43

2 Problemstellung 44

3 Experimenteller Teil 46

3.1 Chemische Probenpräparation 46

3.1.1 Voruntersuchungen 46

3.1.1.1 Extraktion von Eisen 46

3.1.1.2 Anionenaustausch 48

3.1.1.3 Hydroxidfällung 50

3.1.1.4 Kationenaustausch 51

3.1.2 Aufarbeitung der Eisenmeteorite 52

3.1.3 Aufarbeitung der Steinmeteorite 62

3.1.4 Aufarbeitung der Stein-Eisen-Meteorite und magnetischen Fraktionen 66

3.1.5 Aufarbeitung des ^{53}Mn-Standards „Sikhote-Alin“ 67

3.1.6 Aufarbeitung des ^{53}Mn Standards „Garchy“ 67

3.1.6.1 Voruntersuchungen zur Trennung 67

3.1.6.2 Aufarbeitung des V-Targets 71

3.1.7 Aufarbeitung des ^{53}Mn-Standards „Cern“ 71

3.1.8 Aufarbeitung Protonen-bestrahlter Eisentargets 72

3.2 ICP-AES 73

3.2.1 Grundlagen des Meßverfahrens 73

3.2.2 Durchführung der Messungen 74

3.3 Beschleunigermassenspektrometrie 77

3.4 Produktion des ^{53}Mn-Standards „Garchy“ 84

3.5 Produktion des ^{53}Mn-Standards „Cern“ 85

3.6 Wirkungsquerschnitte 86

3.7 Fehlerbetrachtungen 88

3.7.1 Fehlerquellen bei der Bestimmung von Radionuklidaktivitäten in Meteoriten 88

3.7.2 Fehlerquellen bei der Bestimmung von Wirkungsquerschnitten der Kernreaktion ^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn 89

4 Ergebnisse und Diskussion 91

4.1 Qualitätskontrolle 91

4.1.1 Vergleich zwischen AMS und γ-γ-Koinzidenz 91

4.1.2 Der Intra- und Interlaboratoriumsstandard Dhurmsala 93

4.1.3 Vergleich mit theoretischen Produktionsraten 97

4.1.4 Vergleich mit Literaturdaten 100

4.1.4.1 Der CV3-Chondrit Allende 100

4.1.4.2 Der Mesosiderit Emery 102

4.1.4.3 Chondrite 102

4.2 Radionuklidbestimmungen 104

4.2.1 ^{36}Cl 104

4.2.2 ^{41}Ca 106

4.2.3 ^{53}Mn 108

4.2.4 ^{59}Ni 109

4.2.5 ^{60}Fe 109

4.3 „Neue“ Meteoriten-Fälle und -Funde 114

4.3.1 Der Meteoritenschauer Mbale 115

4.3.2 Rincon, ein L6-Chondrit aus Argentinien 123

4.3.3 Benthullen und Oldenburg - (k)ein deutsches Paar 128

4.3.4 Der CV3-Chondrit Kaba 131

4.3.5 20 LL(L)-Chondrite aus der Sahara 134

4.3.6 Auf der Suche nach SCR-Produkten 140

4.3.7 Meteoritenfunde der Ténéré (Niger): Wieviel Einzelfälle ? 148

4.3.8 Acfer 287, ein Enstatit-Chondrit mit komplexer Bestrahlungsgeschichte 156

4.3.9 Dar al Gani 055, ein C-Chondrit mit komplexer Bestrahlungsgeschichte 159

4.3.10 Der Ureilit Dar al Gani 084 162

4.3.11 Eine neue Meteoritenklasse: R-Chondrite 165

4.3.12 Der Mondmeteorit Dar al Gani 262 172

4.3.13 Eisenmeteorite 180

4.3.13.1 Canyon Diablo 183

4.4 Wirkungsquerschnitte der Kernreaktion $^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn$ 184

5 Zusammenfassung und Ausblick 188

6 Literatur 190

6.1 Basisliteratur 190

6.2 Spezielle Literatur 191

Anhang 216

A Symbole und Abkürzungen 216

B Radionuklidergebnisse 218

C Ergebnisse der ICP-AES Messungen 222

1 Einleitung und theoretische Grundlagen

„We study metorites, then, because of an inborn fascination with our beginnings: because they, and they alone among objects that we can hold in our hands and study in our laboratories, can carry us back to and perhaps even beyond the origin of the solar system.“ [R. T. Dodd, Thunderstones and shooting stars, 1986]

1.1 Meteorite

Alle kosmischen Körper, die in den Anziehungsbereich der Erde gelangen und in der Erdatmosphäre aufleuchten, werden als Meteore bezeichnet (meteoros (gr.) = unbestimmt, in der Luft schwebend). Der Eintritt in die Erdatmosphäre erfolgt als Meteoroid mit 40.000-250.000 km/h. Verglüht die komplette Masse handelt es sich um eine Sternschnuppe; bleibt ein Teil des Materials übrig, indem es auf etwa 400 m/s (bei Massen kleiner 100 t durch Erdanziehung und Luftreibung charakterisiert) abgebremst wird, spricht man von einem Meteoriten. Meteorite, die bei ihrem Fall beobachtet werden und anschließend auch geborgen werden können, werden als Fälle bezeichnet. Alle restlichen Meteorite, die unabhängig von Fallerscheinungen gefunden werden, sind logischerweise Meteoritenfunde. Der Eintrag an extraterrestrischer Materie inklusive des kosmischen Staubs wird auf 50.000-400.000 Tonnen pro Jahr geschätzt.

Die Lichterscheinungen, die den Eintritt eines extraterrestrischen Körpers in die Atmosphäre begleiten, werden durch Stoßionisation mit anschließendem Rekombinationsleuchten erklärt. Vor dem Körper wird die Luft so stark komprimiert, daß die Kollisionen der Moleküle zur Sublimation einer dünnen Schicht des Körpers führen. Das extraterrestrische Material wird ionisiert und die Rekombination führt zur Energiefreisetzung in Form von Licht. Infolge der Reibungshitze kommt es auch zu Materialverlusten durch Aufschmelzen. Jedoch sorgen die recht kurze Dauer des Flugs und die schlechte Wärmeleitfähigkeit der (Stein-) Meteoroide dafür, daß häufig genügend Material in seiner ursprünglichen inneren Struktur als Meteorit erhalten bleibt. Die den Meteoritenfall begleitenden Donnergeräusche können analog zu dem bei Flugzeugen auftretenden „Überschallknall“ gedeutet werden. Andere Geräusche wie „Rollen, Zischen und Knattern“ werden einerseits durch Luftwirbel hinter dem Flugkörper und Reflexion der Schallwellen an Wolken und der Erdoberfläche, andererseits durch abgespaltene Splitter der Hauptmasse verursacht.

1.1.1 Geschichte der Meteoritenforschung

Die Meteoritenforschung, oder kurz Meteoritik, ist eine relativ junge Wissenschaft. Erst seit knapp zweihundert Jahren studieren Menschen die Meteorite, obwohl die Erde selbstverständlich seit ihrer Entstehung mit extraterrestrischer Materie bombardiert wird. Zahlreiche Krater zeugen heute noch von Meteoriten- und Kometeneinschlägen innerhalb der letzten hundert Millionen Jahre. Nachdem Anfang der neunziger Jahre ein passender Meteoritenkrater, der Chicxulub-Krater auf der Yukatan-Halbinsel in Mexiko gefunden wurde, findet sogar die These, daß das Aussterben der Dinosaurier vor 65 Millionen Jahren (Kreide-Tertiär-Grenze) durch den Einschlag eines Meteoriten verursacht wurde, immer mehr Anhänger. Der älteste Meteorit, dessen Material als Fossil erhalten wurde, wurde 1952 in einem großen Block Kalkstein in Schweden entdeckt. Brunflo, ein H4/5-Chondrit fiel vor 463-480 Millionen Jahren (Ordovizium) in den Iapetus Ozean [THO84]. Archäologische Funde von Werkzeugen und Waffen (z.B. ein Dolch von Tut-ench-Amun) belegen, daß meteoritisches Eisen in der frühen Zeit des Menschen als Ausgangswerkstoff verwendet wurde. In einigen alten Sprachen spiegelt sich dieser enge Zusammenhang durch eine Ähnlichkeit der Worte „Eisen“ und „Himmel“ bzw. „Stern“ wieder. Von jeher galten die Meteorite aber als Botschaften der Götter, so daß es nicht verwunderlich scheint, daß das älteste noch erhaltene Meteoritenstück eines beobachteten Falls als Heiligtum verehrt wird. Ein nach der Stadt Nogata benannte L6-Chondrit bohrte sich schon 861 unter Blitz- und Donnererscheinung in den Boden eines Shinto-Tempels. Die Priester verwahrten den Meteoriten in einer hölzernen Schatulle, auf dessen Deckel das genaue Falldatum geschrieben wurde. Im Laufe der Jahrhunderte geriet er in Vergessenheit, so daß er erst durch seine „Wiederentdeckung“ von 1979 als ältester beobachteter und erhaltener Meteoritenfall der Fachwelt bekannt wurde. Bis dahin gehörte dieser „Titel“ dem LL6-Chondriten Ensisheim, der am 7. November 1492 mit „Donnerschlag und anhaltendem Getöse“ im Elsaß einschlug und dessen Fall in zahlreichen zeitgenößischen Überlieferungen beschrieben wurde. Der Meteoritenfall von Ensisheim wurde von Kaiser Maximilian I. als Aufruf zum Krieg gegen die Türken interpretiert. Dieser ordnete auch an, daß der Stein im Chor der Pfarrkirche aufgehangen wurde, wo die Hauptmasse bis zum Einsturz der Kirche im Jahre 1854, abgesehen von einem kurzen Zwischenaufenthalt während der Revolutionszeit, verblieb. Dort konnte ihn der eigentliche Begründer der modernen Meteoritenforschung Ernst F. F. Chladni (1756-1827) untersuchen. Seine ausgiebigen Recherchen machten die Etablierung der These, daß Meteorite

kosmischer Herkunft sind, auch entgegen den Fehlinterpretationen anderer Wissenschaftler u.a. Johannes Kepler, in der Fachwelt möglich. Unterstützung hatte der Philosoph und Jurist, der sich aber den Naturwissenschaften zuwandte, dabei nicht nur von den Astronomen E. Halley und N. Maskelyne, sondern auch von dem Chemiker E. Ch. Howard und dem Mineralogen J. L. von Bournon, welche die ersten systematischen Meteoritenanalysen durchführten. Allerdings brachte erst 1803 ein Meteoritenschauer in L'Aigle/Frankreich und dessen genaueste Dokumentation vom Abgesandten der Pariser Akademie (J. B. Biot) die letzten Zweifler zum Verstummen. Aber selbst heute werden Meteorite nicht unbedingt als das angesehen, was sie wirklich sind. So konnte z.B. ein Teil des Meteoritenschauers Mbale (Fall am 14. August 1992, s. 4.3.1) nicht für wissenschaftliche Untersuchungen geborgen werden, da die ugandische Bevölkerung die Steine als „Heilmittel" für die Immunschwächekrankheit Aids benutzt [BAR93,SCH94].

1.1.2 Ursprung der Meteorite

Unser Planetensystem hat sich vor etwa 4,5 Milliarden Jahren aus einem riesigen nach der Nukleosynthese entstandenen Materiewirbel, dem solaren Nebel, gebildet. Zunächst kondensierten und akkreszierten Gas und Staub zu größeren Brocken, den sogenannten Planetesimalen (Planetenvorläufern), welche immer wieder zusammen stießen und sich so nach und nach zu noch größeren Objekten zusammenlagerten. Aus ihnen entwickelten sich schließlich unsere Planeten. Doch ein Teil der Planetesimalen unterschiedlicher Zusammensetzung blieb im Sonnensystem übrig. Zwei Gruppen von Körpern aus dieser solaren Urmaterie umkreisen noch heute die Sonne: Kometen und Asteroide. Die Kometen, die hauptsächlich aus leichten Elementen wie Wasserstoff, Kohlenstoff und Sauerstoff bestehen, ziehen dabei eher in den Außenbereichen des Sonnensystems ihre Bahn. Man nimmt an, daß sie einen kompakten Kern, ein Gemisch aus Eis und Silikatstaub, dem felsige Bestandteile beigemischt sind, besitzen. Diese sog. „schmutzigen Schneebälle" stammen aus einem kugel- (Oort-Wolke, 20.000-70.000 A.E. von der Sonne) bzw. gürtelförmigen (Kuiper-Gürtel, Nähe Pluto) Reservoir. Die Asteroiden, deren Hauptbestandteile Metalle, Silizium- und Magnesium-Sauerstoffverbindungen sind, findet man dahingegen im sogenannten Asteroidengürtel zwischen den Bahnen von Mars und Jupiter. Durch fotographische Aufnahmen und Auswertungen der Leuchtspur von auf die Erde niedergehenden Meteoroiden, konnten die Bahndaten der Chondrite Innisfree, Lost City,

Peekskill und Přibram [BRO94 und Referenzen darin] berechnet werden. Die sonnenfernsten Punkte (Aphelien) ihrer elliptischen Umlaufbahnen vor der Kollision mit der Erde verifizierten die schon lange bestehende Annahme, daß die Asteroiden der Ursprung der meisten Meteorite sind. Darüber hinaus erfordert die Bildung einiger Mineralien, die in Meteoriten gefunden worden sind, Abkühlungsraten, die nur in Körpern von Asteroidengröße ablaufen können. Mittlerweile versucht man sogar auf Basis der Reflexionsspektren der Asteroide, welche Auskunft über die Zusammensetzung der Oberfläche geben, eine Einteilung in Spektren-Typen und die Zuordnung der entsprechenden Meteoritenklassen zu finden. Die beste Übereinstimmung konnte bisher zwischen den HED-Chondriten (siehe 1.1.2) und den V-Klasse Asteroiden 4 Vesta gefunden werden. Eine andere Verbindung, nämlich zwischen zwölf Meteoriten und dem Planeten Mars wird immer noch ausgiebig diskutiert. Einige Übereinstimmungen wie z.B. in der Sauerstoffisotopie, sprechen für diese These. Allerdings kann eine eindeutige Bestätigung nur durch eine Probenentnahme am Meteoritenmutterkörper, in diesem Falle dem Mars, erfolgen. Raumfahrtmissionen, die Material von Asteroiden, dem Mars, aber auch von Kometen auf die Erde bringen sollen, sind in Vorbereitung. Die hauptsächlich in den sechziger Jahren durchgeführten Luna- und Apollo-Missionen machten jedoch schon intensive Untersuchungen am lunaren Material möglich. Aufgrund dieser Basis konnte ein 1981 in der Antarktis gefundener Meteorit (Allan Hills 81005) als lunare anorthosistische Hochlandbreccie identifiziert werden [z.B. KER83]. Einschließlich des ersten in der nördlichen Hemisphäre gefunden Mondmeteoriten Dar al Gani 262 (siehe 4.3.12) wurden bis heute insgesamt siebzehn Meteoritenstücke, die wahrscheinlich dreizehn Meteoritenfälle repräsentieren, gefunden und als Mondgestein klassifiziert [BIS98].

1.1.3 Klassifizierung der Meteorite

Meteorite werden nach ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung in verschiedene Meteoritenklassen unterteilt. Eine Übersicht findet sich in den Abbildungen 1 und 2, in welchen die Klassen der Meteorite, die in dieser Arbeit untersucht wurden, grau unterlegt sind.

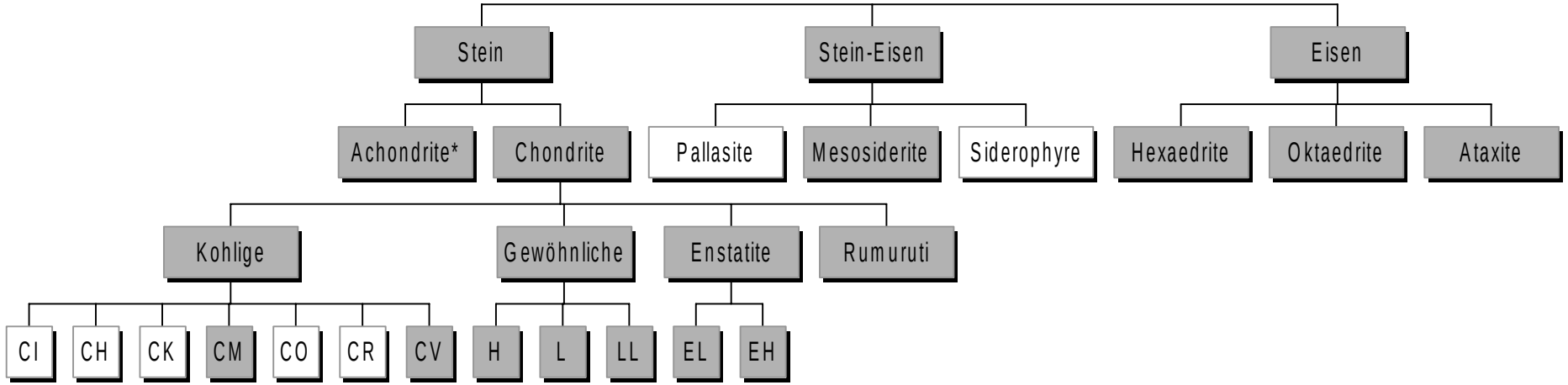

Abb. 1: *Klassifizierung der Meteorite.*

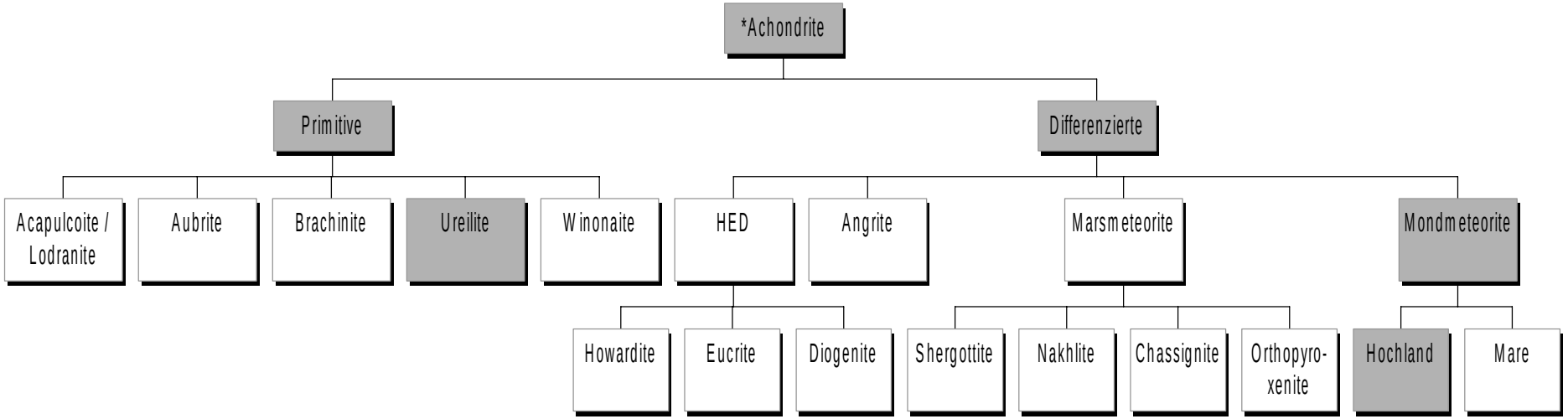

Abb. 2: *Klassifizierung der Meteorite: Achondrite.*

Die dargestellte Unterteilung in drei Haupttypen erfolgt entsprechend dem steigenden Gehalt an Eisen in Stein-, Stein-Eisen- und Eisenmeteoriten, die dann jeweils in Klassen und Untergruppen eingeteilt werden. Eine von verschiedenen Autoren alternativ bevorzugte Klassifizierung orientiert sich an der Genese der Meteorite, d.h. es wird eine erste Unterscheidung in differenzierte (Eisen-, Stein-Eisen-Meteorite, Achondrite) und undifferenzierte (Chondrite) Meteorite vorgenommen. Eine Theorie zur Differenzierung besagt, daß die Entmischung durch Aufschmelzen und Gravitation erfolgt ist, so daß sich die schweren metallischen Komponenten im Kern und die leichten silikatreichen Komponenten im Mantel der Meteoritenmutterkörper bzw. ihrer Vorläufer anreicherten. Dieser schalenförmig aufgebaute Körper wurde dann zertrümmert und die verschiedenen Meteoritentypen entsprechen dann dem Kern (Eisenmeteorite), dem Kern-Mantelbereich (Stein-Eisen-Meteorite) oder dem Krusten-Mantelbereich (Achondrite). Die Energiequelle für diese Aufschmelzung wird momentan noch ausgiebig diskutiert. Die Hinweise auf eine radioaktive Quelle, d.h. der Zerfall von „kurzlebigen“ Radionukliden wie ^{26}Al und ^{53}Mn, in Form von Isotopenanreicherungen (^{26}Mg, ^{53}Cr) sind allerdings sehr überzeugend. Die differenzierten Meteorite speichern demnach die Informationen über die geochemische Entwicklung der jeweiligen Mutterkörper, wohingegen undifferenzierte Meteorite Aussagen über physikalische und chemische Parameter des frühen Sonnensystems zulassen.

Die folgenden Kurzbeschreibungen der einzelnen Meteoritenklassen und Untergruppen haben ihren Schwerpunkt bei den in dieser Arbeit untersuchten Meteoriten. Zur Häufigkeitsverteilung, die natürlich nur für beobachtete Fälle repräsentativ ist, wird auf Abbildungen 3-5 verwiesen.

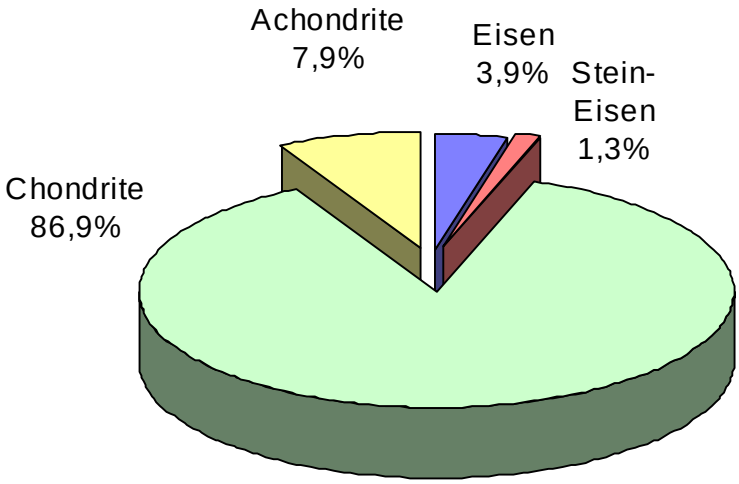

Abb. 3: *Häufigkeitsverteilung der Meteoritenfälle [MET97].*

Steinmeteorite bestehen aus einem silikatischem Anteil, der den Eisenanteil deutlich überwiegt. Klassisch werden Steinmeteorite, die fast 95 % aller Meteoritenfälle ausmachen, in Chondrite und Achondrite unterteilt.

Chondrite und damit auch ihre Mutterkörper sind homogen aufgebaut. Sie bestehen aus mm- bis erbsengroßen Silikat-Kügelchen (40-90 %), den Chondren (chondros (gr.) = Korn, Knorpel), die in eine feinkörnige Matrix, welche reich an leichtflüchtigen Elementen und Kohlenstoff ist, eingebettet sind. Der genaue Ursprung der Chondren ist nicht eindeutig geklärt. Man deutet sie bisher als sehr schnell erstarrte Schmelztröpfchen. Hauptmineralien der Chondrite sind Olivin, Pyroxen und Feldspat. Zusätzlich enthalten sie aber auch metallisches Nickeleisen in Form von Kamazit und Taenit. Letztere und das in Silikaten gebundene Eisen sind für die chemische Klassifizierung in verschiedene Gruppen (E, H, L, LL, C, R) maßgebend. Mit abnehmendem Eisengehalt im Olivin steigt der Gehalt an metallischem Eisen in Form von Nickeleisen; eine gebräuchliche Einheit zur Beschreibung ist der Fayalit-Gehalt (Fe_2SiO_4). Das Vorhandensein dieses „undifferenzierten“ Konglomerats aus Hoch- und Tieftemperatur-Bildungen (Chondren und Matrix), leichten und schweren Bestandteilen (Silikate und Metall/Sulfid) ist der Beweis dafür, daß diese Körper niemals als Ganzes aufgeschmolzen wurden. Aus diesem Grunde werden Chondrite auch gerne als „Urmaterie des Sonnensystems“ bezeichnet.

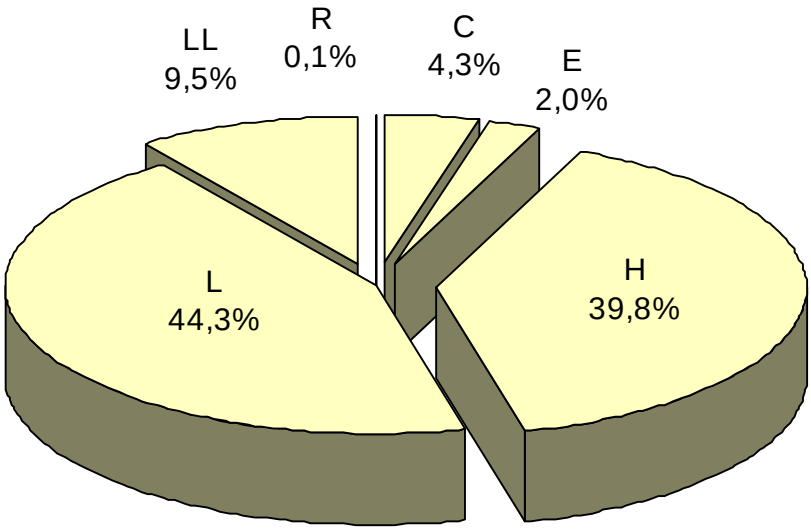

Abb. 4: *Häufigkeitsverteilung der Meteoritenfälle - Chondrite [MET97].*

Gewöhnliche Chondrite (H, L, LL) bekamen ihren Namen aufgrund der Tatsache, daß sie den größten Anteil aller Meteorite ausmachen (87 % aller Fälle). Sie werden entsprechend ihrem Gehalt an (metallischem) Eisen in Untergruppen unterteilt. H-Chondrite/Bronzit-Chondrite weisen einen hohen Gehalt an metallischem Eisen auf. Der Gesamteisengehalt beläuft sich auf 25-33 % (H = high iron, hohes Gesamt-Eisen). L-Chondrite/Hypersthen-Chondrite bestehen dahingegen nur aus 19-23 % Eisen (L = low iron, niedriges Gesamt-Eisen). LL-Chondrite/Amphoterite sind nicht nur eisenarm (16-20 % Fe), sie enthalten auch nur 0,5-4 % metallisches Eisen, was sich in einem entsprechend hohem Fayalit-Gehalt widerspiegelt (LL = low iron, low metal, niedriges Gesamt-Eisen, niedriger Metallgehalt).

Enstatit-Chondrite (EH, EL) sind chemisch sehr stark reduziert. Sie enthalten noch mehr Metall als die H-Chondrite und kaum Eisenoxid. Insbesondere aufgrund ihres Spurenelementgehaltes und einiger ungewöhnlicher Minerale, die sich nur bei sehr geringem Sauerstoffangebot bilden, werden sie als eigenständige Gruppe klassifiziert. Analog den gewöhnlichen Chondriten erfolgt die weitere Unterteilung entsprechend ihrem Eisengehalt in EH- (27-30 % Fe) und EL- (20-25 % Fe) Chondrite.

Kohlige Chondrite (CI, CH, CK, CM, CO, CR, CV) bekamen ihren Namen aufgrund ihrer schwarzen Farbe, welche durch den hohen Kohlenstoffgehalt ihrer Matrix verursacht wird. Ihre chemische Zusammensetzung ist uneinheitlich, jedoch enthalten sie alle nur wenig oder überhaupt kein metallisches Eisen. Im Unterschied zu den gewöhnlichen Chondriten findet man sowohl freies Wasser als auch Kristallwasser. Die Existenz von Carbonaten, kristallwasserhaltigen Sulfaten und Kohlenwasserstoffen (meist Alkane) schließt ein mögliches Aufschmelzen aus, jedoch ist eine physikalische Geschichte möglich. Eine weitere Unterteilung nur aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung wie bei den gewöhnlichen Chondriten ist nicht ausreichend. Der durch thermische Einflüsse bestimmte Grad der Rekristallisation und damit der Mineralogie und der Textur wird als petrologischer Status (s.u.) zur Klassifizierung herangezogen. Die wichtigste Gruppe, die CI/C1-Chondrite, besteht nur aus insgesamt sieben

Vertretern [MET97] und ist nach dem Meteoriten Ivuna benannt. Die Meteorite dieser Gruppe, die paradoxerweise keine Chondren enthalten, können als primitivste Materie beschrieben werden. Ihre chemische Zusammensetzung ist mit Ausnahme der ganz oder teilweise gasförmigen Elemente gleich der der Sonne und, da die Sonne 99,9 % aller Materie im Sonnensystem enthält, somit auch gleich der des Sonnensystems. Die elementare Zusammensetzung der CI/C1-Chondrite wird demnach auch als solare Häufigkeit bezeichnet. Die C2-Chondrite, welche nach den bedeutenden Fällen Murchison und Mighei auch als CM-Chondrite bezeichnet werden, enthalten Chondren und andere Hochtemperaturbildungen in einer feinkörnigen Matrix aus wasserhaltigen Silikaten. Als Ursprung der CI/C1- und der CM/C2-Chondrite werden Kometenkerne diskutiert. Die CV/C3-Chondrite (V nach Vigarano), die zusammen mit den CO/C3-Chondriten (O nach Ornans), welche kleinere Chondren und weniger Matrix besitzen, die C3-Gruppe ausmachen, enthalten höhere Anteile an refraktären Elementen in Form von sogenannten Calcium-Aluminium-reichen Einschlüssen (CAI‘s). Diese CAI‘s, die insbesondere im bekanntesten CV3-Chondriten Allende intensiv untersucht wurden, sind das älteste erhalten gebliebene feste Material aus dem solaren Urnebel. Einige Isotopenanomalien indizieren sogar eine Herkunft außerhalb des Sonnensystems. Man diskutiert, ob der Eintrag durch eine Sternexplosion, eine sogenannte Supernova, relativ nahe an unserem Sonnensystem hervorgerufen wurde.

Rumuruti Chondrite (R) konnten erstmalig 1994 als eigenständige Chondriten-Gruppe identifiziert werden [BIS94]. Ihren Namen bekamen sie nach dem bisher einzigen Meteoritenfall (Rumuruti, Kenia, 1934 [SCH93]). Einschließlich der in dieser Arbeit untersuchten Meteoritenfunden der Sahara aus den Jahren 1991 und 1995 (Acfer 217, Dar al Gani 013 und Hammadah al Hamra 119) umfaßt die Gruppe momentan 15 Meteorite, von denen zwei oder drei (Pecora Escarpment 91002/241 und vielleicht Elephant Morraine 96026) bzw. drei (Mount Prestrub 95410/411/412) antarktische Funde wahrscheinlich jeweils zu einem Meteoritenschauer gehören [WEB98]. Die vormals als Carlisle Lakes-type bezeichneten Meteorite sind in ihrer chemischen Zusammensetzung zwar den

gewöhnlichen Chondriten ähnlich, doch ist der Unterschied in ihrer Sauerstoffisotopie [BIS94] so gravierend, daß eine gemeinsame Entstehung sicher auszuschließen ist. Rumuruti-Chondrite haben einen hohen Olivin-Gehalt und kaum metallisches Eisen. Ihr Gesamt-Eisengehalt liegt zwischen dem der H- und L-Chondrite, aber die flüchtigen Elemente sind gegenüber den gewöhnlichen Chondriten erhöht, welches eine Entstehung der R-Chondrite durch reine Oxidationsprozesse ebenfalls ausschließt [PAL96].

Achondrite enthalten, wie der Name schon sagt, keinerlei Chondren. Sie bestehen im wesentlichen aus den Mineralen Pyroxen, Feldspat und Olivin, deren Anteile aber stark variiert. Nur 8 % aller Meteoritenfälle gehören zur Gruppe der Achondrite. Eine Unterteilung nach der chemischen Zusammensetzung in Ca-arme (Aubrite, Diogenite, Ureilite) und Ca-reiche (Eukrite, Howardite) ist möglich. In letzter Zeit hat sich aber die Klassifizierung nach genetischen Kriterien mehr und mehr durchgesetzt, so daß eine erste Unterteilung in differenzierte und primitive Achondrite (s. Abb. 2) vorgenommen wird. Im weiteren werden nur die wichtigsten bzw. die in dieser Arbeit untersuchten Klassen beschrieben.

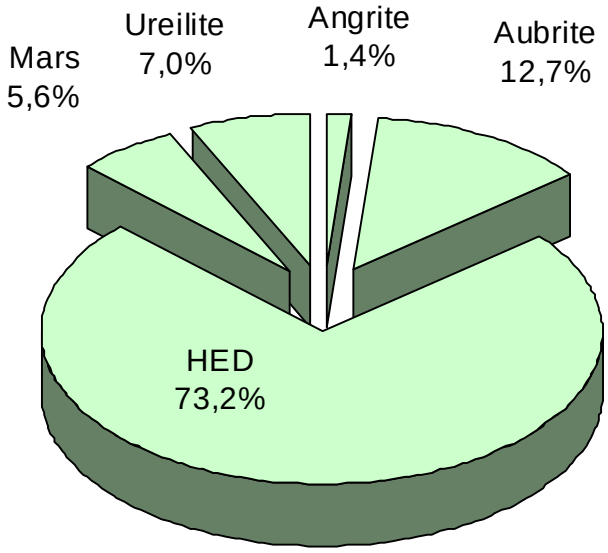

Abb. 5: *Häufigkeitsverteilung der Meteoritenfälle - Achondrite [MET97].*

HED-Chondrite (Howardite, Eukrite, Diogenite) sind die größte Gruppe der differenzierten Achondrite. Sie ähneln den irdischen Basaltgesteinen. Wie schon erwähnt, geht man von einem gemeinsamen Mutterkörper (4 Vesta) dieser drei Klassen aus. Chemisch und mineralogisch liegen die Howardite zwischen den pyroxenreichen Diogeniten und den Eukriten. Diese werden auch als Breccien aus eukritischem und diogenitischem Material bezeichnet und stammen von der Oberfläche des Mutterkörpers, was u.a. durch einen hohen Sonnenwind-Edelgasanteil belegt wird.

Mondmeteorite ähneln im Aussehen einem brecciösen Achondriten. Nach ihrer chemischen Zusammensetzung und Mineralogie sind sie aber eindeutig mit den Mondproben der Luna- und Apollo-Missionen zu vergleichen (s. 1.1.2). Die für Mond-Erde charakteristischen Sauerstoffisotopenverhältnisse werden auch in den Mondmeteoriten gefunden [z.B. BIS98].

Marsmeteorite wurden bis zur Klassifizierung des Orthopyroxeniten Allan Hills 84001 auch als SNC-Meteorite (nach den drei Gruppen Shergottite, Nakhlite, Chassignite) bezeichnet. Ein besonderes Merkmal ist ihr junges Kristallisationsalter im Bereich von einigen hundert Millionen Jahren. Somit kann nur ein großer Körper wie z.B. der Mars, auf dem noch lange nach seiner Bildung magmatische und vulkanische Aktivität bestanden hat, als Ursprungsort in Frage kommen (s. 1.1.2).

Ureilite fallen vor allem durch ihren Gehalt an Kohlenstoff in Form von Graphit und Diamant aus dem Rahmen. Der hohe Kohlenstoffgehalt (ca. 2 %) und einige Spurenelemente deuten auf eine gemeinsame Entstehungsgeschichte der Ureilite und der kohligen Chondrite hin.

Eisenmeteorite können aufgrund ihrer physikalischen Beschaffenheit (Optik, Dichte etc.) sehr leicht von terrestrischen Gesteinen unterschieden werden. Aus diesem Grunde und wegen ihrer höheren Verwitterungsbeständigkeit findet man prozentual mehr Eisenmeteorite als es nach ihrer Fallhäufigkeit (3,9 %) zu erwarten wäre. Sie sind differenzierte Meteorite und bestehen zu über 90 % aus metallischem Nickeleisen. Entgegen den Steinmeteoriten findet man nur eine begrenzte

Anzahl unterschiedlicher Mineralphasen in Eisenmeteoriten. Zudem treten diese meist in runden Knollen aus Sulfiden (Troilit), Phosphiden (Schreibersit) und Carbiden (Cohenit) auf. Die weitere Einteilung der Eisenmeteorite erfolgt zuerst nach ihrer Struktur, die durch Ätzen (5 % HNO_3 in Alkohol) einer fein geschliffenen und polierten ebenen Schnittfläche sichtbar gemacht werden kann. Diese Strukturmerkmale lassen Rückschlüsse auf die ursprünglichen Abkühlungsvorgänge sowie die sekundären Prozesse durch Metamorphose und Deformationen, welche durch Schockeinwirkung aufgrund von Impaktereignissen hervorgerufen wurden, zu. Eine genauere Klassifikation in genetische Gruppen basiert auf der chemischen Zusammensetzung der Eisenmeteorite, d.h. dem Gehalt an Nickel, Gallium, Germanium und Iridium. Die Untersuchungen von J. F. Lovering und Mitarbeiter [LOV57], die zur Einführung von vier Unterklassen (I-IV) führten, und die Arbeiten der Gruppe von J. T. Wasson, die diese wiederum auf 16 (durch Anhängen der Buchstaben A-F) erweiterten [WAS67,WAS67b], sind hierbei hervorzuheben. Auch gibt es eine Reihe von sog. „anomalen“ Meteoriten, z.B. Dermbach (s. 4.3.13), die aufgrund ihres stark abweichendem Aufbaus keiner der unten im Detail beschriebenen Gruppen zuzuordnen sind.

Hexaedrite (H bzw. IIA) bestehen chemisch aus Kamazit, welcher in großen würfelförmigen (hexaedrischen) Einkristallen gebildet wurde. Charakteristisch sind ein niedriger Nickelgehalt (~ 5 %) und die beim Anätzen erscheinenden sich durchkreuzende Parallelscharen von sehr feinen Linien, die sog. „Neumannschen Linien“. Diese Zwillingslamellen sind durch mechanische Beanspruchung, z.B. beim Aufschlag des Meteoriten auf die Erde entstanden.

Oktaedrite (O) stellen die umfangreichste Gruppe der Eisenmeteorite dar. Ihr grobes oktaedrisches Kamazitgefüge, welches nach dem Anätzen erscheint, wird als „Widmanstättensche“ bzw. „Thompsonsche Figuren“ bezeichnet. Es ist das Ergebnis eines sehr langsamen Entmischungsvorganges, welcher durch das Eisen-Nickel-Phasendiagramm und Abkühlungsraten von etwa 1-100°C pro Million Jahre erklärt werden kann. Die Breite der Kamazitbalken, welche durch den Nickelgehalt (6-20 %) bestimmt wird, ist ein Charakteristikum für die weitere Einteilung in Untergruppen (IA-IVA).

Ataxite (D) bestehen bis auf wenige Ausnahmen aus Ni-reichen (20-50 %) Legierungen. Die sehr feinkörnigen Aggregate zeigen kein sichtbares Gefüge (a taxis (gr.) = ohne Gestalt) beim Anätzen. Da sie durch Erhitzen und schnellem Abkühlen aus Oktaedriten entstehen, ist in der Regel jeder Oktaedrit durch die kurzfristige Erwärmung beim Eintritt in die Erdatmosphäre mit einer mehr oder minder dünnen Schicht ataxitischem Gefüge umgeben.

Stein-Eisen-Meteorite sind mit nur 1,3 % Fallhäufigkeit die seltensten Meteorite. Sie bestehen aus Silikat- und Eisenanteil, deren Struktur vielfach einer „erstarrten Emulsion“ entspricht. Sie stammen wahrscheinlich aus silikatischen Mantelbereichen, die an Eisenkernen asteroidaler Körper angrenzen.

Pallasite (PAL) wurden nach dem Forschungsreisenden P.S. Pallas, welcher 1772 die erste ausführliche Beschreibung eines Meteoriten lieferte, benannt. Sie bestehen etwa zu gleichen Teilen aus einem Netzwerk von Nickeleisen mit eingelagerten Olivinmassen. Die metallischen Gefüge zeigen die für die größte Gruppe der Oktaedrite (IIIAB) typischen Strukturen und chemischen Zusammensetzungen.

Mesosiderite (MES) bestehen wie die Pallasite aus Silikat und Metall (40-60 %), jedoch ist deren Verwachsung wesentlich feiner und oft sehr unregelmäßig.

Je nach Literatur werden die Einteilungen der Untergruppen und Klassen unterschiedlich gehandhabt. So gibt es z.B. auch die Möglichkeit die primitiven Achondrite als Bindeglied zwischen Chondriten und Achondriten zu sehen. Neueste Ergebnisse beschreiben die Ureilite als differenzierte Enstatit-Chondrite. Der Meteorit Steinbach, der hier als eigene Klasse der Siderophyre aufgeführt ist, wird in mancher Literatur als Eisenmeterorit und die Lodranite dafür als anomale Mesosiderite klassifiziert. Es gibt weiterhin einige noch nicht akzeptierte Untergruppen, anomale Chondrite, aber auch Meteorite, die bisher so einzigartig sind, daß sie in kein Klassifizierungsschema passen.

Die schon bei den kohligen Chondriten angesprochene Unterteilung der Meteorite - nach zunehmendem Grad der Kristallisation und der Gleichgewichtseinstellung - in petrologische Typen wird auch zur weiteren Einteilung der chemischen Klassen der übrigen Chondrite verwendet. Die Homogenität von Pyroxen und Olivin, die Menge an flüchtigen Bestandteilen,

wie z.B. Wasser, und die Textur, insbesondere die Struktur der Chondren dienen als Einteilungskriterien. Die petrologischen Typen 1 (keine Chondren, s.o.) und 2 wurden bisher nur bei kohligen Chondriten identifiziert. In allen übrigen Chondritenklassen konnten die Stufen 3-6, deren Struktur mit zunehmender Typenzahl homogener wird, und in letzter Zeit auch Stufe 7, d.h. vollständige Aufschmelzung durch Metamorphose, nachgewiesen werden. Eine exaktere Abstufung der petrologischen Klasse 3 (zehn Stufen: 3.0-3.9) ist insbesondere bei den Rumuruti- und gewöhnlichen Chondriten üblich.

1.1.4 Schock- und Verwitterungsklassen

Weitere Charakteristika von Meteoriten sind Verwitterungs- und Schockzustand. Sie können z.B. ein eventuelles „pairing“, d.h. die Zusammengehörigkeit von zwei oder mehreren Meteoritenfundstücken zu einem Meteoritenschauer, oder aber auch den Ausschluß von „pairing“ unterstützen.

Ist ein Meteorit auf der Erde gelandet, ist er terrestrischen Verwitterungsprozessen, die je nach klimatischen Bedingungen (Extrema: Heiße und kalte Wüsten) stark variieren können, ausgesetzt. Zur Einteilung in Verwitterungsstufen werden zwei unterschiedliche Methoden herangezogen. Die Meteoriten-Arbeitsgruppe des NASA Johnson Space Centers in Houston teilt die hauptsächlich in der Antarktis gefundenen Meteoriten anhand von Untersuchungen der Handstücke in drei Klassen ein. Dabei bedeutet „A“ mindere, „B“ moderate und „C“ starke Verwitterung (rustiness). Seit einigen Jahren wird aber auch eine genauere Einteilung anhand von mikroskopisch untersuchten Dünnschliffen praktiziert [WLO93]. Diese basiert auf der Tatsache, daß zuerst die Metallphase, dann Troilit und zuletzt das Silikat des Meteoriten verwittert. Die Verwitterungsklassen „W0" (nur bei frischen Fällen) bis „W6" stehen für steigende Verwitterung. Eine Korrelation zwischen diesen Stufen und dem terrestrischen Alter von Meteoriten (siehe 1.5.3) konnte für definierte klimatische Bedingungen aufgezeigt werden [z.B. WLO95].

Hochgeschwindigkeitskollisionen auf den Meteoritenmutterkörpern verursachen die in den Meteoriten feststellbaren Schockmetamorphosen und Brecciierungen. Stöffler et al. [STÖ91] revidierten 1991 die bis dahin übliche petrographische Klassifikation der Schockmetamorphosen

gewöhnlicher Chondrite. Diese neue Einteilung in sechs Schockklassen (S1-S6) basiert auf der Untersuchung von Olivin und Plagioklas mittels Dünnschliffmikroskopie. Aufgrund ausgiebiger Schockexperimente konnten die erforderlichen Drücke für einzelne Schockzustände festgestellt werden. Meteorite der Schockklasse S1/S2 (unshocked/very weakly shocked) können z.B. keinen höheren Drücken als 5 GPa ausgesetzt gewesen sein, wohingegen die Schockzustände S5/S6 (strongly shocked/very strongly shocked) nur durch Drücke von 45-55 GPa verursacht werden konnten. Weiterhin konnte ein Zusammenhang zwischen Edelgasverlusten (^{4}He, ^{40}Ar), die für die korrekte Bestimmung der Kristallisationsalter (s. 1.5.1) relevant sind, und den Schockzuständen bzw. den aufgetretenen Drücken aufgezeigt werden. Grundsätzlich gilt hierbei, daß bei Drücken unter 10 GPa keinerlei Verlust auftritt, aber bei Drücken größer 35 GPa die Edelgase fast vollständig verloren gehen. Bei hohen Schockklassen ist außerdem ein Verlust an volatilen Spurenelementen möglich. Aufgrund ihrer entsprechenden Porosität besteht ein Zusammenhang zwischen petrologischem Typ und der Häufigkeit der Schockklassen. Das statistische Maximum innerhalb der einzelnen petrologischen Typen, aber auch innerhalb der Meteoritenklassen (H, L, LL), liegt allerdings immer bei Schockklasse S3.

1.1.5 Meteoritenfundgebiete

Neben beobachteten Meteoritenfällen, die es ermöglichen kurz nach dem Niedergang des Meteoriten selbigen zu bergen, werden Meteorite in den mehr oder minder dicht besiedelten Gebieten der Erde eher zufällig gefunden. Die Aufklärung der Landbevölkerung spielt für das Auffinden und die Identifikation von Meteoriten dabei eine wichtige Rolle. Hauptproblem ist nämlich die Unterscheidung eines Meteoriten von terrestrischen Gesteinen. Aus diesem Grunde werden professionelle Meteoritensuchexpedition auch eher in Gebiete unternommen, die arm an terrestrischen Gesteinen sind. Darüber hinaus erleichtert eine niedrige Besiedelungs- und Vegetationsdichte die Suche. Ideale Gebiete sind demnach heiße und kalte Wüsten. Letztere sind seit knapp dreißig Jahren ein schon beinahe unerschöpflich erscheinendes Reservoir an Meteoriten. So stammen heute schon über 80% aller bekannten Steinmeteorite (über 10.000) aus der Antarktis [MET97]. Die bis zum Dezember 1969 gefundenen vier antarktischen Meteorite (entsprechend sechs Fragmenten), darunter auch der in 1.5.3 angesprochene Eisenmeteorit Lazarev, waren eher als Nebenprodukte früherer Südpolexpeditionen entdeckt worden. Doch der

Fund von insgesamt neun Meteoriten von einer japanischen Expedition in den Yamato Mountains brachte Spekulationen über in der Antarktis herrschende Konzentrationsmechanismen hervor. Die erstmalig 1977 von W. Cassidy et al.[CAS77] formulierte Meteoritenakkumulationstheorie auf den sog. Blaueisfeldern an den transatlantischen Gebirgen wird sehr anschaulich z.B. von Bühler (s. 6.1) beschrieben. Cassidy war auch Mitinitiator der ersten ANSMET-Expedition im antarktischem Sommer 1976/77. Diese seither jeden Sommer durchgeführte Expedition, welche anfänglich noch eine Kooperation von Japan und den USA war, jedoch mittlerweile auch unter europäischer Beteiligung durchgeführt wird, erhöht die Zahl der gefundenen Meteoritenfragmente um mehrere hundert bis tausend pro Jahr. Die Frage, wieviel Fragmente dabei einem Meteoritenfall entsprechen, steht allerdings im Mittelpunkt heftiger Diskussionen. Die mittlere „pairing"-Rate wird auf zwei bis zehn Fragmente geschätzt.

Einige Wüstengebiete wie das Roosevelt County in New Mexico und das westaustralische Nullabor Plain haben sich in den letzten Jahrzehnten aufgrund der dort herrschenden klimatischen Bedingungen und der Bodenbeschaffenheit als günstige Expeditionsgebiete erwiesen. Doch ein weitaus vielversprechenderes Fundgebiet ist sicherlich ein großer Teil der Sahara. So konnten hier trotz politisch schwieriger Begebenheiten im Rahmen mehrerer kommerziell ausgerichteter Expeditionen seit 1989 annähernd tausend Meteorite geborgen werden. In den Jahren 1990-1996 konnten allein in den in Abbildung 6 aufgezeigten libyschen Regionen Dar al Gani und Hammadah al Hamra 223 bzw. 195 Meteorite gefunden werden [WEB97b]. Die Anzahl der Meteorite, die pro Expeditionstag durchschnittlich entdeckt werden, ist von der Suchregion abhängig. So variieren die Fundraten von unter 4 pro Tag (Hammadah al Hamra) über 4-5 (Acfer) bis hinzu über 8 pro Tag (Dar al Gani) [MET97]. Einzelheiten zu der außergewöhnlichen Fundregion Sahara sind von Bischoff und Geiger [BIS95] beschrieben worden.

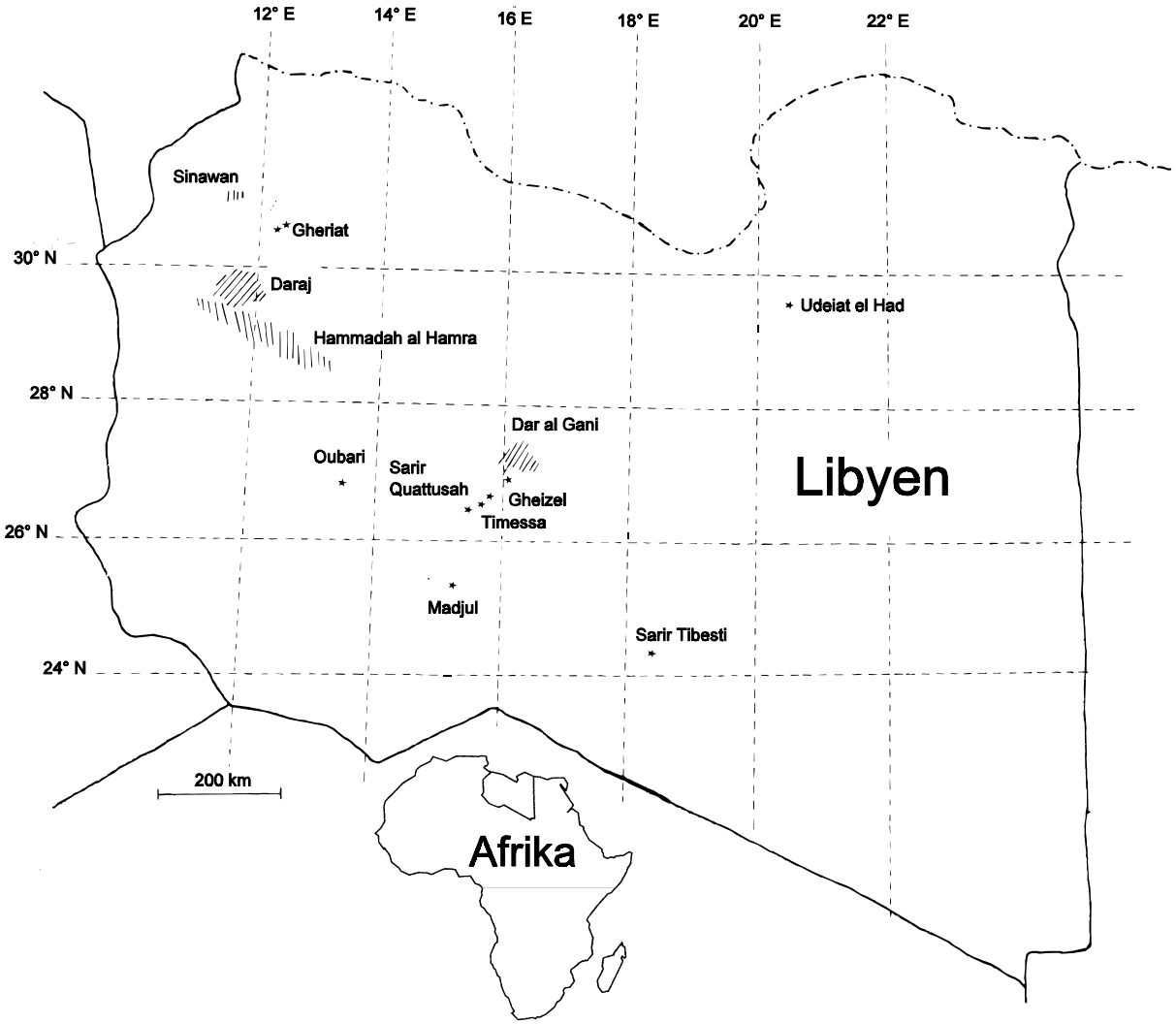

Abb. 6: *Meteoritenfundgebiete der libyschen Sahara [abgewandelt nach WEB97].*

Die übliche Namensgebung eines Meteoriten nach dem nächstgelegenen Postamt kann weder bei den Funden aus den heißen Wüsten und erst recht nicht bei den antarktischen Funden durchgeführt werden. In der Sahara wird ein Meteoritenfund nach der Fundregion und einer fortlaufenden Nummer benannt. So ist Acfer 217 z.B. der 217. Meteorit aus der Reg el Acfer, einer Region in Algerien. Diese Nomenklatur ist nicht zu verwechseln mit der bei Meteoritenschauern oder Probennahmen an einem Meteoriten ebenfalls manchmal auftretende fortlaufende Numerierung der Einzelstücke. So ist Mbale 3 nicht ein einzelner Meteoritenfund, sondern ein Fragment (üblicherweise das dritte, welches gefunden wurde) eines Meteoritenschauers. Aufgrund der großen Zahl der Fundstücke in der Antarktis wurde dort eine einheitliche Nomenklatur eingeführt, die nicht nur als Kürzel die Fundregion, sondern auch die

Expeditionssaison, enthält. Der wahrscheinlich vom Mars stammende Meteorit ALH84001 ist demnach der erste Meteorit, der in der Expedition von 1984/1985 in den Allan Hills im Victoria Land gefunden wurde. Da keinerlei Aussagen über ein „pairing“ von Fundstücken in der Antarktis gemacht werden kann, wird dort jedes Fundstück einzeln numeriert. In heißen Wüsten werden dahingegen gemeinsam aufgefundene Fragmente (ca. 1/3 aller Fundstellen) nur als ein Meteoritenfund, der durch Verwitterung oder Impakt auseinandergebrochen ist, katalogisiert. Bemerkenswert ist allerdings die Tatsache, daß auch zwei Meteoritenfragmente, die über 500 km entfernt voneinander in der Sahara gefunden wurden, mit hoher Wahrscheinlichkeit aus einem Meteoroiden stammen [BIS93].

Der Versuch, antarktischen Meteoriten einen anderen Ursprung im Sonnensystem zuzuordnen, wurde eher belächelt als wissenschaftlich diskutiert, jedoch müssen bei jeder Meteoritenuntersuchung die unterschiedlichen Verwitterungsbedingungen und lokalen und historischen Begebenheiten während der terrestrischen Aufenthaltszeit berücksichtigt werden. So geht man heute davon aus, daß generell die Verweildauer von „Wüstenmeteoriten“ eher innerhalb des Meßbereiches der ^{14}C-Aktivität liegt, d.h. kleiner 40 ka. Eine statistische Übersicht der an gewöhnlichen Chondriten der Sahara bestimmten terrestrischen Alter ist in Abbildung 7 zu finden.

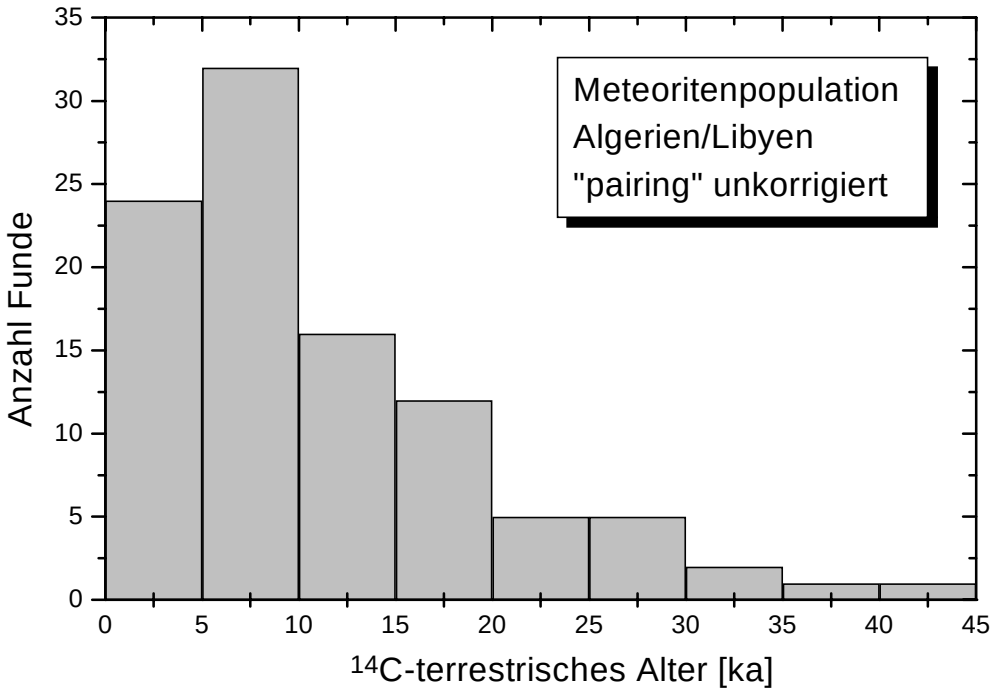

Abb. 7: Übersicht der terrestrischen Alter gewöhnlicher Chondrite der algerischen und libyschen Sahara [JUL90,KNA95,NEU96/97,WLO95].

Man erkennt, daß ein wahrscheinlichstes Alter von 5-10 ka angenommen werden kann. Nur in einem der insgesamt 99 untersuchten Meteoriten aus der algerischen und lybischen Sahara konnte kein ^{14}C mehr detektiert werden, so daß kein Alter bestimmt werden konnte. In der Regel sollten die terrestrischen Alter demnach nur einen kleinen Einfluß auf die in dieser Arbeit untersuchten langlebigen Radionuklidkonzentrationen haben. Der Einfluß der Verwitterung auf Spurenelement- und Edelgaskonzentrationen bzw. terrestrische Kontaminationen der Meteorite sind allerdings nicht zu unterschätzen. Dahingegen konnten an antarktischen Meteoriten über die längerlebigen Radionuklide ^{36}Cl und ^{41}Ca, aber auch über ^{26}Al und ^{10}Be, terrestrische Alter im Bereich von mehreren hundert Kilojahren festgestellt werden. Zwei extrem alte Steinmeteorite aus den Allan Hills (ALH88019) bzw. der Lewis Cliff Region (LEW86360) wurden erst kürzlich unabhängig voneinander identifiziert [SCH97d,WEL97]. Ihre terrestrischen Alter von (2,0 ± 0,4) Ma bzw. (2,35 ± 0,15) Ma, liegen im Bereich des ebenfalls in der Antarktis gefundenen schon angesprochenen Eisenmeteoritens Lazarev, dessen Alter auf 2,4-5 Ma [NIS87b] bestimmt wurde.

Die Bestimmung der terrestrischen Alter läßt demnach nicht nur Aussagen über die Geschichte der Meteorite zu. Darüber hinaus hat sie bei antarktischen Funden eine große Bedeutung für die Glaziologie. Die Meteorite speichern sozusagen Informationen über die Eisdynamik [z.B. CAS92]. Anhand von Meteoritenfunden der heißen Wüsten und ihrer Verweildauern können wichtige Informationen für die Klimaforschung gewonnen werden. So sind u.a. Rückschlüsse auf Phasen und Dauer ariden Klimas möglich [GEO97b].

1.2 Kosmische Strahlung

Die kosmische Strahlung besteht aus einer elektromagnetischen Hintergrundstrahlung ($\lambda \approx 1{,}6$ mm) und einer Korpuskularstrahlung, die von V. F. Heß [HES13] bereits 1912 nachgewiesen werden konnte. Sie besteht aus energiereichen Nukleonen (Protonen, Neutronen), Neutrinos, Photonen, Röntgen- und γ-Strahlung, α-Teilchen, aber auch schweren Atomkernen (Bor bis Blei). Neben einer vor ca. 20 Jahren entdeckten sogenannten anomalen Strahlung, wird die Teilchenstrahlung nach ihrer Herkunft formell in zwei Komponenten unterteilt, in die solare und die galaktische kosmische Strahlung. Diese unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung und Energieverteilung, welche exemplarisch für Protonen in einem Sonnenabstand von 1 A.E. (Astronomische Einheit) in Abbildung 8 aufgezeigt ist.

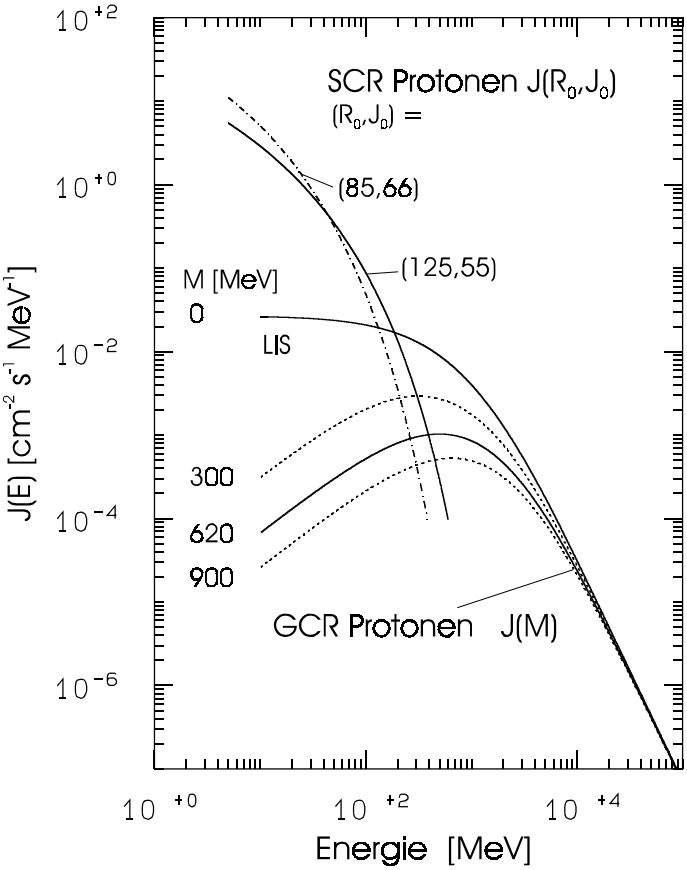

Abb. 8: Energiespektren der solaren (SCR) und galaktischen (GCR) kosmischen Strahlung *im Abstand 1 A.E.. Für solare Protonen ist der Bereich langzeitgemittelter Spektren dargestellt. Die GCR-Spektren entsprechen einer Modulation durch maximale (1969, M = 900 MeV) und minimale (1965, M = 300 MeV) Sonnenaktivität nach dem 11-Jahres-Zyklus. Abbildung in Anlehnung an [MIC96].*

1.2.1 Solare kosmische Strahlung (SCR)

Der Ursprung der solaren kosmischen Strahlung (SCR = solar cosmic rays) ist die Sonne. Sie wird dort in Sonneneruptionen, sog. „solar flares“, emittiert. Die Eruptionshäufigkeit variiert in kurzen (11-Jahres-Zyklus) und langen Zyklen (z.B. Schwabe-Zyklus). Diese räumlich begrenzten

Ereignisse in der Photo- und Chromosphäre der Sonne nehmen Zeiträume von einigen Stunden bis Tagen ein [LÜP93]. Die SCR setzt sich im Mittel vor allem aus etwa 98 % Protonen und 2 % α-Teilchen zusammen [GOS88], aber auch Neutronen und schwere Kerne konnten in den letzten Jahren nachgewiesen werden. Sich ändernde Magnetfelder beschleunigen die freigesetzten geladenen Teilchen auf Energien von bis zu einigen 100 MeV/Nukleon. Die in Abbildung 8 dargestellte Energieverteilung wurde aus Analyseergebnissen von Mondproben berechnet [BOD93,RAO94]. Teilchen, welche Energien von nur 0,3-3 keV/Nukleon („Solarer Wind“) erreichen, können als Implantate in Regolithmaterial von Meteoriten oder Mond nachgewiesen werden. Produkte von Kernreaktionen, die durch SCR induziert werden, waren dahingegen zwar schon lange in Meteoriten berechnet worden [z.B. LAL67,MIC82], konnten aber erst vor einigen Jahren im L-Chondriten Salem experimentell bestätigt werden [EVA87,NIS90]. Die Ursache besteht darin, daß die Eindringtiefe der SCR vorwiegend aufgrund von Ionisierungseffekten nur wenige cm (< 15 g/cm^2) beträgt und dieser Bereich meist durch Ablation in der Erdatmosphäre verloren geht (s. 4.3.6).

1.2.2 Galaktische kosmische Strahlung (GCR)

Die Herkunft der galaktischen kosmischen Strahlung, einer im Gegensatz zur SCR isotropen Teilchenstrahlung, liegt außerhalb unseres Sonnensystems. Ihr genauer Ursprung ist allerdings nicht ganz geklärt. So werden Ejektionen von Supernova-Material bzw. interstellarer Materie, die durch Schockwellen, welche ihrerseits hervorgerufen durch Supernovae beschleunigt wurden, als mögliche Quellen diskutiert. Die GCR besteht hauptsächlich aus ca. 87 % Protonen, 12 % α-Teilchen und weniger als 1 % schweren Kernen [SIM83]. Durch Wechselwirkung mit wandernden Magnetfeldern in der Galaxis ist eine stufenweise Beschleunigung bis auf Energien von 10^{20}eV möglich. Die ortsabhängigen Spektren sind demnach auch der Modulation der Sonne und somit den oben erwähnten Sonnenzyklen ausgesetzt. Für die in dieser Arbeit untersuchten langlebigen Radionuklide kann der Modulationsparameter allerdings als konstant (620 MeV, Abb. 8, [LEY97]) angesehen werden. Eine ausführliche Beschreibung zur Bestimmung dieser Parameter findet sich z.B. in [LEY97,MIC91].

1.3 Kosmogene Nuklide

Kosmogene Nuklide werden durch Kernreaktionen der kosmischen Strahlung mit Materie produziert. Der erstmalige Nachweis von kosmogenem ^{4}He gelang Paneth et al. schon 1928 [PAN28], konnte aber erst 1952 [PAN52] als kosmogenen Ursprungs identifiziert werden. Die Vorhersage der Existenz von ^{3}He in Meteoriten erfolgte schon 1947 [BAU47,HUN48]. Die Häufigkeiten der kosmogenen Nuklide werden als sog. Produktionsraten (s. 1.4) angegeben. Durch Analyse dieser Produktionsraten in extraterrestrischer Materie können nicht nur Informationen über die bestrahlten Körper selbst, sondern auch über die zeitliche und räumliche Konstanz der SCR und GCR entschlüsselt werden. Die entstandenen stabilen oder radioaktiven kosmogenen Nuklide, ihre Bildung und ihre Nachweismethoden werden, soweit es für diese Arbeit relevant ist, im folgenden beschrieben. Abbildung 9 zeigt eine Übersicht der kosmogenen Radionuklide mit Halbwertszeiten größer als 1 Jahr.

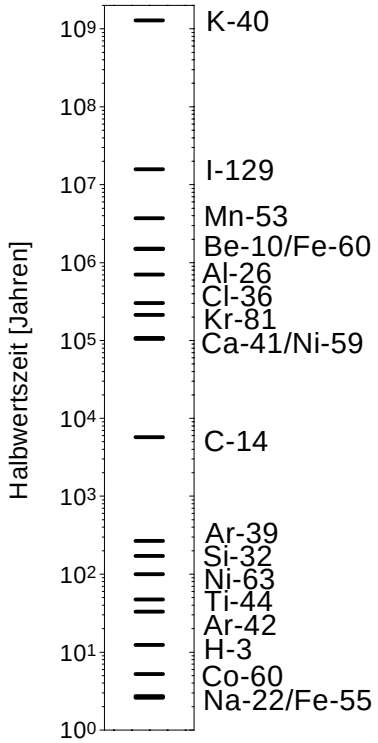

Abb. 9: *Übersicht der Halbwertszeiten kosmogener Radionuklide ($t_{1/2}$ > 1 Jahr).*

1.3.1 Stabile und sehr langlebige Nuklide

Stabile kosmogene Nuklide werden über die ganze Expositionsdauer der extraterrestrischen Materie akkumuliert und können wie auch die stabilen Zerfallsprodukte der primordialen Radioisotope ($t_{1/2} > 10^9$ a) mittels Massenspektrometrie oder (R)NAA ((Radiochemische) Neutronenaktivierungsanalyse) nachgewiesen werden. Die Produktionsraten der stabilen Edelgase werden in der Regel in Einheiten von „Kubikzentimeter Gas unter Standardbedingungen pro Gramm und 10^6 Jahren“ [cc STP / (g·Ma)] angegeben. Sie sind wie alle Produktionsraten kosmogener Nuklide abhängig von der Bestrahlungsgeometrie, d.h. Meteoroidenradius und Abschirmtiefe der untersuchten Probe. So werden die Bestrahlungsalter der Meteorite über empirisch aufgestellte Abschirmungskorrekturen [EUG88] bestimmt. Die ebenfalls empirische Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung der Meteorite wird über Meteoritenklassen-spezifische Faktoren durchgeführt. Von besonderer Bedeutung ist dabei der hauptsächlich über den natürlichen Magnesiumgehalt bestimmte Abschirmungsparameter, das Verhältnis der kosmogenen Neon-Isotope ($^{22}Ne/^{21}Ne_c$) [BHA80].

Die Bestimmung der Abschirmtiefe einer Probe und des Meteoritenbestrahlungsalters über die Konzentrationen der kosmogenen Edelgase ist natürlich vor allen Dingen nur möglich, wenn Diffusionsverluste (insbesondere des Heliums) durch terrestrische Verwitterung oder Schockprozesse ausgeschlossen werden können. Ebenfalls muß bei Meteoritenfunden ein spezielles Augenmerk auf eventuelle terrestrische Kontaminationen geworfen werden. Die größte Schwierigkeit besteht aber wohl in der Feststellung der kosmogenen Komponente innerhalb der Gesamtedelgasmenge. Denn insgesamt stammen die Edelgase neben der kosmogenen Bildung aus drei weiteren Quellen: Einschlüsse der präsolaren Wolke finden sich als „trapped“ Gase und der vom Mutterkörper eingefangene Sonnenwind als „solare“ Komponente wieder. Des weiteren muß auch der aus dem radioaktiven Zerfall der primordialen Radionuklide gebildete „radiogene“ Anteil insbesondere an Ar- und Xe-Isotope erkannt und subtrahiert werden. Unter diesen Schwierigkeiten und aufgrund der empirischen Korrekturen, kann meist nur das über die ^{21}Ne-Konzentration bestimmte Bestrahlungsalter mit Unsicherheiten von 5-20 % als verläßliches Alter angesehen werden und dieses auch nur für Meteoroide mit durchschnittlichen präatmosphärischen Radien (15-50 cm) und Abschirmparametern ($^{22}Ne/^{21}Ne_c > 1{,}05$).

1.3.2 Kurzlebige Radionuklide

Die Analyse kosmogener kurzlebiger Radionuklide ist in der Regel nur bei beobachteten Meteoritenfällen bzw. in Mondproben möglich. In Ausnahmen wurden auch in Meteoritenfunden relativ kurzlebige Radionuklide identifiziert. So konnte z.B. das terrestrische Alter des auch in dieser Arbeit untersuchten L-Chondriten Benthullen (s. 4.3.3) über die vorhandene ^{39}Ar-Aktivität auf kleiner 200 Jahre bestimmt werden [SCH74b]. Kurzlebige Radionuklide ($t_{1/2}$ < 1000 a) können generell mittels konventioneller Aktivitätsmeßverfahren bestimmt werden. Sie werden üblicherweise in Form von Aktivitätseinheiten pro Gewicht, z.B. Zerfälle pro Minute pro Kilogramm [dpm/kg], angegeben. Von besonderem Interesse ist z.B. die Bestimmung des über sekundäre Neutronen gebildeten ^{60}Co, welches somit auch als Tiefenindikator genutzt werden kann. Grundsätzlich muß bei der Analyse der kurzlebigen Radionuklide (z.B. ^{3}H, ^{7}Be, ^{22}Na, ^{54}Mn, ^{55}Fe) in Meteoriten der Einfluß der Sonnenzyklen auf die Sättigungsaktivitäten (s. 1.2) beachtet werden. So spiegeln aufgrund des Gleichgewichtes zwischen Zerfall und Bildung der Radionuklide die gemessenen Konzentrationen, den durch die Sonne modulierten GCR-Fluß

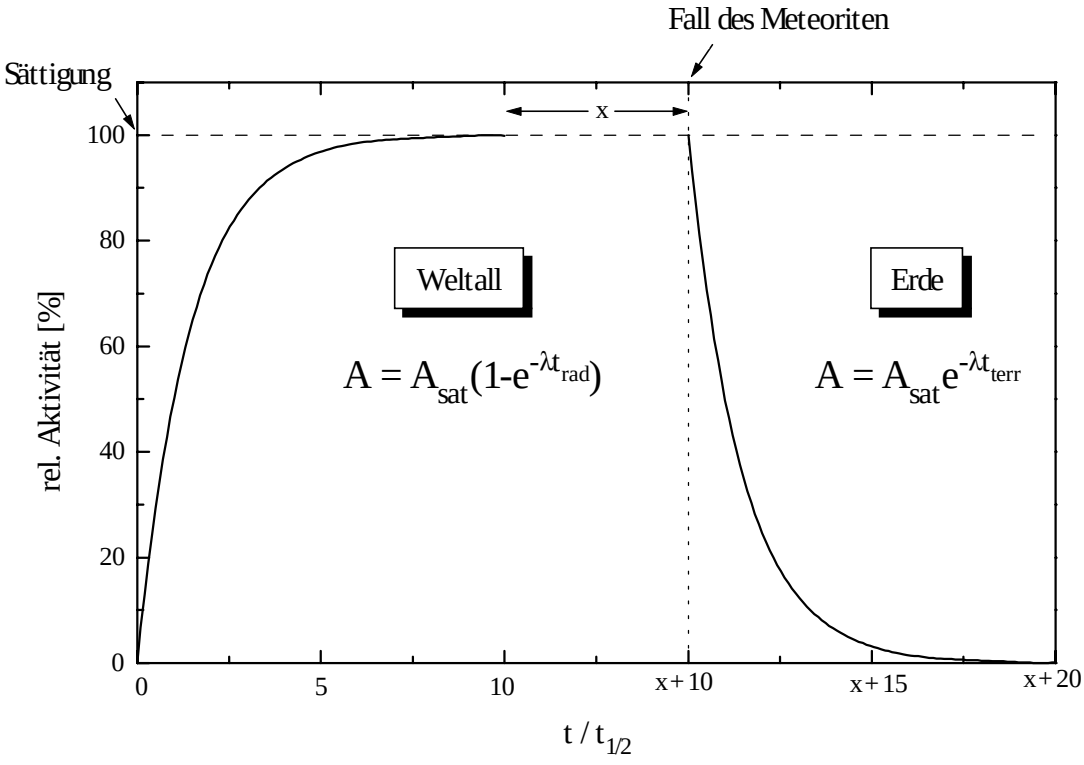

Abb. 10: *Ansteigen und Abklingen der Aktivität kosmogener Radionuklide in extraterrestrischer Materie.*

innerhalb der etwa sieben letzten Halbwertszeiten wieder. Dies ergibt sich sehr anschaulich aus der Aktivierungsgleichung, die graphisch in Abbildung 10 dargestellt ist. Auch das nach dem Meteoritenfall auf die Erde einsetzende Abklingen der Radionuklide läßt sich nachvollziehen. Darüber hinaus sind die Sättigungsproduktionsraten ähnlich den stabilen kosmogenen Nukliden von der chemischen Zusammensetzung der Meteorite, d.h. der Konzentration der Haupttargetelemente, und damit in der Regel von der Meteoritenklasse abhängig.

1.3.3 Langlebige Radionuklide

Analog den kurzlebigen Radionukliden werden die Sättigungsproduktionsraten der langlebigen kosmogenen Radionuklide durch die chemische Zusammensetzung des Targets und der spektralen Verteilung der kosmischen Strahlung während der letzten sieben Halbwertszeiten des untersuchten Nuklids beeinflußt. Grundsätzlich ist die Bestimmung dieser Nuklide aufgrund der geringen Konzentration und der langen Halbwertszeit (≙geringen spezifischen Aktivität) mittels konventioneller Aktivitätsmeßverfahren äußerst aufwendig. Falls es sich um γ-aktive Nuklide handelt, ist eine Messung nur unter Verwendung besonders intensiver Abschirmungsvorrichtungen und Kalibriermessungen [PIS94] durchführbar. Alternativ dazu kann - wie z.B. in der Abteilung Nuklearchemie der Universität zu Köln [ALT96] - bei β^+-Strahlern mittels Koinzidenz-Technik die 511 keV-Vernichtungsstrahlung detektiert werden. In beiden Fällen sind jedoch große Probenmengen für eine ausreichende Zählstatistik erforderlich. Die Methode der radiochemischen Neutronenaktivierungsanalyse (RNAA) liefert im Falle des ^{53}Mn (s. 1.3.3.5) gute Dienste. Die Methode der Wahl ist allerdings bei vielen Nukliden seit einigen Jahren bzw. Jahrzehnten die Beschleunigermassenspektrometrie (AMS, 3.3). Eine Übersicht der in dieser Arbeit mittels AMS bestimmten Radionuklide findet sich in Tabelle 1.

Tab. 1: *Übersicht der Halbwertszeiten der in dieser Arbeit mittels AMS bestimmten Radionuklide*

AMS-Radionuklid	Halbwertszeit [10^6a]	Literatur
^{10}Be	1,51 ± 0,06	[HOF87]
^{26}Al	0,705 ± 0,024	[NOR83]
^{36}Cl	0,301 ± 0,002	[FIR96]
^{41}Ca	0,104 ± 0,005	[PAU91]
^{53}Mn	3,7 ± 0,37	[HON71]
^{59}Ni	0,108 ± 0,013	[RÜH94]
^{60}Fe	1,49 ± 0,27	[KUT84]

1.3.3.1 ^{10}Be

^{10}Be wird in extraterrestrischer Materie über verschiedenste Kernreaktionen gebildet (s. 1.4), wichtige Reaktionen sind Compoundkernreaktionen am Sauerstoff und Spallations- und Fragmentationsreaktionen an schwereren Targetelementen. Bei Eisenmeteoriten muß auch die Produktion von ^{10}Be aus den Spurenelementen Phosphor und Schwefel unbedingt berücksichtigt werden [LEY97/97b]. Die Bestimmung von ^{10}Be-Konzentrationen erfolgte bis zur Entwicklung der AMS-Technik über die Zählung der β^-Aktivität nach radiochemischer Trennung. Die zur Messung erforderlichen Mengen betrugen etwa 10 g Stein- [NIS87] bzw. 100 g Eisenmeteorit. Die erste quantitative ^{10}Be-Messung in meteoritischer Materie gelang Ehmann und Kohman 1958 [EHM58] u.a. an dem auch in dieser Arbeit untersuchtem Canyon Diablo (s. 4.3.13.1), wohingegen Raisbeck et al. [RAI78/78b] die erste AMS-Messung des Nuklids zugeschrieben wird. Die AMS-Messungen, die heute mit Tandembeschleunigern statt des in den Pioniermessungen verwendeten Zyklotrons durchgeführt werden, benötigen um über drei Größenordnungen geringere Meteoriteneinwaagen. ^{10}Be-Messungen in extraterrestrischer Materie werden an der Abteilung Nuklearchemie in Zusammenarbeit mit dem ETH/PSI-Beschleunigerlabor in Zürich seit einigen Jahren durchgeführt.

1.3.3.2 ^{26}Al

Die Produktion von ^{26}Al in extraterrestrischer Materie erfolgt hauptsächlich durch Compoundkernreaktionen an Aluminium und Silizium, aber auch durch Spallations- und Fragmentationsreaktionen an Calcium und schweren Targetelementen. Wie auch bei der Produktion von ^{10}Be muß bei Eisenmeteoriten die ^{26}Al-Produktion aus den Spurenelementen Phosphor und Schwefel berücksichtigt werden [LEY97/97b]. Die erste quantitative Bestimmung von ^{26}Al in Meteoriten wurde ebenfalls von Ehmann und Kohman [EHM58] nach radiochemischer Trennung durchgeführt (s. 1.3.3.1). Die erste AMS-Bestimmung des Nuklids gelang 1979 Raisbeck et al. [RAI79]. Neben der heute üblichen AMS-Bestimmung sind zwei weitere zerstörungsfreie spektrometrische Methoden die Regel. So kann entweder die Vernichtungsstrahlung mittels γ-γ-Koinzidenztechniken oder die γ-Strahlung selbst detektiert werden. Ein besonderes Augenmerk muß allerdings bei diesen Methoden auf die Kalibrierung bzw. der Bestimmung der Ansprechwahrscheinlichkeit der Detektoren geworfen werden, um Geometriefaktoren und insbesondere Selbstabsorbtionseffekte zu berücksichtigen. Auch die Reduzierung des Untergrundes bzw. dessen Korrektur erfordert besondere Maßnahmen [ALT96,PIS94]. Massen von über 10 g an Steinmeteorit [NIS87] werden für eine akzeptable Zählstatistik benötigt, wohingegen die AMS-Technik um drei Größenordnungen empfindlicher ist. ^{26}Al-AMS-Messungen in extraterrestrischer Materie werden seit einigen Jahren in Zusammenarbeit mit dem ETH/PSI-Beschleunigerlabor in Zürich durchgeführt.

1.3.3.3 ^{36}Cl

Für die Produktion von ^{36}Cl sind hauptsächlich drei Kernreaktionstypen verantwortlich: Die Spallationsreaktionen an Eisen und anderen schweren Targetelementen stehen den Compoundkernreaktion an Calcium und den niederenergetischen Neutroneneinfangreaktionen an ^{35}Cl gegenüber. Da der natürliche Gehalt an Chlor in Meteoriten eine große Variationsbreite besitzt, können die Anteile dieser Produktion bis zu einem Faktor fünf variieren. Die Bestimmung des Cl-Gehaltes in einer komplexen Matrix ist nicht ohne Schwierigkeit, so daß meist - unter der Bedingung, daß genügend Probenmaterial zur Verfügung steht - keine Bulk-Analyse durchgeführt wird. Die Bevorzugung der ^{36}Cl-Bestimmung in der metallischen Phase des Meteoriten hat zudem den Vorteil, daß die Neutronen-induzierte Kernreaktion, deren Anregungsfunktion sich nur ungenügend abschätzen läßt, unberücksichtigt bleiben kann. Der

Vergleich mit theoretischen Produktionsraten kann sich dann auf die besser bekannte Hochenergieproduktion beschränken. Die erste quantitative Bestimmung einer ^{36}Cl-Aktivität in meteoritischem Material erfolgte über die Messung der β-Aktivität nach radiochemischer Trennung von Honda et al. [HON61b]. Erste AMS-Messungen von ^{36}Cl erfolgten 1978 [ELM78,NAY78]. In der Abteilung Nuklearchemie wurden seit einigen Jahren Versuche unternommen ^{36}Cl in extraterrestrischer Materie zu bestimmen [z.B. SAR85,BRE92], jedoch zeigte sich, daß ein Kontaminationsproblem der Laborräume [VOG88b] die Analyse von Meteoritenproben erschwerte.

1.3.3.4 ^{41}Ca

^{41}Ca wird in der metallischen Phase von Steinmeteoriten bzw. in Eisenmeteoriten als Spallationsprodukt gebildet. In der Silikatphase entsteht es als Niederenergieprodukt aus Calcium und ist somit als Tiefenindikator geeignet. Es schließt aufgrund seiner günstigen Halbwertszeit die recht große Lücke zwischen den kosmogenen Radionukliden ^{14}C und ^{81}Kr bzw. ^{36}Cl (Abb. 10) und ist demnach ideal zur Bestimmung terrestrischer Alter von Meteoriten (s. 1.5.3). Eine der ersten quantitativen ^{41}Ca-Messungen von extraterrestrischer Materie erfolgte über Zerfallszählung (Röntgenstrahlung nach Elektroneneinfang) nach radiochemischer Trennung 1975 von Mabuchi et al. [MAB75] am Meteoriten Allende (s. 4.1.4.1). Die erstmalige AMS-Messung von ^{41}Ca wurde von Fink et al. [FIN84] durchgeführt, wohingegen die erste ^{41}Ca-AMS-Bestimmung in natürlicher Materie in einer Zusammenarbeit zwischen der Abteilung Nuklearchemie und dem Racah Institute of Physics in Jerusalem [PAU85] erfolgte. Zwei der wichtigsten Arbeiten sind sicherlich die ^{41}Ca-Tiefenprofile von Allende [NIS91] und Grant [FIN87]. Leider ist die ^{41}Ca-AMS-Bestimmung aufgrund der anspruchsvollen Probenvorbereitung nicht ganz unproblematisch und gehört demnach auch heute noch nicht zu den Routinemethoden. Nach einigen ^{41}Ca-Bestimmungen in Wirkungsquerschnittsproben [SUD98] wird in dieser Arbeit erstmalig an der ETH/PSI-Beschleunigeranlage ^{41}Ca in Meteoriten gemessen.

1.3.3.5 ^{53}Mn

^{53}Mn wird in erster Linie durch Compoundkernreaktionen an Eisen und zu einem geringen Anteil durch Spallation an Nickel in meteoritischer Materie gebildet. Aus diesem Grunde werden die Produktionsraten üblicherweise auf den Metall- oder Eisengehalt, d.h. [dpm/kg Metall] oder

[dpm/kg Fe] normiert. Aufgrund der langen Halbwertszeit ist es ein ideales Nuklid zur Bestimmung von Bestrahlungsaltern von Meteoriten. Wilkinson und Shedline [WIL55] entdeckten ^{53}Mn 1955 beim Beschuß von angereichertem ^{53}Cr-Oxid mit 9,5 MeV Protonen. Sherline und Hooper [SHE57] sagten zwar schon 1957 die Existenz von ^{53}Mn in bestrahlten Körpern voraus, doch der Nachweis in natürlicher Materie erfolgte erst von Shedlovsky [SHE60] an drei Eisenmeteoriten (Grant, Odessa, Williamstown) über radiochemische Separation und anschließender Detektion der Röntgenlinien. Diese Methode erforderte Probenmengen von über 100 g. Nach einem Vorschlag von Millard [MIL65] wurde nach einer empfindlicheren Methode zum Nachweis des ^{53}Mn gesucht. Die Grundidee des vorgeschlagenen aktivierungsanalytischen Verfahrens, welche u.a. von der damaligem Arbeitsgruppe der Abteilung Nuklearchemie aufgegriffen wurde [HER67/69], beruhte auf der Überführung der vorhandenen ^{53}Mn-Atome in das γ-spektrometrisch leicht zu detektierende ^{54}Mn. Diese sog. RNAA nutzte demnach die ^{53}Mn(n_{th},γ)^{54}Mn-Kernreaktion aus. Da die Störreaktion ^{55}Mn(n,2n)^{54}Mn von schnellen Neutronen (E_n > 11 MeV) induziert wird, können nur wenige Kernreaktoren - nur die mit einem günstigen Verhältnis von thermischen zu schnellen Neutronen ($\geq 10^4$:1) - zur Aktivierung genutzt werden. Diese Störreaktion und die an den nach radiochemischer Trennung verbleibenden Eisenspuren induzierte Kernreaktion ^{54}Fe(n,p)^{54}Mn verursachen den Untergrund, der die Nachweisgrenze auf 10^{-11} (^{53}Mn/^{55}Mn) festlegt. Details zur Methode, auch hinsichtlich der radiochemischen Trennung vor und nach der Aktivierung, finden sich z.B. in [ENG79,HER69]. Sarafin [SAR85] konnte das Verfahren soweit optimieren, daß Probenmengen meteoritischen Ursprungs im Bereich von 10 mg für eine gesicherte Analyse ausreichten. Nach zeitweiliger Schließung des DIDO-Reaktors des Forschungszentrums Jülich im November 1990 wurden jedoch weltweit keinerlei weitere RNAA-Bestimmungen von ^{53}Mn durchgeführt. Im Rahmen einer Kooperation der Abteilung Nuklearchemie mit dem Beschleunigerlabor der TU München [KOR87] konnte 1987 erstmalig die Bestimmung von ^{53}Mn mittels AMS erfolgen. Die ^{53}Mn-Atome wurden dazu in einem maximalen positiven Ladungszustand (25+, sog. „Nacktstrippen“) auf 292 MeV beschleunigt. Aufgrund der geringen Ionenausbeute konnte allerdings nur eine Nachweisgrenze von $3 \cdot 10^{-11}$ (^{53}Mn/^{55}Mn) erreicht werden. Zusätzlich mußten Probeneinwaagen von ca. 1 g Meteorit, entsprechend einer resultierenden Targetmasse an MnO_2 von 20-30 mg verwendet werden, so daß dieses Verfahren zwar an Meteoriten [FAE92,KOR87] exemplarisch durchgeführt wurde, aber sich nicht zur routinemäßigen Analysenmethode eignet. Die Beschleunigergruppe der TU München konnte jedoch unter Einsatz eines gasgefüllten Magnetes und mit Hilfe der in dieser

Arbeit hergestellten Standard- und Meteoritenproben zeigen, daß die AMS eine echte Alternative bzw. ein Fortschritt gegenüber der konventionellen RNAA-Bestimmung von ^{53}Mn sein kann [ALV96,KNI97b/c,SCH97e].

1.3.3.6 ^{59}Ni

^{59}Ni besitzt ähnlich dem ^{41}Ca (s. 1.3.3.4) eine Halbwertszeit, die sich sehr gut zur Bestimmung terrestrischer Alter von Meteoriten eignen würde. Die weitaus einfachere AMS-Probenpräparation von NiO an Stelle von CaH_2 würde für die routinemäßige Messung von ^{59}Ni sprechen. Ein zusätzlicher Vorteil des Nuklids ist, daß seine Bildung in extraterrestrischer Materie ausschließlich auf zwei Targetelemente - Eisen und Nickel - beschränkt ist und sich somit seine Produktionsraten, nach Messung der entsprechenden Anregungsfunktionen, sehr gut berechnen lassen würden. Dabei kommt es bei Nickel-haltiger Materie (Meteorite) dominant zur Reaktion von niederenergetischen Neutronen mit ^{58}Ni [SPE86], aber auch insbesondere bei Materie mit kleinem Nickelgehalt (z.B. den Mondproben) neben Spallationsreaktionen an Fe auch zur Compoundkernreaktion ^{56}Fe(α,n)^{59}Ni. Aus diesem Grunde ist ^{59}Ni auch das bisher einzige Nuklid welches als Sonde für solare α-Teilchen fungieren kann [FAE92,KUT93]. Die Detektion von ^{59}Ni erfolgte in einigen wenigen Fällen in extraterrestrischer Materie über die charakteristische Röntgenstrahlung der ^{59}Co-Tochter. So konnten z.B. Goel und Honda [GOE65] die ^{59}Ni-Aktivität im Eisenmeteoriten Odessa zu (70 ± 25) dpm/kg und Mabuchi et al. [MAB75] im kohligen Chondriten Allende auf (141 ± 10) dpm/kg bestimmen. Erste Versuche dieses Nuklid via AMS zu detektieren, wurden 1990 am Beschleuniger der TU München mittels „Nacktstrippen“ unternommen [FAE90]. Die Nachweisgrenze von $7 \cdot 10^{-10}$ ermöglichte zum damaligem Zeitpunkt allerdings keine routinemäßigen Messungen extraterrestrischer Materie, deren Verhältnisse im Bereich von 10^{-10} liegen. Die ersten wenigen Messungen an meteoritischem und lunarem Material erfolgten kurze Zeit später [FAE92,KUT93,PAU93]. Kutschera et al. bestimmten z.B. die ^{59}Ni-Aktivität im Pallasiten Admire zu (280 ± 50) dpm/kg bzw. (490 ± 80) dpm/kg Metall [KUT93]. Dieser Wert konnte durch Röntgenspektrometrie [KOR94,KUT93], aber auch durch zwei weitere AMS-Messung an einem anderen Beschleuniger (TU München, Garching) [KNI92,RÜH94,KNI97c] innerhalb der Fehler bestätigt werden. Darüber hinaus konnten ^{59}Ni-Aktivitäten in zwei Proben des Meteoriten Jilin (ein H5-Chondrit (Meteoritenschauer) mit komplexer Bestrahlungsgeschichte) bestimmt werden [FAE92]. Die Nachweisgrenze am Garchinger Beschleuniger liegt durch Beschleunigung von ^{59}Ni im

Ladungszustand 13+ und einer Energie von 198 MeV unter Verwendung eines gasgefüllten Magnetens und Flugzeitmessung bei $1 \cdot 10^{-13}$ [KNI97b], so daß nun eine größere Zahl an Messungen an meteoritischem Material mit akzeptablen Aufwand möglich sind (s. 4.2.4).

1.3.3.7 ^{60}Fe

Die Existenz von ^{60}Fe in Meteoriten, hauptsächlich durch GCR-Spallation an ^{62,64}Ni produziert, war schon länger bekannt. Abschätzungen aus dem Jahre 1961 [ARN61] sagten aber voraus, daß die Konzentrationen zu klein für eine Detektion wären. Goel und Honda machten jedoch 1965 [GOE65] das „angeblich Unmögliche“ möglich, indem sie die Eisenphase von 2,5 kg chemisch aufgearbeitetem Eisenmeteoriten Odessa [HON61] mit Kobalt-Träger versetzten und ^{60}Fe über die separierte Messung des kurzlebigen Tochterradionuklids ^{60}Co nachwiesen. Die Aktivität wurde zu (0,9 ± 0,2) dpm/kg bestimmt, welche durch eine Normierung auf das Haupttargetelement Nickel (7,1 %, Mittelwert aus [MET97]) einer Aktivität von (12,7 ± 2,8) dpm/kg Ni entspricht. Die Weiterentwicklung der AMS-Technik macht heutzutage die Bestimmung von ^{60}Fe mittels Beschleunigermassenspektrometrie möglich. Die genaue Kenntnis der Halbwertszeit des Radionuklids ist für diese Methode allerdings unbedingt erforderlich. Diese wurde von Kutschera et al. [KUT84] auf einen, gegenüber dem bis dahin anerkannten Literaturwert von 0,3 Ma [ROY57], wesentlich höheren Wert von (1,49 ± 0,27) Ma bestimmt. Zwei Jahre später [KUT86] gelang es durch den Einsatz eines gasgefüllten Magneten die Nachweisgrenze an derselben Beschleunigeranlage in Argonne soweit herabzusetzen, daß die erstmalige Bestimmung von ^{60}Fe in Meteoriten mittels AMS möglich war. In einer Eisenoxid-Probe, die aus dem Eisenmeteoriten Treysa (der einzige Eisenmeteorit dessen Fall in Deutschland beobachtet wurde) isoliert wurde, konnte innerhalb einer Messzeit von drei Stunden ein Ereignis, welches mit hoher Wahrscheinlichkeit einem ^{60}Fe zugeordnet werden konnte, gezählt werden. Dieses Ergebnis entspricht einem ^{60}Fe/Fe-Verhältnis von $3 \cdot 10^{-14}$ und liegt damit weit unter der Nachweisgrenze anderer AMS-Anlagen, die momentan Experimente zur Messung von ^{60}Fe zur Bestimmung von Wirkungsquerschnitten und Aktivitäten von radioaktivem Abfall durchführen (z.B. [GAR97]). Im Rahmen der Kollaboration dieser Arbeit mit der Beschleunigergruppe in Garching konnten allerdings Nachweisgrenzen im Bereich von Meteoritenproben erreicht werden. Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in diversen Abstracts [GLO97,SCH95b], einer Diplomarbeit [SCH96] und Veröffentlichungen [KNI97b,KNI98b] beschrieben.

1.4 Produktionsraten in Meteoroiden

Die experimentelle Bestimmung von Produktionsraten kosmogener Radionuklide in Meteoriten ist seit einigen Jahrzehnten ein Forschungsschwerpunkt der „Meteoritik“. Allgemein ist eine Produktionsrate definiert als die Zahl der Produktnuklide, die pro Massen- und Zeiteinheit in einem bestrahltem Objekt erzeugt werden. Die in Meteoriten bestimmten Werte können dann mit berechneten Produktionsraten basierend auf sog. Dünn- und Dicktargetexperimenten zur Rekonstruktion der Historie der Meteoriten verglichen werden. Grundsätzlich ist die Produktion eines Nuklides B von vielen Größen abhängig z.B. der Intensität des primären Flusses der Strahlung, der chemischen Zusammensetzung, Form und Größe des „Targets“, Position der untersuchten Probe im „Target“ und den Wirkungsquerschnitten der Kernreaktionen, die zum Produkt führen. Im Einzelnen haben die Parameter folgenden Einfluß:

Ein einfacher Dünntargetansatz beschreibt die Produktion P von B durch eine Kernreaktion. Die Zunahme der Teilchenzahl N_B mit der Zeit ist proportional dem Fluß Φ der einfallenden Teilchen a und der vorliegenden Targetatome N_A. Die Wahrscheinlichkeit für das Ablaufen der Kernreaktion A(a,b)B wird durch die energieabhängige Größe σ wiedergegeben (s. 1.7.1).

$$\mathbf{P_B = \frac{dN_B}{dt} = \Phi_a \cdot \sigma(E) \cdot N_A}$$

Da ein Großteil der kosmogenen Nuklide in einer komplexen Materie aus verschiedenen Targetelementen gebildet werden kann, muß die Bildung durch alle Elemente aufsummiert werden.

$$\mathbf{P_B = \sum_A \Phi_a \cdot \sigma_{AB}(E) \cdot N_A}$$

Tabelle 2 zeigt beispielhaft eine Übersicht der Haupttargetelemente für die Produktion der in dieser Arbeit untersuchten kosmogenen Radionuklide. Der Dünntargetansatz berücksichtigt allerdings nicht die Emission von sekundären Teilchen durch Kernreaktionen primärer Teilchen und, daß diese Sekundärteilchen wiederum Kernreaktionen auslösen können. Eine Summierung aller Beiträge durch verschiedene Projektile a ist demnach erforderlich. Darüber hinaus wird der Fluß der primären Teilchen, aber insbesondere der Fluß und die Energie der sekundären Teilchen durch die chemische Zusammensetzung und die Geometrie (Radius R, Tiefe d) des Dicktargets (Meteoroid) verändert.

Tab 2: *Haupttargetelemente zur Produktion kosmogener Radionuklide*

Radionuklid	Haupttargetelemente
^{10}Be	C N O Mg Al Si S Ca Fe Ni
^{26}Al	Na Mg Al Si S Ca Ti Fe Ni
^{36}Cl	Cl K Ca Ti Fe Ni
^{41}Ca	K Ar Ca Ti Fe Ni
^{53}Mn	Fe Ni
^{59}Ni	Fe Ni
^{60}Fe	Ni (Cu)

Die Integration über alle Energien liefert die endgültige fundamentale Gleichung für die quantitative Beschreibung von Produktionsraten in Meteoroiden und der Mondoberfläche:

$$\mathbf{P_B(R,d) = \int_0^{\infty} \sum_A \sum_a \Phi_a \cdot \sigma_{AaB}(E) \cdot N_A dE}$$

Neben Lösungen nach semiempirischen Ansätzen [z.B. GRA90b] ist die Bestimmung der benötigten Parameter zur Lösung dieser Gleichung auf rein physikalischer Basis seit einigen Jahrzehnten ein Mittelpunkt der Kooperation der Abteilung Nuklearchemie der Universität zu Köln mit nationalen und internationalen Forschungsgruppen. So konnte z.B. die Datenbasis der Wirkungsquerschnitte der kosmochemisch relevanten protoneninduzierten Kernreaktionen auf ein akzeptables Niveau gebracht werden [MIC97]. Die chemische Analyse von extraterrestrischer

Materie wurden mit gängigen instrumentellen Analyseverfahren bzw. der (R)NAA möglich und die Bestimmung der geometrieabhängigen differentiellen Flußdichten erfolgte über Monte-Carlo-Simulationen. Ein großes Problem bereitete aber lange Zeit die Abschätzung der durch sekundäre Neutronen produzierten Nuklide. Da es bis heute technisch nicht möglich ist, Neutronen mit entsprechend hoher Energie für Dünntargetexperimente zu produzieren, kann die mangelhafte bzw. für manche Nuklide vollständig fehlende Datenbasis nicht ausgebaut werden. Sogenannte Dicktargetexperimente, d.h. die Bestrahlung von sphärischen „künstlichen Meteoriten“, schafften einen Ausweg aus diesem Dilemma. Die isotrope Bestrahlung von mehreren Steinkugeln diverser Größen [MIC85,MIC89,MIC93] und einer Eisenkugel [LEY97] mit Protonen simulierte typische GCR-Bestrahlungsbedingungen (t, E). Die Berechnung des Anteils der durch Neutronen produzierten Nuklide konnte daraufhin durch die Analyse der in den Kugeln bestrahlten Reinstelementfolien und Verbindungen unter Zuhilfenahme von Monte-Carlo-Rechnungen erfolgen. Eine Abschätzung von Neutronenanregungsfunktionen war auf diesem Wege ebenfalls möglich. Die Relevanz dieser Experimente ist exemplarisch in Abbildung 11 zu sehen.

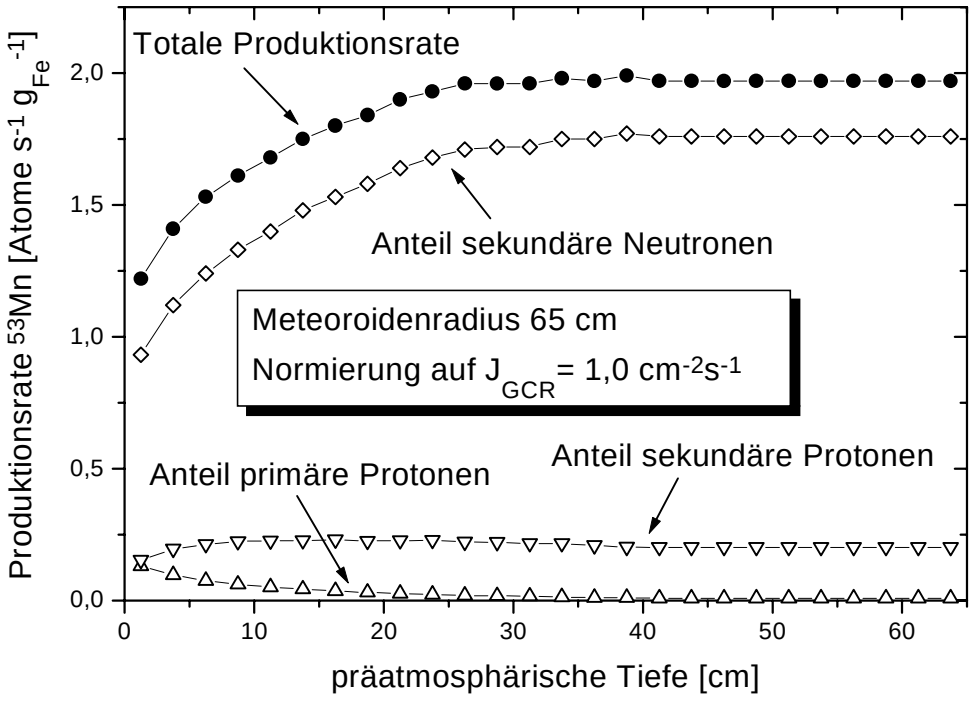

Abb. 11: *Tiefenabhängige Produktionsraten kosmogener Nuklide am Beispiel von ^{53}Mn und einem Meteoroidenradius von 65 cm.*

Anhand des Beispiels ^{53}Mn wird klar, daß schon für geringe Tiefen die Produktion durch sekundäre Teilchen, und hier insbesondere durch Neutronen, den Hauptteil der Gesamtproduktion ausmacht. Bei anderen Nukliden ist der Einfluß der Neutronen je nachdem ob es sich in erster Linie um Hoch-, Mittel- oder Niederenergieprodukte handelt mehr oder weniger stark ausgeprägt. Die Berücksichtigung des Neutronenanteils ist jedoch für die Produktionsraten aller kosmogenen Nuklide unbedingt erforderlich. Informationen zur Bestimmung der Modulationsparameter der GCR (s. 1.2.2) aus diesen Experimenten und weitere Einzelheiten zur Berechnung von Produktionsraten sind in der Dissertation von Leya [LEY97] zu finden. Als Übersicht über den Status und die momentane Qualität der Modellrechnungen ist [MIC96] zu empfehlen.

Um die in Abbildung 11 dargestellten Produktionsraten, welche auf eine GCR-Flußdichte von 1,0 $cm^{-2}s^{-1}$ normiert sind, in „echte“ Produktionsraten umzuwandeln, benötigt man Informationen über die GCR-Flußdichte, denen die Meteoroide auf ihrer Umlaufbahn ausgesetzt sind. Diese Information kann prinzipiell den experimentell bestimmten sog. Sättigungsproduktionsraten in Meteoriten entnommen werden, ist allerdings eine Funktion der verwendeten Modulationsparameter. So wurde z.B. von Reedy und Masarik die galaktische Teilchenflußdichte der primären Protonen auf 3,0 $cm^{-2}s^{-1}$ [REE94] bestimmt, wohingegen die Köln-Hannover-Kollaboration einen Wert von 3,71 $cm^{-2}s^{-1}$ [MIC91] ermittelte. Im Rahmen der fortschreitenden Qualität und Quantität der erforderlichen Daten, konnte Leya - mit M = 620 MeV und einer Anpassung an das ^{26}Al-Tiefenprofil des L-Chondriten Knyhahinya [GRA90] - $J_{0,pp}$ zu 2,62 $cm^{-2}s^{-1}$ [LEY97] bestimmen. Dieser Wert spiegelt natürlich nur den Anteil der primären Protonen wieder, unter der Berücksichtigung der 12 % α-Teilchen in der GCR, muß dieser Wert um den Faktor 1,552 korrigiert werden. Die primäre Flußdichte der GCR ergibt sich demnach zu $J_{0,GCR}$ = 4,06 $cm^{-2}s^{-1}$.

Ein direkter Vergleich der berechneten tiefen- und radiusabhängigen Produktionsraten mit in Meteoriten gemessen Konzentrationen kosmogener Radionuklide ist unter dem Vorbehalt möglich, daß es sich bei den gemessenen Werten auch tatsächlich um Sättigungsproduktionsraten handelt. Für stabile Isotope ergibt sich der Zusammenhang zwischen gemessener Konzentration und der Produktionsrate durch einen linearen Zusammenhang mit der Bestrahlungszeit. Für radioaktive Isotope muß dahingegen für die Bildung eines Produktnuklids auch sein radioaktiver

Zerfall berücksichtigt werden. Demnach ist kein lineares Ansteigen zu erwarten, sondern die Bildungsgleichung wird wie folgt erweitert:

$$P_B = \frac{dN_B}{dt} = \Phi_a \cdot \sigma(E) \cdot N_A - \lambda_B \cdot N_B$$

Nach einer zuerst stetigen Zunahme des Produktnuklids, wird ein Gleichgewicht zwischen Bildung und Zerfall erreicht. Diese Sättigung ist praktisch nach sieben Halbwertszeiten erreicht (Abb. 10). Der direkte Vergleich zwischen Modellrechnungen und experimentell bestimmten Aktivitäten ist demnach nur legitim, wenn für die analysierten Radionuklide Sättigung erreicht wurde oder indirekt die Untersättigung berücksichtigt wird. Für Meteoritenfunde muß außerdem sichergestellt sein, daß durch ein hohes terrestrisches Alter die Radioaktivitäten nicht vermindert sind. Vice versa kann der Vergleich natürlich kurze Bestrahlungsalter bzw. hohe terrestrische Alter aufdecken. Zudem ist eine eventuell vorhandene Produktion der Radionuklide durch SCR zu erkennen (s. 4.3.6).

1.5 Meteoritenalter

Meteorite bestehen, wie schon in 1.1.2 kurz angesprochen wurde, grundsätzlich aus derselben Materie wie der Rest des Sonnensystems. Abbildung 12 zeigt schematisch die Entwicklungsgeschichte eines Meteoriten. Die Bildung der chemischen Elemente verlief in verschiedensten Kernprozessen bei hohen Temperaturen und Drücken im Sterneninneren. Nach dieser Nukleosynthese gelangte die Materie in den interstellaren Raum, wo sie sich durch einen Gravitationskollaps zum solaren Nebel aus Gas und Staub verdichtete. Durch weitere Verdichtung und Zusammenballung entstanden erst kleinere (Planetisimale), dann schließlich größere Körper, die Meteoritenmutterkörper (Asteroide und Planeten).

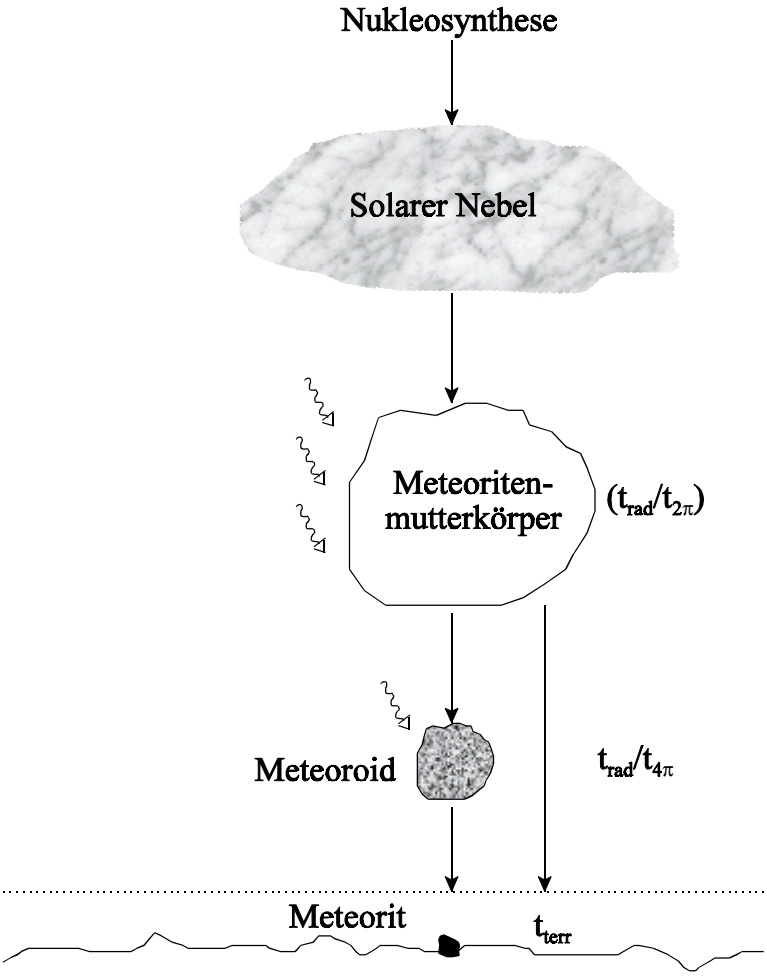

Abb. 12: *Entwicklungsgeschichte eines Meteoriten*

1.5.1 Entstehungsalter

Das Entstehungsalter der meteoritischen Materie wird als Zeitpunkt, zu dem das Meteoritengestein als Ganzes auskristallisiert ist bzw. sich seine Bestandteile (z.B. Chondren) gebildet haben, beschrieben. Alternativ gebräuchliche Bezeichnungen sind Formations-, Bildungs- oder Kristallisationsalter. Eine genauere Definition besagt, daß das Kristallisationsalter den Beginn der Kristallisation beschreibt bzw. den Zeitpunkt seitdem der Meteorit keinen höheren Temperaturen als 700°C ausgesetzt war. Wie auch bei irdischen Gesteinen können diese Alter mit Hilfe der natürlichen radioaktiven Zerfallsreihen bestimmt werden. So kann der α-

Zerfall des Urans und des Thoriums in die entsprechenden Bleiisotope entweder durch die massenspektrometrische Analyse von ^{4}He oder aber der Bleiisotope quantitativ erfaßt werden (Blei-Blei- bzw. Uran-Helium-Methode etc.). Erstere Methode impliziert wie auch die alternativ angewandte Kalium-Argon-Methode (Zerfall des ^{40}K in ^{40}Ar) die Gefahr von Verlusten der Edelgase durch Diffusion während der Entwicklungsgeschichte des Meteoriten. Auch andere Radionuklide wie z.B. ^{87}Rb (Rubidium-Strontium-Methode) finden zur Bestimmung der Entstehungsalter von Meteoriten Anwendung. Grundsätzlich gilt, daß die Messung des stabilen Tochternuklids im Vergleich zu seinen anderen stabilen Isotopen möglich sein muß. Mit Ausnahme der wahrscheinlich vom Mars stammenden Meteorite (s. 1.1.2/3) konnte ein einheitliches Alter von 4,5 Ga bestimmt werden. Dieses entspricht dem Alter des Sonnensystems.

1.5.2 Bestrahlungsalter

Einschläge auf den Meteoritenmutterkörpern, in der Regel den Asteroiden, bzw. Kollisionen führen zur Absprengung von Material, welches auf Umlaufbahnen gelangen kann, die entweder direkt die Erdbahn kreuzen oder deren Umlaufbahn durch die Schwerkraftwirkung der Planeten, insbesondere Jupiter, gestört werden, so daß sie instabil werden und mit der Erde, ihrem Mond oder einem anderen Planeten des inneren Sonnensystems kollidieren können. Die Zeit zwischen Ablösung aus dem Meteoritenkörper und Eintritt in die Erdatmosphäre wird als kosmisches Bestrahlungsalter t_{rad} bzw. $t_{4\pi}$ (cosmic-ray exposure age) bezeichnet. Eine Vorbestrahlung auf dem Mutterkörper ($t_{2\pi}$) ist insbesondere bei lunarem Ursprung ebenfalls möglich (s. 4.3.12).

Die Bestimmung der Bestrahlungsalter erfolgt üblicherweise über die Messung der sog. kosmogenen Nuklide. Diese sind durch Kernreaktionen zwischen kosmischer Strahlung und extraterrestrischer Materie entstanden (s. 1.4). Da diese Strahlung nur eine Reichweite von etwa einem Meter in meteoritischem Material hat und von der Erdatmosphäre größtenteils abgeschirmt wird, kann der Start- und Endzeitpunkt (Auswurf bzw. Fall auf die Erde) über die Konzentrationen der kosmogenen Nuklide bestimmt werden. In Steinmeteoriten bieten sich die Edelgasisotope ^{3}He, ^{21}Ne und ^{38}Ar, und bei kurzen Bestrahlungsdauern auch langlebige Radionuklide wie ^{53}Mn, zur Bestimmung der Bestrahlungsalter an. Diese liegen im Bereich kleiner 60 Ma. Für Eisenmeteorite wird aufgrund der höheren Alter im Bereich von 0,5-2,5 Ga hingegen meist die massenspektrometrische Analyse der Kaliumisotope ^{41,40}K bevorzugt. Die

höheren Alter der Eisenmeteorite werden im allgemeinen durch die höhere Resistenz gegen die „space erosion“, das Bombardement durch Mikrometeorite, erklärt.

1.5.3 Terrestrisches Alter

Die Zeit, die der Meteorit nach seinem Fall auf der Erde verbracht hat, wird terrestrisches Alter genannt. In der Regel kommt es durch die Abschirmung der kosmischen Strahlung durch die Erdatmosphäre nur zur geringen bzw. keiner Produktion von kosmogenen Nukliden. Eine Ausnahme dazu bildet z.B. der Eisenmeteorit Lazarev, der 1961 in der Antarktis auf 3000 m Höhe über dem Meeresspiegel gefunden wurde. Sein terrestrisches Alter wurde auf 2,4-5 Ma bestimmt und demnach wurde alles gemessene ^{36}Cl und 20-25 % des ^{26}Al „in-situ“ produziert [NIS87b]. Generell bieten sich für die Bestimmung kurzer terrestrischer Alter die Radionuklide ^{39}Ar und ^{14}C bzw. für ältere Meteorite, wie z.B. die Meteoritenfunde der Antarktis (s. 1.1.5), die längerlebigen Radionuklide ^{41}Ca, ^{36}Cl, aber auch ^{26}Al und ^{10}Be, an.

1.6 Kernspaltspuren - GCR-Tracks

Die galaktische kosmische Strahlung löst nicht nur Kernreaktionen (s. 1.4) in extraterrestrischer Materie aus, sondern sie hinterläßt auch sog. Kernspaltspuren (cosmic ray tracks, GCR-Tracks). Diese können durch chemisches Ätzen der Mineralphasen z.B. Olivin oder Feldspat sichtbar gemacht werden. Die GCR-Tracks sind unbedingt von den beiden anderen Trackarten zu unterscheiden: So können einerseits in sog. vorbestrahlten Körnern durch SCR Tracks produziert worden sein. Andererseits verursachen Spontanspaltung durch Uran und Thorium im Meteoriten und der Zerfall der seit der Nukleosynthese ausgestorbenen Radionuklide wie ^{26}Al und ^{53}Mn ebenfalls Kernspaltspuren.

Die Produktion der reinen GCR-Tracks ist ähnlich den stabilen kosmogenen Nukliden eine Funktion der Bestrahlungsdauer und der Abschirmungsbedingungen, d.h. Meteoroidenradius und präatmosphärische Tiefe der untersuchten Probe. Demnach ist die quantitative Bestimmung der GCR-Tracks eine weitere Möglichkeit zur Entschlüsselung der Bestrahlungsparameter eines Meteoroiden. Ein großer Vorteil dieser Methode liegt vor allen Dingen darin, daß die Produktionsraten der Tracks im Gegensatz zu den kosmogenen Nukliden stark mit der Abschirmtiefe aber nur wenig mit dem Radius variieren. Eine genaue Kenntnis der Bestrahlungsdauer (z.B. über kosmogene Edelgase) ist allerdings für die korrekte Bestimmung der Abschirmtiefe der untersuchten Probe unbedingt erforderlich.

Ausführliche Beschreibungen der Methode und Anwendungen auf Meteorite finden sich z.B. in der Arbeit von Bhandari et al. [BHA80]. Wichtige Ergebnisse dieser Untersuchungen sind u.a., daß zwar einerseits im Mittel zwischen 27-99,9 % des Meteoroiden durch Ablation verloren gehen, aber andererseits - insbesondere bei Meteoritenschauern - auch nur gering abgeschirmte Bereiche den Durchgang durch die Erdatmosphäre überstehen.

Leider gibt es nur sehr wenige Institute, an denen Trackuntersuchungen durchgeführt werden, so daß die Kooperation mit Prof. N. Bhandari des Physical Research Laboratory in Ahmedabad, Indien, hinsichtlich der in dieser Arbeit untersuchten Proben des Meteoritenschauers Mbale (s. 4.3.1) einen besonderen Stellenwert hat.

1.7 Bestimmung von Wirkungsquerschnitten

Wie schon in 1.4 erwähnt, werden Wirkungsquerschnitte von Protonen-induzierten Kernreaktionen als Datenbasis für die Berechnung der elementbezogenen Produktionsraten kosmogener Nuklide benötigt.

1.7.1 Definition des Wirkungsquerschnitts

Analog zu den chemischen Reaktionen und deren Gleichgewichtskonstanten gibt es eine quantitative Größe, welche die Wahrscheinlichkeit für das Ablaufen einer Kernreaktion ausdrückt. Für eine angenommene Kernreaktion A(a,b)B ergibt sich folgendes Bild: Ein Teilchenstrahl von a mit einem Fluß Φ fällt auf ein Target, welches N_A Kerne pro Flächeneinheit enthält. Die Anzahl der emittierten Teilchen an b pro Zeiteinheit muß dann sowohl Φ als auch N_A proportional sein. Die Proportionalitätskonstante wird Wirkungsquerschnitt σ genannt und hat die Dimension einer Fläche. Eine gebräuchliche Einheit für σ ist das barn (b) für welches gilt:

$$\mathbf{1\ b = 10^{-28}\ m^2}$$

Falls das emittierte Teilchen oder der Restkern einer Kernreaktion radioaktiv ist, läßt sich der Wirkungsquerschnitt mit Hilfe von experimentell bestimmten Größen und der Aktivierungsgleichung leicht berechnen.

$$\sigma = \frac{A_{abs}}{\Phi \cdot N_A \cdot (1 - e^{-\lambda t})}$$

mit
- σ Wirkungsquerschnitt der Reaktion
- A_{abs} absolute Aktivität des gebildeten Nuklids
- Φ Flußdichte der einfallenden Teilchen
- N_A Zahl der Targetatome
- λ Zerfallskonstante des gebildeten Nuklids
- t Bestrahlungsdauer

Gewöhnlich zeigt der Wirkungsquerschnitt eine starke Abhängigkeit von der Energie der einfallenden Teilchen, welche als Anregungsfunktion bezeichnet wird. Die Bestimmung von Wirkungsquerschnitten über einen weiten Energiebereich kann mit einer sehr verbreiteten und einfachen Methode durchgeführt werden, der Folienstapel-Technik. Der große Vorteil dieser Technik liegt in der rationellen Ausnutzung von Bestrahlungszeiten. Infolge der Energiedegradierung des Projektilteilchenstrahls innerhalb des Stapels können mittels einer Bestrahlung gleich mehrere Wirkungsquerschnitte bei unterschiedlichen Projektilenergien bestimmt werden.

1.7.2 Energieverlust und Flußbestimmung

Der Energieverlust, den geladene Teilchen beim Durchgang durch Materie erfahren, beruht auf verschiedensten Wechselwirkungsprozessen. Allerdings kann der Hauptanteil der inelastischen Streuung an Hüllenelektronen zugeschrieben werden. Auf der Basis eines halbklassischen Modells wurde von Bohr schon 1913 [BOH13,BOH15] eine erste theoretische Beschreibung geliefert, die befriedigende Resultate erbrachte. Quantenmechanische Ansätze verwendeten aber erst Bethe [BET30,BET32] und Bloch [BLO33] in den dreißiger Jahren. Auf der Basis einer parametrisierten Form der Bethe-Bloch-Gleichung [AND77] wurde von Bodemann [BOD93] das Programm „STACK“ entwickelt, das zusätzlich die Energieverbreiterung und die Winkelverbreiterung des Strahls berechnet. Mit Hilfe diese Programms wurden die einzelnen Protonen-Energien der in dieser Arbeit aufgearbeiteten Folien (s. 3.6) berechnet.

Die Bestimmung der Flußdichten der einfallenden Protonen, die für die Berechnung der Wirkungsquerschnitte nötig sind (s. 1.7.1) erfolgte mittels der umgestellten Aktivierungsgleichung unter Zuhilfenahme von Aluminium-Monitorfolien. Die Arbeitsgruppe von Prof. Michel (Zentrum für Strahlenschutz und Radioökologie, Hannover) benutzt dazu das Programm „SIGMA“, welches die evaluierte Anregungsfunktion der Monitorreaktion ^{27}Al(p,3p3n)^{22}Na als Basis hat. Die Wirkungsquerschnitte dieser Kernreaktion stammen aus Arbeiten von Tobailem und de Lassus St-Genies [TOB81] und Steyn [STE90]. Für Einzelheiten sei auf [MIC97 und Referenzen darin] verwiesen.

2 Problemstellung

Meteoroiden sind beim ihrem Flug durch unser Sonnensystem der kosmischen Strahlung ausgesetzt. Die hochenergetischen Teilchen lösen Kernreaktionen aus, deren Produkte, die sogenannten kosmogenen Nuklide, mittels nuklearchemischer Analysetechniken nachgewiesen werden können. Von besonderem Interesse sind hierbei die mit Hilfe der ultrasensitiven Beschleunigermassenspektrometrie (AMS) bestimmbaren langlebigen Radionuklide ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{41}Ca, ^{53}Mn, ^{59}Ni und ^{60}Fe. Die so ermittelten Konzentrationen geben Auskunft über die „Geschichte“ des jeweiligen Meteoriten, z.B. über die Bestrahlungsdauer und eine eventuelle Fragmentation während der Bestrahlung (komplexe Bestrahlungsgeschichte). Des weiteren können Rückschlüsse auf die präatmosphärische Größe und Lage eines Teilstückes in einem Meteoroiden gezogen werden. Im Falle von Meteoritenfunden sind Aussagen bezüglich der terrestrischen Alter und der eventuellen Zugehörigkeit zu einem Meteoritenschauer („pairing“) möglich. Schließlich liefern die an Meteoriten ermittelten Daten Informationen über die spektrale Verteilung und die zeitliche und räumliche Variation der kosmischen Strahlung.

Die Bestimmung der kosmogenen Radionuklide mittels AMS erfordert eine vorherige radiochemische Abtrennung der Elemente aus dem meteoritischen Material. Bestehende Trennverfahren, die ihre Qualität in erster Linie hinsichtlich der Nuklide ^{10}Be und ^{26}Al gezeigt hatten, sollen optimiert, modifiziert und weiterentwickelt werden, so daß sie auch auf die schwereren Radionuklide ^{36}Cl, ^{41}Ca, ^{53}Mn, ^{59}Ni und ^{60}Fe anwendbar sind. Idealerweise sollen alle relevanten Nuklide aus einer Meteoritenprobe isoliert werden. Ein besonderes Augenmerk gilt der Abtrennung der jeweiligen störenden Isobaren. Die Güte der Radionukliddaten soll darüber hinaus durch diverse Qualitätskontrollen geprüft werden.

Über den Vergleich der experimentellen Radionukliddaten mit theoretischen Produktionsraten, die in einer Kooperation mit dem Zentrum für Strahlenschutz und Radioökologie der Universität Hannover erstellt werden, soll die Entschlüsselung der Bestrahlungsgeschichten diverser Meteorite erfolgen. Dabei steht die Analyse seltener Meteoritenklassen z.B. der R-Chondrite im Mittelpunkt. Weitere Schwerpunkte sind das Aufdecken von „pairings“ bei gewöhnlichen Chondritenfunden und die durch SCR-induzierte Kernreaktionen entstandenen Radionuklide. Mit Hilfe der Daten der stabilen kosmogenen Nuklide, die am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz bestimmt werden, sollen eventuelle komplexe Bestrahlungsgeschichten der Meteorite,

z.B. des Mondmeteoriten Dar al Gani 262, nachgewiesen werden. Des weiteren sollen zur Validierung der bestehenden theoretischen Modellrechnungen die Radionuklid-Tiefenprofile der Meteoritenschauer Mbale und Canyon Diablo beitragen.

In einer Kooperation mit dem Beschleunigerlabor der TU München sollen erstmalig die Radionuklide ^{53}Mn, ^{59}Ni und ^{60}Fe mittels AMS in einer größeren Zahl von Meteoritenproben bestimmt und darüber hinaus die für die ^{53}Mn-AMS-Bestimmungen benötigten Standardpräparate im Rahmen dieser Arbeit hergestellt werden. An der AMS-Anlage der ETH/PSI-Zürich stehen die Bestimmung der leichten Radionuklide ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl und dort erstmalig ^{41}Ca im Vordergrund. Ein Forschungsaufenthalt am PRIME Lab der Purdue University soll die ^{36}Cl-untergrundfreie Aufarbeitung einer größeren Zahl von Meteoritenproben gewährleisten.

Nicht zuletzt soll die spärliche Datenbasis der integralen Wirkungsquerschnitte der Kernreaktion Fe(p,x)^{53}Mn, die die Grundlage der theoretischen ^{53}Mn-Produktionsraten sind, erweitert werden.

3 Experimenteller Teil

3.1 Chemische Probenpräparation

Hauptziel der chemischen Aufarbeitung ist die Herstellung von möglichst reinen AMS-Proben. Die Auswahl der chemischen Form, in die die Elemente überführt werden müssen, ist abhängig von den Ansprüchen des Beschleunigerlabors (s. 3.3). Generell sollten sie (mit Ausnahme der Ca-Verbindungen) thermisch stabil und schwer flüchtig sein. Sie müssen nicht nur ausreichende Ströme (des stabilen Isotops) geben, sondern vor allen Dingen so wenig wie möglich störende Isobare (^{10}B, ^{26}Mg, ^{36}S, ^{41}K, ^{53}Cr etc.) enthalten. Die chemischen Ausbeuten spielen hierbei nur eine untergeordnete Rolle. Falls das stabile Isotop nicht in genügendem Maße im Meteoriten vorkommt oder im Falle der Wirkungsquerschnittsproben werden Träger in Form von Trägerlösungen (MERCK, Standardlösungen für die Spektroskopie) zugesetzt. Dabei ist die Äquilibrierung von Probe und Träger von absoluter Wichtigkeit. Zur Isobarenunterdrückung werden nach Möglichkeit für die chemische Aufarbeitung nur Quarz-, PE- bzw. Teflongefäße benutzt. Die verwendeten Chemikalien sind mindestens von p.a.-Qualität und vollentsalztes Wasser wird vor Verwendung durch Oberflächenverdampfung bzw. Osmoseverfahren (18 Ω) gereinigt. Nicht zuletzt müssen mögliche Crosskontaminationen vermieden werden.

3.1.1 Voruntersuchungen

Die chemische Aufarbeitung extraterrestrischen Materials ist schon seit einigen Jahrzehnten ein Forschungsschwerpunkt der Abteilung Nuklearchemie (früher: Institut für Kernchemie) der Universität zu Köln. Vogt und Herpers publizierten 1988 [VOG88] eine für den damaligen Zeitpunkt optimierten chemischen Trennungsgang für Stein- und Eisenmeteorite. Der Schwerpunkt lag auf der Analyse von ^{10}Be und ^{26}Al (AMS) bzw. ^{53}Mn (RNAA). Die Modifikation des bekannten Trennschemas insbesondere in Hinblick auf die Messung von ^{53}Mn und weiterer Nuklide mittels AMS ist Ziel dieser Arbeit und wird im weiteren beschrieben.

3.1.1.1 Extraktion von Eisen

Die für typische Einwaagen von Eisenmeteoriten (200-500 mg) vorliegenden Mengen an Eisen müssen vor einer ionenchromatographischen Analyse abgetrennt werden, da sie die

Austauscherkapazität der verwendeten Säulen übersteigen würden. Die Extraktion des Eisens mit Diisopropylether ist als eine einfache und effektive Methode bekannt. Untersuchungen von Schiekel [SCH95] an bestrahlten Eisentargets schlagen die Verwendung von 4-Methyl-2-pentanon (bekannt als MIBK, Methylisobutylketon) vor. Ein Vergleich dieser beiden Methoden ist bezüglich der Qualität der Abtrennung des Eisens eher zweitrangig, da der in jedem Fall anschließend durchzuführende Anionenaustausch durch die Extraktion nicht abgetrenntes Eisen quantitativ entfernt. Da aber in erster Linie das Radionuklid ^{53}Mn in Eisenmeteoriten bestimmt werden soll, ist eine mögliche Beeinflussung der Mn-Ausbeute bzw. die Isobarenabtrennung (^{53}Cr) zu überprüfen. Hierfür wurde in unterschiedlichen Salzsäure-Molaritäten (1-10 mol/l) Gemische von Eisen, Chrom und Mangan in typischen meteoritischen Konzentrationen hergestellt. Diese wurden dann mit Diisopropylether bzw. MIBK versetzt. Die organischen Phasen wurden abgetrennt und die wäßrigen Phasen noch zweimal extrahiert und abschließend zur Trockne eingeengt. Die in konz. HCl aufgenommenen Rückstände wurden auf eine Molarität von 1 mol/l verdünnt und mittels ICP-AES (siehe 3.2) analysiert. Die Abbildung 13 zeigt eine graphische Darstellung der Ergebnisse. Die nicht dargestellten Proben wurden aufgrund der schlechten Durchführbarkeit der Extraktion verworfen. Man erkennt, daß bei der Verwendung von einer HCl-Molarität von 4,5 mol/l und

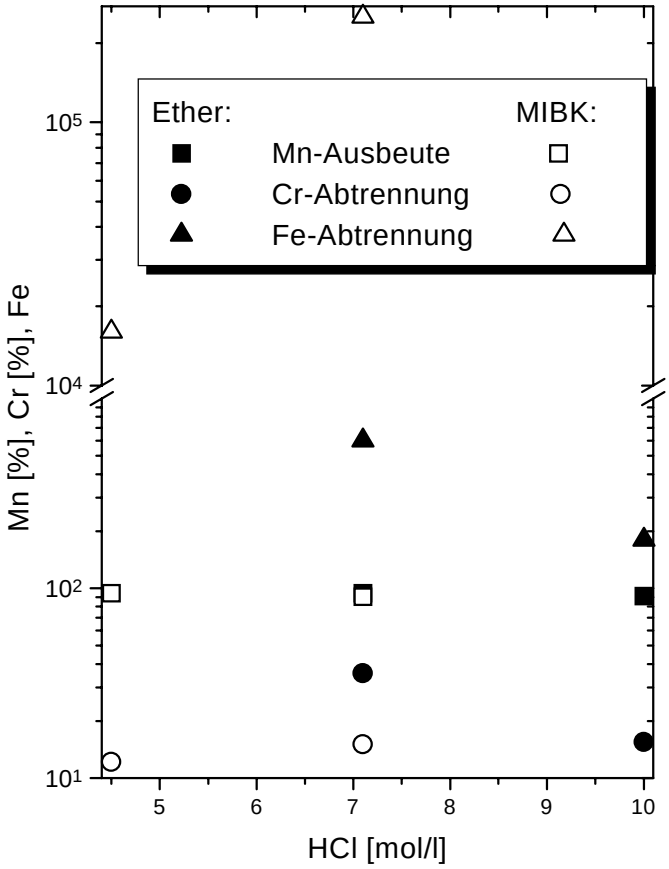

Abb. 13: Qualität der Extraktionsverfahren durch ICP-AES-Untersuchungen der wäßrigen Phasen.

MIBK als Extraktionsmittel bzw. 7,1 mol/l und Diisopropylether jeweils eine Mn-Ausbeute von 94 % erreicht wurde. Die Isobarenreduzierung von Cr lag dabei bei 12 % bzw. 36 %. Der Zeitaufwand für die Durchführung der Extraktion unterstützt dabei die Entscheidung, Diisopropylether in Kombination mit 7,1 mol/l HCl als optimales Extraktionssystem zu bezeichnen.

3.1.1.2 Anionenaustausch

Die durchgeführte ionenchromatographische Trennung baut auf der unterschiedlichen Stabilität der Chlorokomplexe einiger Elemente auf. So können mittels eines Anionenaustauschers (PE/PTFE-Säule, 20 cm Füllhöhe, 1 cm Ø; DOWEX 1x8, 100-200 mesh, Cl^--Form) Eisen, Kobalt und Mangan von einer Fraktion, die die nicht-komplexbildenden Elemente Aluminium, Beryllium, Calcium und Nickel enthält, abgetrennt werden. Dieses Trennverfahren liefert die für die AMS bzw. RNAA bisher benötigten Proben in ausreichender Reinheit. Durch die Bestimmung von ^{53}Mn mittels AMS an Stelle der RNAA mußte erstmalig auf die Abtrennung des isobaren Chroms geachtet werden. Dafür wurde eine Mischung (Volumen 2 ml, 10 M HCl) aus Al, Be, Ca, Cr, Mn und Ni - in für mit Träger versetzte Meteoritenproben typischen Konzentrationen - auf eine Anionenaustauschersäule gegeben und nach bisheriger Vorschrift [VOG88b] eluiert. Die ersten 20 ml (2 ml Probenvolumen + 18 ml Eluens) 10 M HCl wurden in zehn Fraktionen à 2 ml aufgefangen, die anschließend eluierten 200 ml 7,1 M HCl in 20 Fraktionen à 10 ml. Die Ergebnisse der ICP-AES Analyse sind in Abbildung 14 dargestellt. Man erkennt, daß bei den bisher üblichen Fraktionsgrößen (1. Fraktion bis 18 ml Eluens) nicht nur ein beträchtlicher Teil des Mangan (12,4 %) verloren geht, sondern auch daß 7 % des Chroms sich in der zweiten Mn-Fraktion wiederfinden lassen. Eine einfache Optimierung ist also die Einführung einer Zwischenfraktion von 6-10 ml 10 M HCl, die verworfen wird. Die Mangan-Ausbeute wird dadurch zwar noch weiter erniedrigt, aber die weitaus wichtigere Isobarenabtrennung verbessert. Das Volumen der Mn-Fraktion konnte anhand dieser Untersuchung von 150 ml [VOG88] auf 100 ml 7,1 M HCl reduziert werden.

Als komplette Alternative zum kosten- und zeitintensivem Anionenaustausch wurden Tests mit einer sog. „Urotropin®-Fällung“ durchgeführt. Hierzu wurde eine Mischung von Al, Be, Ca, Cr, Fe, Mg, Mn und Ni in der für Steinmeteorite charakteristischen Menge in 2 M HCl angesetzt. Es

erfolgte solange die Zugabe einer gesättigten $(NH_4)_2CO_3$-Lösung bis sich der gebildete Niederschlag gerade wieder auflöste. Durch den Zusatz von Urotropin® (Hexamethylentetramin, $C_6H_{12}N_4$) und anschließendem Erhitzen wurden die Hydroxide der dreiwertigen Al-, Be-, Cr- und Fe-Ionen gefällt. Die zweiwertigen Ionen (Ca, Mg, Mn, Ni) verblieben in Lösung. Der Niederschlag wurde zentrifugiert und mit heißem Wasser gewaschen, Zentrifugat und Waschlösung wurden vereinigt, eingeengt und NH_4Cl durch Abrauchen mit HNO_3 vertrieben. Der Rückstand wurde in 10 ml halbkonz. HNO_3 aufgenommen und in der Hitze mit festem $KClO_3$ versetzt. Das ausgefällte $MnO(OH)_2$ wurde zentrifugiert, dreimal mit Wasser gewaschen und bei 80°C getrocknet (Zentrifugat und erste Waschlösung wurden als Ca/Ni-Lösung aufbewahrt).

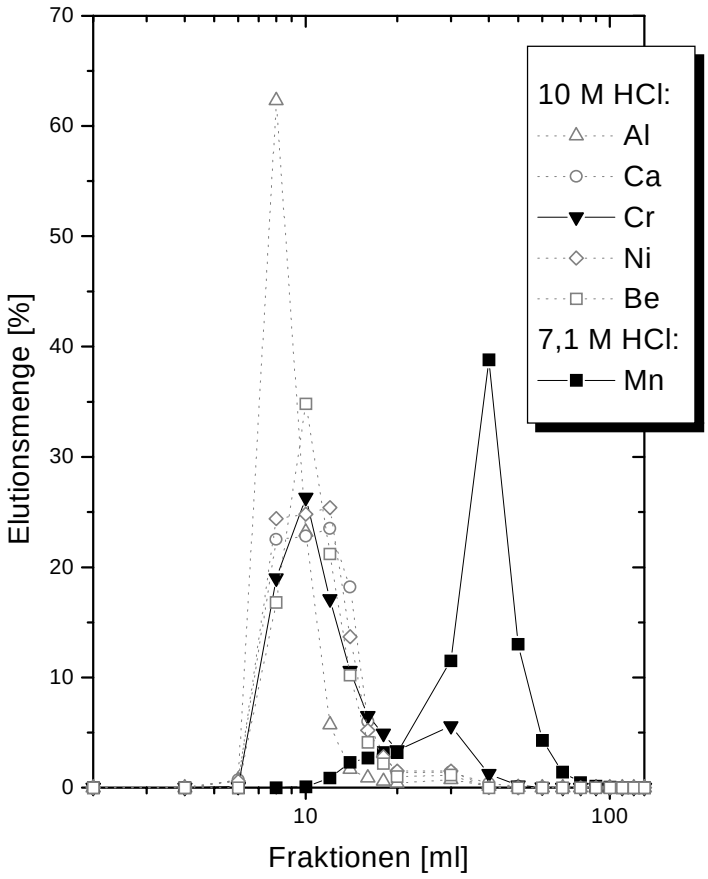

Abb. 14: ICP-AES Analyse des Anionenaustausches.

Leider ergab die Mn-Probe bei der AMS-Messung keine auffällige Reduzierung des Cr-Untergrundes, so daß diese Methode „nur“ als kosten- und zeitgünstige Alternative nicht aber als Verbesserung bezüglich der Mn-AMS-Proben-Bereitung angesehen werden kann. Die in diesem Test gefällten Hydroxide wurden - nach Extraktion der Reste an Eisen mit MIBK - wie üblich (siehe unten) weiterbearbeitet. Die so hergestellten Be- und Al-Oxide ergaben ähnlichen ^{9}Be-Strom und höheren ^{27}Al-Strom im Vergleich mit konventionell präparierten Proben. Der Ersatz des bisher üblichen Anionenaustausches durch das hier beschriebene Verfahren ist aber erst diskutierbar, wenn die Qualität der restlichen „AMS-Nuklid-Proben“ (^{41}Ca, ^{59}Ni, ^{60}Fe)

überprüft worden ist. Ein gewisses Optimierungspotential ist für dieses Trennverfahren sicherlich gegeben, z.B. Ersatz des Fällungsreagenz $KClO_3$ durch die entsprechende Na-Verbindung zur Vermeidung des zu ^{41}Ca isobaren Kaliumisotops.

3.1.1.3 Hydroxidfällung

Zur Optimierung der mehrmals im Trennungsgang durchgeführten Fällung der Hydroxide von Aluminium und Beryllium wurden Testlösungen der entsprechenden Elemente angesetzt.

Dabei wurden die HCl-Molaritäten von 1-10 mol/l variiert und die Lösungen jeweils bis zur Vollständigkeit der Fällung mit Ammoniaklösung (25%) versetzt. Außerdem wurde in einer weiteren Lösung (1 mol/l HCl) durch Zusatz einer Pufferlösung aus Ammoniak/Ammoniumchlorid (4 mol/l NH_3 / 2 mol/l NH_4Cl) $Al(OH)_3 \cdot x H_2O$ und $Be(OH)_2 \cdot H_2O$ gefällt [SCH95]. Alle Niederschläge wurden zentrifugiert und die Zentrifugate mittels ICP-AES untersucht und so die Ausbeuteverluste bestimmt. Die graphische Darstellung der Ergebnisse (Abb. 15) zeigt, daß der Unterschied in den Ausbeuten zwischen den verschiedenen Konzentrationen nur gering ist. Die vorliegenden Ionen scheinen in jedem Fall ein ausreichendes Puffersystem zu bilden. Die durch Zusatz der Pufferlösung gefällten Hydroxide lagen mit 97,6 % (Al) und 99,6 % (Be) unterhalb der Ausbeuten für beide

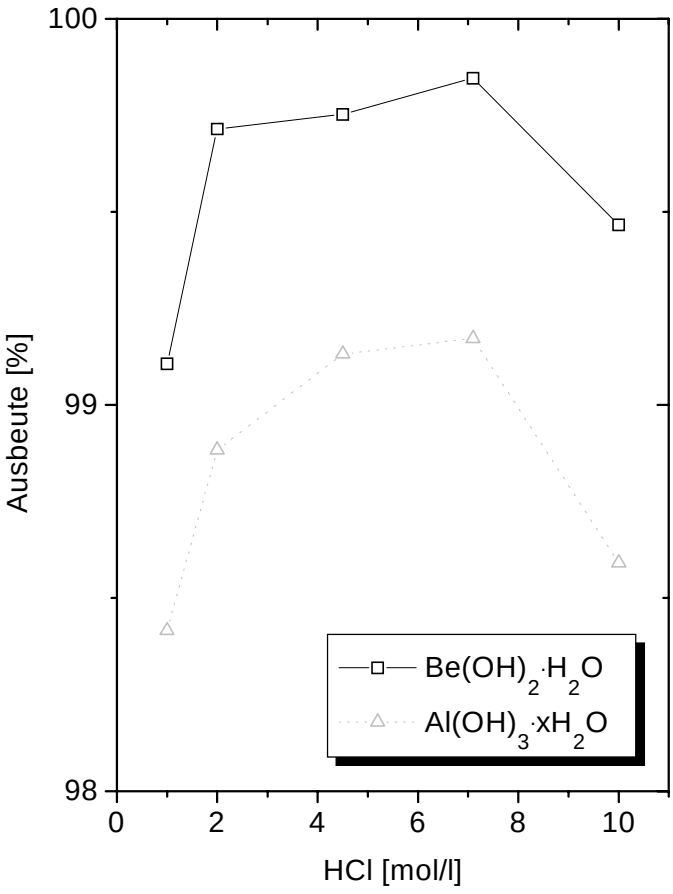

Abb. 15: ICP-AES Analyse der Hydroxidfällungen.

Elemente für die optimale Salzsäurekonzentration von 7,1 mol/l.

3.1.1.4 Kationenaustausch

Aufgrund ihrer Schrägbeziehung im Periodensystem verhalten sich Aluminium und Beryllium chemisch sehr ähnlich. Die unterschiedlichen Ionenradien von Al^{3+} ($0{,}55 \cdot 10^{-10}$m) und Be^{2+} ($0{,}34 \cdot 10^{-10}$m) - und die damit verbundenen unterschiedlichen Ladungsdichten der hydratisierten Ionen - machen die Trennung durch einen Kationenaustausch aber möglich und ist demzufolge auch seit einigen Jahren die Methode der Wahl. Zur Überprüfung des Austauschverhaltens wurde eine Lösung aus Al und Be (Volumen 1,5 ml, HCl 1 mol/l) auf einen Kationenaustauscher gegeben (PE/PTFE-Säule, 20 cm Füllhöhe, 1 cm Ø; DOWEX 50Wx8, 100-200 mesh, H^+-Form). Dabei wurde erst mit 1 M HCl (15 Fraktionen à 10 ml) Beryllium, dann mit 4,5 M HCl (22 Fraktionen à 2 ml) Aluminium eluiert. Diese Fraktionen wurden mittels ICP-AES untersucht. Die graphische Darstellung (Abb. 16) zeigt, daß die von Vogt und Herpers [VOG88] veröffentlichten Bedingungen grundsätzlich übernommen werden konnten. Der „Vorlauf“ wurde unwesentlich von 50 auf 40 ml, die Be-Fraktion von 130 auf 120 ml verringert.

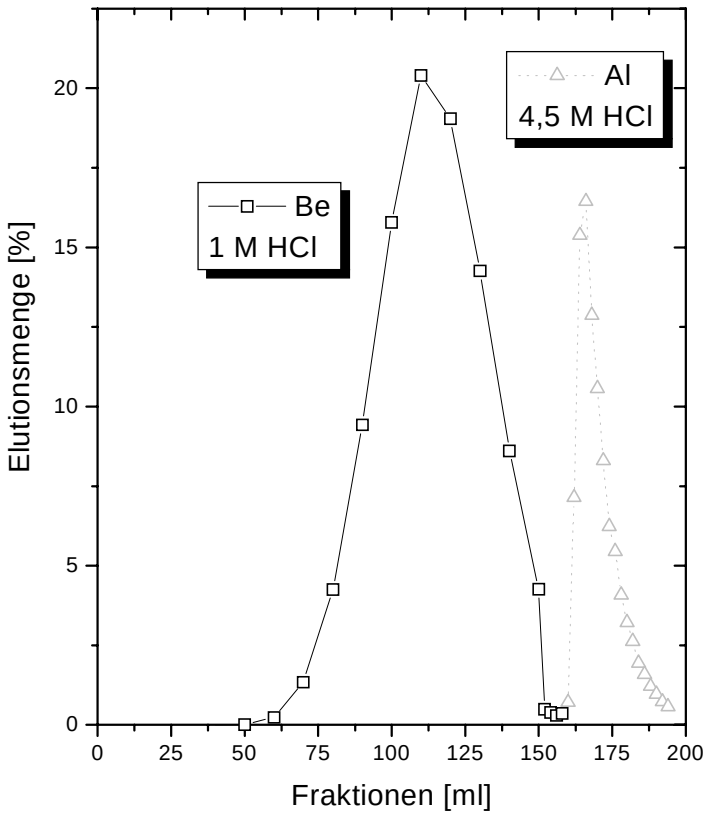

Abb. 16: ICP-AES Analyse des Kationenaustausches.

3.1.2 Aufarbeitung der Eisenmeteorite

Die Untersuchungen der Eisenmeteorite standen unter dem Schwerpunkt der Analyse der Radionuklide ^{36}Cl, ^{53}Mn und erstmalig ^{60}Fe. Das Fließschema des chemischen Trennungsganges ist in den Abbildungen 18-21 und 23 zu finden. Für die Analyse von ^{36}Cl aus Eisenmeteoriten sind zwei grundsätzliche chemische Trennverfahren gebräuchlich. Einerseits das von Vogt und Herpers [VOG88] beschriebene Auflösen in Schwefelsäure (2 mol/l) und anschließende Abtrennung des störenden Sulfats durch Anionenaustausch. Diese Trennung wurde zwar von Vogt radiochemisch in Köln durchgeführt, konnte zum damaligem Zeitpunkt aber nicht mittels AMS auf ihre Qualität überprüft werden. Alternativ dazu wurde von Schiekel [SCH95] die Abtrennung von ^{36}Cl aus bestrahlten Eisentargets durch Destillation durchgeführt. Die so hergestellten Proben bewährten sich auch bei der AMS-Messung. Die Anwendung der „Targetchemie“ auf meteorisches Material erfordert allerdings eine zusätzliche Entfernung des Schwefels.

Vorversuche mittels Schwefelsäurelösung und Laborluftuntersuchungen zeigten eine ^{36}Cl-Kontamination des Labors, so daß nur das Arbeiten in geschlossenen Systemen, d.h. die destillative Abtrennung, akzeptable Proben und dazugehörige Blanks lieferte (s. 4.2.1). Der Aufbau der verwendeten Destillationsapparatur ist in Abbildung 17 dargestellt. Da die Dichtigkeit während der Destillation Voraussetzung für die Korrektheit der Methode ist, wurden alle Schliffe mit Einweg-PTFE-Manschetten versehen. In einem Dreihalsrundkolben wurden die Trägerlösungen (z.B. 1 mg Al, 1 mg Be, 15 mg Ca, 5 mg Cl, 4 mg Mn) vorgelegt. Nach Zugabe (200-350 mg) der Eisenmeteorite - als ganzes Stück oder in Form von Spänen - wurde die Apparatur schnellstmöglich geschlossen. 15 ml der insgesamt 20 ml Salpetersäure (halbkonz.) wurden langsam aus einem Tropftrichter zugegeben. Durch den Auflöseprozeß kam es zur teilweise heftigen Gasentwickung und Unterdruck in der Apparatur, der mittels Druckluft ausgeglichen wurde. Um die Äquilibrierung zwischen Träger und Radionuklid zu gewährleisten, wurde erst nach vollständiger Auflösung des Meteoriten (meist nach Stehen über Nacht) mit dem Aufheizen begonnen. Zuerst wurde die Lösung ohne Luftstrom für eine Stunde gelinde erhitzt, dann erst wurde der eigentliche Destillationsprozeß durch Siedehitze und mäßigem Druckluftstrom in Gang gesetzt. Chlor als HCl, aber auch Schwefel in Form von H_2S, wurden dabei in eine mit leicht salpetersaurer Silbernitratlösung (20 ml, 0,1 mol/l) gefüllte Waschflasche übergeleitet, wo es als AgCl bzw. Ag_2S ausfiel. Nach ca. vier Stunden war die Lösung im Dreihalskolben zur Trockne eingeengt und wurde noch zweimal mit 2,5 ml der restlichen

Salpetersäure versetzt und eingeengt. Der in der Waschflasche befindliche Niederschlag wurde zur Verbesserung der Zentrifugierbarkeit über Nacht altern gelassen, zentrifugiert und in Ammoniaklösung (12,5 %) gelöst. Zur Abtrennung des störenden Schwefels wurde durch Zugabe von ammoniakalischer $Ba(NO_3)_2$-Lösung Bariumsulfat gefällt. Das gealterte $BaSO_4$ wurde über eine Glasfritte abgetrennt und in der filtrierten Lösung durch Ansäuern mit Salpetersäure wiederum AgCl gefällt.

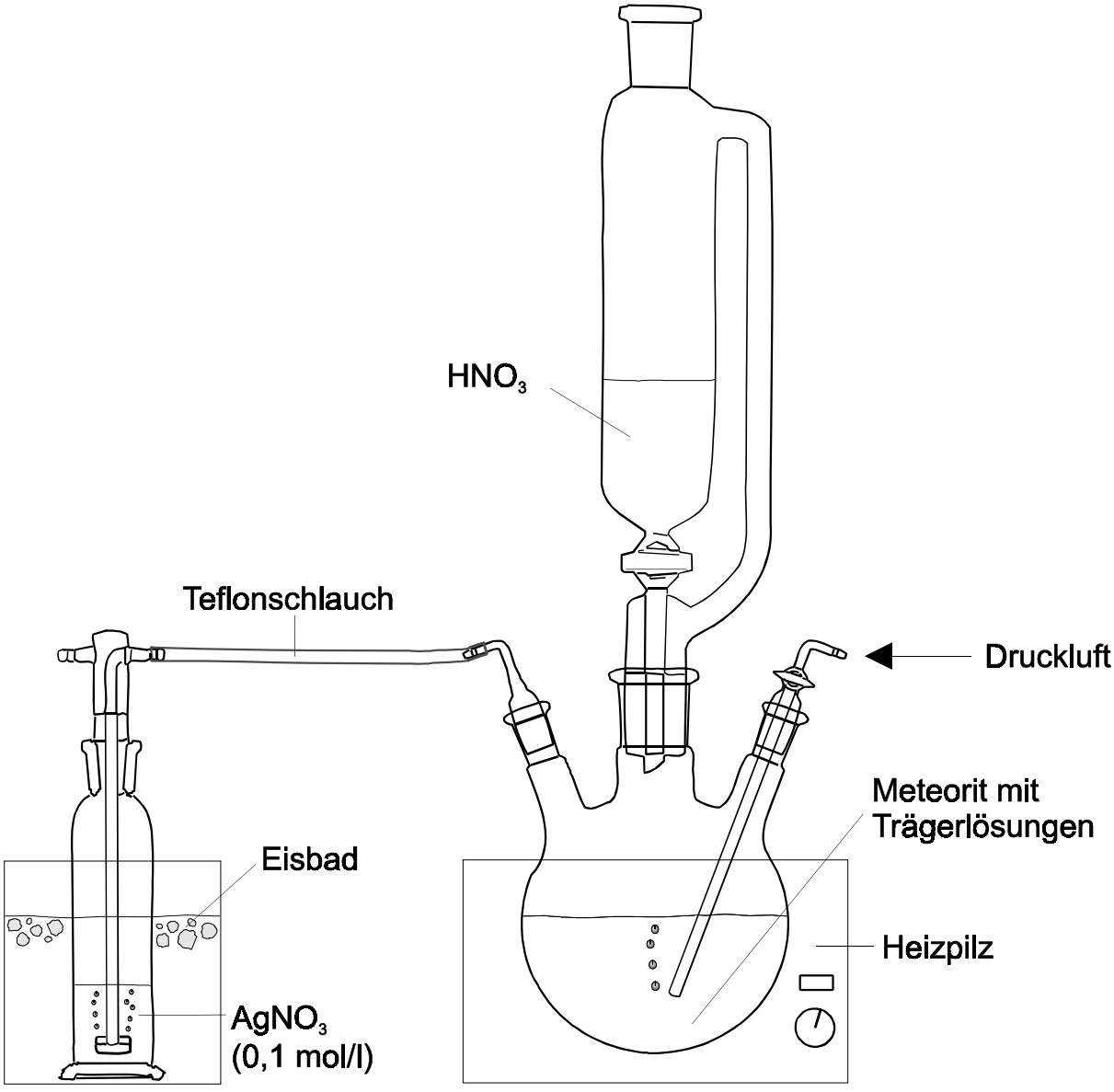

Abb. 17: Destillationsapparatur zur Abtrennung von Chlor.

Nach Waschen mit konz. Salpetersäure (Lösen von eventuell noch vorhandenem Silbersulfid), mehrmaligem Waschen mit Wasser und Trocknen bei 80°C konnte das ^{36}Cl-Präparat zur weiteren Verarbeitung an das Beschleunigerlabor in Zürich übergeben werden.

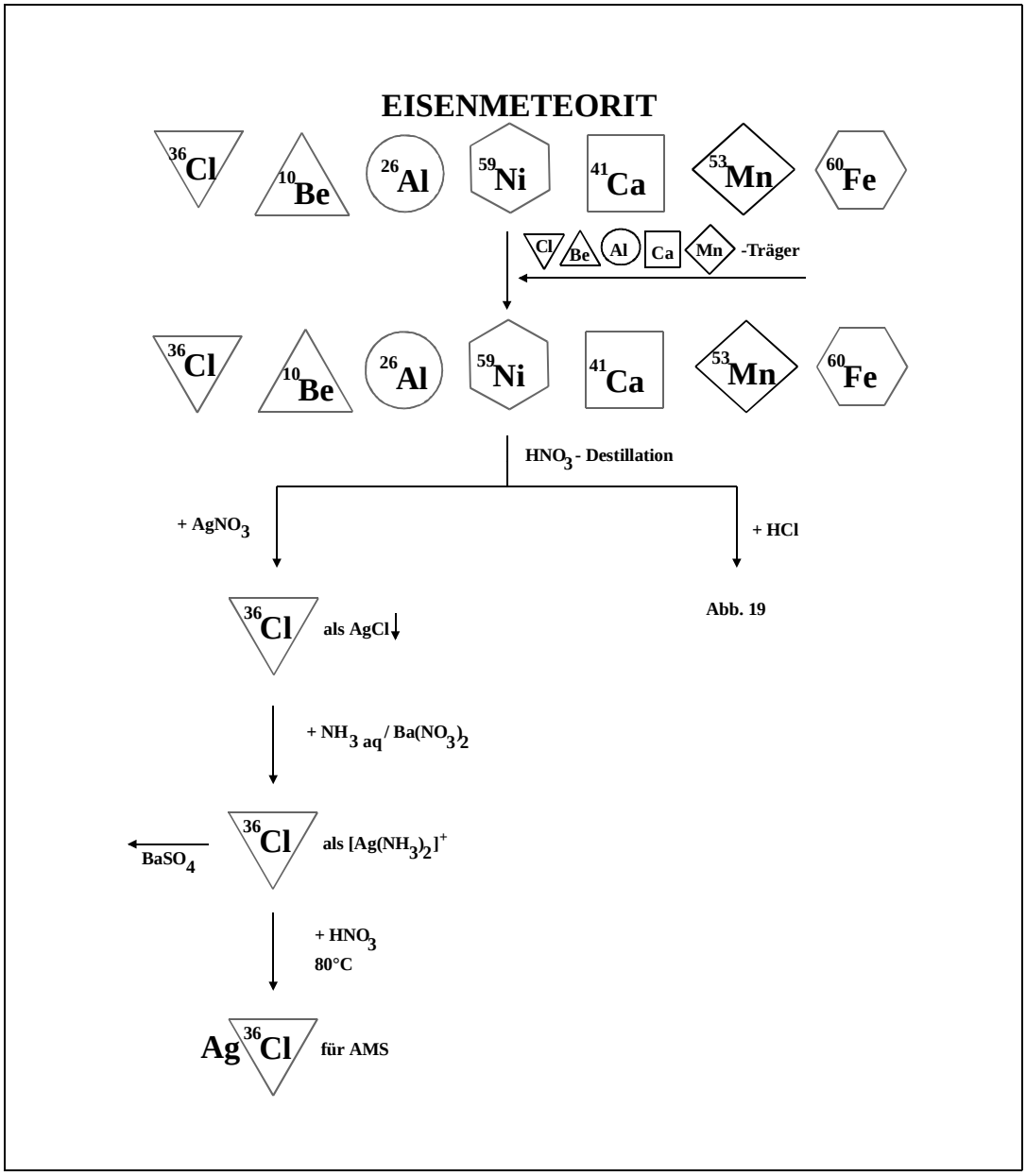

Abb. 18: Fließschema zur Probenpräparation aus Eisenmeteoriten: I. Abtrennung von Cl.

Für die Herstellung der restlichen AMS-Proben wurde der Meteoritenrückstand im Kolben in Salzsäure aufgenommen und für die ICP-AES-Analysen aliquotiert. Da - wie in 3.1.1.1 schon beschrieben - die Säulenkapazität des Austauschers durch das vorhandenen Eisen überstiegen würde, erfolgt das Ausethern des Eisens als Chlorokomplex mit Diisopropylether. Für die (nickelreichen) Meteorite in denen ^{60}Fe nachgewiesen werden sollte, konnte die Rückextraktion des Eisens aus der organischen Phase erfolgen.

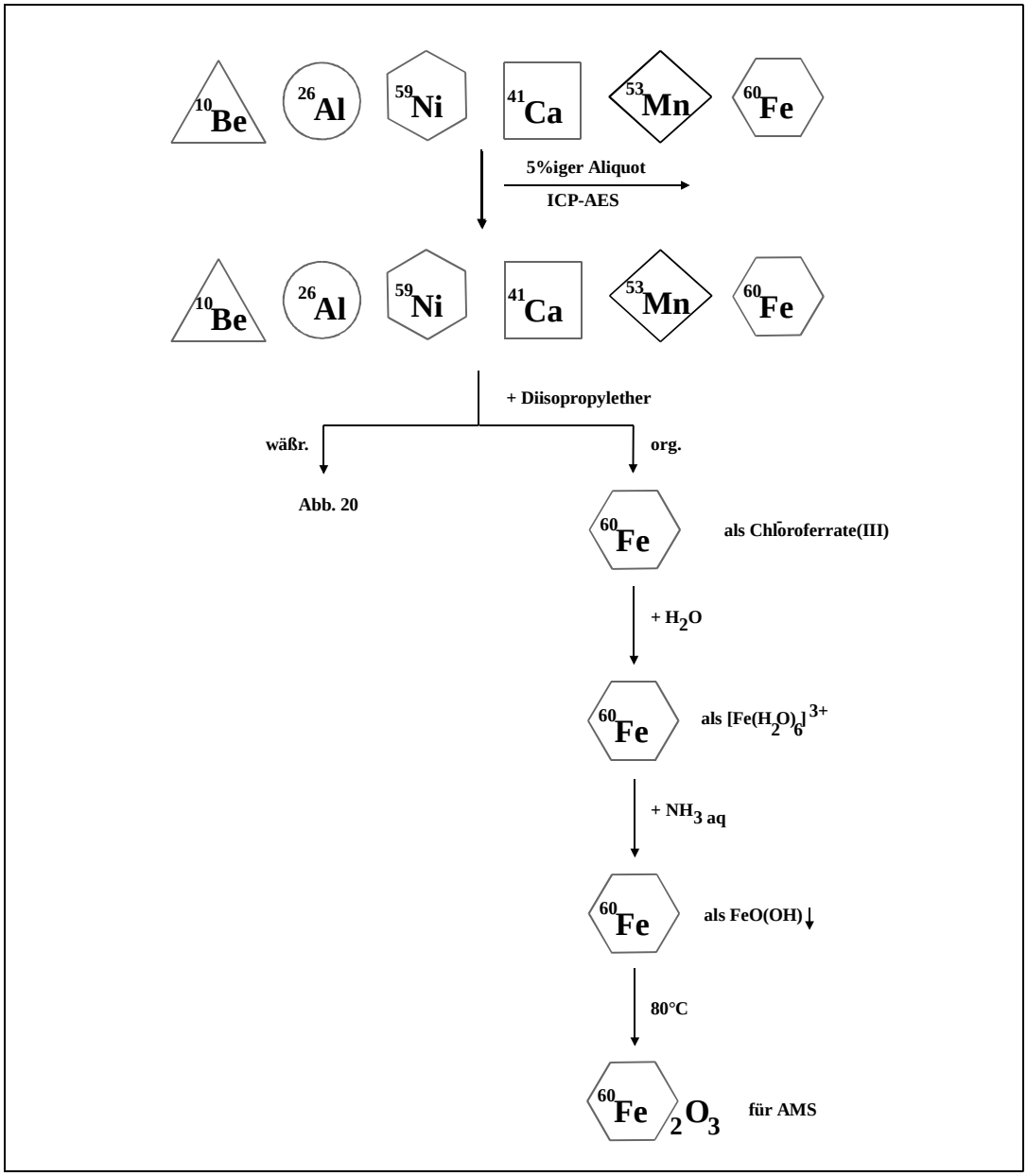

Abb. 19: Fließschema zur Probenpräparation aus Eisenmeteoriten: II. Abtrennung von Fe.

Eine weitere Reinigung dieser Fraktion durch einen Anionenaustausch war nicht erforderlich. Durch Zugabe von Ammoniaklösung wurde Eisenoxidhydrat gefällt, welches nach mehrmaligem Waschen mit schwach ammoniakalischer Lösung und Trocknen bei 80°C als Eisen(III)-oxid - nach Vermischen mit Silberpulver - für die ^{60}Fe-AMS-Messung genutzt werden konnte.

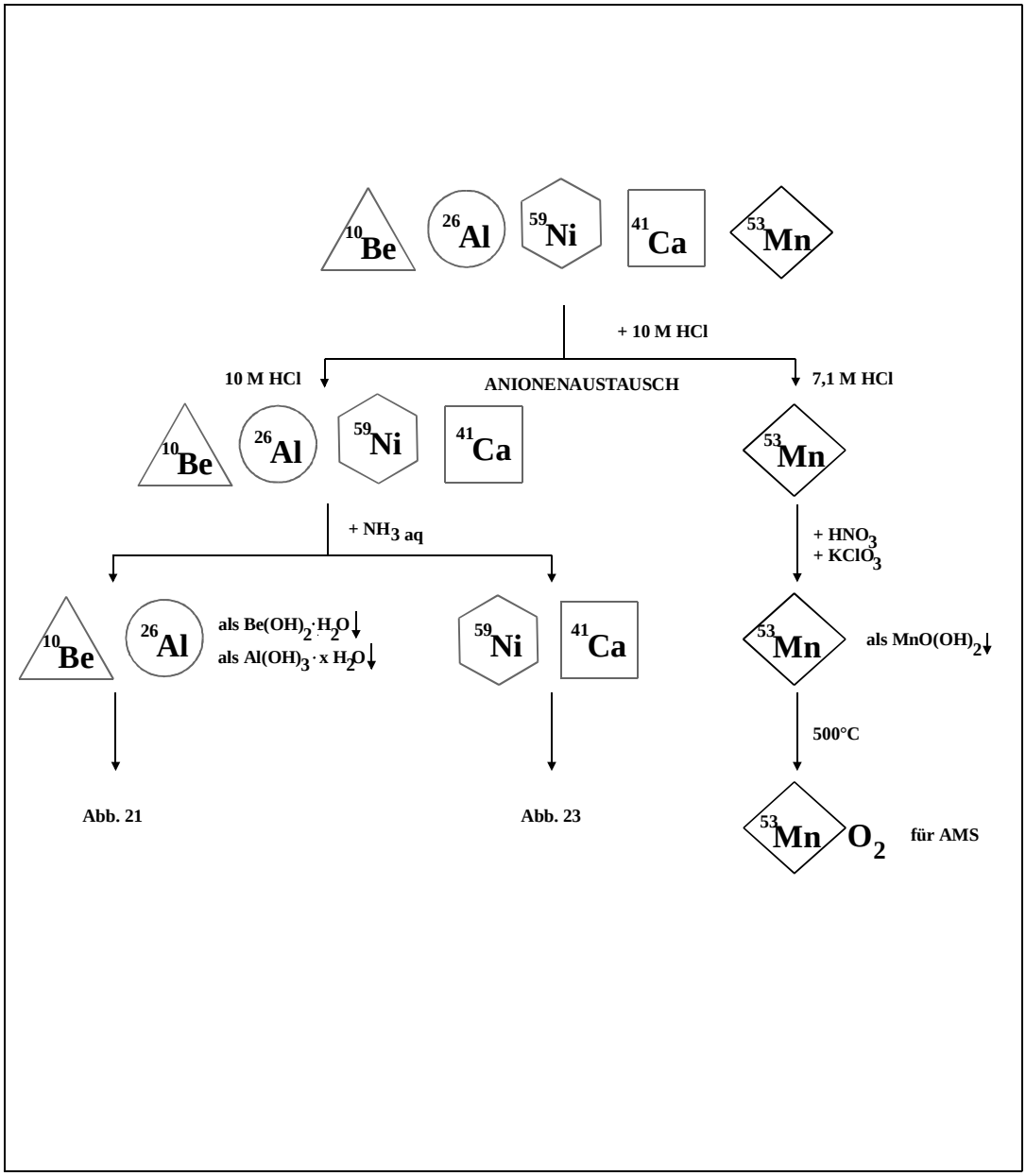

Abb. 20: Fließschema zur Probenpräparation aus Eisenmeteoriten: III. Abtrennung von Mn.

Alle weiteren zu trennenden Elemente befanden sich in der wäßrigen Phase, welche eingeengt und in 1,5 ml Salzsäure (10 mol/l) aufgenommen wurde. Durch den in 3.1.1.2 beschriebenen Anionenaustausch wurde Mangan von den restlichen Elementen getrennt. Die Mangan-Fraktion (7,1 M HCl) wurde zur Trockne eingeengt und in halbkonz. Salpetersäure aufgenommen. In Anlehnung an Vogt [VOG88b] wurde durch den Zusatz von festem Kaliumchlorat Mn(II) zu Mn(IV) oxidiert und in der Hitze Manganoxidhydroxid gefällt. Als zusätzlicher Reinigungsschritt bot sich das Umfällen des $MnO(OH)_2$ durch Reduktion mit Wasserstoffperoxid und nochmaliger Oxidation mit $KClO_3$ an. Der Niederschlag wurde mehrmals mit Wasser gewaschen und bei 80°C getrocknet. Das so dargestellte Manganoxid konnte direkt in Targethalter gepresst und mittels AMS am Garchinger Beschleuniger auf ^{53}Mn untersucht werden.

Die Aufarbeitung der verbleibenden Elemente (Al, Be, Ca, Ni), die sich im ersten Eluat (10 M HCl) des Anionenaustausches befanden, konnte wiederum analog zu Vogt und Herpers [VOG88] mit den in 3.1.1 beschriebenen Änderungen durchgeführt werden. Hierzu wurden Aluminium und Beryllium durch Zusatz von Ammoniaklösung als Hydroxide gefällt (s. 3.1.1.3). Calcium und Nickel (und das zu Aluminium isobare Magnesium) verbleiben dabei in Lösung. Der Niederschlag wurde einmal mit schwach ammoniakalischer Lösung gewaschen und in 1,5 ml Salzsäure (1 mol/l) gelöst.

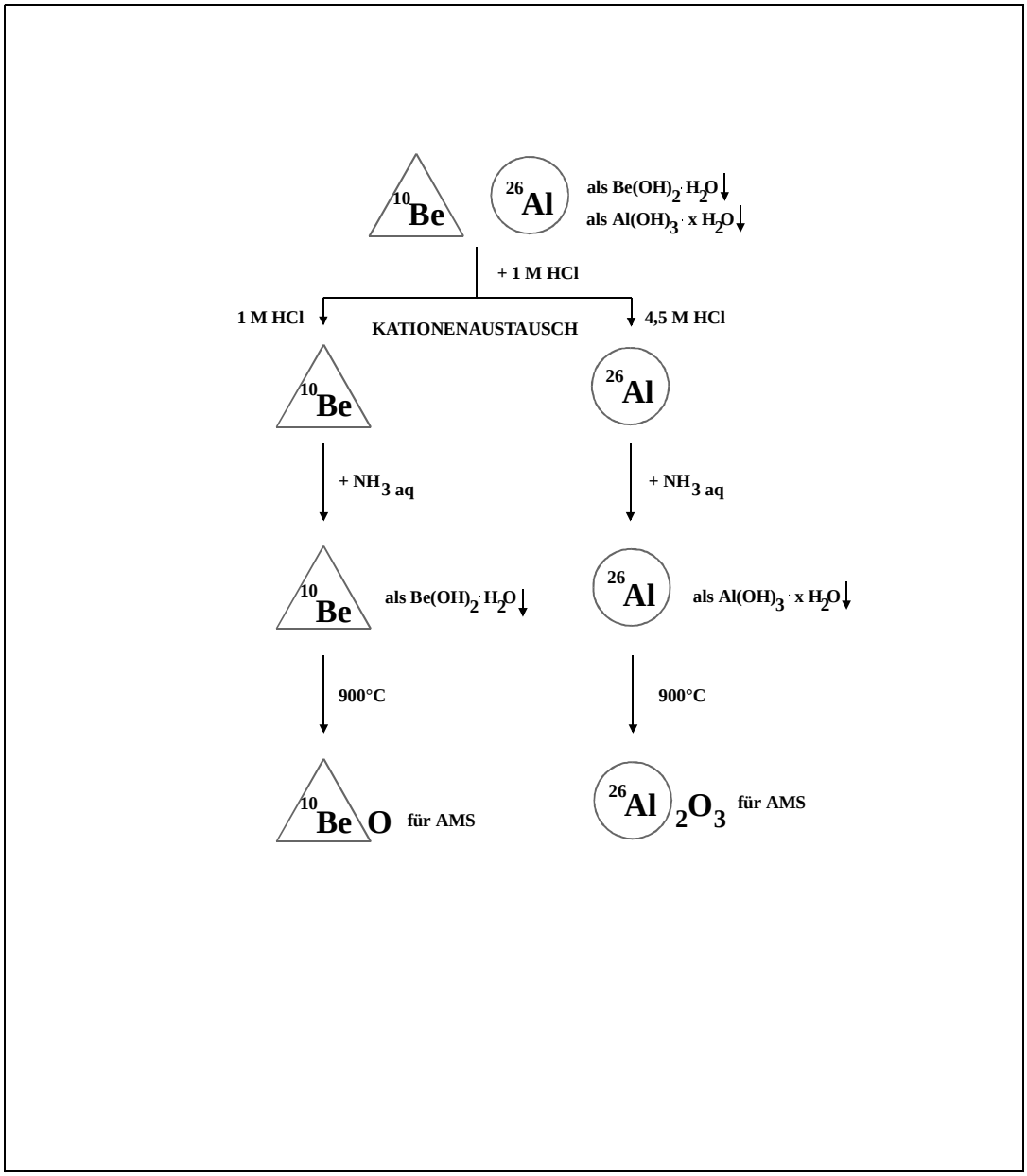

Abb. 21: Fließschema zur Probenpräparation aus Eisenmeteoriten: IV. Trennung von Al/Be.

Über einen Kationenaustausch (s. 3.1.1.4) konnten Beryllium und Aluminium getrennt und separat voneinander mit Ammoniaklösung als $Be(OH)_2 \cdot H_2O$ bzw. $Al(OH)_3 \cdot xH_2O$ gefällt werden. Als Reinigungsschritt wurde das Umfällen durch Lösen in Salzsäure und nochmaligem Zusatz von NH_{3aq} eingeführt. Das Abwarten des Alterns des amorphen Aluminiumhydroxids ist dabei für eine akzeptable radiochemische Ausbeute unbedingt erforderlich. Nach mehrmaligem Waschen mit schwach ammoniakalischer Lösung, Trocknen bei 110°C und Glühen bei 900°C im Quarztiegel wurden BeO und Al_2O_3 in einem Achatmörser mit Kupferpulver (Volumen 1:1) verrieben und in Kupferprobenhalter (Abb. 22) gepresst. Die AMS-Messung von ^{10}Be und ^{26}Al konnte dann am Züricher Beschleuniger erfolgen.

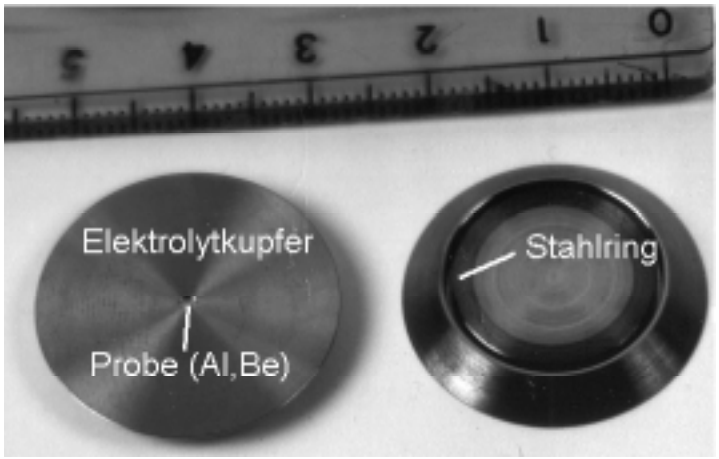

Abb. 22: Kupfer-Probenhalter für die ^{10}Be- und ^{26}Al-Messungen an der ETH/PSI-AMS-Anlage in Zürich.

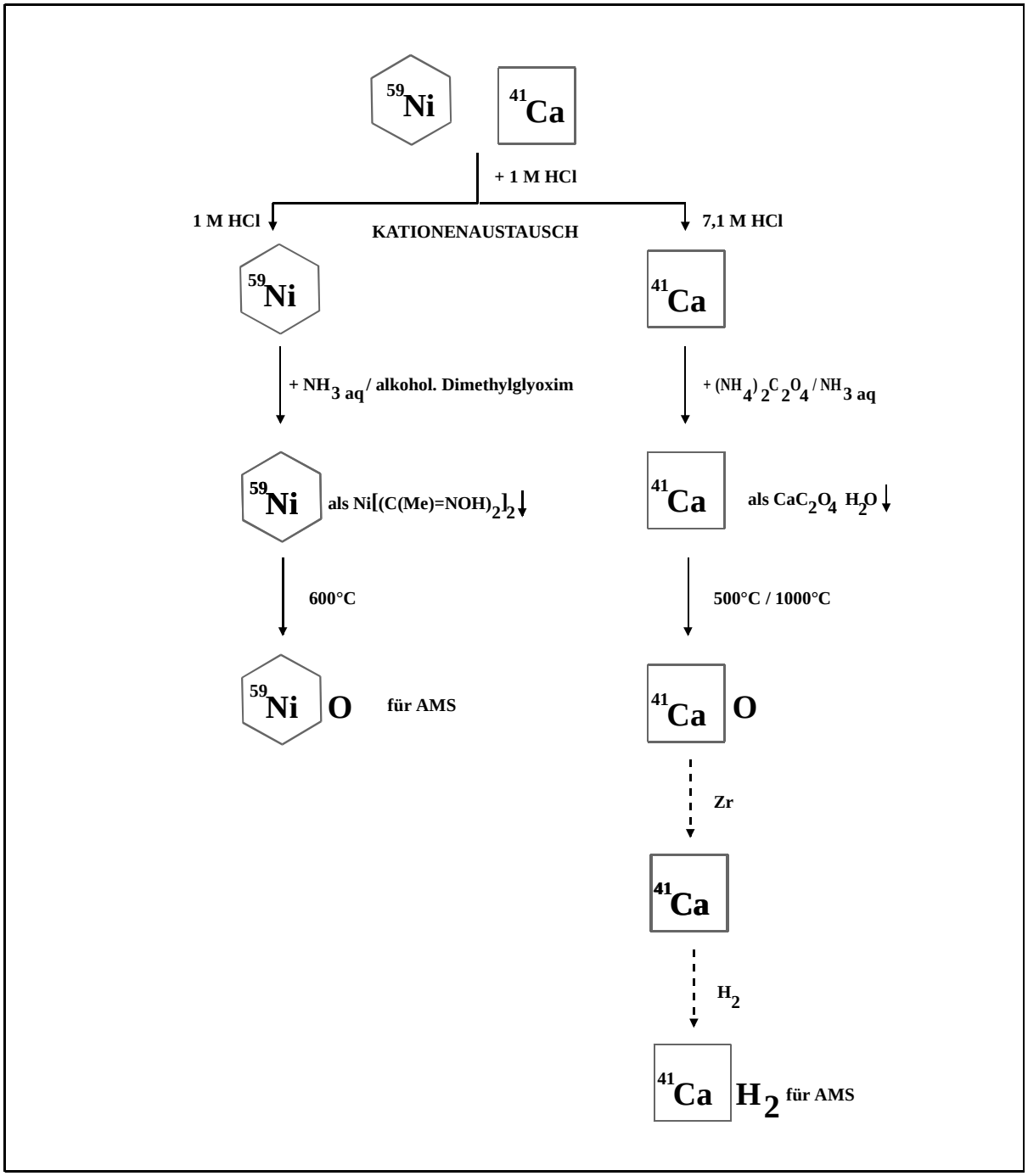

Abb. 23: Fließschema zur Probenpräparation aus Eisenmeteoriten: V. Trennung von Ca/Ni.

Das Zentrifugat (und die Waschlösung) der ersten Hydroxidfällung enthielt die Isotope ^{41}Ca und $^{59/63}$Ni. Die Trennung von Calcium und Nickel wurde in Anlehnung an Vogt und Herpers [VOG88] durch einen weiteren Kationenaustausch (PE/PTFE-Säule, 20 cm Füllhöhe, 1 cm Ø; DOWEX 50Wx8, 100-200 mesh, H^+-Form) vorgenommen. Die Größe der Ni-Fraktion mußte allerdings von 60 ml auf [VOG88b] auf 200 ml erhöht werden, da ein alle 5 ml durchgeführter

Test (mit alkohol. Diacetyldioximlösung, s.u.) auf Nickel erst nach 195 ml negativ ausfiel. Somit wurde nach 50 ml HCl (1 mol/l) als Vorlauf erst Nickel und dann (nach Dittrich [DIT90]) mit 50 ml 7,1 M HCl das stärker gebundene Calcium eluiert. Zur Herstellung von Ni-AMS-Proben wurden in älteren Arbeiten der Abteilung Nuklearchemie der Universität zu Köln aufwendige elektrolytische Abscheideverfahren beschrieben. Die metallischen Ni-Proben wurden sowohl aus irdischen Bestrahlungsproben [THE86] als auch aus meteoritischen Proben [VOG88] isoliert, aber niemals mittels AMS auf ihre Qualität (Stromgüte des stabilen Isotops und Isobarenreinheit) hin untersucht. Aufgrund der Weiterentwicklung der AMS-Technologie ist heute eine chemische Unterdrückung des isobaren Kobalts in den ppt-Bereich nicht mehr erforderlich. In dieser Arbeit konnte also, da Kobalt im bisher durchgeführten Trennungsgang auf der Anionenaustauschersäule verbleibt, eine klassisch-analytische Fällung des Nickels als Bis(2,3-butandion-dioximato)nickel (Strukturformel in Abb. 24 dargestellt) durchgeführt werden. Das Fällungsreagenz ist in einer alkoholischen Lösung unter seinen „älteren“ Trivialnamen als Dimethylglyoxim oder auch Diacetyldioxim besser bekannt. Der Metall-Chelat-Komplex wurde aus ammoniakalischer Lösung als pinkfarbener voluminöser Niederschlag gefällt, mehrmals gewaschen, bei 110°C getrocknet und bei 600°C im Quarztiegel zu grün-grauem Nickeloxid geglüht, welches in Garching beschleunigermassenspektrometrisch untersucht wurde.

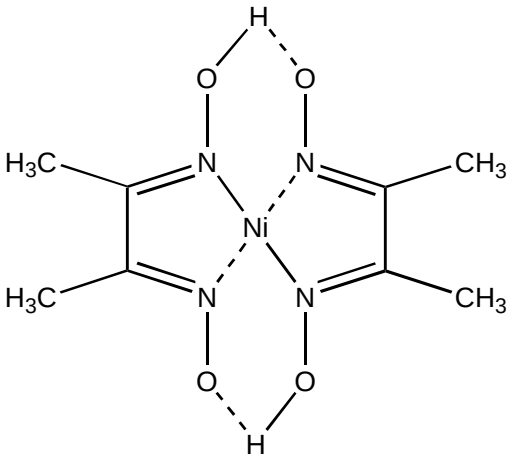

Abb. 24: *Strukturformel Bis(2,3-butandion-dioximato)nickel.*

Aufgrund der Kooperation mit dem Beschleunigerlabor der ETH/PSI wurde Calcium als Calciumoxid in Köln präpariert und in Zürich weiterverarbeitet. Die Calcium enthaltende Fraktion wurde dafür ammoniakalisch gemacht und in der Hitze mit Ammoniumoxalat versetzt. Das gefällte $CaC_2O_4 \cdot H_2O$ wurde heiß zentrifugiert, mehrmals mit heißem Wasser gewaschen und bei 110°C getrocknet. Beim Glühen im Quarztiegel wandelte es sich nach vorheriger Kristallwasserabspaltung bei 500°C unter Kohlenmonoxidabspaltung erst in Calciumcarbonat und schließlich ab 900°C unter Kohlendioxidabspaltung in Calciumoxid um. In Zürich wurde dann unmittelbar vor der AMS-Messung das Oxid durch Zirkonium zum Metall reduziert und

anschließend mit Wasserstoff zu Calciumhydrid umgesetzt, welches als CaH_3^- beschleunigt wird [DIT96]. Grundsätzlich ist aber auch die von Rösel [RÖS94] durchgeführte Fällung als CaF_2 möglich. Die Beschleunigung als Fluorid ist z.B. am Tandem der TU München die bevorzugte Methode.

3.1.3 Aufarbeitung der Steinmeteorite

Ein wichtiger Punkt bei der Analyse von Radionukliden aus Steinmeteoriten ist die Qualitätskontrolle (s. 4.1). Demzufolge wurde grundsätzlich in sog. Probensets gearbeitet. Diese bestanden aus sechs zu analysierenden Meteoriten, einer Blankprobe und einer Probe, die einem Gemisch entnommen wurde, welches aus dem Meteoriten Dhurmsala hergestellt wurde. Die Darstellung dieses als Intra- und Interlaboratoriumsstandard genutzten Materials wurde von Neupert [NEU93] ausführlich beschrieben. Die Blankprobe war zur Kontrolle eventueller Crosskontaminationen gedacht. Diese Probensets wurden simultan chemisch aufgearbeitet und in jeweils einem Meßtermin mittels ICP-AES bzw. AMS untersucht.

Zur Analyse der Radionuklide aus Steinmeteoriten wurden die Meteoritenproben (ca. 500 mg) in einem Stahlmörser bzw. einer Achatkugelmühle homogenisiert. Von diesem Pulver wurde dann ein Teil (70-350 mg, im Mittel 150 mg) für einen Druckaufschluß in einer sog. Parr-Bombe (Abb. 25) entnommen.

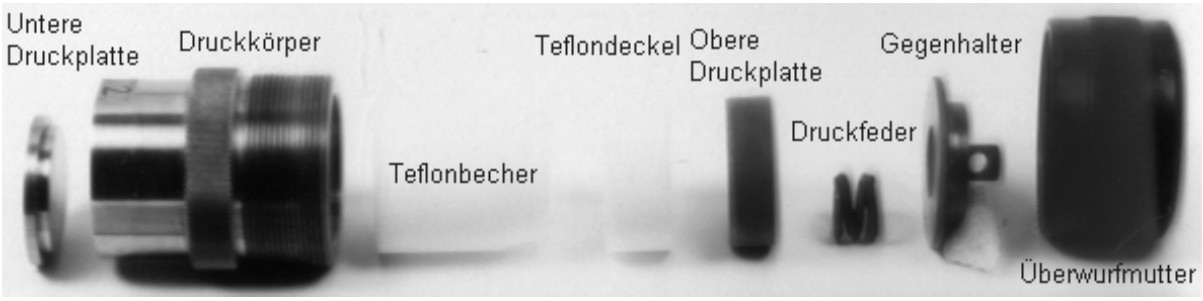

Abb. 25: Aufschlußbombe nach Parr.

Die Einwaage erfolgte im Normalfall direkt in einen Teflonbecher. Anschließend wurden die Trägerlösungen zugesetzt. Typische Trägermengen waren z.B. 1 mg Be, 10 mg Ca, 4 mg Mn. Je nach Meteoritenklasse, d.h. natürlichem Al-Gehalt des Meteoriten und Einwaagengröße (und für die Blankproben) mußte auch Aluminium als Träger zugegegeben werden. In jedem Fall wurde

als Aufschlußmittel eine Mischung aus Flußsäure (48 %), Salpetersäure (65 %) und Perchlorsäure (70-72 %) im Volumenverhältnis 7:2:2 verwendet. Der Zusatz von Chrom(VI)oxid als Katalysator empfahl sich nach Rösel [RÖS94] für die Oxidation des in Ureiliten und kohligen Chondriten vorhandenen elementaren Kohlenstoffs. Die Literaturangaben bezüglich der erforderlichen Aufschlußdauer bei 150°C variierten von 4-12 h [BRE92,RÖS94]. Eigene Untersuchungen zeigten, daß die für einen vollständigen Aufschluß benötigte Zeit stark von der Korngröße des Meteoritenmaterials abhängig war. Die Aufschußdauer wurde deshalb auf 48 Stunden erhöht. Nach Beendigung des Aufschlußes wurde direkt im Teflonbecher zur Trockne eingeengt. Der Rückstand wurde dreimal mit 1-2 ml Flußsäure (48 %) zum vollständigen Abrauchen des Siliziums als SiF_4 versetzt und dann die Fluoride (und das zu ^{10}Be isobare Bor) durch Zugabe von 1-2 ml Perchlorsäure (70-72 %) vertrieben. Nach der Aufnahme des Rückstandes in Salzsäure erfolgte die Aliquotierung für die ICP-AES-Untersuchungen. Der erste Teil des radiochemischen Trennungsganges ist in Abbildung 26 als Fließschema wiedergegeben. Prinzipiell konnte die weitere Aufarbeitung nun ähnlich dem in 3.1.2 beschriebenen Trennungsgang für Eisenmeteorite erfolgen. Allerdings war abhängig von der Meteoritenklasse und Einwaage das Extrahieren des natürlichen Eisens nicht unbedingt erforderlich. Das Eisen konnte, wenn gewünscht, nach der Elution von Al, Be, Ca, Ni (10 M HCl), Mn (7,1 M HCl) und Co (50 ml 4,5 M HCl) mit 100 ml H_2O von der Anionenaustauschersäule gespült werden.

Ein Forschungsaufenthalt an der Purdue University ermöglichte die chemische Aufarbeitung von Steinmeteoriten hinsichtlich des Radionuklids ^{36}Cl. Die homogenisierten Meteoritenproben (75-400 mg) wurden hierzu mit 1-2 mg ^{35}Cl-Träger versetzt. Alternativ zum Parrbomben-Druckaufschluß (über Nacht) nach Bremer [BRE92] wurde auch ein Mikrowellenaufschluß durchgeführt (s. 4.1.2). Der Aufschluß erfolgte bei beiden Methoden mit einer Mischung aus Flußsäure (40 %) und Salpetersäure (68-70 %) im Volumenverhältnis 7:2. Der Rückstand (hauptsächlich CaF_2) wurde zentrifugiert und das Zentrifugat mit Silbernitrat-Lösung (1 mol/l) versetzt. Die in 3.1.2 beschriebene einfache Abtrennung des Schwefels als Bariumsulfat war aus labortechnischen Gründen nicht möglich, so daß auf die zeitintensivere Trennung mittels Ionenaustauscher zurückgegriffen werden mußte [VOG97]. Hierfür wurde das über Nacht gealterte Silberchlorid zentrifugiert, mit Wasser gewaschen und in 5 ml verdünnter Ammoniaklösung (20 Tropfen 30 %ige NH_3 auf 5 ml H_2O) gelöst.

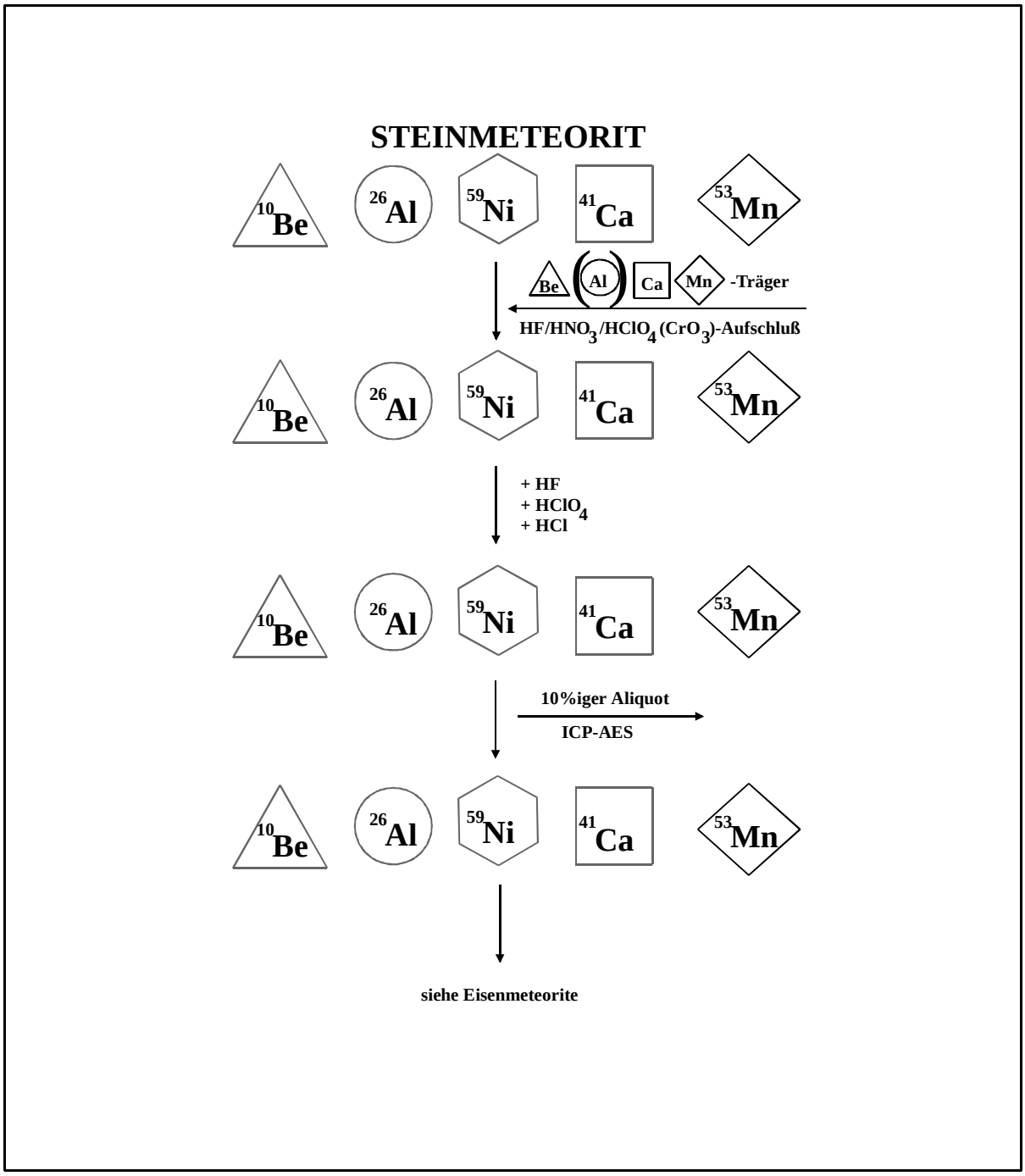

Abb. 26: Fließschema zur Probenpräparation aus Steinmeteoriten.

Die Vorbereitung der Anionenaustauschersäulen erforderte die Umkonditionierung des käuflich erhältlichen Austauschermaterials (EIChrom, 1x8, 100-200 mesh, Cl^-Form) in eine neutrale Form. Hierzu wurde eine Glassäule mit 5 ml Austauschermaterial beladen und mit 250 ml Salpetersäure (1,5 mol/l) und 250 ml Wasser zur Entfernung der Chloride gespült.

Das Probenvolumen konnte dann auf die Säule gegeben und Sulfat mit 10 ml Ammoniaklösung (0,1 mol/l) eluiert werden. Einer Zwischenfraktion bestehend aus 0,05 M (10 ml) und 0,15 M (5 ml) Salpetersäure schloß sich die Elution des Chlorids mit 0,15 M Salpetersäure (12 ml) an. Eine Überprüfung dieses Austauschverhaltens konnte aus strahlenschutzrechtlichen Gründen erst in Köln erfolgen. Das Elutionsprofil von Sulfat und Chlorid an DOWEX 1x8 (Spezifikationen s.o.) wurde einerseits durch Fällung als Silberchlorid und anschließender gravimetrischer Bestimmung, andererseits durch ^{35}S-Zusatz und Untersuchung der Fraktionen am Geiger-Müller-Zählrohr, bestimmt und ist in Abbildung 27 dargestellt. Die resultierende Chlorid-Fraktion wurde im Trennungsgang weiterverarbeitet, in dem sie mit konz. Salpetersäure und Silbernitrat-Lösung (1 mol/l) versetzt wurde, so daß Silberchlorid erneut ausfiel. Der über Nacht gealterte Niederschlag wurde abschließend einmal mit konz. Salpetersäure und mehrmals mit Wasser gewaschen und bei 60°C getrocknet. Die weitere Verarbeitung der Proben sowie die AMS-Messungen selbst konnten dann direkt im Beschleunigerlabor des PRIME Lab der Purdue University erfolgen.

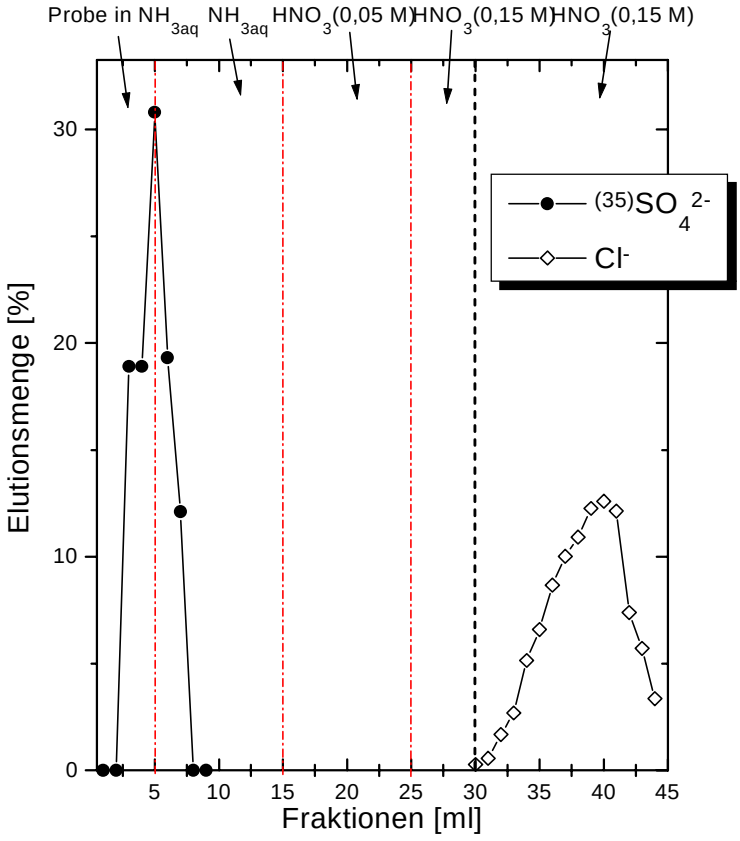

Abb. 27: Elutionsverhalten von SO_4^{2-} und Cl^- am Anionenaustauscher.

3.1.4 Aufarbeitung der Stein-Eisen-Meteorite und magnetischen Fraktionen

Eine magnetische Trennung von Silikat- und Metallphasen und deren getrennte Analyse auf ihren Radionuklidgehalt ist unter mehreren Gesichtspunkten interessant (s. 1.3.3, 4.3.7). Voraussetzung für die Richtigkeit der Ergebnisse ist allerdings die Qualität der Trennung. Insbesondere eine ungenügende Abtrennung der Silikatphase bei der Untersuchung der metallischen Fraktion kann zu erheblichen Fehlern führen. Eine eher als Vorexperiment gedachte Trennung des Stein-Eisen-Meteoriten Emery (Mesosiderit) zeigte, daß die in Köln durchgeführte grobe magnetische Trennung (Handmagnet, ohne Anätzen mit Flußsäure, ohne mikroskopische Kontrolle) nicht ausreichend war (s. 4.1.5). Die Laborausstattung an der Purdue University ermöglichte es allerdings eine größere Anzahl von Steinmeteoriten (ein Enstatit und zehn gewöhnliche Chondrite) magnetisch zu trennen und die magnetischen Phasen auf ihre Radionuklidkonzentrationen zu untersuchen. Nach Einweisung [FER97] konnten ausgehend von 340-700 mg Bulkmaterial folgende Schritte zur Isolation der metallischen Phasen unternommen werden: Mittels zweier unterschiedlich starker Magnete wurde eine grobe magnetische Separation des Metalls aus dem Bulk vorgenommen. Die magnetische Fraktion wurde im Ultraschallbad mit Methanol gereinigt und die überstehende Lösung inklusive der suspensierten Silikatanteile unter Zuhilfenahme eines Magneten dekantiert. Dieser Vorgang wurde solange wiederholt bis die Lösung sich nicht mehr trübte. Anschließend wurde das Metall mit verdünnter Flußsäure (20 Tropfen 40 %ige HF auf ca. 10 ml H_2O) für 5-10 min im Ultraschallbad belassen. Die Kontrolle dieses Abätzvorgangs war sehr wichtig, damit das Metall nicht vollständig gelöst wurde. Die Flußsäure wurde dekantiert, das Metall mit Methanol im Ultraschallbad gereinigt (s.o.) und abschließend bei 65°C getrocknet. Unter dem Mikroskop wurde nun der Hauptteil des noch vorhandenen Silikats aussortiert und das verbleibende Metall - wenn erforderlich nach vorsichtigem Zerkleinern in einer Reibschale - nochmals den Schritten „Ätzen, Reinigung, Mikroskop“ unterworfen. Dieser Vorgang wurde so lange wiederholt bis unter dem Mikroskop keinerlei Silikat mehr zu erkennen war (3-5 mal). Das so gereinigte Metall (4-50 mg) wurde daraufhin mit Trägerlösungen (1 mg Al, 1 mg Be, 1 mg Cl) versetzt und über Nacht, gegebenenfalls unter gelindem Erwärmen im Wasserbad, in verdünnter Salpetersäure gelöst. Nach Fällung von Silberchlorid durch Zusatz von Silbernitratlösung (1 mol/l) wurde die Reinigung des Chlorids und die Weiterverarbeitung des Zentrifugats zur Isolierung von Aluminium und Beryllium wie in 3.1.3 beschrieben durchgeführt. Neben den erhaltenen Al_2O_3-

und BeO-Proben wurden auch die AgCl-Proben am Beschleuniger in Zürich beschleunigermassenspektrometrisch untersucht.

3.1.5 Aufarbeitung des ^{53}Mn-Standards „Sikhote-Alin“

Aufgrund des Fehlens eines ^{53}Mn-Standards für die AMS-Messungen wurden mehrmals 200-600 mg des Eisenmeteoriten Sikhote-Alin mit Mn-Träger (4-10 mg) versetzt, in halbkonz. Salpetersäure gelöst und Mangan wie in 3.1.2 beschrieben (jedoch ohne destillative Abtrennung des Chlors) isoliert. Diese Proben dienten in den zuerst durchgeführten Strahlzeiten als Standardmaterial, da der Gehalt an ^{53}Mn (mittels NAA bestimmt) aus der Literatur [HER69] bekannt war. Aufgrund der unterschiedlichen Einwaagen und Trägerlösungen ergaben sich Verhältnisse von $^{53}Mn/^{55}Mn = (3{,}8 - 5{,}6)\cdot 10^{-9}$.

3.1.6 Aufarbeitung des ^{53}Mn Standards „Garchy“

Um einen ^{53}Mn-Standard, der unabhängig von früheren Ergebnissen der NAA ist, zu erhalten, wurde ein Vanadium-Target mit α-Teilchen bestrahlt (s. 3.4). Demnach mußte eine Separationsmöglichkeit von Mangan aus einer makroskopischen Menge an Vanadium gefunden werden. Hierfür wurden einige aus der Literatur bekannte Verfahren auf ihre Qualität hin - insbesondere bezüglich der Isobarentrennung Mangan-Chrom - geprüft. Für diese Untersuchungen standen eine $^{52/54}$Mn-(n.c.a.) und eine ^{51}Cr-Tracer-Lösung (geträgert), die freundlicherweise von Dr. A. Klein (Institut für Nuklearchemie, Forschungszentrum Jülich GmbH) überlassen wurden, zur Verfügung.

3.1.6.1 Voruntersuchungen zur Trennung

a) Die Anionenaustausch-Chromatographie sollte auf Ihre Anwendbarkeit auf im Überschuß vorliegende MengenVanadium und - eine gegenüber der „Meteoriten-Chemie“ um den Faktor acht - höhere Mangan-Trägermenge geprüft werden. Hierfür wurden ca. 50 mg Vanadiumfolie in halbkonz. Salpetersäure gelöst, mit 25 mg Mn-Trägerlösung und den oben genannten radioaktiven Tracern versetzt. Nach Einengen der Lösung zur Trockne wurde der Rückstand in

2 ml Salzsäure (10 mol/l) aufgenommen und auf eine Anionenaustauschersäule (PE/PTFE-Säule, 20 cm Füllhöhe, 1 cm Ø; DOWEX 1x8, 100-200 mesh, Cl^--Form) gebracht. Im Unterschied zu dem in 3.1.1.2 beschriebenem Austausch, wurde die Salzsäure-Konzentration des Eluats nicht verändert, sondern konstant bei 10 mol/l belassen. Es wurden jeweils 15 Fraktionen à 2 ml und anschließend 25 Fraktionen à 5 ml eluiert und γ-spektrometrisch untersucht. Exemplarisch wurden dabei die intensitätsstärksten γ-Energien der in Tabelle 3 aufgelisteten Nuklide ausgewertet.

Tab. 3: *γ-Energien der untersuchten Nuklide [PFE95]*

Radionuklid	γ-Energie [keV]
^{51}Cr	320
^{52}Mn	744 / 936
^{54}Mn	835

In Abbildung 28 ist das γ-spektrometrisch bestimmte Elutionsverhalten von Cr(III) und Mn(II) dargestellt. Durch die offensichtliche Überlappung der Mn- und Cr-Fraktion erscheint diese Methode als nicht sonderlich geeignet. Zusätzliche Verluste an Mangan (ca. 11 %) wurden durch Adsorption am Austauschermaterial festgestellt. Ebenfalls verblieben 20 % des Chroms irreversibel am Austauscher.

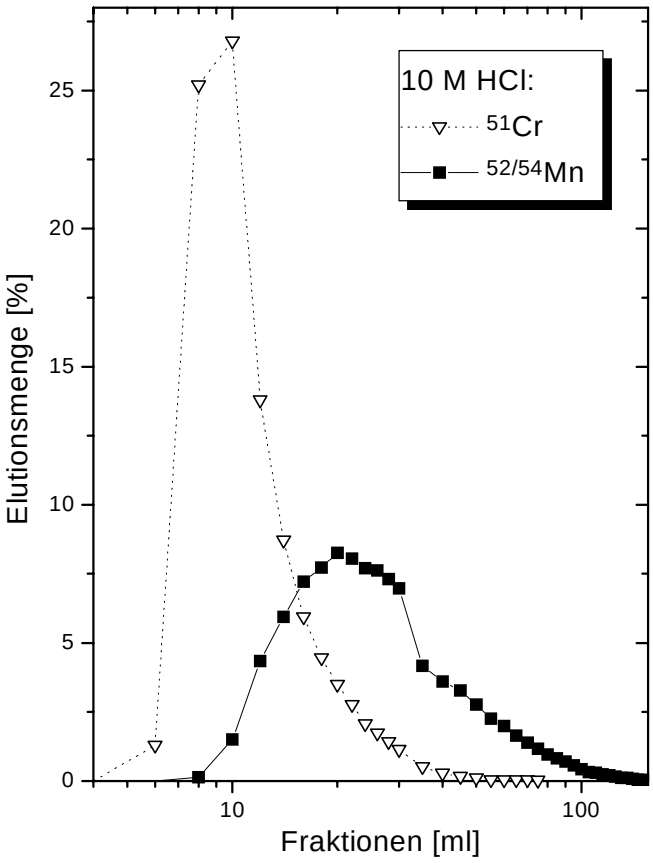

Abb. 28: γ-spektometrische Analyse des Anionenaustausches.

b) Nach Scholten [SCH92] ist die Separation von Chrom und Mangan aus bestrahlten Vanadiumtargets mittels eines Kationenaustauschers möglich. Dabei können Vanadium und Chrom von der Säule eluiert werden, wohingegen Mangan auf der Säule verbleibt. Die Überprüfung dieses Verfahrens erfolgte indem 54 mg Vanadiumfolie mit 25 mg Mn-Trägerlösung und den oben genannten Radiotracern versetzt und in konz. Salpetersäure gelöst wurden. Diese Lösung wurde zur Trockne eingeengt und in einer Mischung aus 2 ml Salzsäure (1 mol/l) und 10 µl Wasserstoffperoxid (30 %) aufgenommen. Ein erster Nachteil dieses Trennverfahrens zeigte sich dadurch, daß sich nur insgesamt 22 % des Mangans lösten. Eine Kationenaustauschersäule (PE/PTFE-Säule, 20 cm Füllhöhe, 1 cm Ø; DOWEX 50Wx8, 100-200 mesh, mit HCl/H_2O_2 konditioniert) wurde mit der Lösung beladen und 20 Fraktionen à 5 ml mit einer Mischung aus Salzsäure (1 mol/l) und Wasserstoffperoxid (0,1 %) eluiert. Als Eluat für das auf der Säule verbliebene Mangan wurde

7,1 M Salzsäure getestet (11 Fraktionen à 5 ml). Alle Fraktionen wurden sowohl γ-spektrometrisch als auch mit einem Spektrophotometer (BECKMANN DU-7400) bei der für Vanadium charakteristischen Wellenlänge von 458 nm untersucht. Abbildung 29 zeigt eine graphische Darstellung dieser Ergebnisse. Vanadium findet sich wie erwartet zusammen mit 2/3 des Chroms in der ersten Fraktion. Die anschließende Elution des Mangans mit reiner Salzsäure gelang ebenfalls. Jedoch konnten auch 1/3 des Chroms in der Mn-Fraktion wiedergefunden werden, so daß auch dieser Trennungsgang ungeeignet erscheint.

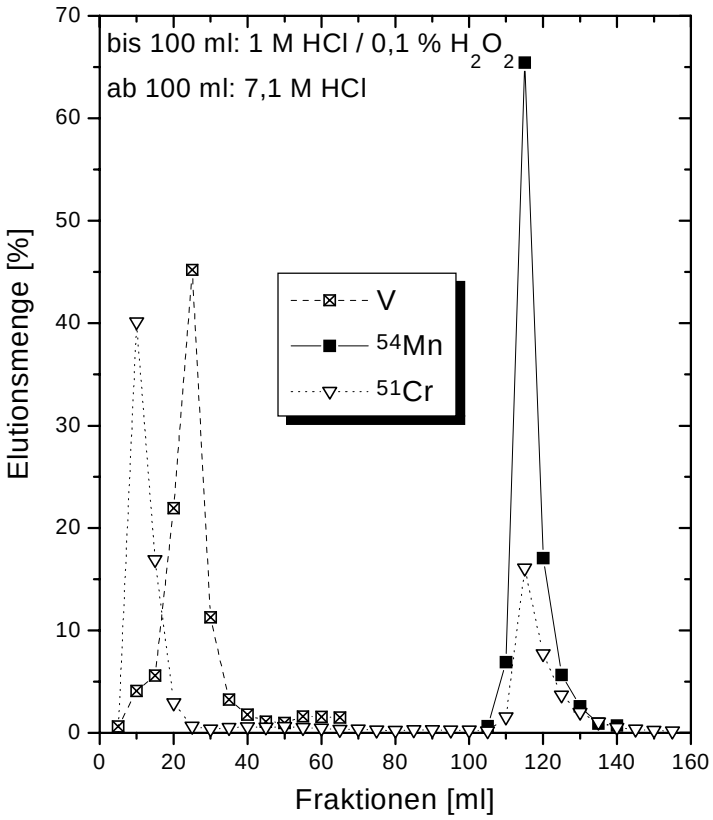

Abb. 29: γ- und VIS-spektometrische Analyse des Kationenaustausches.

c) Die schon in 3.1.1.2 beschriebene „Urotropin®-Fällung“ könnte prinzipiell ebenfalls als geeignetes Trennverfahren in Frage kommen. Zur Überprüfung wurden 56 mg Vanadiumfolie mit 25 mg Mn-Trägerlösung und $^{51}Cr/^{52/54}Mn$-Tracern vesetzt und in konz. Salpetersäure gelöst. Die zur Trockne eingeengte Lösung wurde in 25 ml verd. Salzsäure (2 mol/l) aufgenommen und unter Zusatz von 0,5 ml Wasserstoffperoxid (30 %) und Erwärmen gelöst. Nach vollständigem Verkochen des H_2O_2 wurden erst 250 mg Eisen(III)chlorid und dann Ammoniumcarbonat-Lösung zugegeben bis sich der gebildete Niederschlag gerade wieder auflöste. Der Zusatz von 3 ml einer mit Salzsäure auf pH 5-6 eingestellten Urotropin®-Lösung (Hexamethylentetramin, $C_6H_{12}N_4$) in der Siedehitze ließ einen voluminösen rotbraunen Niederschlag aus Eisen(III)-

vanadat, Eisen(III)-oxidhydrat, und Chrom(III)-hydroxid entstehen. Der Niederschlag wurde nach einigen Minuten Aufkochen heiß zentrifugiert und mit heißem Wasser gewaschen. Die γ-spektrometrische Untersuchung der einzelnen Fraktionen zeigte, daß sich im Zentrifugat 73 % des Mangan als Mn(II) und nur 0,2 % des ursprünglichen Chroms befanden. Dieses Trennverfahren ist somit nicht optimal aber für das hier gegebene Problem ausreichend. Insbesondere erwies sich eine nicht-chromatographische Abtrennung von Vorteil, da die Absolutmasse des Vanadiumtargets um einen Faktor vier höher ausfiel als für die Vorversuche angekündigt war.

3.1.6.2 Aufarbeitung des V-Targets

Das Vanadium-Target (236,11 mg) wurde mit 30 ml $Mn(NO_3)_2$-Trägerlösung (30,04 mg Mn) versetzt und in 15 ml Salpetersäure (65 %) gelöst. Aufgrund der sehr hohen Aktivität des Lösung durch kurzlebige Nebenprodukte (^{51}Cr, $^{52/54}$Mn) wurde zuerst nur ein Teil (ca. 18 %) der Probe für den nächsten ^{53}Mn-Meßtermin entnommen und wie folgt aufgearbeitet: Die Lösung wurde zur Trockne eingeengt und in 15 ml Salzsäure (2 mol/l) und 0,5 ml Wasserstoffperoxid (30 %) aufgenommen. Nach Verkochen des H_2O_2 wurden erst 250 mg Eisen(III)chlorid und dann Ammoniumcarbonat-Lösung zugegeben bis sich der gebildete Niederschlag gerade wieder auflöste. Durch Zusatz von 3 ml Urotropin®-Lösung (s. 3.1.6.1) in der Siedehitze fiel ein Niederschlag aus Eisen(III)-vanadat, Eisen(III)-oxidhydrat, und Chrom(III)-hydroxid aus, welcher nach einigen Minuten Aufkochen heiß zentrifugiert und mit heißem Wasser gewaschen wurde. Das Zentrifugat und die Waschlösung wurden eingeengt. Der dabei entstehende Niederschlag wurde durch Zentrifugieren entfernt und die Lösung weiter bis zur Trockne eingeengt. Der Rückstand wurde mehrmals mit Salpetersäure versetzt, um Ammoniumchlorid zu vertreiben, und schließlich in halbkonz. Salpetersäure gelöst. Kaliumchlorat in der Siedehitze oxidierte Mangan und ließ es als Manganoxidhydroxid ausfallen. Nach mehrmaligem Waschen und Trocknen bei 80°C stand das Standardmaterial für die nächste Strahlzeit zur Verfügung. Nach Abklingen der kurzlebigen Radionuklide wurde die restliche Probe analog aufgearbeitet.

3.1.7 Aufarbeitung des ^{53}Mn-Standards „Cern“

Eine mit ^{53}Mn implantierte Aluminium-Folie (s. 3.5) wurde mit (10,000 ± 0,025) ml $Mn(NO_3)_2$-

Lösung und 10 ml Salpetersäure (65 %) versetzt. Unter gelindem Erhitzen löste sich die Folie. Der Zusatz von Kaliumchlorat oxidierte Mn(II) zu Mn(IV), so daß $MnO(OH)_2$ ausfiel, welches nach mehrmaligem Waschen bei 80°C getrocknet wurde.

3.1.8 Aufarbeitung Protonen-bestrahlter Eisentargets

Durch die jahrelange Durchführung von Bestrahlungsexperimenten in der Abteilung Nuklearchemie (s. 3.6) standen ausreichend Eisen-Dünntargets zur Bestimmung von Wirkungsquerschnitten zur Verfügung. Darüber hinaus waren Anregungsfunktionen zu den kosmochemisch interessanten langlebigen Radionukliden ^{10}Be, ^{26}Al und ^{36}Cl aus vorherigen Arbeiten [z.B. DIT90,SCH95,SUD98] bekannt, so daß die Abtrennung dieser Nuklide aus den Targets nicht erforderlich war. Demnach konnte ein gegenüber der aufwendigen Meteoritenchemie (s. 3.1.2-3.1.4) sehr einfacher Trennungsgang, der die Isolierung von Mangan (^{53}Mn) und Calcium (^{41}Ca) zum Ziel hatte, angewendet werden.

Die Eisenfolien (77-226 mg) wurden mit Mangan- (~4 mg Mn) und Calcium- (~15-25 mg Ca) Trägerlösungen versetzt. Durch den Zusatz von halbkonz. Salpetersäure lösten sich die Targets unter heftiger Gasentwicklung. Der nach Einengen zur Trockne verbleibende Rückstand wurde in 15 ml Salzsäure (7,1 mol/l) aufgenommen, Eisen dreimal mit 20 ml MIBK extrahiert (s. 3.1.1.1) und die wäßrige Phase zur Trockne eingeengt. Die Targets (Protonenenergie > 80 MeV), in denen sich ^{41}Ca befand, wurden nun getrennt von den restlichen Targets, in denen nur die Produktion von ^{53}Mn relevant war, aufgearbeitet. Zur weiteren Isolierung von Calcium wurde der Rückstand in 10 ml Salzsäure (1 mol/l) gelöst und durch Zusatz von ammoniakalischer Ammoniumoxalat-Lösung $CaC_2O_4 \cdot H_2O$ in der Siedehitze gefällt. Calciumoxalat wurde wie in 3.1.2 beschrieben weiterverarbeitet, jedoch wurde das Zentrifugat und die erste Waschlösung zur weiteren Isolierung von Mangan eingeengt, zur Entfernung von Ammoniumchlorid mehrmals mit Salpetersäure versetzt und zusammen mit den restlichen Targets (Protonenenergie < 80,5 MeV) aufgearbeitet. Der Rückstand wurde in halbkonz. Salpetersäure aufgenommen und $MnO(OH)_2$ durch Kaliumchlorat in der Siedehitze gefällt. Der Niederschlag wurde mehrmals gewaschen und bei 80°C getrocknet.

3.2 ICP-AES

Nicht nur zur Optimierung des chemischen Trennungsganges, sondern auch zur Untersuchung von Aliquotproben jeder Meteoritenprobe wurde eine quantitative Analysenmethode benötigt. Hierfür stand im Institut für Mineralogie der Universität zu Köln (Prof. Dr. E. Rammensee) ein ICP-Atomemissionsspektrometer (SPECTROFLAME) zur Verfügung. Die quantitative Analyse der Meteoritenproben diente einerseits zur Bestimmung der Haupttargetelemente. Diese wurden als „Input" für die physikalischen Monte-Carlo-Modellrechnungen und die Normierung der Radionuklidkonzentrationen auf ein Haupttargetelement, z.B. ^{53}Mn in dpm/(kg Fe) benötigt. Andererseits mußten aber auch die natürlichen Elementgehalte (plus Träger) der zu bestimmenden Radionuklide bekannt sein, da mittels AMS nur Isotopenverhältnisse, d.h. radioaktiv zu stabil (z.B. ^{26}Al/^{27}Al), gemessen werden können (siehe dazu auch 3.3). Die in dieser Arbeit bestimmten natürlichen Gehalte der Meteoritenproben an Aluminium, Calcium, Eisen, Magnesium, Mangan und Nickel finden sich in Anhang C.

3.2.1 Grundlagen des Meßverfahrens [HEI90]

Die Atomemissionsspektrometrie basiert auf der optischen Anregung von Atomen und der Messung der Emission (als Lumineszenz) der vorher aufgenommenen Energie. Ein Atomemissionsspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma besteht prinzipiell aus folgenden Einheiten: Hochfrequenzgenerator, IC-Plasmabrenner, hochauflösendes Spektrometer, Rechner zur Steuerung der Meßanordnung und der Datenausgabe. Der Hochfrequenzgenerator speist eine Induktionsspule, welche ein starkes oszillierendes Magnetfeld erzeugt. Diese Anordnung liefert die Energie für die im Plasma zu verrichtende Ionisierungsarbeit. Der Plasmabrenner ist mit einem Zerstäubersystem verbunden. Die zu untersuchende Probe wird als Aerosol mittels eines Trägergases (Argon) dem Plasma zugeführt. Die nach der Verdampfung der Probe erzeugte Anregung führt zu einer Strahlung, die im Spektrometer spektral zerlegt wird. Der Gittermonochromator ist dabei für die sequenzielle Messung der Lichtintensitäten der entsprechenden Wellenlängen verantwortlich. Der Photostrom der interessierenden Spektrallinien wird dabei von einem Photomultiplier in einen entsprechenden elektrischen Strom umgesetzt, welcher wiederum in einen Kondensator geladen wird. Ein Analog-Digital-Wandler digitalisiert diese Ladung als Zeitintegral des Stromes. Dieser Wert ist schließlich das direkte Maß für die

Intensität einer Spektrallinie. Zur Durchführung von quantitativen Messungen muß ein Vergleich der Intensitäten gegen bekannte Standardprobenlösungen erfolgen.

3.2.2 Durchführung der Messungen

Da die ICP-AES eine große Abhängigkeit der Emissionsintensitäten von der Oberflächenspannung, Viskosität und Dichte der Probenlösungen zeigt, wurde sorgfältig auf die „Gleichheit“ (pH-Wert, Matrixeffekte etc.) der zu untersuchenden Lösungen und der Standardlösungen geachtet. So wurden z.B. bei der Analyse der Nebenbestandteile der Meteorite (Al, Mn, Ni) die Hauptbestandteile (Fe, Mg) der meteoritischen Proben und Calcium (10-15 mg Träger pro Probe) den Standardlösungen als simulierte Matrix zugesetzt. Wie bei allen Emissionsmethoden mußte ein spezielles Augenmerk auf mögliche spektrale Interferenzen durch Überlagerungen bzw. Überlappungen von Linien und Koinzidenzen mit Absorptions- und Emissionsbanden geworfen werden. Als geeignete Linien für die in (mit Trägern versetztem) meteoritischem Material zu untersuchenden Elemente haben sich die in Tabelle 4 aufgeführten Wellenlängen herausgestellt.

Tab. 4: *Verwendete AES-Wellenlängen*

Element	Al	Ca	Fe	Mg	Mn	Ni
λ [nm]	396,15	370,60 / 422,67	240,44	383,83	403,08	352,45

Die Einhaltung des für die entsprechende Wellenlänge proportionalen Meßbereiches ist natürlich unbedingt erforderlich. In Abbildung 30 sind exemplarisch Kalibrierkurven der Elemente Aluminium und Mangan aufgetragen. Man erkennt, daß die Strahlungsintensität der für Aluminium verwendeten Wellenlänge über den gesamten Meßbereich proportional der Konzentration des Elementes war. Dahingegen kam es bei der hochkonzentrierten (45 ppm) Mn-Lösung zum Abfall der Intensität, so daß Proben in diesem Konzentrationsbereich nicht mittels dieser Wellenlänge analysierbar waren. Es gab demnach für jede Wellenlänge und damit für jedes Element einen optimalen Konzentrationsbereich, der z.B. im Falle der Steinmeteoritenproben durch zwei unterschiedliche Verdünnungsreihen der Aliquots - eine für die Hauptbestandteile Calcium, Eisen, Magnesium und eine für die Nebenbestandteile Aluminium, Nickel, Mangan -
erreicht wurde.

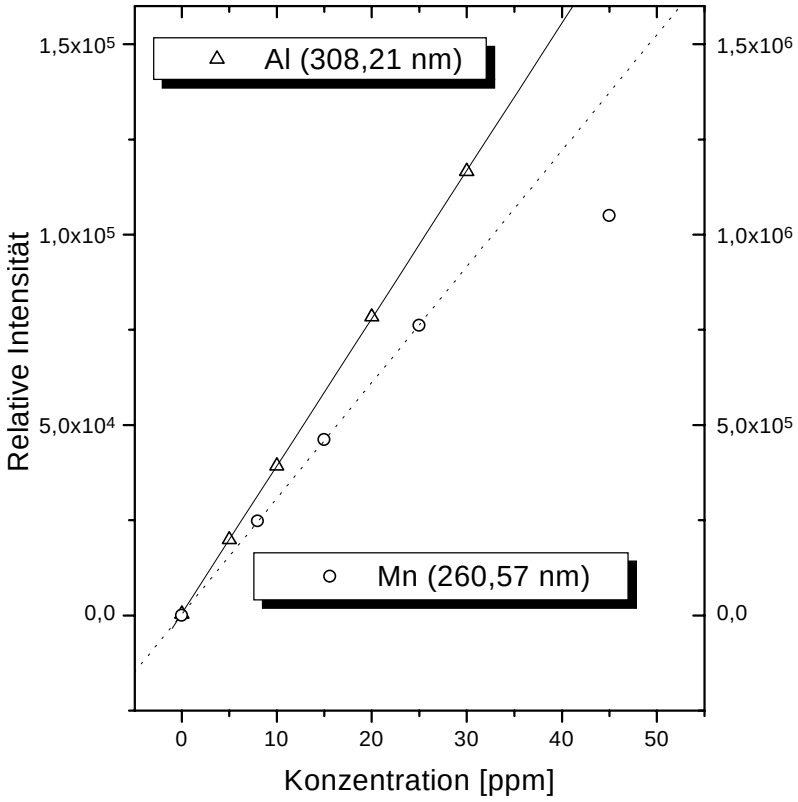

Abb. 30: ICP-AES Kalibrierkurven für die Elemente Aluminium und Mangan.

Ein weiterer Effekt muß bei der praktischen Durchführung der ICP-AES-Messungen bzw. bei der Auswertung der Daten berücksichtigt werden. Nach Aufnahme der Kalibrierkurven werden alle unbekannten Proben nacheinander gemessen. Durchschnittlich jede fünfte Probe muß dabei aber eine Standardlösung bekannter Konzentration sein, da es während der fortschreitenden Messzeit zu einer sog. „Drift“ kommen kann. In Abbildung 31 ist beispielhaft das Driften untersuchter Linienintensitäten dargestellt. Man erkennt, daß der scheinbare Konzentrationsanstieg an Eisen und Calcium (370,60 nm) bei der Berechnung der Gehalte der unbekannten Lösungen korrigiert werden muß. Aufgrund der starken Schwankungen einer Mg-Linie (279,08 nm) wurde bei diesem Meßtermin auf die übliche Mittelwertbildung verzichtet und somit nur die Intensitäten der zweiten Mg-Linie bei der Berechnung berücksichtigt.

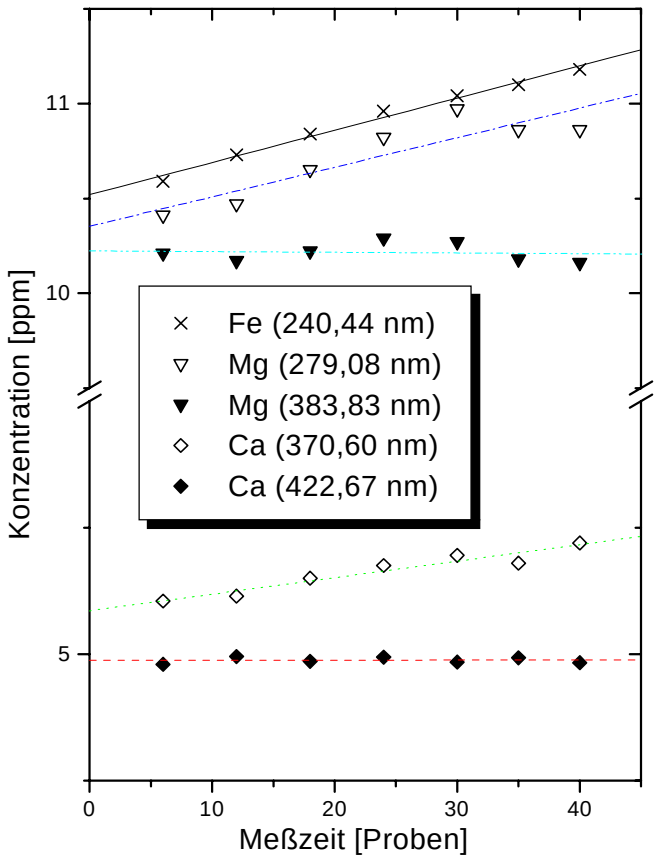

Abb. 31: Drift während eines ICP-AES-Meßtermins.

3.3 Beschleunigermassenspektrometrie

Zur Bestimmung langlebiger Radionuklide geringer spezifischer Aktivität sind klassische Verfahren wie die Zerfallszählung meist von begrenzter Empfindlichkeit, insbesondere wenn die zu bestimmenden Nuklide keine günstig zu detektierende Strahlung emittieren, z.B. reine β^--Emitter wie ^{10}Be oder reine Elektroneneinfang-Nuklide wie ^{53}Mn. Die Beschleunigermassenspektrometrie (accelerator mass spectrometry, AMS) mißt dahingegen ähnlich der konventionellen Massenspektrometrie (MS) nicht den Zerfall der Radionuklide, sondern die Zahl der noch nicht zerfallenen Atome. Der prinzipielle Unterschied zwischen MS und AMS liegt in der Energie, auf die die Ionen beschleunigt werden: Durch die höhere Energie der Ionen (MeV statt keV) erreicht die AMS durchschnittlich eine um fünf Zehnerpotenzen niedrigere Nachweisgrenze als die MS. Dabei können aufgrund der hohen Energie der Ionen störende Interferenzen durch Molekülionen und Isobaren beseitigt werden. Die von Alvarez und Cornog schon 1939 [ALV39] erstmalig durchgeführte Methode der AMS wurde erst in den 70er Jahren zur Durchführung von ^{14}C-Datierungen [MUL77] wiederentdeckt und ist mittlerweile zu einer unentbehrlichen Analysemethode in zahlreichen Forschungsgebieten geworden. Als weiterführende Literatur sind die umfangreichen Publikationen von Finkel und Suter [FIN93] oder Synal [SYN92] zu empfehlen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden AMS-Messungen an drei verschiedenen AMS-Anlagen - ETH/PSI Zürich, TU Müchen, PRIME Lab - durchgeführt. Ihr Aufbau unterscheidet sich einerseits voneinander, andererseits werden auch an ein und derselben AMS-Anlage einzelne Komponenten für verschiedene Nuklide variiert. Grundsätzlich besteht allerdings eine AMS-Anlage immer aus denselben prinzipiellen Komponenten, die in Abbildung 32 am Beispiel der PRIME Lab AMS-Anlage der Purdue University skizziert sind.

In der Ionenquelle werden (meist) durch Beschuß mit Cs^+-Ionen aus den festen Proben einfach negative Element- oder Molekülionen, z.B. BeO^-, erzeugt und extrahiert. Störende Isobare, die keine stabilen negativen Ionen bilden können, z.B. Mg^-, werden in diesem Schritt unterdrückt.

Der Injektor ist ein erster magnetischer Analyseschritt, welcher nur die zu messenden Ionen in den Tandembeschleuniger einschießt. Die Selektion erfolgt dabei nach der kinetischen Energie, der Masse und der Ladung des Teilchens, so daß es zur Isotopentrennung (stabil - radioaktiv) kommt.

Die Ionen werden nun im Tandembeschleuniger auf das positiv geladene Hochspannungsterminal beschleunigt, wo sich ein „Stripper“ (Folie und/oder Gas) befindet. Dort werden nicht nur Hüllenelektronen entfernt, so daß eine Ladungsumkehr zu mehrfach positiven Ionen erfolgt, darüber hinaus brechen bei diesem Vorgang auch alle Molekülbindungen auf. Demnach erfahren nur noch positiv geladene Atomionen (Be^{3+}, Ni^{13+}) eine weitere Beschleunigung zum anderen auf Erdpotential liegenden Ende des Tandems.

Der Ionenstrahl, der den Beschleuniger verläßt, besteht aus verschiedenen Ionensorten mit unterschiedlichen Ladungszuständen und Energien. Ein fakultativer elektrostatischer Analysator, der die Ionen nach ihrer elektrischen Steifigkeit trennt, beseitigt die Ionen mit „falscher“ Energie und reduziert so den Untergrund. Ein Magnet (Analysiermagnet) auf dieser Hochenergieseite separiert die Ionen nochmals nach ihrer magnetischen Steifigkeit, und ist somit ein zweiter Massenseparator. Die Reihenfolge des elektrostatischen Analysators und des Analysiermagneten ist dabei variabel (Abb. 32 und 33), beide Schritte dienen dabei der weiteren Reduzierung des Untergrundes u.a. durch molekulare Fragmente.

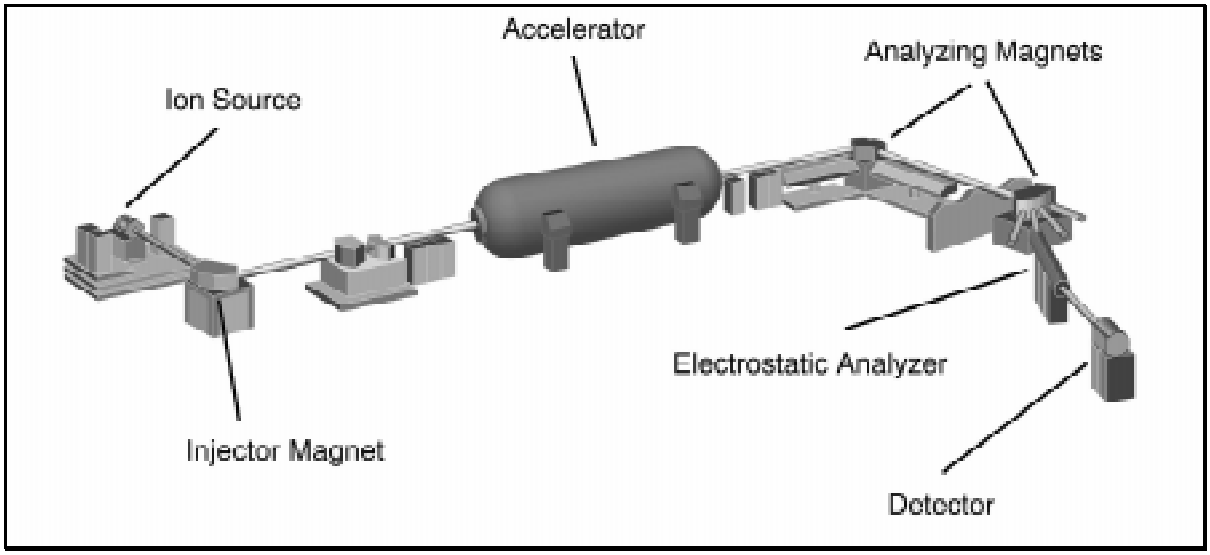

Abb. 32: Schematischer Aufbau der AMS-Anlage des PRIME Labs [ELM97].

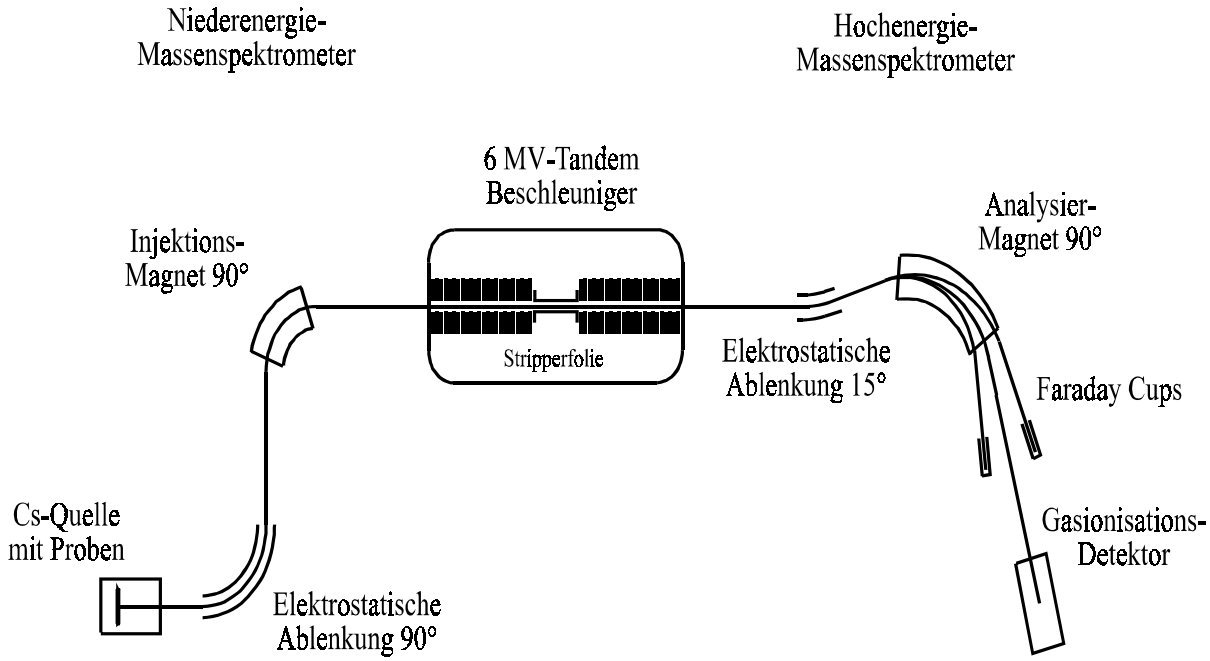

Abb. 33: Schematischer Aufbau der ETH/PSI-AMS-Anlage in Zürich [GAR97b].

Das Detektorsystem, in dem Isotope identifiziert werden, ist stark nach den Anforderungen ausgerichtet. Meist finden jedoch Gasionisationsdetektoren für die Zählung der durch radioaktiven Isotope ausgelösten Ereignisse Verwendung, wohingegen der makroskopische Strom der stabilen Isotope über Faraday-Cups gemessen wird. Aus den Ergebnissen ergibt sich dann das für die Probe charakteristische Verhältnis radioaktiv zu stabil.

Neben den oben beschriebenen prinzipiellen Bestandteilen einer AMS-Anlage werden insbesondere bei der Detektion der schwereren Radionuklide wie ^{53}Mn, ^{59}Ni und ^{60}Fe zusätzliche Methoden zur Isobarenunterdrückung benötigt. So können, wie anhand der AMS-Anlage der TU München zu sehen ist (Abb. 34), gasgefüllte Magneten (GAMS) und Flugzeitspektrometer (TOF) gute Ergebnisse erzielen. Einzelheiten zur AMS-Messung dieser Nuklide sind in der unter 1.3.3.5-1.3.3.7 genannten Literatur zu finden.

Eine Übersicht der in dieser Arbeit mittels AMS bestimmten Radionuklide und deren Spezifikationen für die Durchführung der Messung findet sich in Tabelle 5.

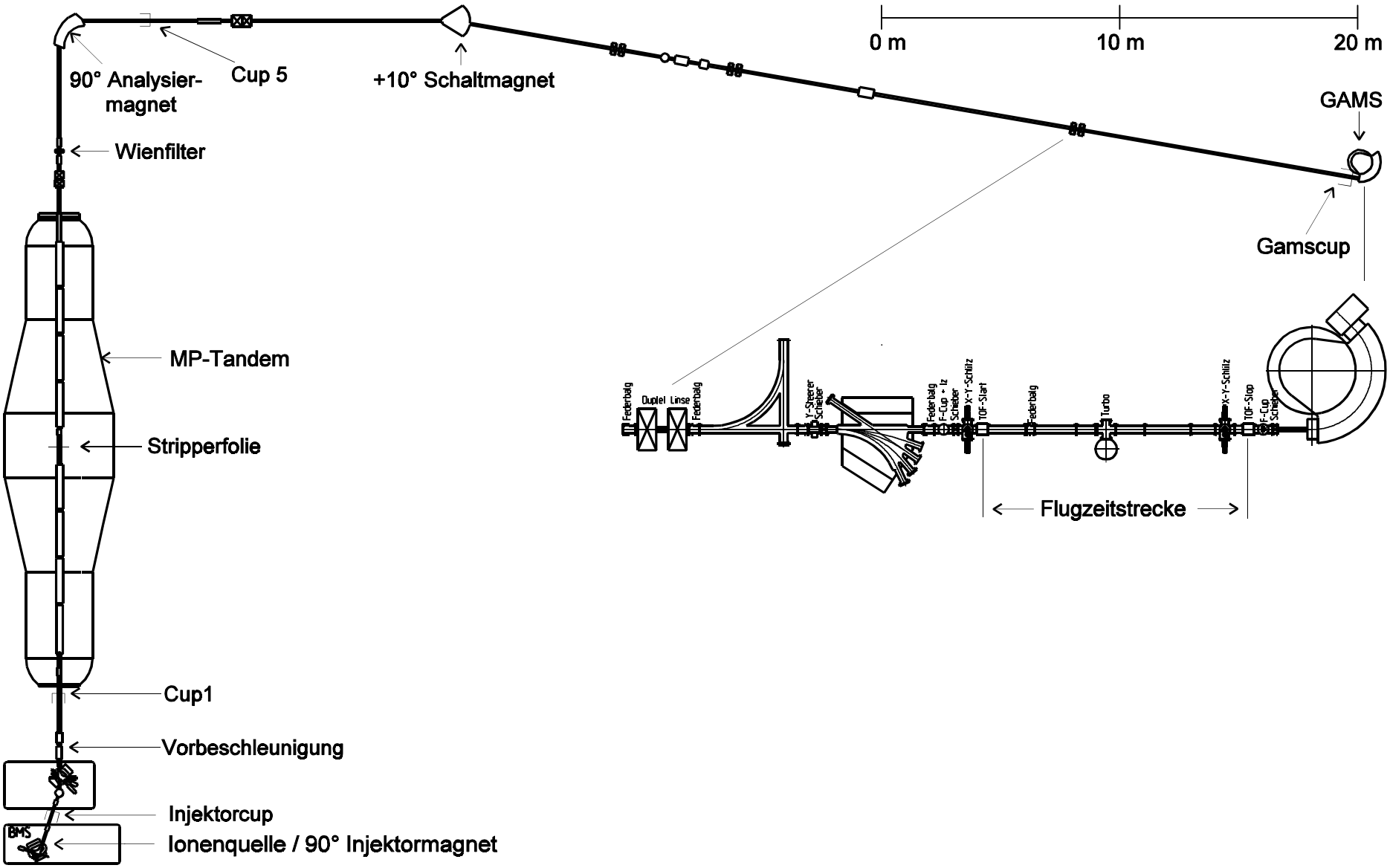

Abb. 34: Schematischer Aufbau der AMS-Anlage der TU München in Garching [KNI98].

Tab. 5: *Übersicht der AMS-Spezifikationen [[1]SYN97; [2]KUB98; [3]ELM98; [4]SCH98; [5]KNI98; [6]KNI97b]*

Nuklid	Target	Zusatz	Extraktion	Ladungs-zustand	Ionenenergie [MeV]	Stripper	AMS-Anlage
^{10}Be	BeO	Cu	BeO^-	3+	18	Ar	ETH/PSI[1]
^{26}Al	Al_2O_3	Cu	Al^-	7+	44	C	ETH/PSI[2]
				5+	34,2	Ar	
				3+	18,8	Ar	
^{36}Cl	AgCl	(AgBr)	Cl^-	7+	48	C	ETH/PSI[1]
		AgBr	Cl^-	7+	56	C	PRIME Lab[3]
^{41}Ca	CaH_2	-	CaH_3^-	5+	35-36	Restgas	ETH/PSI[4]
^{53}Mn	MnO_2	-	MnO^-	11+	155	C	TU[5]
^{59}Ni	NiO	-	Ni^-	13+	198	C	TU[6]
^{60}Fe	Fe_3O_3	Ag	FeO^-	11+	160	C	TU[6]

Die Vermischung der Proben mit Kupfer- bzw. Silberpulver dient der Erhöhung der elektrischen und thermischen Leitfähigkeit der Proben und damit der Ionenausbeute. Der Zusatz von Silberbromid kann je nach Targethaltermaterial den Isobarenuntergrund an Schwefel reduzieren. Die Ladungszustände der schwereren Nuklide sind allerdings nicht in allen Strahlzeiten einheitlich, so wird z.B. ^{53}Mn auch im Ladungszustand 10+ und 12+ beschleunigt. Das Probenzuleitsystem variiert je nach AMS-Anlage nach der ursprünglichen Ausrichtung des Tandembeschleunigers. So muß an der TU München jede Probe von Hand gewechselt werden, wohingegen die AMS-Anlage der ETH/PSI eine Cassette mit insgesamt 25 Probenplätzen und das PRIME Lab ein Probenrad mit 8 Plätzen, deren Wechsel jeweils computergesteuert wird, besitzen. Weitere Unterschiede in der Durchführung der AMS-Messungen sind ausführlich in den diversen Publikationen der AMS-Labors [z.B. ELM97,KNI97,SYN97] beschrieben.

Da die AMS-Technik keine Absolutbestimmungen liefert, muß grundsätzlich die AMS-Messung einer unbekannten Proben relativ zu Standardproben mit bekanntem Isotopenverhältnis durchgeführt werden. Aus diesem Grunde finden sich in Tabelle 6 die in dieser Arbeit verwendeten Primär- und Sekundärstandards mit ihren nominellen Verhältnissen.

Tab. 6: *Übersicht der verwendeten AMS-Standards*

Nuklid	AMS-Anlage	Standard	Verhältnis
^{10}Be	ETH/PSI	S555	9,55 E-11 [KUB95]
^{26}Al	ETH/PSI	ZAL94	5,26 E-10 [KUB95]
		kalibriert an Al09	[SAR85]
^{36}Cl	ETH/PSI	K380/4	(1,53 ± 0,03) E-11 [SYN98]
		kalibriert an UCSD	[SHA90]
	PRIME Lab	STD Cl 1,200	(1,18 ± 0,01) E-12 [VOG94]
^{41}Ca	ETH/PSI	Juel	(1,04 ± 0,08) E-9 [SCH98]
		Vill I	(3,56 ± 0,08) E-10 [SCH98]$^{\#}$
		Vill II	(4,64 ± 0,08) E-9 [SCH98]$^{\#}$
^{53}Mn	TU	Sikhote-Alin	(3,8-5,6) E-8
		Garchy	(4,4 ± 0,3) E-8
		Cern	(1,00 ± 0,05) E-9
^{59}Ni	TU	EQ-M-10	(1,04 ± 0,06) E-10 [KNI98]
^{60}Fe	TU	EQ-11	(9 ± 1) E-12 [KNI98]

$^{\#}$Sekundärstandards (Fehler ist Varianz !)

Die Vorteile der AMS-Technik gegenüber Zähltechniken liegt, wie oben angemerkt, in erster Linie in ihrer Empfindlichkeit. Das heißt, geringe Probenmengen der meist sehr kostbaren Proben können innerhalb kurzer Zeit analysiert werden. Typische Meßzeiten von Meteoritenproben liegen in etwa bei 20 min für die leichten Radionuklide (^{10}Be, ^{26}Al und ^{36}Cl), bei 10 min für ^{53}Mn. Jedoch darf nicht vergessen werden, daß die radiochemische Separation der Elemente sehr aufwendig ist und die Messung z.B. im Gegensatz zur γ-γ-Koinzidenzmessung von ^{26}Al nicht zerstörungsfrei erfolgen kann. Darüber hinaus ist die AMS eine apparativ und finanziell aufwendige Meßmethode.

Die Vorteile der ^{53}Mn-Bestimmung mittels AMS an Stelle der RNAA sind offensichtlich. Neben der größeren Empfindlichkeit und Schnelligkeit der AMS-Methode, wird der Experimentator unabhängig von Reaktorperioden (soweit ein Reaktor mit den gewünschten Spezifikationen überhaupt zur Verfügung steht). Es wird für die chemische Aufarbeitung der Proben kein

Kontrollbereich benötigt und die Strahlenbelastung entfällt. Des weiteren kann nach Meteoritenfällen bzw. bei künstlichen Bestrahlungsproben eine direkte Analyse erfolgen, ohne daß der Zerfall des RNAA-störenden ^{54}Mn abzuwarten ist.

3.4 Produktion des ^{53}Mn-Standards „Garchy“ [KNI97]

Am Garchinger Tandembeschleuniger wurden über die Kernreaktion $^{51}V(\alpha,2n)^{53}Mn$ mit einer Einschußenergie der α-Teilchen von 35 MeV ^{53}Mn-Atome im angeregten Zustand in einer Vanadium-Folie produziert. Das Strom-Zeit-Produkt der Bestrahlung ergab sich zu 3517 nAh (Messwert mit dem Stromintegrator, 300 nA bezogen auf die doppeltpositive Ladung der α-Teilchen, 12 h Bestrahlungszeit), d.h. $1{,}098\cdot10^{13}$ α-Teilchen erreichten das Target (236,11 mg, Dicke 40 µm). Der Detektor zur Messung der prompten Gammas war 1,35 m vom Target entfernt und aufgrund der hohen Zählrate war eine zusätzliche Abschirmung von 10 cm Blei vor dem Detektor angebracht worden. Das Niveauschema der zu berücksichtigten Banden von ^{53}Mn ist in Tabelle 7 aufgeführt.

Tab. 7: *Niveauschema der zu berücksichtigen Banden von ^{53}Mn*

Drehimpuls	7/2-	11/2-	9/2-	13/2-	15/2-	15/2-	17/2(-)
Energie [keV]	0	1441	1621	2563	2693	3440	4384

Die Abregung läuft auf einer Yrast-Bande (d.h. möglichst hohe Drehimpulse). Nach Tabelle 7 ist somit die 1441 keV-Linie dominant ($1{,}08\cdot10^{15}$ Gammas/C). Ein kleiner Teil der Abregung verlief allerdings auch von 1621 keV nach 1441 keV ($6{,}8\cdot10^{13}$ Gammas/C). Der Drehimpulsübertrag reichte bei diesen für nicht mehr als 9/2. Dies wurde auch dadurch bestätigt, daß 9/2- von keinem anderen Niveau bevölkert wurde. Die Zustände mit hohem Drehimpuls wurden dahingegen stark bevölkert, welches durch die Übergänge 2693 keV zu 1441 keV und 2563 keV zu 1441 keV, die zusammen $1{,}03\cdot10^{15}$ Gammas/C ergaben, repräsentiert wird. Der Übergang 2693 keV zu 2563 keV mit nur 130 keV konnte aufgrund der Bleiabschirmung vor dem Detektor nicht detektiert werden. Die nach der Erzeugung im Grundzustand befindlichen^{53}Mn-Atome, die somit keine Gammas emittierten und diejenigen deren Abregung auf einem anderen Wege zustande gekommen ist, sind vernachlässigbar. Insgesamt wurden demnach $1{,}45\cdot10^{13}$ ^{53}Mn-Atome ($(1{,}08\cdot10^{15}+6{,}8\cdot10^{13})$ Abregungen/C, bei 3517 nAh = 0,0127 C) produziert. Durch den Zusatz von 30,04 mg Mn ($3{,}29\cdot10^{20}$ ^{55}Mn-Atome) als $Mn(NO_3)_2$-Lösung wurde ein Standardverhältnis $^{53}Mn/^{55}Mn$ von $(4{,}4 \pm 0{,}3)\cdot10^{-8}$ erreicht.

3.5 Produktion des ^{53}Mn-Standards „Cern“

Zur Herstellung eines chemisch sehr leicht aufzuarbeitenden Standards, der zusätzlich frei von anderen - insbesondere kurzlebigen - Radioisotopen ist, wurden am Beschleuniger in Cern (Isolde) ^{53}Mn-Atome in eine Aluminiumfolie implantiert. Es wurde aus einem Spallationstarget während der Bestrahlung Mangan resonant mit einem Laser ionisiert, extrahiert und die Masse 53 analysiert. Somit wurden $1{,}1 \cdot 10^{11}$ ^{53}Mn-Atome produziert [KNI98]. Durch den Zusatz von (10,020 ± 0,025) mg Mn-Träger ($1{,}098 \cdot 10^{20}$ ^{55}Mn-Atome) wurde ein Standardverhältnis ^{53}Mn/^{55}Mn von $(1{,}00 \pm 0{,}05) \cdot 10^{-9}$ eingestellt.

3.6 Wirkungsquerschnitte

Da die Datenbasis für das kosmochemisch interessante langlebige ^{53}Mn nicht genügend ist, wurde beschlossen, in dieser Arbeit die Möglichkeit der Bestimmung von Wirkungsquerschnitten mittels AMS zu nutzen. Das Haupttargetelement für ^{53}Mn in extraterrestrischer Materie ist Eisen, eine untergeordnete Rolle spielt Nickel, so daß die Bestimmung der ^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn-Anregungsfunktion im Mittelpunkt stehen sollte. Aufgrund der ebenfalls spärlichen Datenbasis bezüglich der Produktion von ^{41}Ca wurde bei Targets mit Protonen-Energien oberhalb 80 MeV zusätzlich die Probenpräparation von CaO durchgeführt. Ein Vorteil der Bestimmung von ^{53}Mn mittels AMS gegenüber der radiochemischen Neutronenaktivierungsanalyse lag natürlich in der Aufarbeitung und Analyse von frisch bestrahlten Fe-Targets, da nicht auf das Abklingen der für die RNAA störenden ^{54}Mn-Aktivität gewartet werden mußte. Die in Tabelle 8 aufgelisteten Proben, die aus Bestrahlungsexperimenten an den Zyklo- bzw. Synchrotronen des Paul-Scherrer-Institutes in Villigen / Schweiz (PSI), des Svedberg Laboratory Uppsala / Schweden (Upps) und des Laboratoire Nationale Saturne in Saclay / Frankreich (Sacl) zur Verfügung standen, wurden im Rahmen dieser Arbeit chemisch aufgearbeitet. Einzelheiten zu den Experimenten sind in zahlreichen Dissertationen ausgiebig beschriebenen worden [z.B. DIT90,GLO98,RÖS94,SCH95, SUD98]. Zur Übersicht ist [MIC97 und Referenzen darin] empfohlen.

Tab. 8: *Spezifikationen der aufgearbeiteten Protonen-bestrahlten Eisentargets*

E_p [MeV]	ΔE_p [MeV]	Φ_p [E+12]	$\Delta\Phi_p$ [E+10]	Masse Fe [mg]	Strahlzeit t [s]	Experiment	Target-Bezeichnung
17,2	1,84	0,184	0,5615	184,97	14400	Upps01	FEU1371
30,6	0,585	0,352	0,97	78,56	18060	PSI-x	FEPX093
38	0,469	0,352	0,397	81,35	18060	PSI-x	FEPX053
46,8	1,24	0,3055	0,6428	185,19	7200	Upps03	FEU3391
58,6	1,1	0,1881	0,583	188,45	14400	Upps01	FEU1221
66,3	0,583	0,1772	0,07917	184,53	14580	PSI-t	FEPT031
80,5	0,897	0,3212	0,6757	225,99	7200	Upps03	FEU3171
90,7	0,622	0,197	0,6107	224,28	14400	Upps01	FEU1071
115	1,52	0,13	0,91	190,54	16440	Upps09	FEU9343
178	1,03	0,1383	0,2876	150,31	21000	Upps0e	FEUE011
397	0,628	0,02232	0,0247	77,35	122100	Sacl0g	FESG011
599	0,531	0,01177	0,0064	77,09	91260	Sacl0f	FESF011
800	0,531	0,04284	0,03081	77,43	86940	Sacl0e	FESE011
1200	0,584	0,04622	0,03123	177,04	74040	Sacl0d	FESD004
1600	2	0,0738	0,06487	175,06	60180	Sacl0c	FESC005

Die Flüsse wurden durch γ-spektrometrische Bestimmung der ^{22}Na-Aktivitäten in den Aluminium-Monitorfolien an der Abteilung Nuklearchemie der Universität zu Köln und dem Zentrum für Strahlenschutz und Radioökologie der Universität Hannover berechnet (s. 1.7.2 zur Berechnung der Flüsse). Die ^{53}Mn-Aktivität wurde mittels Beschleunigermassenspektrometrie bestimmt, sie kann aus dem gemessenem Verhältnis ^{53}Mn/^{55}Mn und der zugesetzten Mn-Trägermenge berechnet werden.

3.7 Fehlerbetrachtungen

Grundsätzlich gilt für die Bestimmung der Gesamtfehler der Daten, daß sie sich gemäß dem quadratischem Fehlerfortpflanzungsgesetz aus der Wurzel der Summe der einzelnen Fehlerquadrate ergeben. Aufgrund der stark unterschiedlichen Fehlerquellen bei der Bestimmung von Wirkungsquerschnitten und Radionuklidkonzentrationen in Meteoriten werden sie im folgenden getrennt voneinander diskutiert.

3.7.1 Fehlerquellen bei der Bestimmung von Radionuklidaktivitäten in Meteoriten

Der Fehler der Radionuklidkonzentrationen in meteoritischer Materie ergibt sich einerseits aus dem Fehler der AMS-Messung, andererseits aus dem Fehler der chemischen Aufarbeitung, dem sog. „Chemie-Fehler". Eine Übersicht beider Fehlergrößen für die jeweiligen Radionuklide findet sich in Tabelle 9.

Tab. 9: *AMS- und Chemie-Fehler: Spanne bzw. mittlere Werte*

Nuklid	Fehler AMS [%]	Fehler Chemie [%]
^{10}Be	1,2-9,9 (2,7)	3,2
^{26}Al	1,8-12,6 (4,7)	2,7 {ohne Träger} 4 {mit Träger}
^{36}Cl	2-3 {PRIME Lab} 1,8-4,8 (2,6) {ETH/PSI}	5 {Chemie Purdue} 5-50 {Chemie Köln}
^{41}Ca	15,4 / 17,3	4
^{53}Mn	5-37 (19)	3,2 {Eisenmeteorite} 7,7 {Steinmeteorite}
^{60}Fe	13-32 (24)	2,7-10

Dabei ergibt sich der Chemie-Fehler aus einzelnen Faktoren wie Meteoriteneinwaage (1 %), Äquilibrierung (3 %), Trägerzugabe (0,5 % Pipette, 0,2 % Standardlösung) und ICP-AES-Bestimmung von Al, Ca, Fe bzw. Mn (2,5-5 %). Dabei macht sich letzterer Fehler natürlich für die Bestimmung der auf Eisen normierten ^{53}Mn-Konzentrationen der Steinmeteoritenproben doppelt, nämlich einmal für die Eisen- und einmal für die Manganbestimmung, bemerkbar.

Der AMS-Fehler wird grundsätzlich von den entsprechenden AMS-Laboratorien übermittelt. Er umfaßt entweder nur statistische Fehler (z.B. für ^{10}Be) oder aber eine Kombination aus statistischen und systematischen Fehlern und Fehler der Eichung (z.B. für ^{53}Mn). Ein zusätzlicher „Chemie-Fehler“ entstand bei den ^{36}Cl-Proben, die in Köln chemisch aufgearbeitet wurden. Die Laborkontamination machten hohe Blank-Korrekturen erforderlich.

3.7.2 Fehlerquellen bei der Bestimmung von Wirkungsquerschnitten der Kernreaktion ^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn

Eine Übersicht über die bei den Bestrahlungsexperimenten und den dazugehörigen Wirkungsquerschnittsbestimmungen auftretenden Fehlerquellen findet sich in der Arbeit von Michel et al. [MIC97], Details z.B. in den Dissertationen von Schiekel [SCH95] oder Sudbrock [SUD98]. Für die Bestimmung von Wirkungsquerschnitten der Kernreaktion ^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn kommen prinzipiell vier Hauptfehlerquellen zum Tragen, nämlich bezüglich des Targets, der Bestrahlungsparameter, der Fluß- und Energiebestimmung des Targets und der Ermittlung der radioaktiven ^{53}Mn-Isotope.

Die Unbestimmtheit der Zahl der Targetatome basierend auf Wägeungenauigkeiten und technisch bedingter variierender Targetdicken kann auf einen Fehler von 2 % abgeschätzt werden. Beiträge zur Produktion von ^{53}Mn aus Targetverunreinigungen können entgegen den Fehlerbetrachtungen für leichte Nuklide vernachlässigt werden.

Die Fehler der Bestrahlungsparameter setzen sich aus zeitlichen Schwankungen der Strahlintensität (2 %) und Einflüsse sekundärer Teilchenfelder (1 %) zusammen. Rückstoßverluste und Kontaminationen können ausgeschlossen werden.

Der Fehler der Energiebestimmung ist für jede Targetfolie explizit bestimmt worden. Er variiert

zwischen 0,05 und 11 %, bzw. Absolutwerten von 0,469 bis 2 MeV (s. 3.6). Der Fehler der Flußbestimmung in den Targets setzt sich zusammen aus dem Fehler der verwendeten Monitoranregungsfunktion (1 %) und den Einzelfehlern der γ-Spektrometrie: Peakflächenbestimmung der Einzelmessungen, Ansprechwahrscheinlichkeit der Detektoren, Totzeit- und Pile-up Effekte, Selbstabsorption im Target, Geometriekorrekturen und Zerfallsdaten. Die relativen Fehler der Flußbestimmung variieren im Bereich von 0,4-7 % (s. 3.6).

Der Fehler der ^{53}Mn-AMS-Bestimmung im März 1998 (18-48 %) setzt sich aus dem statistischen Fehler der Einzelmessung (1-18 %), einem systematischem Fehler (10-40 %) und dem Eichfehler (15-20 %) zusammen. Der „Chemie-Fehler“ wird ähnlich dem in 3.7.1 aufgeführten Fehler für Eisenmeteorite auf 3,2 % abgeschätzt.

Es bleibt anzumerken, daß alle Fehlerquellen im Vergleich zu den AMS-Fehlern eher als „geringfügig“ anzusehen sind.

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 Qualitätskontrolle

Zur Verifizierung der in dieser Arbeit ermittelten Radionukliddaten wurden eine Reihe von Maßnahmen der Qualitätskontrolle getroffen. So wurde vor der Analyse von Meteoriten unbekannter Radionuklidkonzentration eine Reihe von Meteoriten untersucht, deren Aktivitäten (möglichst aus fast „same sample measurements“) bekannt waren (s. 4.1.4). Darüber hinaus wurde, wie schon in 3.1.3 beschrieben in Probensets gearbeitet, die neben einer Blank-Probe zur Feststellung von Crosskontaminationen jeweils eine Probe eines Intra- und Interlaboratoriumsstandards (s. 4.1.2) beinhalteten. Wenn der Abteilung Nuklearchemie genügend Meteoritenmaterial zur Verfügung gestellt wurde, konnte zudem eine γ-γ-spektrometrische Analyse des Meteoriten erfolgen, so daß die ^{26}Al-Aktivität alternativ bestimmt werden konnte (s. 4.1.1). Nicht zuletzt liefert der Vergleich mit theoretischen Produktionsraten einen Hinweis auf die Richtigkeit der ermittelten Daten oder vice versa die Qualität der Modellrechnungen (s. 4.1.3).

4.1.1 Vergleich zwischen AMS und γ-γ-Koinzidenz

Die im Gegensatz zur AMS zerstörungsfreie γ-γ-spektrometrische Analyse eines Meteoriten auf ^{26}Al erfordert unter den in der Abteilung Nuklearchemie gegebenen Meßbedingungen, bei typischen ^{26}Al-Aktivitäten von Steinmeteoriten Probenmengen von mindestens 10 g. Einzelheiten zum allgemeinem Meßverfahren und zur speziellen Meßanordung sind kürzlich von Altmaier [ALT96] beschrieben worden. Dabei handelt es sich aufgrund der höheren Einwaage zwar nicht um „same sample measurements“ im Vergleich zu den AMS-Messungen, doch sollte im Mittel eine 1:1-Relation gegeben sein. Grundsätzlich können stark erhöhte ^{26}Al-AMS-Werte einer Probe auf SCR-Einflüsse zurückgeführt werden, die die γ-γ-Koinzidenz aufgrund der großen Probenmenge nicht auflösen kann. Abbildung 35 zeigt den direkten Vergleich der in dieser Arbeit mittels AMS bestimmten ^{26}Al-Daten mit den innerhalb der letzten drei [ALT96/98] bis vier [MEL96] Jahre γ-γ-spektrometrisch ermittelten Werten; wohingegen in Abbildung 36 ältere AMS- und Koinzidenz-Werte [MEL96] gegenüber gestellt werden.

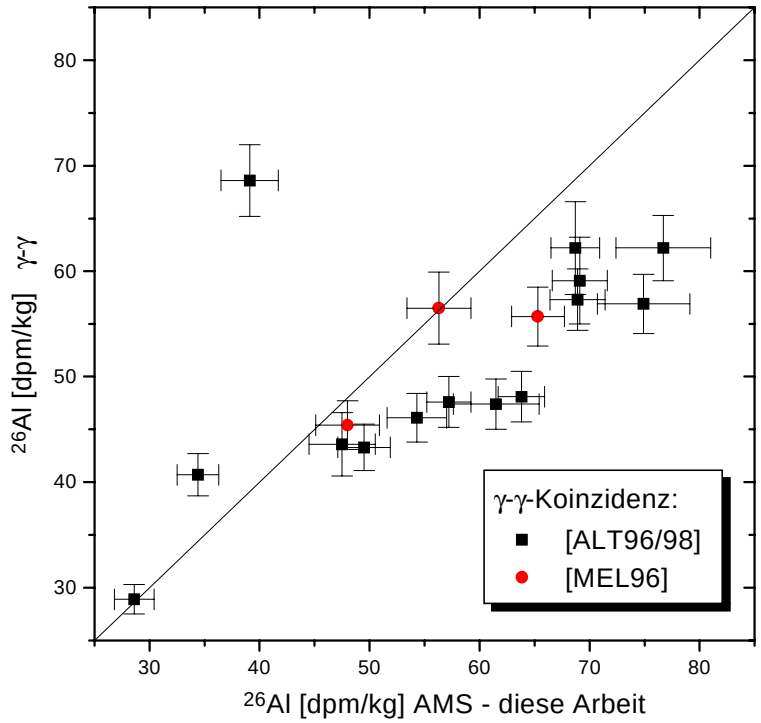

Abb. 35: Vergleich der mittels AMS [diese Arbeit] bzw. γ-γ-Spektrometrie [ALT96/98,MEL96] bestimmten ^{26}Al-Konzentrationen.

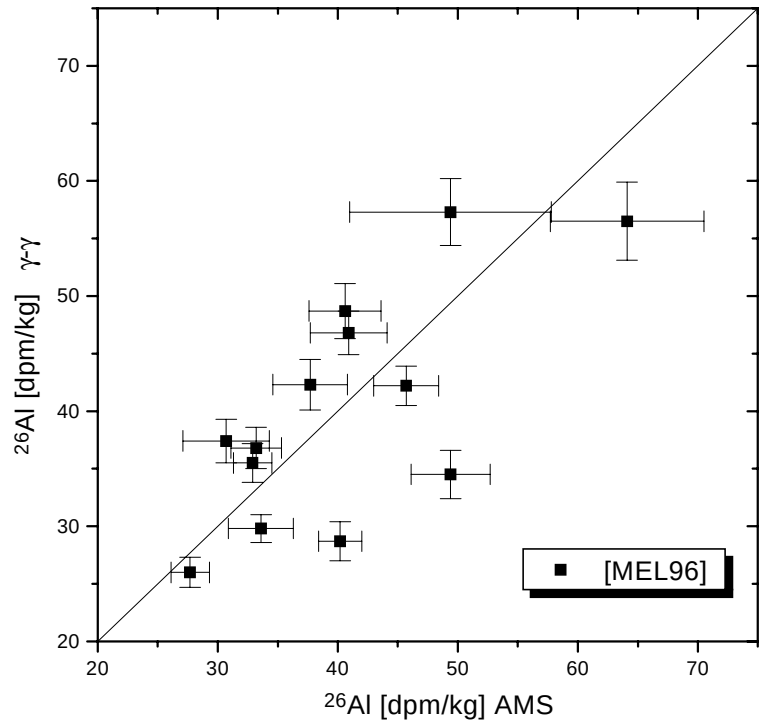

Abb. 36: Vergleich der mittels AMS bzw. γ-γ-Spektrometrie [MEL96] bestimmten ^{26}Al-Konzentrationen.

Man erkennt eindeutig, daß die 1:1-Relation der neueren Daten entsprechend der von Meltzow et al. [MEL96] veröffentlichten Daten nicht gegeben ist. Die Ursache dafür ließ sich (noch) nicht eindeutig an Standardisierungsproblemen festmachen. Des weiteren konnten weder Fehler in den chemischen Operationen noch innerhalb der AMS-Messungen gefunden werden. Eine endgültige Klärung für die aufgetretene Diskrepanz bleibt abzuwarten.

4.1.2 Der Intra- und Interlaboratoriumsstandard Dhurmsala

Die Analyse eines Standardmaterials innerhalb eines Probensets sichert die Qualität der Daten in mehrerer Hinsicht. So kann aus der Standardabweichung der Mehrfachanalysen und den mittleren AMS-Fehlern ein Fehler für die chemischen Operationen (Äquilibrierung, Aliquotierung, ICP-AES etc.) abgeschätzt werden. Durch die Möglichkeit des Vergleichs mit Analysewerten anderer Chemielabors könnten systematische Fehler innerhalb der Chemie festgestellt werden; und die Daten von anderen AMS-Labors könnten systematische Diskrepanzen innerhalb der AMS-Messung aufdecken. Als Standardmaterial wurde eine größere homogenisierte Menge (~70 g) des LL-Chondriten Dhurmsala aus dem etwa 1 g Metall entfernt wurde [NEU93] verwendet. Im weiteren wird dennoch die Bezeichnung Dhurmsala benutzt.

Die Bulk-Analysen von Dhurmsala liefern die in Tabelle 10 dargestellten statistischen Werte.

Tab. 10: *Dhurmsala-Bulk-Analysen*

	Anzahl Messungen	Mittelwert [dpm/kg]	sigma		AMS-Fehler	Chemie-Fehler
^{10}Be	12	21,8	± 1,1	5,2 %	1,9 %	4,8 %
^{26}Al	11	75,5	± 2,5	3,3 %	3,8 %	-

Da sich der Gesamtfehler aus dem Chemie- und dem AMS-Fehler zusammen setzen sollte, kann prinzipiell der Chemiefehler aus den vorliegenden Daten abgeschätzt werden. Jedoch liegt die Standardabweichung der ^{26}Al-Daten unter dem mittlerem AMS-Fehler, so daß mathematisch kein Chemie-Fehler bestimmt werden kann. Dies spricht für die Qualität der Chemie und der Konsistenz der ^{26}Al-Daten. Im Vergleich dazu wurden von Neupert [NEU96] Chemie-Fehler von

4,5 % (^{10}Be) und 5,3 % (^{26}Al) bei Mittelwerten von 21,4 dpm/kg (^{10}Be) und 69,9 dpm/kg (^{26}Al) aus den dort ermittelten Daten berechnet. Ein graphischer Vergleich der Daten dieser Arbeit mit Daten, anderer Chemie- und AMS-Labors wird in den Abbildungen 37 und 38 gezeigt. Dabei muß zwischen dem Kölner (BM, WK, MA, diese Arbeit) und dem Hannoveraner Chemie-Labor (UN, MK), die beide an der ETH/PSI-AMS-Anlage in Zürich die AMS-Messungen durchführen, und den Chemielaboren der Purdue (JK) und der Rutgers University (CS), die am Prime Lab in Purdue messen lassen, unterschieden werden. Die Messungen des Kölner und des Hannoveraner Labors lassen sich annähernd chronologisch rekonstruieren, so daß die Probennummern konform mit der Zeit gehen. Die Verteilung der ^{10}Be-Daten ist völlig unauffällig. Dahingegen zeigt die Verteilung der ^{26}Al-Daten eine scheinbar zeitliche Abhängigkeit, die aufgrund der gleichzeitig auftretenden Erscheinung in Köln und Hannover nicht auf die chemischen Operationen zurückgeführt werden kann. Dieser Effekt beruht nach Angaben des AMS-Labors in Zürich allerdings auch nicht auf AMS-meßtechnischen Bedingungen.

Zuletzt bleibt anzumerken, daß eine weitere Bestätigung der Qualität der chemischen Operationen dieser Arbeit durch die Analyse der Dhurmsala-Proben mit und ohne Aluminium-Träger-Zusatz erfolgte. So wurden die natürlichen Al-Konzentrationen innerhalb der Fehler übereinstimmend auf 1,23 % (acht Proben mit Träger) bzw. 1,22 % (vier Proben ohne Träger) bestimmt.

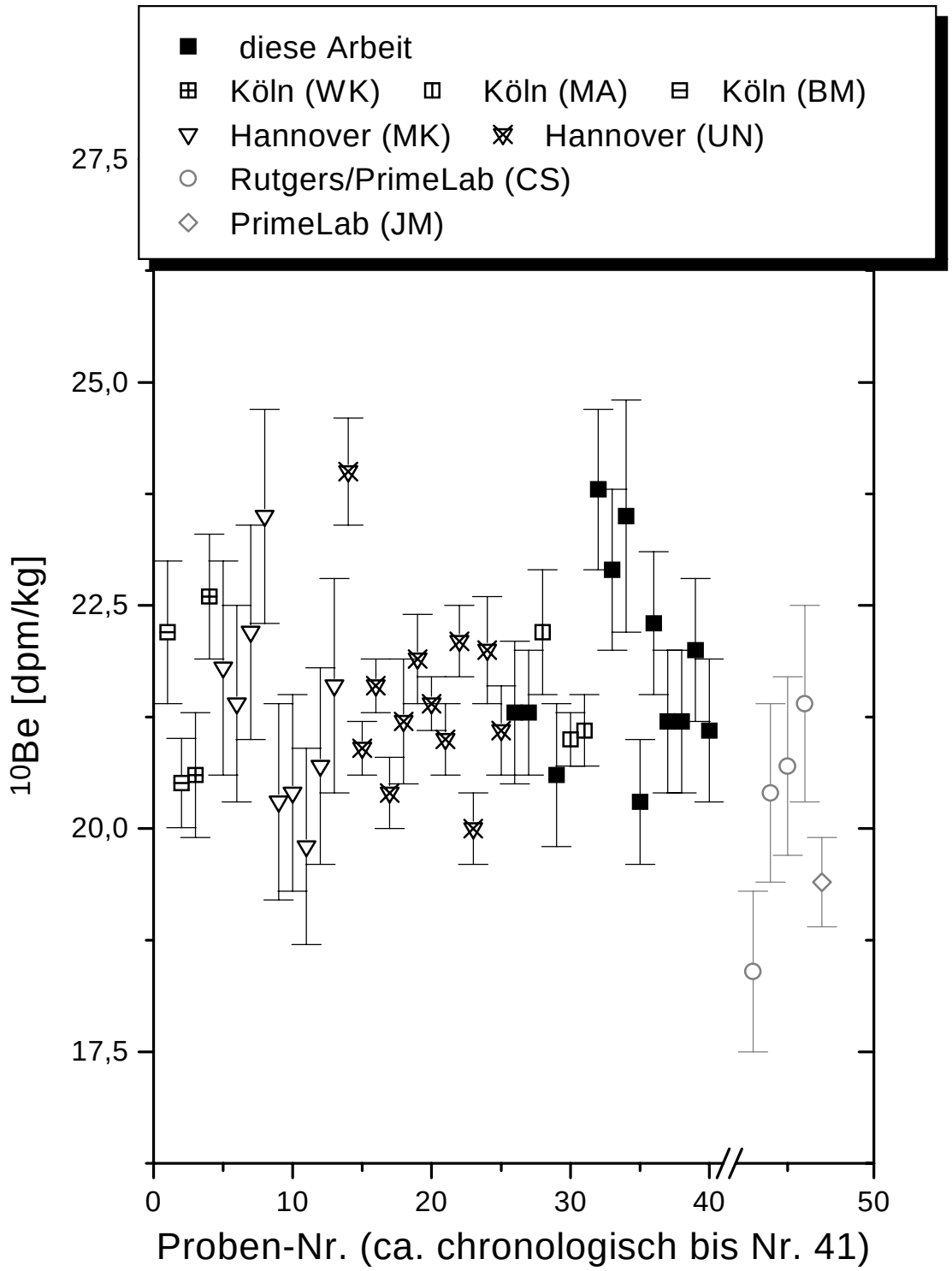

Abb. 37: Übersicht der ^{10}Be-Aktivitätsbestimmungen des Standardmaterials Dhurmsala: BM [MEL97], MA [ALT96/98], WK [KLA98b], MK [KNA94], UN [NEU96], JK [MOK98], CS [SCH98].

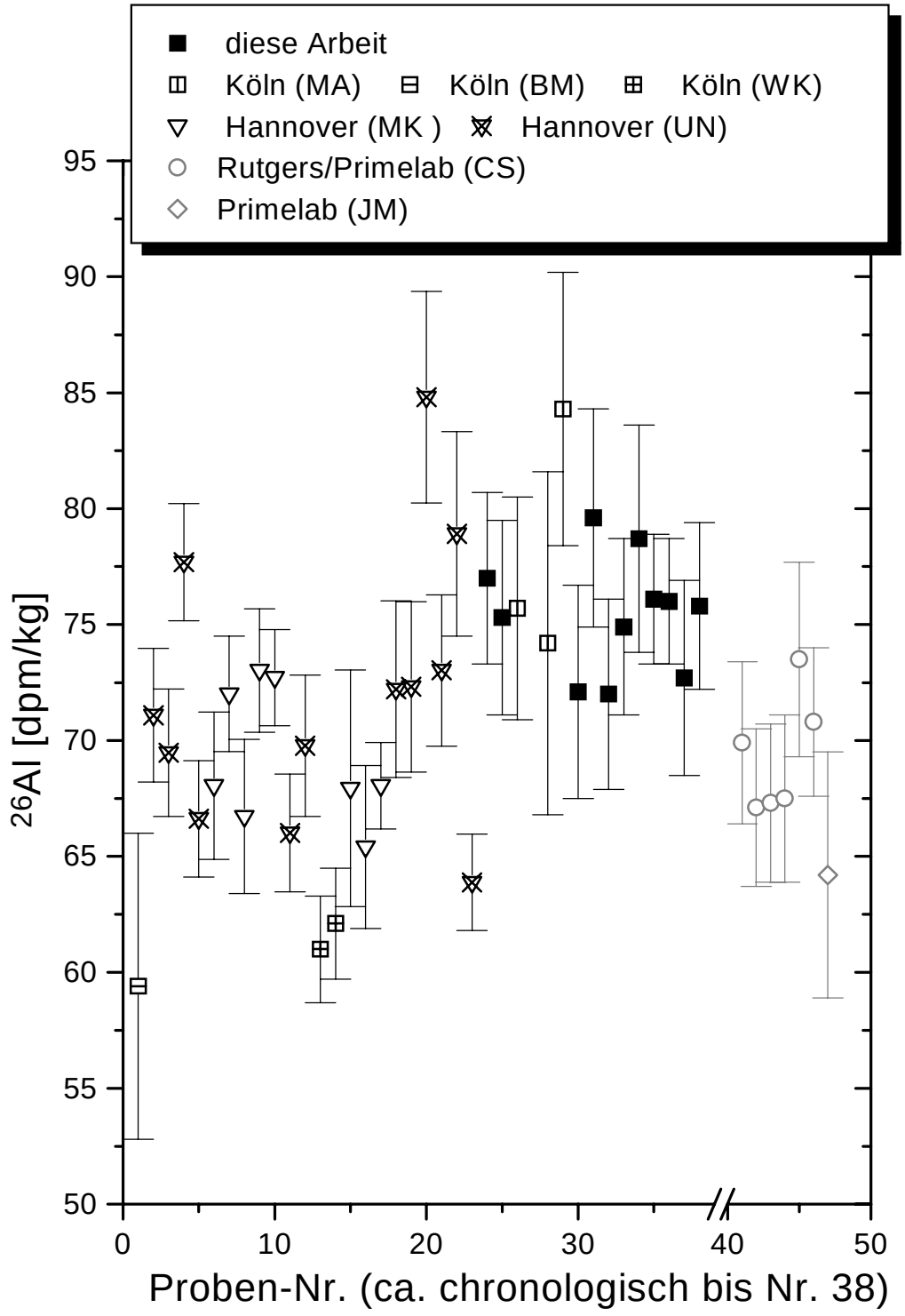

Abb. 38: Übersicht der ^{26}Al-Aktivitätsbestimmungen des Standardmaterials Dhurmsala: BM [MEL97], MA [ALT96/98], WK [KLA98b], MK [KNA94], UN [NEU96], JK [MOK98], CS [SCH98].

4.1.3 Vergleich mit theoretischen Produktionsraten

Alle Berechnungen der theoretischen Produktionsraten wurden, soweit sie nicht anderweitig gekennzeichnet sind, von S. Neumann [NEU97/98] vom Zentrum für Strahlenschutz und Radioökologie der Universität Hannover durchgeführt und die Ergebnisse dankenswerterweise von ihr zur Verfügung gestellt. Sie wurden im Rahmen dieser Arbeit entsprechend den verschiedenen Ausrichtungen umgesetzt. Aus statistischen Gründen wird im folgenden exemplarisch der Vergleich der ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten gewöhnlicher Chondrite mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten aufgezeigt. Abbildung 39 zeigt den Vergleich der experimentellen ^{26}Al-Konzentrationen der in dieser Arbeit untersuchten LL(L)-Chondrite (s. 4.3.5) in Abhängigkeit vom Tiefenindikator ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ mit berechneten Produktionsraten. Aufgrund der Empfindlichkeit von ^{26}Al gegen SCR kommt es bei kleinen Meteoroidenradien und geringen Abschirmtiefen natürlich zu einer Unterschätzung der experimentellen Daten durch die GCR-Produktionsraten. Für mittlere Meteoroidenradien und „normale“ Probentiefen ist die Übereinstimmung bis auf wenige Ausnahmen aber sehr gut.

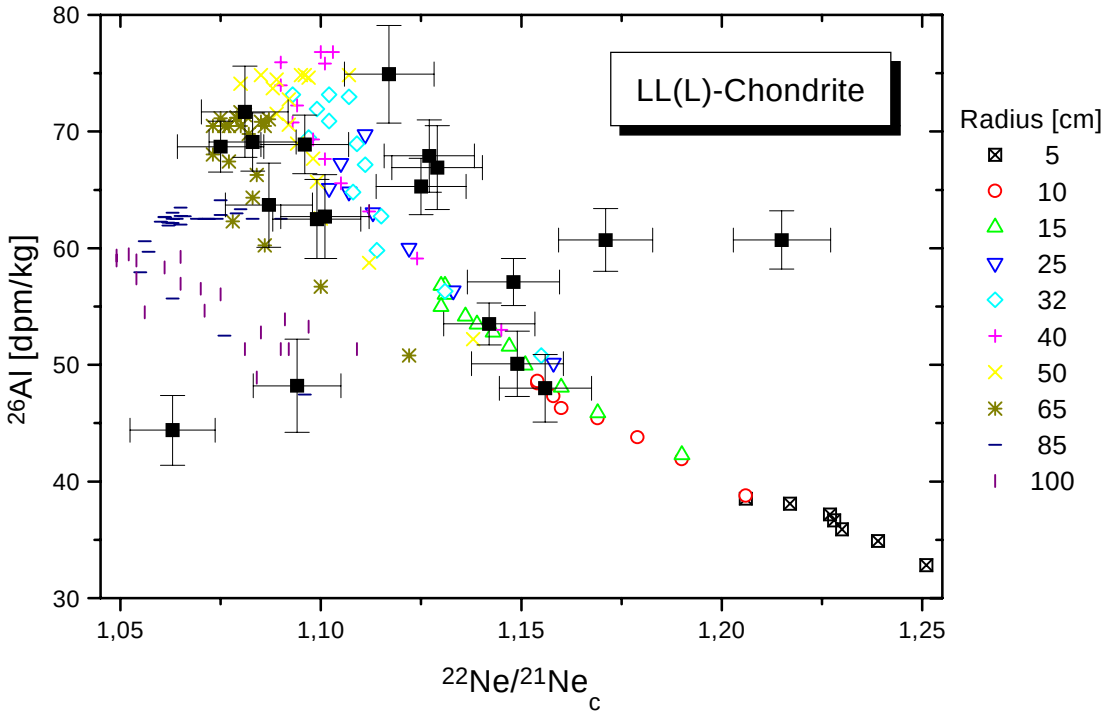

Abb. 39: Vergleich experimenteller ^{26}Al-Aktivitäten von LL(L)-Chondriten mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Ein ganz anderes Bild zeigt sich beim Vergleich der berechneten ^{10}Be-Produktionsraten mit experimentellen Daten. Um den Trend zu verdeutlichen und Analysefehler auszuschließen, wurden die in dieser Arbeit ermittelten Daten um Literaturdaten [NEU96,NIS87 und Referenzen darin] für H-Chondrite ergänzt. Eine Gegenüberstellung der experimentellen ^{10}Be-Aktivitäten in Abhängigkeit vom Tiefenindikator $^{22}Ne/^{21}Ne_c$ zeigt, daß die berechneten Produktionsraten die experimentellen Werte für Meteoroidenradien größer 15 cm systematisch unterschätzen (Abb. 40). Dieses Phänomen läßt sich wahrscheinlich auf die zu geringe Berücksichtigung der niederenergetischen Neutronen-Produktionsraten am Haupttargetelement Sauerstoff zurückführen. Dies wird u.a. durch die gute Übereinstimmung für kleine Meteoridenradien, in denen die niederenergetischen Neutronen nur eine untergeordnete Rolle spielen, nahe gelegt [diese Arbeit,BHA93]. Die Größe der Gesamtunterschätzung sollte demnach vom Sauerstoffgehalt der Meteorite und damit von der Meteoritenklasse abhängig sein. So läßt sich exemplarisch an Abbildung 41 erkennen, daß bei den in dieser Arbeit untersuchten LL(L)-Chondriten (s. 4.3.5) - mit einem höheren Sauerstoffgehalt als H-Chondrite - die Diskrepanz zwischen experimentellen und theoretischen Daten noch deutlicher hervortritt. Da eine Beseitigung dieses Umstandes im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich ist, muß in der weiteren Diskussion die ständige Unterschätzung durch die theoretischen ^{10}Be-Produktionsraten berücksichtigt werden. Eine Analyse der Meteorite auf ihre Haupttargetelemente Sauerstoff und Kohlenstoff (für ^{10}Be) und die Bestimmung von Neutronen-Wirkungsquerschnitten sind langfristig wünschenswert.

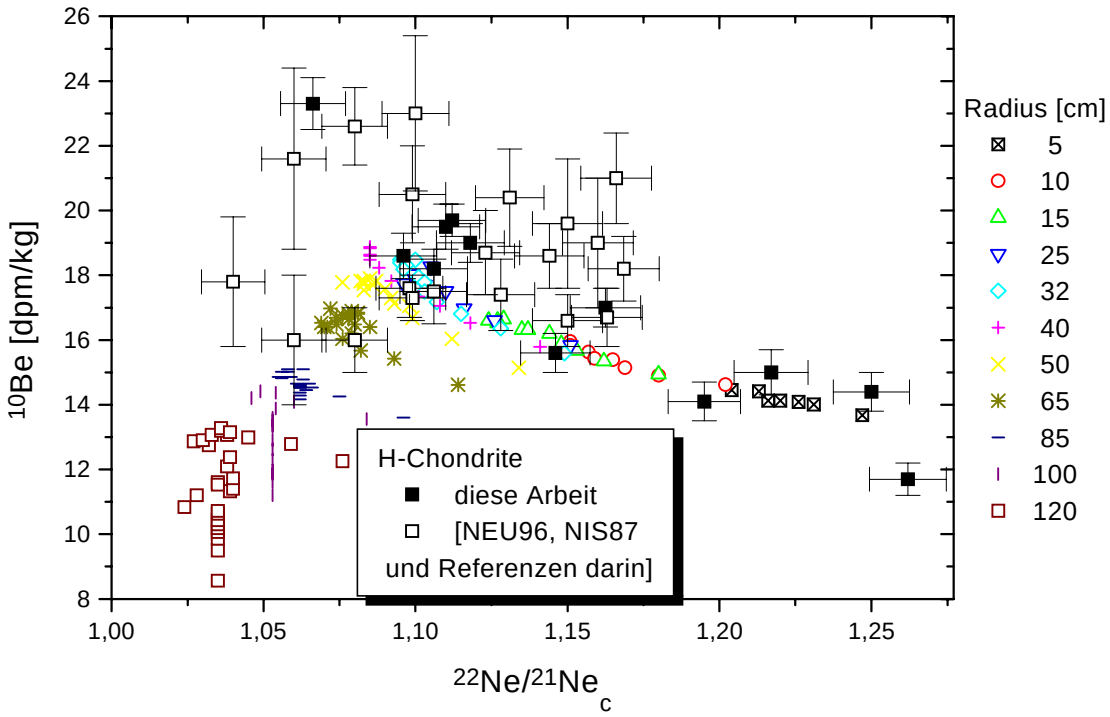

Abb. 40: Vergleich experimenteller ^{10}Be-Aktivitäten von H-Chondriten mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

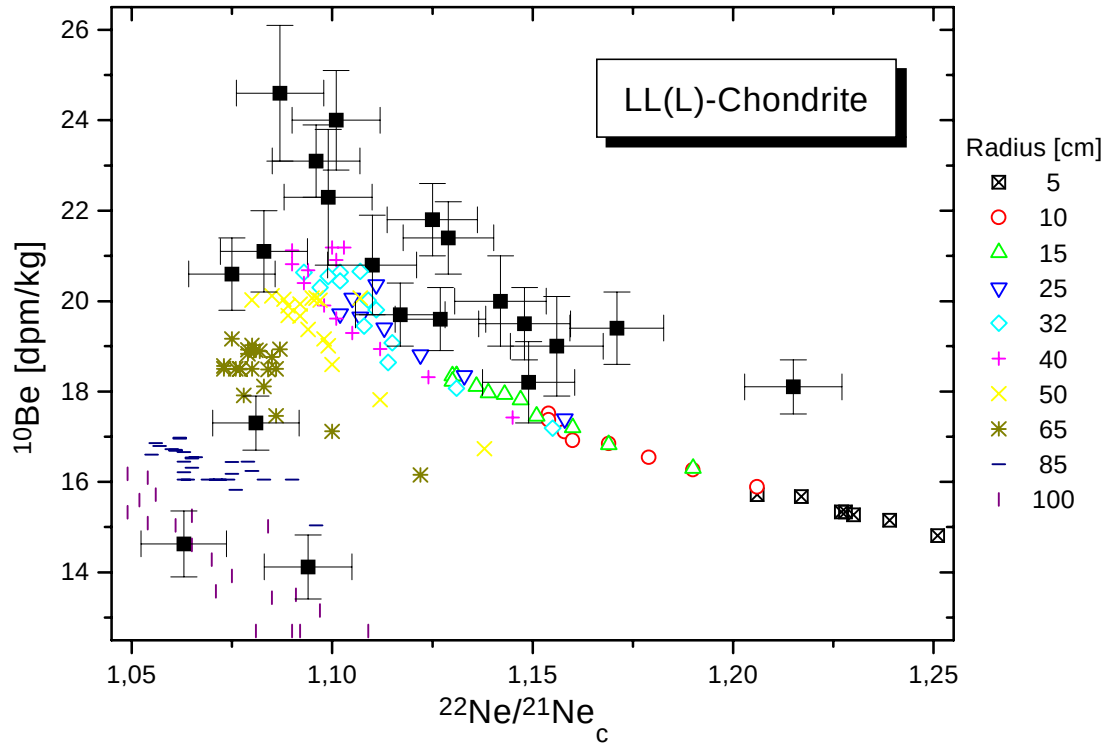

Abb. 41: Vergleich experimenteller ^{10}Be-Aktivitäten von LL(L)-Chondriten mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

4.1.4 Vergleich mit Literaturdaten

Das Hauptproblem beim Vergleich von Radionukliddaten mit Daten der Literatur ist die meist schlechte Dokumentation der Proben. So läßt sich oft nicht rekonstruieren, welchen Ursprung die Proben innerhalb des Fundstücks haben. Da die Variation der Radionuklidkonzentrationen in den Einzelproben in der Literatur meist sehr groß ist, kann in der Regel eine Übereinstimmung oder Differenz nur sehr grob abgeschätzt werden. Eine Ausnahme bilden natürlich die sogenannten „same sample measurements", in denen idealerweise eine Probe homogenisiert und anschließend für diverse Analysen aufgeteilt wird. Dieses Verfahren wurde z.B. bei der Probe des Mondmeteoriten Dar al Gani 262 (s. 4.3.12) für die Analyse der Radionuklide und der Bulk-Analysen mittels XRF und RNAA durchgeführt. Darüber hinaus kann die Entnahme von nebeneinanderliegenden Teilproben, wie es bei der Probenteilung zwischen Edelgas- und Radionuklidanalysen oft üblich ist, ebenfalls noch als „same sample" betitelt werden. Der in 4.3.12 beschriebene Vergleich zwischen den von Nishiizumi et al. [NIS98] bestimmten Radionuklidaktivitäten mit den denen dieser Arbeit fällt dabei unter fast „same sample", da erstens das Fundstück mit nur 513 g nicht besonders groß ist, und zweitens beide Proben vom Institut für Planetologie in Münster entnommen wurden.

4.1.4.1 Der CV3-Chondrit Allende

Da für den CV3-Chondriten keine dokumentierte Probe mit einer Tiefenangabe analysiert wurde, gestaltet sich der Vergleich mit Literaturdaten schwierig. Zwar ist Allende u.a. aufgrund seines günstigen Fallzeitpunktes, nämlich kurz vor Ankunft der Apollo-Mondproben, einer der bestuntersuchtesten Meteorite, doch ist die Spanne der Radionuklidkonzentrationen dieses sehr großen Meteoriten beträchtlich. Als günstigste Möglichkeit scheint sich der Vergleich der in dieser Arbeit bestimmten Radionuklidkonzentrationen mit Tiefenprofilen von ^{10}Be-, ^{26}Al- und - besonders wichtig - ^{41}Ca-Tiefenprofilen anzubieten. Abbildung 42 läßt eine gute Übereinstimmung der Daten innerhalb der Fehler erkennen, so daß davon ausgegangen werden kann, daß die in dieser Arbeit durchgeführten Methoden „richtige" Ergebnisse liefern. Dies ist insbesondere für die erstmalig an der ETH/PSI-AMS-Anlage bestimmten ^{41}Ca-Aktivitäten in Meteoriten von Wichtigkeit.

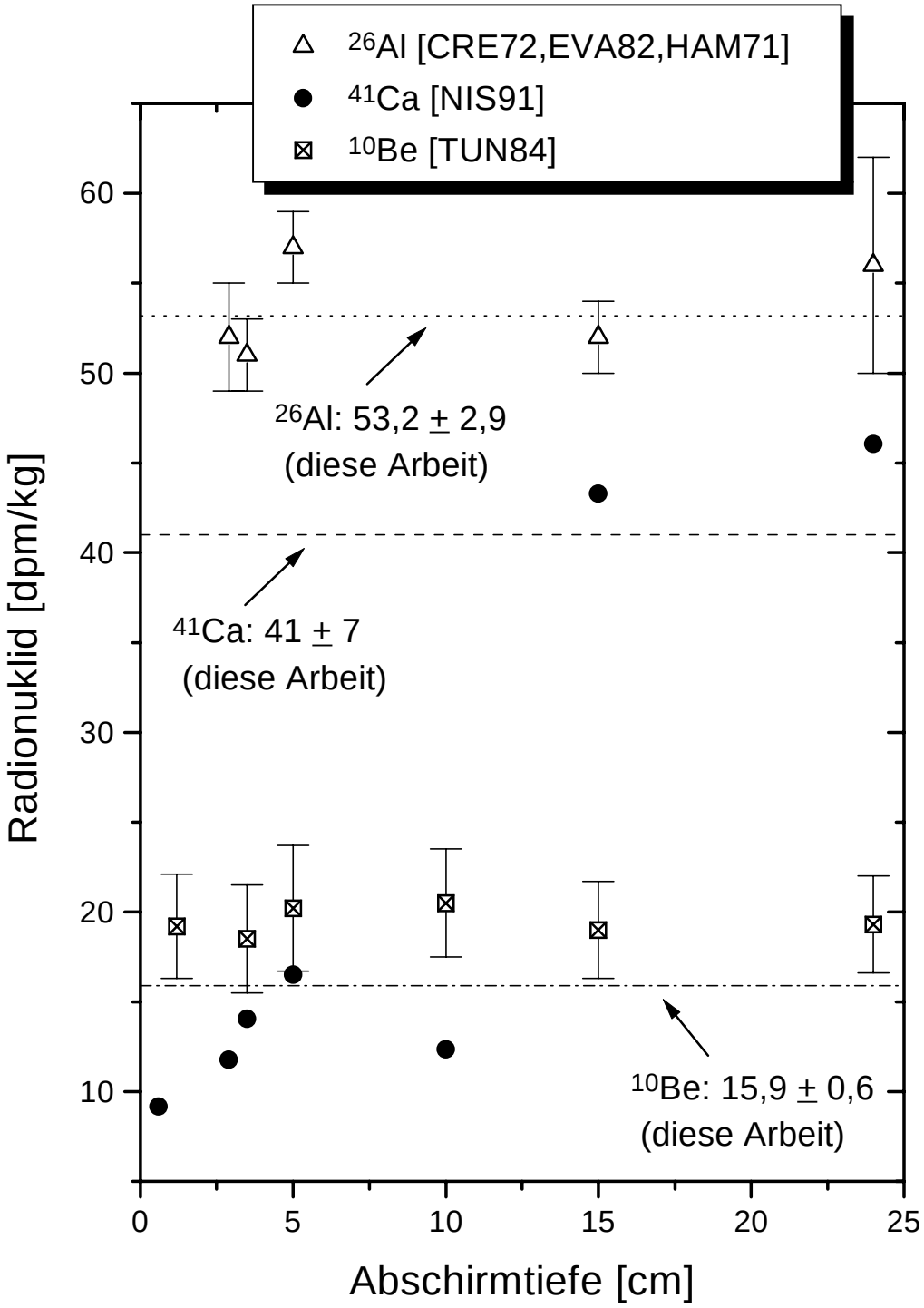

Abb. 42: *Vergleich der in dieser Arbeit ermittelten Radionuklidkonzentrationen mit bekannten Tiefenprofilen des Meteoriten Allende [CRE72,EVA82,HAM71,NIS91,TUN84].*

4.1.4.2 Der Mesosiderit Emery

Als erster Vorversuch für die Analyse von Silikat- und Metall-Fraktionen von Stein- bzw- Stein-Eisen-Meteoriten wurde der für einen Mesosideriten gutuntersuchte Emery ausgewählt. Der Vergleich der ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivität der metallischen Fraktion mit Literaturdaten [ALB92,HON83,NAG93] zeigte jedoch, daß die in Köln durchgeführte „grobe, mikroskopfreie" Separation nicht ausreichend ist (Tab. 11). Dies geht konform mit dem in der metallischen Fraktion von Emery bestimmten Calcium-Gehalt (als Kennelement für eine „verschleppte" silikatische Phase) von 1,2 %.

Tab. 11: *Radionukliddaten der metallischen Fraktion von Emery*

	diese Arbeit	[ALB92]	[HON83]	[NAG93]
^{10}Be [dpm/kg Metall]	7,3 ± 0,3	6,9	5,9	5,97
^{26}Al [dpm/kg Metall]	12,5 ± 1,3	7,4	-	4,20

Demgegenüber sind die Radionuklidkonzentrationen der in Purdue aufgearbeiteten metallischen Fraktionen der Ténéré-Meteorite für alle drei Radionuklide im Bereich der Erwartungswerte (s. 4.3.7), so daß dort von einer sauberen Separation ausgegangen werden kann.

4.1.4.3 Chondrite

Der Vergleich der mittels AMS bestimmten Radionukliddaten an einigen Chondriten, die in Tabelle 12 aufgeführt sind, kann nur die Korrektheit der chemischen Operationen überprüfen, da alle AMS-Messungen an einer AMS-Anlage, nämlich an der ETH/PSI, durchgeführt wurden. Bei den Proben handelt es sich im Gegensatz zu den unter 4.1.4.1/2 beschriebenen Vergleichen um fast „same sample measurements". Die Übereinstimmung der Daten ist mit Ausnahme des Enstatit-Chondritens Ilafegh 009 akzeptabel. Ein zusätzlicher Vergleich der Radionukliddaten mit Literaturdaten des CM2-Chondriten Murchison ist in Abbildung 43 dargestellt. Die untersättigten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten spiegeln das kurze Bestrahlungsalter von 0,8 Ma [SEA90 und Referenzen darin] wieder.

Tab. 12: *Vergleich der in dieser Arbeit bestimmten Radionukliddaten mit annähernd „same sample measurements“ aus der Literatur ([1][ALT96/98]; [2][KNA94]; [3][MEL96]).*

Meteorit	^{10}Be [dpm/kg]		^{26}Al [dpm/kg]		
	diese Arbeit	Literatur	diese Arbeit	Literatur (AMS)	Literatur (γ-γ)
Ilafegh009	14,6 ± 0,2	15,6 ± 0,7[1]	39,1 ± 2,0	54,0 ± 3,8[1]	68,6 ± 3,4[3]
		17,3 ± 0,7[3]			
		18,2 ± 0,3[3]			
		18,7 ± 0,4[3]			
Leoville	20,1 ± 0,7	21,1 ±1,3[2]	57,9 ± 3,1		
Murchison	10,0 ± 0,4	10,7 ± 0,8[2]	31,3 ± 3,0	39,5 ± 3,0[2]	

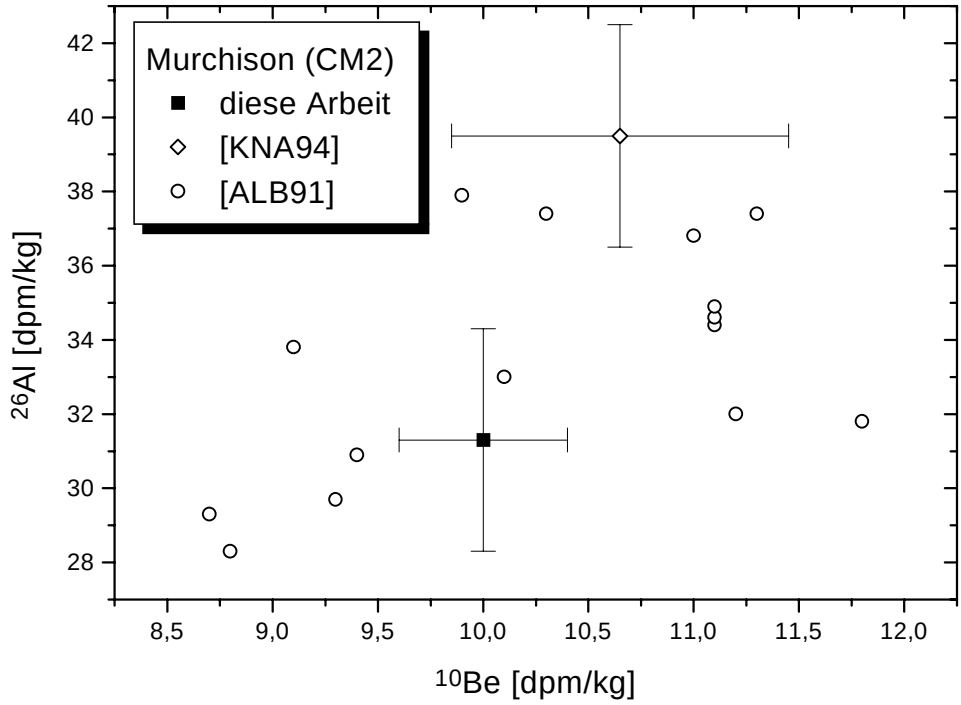

Abb. 43: *Radionuklidkonzentrationen im kohligen Chondriten Murchison. Die von Knauer [KNA94] ermittelten Daten stammen aus einem benachbartem Stück.*

4.2 Radionuklidbestimmungen

Da die Radionuklide ^{10}Be und ^{26}Al in den letzten Jahren bis Jahrzehnten durch die außerordentlich gute Kooperation mit dem Beschleunigerlabor der ETH/PSI in Zürich ein ständiges „Thema“ diverser Diplomarbeiten und Dissertationen an der Abteilung Nuklearchemie der Universität zu Köln [z.B. ALT96,BRE92,KLA98,RÖS94,SCH95,SUD98] waren, soll im weiteren nicht näher auf diese eingegangen werden. Es bleibt aber anzumerken, daß durch ständige Weiterentwicklungen sowohl im Bereich der AMS, als auch durch Verbesserungen in der chemischen Aufarbeitung der Proben das Optimierungspotential der AMS-Methode hinsichtlich Meßzeit, Nachweisgrenze und Genauigkeit weitgehend ausgeschöpft wurde.

4.2.1 ^{36}Cl

Aufgrund der schon in 1.3.3 angesprochenen ^{36}Cl-Untergrundproblematik, die wie die Literatur [z.B. BIR90] zeigt aufgrund der Flüchtigkeit der Chlorverbindungen kein Einzelfall ist, sollte in erster Linie in dieser Arbeit untersucht werden, ob sich durch die intensiven Renovierungsarbeiten, die in den letzten Jahren in den Laboratorien der Abteilung Nuklearchemie stattfanden, diese Problematik entschärft hätte. Demnach wurden an einer Reihe Eisen- und Steinmeteorite erste Versuche für die ^{36}Cl-Analyse unternommen. Dabei zeigte sich, daß die dargestellten AgCl-Proben zwar bezüglich ihrer chemischen Reinheit - Strom der stabilen Isotope und Isobarenuntergrund durch Schwefel - den Anforderungen der AMS-Messungen gerecht wurden. Jedoch führten beide Methoden (Lösen der Eisenmeteorite in Schwefelsäure bzw. Parrbombenaufschluß der Steinmeteorite, s. 3.1.2-3.1.4) zu inakzeptabel hohen Blank-Werten im Bereich von $^{36}Cl/Cl = (0{,}24\text{-}2{,}3)\cdot 10^{-12}$, und darüber hinaus zu Meteoritendaten die generell über den Erwartungswerten lagen. Die hohen Blank-Werte sind für Meteoritenanalysen, die unter den gegebenen Bedingungen ^{36}Cl/Cl-Verhältnisse im Bereich von 10^{-12} liefern, nicht tolerierbar. Auf der Suche nach einer eventuellen Kontaminationsquelle bzw. einem geeignetem Laborraum, wurde eine größere Anzahl von Luftanalysen auf ^{36}Cl durchgeführt. Diese hatten zum Ergebnis, daß im Vergleich zur Außenluft weder die Räume der Abteilung Nuklearchemie noch das Radionuklidlabor der Physikalischen Chemie, das über einige Jahre für die Analyse von ^{36}Cl aus künstlich bestrahlten Proben benutzt wurde, als kontaminationsfrei betrachtet werden können und somit die bisherigen chemischen Methoden zur Meteoritenanalyse nicht geeignet sind. Aus

diesem Grunde wurden in dieser Arbeit zwei Wege beschritten: Einerseits wurde nach chemischen Analysemethoden gesucht, die weitestgehend in geschlossenen Apparaturen (s. 3.1.2) durchgeführt werden konnten, so daß der Kontakt der Probe mit der Laborluft so gering wie möglich gehalten wurde. Darüber hinaus wurden aber auch alle Laborgroßgeräte (Trockenschränke etc.) und das Labormobiliar vollständig ersetzt. Parallel dazu wurde ein Teil der AgCl-AMS-Proben in einem vollständig radionuklidfreien Labor der anorganischen Chemie (S. Dumont, Lehrstuhl Prof. Naumann) vakuumgetrocknet. Dabei waren die vakuumgetrockneten Blank-Proben grundsätzlich geringer kontaminiert als die im Trockenschrank getrockneten. Alle diese Unternehmungen führten zu Blank-Proben, die gegenüber den aufgearbeiteten Eisenmeteoriten niedrigere ^{36}Cl/Cl-Verhältnisse hatten. Außerdem konnten Literaturdaten (Tab. 13) - unter dem Vorbehalt, daß es sich nicht um „same sample“-Analysen handelte - bestätigt werden. Es kann aber leider nicht von idealen Bedingungen gesprochen werden, da die erheblichen Blank-Korrekturen zu absoluten Fehlern der Meteoritendaten von bis zu 50 % führen.

Tab. 13: Vergleich von ^{36}Cl-Analysen dieser Arbeit mit Literaturdaten

Eisenmeteorit	^{36}Cl [dpm/kg]	
	diese Arbeit	Literatur
Duchesne	15,8 ± 0,5	7,8 ± 0,5 [MAT70]
Santa Catharina	0,81 ± 0,41	0,47 ± 0,05 [NIS87]
Sikhote-Alin	9,3 ± 0,3	9,7 ± 0,9 [SAM63]
Tlacotepec	9,2 ± 0,3	8,52 [NIS96]

Der zweite Weg eröffnete sich durch einen Forschungsaufenthalt am PRIME Lab der Purdue University. Dort standen Laborräume zur Verfügung, in denen ausschließlich (extra-)terrestrische und keinerlei künstlich bestrahlte Materialien aufgearbeitet werden, so daß der Radionukliduntergrund sehr gering ist. Darüber hinaus gibt es für die ^{36}Cl-Analysen ein extra Labor, in dem zur Vermeidung des Isobaren- bzw. Isotopenuntergrundes grundsätzlich weder chemische Arbeiten mit Schwefel- noch mit Salzsäure durchgeführt werden. Weitere Einzelheiten zu den Räumlichkeiten finden sich in [VOG94]. Die drei in Purdue dargestellten Cl-Blanks hatten ein, gegenüber den in Köln präparierten Blanks, um etwa drei

Größenordnungen geringeres $^{36}Cl/Cl$-Verhältnis von 1,2 und $2{,}1 \cdot 10^{-15}$ (AMS-Messung PRIME Lab) bzw. $7{,}3 \cdot 10^{-15}$ (AMS-Messung ETH/PSI). Diese niedrigen Blank-Werte waren unabhängig von der angewandten Chemie (Parrbomben-, Mikrowellenaufschluß, Lösen in Salpetersäure, s. 3.1.2-3.1.4). Die gemessenen Verhältnisse der beiden unterschiedlich aufgeschlossenen Dhurmsala-Proben lagen entsprechend den Träger- und Meteoriteneinwaagen im Bereich von $1{,}4\text{-}2{,}3 \cdot 10^{-11}$, so daß die Blank-Korrekturen weniger als 0,01 % betrugen. Die ^{36}Cl-Aktivitätsbestimmung von Dhurmsala zeigte eine Übereinstimmung innerhalb der Fehler:

$$(9{,}0 \pm 0{,}5) \text{ dpm/kg bzw. } (9{,}8 \pm 0{,}5) \text{ dpm/kg}$$

Die Aufarbeitung der magnetischen Fraktionen von elf Chondriten (Ténéré, s. 4.3.7 bzw. Dhurmsala) und die anschließende AMS-Messung der Proben in Zürich zeigte grundsätzlich, daß die ermittelten Daten mit 13,6-23,0 dpm/kg Metall im oder unterhalb des Bereiches der mittleren Sättigungsproduktionsrate von (22,8 ± 3,1) dpm/kg Metall [NIS83] bzw. im Bereich der theoretischen Produktionsraten (Abb. 75) liegen. Die AMS-Messungen der Proben des Mbale-Tiefenprofils (Bulk) konnten bis dato noch nicht in Purdue stattfinden, da dort grundsätzlich bezahlte Proben bei den Meßterminen eine höhere Priorität eingeräumt bekommen als nicht-kommerzielle Proben. Da der natürliche Gehalt von Chlor in meteoritischer Materie einen großen Einfluß auf die Produktionsrate von ^{36}Cl hat (s. 1.3.3), wurden diese Bulk-Proben mit angereichertem ^{35}Cl-Träger versetzt. So soll mittels Isotopenverdünnungsanalyse [ELM97], die hauptsächlich Verwendung bei der Analyse von terrestrischen Gesteinen findet, auch der natürliche Gehalt von Chlor in diesen Meteoritenproben via AMS festgestellt werden.

4.2.2 ^{41}Ca

Bei den ersten ^{41}Ca-AMS-Bestimmungen in extraterrestrischer Materie (s. 1.3.3.4), die am Racah Institute of Physics in Jerusalem durchgeführt wurden, mußte aufgrund der störenden Interferenzen der isotopen Molekülionen $^{42}CaH_2^-$ und $^{43}CaH^-$ isotopenangereichertes ^{40}Ca als Träger verwendet werden. Demnach war es auch nicht möglich Bulkuntersuchungen an Steinmeteoriten oder Silikatphasen hinsichtlich ihrer ^{41}Ca-Konzentrationen durchzuführen. Aufgrund des frischgeweckten Interesses des ETH/PSI-Beschleunigerlabors an ^{41}Ca-Bestimmungen konnte die bestehende Kooperation um dieses Nuklid erweitert werden. Die

AMS-Anlage in Zürich [DIT96,SYN97] leistet jedoch bei der Abtrennung der isotopen Moleküle so gute Arbeit, daß diese die Messung nicht stören. Somit sind die in dieser Arbeit bestimmtem ^{41}Ca-Daten einerseits die ersten ^{41}Ca-Daten von meteoritischer Materie in Zürich, andererseits sind sie aber auch die ersten ^{41}Ca-Daten von Steinmeteoriten, die in Zusammenarbeit einer Beschleunigeranlage mit der Abteilung Nuklearchemie der Universität zu Köln produziert wurden.

Aufgrund der sehr aufwendigen ^{41}Ca-AMS-Probenpräparation, die direkt im Beschleunigerlabor erfolgen muß [DIT96,SCH98], und personeller Veränderungen in Zürich, war es nicht möglich eine größere Anzahl von ^{41}Ca-Bestimmungen an Meteoriten durchzuführen. Ein Teil der aufgearbeiteten Proben liegt zwar schon in Form von CaO zur weiteren Aufarbeitung und Messung in Zürich bereit, doch ist es fraglich, wann diese zur Messung kommen.

Die bisherigen ^{41}Ca-Messungen zeigten aber nicht nur, daß die in dieser Arbeit verwendete Chemie CaO-Proben genügender Qualität (Strom des stabilen Isotops, Isobarenuntergrund durch ^{41}K) liefert. Darüber hinaus liegen die bestimmten ^{41}Ca-Aktivitäten mit

$$(41 \pm 7) \text{ dpm/kg (Allende) und } (37 \pm 6) \text{ dpm/kg („Dhurmsala“)}$$

im Erwartungsbereich. Einzelheiten zum Vergleich mit Literaturdaten wurden schon in 4.1.4.1 beschrieben.

Einige AMS-Laboratorien mit Hochenergie-Tandembeschleunigern testen zunehmend die vorteilhafte Möglichkeit unter Zuhilfenahme von gasgefüllten Magneten etc. ^{41}Ca in Form von CaF_2 als AMS-Target zu verwenden (s. 3.3). Um die weitere chemische Umsetzung der isolierten Ca-Fraktionen bei einem eventuellen Wechsel der AMS-Methode nicht unnötig zu erschweren, wurde deshalb der Großteil der Proben (Meteorite und Wirkungsquerschnitte) nur bis zur Isolierung der Ca^{2+}-Ionen bzw. Fällung als $Ca_2C_2O_4$ aufgearbeitet.

4.2.3 ^{53}Mn

Grundsätzlich muß noch einmal betont werden, daß es sich, abgesehen von Messungen an vier Fragmenten des Meteoriten Jilin [FAE92,KOR87] mittels „Nacktstrippen“, um die ersten via Beschleunigermassenspektrometrie bestimmten ^{53}Mn-Daten handelt. Die Entwicklung und Optimierung dieser Methode stand demnach an erster Stelle, wohingegen quantitative Messungen aufgrund der zeitlich sehr eng gehaltenen Strahlzeiten nur an ausgesuchten Proben erfolgen konnten.

Die Vorversuche bezüglich der Verwendung von Materialien (Targethalter, Metallpulver) sind in den Arbeiten von Knie [KNI97c] und Schätz [SCH97e] beschrieben. Zusammenfassend sei hier nur gesagt, daß der Isobarenuntergrund an ^{53}Cr aufgrund von Adsorptionseffekten in allen untersuchten Metallpulvern inakzeptabel hoch ist, so daß auf die Vermischung der Proben mit diesen zur Erhöhung der thermischen und elektrischen Leitfähigkeit und damit zur Ionenausbeute verzichtet werden mußte. Die Wahl der Targethalter wurde nicht nur durch den Isobarenuntergrund des Materials, sondern auch durch finanzielle Kosten und mechanische Bearbeitungsmöglichkeiten bestimmt und fiel auf Reinstsilber. In der Arbeit von Schätz [SCH97e] finden sich auch ausführliche Beschreibungen der (allesamt fehlgeschlagenen) Versuche zur weiteren Isobarenunterdrückung. Auch die von mir durchgeführten chemischen Untersuchungen mittels ^{50}Cr-Träger zur Isotopenverdünnung sind dort beschrieben.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zwei Primär- und ein Sekundärstandard chemisch aufgearbeitet (s. 3.1.5-3.1.7) und zur AMS-Messung von diversen Meteoriten- und Wirkungsquerschnittsproben verwendet. Grundsätzlich können als Qualitätsmerkmale für alle ermittelten ^{53}Mn-Daten genannt werden: Erstens, die gute Übereinstimmung dieser Daten mit den Wirkungsquerschnitts-Literaturdaten. Zweitens, die Übereinstimmung der beiden unabhängigen Primärstandard-Konzentrationen.

Ein Vergleich der mittels RNAA bestimmten ^{53}Mn-Konzentration [HER69] des Eisenmeteoriten Duchesne von (412 ± 34) dpm/kg mit dem Wert dieser Arbeit (609 ± 91 dpm/kg) zeigt jedoch eine Diskrepanz. Einige Hinweise (z.B. 4.3.12, 4.3.13) deuten ebenfalls darauf hin, daß möglicherweise in einigen ^{53}Mn-Strahlzeiten überhöhte ^{53}Mn-Konzentrationen bestimmt wurden. Ausgiebige Nachmessungen (insbesondere hinsichtlich der Sekundärstandards) sind deshalb in Vorbereitung.

4.2.4 ^{59}Ni

Die Bestimmung von ^{59}Ni mittels AMS konnte bisher nur an wenigen Beschleunigern erfolgen [z.B. KNI97b,KUT93,SYN97], wobei die Nachweisgrenzen momentan nur bei den Hochenergie-Tandembeschleunigern für den Nachweis von ^{59}Ni in extraterrestrischer Materie genügen. Die Kooperation mit dem Beschleunigerlabor der TU München machte eine ^{59}Ni-Bestimmung in Meteoriten grundsätzlich möglich. Die beschleunigermassenspektrometrische Untersuchung einer NiO-Probe, die aus der magnetischen Phase des Mesosideriten Emery (s. 4.1.4.2) stammt, zeigte, daß die in dieser Arbeit angewandte und gegenüber früheren Arbeiten [THE86,VOG88b] apparativ einfache Chemie, AMS-Proben genügender Reinheit (insbesondere bez. des ^{59}Co-Isobarenuntergrundes) liefert. Aufgrund personeller Veränderungen und Umbaumaßnahmen an der AMS-Anlage konnten jedoch vor Abschluß dieser Arbeit keine quantitativen ^{59}Ni-Messungen stattfinden. Ein Großteil der Proben (u.a. das erste ^{59}Ni-Tiefenprofil eines Meteoriten, s.4.3.1) liegt zur Messung bereit. Es bleibt jedoch anzumerken, daß vor der Analyse einer größeren Anzahl von Meteoritenproben sicherlich eine erneute gesicherte Halbwertszeitbestimmung des Radionuklids wünschenswert wäre, da die Diskrepanz zwischen den beiden aktuellsten Bestimmungen von $(1{,}08 \pm 0{,}13)\cdot 10^5$ a [RÜH94] und $(0{,}76 \pm 0{,}05)\cdot 10^5$ a [NIS81] immer noch ungeklärt ist.

4.2.5 ^{60}Fe

Wie in 1.3.7 schon erwähnt, führten bisher nur zwei Untersuchungen an Eisenmeteoriten zu ^{60}Fe-Konzentrationsbestimmungen. Dabei kann im ersteren Fall [GOE65] die radiochemische Aufarbeitung von 2,5 kg meteoritischem Material und anschließende Zerfallszählung der ^{60}Co-Tochteraktivität sicherlich nicht als optimale Analysemethode gelten. Die beschleunigermassen-spektrometrische ^{60}Fe-Bestimmung kann demgegenüber eher als Methode der Wahl angesehen werden. Allerdings sind Analysen solch geringer Konzentrationen, wie sie in extraterrestrischer Materie vorliegen, nur mittels Beschleuniger mit hoher Terminalspannung unter Zuhilfenahme eines gasgefüllten Magneten zur Isobarentrennung möglich. Die in dieser Arbeit bestimmten ^{60}Fe-Daten haben demnach einen besonderen Stellenwert.

Die Produktion von ^{60}Fe in extraterrestrischer Materie erfolgt in erster Linie über Kernreaktionen

an den schweren Nickelisotopen ^{62}Ni und ^{64}Ni. Deren geringer natürlicher Anteil - 3,6 % bzw. 0,9 % [PFE85] - am Gesamtnickel und die niedrigen Wirkungsquerschnitte der Kernreaktionen haben zur Folge, daß die ^{60}Fe-Produktionsraten sehr klein sind. Erschwerend für die ^{60}Fe-Bestimmung via AMS ist das hohe Vorkommen von Eisen in extraterrestrischer Materie, was sich in einem niedrigen ^{60}Fe/Fe-Verhältnis, im Bereich von 10^{-14}, niederschlägt.

Im Rahmen einer Kooperation mit dem Beschleunigerlabor der TU München war es möglich, in insgesamt vier Meteoritenproben ^{60}Fe-Konzentrationen zu bestimmen. Dabei handelte es sich erstens um die beiden Eisenmeteorite Dermbach und Tlacotepec, die sich wegen Ihres hohen Nickelgehaltes zur Analyse anboten. Zweitens wurden die magnetischen Phasen eines Stein-Eisen-Meteoriten, dem Mesosideriten Emery, und des LL-Chondriten Saint-Séverin untersucht. Zur Berechnung der ^{60}Fe/Fe-Produktionsraten und ihre Normierung auf das Haupttargetelement Nickel mußten in den Meteoritenproben außerdem Nickel und Eisen (mittels ICP-AES) bestimmt werden. Eine Übersicht aller Daten findet sich in Tabelle 14.

Tab. 14: *Daten zur Bestimmung von ^{60}Fe-Produktionsraten*

Meteorit	Klasse	^{60}Fe-AMS Ereignisse	^{60}Fe/Fe [E-14]	^{nat}Fe [%]	^{nat}Ni [%]	^{60}Fe [dpm/kg Ni]
Dermbach	Eisen	60	6,3 ± 1,1	51,8 ± 1,0	47 ± 5	0,66 ± 0,17
Emery^{m}	MES	10	1,5 ± 0,5	89,3 ± 1,8	7,8 ± 0,2	1,63 ± 0,52
Saint-Séverin^{m}	LL6	10	2,3 ± 0,8	47,6 ± 1,0	13,2 ± 0,3	0,79 ± 0,25
Tlacotepec	IVB	23	2,8 ± 0,7	81,5 ± 2,4	18,0 ± 0,4	1,21 ± 0,25

^{m}magnetische Fraktion

Im Vergleich zu diesen Werten ist die von Goel und Honda [GOE65] bestimmte ^{60}Fe-Konzentration im Eisenmeteoriten Odessa von 12,7 ± 2,8 dpm/kg Ni (s. 1.3.7) im Bereich einer Größenordnung zu hoch. Und auch die von Kutschera [KUT86] via AMS bestimmte ^{60}Fe-Konzentration im Eisenmeteoriten Treysa scheint entsprechend dem mittleren Ni-Gehalt des Meteoriten von 8,6 % [MET97] ein gegenüber der in Abbildung 44 dargestellten Korrelation zwischen Ni- und ^{60}Fe-Gehalt zu hohes ^{60}Fe/Fe-Verhältnis zu haben.

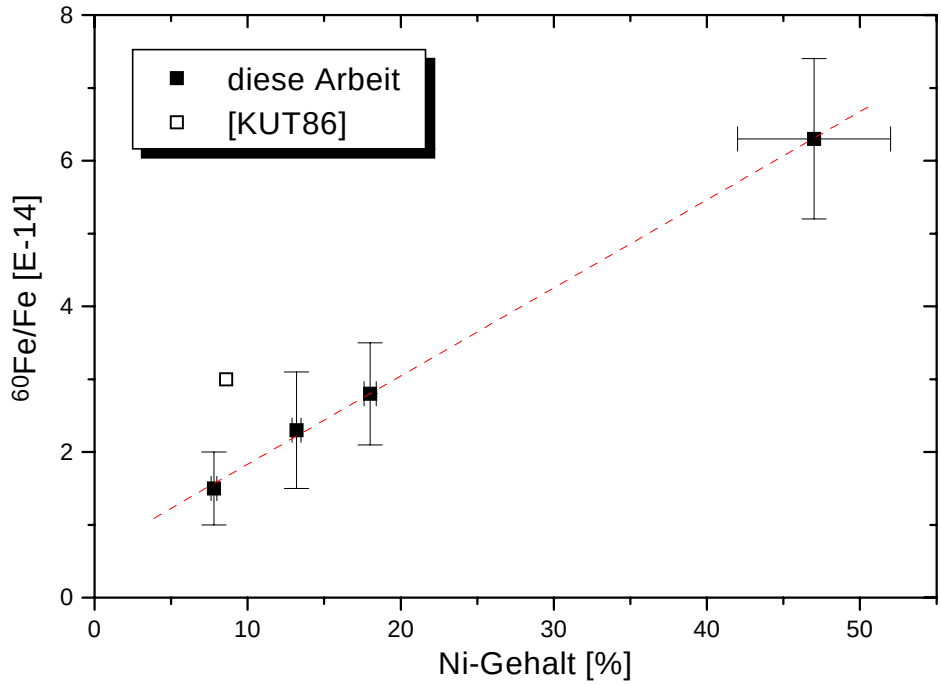

Abb. 44: Einfluß des Ni-Gehaltes der untersuchten Meteoritenproben auf die ^{60}Fe-Produktion.

Um die experimentell ermittelten Daten mit theoretischen Produktionsraten vergleichen zu können, muß prinzipiell ein anderer Weg beschritten werden, wie bei den bisher beschriebenen kosmogenen Nukliden, da weder auf experimentelle Wirkungsquerschnitte der entsprechenden Kernreaktionen noch auf Tiefenprofile aus Dicktargetexperimenten zurückgegriffen werden kann. Im Rahmen einer gemeinsamen Veröffentlichung [KNI98b] wurden von M. Gloris und R. Michel diese a priori Rechnungen zur Verfügung gestellt. Die tiefen- und größenabhängigen ^{60}Fe-Produktionsraten basieren auf Anregungsfunktionen der Kernreaktionen Ni(n,2pxn)^{60}Fe und Ni(p,3pxn)^{60}Fe, die mittels verschiedener energieabhängiger Codes berechnet wurden. Die Wirkungsquerschnitte (alle im Bereich kleiner 0,5 mb) wurden dann ähnlich dem in 1.4 beschriebenen Verfahren zur Berechnung der Produktionsraten verwendet. Einzelheiten der Vorgehensweise sind im Detail in [KNI98b] und Referenzen darin beschrieben. Abbildung 45 zeigt, daß die Übereinstimmung zwischen diesen theoretischen Produktionsraten, normiert auf das Haupttargetelement Nickel, in Eisenmeteoroiden und den experimentellen Werten der Eisenmeteorite Dermbach und Tlacotepec außergewöhnlich gut ist.

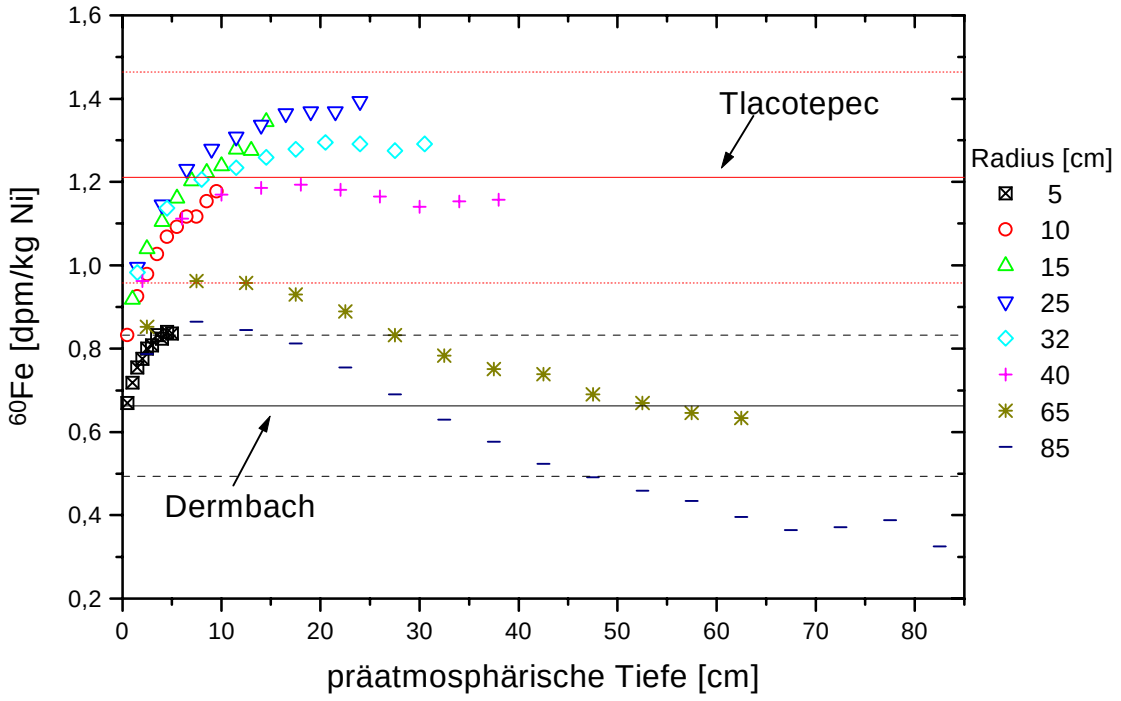

Abb. 45: Vergleich der experimentell bestimmten ^{60}Fe-Aktivitäten in den Eisenmeteoriten Dermbach und Tlacotepec mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten. Die Werte sind auf das Haupttargetelement Nickel normiert.

Leider kann aufgrund der hohen Fehler der experimentellen Daten, aber auch aufgrund der Fehler der theoretischen Werte, die für ^{60}Fe aus oben beschriebenen Gründen mit 30 % sehr hoch sind, kein Meteoroidenradius oder eine Abschirmtiefe der untersuchten Probe abgeschätzt werden. Selbiges gilt für den Vergleich der experimentellen Daten der magnetischen Phasen von Emery und Saint-Séverin mit theoretischen Produktionsraten für H-Chondrite, wie er in Abbildung 46 gezeigt ist.

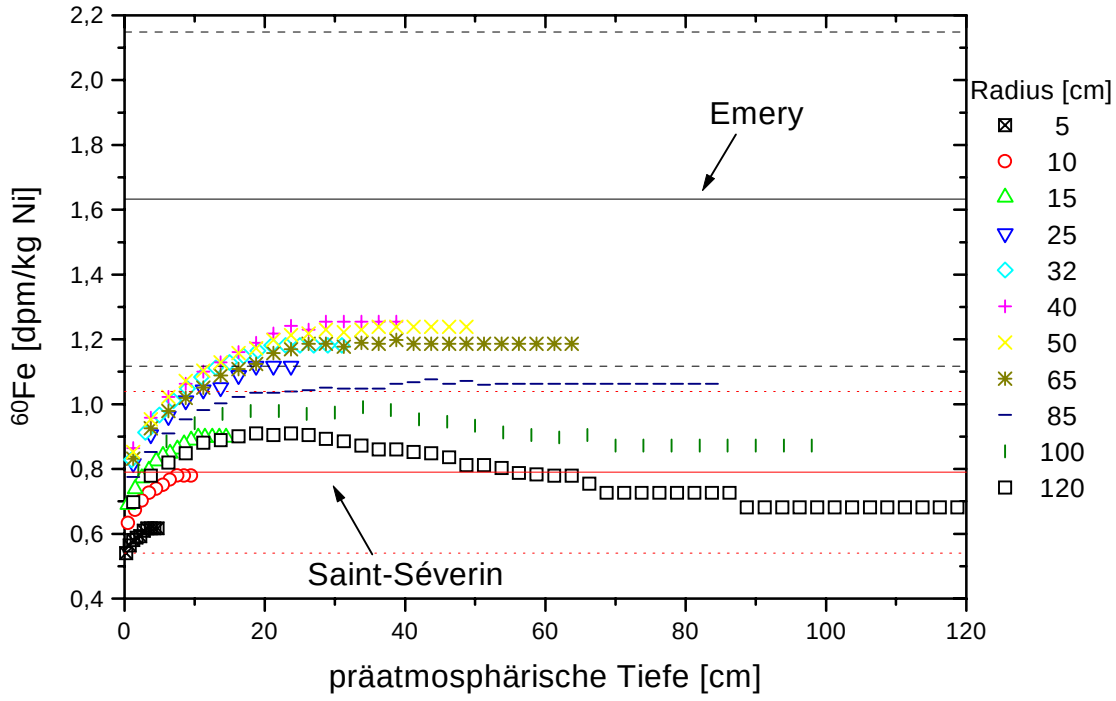

Abb. 46: *Vergleich der experimentell bestimmten ^{60}Fe-Aktivitäten in den magnetischen Fraktionen des Mesosideriten Emery und des LL-Chondriten Saint-Séverin mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten (H-Chondrite). Die Werte sind auf das Haupttargetelement Nickel normiert.*

Die experimentelle Bestimmung und Berechnung der Produktionsraten anderer kosmogener Nuklide ermöglicht jedoch in Kombination mit den gezeigten Daten Abschätzungen bezüglich der Bestrahlungsgeometrie. Die entsprechenden Proben sind zur ^{53}Mn-AMS-Messung vorbereitet.

Nicht zuletzt sollte man den großen Vorteil des ^{60}Fe gegenüber anderen kosmogenen Nukliden hervorheben: Durch die hauptsächliche Produktion an einem Targetelement und der dazugehörigen Normierung ist der Einfluß der unterschiedlichen chemischen Zusammensetzung der Meteorite unterschiedlicher Klassen nur minimal, so daß ein direkter Vergleich über alle Meteoritenklassen hinweg ähnlich den ^{53}Mn Produktionsraten, die auf Eisen normiert sind, möglich ist.

4.3 „Neue“ Meteoriten-Fälle und -Funde

Im Nachfolgenden werden die in dieser Arbeit untersuchten Meteorite hinsichtlich ihrer „Geschichten“ diskutiert. Dabei wird in erster Linie auf die vorliegenden Radionuklidaktivitäten, aber wenn möglich auch auf die kosmogenen Daten anderer Gruppen, z.B. Edelgasdaten, Trackuntersuchungen, zurückgegriffen. Der Vergleich der Meteoritendaten mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR- (und SCR-) Produktionsraten ist dabei ein großer Fortschritt gegenüber der vormals üblichen Verwendung von mittleren Produktionsraten.

4.3.1 Der Meteoritenschauer Mbale

Am 14. August 1992 wurden die 35.000 Einwohner der Stadt Mbale in Südost-Uganda durch drei laute und mehrere etwas leisere Explosionen, gefolgt von Zischen und Krachen, aufgeschreckt. Gegen 15:40 h ostafrikanischer Zeit (14:40 h MEZ) fiel ein Meteoritenschauer von Nord-Nordwestlicher Richtung über ein ellipsenförmiges Gebiet von 3 x 7 km. Bemerkenswerterweise richtete er trotzt der hohen Besiedlungsdichte nur geringe Schäden an. Neben einigen beschädigten Gebäuden wurde berichtet, daß ein Junge von einem Meteoritenfragment (3,6 g), dessen Fall durch einige Bananenbaumblätter abgebremst wurde, am Kopf getroffen wurde. Einzelheiten über die anschließende Sicherung der Meteoritenstücke und erste Klassifizierungsuntersuchungen können den Arbeiten [BAR93,SCH94] entnommen werden. Bis Juli 1997 konnte die Dutch Meteor Society über 1000 Stücke (ca. 200 kg) des L5/6-Chondriten bergen. Eine Auswahl der Fundstücke ist in Abbildung 47 gezeigt.

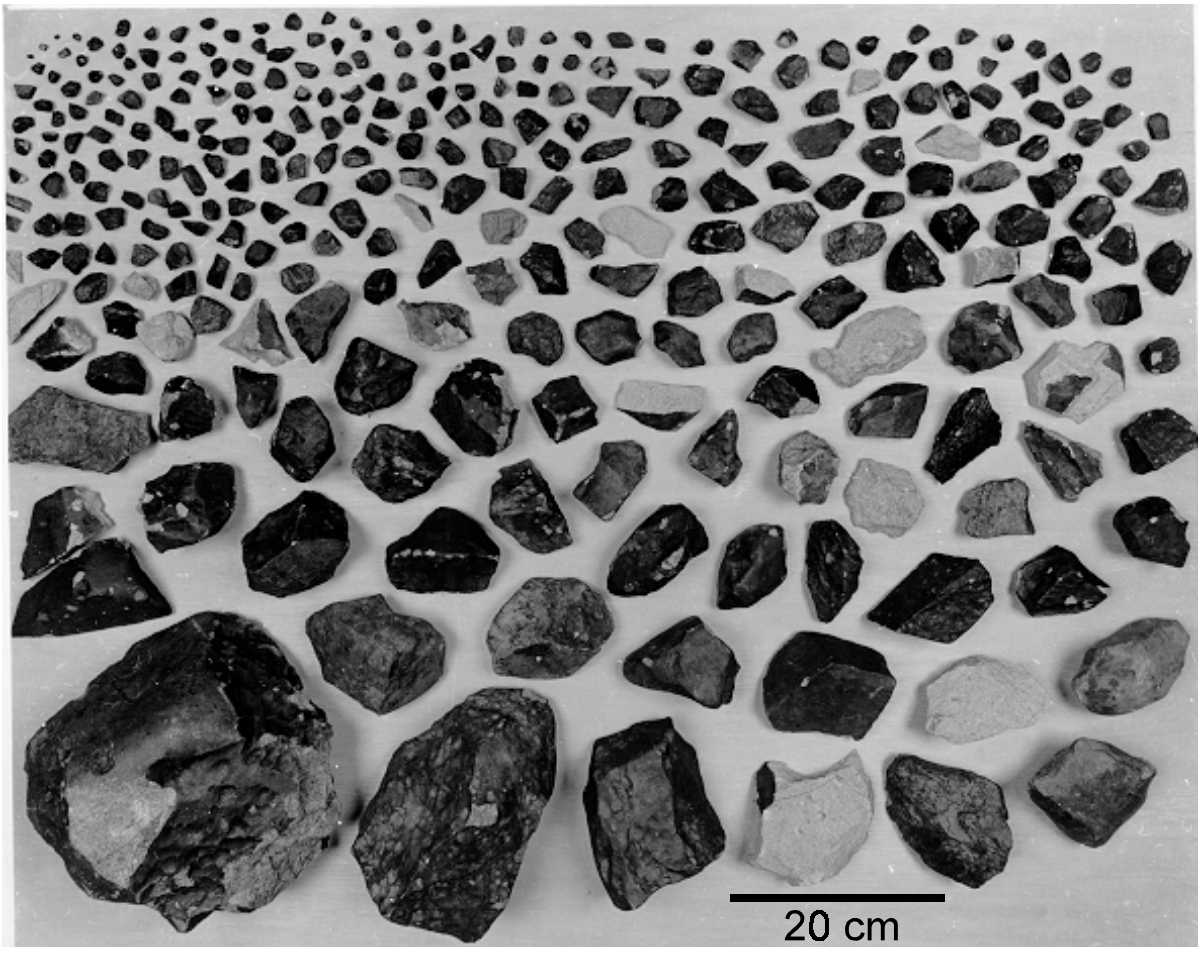

Abb. 47: *Ansammlung von Fragmenten des Meteoritenschauers Mbale. Das größte Stück (#13, unten links) hat eine Masse von 27,26 kg, das kleinste wiegt nur 0,1 g (oben links)[JEN94].*

Erste γ-spektrometrische Messungen an den auch in dieser Arbeit analysierten Stücken #3 und #50 konnten schon einige Tage nach dem Fall am MPI für Kernphyik in Heidelberg durchgeführt werden, so daß auch Ergebnisse der kurzlebigen Radionuklide (u.a. ^{52,54}Mn, ^{48}V, ^{51}Cr, ^{7}Be) publiziert werden konnten [JEN94]. Die Beschreibungen der Flugbahn durch Augenzeugen und die Anordnung der Meteoritenstücke und ihre Massenverteilung im Streufeld machten eine Bestimmung des Meteoroidenorbits möglich. Weiterhin konnte anhand der Radionukliddaten die präatmosphärische Masse auf 400-1000 kg, bei einer Dichte von 3,53 g/cm^3 [BAR93] ein entsprechender Radius von 30-41 cm, abgeschätzt werden. Ein minimaler Radius von 23,8 cm ergibt sich allerdings schon aus der bisher gefundenen Masse der Fundstücke. Zwei Arbeitsgruppen untersuchten später Edelgas- und Radionuklidkonzentrationen (^{22}Na, ^{26}Al, ^{54}Mn, ^{60}Co) [SUT95] bzw. „cosmic ray tracks“ und ^{44}Ti-Aktivitäten [BON95]. Diese Untersuchungen an einem bzw. zwei Teilstücken des Meteoritenschauers wurden dahingehend interpretiert, daß Mbale eine einfache Bestrahlung von 26,9-28,7 Ma in einem Meteoroiden eines präatmosphärischen Radius von nicht mehr als 35 cm erfahren hat. Eine am MPI für Kernphysik in Heidelberg angefertigte Diplomarbeit von B. Pistorius [PIS94] kam jedoch zu keiner konsistenten Interpretation der Daten der insgesamt 13 Proben, von denen 9 auch in dieser Arbeit untersucht werden. Die mittels Low-Level-γ-Spektrometrie bestimmten Radionuklide ^{22}Na, ^{26}Al, ^{57,60}Co und ^{54}Mn ließen zwar auf einen Meteoroidenradius von 30-45 cm schließen, allerdings waren mögliche Abschirmtiefen der Einzelproben nur durch eine stark von der Kugelform abweichende Geometrie des Meteoroiden zu erklären. Weitere Track-Untersuchungen an 6 der 9 Proben wurden von N. Bhandari durchgeführt und uns zum Zwecke einer gemeinsamen Posterpräsentation [MER97] überlassen. Die massen-spektrometrischen Edelgasanalysen der stabilen kosmogenen Nuklide sind - mit Ausnahme der Probe #50 - noch nicht abgeschlossen.

Die Ergebnisse der Radionuklidbestimmungen dieser Arbeit finden sich zusammen mit Fundbezeichnungen und -gewichten und den Track-Abschirmtiefen [BHA97], welche anhand des ^{21}Ne-Bestrahlungsalters von 26,9 Ma und der Radiusabschätzung von $\leq$ 35 cm [SUT95] berechnet wurden, in Tabelle 15. Grundsätzliche Einzelheiten zur Bestimmung der präatmosphärischen Tiefen aus Track-Daten finden sich in 1.6 bzw. [BHA80].

Tab. 15: *Radionukliddaten, Abschirmtiefen und Fundgewichte der Mbale-Proben*

Mbale #	Fundgewicht [g]	Abschirmtiefe [cm]	^{10}Be [dpm/kg]	^{26}Al [dpm/kg]	^{53}Mn [dpm/kg Fe]
20	395,7	6,0 ± 0,2	18,8 ± 0,7	56,5 ± 4,0	445 ± 71
50	332,6	10,7 ± 0,6	21,9 ± 0,8	58,3 ± 3,6	435 ± 70
248	85,6	11,6 ± 0,6	23,9 ± 0,7	55,7 ± 3,2	581 ± 87
15	11.800	11,9 ± 0,3	21,9 ± 0,9	65,5 ± 4,1	464 ± 74
268[a]	134,9	15,1 ± 1,1	23,7 ± 1,0	64,5 ± 3,8	671 ± 101
33	380,3	> 28[c]	25,7 ± 1,0	63,8 ± 3,6	425 ± 68
3	46,3[b]	[d]	26,4 ± 1,0	75,4 ± 4,8	270 ± 65
13	27.260		21,5 ± 0,8	62,6 ± 3,7	723 ± 108
246	69,9		20,5 ± 0,8	54,4 ± 3,0	516 ± 77

[a]Fundposition 17a
[b]Teil eines 8 kg-Stückes, welches kurz nach dem Fall auseinandergebrochen ist
[c]keine Tracks meßbar
[d]nach [JEN94] zentrumsnaher Ursprung

Es ist zu betonen, daß die angegebenen Abschirmtiefen keine Meßwerte sind, sondern auf Berechnungen beruhen, die nur für die oben genannten Parameter - Bestrahlungsdauer und Meteoroidenradius - gültig sind. Der Vergleich der kosmogenen Daten mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten auf Basis einer mittleren L-Chondriten-Zusammensetzung [JAR90,MAS79] und im Falle der Radionuklide auch den ICP-AES-Daten dieser Arbeit (Anhang C) zeigt keine konsistenten Ergebnisse. So belegt zwar das in Abbildung 48 gezeigte Mbale-Tiefenprofil des ^{10}Be zusammen mit dem ebenfalls dargestellten Tiefenprofil des L5-Chondriten Knyahinya [GRA90], die schon unter 4.1.3 beschriebene Unterschätzung der theoretischen Produktionsraten für Meteoriden dieser Größe (Radius für Knyahinya: 45 cm [BHA93]). Doch zeigen die anderen Radionuklide eher einen untypischen Verlauf.

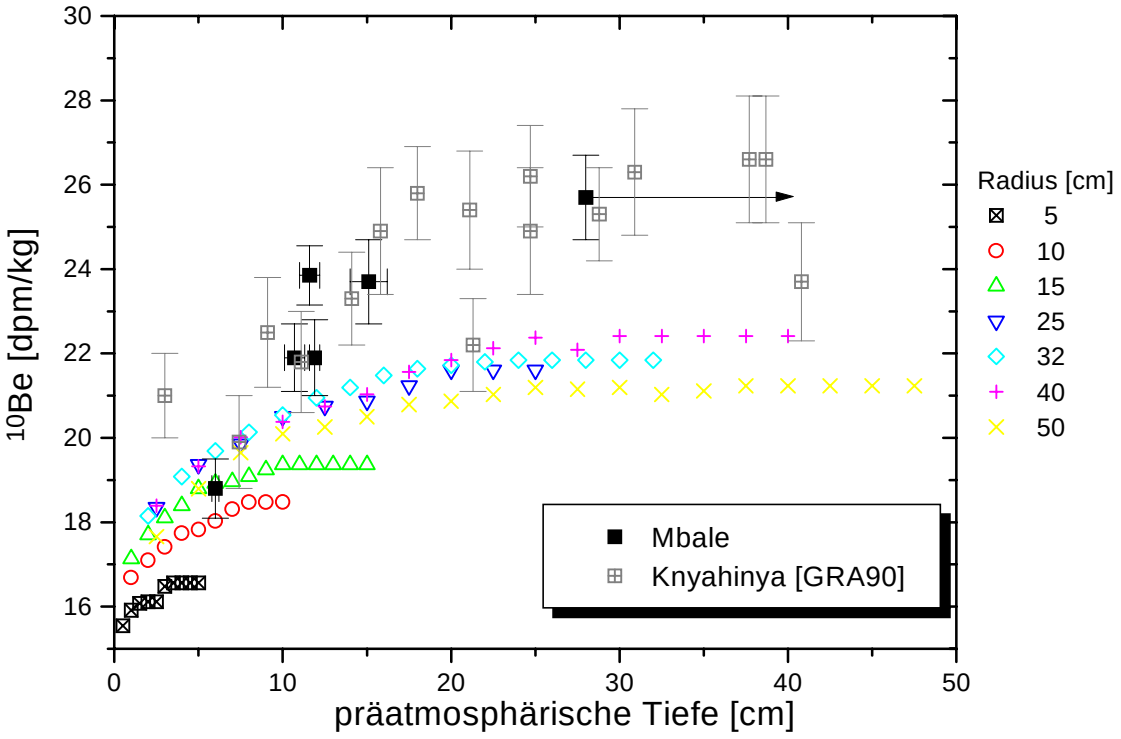

Abb. 48: Vergleich der experimentell bestimmten ^{10}Be-Aktivitäten von Mbale und Knyahinya [GRA90] mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Die Darstellung der ^{10}Be- und korrespondierenden ^{26}Al-Aktivitäten der gesamten neun in dieser Arbeit untersuchten Proben (Abb. 49) bestätigt zwar, daß Mbale #3, wie von Jenniskens et al. [JEN94] abgeschätzt, aus einer zentrumsnahen Position stammen muß, und Mbale #20, entsprechend seiner geringen Abschirmtiefe von 6 cm, einen „zusätzlichen“ Anteil an ^{26}Al aus SCR-induzierten Kernreaktionen enthält; doch ist der relative Verlauf der Aktivitäten der restlichen Proben eher unbefriedigend. Prinzipiell kann nur der - schon fast aus der Fundmasse vorgegebene - Minimalradius von etwa 25 cm belegt werden.

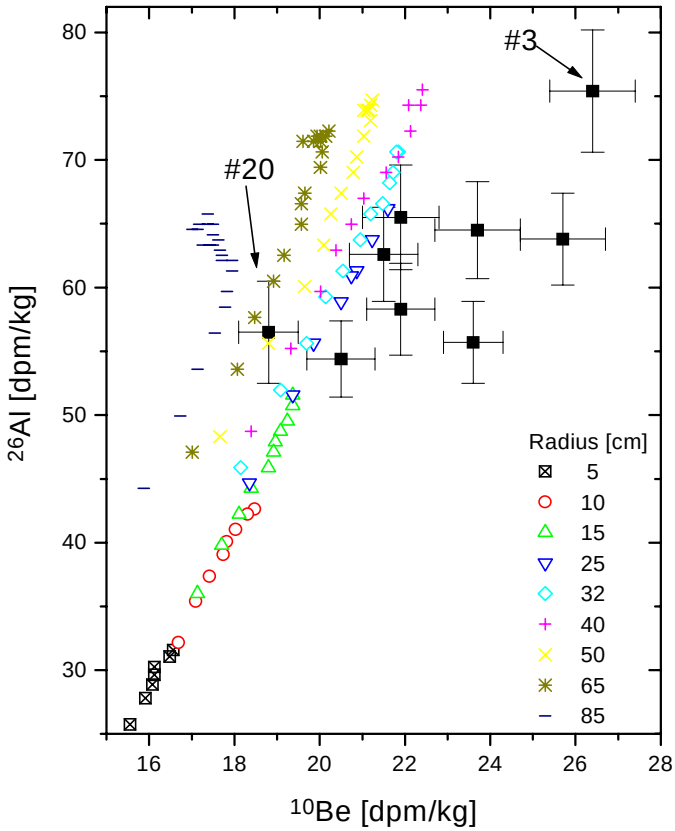

Abb. 49: Vergleich der experimentell bestimmten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten von Mbale mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Auch der tiefenabhängige Verlauf der ^{26}Al-Aktivitäten ist nicht ideal (Abb. 50), so kann insbesondere die geringe Aktivität von Mbale #33 nicht geklärt werden. Das dieser Effekt nicht auf fehlerhafte Analysen dieser Arbeit zurückzuführen ist, zeigt der Vergleich mit den von Pistorius et al. [HEU95,PIS94] bestimmten ^{26}Al-Aktivitäten. Die mittels Low-Level-γ-Spektrometrie ermittelten Daten an größeren (fast „same sample“) Proben, geben einen ähnlich inkonsistenten, eher noch schlechter nachvollziehbaren, Verlauf wieder (Abb. 51). Aufgrund der Tatsache, daß Mbale #33 keinerlei Tracks beinhaltete, verbleibt als einzige Erklärung für diese niedrige ^{26}Al-Aktivität eine weitaus höhere Abschirmtiefe, als sie bisher aus Radiusabschätzungen möglich ist. Eine weitere Bestätigung der ^{26}Al-AMS-Daten dieser Arbeit ist die von Suthar et al. [SUT95] ebenfalls spektrometrisch bestimmte ^{26}Al-Aktivität eines Mbale-Fragmentes, dessen präatmosphärische Tiefe mit 11 cm [BHA97] zwischen der von Mbale #50 und #248 liegt.

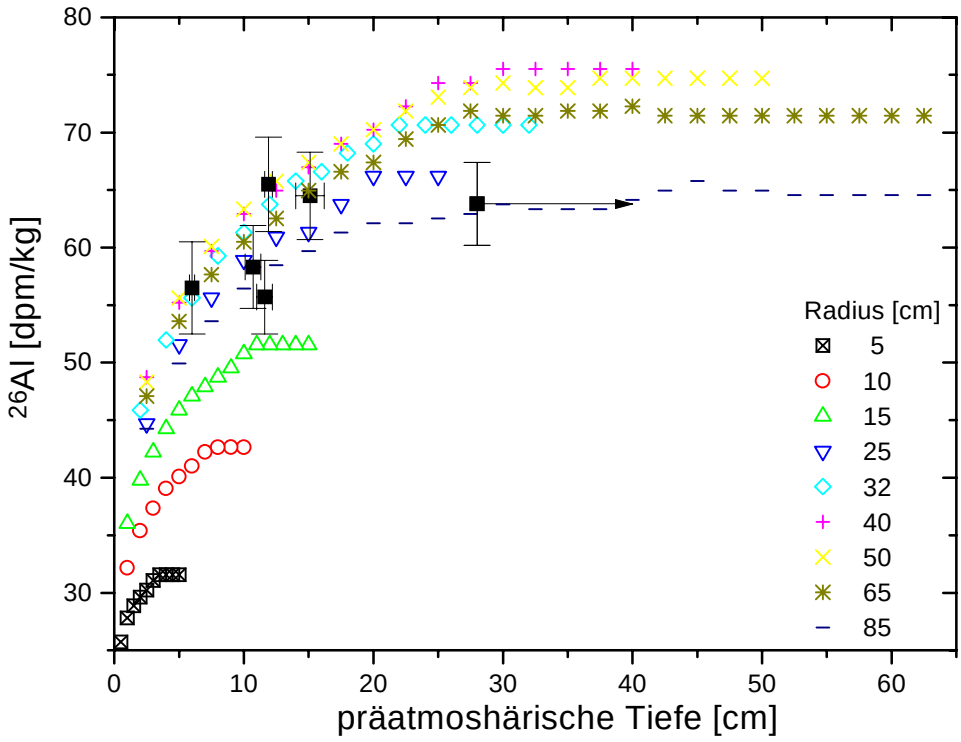

Abb. 51: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivitäten von Mbale mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

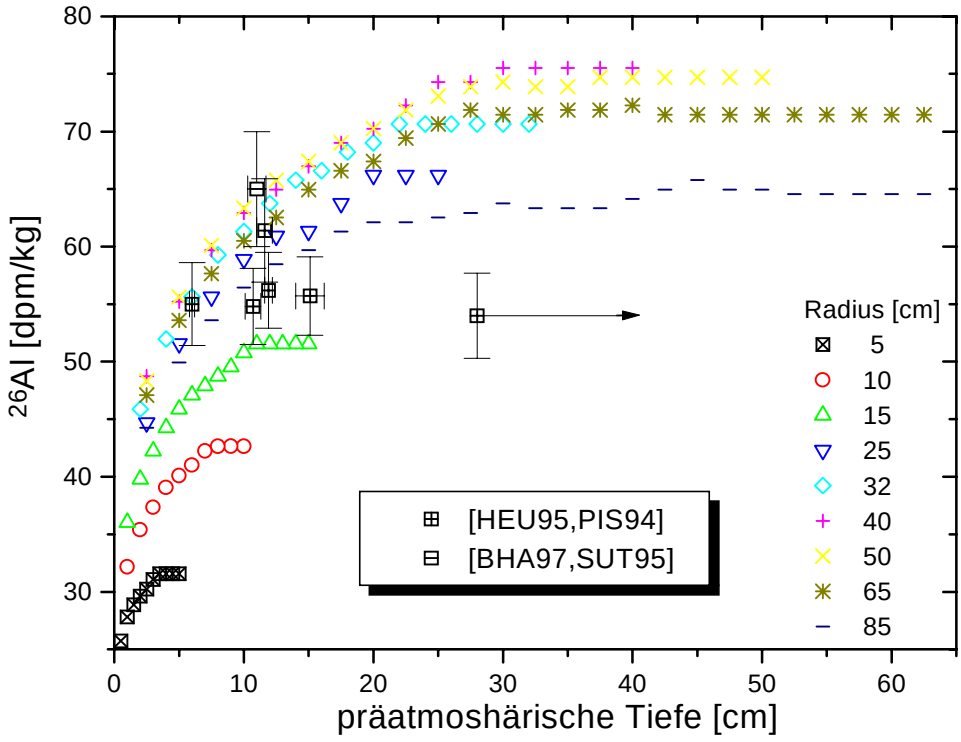

Abb. 50: Vergleich der γ-spektrometrisch bestimmten ^{26}Al-Aktivitäten [HEU95,PIS94,SUT95] von Mbale mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Die Betrachtung der ^{53}Mn-Aktivitäten der Proben verkompliziert das Gesamtbild (Abb. 52). So wurde in Mbale #33, der Probe mit den höchsten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten, die geringste ^{53}Mn-Aktivität gemessen. Falls also die Abschirmtiefe dieser Probe, wie nach den Trackdaten berechnet, größer als 28 cm sein sollte, kann die gemessene niedrige ^{53}Mn-Aktivität nicht erklärt werden. Weiterhin sind die hohen ^{53}Mn-Konzentrationen von Mbale #268 und #13 relativ zu den „normalen“ Konzentrationen der anderen Proben nicht zu verstehen. Ein Einfluß von SCR auf die schwach abgeschirmte Probe Mbale #20 kann allerdings diskutiert werden.

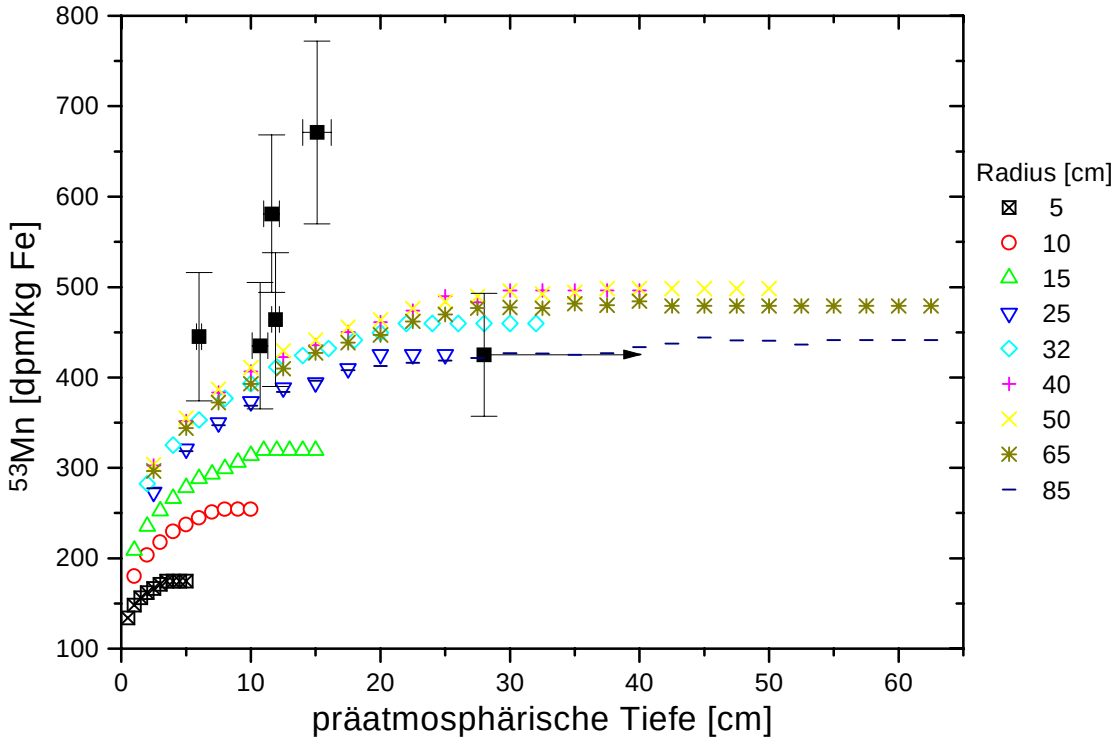

Abb. 52: Vergleich der experimentell bestimmten ^{53}Mn-Aktivitäten von Mbale mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Nicht zuletzt zeigen auch die Edelgasdaten kein stimmiges Bild von Mbale. Die von Suthar et al. [SUT95] bestimmten ^{26}Al- und ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$-Daten können nicht mit den Modellrechnungen in Einklang gebracht werden, wohingegen der von Weber [WEB95b] bestimmte Tiefenindikator ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ zusammen mit der korrespondierenden ^{26}Al-Konzentration der Probe #50 einen Meteoroidenradius von ca. 65 cm erfordert (Abb. 53).

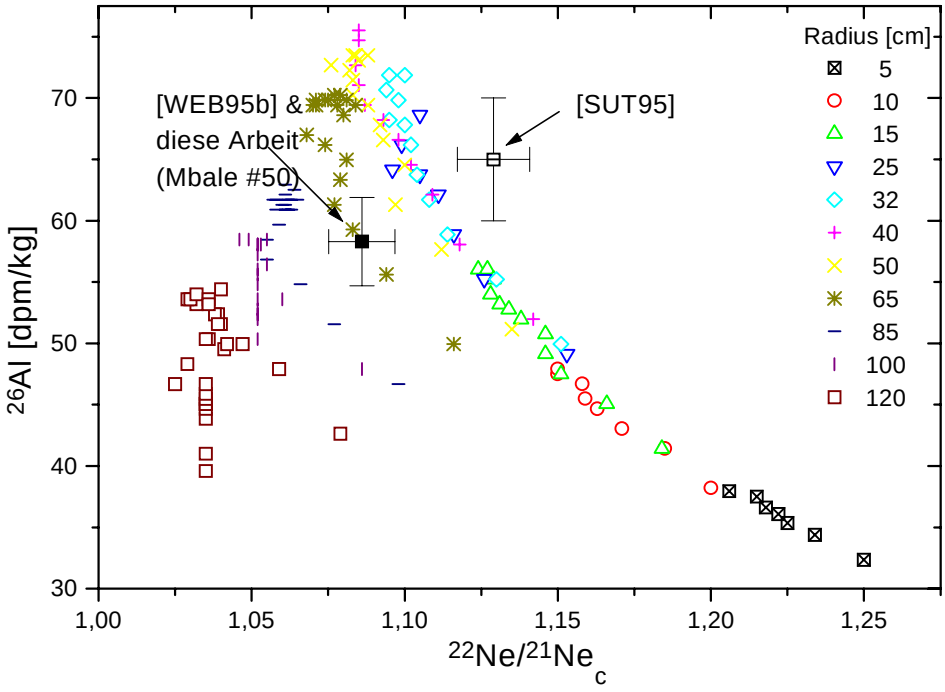

Abb. 53: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivitäten [diese Arbeit, SUT95] und des kosmogenen ^{22}Ne/ ^{21}Ne$_c$ [SUT95,WEB95b] von Mbale mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Momentan können aus den vorliegenden Daten keine definitiven Aussagen über die präatmosphärische Geschichte von Mbale gemacht werden. Als Erklärung für die Unstimmigkeit der Daten bieten sich mehrere Szenarien allein oder in Kombination an. Ein Meteoroid, der stark von der sphärischen Form abweicht mit Teilradienbereichen größer 40 cm und/oder eine weitere Fragmentation innerhalb des Halbwertszeiten-Bereiches von ^{53}Mn erlitten hat, könnte für Mbale die Diskrepanzen beseitigen. Doch sollten bis zu einer endgültigen Interpretation der Daten, insbesondere hinsichtlich des Aufbruchsverhalten während des Atmosphäreneintritts, d.h. der Rekonstruktion der präatmosphärischen Positionen der untersuchten Proben in Verbindung mit ihren Fundstellen, weitere Analysedaten abgewartet werden. Die Messung der stabilen kosmogenen Edelgase, weitere Track-Untersuchungen, sowie im Rahmen dieser Arbeit vorbereitete AMS-Analysen (^{36}Cl, ^{41}Ca, ^{59}Ni) werden zur Zeit durchgeführt, so daß deren Ergebnisse in Kürze zur Verfügung stehen werden.

4.3.2 Rincon, ein L6-Chondrit aus Argentinien

Im März 1995 unternahmen vier unserer „Meteoritik-Kollegen“ - A. Bischoff, K. Heide, T. Stelzner und D. Weber - eine Meteoritensuchexpedition in die Puna-Wüste in Nordwest-Argentinien, bei der Prof. K. Heide auf einem Ignimbrit-Feld nördlich von „Salar del Rincón“ einen Meteoriten (Abb. 54) fand.

Abb. 54: Der L6-Chondrit Rincon an seiner Fundstelle [STE97].

Die Route der Expedition und der genaue Fundort des Steinmeteoriten Rincon ist in Abbildung 55 zu sehen. Er konnte als L6-Chondrit der Verwitterungsklasse W2/W3 und der Schockklasse S4 klassifiziert werden.

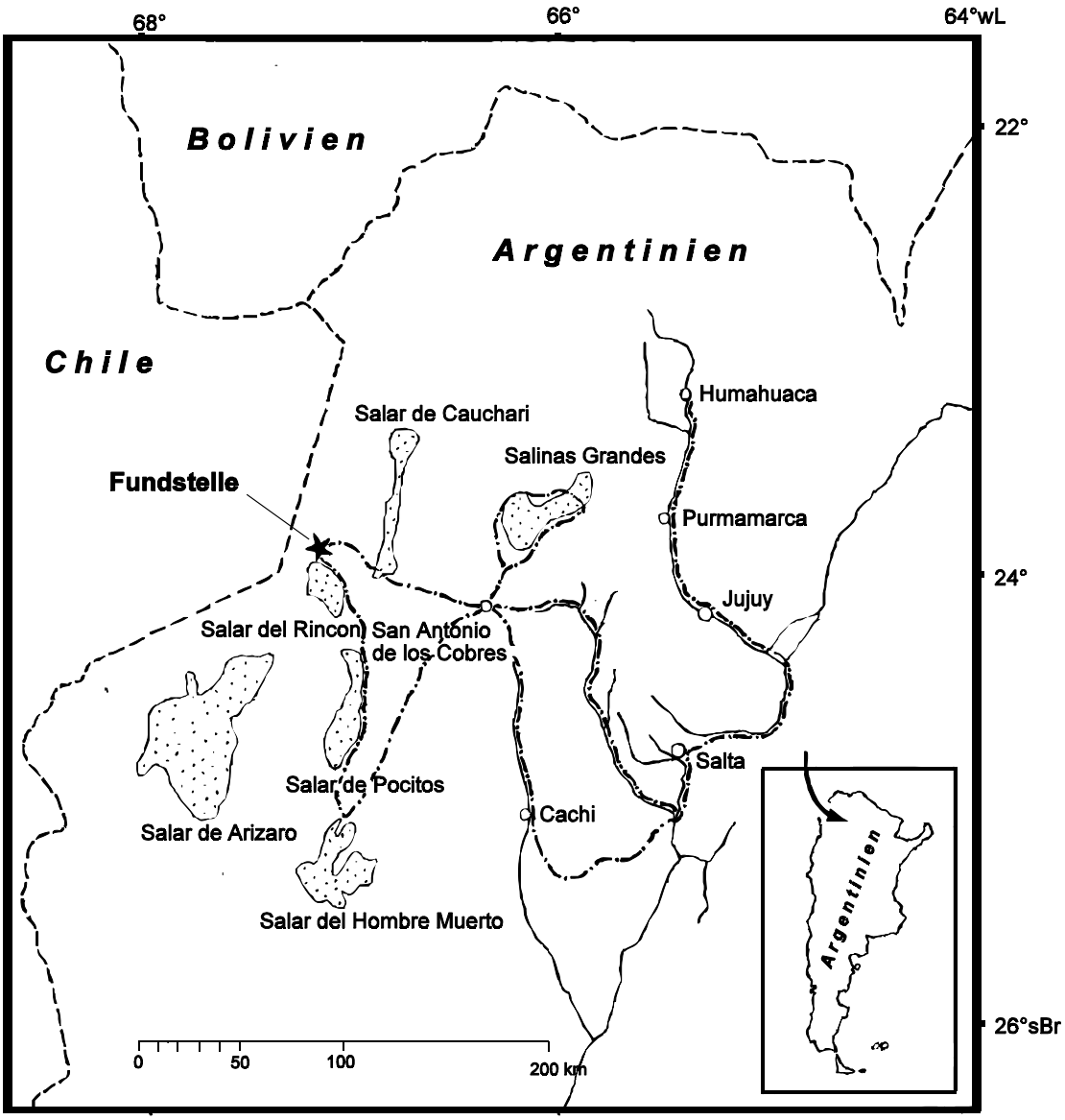

Abb. 55: Route der Meteoritensuchexpedition und Fundstelle von Rincon (Abbildung abgewandelt nach [HEI96]).

Die Ergebnisse unserer Radionuklidgruppe (Chemische Aufarbeitung in Köln, AMS-Messungen an den Beschleunigern in Garching (^{53}Mn) und Zürich (^{10}Be, ^{26}Al) und physikalische Modellrechnungen aus Hannover) wurden zusammen mit mineralogischen Beschreibungen, Edelgas- und ^{14}C-Daten diskutiert [STE97]. Die in dieser Arbeit bestimmten Radionukliddaten sind zusammen mit den hier diskutierten Literaturwerten in Tabelle 16 aufgeführt. Dabei wurden die Radionuklide um den Zerfall während der terrestrischen Aufenthaltsdauer (^{14}C-Alter: 22,6 ka) auf Aktivitäten zum Zeitpunkt des Falles korrigiert.

Tab. 16: *Kosmogene Nuklide in Rincon [diese Arbeit bzw. STE97]*

	gemessen	t_{terr}-korrigiert
^{10}Be [dpm/kg]	14,1 ± 0,6	14,3 ± 1,1
	14,7 ± 0,7	14,8 ± 1,1
^{26}Al [dpm/kg] (AMS)	61,5 ± 3,9	62,8 ± 5,7
(γ-γ)	47,4 ± 2,4	48,8 ± 3,8
^{53}Mn [dpm/kg Fe]	214 ± 68	215 ± 69
$^{22}Ne/^{21}Ne_c$	1,111	-

Die theoretischen GCR-Sättigungsproduktionsraten wurden auf Konzentrationen, die einem ^{21}Ne-Bestrahlungsalter von 5,5 Ma entsprechen, abgesenkt, so daß ein direkter Vergleich mit den über das terrestrische Alter nur minimal korrigierten experimentellen Werten von Rincon möglich ist. Als Basis für die chemische Zusammensetzung des Meteoroiden wurden für die Elemente Al, Ca, Fe, Mg, Mn und Ni, die in dieser Arbeit mittels ICP-AES bestimmten Konzentrationen (Anhang C) verwendet, für die restlichen Elemente gemittelte Daten der Literatur für L-Chondrite [JAR90,MAS79]. Abbildung 56 zeigt den Vergleich der Radionuklide ^{10}Be und ^{26}Al (AMS) und des kosmogenen $^{22}Ne/^{21}Ne_c$.

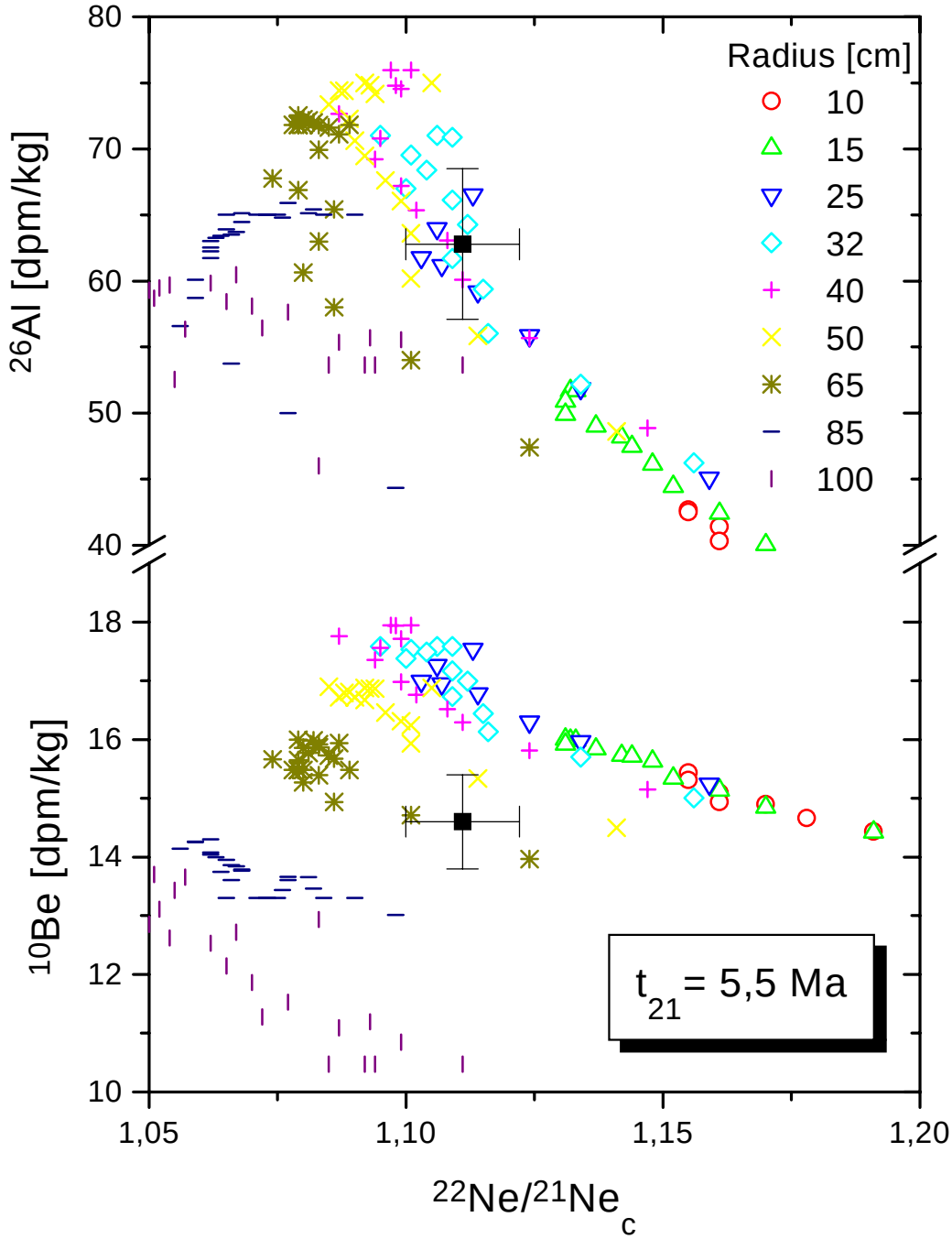

Abb. 56: Vergleich der experimentell (AMS) bestimmten ^{26}Al- und ^{10}Be-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ im L-Chondriten Rincon mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten (auf 5,5 Ma korrigiert).

Auf den ersten Blick scheint eine Radiuseingrenzung konsistent auf 50 cm möglich zu sein. Jedoch bleibt dabei, die schon in 4.1.3 angesprochene übliche Unterschätzung der theoretischen ^{10}Be-Produktionsraten, unberücksichtigt. Der Meteoroidenradius müßte nach der ^{10}Be-Aktivität im Zusammenhang mit dem entsprechenden ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$-Verhältnis eher weitaus größer sein. Alternativ dazu würde ein geringeres Bestrahlungsalter (im Bereich von 3 Ma) für alle Radionuklide inklusive dem ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ einen konsistenten Meteoroidenradius von 25-50 cm ergeben. Auch die in dieser Arbeit ermittelte ^{53}Mn-Aktivität würde durch ein kürzeres Bestrahlungsalter (Absenkung der theoretischen Produktionsraten insbesondere für die längerlebigen Radionuklide) eine bessere Übereinstimmung mit den Modellrechnungen liefern (Abb. 57). Jedoch kann nur eine komplexe Bestrahlungsgeschichte des Meteoroiden oder ein Einfluß der Verwitterungsprozesse auf die Edelgas- und Radionuklidkonzentrationen die vorliegenden kosmogenen Daten konsistent erklären. Die Diskrepanz zwischen den mittels γ-γ-Koinzidenz und AMS bestimmten ^{26}Al-Aktivitäten läßt sich unter diesen Bedingungen nicht eindeutig klären.

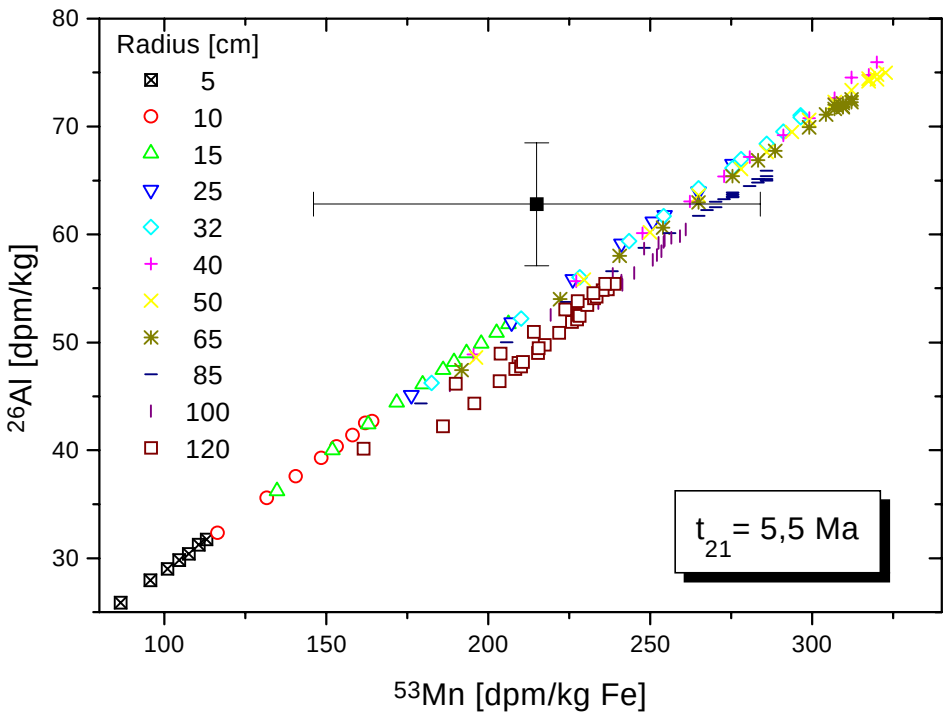

Abb. 57: Vergleich der experimentell (AMS) bestimmten ^{26}Al- und ^{53}Mn-Aktivitäten im L-Chondriten Rincon mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten (auf 5,5 Ma korrigiert).

4.3.3 Benthullen und Oldenburg - (k)ein deutsches Paar

Einer der insgesamt 30 beobachteten Meteoritenfälle in Deutschland [MET97] ereignete sich 1930 in der Nähe von Oldenburg. Zwei Stücke dieses L6-Chondriten konnten in Beverbruch und Bissel ca. 4,4 km voneinander entfernt geborgen werden. Da nur etwas weiter nördlich in Benthullen 1951 ein weiterer L-Chondrit gefunden wurde, stellte sich die Frage, ob dieses Stück ein Teil des Meteoritenschauers Oldenburg sein könnte (Abb. 58).

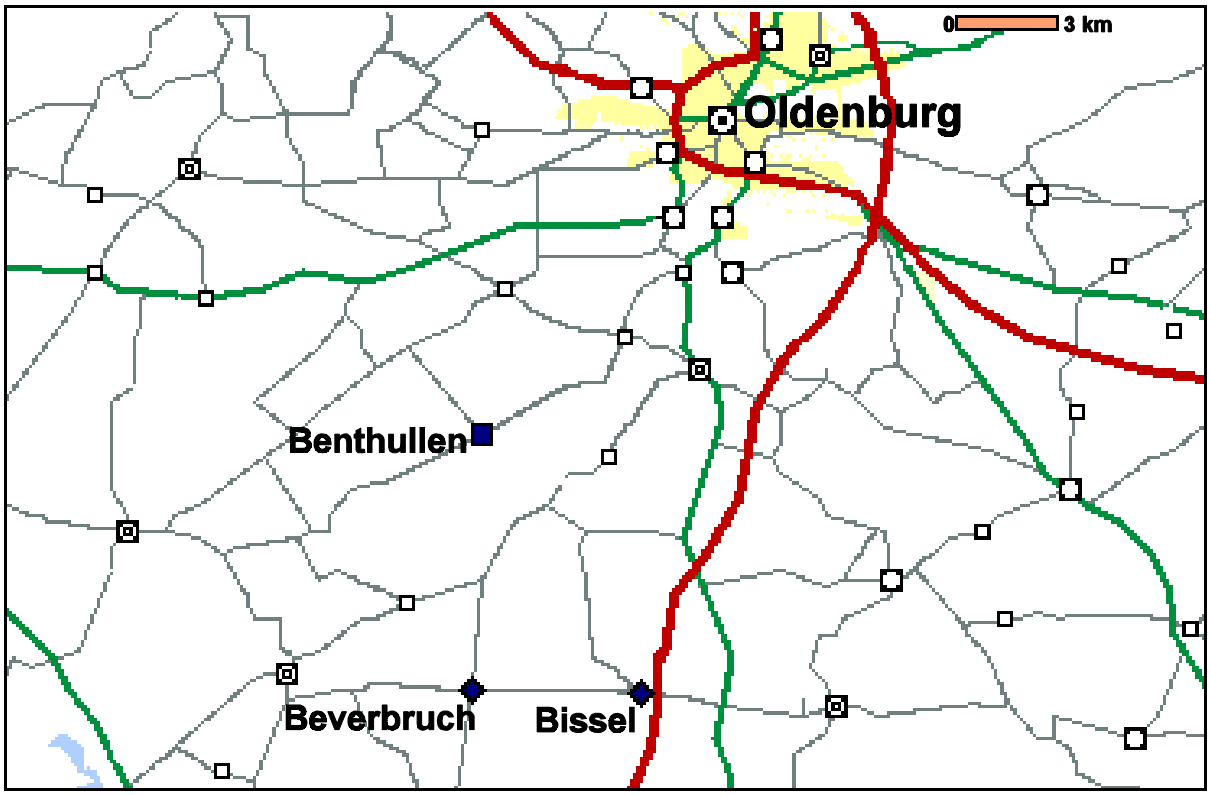

Abb. 58: Übersicht der Fundstellen der Meteorite Benthullen und Oldenburg (Beverbruch, Bissel) [abgewandelt nach ©1997, GeoSystems GlobalCorp, http://www.mapquest.com].

Die Untersuchungen der Edelgas-[SCH97] und Radionuklidkonzentrationen (Tab. 17) in den Meteoriten Oldenburg (Bissel) und Benthullen lassen eine Aussage über ein mögliches pairing zu. Aufgrund der stark unterschiedlichen Bestrahlungsalter ist ein erster Hinweis auf einen Ausschluß von pairing gegeben. Ein Vergleich der physikalischen Modellrechnungen der GCR-Sättigungsproduktionsraten - basierend auf einer mittleren L-Chondriten-Zusammensetzung [JAR90,MAS79] - mit den experimentellen Daten bestätigt dieses Bild (Abb. 59).

Tab. 17: *Übersicht der Radionuklidkonzentrationen in Benthullen und Oldenburg im Vergleich mit Literaturdaten ([1][ALT98]; [2][HEU84, an Beverbruch]; [3][SCH97]).*

Meteorit	^{10}Be [dpm/kg]	^{26}Al [dpm/kg]		^{53}Mn [dpm/kg Fe]	^{21}Ne-Alter[3] [Ma]	^{22}Ne/^{21}Ne$_c$[3]
	diese Arbeit	diese Arbeit	Literatur (γ-γ)	diese Arbeit		
Benthullen	17,5 ± 0,8	57,2 ± 2,0	47,6 ± 2,4[1]	338 ± 74*	45,1	1,076
			59 ± 5[2]		41,1	1,075
Oldenburg	19,0 ± 0,8	56,9 ± 2,1	69 ± 7[2]	461 ± 72	18,4	1,177

*Aufgrund einer Diskrepanz zwischen des in dieser Arbeit (27,5 %) und des mittels NAA bestimmten Fe-Wertes von 21,3 % [SPE97] wurde die Normierung auf letzteren Wert durchgeführt.

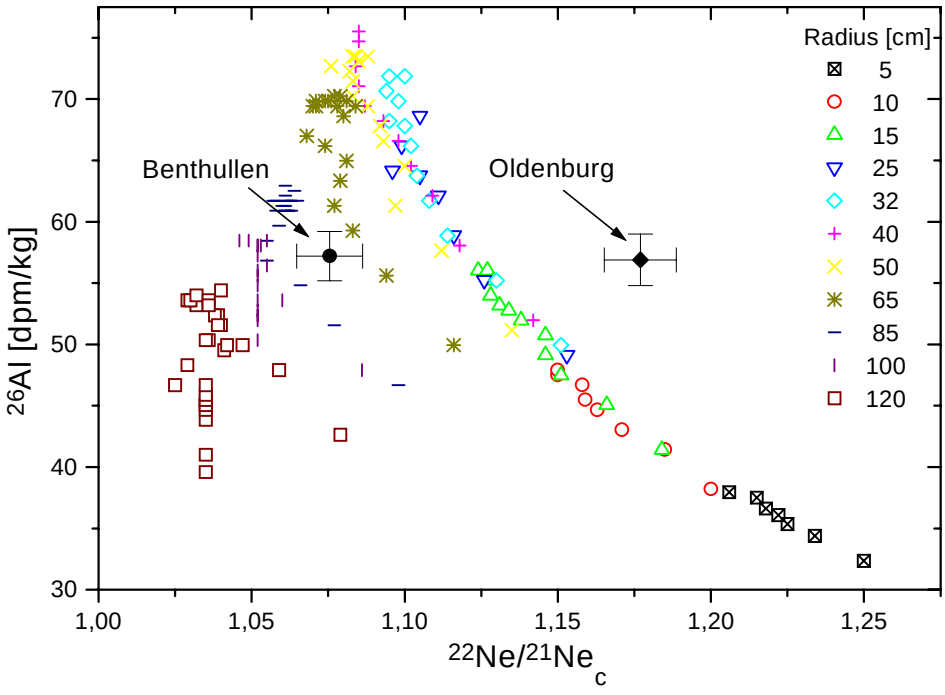

Abb. 59: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ in den L-Chondriten Benthullen und Oldenburg mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Ein alleiniger Vergleich der ^{26}Al- und ^{53}Mn-Daten (Abb. 60) ist nicht aussagekräftig genug. Doch der Tiefen- und Größenindikator, das Verhältnis der kosmogenen Neonisotope, liefert zusammen mit den Radionukliden gesicherte Abschätzungen. So zeigt Abbildung 59 eindeutig, daß Benthullen aus einem Meteoroiden mit einem relativ großen präatmosphärischen Radius (65-85 cm) stammen muß. Dahingegen war die Oldenburg-Probe nur mäßig abgeschirmt. Sie stammt aus einem sehr kleinen Meteoroiden (10-15 cm), so daß eine zusätzliche Produktion von ^{26}Al durch SCR erklärt werden kann und somit der experimentelle Wert oberhalb der GCR-Produktionsraten liegt. Eine zusätzliche Produktion von ^{53}Mn durch SCR liegt ebenfalls nahe und kann durch Abbildung 60 bestätigt werden. Die beiden Meteoriten Oldenburg und Benthullen stammen demnach definitiv nicht aus einem Meteoroiden.

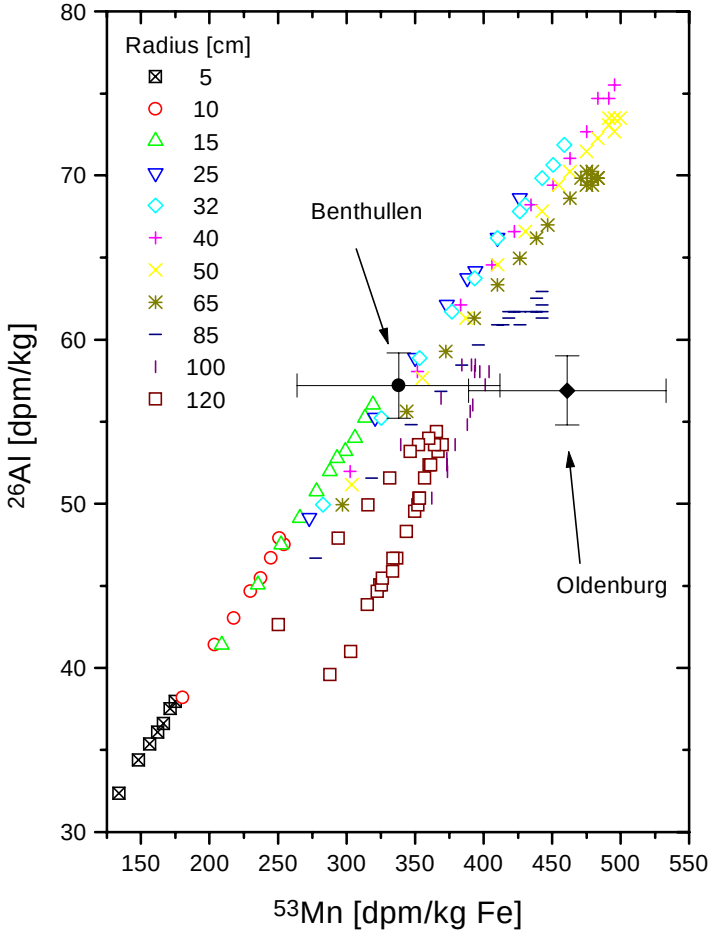

Abb. 60: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al- und ^{53}Mn-Aktivitäten in den L-Chondriten Benthullen und Oldenburg mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

4.3.4 Der CV3-Chondrit Kaba

Der im Jahre 1857 in Ungarn gefallene kohlige Chondrit (CV3) Kaba erreichte schon durch den Chemiker Friedrich Wöhler Berühmtheit. Dieser konnte nämlich vor mehr als hundert Jahren erstmalig in diesem Meteoriten neben verschiedenen Elementen auch eine „kohlenstoffhaltige Substanz“ (Kohlenwasserstoffe) nachweisen. Aufgrund seines hohen wissenschaftlichen Wertes als CV3-Chondrit stand Kaba zwar seit jeher im Mittelpunkt ausgiebiger Untersuchungen, doch beschränkten sich diese hauptsächlich auf mineralogisch-petrographische Analysen. So finden sich in [MET97] nur wenige Untersuchungen bezüglich der chemischen Zusammensetzung, nur eine Literaturstelle [MAZ90], die als Ziel die Bestimmung der Edelgaskonzentrationen hatte und keine Veröffentlichung zu kosmogenen Radionukliden. Da uns im Rahmen einer internationalen Kooperation mit ungarischen Wissenschaftlern aus Debrecen eine Probe des Meteoriten zur Verfügung gestellt wurde, initiierten wir eine ausgiebige Untersuchung unter verschiedensten Gesichtspunkten. Momentan liegen uns schon die Edelgasdaten [SCH97b], die entgegen den Untersuchungen von Mazor et al. [MAZ70] „same sample measurements“ sind, zur Diskussion vor. Die uns überlassenen Ergebnisse der stabilen kosmogenen Nuklide finden sich zusammen mit den Radionuklidergebnissen dieser Arbeit in Tabelle 18.

Tab. 18: *Kosmogene Daten von Kaba [$^{\#}$SCH97b]*

^{10}Be [dpm/kg]	^{26}Al [dpm/kg]	^{21}Ne-Alter$^{\#}$ [Ma]	^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ $^{\#}$
17,1 ± 0,6	47,7 ± 1,8	16,7 ± 2,5	1,20

Darüber hinaus wird in Tabelle 19 ein Vergleich der Bulk-Analysen dieser Arbeit (ICP-AES) mit den (R)NAA-Ergebnissen der Literatur dargestellt. Da es sich nicht um „same sample measurements“ handelt, ist die Übereinstimmung zwischen den Daten akzeptabel.

Tab. 19: *Vergleich der Bulk-Analyse von Kaba mit Literaturdaten*

	diese Arbeit	Literatur			
		[AND76]	[KUB98]	[SCH72]	[SZT61]
Al [%]	1,33 ± 0,03		1,689	1,35	2,02
Ca [%]	1,89 ± 0,09		1,889		2,02
Fe [%]	22,9 ± 1,6		22,21	27,3	22,3
Mg [%]	13,3 ± 0,3		17,37		14,41
Mn [ppm]	2310 ± 230		1400	1570	700
Ni [%]	1,27 ± 0,04	1,21	1,22		1,34

Aufgrund des hohen ^{21}Ne-Bestrahlungsalters und des niedrigen terrestrischen Alters von 140 Jahren können die gemessenen Radionuklidkonzentrationen direkt mit theoretischen GCR-Sättigungsproduktionsraten verglichen werden. Wie Abbildung 61 zeigt, muß entsprechend dem

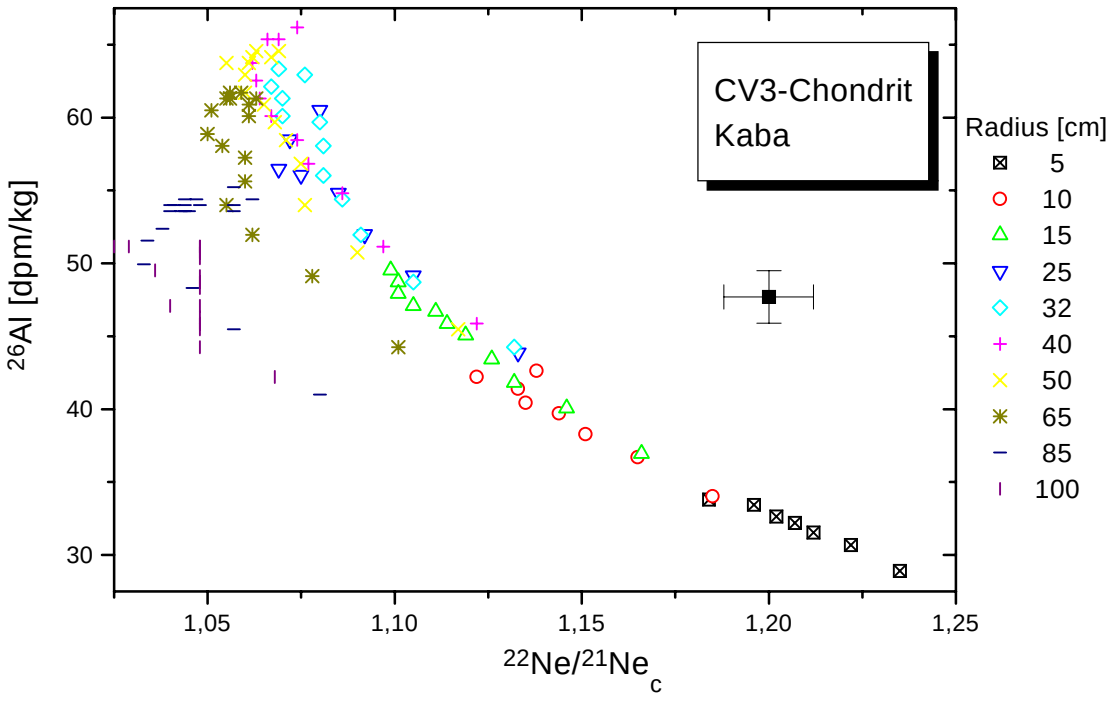

Abb. 61: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivität und des kosmogenen $^{22}Ne/^{21}Ne_c$ [SCH97b] im CV3-Chondriten Kaba mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

hohen kosmogenen $^{22}Ne/^{21}Ne_c$-Verhältnisses ein Teil des ^{26}Al durch SCR-induzierte Kernreaktionen gebildet worden sein. Der Meteoroidenradius kann auf kleiner 15 cm abgeschätzt werden, wodurch auch die Abschirmungstiefe der Probe eingeschränkt wird.

Wird die gemessene ^{26}Al-Produktionsrate um den SCR-Produktionsanteil nach unten auf reine GCR-Produktion korrigiert, führt der Vergleich der ^{10}Be-Aktivität unter der üblichen Annahme der Unterschätzung der theoretischen ^{10}Be-Produktion (s. 4.1.3), konsistent zu denselben Radius- und Abschirmungsabschätzungen (Abb. 62).

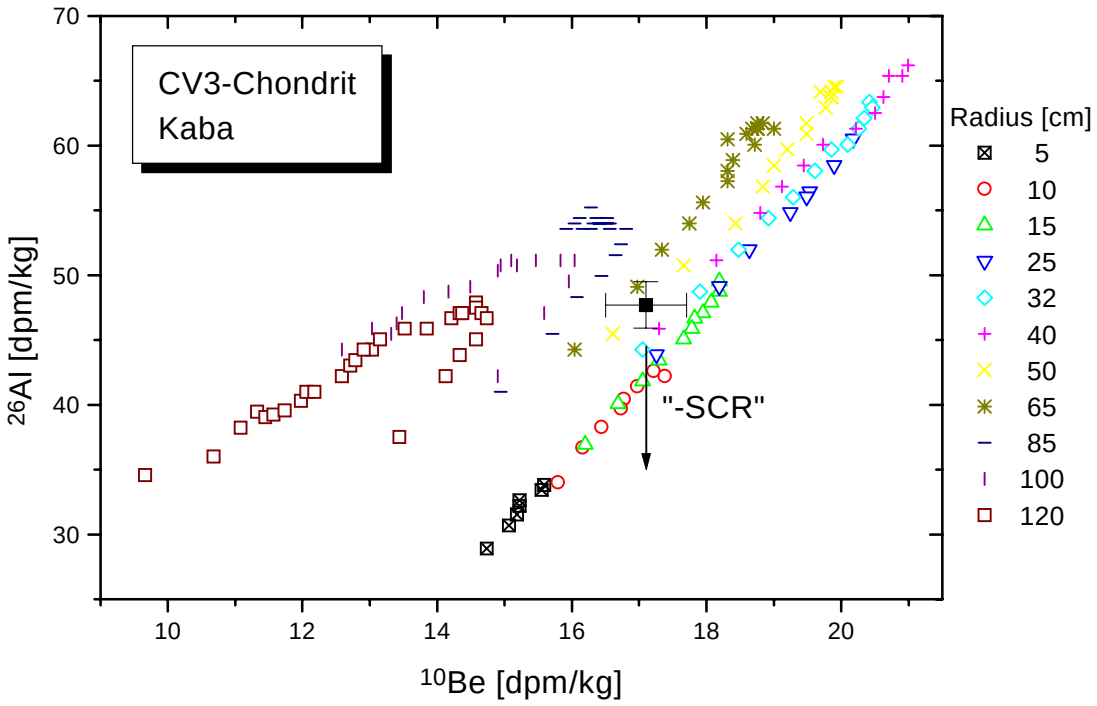

Abb. 62: Vergleich der experimentell bestimmten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten im CV3-Chondriten Kaba mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

4.3.5 20 LL(L)-Chondrite aus der Sahara

Die im Rahmen einer kommerziellen Meteoritensuchexpedition (s. 1.1.5) in der algerischen und libyschen Sahara gefundenen zwanzig gewöhnlichen Chondrite wurden mit Ausnahme von Tanezrouft 10 (L/LL3) und Hammadah al Hamra 093 (LL(L)3) als LL-Chondrite klassifiziert [BIS95,GRO96,WEB96]. Entgegen dem Hauptziel dieser Arbeit, der Analyse von seltenen Meteoritenklassen, wurden diese gewöhnlichen Chondrite untersucht, um u.a. eine mittlere „pairing"-Rate für diesen Teil der Sahara abzuschätzen. Dabei war aus statistischen Gründen eine größere Datenmenge, ebendiese zwanzig, erforderlich. Die Zahl der über einen Großteil der Sahara verstreuten LL(L)-Chondrite war einerseits groß genug, andererseits war sie nicht zu groß, wie die Zahl der Meteoritenfunde an L- oder H-Chondriten.

Die nach mineralogischen Untersuchungen postulierten „pairings" [WEB96d] konnten durch Edelgasuntersuchungen [HER96,SCH98b] zum Teil bestätigt, zum Teil verworfen werden. Eine endgültige Klärung sollen die in dieser Arbeit gezeigten Radionuklid-daten bringen.

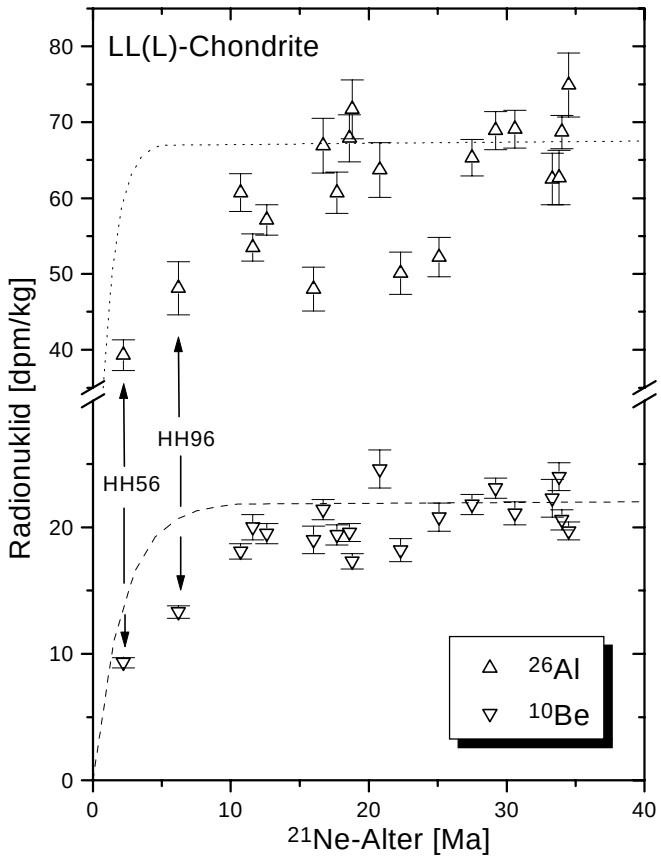

Abb. 63: Gemessene Radionuklidaktivitäten in Korrelation zum ^{21}Ne-Bestrahlungalter [SCH98b]. Die theoretischen Kurven basieren auf einer (eye-guided) mittleren Sättigungsproduktion von 22 dpm/kg ^{10}Be bzw. 67,5 dpm/kg ^{26}Al.

Zu diesem Zwecke wurden die gemessenen Radionuklidkonzentrationen, wenn nötig, über die ^{21}Ne-Bestrahlungsalter auf Sättigungsproduktionsraten erhöht. Dies war, wie Abbildung 63 zu entnehmen ist, insbesondere für die Meteorite Hammadah al Hamra 056 (HH56) und 096 (HH96) erforderlich. Die scheinbare Untersättigung insbesondere an ^{26}Al einiger Meteorite läßt sich, wie der Vergleich mit den Modellrechnungen zeigen wird, auf ungewöhnliche Meteoroidendimensionen (sehr groß oder sehr klein) zurückführen. Dies zeigt vice versa, daß die Annahme einer mittleren Sättigungsproduktionsrate, wie sie in der Vergangenheit [z.B. VOG90] zur Interpretation von Radionukliddaten, z.B. zur Bestimmung von kurzen Bestrahlungsaltern bzw. langen terrestrischen Altern benutzt wurde, nicht ratsam ist. Die Abbildungen 64-66 zeigen - unter der Annahme der systematischen Unterschätzung der theoretischen ^{10}Be-Produktionsraten (s. 4.1.3) - sehr deutlich, daß der Großteil der Meteorite durchschnittlichen Meteoroidengrößen (25-50 cm) entstammen. Jedoch kann für HH56 und HH96 trotz Anhebung der Radionuklid-konzentrationen auf Sättigungsproduktionsraten nur ein sehr großer Meteoroid als Ursprung in Frage kommen.

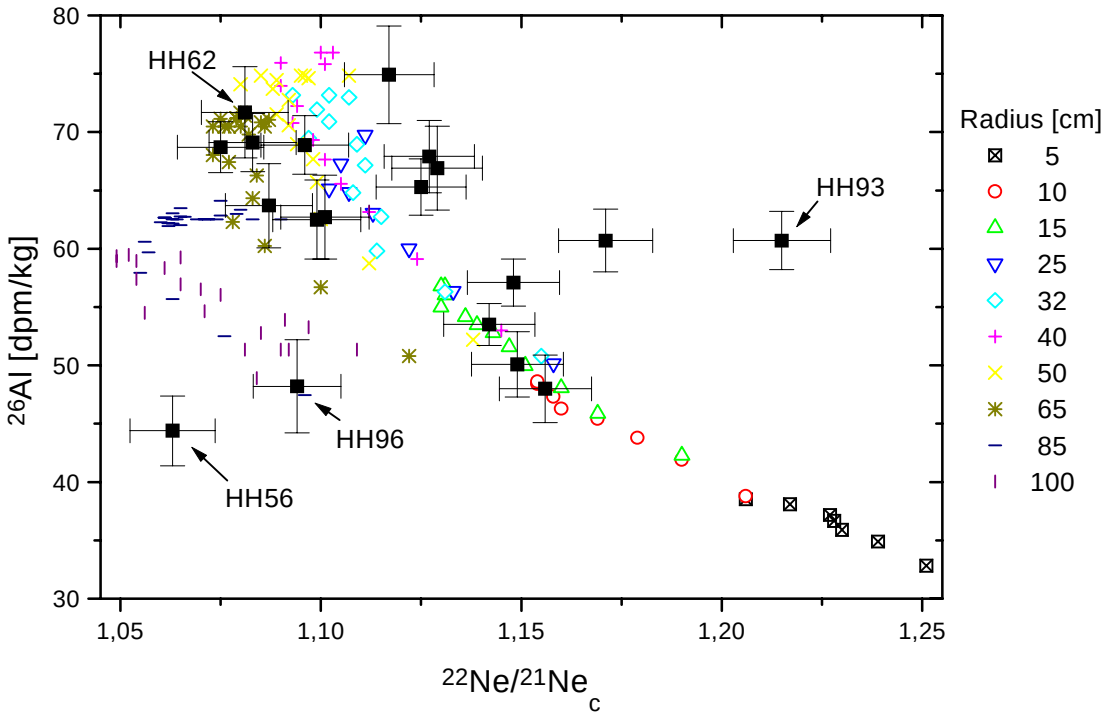

Abb. 64: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ [SCH98b] in den LL(L)-Chondriten der Sahara mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

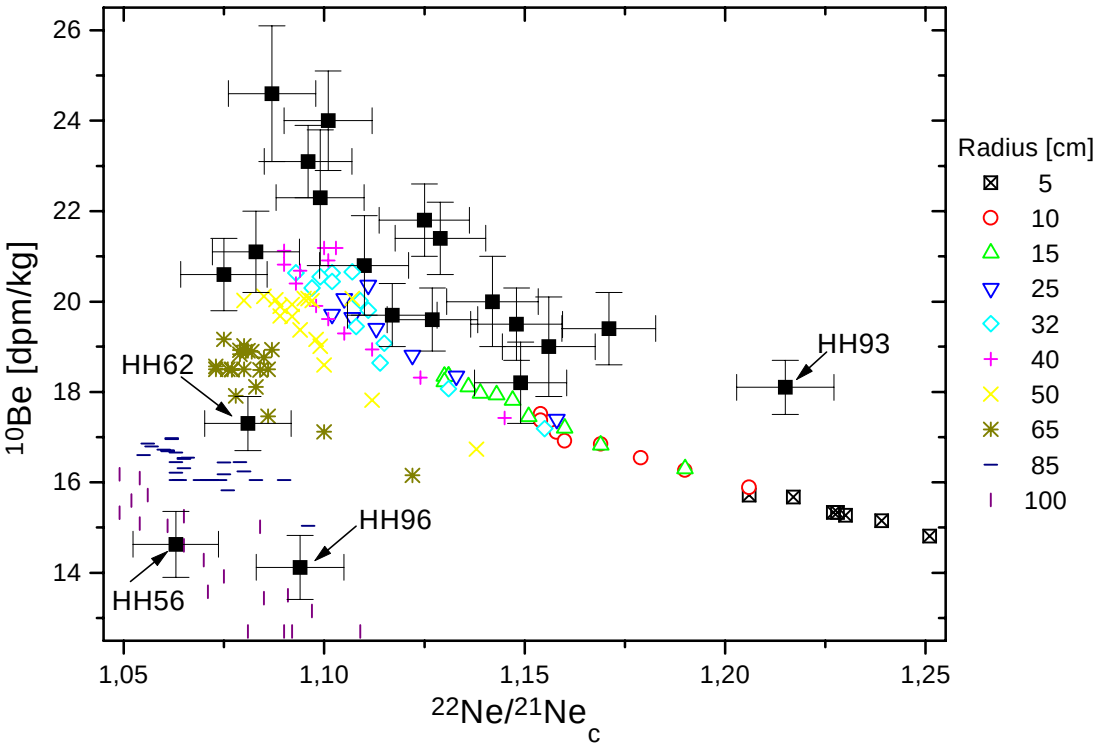

Abb. 65: Vergleich der experimentell bestimmten ^{10}Be-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ [SCH98b] in den LL(L)-Chondriten der Sahara mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

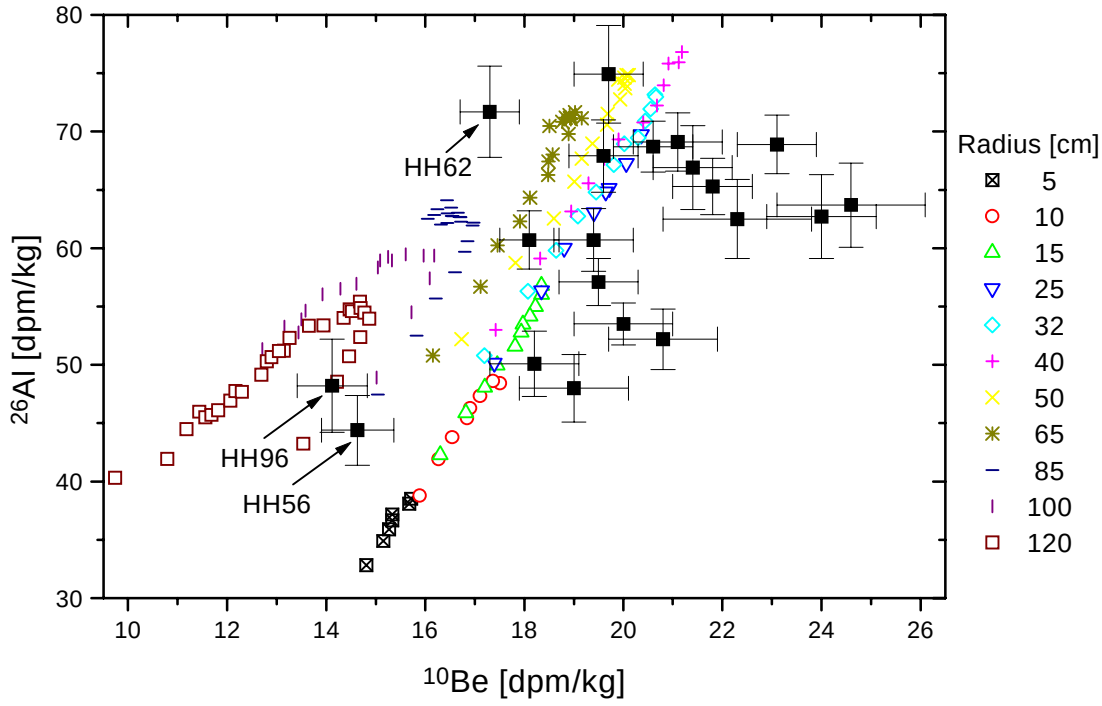

Abb. 66: Vergleich der experimentell bestimmten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten in den LL(L)-Chondriten der Sahara mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Da diese Anhebungen auf ^{21}Ne-Bestrahlungsaltern beruhen, die über semi-empirische Abschirmungskorrekturen mit durchschnittlichen Meteoroidenradien berechnet wurden, kann davon ausgegangen werden, daß die angegebenen Bestrahlungsalter eher zu hoch angesetzt sind [SCH97]. Ein geringeres Alter würde aber eine größere Anhebung auf Sättigung und damit höhere Radionuklidwerte und zuletzt wiederum geringere Radiusabschätzungen liefern. Für HH56 und HH96 können demnach große Meteoroidenradien im Bereich von 65-120 cm angenommen werden. Dahingegen stammt HH93 aufgrund des hohen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ eher aus einem sehr kleinen Meteoroiden (r < 15 cm), so daß ein Teil des ^{26}Al durch SCR-induzierte Kernreaktionen produziert wurde. Dieser Meteorit wird deshalb ausführlich in 4.3.6 diskutiert. Für Acfer 066 konnte wegen eines hohen Gehaltes an solarer Gase kein kosmogenes ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ bestimmt werden, so daß die Radiusabschätzung von 10-40 cm allein auf den Radionuklidaktivitäten beruht. Jäckel [JÄC98] konnte allerdings anhand von Trackuntersuchungen einen minimalen Radius von 20 cm bestimmen, so daß Acfer 066 demnach einem Meteoroiden mit r = 20-40 cm entstammt. Die Abschätzungen der Meteoroidenradien der restlichen Meteorite zusammen mit den wahrscheinlichsten „pairings“ finden sich in Tabelle 20.

Der Ausschluß des durch mineralogisch-petrographische Untersuchungen postulierte „pairing“ von Acfer 193 und Acfer 268 erfolgte schon durch die Bestimmung der Edelgaskonzentrationen [SCH98b] und wird durch die Radionukliddaten dieser Arbeit verifiziert. Ebenso können die vorgeschlagenen „pairings“ 1 (Acfer 091/124) und 3 (Dar al Gani 061/062) bestätigt werden. Bezüglich eines gemeinsamen Ursprungs von Acfer 160/175/251/268 („pairing“-Kennziffer 2), zeigen die vorliegenden Daten eine weitere Einschränkung und zwar stammen Acfer 175 und Acfer 251 wahrscheinlich aus einem Meteoroiden; doch Acfer 268 muß mit hoher Wahrscheinlichkeit eine andere Herkunft haben. Darüber hinaus ist ein gemeinsames „pairing“ von Acfer 160 mit Acfer 175/251 bzw. allen drei LL-Chondriten so gut wie ausgeschlossen. Die aus der Hammadah al Hamra Region stammenden Meteorite werden entgegen dem Vorschlag von [SCH98b], die HH52/57 und HH60/85 als zwei Meteoritenfälle rechnen, wie folgt identifiziert: HH52 und HH85 stammen den vorliegenden Daten nach wahrscheinlich aus einem Meteoroiden. HH57 kann aber nur eingeschränkt denselben Ursprung haben und ein gemeinsames „pairing“ mit HH60 ist äußerst unwahrscheinlich.

Tab. 20: *Übersicht der LL(L)-Chondrite: Radiusabschätzungen und wahrscheinlichste „pairings“*

„pairing“-Kennziffer	Meteorit	Radius [cm]
1	Acfer 091 Acfer 124	32-50
-	Acfer 112	~ 50[#]
2	Acfer 175 Acfer 251	25-40
2 ?	Acfer 268	25-32
nicht 2	Acfer 160	10-32
-	Acfer 193	25-50
3	Dar al Gani 061 Dar al Gani 062	~ 15
4	HH52 HH85	~ 65
4 ?	HH57	25-50
nicht 4	HH60	~ 50
-	HH62	50-65
-	Tanezrouft 10	10-50

[#]sehr viel ^{10}Be

Beispielhaft sind in Abbildung 67 die Fundstellen der Acfer-Region unter Angabe der oben beschriebenen „pairing“-Ergebnisse skizziert. Man erkennt deutlich, daß wie aus der Literatur bekannt [z.B. BIS93] auch weiter entfernt voneinander gefundene Meteorite durchaus aus einem Meteoroiden stammen können (s. 1.1.5).

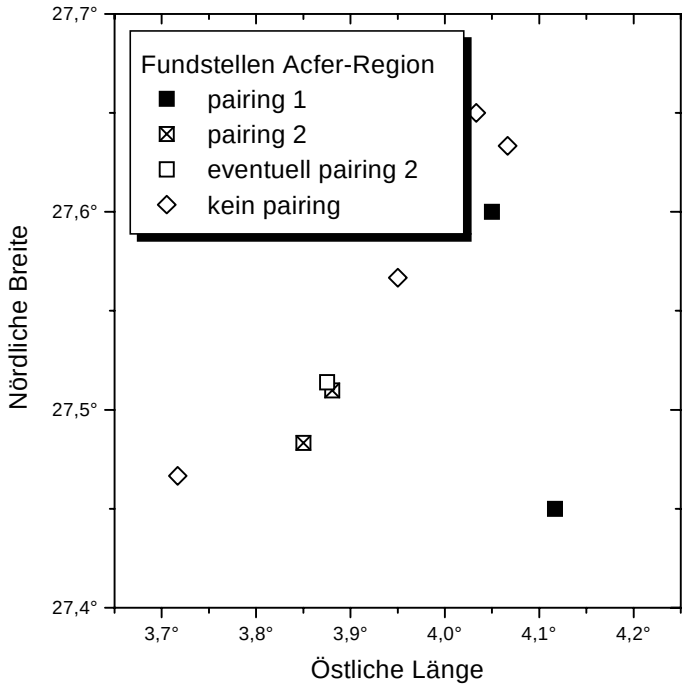

Abb. 67: Fundstellen der LL(L)-Chondrite der Acfer-Region mit den in dieser Arbeit bestimmten „pairings".

Die 20 Meteoritenfunde entsprechen einer wahrscheinlichsten Meteoritenfallzahl von 16, oder anders formuliert: Etwa 60 % aller Meteoritenfunde sind unabhängige Fälle. Diese „pairing“-Rate liegt erwartungsgemäß weitaus unter der antarktischer Funde (s. 1.1.5).

4.3.6 Auf der Suche nach SCR-Produkten

Der Nachweis kosmogener Nuklide, die durch SCR-induzierte Kernreaktionen gebildet wurden, ist, wie schon in 1.2.1 erwähnt, aufgrund einer in der Regel hohen Ablationsrate nicht ganz einfach. Aufgrund der Vielzahl der Meteoritenfunde, die uns aus heißen und kalten Wüsten (s. 1.1.5) mittlerweile zur Verfügung stehen, wird in der Regel eine mineralogische „Vorselektion" von interessanten Meteoriten durchgeführt. Auf Seiten der Radiochemie ist eine γ-spektrometrische Untersuchung auf ^{26}Al vor einer eventuellen radiochemischen Aufarbeitung hilfreich, um eine Auswahl zu treffen (s. 4.1.1). Beide Untersuchungsmethoden sind für die Auffindung von SCR-Produkten aber leider nicht geeignet. Ein erster Hinweis auf mögliche SCR-Effekte ist dafür aber ein erhöhtes kosmogenes Neon-Isotopenverhältnis $^{22}Ne/^{21}Ne_c$. Dieses kann nur in einer gering abgeschirmten Bestrahlungsposition im Meteoroiden entstehen. Prof. L. Schultz vom Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz und Prof. Dr. O. Eugster vom Physikalischem Institut in Bern stellten uns dankenswerterweise fünf Meteoritenproben zur Verfügung, in denen Edelgasuntersuchungen an benachbarten Stücken hohe $^{22}Ne/^{21}Ne_c$-Werte zeigten (Tab. 21). Alle Meteoritenproben stammen aus H- und L-Chondriten beobachteter Meteoritenfälle. Dies impliziert einerseits den Vorteil, daß keine Korrekturen bezüglich eines Zerfalls der Radionuklide während der terrestrischen Aufenthaltsdauer gemacht werden müssen, andererseits sind die berechneten Produktionsraten für gewöhnliche Chondrite aufgrund der besseren Statistik die gesichertsten. Die Ergebnisse der Radionukliduntersuchungen an diesen Meteoriten finden sich zusammen mit den Edelgasdaten aus der Literatur in Tabelle 21.

Tab. 21: *Übersicht der kosmogenen Nuklide in „SCR-verdächtigen Meteoritenproben" [[1]EUG93; [2]SCH74; [3]SCH95c]*

Meteorit	Klasse	t_{rad} [Ma]	$^{22}Ne/^{21}Ne_c$	^{10}Be [dpm/kg]	^{26}Al [dpm/kg]
Anlong	H5	9,6 ± 1,2[1]	1,2501	14,4 ± 0,6	51,3 ± 3,1
Kiel	L6	15,3 ± 2,3[2]	1,2482	14,5 ± 0,6[4]	46,9 ± 3,0
Mianchi	H5	7,0 ± 1,4[1]	1,2171	15,0 ± 0,7	48,5 ± 3,0
Nantong	H6	31,5 ± 6,0[1]	1,1951	14,1 ± 0,6	42,7 ± 2,5
Pokhra	H5	4,3 ± 1,2[3]	1,2623	11,7 ± 0,5	38,2 ± 2,4[5]

[4]19,7 ± 0,6 [SAR84]; [5]39,7 ± 5,5 [HER74]

Die Übereinstimmung der in dieser Arbeit bestimmten Radionuklidkonzentrationen mit Literaturdaten ist für ^{26}Al [HER74] hervorragend. Die von Sarafin et al. bestimmte ^{10}Be-Aktivität ist allerdings entsprechend ihrem ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$-Verhältnis von 1,251 [SAR84] nicht erklärbar.

In Abbildung 68 findet sich eine Gegenüberstellung der theoretischen GCR-Produktionsraten der kosmogenen Nuklide ^{26}Al und ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$, basierend auf einer mittleren chemischen Zusammensetzung eines L-Chondriten [JAR90,MAS79] mit den experimentellen Werten von Kiel.

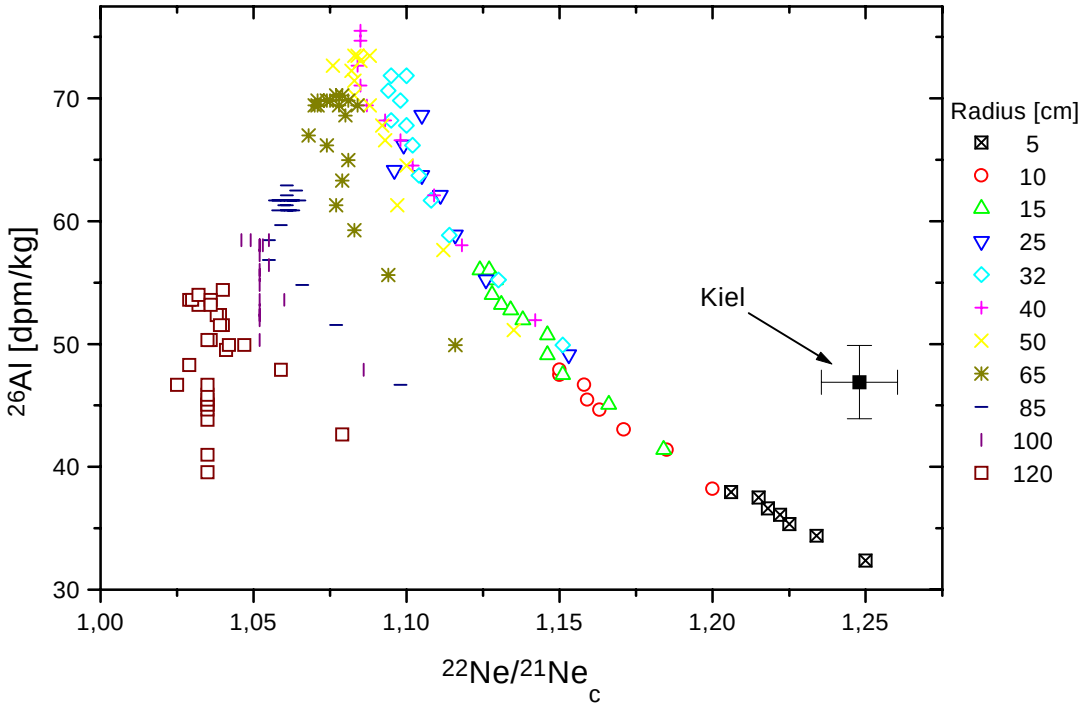

Abb. 68: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivität und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ im L-Chondriten Kiel mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Aufgrund des hohen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ ist nur ein Meteoroidenradius von kleiner 10 cm möglich und die erhöhte ^{26}Al-Aktivität durch SCR-induzierte Produktion erklärbar.

Ein Vergleich der experimentellen Daten der vier H-Chondrite (für Mianchi und Pokhra auf ^{26}Al-Sättigung von 48,6 ± 3,0 bzw. 38,8 ± 2,5 korrigiert) mit theoretischen GCR -Produktionsraten basierend auf einer mittleren chemischen Zusammensetzung eines H-Chondriten [JAR90,MAS79] ist in Abbildung 69 dargestellt.

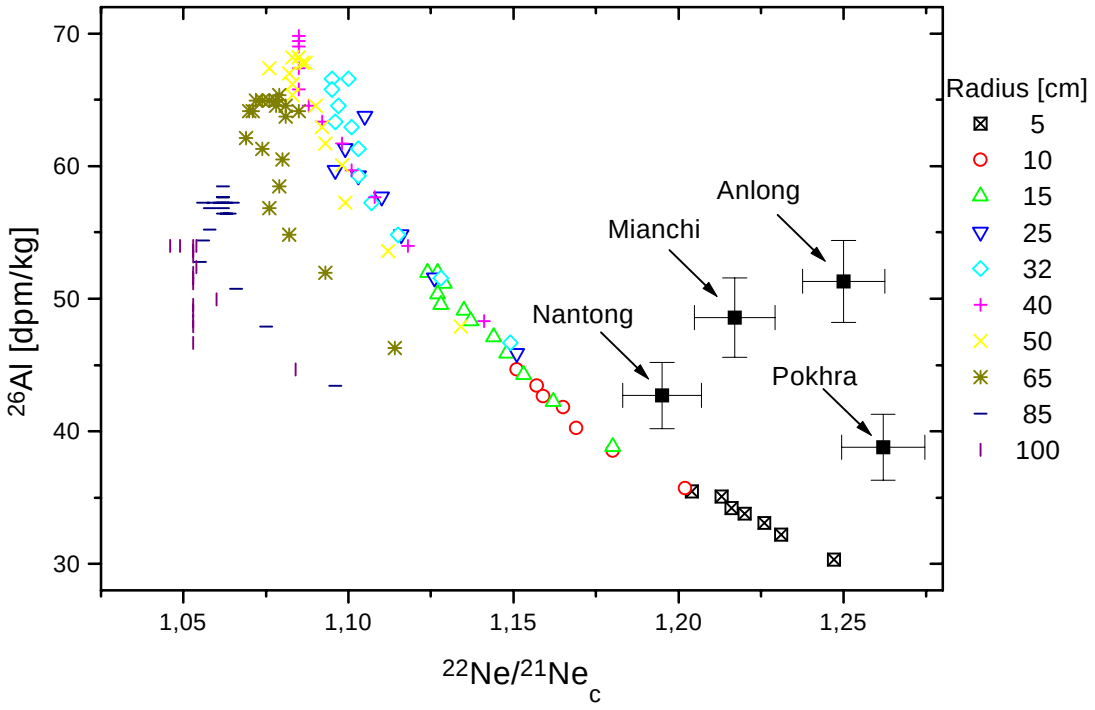

Abb. 69: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ in den H-Chondriten Anlong, Mianchi, Nantong und Pokhra mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Für Anlong und Pokhra sind demnach nur Meteoroidenradien kleiner als 10 cm und für Mianchi und Nantong kleiner als 15 cm plausibel. Die „Überproduktion“ von ^{26}Al kann wiederum nur durch SCR-Effekte erklärt werden. Genauere Abschätzungen zu Radius und Abschirmtiefe sind z.B. durch Vergleich mit Modellrechnungen, die GCR- und SCR-Produktion berücksichtigen möglich (s. HH93). Ein unumstößlicher Beweis für den Einfluß von SCR auf den Meteoroiden, könnte allerdings erst durch die Messung eines zusätzlichen SCR-empfindlichen Nuklids, d.h. eines Niederenergieproduktes wie z.B. ^{53}Mn, erbracht werden. Die AMS-Messungen dieses Radionuklids in diesen fünf Proben sind vorbereitet; konnten aber aus terminlichen Gründen nicht vor Abschluß der Arbeit durchgeführt werden.

Eine zweite Möglichkeit zur Absicherung der Zurückführung der ^{26}Al-Aktivitäten auf SCR-induzierte Kernreaktionen wäre die Analyse tiefenabhängiger Proben aus einem Meteoriten, ein sog. Tiefenprofil. Als erfolgsversprechender Kandidat für diese Untersuchungen bot sich Hammadah al Hamra 093 (HH93) an. Der im Rahmen des LL(L)-Chondriten-Projektes (siehe auch 4.3.5) untersuchte HH93 (hier auch mit dem Kürzel HH93u versehen) zeigte neben einem hohen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ [SCH98b] auch einen gegenüber der theoretischen GCR-Produktionsrate erhöhten ^{26}Al-Gehalt (Abb. 64). Das Fundstück des Meteoriten wog nur 197 g und war vollständig mit einer Schmelzkruste umgeben [WEB97]. Da ausreichend Material dieses Meteoriten am Institut für Planetologie Münster zur Verfügung stand, wurden entsprechend der Abbildung 70 zwei weitere Proben für die Analyse der kosmogenen Radionuklide entnommen. Da der Schwerpunkt auf der Feststellung von SCR-Effekten liegen sollte, wurde entgegen der sonstigen Vorgehensweise bei diesem „Mini-Tiefenprofil“ keine größeren Mengen (~500mg) homogenisiert um davon die benötigten Mengen (~150 mg) zu untersuchen. Vielmehr wurden unter Inkaufnahme einer möglichen chemischen Inhomogenität die Probengrößen auf 73,18 mg (HH93m) bzw. 18,47 mg (HH93o) beschränkt. Letztere Probe bestand fast vollständig aus Schmelzkruste. Unter den gegebenen technischen Möglichkeiten der ^{26}Al-AMS -Bestimmung in Zürich war jedoch eine Analyse der beiden Proben HH93m und HH93o nicht möglich, da der Strom des stabilen ^{27}Al zu gering war. Da das Hochenergieprodukt ^{10}Be nicht empfindlich auf die niederenergietische SCR ist, lassen die zusätzlichen ^{10}Be-Daten keinerlei gesicherte Aussage über einen möglichen SCR-Einfluß zu. Eine Übersicht der im Meteoriten HH93 bestimmten kosmogenen Daten (gemessen bzw. über das ^{21}Ne-Alter auf Sättigung korrigiert) findet sich in Tabelle 22.

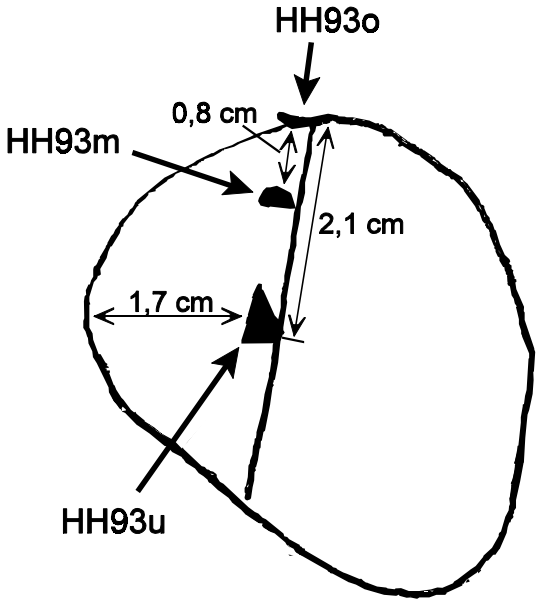

Abb. 70: *Skizze der Probennahme am LL-Chondriten Hammadah al Hamra 093 (HH93). Die Scheibe hat eine Dicke von ca. 0,7 cm und ist vollständig von Schmelzkruste umgeben [WEB97].*

Tab. 22: *Kosmogene Daten des Meteoriten HH93 [[1]SCH98b]*

	^{21}Ne-Alter[1]	^{22}Ne/^{21}Ne$_c$[1]	^{10}Be [dpm/kg]		^{26}Al
	[Ma]		gemessen	korrigiert	[dpm/kg]
HH93(u)	10,7	1,215	18,1 ± 0,6	18,3 ± 0,6	60,7 ± 2,5
HH93m			16,9 ± 0,6	17,0 ± 0,6	
HH93o			17,4 ± 1,0	17,6 ± 1,0	

Bis zur nochmaligen ^{26}Al-Analyse bleibt leider nur ein Vergleich der kosmogenen Nuklide der Probe HH93(u) mit Modellrechnungen. Im Folgenden wird beispielhaft für diesen Meteoriten eine Diskussion der experimentellen Daten mittels theoretischer Produktionsraten, welche die Summe aus GCR- (s. 1.4) und SCR-Produktionsraten darstellen, im Detail aufgezeigt. Die Grundlage der Rechnungen bildete eine mittlere chemische Zusammensetzung eines LL-Chondriten [JAR90,MAS79] und für den SCR-Anteil eine charakteristische Rigidity von R_0 = 125 MV und eine Flußdichte von $J_{0,SCR}$ = 55 cm^{-2} s^{-1} (s. 1.2.1).

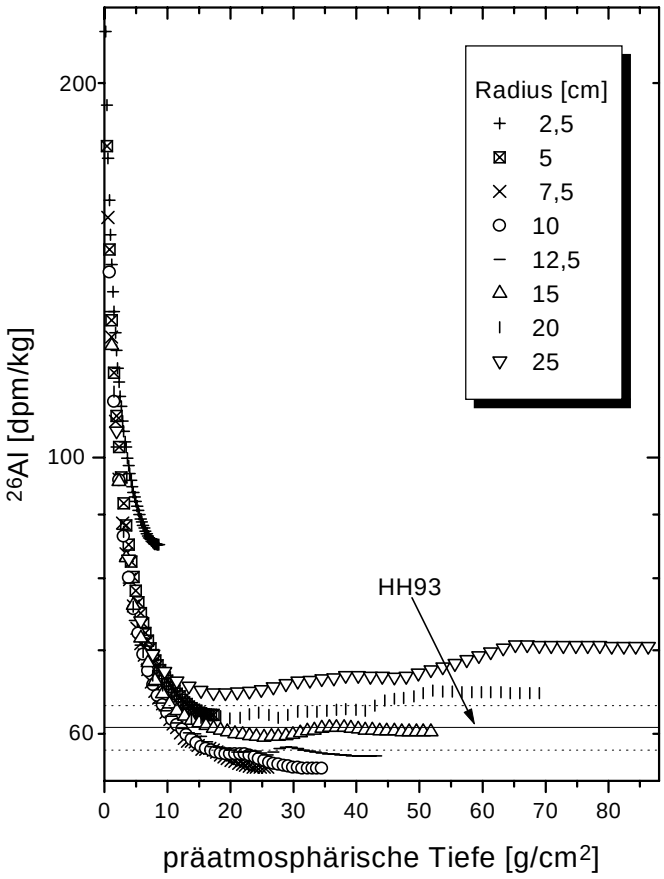

Abb. 71: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivität im LL(L)-Chondriten HH93 mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen Produktionsraten (GCR + SCR).

Der präatmosphärischen Radius des Meteoroiden und die Abschirmtiefe der untersuchten Probe können mit jeder zusätzlichen Information mehr und mehr eingegrenzt werden. Unter der Annahme eines gegenüber den Halbwertszeiten der untersuchten Radionuklide geringen terrestrischen Alters, liefert schon die ^{26}Al-Aktivität eine erste Radiuseingrenzung. Abbildung 71 zeigt, daß sich die in HH93u gemessene Konzentration nur in Meteoroiden mit Radien im Bereich von 5-20 cm gebildet haben kann. Betrachtet man zusätzlich die entsprechende - über das Bestrahlungsalter auf Sättigung korrigierte - ^{10}Be-Aktivität (Abb. 72) können Radien kleiner 10 cm ausgeschlossen werden.

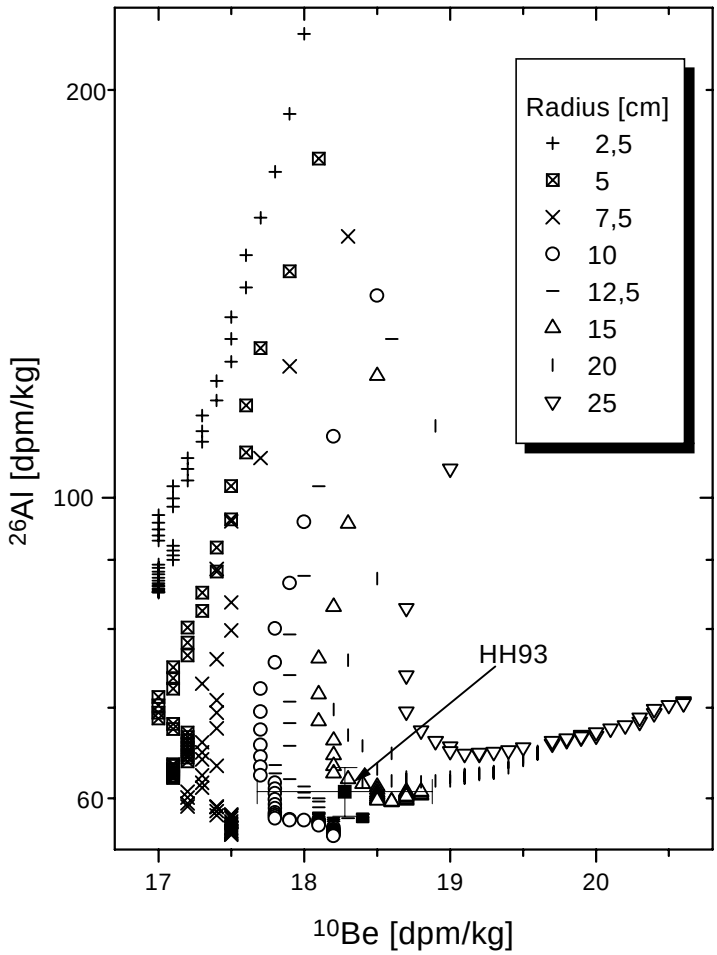

Abb. 72: Vergleich der experimentell bestimmten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivität im LL(L)-Chondriten HH93 mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen Produktionsraten (GCR + SCR).

Eine letzte Eingrenzung des Radius ist durch die Betrachtung des nicht umsonst als Tiefenindikator bezeichneten $^{22}Ne/^{21}Ne_c$-Verhältnisses [SCH98b] möglich. Der Vergleich mit den in Abbildung 73 dargestellten theoretischen Produktionsraten läßt für die experimentell bestimmten Werte von ^{26}Al und $^{22}Ne/^{21}Ne_c$ der HH93u-Probe nur Meteoroidenradien von 7,5-12,5 cm zu. Die simultane Produktion aller hier vorhandenen kosmogenen Nuklide ist demnach nur in einem extraterrestrischem Objekt mit einem Radius von 10-12,5 cm zu erklären.

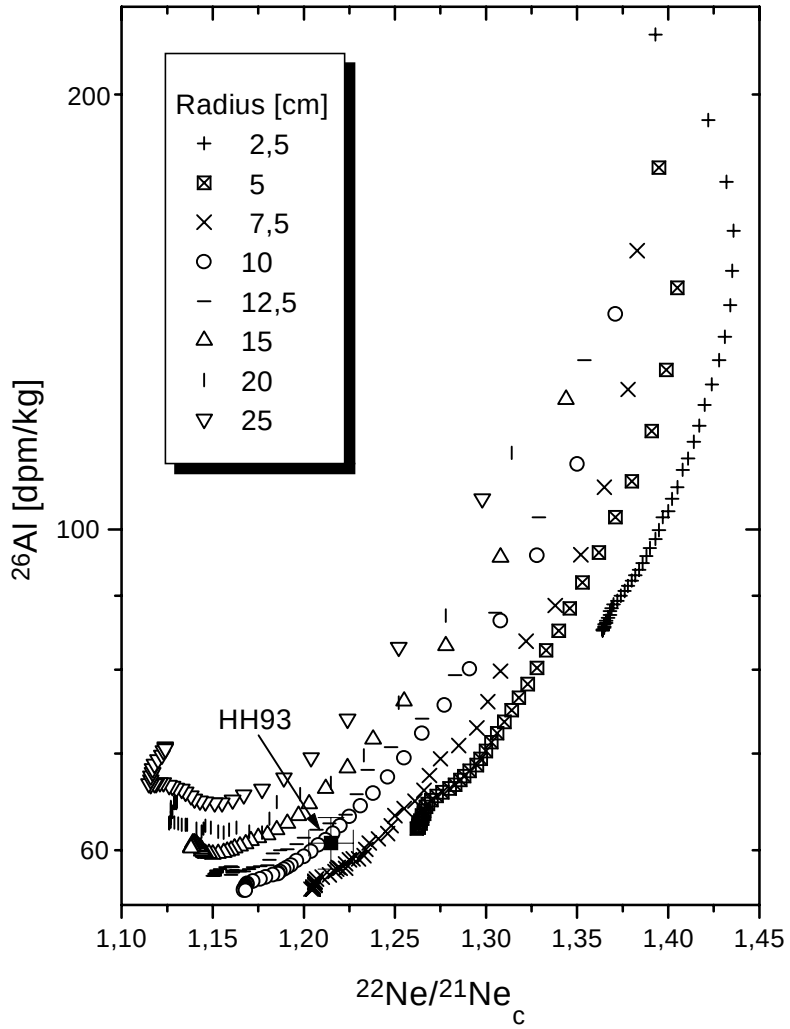

Abb. 73: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivität und des kosmogenen $^{22}Ne/^{21}Ne_c$ [SCH98b] im LL(L)-Chondriten HH93 mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen Produktionsraten (GCR + SCR).

Die Bestimmung der Abschirmtiefe der untersuchten HH93u-Probe ist unter dieser Radiusabschätzung nun möglich. Die schon oben angesprochene tiefenabhängige Auftragung der ^{26}Al-Aktivität (Abb. 71) ergibt für die Radien 10-12,5 cm eine präatmosphärische Tiefe von 9-35 g/cm^2. Zusammen mit dem in Abbildung 74 dargestellten Vergleich des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ (Tiefe: 6,7-13,5 g/cm^2) kann dieser Wert nun endgültig auf 9-13,5 g/cm^2 festgelegt werden.

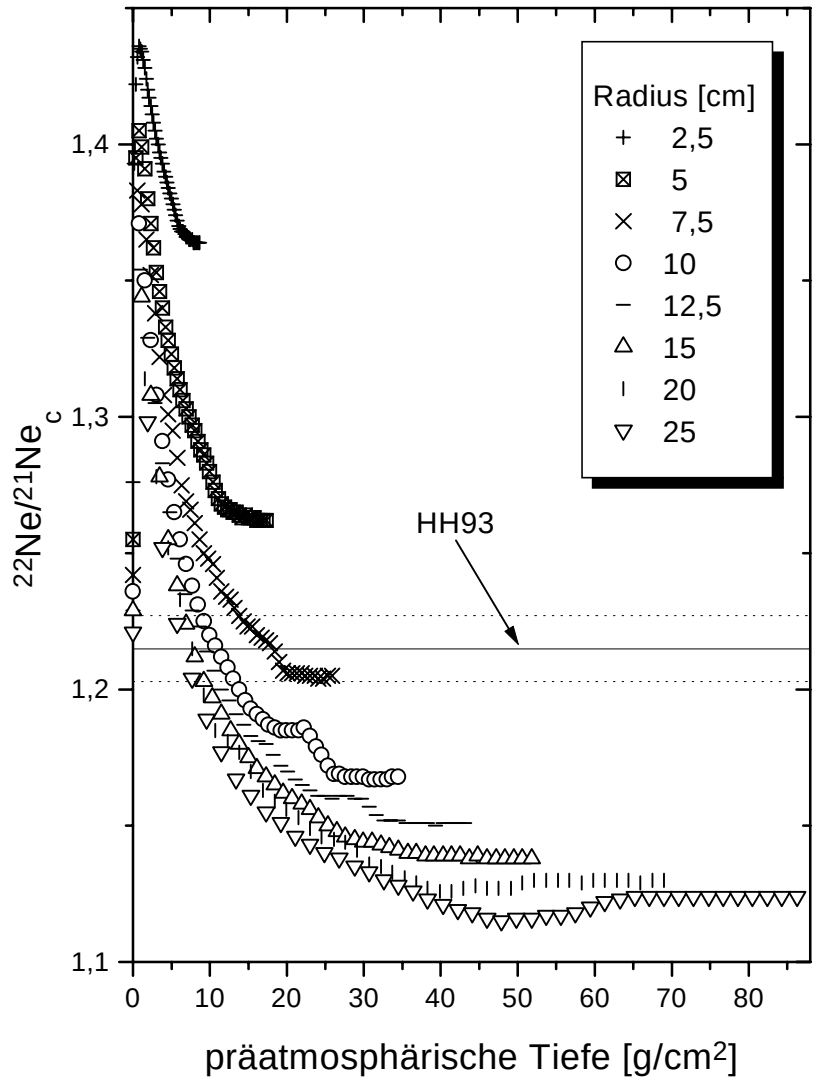

Abb. 74: Vergleich der experimentell bestimmten kosmogenen ^{22}Ne/ ^{21}Ne$_c$ [SCH98b] im LL(L)-Chondriten HH93 mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen Produktionsraten (GCR + SCR).

4.3.7 Meteoritenfunde der Ténéré (Niger): Wieviel Einzelfälle ?

Zwei unserer „Meteoritik-Kollegen“ (L. Schultz und J. Schlüter) hatten im Februar/März 1997 die Möglichkeit an einer sog. „GEO-Expedition“ in die nigerische Sahara teilzunehmen. Die anschließend erschienen Berichte über den Verlauf und die Ergebnisse der Expedition [GEO97,GEO97b] sind insbesondere wegen der außergewöhnlichen Farbfotographien zu empfehlen. Neben steinzeitlichen Relikten, zahlreichen Pseudo-Meteoriten (irdische Gesteine), mumifizierten Vogelkadavern und zweier Kunstobjekte von J. Verame (Goldfarbene nach Meteoritenvorbild aus Aluminiumbronze gegossene Objekte, von denen er zwei Jahre zuvor 1001 Exemplare per Flugzeug über der Sahara abgeworfen hat.) konnten innerhalb der insgesamt fünfwöchigen Expedition auch zehn „echte“ Meteorite gefunden werden. Diese zehn Chondrite (Gesamtmasse ca. 37 kg) wurden zuerst provisorisch nach der Hauptfundregion Ténéré (1-10) benannt, dann jedoch in Grein (001-003), Tiffa (001-006) und Adrar Madet umbenannt (Tab. 23). Eine endgültige Bestätigung dieser Namen muß allerdings noch durch „The Nomenclature Committee of the Meteoritical Society“ erfolgen. Aus diesem Grunde wird im weiteren die alte Nomenklatur der Meteorite verwendet. Eine Gegenüberstellung der alten und neuen Namen, zusammen mit mineralogischer Klassifizierung und Schock- und Verwitterungsgraden, findet sich in Tabelle 23.

Tab. 23: *Übersicht der Meteoritenfunde der Ténéré-Region der nigerischen Sahara [SCH98c]*

Alter Name	Neuer Name	Klasse	Schockzustand	Verwitterungsgrad
Ténéré 1	Grein 001	H3	S2	W1
Ténéré 2	Grein 002	E4-5		W0
Ténéré 3	Grein 003	H6	S1	W1
Ténéré 4	Tiffa 001	H5	S2	W2
Ténéré 5	Tiffa 002	H4-5	S1	W3
Ténéré 6	Tiffa 003	L6	S3	W1
Ténéré 7	Tiffa 004	H5	S2	W2
Ténéré 8	Tiffa 005	H5	S2	W2
Ténéré 9	Tiffa 006	H5	S2	W2
Ténéré 10	Adrar Madet	H5-6	S2	W3

Ein erster Hinweis auf ein mögliches „pairing“ der vier H5-Chondrite (Ténéré 4,7,8,9) aufgrund mineralogischer Strukturen wird nicht nur durch identische Schock- und Verwitterungzustände, sondern auch durch die sehr benachbarten Fundstellen der Meteorite (Abb. 75, 1-9 mittels GPS (Global Positioning System) bestimmt) unterstützt.

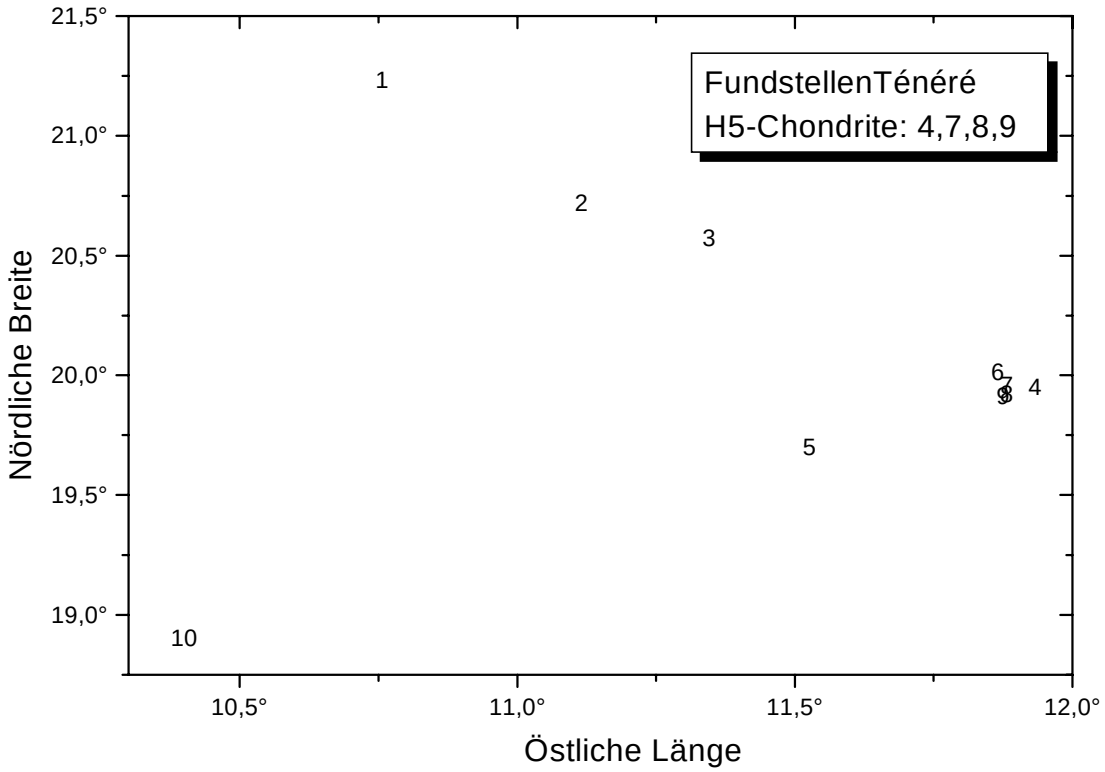

Abb. 75: Fundstellen der in der Ténéré-Region gefundenen Chondrite (Darstellung nach Daten von [SCH97]).

Die Radionukliddaten dieser Arbeit sollen zusammen mit Untersuchungen anderer Gruppen (^{14}C, Edelgase etc.) u.a. eine Klärung der postulierten „pairings“ bringen.

Aufgrund der im Rahmen einer gemeinsamen Posterpräsentation auf dem „61st Meteoritical Society Meeting [SCH98c]“ zur Verfügung gestellten Edelgasbestrahlungsalter [SCH97] und terrestrischen Alter [NEU98] konnten die gemessenen Radionuklidkonzentrationen - wenn nötig - in Sättigungsproduktionsraten zum Zeitpunkt des Falles korrigiert werden. Eine Übersicht dieser kosmogenen Daten ist in Tabelle 24 zu sehen.

Tab. 24: *Korrektur der gemessenen Radionuklidkonzentrationen über das terrestrische ^{14}C-Alter [NEU98] und das ^{21}Ne-Bestrahlungsalter [SCH97]*

Ténéré	t_{rad}	t_{terr}	^{36}Cl [dpm/kg Metall]		^{26}Al [dpm/kg Metall]		^{10}Be [dpm/kg Metall]		^{26}Al [dpm/kg]		^{10}Be [dpm/kg]	
	[Ma]	[ka]	Messung	Korrektur	Messung	Korrektur	Messung	Korrektur	Messung	Korrektur	Messung	Korrektur
1	7,6	5,1	18,5	18,7	4,1		5	5,1	76,7	77,2	18,9	19,5
2	35,3	fF	19,2		7,2		6,3		48,9		17,9	
3	2,7	4,3	19,1	19,3	3,8	4,2	4	5,7	49,5	53,5	14	19,7
4	6,4	5,7	19,4	19,7			4,7	5	71,6	72,2	22	23,3
5	27,6	4,8	22,7	22,9			6,1				18,6	
6	22,3	fF	20,1		4,4		5,8				18,6	
7	7	3,4	17,8	18			5,3	5,5	46,1	46,3	16,3	17
8	7,2	5,6	18,1	18,3	2,7		5	5,2	54,3	54,7	17,5	18,2
9	7,3	5,2	17,2	17,4	3,8		5	5,2	58,1	58,4	18,3	19
10	6,7	8	20,2	20,6			5,5	5,9	43,4	43,8	14,8	15,6

fF = frischer Fall

Für die Abschätzungen der Meteoroidenradien und Abschirmtiefen der Proben werde ich mich im weiteren auf die Diskussion der Bulk-Daten von ^{10}Be, ^{26}Al und ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ beschränken, da deren theoretische Produktionsraten aus statistischen Gründen gut gesichert sind. Da der Großteil der Ténéré-Meteorite - mit Ausnahme von 2 und 6 - als H-Chondrite klassifiziert wurden, werden nur diese hier graphisch aufgezeigt. Die nicht gezeigten Modellrechnungen für Ténére 2 basieren auf einer mittleren chemischen Zusammensetzung von Enstatit-Chondriten [MAS79], die für Ténéré 6 auf einer von L-Chondriten [JAR90,MAS79]. Beispielhaft zeigt die Abbildung 76-78 die theoretischen GCR-Produktionsraten (mittlere H-Chondriten-Zusammensetzung [JAR90,MAS79]) im Vergleich mit den jeweiligen experimentellen Bulk-Daten der kosmogenen Radionuklide untereinander (Abb. 76) und gegen das ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$-Verhältnis [SCH97] (Abb. 77-78).

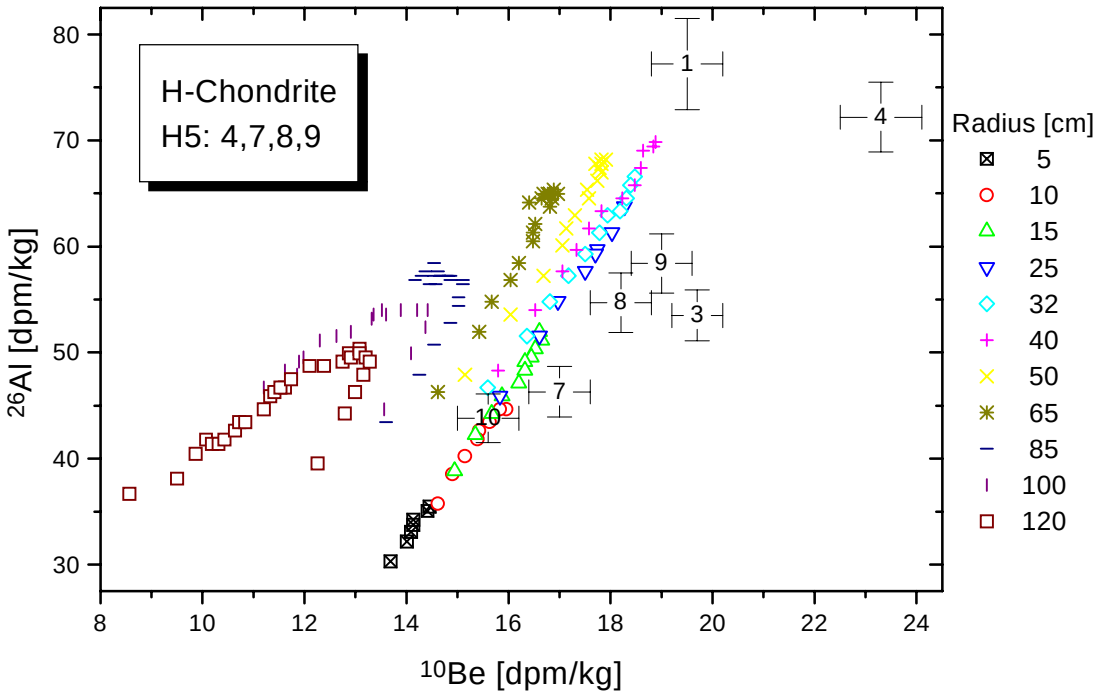

Abb. 76: Vergleich der experimentell bestimmten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten in den H-Chondriten der Ténéré mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

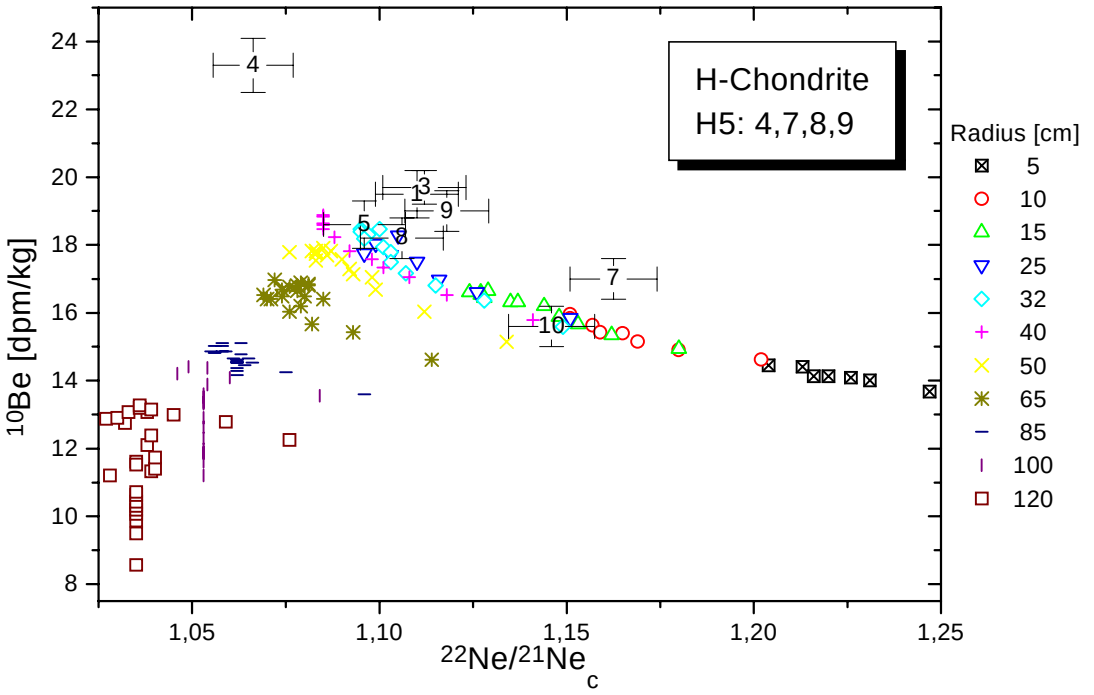

Abb. 77: Vergleich der experimentell bestimmten ^{10}Be-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ [SCH97] in den H-Chondriten der Ténéré mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

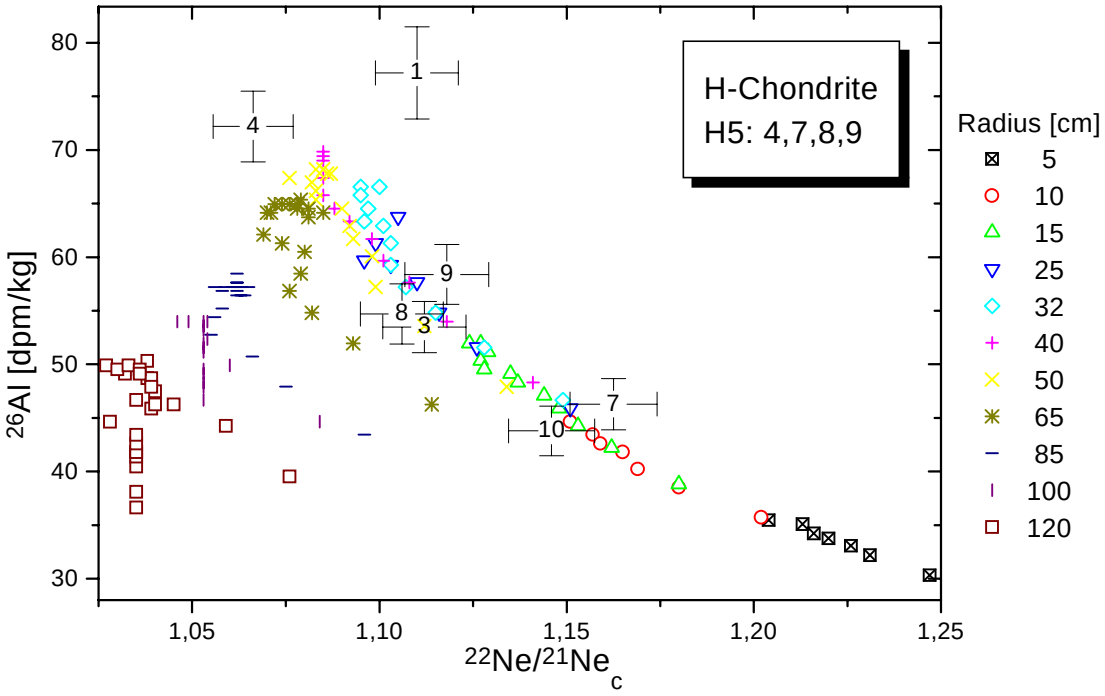

Abb. 78: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ [SCH97] in den H-Chondriten der Ténéré mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Aus diesen Vergleichen ergeben sich für acht Meteorite konsistente Meteoroidenradien, die in Tabelle 25 zusammengefaßt sind.

Tab. 25: *Meteoroidenradien der Ténéré-Chondrite*

Ténéré	2	3	5	6	7	8	9	10
Radius [cm]	25-40	25-32	25-65	32-65	10-25	25-65	25-50	10-32

Ténéré 1 hat entsprechend einer angenommenen mittleren H-Chondriten-Zusammensetzung überdurchschnittlich viel ^{26}Al, Ténéré 4 überdurchschnittlich viel ^{10}Be und ^{26}Al. In beiden Fällen kann auf diesem Wege keine Radienabschätzung durchgeführt werden. Im letzteren Fall spricht die ICP-AES-Bulk-Analyse mit 22,6 % Eisen jedoch auch nicht für eine mittlere H-Chondriten-Zusammensetzung. Ein Vergleich mit theoretischen Produktionsraten, die auf L-Chondriten-Zusammensetzung beruhen, würde für Ténéré 4 innerhalb der Fehler einen Meteoroidenradius von 40-65 cm mit zentrumsnahem Probenursprung liefern. Auf selbige Dimensionen könnte (unter Annahme einer L- oder LL-Chondriten-Zusammensetzung) auch für Ténéré 1 geschlossen werden. Eindeutigere Aussagen erfordern theoretische Produktionsraten auf Basis der individuellen chemischen Zusammensetzung der Meteorite und/oder weitere Radionuklidbestimmungen wie ^{53}Mn.

Das postulierte „pairing“ der vier H5-Chondrite kann jedoch allein durch die vorliegenden kosmogenen Nuklidkonzentrationen des Bulks geklärt werden. Die Übereinstimmung der Bestrahlungsalter und terrestrischen Alter aller vier Meteorite unterstützt zwar einen gemeinsamen Ursprung, doch kann, wie auch in den Abbildungen 76-78 gut zu erkennen ist, anhand der ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$-, ^{10}Be- und ^{26}Al-Daten für die beiden H5-Chondrite Ténéré 4 und 7 ein „pairing“ ausgeschlossen werden. Die Herkunft aus einem Meteoroiden von Ténéré 8 und 9 ist dahingegen äußerst wahrscheinlich. Die ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten der magnetischen Phasen widersprechen einem gemeinsamen „pairing“ aller H5-Chondrite nicht. Die ^{36}Cl-Aktivität des Metalls kann - zumindest unter den gegebenen Abschirmungsparametern (^{22}Ne/^{21}Ne$_c$), wie es in Abbildung 79 dargestellt ist - den oben genannten Ausschluß einerseits bestätigen und andererseits das „pairing“ für Ténéré 8 und 9 unterstützen.

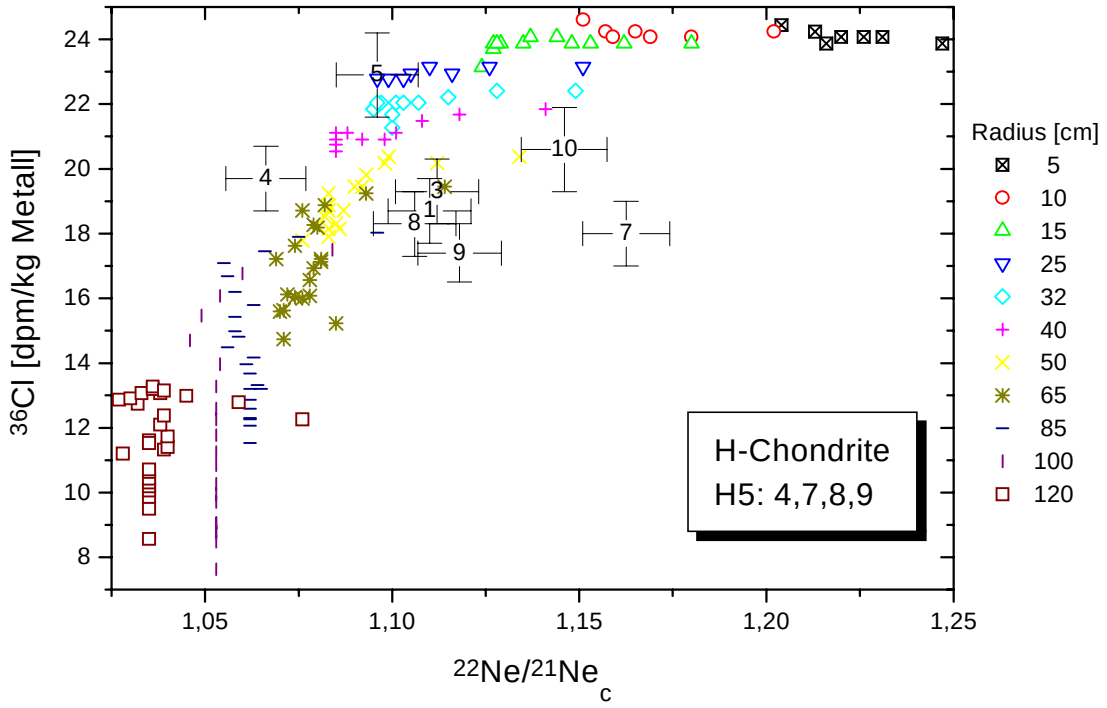

Abb. 79: Vergleich der experimentell bestimmten ^{36}Cl-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ [SCH97] in den H-Chondriten der Ténéré mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten (^{36}Cl-Rechnungen von [LEY98b]).

Grundsätzlich setzt die experimentelle Analyse der leichten kosmogenen Radionukliden in der metallischen Phase von Meteoriten die vollständige chemische Abtrennung der Silikatphase voraus, da nur geringe Silikatanteile die Produktionsraten drastisch erhöhen. Dies kann durch ein optimiertes Trennverfahren gewährleistet werden (s. 3.1.4). Die Bildung von ^{10}Be und ^{26}Al im Metall ist aber, wie Leya et al. [LEY97/97b/98] letztlich zeigen konnten, stark abhängig von der natürlichen Konzentration der Spurenelemente Phosphor und Schwefel. Um eindeutige Aussagen aus den gemessenen Radionuklidkonzentrationen ableiten zu können, müssen diese Elemente in jeder metallischen Phasen analysiert werden. Demnach kann der von Nishiizumi et al. [NIS96/97] angestrebte statistische Ansatz hinsichtlich der leichten Radionuklide in Eisenmeteoriten und magnetischen Phasen nicht zur angestrebten Genauigkeit führen. Ihre Untersuchungen an beobachteten Meteoritenfällen sollen u.a. über die ^{36}Cl- und ^{10}Be-Konzentrationen eine Ermittlung von terrestrischen Altern von Meteoritenfunden ermöglichen. Die in Abbildung 80 dargestellte Kurve [NIS97] wurde durch eine Vielzahl von Messungen ermittelt. Der Vergleich mit den in dieser Arbeit ermittelten Daten (Fälle bzw. Ténéré-Chondrite

auf Sättigung zum Fallzeitpunkt korrigiert) zeigt, daß nicht alle Proben die gewünschte Korrelation zeigen. Dies ist, wie gesagt, auf die variierenden Spurenelementkonzentrationen zurückzuführen. Für die Bestimmung von terrestrischen Altern über diese Methode, die grundsätzlich nur dann anzuwenden ist, wenn es sich um so große Alter (> 40 ka) handelt, daß sie nicht mehr über die ^{14}C-Methode zu analysieren sind, muß demnach ein weitaus größerer Fehler angenommen werden, als er von Nishiizumi et al. [NIS96/97]vorgeschlagen wurde.

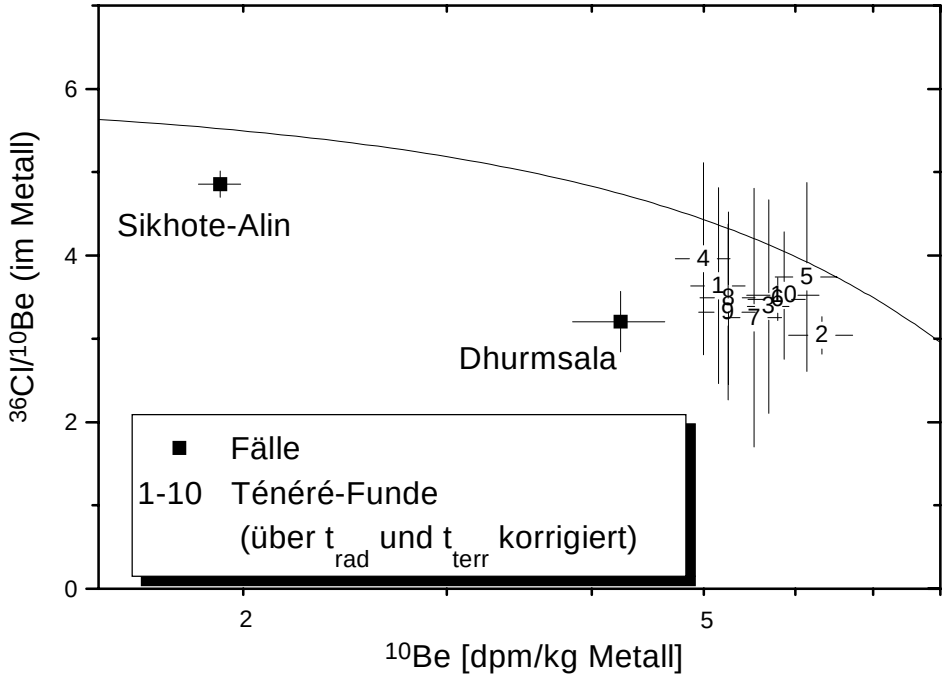

Abb. 80: *Vergleich der korrigierten Radionukliddaten der metallischen Fraktionen der Ténéré-Chondrite bzw. Meteoritenfälle mit der von Nishiizumi et al. [NIS97] experimentell an Meteoritenfällen bestimmten Kurve.*

4.3.8 Acfer 287, ein Enstatit-Chondrit mit komplexer Bestrahlungsgeschichte

Ein nur 59 g schwerer Meteorit wurde 1992 zu Beginn einer kommerziell ausgerichteten Meteoritensuchexpedition im algerischen Teil der Sahara (s. 1.1.5) gefunden. Acfer 287 konnte als stark verwitterter (W4) Enstatit-Chondrit (E4) identifiziert werden [MET97,WLO93b]. Wlotzka et al. [WLO95] bestimmten ein für diese Verwitterungsstufe ungewöhnlich kleines terrestrisches Alter über die ^{14}C-Konzentration auf (2,9 ± 1,3) ka. Die in dieser Arbeit bestimmten Radionuklidkonzentrationen an ^{10}Be, ^{26}Al und ^{53}Mn in Acfer 287 (Tab. 26) spiegeln in keiner Weise Sättigungskonzentrationen wieder.

Tab. 26: *Radionukliddaten von Acfer 287*

	gemessen	t_{terr}-korrigiert	t_{rad}-korrigiert (2,9 Ma)
^{10}Be [dpm/kg]	11,5 ± 0,4	11,5 ± 0,4	15,7 ± 0,8
^{26}Al [dpm/kg]	34,4 ± 1,9[#]	34,5 ± 1,9	36,6 ± 2,0
^{53}Mn [dpm/kg Fe]	82 ± 24	82 ± 24	197 ± 58

[#] 40,7 ± 2,0 (γ-γ) [ALT96]

Ein Vergleich mit berechneten GCR-Produktionsraten, auf der Basis einer chemischen Zusammensetzung aus Mittelwerten von Analysen einiger Enstatit-Chondrite [MAS79] und der in dieser Arbeit bestimmten Analysenwerte von Acfer 287 (Anhang C), zeigte, daß sich die über das terrestrische Alter nur unwesentlich korrigierten experimentellen Werte nur mit einem Bestrahlungsalter des Meteoroiden von (2,9 ± 0,5) Ma erklären lassen. Wie in Abbildung 81 zu erkennen ist, kann ein präatmosphärischer Radius von 10-15 cm abgeschätzt werden.

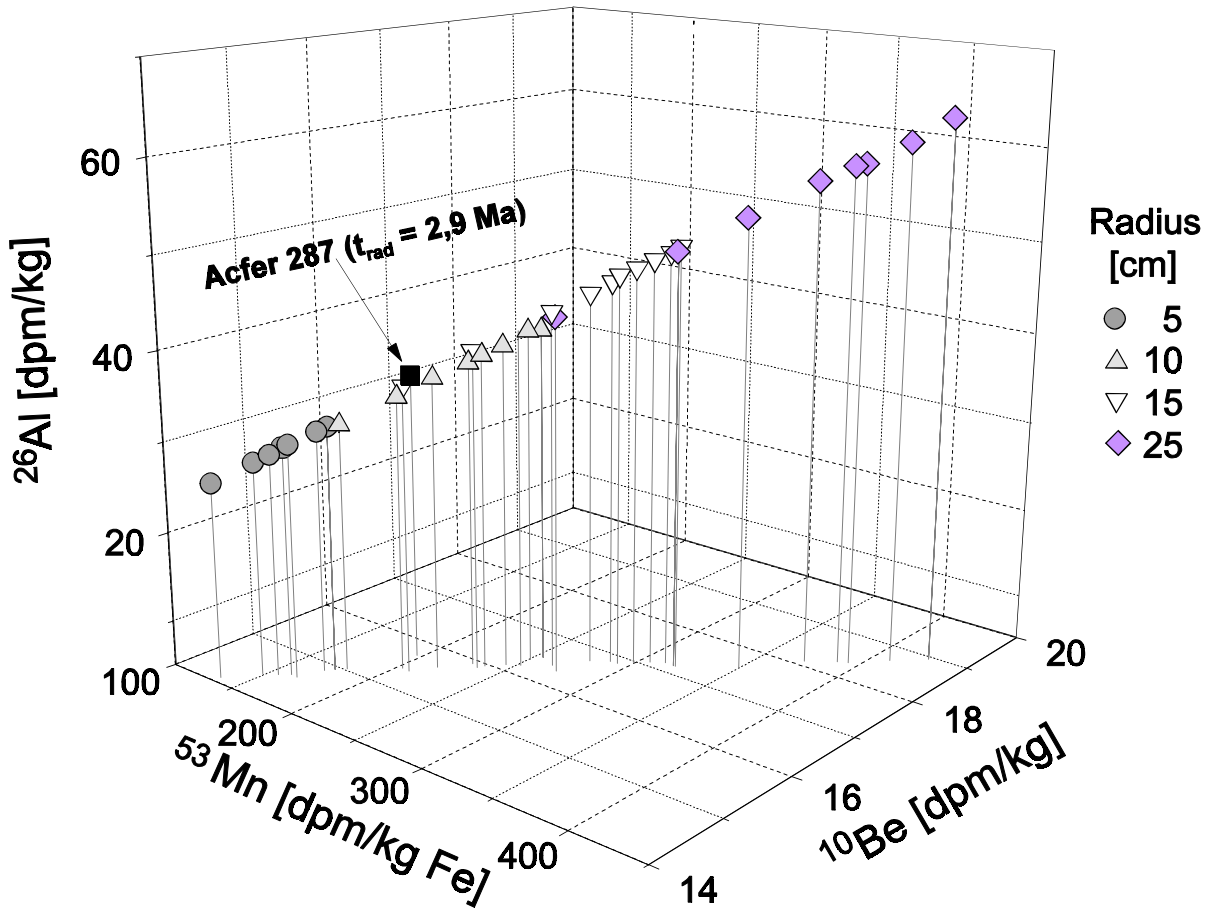

Abb. 81: Vergleich der experimentell bestimmten Radionuklidaktivitäten (über t_{rad} = 2,9 Ma korrigiert) im E4-Chondriten Acfer 287 mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Interessanterweise kann trotz der radiusbedingten geringen Abschirmung kein SCR-Einfluß auf die Produktion von ^{26}Al und ^{53}Mn festgestellt werden. Die eher mäßige Übereinstimmung der ^{26}Al-Aktivitäten - AMS bzw. γ-γ-Koinzidenz - läßt sich aber somit durch die spektrometrische Untersuchung des Außenbereiches des Meteoriten und damit des unter SCR-Einfluß stehenden Bereiches erklären. Teilergebnisse dieser Arbeit an Acfer 287 wurden schon auf der „4th International Conference on Nuclear and Radiochemistry“ [MER96] vorgestellt. Die anschließend durchgeführten massenspektrometrischen Edelgasuntersuchungen [SCH96b] konnten zwar die schwach abgeschirmte Position der Probe durch ein hohes ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ von 1,234 (Mittelwert aus drei Messungen) bestätigen, doch wurde unter der Annahme einer chemischen Zusammensetzung eines EL- bzw. EH-Chondriten ein ^{21}Ne-Bestrahlungsalter von 19 bzw. 23 Ma bestimmt. Da bisher keine weiteren Untersuchungen an Acfer 287 durchgeführt wurden, muß aufgrund der in dieser Arbeit bestimmten Fe- und Ni-Konzentrationen von 24,2 bzw. 0,78 %

davon ausgegangen werden, daß es sich bei diesem Meteoriten eher um einen EL-Chondriten handelt. In beiden Fällen sind aber die ^{21}Ne-Bestrahlungsalter nicht vereinbar mit den sichtlich untersättigten Radionuklidkonzentrationen. Die Bestrahlungsalter, die über ^{38}Ar-Konzentrationen bestimmt wurden, liegen zwar mit 3,5 (EL) bzw. 3,2 Ma (EH) im Bereich des oben bestimmten Radionuklidbestrahlungsalter von (2,9 ± 0,5) Ma, jedoch ist die Bestimmung des ^{38}Ar-Alters wahrscheinlich durch die Verwitterung von Acfer 287 gestört. Unter der Voraussetzung, daß starke Verwitterungsprozesse keine wesentlichen Auswirkungen auf die Konzentrationen der kosmogenen Nuklide ^{10}Be, ^{21,22}Ne, ^{26}Al und ^{53}Mn haben, verbleibt als einzige Erklärung für die hier gezeigten experimentellen Werte eine komplexe Bestrahlungsgeschichte des Meteoroiden. Dabei werden die Radionuklidkonzentrationen durch den letzten Bestrahlungszeitraum bestimmt, welcher somit im Bereich von kleiner 3 Ma liegen muß. Zur genaueren Entschlüsselung der Bestrahlungsgeschichte von Acfer 287 werden allerdings weitere Radionukliduntersuchungen benötigt.

4.3.9 Dar al Gani 055, ein C-Chondrit mit komplexer Bestrahlungsgeschichte

Dar al Gani 055 (DG55) wurde 1995 im Rahmen einer kommerziell ausgerichteten Meteoritensuchexpedition (s. 1.1.5) in der libyschen Sahara gefunden [WEB95]. Der 441 g schwere Meteorit konnte als kohliger Chondrit (C3) der Verwitterungsstufe W1 und der Schockstufe S2 identifiziert werden [GRO96]. Eine Verwandtschaft zur Gruppe der CK- und CV-Chondrite wurde anhand der mineralogischen Untersuchungen festgestellt. Weitere Analysen zum Ziele einer genaueren Klassifizierung sind bisher noch nicht durchgeführt worden, so daß DG55 momentan als „ungrouped“ C3 bezeichnet wird [WEB96c]. Der ebenfalls als kohliger Chondrit identifizierte Dar al Gani 056 (DG56) wurde nur einige Kilometer von DG55 entfernt gefunden, so daß ein „pairing“ vermutet werden kann. Diese These wird voll von den mineralogischen [WEB96c], aber nur teilweise von den Edelgas- [SCH97c] Untersuchungen gestützt. So konnten zwar im Rahmen der Fehler (± 15 %) übereinstimmende ^{21}Ne-Bestrahlungsalter für DG55/56 (6,7 bzw. 6,5 Ma) bestimmt werden, doch fanden sich im Gegensatz zu DG56 in DG55 keinerlei solare Gase. Die Untersuchungen dieser Arbeit beschränken sich nur auf die Analyse der Radionuklide in DG55, so daß leider keinerlei Beitrag zur Klärung eines möglichen „pairings“ gemacht werden kann.

In Tabelle 27 finden sich sowohl die gemessenen als auch die über zwei verschiedene Bestrahlungsalter korrigierten Radionuklidaktivitäten von DG55.

Tab. 27: *Radionukliddaten von DG55*

	gemessen	t_{21}-korrigiert (6,7 Ma)	t_{rad}-korrigiert (1 Ma)
^{10}Be [dpm/kg]	5,0 ± 0,2	5,2 ± 0,2	13,5 ± 0,6
^{26}Al [dpm/kg]	28,6 ± 1,8[#]	28,7 ± 1,9	45,8 ± 2,9
^{53}Mn [dpm/kg Fe]	90 ± 33	126 ± 47	528 ± 196

[#] 28,9 ± 1,4 (γ-γ) [ALT96]

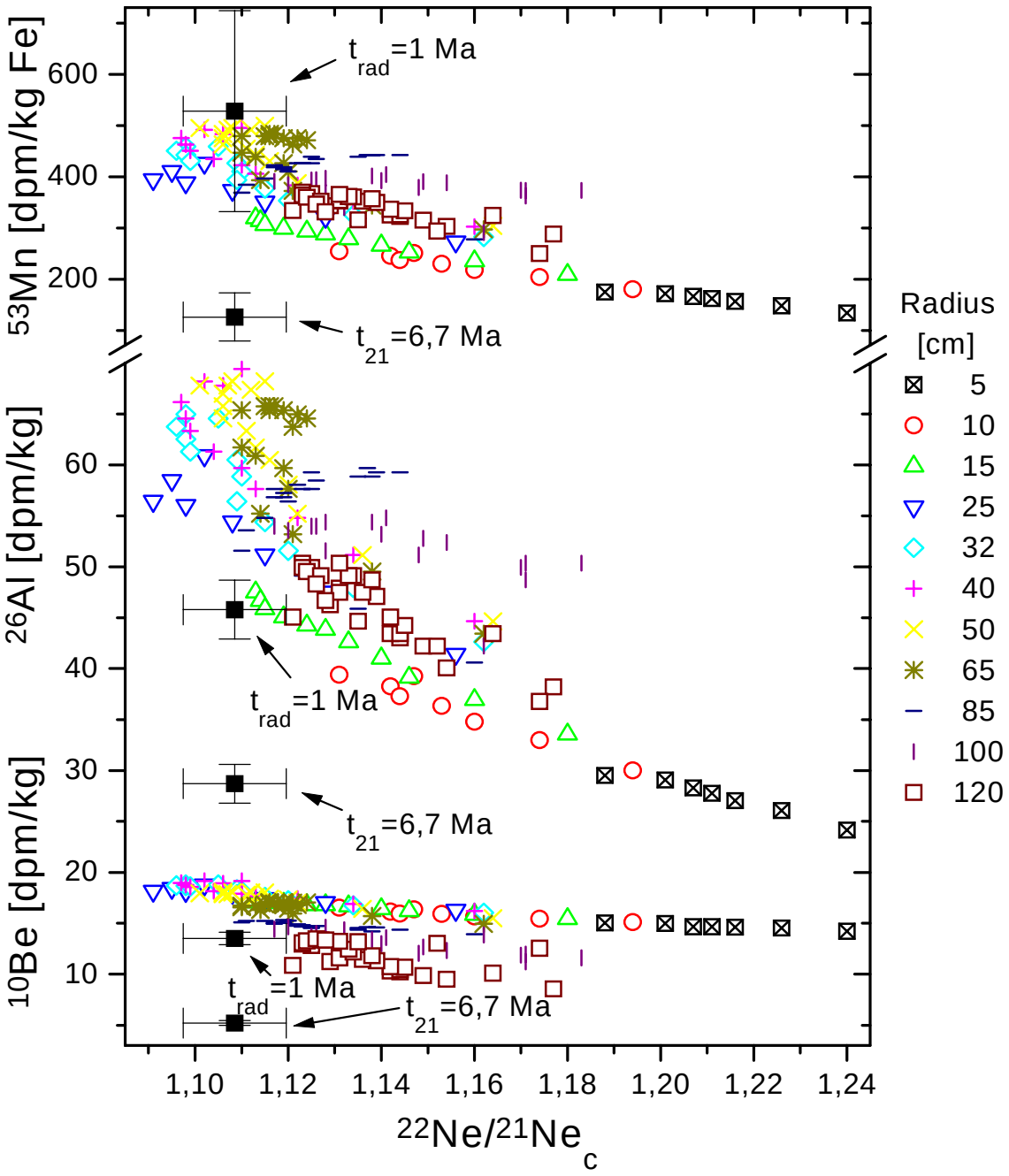

Abb. 82: Vergleich der experimentell bestimmten Radionuklidaktivitäten (jeweils für Bestrahlungsalter von 1 bzw. 6,7 Ma korrigiert) und des kosmogenen $^{22}Ne/^{21}Ne_c$ [SCH97b] im C3-Chondriten DG55 mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Die gemessenen Konzentrationen spiegeln schon auf den ersten Blick eine Untersättigung aller drei Radionuklide wieder. Dies steht im Widerspruch zu dem bekanntem t_{21}-Bestrahlungsalter von 6,7 Ma, wonach ^{26}Al 99,9 % und ^{10}Be 95,4 % ihrer Sättigung erreicht haben sollten. Ein Vergleich der über t_{21}-korrigierten Aktivitäten, inklusive des von Scherer [SCH97b] aus zwei Messungen bestimmten Mittelwertes des kosmogenen $^{22}Ne/^{21}Ne_c$ von 1,1085, mit theoretischen GCR-Produktionsraten (chemische Zusammensetzung: CV3 [JAR90,MAS79] bzw. DG55 (Anhang C)) verifiziert diesen ersten Eindruck (Abb. 82). Ein zu 1 Ma angenommenes Bestrahlungsalter bringt zwar eine bessere, aber keine zufriedenstellende Übereinstimmung zwischen Modell und den auf diesem Wege korrigierten experimentellen Werten. Ein Bestrahlungsalter von 1,1-1,2 Ma in Verbindung mit einem für heiße Wüstengebiete ungewöhnlich hohen terrestrischen Alter von 400-500 ka würde zwar die Radionuklide in Einklang mit den theoretischen Produktionsraten bringen, doch kann die Diskrepanz zwischen stabilen und radioaktiven Nukliden ähnlich dem Enstatit-Chondriten Acfer 287 (s. 4.3.8) nur durch eine komplexe Bestrahlungsgeschichte erklärt werden. Dabei wäre ein Großteil der Edelgase in einer eher stark abgeschirmten Position während des ersten Bestrahlungszeitraumes gebildet worden, wohingegen die Radionuklidkonzentrationen lediglich die Parameter des zweiten kürzeren Bestrahlungszeitraum und der terrestrischen Aufenthaltsdauer wiederspiegeln würden. Zur näheren Identifikation der (extra-)terrestrischen Geschichte von DG55 wären weitere Untersuchungen, insbesondere die Analyse der kurzlebigeren Radionuklide ^{14}C bzw. ^{41}Ca oder ^{59}Ni, nötig.

4.3.10 Der Ureilit Dar al Gani 084

Im Rahmen einer kommerziell ausgerichteten Meteoritensuchexpedition in der libyschen Sahara (s. 1.1.5) wurden 1995 zwei Meteoritenstücke von Dar al Gani 084 (DG84) mit einem Gesamtgewicht von 277 g gefunden [WEB95]. DG84 konnte als hochgeschockter Ureilit mit Verwitterungsstufe W3 klassifiziert werden [GRO96,WEB96]. Aufgrund seiner ungewöhnlichen mineralogischen Textur konnte festgestellt werden, daß kein „pairing“ zwischen DG84 und einem der fünf anderen Ureiliten der algerischen (Acfer 277) bzw. libyschen (DG164/165, HH64/126) Sahara vorliegen kann [WEB96,WEB97].

Leider liegen keinerlei Edelgasdaten für DG84 vor, so daß nicht gesichert ist, daß die gemessenen Radionuklidkonzentrationen auch Sättigungsproduktionsraten sind. Der in Tabelle 28 gezeigte ^{53}Mn-Wert ist sogar ein erster Hinweis auf eine Untersättigung und damit eine relativ zur Halbwertszeit des Nuklides kurze Bestrahlungsdauer.

Tab. 28: *Radionuklidkonzentrationen des Ureiliten Dar al Gani 084*

	^{10}Be [dpm/kg]	^{26}Al [dpm/kg]	^{53}Mn [dpm/kg Fe]
Dar al Gani 084	25,0 ± 1,0	56,5 ± 3,6	148 ± 47

Ein Vergleich mit theoretischen Sättigungsproduktionsraten von ^{26}Al und ^{53}Mn, die auf einer mittleren Ureiliten-Zusammensetzung [MAS79] beruhen, ist in Abbildung 83 zu finden.

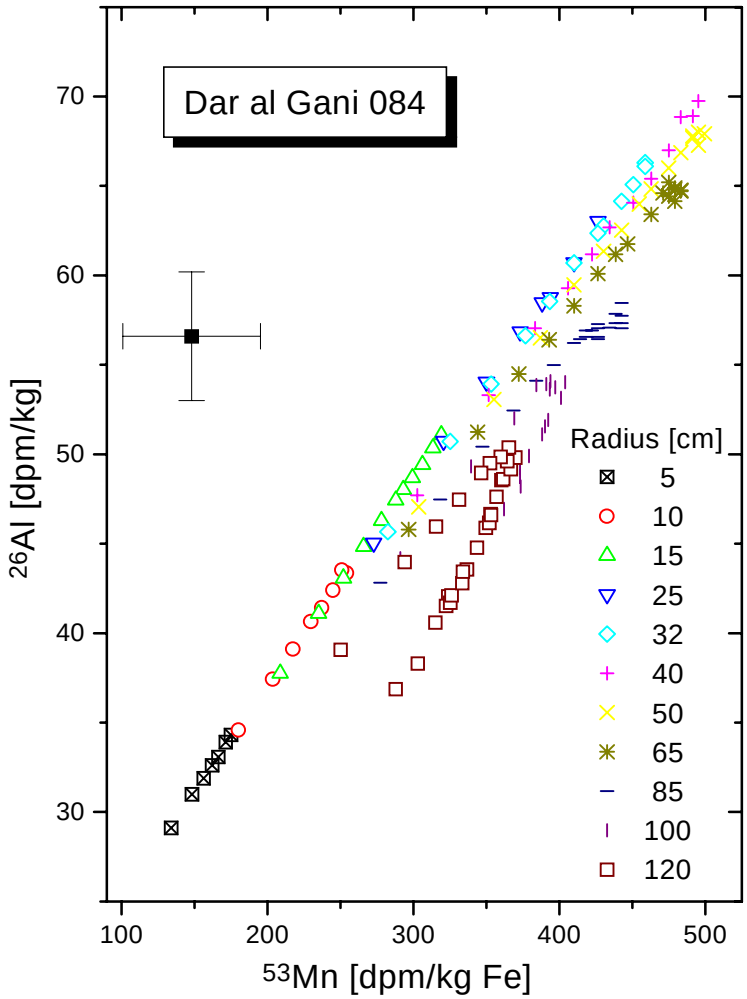

Abb. 83: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al- und ^{53}Mn-Aktivitäten im Ureiliten Dar al Gani 084 mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten

Es läßt sich schon anhand dieser beiden Nuklide nur ein mögliches Szenarium für die Bestrahlungsgeschichte von DG84 aufzeichnen: Da auch ^{53}Mn durch SCR produziert würde, ist eine Produktion des ^{26}Al durch SCR nicht erklärbar. Demnach kann nur eine kurze Bestrahlungsdauer, kleiner als 5 Ma, für die Diskrepanz zwischen Modellrechnungen und experimentellen Werten verantwortlich sein.

Beim Vergleich der berechneten ^{10}Be-Produktionsraten mit dem experimentellen Wert muß die für den hohen Sauerstoffgehalt der Ureilite auftretende Unterschätzung berücksichtigt werden (s. 4.1.3). Unter diesem Vorbehalt, kann konsistent ein Meteoroidenradius zu 25-65 cm abgeschätzt werden (Abb. 84). Betrachtet man die Literaturdaten der beiden Ureilite Hammadah al Hamra 64 und 126 (HH64/126) von Altmaier [ALT96/98], kann zumindest der Ausschluß von „pairing“ für DG84 mit HH64 bestätigt werden. Abbildung 84 zeigt, daß die geringe Konzentration an Radionukliden von HH64 nur durch ein relativ zu DG84 noch kürzeres Bestrahlungsalter (1,2-1,4 Ma) zu erklären ist. Der alleinige Vergleich von ^{10}Be und ^{26}Al in den Meteoriten DG84 und HH126 läßt leider keine Aussage über eine eventuelle gemeinsame Herkunft aus einem Meteoroiden zu. Edelgasmessungen oder die Bestimmung weiterer Radionuklide sind zur Bestätigung der hier aufgezeigten Bestrahlungsparameter erforderlich.

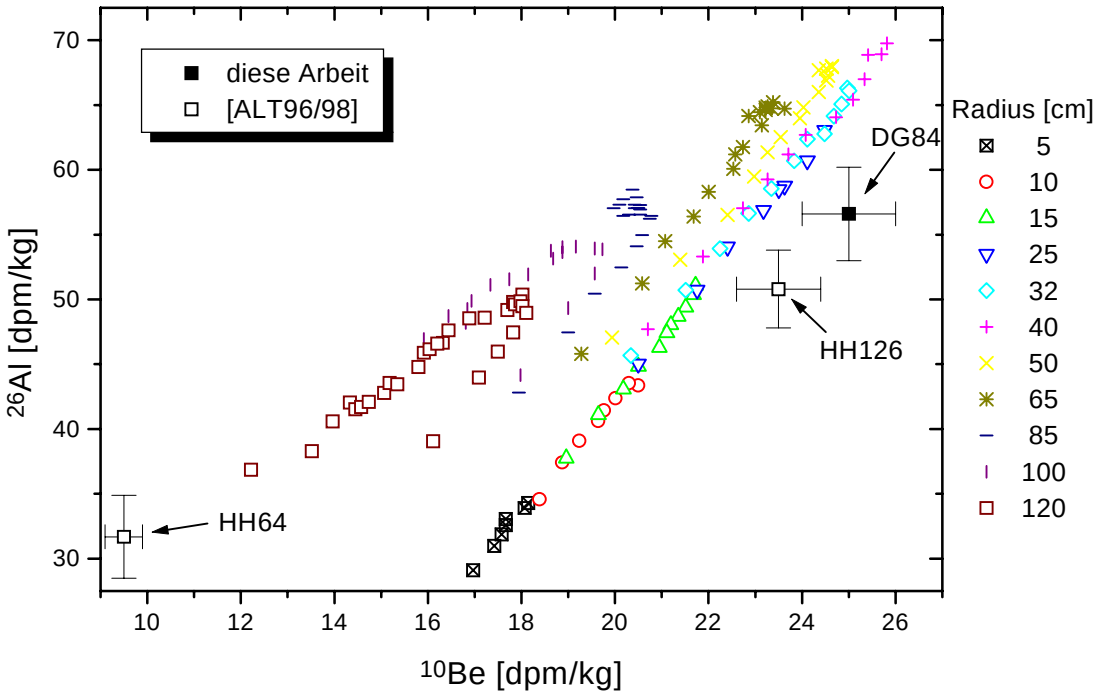

Abb. 84: Vergleich der experimentell bestimmten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten in den Ureiliten DG84 [diese Arbeit] und HH64/126 [ALT96/98] mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

4.3.11 Eine neue Meteoritenklasse: R-Chondrite

Die Klasse der Rumuruti-Chondrite (R-Chondrite) umfaßt momentan neben den drei in dieser Arbeit untersuchten Meteorite nur weitere elf Funde und einen Fall (s. 1.1.3). Die erst 1994 [BIS94] als eigenständige Klasse charakterisierten Meteorite stehen aktuell im Mittelpunkt intensiver Untersuchungen. Aufgrund der engen Zusammenarbeit mit dem Institut für Planetologie der Universität Münster konnten uns Proben der R-Chondrite Acfer 217 (A217), Dar al Gani 013 (DG13) und Hammdah al Hamra 119 (HH119) zur Verfügung gestellt werden. Diese Meteorite wurden in den Jahren 1991-1995 im Rahmen einer kommerziellen Meteoritensuchexpedition in der Sahara gefunden (s. 1.1.5). Die Fundorte, die mineralogisch-petrographischen Untersuchungen und die Edelgasgehalte zeigten nach Weber et al. [WEB97c] schon, daß ein „pairing“ dieser drei R-Chondrite ausgeschlossen werden muß. In Tabelle 29 finden sich die in dieser Arbeit ermittelten Radionuklidkonzentrationen der drei R-Chondrite im Vergleich mit Literaturdaten. Auffällig erscheint die ungewöhnlich große Diskrepanz zwischen der mittels AMS und γ-γ-Koinzidenz bestimmten ^{26}Al-Aktivität von HH119. Da der korrespondierende Tiefenindikator keine schwach abgeschirmte Probe zuläßt, kann diese Diskrepanz aber nicht auf eine SCR-Produktion zurückgeführt werden. Auch der Vergleich der experimentellen Daten, die im Falle von DG13 und HH119 über die ^{21}Ne-Bestrahlungsalter auf Sättigungsproduktionsraten (Tab. 30) korrigiert wurden, zeigt, daß die über AMS bestimmte ^{26}Al-Konzentration von HH119 in dieser Höhe nicht zu erklären ist (z.B. Abb. 85).

Tab. 29: *Radionukliddaten der R-Chondrite im Vergleich mit der Literatur ([1][MEL96]; [2][ALT96]; [3][ALT98])*

Meteorit	^{10}Be [dpm/kg]		^{26}Al [dpm/kg]			^{53}Mn [dpm/kg Fe]
	diese Arbeit	Literatur	diese Arbeit	Literatur (AMS)	Literatur (γ-γ)	diese Arbeit
A217	21,3 ± 0,7	22,9 ± 0,3[1]	56,3 ± 2,9	64,1 ± 6,4[1]	56,5 ± 3,4[1]	328 ± 63
DG13	16,2 ± 0,8		47,5 ± 3,0		43,6 ± 3,0[2]	264 ± 61
HH119	15,3 ± 0,6		63,8 ± 2,1		48,1 ± 2,4[3]	140 ± 27

Tab. 30: *Verwitterungsstufen, Schockklassen, diskutierte Edelgasdaten und bestrahlungsalter-korrigierte Radionuklidkonzentrationen [[1]BIS94;[2]WEB96b; [3]SCH97; [4]WEB98]*

Meteorit	A217	DG13	HH119
Petrographischer Typ[4]	R3.8	R3.5	R4
Schockklasse[4]	S2	S1	S3
Verwitterungstufe[4]	W5-6	W4	W4
^{21}Ne-Alter [Ma]	34,2-35,1[1]	8,4 ± 1,0[2]	2,6 ± 0,3[4]
$^{22}Ne/^{21}Ne_c$	(1,131)[3]	1,1433	1,13[#4]
^{10}Be [dpm/kg]	-	16,5 ± 0,8	22,0 ± 0,8
^{26}Al [dpm/kg]	-	47,6 ± 3,0	69,1 ± 2,3
^{53}Mn [dpm/kg Fe]	-	333 ± 77	362 ± 70

[#]Mittelwert aus drei Messungen

Die zu den AMS-Proben führenden Methoden können als Fehlerquelle für die Diskrepanz zwischen den ^{26}Al-Aktivitäten ausgeschlossen werden. Der Vergleich der Acfer 217- und DG13-Bulk-Analysen dieser Arbeit (ICP-AES) mit Literaturdaten (XRF- und INAA- [PAL96] bzw. reinen INAA-Ergebnissen [BIS94,KAL96]), wie er in Tabelle 31 dargestellt ist, zeigt nämlich beispielhaft nicht nur die für nicht „same sample measurements“ hervorragende Übereinstimmung zwischen den Daten. Darüber hinaus verifiziert sie anhand der guten Reproduktion der Al-Konzentrationen die in dieser Arbeit angewandten chemischen Operationen (Äquilibrierung, chemische Trennung, Aliquotierung, ICP-AES-Messung etc.) zur Bestimmung der Bulk-Zusammensetzung einerseits, aber andererseits auch der ^{26}Al-Radionuklidaktivitäten durch AMS, in der der natürliche Gehalt eingeht.

Tab. 31: *Chemische Zusammensetzung der R-Chondrite im Vergleich mit Literaturdaten*

		Al [%]	Ca [%]	Fe [%]	Mg [%]	Mn [ppm]	Ni [%]
Acfer 217	diese Arbeit	1,08 ± 0,02	1,31 ± 0,04	24,6 ± 0,5	-	2280 ± 50	0,33 ± 0,01
	[BIS94]	1,02	1,1	24,9	12,12	2195	0,414
	[KAL96]	1,06	1,16	24,5	12,4	2260	0,27
	[PAL96]	1,08	1,22	25,16	13,13	-	-
DG13	diese Arbeit	1,08 ± 0,02	1,58 ± 0,05	25,4 ± 0,5	12,5 ± 0,3	1800 ± 80	0,29 ± 0,01
	[PAL96]	1,07	1,25	24,3	12,49	2080	0,287
HH119	diese Arbeit	1,10 ± 0,03	1,12 ± 0,03	25,2 ± 0,5	12,0 ± 0,2	1710 ± 40	0,80 ± 0,02
	[WOL98]	1,06	1,40	24,63	12,27	2240	0,7986

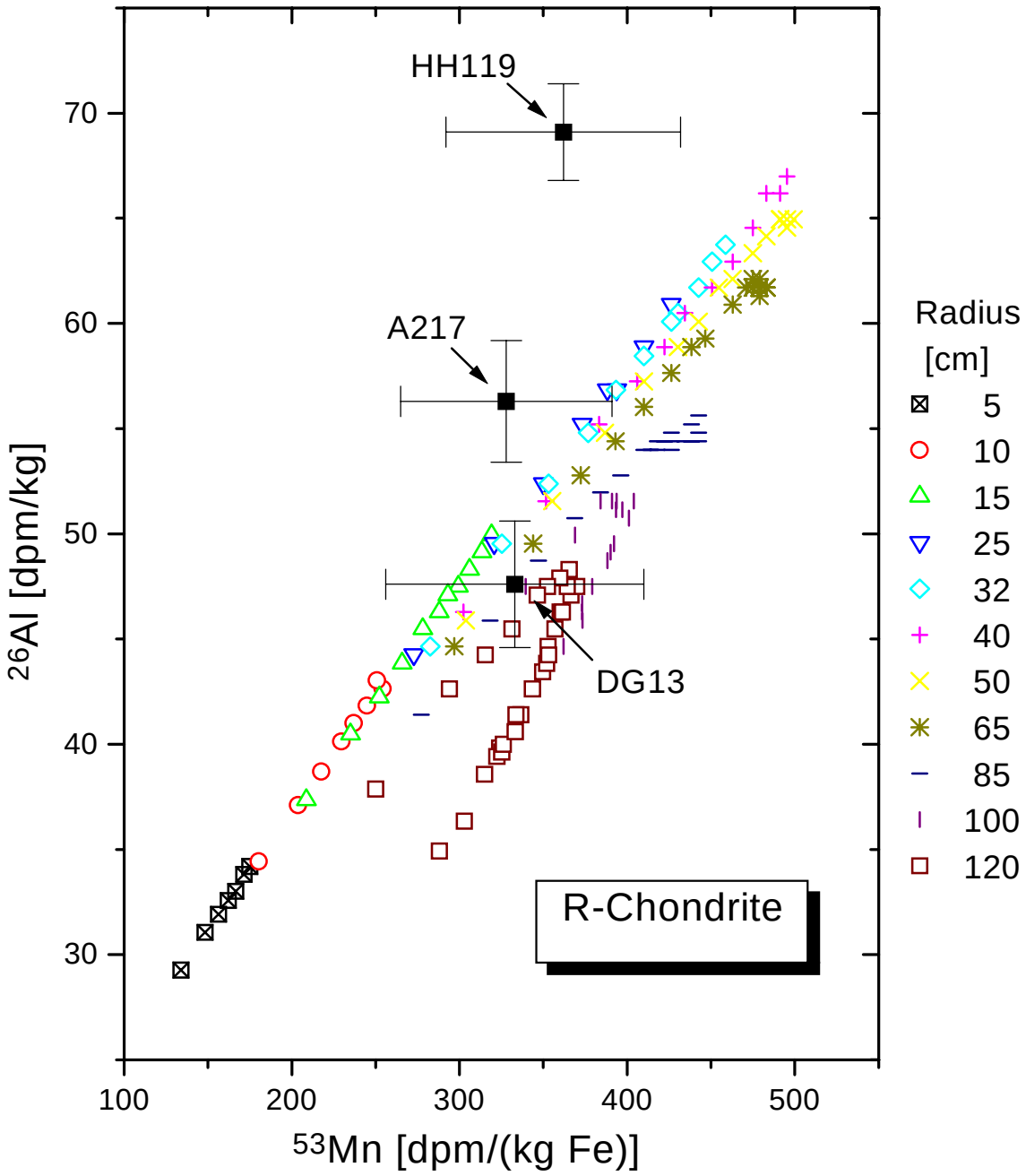

Abb. 85: Vergleich der experimentell bestimmten und auf Sättigung korrigierten ^{26}Al- und ^{53}Mn-Aktivitäten in R-Chondriten mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Aufgrund der im Vergleich zu gewöhnlichen Chondriten zum Teil abweichende chemische Zusammensetzung (z.B. sehr niedriger Ni-Gehalt) und der geringen Zahl der R-Chondrite sollten die im weiteren diskutierten theoretischen Produktionsraten grundsätzlich unter Vorbehalt betrachtet werden. So lassen sich nur für Acfer 217 konsistente Bestrahlungsbedingungen rekonstruieren. Der von Bischoff et al. [BIS94] abgeschätzte Meteoroidenradius von Acfer 217 von 15-65 cm kann auf 15-50 cm eingeschränkt werden. Dabei bleibt jedoch zu berücksichtigen, daß das von Schultz [SCH97] bestimmte kosmogene $^{22}Ne/^{21}Ne_c$-Verhältnis von 1,131 von solaren Gasen gestört wurde. Für DG13 und HH119 gestaltet sich die Interpretation der nuklearen Daten weitaus schwieriger. Es lassen sich unter den gegebenen Bedingungen keine einheitlichen präatmosphärischen Radien abschätzen. Der Vergleich der auf Sättigung korrigierten ^{26}Al- und ^{10}Be-Aktivitäten (Abb. 86) scheint zwar mit der üblichen Unterschätzung der ^{10}Be-Produktionsraten zu akzeptablen Ergebnissen zu führen, doch widerspricht der weitere Vergleich der Radionuklide in Abhängigkeit vom korrespondierenden Tiefenindikator $^{22}Ne/^{21}Ne_c$ diesen Ergebnissen (Abb. 87-88).

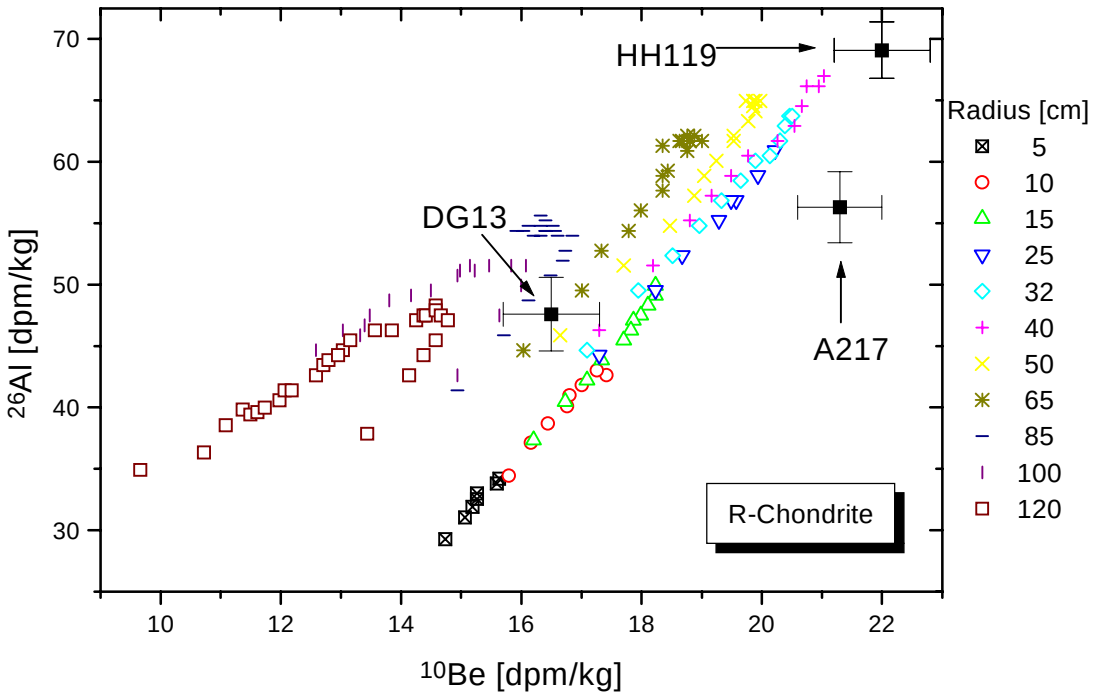

Abb. 86: Vergleich der experimentell bestimmten und auf Sättigung korrigierten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten in R-Chondriten mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

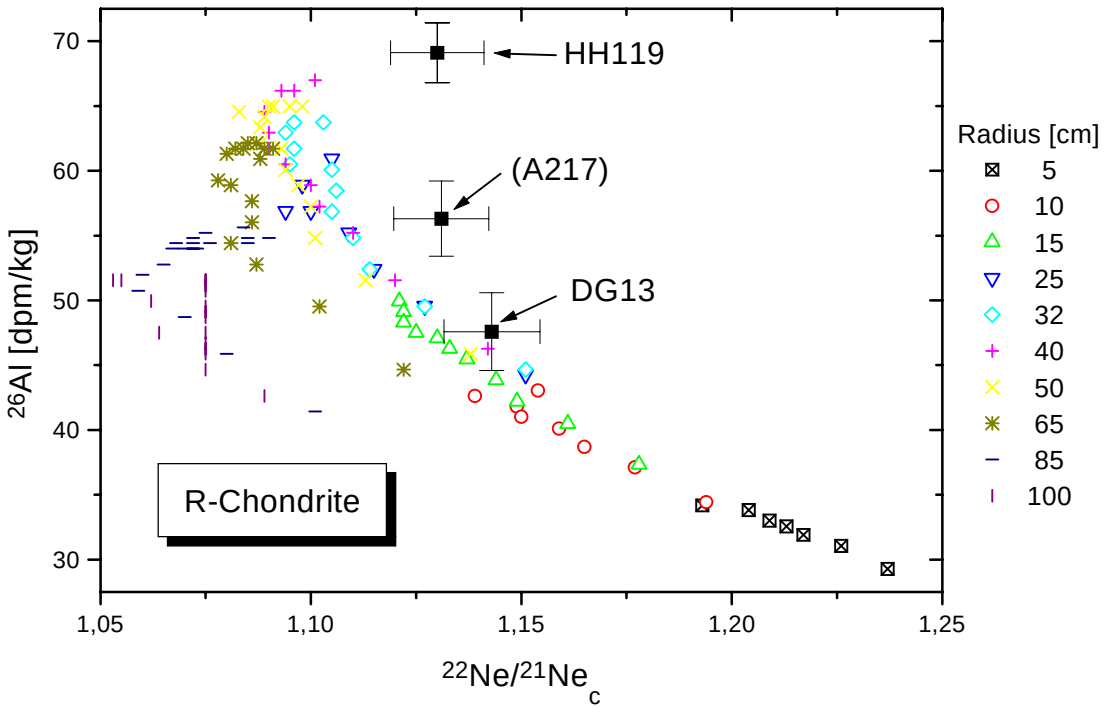

Abb. 87: Vergleich der experimentell bestimmten und auf Sättigung korrigierten ^{26}Al-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/^{21}Ne$_c$ in R-Chondriten mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

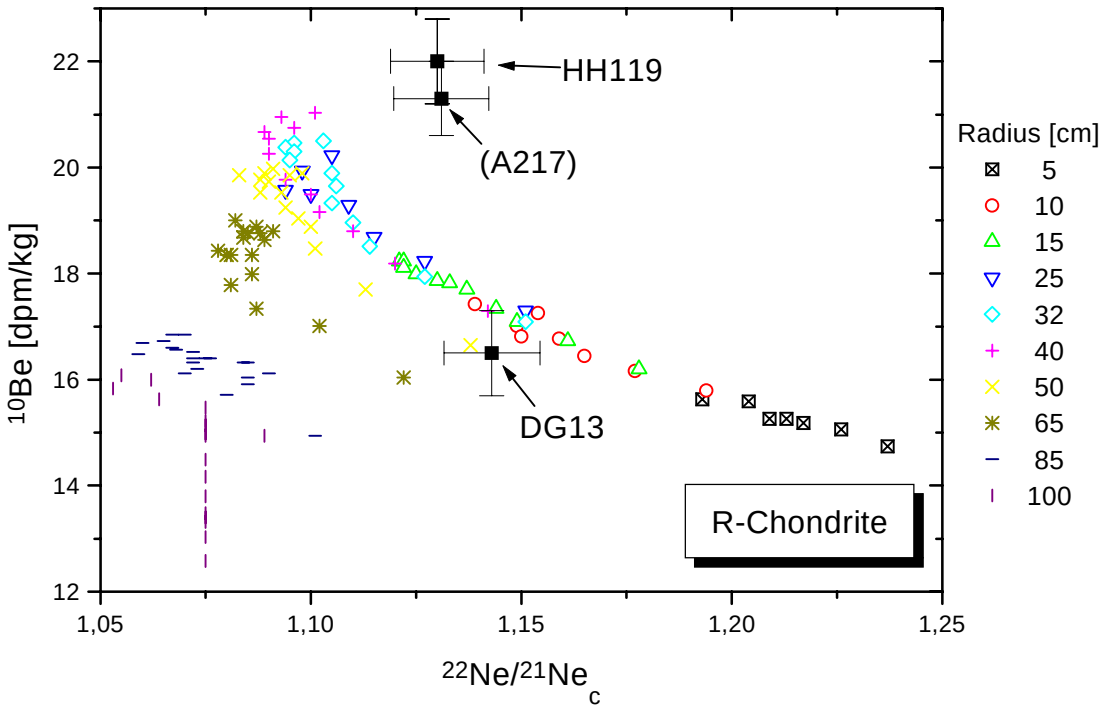

Abb. 88: Vergleich der experimentell bestimmten und auf Sättigung korrigierten ^{10}Be-Aktivitäten und des kosmogenen ^{22}Ne/ ^{21}Ne$_c$ in R-Chondriten mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen GCR-Produktionsraten.

Eine mögliche Erklärung für diese Differenzen wäre eine grundsätzliche Unterschätzung der theoretischen $^{22}Ne/^{21}Ne_c$-Produktionsraten. Dies müßte durch die Analyse weiterer R-Chondrite geprüft werden. Alternativ dazu sollte allerdings beachtet werden, daß die gemessenen Radionuklidaktivitäten von DG13 und HH119 über die ^{21}Ne-Bestrahlungsalter insbesondere für ^{10}Be und ^{53}Mn drastisch korrigiert wurden. Demnach könnte auch eine leichte Änderung der Bestrahlungsalter große Auswirkungen auf die berechneten Radionuklidkonzentrationen haben.

4.3.12 Der Mondmeteorit Dar al Gani 262

Dar al Gani 262 (DG262) wurde am 23. März 1997 in der libyschen Sahara im Rahmen einer kommerziell ausgerichteten Meteoritensuchexpedition (s. 1.1.5) gefunden. Er ist der erste Meteorit lunaren Ursprungs der nördlichen Hemisphäre [BIS97,WOL97]. Aufgrund seiner schon mit bloßem Auge zu erkennenden ungewöhnlichen Struktur stand der Meteorit schon kurze Zeit später intensiven Untersuchungen zur Verfügung, deren erste Ergebnisse in einer umfangreichen Veröffentlichung [BIS98] zusammengefaßt sind. Auch die Radionukliddaten dieser Arbeit werden dort diskutiert.

Der Mond als Ursprung des Meteoriten ist eindeutig durch zahlreiche Daten belegt, als wichtigste sind sicherlich die der Erde bzw. den Mondproben ähnliche Sauerstoff- und Stickstoffisotopien von DG262 zu nennen. Darüber hinaus ähneln die mineralogisch-petrographischen Charakteristika und Edelgaskonzentrationen den lunaren Proben der Apollo-Missionen (s. 1.1.2). Der genaue Vergleich der Bulk-Daten hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung zeigt allerdings, daß DG262 höchstwahrscheinlich durch ein Impaktereignis im Hochland auf der Rückseite des Mondes herausgeschlagen wurde. Seine mineralogische und chemische Zusammensetzung ähnelt den in der Antarktis gefundenen Meteoriten QUE93069/94269 [SPE95,THA96].

Die in DG262 gefundenen großen Mengen an solaren Gasen und der geringe Magnesium-Gehalt verhindern die Bestimmung des üblicherweise genutzten Tiefenindikators des kosmogenen $^{22}Ne/^{21}Ne_c$-Verhältnisses. Aus diesem Grunde müssen die Abschirmungstiefen sowohl auf dem Erdtrabanten als auch im Meteoroiden über die kosmogenen Radionuklide abgeschätzt werden. Die Schwierigkeit bei der Rekonstruktion der Geschichte eines Mondmeteoriten liegt allerdings darin, daß grundsätzlich von einer komplexen Bestrahlung ausgegangen werden muß. Formell wird sie in drei Stufen unterteilt:

1. Bestrahlung auf dem Mond in einer bestimmten Abschirmungstiefe unter 2π-Geometrie ➜ t_{Mond}

2. Bestrahlung in einem kleinen Meteoriden während des Transits zur Erde unter 4π-Geometrie ➜ $t_{Transit}$

3. Zeit zwischen Fall auf die Erde und Analyse: das terrestrische Alter ➜ t_{terr}

Die gemessene Aktivität ($A_{Messung}$) eines Radionuklids der Zerfallskonstante λ_i ist abhängig von seiner Produktionsrate auf dem Mond (P_{Mond}) und während des Transits zur Erde ($P_{Transit}$). Beide sind Funktionen der elementaren Zusammensetzung und der Abschirmtiefe (d), wobei letztere zusätzlich auch noch mit dem Meteoroidenradius (R) variiert. Des weiteren kann sich die im All produzierte Aktivität durch den Zerfall der Radionuklide während der irdischen Aufenthaltsdauer (t_{terr}) verringern.

$$A_{Messung} = [P_{Mond}(d) \cdot (1 - e^{-\lambda_i t_{Mond}}) \cdot e^{-\lambda_i t_{Transit}} + P_{Transit}(R,d) \cdot (1 - e^{-\lambda_i t_{Transit}})] \cdot e^{-\lambda_i t_{terr}}$$

Diese Gleichung läßt sich unter einigen Annahmen vereinfachen:

Grundsätzlich gehen wir davon aus, daß die Bestrahlungsdauer auf dem Mond (t_{Mond}) lang gegenüber den Halbwertszeiten der untersuchten Radionuklide ist. Demnach kann der erste Teil der Gleichung auf die Produktionsrate P_{Mond}, der Sättigungsproduktionsrate für eine konstante Abschirmtiefe (d), reduziert werden. Darüber hinaus kann aufgrund der Erosionsvorgänge in heißen Wüsten das terrestrische Alter von Meteoriten, die in der Sahara gefunden werden, als kurz im Vergleich zu den Halbwertszeiten von ^{26}Al, ^{10}Be und ^{53}Mn angenommen werden (s. 1.1.5). So verbleiben als Unbekannte ein Zeitabschnitt, $t_{Transit}$, und zwei Produktionsraten, P_{Mond} und $P_{Transit}$, welche im weiteren abgeschätzt werden sollen.

Tabelle 32 zeigt die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Radionuklidaktivitäten von DG262 im Vergleich zu Daten der Literatur.

Tab. 32: *Radionukliddaten von DG262 im Vergleich zur Literatur [NIS98]*

	^{10}Be [dpm/kg]	^{26}Al [dpm/kg]	^{53}Mn [dpm/kg Fe]
diese Arbeit	11,5 ± 0,5	72,0 ± 4,4	264 ± 63
		68,9 ± 4,2	
Literatur	11,13 ± 0,30	54,6 ± 1,6	
	10,90 ± 0,20	57,2 ± 1,7	

Die Übereinstimmungen der ^{10}Be-Aktivitäten sind für nicht „same sample measurements“ hervorragend, allerdings kann die Diskrepanz zwischen den ^{26}Al-Aktivitäten auch unter Berücksichtigung der leicht unterschiedlichen Al-Konzentrationen (Tab. 33) nicht ganz geklärt werden.

Der Vergleich der Bulk-Zusammensetzung ist mit Ausnahme der hier nicht gezeigten Daten für Nickel und Mangan, die durch das ungünstige Verhältnis von Träger zu natürlichem Gehalt so nicht verwendet werden können, sehr gut. Anzumerken bleibt nochmal, daß es sich bei den hier gezeigten INAA- und XRF-Daten [BIS98] im Gegensatz zu den AAS-Daten von Nishiizumi et al. [NIS98] um „same sample measurements“ handelt.

Tab. 33: *Chemische Zusammensetzung von Dar al Gani 262 (Bulk)*

	diese Arbeit ICP-AES	[BIS98] INAA	[BIS98] XRF	[NIS98] AAS
Al [%]	14,8 ± 0,3		14,42	14,0 / 13,3
Ca [%]	13,4 ± 1,3	11,0 / 12,2	12,08	11,6 / 10,8
Fe [%]	3,48 ± 0,10	3,34 / 3,49	3,56	3,07 / 3,30
Mg [%]	3,17 ± 0,06		3,14	2,85 / 2,85

Allein auf Grundlage der in dieser Arbeit bestimmten Radionukliddaten kann für DG262 folgendes Szenario rekonstruiert werden:

Der Vergleich mit theoretischen 4π-Produktionsraten auf Basis der chemischen Zusammensetzung von DG262 zeigt, daß die hohe ^{53}Mn-Aktivität relativ zu den geringen ^{26}Al- und ^{10}Be-Aktivitäten (^{53}Mn vs. ^{26}Al: Abb. 89) hauptsächlich auf dem Mond produziert wurden bzw. $t_{Transit}$ gegenüber den Halbwertszeiten der Radionuklide gering sein muß. Aufgrund der unterschiedlichen Halbwertszeiten müßten nämlich bei einer Bestrahlung während des $t_{Transit}$ zuerst die kurzlebigeren Radionuklide ihre 4π-Sättigungsproduktionsraten erreichen und bei weiterer Bestrahlung erst ^{53}Mn. In umgekehrter Reihenfolge kann bei einer terrestrischen Aufenthaltsdauer zuerst eine scheinbare Untersättigung von ^{26}Al und dann erst die der längerlebigen Nuklide beobachtet werden. Somit muß im Falle der antarktischen Meteoritenfunde immer beachtet werden, daß das terrestrische Alter einen Einfluß auf die

kurzlebigen Radionuklide, insbesondere ^{36}Cl und ^{41}Ca, haben kann. Für den hier vorliegenden DG262 - als Meteoritenfund der Sahara - sollte allerdings in der Regel nur ein Einfluß auf die ^{14}C-Aktivität festzustellen sein.

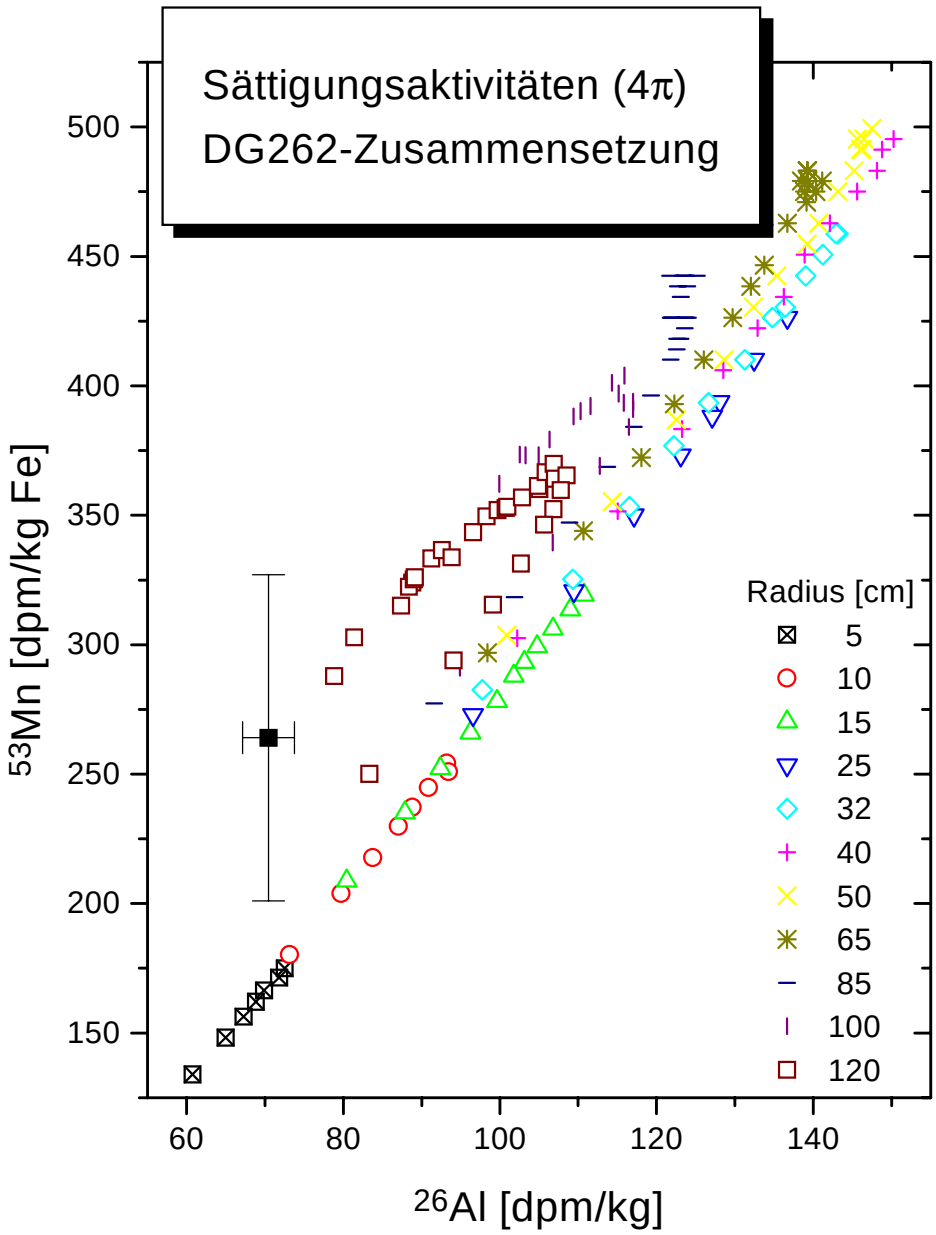

Abb. 89: Vergleich der experimentell bestimmten ^{26}Al- und ^{53}Mn-Aktivitäten im Mondmeteoriten DG262 mit theoretischen tiefen- und größenabhängigen 4π-GCR-Produktionsraten.

Für die Abschätzung der Produktionsrate P_{Mond} bzw. der Abschirmtiefe der analysierten Probe auf dem Mond kann aufgrund der Normierung der ^{53}Mn-Aktivitäten auf das Haupttargetelement Eisen die ermittelte Aktivität direkt mit dem von Imamura et al. [IMA73] bestimmten Tiefenprofil des Apollo-15-Drill-Cores verglichen werden (Abb. 90). Man sieht, daß im Rahmen der Fehler DG262 nur aus einem Oberflächenbereich mit einer Abschirmtiefe kleiner 125 g/cm^2 stammen kann.

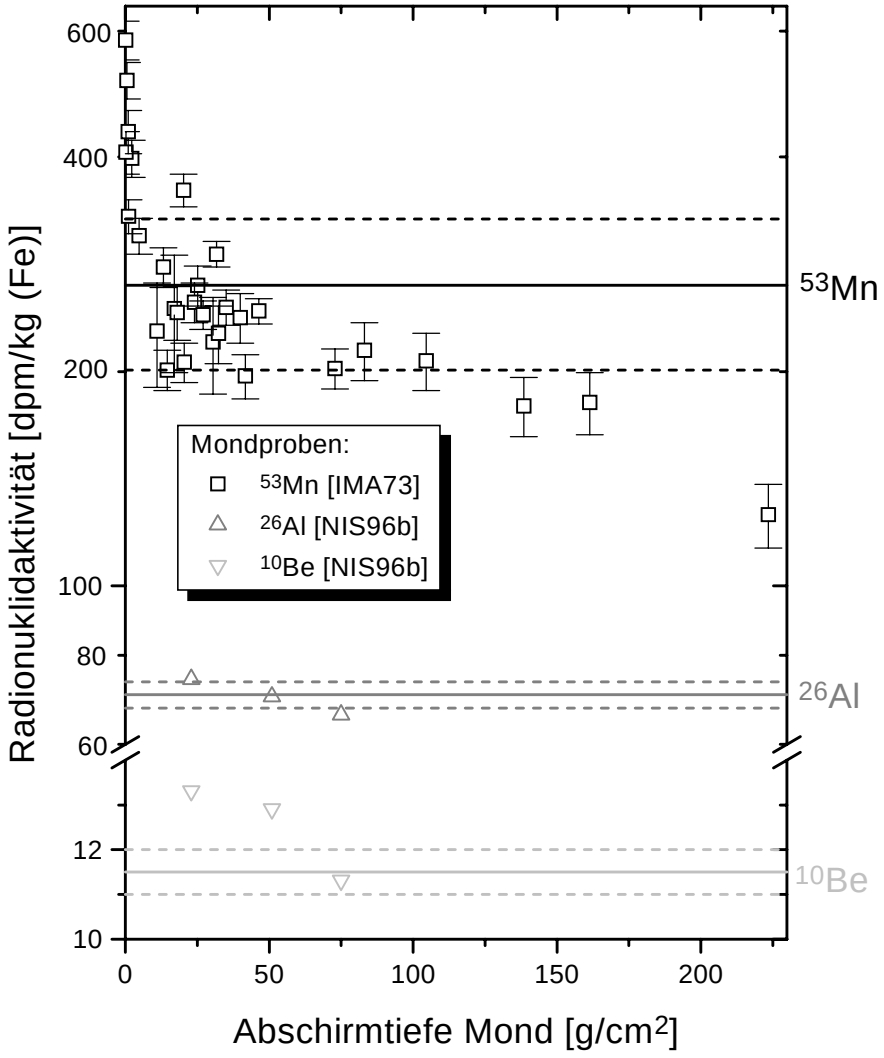

Abb. 90: Vergleich der experimentell bestimmten Radionuklidaktivitäten von DG262 mit Tiefenprofilen der Apollo-Drill-Cores [IMA73,NIS96b].

Da die Produktion von ^{10}Be und ^{26}Al stark von der chemischen Zusammensetzung der bestrahlten Probe abhängig ist (s. 1.4), ist der Vergleich mit den bestuntersuchtesten Proben des Apollo-15-Drill-Cores [NIS84/84b] auch über semi-empirische Korrekturen bezüglich der variierenden Zusammensetzung wegen der darin implizierten Fehler nicht ratsam. Vielmehr können Proben (60010.3234, 60009.3271, 60009.3273) aus einem Mond-Bohrkern (Apollo 16) gefunden werden, in dem die Radionuklide ^{10}Be und ^{26}Al bestimmt worden sind und die chemisch DG262 ähneln [NIS96b]. Nach Abbildung 90 zeigt der Vergleich, daß entsprechend der gemessenen ^{10}Be-Aktivität DG262 nur aus einem Bereich mit einer Abschirmtiefe größer als 55 g/cm^2 herausgeschlagen werden konnte. Die ^{26}Al-Aktivität von DG262 erfordert jedoch eine Bestrahlungsposition in einer Tiefe von nicht mehr als 85 g/cm^2. Demnach ergibt sich unter der berechtigten Annahme (s.o.) eines kurzen terrestrischen Alters des Meteoriten eine Abschirmtiefe von 55-85 g/cm^2 für DG262. Eine zusätzliche Produktion der Radionuklide im Meteoroiden würde, wie schon erwähnt, erst ^{26}Al, dann ^{10}Be und schließlich zuletzt ^{53}Mn weiter erhöhen, so daß $t_{Transit}$ höchstens 0,15 Ma (bei einem Meteoroidenradius von 10 cm), am wahrscheinlichsten aber wesentlich weniger, betragen kann.

Neuere Untersuchungen von Nishiizumi et al. [NIS98] zeigten, daß DG262 keinerlei ^{14}C-Aktivität (< 1 dpm/kg) besitzt, was einem minimalem terrestrischen Alter von 27 (2π) bzw. 32 ka (4π) entspricht. Des weiteren konnte aufgrund der ^{36}Cl-Konzentration von (13,65 ± 0,37) bzw. (13,74 ± 0,17) dpm/kg und der in Tabelle 32 aufgeführten ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten ein wahrscheinlichstes Szenario mit einer Mondabschirmtiefe von 75-85 g/cm^2, einem vernachlässigbarem $t_{Transit}$ und einem terrestrischen Alter von 50-60 ka abgeschätzt werden. Dies unterstützt die in dieser Arbeit erzielten Ergebnissen.

Ein Hauptziel der Untersuchungen von Mondmeteoriten ist der mögliche Rückschluß auf die Zahl der für die gefundenen und analysierten Meteorite benötigten Impaktereignisse. So stellten Thalmann et al. [THA96] fest, daß 6-8 Einschläge auf dem Mond die auf der Erde gefundenen fünfzehn Mondmeteoritfragmente (exklusive DG262 und EET96008) herausgeschlagen haben. Das heißt, neben der üblichen Suche nach (terrestrischen) „pairings“ sprechen wir bei Mondmeteoriten auch von „ejection pairings“ oder „joint launches“, die natürlich nicht notwendigerweise benachbarte Fundstellen auf der Erde erfordern.

Ein erster Hinweis auf dieses Phänomen sind selbstverständlich ähnliche Radionuklidkonzentrationen, die die ähnliche Geschichte der Meteoriten widerspiegeln. Abbildung 91 zeigt die gemessenen ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten von DG262 im Vergleich mit den Daten anderer Hochlandmondmeteorite. Dabei werden die Meteorite deren terrestrisches „pairing“ MAC88104/5, QUE93069/94269 und Y82192/86032 als gesichert gilt paarweise gekennzeichnet.

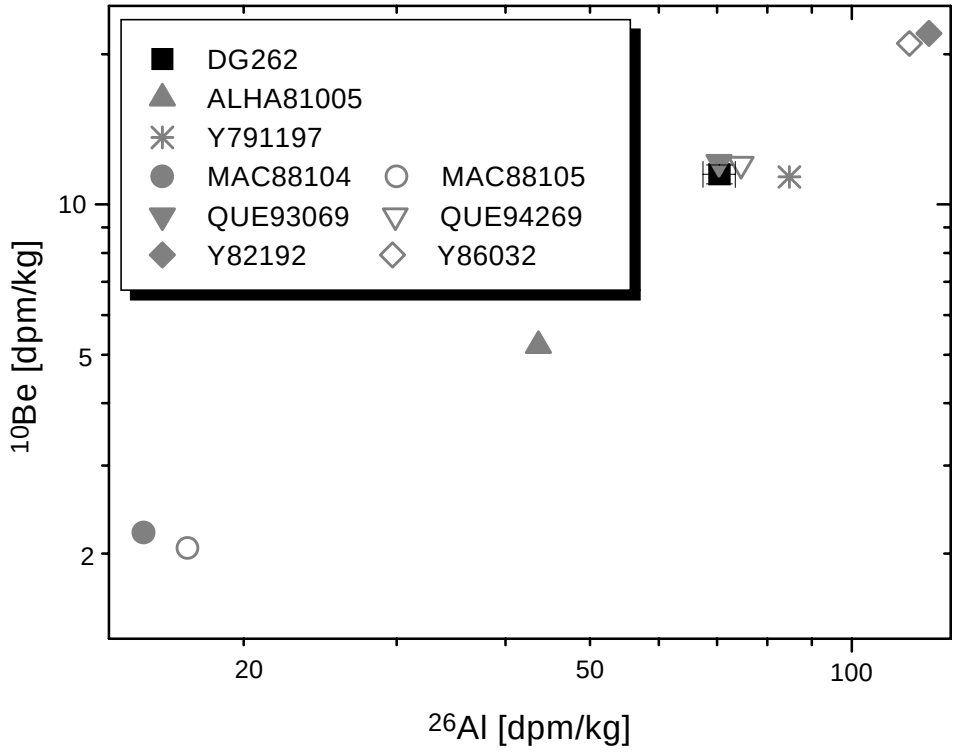

Abb. 91: Mittlere ^{10}Be- und ^{26}Al-Konzentrationen der Hochlandmondmeteorite [EUG91,NIS91b/96b,THA96,TUN83,VOG91,WAC89] im Vergleich zu DG262.

Ein „ejection pairing“ von DG262 mit den antarktischen Funden QUE93069/94269 oder Y791197 scheint nach den leichten Radionuklidkonzentrationen grundsätzlich möglich, doch unterscheidet sich letzterer in seiner chemischen Zusammensetzung [MET97] stark von DG262. Am offensichtlichsten wird dies durch das Calcium-Titan-Verhältnis, welches als Indikator für den Ursprung der Mondmeteorite aus Hochland- oder Maregebieten genutzt wird. Dieser findet

sich in Abbildung 92 zusammen mit den aus der Literatur [EUG91,NIS91b/96b,THA96,VOG91] bekannten Auswurfaltern, d.h. der Summe aus 4π-Bestrahlungsaltern und terrestrischen Altern, der Hochlandmeteorite. Auch hier zeigt sich, daß ein „ejection pairing“ von DG262 und den Queen Alexandra Range Meteoriten nicht ausgeschlossen werden kann. Auch die durch Mikrometeoriteneinschläge auf dem Regolithen verursachte „Kontamination“ an Nickel und Iridium in DG262 und QUE93969 [BIS98,SPE95] widerspricht dieser These nicht. Eine Absicherung kann sicherlich durch die Analyse weiterer Radionuklide erfolgen, so stimmen z.B. die ^{36}Cl-Aktivitäten [NIS96b/98] der Meteorite überein. Die Probenvorbereitung für die AMS-Messungen der schwereren Radionuklide ^{41}Ca und ^{59}Ni sind im Rahmen dieser Arbeit abgeschlossen, ein Termin für die Durchführung der Messungen ist allerdings noch nicht abzusehen.

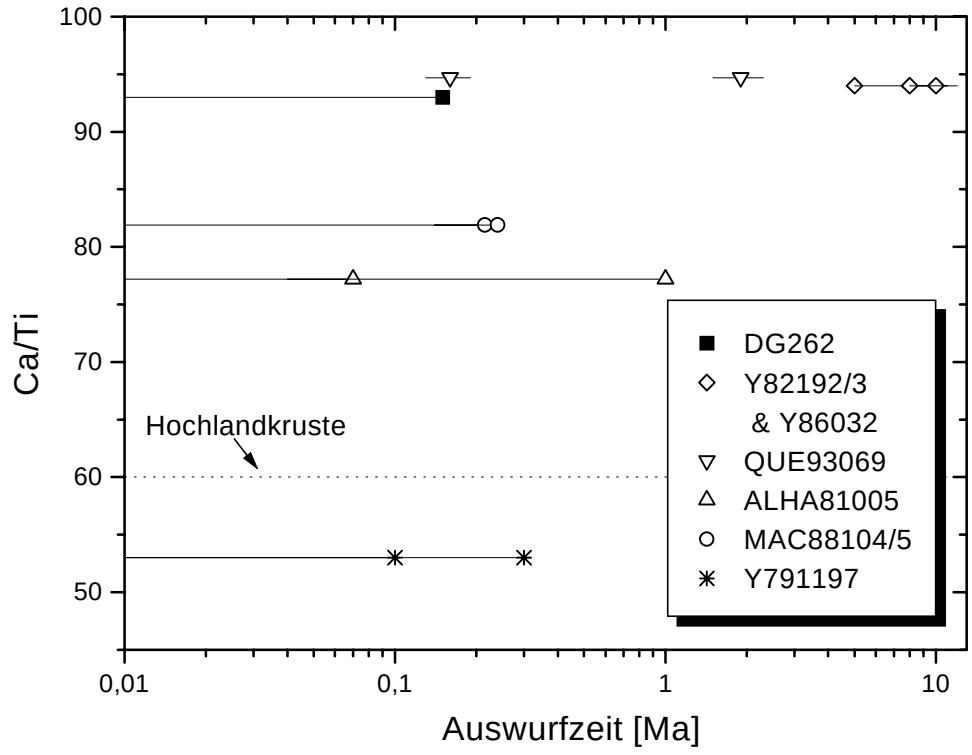

Abb. 92: Ca/Ti-Verhältnisse der Hochlandmondmeteorite gegen Auswurzeit, d.h. 4π-Bestrahlungsalter plus terrestrisches Alter [BIS98,EUG91,MET97,NIS91b/96b,THA96,SPE95, VOG91].

4.3.13 Eisenmeteorite

Die Analyse einer größeren Anzahl von Eisenmeteoriten hinsichtlich ihrer kosmogenen Radionuklidaktivitäten stand im Gegensatz zu den Steinmeteoriten nicht unter dem Schwerpunkt der Rekonstruktion der Geschichte der Meteorite. Vielmehr sollten die aus Eisenmeteoriten isolierten AMS-Proben zur Entwicklung der AMS-Messungen der schweren Nuklide ^{53}Mn und ^{60}Fe beitragen.

Die Auswahl der Meteorite erfolgte demnach einmal nach bekannten (aus RNAA) ^{53}Mn-Aktivitäten, zweitens wurden Eisenmeteorite mit ungewöhnlich hohem Nickel-Gehalt für die Analyse von ^{60}Fe aufgearbeitet. Dabei diente die simultane Bestimmung der leichten Radionuklide ^{10}Be, ^{26}Al und ^{36}Cl als Kontrolle der chemischen Operationen. Einzelheiten zur ^{60}Fe-Analytik sind unter 4.2.5 zu finden. Der Großteil der ^{53}Mn-AMS-Proben aus Eisenmeteoriten wurde jedoch der ETH/PSI-AMS-Anlage in Zürich für Vorversuche zur Verfügung gestellt, die im zeitlichen Rahmen dieser Arbeit noch nicht zu aussagekräftigen Ergebnissen geführt haben.

Die Diskussion der an Eisenmeteoriten ermittelten Daten der leichten Radionuklide gestaltet sich grundsätzlich schwieriger als die der Steinmeteorite. Zwar konnten mittlere Produktionsraten für Eisenmeteorite abgeschätzt werden [VOG90 und Referenzen darin], doch wurde in den letzten Jahren zunehmend festgestellt, daß die Spurenelementkonzentrationen die Aktivitäten dieser Radionuklide bestimmen. Michlovich et al. [MIC94] zeigten so am Tiefenprofil des Eisenmeteoriten Canyon Diablo (s. 4.3.13.1), daß der Phosphor-Gehalt die ^{26}Al-Aktivität der Proben beeinflußt. Weiterführend wurde von Leya et al. [LEY97/97b/98] dieser Einfluß anhand von Radionukliddaten des bestuntersuchtesten Eisenmeteoriten Grant und Vergleich dieser mit theoretischen Produktionsraten quantitativ abgeschätzt. So konnte z.B. ausgehend von mittleren Phosphor- und Schwefel-Konzentrationen von jeweils 0,8 % eine Erhöhung der ^{26}Al-Produktion um mehr als 50 % festgestellt werden. Auch die Gehalte an stabilen kosmogenen Nukliden werden von den Spurenelementkonzentrationen beeinflußt. Grundsätzlich muß also zur korrekten Interpretation der kosmogenen Daten von Eisenmeteoriten die chemische Zusammensetzung der untersuchten Proben bekannt sein. Da dies in der Regel - und auch nicht in dieser Arbeit - durchgeführt wird, können die Daten nur generell auf ihre Richtigkeit innerhalb einer Größenordnung hin überprüft werden. Die zum Teil sehr hohen terrestrischen Alter der

Eisenmeteorite erschweren allerdings den Vergleich mit mittleren Produktionsraten, so daß diese eher als obere Grenze angesehen werden müssen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden folgende Untersuchungen durchgeführt:

^{10}Be: Es wurden insgesamt elf Eisenmeteorite auf ihre ^{10}Be-Konzentration hin untersucht (Anhang B). Die Werte umspannen einen Bereich von 0,17-6,2 dpm/kg. Im Vergleich zur mittleren Produktionsrate von 4-6 dpm/kg [VOG90] können diese Daten demnach als gesichert angesehen werden. Dies wird durch die Doppelbestimmung von vier Meteoriten, die eine Reproduktion der Ergebnisse innerhalb der Fehler zeigte, bestätigt. Bemerkenswerterweise konnte die ^{10}Be-Aktivität des nickelreichen Meteoriten Dermbach auf (11,67 ± 0,72) dpm/kg bestimmt werden.

^{26}Al: Acht von neun ermittelten ^{26}Al-Aktivitätsmessungen variieren von 0,05-3,96 dpm/kg (Anhang B). Auch hier kann eine Übereinstimmung mit einer mitteleren Produktionsrate von 3-5 dpm/kg [VOG90] festgestellt werden. Die Reproduktion der Ergebnisse fällt allerdings schlechter aus. So konnten nur drei der vier durchgeführten Doppelbestimmungen die ^{26}Al-Daten reproduzieren. Eine Analyse von Sikhote-Alin zeigte dahingegen bei der Zweitbestimmung eine unerklärliche, um einen Faktor 4 höhere ^{26}Al-Aktivität von 7,2 dpm/kg. Diese Diskrepanz kann in dieser Höhe nicht auf Fehler während der chemischen Separation zurückgeführt werden.

^{36}Cl: Trotz der Schwierigkeiten hinsichtlich eines hohen^{36}Cl-Untergrundes (s. 4.2.1) konnten zehn ^{36}Cl-Analysen von Eisenmeteoriten durchgeführt werden. Eine Varianz von 0,36-21,0 dpm/kg (Anhang B) bestätigt den hohen Einfluß der terrestrischen Alter auf dieses Radionuklid. Dies zeigt auch der Vergleich mit der von Vogt et al. [VOG90] genannten Sättigungsproduktionsrate von (22,8 ± 3,1) dpm/kg. Weitere Einzelheiten finden sich auch in 4.2.1.

^{53}Mn: Innerhalb der Kooperation mit dem Beschleunigerlabor der TU München wurden nur zwei Eisenmeteorite (neben Sikhote-Alin, s. 3.1.5) auf ihren ^{53}Mn-Gehalt untersucht: Duchesne und Grant. Dabei zeigte sich, daß die in einer der ersten Strahlzeiten gemessene Duchesne-Probe eine gegenüber dem Literaturwert von (412 ± 34) dpm/kg [HER69] höhere Aktivität von (609 ± 91) dpm/kg besitzt. Die gut dokumentierte Probe

des Meteoriten Grant (Probenposition: 150 mm links der Referenzlinie auf Bar F [LEY98]) ergab ebenfalls einen - gegenüber den Literaturdaten von Imamura et al. von 304-373 dpm/kg [IMA80] - höheren Wert von (435 ± 65) dpm/kg. Letzterer Wert würde dabei die bisher aufgetretene Überschätzung der theoretischen Produktionsraten [LEY98] allerdings beseitigen. Zur endgültigen Klärung dieser für die Modellrechnungen im weiteren sehr wichtige „Diskrepanz“ werden weitere ^{53}Mn-Messungen durchgeführt.

Grundsätzlich konnten die in dieser Arbeit ermittelten Daten die in der Literatur [z.B. AYL88,NIS87] spärlich vorhandenen ^{10}Be- und ^{26}Al-Aktivitäten der Eisenmeteorite im Rahmen der Fehler und der Varianz für nicht „same sample measurements“ bestätigen. Die erstmalig durchgeführten Radionuklidbestimmungen an den einzigen in der libyschen Sahara gefundenen Eisenmeteorite zeigen aufgrund der hohen ^{10}Be-, ^{26}Al- und ^{36}Cl-Aktivitäten (Tab. 34), daß das terrestrische Alter erwartungsgemäß klein gegenüber den Halbwertszeiten der Radionuklide sein muß. Eine ausführliche Diskussion der Daten unterbleibt aus oben genannten Gründen.

Tab. 34: *Radionukliddaten der in der lybischen Sahara gefundenen Eisenmeteorite*

	^{10}Be [dpm/kg]	^{26}Al [dpm/kg]	^{36}Cl [dpm/kg]
Acfer 234	6,2 ± 0,3		21,0 ± 1,5
Djebel In-Azzene	4,74 ± 0,17	3,64 ± 0,22	20,6 ± 1,0

4.3.13.1 Canyon Diablo

Einer der bekanntesten Meteoritenkrater der Erde ist der Barringer-Krater (Meteor Crater) in Nord-Arizona. Sein Durchmesser beträgt 1,2 km, seine Tiefe 167 m. Ein Eisenmeteoroid (30 m Ø, 115000 t) soll vor ca. 50.000 Jahren mit einer Geschwindigkeit von 15 km/s diesen Krater verursacht haben. Reststücke dieses Meteoriten konnten seit 1891 in einem Umkreis von 15 km gefunden werden und sind in vielen Meteoritensammlungen unter der Fundstückbezeichnung „Canyon Diablo“ vorhanden. Die Untersuchungen an diesen Meteoritenfragmenten nehmen seit jeher eine Sonderstellung in der Meteoritik ein, da aufgrund der Größe des Meteoroiden ähnlich den Mondproben eher 2π- als gewöhnliche 4π-Bestrahlungsbedingungen vorlagen. So wurde schon in den sechziger Jahren eine extensive Studie u.a. hinsichtlich der stabilen Edelgaskonzentrationen durchgeführt [HEY66]. Diese Untersuchungen wurden fast dreißig Jahre später [MIC94] an zwölf der insgesamt 56 dokumentierten Proben fortgeführt. Die Weiterentwicklung der AMS-Technik ermöglichte mittlerweile die Bestimmung der kosmogenen Radionuklide ^{10}Be, ^{26}Al und ^{36}Cl. Zwar waren bis dahin einige Bestimmungen mittels aufwendiger konventioneller Zähltechniken durchgeführt worden, doch konnte die Erstellung eines Tiefenprofils erst durch die ultrasensitive AMS erfolgen. Hervorzuheben ist vor allen Dingen die für Meteoritenschauer mit solch großer Masse wichtige Analyse von dokumentierten Proben, d.h. aufgrund der Teilnahme von Prof. M. E. Lipschutz an beiden Studien [HEY66,MIC94] wurde gewährleistet, daß es sich tatsächlich um sog. „same sample-measurements“ handelte. Dieser Vorteil konnte auf die Untersuchungen dieser Arbeit übertragen werden. Es wurden insgesamt acht der zwölf in [MIC94] dokumentierten Proben nach Trägerzugabe radiochemisch aufgearbeitet und Mangan isoliert. Die Auswahl der Proben erfolgte so, daß nach den Literaturdaten der leichten Radionuklide und Edelgase der gesamte bisher untersuchte Abschirmungsbereich überstrichen wurde. Zur Berechnung der benötigten Meteoriteneinwaagen bzw. der erwarteten ^{53}Mn/^{55}Mn-Verhältnisse wurden die fünf ^{53}Mn-Literaturdaten aus [MET97] im Bereich von 95-219 dpm/kg verwendet. Leider konnte die Durchführung der AMS-Messungen an der Beschleunigeranlage in Garching nicht termingerecht erfolgen, so daß bei Abschluß dieser Arbeit noch keine Daten vorlagen.

4.4 Wirkungsquerschnitte der Kernreaktion $^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn$

Für sehr langlebige Radionuklide, die mittels AMS bestimmt werden, wird die in 1.7 aufgeführte Gleichung umgewandelt. Die Zahl der radioaktiven (^{53}Mn-)Atome (N_{rad}) muß aus der zugegebenen Trägermenge (^{55}Mn) und dem per AMS gemessenem Verhältnis (^{53}Mn/^{55}Mn) berechnet werden. Der Wirkungsquerschnitt ergibt sich demnach zu:

$$\sigma = \frac{N_{rad}}{\Phi \cdot N_{Target} \cdot t}$$

mit
- σ Wirkungsquerschnitt der Reaktion
- N_{rad} Zahl der gebildeten langlebigen Radionuklide
- Φ Flußdichte der einfallenden Teilchen
- N_{Target} Zahl der Targetatome
- t Bestrahlungsdauer

Die mittels AMS ermittelten ^{53}Mn/^{55}Mn-Verhältnisse lagen im Bereich von $1 \cdot 10^{-9}$ bis $3 \cdot 10^{-8}$ mit typischen Meßzeiten von 2 bis 4 min. Die Ergebnisse der Proben sind in Tabelle 35 aufgeführt.

Tab. 35: *Wirkungsquerschnitte der Kernreaktion $^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn$*

Protonen-Energie [MeV]	σ [mb]
17,2 ± 1,84	88 ± 14
30,6 ± 0,585	56,4 ± 8,8
38,0 ± 0,469	31,2 ± 4,9
46,8 ± 1,2	107 ± 17
58,6 ± 1,1	196 ± 31
66,3 ± 0,583	146 ± 23
80,5 ± 0,897	118 ± 19
90,7 ± 0,622	175 ± 28
115 ± 1,52	76 ± 13
178 ± 1,03	64 ± 10
397 ± 0,628	34,7 ± 5,4
599 ± 0,531	34,6 ± 5,4
800 ± 0,531	46,3 ± 7,2
1200 ± 0,584	34,9 ± 5,5
1600 ± 2	31,8 ± 5,0

Eine graphische Darstellung der - nur in einer AMS-Strahlzeit ermittelten - Daten dieser Arbeit zusammen mit den aus der Literatur bekannten Daten (via Zerfallszählung bzw. RNAA bestimmt) zeigt Abbildung 93.

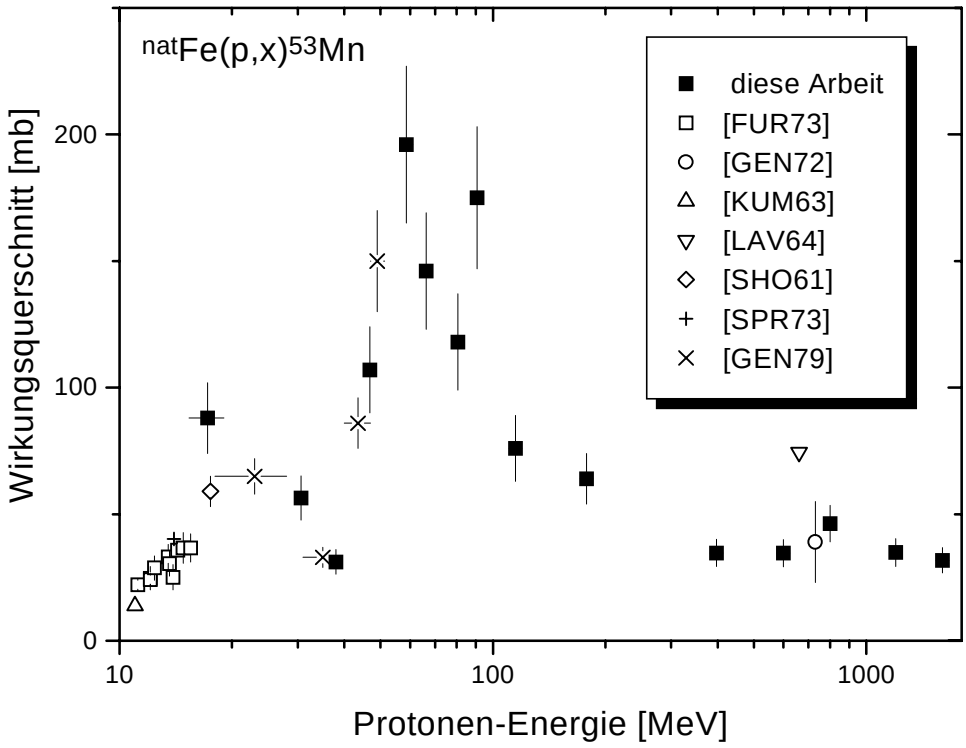

Abb. 93: Anregungsfunktion der $^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn$-Kernreaktion.

Zur Interpretation des Verlaufs der Anregungsfunktion muß insbesondere die natürliche Isotopenzusammensetzung des Targetmaterials berücksichtigt werden. Bei der Bestrahlung von Eisen natürlicher Isotopenzusammensetzung kommt es zum Ablauf verschiedenster Kernreaktionen, die entweder direkt oder indirekt über den Zerfall eines kurzlebigen Mutternuklides (^{53}Fe, ^{53}Co) zu ^{53}Mn führen. Eine Übersicht der wichtigsten Reaktionen mit ihren charakteristischen Energetikwerten (Q-Wert, Schwellenenergie) findet sich in Tabelle 36.

Tab. 36: *Zu ^{53}Mn-führende Kernreaktionen bei Bestrahlung von Eisen natürlicher Isotopenzusammensetzung mit Protonen [$^{\#}$PFE95]*

Targetnuklid (Häufigkeit$^{\#}$)	Kernreaktion	Q-Wert [MeV]	Schwellenenergie [MeV]
^{56}Fe (91,7 %)	^{56}Fe(p,α)^{53}Mn	-1,05	1,07
	^{56}Fe(p,2p2n)^{53}Mn	-29,35	29,88
^{54}Fe (5,9 %)	^{54}Fe(p,2n)^{53}Mn	-11,44	11,65
	^{54}Fe(p,pn)^{53}Fe → ^{53}Mn	-13,38	13,63
	^{54}Fe(p,2p)^{53}Co → ^{53}Mn	-19,88	20,25
^{57}Fe (2,1 %)	^{57}Fe(p,αn)^{53}Mn	-8,70	8,85
	^{57}Fe(p,2p3n)^{53}Mn	-37,00	37,65
^{58}Fe (0,28 %)	^{58}Fe(p,α2n)^{53}Mn	-18,74	19,07
	^{58}Fe(p,2p4n)^{53}Mn	-47,04	47,86

Die beiden Reaktionen am Hauptnuklid ^{56}Fe können eindeutig durch Wirkungsquerschnitts-Maxima bei etwa 20 (α-Emission) bzw. 60 MeV (2p2n-Emission) identifiziert werden. Andere Reaktionskanäle werden von diesen vollständig überdeckt.

Es bleibt abzuwarten, wie groß der Einfluß der neuen Wirkungsquerschnitte auf die physikalischen Modellrechnungen der Produktionsraten ist. Um gesicherte Aussagen machen zu können, sind zur Reduzierung der Fehler der Wirkungsquerschnitte Nachmessungen unbedingt erforderlich. Des weiteren sollte die Bestimmung von Dicktarget-Tiefenprofilen zur Validierung beitragen. Letztlich verbleibt als Aufgabe die AMS-Bestimmung der Anregungsfunktion der ^{nat}Ni(p,x)^{53}Mn-Kernreaktion, die in geringerem Maße zur Produktion von ^{53}Mn in Meteoroiden beiträgt.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit wurden radiochemische Trennungsgänge entwickelt, die die simultane Darstellung von verschiedenen AMS-Proben aus einer Meteoritenprobe erlauben. Innerhalb der Kooperationen mit drei Beschleunigerlabors konnten alle AMS-Proben ihre Qualität für die Radionuklide ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{41}Ca, ^{53}Mn, ^{59}Ni und ^{60}Fe unter Beweis stellen. Darüber hinaus wurden ^{41}Ca- und ^{53}Mn-AMS-Proben aus Protonen-bestrahlten Eisentargets separiert und ^{53}Mn-Standards chemisch aufgearbeitet.

In Kooperation mit dem Beschleunigerlabor der TU München führten die in dieser Arbeit aufgearbeiteten Proben zur erstmaligen Bestimmung der Radionuklide ^{53}Mn und ^{60}Fe in einer größeren Anzahl von Meteoriten und für ^{53}Mn zusätzlich zu Wirkungsquerschnitten der Anregungsfunktion ^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn. Neben zahlreichen ^{10}Be- und ^{26}Al-Konzentrationen wurden zum ersten Mal ^{41}Ca-Aktivitäten in Meteoriten an der ETH/PSI-AMS-Anlage in Zürich gemessen. Diese ^{41}Ca-Daten sind auch die ersten in Steinmeteoritendaten, die in der Abteilung Nuklearchemie bestimmt wurden. Die Kooperation mit den Beschleunigerlabors der ETH/PSI und des PRIME Labs machten ^{36}Cl-Analysen in Stein- und Eisenmeteoriten und magnetischen Fraktionen von Steinmeteoriten möglich.

Unter Berücksichtigung kosmogener Daten (z.B. stabile Edelgase, Tracks) anderer „Meteoritik"-Gruppen und der theoretischen Produktionsraten des Zentrums für Strahlenschutz und Radioökologie Hannover gelang die Entschlüsselung der „Geschichten" zahlreicher Meteorite (darunter seltene Meteoritenklassen wie R- und CV3-Chondrite und der Mondmeteorit Dar al Gani 262), d.h. Bestimmung der präatmosphärische Radien, Abschirmungstiefen der Proben, „pairings" bei Meteoritenfunden, die Aufdeckung komplexer Bestrahlungsgeschichten und der Nachweis von SCR-Produkten.

Die in dieser Arbeit bestimmten Meteoritendaten führten zur Feststellung, daß die theoretischen ^{10}Be-Produktionsraten die experimentellen Daten für alle Meteoritenklassen unterschätzen. Aus diesem Grunde ist die Bestimmung von Wirkungsquerschnitten von Neutronen-induzierten Kernreaktionen zu ^{10}Be und Analysen der Haupttargetelemente Sauerstoff und Kohlenstoff an Meteoriten im weiteren unbedingt erforderlich. Eine gute Übereinstimmung zwischen experimentellen und theoretischen ^{26}Al-Aktivitäten konnte dahingegen aufgezeigt werden. Die

Auswirkungen der in dieser Arbeit bestimmten $^{nat}Fe(p,x)^{53}Mn$-Wirkungsquerschnitte auf die Modellrechnungen müssen abgewartet werden, die Bestimmung von Tiefenprofilen aus Dicktargetexperimenten und Wirkungsquerschnitten am zweiten Targetelement Nickel sind aber sicherlich in Zukunft erforderlich. Trotz fehlender nuklearer Daten für die Produktion von ^{60}Fe deckten sich die berechneten und gemessenen ^{60}Fe-Aktivitäten in Meteoriten.

Aufgrund der begrenzten Kapazität der AMS-Anlagen und der zeitlichen Verzögerung durch Strahlzeittermine sind die in dieser Arbeit beschriebenen Ergebnisse nur ein Teil der Daten, die anhand der isolierten AMS-Proben ermittelt werden können. Die ausstehenden Messungen werden sicherlich weitere Konsequenzen für die Interpretation der „Geschichte“ der Meteorite und die physikalischen Modellrechnungen haben.

6 Literatur

6.1 Basisliteratur

R. W. Bühler, Meteorite: Urmaterie aus dem interplanetaren Raum, Birkhäuser Verlag Basel Boston Berlin (1988).

R. T. Dodd, Thunderstones and Shooting Stars, Harvard University Press Cambridge, Massachusetts and London, England (1986).

T. Gehrels, Kometen und Planetoiden - Risiko für die Erde ?, *Leseprobe Spektrum der Wissenschaft,* Januar (1997) 4.

A. L. Graham, A. W. R. Bevan, R. Hutchison, Catalogue of Meteorites, The Garden City Press Limited Letchworth, Hertfordshire, 4th ed. (1985).

F. Heide, Kleine Meteoritenkunde, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 3. Auflage (1988).

Holleman-Wiberg, Lehrbuch der anorganischen Chemie, de Gruyter Berlin New York, 91.-100. Auflage (1985).

Jander-Blasius, Lehrbuch der analytischen und präparativen anorganischen Chemie, Hirzel Stuttgart, 12. Auflage (1985).

M. E. Lipschutz, L. Schultz, Meteorites, in: The Encyclopedia of the Solar System (eds. P. Weissman, L-A. McFadden, T. Johnson), Academic Press Inc., Fassung vom 25. Juni 1997.

G. Pösges, M. Schieber, Das Rieskrater-Museum Nördlingen: Museumsführer und Empfehlungen zur Gestaltung eines Aufenthaltes im Ries, Pfeil Verlag München (1994).

H. Y. McSween Jr., Meteorites and their parent planets, Cambridge University Press (1987).

RÖMPP Chemie Lexikon (Hrsg. J. Falbe, M. Regitz), Thieme Stuttgart, 9. Auflage (1995).

A. von Rétyi, G. Aumann, Meteorite - Boten aus dem Weltall, Naturkunde-Museum Coburg (Heft 22), 2. erweiterte Auflage (1996).

C. Tuniz, J. R. Bird, D. Fink, G. F. Herzog, ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY 'ultrasensitive analysis for global science', noch unveröffentlicht.

6.2 Spezielle Literatur

[ALB91] A. Albrecht, S. Vogt, G. F. Herzog, J. Klein, D. Fink, R. Middleton, ^{26}Al and ^{10}Be Contents of Murchison (C2) Chondrite, *Meteoritics* **26** (1991) 312.

[ALB92] A. Albrecht, S. Vogt, G. F. Herzog, R. Middleton, B. Dezfouly-Arjomandy, J. Klein, D. Fink, ^{26}Al, ^{10}Be AND ^{41}Ca IN MESOSIDERITES, *Lunar Planet. Sci.* **23** (1992) 5.

[ALT96] M. J. B. Altmaier, Kosmogene Radionuklide in Meteoriten: Radiochemische Bestimmung und Interpretation, *Diplomarbeit Universität zu Köln* (1996).

[ALT98] M. J. B. Altmaier, *persönliche Mitteilung* (1998).

[ALV39] L. W. Alvarez, R. Cornog, ^{3}He in helium, *Phys. Rev.* **56** (1939) 379.

[ALV96] D. E. Alvarez, I. Bogdanovi´c, T. Faestermann, J. O. Fernández Niello, U. Herpers, K. Knie, G. Korschinek, S. Merchel, T. Schätz, J. Scholten, ^{53}Mn in Extraterrestrial Matter, *Jahresbericht Beschleunigerlaboratorium der Universität und der technischen Universität München* (1996) 66.

[AND76] E. Anders, H. Higuchi, R. Ganapathy, J. W. Morgan, Chemical fractionations in meteorites - IX. C3 chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **40** (1976) 1131.

[AND77] H. H. Anderson, J. F. Ziegler, Hydrogen stopping powers and ranges in all elements, Pergamon Press, New York (1977).

[ARN61] J. R. Arnold, M. Honda, D. Lal, Record of cosmic-ray intensity in the meteorites, *J. Geophys. Res.* **66** (1961) 3519.

[AYL88] D. Aylmer, V. Bonanno, G. F. Herzog, H. Weber, J. Klein, R. Middleton, ^{26}Al and ^{10}Be production in iron meteorites, *Earth Planet. Sci. Lett.* **88** (1988) 107.

[BAR93] E. Barifajo, C. Hampton, T. Schlüter, H. Betlem, Meteorite Fall at Mbale, Eastern Uganda, 14th August 1992, a preliminary report, *Documenta naturae* **77** (1993) 1.

[BAU47] C. A. Bauer, Production of Helium in Meteorites by Cosmic Radiation, *Phys. Rev.* **69** (1947) 671.

[BET30] H. Bethe, Zur Theorie des Durchgangs schneller Korpuskularstrahlen durch Materie, *Ann. Physik* **5** (1930) 325.

[BET32] H. Bethe, Bremsformel für Elektronen relativistischer Geschwindigkeit, *Z. Physik* **76** (1932) 293.

[BHA80] N. Bhandari, D. Lal, R. S. Rajan, J. R. Arnold, K. Marti, C. B. Moore, ATMOSPHERIC ABLATION IN METEORITES: A STUDY BASED ON COSMIC RAY TRACKS AND NEON ISOTOPES, *Nucl. Tracks* **4** (1980) 213.

[BHA93] N. Bhandari, K. J. Mathew, M. N. Rao, U. Herpers, K. Bremer, S. Vogt, W. Wölfli, H. J. Hofmann, R. Michel, R. Bodemann, H.-J. Lange, Depth and size dependence of cosmogenic nuclide production rates in stony meteoroids, *Geochim. Cosmochim. Acta* **57** (1993) 2361.

[BHA97] N. Bhandari, *persönliche Mitteilung* (1997).

[BIR90] J. R. Bird, N. Shahgholi, A. Jenkinson, A. Smith, L. K. Fifield, T. Ophel, G. Allan, Problems of contamination in ^{36}Cl studies, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B52** (1990) 348.

[BIS93] A. Bischoff, H. Palme, R. D. Ash, R. N. Clayton, L. Schultz, U. Herpers, D. Stöffler, M. M. Grady, C. T. Pillinger, B. Spettel, H. Weber, T. Grund, M. Endreß, D. Weber, Paired Renazzo-type (CR) carbonaceous chondrites from the Sahara, *Geochim. Cosmochim. Acta* **57** (1993) 1587.

[BIS94] A. Bischoff, T. Geiger, H. Palme, B. Spettel, L. Schultz, P. Scherer, T. Loeken, P. Bland, R. N. Clayton, T. K. Mayeda, U. Herpers, B. Meltzow, R. Michel, B.

Dittrich-Hannen, Acfer 217-A new member of the Rumuruti chondrite group (R), *Meteoritics* **29** (1994) 264.

[BIS95] A. Bischoff, T. Geiger, Meteorites from the Sahara: Find locations, shock classification, degree of weathering and pairing, *Meteoritics* **30** (1995) 113.

[BIS97] A. Bischoff, D. Weber, DAR AL GANI 262: THE FIRST LUNAR METEORITE FROM THE SAHARA, *Meteorit. Planet. Sci.* **32** (1997) A13.

[BIS98] A. Bischoff, D. Weber, R. N. Clayton, T. Faestermann, I. A. Franchi, U. Herpers, K. Knie, G. Korschinek, P. W. Kubik, T. K. Mayeda, S. Merchel, R. Michel, S. Neumann, H. Palme, C. T. Pillinger, L. Schultz, A. S. Sexton, B. Spettel, A. B. Verchovsky, H. W. Weber, G. Weckwerth, D. Wolf, Petrology, chemistry, and isotopic compositions of the Lunar highland regolith breccia Dar al Gani 262, akzeptiert zur Veröffentlichung in *Meteorit. Planet. Sci.*.

[BLO33] F. Bloch, Zur Bremsung rasch bewegter Teilchen beim Durchgang durch Materie, *Ann. Physik* **16** (1933) 285.

[BOD93] R. Bodemann, Zur Wechselwirkung der solaren kosmischen Strahlung mit extraterrestrischer Materie - Messung von Wirkungsquerschnitten und Modellrechnungen, *Dissertation Universität Hannover* (1993).

[BOH13] N. Bohr, *Phil. Mag.* **26** (1913) 1.

[BOH15] N. Bohr, On the decrease of velocity of swiftly moving electrified particles in passing through matter, *Phil. Mag.* **30** (1915) 581.

[BON95] G. Bonino, G. Cini Castagnoli, N. Bhandari, C. Taricco, Behaviour of the Heliosphere over Prolonged Solar Quiet Periods by ^{44}Ti Masurements in Meteorites, *Science* **270** (1995) 1648.

[BRE92] K. Bremer, Beitrag zum Studium der Wechselwirkung der kosmischen Strahlung mit Meteoriten sowie Untersuchungen in situ - produzierter Radionuklide in terrestrischen Proben zur Bestimmung von Freilegungsaltern mit Hilfe der Beschleuniger-Massenspektrometrie, *Dissertation Universität zu Köln* (1992).

[BRO94] P. Brown, Z. Ceplecha, R. L. Hawkes, G. Wetherill, M. Beech, K. Mossman, The orbit and atmospheric trajectory of the Peekskill meteorite from video records, *Nature* **367** (1994) 624.

[CAS77] W. A. Cassidy, E. Olsen, K. Yanai, Antarctica: A Deep-Freeze Storehouse for Meteorites, *Science* **198** (1977) 727.

[CAS92] W. A. Cassidy, R. Harvey, J. Schutt, G. Delisle, K. Yanai, The meteorite collection sites of Antarctica, *Meteoritics* **27** (1992) 490.

[CRE72] P. J. Cressy, Cosmogenic Radionuclides in the Allende and Murchison Carbonaceous Chondrites, *J. Geophys. Res.* **77** (1972) 4905.

[DIT90] B. Dittrich, Radiochemische Untersuchung protonen- und α-induzierter Spallations- und Fragmentationsreaktionen mit Hilfe der Gamma- und Beschleunigermassen-Spektrometrie, *Dissertation Universität zu Köln* (1990).

[DIT96] B. Dittrich-Hannen, F. Ames, M. Suter, M. J. M. Wagner, Ch. Schnabel, R. Michel, U. Herpers, E. Günther, ^{41}Ca measurements at the Zurich AMS facility, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B113** (1996) 453.

[EHM58] W. D. Ehmann, T. P. Kohman, Cosmic-ray-induced radioactivities in meteorites - II Al^{26}, Be^{10} and Co^{60}, aerolites, siderites and tektites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **14** (1958) 364.

[ELM78] D. Elmore, B. R. Fulton, M. R. Clover, J. R. Marsden, H. E. Gove, H. Naylor, K. H. Purser, L. R. Kilius, R. P. Beukens, A. E. Litherland, Analysis of ^{36}Cl in environmental water samples using an electrostatic accelerator, Univ. Rochester Rep. UR-NSRL-182 (1978).

[ELM97] D. Elmore, X. Ma, T. Miller, K. Mueller, M. Perry, F. Rickey, P. Sharma, P. Simms, M. Lipschutz, S. Vogt, Status and plans for the PRIME Lab AMS facility, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **123** (1997) 69.

[ELM98] D. Elmore, *persönliche Mitteilung* (1998).

[ENG79] P. Englert, Die Bestimmung von Bestrahlungs- und sogenannten terrestrischen Altern von Steinmeteoriten auf der Grundlage der kosmogen entstandenen Radionuklide ^{53}Mn und ^{26}Al, *Dissertation Universität zu Köln* (1979).

[EUG88] O. Eugster, Cosmic-ray production rates for ^{3}He, ^{21}Ne, ^{38}Ar, ^{83}Kr, and ^{126}Xe inchondrites based on ^{81}Kr-Kr exposure ages, *Geochim. Cosmochim. Acta* **52** (1988) 1649.

[EUG91] O. Eugster, J. Beer, M. Burger, R. C. Finkel, H. J. Hofmann, U. Krähenbühl, Th. Michel, H. A. Synal, W. Wölfli, History of the paired lunar meteorites MAC88104 and MAC88105 derived from noble gas isotopes, radionuclides, and some chemical abundances, *Geochim. Cosmochim. Acta* **55** (1991) 3139.

[EUG93] O. Eugster, Th. Michel, S. Niedermann, D. Wang, W. Yi, The record of cosmogenic, radiogenic, fissiogenic, and trapped noble gases in recently recovered Chinese and other chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **57** (1993) 1115.

[EVA82] J. C. Evans, J. H. Reeves, L. A. Rancitelli, D. D. Bogard, Cosmogenic Nuclides in Recently Fallen Meteorites: Evidence for Galactic Cosmic Ray Variations During the Period 1967-1978, *J. Geophys. Res.* **87** (1982) 5577.

[EVA87] J. C. Evans, J. H. Reeves, R. C. Reedy, Solar cosmic ray produced radionuclides in the Salem meteorite, *Lunar Planet. Sci.* **18** (1987) 271.

[FAE90] T. Faestermann, K. Kato, G. Korschinek, P. Krauthan, E. Nolte, W. Rühm, L. Zerle, ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY WITH FULLY STRIPPED ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{41}Ca AND ^{59}Ni IONS, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B50** (1990) 275.

[FAE92] T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, W. Müller, E. Nolte, W. Rühm, L. Zerle, ^{53}Mn and ^{59}Ni AMS measurements of meteorites, *Jahresbericht Beschleunigerlaboratorium der Universität und der technischen Universität München* (1992) 105.

[FER97] T. Ferko, persönliche Mitteilung (1997).

[FIN84] D. Fink, O. Meirav, M. Paul, H. Ernst, W. Henning, W. Kutschera, R. Kaim, A. Kaufman, M. Magaritz, ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY AT THE REHOVOT PELLETRON TANDEM: MEASUREMENTS OF ABUNDANCES OF COSMOGENIC RADIOISOTOPES AND FUTURE PROSPECTS, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B5** (1984) 123.

[FIN87] D. Fink, M. Paul, G. Hollos, S. Theis, S. Vogt, R. Stueck, P. Englert, R. Michel, MEASUREMENTS OF ^{41}Ca SPALLATION CROSS SECTIONS AND ^{41}Ca CONCENTRATIONS IN THE GRANT METEORITE BY ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B29** (1987) 275.

[FIN93] R. C. Finkel, M. Suter, AMS IN THE EARTH SCIENCES: TECHNIQUE AND APPLICATIONS, *Advances in Analytical Geochemistry* **1** (1993) 1.

[FIR96] R. B. Firestone (ed. S. Shirley), Table of isotopes, Wiley-Interscience, 8th ed. (1996).

[FUR73] M. Furukawa *communication particulière* (1973) an [TOB75].

[GAR97] P. Gartenmann, C. Schnabel, M. Suter, H.-A. Synal, ^{60}Fe measurements with an EN tandem accelerator, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B123** (1997) 132.

[GAR97b] P. Gartenmann, *persönliche Mitteilung* (1997).

[GEN72] R. Gensho, S. Takeuchi, M. Honda, Detection of trace amounts of manganese isotopes by surface ionisation method, *Mass Spectroscopy* **20** (1972) 211.

[GEN79] R. Gensho, O. Nitoh, T. Makino, M. Honda, Some long-lived and stable nuclides produced by nuclear reactions, *Phys. Chem. Earth* **11** (1979) 11.

[GEO97] U. George, GEO-Expedition Aufstieg in die Unterwelt, in: *GEO DAS NEUE BILD DER ERDE*, **7** (1997) 12.

[GEO97b] U. George, GEO-Expedition Außerirdisches aus der Sahara, in: *GEO DAS NEUE BILD DER ERDE*, **8** (1997) 34.

[GLO97] M. Gloris, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, S. Merchel, R. Michel, First systematic AMS measurements of ^{60}Fe in meteorites, *Jahresbericht Beschleunigerlaboratorium der Universität und der technischen Universität München* (1997) im Druck.

[GLO98] M. Gloris, Protonen-induzierte Restkernproduktion in schweren Elementen bei mittleren Energien, *Dissertation Universität Hannover* (1998).

[GOE65] P. S. Goel, M. Honda, Cosmic-Ray-Produced Iron 60 In Odessa Meteorite, *J. Geophys. Res.* **70** (1965) 747.

[GOS88] J. N. Goswami, R. E McGuire, R. C. Reedy, D. Lal, R. Jha, Solar Flare and Alpha Particles During the Last Three Solar Cycles, *J. Geophys. Res.* **A93** (1988) 7195.

[GRA90] Th. Graf, P. Signer, R. Wieler, U. Herpers, R. Sarafin, S. Vogt, Ch. Fieni, P. Pellas, G. Bonani, M. Suter, W. Wölfli, Cosmogenic nuclides and nuclear tracks in the chondrite Knyahinya, *Geochim. Cosmochim. Acta* **54** (1990) 2511.

[GRA90b] Th. Graf, H. Baur, P. Signer, A model for the production of cosmogenic nuclides in chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **54** (1990) 2521.

[GRO96] J. N. Grossman, The Meteoritical Bulletin, No. 80, 1996 July, *Meteorit. Planet. Sci.* **31** (1996) A178.

[HAM71] W. Hampel, Messung von γ-emittierenden Radionukliden in den Chondriten Chitado, Allende, Police, Lost City und Caserio Ucera, *Diplomarbeit Max-Planck-Institut für Kernphysik Heidelberg* (1971).

[HEI90] H. Heinrichs, A. G. Herrmann, Praktikum der analytischen Geochemie, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1990) 247ff.

[HEI96] K. Heide, Th. Stelzner, D. Weber, A. Bischoff, THE PUNA DESERT: A NEW POTENTIAL METEORITE RECOVERY AREA, *Meteorit. Planet. Sci.* **31** (1996) A58.

[HER67] U. Herpers, W, Herr, R. Wölfle, in: Radioactive Dating and Methods of Low-Level-Counting, IAEA, Wien (1967) 199.

[HER69] U. Herpers, Die Bestimmung der Spallationsnuklide ^{26}Al, ^{53}Mn, ^{45}Sc und verschiedener Spurenelemente in Meteoriten mit Hilfe der Neutronenaktivierung und spezifischer „Low-Level“ Meßverfahren, *Dissertation Universität zu Köln* (1969).

[HER74] G. F. Herzog, P. J. Cressy, Jr., Variability of the ^{26}Al production rate in ordinary chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **38** (1974) 1827.

[HER96] S. Herrmann, P. Scherer, L. Schultz, NOBLE GASES IN 20 SAHARAN LL CHONDRITES: EXPOSURE AGES AND POSSIBLE PAIRING, *Meteorit. Planet. Sci.* **31** (1996) A61.

[HES13] V. F. Heß, Über den Ursprung der durchdringenden Strahlung, *Phys. Zeitschrift* **14** (1913) 610.

[HEU84] G. Heusser, W. Hampel, *persönliche Mitteilung* (1984) an K. Nishiizumi [NIS87].

[HEU95] G. Heusser, M. Laubenstein, B. Pistorius, *persönliche Mitteilung* (1984).

[HEY66] D. Heymann, M. E. Lipschutz, B. Nielson, E. Anders, Canyon Diablo Metorite: Metallographic and Mass Spectrometric Study of 56 Fragments, *J. Geophys. Res.* **71** (1966) 619.

[HON61] M. Honda, J. P. Shedlovsky, J. R. Arnold, Radioactive species produced by cosmic rays in iron meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **23** (1961) 133.

[HON61b] M. Honda, S. Umemoto, J. R. Arnold, Radioactive species produced by cosmic rays in Bruderheim and other stone meteorites, *J. Geophys. Res.* **66** (1961) 3541.

[HON71] M. Honda, M. Imamura, Half-life of ^{53}Mn, *Phys.Rev.* **C4** (1971) 1182.

[HON83] M. Honda, H. Nagai, M. Imamura, K. Nishiizumi, K. Yoshida, I. Yamane, H. Yamashita, COSMOGENIC ^{10}Be IN METEORITIC IRONS AND STONES, *Meteoritics* **18** (1983) 315.

[HUN48] H. E. Huntley, Production of Helium by Cosmic Rays, *Nature* **161** (1948) 356.

[IMA73] M. Imamura, R. C. Finkel, M. Wahlen, DEPTH PROFILE OF ^{53}Mn IN THE LUNAR SURFACE, *Earth Planet. Sci. Lett.* **20** (1973) 107.

[IMA80] M. Imamura, M.Shima, M. Honda, Radial Distribution of Spallogenic K, Ca, Ti, V, and Mn Isotopes in Iron Meteorites, *Z. Naturforschg.* **35A** (1980) 267.

[JÄC98] A. Jäckel, *persönliche Mitteilung* (1998).

[JAR90] E. Jarosewich, Chemical analyses of meteorites: A compilation of stony and iron meteorite analyses, *Meteoritics* **25** (1990) 323.

[JEN94] P. Jenniskens, H. Betlem, J. Betlem, E. Barifaijo, T. Schlüter, C. Hampton, M. Laubenstein, J. Kunz, G. Heusser, The Mbale meteorite shower, *Meteoritics* **29** (1994) 246.

[JUL90] A. J. T. Jull, F. Wlotzka, H. Palme, D. J. Donahue, Distribution of terrestrial age and petrologic type of meteorites from Western Libya, *Geochim. Cosmochim. Acta* **54** (1990) 2895.

[KAL96] G. W. Kallemeyn, A. E. Rubin, J. T. Wasson, The compositional classification of chondrites: VII. The R chondrite group, *Geochim. Cosmochim. Acta* **60** (1996) 2243.

[KER83] R. A. Kerr, A Lunar Meteorite and Maybe Some from Mars, *Science* **220** (1983) 288.

[KLA98] W. Klas, Bestimmung der langlebigen, kosmogenen *in situ* produzierten Radionuklide ^{10}Be und ^{26}Al: Surface Exposure Dating in Antarktika und Untersuchungen an Meteoriten, *Dissertation Universität zu Köln* (1998).

[KLA98b] W. Klas, *persönliche Mitteilung* (1998).

[KNA94] M. Knauer, Analyse der kosmogenen Radionuklide ^{10}Be, ^{14}C und ^{26}Al in Steinmeteoriten mittels Beschleunigermassenspektrometrie, *Dissertation Universität Hannover* (1994).

[KNA95] M. Knauer, U. Neupert, R. Michel, G. Bonani, B. Dittrich-Hannen, I. Hajdas, S. Ivy-Ochs, P. W. Kubik. M. Suter, Measurements of Long-Lived Radionuclides Beryllium-10, Carbon-14, and Aluminum-26 in Meteorites from Hot and Cold Deserts by Accelerator Mass Spectrometry (AMS), in: L. Schultz, J. O. Annexstad, M. E. Zolensky (eds.) *Workshop on Meteorites from Cold and Hot Deserts, LPI Tech. Rpt.* **95-02**, Lunar and Planetary Institute, Houston (1995) 38.

[KNI92] K. Knie, Messung von ^{59}Ni in extraterrestrischen und künstlichen Proben mit Beschleunigermassenspektrometrie, *Diplomarbeit Technische Universität München* (1992).

[KNI97] K. Knie, *persönliche Mitteilung* (1997).

[KNI97b] K. Knie, T. Faestermann, G. Korschinek, AMS at the Munich gas-filled analyzing magnet system GAMS, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B123** (1997) 128.

[KNI97c] K. Knie, Beschleunigermassenspektrometrie mit Isobarenseparation in einem dedizierten gasgefüllten Magneten, *Dissertation Technische Universität München* (1997).

[KNI98] K. Knie, *persönliche Mitteilung* (1998).

[KNI98b] K. Knie, T. Faestermann, G. Korschinek, S. Merchel, U. Herpers, M. Gloris, R. Michel, Measurements and calculations of Iron-60 in meteorites, eingereicht zur Veröffentlichung an *Meteorit. Planet. Sci.*.

[KOR87] G. Korschinek, H. Morinaga, E. Nolte, E. Preisenberger, U. Ratzinger, A. Urban, P. Dragovitsch, S. Vogt, ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY WITH COMPLETELY STRIPPED ^{41}Ca AND ^{53}Mn IONS AT THE MUNICH TANDEM ACCELERATOR, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B29** (1987) 67.

[KUB95] P. W. Kubik, *persönliche Mitteilung*, (1995).

[KUB98] P. W. Kubik, *persönliche Mitteilung*, (1998).

[KUM63] I. Kumabe, H. Ogata, T. Komatuzaki, N. Inoue, S. Tomita, Y. Yamada, T. Yamaki, S. Matsumoto, (p,α) reactions on the even nuclei Ni-58, Ni-60 and Fe-56, *Nucl. Phys.* **46** (1963) 437.

[KUT84] W. Kutschera, P. J. Billquist, D. Frekers, W. Henning, K. J. Jensen, Ma X., R. Pardo, M. Paul, K. E. Rehm, R. K. Smither, J. L. Yntema, L. F. Mausner, HALF-LIFE OF ^{60}Fe, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B5** (1984) 430.

[KUT86] W. Kutschera, ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY AND NUCLEAR PHYSICS, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B17** (1986) 377.

[KUT93] W. Kutschera, I. Ahmad, B. G. Glagola, R. C. Pardo, K. E. Rehm, D. Berkovits, M. Paul, J. R. Arnold, K. Nishiizumi, Accelerator mass spectrometry of ^{59}Ni in extraterrestrial matter, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B73** (1993) 403.

[LAL67] D. Lal, R. S. Rajan, V. S. Venkatavaradan, Nuclear effects of "solar" and "galactic" cosmic-ray particles in near-surface regions of meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **31** (1967) 1859.

[LAV64] A. K. Lavrukhina, R. I. Kuznetsova, El. M. Satarova, Rate of formation of radioactive isotopes in chondrites by cosmic-ray reactions, *Geochemistry International* **1** (1964) 1129.

[LEY97] I. Leya, Modellrechnungen zur Beschreibung der Wechselwirkungen galaktischer kosmischer Teilchenstrahlung mit Stein- und Eisenmeteoroiden Dünntargetbestrahlungen und Dicktargetexperimente, *Dissertation Universität Hannover* (1997).

[LEY97b] I. Leya, H.-J. Lange, R. Michel, MODEL CALCULATIONS FOR PRODUCTION RATES OF COSMOGENIC NUCLIDES IN IRON METEOROIDS, *Meteorit. Planet. Sci.* **32** (1997) A78.

[LEY98] I. Leya, R. Michel, MODELING THE COSMIC RAY RECORD OF THE IRON METEOROID GRANT, *Lunar Planet. Sci.* **29** (1998) im Druck.

[LEY98b] I. Leya, *persönliche Mitteilung* (1998).

[LOV57] J. F. Lovering, W. Nichiporuk, A. Chodos, H. Brown, The distribution of gallium, germanium, cobalt, chromium, and copper in iron and stony-iron meteorites in relation to nickel content and structure, *Geochim. Cosmochim. Acta* **11** (1957) 263.

[LÜP93] M. Lüpke, Untersuchung zur Wechselwirkung galaktischer Protonen mit Meteoroiden - Dicktarget-Simulationsexperimente und Messung von Dünntarget-Wirkungsquerschnitten, *Dissertation Universität Hannover* (1993).

[MAB75] H. Mabuchi, Y. Nakamura, H. Takahashi, M. Imamura, Y. Yokoyama, J. L. Reyss, COSMOGENIC RADIONUCLIDES IN THE ALLENDE METEORITE, *Meteoritics* **10** (1975) 449.

[MAS79] B. Mason, Chapter B. Cosmochemistry Part 1. Meteorites, in: M. Fleischer (ed.) Data of Geochemistry, United States Government Printing Office, Washington, 6th ed. (1979).

[MAT70] H. Matsuda, K. Horie, M. Honda, ^{36}Cl in iron meteorites, *Geochemical Journal* **4** (1970) 83.

[MAZ70] E. Mazor, D. Heymann, E. Anders, Noble gases in carbonaceous chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **34** (1970) 781.

[MEL96] B. Meltzow, U. Herpers, J. Romstedt, B. Dittrich-Hannen, P. W. Kubik, M. Suter, Determination of the specific activities of the cosmogenic nuclides ^{10}Be and ^{26}Al in meteorites from the Sahara by means of accelerator mass spectrometry, *Radiochim. Acta* **72** (1996) 27.

[MEL97] B. Meltzow, *persönliche Mitteilung* (1997).

[MER96] S. Merchel, U. Herpers, P. W. Kubik, M. Suter, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, C. Schmidt, DETERMINATION OF THE COSMOGENIC RADIONUCLIDES ^{10}Be, ^{26}Al, AND ^{53}Mn IN METEORITES VIA

ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY (AMS), *Extended Abstracts zur 4th International Conference on Nuclear and Radiochemistry*, (1996) F-O2.

[MER97] S. Merchel, U. Herpers, S. Neumann, R. Michel, P. W. Kubik, M. Suter, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, T. Schätz, N. Bhandari, DEPTH PROFILES OF LONG-LIVED COSMOGENIC RADIONNUCLIDES IN MBALE, *Meteorit. Planet.Sci.* **32** (1997) A90.

[MET97] MetBase Version 3.1 for Windows - Meteorite Data Retrieval Software ©Jörn Koblitz (1997).

[MIC82] R. Michel, G. Brinkmann, R. Stück, Solar cosmic-ray produced radionuclides in meteorites, *Earth Planet. Sci. Lett.* **59** (1982) 33, Erratum: *ibid* **64** (1983) 174.

[MIC85] R. Michel, P. Dragovitsch, P. Englert, F. Pfeiffer, R. Stück, S. Theis, F. Begemann, H. Weber, P. Signer, R. Wieler, D. Filges, P. Cloth, On the depth-dependence of spallation reactions in a spherical thick diorite target homogenously irradiated by 600 MeV protons, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B16** (1985) 61.

[MIC89] R. Michel, F. Pfeiffer, S. Theis, F. Begemann, H. Weber, P. Signer, R. Wieler, P. Cloth, P. Dragovitsch, D. Filges, P. Englert, Production of stable and radioactiv nuclides in stony targets (R=15 and 25 cm) isotropically irradiated with 600 MeV protons and simulation of the production of cosmogenic nuclides in meteorites, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B42** (1989) 76.

[MIC91] R. Michel, P. Dragovitsch, P. Cloth, G. Dagge, D. Filges, On the production of cosmogenic nuclides in meteoroids by galactic protons, *Meteoritics* **26** (1991) 221.

[MIC93] R. Michel, M. Lüpke, U. Herpers, R. Rösel, D. Filges, P. Dragovitsch, W. Wölfli, B. Dittrich, H. J. Hofmann, Simulations of the interactions of GCR protons by irradiation of a thick stony target with 1.6 GeV protons, *J. Radioanal. Nucl. Chem.* **169** (1993) 13.

[MIC94] E. S. Michlovich, S. Vogt, J. Masarik, R. C. Reedy, D. Elmore, M. E. Lipschutz, Aluminium 26, ^{10}Be, and ^{36}Cl depth profiles in the Canyon Diablo iron meteorite, *J. Geophys. Res.* **99** (1994) 187-23.

[MIC95] R. Michel, M. Lüpke, U. Herpers, R. Rösel, M. Suter, B. Dittrich-Hannen, P. W. Kubik, D. Filges, P. Cloth, Simulation and modelling of the interaction of galactic protons with stony meteoroids, *Planet.Space Sci.* **43** (1995) 557.

[MIC96] R. Michel, I. Leya, L. Borges, 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** (1996) 434.

[MIC97] R. Michel, R. Bodemann, H. Busemann, R. Daunke, M. Gloris, H.-J. Lange, B. Kiug, A. Krins, I. Leya, M. Lüpke, S. Neumann, H. Reinhardt, M. Schnatz-Büttgen, U. Herpers, Th. Schiekel, F. Sudbrock, B. Holmqvist, H. Condé, P. Malmborg, M. Suter,B. Dittrich-Hannen, P. W. Kubik, H.-A. Synal, D. Filges, 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** (1997) 153.

[MIL65] H. T. Millard Jr., Thermal Neutron Activation: Measurement of Cross Section for Manganese-53, *Science* **147** (1965) 503.

[MOK98] J. Mokos, *persönliche Mitteilung* (1998).

[MUL77] R. A. Muller, Radioisotope dating with a cyclotron, *Science* **196** (1977) 489.

[NAG93] H. Nagai, M. Honda, M. Imamura, K. Kobayashi, Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al in metal, carbon, and silicate of meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **57** (1993) 3705.

[NAY78] H. Naylor, D. Elmore, M. R. Clover, L. R. Kilius, R. P. Beukens, B. R. Fulton, H. E. Gove, A. E. Litherland, K. H. Purser, Determination of ^{36}Cl isotopic ratios, *Proc. 1st Conf. On Radiocarbon Dating with Accelerators, University of Rochester, April 20-21* (1978) 360.

[NEU93] U. Neupert, Untersuchungen kosmogener Radionuklide in extraterrestrischer Materie mit Hilfe der Beschleunigermassenspektrometrie (AMS), *Diplomarbeit Universität Hannover* (1993).

[NEU96] U. Neupert,. Langlebige kosmogene Radionuklide in Meteoriten aus heißen und kalten Wüsten - Messung von natürlichen Vorkommen, Dünntarget-wirkungsquerschnitten und Dicktargetproduktionsraten zur Rekonstruktion von Bestrahlungsgeschichten, *Dissertation Universität Hannover* (1996).

[NEU97] U. Neupert, R. Michel, I. Leya, S. Neumann, L. Schultz, P. Scherer, G. Bonani, I. Hajdas, S. Ivy-Ochs, P. W. Kubik, M. Suter, Ordinary chondrites from the Açfer region: A study of exposure histories, *Meteorit. Planet. Sci.* **32** (1997) A98.

[NEU97/98] S. Neumann, *persönliche Mitteilung* (1997/98).

[NEU98] U. Neupert, *persönliche Mitteilung* (1998).

[NIS81] K. Nishiizumi, R. Gensho, M. Honda, Half-life of ^{59}Ni, *Radiochim. Acta* **29** (1981) 113.

[NIS83] K. Nishiizumi, J. R. Arnold, D. Elmore, X. Ma, D. Newman, H. E. Gove, ^{36}Cl and ^{53}Mn in Antarctic meteorites and ^{10}Be-^{36}Cl dating of Antarctic ice, *Earth Planet. Sci. Lett.* **62** (1983) 407.

[NIS84] K. Nishiizumi, D. Elmore, X. Z. Ma, J. R. Arnold, ^{10}Be and ^{36}Cl depth profiles in an Apollo 15 drill core, *Earth Planet. Sci. Lett.* **70** (1984) 157.

[NIS84b] K. Nishiizumi, J. Klein, R. Middleton, J. R. Arnold, ^{26}Al depth profile in Apollo 15 drill core, *Earth Planet. Sci. Lett.* **70** (1984) 164.

[NIS87] K. Nishiizumi, ^{53}Mn, ^{26}Al, ^{10}Be, AND ^{36}Cl IN METEORITES: DATA COMPILATION, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.***13** (1978) 209.

[NIS87b] K. Nishiizumi, J. Klein, R. Middleton, J. R. Arnold, LONG-LIVED COSMOGENIC NUCLIDES IN THE DERRICK PEAK AND LAZAREV IRON METEORITES, *Lunar Planet. Sci.* **18** (1987) 725.

[NIS90] K. Nishiizumi, H. Nagai, M. Imamura, M. Honda, K. Kobayashi, P. W. Kubik, P. Sharma, R. Wieler, P. Signer, J. N. Goswami, N. Sinha, R. C. Reedy, J. R. Arnold, Solar cosmic ray produced nuclides in the Salem meteorite, *Meteoritics* **25** (1990) 392.

[NIS91] K. Nishiizumi, J. R. Arnold, D. Fink, J. Klein, R. Middleton, ^{41}Ca Production profile in the Allende meteorite, *Meteoritics* **26** (1991) 379.

[NIS91b] K. Nishiizumi, J. R. Arnold, J. Klein, D. Fink, R. Middleton, P. W. Kubik, P. Sharma, D. Elmore, R. C. Reedy, Exposure histories of lunar meteorites: ALHA81005, MAC88104, MAC88105, and Y791197, *Geochim. Cosmochim. Acta* **55** (1991) 3149.

[NIS96] K. Nishiizumi, M. W. Caffee, J.-P. Jeannot, B. Lavielle, A SYSTEMATIC STUDY OF THE COSMIC-RAY-EXPOSURE HISTORY OF IRON METEORITES: NEW RADIONUCLIDE RESULTS, *Posterpräsentation 59th Meteoritical Society Meeting* (1996).

[NIS96b] K. Nishiizumi, M. W. Caffee, A. J. T. Jull, R. C. Reedy, Exposure history of lunar meteorites Queen Alexandra Range 93069 and 94269, *Meteorit. Planet. Sci.* **31** (1996) 893.

[NIS97] K. Nishiizumi, M. W. Caffee, J.-P. Jeannot, B. Lavielle, M. Honda, A SYSTEMATIC STUDY OF THE COSMIC-RAY-EXPOSURE HISTORY OF IRON METEORITES: BERYLLIUM-10-CHLORINE-36/BERYLLIUM-10 TERRESTRIAL AGES, *Meteorit. Planet. Sci.* **32** (1997) A100.

[NIS98] K. Nishiizumi, M. W. Caffee, A. J. T. Jull, EXPOSURE HISTORIES OF DAR AL GANI 262 LUNAR METEORITES, *Lunar Planet. Sci.* **29** (1998).

[NOR83] T. L. Norris, A. J. Gancarz, D. J. Rokop, K. W. Thomas, Half-life of ^{26}Al, *Proc. of the 14th Lunar and Planetary Science Conference, J. Geophys. Res. Suppl.* **88** (1983) B331.

[PAL96] H. Palme, G. Weckwerth, D. Wolf, THE COMPOSITION DEPENDENCE OF A NEW R-CONDRITE AND THE CLASSIFICATION OF CHONDRITIC METEORITES, *Lunar Planet. Sci.* **27** (1996) 991.

[PAN28] F. Paneth, H. Gehlen, P. L. Günther, ÜBER DEN HELIUM-GEHALT UND DAS ALTER VON METEORITEN, *Z. Elektrochem.* **34** (1928) 645.

[PAN52] F. A. Paneth, P. Raesbeck, K. I. Mayne, Helium 3 contents and age of meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **2** (1952) 300.

[PAU85] M. Paul, D. Fink, O. Meirav, S. Theis, P. Englert, DETERMINATION OF Ca-41 PRODUCTION FOR METEORITE STUDIES BY ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY, *Meteoritics* **20** (1985) 726.

[PAU91] M. Paul, I. Ahmad, W. Kutschera, Half-life of ^{41}Ca, *Z. Phys. A - Hadrons and Nuclei* **340** (1991) 249.

[PAU93] M. Paul, L. K. Fitfield, D. Fink, A. Albrecht, G. L. Allan, G. Herzog, C. Tuniz, Measurements of ^{59}Ni in meteorites by accelerator mass spectrometry, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B83** (1993) 275.

[PFE95] G. Pfennig, H. Klewe-Nebenius, W. Seelmann-Eggebert, Karlsruher Nuklidkarte, 6. Auflage (1995).

[PIS94] B. Pistorius, Messung von kosmogenen Radionukliden des Meteoriten Mbale mit Low-Level Gamma-Spektroskopie und Beiträge zur Entwicklung von Low-Level Germanium-Detektoren und deren Abschirmung gegen Umgebungsstrahlung, *Diplomarbeit Max-Planck-Institut für Kernphysik Heidelberg* (1994).

[RAI78] G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. Fruneau, J. M. Loiseux, Beryllium-10 mass spectrometry with a cyclotron, *Science* **202** (1978) 215.

[RAI78b] G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. Fruneau, M. Lieuvin, J. M. Loiseux, ^{10}Be detection using a cyclotron equipped with an external ion source, *Proc. 1st Conf. On Radiocarbon Dating with Accelerators, University of Rochester, April 20-21* (1978) 38.

[RAI79] G. M. Raisbeck, F. Yiou, C. Stephan, ^{26}Al measurement with a cyclotron, *Journal de Physique Lettres* **40** (1979) 241.

[RAO94] M. N. Rao, D. H. Garrison, D. D. Bogard, R. C. Reedy, Determination of the flux and energy distribution of energetic solar protons in the past 2 Myr using lunar rock 68815, *Geochim. Cosmochim. Acta* **58** (1994) 4231.

[REE94] R. C. Reedy, J. Masarik, Production Profiles of Nuclides by Galactic-Cosmic-Ray Particles in Small Meteoroids, in: L. Schultz, J. O. Annexstad, M. E. Zolensky (eds.) *Workshop on Meteorites from Cold and Hot Deserts, LPI Tech. Rpt.* **95-02**, Lunar and Planetary Institute, Houston (1995) 55.

[RÖS94] R. Rösel, Langlebige kosmogene Radionuklide in Meteoriten: Produktion, Simulation und radiochemische Bestimmung, *Dissertation Universität zu Köln* (1994).

[ROY57] J.-C. Roy, T. P. Kohman, IRON 60, *Can. J. Phys.* **35** (1957) 649.

[RÜH94] W. Rühm, B. Schneck, K. Knie, G. Korschinek, L. Zerle, E. Nolte, D. Weselka, H. Vonach, A new half-life determination of ^{59}Ni, *Planet.Space Sci.* **42** (1994) 227.

[SAM63] F. Sammet, W. Herr, STUDIES ON THE COSMIC-RAY PRODUCED NUCLIDES Be^{10}, Al^{26} AND Cl^{36} IN IRON METEORITES, *Radioactive Dating, IAEA, Vienna* (1963) 343.

[SAR84] R. Sarafin, G. Bonani, U. Herpers, P. Signer, M. Nessi, M. Suter, R.Wieler, W. Wölfli, Spallogenic nuclides in meteorites by conventional and accelerator mass spectrometry, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B5** (1984) 411.

[SAR85] R. Sarafin, Anwendung radiochemischer Methoden und der Beschleuniger-Massenspektrometrie zur Bestimmung der tiefenabhängigen, langlebigen Spallations-Radionuklide ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl und ^{53}Mn in Steinmeteoriten und Gedanken zum noch ungeklärten Ursprung der Shergottite, *Dissertation Universität zu Köln* (1985).

[SCH72] R. A. Schmitt, G. G. Goles, R. H. Smith, T. W. Osborn, Elemental abundances in stone meteorites, *Meteoritics* **7** (1972) 131.

[SCH74] L. Schultz, P. Signer, Helium, Neon und Argon in einigen Steinmeteoriten, in: *Analyse Extraterrestrischen Materials* (eds. W. Kiesl und H. Malissa, Jr.), Springer Wien (1974) 27.

[SCH74b] O. A. Schaeffer, *persönliche Mitteilung* an [WAS74].

[SCH92] B. Scholten, Radiochemische Untersuchungen zur neutronen- und protonen-induzierten ^{7}Be-Emission bei Energien bis 100 MeV, *Dissertation Universität zu Köln* (1992).

[SCH93] L. Schultz, J. Otto, RUMURUTI: A NEW CARLISLE LAKES-TYPE CHONDRITE, *Meteoritics* **28** (1993) 433.

[SCH94] T. Schlüter, C. Hampton, E. Barifajo, Der Meteoritenfall von Mbale, SE-Uganda, am 14. August 1992, *Aufschluss* **45** (1994) 97.

[SCH95] T. Schiekel, Radiochemische Untersuchungen zur Produktion kosmogener Radionuklide: Wirkungsquerschnitte, Produktionsraten, Modelle und Modellrechnungen, *Dissertation Universität zu Köln* (1995).

[SCH95b] C. Schmidt, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, AMS with ^{60}Fe, *Jahresbericht des Beschleunigerlaboratoriums der Universität und der Technischen Universität München* (1995) 68.

[SCH95c] L. Schultz, H. W. Weber, Noble gases in chondrites from a proposed meteoroid stream, *Lunar Planet. Sci.* **26** 1247.

[SCH96] C. Schmidt, BESCHLEUNIGERMASSENSPEKTOMETRIE MIT ^{60}Fe, *Diplomarbeit Technische Universität München* (1996).

[SCH96b] P. Scherer, L. Schultz, *persönliche Mitteilung* (1996).

[SCH97] L. Schultz, *persönliche Mitteilung* (1997).

[SCH97b] P. Scherer, *persönliche Mitteilung* (1997).

[SCH97c] P. Scherer, L. Schultz, H. Weber, COMPARATIVE NOBLE GAS STUDY OF CK, CV, AND SOME UNUSUAL CARBONACEOUS CHONDRITES, *Meteorit. Planet. Sci.* **32** (1997) A115.

[SCH97d] P. Scherer, L. Schultz, U. Neupert, M. Knauer, S. Neumann, I. Leya, R. Michel, J. Mokos, M. E. Lipschutz, K. Metzler, M. Suter, P. W. Kubik, Allan Hills 88019: An Antarctic H-chondrite with a very long terrestrial age, *Meteorit. Planet. Sci.* **32** (1997) 769.

[SCH97e] T. J. J. B. C. Schätz, ^{53}MN IN EXTRATERRESTRISCHER MATERIE, *Diplomarbeit Technische Universität München* (1997).

[SCH98] C. Schnabel, *persönliche Mitteilung* (1998).

[SCH98b] P. Scherer, S. Herrmann, L. Schultz, Noble gases in twenty-one Saharan LL-chondrites: Exposure ages and possible pairings, *Meteorit. Planet. Sci.* **33** (1998) 259.

[SCH98c] L. Schultz, P. Scherer, B. Spettel, F. Wlotzka, J. Zipfel, J. Schlüter, S. Merchel, U. Herpers, J. Newton, I. A. Franchi, C. T. Pillinger, I. Leya, S. Neumann, U. Neupert, R. Michel, P. W. Kubik, H.-A. Synal, G. Boanani, I. Hajdas, S. Ivy-Ochs, M. Suter, TEN NEW METEORITES FROM THE TÉNÉRÉ DESERT (NIGER): CLASSIFICATION, NOBLE GASES, COSMOGENIC RADIONUCLIDES, AND TERRESTRIAL AGES, *Meteorit. Planet. Sci.* **33** (1998) A138.

[SEA90] D. A. J. Seargent, The Murchison meteorite: Circumstances of its fall, *Meteoritics* **25** (1990) 341.

[SHA90] P. Sharma, P. W. Kubik, U. Fehn, H. E. Gove, K. Nishiizumi, D. Elmore, Development of ^{36}Cl standards for AMS, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B52** (1990) 410.

[SHE57] R. K. Sheline, J. E. Hooper, PROBABLE EXISTENCE OF RADIOACTIVE MANGANESE-53 IN IRON METEORITES, *Nature* **179** (1957) 85.

[SHE60] J. P. Shedlovsky, Cosmic-ray produced manganese-53 in iron meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **21** (1960) 156.

[SHO61] B. W. Shore, N. S. Wall, J. W. Irvine, Interactions of 7,5 MeV protons with copper and vanadium, *Phys. Rev.* **123** (1961) 276.

[SIM83] J. A. Simpson, Elemental and isotopic composition of the galactic cosmic rays, *Ann. Rev. Part. Science* **33** (1983) 323.

[SPE86] M. S. Spergel, R. C. Reedy, O. W. Lazareth, P. W. Levy, L. A. Slatest, Cosmogenic Neutron-Capture-Produced Nuclides in Stony Meteorites, *Proc. of the 16th Lunar and Planetary Science Conference, J. Geophys. Res.* **91** (1986) D483.

[SPE95] B. Spettel, G. Dreibus, A. Burghele, K. P. Jochum, L. Schultz, H. W. Weber, F. Wlotzka, H. Wänke, CHEMISTRY, PETROLOGY, AND NOBLE GASES OF LUNAR HIGHLAND METEORITE QUEEN ALEXANDRA RANGE 93069, *Meteoritics* **30** (1995) 581.

[SPE97] B. Spettel, *persönliche Mitteilung (1997).*

[SPR73] A. Sprinzak, A. J. Kennedy, J. C. Pacer, J. Wiley, N. T. Porile, Systematics of (p,p‘) and (p,α) spectra from 14 MeV proton bombardement of medium-A targets, *Nucl. Phys.* **A203** (1973) 280.

[STE90] G. F. Steyn, S. J. Mills, F. M. Nortier, B. R. S. Simpson, B. R. Meyer, Production of ^{52}Fe via Proton-induced Reactions on Manganese and Nickel, *Appl. Radiat. Isot.* **41** (1990) 315.

[STE97] Th. Stelzner, K. Heide, A. Bischoff, D. Weber, S. Merchel, U. Herpers, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, P. W. Kubik, M. Suter, S. Neumann, R. Michel, P. Scherer, L. Schultz, A.J.T. Jull, Rincon: A new L6 chondrite find from Argentina, *Chem. Erde* **57** (1997) 297.

[STÖ91] D. Stöffler, K. Keil, E. R. D. Scott, Shock metamorphism of ordinary chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **55** (1991) 3845.

[SUD98] F. Sudbrock, Experimentelle und theoretische Studien zur Restkernproduktion bei Spallations- und Fragmentationsreaktionen, *Dissertation Universität zu Köln* (1998).

[SUT95] K. M. Suthar, C. J. Clement, S. V. S. Murty, N. Bhandari, COSMOGENIC EFFECTS IN MBALE CHONDRITE, *Lunar Planet. Sci.* **26** (1995) 1379.

[SYN92] H.-A. Synal (ed.), 10 Jahre Beschleunigermassenspektrometrie in der Schweiz, *PSI-Proceedings 92-04* (1992).

[SYN94] H.-A. Synal, J. Beer, G. Bonani, Ch. Lukasczyk, M. Suter, ^{36}Cl measurements at the Zürich AMS facility, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B92** (1994) 79.

[SYN97] H.-A. Synal, G. Bonani, M. Döbeli, R. M. Ender, P. Gartenmann, P. W. Kubik, Ch. Schnabel, M. Suter, Staus report of the PSI/ETH AMS Facility, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **B123** (1997) 62.

[SYN98] H.-A. Synal, *persönliche Mitteilung* (1998).

[SZT61] K. I. Sztrokay et al., *Acta Geol. (Hungary)* **7** (1961) 57, zitiert nach [MET97].

[THA96] Ch. Thalmann, O. Eugster, G. F. Herzog, J. Klein, U. Krähenbühl, S. Vogt, S. Xue, History of the lunar meteorites Queen Alexandra Range 93069, Asuka 881757, and Yamato 793169 based on noble gas isotopic abundances, radionuclide concentrations, and chemical composition, *Meteorit. Planet. Sci.* **31** (1996) 857.

[THE86] S. Theis, Die Bestimmung von ^{10}Be, ^{26}Al, ^{41}Ca und ^{59}Ni in irdischen Bestrahlungsproben und Folgerungen für die kosmogene Produktion dieser Nuklide in Meteoriten, *Dissertation Universität zu Köln* (1986).

[THO84] P. Thorslund, F. E. Wickman, J. O. Nyström, The Ordovician chondrite from Brunflo, central Sweden, I. General description and primary minerals, *Lithos* **17** (1984) 87.

[TOB75] J. Tobailem, C.-H. de Lassus St-Genies, SECTION EFFICACES DES REACTIONS NUCLEAIRES INDUITES PAR PROTONS, DEUTONS, PARTICULES ALPHA. III - FER, *CEA-N-1466(3)* (1975).

[TOB81] J. Tobailem, C.-H. de Lassus St-Genies, Section Efficaces Des Reactions Nucleaire Induite Par Protons, Deutons, Particules Alpha. V - Silucium, *CEA-N-1466(5)* (1981).

[TUN83] C. Tuniz, D. K. Pal, R. K. Moniot, W. Sawin, T. H. Kruse, G. F. Herzog, RECENT COSMIC RAY EXPOSURE HISTORY OF ALHA81005, *Geophys. Res. Letters* **10** (1983) 804.

[TUN84] C. Tuniz, R. K. Moniot, W. Sawin, T. H. Kruse, C. M, Smith, D. K. Pal, G. F. Herzog, EFFECT OF METEOROID SIZE ON THE BERYLLIUM-10 PRODUCTION RATE, *Third Intl. Symposium on Accelerator Mass Spectrometry* (1984).

[VOG88] S. Vogt, U. Herpers, Radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides in meteorites by means of accelerator-mass-spectrometry, *Fresenius Z. Anal.Chem.* **331** (1988) 186.

[VOG88b] S. Vogt, Untersuchungen zur tiefenabhängigen Produktion langlebiger kosmogener Radionuklide in Meteoriten, *Dissertation Universität zu Köln* (1988).

[VOG90] S. Vogt, G. F. Herzog, R. C. Reedy, COSMOGENIC NUCLIDES IN EXTRATERRESTRIAL MATERIALS, *Reviews of Geophysics* **28** (1990) 253.

[VOG91] S. Vogt, D. Fink, J. Klein, R. Middleton, B. Dockhorn, G. Korschinek, E. Nolte, G. F. Herzog, Exposure history of the lunar meteorites: MAC88104, MAC88105, Y791197, and Y86032, *Geochim. Cosmochim. Acta* **55** (1991) 3157.

[VOG94] S. Vogt, M.-S. Wang, R. Li, M. Lipschutz, Chemistry operations at Purdue's Accelerator Mass Spectrometry Facility, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.* **92** (1994) 153.

[VOG97] S. Vogt, *persönliche Mitteilung* (1997).

[WAC89] J. F. Wacker, ^{26}Al measurements, *Antarctic. Met. Newsl.* **12(3)** (1989) 21.

[WAS67] J. T. Wasson, The chemical classification of iron meteorites: I. A study of iron meteorites with low concentrations of gallium and germanium, *Geochim. Cosmochim. Acta* **31** (1967) 161.

[WAS67b] J. T. Wasson, J. Kimberlin, The chemical classification of iron meteorites: II. Irons and pallasites with germanium concentrations between 8 and 100 ppm *Geochim. Cosmochim. Acta* **31** (1967) 2065.

[WAS74] J. T. Wasson, Meteorites, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York (1974) 132.

[WEB95] D. Weber, *persönliche Mitteilung* (1995) an J. Koblitz [MET97].

[WEB95b] H. W. Weber, *persönliche Mitteilung* (1995) an L. Schultz.

[WEB96] D. Weber, A. Bischoff, NEW METEORITE FINDS FROM THE LIBYAN SAHARA, *Lunar Planet. Sci.* **27** (1996) 1393.

[WEB96b] H. W. Weber, L. Schultz, NOBLE GASES IN TWO R CHONDRITES, *Meteorit. Planet. Sci.* **32** (1997) A148.

[WEB96c] D. Weber, R. N. Clayton, T. K. Mayeda, A. Bischoff, UNUSUAL EQUILIBRATED CARBONACEOUS CHONDRITES AND CO3 METEORITES FROM THE SAHARA, *Lunar Planet. Sci.* **27** (1996) 1395.

[WEB96d] D. Weber, *persönliche Mitteilung* (1996).

[WEB97] D. Weber, *persönliche Mitteilung* (1997).

[WEB97b] D. Weber, A. Bischoff, STATISTICAL ANALYSIS OF THE SAHARAN HAMMADAH AL HAMRA AND DAR AL GANI METEORITE POPULATION, *Meteorit. Planet. Sci.* **32** (1997) A137.

[WEB97c] D. Weber, L. Schultz, H. W. Weber, R. N. Clayton, T. K. Mayeda, A. Bischoff, HAMMADAH AL HAMRA 119 - A NEW, UNBRECCIATED SAHARAN RUMURUTI CHONDRITE, *Lunar Planet. Sci.* **28** (1997) 1511..

[WEB98] H. W. Weber, L. Schultz, THE NOBLE GAS RECORD OF RUMURUTI-CHONDRITES, *Lunar Planet. Sci.* **29** (1998) im Druck.

[WEL97] K. C. Welten, C. Alderliesten, K. van der Borg, L. Lindner, T. Loeken, L. Schultz, Lewis Cliff 86360: An Antarctic L-Chondrite with a terrestrial age of 2.35 million years, *Meteorit. Planet. Sci.* **32** (1997) 775.

[WIL55] J. R. Wilkinson, R. K. Sheline, *Phys. Rev.* **99** (1955) 752.

[WLO93] F. Wlotzka, A WEATHERING SCALE FOR THE ORDINARY CHONDRITES, *Meteoritics* **28** (1993) 460.

[WLO93b] F. Wlotzka, The Meteoritical Bulletin, No. 75, 1993 July, *Meteoritics* **28** (1993) 692.

[WLO95] F. Wlotzka, A. J. T. Jull, D. J. Donahue, CARBON-14 TERRESTRIAL AGES OF METEORITES FROM ACFER, ALGERIA, in: L. Schultz, J. O. Annexstad, M. E. Zolensky (eds.) *Workshop on Meteorites from Cold and Hot Deserts, LPI Tech. Rpt.* **95-02**, Lunar and Planetary Institute, Houston (1995) 72.

[WOL97] D. Wolf, G. Weckwerth, B. Spettel, H. Palme, D. Weber, A. Bischoff, Ein neuer Mondmeteorit aus der Sahara, *Beih. z. Eur. J. Min.* **9** (1997) 395.

[WOL98] D. Wolf, *persönliche Mitteilung* (1998).

Anhang

A Symbole und Abkürzungen

AAS	Atomabsorptionsspektrometrie
A.E.	Astronomische Einheit = Entfernung Sonne-Erde
ALH(A)	Allan Hills = Meteoritenfundgebiet im Victoria Land in der Antarktis
AMS	Beschleunigermassenspektrometrie (accelerator mass spectrometry)
ANSMET	Jährliche Meteoritensuchexpedition in der Antarktis (ANTarctic Search for METeorites)
b	barn (gebräuchliche Einheit für Wirkungsquerschnitte); 1 b = 10^{-28} m^2
CAI	Calcium-Aluminium-reicher Einschluß (calcium-aluminium-rich inclusion)
DG	Dar al Gani = Meteoritenfundgebiet in der libyschen Sahara
dpm	Zerfälle pro Minute (disintegrations per minute)
EET	Elephant Morraine = Meteoritenfundgebiet in der Antarktis
Ga	(gebräuchliche Einheit für Entstehungsalter von Meteoriten)
GCR	Galaktische kosmische Strahlung (galactic cosmic rays)
GPS	Global Positioning System = Gerät zur Bestimmung von Positionen mittels Satellitenimpulsen
HH	Hammadah al Hamra = Meteoritenfundgebiet in der libyschen Sahara
ICP-AES	Atomemissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma
INAA	Instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse
ka	10^3 Jahre (gebräuchliche Einheit für terrestrische Alter von Meteoriten)
LEW	Lewis Cliff = Meteoritenfundgebiet in der Antarktis

M	Molar = mol/l
Ma	10^6 Jahre (gebräuchliche Einheit für Bestrahlungsalter von Meteoriten)
MAC	MacAlpine Hills = Meteoritenfundgebiet in der Antarktis
mesh	Bezeichnung für die Anzahl der Öffnungen eines Siebes bezogen auf die Kantenlänge der Öffnung in Inch und somit zur Partikelgröße, 100-200 mesh = 0,149-0,074 mm
MIBK	Methylisobutylketon (4-Methyl-2-pentanon)
MS	(konventionelle) Massenspektrometrie
n.c.a.	no carrier added = trägerarm
p.a.	pro analysi (Qualitätsstufe von Chemikalien)
PCA	Pecora Escarpment = Meteoritenfundgebiet in der Antarktis
PE	Polyethylen
ppt	parts per trillion
PTFE	Polytetrafluorethylen
QUE	Queen Alexandra Range = Meteoritenfundgebiet in der Antarktis
RNAA	Radiochemische Neutronenaktivierungsanalyse
SCR	Solare kosmische Strahlung (solar cosmic rays)
STP	Standardbedingungen (standard temperature and pressure)
XRF	Röntgenfluoreszenzanalyse
Y	Yamato Mountains = Meteoritenfundgebiet in der Antarktis

B Radionuklidergebnisse

Meteorit	Haupt-Typ	Herkunft, Gewicht	Klasse	Be-10 [dpm/kg]	Al-26 [dpm/kg]	Mn-53 [dpm/kg]	Cl-36 [dpm/kg]	Fe-60 [dpm/kg Ni]
Acfer 234	Eisen	1991/FD Algerien 621 g	Okta	6,2 ± 0,3			21,0 ± 1,5	
Coahuila	Eisen	1837/FD Mexiko 1700 kg	IIA	0,30 ± 0,02 0,31 ± 0,02	0,16 ± 0,08 ~0,14		1,35 ± 0,68	
Dermbach	Eisen	1924/FD Deutschland 1,5 kg	Ungr	2,72 ± 0,12	11,67 ± 0,72		4,0 ± 1,6	0,66 ± 0,17
Djebel In-Azzene	Eisen	1990/FD Algerien 12,5 kg	IIIB	4,74 ± 0,17	3,64 ± 0,22		20,6 ± 1,0	
Duchesne	Eisen	1906/FD USA 22,8 kg	IVA	3,78 ± 0,15	3,96 ± 0,42	609 ± 91	15,8 ± 0,5	
Grant	Eisen	~1929/FD USA 525 kg	IIIB	2,82 ± 0,11		435 ± 65		
Moctezuma	Eisen	1889/FD Mexiko 1,7 kg	IA	0,20 ± 0,02 0,21 ± 0,01	0,11 ± 0,05 ~0,19		1,14 ± 0,57	
Santa Catharina	Eisen	1875/FD Brasilien 7000 kg	Ungr	0,61 ± 0,03	0,400 ± 0,034		0,81 ± 0,41	
Sikhote-Alin	Eisen	1947/FA USSR 23000 kg	IIB	1,85 ± 0,08 1,97 ± 0,12	1,66 ± 0,17 (7,2 ± 0,5)		9,3 ± 0,3	
St. Genevieve County	Eisen	1888/FD USA 244 kg	IIIF	0,17 ± 0,02 0,18 ± 0,01	0,05 ± 0,07 ~0,06		0,36 ± 0,18	
Tlacotepec	Eisen	1903/FD Mexiko 98 kg	IVB	2,98 ± 0,13	2,10 ± 0,28		9,2 ± 0,3	1,21 ± 0,25
Emery [Metall]	Stein-Eisen	~1962/FD USA 16,7 kg	MES	(7,3 ± 0,3)	(12,5 ± 1,3)			1,63 ± 0,52
Saint-Séverin [Metall]	Stein	1966/FA Frankreich 271 kg	LL6					0,79 ± 0,25

Meteorit	Haupt-Typ	Herkunft, Gewicht	Klasse	Be-10 [dpm/kg]	Al-26 [dpm/kg]	Mn-53 [dpm/kg Fe]	Cl-36 [dpm/kg]	Ca-41 [dpm/kg]
Acfer 066	Stein	1990/FD Algerien 517 g	LL3.8	20,8 ± 1,1	52,2 ± 2,6			
Acfer 091	Stein	1990/FD Algerien 3,487 kg	LL5-6	22,3 ± 1,5	62,5 ± 3,4			
Acfer 112	Stein	1990/FD Algerien 216 g	LL4-6	24,6 ± 1,5	63,7 ± 3,6			
Acfer 124	Stein	1990/FD Algerien 542 g	LL5-6	24,0 ± 1,1	62,7 ± 3,6			
Acfer 160	Stein	1990/FD Algerien 433 g	LL3.8-6	19,0 ± 1,1	48,0 ± 2,9			
Acfer 175	Stein	1990/FD Algerien 153 g	LL5-6	19,6 ± 0,7	67,9 ± 3,1			
Acfer 193	Stein	1990/FD Algerien 157 g	LL4-6	21,8 ± 0,8	65,3 ± 2,4			
Acfer 217	Stein	1991/FD Algerien 174 g	R3.8-5	21,3 ± 0,7	56,3 ± 2,9	328 ± 63		
Acfer 251	Stein	1991/FD Algerien 202 g	LL5-6	21,4 ± 0,8	66,9 ± 3,6			
Acfer 268	Stein	1991/FD Algerien 764 g	LL4-6	19,4 ± 0,8	60,7 ± 2,7			
Acfer 287	Stein	1992/FD Algerien 59 g	E4	11,5 ± 0,4	34,4 ± 1,9	82 ± 24		
Allende	Stein	1969/FA Mexiko 2000 kg	CV3	15,9 ± 0,6	53,2 ± 2,9	531 ± 104		41 ± 7
Anlong	Stein	1971/FA China 2.5 kg	H5	14,4 ± 0,6	51,3 ± 3,1			
Benthullen	Stein	1951/FD Deutschland 17 kg	L	17,5 ± 0,8	57,2 ± 2,0	338 ± 74		
Dar al Gani 013	Stein	1995/FD Libyen 205 g	R3.5-6	16,2 ± 0,8	47,5 ± 3,0	264 ± 61		
Dar al Gani 055	Stein	1995/FD Libyen 451 g	C3	5,0 ± 0,2	28,6 ± 1,8	90 ± 33		
Dar al Gani 061	Stein	1995/FD Libyen 3,13 kg	LL5-6	19,5 ± 0,8	57,1 ± 2,0			
Dar al Gani 062	Stein	1995/FD Libyen 421 g	LL5-6	20,0 ± 1,0	53,5 ± 1,8			
Dar al Gani 084	Stein	1995/FD Libyen 277 g	Ureilit	25,0 ± 1,0	56,6 ± 3,6	148 ± 47		
Dar al Gani 262	Stein	1997/FD Libyen 513 g	Lunar	11,5 ± 0,5	72,0 ± 4,4	326 ± 48		
Hammadah al Hamra 052	Stein	1994/FD Libyen 2,765 kg	LL5-6	20,6 ± 0,8	68,7 ± 2,2			
Hammadah al Hamra 056	Stein	1994/FD Libyen 1,08 kg	LL6	9,3 ± 0,4	39,3 ± 2,0			
Hammadah al Hamra 057	Stein	1994/FD Libyen 505 g	LL5-6	23,1 ± 0,8	68,9 ± 2,5			
Hammadah al Hamra 060	Stein	1994/FD Libyen 648 g	LL6	19,7 ± 0,7	74,9 ± 4,2			
Hammadah al Hamra 062	Stein	1994/FD Libyen 163 g	LL4-5	17,3 ± 0,6	71,7 ± 3,9			
Hammadah al Hamra 085	Stein	1995/FD Libyen 594 g	LL6	21,1 ± 0,9	69,1 ± 2,5			
Hammadah al Hamra 093 (u)	Stein	1995/FD Libyen 197 g	LL3.9	18,1 ± 0,6	60,7 ± 2,5			
Hammadah al Hamra 093 (m)				16,9 ± 0,6				
Hammadah al Hamra 093 (o)				17,4 ± 1,0				
Hammadah al Hamra 096	Stein	1995/FD Libyen 548 g	LL(L)3	13,3 ± 0,5	48,1 ± 3,5			

Meteorit	Haupt-Typ	Herkunft, Gewicht	Klasse	Be-10 [dpm/kg]	Al-26 [dpm/kg]	Mn-53 [dpm/kg Fe]	Cl-36 [dpm/kg]	Ca-41 [dpm/kg]
Hammadah al Hamra 119	Stein	1995/FD Libyen 352 g	R4	15,3 ± 0,6	63,8 ± 2,1	140 ± 27		
Ilafegh 009	Stein	1989/FD Algerien 421 g	EL6/7	14,6 ± 0,5	39,1 ± 2,6	473 ± 95		
Kaba	Stein	1857/FA Ungarn ~3 kg	CV3	17,1 ± 0,6	47,7 ± 1,8			
Kiel	Stein	1962/FA Deutschland 737,6 g	L6	14,5 ± 0,6	46,9 ± 3,0			
Leoville	Stein	1961/2/FD USA 8,1 kg	CV3	20,1 ± 0,7	57,9 ± 3,1			
Mbale (#3)	Stein	1992/FA Uganda ~190 kg	L5/6	26,4 ± 1,0	75,4 ± 4,8	270 ± 65		
Mbale (#13)				21,5 ± 0,8	62,6 ± 3,7	723 ± 108		
Mbale (#15)				21,9 ± 0,9	65,5 ± 4,1	464 ± 74		
Mbale (#20)				18,8 ± 0,7	56,5 ± 4,0	445 ± 71		
Mbale (#33)				25,7 ± 1,0	63,8 ± 3,6	425 ± 68		
Mbale (#50)				21,9 ± 0,8	58,3 ± 3,6	435 ± 70		
Mbale (#246)				20,5 ± 0,8	54,4 ± 3,0	516 ± 77		
Mbale (#248)				23,6 ± 1,0 24,1 ± 0,9	55,7 ± 3,2	581 ± 87		
Mbale (#268)				23,7 ± 1,0	64,5 ± 3,8	671 ± 101		
Mianchi	Stein	1980/FA China 1,1 kg	H5	15,0 ± 0,7	48,5 ± 3,0			
Murchison	Stein	1969/FA Australien 100 kg	CM2	10,0 ± 0,4	31,3 ± 3,0	166 ± 47 188 ± 38		
Nantong	Stein	1984/FA China 529 kg	H6	14,1 ± 0,6	42,7 ± 2,5			
Oldenburg (Bissel)	Stein	1930/FA Deutschland 4840 g	L6	19,0 ± 0,8	56,9 ± 2,1	461 ± 72		
Pokhra	Stein	1866/FA Indien 350 g	H5	11,7 ± 0,5	38,2 ± 2,4			
Rincon	Stein	1995/FD Argentinien 249 g	L6	14,7 ± 0,7 14,1 ± 0,6	61,5 ± 3,9	214 ± 68		
Tanezrouft 010	Stein	1991/FD Algerien 2,5 kg	L/LL3	18,2 ± 0,9	50,1 ± 2,8			
Ténéré 001 / Grein 001	Stein	1997/FD Niger 710,3 g	H3	18,9 ± 0,7 5,0 + 0,3*	76,7 ± 4,3 4,1 ± 0,4*		18,5 ± 1,0*	
Ténéré 002 / Grein 002	Stein	1997/FD Niger 608,9 g	E4/5	17,9 ± 0,6 6,3 + 0,4*	48,9 ± 1,7 7,2 ± 0,9*		19,2 ± 1,0*	
Ténéré 003 / Grein 003	Stein	1997/FD Niger 490,6 g	H6	14,0 ± 0,5 4,0 + 0,2*	49,5 ± 2,4 3,8 ± 0,4*		19,1 ± 1,0*	

Meteorit	Haupt-Typ	Herkunft, Gewicht	Klasse	Be-10 [dpm/kg]	Al-26 [dpm/kg]	Mn-53 [dpm/kg Fe]	Cl-36 [dpm/kg]	Ca-41 [dpm/kg]
Ténéré 004 / Tiffa 001	Stein	1997/FD Niger 26,9 kg	H5	22,0 ± 0,8 4,7 + 0,3*	71,6 ± 3,3		19,4 ± 1,0*	
Ténéré 005 / Tiffa 002	Stein	1997/FD Niger 4,705 kg	H4/5	18,6 ± 0,7 6,1 + 0,4*			22,7 ± 1,3*	
Ténéré 006 / Tiffa 003	Stein	1997/FD Niger 329,2 g	L6	18,6 ± 0,7 5,8 + 0,3*	4,4 ± 0,5*		20,1 ± 1,1*	
Ténéré 007 / Tiffa 004	Stein	1997/FD Niger 1,362 kg	H5	16,3 ± 0,6 5,3 + 0,3*	46,1 ± 2,4		17,8 ± 1,0*	
Ténéré 008 / Tiffa 005	Stein	1997/FD Niger 327 g	H5	17,5 ± 0,6 5,0 + 0,3*	54,3 ± 2,7 2,7 ± 0,7*		18,1 ± 1,0*	
Ténéré 009 / Tiffa 006	Stein	1997/FD Niger 560,1 g	H5	18,3 ± 0,6 5,0 + 0,3*	58,1 ± 2,8 3,8 ± 0,4*		17,2 ± 0,9*	
Ténéré 010 / Adrar Madet	Stein	1997/FD Niger 1,113 kg	H5/6	14,8 ± 0,6 5,5 + 0,4*	43,4 ± 2,3		20,2 ± 1,3*	
„Dhurmsala“	Stein	1860/FA Indien 150 kg	LL6	21,3 ± 0,8 21,3 ± 0,7 20,6 ± 0,8 23,8 ± 0,9 22,9 ± 0,9 23,5 ± 1,3 20,3 ± 0,7 22,3 ± 0,8 21,2 ± 0,8 21,2 ± 0,8 22,0 ± 0,8 21,1 ± 0,8 4,2 ± 0,4*	77,0 ± 3,7 75,3 ± 4,2 72,1 ± 4,6 79,6 ± 4,7 72,0 ± 4,1 74,9 ± 3,8 78,7 ± 4,9 76,1 ± 2,8 76,0 ± 2,7 72,7 ± 4,2 75,8 ± 3,6		9,0 ± 0,5 9,8 ± 0,5 13,6 ± 0,9*	37 ± 6
		FA=Fall, FD= Fund		****magn.Frakt.***	****magn.Frakt.***		****magn.Frakt.***	

C Ergebnisse der ICP-AES Messungen

Meteorit	Haupt-Typ	Klasse	Fe [%]	Ni [%]
Acfer 234	Eisen	Okta	90,1 ± 2,7	9,88 ± 0,20
Coahuila	Eisen	IIA	93,9 ± 2,8	6,19 ± 0,12
Dermbach	Eisen	Ungr	51,8 ± 1,0	47 ± 5
Djebel In-Azzene	Eisen	IIIB	90,4 ± 2,7	11,32 ± 0,23
Duchesne	Eisen	IVA	88,0 ± 2,6	10,01 ± 0,20
Moctezuma	Eisen	IA	95,7 ± 9,6	9,29 ± 0,93
Santa Catharina	Eisen	Ungr	60,9 ± 1,8	37,97 ± 0,76
Sikhote-Alin	Eisen	IIB	93,5 ± 2,8	
			94,4 ± 2,8	6,76 ± 0,14
			(82,2 ± 2,5)	(11,45 ± 0,23)
St. Genevieve County	Eisen	IIIF	90,9 ± 2,7	8,66 ± 0,17
			93,4 ± 2,8	8,97 ± 0,18
Tlacotepec	Eisen	IVB	81,5 ± 2,4	17,99 ± 0,36
Emery [Metall]	Stein-Eisen	MES	89,3 ± 1,8	7,83 ± 0,16
Saint-Séverin [Metall]	Stein	LL6	47,6 ± 1,0	13,22 ± 0,26

Meteorit	Haupt-Typ	Klasse	Al [%]	Ca [%]	Fe [%]	Mg [%]	Mn [ppm]	Ni [%]
Acfer 066	Stein	LL3-6	1,15 ± 0,03	1,47 ± 0,04	19,3 ± 0,4	11,9 ± 0,2	2630 ± 60	0,50 ± 0,01
Acfer 091	Stein	LL5-6	1,18 ± 0,03	1,57 ± 0,05	18,9 ± 0,4	14,2 ± 0,3	2510 ± 60	0,64 ± 0,01
Acfer 112	Stein	LL4-6	1,28 ± 0,03	1,80 ± 0,05	17,3 ± 0,3	12,9 ± 0,3	3060 ± 70	0,59 ± 0,01
Acfer 124	Stein	LL5-6	1,18 ± 0,03	1,74 ± 0,05	19,4 ± 0,4	12,9 ± 0,3	2970 ± 70	0,58 ± 0,01
Acfer 160	Stein	LL3.8-6	1,17 ± 0,03	1,44 ± 0,04	19,6 ± 0,4	13,1 ± 0,3	3150 ± 70	0,83 ± 0,02
Acfer 175	Stein	LL5-6	1,06 ± 0,02	1,16 ± 0,03	25,9 ± 0,5	12,2 ± 0,2	2220 ± 50	0,74 ± 0,01
Acfer 193	Stein	LL4-6	1,10 ± 0,03	1,87 ± 0,06	19,6 ± 0,4	14,6 ± 0,3	2400 ± 60	1,12 ± 0,02
Acfer 217	Stein	R3.8-5	1,08 ± 0,02	1,31 ± 0,04	24,6 ± 0,5		2280 ± 50	0,33 ± 0,01
Acfer 251	Stein	LL5-6	1,16 ± 0,03	1,19 ± 0,04	20,9 ± 0,4	13,9 ± 0,3	1940 ± 40	0,54 ± 0,01
Acfer 268	Stein	LL4-6	1,12 ± 0,03	1,16 ± 0,03	21,0 ± 0,4	14,3 ± 0,3	2100 ± 50	1,51 ± 0,03
Acfer 287	Stein	E4	0,74 ± 0,02	1,61 ± 0,05	24,2 ± 0,5		(5400 ± 120)	0,78 ± 0,02
Allende	Stein	CV3	1,61 ± 0,04	2,39 ± 0,07	24,9 ± 0,5		3880 ± 90	1,57 ± 0,03
Anlong	Stein	H5	1,03 ± 0,03	1,48 ± 0,04	21,8 ± 0,4	9,5 ± 0,2	2190 ± 50	1,62 ± 0,03
Benthullen	Stein	L	1,06 ± 0,02	1,42 ± 0,04	27,5 ± 0,5	14,3 ± 0,3	2650 ± 60	1,51 ± 0,03
Dar al Gani 013	Stein	R3.5-6	1,08 ± 0,02	1,58 ± 0,05	25,4 ± 0,5	12,5 ± 0,3	1800 ± 80	0,29 ± 0,01
Dar al Gani 055	Stein	C3	1,41 ± 0,03	2,21 ± 0,07	25,1 ± 0,5	15,0 ± 0,3	1900 ± 80	1,47 ± 0,03
Dar al Gani 061	Stein	LL5-6	1,15 ± 0,03	(2,42 ± 0,07)	19,8 ± 0,4	12,3 ± 0,2	3520 ± 80	0,90 ± 0,02
Dar al Gani 062	Stein	LL5-6	1,07 ± 0,02	1,25 ± 0,04	20,8 ± 0,4	12,5 ± 0,3	2990 ± 70	1,43 ± 0,03
Dar al Gani 084	Stein	Ureilit	0,18 ± 0,01	1,25 ± 0,04	15,3 ± 0,3	19,7 ± 0,4	3080 ± 140	1,30 ± 0,03
Dar al Gani 262	Stein	Lunar	14,8 ± 0,3	13,4 ± 1,3	3,48 ± 0,10	3,17 ± 0,06	1360 ± 140	0,11 ± 0,01
Hammadah al Hamra 052	Stein	LL5-6	1,17 ± 0,03	1,06 ± 0,03	19,4 ± 0,4	11,7 ± 0,2	2430 ± 60	1,11 ± 0,02
Hammadah al Hamra 056	Stein	LL6	1,08 ± 0,02	1,09 ± 0,03	22,6 ± 0,5	10,7 ± 0,2	2260 ± 50	1,45 ± 0,03
Hammadah al Hamra 057	Stein	LL5-6	1,12 ± 0,03	1,32 ± 0,04	21,7 ± 0,4	11,6 ± 0,2	2890 ± 70	1,51 ± 0,03
Hammadah al Hamra 060	Stein	LL6	1,24 ± 0,03	1,71 ± 0,17	19,8 ± 0,6	15,1 ± 0,3	2760 ± 60	0,97 ± 0,02
Hammadah al Hamra 062	Stein	LL4-5	1,24 ± 0,03	1,59 ± 0,16	19,6 ± 0,6	14,4 ± 0,3	2590 ± 60	0,53 ± 0,01
Hammadah al Hamra 085	Stein	LL6	1,17 ± 0,03	(2,80 ± 0,28)	20,0 ± 0,6	14,1 ± 0,3	2650 ± 60	0,38 ± 0,01
Hammadah al Hamra 093	Stein	LL3.9	1,27 ± 0,03	1,61 ± 0,16	20,4 ± 0,6	15,0 ± 0,3	3030 ± 70	0,86 ± 0,02
Hammadah al Hamra 096	Stein	LL(L)3	1,12 ± 0,03	2,01 ± 0,06	18,0 ± 0,4	12,7 ± 0,3	2370 ± 50	0,90 ± 0,02
Hammadah al Hamra 119	Stein	R4	1,10 ± 0,03	1,12 ± 0,03	25,2 ± 0,5	12,0 ± 0,2	1710 ± 40	0,80 ± 0,02

Meteorit	Haupt-Typ	Klasse	Al [%]	Ca [%]	Fe [%]	Mg [%]	Mn [ppm]	Ni [%]
Ilafegh 009	Stein	EL6/7	1,06 ± 0,02	1,06 ± 0,03	26,7 ± 0,5		1700 ± 40	1,80 ± 0,04
Kaba	Stein	CV3	1,33 ± 0,03	1,89 ± 0,09	22,9 ± 1,6	13,3 ± 0,3	2310 ± 230	1,27 ± 0,04
Kiel	Stein	L6	1,08 ± 0,03	0,83 ± 0,03	22,6 ± 0,5	11,2 ± 0,2	2100 ± 50	1,36 ± 0,03
Leoville	Stein	CV3	1,78 ± 0,04	2,12 ± 0,06	24,3 ± 0,5		3860 ± 90	1,51 ± 0,03
Mbale (3)	Stein	L5/6	1,08 ± 0,02	1,98 ± 0,06	22,0 ± 0,4	13,4 ± 0,3	2330 ± 110	1,21 ± 0,02
Mbale (13)			1,03 ± 0,02	1,84 ± 0,06	21,8 ± 0,4	9,1 ± 0,2	2130 ± 100	1,35 ± 0,03
Mbale (15)			1,07 ± 0,02	1,63 ± 0,05	21,7 ± 0,4	10,8 ± 0,2	1940 ± 90	1,25 ± 0,03
Mbale (20)			1,08 ± 0,03	1,79 ± 0,05	23,1 ± 0,5	10,8 ± 0,2	2110 ± 100	1,53 ± 0,03
Mbale (33)			1,00 ± 0,02	1,57 ± 0,05	18,7 ± 0,4	8,3 ± 0,2	2100 ± 100	1,34 ± 0,03
Mbale (50)			1,10 ± 0,03	1,57 ± 0,05	19,7 ± 0,4	12,0 ± 0,2	1630 ± 80	1,31 ± 0,03
Mbale (246)			1,12 ± 0,03	1,53 ± 0,05	19,5 ± 0,4	10,2 ± 0,2	1340 ± 60	1,23 ± 0,03
Mbale (248)			1,01 ± 0,02	1,53 ± 0,05	19,4 ± 0,4	8,5 ± 0,2		1,26 ± 0,03
Mbale (268)			1,03 ± 0,02	1,55 ± 0,05	24,4 ± 0,5	11,1 ± 0,2	1300 ± 60	1,80 ± 0,04
Mianchi	Stein	H5	1,09 ± 0,03	1,61 ± 0,05	26,9 ± 0,5	12,8 ± 0,3	2620 ± 60	1,76 ± 0,04
Murchison	Stein	CM2	1,19 ± 0,03	1,25 ± 0,04	20,3 ± 0,4		1710 ± 40	1,30 ± 0,03
Nantong	Stein	H6	1,06 ± 0,03	1,54 ± 0,05	27,9 ± 0,6	11,8 ± 0,2	2590 ± 60	1,78 ± 0,04
Oldenburg (Bissel)	Stein	L6	1,18 ± 0,03	1,43 ± 0,04	20,9 ± 0,4	15,8 ± 0,3	(6650 ± 150)	0,98 ± 0,02
Pokhra	Stein	H5	0,96 ± 0,02	(0,177 ± 0,005)	28,1 ± 0,6	7,7 ± 0,2	2080 ± 50	2,32 ± 0,05
Rincon	Stein	L6	1,17 ± 0,03	1,61 ± 0,05	20,1 ± 0,4	13,7 ± 0,3	2290 ± 100	0,19 ± 0,01
Tanezrouft 010	Stein	L/LL3	1,03 ± 0,02	1,41 ± 0,04	21,0 ± 0,4	11,7 ± 0,2	2700 ± 60	1,05 ± 0,02
Ténéré 001 / Grein 001	Stein	H3	1,10 ± 0,03	1,76 ± 0,18	25,7 ± 0,8	13,8 ± 0,3	2340 ± 50	1,57 ± 0,03
Ténéré 002 / Grein 002	Stein	E4/5	1,04 ± 0,02	1,27 ± 0,06	24,4 ± 1,7	9,9 ± 0,2	2190 ± 220	1,62 ± 0,05
Ténéré 003 / Grein 003	Stein	H6	1,01 ± 0,02	1,31 ± 0,07	31,1 ± 2,2	13,4 ± 0,3	2760 ± 280	2,04 ± 0,06
Ténéré 004 / Tiffa 001	Stein	H5	1,11 ± 0,03	1,11 ± 0,06	22,6 ± 1,6	14,0 ± 0,3	2690 ± 270	1,55 ± 0,05
Ténéré 005 / Tiffa 002	Stein	H4/5	1,01 ± 0,02	1,24 ± 0,06	23,6 ± 1,7	(5,4 ± 0,1)	2860 ± 290	1,50 ± 0,05
Ténéré 006 / Tiffa 003	Stein	L6	1,20 ± 0,03	1,25 ± 0,06	21,1 ± 1,5	14,8 ± 0,3	2790 ± 280	1,16 ± 0,03
Ténéré 007 / Tiffa 004	Stein	H5	1,00 ± 0,02	1,25 ± 0,06	28,7 ± 2,0	13,3 ± 0,3	1670 ± 170	1,89 ± 0,06
Ténéré 008 / Tiffa 005	Stein	H5	0,97 ± 0,02	1,05 ± 0,05	29,7 ± 2,1	13,0 ± 0,3	2240 ± 220	1,98 ± 0,06
Ténéré 009 / Tiffa 006	Stein	H5	1,14 ± 0,03	0,95 ± 0,05	26,0 ± 1,8	13,4 ± 0,3	3650 ± 360	1,62 ± 0,05

Meteorit	Haupt-Typ	Klasse	Al [%]	Ca [%]	Fe [%]	Mg [%]	Mn [ppm]	Ni [%]
Ténéré 010 / Adrar Madet	Stein	H5/6	1,16 ± 0,03	1,17 ± 0,06	25,2 ± 1,8	13,1 ± 0,3	4790 ± 480	1,73 ± 0,06
„Dhurmsala“	Stein	LL6	1,29 ± 0,03	1,71 ± 0,17	18,5 ± 0,6	15,5 ± 0,3	3050 ± 70	0,47 ± 0,01
			1,24 ± 0,03	1,57 ± 0,05	18,3 ± 0,4	13,5 ± 0,3	3160 ± 70	0,48 ± 0,01
			1,21 ± 0,03	1,47 ± 0,04	18,9 ± 0,4	15,7 ± 0,3	2830 ± 70	0,48 ± 0,01
			1,22 ± 0,03	1,38 ± 0,04	18,1 ± 0,4	15,4 ± 0,3	2490 ± 60	0,441 ± 0,009
			1,27 ± 0,03	1,75 ± 0,05	18,7 ± 0,4	15,9 ± 0,3	3110 ± 70	0,452 ± 0,009
			1,24 ± 0,03	1,73 ± 0,05	17,3 ± 0,3		3050 ± 140	0,47 ± 0,01
			1,21 ± 0,03	1,73 ± 0,05	17,9 ± 0,4	14,6 ± 0,3	2680 ± 120	0,46 ± 0,01
			1,20 ± 0,03		16,5 ± 0,3	14,3 ± 0,3	2260 ± 100	0,46 ± 0,01
			1,21 ± 0,03	1,72 ± 0,05	17,9 ± 0,4	15,8 ± 0,3		0,45 ± 0,01
			1,19 ± 0,03	1,86 ± 0,06	17,3 ± 0,2	12,4 ± 0,2	2560 ± 120	0,50 ± 0,01
			1,22 ± 0,03	1,41 ± 0,07	17,9 ± 1,3	15,5 ± 0,3	3490 ± 350	0,46 ± 0,01
			1,22 ± 0,03	(1,25 ± 0,06)	17,9 ± 1,3	15,1 ± 0,3	2690 ± 270	0,45 ± 0,01

Danksagungen

Die vorliegende Arbeit wurde von März 1995 bis Februar 1998 an der Abteilung Nuklearchemie am Institut für Biochemie der Universität zu Köln durchgeführt.

Herrn Prof. Dr. S. M. Qaim danke ich für die Aufgabenstellung und für sein Interesse an dieser Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. U. Herpers für sein Vertrauen, die Förderung meiner selbständigen Arbeit, den notwendigen Rückhalt und seine „immer offene“ Bürotür.

Herrn Dr. Rolf Buschmann danke ich nicht nur für die kompetente Beratung bei einigen „Computerproblemen“, sondern vor allen Dingen für seine langjährige moralische Unterstützung in der „Endphase“ meines Studiums.

Diese Dissertation wäre ohne die Kooperation mit diversen Arbeitsgruppen nicht möglich gewesen. Der rege Austausch von Meteoritenproben, unveröffentlichten Daten und unterschiedlichen Ansichten machte diese interdisziplinäre Arbeit so interessant. Hierfür danke ich Dr. A. Bischoff und Dr. D. Weber vom Institut für Planetologie in Münster, Dr. P. Scherer und Prof. Dr. L. Schultz vom MPI Mainz, Prof. Dr. H. Palme vom Institut für Mineralogie in Köln, Prof. Dr. O. Eugster vom Physikalischem Institut in Bern, Dr. J. Schlüter vom Mineralogisch-Petrographischem Institut in Hamburg, Prof. G. Heusser vom MPI Heidelberg, Prof. Dr. D. Stöffler vom Institut für Mineralogie in Berlin und Dr. H. Betlem von der Dutch Meteor Society.

Herr Prof. Dr. R. Michel vom Zentrum für Strahlenschutz und Radioökologie der Universität Hannover ermöglichte die enge Zusammenarbeit mit seinem Arbeitskreis. In diesem Rahmen wurden experimentelle und theoretische Ergebnisse gegeneinander „aufgewertet“, so daß für beide Arbeitsgruppen, die optimale „Lösung“ gefunden wurde. Die Diskussion der Meteoritendaten ohne die physikalischen Modellrechnungen von Sonja Neumann und Prof. Dr. R. Michel wäre nur halb so gut. Darüber hinaus möchte ich aber auch M. Gloris, I. Leya und U. Neupert für die Überlassung von unveröffentlichten Daten danken.

Die Durchführung der AMS-Messungen an den Beschleunigern der ETH/PSI Zürich, der TU München und der Purdue University konnte nur durch gute Zusammenarbeit erfolgen. Deshalb

gilt mein Dank den dort tätigen Wissenschaftlern: Dr. T. Faestermann, Dr. K. Knie, Dr. G. Korschinek, Dr. P. W. Kubik, Prof. Dr. M. E. Lipschutz, T. Schätz, C. Schmidt, Dr. M. Suter, Dr. H.-A. Synal und Dr. S. Vogt.

Ich danke Prof. Dr. E. Seidel und Dr. K. Nachtweyh für die freundliche Bereitstellung der ICP-AES-Anlage, meinen Studienkollegen B. Rathke für die fotographische Darstellung einiger Objekte und S. Dumont für das Vakuumtrocknen einiger ^{36}Cl-Proben.

Meinen momentanen und ehemaligen Kollegen und den Mitarbeitern der Abteilung Nuklearchemie möchte ich für das interessante Arbeitsklima und die mehr oder minder qualifizierten Anmerkungen zu dieser Arbeit danken. Darüber hinaus sei M. Altmaier für die Überlassung von unveröffentlichten Daten gedankt. Meinen zeitweiligen Kollegen an der Purdue University bin ich für die herzliche Aufnahme in ihrem Arbeitskreis dankbar.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die Förderung dieser Arbeit, insbesondere für die zur Verfügung gestellten Reisemittel, die mir meinen Forschungsaufenthalt an der Purdue University, aber auch die Teilnahme an zahlreichen Tagungen möglich machten.

Nicht zuletzt danke ich meinen Eltern, die mir meine Ausbildung ermöglichten.

Ich versichere, daß ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; daß diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; daß sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen - noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, daß ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluß des Promotionsverfahren nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. S. M. Qaim betreut worden.

Teilaspekte der vorliegenden Dissertation wurden in den folgenden Publikationen bereits dargelegt:

D. E. Alvarez, I. Bogdanovi´c, T. Faestermann, J. O. Fernández Niello, U. Herpers, K. Knie, G. Korschinek, S. Merchel, T. Schätz, J. Scholten, ^{53}Mn in Extraterrestrial Matter, *Jahresbericht Beschleunigerlaboratorium der Universität und der technischen Universität München* (1996) 66.

A. Bischoff, D. Weber, R. N. Clayton, T. Faestermann, I. A. Franchi, U. Herpers, K. Knie, G. Korschinek, P. W. Kubik, T. K. Mayeda, S. Merchel, R. Michel, S. Neumann, H. Palme, C. T. Pillinger, L. Schultz, A. S. Sexton, B. Spettel, A. B. Verchovsky, H. W. Weber, G. Weckwerth, D. Wolf, Petrology, chemistry, and isotopic compositions of the Lunar highland regolith breccia Dar al Gani 262, akzeptiert zur Veröffentlichung in *Meteorit. Planet. Sci.*.

M. Gloris, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, S. Merchel, R. Michel, First systematic AMS measurements of ^{60}Fe in meteorites, *Jahresbericht Beschleunigerlaboratorium der Universität und der technischen Universität München* (1997) im Druck.

K. Knie, T. Faestermann, G. Korschinek, S. Merchel, U. Herpers, M. Gloris, R. Michel, Measurements and calculations of Iron-60 in meteorites, eingereicht zur Veröffentlichung an *Meteorit. Planet. Sci.*.

S. Merchel, U. Herpers, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, P. W. Kubik, H.-A. Synal, M. Suter, S. Neumann, R. Michel, Kosmogene langlebige Radionuklide in Meteoriten, *Beih. z. Eur. J. Mineral.* Vol. **9**, No. 1 (1997) 245.

S. Merchel, U. Herpers, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, P. W. Kubik, H.-A. Synal, M. Suter, S. Neumann, R. Michel, Radiochemische Analyse kosmogener Nuklide: Rekonstruktion der Bestrahlungsgeschichte von Meteoriten, *Kurzreferat zur Vortragstagung der GDCh-Fachgruppe Nuklearchemie* (1998) im Druck.

S. Merchel, U. Herpers, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, C. Schmidt, P. W. Kubik, M. Suter, S. Neumann, R. Michel, EXPOSURE HISTORY OF STONY AND IRON METEORITES: DETERMINATION OF ^{10}Be, ^{26}Al, AND ^{53}Mn VIA ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY (AMS), *Meteorit. Planet. Sci.* **31** (1996) A87-A88.

S. Merchel, U. Herpers, K. Knie, T. Faestermann, G. Korschinek, M. Gloris, R. Michel, IRON-60 IN METEORITES, *Meteorit. Planet. Sci.* **33** (1998) A104-A105.

S. Merchel, U. Herpers, P. W. Kubik, M. Suter, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, C. Schmidt, DETERMINATION OF THE COSMOGENIC RADIONUCLIDES ^{10}Be, ^{26}Al, AND ^{53}Mn IN METEORITES VIA ACCELERATOR MASS SPECTROMETRY (AMS), *Extended Abstracts zur 4th International Conference on Nuclear and Radiochemistry*, (1996) F-O2.

S. Merchel, U. Herpers, S. Neumann, R. Michel, P. W. Kubik, M. Suter, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, T. Schätz, N. Bhandari, DEPTH PROFILES OF LONG-LIVED COSMOGENIC RADIONNUCLIDES IN MBALE, *Meteorit. Planet.Sci.* **32** (1997) A90.

S. Merchel, U. Herpers, S. Neumann, R. Michel, P. W. Kubik, H.-A. Synal, P. Gartenmann, C. Schnabel, M. Suter, THE SEARCH FOR SCR PRODUCTS IN METEORITES, *PSI Annual Report* (1997) 36.

S. Merchel, U. Herpers, M. Suter, S. Neumann, R. Michel, P. W. Kubik, H.-A. Synal, DETERMINATION OF ^{10}Be, ^{26}Al, AND ^{36}Cl IN METEORITES, *PSI Annual Report/Annex IIIA* (1996) 36.

L. Schultz, P. Scherer, B. Spettel, F. Wlotzka, J. Zipfel, J. Schlüter, S. Merchel, U. Herpers, J. Newton, I. A. Franchi, C. T. Pillinger, I. Leya, S. Neumann, U. Neupert, R. Michel, P. W. Kubik, H.-A. Synal, G. Boanani, I. Hajdas, S. Ivy-Ochs, M. Suter, TEN NEW METEORITES FROM THE TÉNÉRÉ DESERT (NIGER): CLASSIFICATION, NOBLE GASES, COSMOGENIC RADIONUCLIDES, AND TERRESTRIAL AGES, *Meteorit. Planet. Sci.* **33** (1998) A138.

Th. Stelzner, K. Heide, A. Bischoff, D. Weber, S. Merchel, U. Herpers, T. Faestermann, K. Knie, G. Korschinek, P. W. Kubik, M. Suter, S. Neumann, R. Michel, P. Scherer, L. Schultz, A.J.T. Jull, Rincon: A new L6 chondrite find from Argentina, *Chem. Erde* **57** (1997) 297-309.

Lebenslauf

Name:	Silke Merchel
Wohnort:	Classen-Kappelmann-Str. 22
	50931 Köln
Geburtsdatum:	26.07.1967
Geburtsort:	Bochum
Eltern:	Hans und Christel Merchel (geb. Niendicker)
Staatsangehörigkeit:	deutsch

Bildungsweg

1974-1978	Dorney-Grundschule, Dortmund-Kley
1978-1987	Reinoldus- und Schiller-Gymnasium, Dortmund-Dorstfeld Abschluß: allgemeine Hochschulreife am 13.06.1987
WS 1987/88	Beginn des Chemie-Studiums an der Universität zu Köln
SS 1991	Diplom-Chemiker-Vorprüfung
SS 1994	Diplom-Chemiker-Hauptprüfung
05.94 - 02.95	Diplomarbeit am Institut für Nuklearchemie, Forschungszentrum Jülich GmbH zum Thema „Radiochemische Untersuchungen über die (^{3}He,^{7}Be)-Reaktion an leichten Targetkernen“, Leitung: Prof. S. M. Qaim
03.95	DFG-Graduiertenkolleg „Entstehung und Entwicklung des Sonnensystems” / Beginn der Dissertation an der Abteilung Nuklearchemie, Universität zu Köln