

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie

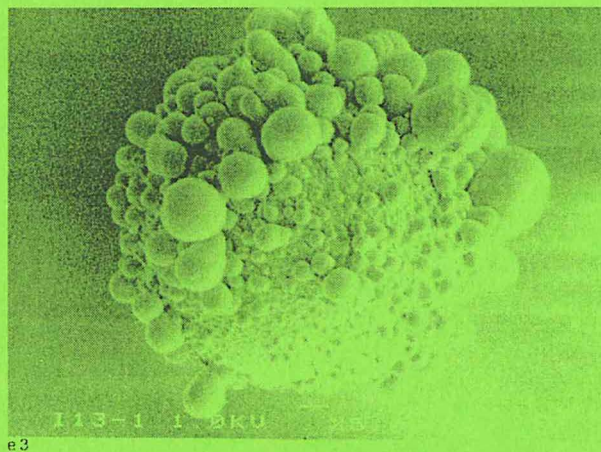
Beiheft 10

WOLFGANG KLÖCK

**Korrelierte mineralogische und chemische
Untersuchungen an interplanetaren Staubteilchen
und an Mikrometeoriten**

*Correlated mineralogical and chemical studies
of interplanetary dust particles
and micrometeorites*

Mit 94 Abbildungen und 30 Tabellen



Halle (Saale) 2000

ISSN 1432 - 3702

Das Bild auf dem Umschlag zeigt ein interplanetares Staubteilchen mit kondensierten Aerosoltröpfchen, Durchmesser 15 µm.

Hinweise für Autoren

Das **Hallesche Jahrbuch für Geowissenschaften** veröffentlicht nur vorher noch nicht publizierte Originalbeiträge. Manuskripte sind vollständig und satzreif zur Begutachtung einzureichen. Eingesandte Manuskripte gelten erst nach ausdrücklicher Bestätigung durch den Herausgeber als angenommen. Mit der Annahme des Manuskripts zur Veröffentlichung geht das Recht der Vervielfältigung auf den Herausgeber des Halleschen Jahrbuches für Geowissenschaften über. Für unverlangt eingesandte Beiträge wird keine Haftung übernommen. Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich.

Zur Veröffentlichung angenommene Manuskripte sind auf 3,5'' Disketten als unformatierte Textdateien einzureichen. Fotos, Karten und andere graphische Darstellungen sollten ebenso als Dateien, falls nicht möglich, in 2-facher Ausfertigung unter Berücksichtigung der drucktechnischen Hinweise (3. Umschlagseite) eingereicht werden. Die drucktechnischen Vermerke der Autoren sind bitte nur im ausgedruckten Text und nicht in den Dateien vorzunehmen.

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie

Beiheft 10

Herausgeber

**Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum
im Fachbereich Geowissenschaften**

der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

G. H. BACHMANN G. BORG H. HAUBOLD

H. HEINISCH C. LEMPP H. PÖLLMANN P. WYCISK

und

Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt

H. BLUMENSTENGEL R. EICHNER

Schriftleitung: F. EIGENFELD

WOLFGANG KLÖCK

**Korrelierte mineralogische und chemische
Untersuchungen an interplanetaren Staubteilchen
und an Mikrometeoriten**

*Correlated mineralogical and chemical studies
of interplanetary dust particles
and micrometeorites*

Mit 94 Abbildungen und 30 Tabellen

Halle (Saale) 2000

Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

Die vorliegende Arbeit ist die überarbeitete Fassung einer Habilitation, die am 14. Oktober 1997 der Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg eingereicht und angenommen wurde.

Anschrift Herausgeber und Schriftleitung:

Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Fachbereich Geowissenschaften
Institut für Geologische Wissenschaften
und Geiseltalmuseum
Domstraße 5
D-06108 Halle (Saale)
Tel.: 0345/55 26 081 oder 0345/55 26 107
Fax: 0345/55 27 178
e-mail: eigenfeld@geologie.uni-halle.de

Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt
Köthener Straße 34
D-06118 Halle (Saale)
Tel.: 0345/521 2-0
Fax: 0345/522 99 10
e-mail: poststelle@glahal.mw.lsa-net.de

Druckerei der Martin-Luther-Universität, Kröllwitzer Straße 44, 06099 Halle (Saale)

ISSN 1432-3702

© 2000 im Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften der Universität Halle
Alle Rechte vorbehalten

Hallesches Jahrb. Geowiss.	Reihe B	Beiheft 10	1 - 156	Halle (Saale) 2000
----------------------------	---------	------------	---------	--------------------

Korrelierte mineralogische und chemische Untersuchungen an interplanetaren Staubteilchen und an Mikrometeoriten

Correlated mineralogical and chemical studies of interplanetary dust particles and micrometeorites

Mit 94 Abbildungen und 30 Tabellen

WOLFGANG KLÖCK

Vorwort

In der Literatur findet man zahlreiche Untersuchungen, die sich jeweils mit speziellen Fragen wie der mineralogischen Zusammensetzung, der Isotopie, der Edelgasgehalte oder der Gehalte volatiler Elemente von stratosphärischen Staubteilchen oder von Mikrometeoriten befassen.

Dagegen sind Arbeiten mit einem interdisziplinären Ansatz, der zum Beispiel mineralogische und chemische Erkenntnisse an einzelnen Teilchen zusammenträgt, noch nicht sehr verbreitet. Dies liegt vermutlich an der zeitaufwendigen Analytik dieser Proben, für die ein Bearbeiter selten über die komplementären Analysemethoden verfügt, um sie nach eigenem Zeitplan für die Untersuchungen einzusetzen.

Aus diesem Grunde soll in dieser Arbeit versucht werden, vor allem die chemischen **und** mineralogischen Informationen einzelner interplanetarer Staubteilchen oder Gruppen von Staubteilchen und Mikrometeoritenklassen zu korrelieren und zu interpretieren.

Bei der Verfolgung dieses Zieles wird auf die in der Literatur vorhandenen Haupt- und Spurenelementdaten zurückgegriffen, um sie mit den eigenen chemischen und mineralogischen Informationen über kosmische Stäube zu verknüpfen. Ein großer Teil der mineralogischen Untersuchungen an interplanetaren Staubteilchen und der chemischen Untersuchungen an Mikrometeoriten wurden vom Autor selbst durchgeführt. Zur Ergänzung der mineralogischen Sachverhalte, vor allem die interplanetaren Staubteilchen betreffend, wurden auch Ergebnisse anderer Autoren berücksichtigt.

Zusammenfassung

Einer der Gründe zur Untersuchung interplanetarer Staubteilchen liegt darin, daß die Hauptmasse des jährlichen extraterrestrischen Eintrages auf die Erde in der Form kleiner Staubteilchen, eben dieses kosmischen Staubes erfolgt. Ungefähr 40 000 bis 60 000 Tonnen von Staubteilchen in der Größe von 10 µm bis 1mm gehen pro Jahr auf die Atmosphäre der Erde nieder. Dagegen ist der Eintrag von Meteoriten im Massenbereich von Kilogramm bis Tonnen zu vernachlässigen.

Da die Staubteilchen im wesentlichen frei von Auswahleffekten von allen kleineren Körpern im Sonnensystem kommen können, nimmt man an, daß sie uns einen besseren Überblick über die Zusammensetzung von Asteroiden und Kometen geben können, im Vergleich zu den Meteoriten. Meteorite stammen sehr wahrscheinlich nur von rel. wenigen Körpern die sich in bahndynamisch günstigen Positionen befinden um Bruchstücke auf die Erde zu senden.

Traditionell werden zwei Obergruppen kosmischen Staubes unterschieden:

- interplanetare Staubteilchen, von 5-50 μm Größe, die mit Hilfe von Flugzeugen eingefangen werden, und
- Mikrometeorite, von 50-500 μm Größe, die z.B. in der Antarktis und in Grönland aus dem Eis geborgen werden.

Die größeren Teilchen werden beim Eintritt in die Erdatmosphäre stärker erhitzt und daher z.T. stärker umgewandelt im Vergleich zu den kleineren Stäuben, deshalb macht man sich die Mühe die 10 μm großen Partikel mit verschiedensten analytischen Methoden nacheinander zu untersuchen (SEM, INAA, SXRF, PIXE, SIMS, TOF-SIMS, TEM).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden Vertreter beider Größenklassen untersucht um Fragen zur Klassifizierung, zur Mineralogie, zur chemischen Zusammensetzung, zur Herkunft und zur thermischen Beeinflussung durch den Eintritt in die Atmosphäre zu klären.

Als wesentliche Ergebnisse dieser Untersuchungen sind festzuhalten:

- Unter den kleinsten Staubteilchen ist ein Anteil von ca. 30% der kometaren Ursprungs sein könnte. Die restlichen Teilchen sind sicherlich von Asteroiden.
- Material ähnlich den „kometaren“ Partikeln ist weder unter den Mikrometeoriten noch unter den herkömmlichen Meteoriten vorhanden.
- Die von Asteroiden stammenden Partikel zeigen überwiegend verwandtschaftliche Beziehungen zu den primitivsten bekannten Meteoriten, den kohligen Chondriten.
- Unter den kosmischen Staubteilchen sind Vertreter der gewöhnlichen Chondrite mit einem Anteil <5% deutlich unterrepräsentiert, denn diese Gruppe ist unter den Meteoriten mit >80% die dominierende Meteoritenklasse.
- Die mangelnde Diversität der asteroidalen Staubteilchen spricht dafür, daß sie zum größten Teil von einer Asteroidenklasse, vermutlich von der Themis-Asteroidenfamilie stammen könnten.
- Untersuchungen kosmischen Staubes können uns Informationen über Bedingungen im frühen Sonnensystem liefern, die nicht durch Meteorite zu erhalten sind. Besonders im Hinblick auf kommende Raumfahrtmissionen, wie ROSETTA und STARDUST, die Kometen studieren werden, ist es wichtig grundlegende Informationen über die chemischen und physikalischen Eigenschaften kosmischer Stäube zu gewinnen, um Raumfahrtexperimente zu optimieren und die Interpretation der gewonnenen Daten zu erleichtern.

Abstract

The main influx of extraterrestrial matter accreted onto the Earth's atmosphere annually is in the size range of 50-500 micrometer-sized dust particles. Approximately 4×10^4 - 6×10^4 tons of dust in the size range from 10 microns to 1 millimeter settle on the Earth's atmosphere each year. Compared to this number, the mass of meteorites is vanishingly small.

Dust particles can originate from various sources in the solar system, and arrive at earth with small alterations from their different parent objects. Therefore they should provide an unbiased sampling of all minor bodies in the solar system. Meteorite sources, in contrary, are limited to a few parent objects in dynamically favourable positions in the asteroid belt.

Traditionally the classification of cosmic dust includes the group of interplanetary dust particles (IDPs) which are collected by high-flying aircraft in the stratosphere and the group of micrometeorites, which are sampled in Antarctica or in Greenland. Interplanetary dust particles are roughly 5-50 micrometers in size, whereas most micrometeorites measure 50-500 micrometers in diameter.

Larger particles suffer severe heating during atmospheric entry, and therefore their original chemistry and mineralogy is completely destroyed. Interplanetary dust particles, however, are the objects of detailed studies because they arrive at Earth almost unaltered.

The present publication summarizes results of various studies of interplanetary dust particles using highly sophisticated analytical techniques, such as synchrotron-x-ray fluorescence, proton-induced x-ray analysis, time-of-flight-SIMS and transmission electron microscopy.

Particles of both groups of cosmic dust were studied and this paper tries to answer questions related to the classification, to the mineralogy, to the chemical composition, to the thermal alteration effects and to the sources of cosmic dust particles.

The major conclusions of this study are:

- Among interplanetary dust 30% appear to be of cometary origin, the rest are particles of asteroidal origin.
- Material like those of cometary particles is not present among micrometeorites and not among meteorites.
- The asteroidal dust particles have close relationships to carbonaceous chondrites, the most primitive meteorites in our collections.
- Dust from ordinary chondrites appears to be almost absent among micrometeorites and among interplanetary dust particles. The percentage is definitely below 5%, whereas more than 80% of all meteorites on earth are ordinary chondrites.
- The small diversity of asteroidal dust particles argues in favour of an origin of these dust particles from a single class of asteroids, most likely from the Themis asteroid family.
- Studies of cosmic dust can provide complementary information about conditions in the early solar system, which is not available from meteorites. Especially with regard to some coming space missions, like *Rosetta* and *Stardust*, which will study comets, it is important to have a wide basic knowledge about the physical and chemical properties of cometary dust particles. This information helps to optimize space missions and is crucial to interpret the data which will be received from these spacecraft.

Inhalt

I Interplanetare Staubteilchen

1	Einführung in das Thema „Interplanetarer Staub“ und Überblick über die Entwicklung der Forschung auf diesem Gebiet	7
2	Definitionen der interplanetaren Staubteilchen (IDPs) und der Mikrometeorite.....	12
2.1	Gewinnungsmethoden der Mikrometeorite und der interplanetaren Staubteilchen.....	13
3	Der Fluß extraterrestrischen Materials auf die Erde.....	13
3.1	Massenabschätzungen aufgrund der Beobachtungen von Meteoriten	13
3.2	Massenabschätzungen aufgrund von Satellitenbeobachtungen	15
3.3	Eintragsabschätzungen extraterrestrischen Materials anhand von Impaktuntersuchungen auf dem LDEF-Satelliten.....	16
3.4	Massenabschätzungen des Eintrages extraterrestrischer Materie aufgrund des Ir- und Os-Gehaltes und des ³ He-Gehaltes von marinen Sedimenten.....	19
4	Mineralogische und chemische Untersuchungen an interplanetaren Staubteilchen.....	22
	Mineralogische Zusammensetzung stratosphärischer Staubteilchen	22
4.1	Serpentinpartikel	22
4.2	Saponitpartikel.....	23
4.3	Wasserfreie bzw. nicht hydratisierte Staubteilchen	24
4.4	Kompakte, wasserfreie Staubteilchen	26
5	Klassifikation von silikatischen IDPs.....	27
5.1	Klassifizierung von IDPs anhand der Morphologie und der chemischen Zusammensetzung.....	27
5.2	Klassifizierung von IDPs anhand der Infrarotspektroskopie.....	28
5.3	Klassifizierung von IDPs im Transmissionselektronenmikroskop anhand ihres mineralogischen Phasenbestandes.....	30
6	Chemische Zusammensetzung der einzelnen Minerale in chondritischen stratosphärischen Staubteilchen	35
6.1	Mineralzusammensetzungen in feinkörnigen, porösen IDPs	35
6.1.1	Olivin- und Pyroxenzusammensetzungen.....	35
6.1.2	Manganreiche Forsterite und Enstatite.....	36
6.1.3	Na- und Cr-reiche Klinopyroxene.....	39
6.1.4	Aluminium-reiche Klinopyroxene.....	40
6.1.5	Zusammensetzung amorpher silikatischer Phasen.....	41
6.1.6	Zusammensetzung der Eisensulfide in CP-IDPs	42
6.2	Mineralzusammensetzungen in kompakten (equilibrierten) IDPs.....	44
6.2.1	Olivin- und Pyroxenzusammensetzungen in einzelnen IDPs.....	44
6.2.2	Nephelin in einem equilibrierten IDP	46

6.3	Minerale in hydratisierten IDPs.....	46
6.3.1	Olivine und Pyroxene in hydratisierten IDPs.....	46
6.3.2	Eisensulfide in hydratisierten IDPs.....	48
6.3.3	Zusammensetzung der Schichtsilikate in hydratisierten IDPs.....	50
7	Haupt- und Spurenelemente in interplanetaren Staubteilchen.....	52
7.1	Chemische Gesamtzusammensetzung der verschiedenen Typen von extraterrestrischen stratosphärischen Staubteilchen.....	52
7.2	Chemische Zusammensetzung von nicht-chondritischen Teilchen und von Eisen-Nickelsulfiden.....	58
7.3	Spurenelementgehalte von IDPs.....	59
7.3.1	Staubteilchen mit chondritischen Gehalten an Spurenelementen.....	60
7.3.2	Staubteilchen mit niedrigen Gehalten siderophiler Elemente.....	62
7.3.3	Staubteilchen mit niedrigen Gehalten volatiler Elemente.....	64
8	Isotopische Zusammensetzung von IDPs.....	67
9	Mineralogische und chemische Besonderheiten der chondritisch porösen stratosphärischen Staubteilchen und Unterschiede zu herkömmlichen Meteoriten .70	
9.1	Kernspuren in Silikaten.....	72
9.2	Unequilibrierter Mineralbestand in chondritisch-porösen Staubteilchen.....	73
9.3	Chondritische Gesamtzusammensetzung feinkörnig-poröser IDPs.....	75
9.4	Kohlenstoffgehalte feinkörnig-poröser Staubteilchen	76
9.5	Dichte und Porosität von IDPs und von Meteoroiden	78
9.6	GUs, die primitiven Bausteine der CP-IDPs.....	80
9.7	Gehalte volatiler Elemente in Cluster-IDPs im Vergleich zu CI-Chondriten.....	81
10	Interpretation der Gehalte volatiler Elemente in IDPs	82
10.1	Aufheizung beim Eintritt in die Erdatmosphäre.....	83
10.1.1	Aufheizexperimente zur Simulation des Aufheizvorganges von IDPs beim Eintritt in die Erdatmosphäre.....	85
10.1.2	Kontamination in der Atmosphäre.....	86
10.1.3	Kontamination auf dem Kollektor	86

II Mikrometeorite

1	Definition der Mikrometeorite.....	88
2	Eigenschaften der Mikrometeorite.....	88
2.1	Chemische Gesamtzusammensetzung	88
2.1.1	Hauptelementzusammensetzung kosmischer Kügelchen	89
2.1.1.1	Ca/Al-Verhältnisse der kosmischen Kugeln.....	90
2.1.1.2	Vergleich der chemischen Zusammensetzung kosmischer Kugeln mit der Gesamtzusammensetzung verschiedener Meteoritenklassen....	91
2.1.2	Spurenelementzusammensetzung kosmischer Kügelchen.....	92
2.1.3	Hauptelementzusammensetzung ungeschmolzener Mikrometeorite.....	99
2.1.4	Spurenelementzusammensetzung ungeschmolzener Mikrometeorite.....	101

2.2	Mineralogische Zusammensetzung von Mikrometeoriten.....	104
2.2.1	Mineralogie kosmischer Kugeln.....	104
2.2.2	Mineralogie ungeschmolzener Mikrometeorite.....	105
2.3	Chemische Zusammensetzung der wichtigsten Mineralphasen in kosmischen Kugeln und in ungeschmolzenen Mikrometeoriten.....	108
2.3.1	Minerale in kosmischen Kügelchen.....	108
2.3.2	Minerale in ungeschmolzenen Mikrometeoriten.....	108
2.4	Reliktische Mineralphasen in kosmischen Kugeln und in ungeschmolzenen Mikrometeoriten.....	111
3	Mineralogische und chemische Veränderungen der Mikrometeorite durch das thermische Ereignis beim Eintritt in die Erdatmosphäre.....	116
3.1	Aufheizexperimente mit Meteoriten zur Simulation des Aufheiz- vorganges von Mikrometeoriten beim Eintritt in die Erdatmosphäre.....	116
4	Beziehungen zwischen stratosphärischen Staubteilchen und Mikrometeoriten .	122
5	Interdisziplinäre Studien an Mikrometeoriten	124
5.1	Edelgasmessungen an Mikrometeoriten und an kosmischen Kugeln	124
5.2	Messungen kosmogener Nuklide an kosmischen Kugeln	125
5.3	Berechnungen zur Aufheizung von Mikrometeoriten beim Eintritt in die irdische Atmosphäre.....	126
6	Klassifikation der Mikrometeorite und ihre Beziehungen zu den herkömmlichen Meteoritenklassen	128
7	Hinweise auf die Quellen kosmischen Staubes.....	129
7.1	Astronomische Beobachtungen.....	129
7.2	Auswahleffekte	130
7.3	Spektroskopie der Asteroide.....	130
8	Zusammenfassende Betrachtung der Beziehungen zwischen Meteoriten, Mikrometeoriten, interplanetaren Staubteilchen und Kometenstaub.....	136
8.1	Mögliche Beziehungen zwischen Mikrometeoriten, interplanetaren Staubteilchen und differenzierten Meteoriten.....	137
8.2	Mögliche Beziehungen zwischen interplanetaren Staubteilchen und kometarem Staub.....	137
Literatur		140

I Interplanetare Staubteilchen

1 Einführung in das Thema „Interplanetarer Staub“ und Überblick über die Entwicklung der Forschung auf diesem Gebiet

Dem heutigen Wissen über die Entstehung unseres Sonnensystems liegen weniger philosophische Betrachtungen zugrunde als vielmehr Erkenntnisse naturwissenschaftlicher Untersuchungen der letzten Jahrzehnte. Einerseits liefern Beobachtungen von Sonne, Sternen, Asteroiden, Kometen und galaktischer Strahlung wertvolle Informationen, andererseits gründen moderne Vorstellungen auf Laboruntersuchungen von irdischen und extraterrestrischen Gesteinen, wie Mond-, Mars- und Meteoritenproben.

Weiteres extraterrestrisches Probenmaterial, das aufgrund seiner geringen Größe in der Vergangenheit weniger Beachtung fand, liegt in Form kosmischen Staubes vor. Seine Existenz wurde bereits Ende des 17. Jahrhunderts von GIOVANNI DOMENICO CASSINI vermutet (CASSINI 1730). Erst durch die technische Weiterentwicklung im Bereich der Raumfahrt, besonders durch Probenahme bei Satellitenmissionen im erdnahen Weltraum und durch hochfliegende Flugzeuge (z.B. U2) in der oberen Atmosphäre, gepaart mit der Entwicklung entsprechender Analyseverfahren, sind Laboruntersuchungen von kleinsten extraterrestrischen Staubpartikeln möglich geworden.

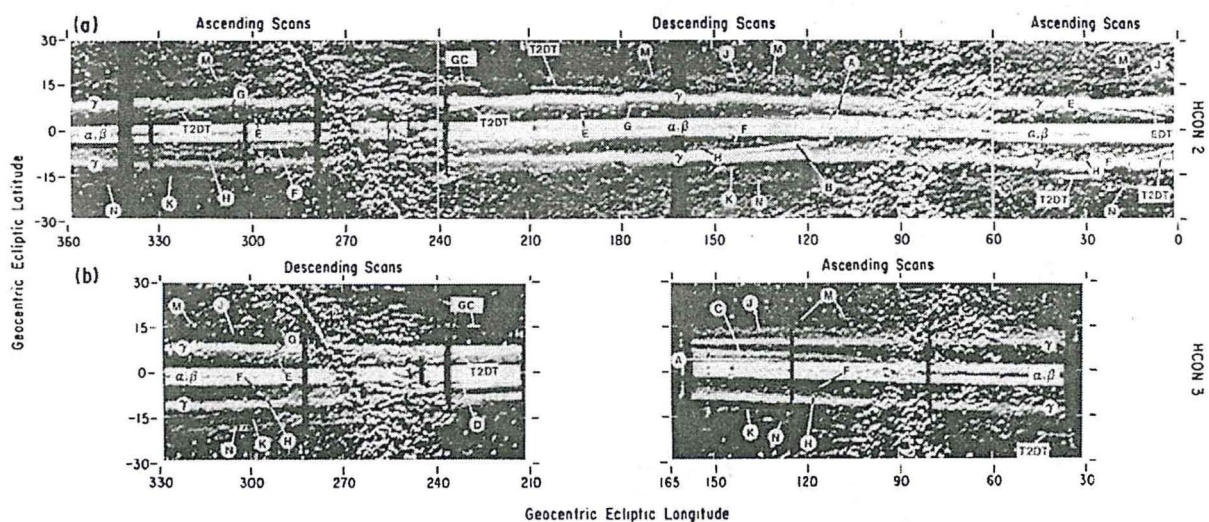


Abb. 1:

IRAS-Profile senkrecht zur Ekliptik zeigen deutlich die Existenz von Staubbändern oberhalb und unterhalb der Ekliptik sowie Staubbänder von Kometen. Die Staubbänder sind mit α , β , γ und mit Buchstaben A-N gekennzeichnet. Die ersten drei können den Asteroidenfamilien Themis, Koronis und Eos zugeordnet werden. Die anderen sind auch Staubbänder asteroidalen Ursprungs. Kometenstaub ist als T2DT (Tempel 2 Dust Trail) und als EDT (Encke Dust Trail) bezeichnet. (Abb. ist der Arbeit von SYKES et al. 1989 entnommen)

Der Begriff „Kosmischer Staub“ ist als Sammelbegriff für kleinstes extraterrestrisches Material innerhalb und außerhalb unseres Sonnensystems zu verstehen. Eine Unterteilung des kosmischen Staubes in interplanetaren und interstellaren Staub erfolgt aufgrund der natürlichen räumlichen Abgrenzung, die durch unser Sonnensystem gegeben ist. Interstellarer Staub ist deshalb von großem Interesse für die Frage nach dem Ursprung des Sonnensystems, da

alle Sterne (einschließlich der Sonne) aus dichten interstellaren Staubwolken entstanden sind. Durchschnittlich ist interstellarer Staub kleiner als $0.1 \mu\text{m}$ (GREENBERG 1978), während die Größe interplanetarer Staubpartikel bis 1 mm beträgt (HELLWEGE 1981).

Interplanetarer Staub ist für das Auftreten des „Zodiakallichtes“ verantwortlich. Diese Erscheinung wird durch die Streuung von Licht an $10 \mu\text{m}$ bis $1000 \mu\text{m}$ großen Staubteilchen verursacht. Diese Staubteilchen bilden die zodiakale Staubwolke, in die der innere Bereich unseres Sonnensystems eingebettet ist. Der interstellare Staub ist bisher der Laboranalyse nur in Einzelfällen zugänglich und stellt wegen seiner Größe eine besondere Herausforderung an alle analytischen Methoden. Anders verhält es sich mit interplanetarem Staub und mit Mikrometeoriten, deren Größen von $10 \mu\text{m}$ bis zu mehreren $100 \mu\text{m}$ reichen. Zur mineralogischen und chemischen Analyse dieser Partikel bieten sich besonders hoch auflösende Methoden, wie zum Beispiel Transmissionselektronenmikroskopie, protoneninduzierte Röntgenanalyse, Ionensondenanalysen und Flugzeitmassenspektrometrie an.

Zu den möglichen Quellen interplanetaren Staubes zählen vor allem Kometen und Asteroide. Kometenstaub wird bei der Sublimation kometaren Eises bei Annäherung an die Sonne freigesetzt und bewegt sich durch die Anziehung der Sonne in Richtung Zentrum des Sonnensystems. Der Staub von Asteroiden wird vermutlich durch Kollisionen mit anderen Asteroiden freigesetzt. Hinweise für solche Staub produzierenden Vorgänge wurden z.B. von dem IRAS Satelliten entdeckt, wie in der folgenden Abbildung gezeigt wird.

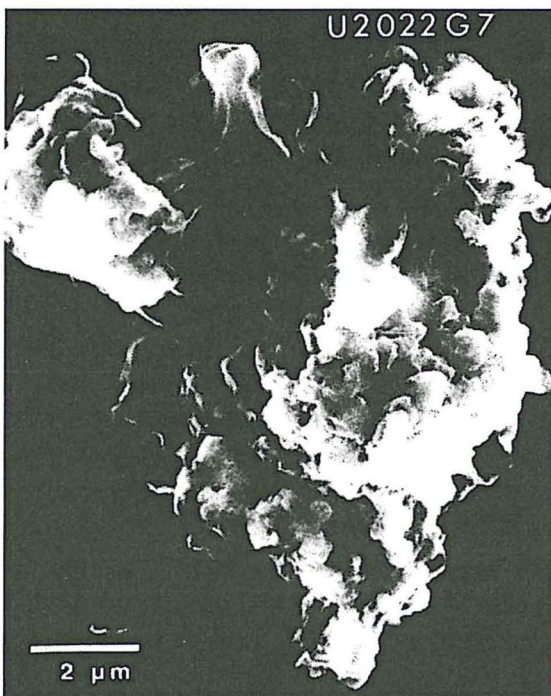


Abb. 2:

Repräsentatives Beispiel eines feinkörnigporösen interplanetaren Staubteilchens, wie es auf den Kollektoren der NASA zu finden ist. Typischerweise sind die Teilchen $<15 \mu\text{m}$ im Durchmesser. Die Größe der einzelnen Bausteine liegt durchschnittlich im 100 nm Bereich.

(Abb. wurde von K. THOMAS, Houston, zur Verfügung gestellt)

Unter den verschiedenen Arten von Staubteilchen, die in der Stratosphäre eingesammelt werden, gibt es eine Klasse sogenannter chondritischer Staubteilchen. Sie werden als chondritisch bezeichnet, da ihre chemische Zusammensetzung innerhalb eines Faktors von 2 identisch mit der chemischen Zusammensetzung chondritischer Meteorite ist. Chondritische Meteorite bestehen aus Materie, die seit der Bildung des Sonnensystems vor 4.56 Milliarden Jahren nahezu unverändert erhalten ist. Die chemische Zusammensetzung einer Klasse dieser Chondrite, der CI-Chondrite, ist mit Ausnahme der nicht kondensierbaren Elemente, d.h. stark volatilen Elemente, nahezu identisch mit der Zusammensetzung der Sonne.

Chondritische Staubteilchen können anhand ihrer mineralogischen Beschaffenheit in drei Untergruppen gegliedert werden: Serpentineilchen, Saponiteilchen und Staubteilchen, die keine Schichtsilikate enthalten. In der letzteren Gruppe sind zum einen relativ grobkristalline,

kompakte Staubteilchen und zum anderen sehr feinkörnige Staubteilchen, die sich deutlich von Komponenten herkömmlicher Meteorite unterscheiden. Die Korngrößen dieser feinkörnigen „wasserfreien“ Staubteilchen sind geringer als die der meteoritischen Matrix, ihre Kohlenstoffgehalte sind höher, ihre Porosität ist höher und ihre Gehalte an volatilen Spurenelementen sind auffällig hoch. Diese Stäube sind aus submikrometergroßen Aggregaten zusammengesetzt, die wiederum in eine kohlenstoffhaltige Matrix eingebettet sind (BRADLEY 1988, RIETMEIJER 1989, 1992a, 1993b, THOMAS et al. 1993c, BRADLEY 1994a, b). Einige Autoren vermuten, dass es sich bei diesen Staubteilchen um kometaren Staub handelt (z.B.: SCHRAMM et al. 1989, LAWLER et al. 1989, BROWNLEE et al. 1994).

Auf der anderen Seite sind die hydratisierten Staubteilchen, die hauptsächlich aus Schichtsilikaten bestehen, in ihrem Gefüge und in ihrer Zusammensetzung den Komponenten der Matrix kohligler Chondrite (CI, CM2) im großen und ganzen sehr ähnlich. Im Detail unterscheiden sich jedoch die chemischen Zusammensetzungen von Serpentin, Saponit und Olivin der meisten hydratisierten Staubteilchen und der gleichen Mineralphasen in den bekannten kohliglen Chondriten geringfügig (THOMAS et al. 1990).

Aus diesem Grunde lässt sich nicht sicher feststellen, ob die Quellen der Hauptmenge stratosphärischer Staubteilchen identisch mit den Mutterkörpern kohligler Chondrite sind. Bislang wurden unter den zahlreichen untersuchten Partikeln nur wenige Staubteilchen gefunden, die in ihrer mineralogischen Zusammensetzung eindeutig mit der Matrix primitiver Chondrite übereinstimmen (RIETMEIJER 1996).

Von Meteoriten wird angenommen, dass sie von relativ wenigen Körpern in bahndynamisch günstigen Positionen (z.B. nahe einer Resonanz der Umlaufbahn mit Jupiter) im Asteroidengürtel oder von erdnahen Asteroiden stammen (WETHERILL 1985). Interplanetarer Staub dagegen kann im Prinzip frei von Auswahleffekten von allen Kleinplaneten und Kometen zu uns gelangen (FLYNN 1990). Deshalb kann er uns einen relativ guten Überblick über die Zusammensetzung aller kleinen Körper im Sonnensystem vermitteln. Dies würde bedeuten, dass eine große Variabilität unter den Staubteilchen zu erwarten ist.

Aus Untersuchungen spektraler Eigenschaften von Meteoriten und von Asteroiden kann gefolgert werden, dass die gewöhnlichen Chondrite, die 85% aller Meteorite ausmachen, nicht mit der zahlenmäßig stärksten Gruppe im Asteroidengürtel, den S-Typ Asteroiden, verwandt sind. Die Vielfalt der spektral unterscheidbaren Asteroidentypen überwiegt bei weitem die Anzahl der bekannten Klassen von Meteoriten (GAFFEY 1989). Die Ursache dieser Diskrepanz ist noch nicht endgültig geklärt. Zwei Erklärungsmöglichkeiten werden zur Zeit diskutiert:

1. Die meisten der auf der Erde gefundenen Meteorite, die gewöhnlichen Chondrite, stammen vermutlich von einigen wenigen Asteroiden, die sich in dynamisch bevorzugten Positionen befinden, um Bruchstücke auf die Erde zu schicken (WETHERILL 1985). Diese Asteroide wurden noch nicht spektroskopisch erfasst.
2. Die Oberflächen der S-Typ Asteroide sind durch „Space-Weathering“ verändert, so dass ihre spektralen Eigenschaften nicht mehr mit denen der gewöhnlichen Chondrite übereinstimmen.

Prinzipiell können die von der Erde eingefangenen asteroidalen Staubteilchen aus dem gesamten Asteroidengürtel stammen. Andererseits bestehen mineralogische Ähnlichkeiten zwischen den hydratisierten interplanetaren Staubteilchen, den C-Typ Asteroiden und einer Gruppe von Meteoriten, den kohliglen Chondriten, die nur 3% aller Meteoritenfälle ausmachen. Dieser Mangel an chemischer und mineralogischer Diversivität unter den Staubteilchen könnte darauf hinweisen, dass eine große Zahl interplanetarer Staubteilchen nur von wenigen Asteroidenfamilien stammt (FLYNN 1993a, DERMOTT et al. 1994) und nicht mehr oder weniger gleichmäßig alle Körper repräsentiert.

Die hier vorliegende Arbeit über stratosphärische Staubteilchen und Mikrometeorite beschäftigt sich mit der Petrographie und der mineralogischen Zusammensetzung des kosmischen Staubes sowie seiner Klassifikation anhand der Zusammensetzung seiner Mineralphasen. Einen weiteren Schwerpunkt bilden die Untersuchungen zu Haupt- und Spurenelementgehalten von stratosphärischen Staubpartikeln und von Mikrometeoriten und deren Korrelation mit mineralogischen Eigenschaften der individuellen Staubteilchen.

Stratosphärische Staubteilchen können analog zu Meteoriten anhand ihrer Olivin- und Pyroxenzusammensetzungen in verschiedene Klassen eingeteilt werden (KLÖCK et al. 1990). Das Auftreten von Olivinen mit einer ungewöhnlichen, aber charakteristischen chemischen Signatur sowohl in stratosphärischen Staubteilchen als auch in Akkretionsstaubhüllen und in der Matrix von kohligem Chondriten spricht für ähnliche Entstehungsprozesse bestimmter Komponenten in stratosphärischen Staubteilchen und in primitiven kohligem Chondriten (KLÖCK et al. 1989). Petrographische Untersuchungen an stratosphärischen Staubteilchen, verbunden mit chemischen Analysen, zeigen, dass eine Klasse primitiver, stratosphärischer Staubteilchen aufgrund ihrer hohen Kohlenstoffgehalte besondere Beziehungen zu kometarem Material aufweist (THOMAS et al. 1993a). Studien an stratosphärischen Staubteilchen haben weiterhin gezeigt, dass neben den primitiven, kometaren Staubteilchen auch kleine Bruchstücke von metamorphisierten und aufgeschmolzenen Körpern unter den stratosphärischen Staubteilchen vorhanden sind (KLÖCK & STADERMANN 1994, FLYNN 1993b).

Mineralogische Untersuchungen an stratosphärischen Staubteilchen ergaben zusammen mit Isotopenuntersuchungen und Spurenelementmessungen, dass eine Gruppe von Staubteilchen durch die Aufheizung beim Eintritt in die Erdatmosphäre mineralogische und chemische Änderungen erfahren hat. Das gleichzeitige Auftreten von niedrigen Edelgasgehalten, hohen Entgasungstemperaturen, niedrigen Gehalten volatiler Elemente verbunden mit mineralogischen Aufheizindikatoren spricht eindeutig für eine thermische Beanspruchung des Staubteilchens beim Eintritt in die Erdatmosphäre (KLÖCK et al. 1992b, FLYNN et al. 1993c).

Prinzipiell ist zu erwarten, dass stratosphärische Staubteilchen, Mikrometeorite und Meteorite zahlreiche physikalische, chemische und mineralogische Gemeinsamkeiten aufweisen. Eine Definition der Begriffe „Interplanetare Staubteilchen“ und „Mikrometeorite“ wird im nächsten Kapitel gegeben. Mikrometeorite in der Größe von 100 μm bis 1000 μm stellen ein Bindeglied zwischen den ungefähr 10 μm messenden stratosphärischen Staubteilchen und der Matrixkomponente von Meteoriten dar. Es ist aber durchaus möglich, dass die Mehrzahl der Mikrometeorite einen anderen Ursprung hat als der in der Stratosphäre gesammelte extraterrestrische Staub. Kleine Staubteilchen können im Vergleich zu großen Staubteilchen mit hohen Geschwindigkeiten, das heißt z.B. von Kometen stammend, in die Atmosphäre eintreten und dennoch mineralogisch und chemisch relativ unverändert eingesammelt werden. Große, mit hoher Geschwindigkeit in die Atmosphäre eintretende Staubteilchen werden dagegen vollständig aufgeschmolzen oder sogar verdampft. Mikrometeorite, und unter ihnen vor allem die ungeschmolzenen Teilchen, repräsentieren also vermutlich nur den Anteil des kosmischen Staubes, der mit geringer Geschwindigkeit in die Erdatmosphäre fällt.

Beziehungen der Mikrometeorite zu stratosphärischen Staubteilchen deuten sich durch die chondritische Pauschalzusammensetzung beider Arten von Teilchen an (KLÖCK & BECKERLING 1991, KURAT et al. 1992a, 1994). Zusätzliche Hinweise für verwandtschaftliche Beziehungen zwischen stratosphärischen Staubteilchen und Mikrometeoriten ergeben sich aus ähnlichen Bestrahlungsaltern (RAISBECK & YIOU 1989, OLINGER et al. 1990), aus dem Auftreten von Schichtsilikaten (MAURETTE et al. 1990b, 1993, KURAT et al. 1992b) und refraktärer Teilchen unter den ungeschmolzenen Mikrometeoriten (LINDSTROM & KLÖCK 1992, GRESHAKE et al. 1996a), wie sie in stratosphärischen Staubteilchen gefunden wurden (ZOLENSKY 1987, BRADLEY 1988, STADERMANN 1991).

Es muss aber auch deutlich gemacht werden, dass bislang noch keine Mikrometeorite und Meteorite gefunden wurden, deren Gefüge und mineralogische Zusammensetzung mit den

chondritisch-porösen, von feinkörnigen Aggregaten dominierten stratosphärischen Staubteilchen übereinstimmen (BRADLEY 1994a).

ALEXANDER et al. (1992) und STADERMANN & OLINGER (1992) sind der Meinung, dass die antarktischen ungeschmolzenen Mikrometeorite nicht einfach große stratosphärische Staubteilchen darstellen, da ungefähr ein Drittel aller stratosphärischer Staubteilchen Isotopenanomalien des Wasserstoffs aufweisen. Dagegen zeigen alle bislang untersuchten 23 antarktischen Mikrometeorite jedoch terrestrische D/H-Verhältnisse. Infrarotspektren von antarktischen Mikrometeoriten unterscheiden sich ebenfalls von Infrarotspektren stratosphärischer Staubteilchen. Letztere können anhand der IR-Spektren in 3 Klassen eingeteilt werden: Schichtsilikatreiche Partikel (ungefähr 50%), pyroxenreiche Partikel (ungefähr 25%) und olivinreiche Partikel (ungefähr 25%) (SANDFORD & WALKER 1985). Unter 20 von ALEXANDER et al. (1992) untersuchten antarktischen Mikrometeoriten war nicht ein einziges Teilchen, das aus Schichtsilikaten bestand. Die IR-Spektren der 20 ungeschmolzenen Mikrometeoriten wiesen auf ein Gemenge von Olivin und Pyroxen hin. Obwohl die Einflüsse der terrestrischen Verwitterung in der Antarktis und vor allem die Veränderungen durch Aufheizvorgänge beim Eintritt in die Erdatmosphäre auf die oben genannten Eigenschaften noch nicht gut bekannt sind, besteht die Möglichkeit, dass die Unterschiede zwischen stratosphärischen Staubteilchen und ungeschmolzenen Mikrometeoriten auf unterschiedliche Entstehungsgeschichten beider Arten von Teilchen zurückzuführen sind.

Für engere Beziehungen der Mikrometeorite zu herkömmlichen Meteoriten sprechen u. a. die Gehalte an Edelgasen, die kosmogenen Nuklide, die chemische Zusammensetzung der Mikrometeorite sowie Spurenelementgehalte der reliktschen Olivine und der Metalle in Mikrometeoriten (STEELE 1990, 1992, STEELE et al. 1985a, b). Außerdem wurden einige wenige Mikrometeorite gefunden, deren Mineralzusammensetzungen auf eine Verwandtschaft zu gewöhnlichen Chondriten hinweisen (CHRISTOPHE MICHEL-LEVY & BOUROT-DENISE 1992, BECKERLING et al. 1993). Das Vorhandensein von Ca,Al-reichen Einschlüssen in Mikrometeoriten sowie die isotopische Zusammensetzung von Sauerstoff in Mikrometeoriten spricht für eine Verwandtschaft zu kohligen Chondriten (ENGRAND et al. 1997). Weitere mineralogische Hinweise für genetische Beziehungen zwischen ungeschmolzenen Mikrometeoriten und kohligen Chondriten wurden in der Form von charakteristischen Magnetitnestern gefunden (PRESPER et al. 1992, KURAT et al. 1992a, KOEBERL et al. 1992, MAURETTE et al. 1992 a,b). Die Gefüge und die chemische Zusammensetzung einiger ungeschmolzener Mikrometeorite deuten darauf hin, dass das Ausgangsmaterial der ungeschmolzenen Mikrometeorite meteoritische Schichtsilikate sein könnte. Die niedrigen Ca-Gehalte der ungeschmolzenen Mikrometeorite unterstützen diese Vorstellung. Sie sind in der gleichen Größenordnung wie Ca-Gehalte in der Matrix von CI- und CM-Chondriten (MCSWEEN & RICHARDSON 1977) sowie in dem Material der Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten (METZLER et al. 1992). Diese chemische Gemeinsamkeit könnte auf genetische Beziehungen der ungeschmolzenen Mikrometeorite und der CI/CM-Chondrite hinweisen. Für eine präterrestrische Ursache des geringen Ca-Gehaltes in den ungeschmolzenen Mikrometeoriten spricht, dass kleine kohlige Chondrite, die ebenfalls in der Antarktis gefunden wurden, keinen signifikanten Ca-Verlust durch terrestrische Verwitterung erlitten haben, sowie die Tatsache, dass große schichtsilikathaltige stratosphärische Staubteilchen ebenfalls niedrige Ca-Gehalte aufweisen (FLYNN et al. 1995). Die Mutterkörper der CI- und CM-Meteorite gehören zu den Kleinplaneten des Asteroidengürtels. Es ist daher naheliegend, dass die feinkörnigen, ungeschmolzenen Mikrometeorite von einem oder mehreren Planetoiden stammen, die mineralogische und chemische Ähnlichkeiten mit den Mutterkörpern dieser kohligen Chondrite aufweisen.

2 Definition der interplanetaren Staubteilchen (IDPs) und der Mikrometeorite

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich hauptsächlich mit interplanetaren Staubteilchen und mit Mikrometeoriten. Daher sollen zuerst die Beziehungen der Mikrometeorite zu kosmischem Staub, zu stratosphärischen Staubteilchen und zu Meteoriten beleuchtet werden. Extraterrestrische feste Teilchen mit Korngrößen $<1 \mu\text{m}$ bis zu ungefähr 1 mm im Sonnensystem werden in der Astronomie generell als Mikrometeorite bezeichnet (LANDOLT-BÖRNSTEIN 1981: Vol. VI). In der chemisch-mineralogischen Literatur werden kleine extraterrestrische Partikel ($<1 \text{ mm}$) als kosmischer Staub geführt und üblicherweise werden Partikel $>50 \mu\text{m}$ als Mikrometeorite bezeichnet. In der vorliegenden Arbeit sollen aus diesem Grund ebenfalls nur die Teilchen mit Größen von $50 \mu\text{m}$ bis zu mehreren hundert Mikrometern als Mikrometeorite bezeichnet werden. Sie werden auf der Erde (Antarktis oder Grönland) gesammelt, nachdem sie die Atmosphäre durchdrungen haben. Kosmische Kugeln wurden früher auch aus Tiefseesedimenten extrahiert (BROWNEE 1981). Die zweite Untergruppe kosmischen Staubes bilden stratosphärische Staubteilchen, die in der Regel kleiner als $40 \mu\text{m}$ groß sind. Unter diesem Begriff werden gewöhnlich alle in der Stratosphäre aufgesammelten Staubteilchen, sowohl extraterrestrischer Natur als auch vulkanischer Staub irdischen Ursprungs, zusammengefasst. In dieser Arbeit soll nur von den extraterrestrischen stratosphärischen Staubteilchen die Rede sein. Eine weitere Klasse extraterrestrischen Materials ist interstellarer Staub, dessen Partikel vermutlich im Durchschnitt $\ll 1 \mu\text{m}$ sind. Es wurden jedoch auch größere Teilchen interstellaren Staubes sowohl in Meteoriten gefunden (ANDERS 1988) als auch in der Atmosphäre beobachtet (TAYLOR et al. 1996).

In der folgenden Tabelle sind die wesentlichen Unterscheidungsmerkmale der in dieser Arbeit behandelten Teilchen zusammengestellt (schwach schattiert: stratosphärische Staubteilchen, stärker schattiert: Mikrometeorite).

Tab. 1:

Kurze Übersicht über die Eigenschaften der Hauptklassen kosmischen Staubes, wie sie in dieser Arbeit definiert werden.

Morphologische Klassen	Größenbereich	Gewicht	Chemische Zusammensetzung	Hauptbestandteile
poröse IDPs	5-40 μm	0.1-50 ng	chondritisch	Ol, Px, C
kompakte IDPs	5-50 μm	0.2-200 ng	chondritisch, Ca/Al < CI	Schichtsilikate oder Ol + Px
kosmische Kugeln	50-500 μm	1-300 μg	chondritisch	Ol, Px, Glas aufgeschmolzen
Mikrometeorite (nicht aufgeschmolzen)	50-300 μm	1-70 μg	Ca/Al < CI	meist thermisch umgewandelte Schichtsilikate

Mikrometeorite können z.B. in der Antarktis oder in Grönland gesammelt werden (MAURETTE et al. 1986, 1989b, 1992b). Aufgrund ihrer Größe werden sie beim Eintritt in die Erdatmosphäre zumindest stark aufgeheizt, zum Teil aufgeschmolzen und dadurch chemisch wie mineralogisch verändert. Weitere Veränderungen finden nach der Ablagerung im Eis statt. Die in der Stratosphäre eingesammelten extraterrestrischen Staubteilchen erfahren im Allgemeinen geringere mineralogische und chemische Veränderungen durch die Aufheizung beim

Eintritt in die Erdatmosphäre. Allerdings besteht auch die Möglichkeit der Kontamination des stratosphärischen Staubes, unter anderem durch irdische Aerosolpartikel (JESSBERGER et al. 1992).

2.1 Gewinnungsmethoden der Mikrometeorite und der interplanetaren Staubteilchen

Mikrometeorite werden von MICHEL MAURETTE in großer Zahl in der Antarktis geborgen (MAURETTE 1989a,b). Die Gewinnungsmethoden sind im Detail in den Arbeiten Maurettes genau beschrieben. Das Prinzip seiner Technik sei hier kurz geschildert.

Mit Hilfe von heißem Wasser werden Kavernen in das antarktische Eis geschmolzen. Staubpartikel, die im Eis vorliegen, sinken auf die Sohle der Kavernen und werden mit Hilfe einer Saugvorrichtung abgesaugt. Mit dieser Methode können pro Tag einige Tausend extraterrestrische Teilchen geborgen werden.

Das Einsammeln der interplanetaren Staubteilchen in der Stratosphäre erfolgt mit Hilfe hochfliegender Flugzeuge der NASA. Unter den Flügeln dieser Flugzeuge sind spezielle Kollektoren montiert. Hat das Flugzeug seine geplante Höhe von ungefähr 20 km erreicht, öffnen sich die Kollektorenhäuser, und Staubteilchen treffen mit Geschwindigkeiten von einigen hundert m/s auf die mit Silikonöl beschichteten Kollektorflächen. Dieser Einfangvorgang führt zu Auswahleffekten. Sehr kleine Teilchen werden vom Luftstrom um den Kollektor gelenkt, große Teilchen sind innerhalb der Expositionszeit nur in geringer Zahl zu erwarten. Vor dem Abstieg der Flugzeuge werden die Gehäuse verschlossen, und die Teilchen können im Labor aus der Silikonölschicht extrahiert werden. Nach dem Reinigen, z.B. mit Hexan, stehen sie für Untersuchungen zur Verfügung. Auf einem handtellergroßen Kollektor, der ungefähr 40 Stunden exponiert wird, befinden sich normalerweise ungefähr hundert Teilchen, von denen ca. 50% extraterrestrischen Ursprungs sind (WARREN & ZOLENSKY 1994).

3 Der Fluss extraterrestrischen Materials auf die Erde

3.1 Massenabschätzungen aufgrund der Beobachtungen von Meteoren

Zur Vermeidung von Begriffsverwirrungen sollen hier kurz die Begriffe **Meteore**, **Meteoroide** und **Meteorite** definiert werden.

- a) Als Meteore bezeichnet man die Leuchterscheinungen der Meteoroiden in der Atmosphäre.
- b) Als Meteoroiden bezeichnet man extraterrestrische Objekte außerhalb der Atmosphäre und während des Durchganges durch die Atmosphäre.
- c) Als Meteorite bezeichnet man die auf die Erde niedergegangenen Teile der Meteoroiden.

Wenn Meteoroiden oder Mikrometeoroiden in die Erdatmosphäre eintreten, verglühen sie teilweise oder vollständig und lassen eine Bahn von ionisierten Atomen und Molekülen hinter sich. Diese ionisierten Atome können Radarimpulse von der Erde reflektieren. Mit dieser Methode kann die Geschwindigkeit und Masse der einfallenden Mikrometeoroiden ermittelt werden (HUGHES 1978). Die visuell erfassbaren Spuren von Meteoroiden können ebenfalls zur Massen- und Geschwindigkeitsabschätzung herangezogen werden. Die Massen der registrierten Teilchen liegen im Bereich zwischen 10^{-8} bis 10^6 Gramm (TAYLOR et al. 1996). Die Partikelströme in unserem Sonnensystem umfassen Teilchen dieser Größenordnungen. Sie bestehen hauptsächlich zum einen Teil aus Staubteilchen von Asteroiden und zum anderen Teil aus kometaren Staubteilchen (DERMOTT et al. 1993, 1994). Der Anteil an interstellaren Körnern, die in die Atmosphäre fallen, ist dagegen geringer (TAYLOR et al. 1996).

HUGHES (1978) gibt einen Überblick über die Berechnungsmöglichkeiten der Massen der einzelner Partikel. Abb. 3 zeigt den kumulativen Fluss extraterrestrischer Materie in Abhängigkeit von der Masse. Die Massenabschätzung der 10^{-6} bis 10^{-2} Gramm wiegenden Staubteil-

chen anhand der Radiodaten fällt wahrscheinlich zu niedrig aus, da viele der einfallenden Teilchen mit relativ niedriger Geschwindigkeit ankommen und keine ausreichenden Ionisationseffekte erzeugen. Daher wird ihre Anzahl unterschätzt.

Verbindet man die Häufigkeiten der visuellen Meteore mit den Häufigkeiten der Satellitendaten, so gelangt man zu einem höheren Anteil an Radarmeteoroiden. Aus der in Abb. 3 gezeigten Kurve lässt sich dann die Verteilung des Flusses in definierten Massenbereichen errechnen. Man gelangt so zu einer Verteilung der Massenanteile, die ein Maximum zwischen 10^{-6} und 10^{-4} Gramm aufweist. Diese Massen entsprechen Teilchen von ungefähr 60 μm bis zu 1 mm im Durchmesser. Die hier untersuchten Mikrometeorite liegen genau in diesem Massenintervall. Der Anteil der herkömmlichen Meteorite an der Gesamtmasse der von der Erde jährlich eingefangenen festen Materie fällt kaum ins Gewicht.

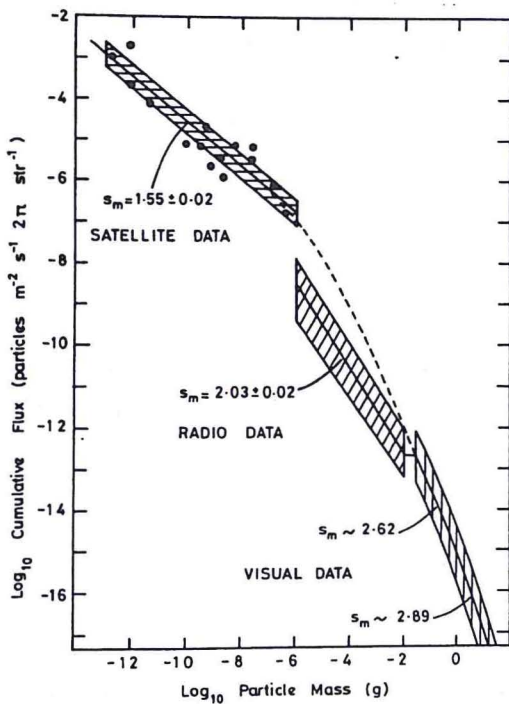


Abb. 3:
Kumulativer Partikelfluss auf die Erdoberfläche als Funktion der Masse der Teilchen. Die gestrichelte Linie ist eine Interpolation zwischen Satellitendaten und visuellen Meteoren.
(Diagramm aus HUGHES 1978)

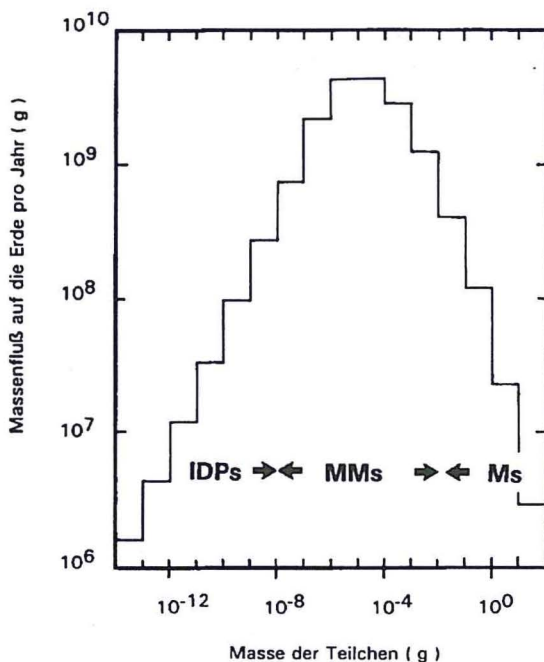


Abb. 4:
Eintrag extraterrestrischen Materials auf die Erde für jedes Massenintervall. Die Massenverteilung wurde unter Annahme der gestrichelten Linie in Abb. 3 berechnet. Zusätzlich sind die ungefähren Massenbereiche für interplanetare Staubteilchen (IDPs), Mikrometeorite (MMs) und Meteorite (Ms) angegeben.
(Diagramm modifiziert nach HUGHES 1978)

Es ergibt sich so ein Massenfluss von ungefähr 16000 Tonnen pro Jahr für den gezeigten Massenbereich, wobei jedoch der Fehler dieser Abschätzung bei etwa ± 5000 Tonnen pro Jahr liegt.

BABADZHANOV (1994) errechnet für den Massenbereich der Staubteilchen von 10^{-12} bis 10^{-4} Gramm einen Eintrag von ungefähr 13000 Tonnen pro Jahr. Er kommt somit in die gleiche Größenordnung für die Masse der jährlich einfallenden extraterrestrischen Materie.

3.2 Massenabschätzungen aufgrund von Satellitenbeobachtungen

An Bord von Satelliten wie Helios, Ulysses oder Pioneer 10 befinden sich unterschiedliche Staubdetektoren, die in der Lage sind, das Auftreffen kleiner Staubteilchen zu registrieren. Anhand der Signale ist es u.a. möglich, die Auftreffgeschwindigkeit, die Flugrichtung und die Masse der Staubteilchen zu berechnen. Die Massen der so registrierten Teilchen liegen meist zwischen 10^{-15} g und 10^{-8} g.

Der Mond wird, wie alle anderen Körper ohne Atmosphäre, ständig mit Staubteilchen bombardiert. So wie bei Himmelskörpern ohne Atmosphäre können Auftreffgeschwindigkeiten bis zu 72 km s^{-1} erreicht werden. Deshalb ist die Oberfläche des Mondes mit unzähligen Hochgeschwindigkeitseinschlagkratern von $<1 \text{ }\mu\text{m}$ bis zu 700 km Durchmesser übersät.

Aus der lunaren Mikrokraterstatistik und aus Satellitendaten wurde von Leinert und Grün (1990) der Partikelfluss berechnet. Die Darstellung der Massenverteilung nach der Größe der Teilchen zeigt ein deutliches Maximum im Bereich von 10^{-6} g, was einer Größe der Teilchen von ungefähr $100 \text{ }\mu\text{m}$ entspricht (Abb. 5). Anhand dieser Massenverteilung errechneten LEINERT & GRÜN (1990) einen auf die gesamte Erde bezogenen jährlichen Einfang von ungefähr 15000 Tonnen extraterrestrischen Staubes in dem dargestellten Massenbereich. Diese Angabe stimmt mit den Abschätzungen, die auf visuellen Beobachtungen und Radarbeobachtungen von Meteoren beruhen, sehr gut überein.

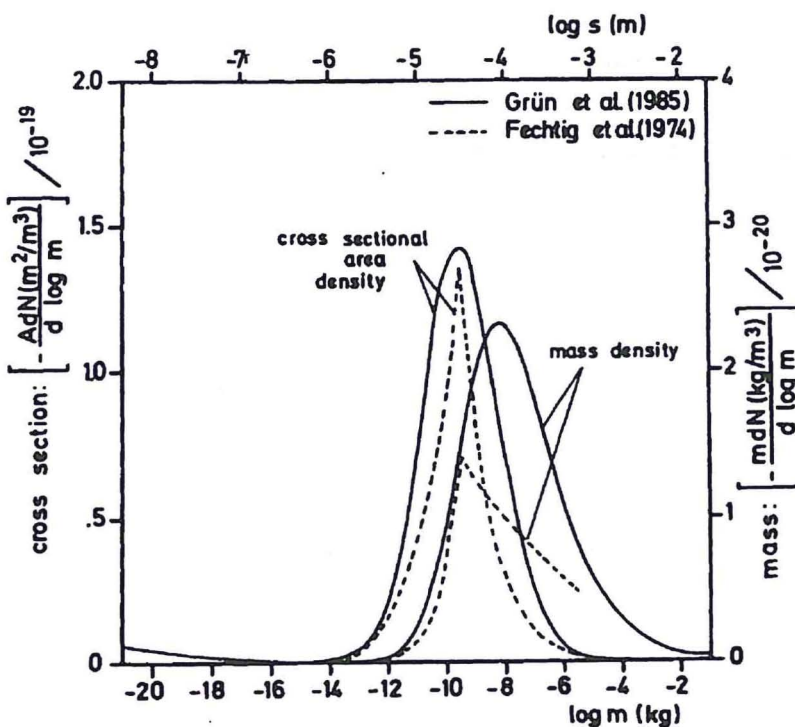


Abb. 5:
Verteilung von Querschnittsdichte und Masse als Funktion der Partikelgrößen. Die Daten wurden anhand von Satellitenbeobachtungen gewonnen. Dieses Ergebnis bestätigt dass das Maximum des extraterrestrischen Eintrages bei Partikelgrößen um $100 \text{ }\mu\text{m}$ liegt.
(Abb. aus LEINERT & GRÜN 1990)

3.3 Eintragsabschätzungen extraterrestrischen Materials anhand von Impaktuntersuchungen auf dem LDEF-Satelliten

Ein Satellit der NASA, der speziell entwickelt wurde, um die Auswirkungen eines längeren Aufenthaltes im All auf verschiedene Bauteile zu studieren, war die sogenannte Long Duration Exposure Facility (LDEF). Dieser Satellit war über den Zeitraum von 5.77 Jahren in einer Erdumlaufbahn, und deshalb ist seine Oberfläche besonders dicht mit Impaktkratern übersät. LDEF lieferte daher die bislang besten Informationen über den Anteil an Mikrometeoriten und an anthropogenen Projektilen. Nachdem der Satellit zurückgeholt war, wurden zahlreiche Oberflächen detailliert untersucht. Einen Überblick über die Ergebnisse vermittelt eine Studie,

die im Auftrag der NASA erstellt wurde (NASA CP-3194, 1993).

Der Beitrag von BERNHARD et al. (1993) in der erwähnten NASA Publikation gibt einen Überblick über den Anteil der durch Mikrometeorite verursachten Impaktkrater (Abb. 6). Ungefähr 50% aller Projektilen konnten nicht identifiziert werden. Unter den identifizierten Impakten dominierten Mikrometeorite mit einem Anteil von ungefähr 70% bei Krater >>10 µm.

Die Interpretation der LDEF-Daten wird etwas kompliziert durch die Orientierung des Satelliten, der immer eine bestimmte Seite der Flugrichtung zuwandte.

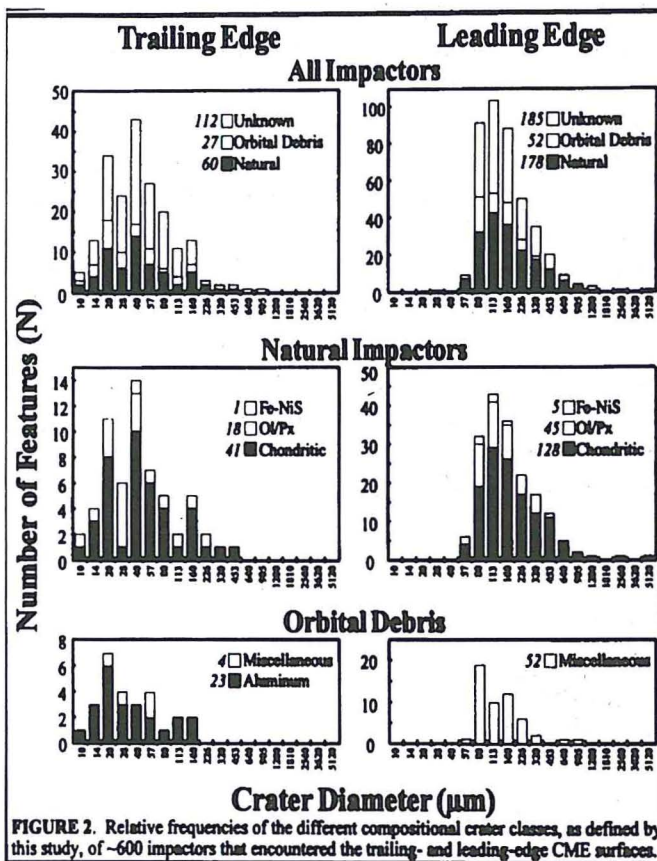


Abb. 6: Darstellung der Anteile natürlicher und anthropogener Impaktoren auf Vorder- und Rückseite von LDEF. (Abb. aus BERNHARD et al. 1993)

Die Frontseite zeigt wesentlich mehr Impakte und zusätzlich mehr Hochgeschwindigkeitseinschläge als die Rückseite. In der von BERNHARD et al. (1993) studierten Größenklasse der Krater bleibt der relative Anteil der durch Mikrometeorite und durch „Raumfahrtmüll“ verursachten Krater an Front- und Rückseite konstant (Abb. 6). Dies kontrastiert mit den Ergebnissen von AMARI et al. (1993), die einen höheren Anteil extraterrestrischer Projektilen auf der der Flugrichtung abgewandten Seite des Satelliten fanden. Generell dominiert bei Kraterdurchmessern <10 µm der Anteil an künstlichen Produkten wie beispielsweise Raketenbrennstoffpartikeln gegenüber den Mikrometeoriten (MANDEVILLE 1993).

LOVE & BROWNLEE (1993) veröffentlichten eine zusammenfassende Studie über den Eintrag extraterrestrischen Materials anhand von LDEF-Impaktkraterstudien. Der Eintrag meteoritischer Materials auf die Erde in der Größenordnung zwischen 10⁻⁹ Gramm und 10⁻⁴ Gramm war bisher wenig bekannt, da die Satellitendaten bisher nur Informationen über kleine Staubteilchen (<10⁻⁷ g) und die Radarmeteoritendaten nur zuverlässige Angaben für größere Teilchen (>10⁻⁶ g) liefern.

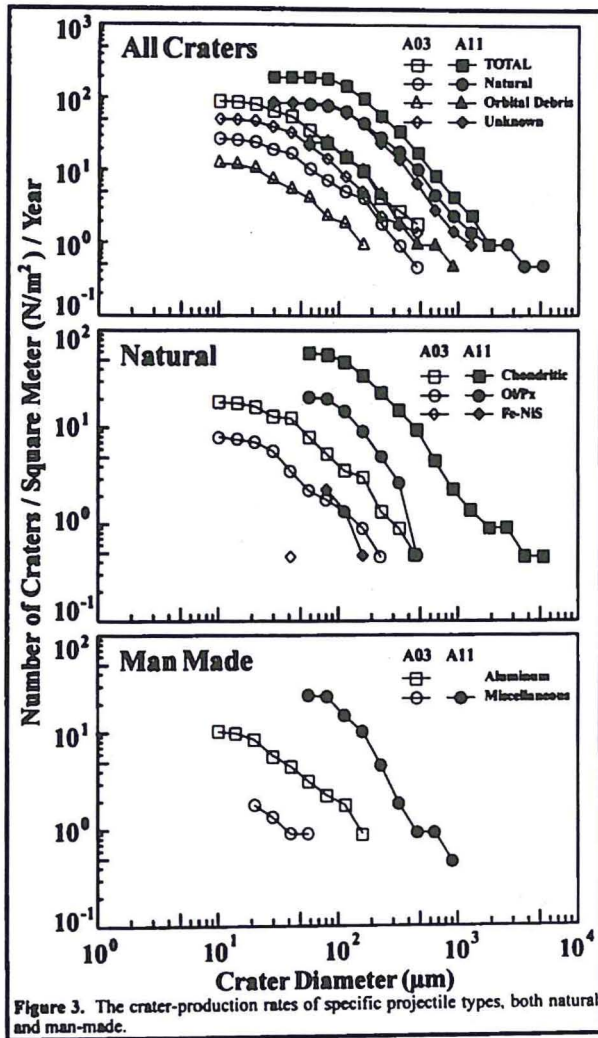


Abb. 7:
Darstellung zur Größenverteilung und zur Anzahl der durch Raumfahrtmüll und durch Mikrometeorite verursachten Impakte.
(Abb. aus BERNHARD et al. 1993)

Die Auswertung der Impaktkrater auf LDEF deckte genau diesen kritischen Größenbereich ab. Die Kratermessungen (Abb. 7) führen zu zuverlässigen Informationen über die Meteoroiden, die die Krater verursachen. Kraterdurchmesser und Kratertiefe hängen vom Durchmesser des Projektils, seiner Dichte, seiner Geschwindigkeit und von den Eigenschaften des Targetmaterials ab. Dieser Zusammenhang wurde in der Vergangenheit bereits oft experimentell verifiziert. Aus den Kraterdurchmessern errechneten die Autoren eine kumulative Summenkurve der Massenverteilung der kraterproduzierenden Meteoroiden (Abb. 8). Der Kurvenverlauf ist ähnlich wie der von GRÜN et al. (1985), aber der Fluss ist deutlich höher. Trägt man die Massen nicht kumulativ auf, sondern in einzelnen Massenbereichen, dann erhält man den Eintrag

meteoritischer Materie für ganz bestimmte Größenklassen. Es zeigt sich, dass eine deutliche Häufung bei Massen zwischen 10^{-6} und 10^{-4} Gramm auftritt. Den größten Anteil an extraterrestrischer Materie im Massenbereich zwischen 10^{-9} und 10^{-4} Gramm stellen Partikel von ungefähr 200 μm Durchmesser. Ähnliche Verteilungen wurden bereits von GRÜN et al. (1985) und von HUGHES (1978) publiziert. Da sie aber auf Interpolationen von zwei Beobachtungsmethoden beruhten, wurden diese Daten in der Vergangenheit kritisch betrachtet. Die Daten des LDEF-Experimentes zeigen aber klar, dass die Häufung bei ungefähr 200 μm Durchmesser der Staubteilchen kein Artefakt von Interpolationen ist. Daraus ergibt sich ein jährlicher Eintrag in der Größenklasse der Staubteilchen von 10^{-9} bis 10^{-4} Gramm von 40000 ± 20000 Tonnen über die gesamte Erde. Dieses Ergebnis ist etwa dreimal höher als die Berechnungen von GRÜN et al. (1985) und HUGHES (1978). Der höhere Eintrag deckt sich eher mit geochemisch ermittelten Flussraten von 49000 Tonnen und 56000 Tonnen pro Jahr (ESSER & TUREKIAN 1988) und mit 37000 ± 13000 Tonnen pro Jahr (PEUKER-EHRENBRINK 1996), obgleich zu beachten ist, dass die letzteren Angaben alle Größenklassen von 10^{-18} bis 10^{16} g beinhalten.

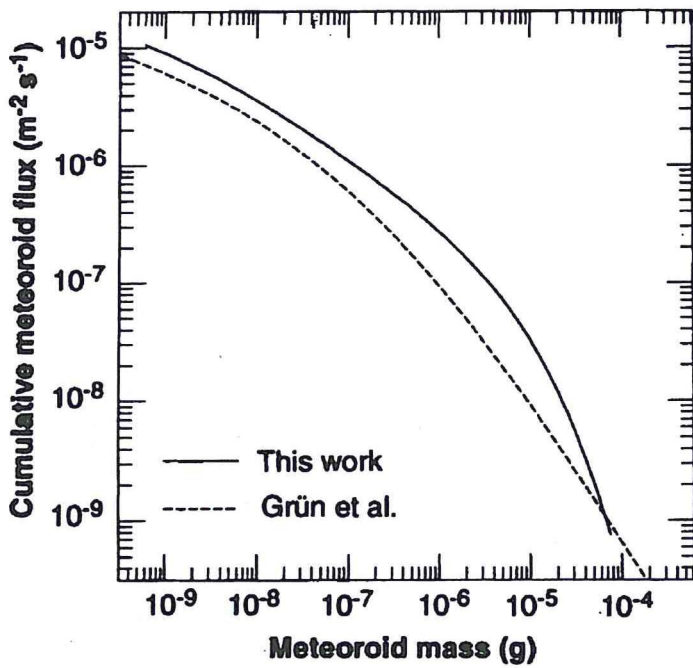


Abb. 8:
 Kumulative Kurve des Partikelflusses auf die Oberfläche von LDEF anhand der Kraterstatistik. Die LDEF-Daten ergeben einen leicht erhöhten Partikelfluß im Vergleich zu den Satellitendaten von GRÜN et al. (1985).
 (Abb. aus LOVE & BROWNLEE 1993)

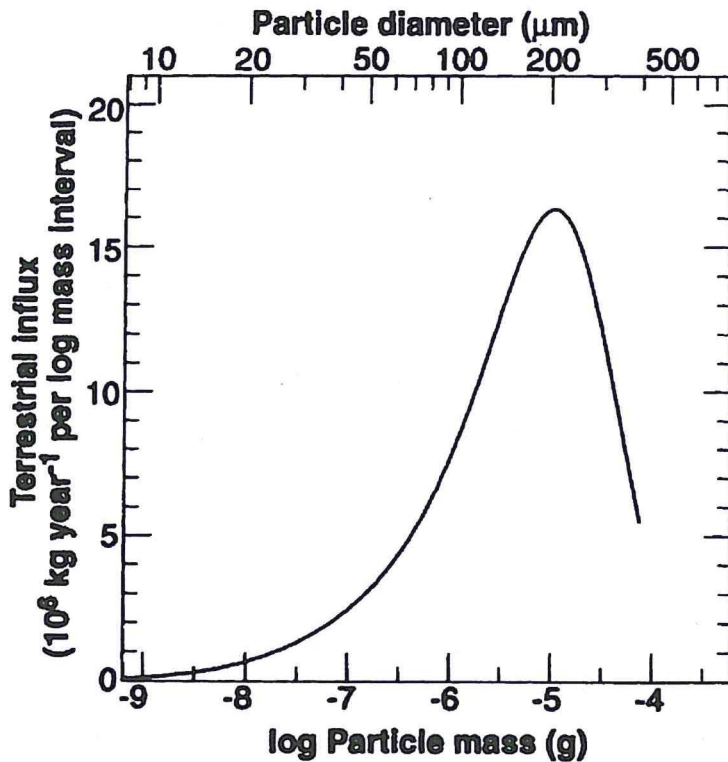


Abb. 9:
 Jährlicher Eintrag extraterrestrischen Materials im Massenbereich von 10^{-9} bis 10^{-4} Gramm aus der in Abb. 8 gezeigten Flusskurve. Deutlich ist die Häufung bei Partikeln von ungefähr 200 µm Größe zu sehen.
 (Abb. aus LOVE & BROWNLEE 1993)

3.4. Massenabschätzungen des Eintrages extraterrestrischer Materie aufgrund des Ir- und Os-Gehaltes und des ^3He -Gehaltes von marinen Sedimenten

Der Eintrag extraterrestrischen Materials auf die Erde lässt sich mit Hilfe geeigneter Indikatoren für die meteoritische Komponente relativ gut abschätzen. Solche Indikatoren sind beispielsweise die Ir-Gehalte ozeanischer Sedimente (KYTE & WASSON 1986), Osmiumgehalte (PEUCKER-EHRENBRINK 1996) und der Gehalt von ^3He (FARLEY 1995, FARLEY & PATTERSON 1995) in Meeressedimenten.

KYTE & WASSON (1986) berichten über die Analyse eines Sedimentkernes aus dem Atlantik, der einen Sedimentationszeitraum von 34 Millionen Jahren überstreicht. Anhand ihrer Daten kommen sie nach Berücksichtigung des terrestrischen Ir-Eintrages zu einem extraterrestrischen Ir-Eintrag zwischen $6\text{--}12\text{ ng/cm}^2/\text{Mill. Jahre}$. Dieser Wert ist ähnlich den $14\text{ ng/cm}^2/\text{Mill. Jahre}$ von BARKER & ANDERS (1968) für pleistozäne Tone, nach einer Korrektur der zu niedrigen Sedimentationsraten (KU et al. 1968). Der extraterrestrische Ir-Eintrag in das antarktische Eis liegt in der gleichen Größenordnung (GANAPATHY 1983). Aus dem gefundenen Ir-Eintrag in die ozeanischen Sedimente errechnet sich ein globaler Eintrag von 78000 Tonnen pro Jahr. (Die Angaben für extraterrestrische Einträge mit Hilfe geochemischer Indikatoren wie Os und Ir beziehen sich auf einen Massenbereich von 10^{-14} bis 10^{16} Gramm, Abb. 10.) Dies sind 62000 Tonnen mehr, als HUGHES (1978) errechnet. Diese Differenz entspricht ziemlich genau dem Eintrag von Körpern $>10^6$ Gramm bis zu 10^{18} Gramm, deren Beitrag statistisch gesehen in dem Zeitraum von 34 Mio. Jahren zu erwarten wäre (WETHERILL & SHOEMAKER 1982). Dieser Massenbereich der kraterbildenden Körper wurde von HUGHES (1978) nicht berücksichtigt. Somit erhält man aus den Iridiumgehalten der Sedimente einen Eintrag für den Massenbereich von 10^{-14} Gramm bis 10^6 Gramm, der dem Wert von Hughes vergleichbar ist.

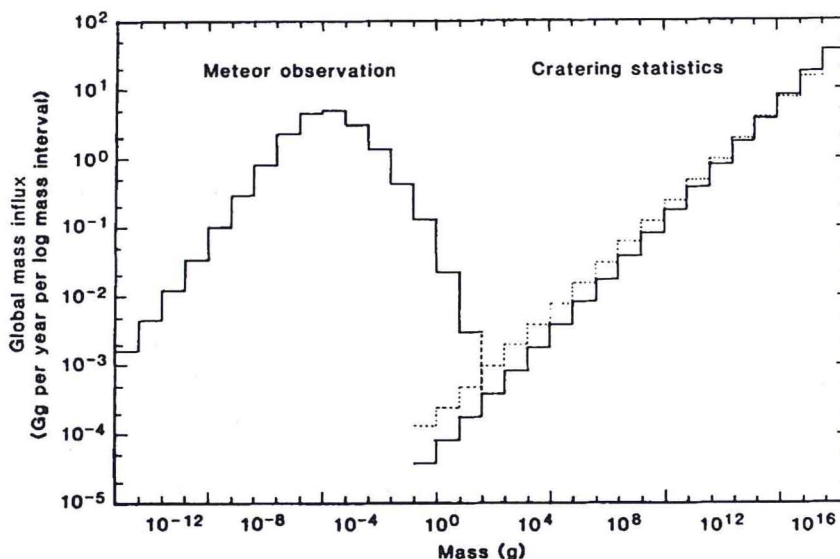


Abb. 10:
Berechneter jährlicher Eintrag an extraterrestrischer Materie über einen langen Zeitraum, der auch die großen impaktproduzierenden Körper ($>10^6$ g) mit einbezieht.
(Abb. aus KYTE & WASSON 1986)

Das Isotopenverhältnis von Osmium ($^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$) und der Gehalt an Osmium in ozeanischen Sedimenten ist neben Iridium ein geochemischer Indikator für das Maß extraterrestrischen Eintrags auf die Erde (PEUCKER-EHRENBRINK 1996). Mit Hilfe der Osmiumisotopie der Sedimente und des Seewassers kann der extraterrestrische, der kontinentale und der aus dem Erdmantel stammende Beitrag an Osmium unterschieden werden. Der Eintrag extraterrestrischer Materie anhand der Osmiumisotopie wird von PEUCKER-EHRENBRINK auf $37\,000 \pm 13\,000$ Tonnen pro Jahr beziffert. Dieser Wert scheint über den Zeitraum der letzten 80 Millionen Jahre (mit Ausnahme der Kreide/Tertiär Grenze) konstant geblieben zu sein, was im

Gegensatz zu den Beobachtungen von FARLEY (1995), aber im Einklang mit einer konstanten Ir-Akkumulationsrate und mit den ^3He -Daten von TAKAYANAGI & OZIMA (1987) steht.

Eine Evaluierung der Literatur im Hinblick auf Ir-Werte von pelagischen Sedimenten durch Peucker-Ehrenbrink ergibt einen mittleren extraterrestrischen Eintrag von 59000 (± 330) Tonnen pro Jahr und ist somit ähnlich dem anhand des Osmiums berechneten Wert von 37000 Tonnen pro Jahr.

Die Variation der Osmiumisotope im Seewasser in den letzten 80 Millionen Jahren ist nach Peucker-Ehrenbrink nicht durch Variationen des extraterrestrischen Eintrags, sondern vermutlich auf zeitlich schwankende Osmiumeinträge aus ozeanischer Kruste zu erklären.

Zur Zeit beträgt der Eintrag extraterrestrischen Materials auf die Erde (in der Größenklasse von 10^{-9} g bis 10^{-4} g) ungefähr 40 000 (± 20 000) Tonnen pro Jahr (LOVE & BROWNEE 1993). Die bisherigen Untersuchungen zum Eintrag kosmischen Staubes unterstützen die Annahme, dass der Staubeintrag im wesentlichen konstant mit der Zeit war, das heißt, in den bisherigen Daten sind keine Hinweise auf erhöhte Staubproduktion, wie z.B. durch Kometenschauer, innerhalb der letzten 65 Mill. Jahre zu finden (KYTE & WASSON 1986).

Im Gegensatz zu den Ergebnissen von KYTE & WASSON (1986) deuten die Resultate von FARLEY (1995) jedoch darauf hin, dass der Fluss extraterrestrischer Materie über einen längeren Zeitraum nicht konstant war. Er bestimmte den Gehalt an ^3He in ozeanischen Sedimenten, die eine Periode von 0.19 bis 69.27 Millionen Jahren vor heute überspannen. Er findet zwei deutliche Maxima der ^3He -Konzentration vor ungefähr 37 und 50 Millionen Jahren. Er interpretiert diese Maxima als Hinweise auf einen erhöhten Eintrag extraterrestrischen Staubes zu diesen Zeitpunkten (Abb. 11).

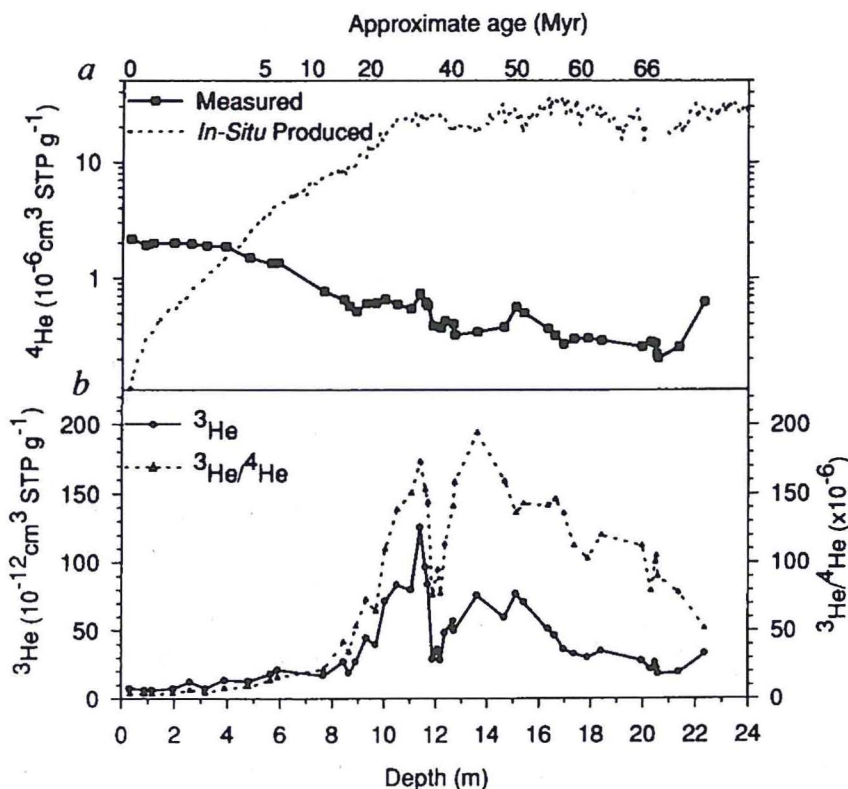


Abb. 11:
Gehalt von ^3He in ozeanischen Sedimenten als Funktion der Tiefe. Die unterschiedlichen ^3He -Gehalte in verschiedenen Tiefen werden vom Autor als Variationen des extraterrestrischen Staubeintrages interpretiert.
(Abb. aus FARLEY 1995)

Der maximale ^3He -Gehalt ist etwa um einen Faktor drei höher als der Durchschnitt zwischen 10 und 20 Millionen Jahren und um einen Faktor 6 höher als das Minimum bei ungefähr 16 Millionen Jahren. Diese Zahlen sprechen dafür, dass sich die Staubproduktion und der Staubeintrag in den letzten 50 Millionen Jahren nicht in einem Gleichgewicht befanden.

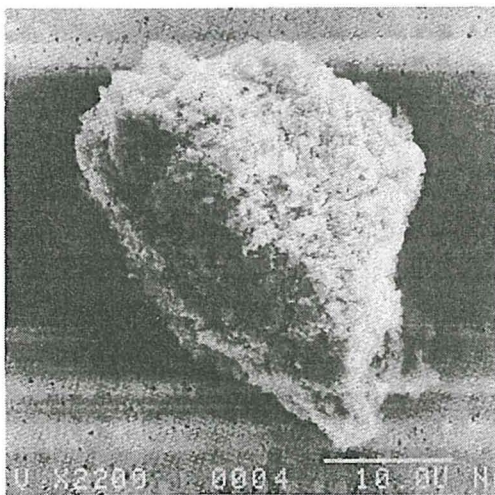
Um das Gleichgewicht der zodiacalen Staubwolke zu erhalten, bedarf es einer konstanten Staublieferrung von 9000 kg/s (GRÜN et al. 1985). Die Transitdauer der Staubteilchen vom Asteroidengürtel zur Erde beträgt ungefähr 10^5 Jahre, deshalb müssen eine oder mehrere Quellen in geologisch junger Zeit den Staub, der heute eingefangen wird, emittiert haben. Früher wurden Kometen als die Hauptlieferanten des Staubes angesehen (WHIPPLE 1967), doch in den letzten Jahren konnte gezeigt werden, dass Asteroide einen Anteil von ungefähr 30% am zodiacalen Staub haben (LOW et al. 1984, DERMOTT et al. 1992, 1993, 1994, LIU et al. 1995). Die Schwankungen im Staubeintrag könnten Hinweise für einige katastrophale Vorgänge sein, wie z.B. für das Auftauchen eines sehr aktiven Kometen oder für Asteroidenkollisionen.

4 Mineralogische und chemische Untersuchungen an interplanetaren Staubteilchen

Mineralogische Zusammensetzung stratosphärischer Staubteilchen

In der Einleitung wurde bereits erwähnt, dass sich stratosphärische Staubteilchen (IDPs) zwanglos in verschiedene Gruppen untergliedern lassen. Die beiden Hauptgruppen beinhalten zum einen die Gruppe der Schichtsilikatteilchen und zum anderen die Gruppe der wasserfreien, d.h. schichtsilikatfreien Staubteilchen. Die Schichtsilikatpartikel können nach dem Auftreten der Hauptmineralphasen in die Untergruppen der Serpentin- und Saponit-IDPs getrennt werden. In diesem Kapitel sollen hauptsächlich die Minerale dieser drei Gruppen vorgestellt werden. Die folgenden Angaben zur Mineralogie chondritischer Staubteilchen basieren auf eigenen Untersuchungen und wurden durch Angaben aus den zitierten Publikationen ergänzt.

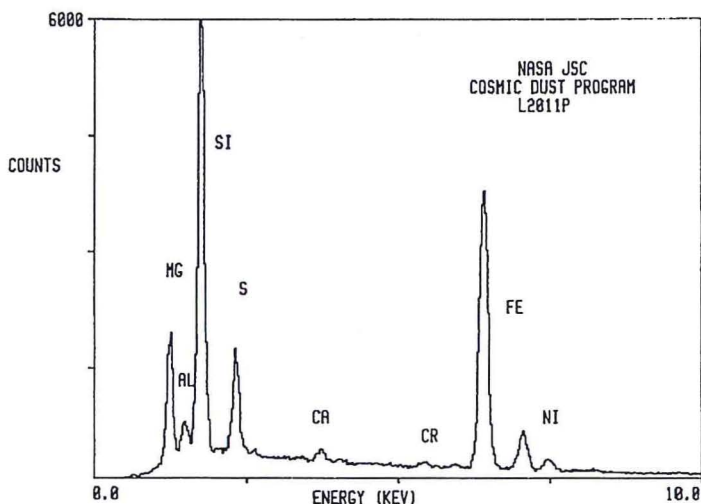
4.1 Serpentinpartikel



SIZE: 35x25
 SHAPE: I
 TRANS.: O
 COLOR: Black
 LUSTER: D
 TYPE: C
 COMMENTS:

Abb. 12:

Beispiel zur Morphologie und chemischen Zusammensetzung eines hydratisierten Staubteilchens. Es ist kompakt und ungefähr chondritisch zusammengesetzt. Die Spurenelementzusammensetzung des IDPs L2011P12 wurde mit SXRF bestimmt und mineralogisch wurde es im TEM untersucht. (Abb. aus dem Cosmic Dust Catalog, Vol. 13, 1992)



Unter den Schichtsilikat-IDPs sind die Serpentineilchen nur mit einem Anteil von ungefähr 20% vertreten (RIETMEIJER 1992b, BRADLEY 1988). Die Partikel sind generell kompakt und besitzen relativ glatte Oberflächen (CS-IDPs). Serpentin tritt vor allem in der Form von μm großen Kristallen und in zylindrischer Morphologie auf. Eingebettet in Serpentin finden sich Silikate (Olivin, Pyroxen, Fassait), Eisensulfide (Pyrrhotin, Pentlandit), metallisches Eisen (Kamacit), Eisenoxide, Karbonate, Schreibersit, Tochilinit,

kohlenstoffreiche amorphe Phasen und Mg-Fe-Sulfate. Sowohl Fe-reicher Serpentin (Cronstedtit) als auch Mg-reicher Serpentin sind zu finden. Das Auftreten von Tochilinit in sehr wenigen Serpentineilchen (BRADLEY & BROWNLEE 1991) könnte auf eine direkte ver-

wandtschaftliche Beziehung dieser IDPs zu CM2-Chondriten hindeuten, da diese die einzigen bekannten Meteorite sind, die Tochilinit enthalten. Gleichzeitig zeigt aber die Seltenheit dieser Staubteilchen unter den IDPs, dass unter den Staub produzierenden Asteroiden Körper mit der mineralogischen Zusammensetzung von CM2-Chondriten nicht häufig vorhanden sind.

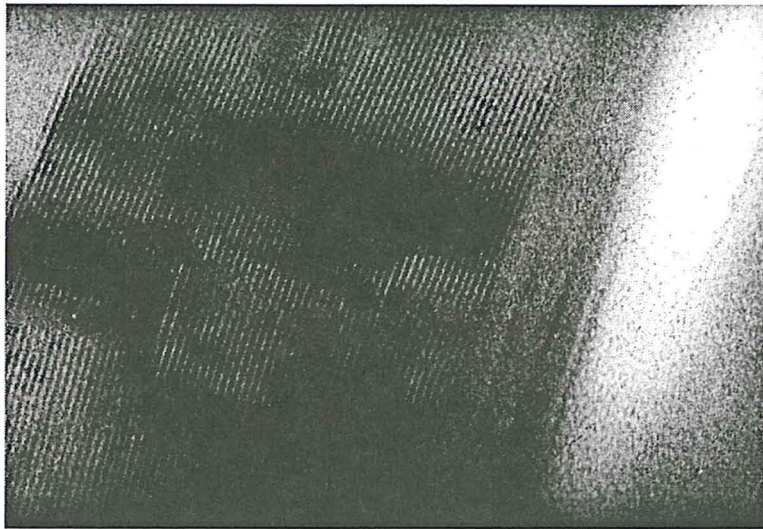


Abb. 13:

Mit hochauflösender Transmissionselektronenmikroskopie lässt sich die Art der Schichtsilikate in IDPs identifizieren. Im Falle von L2011P12 ist es Serpentin mit einem Netzebenenabstand von 0.7 nm. Die Schichtsilikate sind nicht dehydriert und deuten darauf hin, dass das Teilchen beim Eintritt in die Erdatmosphäre nicht hoch erhitzt wurde.

4.2 Saponitpartikel



S-92-35350

SIZE: 35x22
 SHAPE: I
 TRANS.: O
 COLOR: Black
 LUSTER: M
 TYPE: C
 COMMENTS:

Abb. 14a:

SEM-Bild eines Saponit-IDPs (L2011N3). Das Teilchen ist kompakt und chondritisch in seiner Hauptelementzusammensetzung. (Abb. aus dem Cosmic Dust Catalog, Vol. 13, 1992)

Ungefähr 80% aller Schichtsilikatteilchen sind Saponit-IDPs. Diese Staubteilchen sind wie die Serpentinpartikel ziemlich kompakt und zeigen relativ ebene Oberflächen. Die Kristallitgröße der Saponite liegt zumeist deutlich unter 100 nm, oft sind sie schlecht kristallin. Eingebettet in die Matrix aus Saponit finden sich Kristalle von Silikaten (Olivin, Pyroxen), Eisensulfide (Pyrrhotin, Pentlandit, Troilit), Spinelle, Karbonate und amorphe Kohlenstoffphasen. In den meisten Fällen sind die Saponit-Netzebenen im TEM gut abzubilden. Dies bedeutet, dass die Staubteilchen während des Eintritts in die Erdatmosphäre nicht wesentlich über 800°C erhitzt wurden.

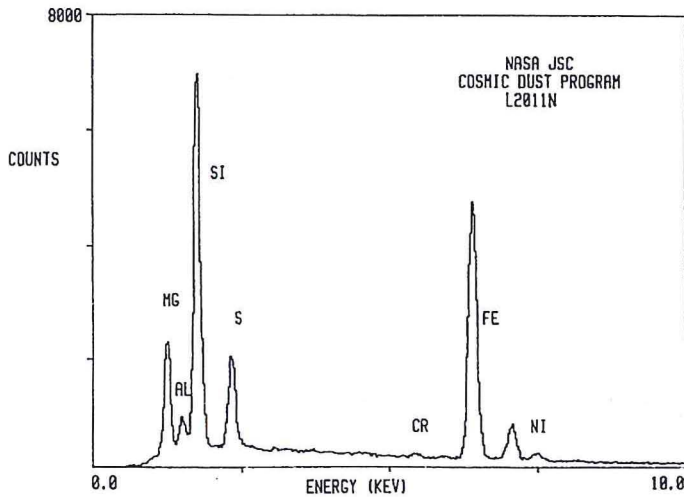


Abb. 14b:
EDX-Spektrum des Saponit-IDPs L2011N3 (Cosmic Dust Catalog, Vol. 13, 1992).

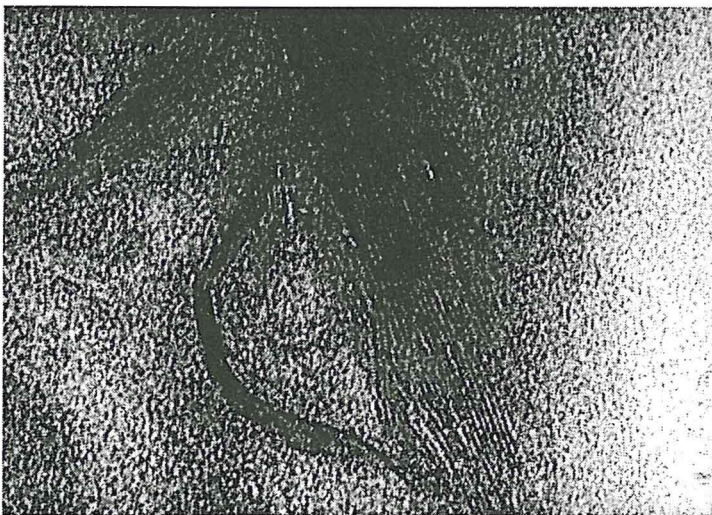


Abb. 15:
Hochauflösende TEM Aufnahme von Saponit in dem Teilchen L2011N3. Die Netzebenenabstände der Schichtsilikate betragen 1.0 nm.

4.3 Wasserfreie bzw. nicht hydratisierte Staubteilchen

Staubteilchen ohne oder nur mit wenigen Schichtsilikaten werden generell als „Chondritic porous anhydrous IDPs“ oder als CP-IDPs bezeichnet. Sie zeichnen sich durch ihre vergleichsweise hohe Porosität und Feinkörnigkeit aus. Sie repräsentieren eine unequilibrierte Mischung von Silikaten (Olivin, Pyroxen, Fassait), denen in wenigen Fällen Schichtsilikate und Feldspäte beigemischt sind (RIETMEIJER 1991). Weiterhin finden sich amorphe und wenig kristalline Kohlenstoffphasen, Fe,Ni-Sulfide, Metalle (Kamacit, Taenit), Eisenoxide, Titanoxide, Chromite, Spinelle, Karbonate, Sulfate, Perowskit (selten) und amorphe silikatische Phasen (Glas) in ihnen. Diese sogenannten CP-IDPs bestehen in den meisten Fällen überwiegend aus GEMS (Glass with Embedded Metal and Sulfides; BRADLEY 1994b, 1995a,b). Als GEMS werden kleine (ca. 100-500 nm im Durchmesser) Bausteine bezeichnet. Sie bestehen aus einer amorphen silikatischen Grundmasse, in die Metalle, Sulfide und Silikate eingebettet sind.

Chondritisch-poröse Staubteilchen sind meist sehr zerbrechlich erscheinende, feinkörnige Aggregate. Die Größe der einzelnen Bausteine liegt deutlich unter einem Mikrometer. In CP-IDPs wurden zwischen den GEMS nadelige Enstatit- und Forsteritkristalle mit auffälliger Kristallstruktur gefunden, deren Entstehung durch Kondensationsprozesse erklärt wird. (BRADLEY et al. 1983).

Die folgenden zwei Abbildungen von IDP-Dünnschnittaufnahmen (Abb. 16, 17) sollen einen Überblick über charakteristische Gefügemerkmale, Bausteine und Mineralparagenesen in CP-IDPs geben.

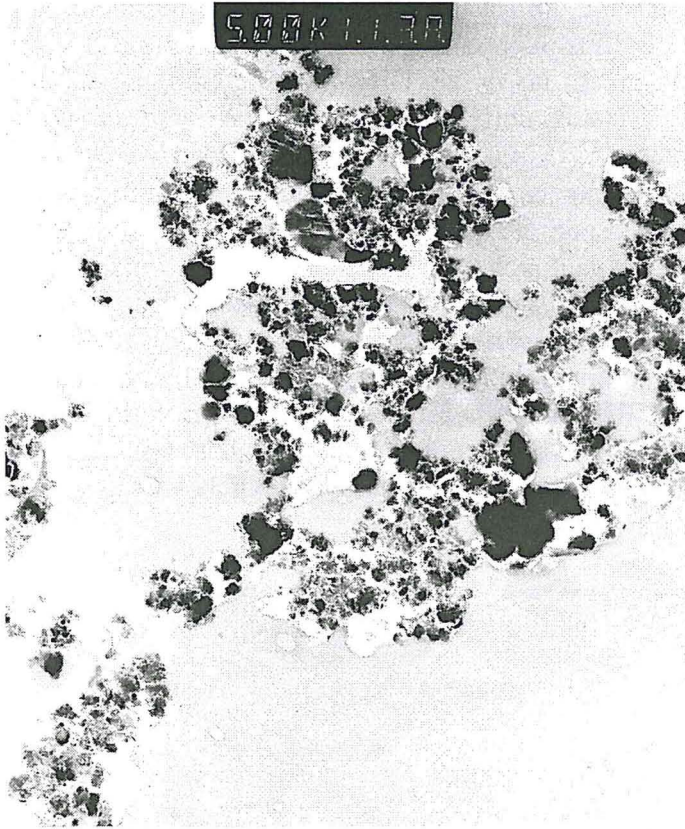


Abb. 16:

Ultramikrotomdünnschnitt eines CP-IDPs. Das gesamte Teilchen ist ungefähr 10 μm groß. Die einzelnen Bausteine (GEMS und größere Kristallbruchstücke) sind locker gepackt, deshalb ist seine Porosität größer als die von kohligen Chondriten. Die hellgrauen Bereiche bestehen aus Epoxydharz, die weißen Bereiche sind Artefakte der Probenpräparation. (TEM-Hellfeldabbildung)



Abb. 17:

TEM-Dunkelfeldabbildung eines CP-IDPs. Den größten Anteil am Dünnschnitt stellen die als 'GU' bezeichneten Bereiche. In die Zwischenräume der GUs sind bis μm große Olivine, Pyroxene und Eisensulfide eingebettet. Der Kristall im Zentrum ist ein Mn-reicher Forsterit, der beim Schneiden der Probe in mehrere Stücke zerbrach.

4.4 Kompakte, wasserfreie Staubteilchen

Unter den chondritischen Staubteilchen gibt es eine Gruppe von IDPs, die mineralogisch dadurch charakterisiert sind, dass sie aus einer Ansammlung von großen Olivinen und/oder Pyroxenen bestehen. Die Partikel sind kompakt und die Einzelkörner sind häufig in eine amorphe Matrix eingebunden. Die Korngrößen der Einzelkörner liegen durchschnittlich im 0.3 μm bis 2 μm Bereich (Abb. 18) und sind somit größer als in den CP-IDPs. Die Gefüge der Silikate in der amorphen Grundmasse lassen sich z.B. durch Kristallisationsprozesse aus einer Schmelze oder durch Metamorphose erklären. In einigen dieser Teilchen wurden Winkel von 120° zwischen den einzelnen Olivinen und Pyroxenen beobachtet. Diese Beobachtung unterstützt die Vorstellung, dass diese Staubteilchen und damit auch ihre Mutterkörper einen Metamorphose- oder Kristallisationsprozess durchlaufen haben. Sie stellen damit eine Klasse extraterrestrischen Staubes dar, dessen Entwicklungsgeschichte sich grundsätzlich von den „primitiven“ Staubteilchen unterscheidet. Im Detail ist die Beziehung zwischen „primitiven“ Staubteilchen und „differenzierten“ oder „equilibrierten“ Partikeln doch etwas komplizierter. So können z.B. Fragmente „equilibrierter“ IDPs innerhalb „primitiver“ IDPs vorkommen. Das zeigt, dass Material unterschiedlichster Körper in den eingefangenen Staubteilchen vertreten ist. Die sogenannten CP-IDPs stellen somit Brekzien aus unterschiedlichen Lithologien bzw. von unterschiedlichen Kleinplaneten dar.

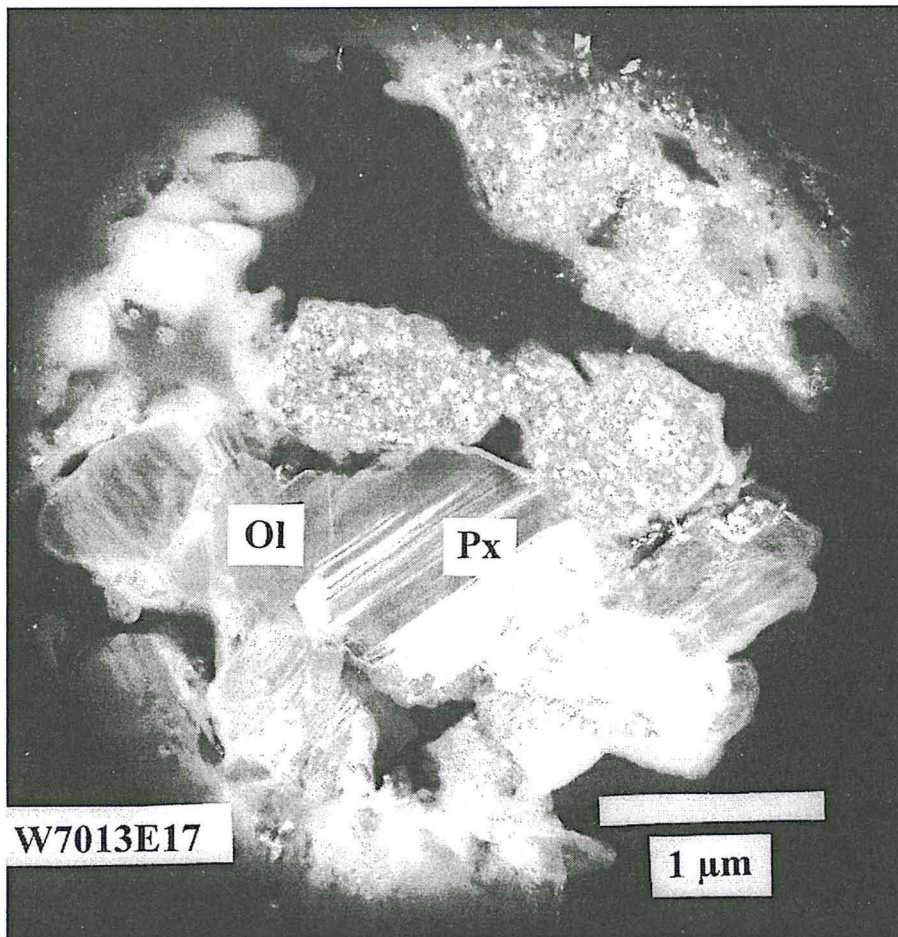


Abb. 18:
 TEM-Dunkelfeldabbildung eines wasserfreien, kompakten Staubteilchens. Olivine und Pyroxene sind im Hinblick auf ihren Eisengehalt miteinander im Gleichgewicht. Die Korngrößen dieser Mineralphasen liegen in der Größenordnung von einem Mikrometer.

5 Klassifikation von silikatischen IDPs

Chondritische Staubteilchen können anhand verschiedener Indikatoren in unterschiedliche Klassen unterteilt werden. Im vorangegangenen Kapitel wurde z.B. die Einteilung nach morphologischen Anzeichen, wie glatter oder poröser Oberfläche, erwähnt. Im folgenden Kapitel soll etwas detaillierter dargestellt werden, wie die Klassifizierungsmethoden im Laufe der Zeit verfeinert wurden und wie sich dadurch Möglichkeiten ergaben, immer zahlreichere Typen von stratosphärischen Staubteilchen zu differenzieren.

5.1 Klassifizierung von IDPs anhand der Morphologie und der chemischen Zusammensetzung

1982 publizierten Brownlee und seine Mitarbeiter einen Vorschlag zur Klassifikation von stratosphärischen Staubteilchen im Größenbereich von 5 bis 50 μm (BROWNLEE et al. 1982). Er basiert auf einer Kombination von Morphologie und Gesamtzusammensetzung. In dieser Arbeit wurden Teilchen mit chondritischer Zusammensetzung nach ihrer Morphologie in CP (chondritic, porous) -Staubteilchen und CS (chondritic, smooth) -Staubteilchen unterteilt. Weiterhin können Staubteilchen mit nicht-chondritischer Zusammensetzung anhand ihrer chemischen Signatur in die Gruppen FSN = (Fe,S,Ni), FN = (Fe,Ni), mafische Silikate, Carbonate, Phosphate und Ca,Al -reiche Silikate untergliedert werden.

In der Arbeit von BROWNLEE et al. (1982) wurden noch zwischen CF-IDPs (chondritic-filled) und CP-IDPs unterschieden. CF-Teilchen unterscheiden sich von den CP-Teilchen allerdings nur durch eine geringere Porosität. Es erscheint möglich, dass CP- und CF-Staubteilchen die Endglieder einer Gruppe von Teilchen mit stark variierender Porosität sind.

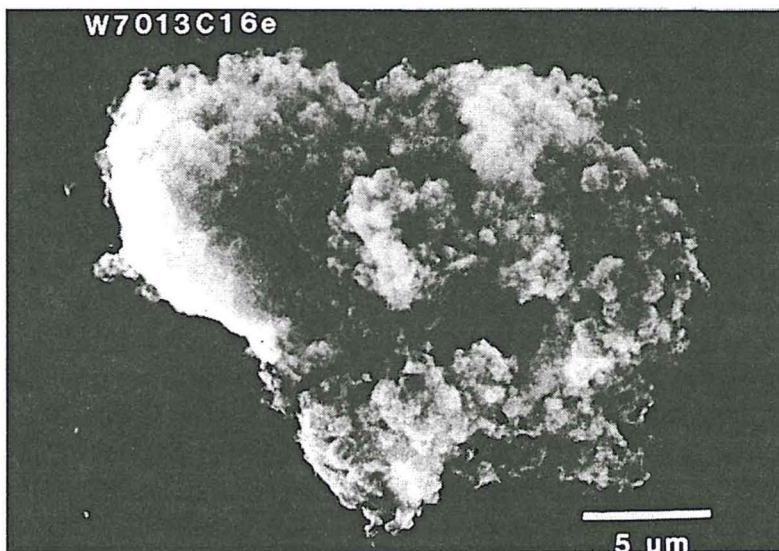


Abb. 19:

Sekundärelektronenbild eines feinkörnigen, chondritischen Staubteilchens. Dieses IDP zeigt zwei unterschiedliche Oberflächenstrukturen. Die rechte Seite besteht aus feinstkörnigen Bausteinen („GUs“ oder „GEMS“), einen Teil der linken Hälfte nimmt ein großer Olivinkristall ein. Die rechte Hälfte ist morphologisch den CP-IDPs, die linke obere Ecke den CS-IDPs bzw. den nicht-chondritischen monokristallinen IDPs zuzuordnen.

Die kompakte Natur und die relativ glatte und regelmäßige Oberfläche ist das morphologische Unterscheidungskriterium zwischen CP- und CS-Staubteilchen. Chemisch sind die CS-Partikel und die CP-IDPs sehr ähnlich, mit Ausnahme der oft zu beobachtenden geringen Ca-Gehalte der CS-Teilchen. CS-IDPs sind chemisch und morphologisch weitestgehend verwandt mit der Matrix von CI- und CM-Chondriten. Die mit dem TEM untersuchten CS-IDPs bestehen aus Schichtsilikaten, wobei Saponitteilchen gegenüber Serpentineilchen deutlich überwiegen.

Unter den Partikeln mit nicht-chondritischer Zusammensetzung beobachtet man die mafischen Silikate Olivin und Pyroxen, wobei besonders Enstatit und Mg-reiche Olivine dominie-

ren. Sie treten sowohl als monomineralische als auch als polymineralische, unregelmäßige Partikel mit teilweise glatten Oberflächen auf. Feinkörniges chondritisches Material haftet bei den meisten IDPs dieser Gruppe auf der Außenseite, und deshalb erscheinen die Körner opak. Eine andere Gruppe nicht-chondritischer Teilchen, die relativ häufig zu finden sind, bilden die FSN-IDPs. Sie bestehen aus Pyrrhotin, Magnetit und seltener Pentlandit. Der Magnetit scheint bei der atmosphärischen Aufheizung durch Oxidation des Eisensulfides zu entstehen. Die Eisensulfide zeigen teilweise idiomorphe Kristallformen, oder sie treten als Eisensulfidkugeln auf. Sie werden nicht in Kontakt mit Fe,Ni-Metall beobachtet. Fe,Ni-Metalle mit einem chondritischen Fe/Ni-Verhältnis werden auch gefunden, aber sie sind sehr rar. Ihre Erscheinungsweisen sind entweder kristallähnliche Gebilde oder unregelmäßige Bruchstücke.

Eine seltenere Gruppe nicht-chondritischer IDPs stellen refraktäre IDPs dar. Sie sind vor allem an Mg, Ca, Al, und Ti und weiteren refraktären Elementen angereichert und enthalten wenig Si und Fe. Diese IDPs sind aus polymineralischen, feinkörnigen Aggregaten aufgebaut und bestehen mineralogisch zum größten Teil aus Mellilit, Perowskit und Hibonit (ZOLENSKY 1987). Mineralogisch sind sie mit den Ca,Al-reichen Einschlüssen (CAIs) in Meteoriten verwandt.

5.2 Klassifizierung von IDPs anhand der Infrarotspektroskopie

Da die Unterteilung der interplanetaren Staubteilchen nach ihrer Morphologie und nach ihrer chemischen Gesamtzusammensetzung noch keine eindeutige Aussage über den mineralogischen Phasenbestand erlaubt, wurde nach einer Methode gesucht, die etwas über die Mineralogie von 10 µm großen Partikeln aussagen kann. Hierzu eignen sich vor allem spektroskopische Methoden wie die Infrarotspektroskopie oder Ramanspektroskopie. Die grundlegenden Untersuchungen zur IR-Spektroskopie von IDPs wurden vor allem am McDonnell Center for Space Sciences der Washington University in St. Louis durchgeführt. Bereits 1980 wurde über die ersten spektroskopischen Studien an IDPs berichtet (FRAUNDORF et al. 1980, 1981). In den folgenden 5 Jahren wurden die Methoden verfeinert (SANDFORD 1983, SANDFORD & WALKER 1984) und führten letztendlich zu einer Methode der Klassifizierung von IDPs anhand der spektralen Eigenschaften bzw. der hauptsächlich vorliegenden mineralischen Bausteine (SANDFORD & WALKER 1985).

Zusätzlich wird mit Hilfe der Infrarotspektroskopie der Vergleich zwischen IDPs und Kometen und interstellaren Staubwolken auf der Basis der spektralen Eigenschaften ermöglicht. Untersuchungen haben gezeigt, dass sich Infrarotspektren von Kometen durch eine Spektrenmischung verschiedener Typen interplanetarer Staubteilchen erklären lassen (BRADLEY et al. 1988).

Die meisten interplanetaren Staubteilchen haben deutliche Absorptionsbanden bei ungefähr 10 µm (1000 cm^{-1}). Position und Form dieser Absorptionsbanden können von Teilchen zu Teilchen variieren, aber es können trotzdem drei große Gruppen interplanetarer Staubteilchen unterschieden werden. Anhand der Ähnlichkeit mit Absorptionsspektren bekannter Minerale wurden die Teilchen in eine Olivinklasse, eine Pyroxenklasse und in eine Schichtsilikatklasse eingeordnet (SANDFORD & WALKER 1985). Die Einteilung in diese Gruppen wurde im Prinzip durch transmissionselektronenmikroskopische Studien bestätigt (CHRISTOFFERSEN & BUSECK 1986a,b, BRADLEY & BROWNLEE 1986, TOMEOKA & BUSECK 1984). Die ungefähre relative Häufigkeit der Staubteilchen in der Olivin- : Pyroxen- : Schichtsilikatgruppe ist 25 : 25 : 50. Ein repräsentatives Infrarotspektrum von jeder einzelnen Gruppe ist in Abb. 20 wiedergegeben. Die Spektren der Olivin-Gruppe der IDPs sind durch eine charakteristische Absorptionsbande bei 10 µm charakterisiert. Diese Absorptionsbande zeigt Detailstrukturen bei 10.1 µm, 11.3 µm und 11.9 µm und schwächere Banden bei 16 µm und 20 µm. Die relativen Bandenintensitäten der IDP-Spektren stimmen mit Infrarotspektren terrestrischer Olivine überein. Daher wird diese Gruppe der IDPs als Olivin-Gruppe bezeichnet.

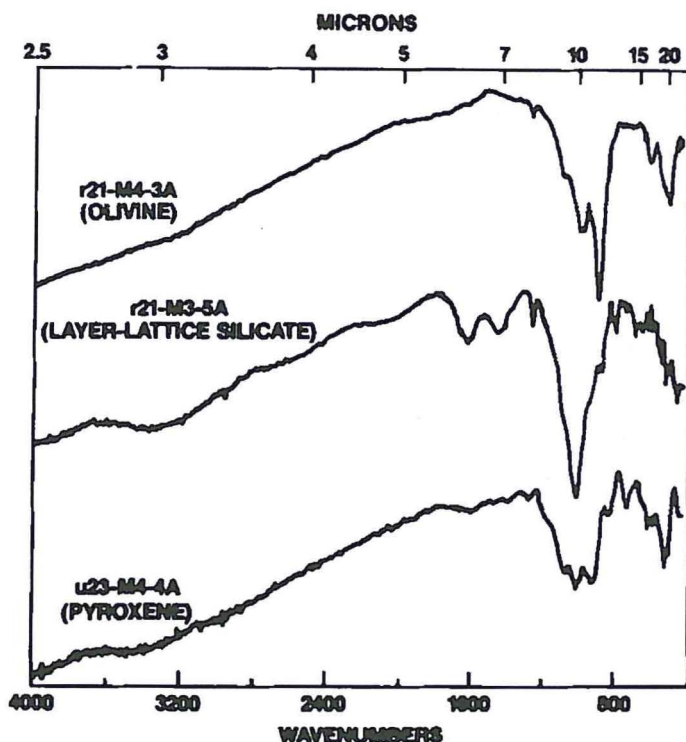


Abb. 20:
 Infrarot-Spektren charakteristischer Staubteilchen. Anhand der Form der Absorptionsbanden lassen sich die Klassen der Olivin-IDs, Pyroxen-IDs und der Schichtsilikat-IDs unterscheiden.
 (Abb. aus BRADLEY et al. 1988)

Typische Schichtsilikatspektren zeigen eine relativ schmale, strukturlose Absorptionsbande bei 9.8 μm und zusätzliche Banden bei 3 μm , 3.4 μm , 6 μm , 6.8 μm , 7.9 μm und 12.5 μm . Die meisten Teilchen dieser Gruppe besitzen zusätzliche Banden zwischen 14 μm und 23 μm . Die 9.8 μm Absorptionsbande ist charakteristisch für Schichtsilikate und deshalb werden IDs mit dieser spektralen Signatur als Schichtsilikat-IDs bezeichnet. Die Banden bei 3 und 6 μm sind auf Anteile von Kristallwasser zurückzuführen. Die Tiefe dieser Banden kann aufgrund des Wasserverlustes durch die Aufheizung von Staubteilchen beim Eintritt in die Erdatmosphäre beträchtlich variieren. Die Absorptionsbanden bei 3 μm und bei 6 μm können auch gänzlich fehlen.

Einige der Absorptionsbanden (3.4, 7.9, 12.5 μm) sind eventuell auf das Vorhandensein von organischen Verbindungen zurückzuführen. Doch es kann nicht ausgeschlossen werden, dass sie zum Teil vom Silikonöl stammen, das zum Einfang der Teilchen benutzt wird. Es wurde durch ein Lösungsexperiment eindrucksvoll gezeigt, dass die 6.8 μm Bande in einem Staubteilchen durch die Anwesenheit von Karbonaten zu erklären ist (SANDFORD 1986).

Die dritte Gruppe an IDP-Spektren ist ebenfalls durch typische Absorptionsbanden bei ungefähr 10 μm charakterisiert. Im Detail unterscheiden sich die Spektren der Teilchen dieser Gruppe jedoch deutlich von der Olivin-Gruppe. Die Ähnlichkeit der Spektren dieser Gruppe mit Spektren terrestrischer Pyroxene führte zur Benennung der Gruppe der Pyroxen-IDs.

In vielen Fällen konnte die infrarotspektroskopische Klassifizierung mit rasterelektronenmikroskopischen oder transmissionselektronenmikroskopischen Methoden bestätigt werden. SEM-Aufnahmen können zur Unterteilung der Staubteilchen anhand ihrer Morphologie herangezogen werden. Ein Vergleich ihrer morphologischen Eigenschaften mit ihren spektralen Eigenschaften zeigt eine gewisse Tendenz. Staubteilchen der Pyroxenklasse sind zumeist relativ feinkörnige, poröse Teilchen, während die Schichtsilikatteilchen überwiegend kompakte, flächige Formen aufweisen.

TEM-Untersuchungen an IDs, die anhand ihrer IR-Spektren klassifiziert wurden, bestätigten weitestgehend die infrarotspektroskopische Eingliederung. In der folgenden Tabelle ist die IR-Klassifikation und die im TEM gefundene Mineralogie gegenübergestellt. Leider sind bislang nur relativ wenige Staubteilchen mit beiden Methoden untersucht worden, aber mit

Ausnahme des Teilchens Majorian stimmt die IR-Klassifikation mit der TEM-Klassifikation überein. In diesem Fall bestehen die kristallinen Phasen des Teilchens überwiegend aus Olivin. Deshalb ist die Pyroxensignatur nicht im Infrarotspektrum zu sehen. Zumindest gibt das IR-Spektrum einen Hinweis auf die in den Staubteilchen hauptsächlich anwesende silikatische Mineralphase. Die TEM-Untersuchungen können jedoch wesentlich detailliertere mineralogische Informationen, auch über die untergeordnet vorkommenden Mineralphasen liefern.

Tab. 2: Vergleich von IR-Klassifikation und TEM-Klassifikation von IDPs.

IDP	IR-Klasse	Mineralogie im TEM
Low-Cal	lls	Smektit
Skywalker	lls	Serpentin
Jedai	oli	Olivine
Attila	oli	Olivine
Majorian	oli	Olivine + Pyroxene
Spray One	px	Pyroxene + Olivine
Nero	px	Pyroxene + Olivine

(IR-Klassifikation und ein Teil der TEM-Information aus STADERMANN 1990)

5.3 Klassifizierung von IDPs im Transmissionselektronenmikroskop anhand ihres mineralogischen Phasenbestandes

Obwohl die Infrarotspektroskopie Auskunft über die in einem IDP hauptsächlich vorhandenen silikatischen Mineralphasen geben kann, liefert sie keine Information über die weniger häufigen Minerale, die interne Struktur und die Verbandsverhältnisse von interplanetaren Staubteilchen. In den letzten Jahren wurde deshalb eine Methode entwickelt, die detaillierte systematische mineralogische Untersuchungen einzelner IDPs erlaubt (BRADLEY & BROWNLEE 1986, BRADLEY et al. 1989). Bereits früher wurden einzelne IDPs im TEM untersucht, aber die Probenpräparation führte zu einer Zerstörung des ursprünglichen GEFÜGES (FRAUNDORF & SHIRCK 1979, FRAUNDORF 1981, FRAUNDORF et al. 1982a).

Die Untersuchung von Ultramikrotomdünnschnitten von IDPs führt zum Beispiel zu Erkenntnissen über die absoluten Häufigkeiten von Mineralphasen oder Lithologien, ermöglicht die quantitative chemische Analyse einzelner Minerale und erlaubt Abschätzungen der Porosität einzelner IDPs (RIETMEIJER 1994, THOMAS et al. 1995, STRAIT et al. 1995).

Stratosphärische Staubteilchen können im Transmissionselektronenmikroskop sehr detailliert untersucht und dadurch anhand ihrer Mineralogie klassifiziert werden (MACKINNON & RIETMEIJER 1987). TEM-Untersuchungen an Staubteilchen bestätigten die infrarotspektroskopische Unterteilung in die drei Klassen (Olivin, Pyroxen und Schichtsilikate), aber sie können zusätzlich wesentliche Informationen liefern. Zur Einstufung in eine bestimmte Gruppe kann der Modalgehalt der Minerale bestimmt werden, denn es hat sich gezeigt, dass in vielen Fällen Olivine neben Pyroxenen vorliegen und auch Schichtsilikat-IDPs mafische Minerale enthalten. Im TEM können die Korngrößen der einzelnen Minerale in seriellen Dünnschnitten bestimmt werden (BRADLEY & BROWNLEE 1986, BRADLEY et al. 1992, THOMAS et al. 1993c). Es ist möglich, auch Mineralphasen zu erfassen, die nur sehr untergeordnet vorkommen und daher spektroskopisch nicht erfassbar sind. Außerdem kann die Porosität der Staubteilchen direkt bestimmt werden. Es ist somit möglich, Angaben über die Dichte der Staubteilchen zu

machen (MACKINNON et al. 1987, RIETMEIJER 1994, THOMAS et al. 1995, STRAIT et al. 1995, CORRIGAN et al. 1997).

Ein großer Vorteil der TEM-Untersuchungen besteht darin, dass die quantitative chemische Zusammensetzung aller Silikate, Oxide, Metalle und die chemische Homogenität oder Heterogenität solcher Minerale mit Hilfe der energiedispersiven Röntgenanalytik ermittelt werden können. Die hochauflösende Transmissionselektronenmikroskopie bestätigte die Existenz zweier Untergruppen der Schichtsilikatteilchen, nämlich Saponit- und Serpentinaustaubteilchen (BRADLEY 1988, KELLER et al. 1992b). Außerdem kann durch Sichtbarmachung der Kernspurdefekte in Kristallen das Bestrahlungsalter der Staubteilchen abgeschätzt werden (BRADLEY et al. 1984b).

In der Gruppe der wasserfreien Staubteilchen können anhand der Olivin- und Pyroxenzusammensetzung equilibrierte und nicht equilibrierte Staubteilchen bzw. Lithologien in einzelnen Staubpartikeln unterschieden werden (KLÖCK & STADERMANN 1994, THOMAS et al. 1995, KLÖCK 1996).

Im Folgenden sollen die Ergebnisse der verschiedenen Methoden etwas näher erläutert werden.

Die nachstehende Gliederung der IDPs erfolgt nach dem Vorschlag von RIETMEIJER (1994), dessen verbesserte Nomenklatur interplanetare Staubteilchen nach den folgenden Gesichtspunkten gliedert:

1. Staubteilchen mit chondritischer Gesamtzusammensetzung
 - 1.1 Teilchen, bestehend aus amorphem silikatischem Material plus Kohlenstoff
 - 1.2 Teilchen, bestehend aus kristallinen Silikaten plus Kohlenstoff
 - 1.2.1 Olivin-reiche Partikel
 - 1.2.2 Pyroxen-reiche Partikel
 - 1.3 Teilchen, bestehend aus Schichtsilikaten plus Kohlenstoff
 - 1.3.1 Smektit-reiche Partikel
 - 1.3.2 Serpentin-reiche Partikel
 - 1.4 Teilchen, nur aus Silikaten bestehend
2. Staubteilchen mit nicht-chondritischer Zusammensetzung
 - 2.1 Einzelmineralkörner, wie Olivine und Sulfide
 - 2.2 Aggregate aus refraktären Mineralphasen, wie Melilit, Hibonit und Perowskit

In die Gruppen 1.1 und 1.2 fallen hauptsächlich die IDPs der morphologischen Klassen CP und CF, während die Gruppe 1.3 zumeist Schichtsilikat-IDPs umfasst und aus CS-Teilchen besteht. CP- und CF-Partikel sind offensichtlich Endglieder einer Gruppe von Teilchen, die sich hauptsächlich durch unterschiedliche Porosität unterscheiden.

Petrographisch differenziert RIETMEIJER (1994) in IDPs der Gruppe 1.1 und 1.2 folgende Bausteine:

1. GUs
2. PUs
3. monomineralische, tafelige Kristalle
4. nadelige Silikate und idiomorphe Kristalle

GU steht für **Granular Unit** und bezeichnet Kohlenstoffklumpen, in die ultrafeine Silikate, Sulfide und Oxide eingebettet sind. PU ist eine Abkürzung für **Polyphase Unit**. Dies sind rundliche Aggregate von ca. 0.2-1.0 µm Größe aus amorphem silikatischem Material, in welches silikatische, sulfidische und metallische Kristallite eingebettet sind. BRADLEY (1994b, 1995a,b) verwendet die Bezeichnung GEMS für diese Bausteine. Chondritisch-poröse interplanetare Staubteilchen bestehen überwiegend aus diesen beiden Bausteinen, wobei der An-

teil an größeren Einzelmineralkörnern (0.1-5.0 µm), die verstreut zwischen den GUs und PUs liegen, von Teilchen zu Teilchen stark variieren kann.

Die obige Nomenklatur könnte durchaus in der routinemäßigen Untersuchung von IDPs angewendet werden, allerdings müssen die Definitionen und Grenzen verschiedener Bausteine, wie der GUs und der PUs, unter den beteiligten Wissenschaftlern genauer festgelegt werden. In der vorliegenden Arbeit werden die primitiven silikatischen Bausteine der CP-IDPs, im Gegensatz zu RIETMEIJERS Vorschlag meist als „GUs“ bezeichnet, mit Ausnahme der folgenden Abbildung, in der sie als „FGAs“ (Fine-Grained Aggregates) markiert sind.

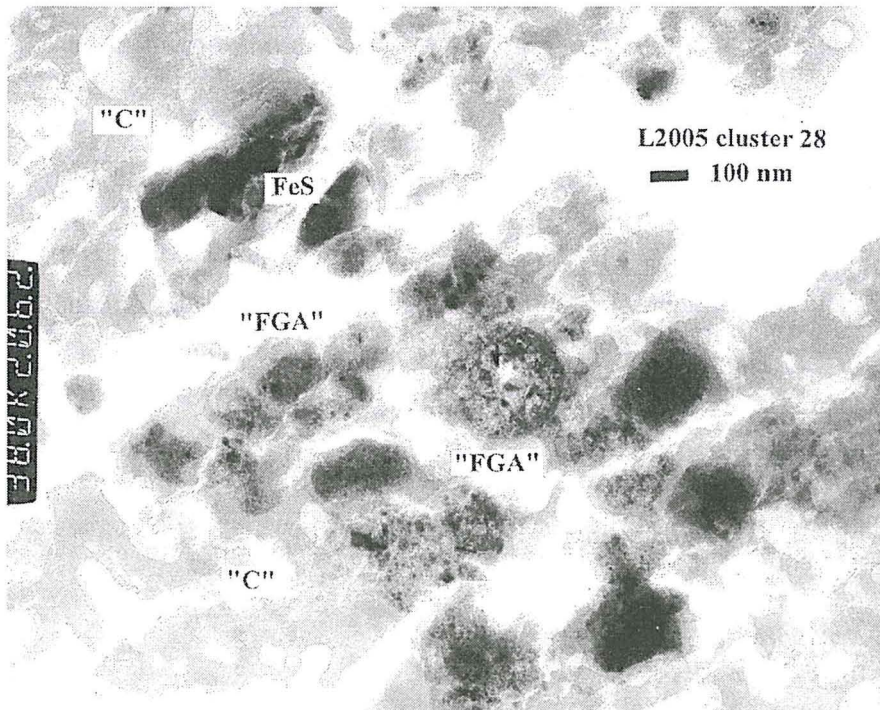


Abb. 21:
TEM-Hellfeldabbildung eines sehr kohlenstoffreichen IDPs. Kohlenstoff umfasst alle mit „C“ bezeichneten Bereiche. In den Kohlenstoff sind z.B. rundliche Aggregate (GUs oder FGAs) und Eisen-sulfide eingebettet.

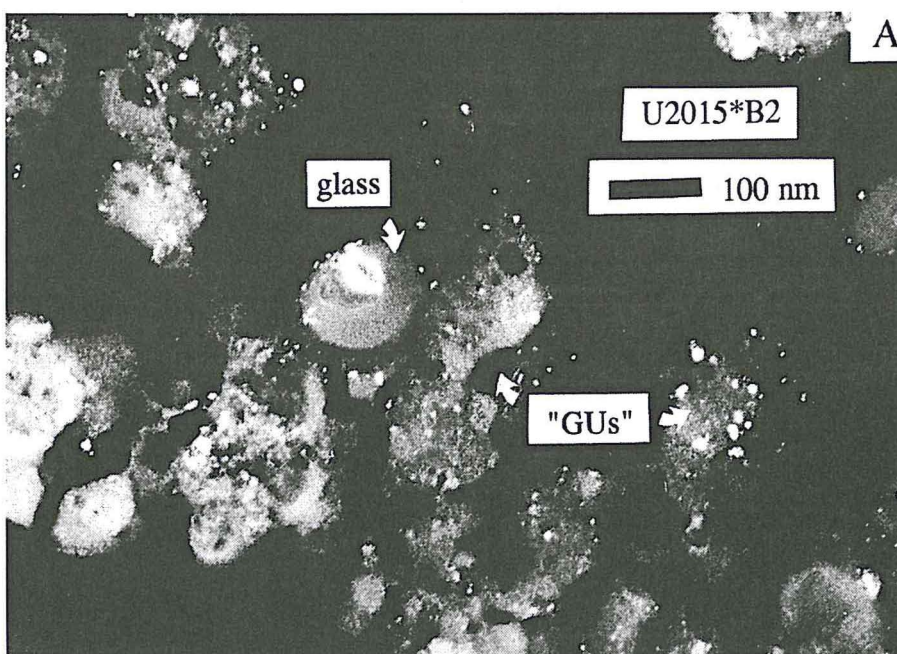


Abb. 22:
TEM-Dunkelfeldabbildung von GUs in einem CP-IDP. Die rundlichen Aggregate bestehen aus einer amorphen silikatischen Matrix, in die kleinste Kristallite von Olivin, Pyroxen, Eisen-sulfid und Metall eingebettet sind.

RIETMEIJER (1994) versucht, alle chondritischen Staubteilchen anhand der relativen Häufigkeiten von GUs und PUs zu beschreiben. In CP-IDPs überwiegt der Anteil an GUs gegenüber dem Anteil an PUs. In CF-IDPs sind beide Bausteine seiner Meinung nach in ungefähr gleichen Anteilen vorhanden, und in CS-IDPs überwiegt der Anteil an verschmolzenen GUs. Gemäß dieser Vorstellung hat Rietmeijer eine Methode vorgestellt, um chondritisch- poröse Staubteilchen anhand der Petrologie ihrer grundlegenden Bausteine zu klassifizieren.

Anhand der mineralogischen Zusammensetzung von GUs und PUs lassen sich die chondritischen Staubteilchen nach RIETMEIJER (1994) in drei petrologische Klassen einteilen:

IDPs der **Klasse 1** sind wenig verändert, vermutlich nur durch wässrige Umwandlung bei tiefen Temperaturen beeinflusst. Staubteilchen der **Klasse 2** erfuhren wässrige Umwandlung bei hydrothermalen Temperaturen und höherem Wasser/Gesteinsverhältnis. Staubteilchen der **Klasse 3** sind durch Umwandlungen ohne Wasser, d.h. durch trockene thermische Metamorphose beeinflusst worden.

Allerdings setzt diese Klassifikation voraus, dass die Veränderungen durch Aufheizvorgänge in der Atmosphäre entweder vernachlässigbar sind oder deutlich von den präatmosphärischen Prozessen unterschieden werden können.

Die Klassen 1-3 werden durch die Art der Kohlen(wasser)stoffe und durch die Eigenschaften der Silikate, mit Ausnahme der silikatischen Bestandteile der GUs definiert. Ausgangspunkt ist nach RIETMEIJER (1994) ein völlig amorphes Staubmaterial, das in zunehmendem Maße verändert wird bzw. rekristallisiert. Diese Veränderungen können unter unterschiedlichsten Bedingungen abgelaufen sein. Als Möglichkeiten wären z.B. interstellare Wolken, solarer Nebel, kometare Körper und Asteroide zu nennen. Mit zunehmender Dauer geologischer Prozesse (auf den Mutterkörpern) nimmt die ursprüngliche mineralogische Heterogenität ab, und die chemische Fraktionierung unter den Staubteilchen und deren Lithologien nimmt zu.

Eine alternative Methode zur Klassifizierung interplanetarer Teilchen wurde von KLÖCK et al. (1990) vorgeschlagen. Wasserfreie IDPs können analog den Meteoriten anhand ihrer Olivin- und Pyroxenzusammensetzungen in petrologische Klassen unterteilt werden. Es werden drei Klassen anhand des Equilibrierungsgrades der mafischen Minerale unterschieden.

Klasse I setzt sich aus chondritisch-porösen Staubteilchen zusammen, deren Olivine und Pyroxene stark variierende Fe/Fe + Mg-Verhältnisse aufweisen. Die mafischen Minerale in diesen Staubteilchen sind im Hinblick auf Fe und Mg nicht equilibriert. Die Abb. 23 gibt einen Überblick über die Variation der Fe/Fe + Mg-Verhältnisse von Olivinen in einem typischen CP-IDP. Die Größe der analysierten Kristalle liegt zwischen 100 nm und 1000 nm und beinhaltet keine mafischen Silikate in den sogenannten GUs oder GEMS, da diese meist deutlich kleiner als 100 nm sind.

OLIVINE AND PYROXENE COMPOSITION IN CHONDRITIC IDP U 2015 D21

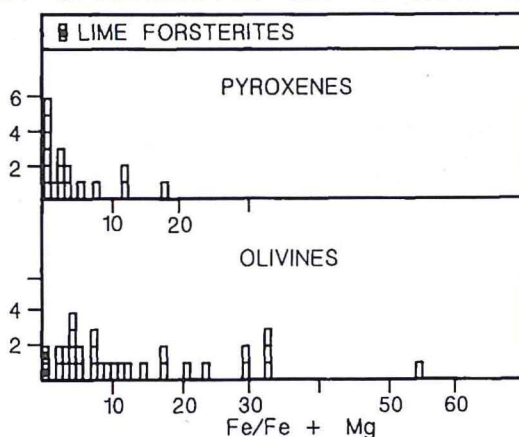


Abb. 23:

Variation der Fe-Gehalte in einem repräsentativen IDP der Klasse I (= CP-IDP).

Olivine in Teilchen dieses Typs zeigen in nahezu allen Fällen eine Variation von Fa 0 bis Fa 35. Die Variationsbreite des Fe-Gehaltes in Pyroxenen ist im allgemeinen etwas geringer.

Olivine and Pyroxene Composition
in Chondritic IDP W7013E17

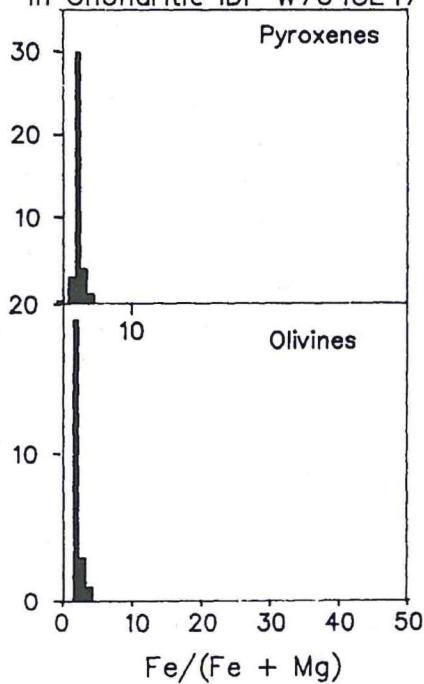


Abb. 24:
Histogramm der Fe/Fe+Mg-Gehalte von Olivinen und Pyroxenen in einem Teilchen des Typs III. Die Verteilung von Fe und Mg zwischen Olivin und Pyroxen entspricht der experimentell ermittelten Gleichgewichtsverteilung. In Abb. 18 ist eine TEM-Aufnahme dieses Teilchens gezeigt.

Das Auftreten von möglichen Aufschmelzungsprodukten in chondritisch-porösen Staubteilchen spricht nicht für eine kometare, sondern eher für eine asteroidale Herkunft. Im Asteroidengürtel ist die Möglichkeit der impaktinduzierten Vermischung unterschiedlichster Gesteine gegeben, und auch unter den Meteoriten ist eine große Anzahl von Brekzien beobachtet worden (BUNCH & RAJAN 1988). Deshalb erscheint es nicht überraschend, auch unter Staubteilchen Mischungen unterschiedlichster Gesteinslithologien, wie z.B. Schichtsilikate, in CP-IDPs zu finden.

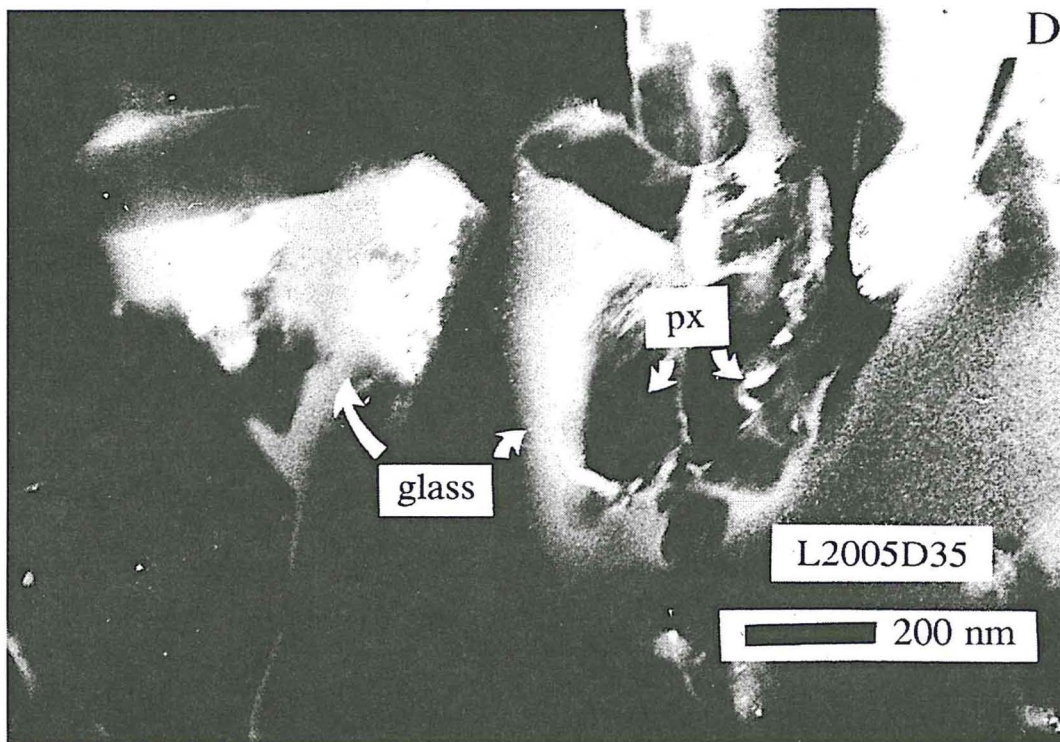


Abb. 25:
Das gezeigte Fragment besteht aus idiomorphen Pyroxenen in einer amorphen silikatischen Matrix. Diese Lithologie, die eindeutig durch Kristallisation aus einer Schmelze zu erklären ist, befindet sich in einem IDP des Typs I (CP-IDP). Das Auftreten solcher Brekzien (wie in Abb. 17) spricht für eine impaktinduzierte Vermischung unterschiedlicher Gesteine in der Herkunftsregion der Staubteilchen.

6 Chemische Zusammensetzung der einzelnen Minerale in chondritischen stratosphärischen Staubteilchen

Die Zusammensetzung der einzelnen Minerale in Mikrometeoriten kann uns zum einen Hinweise über die Entstehungsgeschichte der Teilchen geben, und zum anderen können wir versuchen, IDPs analog den Meteoriten anhand der Mineralzusammensetzungen in bestimmte Klassen einzuordnen. Die quantitative Analyse der einzelnen Mineralkörner erfolgte im TEM, und es konnte die chemische Zusammensetzung einzelner Kristallite bis zu einer minimalen Größe von ungefähr 50 nm ermittelt werden. Vor allem wurden die hauptsächlich auftretenden Minerale wie Olivine und Pyroxene erfasst, aber auch Glas, Eisensulfide und Fassaite und weitere seltene Mineralphasen konnten analysiert werden.

6.1 Mineralzusammensetzungen in feinkörnig-porösen IDPs

6.1.1 Olivin- und Pyroxenzusammensetzungen

Die Analysen zeigen, dass Olivine und Pyroxene in feinkörnig-porösen Staubteilchen sehr unterschiedlich zusammengesetzt sind. Innerhalb eines Staubteilchens variieren die Eisengehalte der Olivine von 0.1 Gew% FeO bis zu ungefähr 25-30 Gew% FeO. Die Abb. 26 zeigt eine typische Verteilung der Fayalitgehalte von Olivinen als molare Anteile von Fe und Mg ($Fe/Fe+Mg$) für chondritisch-poröse Staubteilchen. Deutlich ist eine Häufung bei geringen Fayalitgehalten zu sehen, während FeO-Gehalte oberhalb von 35% FeO äußerst selten sind.

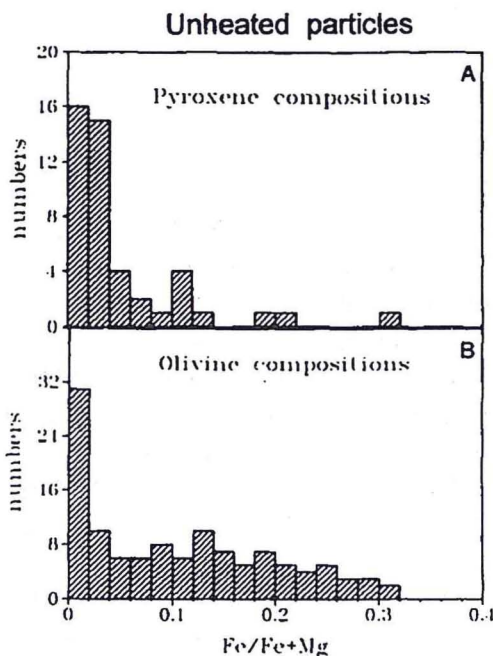


Abb. 26:

Histogramm der $Fe/Fe+Mg$ -Gehalte von Olivinen und Pyroxenen in CP-Staubteilchen (Typ I).

Die meisten Olivine und Pyroxene sind eisenarm, aber die weite Variation in den Fe-Gehalten deutet auf eine primitive Natur dieser Staubteilchen. Olivine und Pyroxene sind unter stark unterschiedlichen Bedingungen entstanden, ihre Fe-Gehalte konnten sich im Laufe der Entwicklungsgeschichte jedoch nicht angleichen.

Eine ähnliche Systematik ergibt sich für die Ca-armen Pyroxene, die auch eine weite Variation in den Eisengehalten von Korn zu Korn innerhalb eines Teilchens aufweisen.

Die variable Zusammensetzung der Olivine und Pyroxene spricht für sehr unterschiedliche Bildungsbedingungen der eisenarmen im Vergleich zu den eisenreichen Silikaten. Zum Teil befinden sich Forsterite in direktem Kontakt zu eisenreichen Olivinen. Die Koexistenz von mafischen Silikaten mit dieser Variation der Eisengehalte spricht für eine unequilibrierte und primitive Natur dieser Staubteilchen und ihrer Mutterkörper.

Staubteilchen dieses Typs werden in der vorliegenden Arbeit aufgrund der weiten Variation der Fe-Gehalte in Olivinen als Typ I IDPs bezeichnet (KLÖCK et al. 1990).

Ein Vergleich mit kohligen Chondriten zeigt eine ähnliche Variation der Eisengehalte in Olivinen von CI-Chondriten (ENDREß 1994). Das soll nicht heißen, dass chondritisch-poröse, wasserfreie Staubteilchen mit den hydratisierten Chondriten verwandt sind, aber individuelle Komponenten in Staubteilchen und Meteoriten lassen auf ähnliche Entwicklungsbedingungen dieser Komponenten schließen.

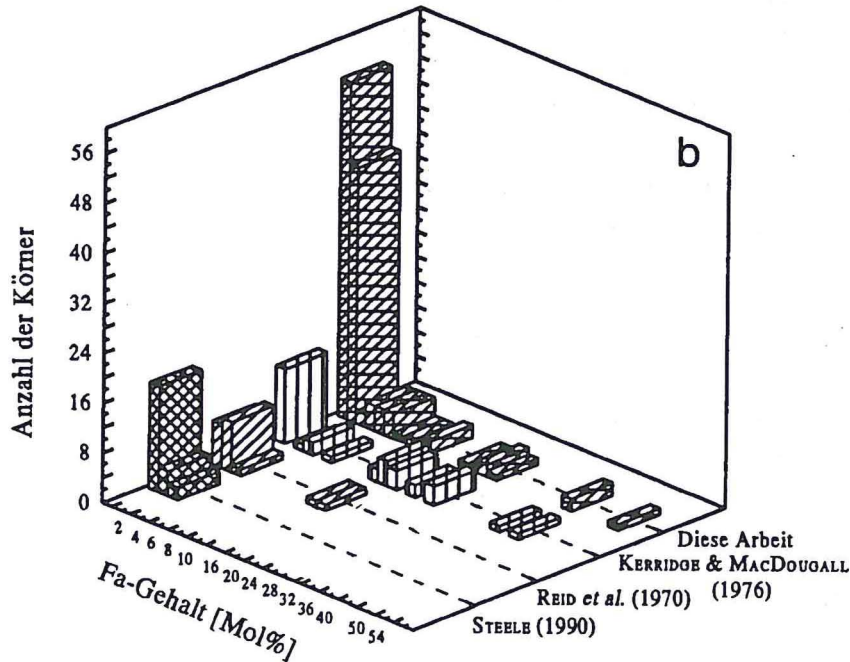


Abb. 27:
Übersicht über die Eisengehalte der Olivine im CI-Chondriten Orgueil. Die Arbeiten von STEELE (1990) und REID et al. (1970) berücksichtigten nicht die eisenreicheren Olivine. Die mit „Diese Arbeit“ bezeichneten Daten beziehen sich auf die Untersuchung von ENDREß (1994), aus der auch die Abb. 27 stammt.

6.1.2 Manganreiche Forsterite und Enstatite

Neben den „normalen“ Olivinen und Pyroxenen wurde eine Klasse auffallend Mn-reicher, aber gleichzeitig Fe-ärmer Olivine und Pyroxene gefunden. Die Mehrzahl dieser „Low Iron Manganese Enriched“ (LIME) Minerale sind Forsterite und Enstatite, wobei aber auch einige Kristalle gefunden wurden, die hohe Mn-Gehalte bei FeO-Gehalten bis zu 10 Gew% aufweisen. Die folgende Tabelle gibt einen Überblick über die Zusammensetzung dieser ungewöhnlichen Phasen. Sie konnten auch in hydratisierten Staubteilchen und in Meteoriten gefunden werden und stellen möglicherweise eine Verbindung zwischen IDPs und Meteoriten her.

Die folgenden Abbildungen zeigen, dass diese „LIME“ Olivine generell durch FeO/MnO-Verhältnisse < 1 charakterisiert sind. In terrestrischen Olivinen ist der Mn-Gehalt immer deutlich kleiner als der Fe-Gehalt (SIMKIN & SMITH 1970). Forsterite in Schichtsilikatteilchen zeigen eine identische chemische Signatur. Dagegen weicht die Zusammensetzung Mn-reicher Forsterite in kohligen Chondriten des Typs CM2 von der in Abb. 28 gezeigten Systematik ab. LIME Forsterite sind in terrestrischen Gesteinen nur aus metamorphen Lithologien bekannt (PINSENT & HIRST 1977). Die Entstehung dieser Mn-reichen Forsterite und Enstatite in IDPs könnte durch Kondensationsprozesse im solaren Nebel erklärt werden (KLÖCK et al. 1989). Andere Bildungsmöglichkeiten, wie z.B. sehr rasche Ungleichgewichtskristallisation, können jedoch nicht ausgeschlossen werden. Unabhängig von der Art der Bildung stellt ihr Auftreten in IDPs und in Meteoriten eine genetische Beziehung zwischen kosmischem Staub und chondritischen Meteoriten bzw. deren Mutterkörpern her (BROWNLEE & WHEELOCK 1985).

In einigen primitiven Meteoriten wie Orgueil (CI), Murchison (CM2), ALH77307 (CO3) und Semarkona (UOC) wurden Olivine und Pyroxene mit einer chemischen Signatur der LIME

Olivine gefunden. Auf die eigenen Daten soll hier nicht im Detail eingegangen werden, sondern anhand einer unabhängigen Untersuchung an CI-Chondriten (ENDREB 1994) soll die Existenz Mn-reicher Olivine im Meteorit Orgueil aufgezeigt werden. In der folgenden Abbildung sind die FeO- und MnO-Gehalte der Olivine in CI-Chondriten dargestellt.

Tab. 3: Repräsentative Analysen Mn-reicher Olivine in IDPs.
(1-9 wasserfreie IDPs, 10-13 hydratisierte IDPs)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	42.4	57.7	42.3	58.7	59.4	42.2	43.1	42.4	58.8	41.7	41.7	42.9	58.4
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2	-	-	-	0.9
Cr ₂ O ₃	0.3	0.7	-	0.8	0.5	0.3	-	-	1.0	-	0.3	0.3	1.6
FeO	-	1.5	0.4	1.7	0.4	0.2	0.5	0.5	0.9	0.2	0.4	0.6	2.2
MnO	0.3	1.1	0.8	3.2	0.8	1.5	0.5	1.0	1.6	0.6	0.9	1.0	2.4
MgO	57.0	39.0	56.5	34.8	38.9	55.8	55.9	56.1	35.2	57.5	56.7	55.2	33.3
CaO	-	-	-	0.8	-	-	-	-	1.3	-	-	-	1.2
Summe	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

1 U2015*B2 forsterite, 2 U2015*B2 enstatite whisker, 3 W7029*B1 forsterite,
 4 W7029*B1 enstatite, 5 W7029*B1 enstatite whisker, 6 L2006B15 forsterite,
 7 L2005B17 forsterite, 8 L2005D35 forsterite, 9 L2005D35 enstatite,
 10 L2005F37 forsterite, 11 W7017A14 forsterite, 12 W7027A17 forsterite,
 13 W7027A17 enstatite.
 Analysen sind auf 100% normiert, - = <0.1 Gew.%.

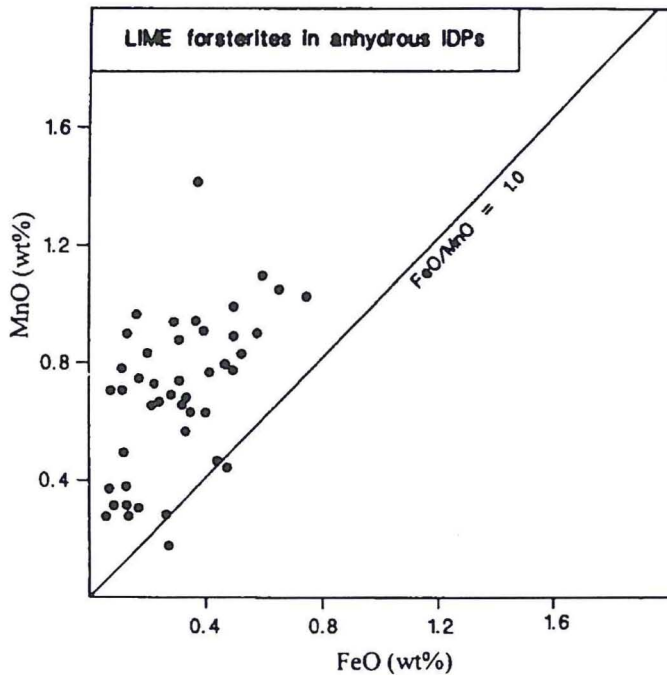


Abb. 28:
Darstellung der FeO- und MnO-Gehalte Mn-reicher Forsterite. In den meisten Fällen ist der Mn-Gehalt höher als der Fe-Gehalt.

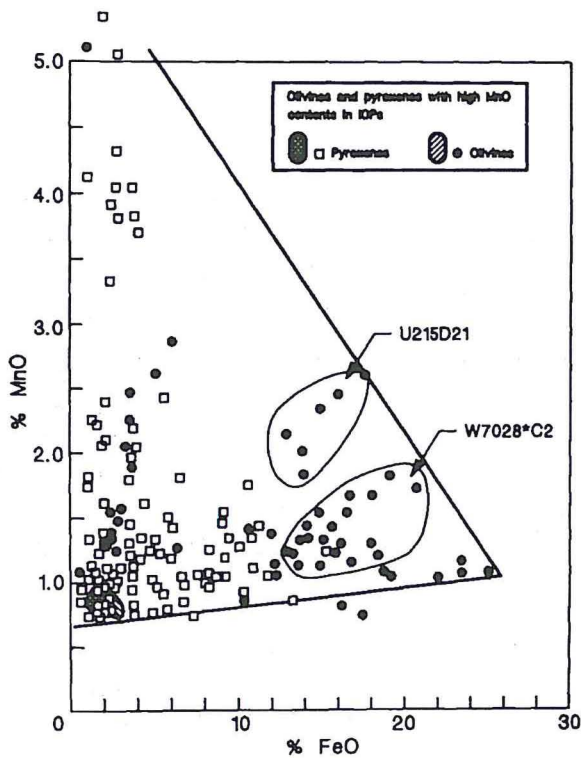


Abb. 29:

Neben den „LIME“ Olivinen und Pyroxenen finden sich auch weit eisenreichere mafische Minerale mit hohen Mn-Gehalten. Die höchsten beobachteten MnO-Gehalte liegen bei 5 Gew%. In Meteoriten wurden auch Olivine und Pyroxene mit ähnlichen Mn-Gehalten gefunden. Das Dreieck umschließt den Bereich Mn-reicher Minerale in IDPs und in Meteoriten. Die Untergrenze des Dreiecks begrenzt den Bereich normaler Mn-Gehalte in meteoritischen Olivinen.

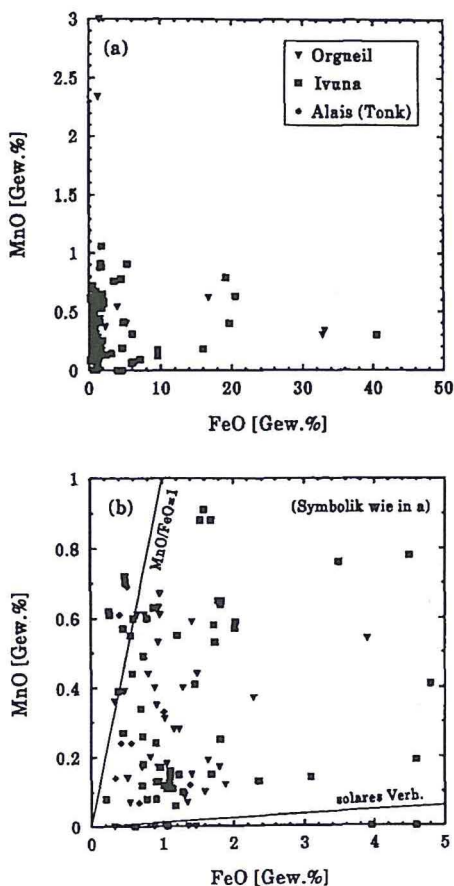


Abb. 30:

Eisen- und Mangangehalte der Olivine des CI-Chondriten Orgueil. Aus dem oberen Diagramm ist zu ersehen, dass die meisten Olivine Mg-reich sind. Das untere Diagramm ist ein Ausschnitt aus dem oberen Diagramm und zeigt, daß einige Olivine mit MnO/FeO -Verhältnissen >1 beobachtet wurden. Die Messungen wurden mit der Elektronenmikrosonde durchgeführt. Bei kleinen Körnern ist ein Einfluss der Fe-reichen Matrix durchaus möglich, d.h. in einigen Fällen ist der wahre Fe-Gehalt der Olivine niedriger. (Abb. aus ENDREß 1994)

6.1.3 Na- und Cr-reiche Klinopyroxene

In einigen stratosphärischen Staubteilchen wurden Ca-reiche Pyroxene gefunden, die außergewöhnlich reich an Na und Cr sind. Diese Pyroxene enthalten eine Komponente des Na-Cr-Pyroxens (Ureyit, $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$). Pyroxene ähnlicher Zusammensetzung wurden auch in einigen Meteoriten beobachtet (GRESHAKE 1996) und stellen deshalb eine zusätzliche Verbindung zwischen IDPs und Meteoriten her. Einige repräsentative Analysen sind in der folgenden Tabelle aufgelistet.

Tab. 4: Zusammensetzung Na- und Cr-reicher Pyroxene in IDPs.

	U2034*A2	U2015D21	W7028*C2	U2015C16	L2005E33	U2015*B2	L2005C19	L2007-8
SiO ₂	56.43	54.95	53.89	57.03	54.06	54.43	54.50	55.84
TiO ₂	n.d.	0.41	0.87	0.35	0.45	0.60	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	n.d.	1.15	0.43	0.64	1.00	1.46	n.d.	0.75
Cr ₂ O ₃	3.99	6.14	5.61	2.37	8.62	2.63	3.87	5.68
FeO	3.93	2.83	5.10	2.07	4.77	3.38	5.20	4.05
MnO	0.32	n.d.	0.83	0.24	0.30	0.46	0.32	n.d.
MgO	16.59	14.60	14.01	23.07	13.46	17.40	15.20	15.47
CaO	14.76	16.10	17.00	12.44	11.50	17.69	17.46	14.21
Na ₂ O	3.99	3.82	2.25	1.80	4.55	1.96	3.46	4.00

Cations on the basis of 6 oxygen atoms.

Si+4	2.05	2.00	1.99	2.01	2.00	1.97	2.00	2.03
Ti+4	--	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	--	--
Al+3	--	0.05	0.02	0.03	0.04	0.06	--	0.03
Cr+3	0.11	0.18	0.16	0.07	0.25	0.07	0.11	0.16
Fe+2	0.12	0.09	0.16	0.06	0.15	0.10	0.16	0.12
Mn+2	0.01	--	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	--
Mg+2	0.90	0.79	0.77	1.21	0.74	0.94	0.83	0.84
Ca+2	0.57	0.63	0.67	0.47	0.46	0.69	0.69	0.55
Na+1	0.28	0.27	0.16	0.12	0.33	0.14	0.25	0.28
Summe	4.04	4.01	3.98	3.99	3.99	4.00	4.05	4.01

Summen der Oxide sind auf 100% normiert.

Chrom- und Natriumgehalte Ca-reicher Pyroxene korrelieren positiv, wie die Abb. 31 zeigt. Es sind die Atomanteile an Na und Cr gegeneinander aufgetragen. Es erscheint möglich, dass die analysierten Pyroxene unterschiedliche Mengen an Ureyit-Komponente ($\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$) enthalten. Ureyit wurde von FRONDEL & KLEIN (1965) als Bestandteil von einigen Eisenmeteoriten beschrieben. Kürzlich wurden Ureyit-Diopsid Mischkristalle in dem Meteoriten Orgeuil gefunden (GRESHAKE & BISCHOFF 1996).

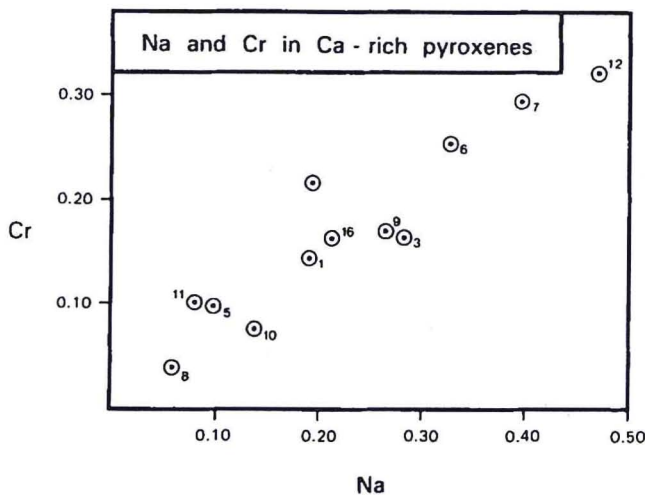


Abb. 31:
Atomanteile von Na und Cr in Ca-reichen Pyroxenen korrelieren positiv miteinander. Die Zahlen an den Analysepunkten entsprechen verschiedenen Staubteilchen.

6.1.4 Aluminium-reiche Klinopyroxene

Häufiger als die Na- und Cr-reichen Pyroxene sind jedoch Ca-reiche Pyroxene, die innerhalb der Nachweisgrenze kein Natrium enthalten, aber mitunter recht beachtliche Aluminiumgehalte aufweisen. In dem Staubteilchen W7013E17 ist der Al-Gehalt mit dem Ti-Gehalt positiv korreliert (Abb. 32).

In der folgenden Tabelle werden einige charakteristische Analysen dieser Al-reichen Klinopyroxene wiedergegeben.

Tab. 5: Repräsentative Beispiele Al-reicher Pyroxene in IDPs.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50.9	52.3	51.0	54.9	43.7	35.85	36.27
TiO ₂	1.8	n.d.	2.5	1.2	0.5	2.32	0.21
Al ₂ O ₃	3.7	8.5	6.2	5.8	18.3	29.22	29.45
Cr ₂ O ₃	1.7	0.5	0.7	0.6	0.6	0.54	0.16
FeO	2.1	1.8	0.4	0.8	2.3	4.02	0.45
MnO	0.4	n.d.	0.3	n.d.	0.5	n.d.	n.d.
MgO	20.8	25.1	18.0	23.8	14.0	6.97	3.55
CaO	18.6	11.7	20.8	12.8	20.1	21.04	29.87
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

number of cations on the basis of 6 oxygen atoms

	1	2	3	4	5	6	7
Si+4	1.84	1.83	1.83	1.92	1.59	1.31	1.34
Ti+4	0.05	--	0.07	0.03	0.01	0.06	0.01
Al+3	0.16	0.35	0.26	0.24	0.78	1.26	1.28
Cr+3	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	
Fe+2	0.06	0.05	0.01	0.02	0.07	0.12	0.01
Mn+2	0.01	--	0.01	--	0.01	--	--
Mg+2	1.12	1.31	0.96	1.23	0.75	0.38	0.20
Ca+2	0.72	0.44	0.80	0.48	0.78	0.83	1.18
Na+1	--	--	--	--	--	--	--
Summe	4.01	3.99	3.96	3.94	4.01	3.98	4.02

1=U2015D21, 2=W7029*B1, 3=W7013E17, 4,5=U2015F1, 6=W7028*A28 (fassaite), 7=W7027H14 (fassaite)
(n.d.= not detected, Summen der Oxide sind auf 100% normiert)

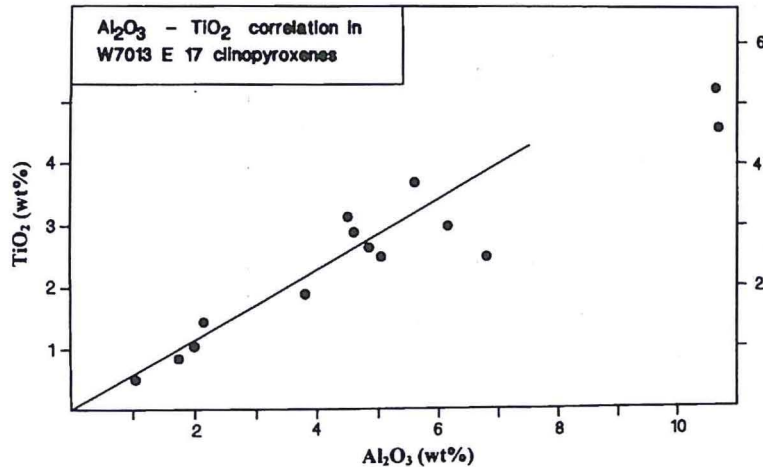


Abb. 32:

In einem Staubteilchen wurden zahlreiche Ti-reiche Pyroxene gefunden, deren Ti-Gehalt mit dem Al-Gehalt korreliert. Bei dem Teilchen handelt es sich um ein equilibriertes IDP. Olivin- und Pyroxenzusammensetzung dieses Teilchens sind in Abb. 24 zu sehen. Die Pyroxene dieses Staubteilchens sind ähnlich zusammengesetzt wie Pyroxene in Ca,Al-reichen Einschlüssen.

6.1.5 Zusammensetzung amorpher silikatischer Phasen

In ungefähr 75% aller „wasserfreien“ IDPs wurde amorphes silikatisches Material angetroffen. Glaszusammensetzungen in nicht equilibrierten Staubteilchen erscheinen heterogener im Vergleich zu Gläsern in equilibrierten Staubteilchen. Die Typ I IDPs enthalten gewöhnlich mindestens zwei unterschiedliche Glaszusammensetzungen.

CaO- und Al₂O₃-Gehalte in den Gläsern variieren besonders deutlich. Dies ist verständlich, wenn in der Glasschmelze z.B. Ca-Pyroxene kristallisieren, die das Ca und Al der Schmelze aufnehmen. In der Tat sind die Gläser in IDPs mit Ca-reichen Pyroxenen niedriger im Calciumgehalt verglichen mit Gläsern in IDPs ohne Ca-reiche Pyroxene. Diese Beziehung wäre für equilibrierte Staubteilchen leicht verständlich, aber sie scheint auch für nicht equilibrierte IDPs zu gelten, die sicherlich nicht durch Schmelzprozesse beeinflusst wurden. Andererseits kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Gläser impaktinduziert sind. Dagegen sprechen aber die niedrigen MgO-Gehalte und die generell nicht-chondritische Zusammensetzung der Gläser. Impaktgläser vom Mond haben normalerweise die Zusammensetzung des Targetmaterials. Allerdings sind die amorphen Bereiche in IDPs gewöhnlich so klein (<1µm), so dass man eventuell nicht von einer repräsentativen Zusammensetzung einer Impaktenschmelze ausgehen kann.

Tab. 6: Repräsentative Glaszusammensetzungen in IDPs.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Type	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
SiO ₂	53.2	60.3	83.1	92.5	74.5	68.9	61.8	72.7	98.1	89.5	68.5	82.2± 4.0
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.3	n.d.	n.d.	0.5	n.d.
Al ₂ O ₃	30.7	18.5	5.8	n.d.	22.0	5.7	25.7	5.8	0.4	3.5	11.5	8.9±2.6
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	1.4	0.7	n.d.	n.d.	n.d.	0.4	n.d.	0.3	n.d.	n.d.
FeO	0.2	3.0	6.2	2.0	0.4	10.4	0.3	3.1	0.6	3.0	6.2	0.8±0.6
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.9	n.d.
MgO	1.4	14.9	3.2	2.9	1.6	15.0	1.7	15.0	0.9	1.2	9.0	4.5±1.5
CaO	11.5	1.3	0.3	1.9	0.5	n.d.	9.8	0.3	n.d.	1.4	0.2	~0.4
Na ₂ O	3.0	2.0	n.d.	n.d.	1.0	n.d.	0.7	1.5	n.d.	1.1	2.3	1.7±0.7
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.9	n.d.	n.d.	0.8	0.9±0.4

Fortsetzung Tab. 6.

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Type	I	I	I	III	III	III	III	III	III	III
SiO ₂	98.4	67.5	96.7	63.8	58.6	80.7	69.0	66.3	54.9±0.6	57.8
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.9	n.d.	0.9
Al ₂ O ₃	n.d.	6.0	n.d.	6.1	24.7	14.1	27.3	25.8	17.2±1.1	18.6
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.7	0.7	n.d.	0.6
FeO	0.9	15.8	2.5	14.3	8.2	1.5	0.4	1.1	5.8±1.7	4.1
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.7±0.3	0.3
MgO	n.d.	5.5	n.d.	7.8	n.d.	3.0	n.d.	n.d.	8.5±1.3	7.1
CaO	n.d.	5.1	n.d.	5.3	0.6	0.5	1.1	n.d.	11.3±0.4	10.6
Na ₂ O	0.7	n.d.	n.d.	2.0	3.5	n.d.	1.2	3.7	1.2±0.3	n.d.
K ₂ O	n.d.	n.d.	0.7	0.4	0.5	n.d.	n.d.	0.9	n.d.	n.d.

1-4 U2015*B2; 5,6 W7013G6; 7-9 W7029*B1; 10,11 U2034*A2;
 12 L2005E33, average of 5 analysis; 13 L2005D35; 14,15 W7029*A;
 16 U2015C24; 17,18 W7028*C2; 19,20 W7013E9; 21 W7027H10, average of
 5 analysis; 22 Viburnum.
 Analysen sind auf 100% normiert.

6.1.6 Zusammensetzung der Eisensulfide in CP-IDPs

Die meisten chondritischen Stäube enthalten Eisensulfide in der Größenordnung von wenigen Nanometern bis zu mehreren Mikrometern. Es zeigt sich, dass ihre Zusammensetzung in Typ I- und Typ III-IDPs im Mittel etwas unterschiedlich ist (Abb. 33). Die Nickelgehalte der Eisensulfide in Typ I-IDPs sind sehr variabel, während die Streuung der Nickelgehalte im Falle der Eisensulfide der equilibrierten IDPs (Typ III) geringer ist. Die Verteilung der Nickelgehalte der Eisensulfide reflektiert also, vergleichbar mit den Fe/Mg-Verhältnissen der mafischen Silikate, einen Metamorphosevorgang, der zur andeutungsweisen Equilibrierung der Nickelgehalte in den Sulfiden führte, während die Eisensulfide in Typ I-IDPs die ursprüngliche Variation der Nickelgehalte zeigen.

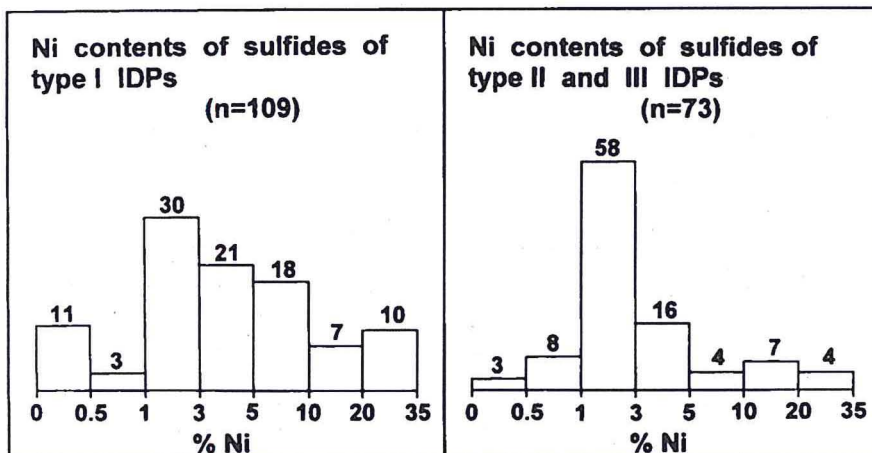


Abb. 33:
 Gegenüberstellung der Zusammensetzung von Fe-Sulfiden in Typ I- und Typ II/III-IDPs.
 Die Nickelgehalte der Sulfide in Typ I-IDPs sind mehr oder weniger gleichmäßig über den gesamten Variationsbereich verteilt mit einer leichten Häufung zwischen 1 und 10 Gew% Ni. Dage-

gen zeigen die Sulfide in den equilibrierten IDPs eine deutliche Häufung bei Nickelgehalten von 1-3 Gew%. Die Angaben an den jeweiligen Säulen sind in Prozent angegeben.

Eine Übersicht über die chemische Zusammensetzung der Eisensulfide in CP-IDPs gibt die Tabelle 7a. In den chondritisch-porösen IDPs treten sowohl Pyrrhotin als auch Pentlandit auf. Neben diesen Eisensulfiden wurden auch kleine Körner an Fe-Zn-Sulfiden gefunden. In zwei Fällen liegen die Zinkgehalte bei ungefähr 30-35 Gew% Zn. In einem Fall ist der Schwefelgehalt deutlich nichtstöchiometrisch, was auf einen Verlust des Schwefels durch Aufheizung des Staubteilchen beim Eintritt in die Erdatmosphäre hinweist (Tabelle 7b).

Tab. 7a:

Zusammensetzungen repräsentativer Eisensulfide in CP-IDPs.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe	57.3	60.4	61.3	41.0	53.8	61.2	61.7	51.4	42.7	59.8
Ni	2.9	2.4	1.7	18.5	6.9	2.1	1.4	10.7	20.4	1.1
S	39.8	37.2	37.0	40.4	39.4	36.7	36.9	37.9	36.9	39.1
formula	(Fe,Ni) 0.90 S	(Fe,Ni) 0.96 S	(Fe,Ni) 0.97 S	(Fe,Ni) 0.89 S	(Fe,Ni) 0.88 S	(Fe,Ni) 0.99 S	(Fe,Ni) 0.98 S	(Fe,Ni) 0.93 S	(Fe,Ni) 0.96 S	(Fe,Ni) 0.89 S

1 U2015C16

2 W7028*C2

3 W7013D12

4 L2005E33

5 U2015*B2

6 W7029*B1

7 W7027H14

8 L2006B21

9,10 L2005D35

Tab. 7b:

Zusammensetzung von Fe-Zn Sulfiden in CP-IDPs.

particle	cluster	(Fe,Zn)S composition
L2005E33	L2005#26	Fe _{0.23} Zn _{0.25} S _{0.52}
L2005C19	L2005#19	Fe _{0.28} Zn _{0.22} S _{0.50}
U2015*B2	U2015*B	Fe _{0.05} Zn _{0.69} S _{0.26}

6.2 Mineralzusammensetzungen in equilibrierten IDPs

6.2.1 Olivin- und Pyroxenzusammensetzungen in einzelnen IDPs

Unter den chondritischen IDPs befinden sich einige Staubteilchen, deren Mineralogie sich deutlich von der mineralogischen Zusammensetzung der feinkörnig-porösen Staubteilchen unterscheidet. Sie sind zumeist aus mikrometergroßen mafischen Silikaten, Feldspäten, Glas und Sulfiden zusammengesetzt. Die chemische Zusammensetzung ihrer Silikate unterscheidet sich von den Silikaten der primitiven Typ I-Staubteilchen. Die Fayalit- bzw. Ferrosilitgehalte koexistierender Olivine und Pyroxene in Teilchen dieses Typs sind in der folgenden Tabelle aufgezeigt.

Tab. 8: Fayalit und Ferrosilitgehalte von mafischen Silikaten in Typ III-IDPs.

Nummer in Abb. 34	Teilchennummer	Fe/Fe+Mg in Olivinen (mol%)	Analysenanzahl	Fe/Fe+Mg in Pyroxenen (mol%)	Analysenanzahl
1	W7013E17	2.4 ± 0.4	11	2.2 ± 0.2	27
2	W7027H10	4.1 ± 0.9	4	3.8 ± 0.8	15
3	U2015D16	4.3 ± 2.2	6	4.2 ± 1.1	15
4	U2015C16	6.9 ± 0.5	8	5.6 ± 0.6	9
5	W7027E6	12.6 ± 3.2	7	11.2 ± 1.5	2
6	L2005D28	13.2 ± 2.5	20	12.3 ± 2.0	17
7	W7028*C2	15.2 ± 1.5	36	12.8 ± 1.8	18
8	W7013E9	18.1 ± 2.4	18	13.1 ± 2.0	8

Die Fe/Mg-Verhältnisse in Olivinen und koexistierenden Pyroxenen variieren nur in einem relativ geringen Bereich. Die Verteilung von Fe und Mg zwischen diesen beiden Mineralphasen entspricht annähernd den experimentell ermittelten Verteilungskoeffizienten. Aufgrund der Equilibrierung von Olivinen und Pyroxenen in diesen Staubteilchen werden sie im folgenden als eine besondere Klasse, nämlich als Typ III-IDPs bezeichnet. Die Fe/Fe+Mg-Verhältnisse dieser mafischen Silikate in den Typ III-IDPs werden in der Abb. 34 mit den Fe/Fe+Mg-Verhältnissen von meteoritischen Silikaten und mit experimentellen Daten verglichen. Die Olivine und Pyroxene der Staubteilchen liegen nahe der experimentell bestimmten Gleichgewichtsverteilung von Fe und Mg, die Eisengehalte sind jedoch in allen Fällen niedriger als in H-Chondriten. Die Eisengehalte sind ähnlich wie in Acapulcuiten, Winonaiten und anderen reduzierten Achondriten.

Es scheint ausgeschlossen, dass die Gleichgewichtsverteilung von Fe und Mg durch die kurze Aufheizphase beim Eintauchen der Teilchen in die Atmosphäre erreicht wird, da die Korngrößen der mafischen Silikate zu groß sind, um eine diffusive Einstellung der Gleichgewichtsverteilung zu ermöglichen (BUENING & BUSECK 1973). Prinzipiell ist es möglich, 50-100 nm große Olivinkristalle durch kurzzeitiges Aufheizen in der Atmosphäre in ihren Eisengehalten zu homogenisieren, doch für mikrometergroße Kristalle reicht die Diffusionsgeschwindigkeit nicht aus. Abb. 35 zeigt eine Abschätzung der Equilibrierungsgeschwindigkeit als Funktion der Korngröße von Olivinen.

Ein zusätzliches Argument gegen die Equilibrierung durch atmosphärisches Aufheizen stellt die Beobachtung von Kernspuren in einem equilibrierten Staubteilchen dar. Ein Pyroxenkristall des Staubteilchens U2015C16 zeigt Kernspuren, die normalerweise bei einer Temperatur von ungefähr 600-700°C ausgelöscht werden (FRAUNDORF et al. 1982b). Dies belegt, dass das Staubteilchen während des Eintrittes in die Atmosphäre keine Temperatur über 700°C erfahren hat, und diese Temperatur reicht in der Kürze der Zeit nicht aus, um mikrometergroße Olivin- und Pyroxenkristalle zu equilibrieren.

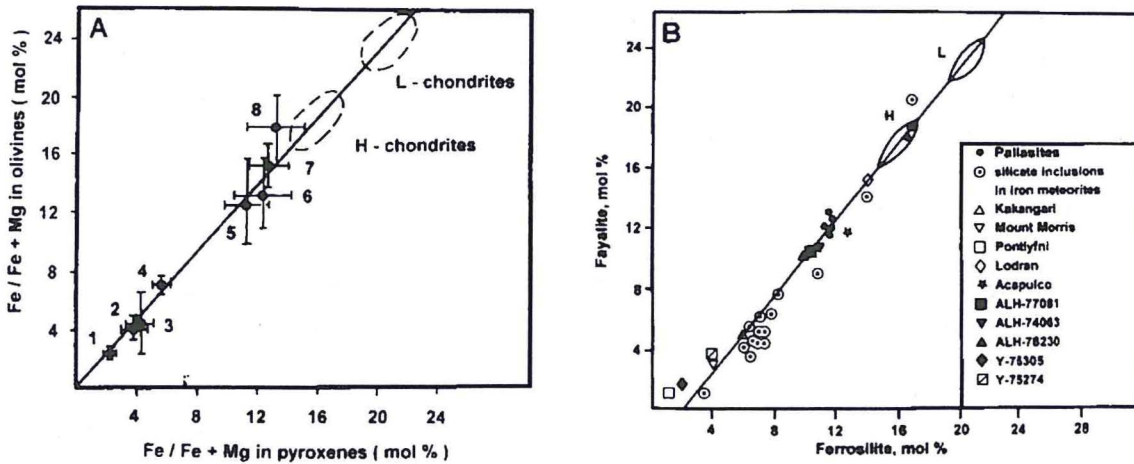


Abb. 34:

Vergleich von Fayalit- und Ferrosilit-Gehalten in Olivinen und Pyroxenen equilibrierter IDPs mit der experimentell ermittelten Verteilung von Fe und Mg zwischen Olivin und Pyroxen. Die Linie repräsentiert die Gleichgewichtsverteilung. Die Analysepunkte mit den Nummern entsprechen den Staubteilchen in Tabelle 8. Zum Vergleich sind in der rechten Hälfte der Abbildung meteoritische Silikate mit ähnlichen FeO-Gehalten dargestellt (KEIL & FREDRIKSSON 1964, D. LUZIUS-LANGE, pers. Mitt.).

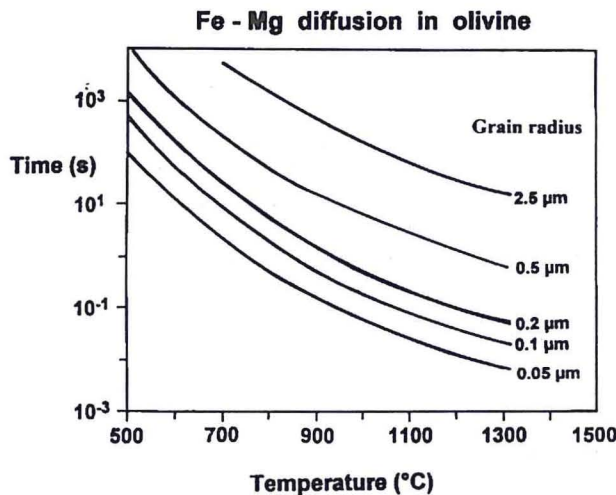


Abb. 35:

Equilibrierungsgeschwindigkeit von Fe in Olivin unter atmosphärischen Bedingungen. Um Olivine von 1µm Durchmesser bei 1000°C zu equilibrieren, ist eine Aufheizdauer von ungefähr 10 Sekunden erforderlich.

Der Vorgang, der zur Equilibrierung der Eisengehalte führte, muss also auf dem Mutterkörper der Staubteilchen stattgefunden haben. Die wahrscheinlichsten Quellen für diese Staubteilchen sind Asteroide, vermutlich im inneren Asteroidengürtel, die einem Prozess der Metamorphose oder der Aufschmelzung ausgesetzt waren.

Spurenelementmessungen an IDPs haben gezeigt, dass es offensichtlich eine Klasse von Staubteilchen gibt, die durch niedrige Nickelgehalte ausgezeichnet sind und deren Spuren-

elementmuster sich deutlich von chondritischen Staubteilchen unterscheiden. Ihr Spurenelementmuster zeigt Anreicherungen und Verarmungen, wie sie üblicherweise bei Schmelzgesteinen oder Basalten beobachtet werden (FLYNN & SUTTON 1992a). Die Vermutung liegt nahe, dass die aufgrund der Mineralogie definierten Typ III-Staubteilchen identisch sind mit den durch Spurenelementmessungen gefundenen low-Ni Teilchen. Leider wurden bisher nur sehr wenige der low-Ni Staubteilchen im TEM auf ihre mineralogische Zusammensetzung hin untersucht, um diesen vermuteten Sachverhalt bestätigen zu können. Die Ergebnisse der Spurenelementuntersuchungen werden in Kapitel 7.3.2 diskutiert.

6.2.2 Nephelin in einem equilibrierten IDP

Eines der equilibrierten Staubteilchen ist W7013E17. Die mafischen Silikate in diesem Teilchen zeigen eine auffallend geringe Variation der Eisengehalte (Tab. 8), was auf einen besonders intensiven thermischen Prozess während der Bildungsgeschichte der Phasen hinweist. Neben den mafischen Mineralphasen enthält dieses Staubteilchen auch Nephelin, dessen Zusammensetzung in der folgenden Tabelle zusammen mit einer Literaturanalyse von Nephelin wiedergegeben ist. W7013E17 ist nach meiner Kenntnis das einzige Staubteilchen, in dem bislang Nephelin identifiziert wurde. Die Assoziation von Nephelin mit Ti-reichen Pyroxenen und Forsterit deutet auf eine verwandtschaftliche Beziehung dieses Staubteilchens zu CAIs (HASHIMOTO & GROSSMANN 1987), FUN-Inclusions (CLAYTON et al. 1984) oder feinkörnigen Einschlüssen in Allende hin (MCGUIRE & HASHIMOTO 1989).

Tab. 9: Nephelin in IDP W7013E17.

	1	2	3
SiO ₂	43.1	41.6	44.65
Al ₂ O ₃	36.7	37.5	32.03
CaO	0.6	0.6	0.71
FeO	0.6	n.d.	0.53
MnO	0.7	1.4	n.a.
Na ₂ O	18.3	18.9	17.25
K ₂ O	n.d.	n.d.	3.66
Summe	100.0	100.0	98.8

Kationen auf der Basis von 32 O

	1	2	3
Si	8.42	7.82	8.585
Al	8.45	8.33	7.361
Ca	0.12	0.12	0.147
Fe	0.10	--	0.085
Mn	0.11	0.22	--
Na	6.91	6.90	6.428
K	--	--	0.897
O	32.0	32.0	32.0
ΣR	7.57	7.58	7.61

$$\Sigma R = Na + K + 2Ca + 2Fe + 2Mn$$

1,2= Nephelin in IDP W7013E17

3= Nephelin

(nach DEER et al. 1977)

6.3 Minerale in hydratisierten IDPs

6.3.1 Olivine und Pyroxene in hydratisierten IDPs

Zolensky and Barrett (1993) fanden, dass zahlreiche Schichtsilikat-Staubteilchen, vor allem Saponit-IDPs, Olivine und Ca-arme Pyroxene enthalten. Sie zeigen, dass die Zusammensetzung dieser mafischen Minerale in hydratisierten IDPs mit der von Olivinen und Pyroxenen in nicht hydratisierten Staubteilchen vergleichbar ist (Abb. 36). Die eigenen Untersuchungen bestätigen weitestgehend diesen Befund. Meines Erachtens wäre es jedoch verfrüht, daraus den Schluss zu ziehen, dass die Schichtsilikat-IDPs nichts weiter als hydratisierte CP-IDPs darstellen. Um diese Frage zu klären, sind noch weitere detaillierte TEM-Untersuchungen zum Alterationsverhalten der wasserfreien IDPs notwendig.

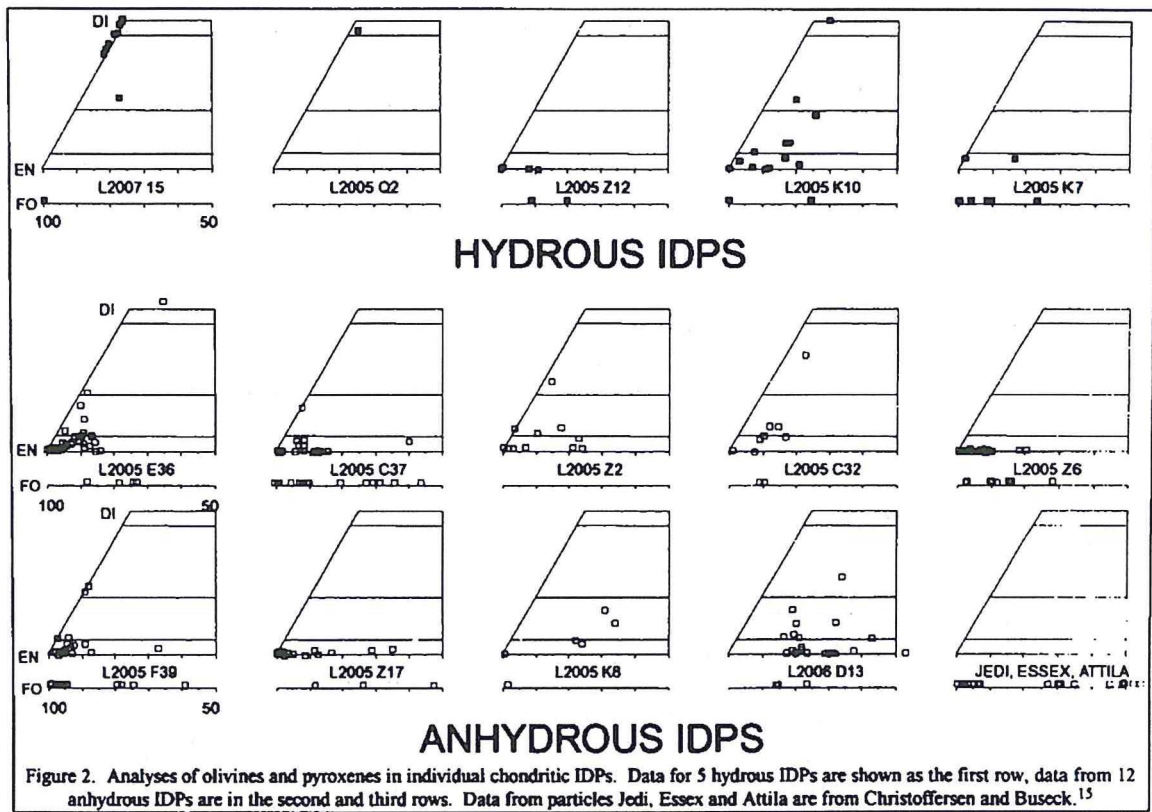


Abb. 36:

Darstellung zur Häufigkeit und Zusammensetzung von Olivinen und Pyroxenen in chondritisch-porösen IDPs und in Schichtsilikat-IDPs. (Abb. aus ZOLENSKY & BARRETT 1994)

Einige der untersuchten Schichtsilikatteilchen enthielten Mn-reiche Olivine und/oder Pyroxene. Die analysierten Kristalle waren alle größer als 100 nm, aber kleiner als 0.5 µm. Die Eisen- und Mangangehalte der Olivine sind aus Abb. 37 ersichtlich. Repräsentative Analysen sind in Tab. 3 wiedergegeben.

Die Mn-reichen Olivinkörner zeigen keine Unterschiede im Eisengehalt zwischen Kern und Rand.

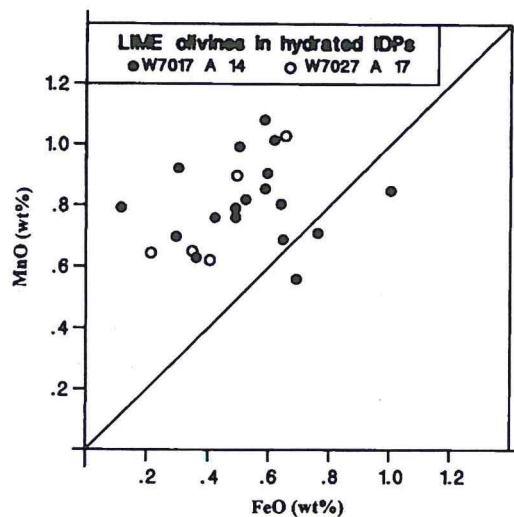


Abb. 37:

FeO- und MnO-Gehalte Mn-reicher Olivine in hydratisierten IDPs. Die LIME Forsterite unterscheiden sich chemisch nicht von den Mn-reichen Olivinen in CP-IDPs.

Die Mn/Fe-Verhältnisse dieser LIME-Olivine in Schichtsilikat-IDPs ähneln den Mn/Fe-Verhältnissen von Mn-reichen Forsteriten in feinkörnigen porösen IDPs und in einigen primitiven Chondriten wie Orgueil (CI), Ivuna (CI), ALH 77307 (CO3.0) und Semarkona (UOC, LL3-0). Dagegen sind im Detail Unterschiede zu Mn-reichen Olivinen in CM2- und CO3-Chondriten höheren petrologischen Typs (CO3.1 bis CO3.7) ersichtlich. Die Mn-reichen Forsterite in CM2- und CO3-Meteoriten fallen vor allem durch eine Eisenanreicherung vom Kern zum Rand ins Auge.

6.3.2 Eisensulfide in hydratisierten IDPs

Die meisten der hydratisierten Staubteilchen enthalten deutliche Anteile (wenige Vol% bis zu 50 Vol%) an Eisensulfiden mit einem variablen Nickelgehalt. Die chemische Zusammensetzung solcher Eisensulfide wurde in 16 Saponitteilchen und in 6 Serpentinpartikeln bestimmt. Die Ergebnisse sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Tab. 10: Eisensulfide in Saponit- und Serpentin-IDPs.

Saponit-IDPs

Teilchennummer	Nickelgehalte in Pyrrhotin	Nickelgehalte in Pentlandit	Verhältnis Pyrrhotin zu Pentlandit
L2007-15	0.4-8.5% Ni	not found	6/0
L2001-16	0-4.3% Ni	14-32.6% Ni	7/3
W7013A8	1.0-5.2 wt% Ni	not found	6/0
W7027A17	1.8-9.4 wt% Ni	not found	7/0
W7017A3	0.5-10 wt% Ni	20-22 wt% Ni	7/2
W7013F5	0.7-11.6 wt% Ni	25.7 wt% Ni	6/1

L006G1	2.6-8.3 wt% Ni	22.7 wt% Ni	4/1
L2005F37	0-1.2 wt% Ni Fe-Ni metal (Fe ₅₆ Ni ₄₄)		9/0
pp 55	0.6-10.8 wt% Ni	1 at 34.9 wt% Ni	10/1
L2007-8	0-6.1 wt% Ni	19.7-33.6 wt% Ni	14/4
L2005L6		23.9-31.2 wt% Ni	0/4
L2005R7	0.1-4.4 wt% Ni	18.8-23.4 wt% Ni	5/4
L2006J14	0.8-14 wt% Ni		6/0
L2006F12	3.9-10.9 wt% Ni		3/0
L2006E10		24-49 wt% Ni	0/5
L2006F10	2.9-4.1 wt% Ni		3/0

Serpentin-IDPs

Teilchennummer	Nickelgehalte in Pyrrhotin	Nickelgehalte in Pentlandit	Verhältnis Pyrrhotin zu Pentlandit
W7017A14	1.2 wt% Ni	19.8 - 36.3 wt% Ni	1/5
U2022E17	2.6 wt%	28-29 wt% Ni	1/4
W7027E11	no sulfides found		
W7031*B4	no sulfides found		
L2005P9	1.8-3.0 wt% Ni	27 wt% Ni	4/2
L2005P13	4.4-7.0 wt% Ni		5/0

Es zeigt sich, dass Saponitteilchen bevorzugt Pyrrhotin mit Nickelgehalten von 0.4 Gew% bis zu 10 Gew% enthalten. Allerdings kann nicht restlos ausgeschlossen werden, dass die hohen Nickelgehalte auf winzige Einschlüsse von Pentlandit in Pyrrhotin zurückzuführen sind. In 8 der 16 untersuchten Saponitteilchen konnten auch untergeordnet kleine Pentlanditkristalle gefunden werden. Generell ist Pyrrhotin in Saponitteilchen deutlich stärker vertreten als Pentlandit.

Ein Staubteilchen unter den Vertretern der Saponitgruppe, L2005F37, enthält zumindest ein Korn von metallischem Eisen im Kontakt mit Schichtsilikaten. Die Zusammensetzung des Metalles ist ganz ähnlich der von Ni-reichem Taenit, mit ungefähr 45 Gew% Nickel.

Zwei Saponitteilchen enthielten keine Eisensulfide (L2005D30 und U2015G1), und nach den vorliegenden Spurenelementdaten ist es wahrscheinlich, dass beide Teilchen wohl eher terrestrischen Ursprungs sind. Beide haben sehr ungewöhnliche Spurenelementmuster und ungewöhnliche mineralogische Zusammensetzungen (SUTTON & FLYNN 1988, STEPHAN et al. 1994).

In der Gruppe der Serpentineilchen ist die Zusammensetzung und der Gehalt an Eisensulfiden recht unterschiedlich. Zwei Teilchen enthielten Pyrrhotin, zwei enthielten Pentlandit und zwei Teilchen enthielten keine Eisensulfide.

Generell spricht der relativ hohe Nickelgehalt der Eisensulfide in hydratisierten Staubteilchen für eine Beziehung zu primitiven kohligen Chondriten. Die Schwankungsbreite des Nickelgehaltes von Pyrrhotin in kohligen Chondriten des Typs CI ist mit einem Bereich von 0.7 Gew% bis zu 1.3 Gew% jedoch relativ gering (KERRIDGE et al. 1979) im Vergleich zu der Variation der Nickelgehalte in Pyrrhotinen der IDPs. Die Nickelgehalte von Pentlandit in dem kohligen Chondrit Alais (CI) liegen zwischen 33.5 und 34.4 Gew%, während die Nickelgehalte von Pentlanditkristallen der kohligen Chondrite Murray (CM2) und Nogoya (CM2) etwas größere Variationsbreiten von 20.7 bis 34.0 Gew% aufweisen (BUNCH & CHANG 1980).

Früher wurde vermutet, dass Saponitteilchen eine genetische Beziehung zu der Matrix des Meteoriten Semarkona haben, da diese Matrix zum größten Teil aus Saponit besteht (ALEXANDER et al. 1989, THOMAS et al. 1991, KLÖCK & STADERMANN 1994). Die Zusammensetzung der Eisensulfide in der Matrix von Semarkona unterscheidet sich jedoch gänzlich von der Zusammensetzung der Eisensulfide in Saponit-IDPs. Zwei verschiedene Typen von Eisensulfiden wurden in der Semarkona Matrix gefunden, zum einen Troilit, der weniger als 0.2 Gew% Ni enthält, und zum anderen ein Eisensulfid mit einem relativ hohen Nickelgehalt von durchschnittlich 17.4 Gew%. Die Variationsbreite des Nickelgehaltes dieser Sulfide ist sehr beschränkt mit einer Schwankung von ± 1.5 Gew%. Keines der analysierten Saponitteilchen enthielt Fe-Sulfide mit einem vergleichbaren Nickelgehalt.

Diese und andere Daten deuten daraufhin, dass die Saponitteilchen nicht einfach Bruchstücke aus der Matrix des Semarkona Meteoriten sein können (FLYNN et al. 1994).

RIETMEIJER (1993a) konnte aufgrund nichtstöchiometrischer Sulfidzusammensetzungen zeigen, dass Eisensulfide sensitive Indikatoren für Aufheizvorgänge sind, die durch den Eintritt in die Atmosphäre entstehen. Einige repräsentative Analysen von Eisensulfiden in hydratisierten IDPs sind in Tabelle 14 zusammengestellt. Pyrrhotin- und Pentlanditanalysen sind innerhalb der theoretischen Grenzen, einige Pentlandite nähern sich der Zusammensetzung $(\text{Fe,Ni})_{1.0} \text{S}$, aber merkbare Verarmungen an Schwefel wurden nie beobachtet, wie die folgende Tabelle zeigt.

Tab. 11: Mittlere Eisensulfidzusammensetzung in Schichtsilikat-IDPs.

IDP	Formel	Art der Eisensulfide
L2007-15	$(\text{Fe,Ni})_{0.95} \text{S}$	Pyrrhotin
L2001-16	$(\text{Fe,Ni})_{0.92} \text{S}$	Pyrrhotin
	$(\text{Fe,Ni})_{1.05} \text{S}$	Pentlandit
L2005F37	$(\text{Fe,Ni})_{0.94} \text{S}$	Pyrrhotin
W7017A3	$(\text{Fe,Ni})_{0.90} \text{S}$	Pyrrhotin
W7027A17	$(\text{Fe,Ni})_{0.88} \text{S}$	Pyrrhotin
L2007-8	$(\text{Fe,Ni})_{0.97} \text{S}$	Pyrrhotin
	$(\text{Fe,Ni})_{1.03} \text{S}$	Pentlandit
W7017A14	$(\text{Fe,Ni})_{1.11} \text{S}$	Pentlandit

6.3.3 Zusammensetzung der Schichtsilikate in hydratisierten IDPs

Die Schichtsilikate der hydratisierten IDPs wurden mit Hilfe der hochauflösenden Transmissionselektronenmikroskopie, d.h. aufgrund ihrer Netzebenenabstände identifiziert. Schichtsilikate mit Netzebenenabständen von 0.7 nm sind Serpentinminerale, während Schichtsilikate mit Netzebenenabständen zwischen 1.0 und 1.4 nm meist Saponite sind (Chlorite und Glimmer haben z.T. auch Netzebenenabstände zwischen 1.0 und 1.4 nm, unterscheiden sich aber von Saponit in ihrer chemischen Zusammensetzung).

Individuelle Schichtsilikatkristalle wurden zuerst anhand der Netzebenenabstände identifiziert und anschließend wurde der identische Kristall auf seine chemische Zusammensetzung hin mit EDS im TEM untersucht. Analysen von Serpentin- und Saponitkristallen sind in Tabelle 15 zusammengestellt. Die Analysen sind zumeist stöchiometrisch, aber es kann nicht ausgeschlossen werden, dass z.B. volatile Elemente wie Na und K aufgrund der Aufheizung durch den Elektronenstrahl verloren gingen.

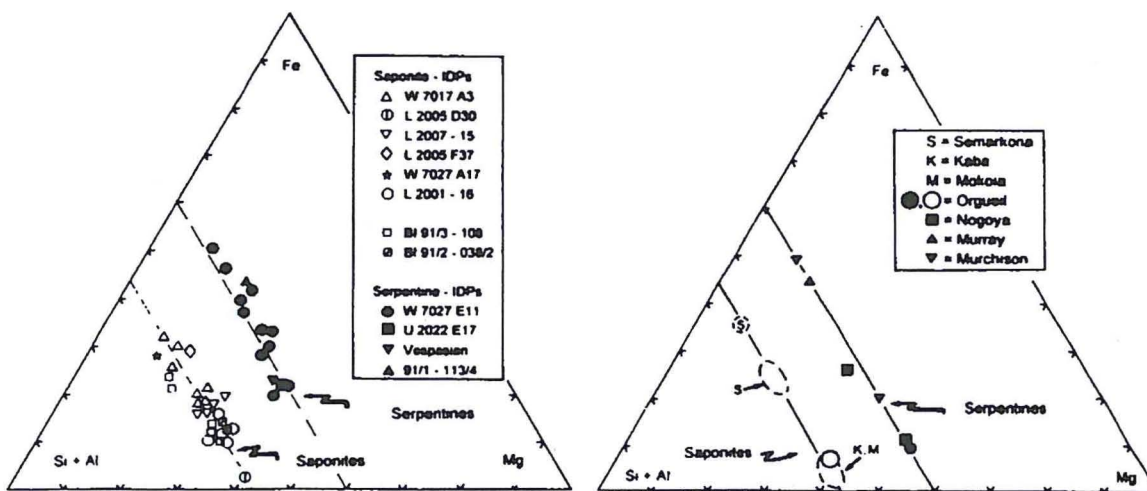


Abb. 38:

Die Abbildung gibt einen Überblick über die Zusammensetzung von Serpentin und Saponit in verschiedenen hydratisierten Staubteilchen. Zum Vergleich sind im rechten Teil der Abbildung die Zusammensetzungen entsprechender Minerale in chondritischen Meteoriten dargestellt.

Abb. 38 enthält auch die Zusammensetzung von Schichtsilikaten, wie sie in antarktischen Mikrometeoriten gefunden wurden (PRESPER 1993). Wie die Daten in Tabelle 12 und in Abb. 38a zeigen, sind die Eisengehalte der Saponite in IDPs stark variabel. Sie variieren zwischen minimal 3.4 Gew% bis zu maximal 26.6 Gew% FeO. Die Aluminiumgehalte sind bis auf eine Ausnahme (U2015G1) relativ niedrig. Serpentine haben meistens niedrige Eisengehalte, mit Ausnahme von Cronstedtit, der Eisen sowohl auf tetraedrischen als auch auf oktaedrischen Plätzen aufweist. Dieser Serpentin hat einen relativ hohen Fe³⁺-Anteil und ist chemisch fast identisch mit Cronstedtit, wie er in CM2-Meteoriten gefunden wird.

Das Auftreten von Cronstedtit in den Teilchen W7031*B4, W7027E11 und L2011P12 macht eine Beziehung zwischen einigen hydratisierten IDPs und CM2-Meteoriten erkennbar. Die Analysenpunkte der Serpentine des Teilchens W7027E11 in Abb. 38 deuten auf das Vorhandensein feinsten Verwachsungen von Cronstedtit und eines Mg-reicheren Serpentin. Die Va-

riation der Fe/Mg-Verhältnisse der Serpentine von W7027E11 ist identisch mit den Fe/Mg-Verhältnissen von Serpentin im Murchison (CM2) Meteorit (BUNCH & CHANG 1980).

Tab. 12: Schichtsilikatzusammensetzungen in IDPs.

Phyllosilicate compositions of hydrated IDPs

	Saponite					Serpentine					
	L2001-16	W7017A3	L2005D30	L2005F37	U2015G1	W7017A3	W7031*B4	U2022E17	W7017A14	W7027E11	W7027E11
SiO ₂	52.3	45.0	53.6	48.0	43.5	49.9	22.5	32.2	36.0	32.3	21.0
Al ₂ O ₃	2.0	2.6	2.1	3.8	28.1	2.1	3.7	4.4	2.4	5.9	3.5
Cr ₂ O ₃	0.7	0.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.8	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃ [#]							22.1				24.4
FeO	11.8	26.4	3.4	24.0	10.6	20.4	30.6	28.8	17.8	29.8	30.8
MgO	19.4	9.0	26.6	10.2	3.7	13.6	7.1	20.6	28.2	18.0	6.3
CaO	0.2	0.4	0.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.4	n.d.	n.d.
Na ₂ O	n.d.	1.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	n.d.	1.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Σ ^a	86.0	86.0	86.0	86.0	86.0	86.0	86.0	86.0	86.0	86.0	86.0
number of	cations on	the basis of	O ₂₀ (OH) ₄				number of	cations on	the basis of	O ₁₀ (OH) ₈	
Si	7.90	7.66	7.78	7.86	7.59	7.90	3.25	3.66	3.86	3.72	3.12
Al	0.18	0.26	0.18	0.14	0.41	0.10	0.31	0.30	0.15	0.28	0.30
Fe ³⁺							0.44				0.58
Σ tetr.	8.08	7.92	7.96	8.00	8.00	8.00	4.00	3.96	4.01	4.00	4.00
Al	--	--	--	0.26	2.47	0.09	--			0.12	--
Fe ³⁺							0.76				0.79
Cr	0.04	0.01	--	--	--	--	--	--	0.03	--	--
Fe	1.49	3.74	0.41	3.24	1.54	2.70	3.70	2.74	1.60	2.87	3.84
Mg	4.37	2.27	5.76	2.45	0.96	3.21	1.53	3.49	4.32	3.09	1.40
Σ okt.	5.90	6.02	6.17	5.95	4.97	6.00	5.99	6.23	5.95	6.08	6.03
Ca	0.04	0.07	0.05	--	--	--	--	--	0.04	--	--
Na	--	0.16	--	--	--	--	--	--	--	--	--
K	--	0.11	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Σ interlayer	0.04	0.34	0.05	--	--	--	--	--	0.04	--	--

^a Totals are normalized to 86.0 wt% to facilitate comparison with electron microprobe analyses and to literature data.

n.d. = not detected

[#] calculated assuming stoichiometric cronstedite.

Einige wenige hydratisierte Staubteilchen wurden bislang gefunden, die mineralogisch eindeutige Hinweise auf Beziehungen zu CI- oder CM2-Meteoriten aufweisen (KELLER et al. 1992b, 1993, BRADLEY & BROWNLEE 1991, RIETMEIJER 1996). Die weitaus größte Anzahl der Schichtsilikat-IDPs ist jedoch nicht identisch mit bekannten Meteoritenklassen.

Die Fe-Gehalte der Saponite in hydratisierten IDPs sind ganz ähnlich den Eisengehalten der Saponit/Serpentinverwachsungen in CR-Chondriten. Es erscheint aber ziemlich unwahrscheinlich, dass IDPs, die zumeist entweder reine Serpentin- oder reine Saponitteilchen sind, 10µm messende Fragmente der CR-Meteoritenmatrix sein können, da diese Matrix nachgewiesenermaßen auf dem µm-Maßstab inhomogen ist (WEISBERG et al. 1993).

Unter den in der Antarktis gesammelten Mikrometeoriten scheint eine Gruppe von Teilchen zu sein, die vermutlich hauptsächlich aus Saponit bestehen (KLÖCK & STADERMANN 1994). Leider wurden bislang nur wenige Mikrometeorite mit intakten Schichtsilikaten gefunden. Die meisten Mikrometeorite sind thermisch verändert, ihre Schichtsilikate wurden umgewandelt. Es sollten noch eine größere Anzahl an ungeschmolzenen Mikrometeoriten studiert werden, um das Verhältnis von Saponit- zu Serpentineilchen unter den Mikrometeoriten abzuschätzen.

7 Haupt- und Spurenelemente in interplanetaren Staubteilchen

7.1 Chemische Gesamtzusammensetzung der verschiedenen Typen von extraterrestrischen stratosphärischen Staubteilchen

In den letzten Jahren wurde von verschiedenen Autoren eine größere Anzahl stratosphärischer Staubteilchen auf ihre chemische Zusammensetzung hin untersucht. Die chemischen Analysen wurden mit Hilfe der energiedispersiven Röntgenanalytik am Rasterelektronenmikroskop, an der Protonensonde (PIXE) und mit Synchrotron-Röntgenstrahlung (SXRF) durchgeführt. Die in den letzten Jahren erzielten technischen Fortschritte auf diesem Gebiet erlauben auch die Analyse leichter Elemente wie Kohlenstoff und Sauerstoff mit der EDX-Einheit am Rasterelektronenmikroskop. In diesem Kapitel soll hauptsächlich auf die mit dem Rasterelektronenmikroskop gewonnenen Daten eingegangen werden. Die mit Hilfe von PIXE und SXRF ermittelten Daten werden im Kapitel 7.3 über Spurenelemente besprochen.

In einer detaillierten Studie wurden zweihundert interplanetare Staubteilchen von SCHRAMM et al. (1989) auf ihre chemische Zusammensetzung hin untersucht und mit der chemischen Zusammensetzung meteoritischer Materie verglichen. Die Autoren konnten zeigen, dass es drei morphologische Klassen an extraterrestrischen stratosphärischen Staubteilchen gibt, die sich in ihrer mittleren Gesamtzusammensetzung unterscheiden:

- (1) Teilchen mit glatter Oberfläche (CS-IDPs)
- (2) poröse Teilchen (CP-IDPs) und
- (3) grobkristalline Teilchen.

Die Gehalte der Hauptelemente Mg, Al, Si, S, Cr, Mn, Fe und Ni sind in den meisten CS-IDPs im Durchschnitt in chondritischen Konzentrationen vorhanden, der Gehalt von Ca ist dagegen in den meisten Fällen, im Vergleich zu den Gehalten in CI-Chondriten, deutlich verarmt. Die CS-IDPs können aufgrund ihrer chondritischen Elementgehalte von den grobkristallinen IDPs unterschieden werden. Grobkristalline Staubteilchen haben auch oft glatte Oberflächen, aber die chemische Zusammensetzung dieser Bereiche entspricht meist einem bestimmten Mineral wie Olivin, Enstatit oder Diopsid. Die Silikatminerale der grobkörnigen IDPs weisen z.B. im Vergleich zu den CS-Staubteilchen deutlich niedrigere Gehalte von S, Ni, Al und Ca auf.

Die grobkörnigen Staubteilchen bestehen überwiegend aus einem einzelnen Kristallbruchstück, an dem untergeordnet feinkörniges, chondritisches Material haften kann.

Die Verhältnisse von CP- zu CS-Teilchen auf verschiedenen Kollektoren können nach SCHRAMM et al. (1989) von 0.6 bis 1.6 variieren, wobei jedoch in den meisten Fällen die Anzahl chondritisch-poröser Teilchen gegenüber der Anzahl an CS-Teilchen überwiegt.

Die porösen Teilchen sind Aggregate einer Vielzahl kleiner Körner, die selten größer als 1 µm sind. Diese Teilchen sind sehr lose gepackt, zeigen relativ große interne Porenräume und bilden deshalb auf den Kollektoren sehr häufig sogenannte Clusterteilchen, die durch Zerbrechen von größeren Staubteilchen in zahlreiche kleinere Fragmente entstehen (THOMAS et al. 1993b, 1994).

Die Mehrheit der im TEM untersuchten CP-Teilchen besteht aus wasserfreien Mineralen, amorphen Phasen (Glas), feinkörnigen Aggregaten und Kohlenstoffphasen (BRADLEY 1994a-c, 1996), wobei auch Schichtsilikate gefunden wurden (RIETMEIJER & MACKINNON 1985a,b, 1987). Wie in Kapitel 5.3 gezeigt wurde, sind unter CP-IDPs Brekzien zu finden. Deshalb wäre es nicht verwunderlich, wenn CP-IDPs auch Fragmente hydratisierter Lithologien enthalten.

In ihrer chemischen Zusammensetzung sind die von SCHRAMM et al. (1989) analysierten 200 stratosphärischen Staubteilchen ähnlich der Gesamtzusammensetzung von CI-Meteoriten. Die durchschnittlichen Element/Silizium-Verhältnisse von Staubteilchen werden in Tabelle 13 den Zusammensetzungen verschiedener Meteorite gegenübergestellt.

Tab. 13: Atom/Si-Verhältnisse von Meteoriten und extraterrestrischen Staubteilchen.

Mean atomic element/Si ratios for stratospheric micrometeorites versus those of deep sea spheres and various chondrite classes.

Type	C ¹	O ¹	Na	Mg	Al	S	Ca	Cr	Fe	Ni
Stratospheric Micrometeorites										
all	1.75	4.17	0.052	0.980	0.075	0.356	0.052	0.015	0.697	0.027
smooth	1.32	4.49	0.051	0.824	0.082	0.341	0.021	0.014	0.742	0.032
porous	2.39	3.98	0.056	1.015	0.070	0.417	0.047	0.016	0.705	0.024
coarse	1.31	3.81	0.043	1.203	0.075	0.231	0.125	0.013	0.585	0.019
Deep Sea Spheres²										
	n.a. ¹	n.a.	0.001	1.050	0.082	0.000	0.060	0.007	0.885	0.016
Bulk Chondrites										
CI ⁴	0.72	7.87	0.057	1.075	0.085	0.515	0.061	0.013	0.900	0.049
CM ⁵	0.44	5.79	0.035	1.040	0.084	0.229	0.072	0.012	0.841	0.045
L ⁶	0.01	3.54	0.043	0.941	0.061	0.104	0.048	0.011	0.577	0.033
Chondrite Matrices										
CI ⁷	n.a.	n.a.	0.016	0.920	0.094	0.129	0.011	0.012	0.539	0.047
CM ⁷	n.a.	n.a.	0.038	0.957	0.121	0.194	0.029	0.010	0.935	0.057

¹ C and O analyses were done for only 30 IDPs.

² Deep sea spheres from Bates (1986).

³ Not analyzed.

⁴ CI chondrite average; C and O from Mason (1979), others from Anders and Ebihara (1982).

⁵ CM chondrite average from Mason (1979).

⁶ L chondrite average from Mason (1979).

⁷ CI and CM matrix compositions from McSween and Richardson (1977).

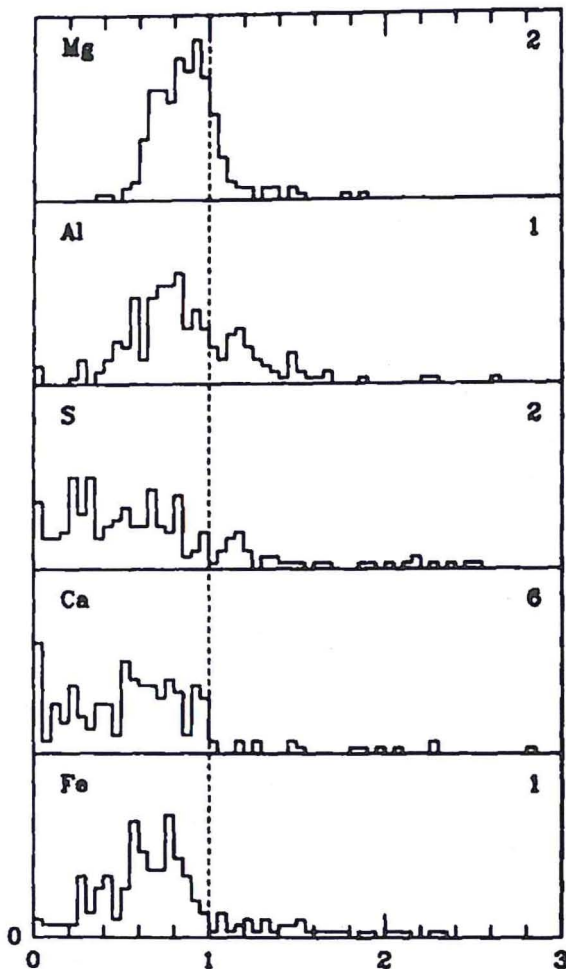


Abb. 39a:

Eine graphische Darstellung der Ergebnisse von SCHRAMM et al. (1989) gibt die Abbildung 39a. Element/Silizium-Verhältnisse aller Staubteilchen sind auf chondritische Element/Silizium-Verhältnisse normiert dargestellt. Die S-, Ca- und Fe/Si-Verhältnisse sind niedriger als das chondritische Verhältnis.

(Diagramm aus SCHRAMM et al. 1989)

Von der Korngröße her ist die feinkörnige Grundmasse der CI- und CM-Meteorite das den Staubteilchen am ehesten verwandte Material. Die Daten in Tabelle 13 zeigen jedoch, dass die chemische Zusammensetzung der IDPs nicht der Matrixzusammensetzung der Meteorite am nächsten kommt.

Die feinkörnig-porösen Staubteilchen zeigen chemisch die größte Ähnlichkeit mit den CI-Chondriten. Im Durchschnitt sind jedoch ihre Al-, Ca- und Fe-Gehalte niedriger, außerdem weisen sie geringere S-Gehalte auf. Im Vergleich zu den porösen Teilchen haben die

kompakten Schichtsilikatstaubteilchen im Durchschnitt noch niedrigere Magnesium- und Calciumgehalte.

Die relativ geringen Schwefelgehalte könnten durch einen Verlust des Schwefels durch Aufheizung der Teilchen beim Durchgang durch die Atmosphäre erklärt werden. Andererseits spricht der niedrige Eisengehalt der Staubteilchen für einen Verlust von Eisensulfiden, d.h. die meist grobkörnigen ($>10\ \mu\text{m}$) Eisensulfide wurden bei der Analyse der Teilchen nicht berücksichtigt. Das Fehlen der Eisensulfide kann darauf zurückgeführt werden, dass beim Zerschneiden der Körper eine Separation nach der Korngröße und/oder Dichte der Staubteilchen stattfand.

Das mittlere Ca/Si-Verhältnis aller Staubteilchen ist kleiner als das chondritische Verhältnis. Besonders die CS-Teilchen zeigen eine deutliche Verarmung an Calcium. Diese Teilchen bestehen zumeist aus Schichtsilikaten, und es ist möglich, dass die Ca-Verarmung (und auch die Mg-Verarmung) auf einen Lösungsprozess ähnlich wie bei den CI- oder CM-Meteoriten zurückzuführen ist. Für diesen Prozess spricht das Auftreten von Karbonaten in Schichtsilikat-IDPs (KELLER et al. 1993, 1994). Untersuchungen an kohligen Chondriten haben gezeigt, dass durch Hydratationsvorgänge auf den Meteoritenmutterkörpern Elementumverteilungen stattfanden. Das Auftreten von Karbonaten und Sulfaten in kohligen Chondriten belegt eine Phase wässriger Umwandlungen auf den Kleinplaneten, während der z.B. das leicht lösliche Calcium in Form von Karbonaten ausgeschieden wurde. Die Alterationsphasen, wie z.B. die Schichtsilikate in der Matrix kohligter Chondrite, weisen nur geringe Ca-Gehalte auf. Die Vorgänge der wässrigen Umwandlung in Planetoiden fanden vermutlich sehr früh statt, d.h. sofort nach der Akkretion der Körper, als noch genug Wärmeenergie aus dem Zerfall kurzlebiger Nuklide vorhanden war, um Wasser in flüssiger Form zu gewährleisten.

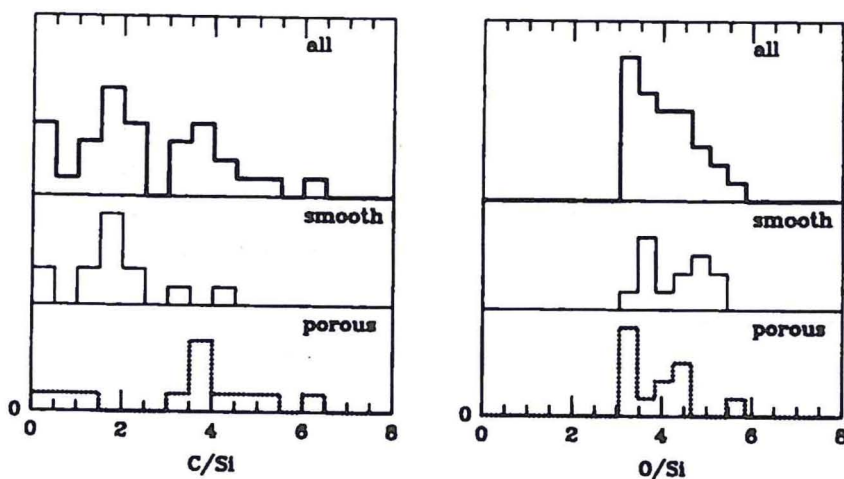


Abb. 39b:
CI-normierte Häufigkeiten von Kohlenstoff und Sauerstoff interplanetarer Staubteilchen.

(Abb. aus SCHRAMM et al. 1989)

Die durchschnittlichen Kohlenstoffgehalte von IDPs sind höher als in kohligen Chondriten der kohlenstoffreichsten Meteoritengruppe CI. Dies gilt sowohl für poröse Teilchen als auch für Schichtsilikatteilchen (THOMAS et al. 1993b, 1994). Der Kohlenstoff kann in Form von Karbonaten und als amorpher Kohlenstoff vorliegen (KELLER et al. 1994, SANDFORD 1986, TOMEOKA & BUSECK 1986). SCHRAMM et al. (1989) analysierten den Kohlenstoffgehalt von 30 stratosphärischen Staubteilchen und fanden im Mittel gegenüber dem CI-Wert ungefähr 2-3-fach erhöhte Gehalte an Kohlenstoff in IDPs (Abb. 39b). Die hohen Kohlenstoffgehalte wurden von THOMAS et al. (1993a,b,c, 1996) bestätigt und konnten mit der mineralogischen Zusammensetzung der IDPs in Zusammenhang gebracht werden. Es zeichnet sich ein Trend ab, nach dem die chondritisch-porösen Staubteilchen (zumeist Pyroxen-IDPs) die höchsten Kohlenstoffgehalte aufweisen. Nach einer bislang unveröffentlichten Studie über die chemi-

sche Zusammensetzung (incl. der leichten Elemente C und O) von 145 Staubteilchen ergibt sich folgendes Bild.

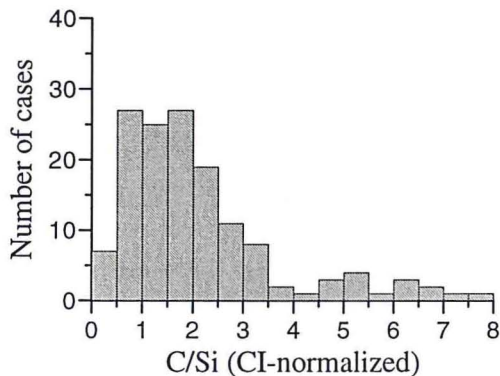


Abb. 40:

Kohlenstoff/Silizium-Verhältnisse von 140 IDPs. Die Elementverhältnisse sind auf das chondritische Verhältnis normiert. Ein Großteil der Staubteilchen enthält 2-3-fach chondritische Gehalte an Kohlenstoff. (unveröffentlichte Daten von KATHIE THOMAS-KEPRTA, Houston)

Aus dem neuen Datensatz werden hier die sechs häufigsten Elemente mit den Daten von SCHRAMM et al. (1989) verglichen. In der unveröffentlichten Studie wurde nicht nach der Morphologie der Staubteilchen unterschieden.

Die Anzahl der Kohlenstoffanalysen ist in dem neuen Datensatz im Vergleich zu den Daten der obigen Autoren fast fünffach höher und daher wohl aussagekräftiger. In dem Diagramm der Abb. 40 sind die atomaren C/Si-Verhältnisse der Staubteilchen auf das atomare C/Si-Verhältnis der CI-Chondrite bezogen dargestellt.

Ein Großteil der Analysen zeigt Kohlenstoffgehalte bis zum zweifachen chondritischen Wert, einige Analysen weisen deutlich höhere Kohlenstoffgehalte auf. Der Mittelwert aller Analysen liegt beim 2.5-fachen, der Medianwert beim 1.7-fachen chondritischen Wert. Anreicherungen an Kohlenstoff sind sicher vorhanden, aber die hohen Kohlenstoffgehalte sind im allgemeinen auf eine bestimmte Klasse der interplanetaren Staubteilchen, die CP-IDPs, beschränkt. Bei einer Mittelung über alle Arten von IDPs (CP, CS, kristalline IDPs) wird man dem chondritischen Wert wieder nahekommen.

Die Element/Silizium-Verhältnisse (atomar) von fünf weiteren Hauptelementen sind ähnlich wie die Werte von Schramm et al. (1989), mit Ausnahme des Schwefels und des Calciums. Der Mittelwert der CI-normierten Mg/Si-Verhältnisse liegt bei ungefähr 0.7 und somit deutlich unter 1.0, wie es auch in den Daten der obigen Autoren zu sehen war. Die durchschnittlich niedrigen Mg-Gehalte und auch die niedrigen Ca-Gehalte werden als Hinweise auf eine Umverteilung dieser Elemente im Mutterkörper der IDPs durch Lösungsprozesse angesehen. SCHRAMM et al. (1989) konnten zeigen, dass die CS-IDPs im Vergleich zu den CP-IDPs niedrigere Mg/Si- und Ca/Si-Verhältnisse aufweisen.

Die Ca/Si-Verhältnisse zeigen eine auffällige bimodale Verteilung. Es gibt Hinweise darauf, dass Staubteilchen mit niedrigen Ca-Gehalten überwiegend Schichtsilikatteilchen sind, wobei aber auch z.B. Eisenoxid dominierte Staubteilchen in diese Gruppe fallen können. Die Teilchen mit Ca-Gehalten oberhalb dem 0.5-fachen chondritischen Wert gehören mit hoher Sicherheit in die Gruppe der sogenannten chondritisch-porösen Staubteilchen, wobei es jedoch verwunderlich ist, dass nur wenige Staubteilchen einen chondritischen Ca-Gehalt aufweisen.

Der Mittelwert der Al/Si-Verhältnisse liegt mit 1.05 (bzw. Medianwert von 0.91) bei den neuen Daten näher beim chondritischen Wert im Vergleich zu den Analysen von SCHRAMM et al. (1989).

Die meisten S/Si-Verhältnisse liegen deutlich unter dem chondritischen Wert, wobei ein Maximum bei ungefähr dem halben chondritischen Verhältnis ausgeprägt ist. Der durchweg

niedrige Schwefelgehalt ist einerseits sicherlich auf einen partiellen Verlust des volatilen Schwefels durch Aufheizen beim Eintritt in die Atmosphäre zurückzuführen, andererseits kann er auch durch eine Nichtberücksichtigung von Eisensulfidteilchen entstanden sein. Das Maximum der CI-normierten Fe/Si-Verhältnisse liegt bei ungefähr 0.6, im Einklang mit den bisher veröffentlichten Analysen. Die Partikel mit hohen Fe/Si-Verhältnissen (1-3-fachen chondritischen Wert) sind entweder Eisensulfidpartikel oder Staubteilchen mit hohen Eisenoxidanteilen. Die niedrigen Fe/Si-Verhältnisse können zum Teil durch die Nichtberücksichtigung von Eisensulfidteilchen verursacht sein, allerdings ist auch das CI-normierte Fe/Si-Verhältnis chondritischer Kügelchen mit 0.7 niedriger als der chondritische Wert (SCHRAMM et al. 1989).

Der Einfluss von Silikonöl auf die Element/Si-Verhältnisse der Staubteilchen ist nicht genau bekannt, jedoch zeigten Untersuchungen von Thomas et al. (1993c), dass eine 10 prozentige Erhöhung des Siliziumgehaltes in Betracht gezogen werden muss. Da Silizium von einigen Analyseverfahren nicht gemessen wird, bietet sich Eisen als Referenzelement an, um analytische Artefakte dieser Art auszuschließen. In der folgenden Abbildung ist die Verteilung einiger Elemente auf Fe normiert dargestellt. Zum Vergleich sind die entsprechenden Elementverhältnisse von CI-Meteoriten angedeutet.

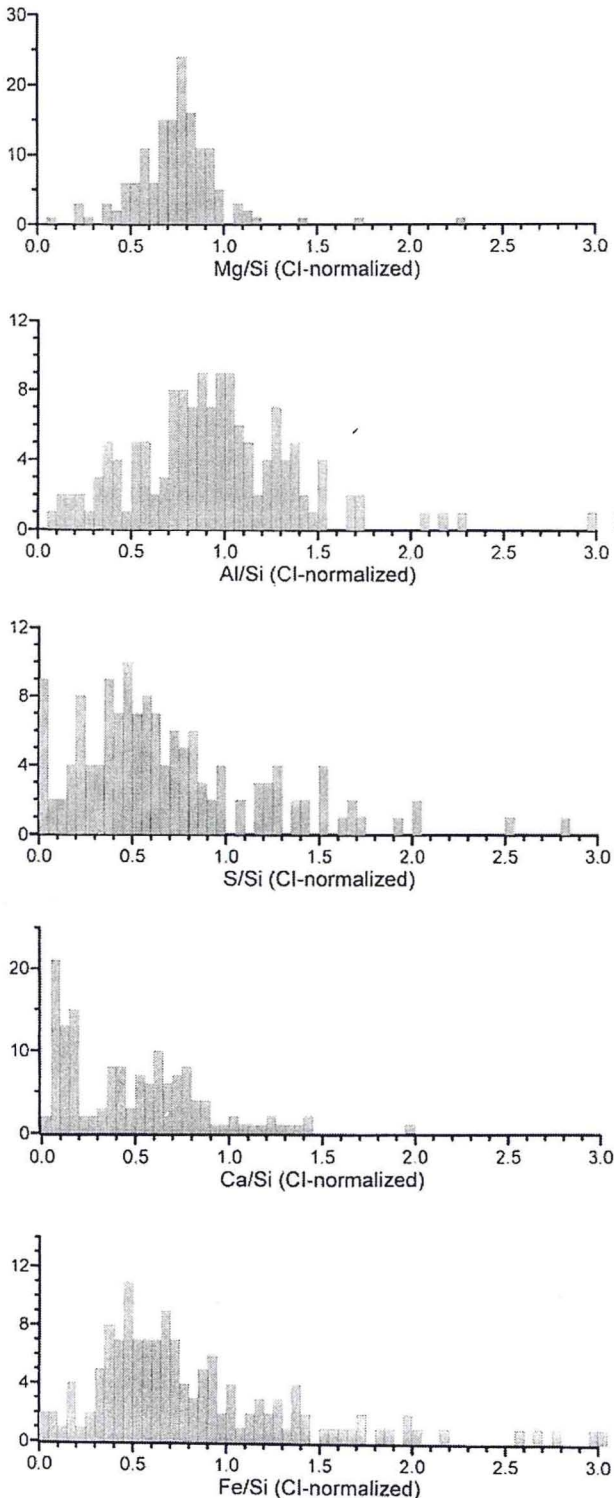
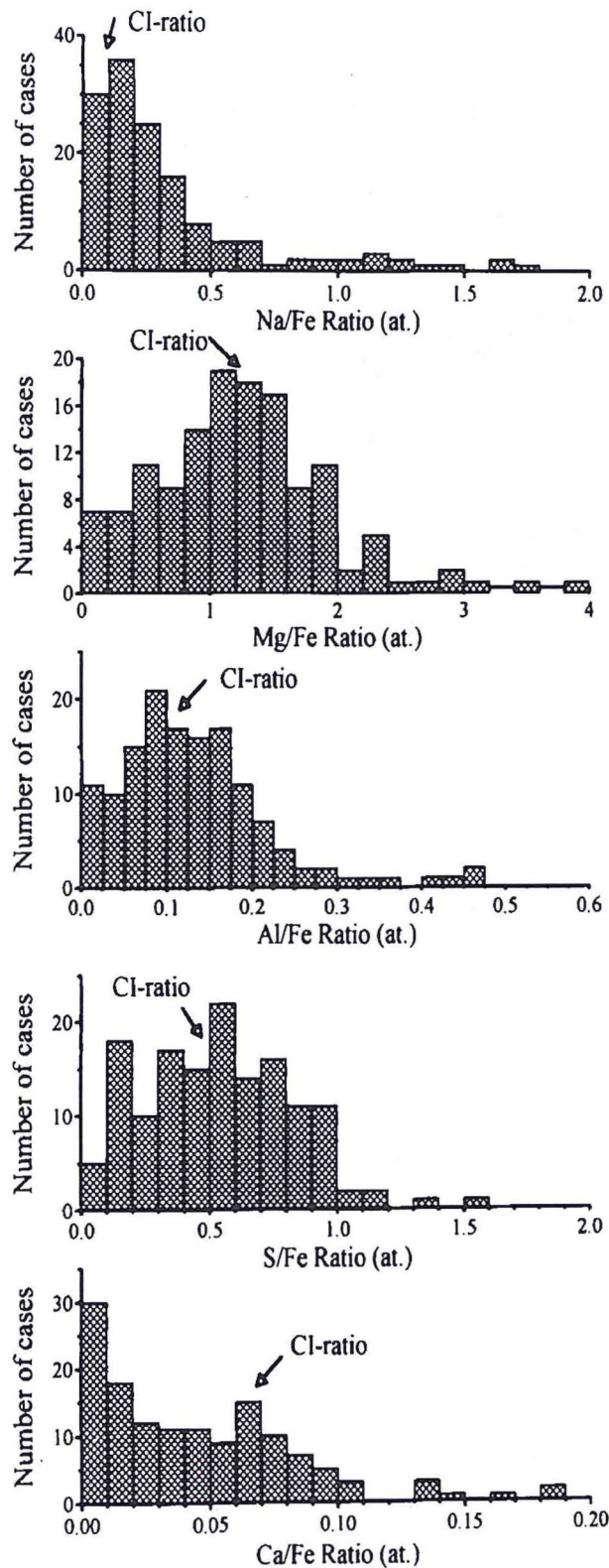


Abb. 41:
 Element/Silizium Verhältnisse von 145 interplanetaren Staubteilchen. Auf der Y-Achse ist die Anzahl der Teilchen dargestellt.
 (unveröffentlichte Daten von KATHIE THOMAS-KEPRTA)

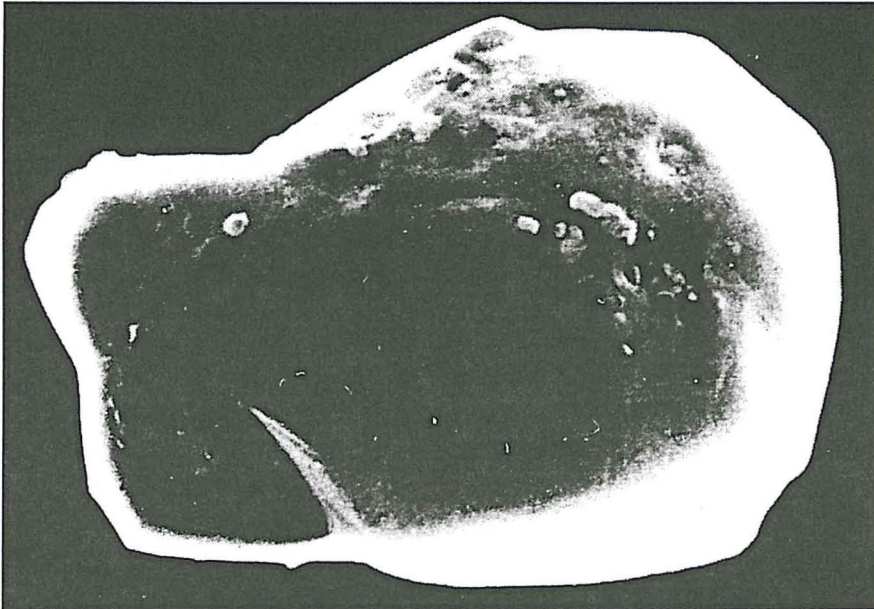


Es fällt vor allem auf, dass eine Reihe von Staubteilchen, verglichen mit dem chondritischen Wert, Anreicherungen an Kohlenstoff und Natrium aufweisen. Die Mittelwerte aller atomaren Mg/Fe-, Al/Fe- und S/Fe-Verhältnisse der IDPs liegen nahe den entsprechenden CI-Werten. Dagegen zeigen die Ca/Fe-Verhältnisse eine deutliche Ca-Verarmung bei der Mehrzahl der analysierten Teilchen. Magnesium und Aluminium sind refraktäre Elemente, deren Häufigkeit in kohligem Chondriten des Typs CI (Orgueil) nahe bei eins liegt (normiert auf solare Häufigkeit). Die Tatsache, dass das S/Fe-Verhältnis der Staubteilchen im Mittel dem chondritischen Verhältnis entspricht, ist nicht einfach mit den niedrigen Fe/Si- und S/Si-Verhältnissen in Einklang zu bringen. Die Ursache dieser relativ niedrigen Fe- und S-Gehalte wurde im Kap. 4.5 durch den Verlust von Eisensulfiden und Eisenoxiden erklärt. Um im Mittel das chondritische S/Fe-Verhältnis zu bewahren, müssen die nicht berücksichtigten Mineralphasen im Durchschnitt auch ein chondritisches S/Fe-Verhältnis aufweisen. Dies wäre dann gegeben, wenn die relative Häufigkeit der nicht berücksichtigten Mineralphasen ähnlich wie in CI-Chondriten ist, in denen eine Mischung von ungefähr 50% Eisensulfid und 50% Eisenoxid vorliegt.

Abb. 42:
 Element/Fe-Verhältnisse von 145 IDPs im Vergleich zu chondritischen Verhältnissen.
 (unveröffentlichte Daten von KATHIE THOMAS-KEPRTA)

7.2 Chemische Zusammensetzung von nicht-chondritischen Teilchen und von Eisen-Nickelsulfiden

Neben den chondritischen Staubteilchen treten auch zahlreiche nicht-chondritische Teilchen auf den Staubkollektoren auf. Abgesehen von irdischen vulkanischen Staubpartikeln sind dies silikatische Staubteilchen, die in ihrer Zusammensetzung deutlich von der chondritischen Zusammensetzung abweichen, sowie Nickel-Eisensulfide und Fe,Ni-Metalle. Ein Beispiel eines nicht-chondritischen Staubteilchens ist in Abbildung 43 zu sehen.



*Abb. 43:
Beispiel eines nicht-chondritischen Staubteilchens. Es handelt sich um ein Fe, Ni-Sulfidkorn, das vermutlich nicht aufgeschmolzen ist. Seine Länge beträgt 12 µm.*

Nicht-chondritische silikatische Teilchen sind solche Teilchen, deren Zusammensetzungen um mehr als einen Faktor 3 von der chondritischen Zusammensetzung abweichen. In den meisten Fällen handelt es sich um Mineralkörner wie Olivin, Enstatit oder Diopsid. Sie haben nicht-chondritische Gehalte von Magnesium, Eisen, Calcium, und vor allem enthalten sie keinen Schwefel. Die extraterrestrische Herkunft ist nur eindeutig feststellbar, wenn diese Minerale Kernspuren enthalten. Kernspuren entstehen durch den Beschuss der Teilchen mit schweren Ionen aus der Sonne. Diese Kernspuren kann man als Gitterdefekte im TEM nachweisen. Allerdings werden relativ häufig Einzelmineralkörner in Kontakt mit feinkörnigen chondritischen Teilchen beobachtet, und deshalb wird eine extraterrestrische Herkunft dieser Einzelmineralkörner angenommen.

Auf den Kollektoren sind zahlreiche Eisensulfidteilchen zu finden. Teilweise sind dies Eisensulfidkugeln, die darauf hinweisen, dass sie beim Eintritt in die Atmosphäre aufgeschmolzen sind, teilweise sind es idiomorphe Eisensulfidkristalle. Die überwiegende Zahl der Sulfide enthält einen geringen Anteil an Nickel. Dieser Nickelgehalt ist ein Hinweis auf einen meteoritischen Ursprung, da irdische Eisensulfide normalerweise nur äußerst geringe Mengen an Nickel enthalten.

Das Auftreten einzelner Sulfide unterstützt die oben gemachte Annahme, dass die niedrigen S/Si- und Fe/Si-Verhältnisse auf das Fehlen einer sulfidischen Komponente zurückzuführen sind. Mögliche Ursachen für das Fehlen der sulfidischen Komponente sind z.B. in der Stabilität, in der Korngröße und in der Art der Erosion der Ausgangskörper zu suchen.

Eine andere Klasse nicht-chondritischer Teilchen sind die sogenannten refraktären IDPs. Sie bestehen aus Mineralen, die aus calcium- und aluminiumreichen Einschlüssen (CAIs) in Meteoriten bekannt sind. Als Beispiele seien hier Perowskit, Hibonit, Gehlenit und Korund ge-

nannt (ZOLENSKY 1985, 1987). Chemisch zeichnen sie sich durch hohe Gehalte refraktärer Elemente (Sc, Ca, Ti, Al, REE) und durch niedrige Gehalte siderophiler Elemente aus (MCKEEGAN 1987, STADERMANN 1990, GRESHAKE et al. 1996a). Teilchen dieses Typs sind prozentual weniger häufig zu finden als z.B. Fe,Ni-Sulfide.

Die Häufigkeiten der einzelnen Staubteilchentypen kann anhand der Anzahl der jeweiligen Typen in den Cosmic Dust Katalogen ungefähr abgeschätzt werden. Dazu wurden vier Kataloge ausgewertet (Vol. 11 bis Vol. 14) und die IDPs anhand ihrer Morphologie und Hauptelementzusammensetzung in die Kategorien chondritisch, FeS und Fe,Ni, refraktäre Teilchen und silikatische Einzelkristalle eingeteilt. Das Ergebnis der Auszählung ist in der folgenden Tabelle zusammengefasst.

Tab. 14: Prozentualer Anteil der unterschiedlichen Staubteilchen-Typen auf den Kollektoren.

Staubteilchen-Typ	chondritisch (CP und CS)	FeS, Fe-Ni und Fe-Oxid (FNS)	refraktäre Teilchen	silikatische Einzelkristalle
prozentualer Anteil	75	17	3	5

Unter der Annahme, dass ca. 50% aller FNS-Teilchen Sulfide sind, lässt sich aus der Massenbilanz der chondritischen Teilchen und der FNS-Teilchen ungefähr ein chondritischer Schwefelwert für die Staub liefernden Körper abschätzen. Dabei wird vorausgesetzt, dass die refraktären Teilchen und die silikatischen Monophasen nur unwesentlich am Eintrag von Schwefel beteiligt sind. Diese Abschätzung zeigt, dass das Ausgangsmaterial der Staubteilchen keine wesentliche Anreicherung des volatilen Elementes Schwefel aufweist.

7.3 Spurenelementgehalte von IDPs

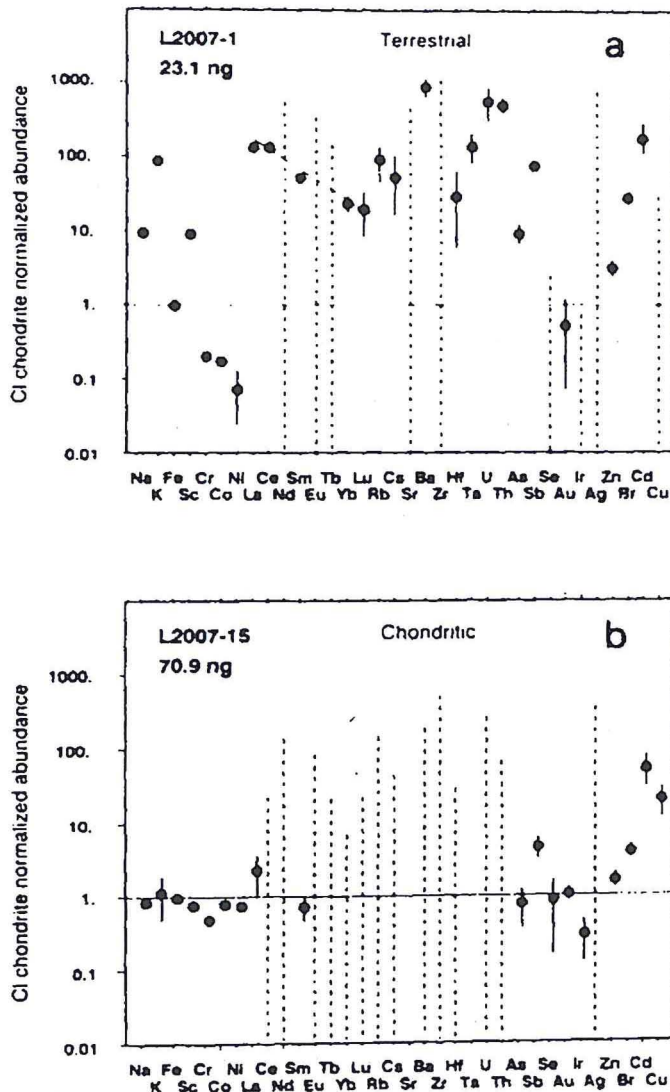
Erste Bestimmungen der Spurenelementgehalte zweier stratosphärischer Staubteilchen wurden bereits 1979 mit Neutronenaktivierungsanalyse (GANAPATHY & BROWNLEE 1979) durchgeführt. Die zwei Teilchen waren überdurchschnittlich groß, und dennoch konnten mit der nachweisstarken Methode damals nur 9 Elemente bestimmt werden. Die Neutronenaktivierungsanalytik (INAA) wurde in den letzten Jahren verfeinert. Man ist mit dieser Methode in der Lage, ungefähr 20 Spurenelemente bei ungefähr chondritischer Zusammensetzung in einem 500 ng wiegenden Teilchen nachzuweisen (LINDSTROM 1990, 1992, LINDSTROM & ZOLENSKY 1990, 1991). Ein Beispiel ist die Abb. 44. Sie zeigt, dass nahezu alle Spurenelemente in dem Teilchen L2007-15 in chondritischer Häufigkeit vorliegen. Dagegen ist das Elementmuster des Staubteilchens L2007-1 so fraktioniert, dass man von einer terrestrischen Herkunft dieses Teilchens ausgehen kann.

Im allgemeinen liegen jedoch die Massen typischer stratosphärischer Staubteilchen zwischen wenigen ng bis zu 50 ng. Bei dieser geringen Masse sind, vor allem im unteren Massebereich, eine Reihe von wichtigen Elementen nicht mit INAA nachweisbar. Aus diesem Grunde muss man zur Spurenelementanalyse von stratosphärischen Staubteilchen auf andere Methoden wie Synchrotron-Röntgenfluoreszenz-Analyse (SXRF), Protonenmikro-sondenanalyse (PIXE) oder Sekundär-Ionen-Massen-Spektrometrie (SIMS bzw. TOF-SIMS) zurückgreifen.

Im folgenden soll ein Überblick über die bisher erhaltenen Spurenelementdaten an IDPs gegeben werden. Die Elemente werden nach ihrem kosmochemischen Verhalten in drei Gruppen unterteilt: a) refraktäre Elemente (wie Al, Ca, Mg, Sc, Ti, Sr, Zr, Nb)

b) siderophile Elemente (wie Fe, Co, Ni, Ir, Au)

c) mittelmäßig volatile Elemente (wie Na, S, Cl, K, Mn, Zn, Ga, Ge, Se).



Die interplanetaren Staubteilchen werden im anschließenden Text anhand ihrer Spurenelementmuster in eine chondritische Gruppe, in eine Gruppe mit niedrigen Gehalten siderophiler Elemente (vor allem Ni) und in eine Gruppe mit niedrigen Gehalten volatiler Elemente (vor allem Zn) untergliedert. Den Graphiken liegen die Daten von ARNDT et. al. (1996) zugrunde.

Anhand der mineralogischen Zusammensetzung ausgewählter Teilchen aus jeder Gruppe wird versucht, einen Zusammenhang zwischen der chemischen Gesamtzusammensetzung, insbesondere den Spurenelementgehalten, dem Phasenbestand und der Mineralzusammensetzung herzustellen.

Abb. 44: Repräsentative Elementmuster eines chondritischen und eines vermutlich terrestrischen Staubteilchens. Die Elementgehalte wurden mit Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt. Bei chondritischer Elementhäufigkeit können mit dieser Methode nur weniger als 20 Elemente bestimmt werden. (Abb. von LINDSTROM 1990)

7.3.1 Staubteilchen mit chondritischen Gehalten an Spurenelementen

Mehr als 40 IDPs sind in dieser Gruppe vertreten. Die chondritnormierten Elementgehalte stimmen innerhalb eines Faktors von 2 mit den chondritischen Häufigkeiten überein. Refraktäre lithophile, siderophile und volatile Elemente zeigen keine auffälligen Abweichungen von der chondritischen Häufigkeit. Die leicht erhöhte Häufigkeit volatiler Elemente wird in Kap. 9 diskutiert.

Einige Staubteilchen aus dieser Gruppe wurden auf ihren Mineralbestand und ihre Mineralzusammensetzung hin untersucht. In der folgenden Tabelle sind diese Teilchen aufgelistet.

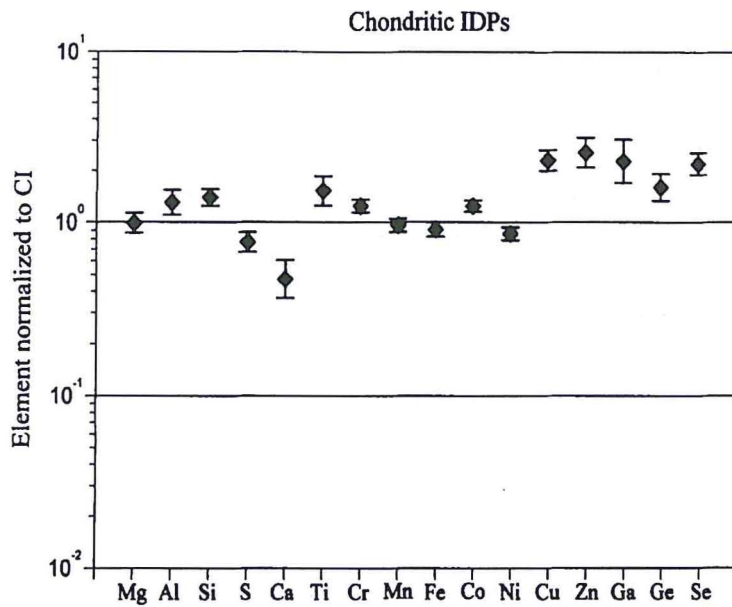


Abb. 45:

Spurenelementgehalte chondritischer IDPs normiert auf Elementhäufigkeiten der CI-Chondrite. Im Durchschnitt stimmen die Gehalte zahlreicher Spurenelemente innerhalb eines Faktors von zwei mit der Zusammensetzung der CI-Chondrite überein. Leicht erhöht erscheinen die Gehalte von Cu, Zn, Ga, Ge und Se. Die Gehalte sind auf einen chondritischen Eisengehalt normiert. Diese Normierungsmethode könnte eine

Erklärung für die scheinbare Anreicherung volatiler Elemente sein. (Daten von ARNDT et al. 1996)

Die in Tab. 15a genannten IDPs fallen nach ARNDT et al. (1996) aufgrund statistischer Kriterien in die Gruppe der chondritischen Staubteilchen. In der Literatur (z.B. LINDSTROM 1990) existieren noch eine Reihe von Staubteilchen-Analysen, die nicht in die erwähnte statistische Evaluierung eingingen. Wie das Beispiel von IDP L2007-15 in Abb. 44 zeigt, lassen sich auch einige dieser IDPs zwanglos der chondritischen Gruppe zuordnen. Die Tabelle 15b fasst solche Teilchen mit ihrem Mineralbestand zusammen.

Tab. 15a: Chondritische Staubteilchen (nach ARNDT et al. 1996).

Teilchennummer	Mineralbestand
W7027B7	OL, GL,
W7029K1	Ol, PX, GL, SUL,
W7029*A27	OL, PX, GL, SUL,
U2015G1	Talk, Saponit
L2005L6	Saponit, MT,
L2005D30	Saponit, Pyrophyllit
L2005R7	Saponit
L2005L6	Saponit, MT
L2005E28	OL, PX, GL, SUL, C
Majorian	OL, PX, GL,
Nero	OL, PX, GL, MT, SUL,
Trajan	OL, MT, GL,
L2005B12	OL, PX, GL, SUL,
L2005C18	OL, PX, SUL, MT

OL=Olivin PX=Pyroxen GL=Glas
 SUL=Sulfid C=Kohlenstoff MT=Magnetit)

Tab. 15b: Chondritische Staubteilchen (nicht in ARNDT et al. 1996 erfasst).

Teilchennummer	Mineralbestand
L2008-5	Olivine, Pyroxene, Glas, Sulfide
L 2007-15	Saponit
L2011R1	Saponit
L2011O4	Saponit
L2011N3	Saponit
L2011P12	Serpentin, Cronstedtit

Die mineralogischen Untersuchungen zeigen, dass sowohl chondritisch-poröse IDPs als auch Schichtsilikat-IDPs in die anhand der Spurenelemente definierte Gruppe der chondritischen Staubteilchen fallen. Anhand der Spurenelemente ist es bislang noch nicht eindeutig möglich, die Gruppe der Schichtsilikat-Teilchen von primitiven, wasserfreien IDPs zu unterscheiden. Die Zuordnung in der Arbeit von ARNDT et al. (1996) erfolgte mit Hilfe einer statistischen Auswertung, die eine ganze Reihe von chemischen Elementen berücksichtigte. Bei einer individuellen Überprüfung jedes Staubteilchens zeigt es sich, dass die Schichtsilikat-IDPs oft niedrige Calciumgehalte aufweisen. Es gibt jedoch auch Beispiele für Ca-reiche Schichtsilikat-IDPs, die entweder Calciumkarbonate oder Ca-reiche Pyroxene enthalten (KELLER et al. 1993, 1994). Allerdings ist die Anzahl der Teilchen mit bekannten Haupt- und Spurenelementgehalten bei gleichzeitig bekannter Mineralogie noch recht begrenzt. Es finden sich in dieser chondritischen Gruppe recht unterschiedliche Staubteilchen. L2011P12, ein Vertreter der hydratisierten IDPs, könnte aufgrund seiner mineralogischen Zusammensetzung den CM-Chondriten zugeordnet werden. L2007-15 ist ein Staubteilchen, das hauptsächlich aus Saponit besteht, somit nicht zur Klasse der CM-Meteorite gehören kann. Eine genetische Beziehung dieses Teilchens zu einer der bekannten Meteoritenklassen ist nicht bekannt. W7027B7, L2005E28, L2005D35 sind Vertreter der chondritisch-porösen Klasse an IDPs, die oft mit kometarem Staub in Verbindung gebracht werden. U2015G1 ist ein hydratisiertes Staubteilchen, dessen Zuordnung zur Gruppe der IDPs aufgrund seiner mineralogischen Zusammensetzung und ursprünglichen Größe auf dem Kollektor in Zweifel gezogen wird (STEPHAN et al. 1994). Die Haupt- und Spurenelementzusammensetzung von L2005D30 ist so weit weg von der chondritischen Zusammensetzung, dass man eine terrestrische Herkunft annehmen kann. L2005L6 ist ein Saponit-IDP, das nach THOMAS et al. (1992) mineralogische Hinweise auf Aufheizung zeigt und auch durch sein Zn/Fe-Verhältnis von 0.4 einen leichten Verlust von Zink andeutet. Dieses Teilchen sollte aufgrund der mineralogischen Beobachtungen der Gruppe der IDPs mit niedrigen Gehalten volatiler Elemente zugeordnet werden.

Das beste chemische Kriterium, um feinkörnig-poröse IDPs von Schichtsilikat-IDPs zu unterscheiden, ist der Ca-Gehalt. Im Durchschnitt ist der Ca-Gehalt der Schichtsilikat-IDPs geringer als der von CP-IDPs (SCHRAMM et al. 1989, FLYNN 1995). Allerdings können auch olivinreiche Teilchen niedrige Ca-Gehalte aufweisen. Deshalb ist zur eindeutigen Zuordnung die mineralogische Untersuchung individueller Staubteilchen im TEM unerlässlich.

7.3.2 Staubteilchen mit niedrigen Gehalten siderophiler Elemente

FLYNN & SUTTON (1991, 1992a) berichten über eine Klasse von IDPs, die relativ niedrige Ni-Gehalte besitzt. Die restlichen Haupt- und Spurenelemente sind annähernd in chondritischer Häufigkeit vorhanden. Die Studie von ARNDT et al. (1996) belegt die Existenz dieser Gruppe durch eine Clusteranalyse. Die Abbildung 46 zeigt das durchschnittliche Spurenelementmuster der Staubteilchen mit niedrigen Gehalten an Nickel. Lithophile Elemente wie Rb, Sr und

Ga sind zumeist gegenüber CI-Häufigkeiten angereichert. Nur wenige Teilchen dieser Gruppe wurden bislang mineralogisch untersucht. Sie sind in der folgenden Tabelle aufgelistet.

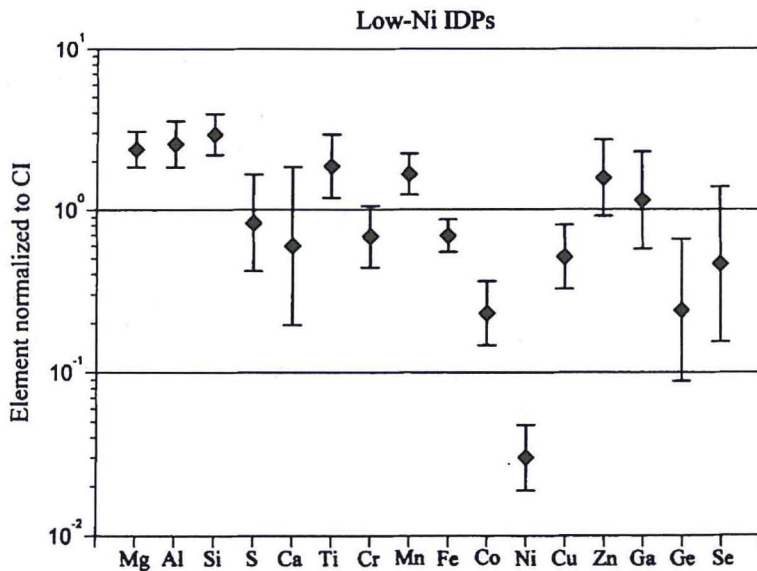


Abb. 46: Elementmuster interplanetarer Staubteilchen mit niedrigen Nickelgehalten. Die Normierung erfolgte auf CI-chondritische Elementgehalte und auf den 0.7-fachen chondritischen Fe-Gehalt. Diese Normierung ist gerechtfertigt, da die meisten dieser Staubteilchen relativ niedrige Fe-Gehalte aufweisen. (Daten aus ARNDT et al. 1996)

Tab. 16: Staubteilchen mit niedrigen Ni-Gehalten.

Teilchennummer	Mineralogischer Phasenbestand
U2001B6	Plag., Chromit, Sulfid, Gerüstsilikate
U2022B2	Fe-reicher Olivin
W7066*A4	Gerüstsilikate
L2006-1	Olivin, Magnetit
L2007-10	Feldspat, Olivin, Ca-Phosphat
L2007-7	Olivin, Glas
L2002*C5	vulkanisches Glas
L2006G14	feink. Olivine, Glas

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Staubteilchen ist weitestgehend im Einklang mit einer Entstehung der Teilchen durch Aufschmelzung und Kristallisation, wie sie von FLYNN et al. (1993a) vorgeschlagen wurde. Das Teilchen L2007-10 weist z.B. einen 10-fachen chondritischen Wert an Alkalien neben der Verarmung siderophiler Elemente auf. FLYNN & SUTTON (1992a) weisen auf eine Ähnlichkeit des Spurenelementmusters einiger low-Ni-IDPs mit Aufschmelzgesteinen wie Basalten hin. Nur durch weiterführende chemische Untersuchungen kann geklärt werden, ob es sich bei den low-Ni Teilchen um terrestrische vulkanische Gläser, lunare Basalte, Schmelzgesteine vom Mars oder um Partikel von kleinen differenzierten Planetoiden (z.B. vom Asteroid Vesta) handelt.

Unabhängig von der spurenelementanalytisch definierten Gruppe der IDPs mit fraktioniertem Spurenelementmuster wurde aufgrund detaillierter TEM-Untersuchungen eine Klasse von Staubteilchen abgegrenzt, die vermutlich mit den low-Ni Teilchen identisch sind. Sie lassen sich durch ihren mineralogischen Phasenbestand und ihre charakteristische Mineralzusammensetzung klar von den chondritischen Teilchen trennen.

Eine Eigenschaft fast aller im TEM untersuchten fraktionierten Staubteilchen ist ihr niedriger Kobalt- und Nickelgehalt und teilweise ihr niedriger Eisengehalt. Im TEM wurden 8 IDPs dieser Art untersucht, 7 von ihnen zeigen niedrige Nickelgehalte, d.h. es ist kein Ni-Peak im EDX-Spektrum im Cosmic Dust Catalog zu sehen, und 5 weisen zusätzlich niedrige Eisenge-

halte auf. Die Verarmung der siderophilen Elemente könnte darauf hinweisen, dass diese Gesteine Differentiationsprodukte eines Kleinplaneten sind, auf dem eine Trennung in metallischen Kern und silikatischen Mantel stattgefunden hat.

In einem Teilchen dieser Gruppe wurden Kernspuren gefunden. Dies zeigt zum einen, dass das Teilchen extraterrestrisch ist, und zum anderen, dass der Aufheizvorgang und die damit verbundene Elementverteilung nicht beim Eintritt in die Erdatmosphäre erfolgte (s. Kap. 6.2). Bruchstücke von low-Ni Teilchen oder Fragmente equilibrierter Lithologien wurden auch in Clusterteilchen gefunden (THOMAS et al. 1995, KLÖCK 1996). Das bedeutet, dass die Vermischung verschiedenster Gesteinslithologien bereits im Herkunftsgebiet der Staubteilchen erfolgt.

Durch weitere korrelierte Spurenelement- und TEM-Untersuchungen muss der vermutete Zusammenhang überprüft werden. Es ist jedoch jetzt bereits klar, dass die low-Ni Staubteilchen von einem Körper oder mehreren Kleinplaneten mit einer geologisch komplizierteren Entwicklungsgeschichte stammen im Vergleich zu den Quellen der chondritisch-porösen Staubteilchen.

7.3.3 Staubteilchen mit niedrigen Gehalten volatiler Elemente

Die Gruppe der an volatilen Elementen verarmten IDPs in Abb. 47 besteht aus 12 Teilchen. Von 5 dieser Teilchen ist ihre mineralogische Zusammensetzung bekannt. Die folgende Tabelle beinhaltet diese Staubteilchen sowie weitere Staubteilchen mit bekannter Mineralogie, die nicht in der ARNDT et al. (1996) -Studie untersucht wurden, aber auch durch niedrige Zn/Fe-Verhältnisse charakterisiert sind.

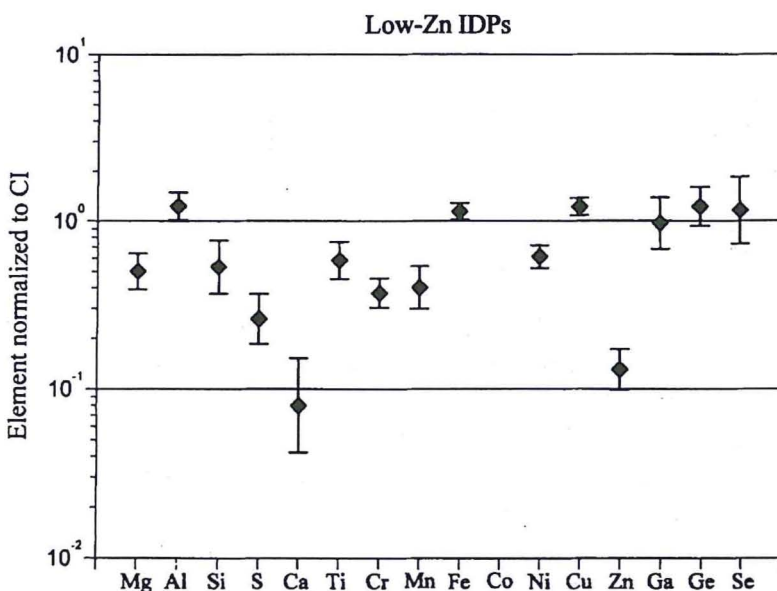


Abb. 47:

Das Diagramm zeigt das durchschnittliche Elementmuster der IDPs, die durch niedrige Zinkgehalte auffallen. Die Gehalte sind auf CI-Chondritwerte und auf einen etwas über CI liegenden Fe-Gehalt normiert. Von den volatilen Elementen sind nur Zn und S verarmt. Ga, Ge und Se treten in solarer Häufigkeit auf. Es fehlen Angaben für Kobalt. (Daten aus ARNDT et al. 1996)

In dieser Gruppe der Staubteilchen sind sowohl wasserfreie und als auch hydratisierte Teilchen vertreten. Die relativen Anteile von Schichtsilikat-IDPs und 'wasserfreien' IDPs sind ähnlich wie in der Gruppe mit chondritischen Spurenelementgehalten. Die mineralogische Gemeinsamkeit aller IDPs, mit Ausnahme von L2005U5 und L2005C32, ist das Auftreten von Magnetit. Ein niedriger Zinkgehalt, gekoppelt mit dem Auftreten von Magnetit, ist ein untrüglicher Indikator für ein Aufheizereignis. Im Falle von L2005U5 ist der Zinkgehalt zwar gering, aber es konnte kein Magnetit entdeckt werden. Der niedrige Zinkgehalt kann darauf zurückgeführt werden, dass dieses Teilchen hauptsächlich aus einem großen Olivinkristall

besteht. Ähnlich könnte es sich auch im Falle des Teilchens L2005C32 verhalten, dessen mineralogische Zusammensetzung nicht auf einen Aufheizungsprozess schließen lässt (ZOLENSKY 1991).

Tab. 17: Staubteilchen mit niedrigen Zinkgehalten und mineralogischen Aufheizeffekten.

Teilchennummer	Mineralogischer Phasenbestand
L2005P9	Serpentin, SUL, MT
L2005R1	OL, PX, SUL, MT
L2005P2	OL, PX, SUL, MT
L2005L6	Saponit, MT
L2005P13	Serpentin, MT
L2005C22	OL, PX, SUL, MT
L2005Q8	OL, MT
L2005Y5	OL, MT, (Kugel)
U21015E8	OL, MT, GL (Kugel)
Bounce	Schichtsilikat (?), MT
L2005A8	OL, PX, MT (ursprüngl. Schichtsilikat)
L2005H50	OL, PX, MT (ursprüngl. Schichtsilikat)
L2006A24	OL, PX, MT (ursprüngl. Schichtsilikat)
L2006B8	OL, PX, SUL, MT
L2008-16*	OL, PX, SUL, GL, MT, C
L2008-18*	OL, PX, SUL, GL, MT, C
L2008-21*	OL, PX, SUL, GL, MT, C
L2005C38	MT (Schichtsilikat oder OL-PX)
L2005M2	Schichtsilikat ?, MT
L2005C32	OL, PX, SUL
L2005U5	OL

OL=Olivin PX=Pyroxen SUL=Sulfid GL=Glas MT=Magnetit

* diese Teilchen sind Fragmente eines größeren Aggregates.

Der durchschnittlich niedrige Ca-Gehalt dieser IDP-Gruppe im Vergleich zu den low-Ni-IDPs ist durch einen großen Anteil an Schichtsilikatteilchen zu erklären. 8 von 20 Teilchen in der Tabelle sind eindeutig keine Schichtsilikat-IDPs, während die restlichen Partikel aus Ca-armen Schichtsilikaten hervorgegangen sein könnten. Der relativ niedrige Schwefelgehalt der Teilchen in dieser Gruppe unterstützt das Modell des Zinkverlustes durch einen Aufheizvorgang. Es ist jedoch schwer zu verstehen, warum kein Se-Verlust zu beobachten ist, denn bei einer Oxidation der Sulfide geht auch Se verloren (GRESHAKE et al. 1997). Dies könnte darauf hinweisen, dass entweder die Sulfide in IDPs im allgemeinen nicht die Trägerphasen von Zink sind oder dass Se beim Aufheizen von einer anderen Mineralphase eingebaut wird.

Niedrige Zinkgehalte in IDPs sind generell nicht mit niedrigen Gehalten anderer volatiler Elemente, wie Ga, Ge und Se verbunden. Deshalb eignet sich der Zinkgehalt nicht zur Klassifikation der Staubteilchen analog der Klassifikation der Meteorite. Gewöhnliche Chondrite enthalten nur ungefähr 10% des Zinkgehaltes (aber auch nur 10% des Ga-, Ge- und Se-Gehaltes) von CI-Chondriten. Partikel mit einer chemischen Signatur gewöhnlicher Chondrite müssten also auch die volatilen Elemente Ga, Ge, Se, S in der gleichen Größenordnung enthalten und nicht nur eine Zinkverarmung aufweisen. Interplanetare Staubteilchen mit Gehalten volatiler Elemente in der Größenordnung von gewöhnlichen Chondriten wurden noch nicht beobachtet.

Da der Zinkverlust, nach allem, was wir wissen, durch Aufheizung der Staubteilchen beim Eintritt in die Erdatmosphäre erfolgt, scheint er ein geeigneter chemischer Indikator zu sein, um asteroidale Teilchen von kometaren Teilchen zu unterscheiden (KELLER et al. 1992a). Die obige Tabelle stellt diese Hypothese aber sehr in Frage. Niedrige Zinkgehalte werden sowohl in Schichtsilikat-IDPs als auch in CP-IDPs beobachtet. Es ist jedenfalls nicht feststellbar, dass Schichtsilikat-IDPs, die vermutlich asteroidalen Ursprungs sind, keine oder geringere Zinkverluste aufweisen im Vergleich zu den feinkörnig-porösen IDPs. Es wurde allerdings eine Gruppe von Schichtsilikat-Teilchen gefunden, die nur geringe Zn-Verluste aufweisen. Dies ist um so verwunderlicher, da die Teilchen dieser Gruppe deutlich größer sind als die der Abb. 47 zugrundeliegenden Staubteilchen.

Es ist zur Zeit noch nicht in ausreichendem Maße geklärt, welche Mineralphase(n) in Meteoriten und IDPs die Träger des Zinks oder anderer Spurenelemente sind. In einigen CP-IDPs wurden z.B. Fe-Zn-Sulfide gefunden, während sie in den hydratisierten Teilchen nicht beobachtet wurden. Es wäre möglich, dass das Zink in den großen Schichtsilikat-IDPs an eine stabilere Mineralphase gebunden ist. Erst wenn man die Wirtsphase(n) der Spurenelemente kennt, wird man das Verhalten der Spurenelemente besser verstehen können.

Einen ersten Hinweis auf die Wirtsphase von Zn könnte man durch Elementkorrelationen erhalten. Falls Zn-Verluste mit S-Verlusten einhergehen, könnte man annehmen, dass die Sulfide die Hauptträgerphasen von Zink sind (FLYNN et al. 1992).

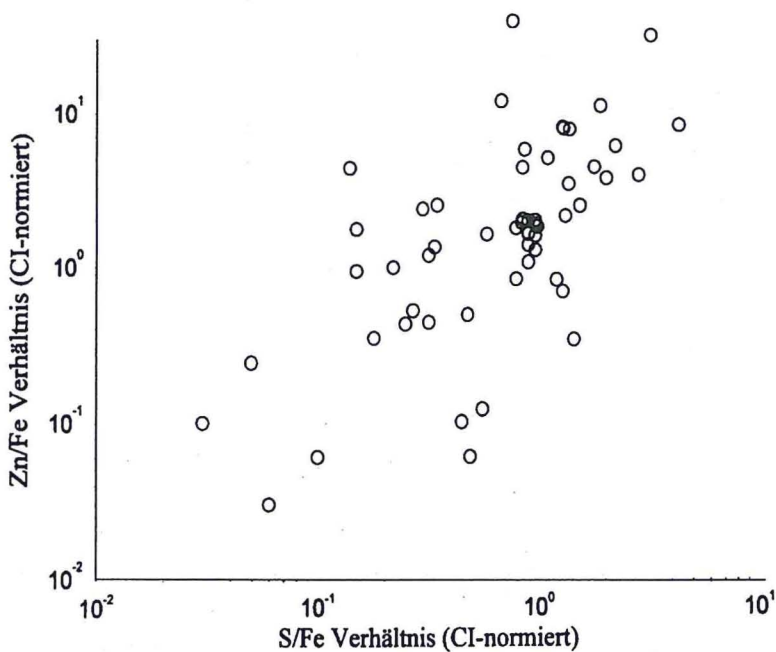


Abb. 48:

S/Fe- und Zn/Fe-Verhältnisse von interplanetaren Staubteilchen. (Daten aus ARNDT et al. 1996). Die angedeutete Korrelation von niedrigen Zinkgehalten mit niedrigen Schwefelgehalten könnte ein Hinweis auf die Wirtsphase des Spurenelementes Zink sein. Falls die Sulfide in IDPs tatsächlich Zink enthalten, dann unterscheiden sie sich in dieser Hinsicht von Fe-Sulfiden in CI-Chondriten (GRESHAKE et al. 1997).

Eine graphische Darstellung der in ARNDT et al. (1996) publizierten S/Fe- und Zn/Fe-Verhältnisse zeigt einen schwach ausgeprägten Trend, der andeutet, dass Zinkverluste tatsächlich mit Schwefelverlusten einhergehen. In diesem Sachverhalt unterscheiden sich IDPs von CI-Meteoriten. In diesen Meteoriten sind die Fe-Sulfide nicht die Hauptwirtsphasen von Zink. Deshalb muss anhand geeigneter Staubteilchen dieser Befund überprüft werden, um den Träger von Zink in den verschiedenen Typen von IDPs zu finden. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass der gezeigte Trend nichts mit Aufheizung zu tun hat, sondern ganz allein auf die unterschiedlichen Klassen von Staubteilchen zurückzuführen ist. In diesem Falle sollte man annehmen, dass die Teilchen mit niedrigen S/Fe- und Zn/Fe-Verhältnissen equilibrierte IDPs sind. Falls der Trend auf Aufheizungseffekte zurückzuführen ist, dürfte kein stark aufgeheiztes Teilchen im oberen rechten Quadranten zu finden sein.

8 Isotopische Zusammensetzung von IDPs

Mineralogische und spurenelementchemische Untersuchungen können keine eindeutigen Beweise der Präsenz interstellarer Materie in IDPs, und daraus gefolgert auch in kometarer Materie, liefern. Gewisse isotopische Signaturen lassen sich jedoch befriedigend durch die Anwesenheit interstellarer Körner in IDPs erklären. In Meteoriten wurden zum Beispiel SiC-, Graphit- und Diamantkörner gefunden, deren isotopische Zusammensetzung verschiedener Elemente sich drastisch von der solaren Zusammensetzung unterscheidet (ANDERS & ZINNER 1993). Die nicht-solare isotopische Zusammensetzung dieser Körner zeigt an, dass sie interstellare Materie darstellen. Allerdings ist der Anteil interstellarer Körner in Meteoriten sehr klein und liegt durchschnittlich bei <1000 ppm. Die primitive Natur der meisten IDPs lässt darauf schließen, dass auch sie interstellares Material enthalten oder sogar einige Teilchen interstellaren Ursprungs sind. Aber der Anteil interstellarer Materie in IDPs ist nicht bekannt.

Bislang wurden in einigen Dutzend Staubteilchen die isotopischen Eigenschaften verschiedener Elemente untersucht. Von folgenden Elementen wurde die Häufigkeit der Isotope bestimmt: H, He, Ne, C, O, N, Mg und Si. Die Mehrzahl der Staubteilchen wurde ebenfalls IR-spektroskopisch untersucht, um einen Zusammenhang zwischen isotopischen Eigenschaften und Mineralogie festzustellen. In den chondritischen Staubteilchen fanden sich keine auffallenden isotopischen Anomalien von C, O, Mg und Si. Bislang wurde nur ein nicht-chondritisches, refraktäres Staubteilchen (Didius) identifiziert, das die für CAIs und Chondren charakteristische ^{16}O -Anreicherung zeigte. Die Gehalte refraktärer Haupt- und Spurenelemente dieses IDPs sind kompatibel mit einem Spurenelementmuster der Gruppe III CAIs in Meteoriten. Im Gegensatz zur Seltenheit der isotopischen Anomalien des Sauerstoffs wurden signifikante Deuteriumanreicherungen in einer großen Zahl von chondritischen Staubteilchen nachgewiesen. In wenigen Partikeln konnten auch negative Wasserstoffanomalien und in einigen Fällen Stickstoffanomalien gefunden werden. Die meisten der an schwerem Stickstoff angereicherten Staubteilchen zeigten auch Deuteriumanreicherungen. Sowohl chondritisch-poröse Staubteilchen als auch Schichtsilikatpartikel wiesen Deuteriumanomalien auf. Es ist auffallend, dass in Olivinteilchen bislang keine Isotopenanomalien gefunden wurden.

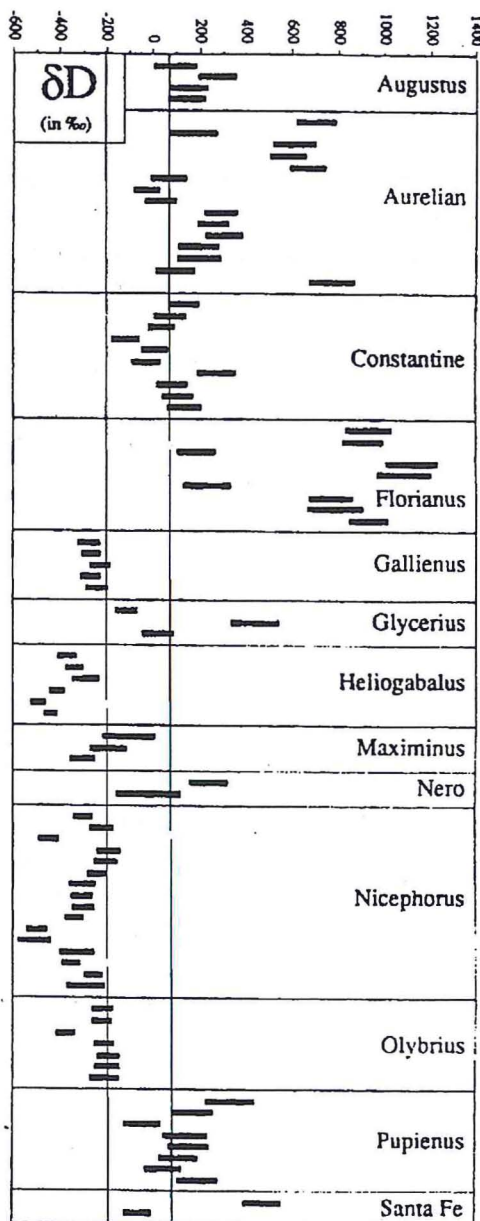


Abb. 49:

Vergleich der isotopischen Zusammensetzung des Wasserstoffes in verschiedenen IDPs mit

dem terrestrischen Variationsbereich. (Abb. aus STADERMANN 1990)

Die meisten Abbildungen in diesem Kapitel sind der Dissertation von STADERMANN (1990) entnommen. Sie geben einen Überblick über die Bandbreite der isotopischen Zusammensetzung von verschiedenen IDPs. Stadermann analysierte zahlreiche Fragmente von IDPs und konnte aufzeigen, dass die Isotope des Wasserstoffes in einzelnen IDPs heterogen verteilt sind. In allen chondritischen Teilchen in Abb. 49 (Augustus, Aurelian, Florianus, Nero, Santa Fe) zeigen einzelne Fragmente Anreicherungen im D/H-Verhältnis relativ zum terrestrischen Wert. Der höchste δD -Wert beträgt + 1120 ‰ in einem Fragment von Florianus. Deuteriumanreicherungen bis zu einem δD -Wert von + 2500 ‰ wurden von MCKEEGAN et al. (1985) im Staubteilchen Mosquito gefunden. Eine noch stärkere Variation der D/H-Verhältnisse wurde im IDP „Butterfly“ entdeckt (MCKEEGAN et al. 1987). Die Trägerphase der anomalen Wasserstoffisotope ist sehr heterogen in kleinen „hot-spots“ im Staubteilchen verteilt, und es lassen sich δD -Werte bis zu + 9000 ‰ extrapolieren.

Kürzlich wurde von MESSENGER et al. (1995) über noch höhere δD -Werte in IDPs berichtet. In drei einzelnen Fragmenten eines „Cluster-IDPs“ wurden Deuteriumanreicherungen von 8 000 ‰, 20 000 ‰ und 24 800 ‰ gemessen (MESSENGER et al. 1995). Dies sind die größten δD -Werte, die je in einem Labor an natürlichen Proben gemessen wurden. Zwei andere Fragmente des gleichen Cluster-IDPs zeigen nur geringe δD -Anreicherungen, was wieder für eine sehr heterogene Verteilung der Wassertoffanomalien in den Staubteilchen spricht.

Zusätzliche Untersuchungen (MESSENGER et al. 1996) bestätigen, dass H- Isotopenanomalien recht häufig in Cluster-IDPs zu finden sind. 10 von 11 Cluster-IDPs zeigten deutliche Deuteriumanreicherungen. Sie korrelieren außerdem mit der Kohlenstoffverteilung. Die Hälfte der IDPs mit anomalen D/H-Verhältnissen enthalten messbare Anteile an Kohlenwasserstoffen (PAHs). Alle IDPs, in denen PAHs gefunden wurden, zeigen deutlich anomale D/H-Verhältnisse.

Deutliche Deuteriumanreicherungen in IDPs und in Meteoriten sind mit großer Sicherheit durch die Anwesenheit präsolarer Moleküle in interplanetaren Staubteilchen zu erklären (ZINNER 1988, MCNAUGHTON et al. 1982, YANG & EPSTEIN 1983). D/H-Anomalien in IDPs sind auf jeden Fall auf eine interstellare Komponente in IDPs zurückzuführen.

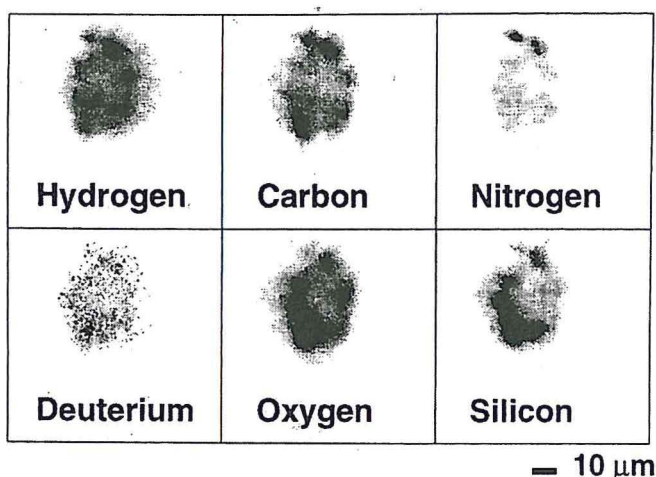
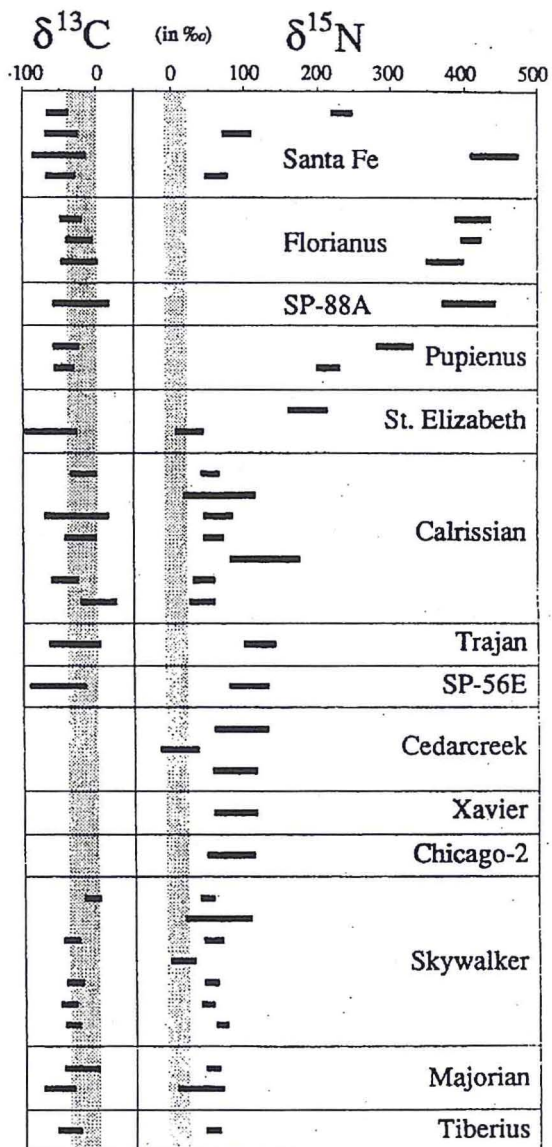


Abb. 50:

Verteilung von Wasserstoff, Kohlenstoff und Deuterium in einem IDP. Deuteriumanomalien sind vor allem in Bereichen mit hohem Kohlenstoffgehalt zu finden.

(Abb. aus MESSENGER et al. 1996)

Die Kohlenstoffisotope einer Reihe von IDPs (Abb. 51) zeigen nur geringe Abweichungen vom terrestrischen Variationsbereich, während sich in der Stickstoffisotopenzusammensetzung ausgeprägte Anomalien, d.h. ^{15}N -Anreicherungen relativ zu ^{14}N , ergaben. Die meisten Teilchen mit Stickstoffanomalien waren C-Typ Staubteilchen. Es wurden jedoch von STADERMANN (1990) auch zwei Staubteilchen mit nicht-chondritischer Zusammensetzung gefunden, die Isotopenanomalien im Stickstoff aufwiesen und somit extraterrestrischer Herkunft sind.



Eines der Teilchen war ein Eisensulfidkorn. Das andere Staubteilchen zeigte neben dem chondritischen Elementmuster noch hohe Anreicherungen an Phosphor und Natrium, was normalerweise nicht zu einer C-Typ Klassifikation geführt hätte. Beide Staubteilchen müssen jedoch aufgrund der Isotopenanomalien des Stickstoffs als extraterrestrisch angesehen werden. KELLER et al. (1995) fanden, dass Stickstoff in IDPs in der Form von N-reichen „hot-spots“ in der kohlenstoffreichen Matrix verteilt ist. Die Autoren nehmen an, dass die Stickstoffgehalte in IDPs, ähnlich wie die Kohlenstoffgehalte in IDPs, höher sind als in kohligem Chondriten.

Abb. 51: Isotopische Zusammensetzung des Kohlenstoffs und des Stickstoffs in verschiedenen interplanetaren Staubteilchen. Zum Vergleich ist schraffiert der Variationsbereich terrestrischer C- und N-Isotope gegeben. (Abb. aus STADERMANN 1990)

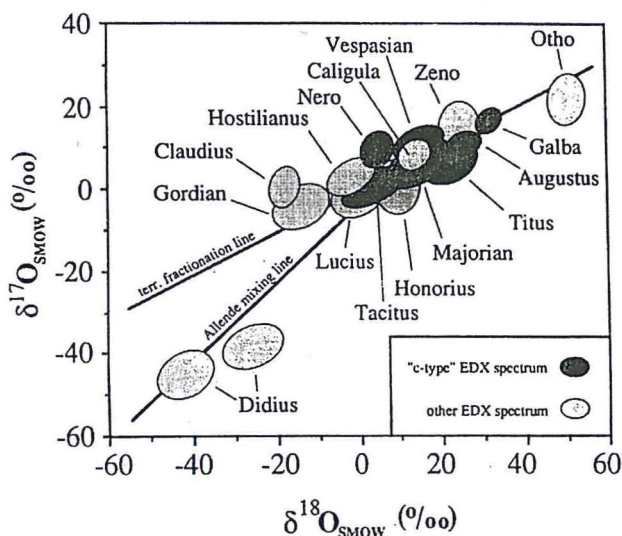


Abb. 52: Isotopische Zusammensetzung einzelner interplanetarer Staubteilchen in einem 3-Isotopen-Diagramm des Sauerstoffes. Die meisten Staubteilchen unterscheiden sich in ihrer Sauerstoffisotopie nicht von den terrestrischen Werten. Eine Ausnahme ist das Teilchen Didius, das ein refraktäres Staubteilchen ist. (Abb. aus STADERMANN 1990)

Sauerstoffisotope eignen sich auch, die extraterrestrische Herkunft eines Staubteilchens zu belegen. MCKEEGAN (1987) analysierte gezielt refraktäre IDPs auf ihre Sauerstoff-isotope und fand, dass 4 von 5 refraktären Staubteilchen nicht auf der terrestrischen Fraktionierungsgeraden lagen, sondern, wie z.B. Chondren und refraktäre Einschlüsse aus kohligen Chondriten, an ^{16}O angereichert sind (CLAYTON & MAYEDA 1989).

STADERMANN (1990) untersuchte auch die Li-, Mg- und Si-Isotope, fand aber keine Abweichungen von den terrestrischen Isotopenverhältnissen in den untersuchten IDPs.

Er entdeckte in ungefähr der Hälfte der C-Typ Staubteilchen isotopische Anomalien, die als ein Indiz für eine extraterrestrische Herkunft angesehen werden müssen. In der anderen Hälfte der C-Typ Teilchen fanden sich keine Isotopenanomalien, was jedoch nicht als Indiz für eine terrestrische Herkunft gelten kann.

In einigen Fällen konnte STADERMANN (1990) zeigen, dass auch die Spurenelemente als ein Hinweis für die Herkunft eines IDPs herangezogen werden können. Es ist bemerkenswert, dass ungefähr 25 Elemente, deren Absolutkonzentrationen sich um mehrere Größenordnungen unterscheiden, innerhalb eines Teilchens um weniger als einen Faktor von 2 von der chondritischen Häufigkeit abweichen. In einem solchen Falle kann auch das Elementmuster als Hinweis auf eine extraterrestrische Herkunft angesehen werden.

Zusammenfassend kann man sagen, dass die üblicherweise anhand ihrer Hauptelementzusammensetzung klassifizierten C-Typ Staubteilchen mit großer Sicherheit extraterrestrischen Ursprungs sind.

9 Mineralogische und chemische Besonderheiten der chondritisch-porösen stratosphärischen Staubteilchen und Unterschiede zu herkömmlichen Meteoriten

In diesem Kapitel sollen Eigenschaften, die auf eine primitive Herkunft der feinkörnig-chondritischen Staubteilchen hinweisen, zusammengestellt werden.

Bislang wurden nur wenige Schichtsilikat-IDPs gefunden, die eindeutige verwandtschaftliche Beziehungen zu primitiven Chondriten zeigen. Die Saponit-IDPs zum Beispiel, die den Hauptanteil der Schichtsilikatteilchen stellen, konnten noch nicht einer der bekannten Meteoritenklassen zugeordnet werden, ebenso die feinkörnig-porösen IDPs, die sogenannten „Chondritic-Porous-Aggregates“ (CPAs). Für diese Teilchen ist bis heute kein Analogmaterial unter den herkömmlichen Meteoriten gefunden worden. Diese Klasse der Staubteilchen wird oft als kometares Material angesehen (LIOU & ZOOK 1996, BROWNLEE et al. 1994). Somit repräsentiert ein Großteil des interplanetaren Staubes eine oder mehrere neue Klassen extraterrestrischen Materials. Besonders bemerkenswert sind die Staubteilchen der sogenannten chondritisch-porösen IDP Klasse. Sie sind zum großen Teil aus sehr feinkörnigen Aggregaten aufgebaut. Diese Aggregate bestehen aus durchschnittlich 20 nm großen Kristallen von Silikaten, Eisensulfiden und Metallen, die in eine amorphe Grundmasse eingebettet sind. Die Aggregate sind im allgemeinen rundlicher Natur, ihre Durchmesser variieren zwischen ungefähr 100 nm bis ungefähr 500 nm. In Abb. 53 A-E sind Beispiele mikrokristalliner Aggregate (GUs oder GEMS) aus verschiedenen Staubteilchen aufgezeigt.

Die Nomenklatur für interplanetare Staubteilchen und ihre Bausteine ist noch nicht festgeschrieben. Deshalb können verschiedene Bearbeiter die gleichen Lithologien mit unterschiedlichen Bezeichnungen versehen. Im folgenden Text sollen diese feinkörnigen Bausteine als „Granular Units“ (GUs) bezeichnet werden.

Die meisten feinkörnigen Staubteilchen enthalten eine größere Anzahl an Kristallen silikatischer Minerale und Eisensulfide, die in der Größenordnung von 50 nm bis zu 1 μm liegen. Eine Kohlenstoffmatrix scheint sowohl die größeren silikatischen Komponenten als auch die

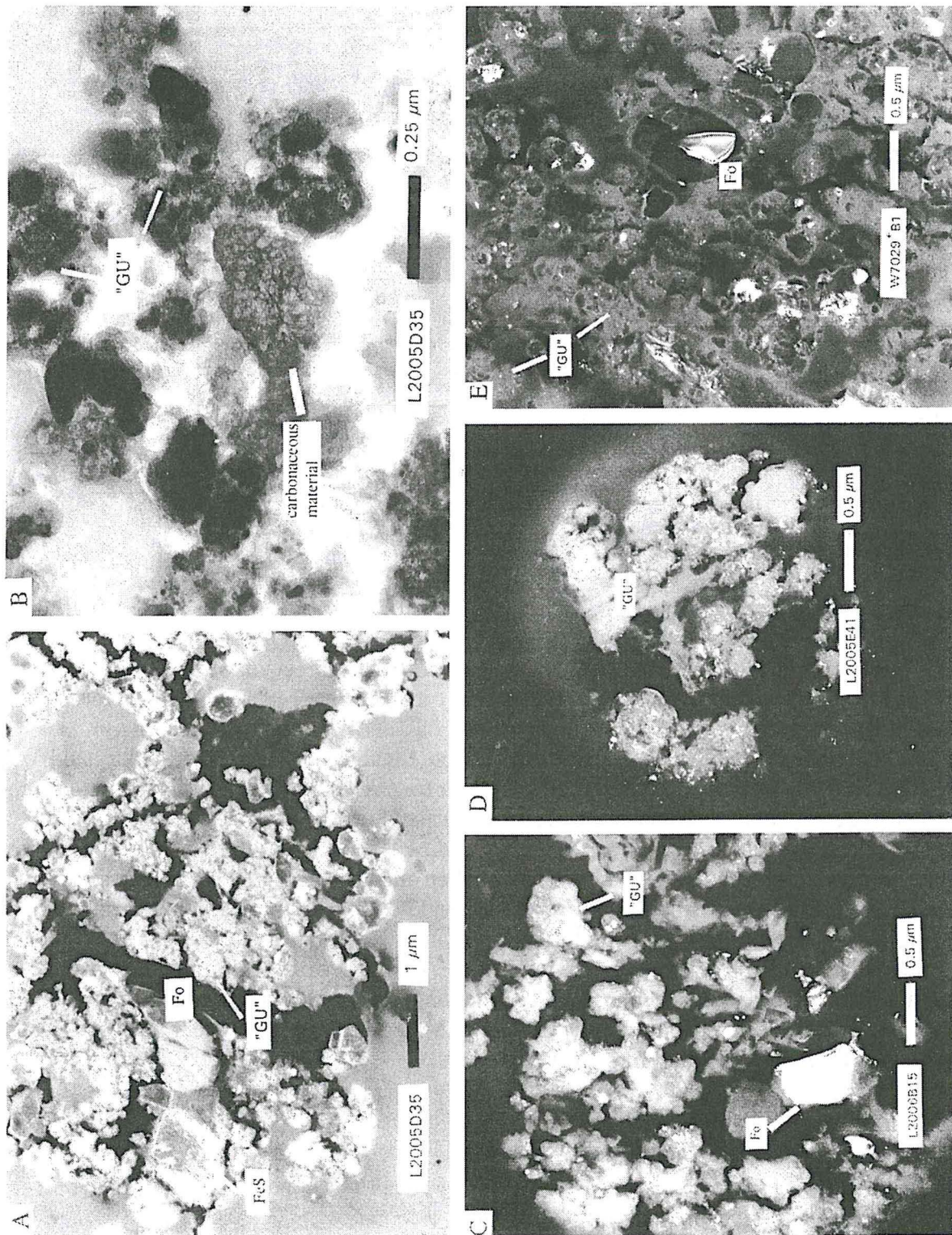


Abb. 53: TEM-Aufnahmen typischer CP-IDPs.

A: Das Teilchen besteht zum größten Teil aus GUs.

B: In diesem Clusterteilchen finden sich Klumpen von reinem Kohlenstoff.

C: Forsterit in einer Grundmasse von GUs.

D: Dieses Teilchen besteht fast ausschließlich aus feinkörnigen Aggregaten.

E: Dieser Bereich des Staubteilchens enthält einen relativ großen Anteil an Olivinen, Pyroxenen und Eisensulfiden, die in die Matrix aus GUs eingebettet sind.

Tab. 18: Beispiele für primitive chondritische Staubteilchen.

Teilchennummer	Clusternummer	Kernspuren	Olivinzusammensetzung (mol% Fa)	Prozentualer Anteil an GUs
L2005E33	26	n.d.	3-22	60-80%
L2006A25	3	+	1-25	80%
U2034*A2		+	1-32	10-20%
U2015*B2		+	0.1-28	20-30%
L2006B15	14	+	0.1-15	30-40%
L2005E41	28	n.d.	n.d.	80%-90%
W7029*B1		+	0.1-22	80%
L2006A11	4	n.d.	9-13	80%
L2005D35	19	+	0.5-27	80-90%
L2005C19	17	n.d.	8-24	70%
W7029*A27		n.d.	3-24	80-90%
Nero		n.d.	n.d.	90-95%
W7027B7		n.d.	n.d.	80-90%

n.d. = *not detected* (nicht gefunden, können aber jedoch vorhanden sein)

mikrokristallinen Aggregate zusammenzuhalten. Allerdings wurden auch Kohlenstoffklumpen gefunden, die klar von der Kohlenstoffmatrix abgegrenzt werden können (Abb. 53B).

In der folgenden Tabelle sind Beispiele für typische CP-IDPs gegeben. Sie bestehen überwiegend aus den feinkörnigen Aggregaten (GUs). In etwa 50% aller Teilchen wurden Kernspuren in den Silikaten gefunden.

Da Staubteilchen dieses Typs in ihrer Struktur und Chemie gänzlich verschieden sind von jedem bekannten meteoritischen Material, sollen im folgenden einige Unterschiede zu Meteoriten herausgestellt und die besonderen Merkmale dieser Staubteilchen betont werden.

Außer den Angaben in Tabelle 18 zeigen Partikel dieses Typs im Mittel niedrige Heliumentgasungstemperaturen bei gleichzeitig hohen Gehalten an ^4He . Die Zn/Fe-Verhältnisse der Typ I-Staubpartikel sind ungefähr chondritisch, auf jeden Fall ist Zn nicht deutlich verarmt.

Eine Reihe von Beobachtungen deutet darauf hin, dass die feinkörnig-porösen Staubteilchen im Laufe ihrer Entwicklungsgeschichte keine oder wenige Prozesse erfahren haben, die zu ihrer mineralogischen oder chemischen Veränderung führten. Deshalb sind diese Teilchen einzigartig im Vergleich zu anderer meteoritischer Materie. Einige besonders wichtige Eigenschaften sind im folgenden zusammengefasst.

- Das Vorhandensein von Kernspuren in Silikaten
- Nicht equilibrierte Mineralzusammensetzungen
- Chondritische Zusammensetzung im Hinblick auf Haupt- und Spurenelemente
- Hohe Kohlenstoffgehalte
- Hohe Porosität und niedrige Dichte
- GUs, die primitiven Bausteine der CP-IDPs
- Spurenelementanreicherung volatiler Elemente im Vergleich zu CI-Chondriten

9.1 Kernspuren in Silikaten

Das Vorhandensein von Kernspuren in Silikaten der Staubteilchen bestätigt vor allem ihre extraterrestrische Herkunft. Außerdem erlaubt das Auftreten der Kernspuren in Olivinen oder Pyroxenen eine Abschätzung der maximal erlittenen Temperatur beim Eintritt des Teilchens

in die Erdatmosphäre. Denn nach den Ergebnissen von FRAUNDORF et al. (1982b) werden die Kernspuren in Silikaten bei Temperaturen oberhalb von ungefähr 600°C ausgelöscht. Die Beobachtung von Kernspuren in ca. 50% aller primitiven, feinkörnigen Staubteilchen spricht für eine durchschnittliche Eintrittsgeschwindigkeit von etwa 12 km/s. Geschwindigkeiten in dieser Größenordnung werden nicht für kometare, sondern für asteroidale Teilchen erwartet (LOVE & BROWNEE 1991, JACKSON & ZOOK 1992).



Abb. 54:

TEM-Aufnahme von Kernspuren in Olivin im CP-IDP L2005D35. Die Existenz dieser „solar flare tracks“ in Silikaten gibt eine Obergrenze der Aufheizung in der Atmosphäre von ungefähr 600°C (FRAUNDORF et al. 1982b). Die Kernspurdichte dieses Olivins lässt sich durch eine Bestrahlungsdauer von ungefähr 10^5 Jahren erklären. Dies ist die Zeitspanne für den Transit der Staubteilchen aus dem Asteroidengürtel zur Erde. Länge des Olivins 400 nm.

Voraussetzung für das Überleben der Kernspuren in Clusterteilchen ist eine relativ langsame Eintrittsgeschwindigkeit. Als Cluster werden Ansammlungen von IDPs auf den Kollektoren bezeichnet, die durch Auseinanderbrechen der ursprünglichen Partikel zustande kamen (FLYNN 1989). Alle in Tabelle 18 aufgeführten Staubteilchen mit Kernspuren sind Fragmente eines größeren Teilchens, das beim Auftreffen auf den Kollektor zerbrach.

Die Anwesenheit von Kernspuren in Silikaten kann eine Hilfe sein, um zwischen Teilchen zu unterscheiden, die beim Eintritt in die Atmosphäre stark aufgeheizt wurden, und solchen Teilchen, die bereits auf dem Mutterkörper z. B. durch Metamorphose, thermisch beeinflusst wurden. Metamorphe Staubteilchen werden die normale Kernspurdichte zeigen, die sie beim Transit vom Mutterkörper zur Erde erfahren haben, während die Kernspuren in Teilchen, die in der Atmosphäre stark aufgeheizt wurden, ausgelöscht sind.

Die Kernspurdichte gibt uns einen Anhaltspunkt über die Bestrahlungsdauer der Teilchen. Die Kernspurdichte des Olivinkristalls in Abb. 54 beträgt ungefähr 2×10^{10} Kernspuren/cm² und liegt damit in der Größenordnung, wie sie in anderen Staubteilchen gefunden wurde (BRADLEY et al. 1984b, BRADLEY 1994b).

9.2 Unequilibrierter Mineralbestand in chondritisch-porösen Staubteilchen

Die chemische Zusammensetzung im Hinblick auf Fe/Mg-Verhältnisse von Olivinen und Pyroxenen chondritischer, feinkörniger Staubteilchen ist bereits in Abb. 26 wiedergegeben. Diese Vertreter sind charakteristisch für den Typ I-Staubteilchen. Die Fe- und Mg-Gehalte von Olivinen und Pyroxenen in diesen Teilchen sind sehr variabel und liegen zumeist zwischen Fe/Fe+Mg-Verhältnissen von 0 bis 35, wobei die Mg-reichen Olivine und Pyroxene zahlenmäßig dominieren.

Die variable chemische Zusammensetzung der mafischen Silikate in diesen Staubteilchen ist ein wesentlicher Hinweis auf die primitive Natur dieses extraterrestrischen Materials. Eine thermische Beanspruchung, die einen Austausch von Fe und Mg zwischen den mafischen Silikaten verursacht hätte, hat somit während der Entwicklungsgeschichte dieser Staubteilchen von Typ I keine entscheidende Rolle gespielt.

Tab. 19: Fayalit und Ferrosilitgehalte in mafischen Mineralen von IDPs.

Type I				
particle	fs (mol %)	fs (mol %)	tracks	LIME
U2015*B2	0.1-28	1-31	+	+
U2015D21	3-55	0.3-23	-	+
U2015E3	0.7-37	1-14	-	-
U2015F1	0.3-4	0.4-20	-	+
U2022G7	-	1.5-11	+	+(px)
U2034*A2	1-32	0.1	+	+
W7013G6	0.1-21	3-8	+	+
W7027H14	0.4-26	0.1-18	-	+(px)
W7029*A	3-24	3-17	-	+
W7029*B1	0.1-22	1.4-6	+	+
L2005E33	3-22	2-11	-	-
L2006A25	1-27	-	+	+
L2006B15	0.1-19	2-4	+	+
L2005E41	0.2-29	0.1-11	-	+
L2006A11	9-13	7	-	-
L2005D35	0.5-30	0.1-18	+	+
Type II				
U2015C24	10.8 ± 2.2	22.0 ± 3.5	-	-
U2015D22	8.1 ± 1.5	2.4 ± 0.2	-	-
W7013D12	13.2 ± 3.0	4.1 ± 4.0	-	+(px)
W7013G1	2.5 ± 1.0	-	-	-
Type III				
W7013E17	2.4 ± 0.4	2.2 ± 0.2	-	-
W7027H10	4.1 ± 0.9	3.8 ± 0.8	-	-
U2015D16	4.3 ± 2.2	4.2 ± 1.1	-	-
U2015C16	6.9 ± 0.5	5.4 ± 0.6	+	-
W7027E6	12.6 ± 3.2	11.2 ± 1.5	-	-
L2005D28	13.2 ± 2.5	12.3 ± 2.0	-	-
W7028*C2	15.2 ± 1.5	12.8 ± 1.8	-	-
W7013E9	18.1 ± 2.4	13.1 ± 2.0	one grain found	-

Aus Tabelle 19 wird ersichtlich, dass es drei Typen von interplanetaren Staubteilchen gibt. Sie können aufgrund ihrer Fe/Fe+Mg- Verhältnisse in koexistierenden mafischen Silikaten unterschieden werden.

Es handelt sich hierbei um die Typ I-Staubteilchen mit einer weiten Variation der Fe/Mg-Verhältnisse in Olivinen und Pyroxenen, wie z.B. IDP U2015*B2. Das Teilchen ist ein typischer Vertreter dieser Gruppe mit Kernspuren in Silikaten, einer hohen Porosität, einem hohen Anteil an mikrokristallinen Aggregaten und zahlreichen Mn-reichen Forsteriten. Diese Mn-reichen Olivine wurden bis auf eine Ausnahme (W7013E9) nicht in equilibrierten Staubteilchen an-

getroffen. Die Zusammensetzung der LIME Olivine ist bemerkenswert, da der Mn-Gehalt dieser Forsterite den Eisengehalt überschreitet. Olivine mit einer ähnlichen chemischen Signatur sind auf der Erde sehr rar und nur in Skarnmineralisationen anzutreffen. Ein derartiger Bildungsmechanismus für Forsterite in IDPs kann jedoch sicher ausgeschlossen werden.

Ein zusätzlicher Hinweis für die primitive Natur der Typ I-Staubteilchen ist das Auftreten von Forsterit in Kontakt zu reinem Siliziumoxid, wie Abb. 55 zeigt. Diese Paragenese wurde in einem Teilchen von Typ I (W7029*B1) gefunden. Forsterit ist nicht im Gleichgewicht mit SiO₂, und deshalb würde diese Mineralassoziation bei erhöhter Temperatur sofort mit der Bildung von Enstatit reagieren. Die Abwesenheit eines Enstatitreaktionssaumes zwischen Forsterit und Siliziumoxid ist ein zusätzlicher Hinweis auf eine niedrigtemperierte Entwicklungsgeschichte seit der Bildung dieser Mineralparagenese.

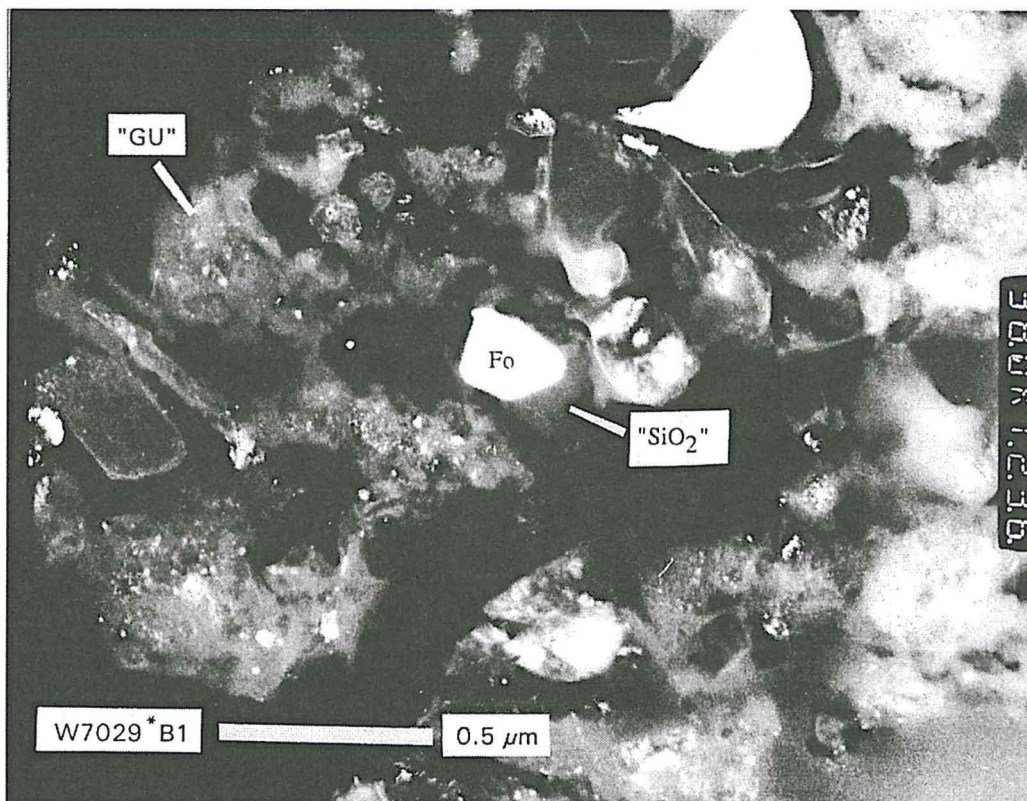


Abb. 55:

TEM-Dunkelfeld Abbildung eines CP-IDPs. Es sind feinkörnige Bereiche („GU“) zu erkennen, in die größere Kristalle eingestreut sind. Der Forsterit im Zentrum ist in direktem Kontakt zu amorphem Siliziumoxid.

9.3 Chondritische Gesamtzusammensetzung feinkörnig-poröser IDPs

Kohlige Chondrite der Klasse CI sind chemisch der solaren Zusammensetzung am nächsten (ANDERS & GREVESSE 1989). Extraterrestrische Materie, die chemisch den CI-Meteoriten ähnlich ist, wird als primitiv und unfraktioniert bezeichnet. Zahlreiche feinkörnige, poröse interplanetare Staubteilchen sind im Hinblick auf Haupt- und Spurenelemente, innerhalb eines Faktors von zwei, chondritisch zusammengesetzt. Ein exzellentes Beispiel für chondritische IDPs sind die drei Teilchen in Abb. 56, die sowohl mit PIXE als auch mit SXRF gemessen wurden.

Ein anderes gutes Beispiel ist das Staubteilchen NERO (u44-m1-7), dessen Gehalte an 25 Haupt- und Spurenelementen mit der Ionensonde bestimmt wurden (STADERMANN 1990). Das Muster der Elementverteilung von NERO ist unfraktioniert und unterscheidet sich nicht von der Zusammensetzung der CI-Chondrite. Mineralogische Untersuchungen gruppieren NERO in die Klasse der CP-IDPs. Das Elementmuster in Abb. 56 (ebenso wie das von NERO) legt auch nahe, dass die Staubteilchen beim Eintritt in die Atmosphäre nicht hoch aufgeheizt wurden, da volatile Elemente, mit Ausnahme von Zn in IDP L2011K1, nicht verloren gingen. Spurenelementgehalte verschiedener interplanetarer Staubteilchen werden im Detail in Kapitel 7.3 diskutiert.

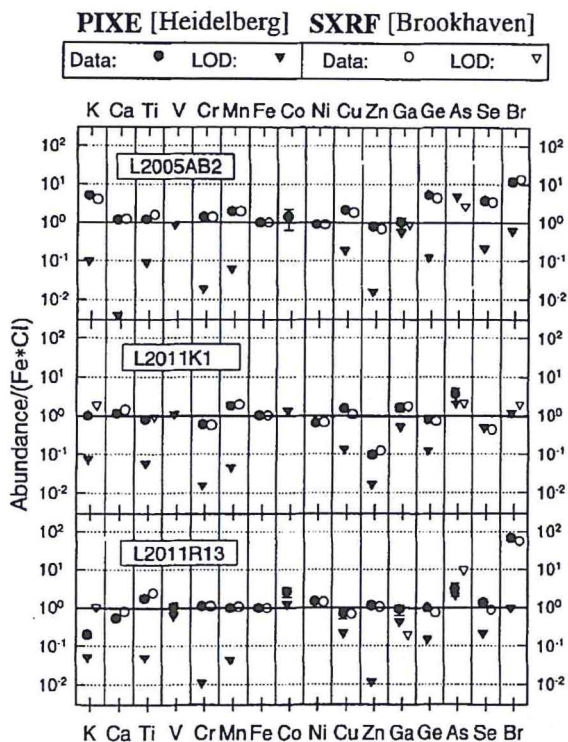


Abb. 56:
Vergleich von PIXE und SXRF Messungen an drei IDPs. Bemerkenswert sind vor allem die gute Übereinstimmung der Werte und die chondritische Häufigkeit der meisten Elemente. (Abb. aus ARNDT 1997)

9.4 Kohlenstoffgehalte feinkörnig-poröser Staubteilchen

Ein wichtiges Merkmal zur Unterscheidung kohligter Chondrite von gewöhnlichen Chondriten ist der hohe Kohlenstoffgehalt der kohligten Chondrite. Der Gesamtkohlenstoffgehalt nimmt unter den kohligten Chondriten von 0.5 Gew% in CV3-Chondriten über CO3-, CM2- zu CI-Meteoriten, bis zu einem Gehalt von 3.4 Gew% zu. Die Meteorite des Typs CI haben unter allen Meteoritenklassen den höchsten Kohlenstoffgehalt. Der Anteil des Kohlenstoffs liegt jedoch immer noch um einen Faktor 10 unter dem solaren Wert. Da Meteorite im Vergleich zum solaren Wert kleinere C/Si-Verhältnisse aufweisen, wäre es möglich, dass Kometen höhere C/Si-Verhältnisse besitzen.

Es wurde gezeigt, dass Kohlenstoff-, Stickstoff- und Sauerstoffgehalte des Kometen Halley nahe bei den solaren Werten liegen (GEISS 1987). Die Häufigkeit des Kohlenstoffs und seine molekulare Zusammensetzung (CLEMETT et al. 1993) ist somit ein wichtiger Hinweis für die Einordnung jeglicher meteoritischer Materie. Die Anreicherung der volatilen Elemente in kometarer Materie, verglichen mit den Gehalten in Meteoriten, spricht für eine primitive Natur der Kometen im Vergleich zu den mehr oder weniger chemisch veränderten Asteroiden (ALLAMANDOLA et al. 1987, BRADLEY et al. 1984a).

Eine Reihe von interplanetaren Staubteilchen wurde auf ihren Gehalt an Kohlenstoff untersucht (SCHRAMM et al. 1989, KELLER et al. 1995, 1996, THOMAS et al. 1993a,b, 1996 und unveröffentlichte Daten). Die Kohlenstoffgehalte einiger IDPs werden in Abb. 57 mit der Häufigkeit von Kohlenstoff in CI-Meteoriten verglichen. In einigen extraterrestrischen Staubteilchen ist der Kohlenstoff bis zu 10-fach über den chondritischen Wert angereichert. Wenn der Kohlenstoffgehalt als Maßstab für die „Primitivität“ der Staubteilchen gelten kann, dann stellen zumindest die kohlenstoffreichen Teilchen, ähnlich wie die Kometen, unverändertes Material des frühen Sonnensystems dar. Ein besonders gutes Beispiel für ein kohlenstoffreiches Staubteilchen gibt die Abbildung 58.

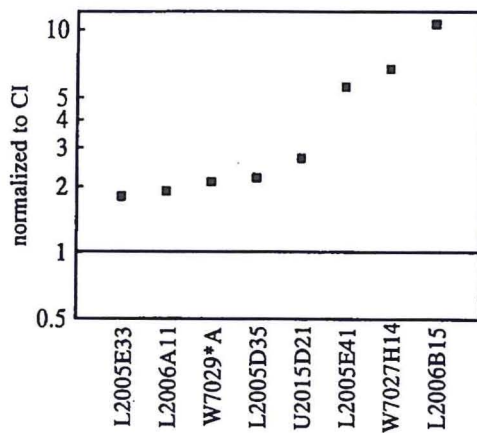
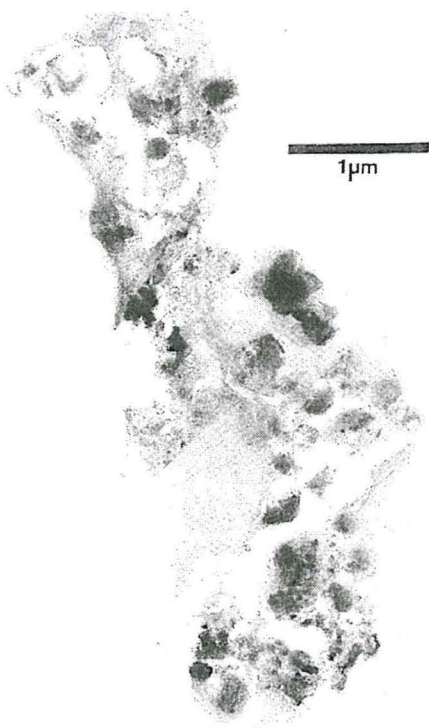
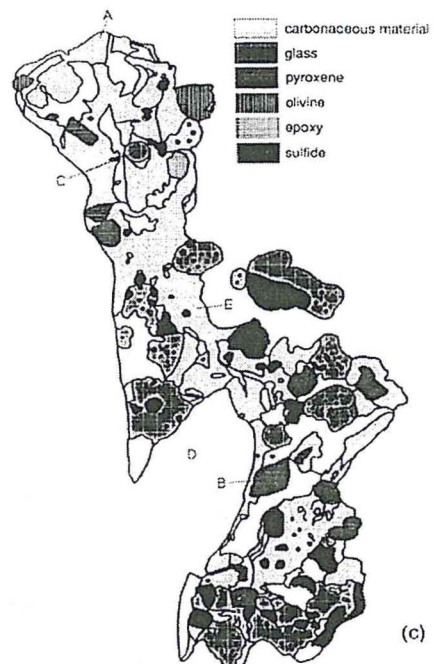


Abb. 57:
Kohlenstoffgehalte von feinkörnig-porösen IDPs. Die Gehalte der IDPs sind auf den Kohlenstoffwert der CI-Chondrite bezogen.



(b)



(c)

Abb. 58

Dieses Partikel ist ein Fragment eines größeren Clusterteilchens (Cluster 28) von Kollektor L2005. Der Gesamtkohlenstoffgehalt des Fragmentes liegt bei ungefähr dem 6fachen des chondritischen Wertes. Die Karte des Staubeilchens zeigt, dass ein großer Anteil dieses Schnittes aus Kohlenstoffphasen besteht (hellgraue Bereiche). Die hohen Kohlenstoffgehalte der CP-IDPs werden oft als Argument für eine kometare Herkunft benutzt. (Abb. aus THOMAS et al. 1993c)

9.5 Dichte und Porosität von IDPs und Meteoroiden

VERNIANI (1967, 1969, 1973) ermittelte die Dichte von Meteoroiden mit einer Masse von 10^{-5} bis 1 g anhand der Leuchterscheinungen. Der Mittelwert der Dichten liegt unter 1 g/cm^3 . Die ermittelten Dichten streuen aufgrund der erheblichen Unsicherheiten der Messmethode über einen weiten Bereich (Abb. 59).

In jüngster Zeit wurden diese Dichtebestimmungen angezweifelt, da die zugrundeliegenden physikalischen Modelle verbessert wurden. Neuere Untersuchungen in dieser Richtung von BABADZHANOV (1994) ergaben eine mittlere Dichte für Meteoroiden von 3.3 g/cm^3 . Allerdings

ist die beobachtete Variation erheblich, und die Anzahl der beobachteten Fälle relativ gering. Die Dichten variieren von $<1 \text{ g/cm}^3$ bis zur Dichte von Stein-Eisenmeteoriten ($5-8 \text{ g/cm}^3$). Neuere Studien zeigen, dass in der Mehrzahl der Fälle die beobachteten Dichten mit denen von Meteoriten verschiedener Klassen übereinstimmen (Tab.20).

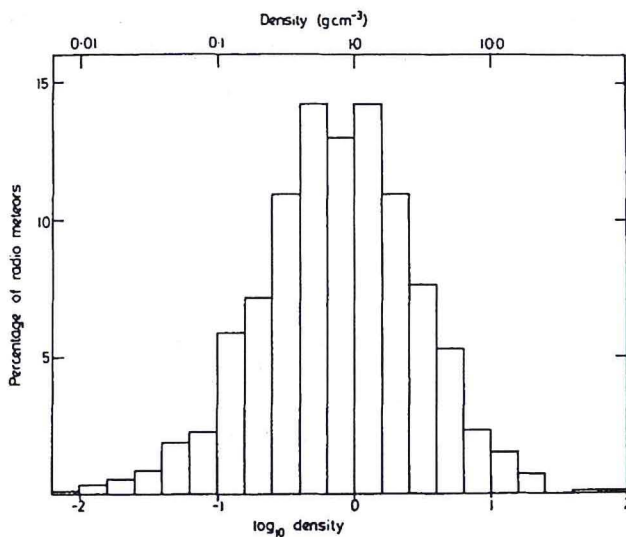


Abb. 59: Dichteverteilung von Meteoroiden anhand ihrer Leuchterscheinungen. (Abb. aus VERNIANI 1973)

Tab. 20: Dichten von Meteoroiden (BABADZHANOV 1994).

Shower	Parent body	Numbers of meteoroids of different densities (g/cm^3)					All density	Mean g/cm^3
		<1	1-2	2-3	3-5	5-8		
Perseids	P/Swift-Tuttle	2	4	5	27	8	46	3.8
Leonids	P/Tempel-Tuttle	1	5	1	2	1	10	2.5
Geminids	Phaethon	-	-	1	2	6	9	5.9
α Cygnids	?	-	-	1	-	1	2	5.0
Quadrantids	P/Machholz	-	2	-	1	1	4	3.3
δ Aquarids	P/Machholz	-	-	1	4	5	10	5.3
Taurids	P/Encke	1	-	-	3	-	4	3.7
Sporadic		2	1	3	11	7	24	4.1

Die Dichte ist eine grundlegende physikalische Größe interplanetarer Staubteilchen. Sie ist ein wichtiger Parameter zur Berechnung der Aufheiztemperatur von IDPs beim Eintritt in

die Erdatmosphäre (LOVE & BROWNLEE 1991). Außerdem bestimmt die Dichte die orbitale Entwicklung und Kollisionswahrscheinlichkeit der Staubteilchen und beeinflusst die Wirkung von Mikrometeoritenkollisionen mit Raumfahrzeugen.

LOVE et al. (1994) präsentieren eine umfangreiche Studie zur Dichte von 150 IDPs in der Größenklasse von $5-15 \mu\text{m}$. Frühere Laboruntersuchungen zu diesem Thema wurden z.B. von FRAUNDORF et al. (1982a), MACKINNON et al. (1987), FLYNN & SUTTON (1988, 1990), ZOLENSKY et al. (1989) und RIETMEIJER (1993b) durchgeführt. Die bisher ermittelten Dichten

für interplanetare Staubteilchen variieren von ungefähr 0.1 g/cm^3 (RIETMEIJER 1993b) bis zu 3.4 g/cm^3 (FLYNN & SUTTON 1990). Die Dichten der 150 ungeschmolzenen IDPs aus der Arbeit von LOVE et al. (1994) variieren von 0.3 g/cm^3 bis zu 6.2 g/cm^3 , mit einem Mittelwert von 2.2 g/cm^3 (Abb. 60).

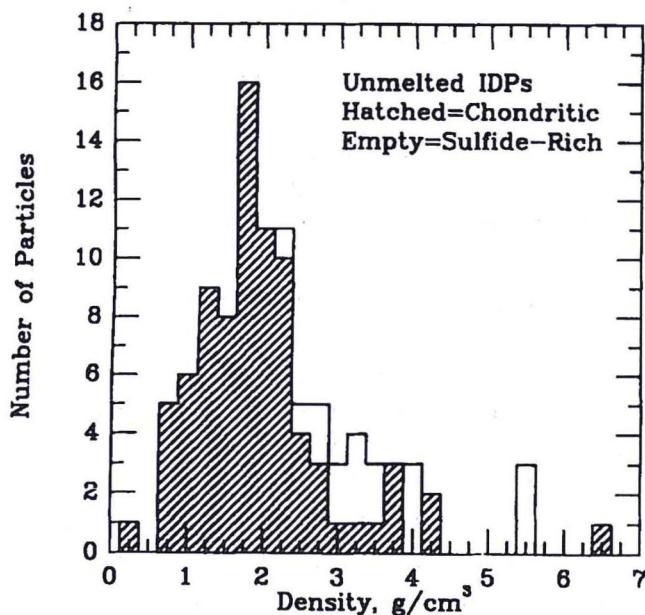


Abb. 60:

Histogramm der Verteilung der Dichten von 150 IDPs. (Abb. aus LOVE et al. 1994)

Die von LOVE et al. (1994) ermittelte Dichte-Verteilung an 150 stratosphärischen Staubteilchen stimmt nicht mit den Daten von FLYNN & SUTTON (1990) überein. Sie fanden eine bimodale Dichteverteilung. Eine Gruppe von Staubteilchen zeigt

eine Dichte von ungefähr 2 g/cm^3 , und eine zweite Gruppe weist eine auffällig niedrige Dichte von $<1 \text{ g/cm}^3$ auf. Diese unterschiedliche Dichteverteilung könnte durch einen Auswahl effekt, der sehr poröse Teilchen bevorzugt, begründet sein. Außerdem wurden in der Publikation von FLYNN & SUTTON nur 25 Teilchen berücksichtigt, so dass die nicht repräsentative Dichteverteilung aufgrund der geringen Zahl der gemessenen Teilchen zustande gekommen sein kann.

Durch die Entwicklung der Ultradünnschnittpräparation stratosphärischer Staubteilchen wurden die analytischen Möglichkeiten verbessert. Die Anfertigung und Auswertung serieller Dünnschnitte erlauben darüber hinaus Rückschlüsse auf die Struktur und Porosität von Staubteilchen. MACKINNON et al. (1987) setzten die Bildanalyse zur Ermittlung der Porosität eines chondritischen Staubteilchens ein. Sie fanden eine Porosität von ungefähr 90%, vergleichbar mit den Daten von BRADLEY & BROWNLEE (1986). Die anhand der TEM-Schnitte ermittelten Porositäten sind deutlich höher im Vergleich zu einer durchschnittlichen Porosität von 40%, wie sie von LOVE et al. (1994) berechnet wurde. Aufgrund ihrer Daten scheinen Porositäten $>70\%$ die Ausnahme zu sein. Die eher niedrige Porosität von IDPs wird auch durch eine Studie von CORRIGAN et al. (1997) bestätigt. 90% der untersuchten Staubteilchen wiesen Porositäten kleiner als 15% auf. Auch STRAIT et al. (1995) ermittelten eine niedrige Porosität in einem IDP. Da das analysierte Teilchen jedoch ein Fragment eines größeren Aggregates sein kann, das beim Aufprall zerbrach, ist mit einer höheren intrafragmentalen Porosität und einem geringen Zusammenhalt typischer Clusterteilchen zu rechnen.

Die mittleren Dichten für ungeschmolzene stratosphärische Staubteilchen sind deutlich niedriger, verglichen mit den Dichten chondritischer Meteorite (2.2 g/cm^3 gegenüber 3.0 g/cm^3). Die niedrigere mittlere Dichte der IDPs ist durch eine höhere Mikroporosität der IDPs im Vergleich zu den chondritischen Meteoriten zu erklären. Das bedeutet, dass die sogenannten Cluster-IDPs durch Dichten $<2 \text{ g/cm}^3$ ausgezeichnet sind.

9.6 GUs, die primitiven Bausteine der CP-IDPs

Die feinkörnigen Staubteilchen bestehen überwiegend aus rundlichen Einheiten, die in einer amorphen silikatischen Matrix winzige Kristallite enthalten. Vergleichbare Lithologien sind in Meteoriten nicht bekannt. Die feinkörnigen Aggregate wurden schon als „tar-balls“ (BRADLEY 1988), „granular units“ und „polyphase units“ (RIETMEIJER 1989) oder als „GEMS“ (BRADLEY 1994a,b, 1995a,b) und als „microcrystalline aggregates“ bezeichnet (BRADLEY 1991, 1994a). Es gibt sogar Hinweise für eine interstellare Herkunft der Silikate dieser primitiven Bausteine, die jedoch einer Bestätigung durch Isotopenanalysen bedürfen (BRADLEY 1994b, BRADLEY & IRELAND 1996). Aufgrund der Größe der individuellen Kristalle von maximal 50 nm gelingt es in den meisten Fällen nicht, eindeutige chemische Zusammensetzungen einzelner Kristalle zu bestimmen. Die mittlere chemische Gesamtzusammensetzung einer größeren Anzahl von GUs konnte jedoch ermittelt werden. Sie unterscheidet sich von der Zusammensetzung der CI-Meteorite (Abb. 61). Die Mg/Si- und Fe/Si-Verhältnisse der GUs liegen näher an den entsprechenden Elementverhältnissen im Staub des Kometen Halley als an der solaren Zusammensetzung (KLÖCK & STADERMANN 1994). Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass Staubteilchen dieses Typs bzw. die „GU“-Bausteine verwandtschaftliche Beziehungen zu kometarem Staub aufweisen. Allerdings muss einschränkend gesagt werden, dass es zur Zeit nicht klar ist, welche Prozesse für die nicht-solaren Mg/Si- und Fe/Si-Verhältnisse in kometarem Material verantwortlich sind. Die unerwarteten Elementverhältnisse der GUs und des kometaren Staubes bedürfen zusätzlicher Bestätigung. Zum einen sind die Daten von Komet Halley mit großen Fehlern behaftet, und zum anderen zeigte sich, dass die Zusammensetzung der GUs erheblich variierte (BRADLEY & IRELAND 1996).

Atomic abundances of solar system objects

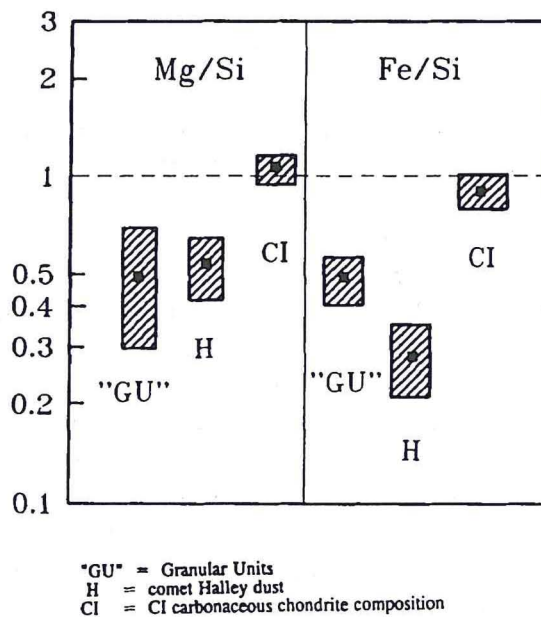


Abb. 61:

Vergleich der Mg/Si- und Fe/Si-Verhältnisse in GUs und CI-Chondriten mit der solaren Zusammensetzung. Die gestrichelte Linie entspricht der solaren Zusammensetzung.

9.7 Gehalte volatiler Elemente in Cluster-IDPs im Vergleich zu CI-Chondriten

Da die Hauptelementgehalte der IDPs in den meisten Fällen nahe dem chondritischen Wert sind, liegen auch die Spurenelementgehalte normalerweise in chondritischen Häufigkeiten vor. Allerdings wurden einige anomale Elementgehalte gefunden, und diese umfassen sowohl Anreicherungen als auch Verarmungen an bestimmten Spurenelementen (s. Kap. 7.2).

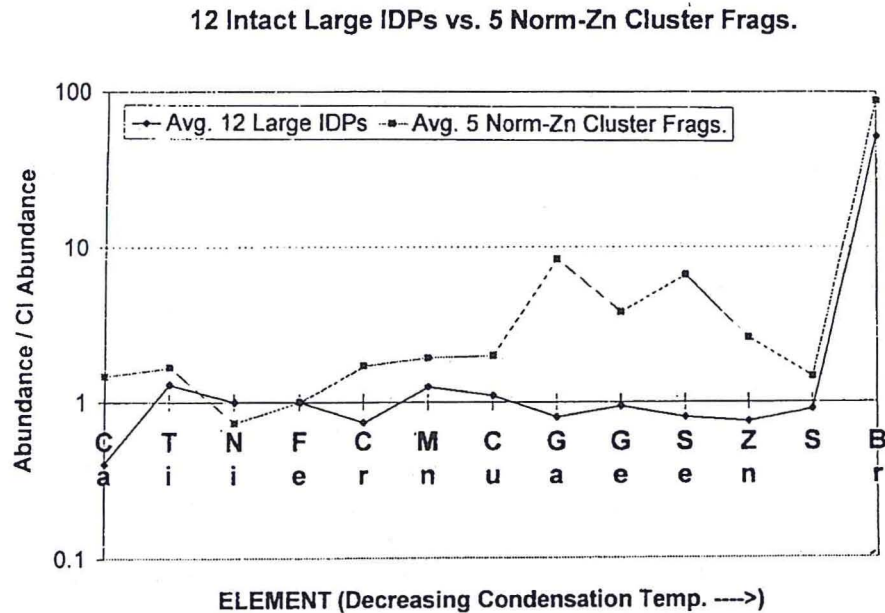


Abb. 62:

Anreicherung volatiler Elemente in Cluster-IDPs. Die Daten sind auf CI-Chondrite und auf Fe normiert. Die großen IDPs sind Schichtsilikat-IDPs und die Clusterteilchen sind hauptsächlich CP-IDPs. (Abb. von G. J. FLYNN, pers. Mitteilung)

Abweichungen von den normalen chondritischen Häufigkeiten zeigen besonders die volatilen Elemente. Zu dieser Gruppe zählen vor allem Cu, Ga, Ge, Se, Zn und Br. Es wurden von verschiedenen Autoren Anreicherungen der volatilen Elemente in interplanetaren Staubteilchen, verglichen mit den Gehalten in CI-Chondriten, gefunden (VAN DER STAP et al. 1986, FLYNN & SUTTON 1992a,b, FLYNN et al. 1993b, 1996b, SUTTON 1994, JESSBERGER et al. 1992, BOHSUNG et al. 1995, ARNDT et al. 1996). Die volatilen Elemente von Cu bis Zn scheinen in vielen Staubteilchen dieses Typs gegenüber dem CI-Wert um den Faktor 2-3 angereichert zu sein (Abb. 62).

Dieses Anreicherungsmuster der volatilen Elemente ist ungefähr komplementär zur Verarmung volatiler Elemente in CM2-Meteoriten. Falls dieses Muster sich bewahrheitet, dann wären die CP-IDPs die einzige bekannte Klasse extraterrestrischen Materials mit einer Anreicherung volatiler Elemente im Vergleich zur solaren Häufigkeit. Dies wäre äußerst bemerkenswert, denn das Ausgangsmaterial aller bekannten Meteorite hatte die volatilen Elemente bei der Akkretion der Mutterkörper der Meteorite bereits verloren. Da man annimmt, dass die Meteorite aus dem Asteroidengürtel (d.h. rel. nahe der Sonne) stammen, entspricht es durchaus den Erwartungen, wenn sich herausstellen sollte, dass kometarer Staub, dessen Bildungs-ort das äußere Sonnensystem ist, erhöhte Gehalte an volatilen Elementen aufweist.

10 Interpretation der Gehalte volatiler Elemente in IDPs

Die Unterschiede in den Spurenelementgehalten zwischen IDPs und CI-Meteoriten können folgendermaßen interpretiert werden:

1. Stratosphärische Staubteilchen repräsentieren ein primitives extraterrestrisches Material, das bislang unter den Meteoriten nicht bekannt ist.
2. IDPs stellen nur die feinkörnige Fraktion meteoritischer Materie dar.
3. Die Zusammensetzung der Staubteilchen war ursprünglich chondritisch und wurde durch Prozesse in der Atmosphäre verändert.

Falls die stratosphärischen Staubteilchen unverändertes Material aus dem frühen Sonnensystem darstellen, dann deuten die Gehalte der volatilen Elemente in CP-IDPs darauf hin, dass diese Staubteilchen primitiver sind als alle kohligen Chondrite; zum einen, da sie keiner wässrigen Umwandlung unterlagen und zum anderen aufgrund der Anreicherung der volatilen Elemente. Wegen dieser Anreicherung volatiler Spurenelemente wird vermutet (FLYNN et al. 1993b, 1996b), dass die genannten Partikel ein neues, bislang unter den Meteoriten nicht bekanntes, volatilreiches Material darstellen. Einschränkend muss allerdings gesagt werden, dass die Analyse einzelner IDPs nicht in allen Fällen die präatmosphärische Zusammensetzung wiedergeben muss. Durch Verluste volatiler Elemente beim Aufheizen, durch Kontamination in der Atmosphäre oder bei der Probenpräparation kann die ursprüngliche chemische Signatur verändert werden (JESSBERGER et al. 1992, ARNDT et al. 1996, BOHSUNG et al. 1995). Zusammen mit mineralogischen Untersuchungen an IDPs liefern uns die Spurenelementgehalte einzelner Teilchen allerdings Informationen über die thermische Beanspruchung und über die atmosphärische Kontamination der Partikel. Einige Anreicherungen, wie z.B. von Ga, Ge, Se, Rb, As, Sc, Co, Y und Zr sind eventuell durch eine Überschätzung des Mittelwertes zu erklären, da die gemessenen Gehalte nahe der Nachweisgrenze sind und in vielen Partikeln diese Elemente nicht nachgewiesen werden konnten. Derartige analytische Artefakte sollten ausgeräumt werden, bevor von einer eindeutigen primordialen Anreicherung volatiler Elemente in IDPs ausgegangen werden kann. Allerdings scheint es echte Anreicherungen gewisser Elemente in IDPs zu geben, wie Abb. 56 zeigt. Es wäre jedoch noch zu klären, ob solche Effekte durch die Heterogenität der Staubteilchen erklärt werden können.

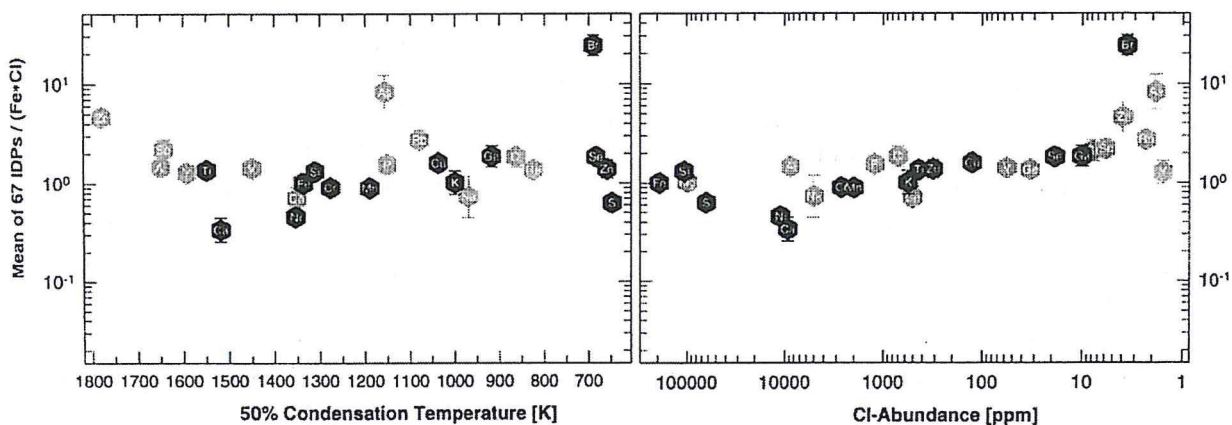


Abb. 63:

Anreicherung volatiler Elemente in IDPs. Die Anreicherung ist vor allem bei Elementen offensichtlich, die in geringer Konzentration in den IDPs vorliegen. Eine eindeutige Korrelation mit der Kondensationstemperatur ist dagegen nicht erkennbar. (Abb. aus ARNDT et al. 1996)

Es gibt außer den erwähnten Einschränkungen noch das Problem der Auswahleffekte. IDPs könnten einfach nur Bruchstücke der Matrix von Meteoriten repräsentieren, da dieses Material fragiler ist als Chondren und Silikatbruchstücke, und daher aufgrund seiner Größe in der Lage ist, den Eintritt in die Erdatmosphäre zu überstehen. Allerdings konnten mineralogische und chemische Untersuchungen der Saponit-IDPs keine eindeutigen verwandtschaftlichen Beziehungen zu primitiven Chondriten aufdecken (THOMAS et al. 1991, FLYNN et al. 1994) und überrschend wenige Schichtsilikat-IDPs zeigen klare Affinitäten zu CI/CM-Chondriten. Beim Eintritt in die Erdatmosphäre kann eine weitere Auswahl getroffen werden, indem nur die relativ langsamen, nahe der Ekliptik befindlichen Teilchen unverändert in die Atmosphäre eintreten. Außerdem ist es möglich, dass Meteorite, mit einer Porosität und einer Stabilität von Staubteilchen, den Eintritt in die Atmosphäre nicht als intakte große Körper überleben können.

Als Quellen chemischer Veränderungen oder Kontamination kommen folgende Ursachen in Frage:

1. Aufheizung beim Eintritt in die Atmosphäre
2. Kontamination in der Atmosphäre
3. Kontamination auf dem Kollektor

10.1 Aufheizung beim Eintritt in die Erdatmosphäre

Von verschiedenen Autoren wurden Modelle zur Abschätzung der Aufheizung von Mikrometeoriten beim Eintritt in die Erdatmosphäre entwickelt (WHIPPLE 1950, FRAUNDORF 1980, FLYNN 1989, LOVE & BROWNLEE 1991). Die Simulationen berechnen die Temperaturentwicklung eines kleinen Teilchens als Funktion der Zeit in Abhängigkeit von Größe, Dichte, Eintrittsgeschwindigkeit und Eintrittswinkel.

Durch die Aufheizung in der Atmosphäre kann es nur zum Verlust von einigen volatilen Elementen in den Staubteilchen kommen. Der Verlust von Zink in stratosphärischen Staubteilchen kann nach FLYNN et al. (1992) und KLÖCK et al. (1992b) als ein wertvoller Indikator für den Aufheizprozess betrachtet werden. Es wurde von verschiedenen Autoren experimentell gezeigt, dass beim Aufheizen von Meteoriten volatile Elemente verlorengehen (WULF & PALME 1991, IKRAMUDDIN & LIPSCHUTZ 1975). Diese Experimente umfassen Zeiträume von Stunden und Tagen, aber auch bei Aufheizdauern von wenigen Sekunden kann bereits ein Verlust volatiler Elemente in kleinen Meteoritenpartikeln nachgewiesen werden (KLÖCK et al. 1994, GRESHAKE et al. 1994a,c). Die beobachtete Verlustsequenz in stratosphärischen Staubteilchen unterscheidet sich etwas von der Reihenfolge der Verarmung volatiler Elemente im Experiment. Diese Diskrepanz kann z.B. durch unterschiedliche Wirtsphasen der Spurenelemente in IDPs und in Meteoriten erklärt werden.

Durch in-situ Aufheizung beim Analysieren mit Synchrotronröntgenstrahlung konnte gezeigt werden, dass ein Großteil des Broms in stratosphärischen Staubteilchen nur oberflächlich gebunden ist und daher mit ziemlicher Sicherheit aus atmosphärischen Quellen stammt (FLYNN et al. 1996a). Neuere Experimente mit stratosphärischen Staubteilchen bestätigen, dass die hohen Bromgehalte durch atmosphärische Kontamination zu erklären sind (ARNDT 1997).

Da kometare Staubteilchen durchschnittlich stärker erhitzt werden als asteroidale Staubteilchen, könnten wir erwarten, dass chemische Unterschiede zwischen stark aufgeheizten und schwach aufgeheizten Partikeln die unterschiedlichen Quellen widerspiegeln.

Eine andere Methode, die Aufheizgeschichte eines Teilchens zu bestimmen, ist seine stufenweise Aufheizung und parallele Analyse von Edelgasen. So haben NIER (1994) und BROWNLEE et al. (1994) gezeigt, dass die atmosphärische Aufheiztemperatur eines Staubteilchens anhand der Entgasungskurve von ^4He abgeschätzt werden kann und es damit letztendlich möglich ist, kometare und asteroidale Teilchen zu unterscheiden.

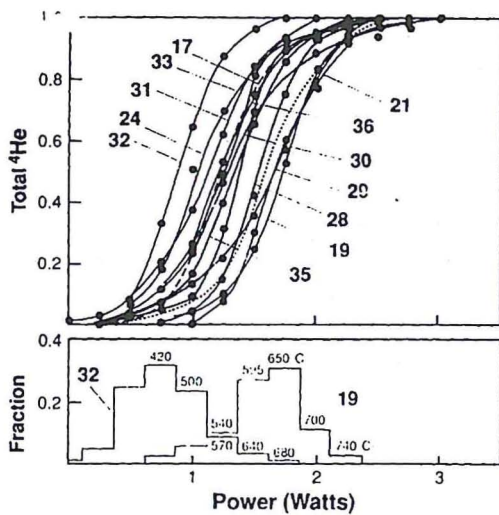


Abb. 64:
Entgasungskurven von interplanetaren Staubteilchen. Die Entgasungstemperaturen können von Teilchen zu Teilchen deutlich verschieden sein. Teilchen 32 hat eine mittlere Entgasungstemperatur von 420°C während die Temperatur zur He-liumfreisetzung bei Teilchen 19 deutlich höher liegt. Diese Unterschiede können z.B. durch die thermische Vorgeschichte des Teilchens verursacht werden. (Abb. aus NIER 1994)

Bei den Untersuchungen über die Edelgasgehalte interplanetarer Staubteilchen stellte sich heraus, dass die Entgasungstemperaturen von Helium zwar meist in der gleichen Größenordnung lagen, aber von Teilchen zu Teilchen doch stark variieren können (NIER & SCHLUTTER 1990, 1992a,b, 1993). Die beobachteten minimalen Entgasungstemperaturen lagen bei ungefähr 500°C, während die höchsten Entgasungstemperaturen oberhalb 800°C lagen. Zum Teil könnten diese unterschiedlichen Temperaturen durch die unterschiedliche Beschaffenheit der Trägerphasen der Edelgase erklärt werden. Aber anhand von Aufheizexperimenten konnte gezeigt werden, dass die Temperaturgeschichte der Staubteilchen einen wesentlichen Einfluss auf das Entgasungsverhalten hat. Staubteilchen, die ihren Gehalt an Helium erst bei hohen Temperaturen abgeben, sind, wie Abb. 65 zeigt, mit großer Sicherheit beim Eintritt in die Atmosphäre bereits relativ hoch erhitzt worden. Wenn verschiedene Aufheizindikatoren wie die ⁴He-Entgasungstemperatur, der Zinkgehalt und mineralogische Beobachtungen an individuellen Staubteilchen in die gleiche Richtung deuten, dann können wir mit Sicherheit stark aufgeheizte IDPs identifizieren.

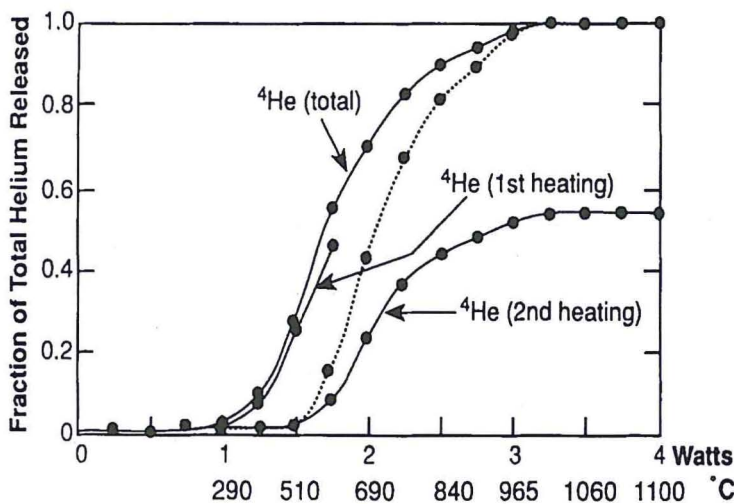


Abb. 65:
Darstellung des Einflusses der Aufheizgeschichte auf die Heliumentgasungstemperatur. Der erste Aufheizvorgang wurde bei ungefähr 550°C beendet. Beim zweiten Aufheizen begann die Heliumfreisetzung erst oberhalb der Temperatur, die den ersten Aufheizvorgang beendete. Die Heliumentgasungskurve für den zweiten Schritt, als gestrichelte Linie sichtbar gemacht, ist deutlich zu höherer Temperatur verschoben. (Abb. aus NIER & SCHLUTTER 1993)

10.1.1 Aufheizexperimente zur Simulation des Aufheizvorganges von IDPs beim Eintritt in die Erdatmosphäre

Ein großer Anteil der interplanetaren Staubteilchen wurde beim Eintauchen in die Atmosphäre erhitzt, wodurch die ursprüngliche mineralogische und chemische Zusammensetzung modifiziert wurde. Der Grad der thermischen Beeinflussung ist jedoch weitestgehend unbekannt, da jedes Teilchen im Prinzip seine eigenen Eintrittsparameter besitzt. Aus diesem Grunde ist es wichtig, interne „Thermometer“ zu finden und zu kalibrieren, um den Grad der Aufheizung in jedem Teilchen abschätzen zu können.

FRAUNDORF et al. (1982c) führten deshalb Aufheizexperimente an 10 µm großen Staubteilchen und an meteoritischen Analogmaterialien durch. Zu diesem Zweck konstruierten sie einen speziellen „Ofen“, der es erlaubt, 10 µm große Teilchen für wenige Sekunden im Temperaturbereich von 40°C bis 1100°C aufzuheizen. Die Teilchen wurden vor und nach jedem Aufheizenschritt im Transmissionselektronenmikroskop auf ihren strukturellen Aufbau hin untersucht. Verschiedene neue Erkenntnisse wurden gewonnen:

10.1.1.1 Anwendung des „Kernspurthermometers“

In Olivinen und Pyroxenen chondritischer Staubteilchen sind oft Kernspuren (solar flare tracks) nachzuweisen. Die Stabilität dieser Kristalldefekte wird durch Temperaturerhöhung verringert, und ab einer bestimmten Temperatur werden sie ausgelöscht. TEM-Studien an künstlich erzeugten Kernspuren in Olivin und Pyroxen ergaben, dass die Defekte oberhalb einer Temperatur von 600°C-700°C nicht mehr sichtbar zu machen sind (FRAUNDORF et al. 1982b). Aus diesen experimentellen Daten kann gefolgert werden, dass interplanetare Staubteilchen, die deutliche Kernspuren in den Silikaten zeigen, beim Eintritt in die Atmosphäre nicht höher als 600°C-700°C erhitzt wurden.

10.1.1.2 Aufheizexperimente mit meteoritischen Analogmaterialien

SANDFORD & BRADLEY (1989) führten Aufheizexperimente an kleinen Fragmenten von Meteoriten (Murchison, Orgueil) durch. Die Proben wurden für die Dauer von ungefähr 30 Sekunden auf Temperaturen von 600°C-700°C, 800°C-900°C und auf 1000°C-1100°C erhitzt. Anschließend wurden die Proben im TEM untersucht. Oberhalb von 800°C wurde ein Schwefelverlust von 50% bis 90% gemessen. Im gleichen Temperaturbereich wurden deutliche strukturelle Veränderungen und die Neubildung von kleinen Olivinen festgestellt. Aufgrund ihrer Experimente kommen die Autoren zu dem Schluss, dass 10 µm große IDPs nur selten auf Temperaturen über 900°C aufgeheizt werden. Dieser Schluss ist jedoch nicht so ohne weiteres zulässig, da das Ausgangsmaterial der Experimente Schichtsilikate waren, während chondritische IDPs aus wasserfreien Mineralphasen aufgebaut sind. Die experimentellen Beobachtungen können jedoch auf die Gruppe der Schichtsilikat-IDPs angewandt werden, und in der Tat werden in dieser Gruppe die von SANDFORD & BRADLEY (1989) beschriebenen aufheizbedingten Gefüge und Mineralphasen nur relativ selten gefunden.

10.1.1.3 Verluste volatiler Elemente

Es wurde oben bereits der Verlust von Schwefel beim Aufheizen von meteoritischer Materie genannt. Die Spurenelementanalysen von IDPs lassen vermuten, dass neben Schwefel auch andere volatile Elemente wie Ge, Se und Zn durch kurze Aufheimpulse in der Atmosphäre verlorengehen. Um das Verhalten volatiler Elemente beim kurzfristigen Aufheizen von meteoritischer Materie zu untersuchen, wurden von KLÖCK et al. (1994), GRESHAKE et al. (1994a-c) verschiedene Aufheizexperimente durchgeführt. An dieser Stelle soll nur erwähnt

werden, dass deutliche Verluste von S und Se und etwas geringere Verluste von Cu, Ga, Ge, Zn (in Übereinstimmung mit den gemessenen Spurenelementmustern von IDPs) beobachtet wurden. Da diese Experimente hauptsächlich zur Interpretation der Gehalte volatiler Elemente in Mikrometeoriten dienen sollten, werden diese Experimente im Detail im Kapitel II.3 über Mikrometeorite beschrieben.

10.1.2 Kontamination in der Atmosphäre

Beobachtungen über erhöhte Gehalte volatiler Elemente in stratosphärischen Staubteilchen führten zu einer Diskussion über mögliche Kontamination dieser Teilchen in der Atmosphäre (JESSBERGER et al. 1992, RIETMEIJER 1993c, FLYNN 1994, BOHSUNG et al. 1994). Da extraterrestrische Partikel in der oberen Atmosphäre durch Kollision mit Luftmolekülen abgebremst werden, könnten sie auch metallische Elemente adsorbieren, die durch die Verdampfung von Meteoriten freigesetzt werden und die vor allem in einer Schicht (in der sogenannten E-Layer) zwischen 80 und 110 km Höhe angereichert sind. Abschätzungen über den Grad der Kontamination führen jedoch nicht zu signifikanten Beträgen (FLYNN 1994). Die Kontamination durch Aerosolpartikel ist jedoch ein beobachtetes Phänomen (RIETMEIJER 1990, 1992c) und könnte z.B. für die extremen Bromanreicherungen in IDPs verantwortlich sein. Allerdings kann der Grad der Kontamination im Durchschnitt nicht erheblich sein, denn unter den stark aufgeheizten und an Zn verarmten Staubteilchen wurden keine Teilchen gefunden, die mineralogische Hinweise auf starke Aufheizung zeigen, aber dennoch Zink in chondritischer Größenordnung enthalten.

Interplanetare Staubteilchen können in Abhängigkeit von ihrer Größe, Dichte und von der Beschaffenheit der Atmosphäre mehrere Wochen in der Atmosphäre verbringen. Es ist vorstellbar, dass sie in dieser Zeit mit Gasen oder Aerosolen der Atmosphäre reagieren können. Deshalb wurde in einigen Staubteilchen mit besonders hohen Gehalten an Brom, von dem man weiß, dass es reaktive Verbindungen in der Atmosphäre bildet, nach Hinweisen für derartige atmosphärische Reaktionen gesucht.

Wenn die Bindung oder Adsorption atmosphärischer Komponenten abhängig ist von Art und Eigenschaften der Staubteilchen, dann ist zu erwarten, dass z.B. Staubteilchen mit einer hohen spezifischen Oberfläche besonders hohe Gehalte dieser Elemente aufweisen. Interplanetare Staubteilchen, die aus Schichtsilikaten bestehen, werden sich in diesem Zusammenhang anders verhalten als z.B. olivindominierte Staubteilchen.

Korrelierte TEM- und TOF-SIMS-Studien an IDPs können helfen, solche Fragen zu beantworten (STEPHAN et al. 1993, 1994). Es konnte von diesen Autoren gezeigt werden, dass Staubteilchen mit hohen Gehalten von Halogenen sehr feinkörnige Schichtsilikate und feinkörnige Eisenoxide aufweisen, deren hohe spezifische Oberfläche bestens geeignet ist atmosphärische Elemente wie F, Cl und Br zu adsorbieren.

10.1.3 Kontamination auf dem Kollektor

Die Wahrscheinlichkeit eines Impaktes eines Staubteilchens in ein anderes individuelles Teilchen ist klein. Dagegen ist die Wahrscheinlichkeit, dass ein Clusterteilchen ein bereits vorher auf dem Kollektor vorhandenes Teilchen einschließt, eher hoch (FLYNN 1994). In diesem Fall muss beim Studium von Clusterteilchen damit gerechnet werden, dass ein fremdes Partikel fälschlicherweise als Fragment eines Clusters angesehen wird. Bei der Analyse von Clusterfragmenten ist deshalb besonders darauf zu achten, dass repräsentative Teilchen eines Clusters analysiert werden.

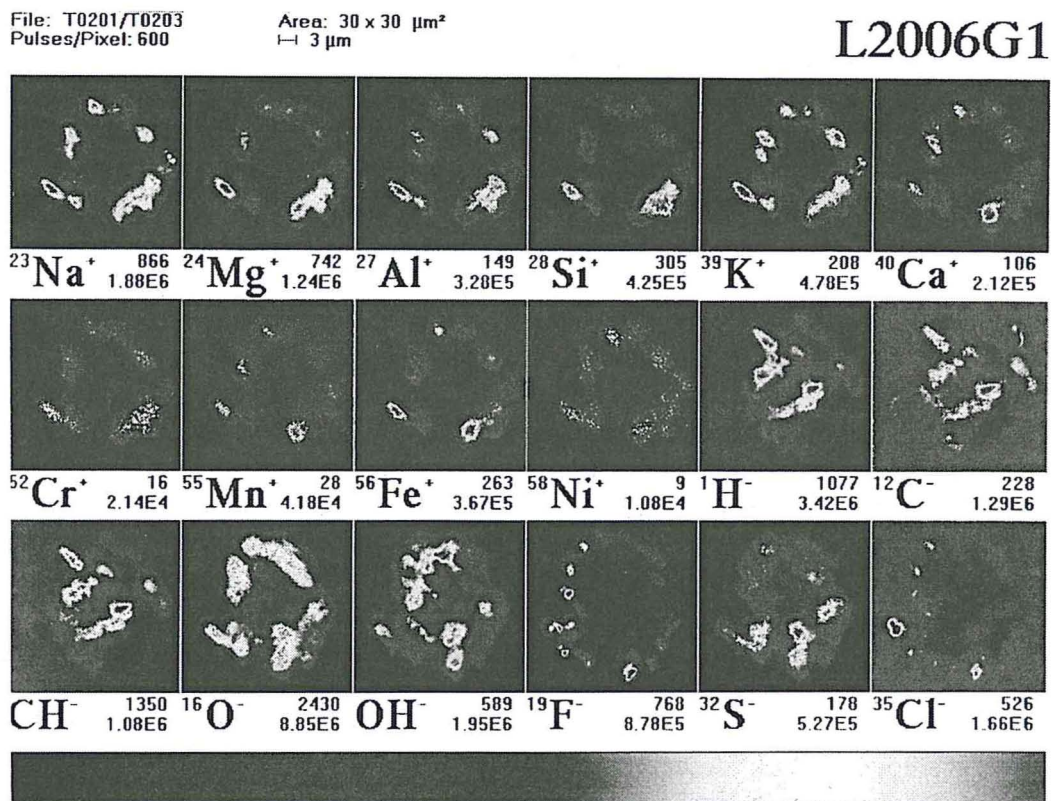


Abb. 66:

Die Abbildung zeigt die laterale Verteilung von Spurenelementen (mit TOF-SIMS) am Beispiel eines Querschnittes durch ein Staubteilchen. An den Rändern sind höhere Gehalte an Halogenen nachzuweisen. Die Anreicherung auf der Oberfläche stellt einen eindeutigen Beweis für Kontamination von Staubteilchen in der Stratosphäre mit Halogenen wie Cl und Br dar. Neuere Untersuchungen von P. ARNDT (Heidelberg) belegen klar, dass die hohen Bromanreicherungen atmosphärischen Ursprungs sind (ARNDT 1997).

(Abb. wurde von T. STEPHAN, Münster, zur Verfügung gestellt)

Es ist weiterhin damit zu rechnen, dass z.B. schwefelsäurehaltige und halogenreiche Aerosole auf dem Kollektor und später beim Reinigungsprozess mit den Staubteilchen reagieren und so deren ursprüngliche Spurenelementsignatur verfälschen (JESSBERGER et al. 1992, RIETMEIJER 1993c, BOHSUNG et al. 1995, ARNDT 1997). So wurde z.B. die Bromanreicherung in IDPs eindeutig auf eine atmosphärische Kontamination auf den Kollektoren zurückgeführt (ARNDT 1997). Es fanden sich bei dieser Untersuchung auch Hinweise auf Anreicherungen weiterer Elemente wie S, Cl, Ga, Cu und Zn, die jedoch nicht eindeutig waren.

Zusammenfassend muss man festhalten, dass Anreicherungen an volatilen Elementen in IDPs sehr gründlich im Einzelfall untersucht werden müssen. Jedes Staubteilchen kann aufgrund seiner physikalischen, chemischen und mineralogischen Beschaffenheit anders reagieren. Die Ursache der Anreicherungen volatiler Elemente wird man erst verstehen können, wenn z.B. die Wirtsphasen für diese Spurenelemente sowohl in Meteoriten als auch in interplanetaren Staubteilchen bekannt sind.

II Mikrometeorite

1 Definition der Mikrometeorite

Mikrometeorite werden aus grönländischem und antarktischem Eis geborgen (MAURETTE et al. 1986, 1987, 1989a, 1990a, 1991) und sind auch aus Tiefseesedimenten extrahiert worden (BROWNLEE 1981, 1985, 1987, BROWNLEE et al. 1980, GANAPATHY et al. 1978). Die meisten dieser Teilchen sind Kugeln und müssen deshalb während des Eintrittes in die Erdatmosphäre zumindest teilweise aufgeschmolzen worden sein. Ein kleinerer Anteil besteht aus Teilchen mit unregelmäßiger Form. Wie ihr Gefüge zeigt, wurden sie nicht aufgeschmolzen. Eine kurze Übersicht über Größen, Morphologien und chemische Zusammensetzung der in dieser Arbeit beschriebenen kosmischen Stäube ist in Tabelle 1 auf Seite 7 zu finden.

Zahlreiche Mikrometeoritenkugeln und ungeschmolzene Mikrometeorite sind bis heute auf ihre chemische, isotopische und mineralogische Zusammensetzung hin untersucht worden. Der Nachweis kosmogener Nuklide (RAISBECK & YIOU 1989, OLINGER et al. 1990, NISHIIZUMI et al. 1991) und charakteristische Spurenelementgehalte bestätigten eine extraterrestrische Herkunft dieser Mikrometeorite (CHEVALLIER et al. 1987, KOEBERL & HAGEN 1989, PRESPEL & PALME 1991, BECKERLING et al. 1992, LINDSTROM & KLÖCK 1992, KLÖCK et al. 1992a, FLYNN et al. 1993c). Die berechneten Bestrahlungsalter der meisten Mikrometeorite, die in der Größenordnung von 10^5 bis 10^7 Jahren liegen, unterstützen die Annahme eines asteroidalen Ursprungs (RAISBECK & YIOU 1989, OLINGER et al. 1990, NISHIIZUMI et al. 1991). Die Gehalte kosmogener Nuklide deuten darauf hin, dass sich die Mikrometeorite überwiegend als kleine, individuelle Körper im interplanetaren Raum bewegten und nicht Bruchstücke von Meteoriten darstellen (RAISBECK & YIOU 1989, NISHIIZUMI et al. 1991).

Auch die Tatsache, dass bestimmte Mikrometeorite nicht aufgeschmolzen sind, lässt Rückschlüsse auf ihre Herkunft zu. Die Aufheiztemperatur beim Eintritt in die Erdatmosphäre nimmt mit zunehmender Teilchengröße, Teilchendichte und Eintrittsgeschwindigkeit zu. Aufheizberechnungen zeigen, dass Teilchen mit Durchmessern $>75 \mu\text{m}$ nur dann nicht aufgeschmolzen werden, wenn sie mit der geringstmöglichen Geschwindigkeit (Fluchtgeschwindigkeit der Erde) in die Atmosphäre eintreten (FLYNN 1989, LOVE & BROWNLEE 1991). Solche niedrigen Geschwindigkeiten sind charakteristisch für Teilchen aus dem Asteroidengürtel, aber nicht für kometaire Teilchen (FLYNN 1989). Daraus können wir schließen, dass ungeschmolzene Mikrometeorite ($>75 \mu\text{m}$ im Durchmesser) mit großer Wahrscheinlichkeit überwiegend von Asteroiden stammen.

2 Eigenschaften der Mikrometeorite

2.1 Chemische Gesamtzusammensetzung

Geschmolzene und ungeschmolzene Mikrometeorite können neben ihren textuellen Erscheinungsweisen auch anhand ihrer pauschalen chemischen Zusammensetzungen unterschieden werden. Mikrometeoritenkügelchen sind systematisch an volatilen Elementen wie Na, K, S, Zn und Se gegenüber CI-Häufigkeiten verarmt (KOEBERL & HAGEN 1989, PRESPEL & PALME 1991, BECKERLING et al. 1992). Glasige Mikrometeoritenkügelchen sind im Vergleich zu den beiden anderen gefügemäßig unterscheidbaren Klassen zusätzlich ärmer an Fe und Ni. Auch anhand charakteristischer Spurenelemente können die glasigen Kügelchen von den chondritischen Kügelchen unterschieden werden (KLÖCK & PRESPEL 1994). Die refraktären Elemente Mg, Al, Ca, Ti und Si sind in Mikrometeoritenkügelchen leicht angereichert, bezogen auf die Häufigkeiten dieser Elemente in CI-Chondriten (KLÖCK & BECKERLING 1991). Demgegenüber steht ein deutliches Defizit an Ca in den ungeschmolzenen Mikrometeoriten, verglichen mit den aufgeschmolzenen Mikrometeoriten (KLÖCK & BECKERLING 1991, MAURETTE et al. 1991, 1992c, BECKERLING et al. 1992, KURAT et al. 1992a,b). Falls diese Ca-Verarmung nicht

eine Folge terrestrischer Verwitterung oder chemischer Prozesse in der Atmosphäre ist, dann können die meisten porösen, ungeschmolzenen Partikel nicht als das Ausgangsmaterial der geschmolzenen Mikrometeorite angesehen werden. Ungeschmolzene Mikrometeorite weisen ungefähr chondritische Häufigkeiten volatiler Elemente wie Na, S, Ga, Ge, Zn und Se auf (KOEBERL et al. 1992, FLYNN et al. 1993c). Ihre Ni-Gehalte liegen dagegen im Durchschnitt bei ungefähr 1/5 des chondritischen Wertes. Es wird angenommen, dass der Verlust von Nickel durch Verwitterung der Eisensulfide in der Antarktis zu erklären ist (KLÖCK & PRESPEL 1994).

Im Folgenden soll anhand einiger Beispiele im Detail auf die chemischen Eigenschaften der unterschiedlichen Typen von Mikrometeoriten eingegangen werden.

2.1.1 Hauptelementzusammensetzung kosmischer Kügelchen

Eine Standarduntersuchung in den Geowissenschaften ist die Bestimmung der Hauptelemente in individuellen kosmischen Kügelchen mit der energiedispersiven Röntgenanalytik am Rasterelektronenmikroskop oder wellenlängendispersiv mit der Elektronenmikrosonde. Die folgenden Daten wurden hauptsächlich am Rasterelektronenmikroskop gewonnen, indem die anpolierten Querschnitte der einzelnen Teilchen analysiert und die Mikrometeorite gleichzeitig anhand ihrer Gefüge in Klassen eingeteilt wurden. Es lassen sich anhand der Strukturen im Anschliffbild drei Klassen von kosmischen Kügelchen unterscheiden:

1. glasige kosmische Kügelchen
2. Kugeln mit balkenförmigen Olivinen
3. Kugeln mit porphyrischem Gefüge

(Repräsentative Beispiele für die erwähnten Gefüge werden im Kapitel 2.2.1 über die Mineralogie der kosmischen Kügelchen vorgestellt.) In der folgenden Tabelle sind die durchschnittlichen Hauptelementgehalte dieser drei Typen zusammengestellt, und in Abb. 67 sind die drei Klassen im Hinblick auf ihre Fe-, Mg- und Si-Gehalte verglichen.

Tab. 21: Mittlere chemische Zusammensetzung kosmischer Kugeln.

Elemente	Glasige Kugeln	Kugeln mit balkenförmigem Gefüge	Kugeln mit porphyrischem Gefüge
SiO ₂	45.7 ± 4.2	39.2 ± 5.2	40.4 ± 5.7
TiO ₂	0.15 ± 0.08	0.14 ± 0.04	0.12 ± 0.05
Al ₂ O ₃	2.71 ± 1.53	2.65 ± 0.81	2.71 ± 1.12
Cr ₂ O ₃	0.31 ± 0.30	0.45 ± 0.22	0.52 ± 0.26
FeO	15.5 ± 5.1	27.7 ± 8.4	24.6 ± 8.5
MnO	0.37 ± 0.13	0.33 ± 0.12	0.37 ± 0.17
MgO	30.4 ± 6.4	25.5 ± 4.6	28.1 ± 6.1
CaO	2.69 ± 1.97	2.23 ± 1.09	2.00 ± 1.03
Na ₂ O	0.02 ± 0.03	0.23 ± 1.00	0.17 ± 0.28
K ₂ O	0.02 ± 0.02	0.01 ± 0.02	0.02 ± 0.03
Ni	0.05 ± 0.09	0.33 ± 0.34	0.29 ± 0.38
S	0.05 ± 0.03	0.04 ± 0.03	0.05 ± 0.04
Summe	97.97	98.81	99.30
Probenzahl	29	58	53

(Daten aus BECKERLING 1994)

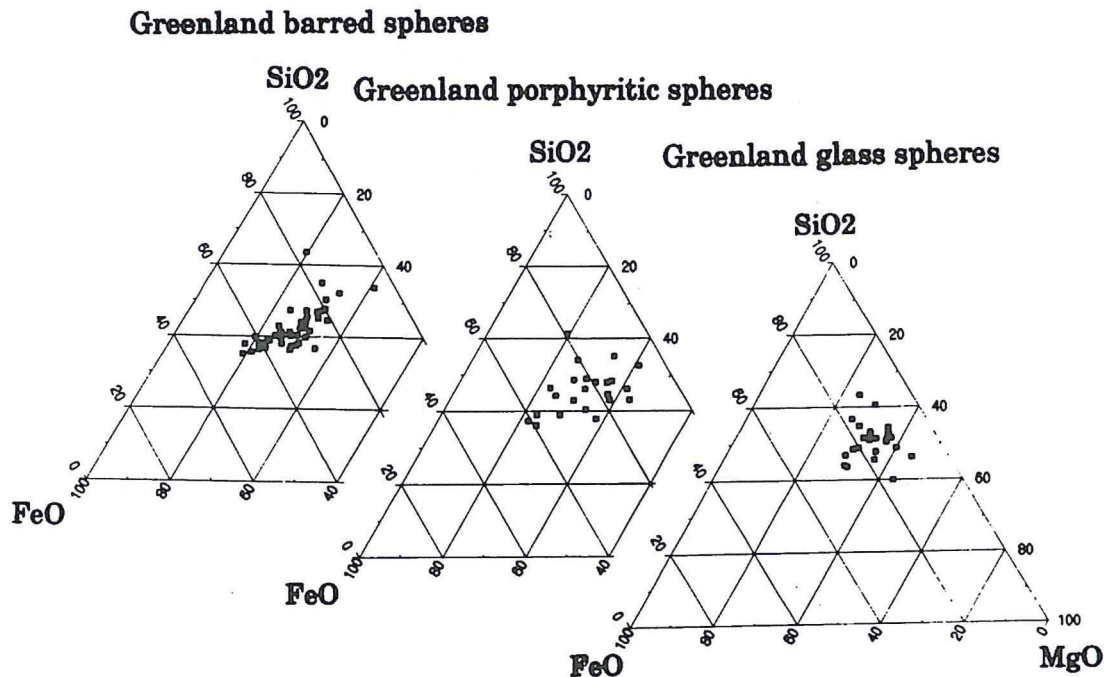


Abb. 67:

Graphischer Vergleich der Hauptelementzusammensetzung petrographisch unterschiedlicher kosmischer Kugeln. Der mittlere FeO-Gehalt der glasigen Kugeln ist geringer im Vergleich zu den beiden anderen Klassen. Porphyrische und balkenförmige Kugeln unterscheiden sich nicht in ihrer Hauptelementzusammensetzung. (eigene Daten und Daten aus BECKERLING 1994)

Es fällt auf, dass die mittlere Hauptelementzusammensetzung der balkenförmigen und der porphyrischen Kugeln nahezu identisch ist, während die glasigen Kugeln deutlich niedriger im Eisen- und Nickelgehalt und ihre Siliziumgehalte höher sind im Vergleich zu den beiden anderen Typen von kosmischen Kügelchen. Die Cr- und Na-Gehalte der Glaskugeln sind im Durchschnitt im Vergleich zu den beiden anderen Typen an kosmischen Kugeln auch niedriger. Diese Beobachtung wird etwas detaillierter im Kapitel 2.1.2 über die Spurenelementgehalte der kosmischen Kügelchen diskutiert.

2.1.1.1 Ca/Al-Verhältnisse der kosmischen Kugeln

Das Verhältnis der refraktären Elemente Ca und Al ist in den verschiedenen Meteoritenklassen weitestgehend konstant (AHRENS et al. 1969) und entspricht dem solaren Ca/Al-Verhältnis. Die Elemente Ca und Al verhalten sich kosmochemisch und geochemisch sehr ähnlich und werden bei Aufschmelzprozessen nicht fraktioniert. Die Ca/Al-Verhältnisse der kosmischen Kugeln streuen zwar beachtlich, aber das durchschnittliche Ca/Al-Verhältnis der kosmischen Kugeln ist ähnlich dem chondritischen Verhältnis. Dies zeigt, dass das Ausgangsmaterial der kosmischen Kügelchen, zumindest in refraktären Elementen, annähernd chondritisch zusammengesetzt ist.

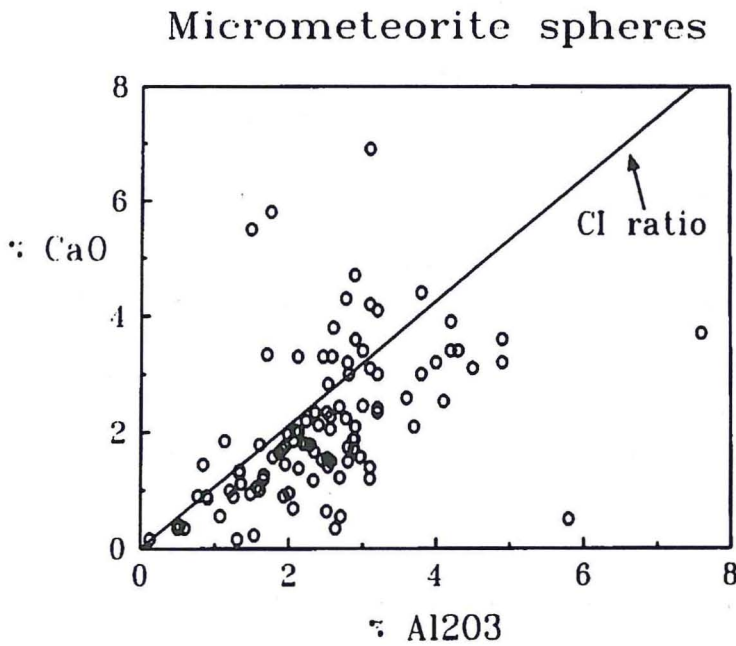


Abb. 68:
CaO- und Al₂O₃-Gehalte kosmischer Kugelchen. Zum Vergleich ist das chondritische Verhältnis angezeigt. Die meisten Kugeln liegen nahe dem chondritischen Verhältnis, nur wenige Kugeln weisen niedrige Ca-Gehalte auf.

2.1.1.2 Vergleich der chemischen Zusammensetzung kosmischer Kugeln mit der Gesamtzusammensetzung verschiedener Meteoritenklassen

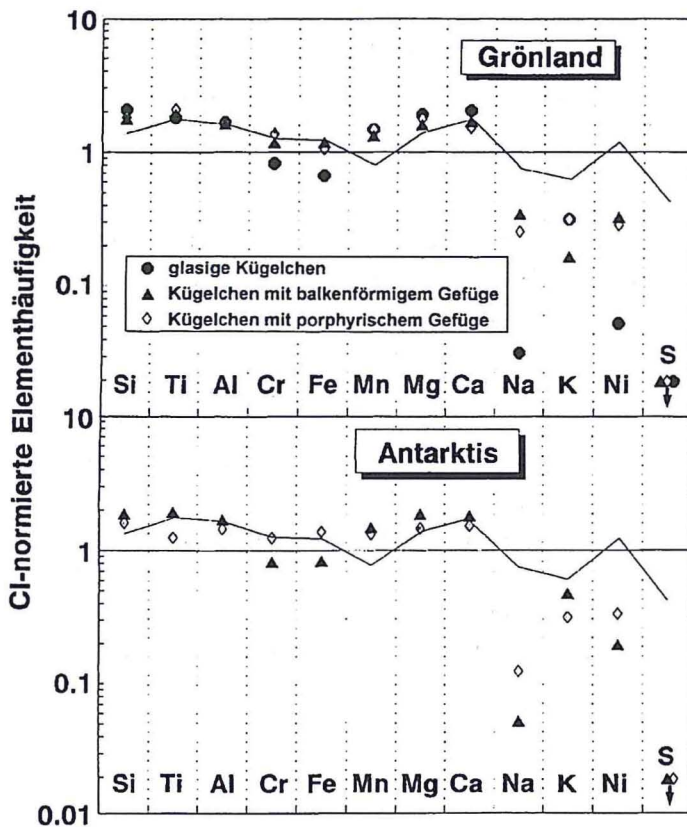


Abb. 69:
Die mittlere Elementhäufigkeit kosmischer Kugeln aus Grönland und aus der Antarktis wird mit der Zusammensetzung verschiedener Chondrite verglichen. Die Daten sind mit Mikrosondenanalytik ermittelt worden. Kosmische Kugeln zeigen eher ein Elementmuster wie CO-Chondrite (durchgezogene Linie) und weniger wie CI-Chondrite. Zusätzlich sind in den kosmischen Kugeln die volatilen Elemente Na, K und S verarmt. Die unterschiedlichen Signaturen repräsentieren die drei petrographisch unterscheidbaren Kugelgruppen.
(Abb. aus BECKERLING 1994)

Um eine Zuordnung der kosmischen Kügelchen zu bestehenden Meteoritenklassen zu erleichtern, ist es üblich, die Elementgehalte der Mikrometeoritenkugeln, normiert auf die Elementgehalte der CI-Chondrite, mit anderen Meteoritenklassen zu vergleichen. Der Übersicht halber werden nur die Mittelwerte der kosmischen Kügelchen mit einer Klasse der kohligen Chondrite, der CO-Chondrite, in der obigen Abbildung verglichen.

Die Proben aus der Antarktis und aus Grönland zeigen ähnliche Elementmuster. Generell sind die Elemente Si, Ti, Al, Mg und Ca gegenüber der solaren Häufigkeit angereichert. Sie folgen einem Trend, der ähnlich der Elementhäufigkeiten der CM- und CO-Chondrite ist. Cr und Fe treten nahezu in chondritischen Häufigkeiten auf. Die volatilen Elemente Na, K und S sind aufgrund der Aufschmelzgeschichte kosmischer Kügelchen gegenüber der solaren Häufigkeit verarmt. Die niedrigen Ni-Gehalte, vor allem der glasigen Kugeln, könnte durch Metall-Silikat-Trennung erklärt werden.

Aufgrund der Hauptelementmuster der kosmischen Kügelchen ergibt sich eine Beziehung der meisten kosmischen Kügelchen zu den kohligen Chondriten des Typs CM, CV und CO. Ein CI-Chondrit- oder H-Chondrit-ähnliches Ausgangsmaterial ist für die Mehrzahl der geschmolzenen Mikrometeorite aufgrund ihrer Hauptelementzusammensetzung sehr unwahrscheinlich.

2.1.2 Spurenelementzusammensetzung kosmischer Kügelchen

Gewisse Spurenelemente sind gute Indikatoren für die Herkunft und Klassifizierung von Meteoriten. Spurenelementanalysen von kosmischen Kugeln könnten Hinweise auf genetische Beziehungen zu Meteoriten erkennen lassen. Dies ist umso wichtiger, da durch die Aufschmelzprozesse alle ursprünglichen mineralogischen Informationen vernichtet wurden.

51 aufgeschmolzene Mikrometeorite (kosmische Kügelchen) wurden anhand der Morphologie und anhand der Hauptelementzusammensetzung ausgewählt und ihre Spurenelementgehalte mit der Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt. Mit den Untersuchungen wurde nach Möglichkeiten geforscht, die petrographisch unterscheidbaren Typen von kosmischen Kügelchen auch anhand ihrer Spurenelementzusammensetzungen zu differenzieren. Die Spurenelementgehalte könnten zum einen Hinweise auf das Ausgangsmaterial der kosmischen Kügelchen und zum anderen Informationen über die Entwicklungsgeschichte der Schmelzkugeln liefern. Die folgenden Abbildungen zeigen charakteristische Trends in der Spurenelementzusammensetzung der kosmischen Kugeln.

In den Abb. 70a-c wird das Verhalten einiger Spurenelemente in kosmischen Kügelchen aufgezeigt. Bemerkenswert sind die geringen Gehalte siderophiler Elemente in den meisten analysierten Kügelchen, verglichen mit den Gehalten in primitiven Meteoriten (CI-Meteorite: Ni 10800 ppm, Ir 0.480 ppm).

Abb. 70a zeigt, dass mit Ausnahme von drei Kugeln alle kosmischen Kügelchen geringere Ni-Gehalte als CI-Chondrite aufweisen. Bei ungefähr der Hälfte der analysierten Schmelzkugeln ist das Ni/Ir-Verhältnis nahezu chondritisch. Diese Spurenelementsignatur könnte ein Hinweis auf einen Metall-Separationsprozess beim Aufschmelzen in der Atmosphäre sein, wobei der metallische Anteil verlorenging und der silikatische Schmelztropfen gleichermaßen Ni und Ir verloren hat. Die andere Hälfte der analysierten kosmischen Kügelchen weist geringere Ni/Ir-Verhältnisse auf. Diese nicht-chondritischen Ni/Ir-Verhältnisse wurden von PRESPEL & PALME (1991) als Argument verwendet, um einen Teil der kosmischen Kügelchen als aufgeschmolzene Chondren zu erklären.

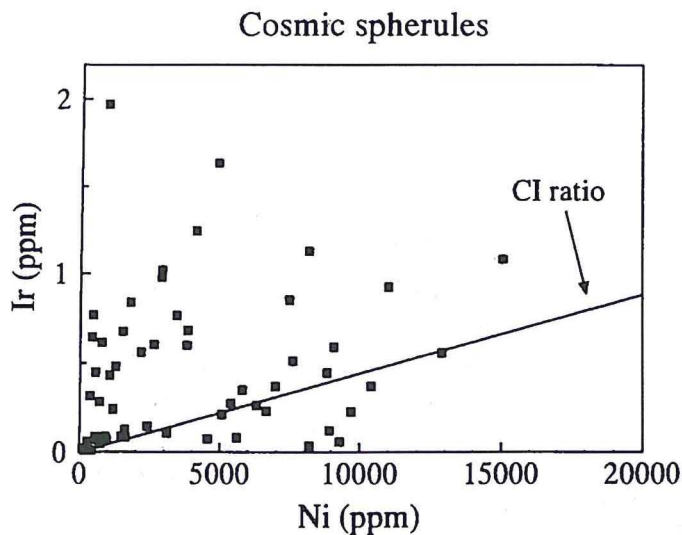


Abb. 70a:
Etwa 50% der kosmischen Kugeln weisen ungefähr chondritische Ni/Ir-Verhältnisse auf. Die anderen Kugeln sind durch relativ hohe Ir-Gehalte bei gleichzeitig niedrigen Ni-Gehalten charakterisiert.

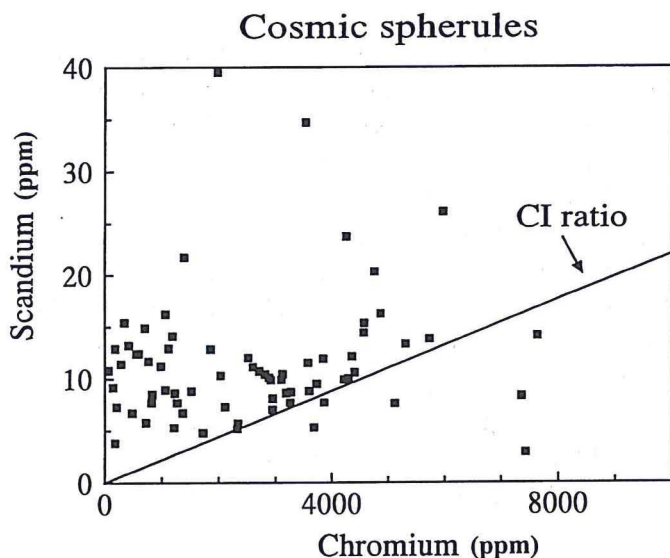


Abb. 70b:
Unter den kosmischen Kugeln existiert eine Gruppe mit Cr-Gehalten <2000 ppm und relativ hohen Sc-Gehalten.

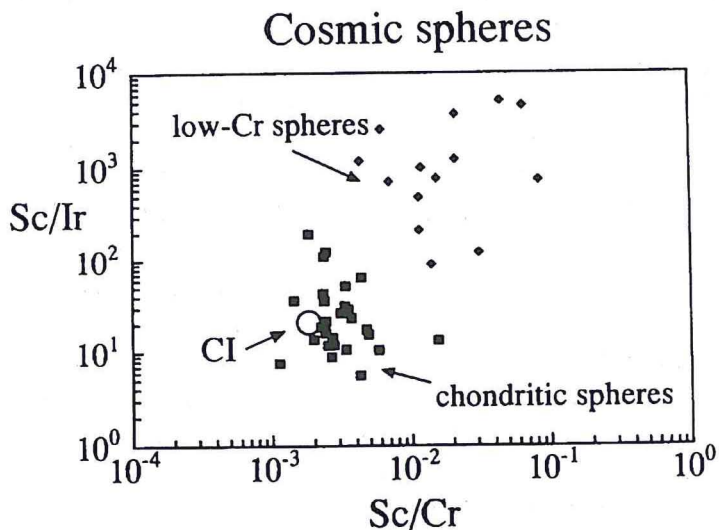


Abb. 70c:
In einer Darstellung der Sc/Ir- und Sc/Cr-Verhältnisse werden die zwei chemisch unterscheidbaren Gruppen kosmischer Kugeln verdeutlicht. Chondritische Kugeln liegen in diesem Diagramm nahe der CI-chondritischen Zusammensetzung, während die Kugeln mit niedrigen Cr- und niedrigen Ir-Gehalten klar davon abgetrennt werden.

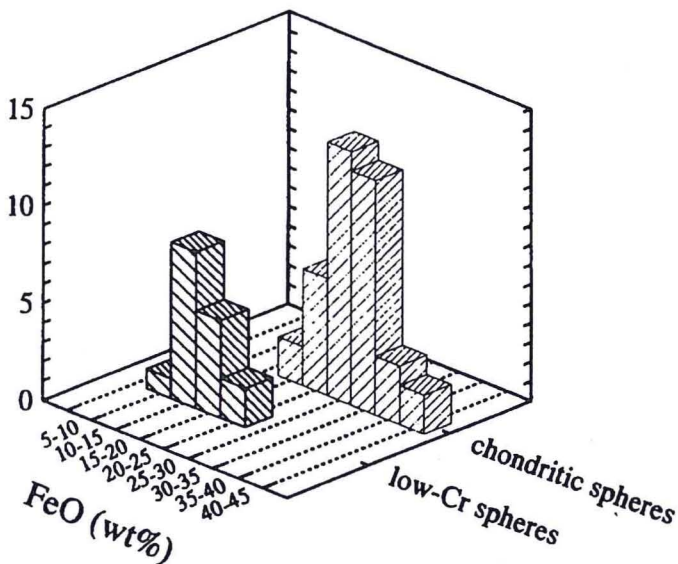


Abb. 70d:

Die FeO-Gehalte der Kugeln mit niedrigen Cr-Gehalten unterscheiden sich deutlich von den FeO-Gehalten der chondritischen kosmischen Kugeln. Der niedrige Eisengehalt korreliert mit niedrigen Gehalten siderophiler Elemente.

Einige kosmische Kügelchen zeigen Ir-Gehalte von 0.5 bis 2 ppm bei geringen Ni-Gehalten. Die relativ hohen Ir-Gehalte sprechen entweder für das Vorhandensein refraktärer Metalle oder für kleine Einschlüsse metallischer Schmelztropfen in den Kügelchen. Allerdings wurden bisher keine refraktären Metalle in den kosmischen Kügelchen gefunden.

Die Ni/Ir-Verhältnisse variieren von 470 bis 42000 (das chondritische Ni/Ir-Verhältnis beträgt 22500). Es zeigte sich keine Korrelation zwischen dem Ni/Ir-Verhältnis und der Masse oder dem Gefüge der Teilchen. Die Untersuchungen der polierten Anschliffe der analysierten Teilchen liefern keine eindeutigen Hinweise dafür, dass die Variationen der Ni/Ir-Verhältnisse der kosmischen Kügelchen durch Verwitterungsprozesse erklärt werden können. Somit verbleiben zwei Erklärungsmöglichkeiten für die variablen Ni/Ir-Verhältnisse:

1. Aufschmelzprozesse beim Eintritt in die Erdatmosphäre führen zum Verlust nickelreichen Metalls, während Ir in refraktären Phasen nicht beeinflusst wird.
2. Das meteoritische Material besaß bereits vor dem Eintritt in die Erdatmosphäre nicht-chondritische Ni/Ir-Verhältnisse.

Scandium- und Chromgehalte der kosmischen Kügelchen sind in Abb. 70b zusammengestellt. Eine Gruppe zeigt annähernd chondritische Sc/Cr-Verhältnisse, während eine zweite Gruppe durch deutlich höhere Sc/Cr-Verhältnisse ausgezeichnet ist (Cr-Gehalte <2000 ppm). Diese unterschiedlichen Sc/Cr-Verhältnisse deuten auf das Vorhandensein zweier geochemisch unterschiedlicher Populationen kosmischer Kügelchen. Diese Unterteilung wird klarer in Abb. 70c. Anhand der Sc/Cr- und Sc/Ir-Verhältnisse können wir zwei Typen von kosmischen Kügelchen unterscheiden: Kosmische Kugeln mit chondritischen Cr-Gehalten und kosmische Kugeln mit niedrigen Cr-Gehalten. Im Rahmen der eigenen Untersuchungen zeigte sich, dass ungefähr die Hälfte aller kosmischen Kügelchen mit niedrigen Cr-Gehalten auffällig niedrige Gehalte siderophiler Elemente aufweisen. Mit Ausnahme einer Kugel sind alle untersuchten kosmischen Kügelchen mit hohem Sc/Cr-Verhältnis der Gruppe der glasigen Schmelzkugeln zuzuordnen. Die Gruppe der chondritischen kosmischen Kügelchen beinhaltet jedoch nicht eine glasige Kugel, sondern sie umfasst nur Kugeln mit porphyrischem oder balkenförmigem Gefüge. Ein weiteres Unterscheidungskriterium ist der niedrige Eisengehalt der glasigen Kugeln im Vergleich zu den chondritischen kosmischen Kügelchen. Wie die Abb. 70d zeigt, weisen die glasigen kosmischen Kugeln deutlich weniger Eisen auf. Das Ausgangsmaterial der glasigen Kugeln ist zur Zeit noch nicht bekannt. Extraterrestrische Materialien mit vergleichbaren Spurenelementverhältnissen sind in der folgenden Tabelle aufgelistet.

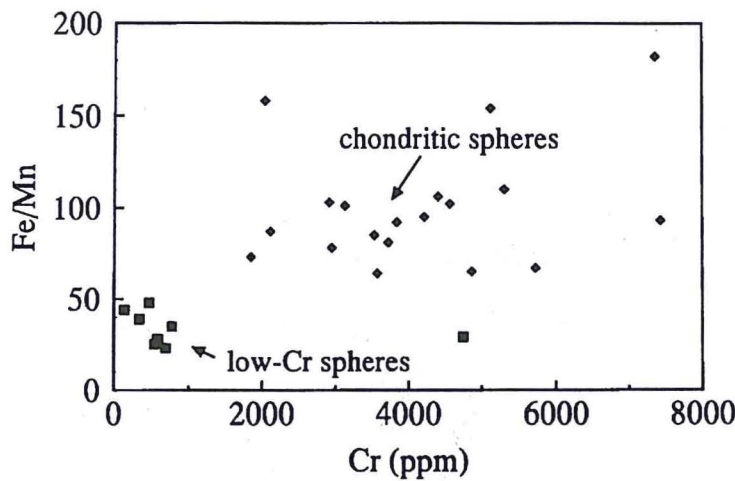


Abb. 71:
Chondritische Kugeln weisen ein mittleres Fe/Mn-Verhältnis von ca. 100 auf. Das niedrigere Fe/Mn-Verhältnis der glasigen Kugeln kann sowohl eine primäre Signatur des Ausgangsmaterials sein, als auch durch Metallverlust erklärt werden.

Tab. 22: Elementverhältnisse in glasigen kosmischen Kügelchen und Meteoriten.

	Sc/Cr	Fe/Mn	Ni	Co	Ir (ppb)
kosmische Kugeln (Cr < 1000 ppm)	3E-2 (1-7E-2)	34±9	250 (5-550)	29 (9-81)	14 (<2-21)
SNCs	1-4E-2	39±7	120	46	0.05-3.5
Eucrite	1.3-1.5E-2	34±5	13-60	2-10	<<1
Mondmeteorite	1.1E-2	74	280 (80-700)	21	8 (4-17)
Aubrite	1.3E-2	96	160	5	50
terrestrische Basalte	1E-1-5E-2	70	150 (100-400)	45	<<1

Sc/Cr- und Fe/Mn-Verhältnisse der glasigen kosmischen Kügelchen sind sehr ähnlich den Verhältnissen in Eukriten und SNCs (Marsmeteoriten). Dieser Zusammenhang muss aber nicht ursächlich sein, denn die niedrigen Fe-, Ni- und Ir-Gehalte der glasigen Kügelchen könnten auch durch Verlust siderophiler Elemente beim Aufschmelzen in der Atmosphäre, d.h. Bildung einer Fe-Ni-Legierung und anschließenden Verlust der Metallkugel erklärt werden (BROWNLEE et al. 1984). Unterstützt wird diese Vorstellung durch die Verarmungssequenz (rel. zu CI) $Fe < Co < Ni < Ir$ mit den Werten $0.6 > 0.06 > 0.02 > 0.004-0.03$. Allerdings erklärt dieser Prozess nicht die niedrigen Chromgehalte der Kugeln, da Cr kein Element mit ausgesprochen siderophilem Charakter ist.

Eine größere Anzahl kosmischer Kügelchen wurde bereits von verschiedenen Autoren, hauptsächlich mit Hilfe der Neutronenaktivierungsanalyse und Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalyse auf ihre Spurenelementgehalte hin untersucht (KOEBERL & HAGEN 1989, PRESPEL & PALME 1991, KLÖCK & BECKERLING 1991, KLÖCK et al. 1992a, PRESPEL 1993, PRESPEL et al. 1993, CHEVALLIER et al. 1987, BONTE et al. 1987). Einige Charakteristika in der chemischen Zusammensetzung kosmischer Kugeln werden in den Abbildungen 72a und 72b dargelegt.

Es ist offensichtlich, dass kosmische Kügelchen an Elementen wie Na, K, S und Ni verarmt sind. Die ersten drei Elemente sind aufgrund ihrer Volatilität sicher beim Aufschmelzprozess verloren worden. Die niedrigen Nickelgehalte und die zum Teil niedrigen Gehalte anderer siderophiler Elemente in den kosmischen Kügelchen scheinen für eine Metall-Silikat-

Separation während der Aufschmelzung zu sprechen, wie sie von BROWNLEE et al. (1984) beschrieben wurde.

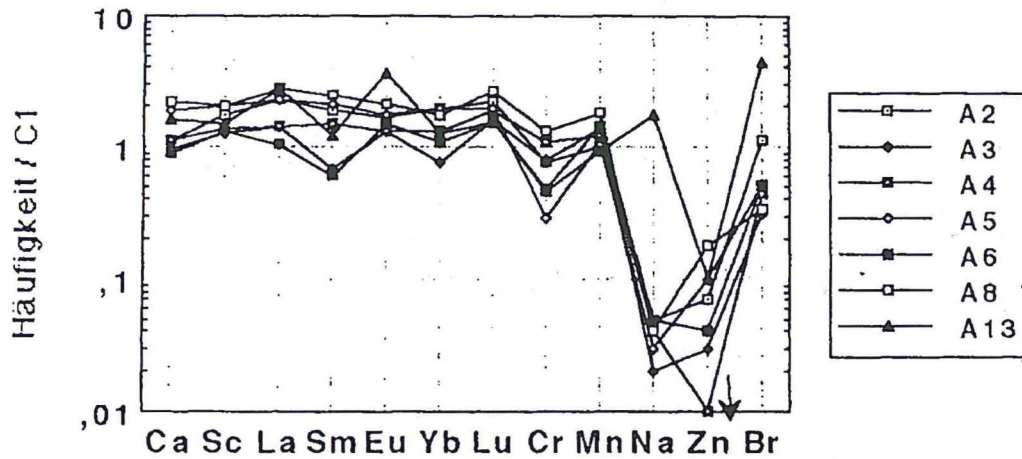


Abb. 72a:

Refraktäre lithophile Elemente sind in kosmischen Kügelchen weitestgehend unfraktioniert und liegen in etwa chondritischen Häufigkeiten bzw. leicht angereichert vor. In diesem Datensatz zeigt sich ein Trend für niedrige Cr-Gehalte in einigen Kugeln. Na und Zn sind aufgrund ihrer Volatilität verarmt. Die relative Br-Anreicherung ist vermutlich auf terrestrische Kontamination zurückzuführen.

(Abb. aus PRESPEL 1993)

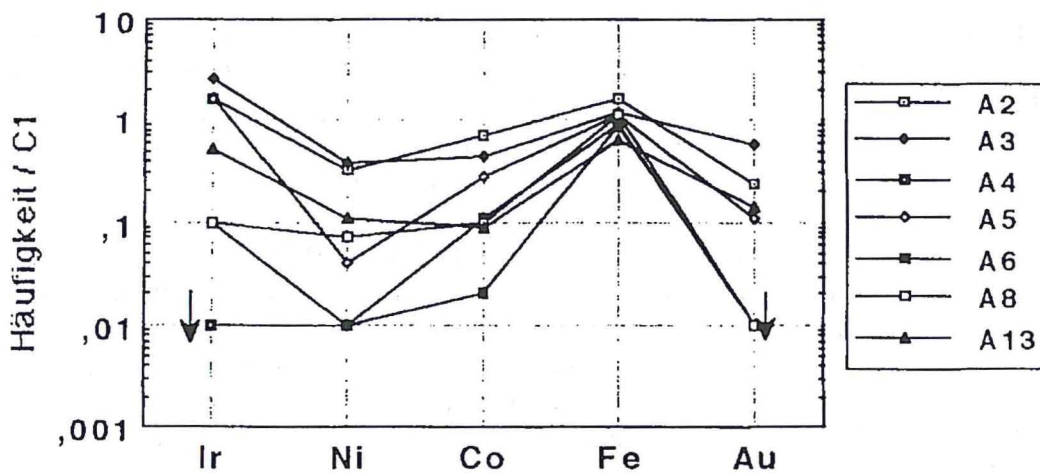


Abb. 72b:

Beispiele relativer Häufigkeit siderophiler Elemente in kosmischen Kügelchen. Mit Ausnahme der Probe A4 ist Ni relativ stärker verarmt als Iridium. Die Verarmungssequenz der Kugel A4 (Fe < Co < Ni < Ir) ist charakteristisch für Metall-Separationsprozesse. Die gleiche Verarmungssequenz zeigen die Glaskügelchen (oder „low-Cr spheres“) der Abb. 70d.

(Abb. aus PRESPEL 1993)

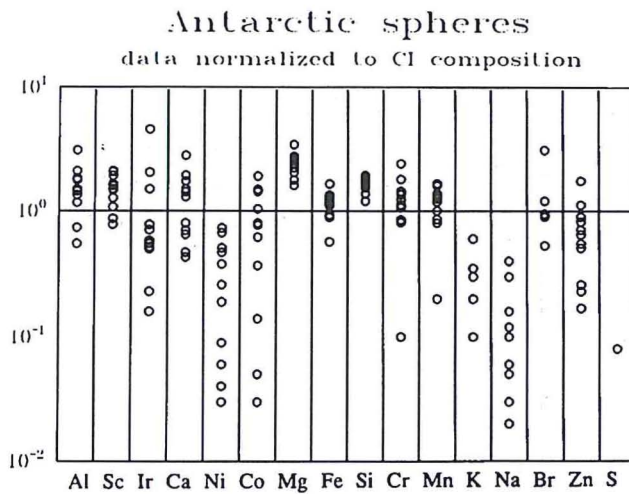


Abb. 73a:

Die Elementgehalte in Abb. 73a und 73b sind auf den Wert der CI-Chondrite normiert. Zum Vergleich ist in Abb. 69 das durchschnittliche Elementmuster der CO-Chondrite mit angegeben. Die Anreicherung refraktärer Elemente in kosmischen Kugeln, wie sie auch in Abb. 73a und 73b zum Ausdruck kommt, scheint für verwandtschaftliche Beziehungen zwischen CO-Chondriten (oder CM-Chondriten) und kosmischen Kugeln zu sprechen.

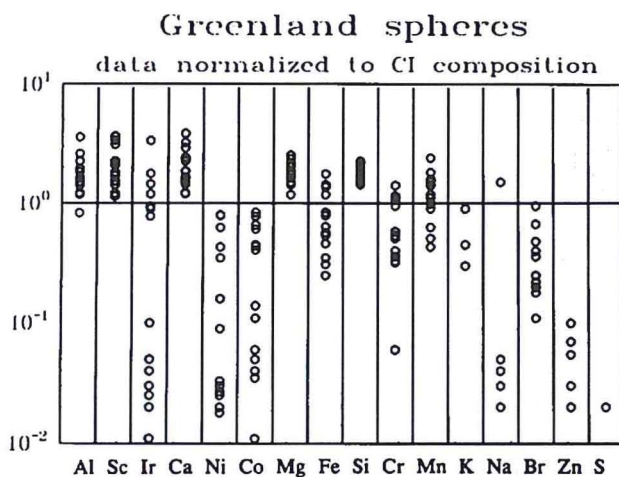


Abb. 73b:

Kosmische Kugeln aus Grönland und der Antarktis zeigen ähnliche Elementhäufigkeiten. Die hohen Zn-Gehalte einiger antarktischer Kugeln sind durch Kontamination bei der Probennahme zu erklären.

Seltenerdgehalte (REE) von einigen kosmischen Kugeln sind in Abb. 74a-c wiedergegeben. Die Verteilungsmuster der Seltenen Erden sind generell flach. Die CI-normierten Gehalte variieren zwischen 1x bis ungefähr 10x dem chondritischen Wert. Werden die Gehalte der REE dagegen auf ein anderes refraktäres Element und auf die chondritischen REE-Gehalte normiert, so ist das Verteilungsmuster flach, im Mittel identisch mit den Gehalten in chondritischen Meteoriten (Abb. 74c, Quadrat = Mittelwert aller kosmischen Kügelchen; Dreieck = CO/CV-Chondrite und Raute = CM-Chondrite). Die Anreicherungen der Seltenen Erden und von Sc in einigen kosmischen Kugeln könnten z.B. durch Verdampfungsprozesse der volatilen Elemente beim Eintritt in die Erdatmosphäre erklärt werden.

Tabelle 23 gibt einen Überblick über die relative Anzahl unterschiedlicher Typen kosmischer Kügelchen. 5 von 51 Kugeln konnten nicht klassifiziert werden, da sie nach der Spurenelementanalyse im Laufe der Präparation eines Anschliffs verloren gingen. Die eigenen Daten für balkenförmige und für glasige Partikel stimmen mit den prozentualen Anteilen einer größeren Anzahl untersuchter kosmischer Kugeln gut überein (Daten von W. BECKERLING 1994). Die Ursache der Diskrepanz bei den porphyrischen Kugeln ist unklar. MAURETTE et al. (1987) fassten alle silikatischen kosmischen Kugeln zusammen (balkenförmige und porphyrische). In den 29% glasigen Kugeln steckt noch ein Anteil kosmischer Kugeln mit balkenförmiger Textur, aber hohem Glasanteil. Deshalb ergibt sich hier ein Unterschied zu den eigenen Daten.

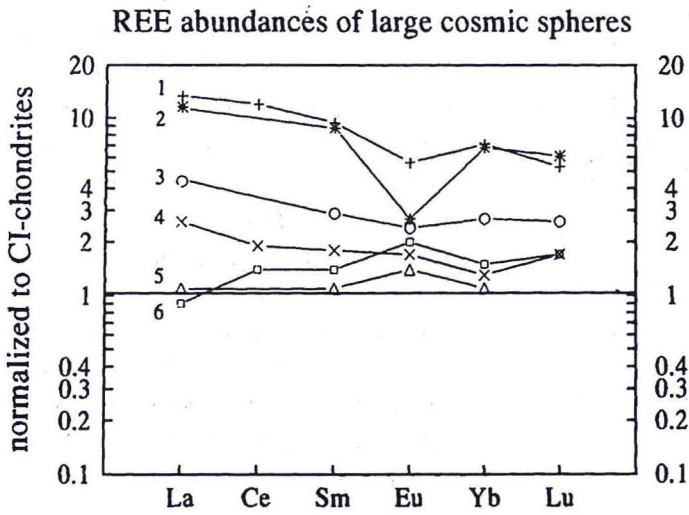
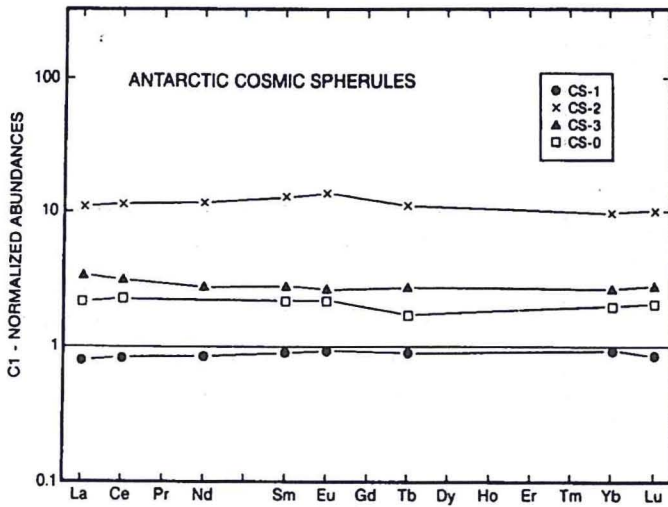
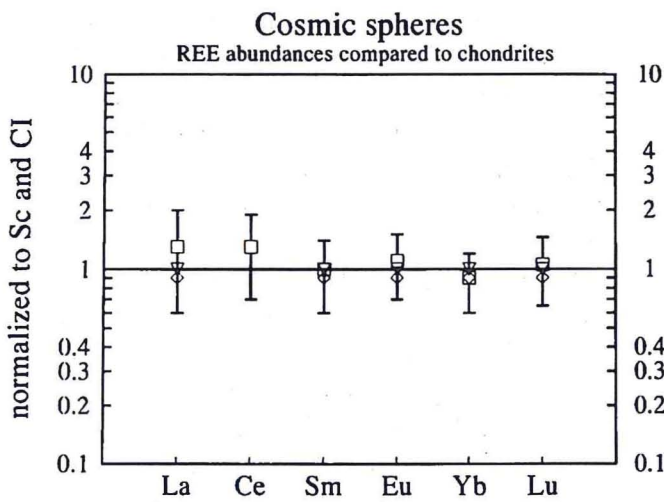


Abb. 74a-c:
Seltenerdgehalte von kosmischen Kugeln. (74a,c eigene Daten; Abb. 74b aus KOEBERL & HAGEN 1989)

a



b



c

Tab. 23: Häufigkeitsverteilung der Typen kosmischer Kügelchen.

	eigene Daten	MAURETTE et al. (1987)	BECKERLING (1994)
Typ	Anzahl	Anzahl	Anzahl
balkenförmig	20 (44%)	(71%) **	58 (41%)
porphyrisch	14 (30%)		54 (38%)
glasiert	12 (26%)	(29%) **	29 (21%)

** siehe Erläuterung im Text

2.1.3 Hauptelementzusammensetzung ungeschmolzener Mikrometeorite

Unter den Mikrometeoriten aus Grönland und aus der Antarktis befindet sich ein hoher Prozentsatz offensichtlich ungeschmolzener Partikel, sogar in der Größenklasse von 100 μm bis 200 μm (MAURETTE et al. 1987, 1991, KURAT et al. 1994). Diese Teilchen sind von besonderem Interesse, da diese Größenklasse die Hauptmasse des auf die Erde fallenden extraterrestrischen Materials beinhaltet. Die ungeschmolzenen Teilchen können uns im Gegensatz zu den kosmischen Kugeln neben der geochemischen Information auch wertvolle mineralogische Hinweise über das akkretierende Material geben.

Eine Reihe von Autoren (z.B. KURAT et al. 1994, FLYNN et al. 1993c, KLÖCK et al. 1992, KOEBERL et al. 1992, ROBIN et al. 1990) haben diese Mikrometeorite mit verschiedensten Methoden untersucht. Hier soll nur kurz auf die wesentlichen Ergebnisse eingegangen werden. Es werden in der Literatur grobkristalline und feinkörnige, ungeschmolzene Mikrometeorite unterschieden. Die grobkristallinen Mikrometeorite bestehen aus relativ großen ($>>10 \mu\text{m}$) Silikaten, Oxiden und Eisensulfiden. Die feinkörnigen, ungeschmolzenen Mikrometeorite bestehen hauptsächlich aus kleinsten, im SEM nicht mehr auflösbaren Mineralphasen ($<1 \mu\text{m}$). In die Matrix aus diesen feinkörnigen Mineralphasen sind relativ häufig 10-50 μm große Mineralbruchstücke eingebettet. Zuerst soll auf die feinkörnigen ungeschmolzenen Mikrometeorite und daran anschließend auf die grobkörnigen Mikrometeorite eingegangen werden. Die chemische Zusammensetzung einer Reihe von ungeschmolzenen, feinkörnigen Mikrometeoriten ist in Abb. 75 dargestellt.

Die ungeschmolzenen Mikrometeorite haben im Gegensatz zu den kosmischen Kugeln ungefähr chondritische Na-Gehalte. Die K-Gehalte sind deutlich höher als chondritisch. Dies scheint durch einen Verwitterungs- oder Kontaminationsprozess im polaren Eis verursacht zu sein. Die meisten ungeschmolzenen Mikrometeorite enthalten messbare Schwefelgehalte. Sie liegen im Mittel zwar deutlich unterhalb des chondritischen Wertes, aber die höchsten gefundenen Schwefelwerte erreichen den Streubereich der Schwefelwerte kohligter Chondrite. Ein großer Prozentsatz (75% der eigenen Daten) der ungeschmolzenen Mikrometeorite zeigen auffallend niedrige Ca-Gehalte, vergleichbar den Ca-Gehalten der Matrix kohligter Chondrite. Die Nickelgehalte streuen ähnlich wie die Schwefelgehalte und liegen meist zwischen dem 0.03-fachen und 0.5-fachen chondritischen Nickelgehalt.

Die niedrigen Nickelgehalte können zum einen durch Verwitterung der Eisensulfide während des Aufenthaltes im polaren Eis oder zum anderen durch den Aufschmelzvorgang zur Gewinnung der Mikrometeorite erklärt werden. Außerdem könnte der niedrige Ni-Gehalt eine primäre chemische Signatur sein, die durch Aufheizung und Verwitterung nicht verändert wurde (MAURETTE et al. 1992c). Allerdings sprechen Lösungsexperimente eher dafür, dass die Ni-Verarmung keine primäre Signatur darstellt (PRESPER et al. 1993), sondern durch Lösungsvorgänge in den Mikrometeoriten durch antarktische Schmelzwässer zu erklären ist.

Unmelted Antarctic Micrometeorites

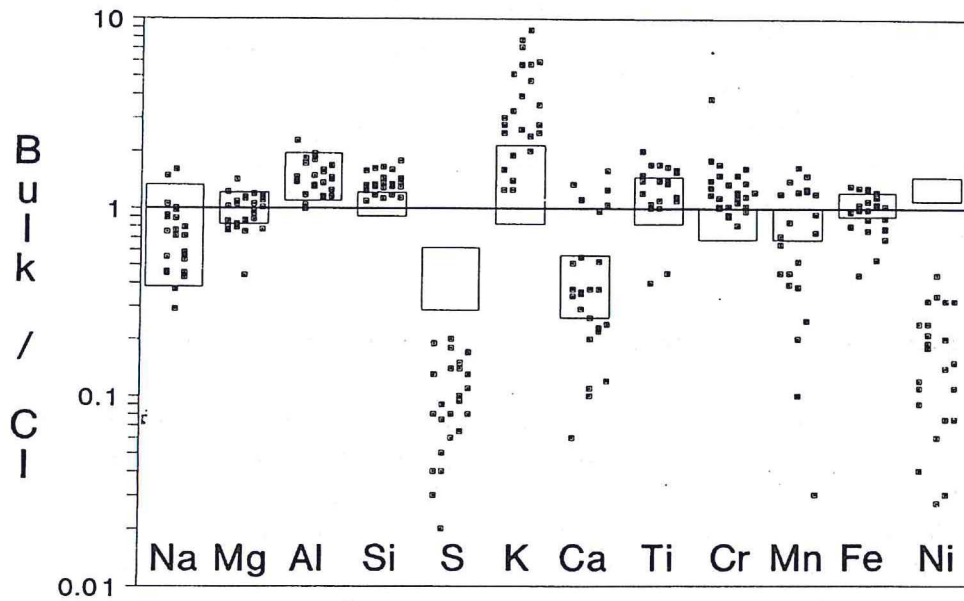


Abb. 75: Hauptelementzusammensetzung ungeschmolzener antarktischer Mikrometeorite. Die Werte sind auf Gehalte der CI-Chondrite normiert. Zusätzlich ist der Bereich für die Matrixzusammensetzung der CM-Chondrite angegeben. Mit Ausnahme der Elemente S, K und Ni stimmen die Gehalte weitestgehend überein.

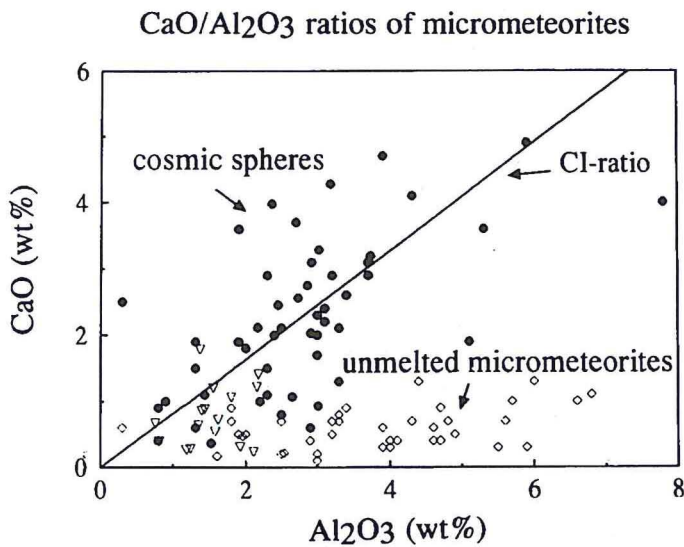


Abb. 76: Vergleich der CaO- und Al₂O₃-Gehalte kosmischer Kugeln und ungeschmolzener Mikrometeorite.

Bei dem relativ niedrigen Ca-Gehalt der Mehrzahl der feinkörnigen, ungeschmolzenen Mikrometeorite scheint es sich um eine primäre Signatur der Mikrometeorite zu handeln. FLYNN et al. (1995) fand, dass die Mehrzahl der großen Schichtsilikat-IDPs ebenfalls relativ niedrige Ca-Gehalte aufweist. Daher erscheint es sehr unwahrscheinlich, dass nahezu alle unge-

schmolzenen Mikrometeorite ihr Calcium im Laufe wässriger Umwandlungen in der Antarktis verloren haben. Die CaO- und Al₂O₃-Gehalte der Matrix kohligter Chondrite liegen im gleichen Bereich wie die Werte für ungeschmolzene Mikrometeorite.

2.1.4 Spurenelementzusammensetzung ungeschmolzener Mikrometeorite

Insgesamt wurden 63 nicht aufgeschmolzene Staubteilchen auf ihre Gehalte an Spurenelementen entweder mit Neutronenaktivierungsanalyse oder mit Synchrotronröntgenfluoreszenzanalyse untersucht. Unter den 63 Teilchen sind auch 3 Partikel, die aufgrund ihrer Spurenelementgehalte wohl eher terrestrischen Ursprungs sind. Daher reduziert sich die Anzahl an untersuchten ungeschmolzenen Mikrometeoriten auf 60. Die Identifizierung der Partikel als extraterrestrische Materie wurde anhand der Indikatorspurenelemente Ir, Ni und Co vorgenommen. Im Falle der mit SXRF analysierten Partikel diente der Magnetitsaum an der Oberfläche der Teilchen als Hinweis auf Aufheizungsreaktionen beim Eintritt in die Erdatmosphäre.

Die Gruppe der nicht aufgeschmolzenen Mikrometeorite kann weiter untergliedert werden in feinkörnige Teilchen und grobkristalline Teilchen. Feinkörnige und grobkristalline Mikrometeorite werden folgendermaßen definiert: Die Struktur feinkristalliner Mikrometeorite kann im Rasterelektronenmikroskop meist nicht aufgelöst werden, d.h. die Kristallitgrößen liegen im sub- μm Bereich. Bei grobkristallinen Mikrometeoriten liegen die Größen der Mineralkörner meist zwischen 5 und 50 μm , wobei manche Mikrometeorite als monomineralische Teilchen vorliegen.

Von den 60 analysierten Mikrometeoriten konnten 41 (68%) als feinkörnige Teilchen und 13 (22%) als grobkristalline Teilchen identifiziert werden. Fünf (8%) Partikel konnten nicht klassifiziert werden und ein Teilchen (2%) stellte sich als calcium- und aluminiumreicher Einschluss (CAI) heraus.

Abb. 77a gibt einen Überblick über die Nickel- und Iridium-Gehalte der ungeschmolzenen Mikrometeorite. Auffallend sind die im Mittel niedrigen Ni/Ir-Verhältnisse aller ungeschmolzenen Mikrometeorite, mit Ausnahme zweier Fragmente eines Teilchens, deren Ni/Ir-Verhältnisse nahe beim chondritischen Verhältnis liegen. Da die Sc/Ir- und Cr/Ir-Verhältnisse der ungeschmolzenen feinkörnigen Teilchen im Mittel nahe den chondritischen Verhältnissen liegen, deuten sie auf einen Verlust von Nickel, sehr wahrscheinlich durch Verwitterung leicht löslicher Ni-haltiger Phasen (Sulfide oder Sulfate) im antarktischen Eis hin. Durch Aufheizversuche konnte gezeigt werden, dass Nickel durch kurzzeitige Aufheizevorgänge, die nicht zur Aufschmelzung führen, nicht verlorenght (GRESHAKE et al. 1996b, 1997).

Das chondritische Sc/Cr-Verhältnis der ungeschmolzenen Mikrometeorite (Abb. 77b) unterstützt die Annahme primitiver Herkunft und deutet auf eine genetische Verwandtschaft mit kohligten Chondriten. Das Sc/Cr-Verhältnis der Mikrometeorite ist identisch mit dem Sc/Cr-Verhältnis von CI-Chondriten. Die Sc/Cr-Verhältnisse von CM-, CO- und CV-Chondriten sind 20% bis 40% höher im Vergleich zu CI-Chondriten. Ein zusätzliches Argument für Beziehungen zu kohligten Chondriten ist das Fe/Mn-Verhältnis von 96 ± 20 von 8 ungeschmolzenen feinkörnigen Mikrometeoriten. Die Fe/Mn-Verhältnisse von CI-, CM- und CO/CV-Chondriten sind 100, 120 und 155.

Die feinkörnigen Mikrometeorite wurden beim Eintritt in die Erdatmosphäre nicht bis zum Schmelzpunkt der Silikate, der etwa bei 1300°C liegt, erhitzt. Dennoch wurden sie so weit aufgeheizt, dass ein Verlust volatiler Elemente wie Na und Zn, im Vergleich zu den Gehalten in CI-Chondriten, feststellbar ist (Abb. 77c).

Rasterelektronenmikroskopische und transmissionselektronenmikroskopische Studien feinkörniger Mikrometeorite unterstützen den Befund, dass der Verarmungsgrad volatiler Elemente mit der Intensität der mineralogisch erkennbaren Aufheizungseffekte korreliert.

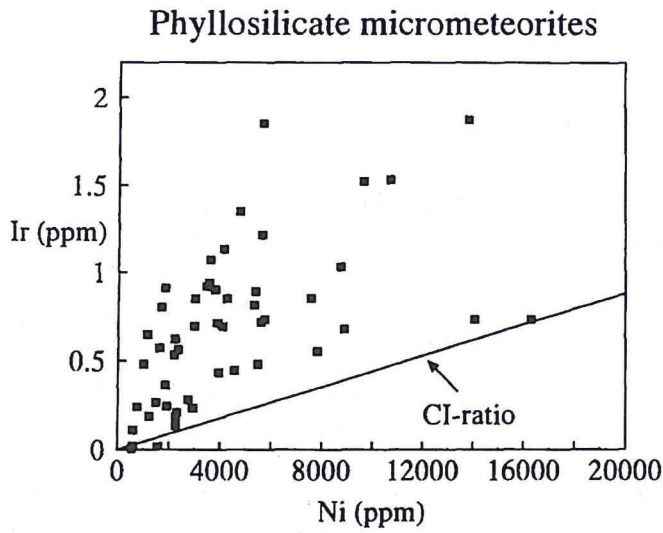
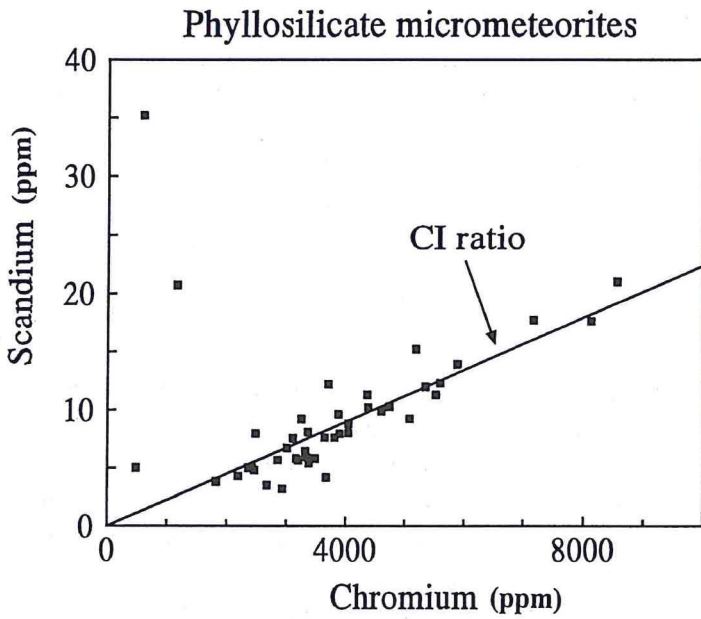


Abb. 77a-b:
Ni/Ir- und Sc/Cr-Verhältnisse
ungeschmolzener Mikrome-
teorite.

a



b

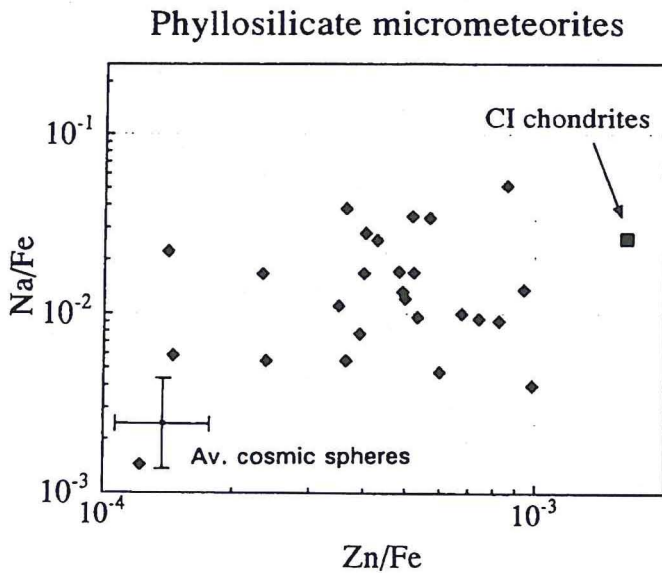


Abb. 77c:
Na/Fe- und Zn/Fe-Verhältnisse
ungeschmolzener Mikrometeorite.
Alle Teilchen haben niedrige-
re Zn/Fe-Verhältnisse als CI-
Chondrite. Die Zn/Fe-Verhält-
nisse der ungeschmolzenen Mi-
krometeorite liegen unterhalb
des Wertes von CI-Chondriten
aber oberhalb des mittleren
Zn/Fe-Verhältnisses von kosmi-
schen Kugeln.

Gleichzeitig dienen die Aufheizexperimente dazu, mineralogische Veränderungen durch das kurzzeitige Aufheizen der Meteoritenteilchen zu studieren. Es zeigt sich, dass die ursprünglich vorhandenen Schichtsilikate innerhalb von wenigen Sekunden in wasserfreie Minerale wie Olivine und Pyroxene und zusätzlich entstehende amorphe Phasen umgewandelt werden. Die gefügemäßige Ähnlichkeit der experimentell aufgeheizten Meteorite mit den feinkörnigen Mikrometeoriten sowie die Übereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung der experimentell erzeugten Olivine und der Olivine in Mikrometeoriten spricht dafür, dass das Ausgangsmaterial der feinkörnigen Mikrometeorite weitestgehend aus Schichtsilikaten bestand. Es wurden unter den 60 feinkörnigen Mikrometeoriten drei Teilchen gefunden, in denen noch intakte Schichtsilikate (Saponite) anhand der Netzebenenabstände nachgewiesen werden konnten.

Mit Hilfe der Ergebnisse der Aufheizexperimente können wir die Aufheiztemperatur der Mikrometeorite in der Natur abschätzen. Die meisten feinkörnigen Mikrometeorite wurden beim Eintritt in die Erdatmosphäre auf Temperaturen zwischen 1000°C und 1250°C erhitzt. Ein geringer Anteil an Teilchen kann nicht deutlich über 700-800°C aufgeheizt worden sein, da ihre Schichtsilikate noch intakt sind. Der Prozentsatz der über 1300°C aufgeheizten feinkörnigen Mikrometeorite kann über den Anteil an Ca-armen kosmischen Kügelchen abgeschätzt werden. Nahezu alle feinkörnigen Mikrometeorite haben Ca/Al-Verhältnisse, die deutlich niedriger sind als das chondritische Ca/Al-Verhältnis. Es kann aber mit ziemlicher Sicherheit ausgeschlossen werden, dass der niedrige Ca-Gehalt der Mikrometeorite eine Folge antarktischer Verwitterungsprozesse ist, da in der Stratosphäre gesammelte Schichtsilikateilchen eine identische Ca-Verarmung aufweisen. Der Anteil Ca-armer kosmischer Kügelchen ist jedoch so gering, dass nur ein kleiner Teil der feinkörnigen Mikrometeorite in der Größe um 100 µm beim Eintritt in die Erdatmosphäre auf Temperaturen von mehr als 1300 °C erhitzt wurden und aufschmolzen. Dies bedeutet, dass die Mehrzahl der feinkörnigen Mikrometeorite im Durchschnitt auf ungefähr 900-1100°C erhitzt werden. Die Abschätzung der Obergrenze dieses Temperaturbereiches wird durch die später im Detail beschriebenen Aufheizversuche und da vor allem durch den fehlenden Verlust von Gallium unterstützt. Nicht aufgeschmolzene feinkörnige Mikrometeorite zeigen keinen Verlust von Gallium. Die Aufheiztemperatur <1100°C entspricht bei einer Partikelgröße von 100 µm einer Eintrittsgeschwindigkeit in die Erdatmosphäre von ungefähr 12 km/s. Solch eine Geschwindigkeit wiederum ist charakteristisch für Partikel dieser Größe, die aus dem Asteroidengürtel stammen.

Unter den eindeutig klassifizierten Mikrometeoriten dominiert die Gruppe der feinkörnigen, ursprünglich schichtsilikathaltigen, Mikrometeorite mit einem Anteil von ca. 70%. Die restlichen Teilchen sind grobkristallin. Jedoch scheint die Gruppe der Teilchen mit H-, L- oder LL-chondritischer Natur zu fehlen oder ist zumindest nur sehr untergeordnet vertreten. Diese relative Häufigkeit von C-Typ Mikrometeoriten (Schichtsilikateilchen) und von H-, L- und LL-Mikrometeoriten steht ganz im Gegensatz zu den prozentualen Anteilen der unterschiedlichen Meteoritenklassen, wie sie durch die Fallstatistik der Meteorite gegeben ist (80% gewöhnliche Chondrite, 8% Achondrite, 4% kohlige Chondrite, 8% andere Meteoritenklassen (Wasson, 1974)). Vermutlich geben uns die Mikrometeorite einen besseren Überblick über die Zusammensetzung des Asteroidengürtels als die herkömmlichen Meteorite. Diese Vorstellung wird durch unabhängige Studien unterstützt, denn IR-spektroskopische Untersuchungen bestätigen ein Vorherrschen kohlig-chondritischer Materie im mittleren Asteroidengürtel in Form der C-Typ Asteroide (BELL et al. 1989).

2.2 Mineralogische Zusammensetzung von Mikrometeoriten

2.2.1 Mineralogie kosmischer Kugeln

Anhand ihrer Gefüge lassen sich die meisten der geschmolzenen Mikrometeorite in drei Klassen unterteilen. Kosmische Kügelchen zeigen entweder balkenförmiges oder porphyrisches Gefüge oder sind strukturlos und glasig. Im ersten Fall sind balkenförmige Olivine oder Pyroxene in einer glasigen Grundmasse eingebettet und im zweiten Fall liegen hypidiomorphe Olivine und Pyroxene als Einsprenglinge von ungefähr 5-10 μm Durchmesser in einer glasigen Grundmasse (ROBIN et al. 1990, CHRISTOPHE MICHEL-LEVY & BOUROT-DENISE 1992, BECKERLING et al. 1992, BECKERLING 1994) vor.

Die unterschiedlichen Gefügemerkmale sind mit großer Wahrscheinlichkeit auf unterschiedliche Abkühlraten und Schmelztemperaturen verbunden mit Unterschieden in der Gesamtzusammensetzung, zurückzuführen (HEWINS 1988).

Repräsentative Beispiele für die erwähnten Typen kosmischer Kügelchen werden in den folgenden Abbildungen gezeigt.

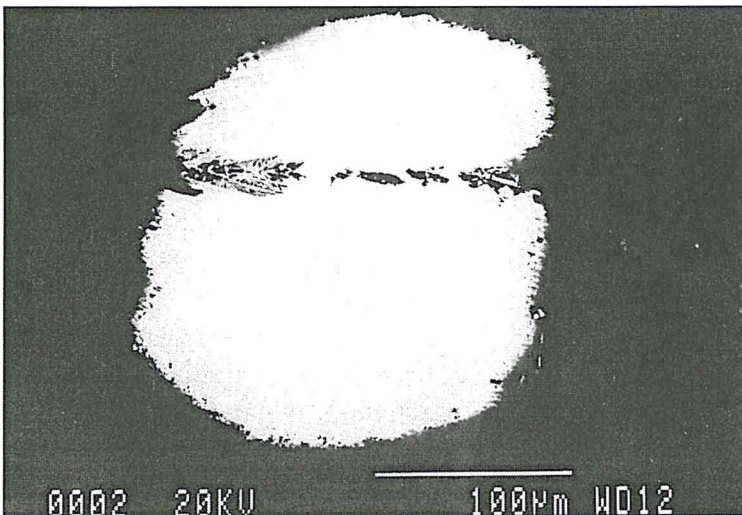


Abb. 78a:

Rückstreuelektronenbild eines kosmischen Kügelchens mit balkenförmiger Struktur. Leistenförmige Olivinkristalle deuten auf eine rasche Kristallisation. Zwischen den Olivinen befindet sich eine glasige Matrix, in der kleine Magnetitkristalle liegen.

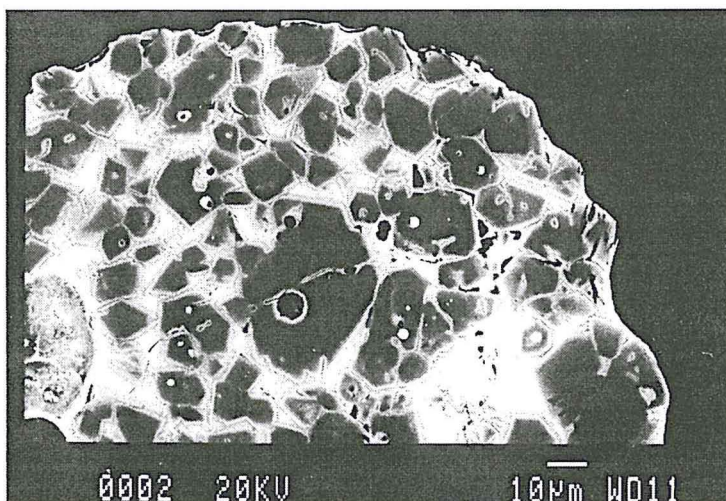


Abb. 78b:

Rückstreuelektronenbild eines kosmischen Kügelchens mit porphyrischer Struktur. Idiomorphe und hypidiomorphe Olivine liegen in einer eisenreichen glasigen Grundmasse. Im Glas sind Magnetite kristallisiert, in den Olivinen sind Metalleinschlüsse erkennbar. Außerdem weisen die Olivine meistens Fe-reiche Ränder und Fe-arme Kerne (Fa 1.1) auf.

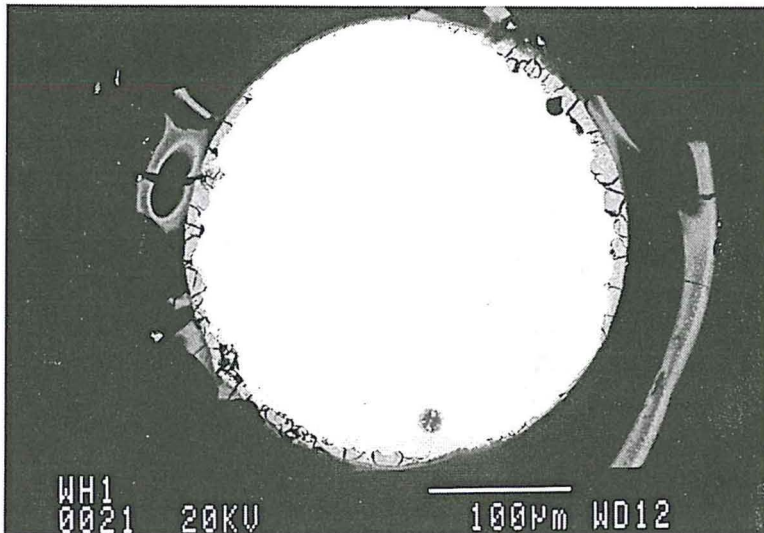


Abb. 78c:
 Rückstreuelektronenbild eines glasigen kosmischen Kügelchens. Die Schmelze ist derart schnell erstarrt, dass keine Kristalle ausgebildet wurden. Diese Kugel ist typisch für die Gruppe der glasigen kosmischen Kügelchen in Abb. 67. Der Fe-Gehalt dieser Kugel beträgt 8 Gew%, ihr Ni-Gehalt 5 ppm.

2.2.2 Mineralogie ungeschmolzener Mikrometeorite

Im Gegensatz zu den geschmolzenen Mikrometeoriten sind in der Mehrzahl der ungeschmolzenen Teilchen nur selten Mineralkörner $>3 \mu\text{m}$ im Durchmesser anzutreffen. Im Rasterelektronenmikroskop wurden Gefügemerkmale beobachtet, die darauf hinweisen, dass einige ungeschmolzene Mikrometeorite Schichtsilikate enthalten (KURAT et al. 1992a,b). Mit Hilfe der Infrarotspektroskopie wurde ebenfalls das Vorhandensein von wasserhaltigen Phasen in ungeschmolzenen Mikrometeoriten nachgewiesen (MAURETTE et al. 1990b, 1993). Mit Ausnahme von drei Mikrometeoriten bestehen 35 der von mir im TEM untersuchten Mikrometeorite jedoch überwiegend aus Olivin mit wenig Pyroxen und Magnetit. Oft sind diese Mineralkörner in Glas eingebettet und weisen Korngrößen zwischen 50 und 100 nm auf. Prinzipiell sind zwei Entstehungsmöglichkeiten olivinhaltiger Mikrometeorite denkbar. Mg-Fe-Silikate können primäre Phasen darstellen (wie in C3V- oder C3O-Meteoriten) oder durch thermisch verursachte Umwandlungen aus Schichtsilikaten hervorgegangen sein. Die Gefügemerkmale und die chemische Zusammensetzung der meisten Olivine weisen allerdings auf eine Entstehung durch thermometamorphe Überprägung der Mikrometeorite hin, die vermutlich während des Eintritts in die Erdatmosphäre stattfand (FLYNN et al. 1993c, KLÖCK & STADERMANN 1994). In wenigen Fällen war die Aufheizung der Mikrometeorite beim Eintritt in die Erdatmosphäre so gering, dass die ursprünglich vorhandenen Schichtsilikate noch weitestgehend erhalten waren und im TEM identifiziert werden konnten. In diesen Fällen bestanden die Schichtsilikate aus Saponit, für welche Netzebenenabstände von ungefähr 1.0 nm charakteristisch sind. Die folgenden Abbildungen zeigen die Texturen feinkörniger Mikrometeorite, wie sie im SEM und TEM gewöhnlich zu beobachten sind.

Neben den feinkörnigen, ungeschmolzenen Mikrometeoriten wurde auch ein kleiner Prozentsatz an relativ grobkristallinen, nicht, oder nur teilweise aufgeschmolzenen Mikrometeoriten gefunden (ROBIN et al. 1990, BECKERLING 1994, KURAT et al. 1994). Einige dieser Partikel könnten Bruchstücke von gewöhnlichen Chondriten sein, denn die Fayalitgehalte der Olivine und Pyroxene liegen in der richtigen Größenordnung. In einigen Fällen sind unter diesen Mikrometeoriten auch monomineralische Bruchstücke beobachtet worden. Beispiele aus der Gruppe der grobkristallinen Mikrometeorite sind in den folgenden Abbildungen zu sehen.

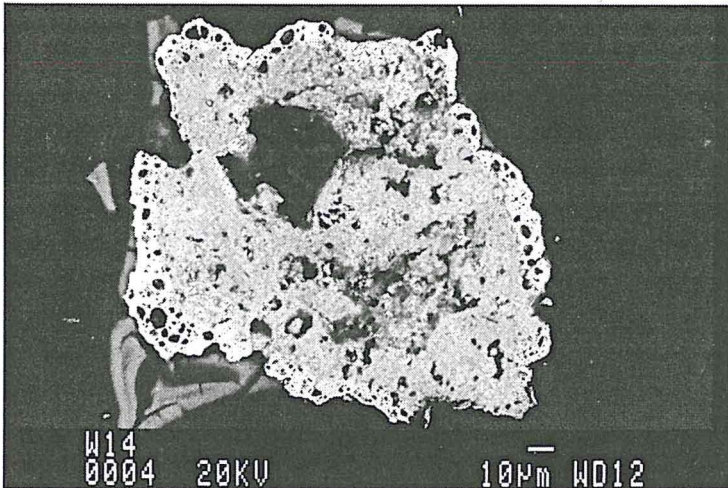


Abb. 79a:

Rückstreuelektronenbild eines typischen ungeschmolzenen Mikrometeoriten. Die Kristallitgrößen sind kleiner als 1 µm, und daher sind im SEM keine einzelnen Mineralphasen zu unterscheiden. Der Fe-reiche Saum ist charakteristisch für alle ungeschmolzenen Mikrometeorite und besteht zum Teil aus Magnetit, der durch die Aufheizung gebildet wurde. Das Fe/Mn-Verhältnis dieses Teilchens ist mit 107 vergleichbar dem Wert von CI-Chondriten.

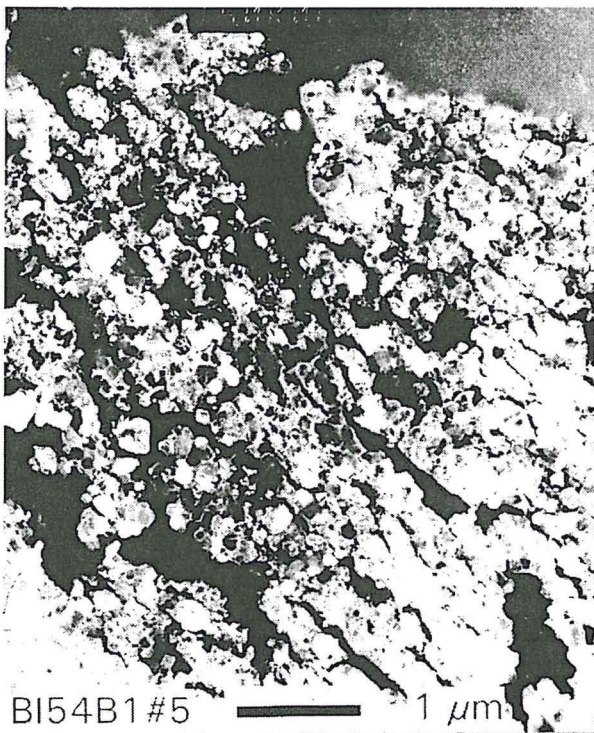


Abb. 79b:

TEM-Dunkelfeldabbildung des feinkörnigen Materials aus Abb. 79a. Aufgeheizte Mikrometeorite bestehen zumeist aus Olivinen, Pyroxenen, Magnetiten und Glas. Die Korngrößen in diesem Beispiel liegen zwischen 50 und 200 nm. Diese Mineralogie und Struktur ist typisch für thermisch umgewandelte Schichtsilikate. In diesen Mikrometeoriten sind keine reliktschen Schichtsilikate mehr zu finden. Die Eisengehalte der neugebildeten Olivine (als mol% Fayalit) liegen meist zwischen Fa 30 und Fa 70.

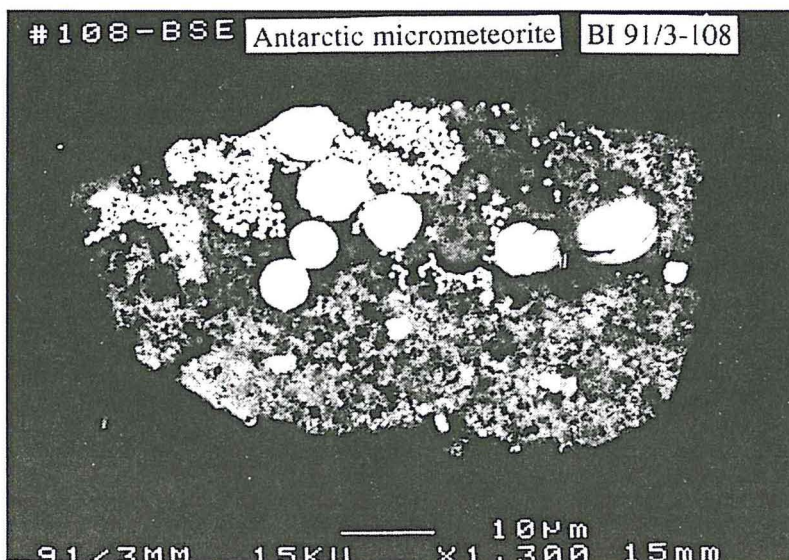


Abb. 79c:

Rückstreuelektronenbild eines ungeschmolzenen Mikrometeoriten. Der Mikrometeorit besteht aus Schichtsilikaten und Magnetit. Das Gefüge ist vergleichbar dem von CI-Chondriten.

(Abb. 79c sowie der Mikrometeorit BI 91/3-108 wurde freundlicherweise von G. KURAT, Wien, zur Verfügung gestellt.)

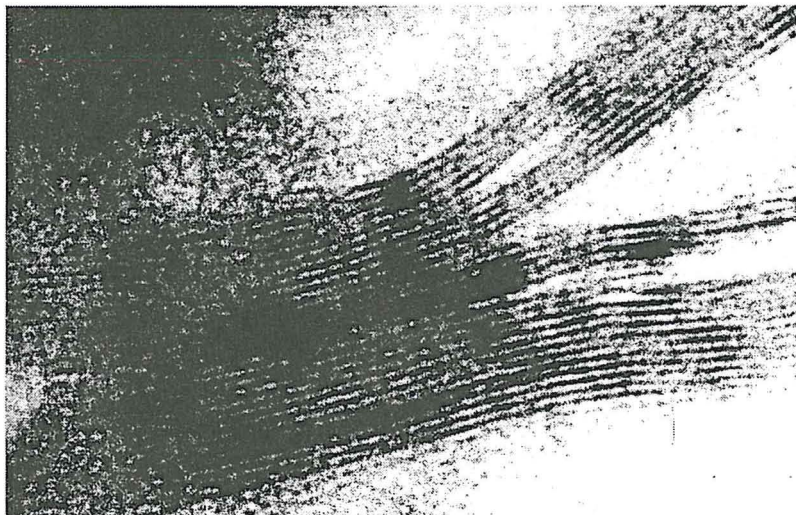


Abb. 79d:

TEM-Hochauflösungsaufnahme der feinkörnigen Matrix des CI-ähnlichen Mikrometeoriten. Die Matrix besteht aus Saponit. Die Schichtsilikate sind nicht thermisch verändert. Der Netzebenenabstand beträgt in diesem Fall 1.0 nm. Dieses Beispiel zeigt, dass 100 µm große Mikrometeorite den Eintritt in die Erdatmosphäre weitestgehend unbeschadet überstehen können.

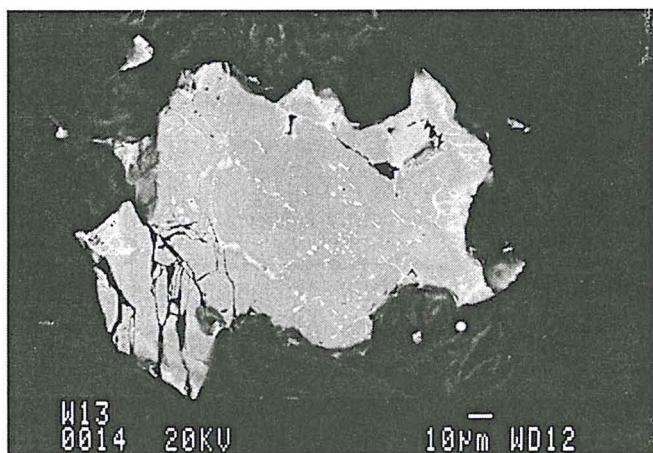


Abb. 80a:

Beispiel eines kristallinen Mikrometeoriten, der aus Pyroxen besteht. Die hellen Einschlüsse sind Fe-Sulfide mit Nickelgehalten von ungefähr 4 Gew%. Das Teilchen wiegt 7.5 µg und wurde mit INAA analysiert. Der Zn-Gehalt des Pyroxens beträgt 20 ppm, vergleichbar den Pyroxenen in gewöhnlichen Chondriten. Der Eisengehalt des Pyroxens liegt mit 16 mol% Ferrosilit im Bereich der H-Chondrit-Pyroxene.

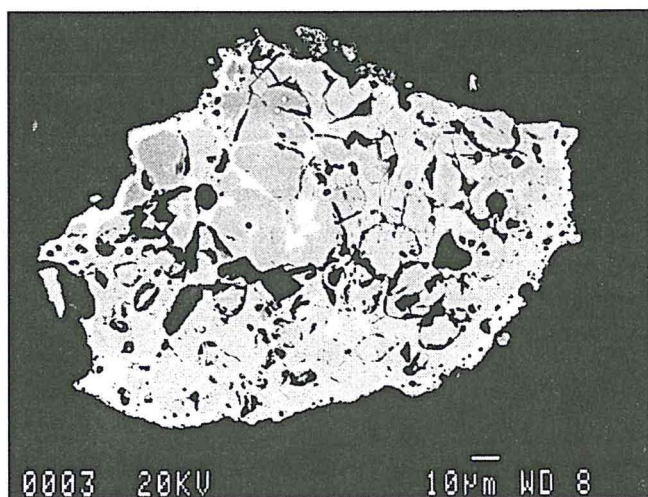


Abb. 80b:

Beispiel eines porösen Mikrometeoriten in dem Olivine (Fa 0.7) poikilitisch von Enstatit (Fs 0.6) eingeschlossen werden (mit Pfeil markiert). Fe,Ni-Metalle finden sich als Einschlüsse in Olivin. Der Fe-reiche Rand deutet darauf hin, dass das Teilchen beim Eintritt in die Erdatmosphäre nur randliche Veränderungen erfahren hat. Dieses Teilchen weist Ähnlichkeiten mit Chondren in Enstatitchondriten auf.

(Abb. aus BECKERLING 1994)

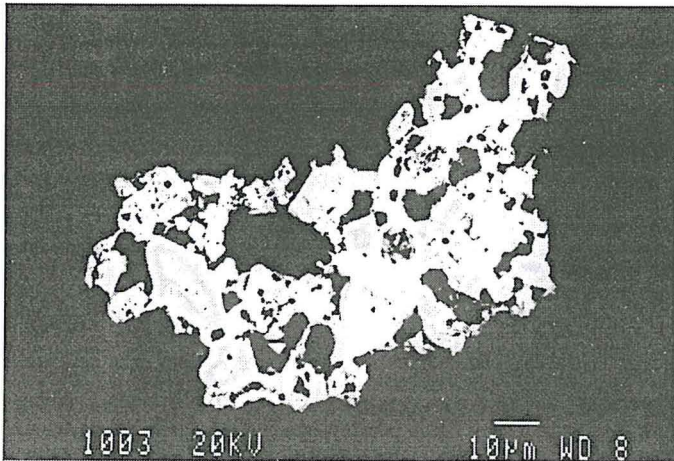


Abb. 80c

Beispiel eines ungeschmolzenen Mikrometeoriten mit einer hohen Porosität und relativ geringer Kristallitgröße. Die meisten Kristalle sind Olivine. Ihre Eisengehalte liegen zwischen Fa 15 und Fa 30. Sie sind im Vergleich zu gewöhnlichen Chondriten nicht equilibriert. Einige Olivine zeigen eine inverse Zonierung. Die Silikate und Sulfide werden durch eine glasige Grundmasse zusammengehalten. Dieser

Mikrometeorit zeigt mehr Ähnlichkeiten zu IDPs als zu Meteoriten.

2.3 Chemische Zusammensetzung der wichtigsten Mineralphasen in kosmischen Kugeln und in ungeschmolzenen Mikrometeoriten

2.3.1 Minerale in kosmischen Kügelchen

Wie im vorangestellten Abschnitt gezeigt wurde, sind Olivine, Pyroxene, Magnetite und Glas die häufigsten Mineralphasen in kosmischen Kugeln. Man muss dabei zwischen primären und sekundären Mineralphasen unterscheiden. Primäre oder reliktsche Mineralphasen sind solche Mineralkörner, die mehr oder weniger unverändert aus dem Ausgangsmaterial der Kugeln in einer Schmelze überlebt haben. In den meisten Fällen sind dies hochschmelzende refraktäre Verbindungen wie Forsterit, Enstatit oder Perowskit. Die sekundären Minerale sind aus der abkühlenden Schmelze auskristallisiert. Zuerst soll die Bandbreite der Zusammensetzung von sekundären Olivinen aufgezeigt werden. Die primären Minerale werden in Kapitel 2.4 besprochen. Die folgende Tabelle gibt einen Überblick über die Zusammensetzung von sekundären Olivinen in balkenförmigen und porphyrischen kosmischen Kugeln. Die Eisenoxidgehalte dieser Olivine variieren von ungefähr 10 Gewichtsprozent bis zu über 30 Gewichtsprozent.

Tab. 24: Variationsbereich der Zusammensetzung sekundärer Olivine in kosmischen Kügelchen.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41.4	40.6	39.6	39.3	38.9	37.4
MgO	47.4	45.2	40.2	36.0	35.1	29.8
FeO	11.0	13.5	19.9	24.7	25.4	31.8
CaO	0.2	n.n.	n.n.	n.n.	0.2	n.n.
Cr ₂ O ₃	n.n.	0.3	n.n.	n.n.	0.4	0.6
MnO	n.n.	0.4	0.3	n.n.	n.n.	n.d.
NiO	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	0.4
Σ	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

n.n. = nicht nachgewiesen, d.h. < als die Nachweisgrenze von 0.15 Gewichtsprozent.

2.3.2 Minerale in ungeschmolzenen Mikrometeoriten

Nicht aufgeschmolzene Mikrometeorite haben die geringst mögliche thermische Beanspruchung erfahren. Sie sind in ihrer Zusammensetzung und in ihrem Gefüge nur wenig verändert worden und enthalten somit weitestgehend ursprüngliche präterrestrische Informationen. Diese Klasse der Mikrometeorite kann wiederum in die Gruppe der feinkörnig-porösen Mikrometeorite und der kompakten Mikrometeorite unterteilt werden.

Die Matrix der meisten feinkörnig-porösen Mikrometeorite besteht hauptsächlich aus winzigen (100 nm großen) Olivinen, Pyroxenen und Magnetiten, die durch einen kleinen Glasanteil zusammengehalten werden. Studien dieser Matrixminerale sind nur mit TEM-Methoden möglich. In diesem Mineralgemisch sind häufig μm große Olivine, Pyroxene, Chromite, Eisensulfide und Magnetite zu finden. Die Zusammensetzung der großen ($>3 \mu\text{m}$) Olivine in der feinkörnigen Matrix ist von Korn zu Korn unterschiedlich, vor allem im Eisengehalt, wobei jedoch Forsterite zahlenmäßig dominieren.

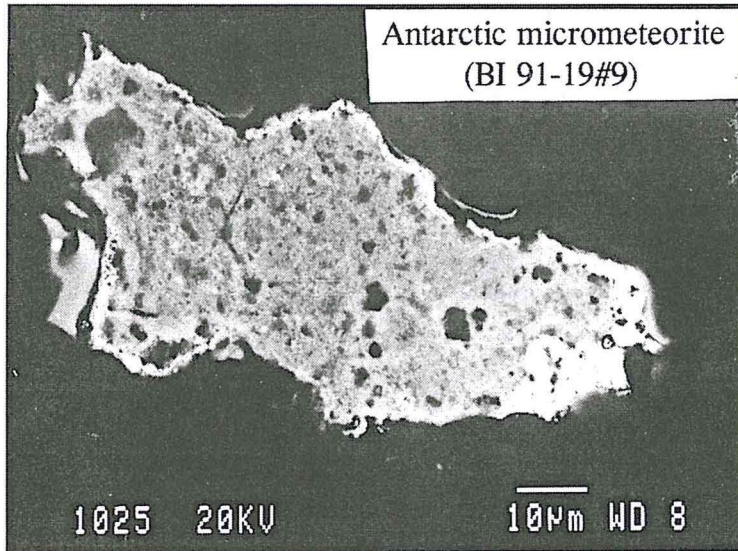


Abb. 81a:

Feinkörniger ungeschmolzener Mikrometeorit mit einem schmalen Fe-reichen Saum. Mit SEM-Methoden sind keine individuellen Mineralphasen erkennbar. Das Teilchen besitzt ungefähr chondritische Ir-Gehalte, aber nur 1/5 des chondritischen Gehaltes an Eisen.



Abb. 81b

TEM-Aufnahme der Matrix des Mikrometeoriten in Abb. 81a. Sie besteht aus Schichtsilikaten. Die Netzebenenabstände von 1.0 nm sind charakteristisch für Saponit.

Der Mikrometeorit wurde zwar an der Oberfläche durch Aufheizung verändert, aber im Inneren sind die Schichtsilikate noch intakt.

Kompakte, ungeschmolzene Mikrometeorite bestehen überwiegend aus Pyroxenen, Olivinen oder aus Verwachsungen der beiden Minerale. In den Silikaten werden häufig Fe,Ni-Metalle, Eisensulfide oder Chromite als Einschlüsse beobachtet. Charakteristisch ist für diese Teilchen, ebenso wie für die feinkörnigen Mikrometeorite, ein eisenreicher Rand, der vermutlich durch die aufheizungsbedingte Bildung von Magnetiten an der Oberfläche zu erklären ist. Unter den kompakten Mikrometeoriten wurden nur sehr wenige Partikel gefunden, die anhand ihrer Mineralogie als Bruchstücke gewöhnlicher Chondrite in Frage kommen könnten. Dies ist umso verwunderlicher, da 85% aller Meteorite auf der Erde gewöhnliche Chondrite sind. Die folgenden drei Beispiele sollen auf mögliche Beziehungen zu bekannten Meteoritenklassen hinweisen.

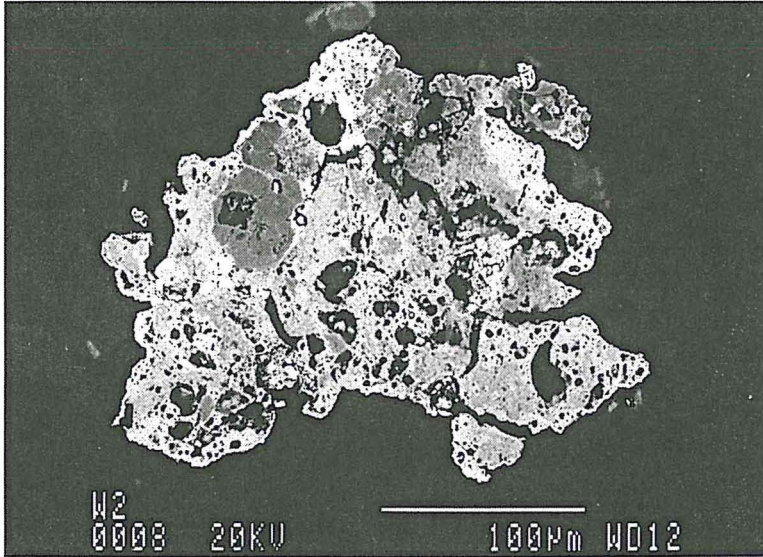


Abb. 81c:
Feinkörniger Mikrometeorit mit Anzeichen von Aufheizung in Form von Blasenbildung. Er enthält einen großen und etliche kleinere Enstatite, die wiederum Einschlüsse von Fe,Ni-Metall aufweisen. Das Teilchen hat chondritische Gehalte von Fe, Sc, Cr, Mn, Ir und Au. Ni ist um einen Faktor 0.3 verarmt, der 0.2fach CI-chondritische Zn-Gehalt unterstützt die Annahme der Aufheizung. Das Fe/Mn-

Verhältnis von 120 könnte eine Verwandtschaft zu CM-Chondriten andeuten.

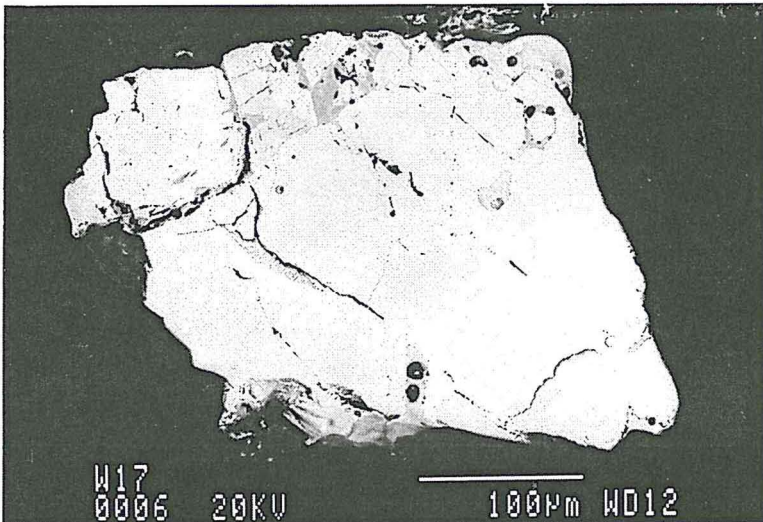


Abb. 81d:
Der Mikrometeorit besteht zum größten Teil aus Olivin (Fa 20) mit Verwachsungen von Pyroxen und Glas. Dieser Mikrometeorit könnte z.B. ein Bruchstück eines H-Chondriten sein.

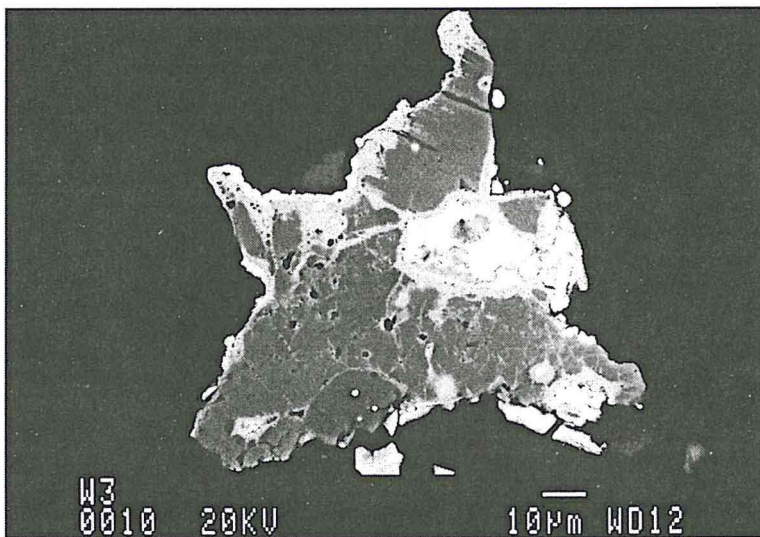


Abb. 81e:
Der Mikrometeorit besteht aus Pyroxen (Fs 3), der poikilitisch Olivin (Fa 2) eingeschlossen enthält. Der Olivin enthält Fe,Ni-Metall mit einem chondritischen Fe/Ni-Verhältnis. Das Teilchen selbst weist ein chondritisches Ni/Co-Verhältnis auf. Fe, Ni, Ir, Co, Au, Cr und Sc liegen in CI-chondritischen Gehalten vor, von Zn dagegen sind nur 10% des CI-Gehaltes

vorhanden. Die Spurenelemente sprechen nicht für ein Chondrenbruchstück. Die Herkunft ist ungeklärt.

2.4 Reliktische Mineralphasen in kosmischen Kugeln und in ungeschmolzenen Mikrometeoriten

Als reliktsche Mineralphasen in Mikrometeoriten treten vor allem Mg-reiche Olivine, Mg-reiche Pyroxene, Fe,Ni-Metalle, Chromite, Magnetite und in einem Fall Perowskit auf.

Die häufigsten silikatischen refraktären Minerale sind Olivine und Pyroxene. WALBURGA BECKERLING (1994) gibt einen Überblick über refraktäre Olivine und Pyroxene in einer großen Anzahl von Mikrometeoriten. Aus ihrer Zusammenstellung ist die folgende Abbildung über die chemische Zusammensetzung von reliktschen Olivinen in Mikrometeoriten entnommen.

Das Diagramm zeigt die starke Variation des Eisengehaltes von reliktschen Olivinen. Olivine mit einem Fayalitgehalt kleiner als 2 Mol% sind prozentual am häufigsten zu finden. Es wurden keine Körner mit Fayalitgehalten zwischen 6 und 12 Mol% gefunden. Ein zweites Maximum der Eisengehalte liegt zwischen 12 und 30 Mol% Fayalit.

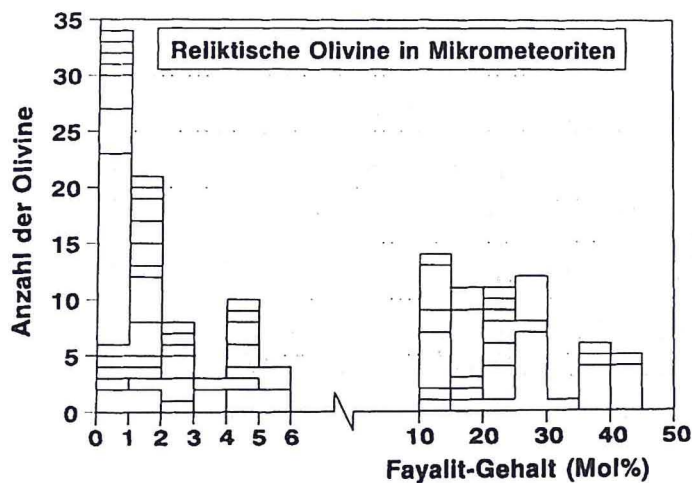


Abb. 82a:

Histogramm der Anzahl der reliktschen Olivine in Mikrometeoriten. Die Kästchen geben die Anzahl der Olivine pro Mikrometeorit wieder. Die meisten reliktschen Olivine haben einen geringen Fe-Gehalt, aber es sind auch Fe-reichere Olivine mit Fayalitgehalten zwischen 10 und 30 Mol% Fa zu finden.

(Abb. aus BECKERLING 1994)

Spurenelementgehalte in Olivinen wie Ca, Cr, Mn können Hinweise auf genetische Beziehungen zu meteoritischen Olivinen geben (STEELE et al. 1985a,b, STEELE 1992). STEELE (1985a,b) konnte aufzeigen, dass Forsterite in CM-Chondriten eine andere Spurenelementsignatur aufweisen als z.B. Forsterite in CI-Chondriten. Die folgenden Diagramme zeigen die Gehalte an CaO, Cr₂O₃ und MnO in Forsteriten in Mikrometeoriten (kosmischen Kugeln und ungeschmolzenen Mikrometeoriten). Die Daten sind z.T. eigene Analysen und z.T. der Dissertation von BECKERLING (1994) entnommen.

Die Daten von STEELE et al. (1985a,b) ermöglichen einen Vergleich der Zusammensetzung der Mikrometeoritenolivine mit der Zusammensetzung von meteoritischen Olivinen und mit Olivinen aus Deep Sea Spheres. Die Spurenelemente Cr und Mn sind in Olivinen in CM-Chondriten in ähnlichen Gehalten vertreten und zeigen einen vergleichbaren Trend wie die Olivine in Mikrometeoriten im Diagramm der Abb. 82b.

Eine weitere Möglichkeit um Olivine unterschiedlicher Herkunft zu diskriminieren bietet sich mit Hilfe der Ca- und Cr-Gehalte der Olivine. Nach STEELE et al. (1985a) nehmen die Cr-Gehalte der Forsterite in kosmischen Kugeln mit zunehmendem Ca-Gehalt ab. Allerdings konnte dieser Trend bei den eigenen Proben nicht beobachtet werden (Abb. 82e).

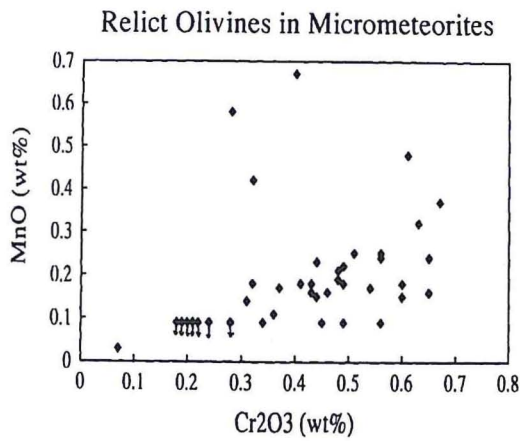


Abb. 82b:
Cr- und Mn-Gehalte in reliktschen Olivinen in Mikrometeoriten. Es zeichnet sich ein Trend der Zunahme von Mangan mit zunehmendem Chromgehalt ab.

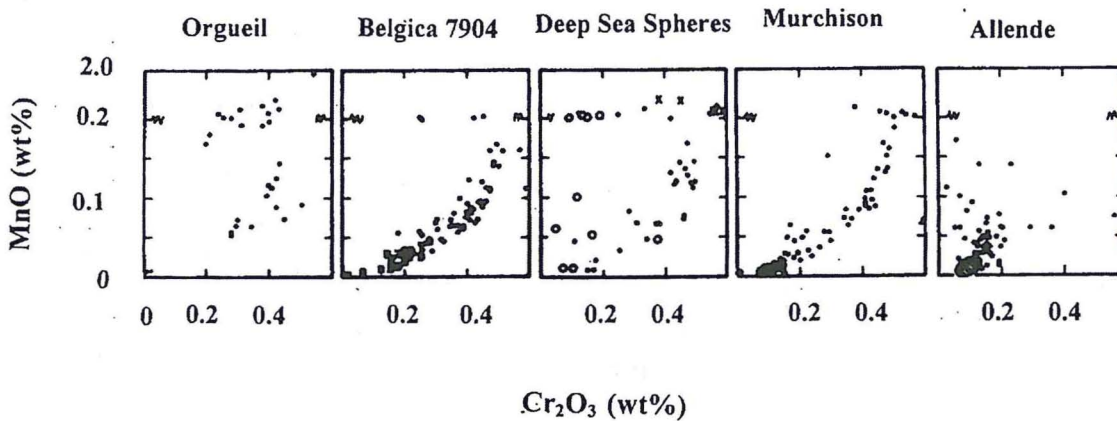


Abb. 82c:
 Cr_2O_3 und MnO in meteoritischen Olivinen und in Olivinen aus Deep Sea Spheres. Die positive Korrelation von Cr mit Mn, wie sie in Olivinen in Mikrometeoriten erkennbar ist, findet sich in Olivinen in CM2-Meteoriten und Deep Sea Spheres. Dagegen ist diese Korrelation in Olivinen in Orgueil (CI) und Allende (CV3) nicht vorhanden. (Abb. aus STEELE et al. 1985b)

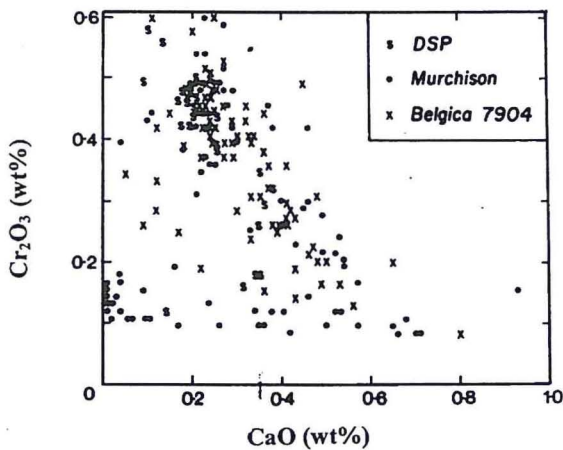


Abb. 82d:
CaO und Cr_2O_3 in Olivinen in Deep Sea Spheres, Murchison (CM2) und Belgica (CI?). Die Daten der Deep Sea Spheres passen besser zu den Daten des Belgica-Meteoriten als zu Murchison Olivinen. Der Cr-Gehalt der Olivine nimmt mit zunehmendem Ca-Gehalt ab. (Abb. aus STEELE et al. 1985a)

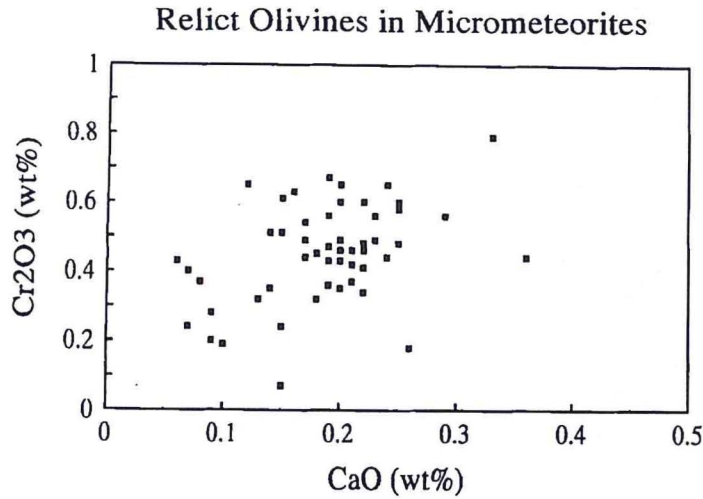


Abb. 82e:

Im CaO - Cr₂O₃-Diagramm liegen die Gehalte dieser Elemente in Mikrometeoritenolivinen in der gleichen Größenordnung wie in Olivinen in CM2-Meteoriten. Im Falle der Deep Sea Spheres und der CM-Chondrite scheint der Cr₂O₃-Gehalt mit zunehmendem CaO-Gehalt in den Olivinen abzunehmen. Die reliktschen Forsterite in Mikrometeoriten zeigen schwach ausgeprägt einen

gegenläufigen Trend. Auf jeden Fall ist die in den Deep Sea Spheres erkennbare Korrelation nicht in den Mikrometeoritenolivinen zu finden.

Als weniger häufige reliktsche Phasen wurden Magnetite, Spinelle, Metalle, Sulfide sowie Perowskit und Ilmenit in Mikrometeoriten gefunden (BECKERLING 1994). In den Magnetiten waren im allgemeinen keine Nebenelemente oberhalb der Nachweisgrenze der Elektronenmikrosonde nachweisbar. Die Spinelle waren Magnesioferrit und Chromit. Einige repräsentative Analysen aus BECKERLING (1994) sind in Tabelle 25 zusammengestellt.

Tab. 25: Akzessorische refraktäre Phasen in Mikrometeoriten.

Tabelle A11: Chemische Zusammensetzung von akzessorischen Mineralphasen in Mikrometeoriten (EMS).

Partikel	Magnetite			Spinelle		Fe,Ni-Metall			Fe	Ni	S	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
	91-19 #1	91-19 #1	91-19 #7	91-19 #5	91-19 #70	91-19 #7	91-19 #3	91-19 #3									
SiO ₂	n.n.	0.43	0.08	n.n.	7.9	Fe	74.6	84.2	95.2	Fe	62.3	TiO ₂	56.3	48.1			
TiO ₂	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	0.67	Ni	25.5	16.3	4.9	Ni	2.04	Cr ₂ O ₃	n.n.	n.n.			
Al ₂ O ₃	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	18.0	Cr	n.n.	n.n.	n.n.	S	35.6	FeO	1.17	30.9			
Cr ₂ O ₃	n.n.	n.n.	n.n.	0.40	39.6							MnO	n.n.	5.10			
FeO	87.7	89.7	94.0	57.6	14.1	Summe	100.1	100.5	100.1	Summe	99.94	MgO	n.n.	2.90			
MnO	n.n.	n.n.	0.08	2.02	0.29							CaO	34.4	6.6			
MgO	n.n.	1.56	0.64	38.5	19.9												
CaO	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	0.22												
Summe	87.7	91.69	94.80	98.52	100.68												

(Tabelle aus BECKERLING 1994)

Minerale mit ähnlicher Zusammensetzung und ähnlicher Textur wurden bereits früher in kohligen Chondriten gefunden (ENDREß & BISCHOFF 1993, BISCHOFF 1989). Deshalb scheinen auch die akzessorischen Phasen eine verwandtschaftliche Beziehung zwischen Mikrometeoriten und kohligen Chondriten anzuzeigen.

Eine besondere Stellung nehmen die Metalle unter den reliktschen Phasen ein. Ihre Zusammensetzung kann ebenfalls Hinweise auf ihre Herkunft oder auf Beziehungen zu Meteoriten geben (GROSSMAN & OLSEN 1974). Fe,Ni-Metalle (Kamacit) werden mitunter als einige Mikrometer messende Einschlüsse in Olivinen und Pyroxenen in Mikrometeoriten beobachtet. Ein Beispiel für das Auftreten solcher Metalle zeigt die folgende Abbildung.

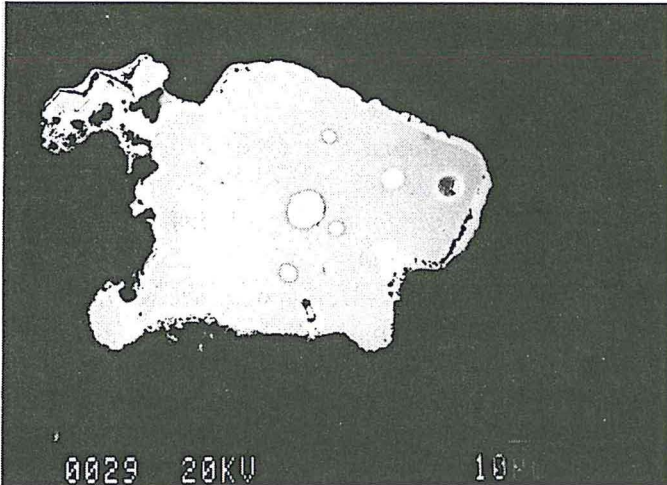


Abb. 83:
 Rückstreuelektronenbild eines monokristallinen Mikrometeoriten. Der Olivinkristall enthält einige Fe,Ni-Metalleinschlüsse.
 (Abb. aus BECKERLING 1994)

Einen Überblick über die Zusammensetzung der gefundenen Fe,Ni-Einschlüsse gibt die folgende Tabelle. Es zeigte sich, dass die meisten der analysierten Metalle geringe Gehalte an Phosphor und Chrom aufweisen. Da die Metalle in Cr-haltigen Mineralen sitzen, sind die angegebenen Werte bereits auf Beiträge durch die Wirtsminerale korrigiert. Die Metalle in Mikrometeoriten scheinen Phosphor- und Chromgehalte aufzuweisen, die den Phosphor- und Chromgehalten der Metalle in CM-Chondriten sehr ähnlich sind. Dieser Befund unterstützt ebenso, wie schon früher durch die Gesamtzusammensetzung der Mikrometeorite angedeutet wird, eine genetische Beziehung zwischen Mikrometeoriten und kohligen Chondriten.

Tab. 26: Metallzusammensetzung in Mikrometeoriten und CM-Chondriten.

	Mikro- meteorite	CM-Chondrite
Ni (%)	4.2 - 20.0	3.82 - 8.88
Cr (%)	0.1 - 0.3	0.17 - 1.07
P (%)	0.3 - 0.8	0.3 - 1.0

In einigen Fällen wurden refraktäre Einschlüsse in Mikrometeoriten gefunden. In einem Fall waren dies kleine Perowskitkristalle in einer feinkörnigen Matrix, und im zweiten Fall bestand der ganze Mikrometeorit aus einem Ca,Al-reichen Einschluss (BECKERLING 1994, LINDSTROM & KLÖCK 1992, KLÖCK & STADERMANN 1994, YADA et al. 1997). Ein rasterelektronenmikroskopisches Bild des Mikrometeoriten-CAIs ist in der folgenden Abbildung zu sehen.

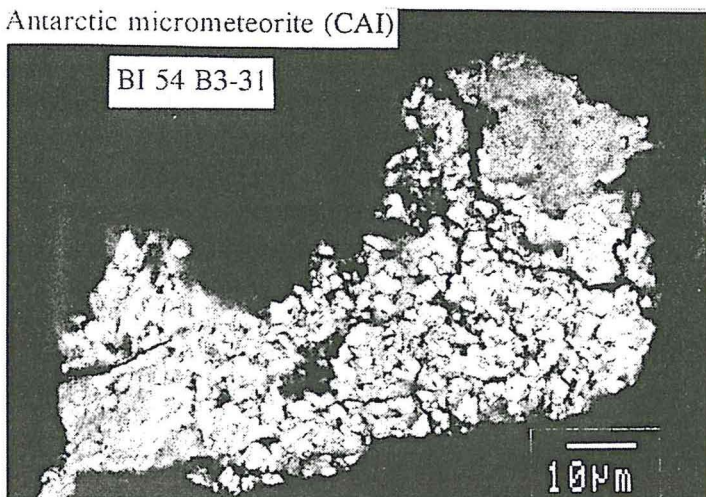


Abb. 84:
 Rückstreuelektronenbild eines refraktären Mikrometeoriten. Die Spurenelementgehalte sind identisch mit Ca,Al-reichen Einschlüssen, wie sie häufig in kohligen Chondriten auftreten.

Das Spurenelementmuster des Mikrometeoriten-CAIs BI 54 B3-31 entsprach einem Gruppe III Elementmuster (Abb. 85a). Das Spurenelementmuster eines Perowskitkristalles aus einem anderen Mikrometeoriten zeigte dagegen eine Elementhäufigkeit, wie sie für CAIs der Gruppe II typisch ist (GRESHAKE et al. 1996a). Die folgenden Abbildungen vergleichen die Zusammensetzung der CAIs in Mikrometeoriten mit meteoritischen refraktären Einschlüssen.

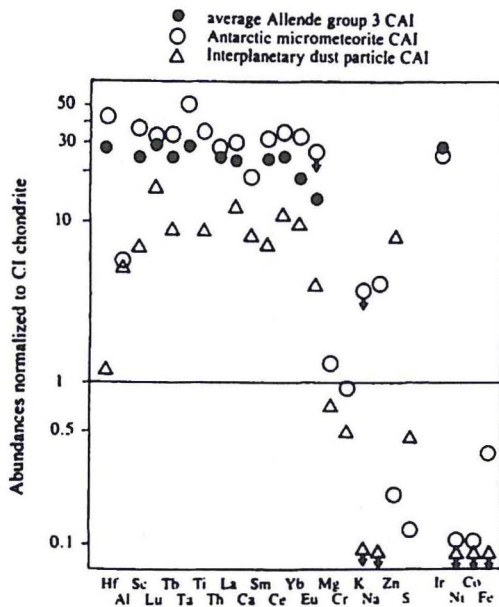


Abb. 85a:
Vergleich refraktärer und siderophiler Elemente in CAIs von Meteoriten und Mikrometeoriten. Die Daten des IDP-CAIs sind von STADERMANN (1990).

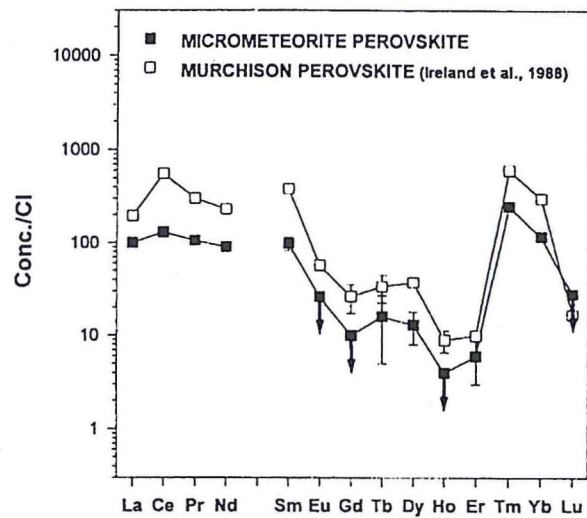


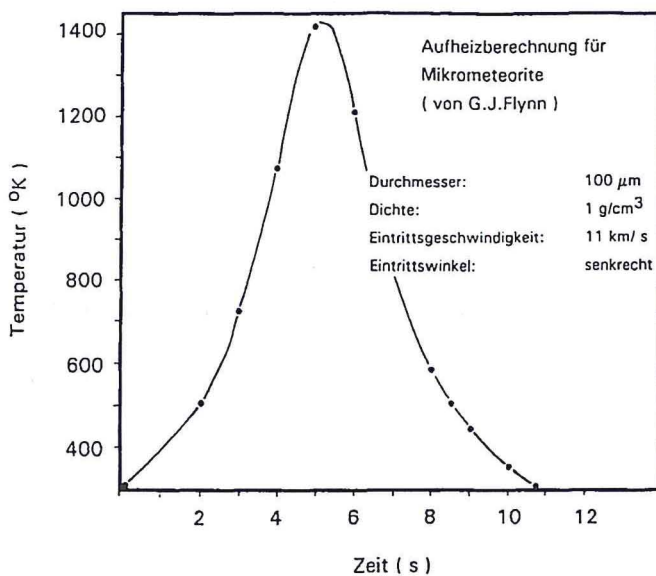
Abb. 85b:
Vergleich der Seltenerdgehalte in Perowskit aus Murchison und aus einem Mikrometeoriten. (Abb. aus GRESHAKE et al. 1996a)

Diese Beispiele refraktärer Einschlüsse in Mikrometeoriten unterstützen ebenfalls den Gedanken einer verwandtschaftlichen Beziehung der Mikrometeorite zu kohligen Chondriten, und da vor allem zu den kohligen Chondriten des Typs CM2, CR und CV3. Aufgrund mineralogischer und chemischer Befunde kommen auch YADA et al. (1997) und MAURETTE et al. (1997) zu ähnlichen Schlüssen. Die mineralogischen Befunde werden außerdem durch Sauerstoffisotopenmessungen an individuellen Mineralen in Mikrometeoriten untermauert (ENGRAND et al. 1997). Die Isotopie des Sauerstoffs in Olivinen und Pyroxenen ist ähnlich wie in kohligen Chondriten und unterscheidet sich deutlich von gewöhnlichen Chondriten.

3 Mineralogische und chemische Veränderungen der Mikrometeorite durch das thermische Ereignis beim Eintritt in die Erdatmosphäre

Kosmische Staubteilchen werden beim Eintritt in die Erdatmosphäre aufgeheizt. Die erreichten Aufheiztemperaturen werden von verschiedenen physikalischen Parametern beeinflusst. Wenige Staubteilchen erreichen relativ unbeschadet die Erdoberfläche, die meisten Mikrometeorite werden sogar aufgeschmolzen. Dieses Kapitel beschäftigt sich mit chemischen und mineralogischen Studien der Auswirkungen von Aufheizvorgängen in Mikrometeoriten beim Eintritt in die Erdatmosphäre. Ein Schwerpunkt besteht in der Durchführung von Aufheizexperimenten an Meteoritenproben. Die Experimente werden durch mineralogische und chemische Beobachtungen an den natürlichen Objekten wie Mikrometeoriten und stratosphärischen Staubteilchen ergänzt. Vergleichende Studien an natürlich und experimentell aufgeheizten Proben erlauben Rückschlüsse auf die primären Eigenschaften der thermisch veränderten Mikrometeorite. Aus den hieraus gewonnenen Erkenntnissen über die Zusammensetzung kosmischen Staubes werden Aussagen über die Entstehung und Entwicklung der Quellen kosmischen Staubes und ihrer verwandtschaftlichen Beziehungen zu Meteoritenmutterkörpern ermöglicht.

3.1 Aufheizexperimente mit Meteoriten zur Simulation des Aufheizvorganges von Mikrometeoriten beim Eintritt in die Erdatmosphäre



Beim Eintritt in die Erdatmosphäre werden die Mikrometeorite in Abhängigkeit von ihrer Auftreffgeschwindigkeit, ihrem Auftreffwinkel, ihrer Dichte und ihrer Größe auf unterschiedlich hohe Temperaturen erhitzt. Aus diesen Parametern lassen sich Aufheizkurven berechnen (FLYNN 1989, LOVE & BROWNLEE 1991). Ein Beispiel ist in Abb. 86 dargestellt. Generell kann festgestellt werden, dass Mikrometeorite von ungefähr 100 µm Durchmesser Maximaltemperaturen von 1500°C für einige Sekunden oder von 800°C bis zu einer Dauer von 25 Sekunden erfahren (LOVE & BROWNLEE 1991).

Abb. 86:

Aufheizberechnung für den Eintritt eines Mikrometeoriten in die Erdatmosphäre. (unveröffentlichte Daten von G. FLYNN)

Aufheizexperimente an 100 µm großen Teilchen des CI-Meteoriten Orgueil wurden bisher nicht systematisch durchgeführt. Eine Reihe von Autoren berichten über Aufheizexperimente an relativ großen (Gramm-Mengen) Meteoritenproben über die Dauer von Tagen und Wochen (MATZA & LIPSCHUTZ 1978, KÖHLER & PALME 1989, WULF & PALME 1991, GEIGER et al. 1989). Aufheizexperimente mit kurzen Temperzeiten an stratosphärischen Staubteilchen und Meteoriten wurden bisher nur von FRAUNDORF et al. (1982c) und SANDFORD & BRADLEY (1989) durchgeführt. Die Langzeitexperimente mit Meteoriten hatten zum Ziel, die Einflüsse einer Thermometamorphose auf die meteoritischen Gefügeeigenschaften und auf die Zusam-

mensetzungen einiger Mineralphasen zu studieren. Ein weiterer Schwerpunkt bestand darin, eine Beziehung zwischen dem Grad der Verarmung volatiler Elemente in Chondriten in Abhängigkeit von Temperatur und Sauerstoffugazität aufzuzeigen. Experimente von FRAUNDORF et al. (1982c) mit stratosphärischen Staubteilchen und Meteoriten waren, ähnlich wie die hier durchgeführten Experimente, darauf ausgerichtet, mineralogische und chemische Veränderungen durch kurzzeitiges Aufheizen von stratosphärischen Staubteilchen und Schichtsilikaten zu studieren. Diese Autoren fanden heraus, dass Kernspuren in Forsterit und in Enstatit, die kurzzeitig bis auf ungefähr 600°C aufgeheizt wurden, noch sichtbar sind. Oberhalb dieser Temperatur werden die Kernspuren jedoch ausgelöscht. Die Autoren haben zusätzlich zu stratosphärischen Staubteilchen auch Meteoritenmatrix impulsartig aufgeheizt und beschreiben den Verlust von Schwefel und die Bildung von Olivin in Meteoritenmatrixmaterial als Folge kurzzeitigen Aufheizens auf ungefähr 1000°C. SANDFORD & BRADLEY (1989) entwickelten ein „Thermometer“, um durch den Grad der Umwandlung wasserhaltiger Schichtsilikate die Aufheiztemperaturen von stratosphärischen Staubteilchen abzuschätzen. Dieses „Thermometer“ basiert jedoch nicht auf TEM-Untersuchungen, sondern auf spektralen Untersuchungen im infraroten Wellenlängenbereich. Die Methode ermöglicht es aber nicht, zwischen der Bildung von Olivin oder Pyroxen aus Schichtsilikaten eindeutig zu unterscheiden. Die Experimente von FRAUNDORF et al. (1982c) und von SANDFORD & BRADLEY (1989) sind vom generellen Konzept her ähnlich der durchgeführten Studie. In allen Fällen geht es um die Identifizierung und Kalibrierung bestimmter „Thermoindikatoren“. Diese Autoren haben jedoch nicht versucht, mineralogische **und** chemische Aufheizindikatoren zu kombinieren. Die Erkenntnisse über den Verlust volatiler Elemente in stratosphärischen Staubteilchen beim Eintritt in die Erdatmosphäre und die damit verbundene Aussagekraft wurden erst in den letzten Jahren gewonnen. Daher können wir aufgrund der eigenen Experimente einen Schritt weitergehen und versuchen, die Verluste volatiler Elemente und die mineralogischen Veränderungen an ein und derselben Probe in Abhängigkeit von Dauer und Intensität des Aufheizereignisses zu dokumentieren.

Die Experimente mit 100 µm und 50 µm messenden Saponitteilchen und Meteoritenteilchen haben gezeigt, dass einige der charakteristischen Gefüge der natürlich aufgeheizten Mikrometeorite experimentell reproduziert werden können. Unter Gleichgewichtsbedingungen wird Saponit bei 740°C in Enstatit umgewandelt. Bei kurzzeitigen Aufheizversuchen mit reinem Saponit zeigte sich, dass Saponit auch nach 25 Sekunden bei 830°C noch nicht umgewandelt war. Auch nach 5 Sekunden bei 1100°C waren noch Saponitrelikte in Ultradünnschnitten im Transmissionselektronenmikroskop zu erkennen. In einer zweiten Versuchsreihe wurden 100 µm messende Teilchen des Meteoriten Orgueil für die Dauer von 5, 25, 60, und 120 Sekunden auf eine Temperatur von 1200°C gebracht. Diese Temperatur wurde gewählt, da Mikrometeorite beim Eintritt in die Erdatmosphäre durchaus vergleichbare Temperaturen erreichen. Die Untersuchung der Proben ergab, dass die Schichtsilikate bereits nach 5 Sekunden in wasserfreie Minerale umgewandelt waren. Mit zunehmender Aufheizzeit lässt sich eine Zunahme der Korngröße der neugebildeten Minerale dokumentieren. Die beobachteten Gefüge sind mit denen der ungeschmolzenen Mikrometeorite durchaus vergleichbar. In beiden Fällen stellen Olivine den Hauptanteil der neugebildeten Minerale. Olivine in der aufgeheizten Orgueil Probe und in ungeschmolzenen Mikrometeoriten weisen vergleichbare Fe/Mg-Verhältnisse auf. Ungeschmolzene Mikrometeorite enthalten z.T. Bereiche, die im SEM gefügemäßige Ähnlichkeiten mit Schichtsilikaten aufweisen. Sieht man etwas genauer hin, mit dem TEM, so zeigt sich, dass in fast allen Fällen die wasserhaltigen Minerale in ein Gemisch aus feinkörnigen Olivinen, Pyroxenen, Glas und Eisenoxid umgewandelt sind.

Es wäre wichtig zu erfahren, bei welcher Temperatur diese Umwandlungen vor sich gehen. Es gibt eine Reihe von Temperaturindikatoren, die in den meisten Fällen für „Gleichgewichtsbedingungen“ Geltung haben und deshalb für extrem kurze Aufheizvorgänge vermutlich nicht

anwendbar sind. Kinetische Prozesse kontrollieren die Reaktionsraten, wie das Beispiel des Saponits zeigt.

Um mineralogische und chemische Indikatoren korrelieren zu können, wurden die ungefähr 100 µm messenden Meteoritenstückchen vor und nach dem Experiment auf ihre Spurenelementzusammensetzung hin untersucht. Vor allem die volatilen Elemente Zn, Ga, Ge und Se wurden bestimmt. Die Ergebnisse der Aufheizversuche sind in Abb. 87 zusammengefasst. Die eigenen Experimente wurden an Luft, also unter oxidierenden Bedingungen durchgeführt.

Die Gehalte volatiler Elemente nach dem Aufheizen sind auf die Gehalte vor dem Aufheizen bezogen. Scheinbare Anreicherungen nach dem Aufheizen können durch heterogene Verteilung der Elemente in den Partikeln erklärt werden. Da der Strahldurchmesser im Analysegerät kleiner als die Partikelgröße ist, kann eine unterschiedliche Probenorientierung bei den Analysen zu scheinbar höheren Gehalten nach dem Aufheizen führen.

Nach IKKRAMUDDIN & LIPSCHUTZ (1975) setzt der Verlust von Zink oberhalb einer Temperatur von 700°C ein. Dieses Ergebnis wurde bei Langzeitversuchen gefunden. Die Aufheizexperimente von WULF et al. (1995) belegen zusätzlich eine deutliche Abhängigkeit der Flüchtigkeit von der Sauerstoffugazität. Nach ihren Ergebnissen sind Zn und Ga wenig volatil bei oxidierenden Verhältnissen, jedoch stark volatil unter reduzierenden Verhältnissen. Zink ist immer stärker volatil als Gallium. Kupfer wird bei oxidierenden Bedingungen nicht freigesetzt, Arsen geht dagegen unter oxidierenden Bedingungen verloren. Selen ist unter allen Bedingungen deutlich flüchtig.

Um den ersten aufheizbedingten Verlust von S und Se zu erfassen, wurden nochmals ähnliche Aufheizversuche durchgeführt, wobei jedoch die unterste Temperaturstufe bei 600°C lag. Als Probenmaterial wurden wieder 100 µm messende Fragmente des Meteoriten Orgueil (CI) benutzt. Vor und nach dem Aufheizvorgang wurden die Proben mit PIXE auf ihre Gehalte an volatilen und refraktären Elementen untersucht. Die Experimente zeigen, dass der Verlust volatiler Elemente stark von der Temperatur und der Dauer des Aufheimpulses abhängt. Verluste von Schwefel und Selen sind bereits ab 700°C erkennbar. 90% des Schwefels und des Selens sind bei einer Aufheizdauer von 20 Sekunden bei 1000°C bzw. bei 1250 °C verdampft. Bei 1100°C und 20 Sekunden dauerndem Aufheimpuls ist Zink um den Faktor 0.9, Gallium und Germanium um den Faktor 0.8 verarmt. 30% des Zinks und 40% des Galliums sind bei 1250°C verlorengegangen. Auch Kupfer verhält sich volatil ab 1100°C und bei 1250°C sind auch 40% des Kupfers verdampft. Mit Ausnahme von Gallium sind die beobachteten Verarmungen konsistent mit den Daten von WULF (1990).

In unseren Experimenten zeigen Zn, Ga und Ge ähnliche Verlustraten. In aufgeheizten IDPs ist Zink immer stärker verarmt als Ga und Ge. Für IDPs gilt, dass Zn stärker verarmt ist als Ge, und Ge zeigt stärkere Verarmung als Ga ($Zn > Ge > Ga$). Beim Aufheizen verhalten sich IDPs und CI-Meteoritenmaterial offensichtlich etwas unterschiedlich. Dieses unterschiedliche Verhalten könnte z.B. durch unterschiedliche Wirtsphasen der Spurenelemente in IDPs und im Meteoriten Orgueil erklärt werden. Zink ist z.B. im Meteoriten Allende (CV3) in Spinell gebunden, in einem Ureilit ist Pyroxen der Träger von Zink (NAKAMURA et al. 1997), dagegen tritt Zn in IDPs oft in sulfidischer Form auf. Die Trägerphasen des Zn (und anderer Spurenelemente) im Meteoriten Orgueil sind nicht bekannt. Deshalb ist es wichtig, diese Aufheizexperimente an IDPs durchzuführen und zusätzlich die Wirtsphasen von Spurenelementen in Meteoriten näher zu charakterisieren.

Die meisten Mikrometeorite und IDPs werden beim Eintritt in die Erdatmosphäre aufgeheizt und verlieren deshalb einen Teil ihres Inventars an volatilen Elementen. Abb. 88 gibt die Spurenelementgehalte von ungeschmolzenen Mikrometeoriten aus der Antarktis und aus Canada wieder. Es ist seit einiger Zeit bekannt, dass die aus dem antarktischen oder grönländischen Eis geborgenen Mikrometeorite Verarmungen und Anreicherungen an verschiedenen Elementen aufweisen (MAURETTE et al. 1992c, KURAT et al. 1994). Um die Entwicklungsgeschichte dieser Teilchen zu verstehen, ist es wichtig herauszufinden, durch welche Prozesse

diese An- oder Abreicherungen verursacht wurden. In erster Linie kommen dafür atmosphärische Aufheizeffekte und Lösungseffekte im Eis in Frage. Außerdem können gewisse chemische Signaturen präterrestrischen Ursprungs sein.

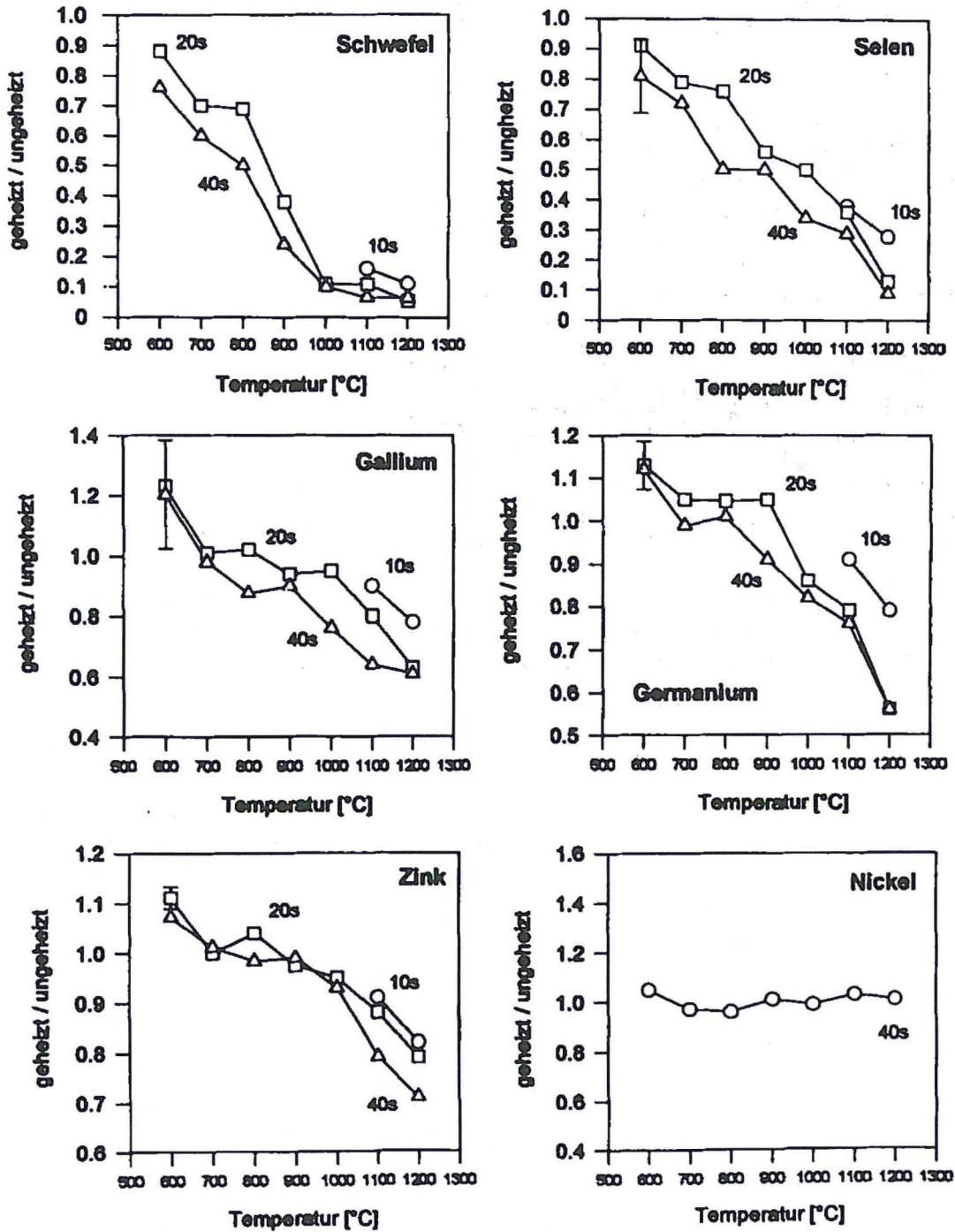


Abb. 87:
 Ergebnisse der Aufheizversuche an 100 µm messenden Fragmenten des Meteoriten Orgueil.
 (Abb. aus GRESHAKE 1996)

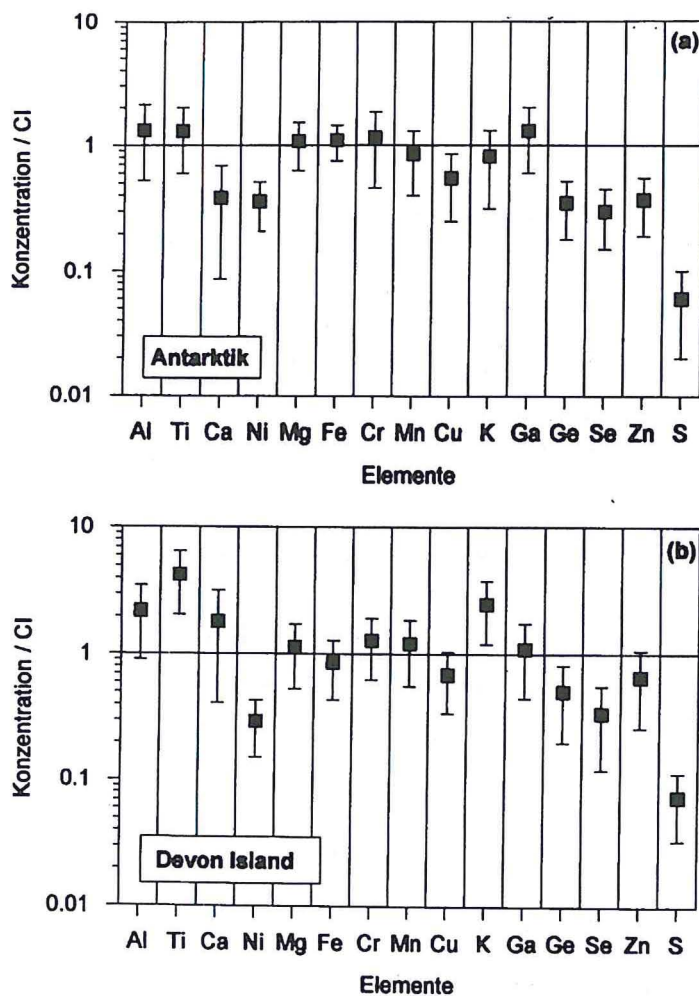


Abb. 88:
Chemische Zusammensetzung
antarktischer und kanadi-
scher Mikrometeorite. Die
Daten wurden mit PIXE-
Analysen gewonnen.
(Abb. von GRESHAKE 1996)

Wie die Abb. 88 zeigt, sind diese ungefähr 100 μm messenden Mikrometeorite generell durch Verarmungen an Ge, Se, Zn, S, Ni, Cu und z.T. durch niedrige Ca-Gehalte charakterisiert. Die Aufheizexperimente haben gezeigt, dass mit Ausnahme von Ni und Ca die genannten Elemente beim Eintritt in die Erdatmosphäre verdampft werden können. Der niedrige Nickelgehalt scheint deshalb eine Folge terrestrischer Verwitterung im Eis zu sein, während der niedrige Ca-Gehalt eine präterrestrische Signatur darstellt. Die Elemente Cu, Ge und Zn werden nur durch den Aufheizvorgang verdampft. Da diese Elemente nicht in messbaren Gehalten (>30 ppm) in Sulfiden vorhanden sind, können sie auch nicht durch Auflösung der Sulfide verlorengehen. Im Falle der Elemente S und Se können sowohl die Aufheizung als auch die Verwitterung als Ursache für die niedrigen S- und Se-Gehalte in Mikrometeoriten in Frage kommen. Wie die folgende Abb. 89 zeigt, wird ein Verlust von S und Se aus Pyrrhotit-Körnern bereits bei einer Temperatur von 700°C festgestellt.

Die aufheizbedingten mineralogischen Reaktionen sind bereits deutlich sichtbar in Orgueil Proben, die 20 Sekunden lang auf 800°C gehalten wurden, und demzufolge auch in allen höher temperierten Experimenten. Die Schichtsilikate werden in eine Mischung aus Olivin und Pyroxen (z.T. mit Glas) umgewandelt. Die Korngrößen der neugebildeten Kristalle nehmen mit zunehmender Temperatur und Aufheizdauer zu. Aufgrund der raschen Diffusion von Fe oberhalb von 1000°C verändert sich die Zusammensetzung der Olivine in systematischer Weise im Hinblick auf ihre Eisenoxidgehalte (GRESHAKE 1996). Die Eisengehalte der Olivine im Orgueil Meteoriten streuen über einen weiten Bereich, nämlich von Fa 1 bis Fa 50 (ENDREß 1994), doch die meisten Olivine sind recht Fe-arm. Die durch Umwandlung der

Schichtsilikate gebildeten Olivine zeigen zwar auch eine relativ breite Variation der Fe-Gehalte, aber im Mittel liegen die Fe-Gehalte (ausgedrückt als mol% Fayalit) zwischen Fa 30 und Fa 75. Mit zunehmender Aufheiztemperatur verkleinert sich der Streubereich der Fe-Gehalte der Olivine und gleichzeitig werden die Olivine eisenärmer.

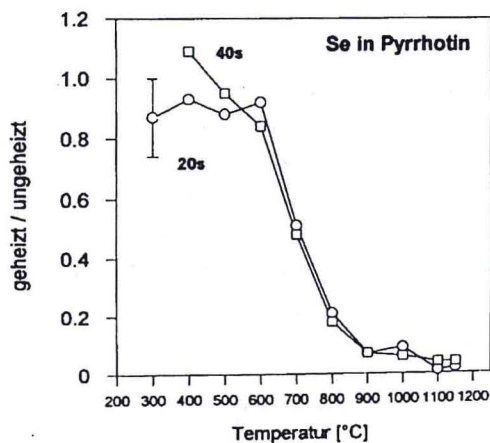
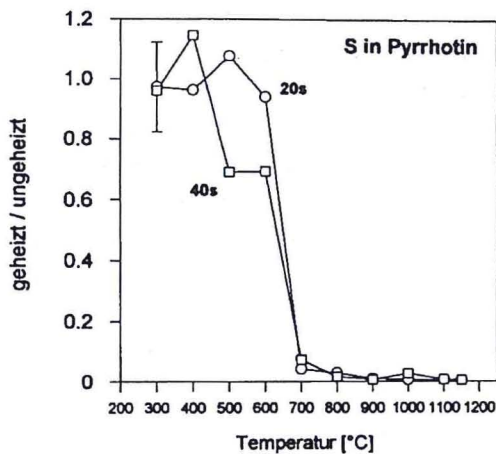


Abb. 89:

Ergebnisse von Aufheizversuchen mit Eisen-sulfiden aus dem Meteoriten Orgueil (CI). Der erste Verlust von S und Se ist bereits bei einer Aufheiztemperatur von 700°C zu erkennen.

(Abb. aus GRESHAKE et al. 1996b)

Olivinzusammensetzungen von natürlich aufgeheizten Mikrometeoriten liegen generell in einem ähnlichen Bereich wie die experimentell aufgeheizten Meteoritenproben. Aufgrund des Equilibrierungsgrades der Olivine in Mikrometeoriten kann man annehmen, dass die Hauptanzahl der Mikrometeorite nicht über 1200°C aufgeheizt wurde.

Die experimentell aufgeheizten Meteoritenbruchstücke sind in ihrer Struktur den aufgeheizten Mikrometeoriten und aufgeheizten interplanetaren Staubteilchen sehr ähnlich. Aus den Korngrößenvergleichen kann man abschätzen, dass ein Großteil der Mikrometeorite für die Dauer von ungefähr 20 Sekunden auf 1000 bis 1200°C aufgeheizt wurden.

Im Falle von einigen IDPs sprechen mehrere korrelierte Beobachtungen für ein erhebliches thermisches Ereignis beim Eintritt in die Erdatmosphäre.

Wenn hohe Heliumentgasungstemperaturen, niedrige Zinkgehalte und mineralogische Aufheizindikatoren übereinstimmen, dann ist kein Zweifel mehr daran, dass dieser Mikrometeorit beim Eintritt in die Erdatmosphäre hoch erhitzt wurde.

Durch Kombination von Spurenelementanalysen, Edelgasanalysen, mineralogischen Untersuchungen und experimentellen Aufheizuntersuchungen werden wir in die Lage versetzt, die thermische Geschichte von IDPs und Mikrometeoriten einigermaßen realistisch abzuschätzen. Diese Erkenntnisse werden uns helfen, z.B. kometare von asteroidalen Staubteilchen zu unterscheiden.

4 Beziehungen zwischen stratosphärischen Staubteilchen und Mikrometeoriten

Prinzipiell ist zu erwarten, dass stratosphärische Staubteilchen, Mikrometeorite und Meteorite zahlreiche physikalische, chemische und mineralogische Gemeinsamkeiten aufweisen. Mikrometeorite in der Größe von 100 μm bis 1000 μm stellen ein Bindeglied zwischen den ungefähr 10 μm messenden stratosphärischen Staubteilchen und den Meteoriten dar. Es ist aber durchaus möglich, dass die Mehrzahl der Mikrometeorite einen anderen Ursprung hat als der in der Stratosphäre gesammelte extraterrestrische Staub. Kleine Staubteilchen können im Vergleich zu großen Staubteilchen mit hohen Geschwindigkeiten, das heißt z.B. von Kometen stammend, in die Atmosphäre eintreten und dennoch mineralogisch und chemisch relativ unverändert eingesammelt werden. Große, mit hoher Geschwindigkeit in die Atmosphäre eintretende Staubteilchen werden dagegen vollständig aufgeschmolzen oder sogar verdampft. Mikrometeorite, und unter ihnen vor allem die ungeschmolzenen Teilchen, repräsentieren also vermutlich nur den Anteil des kosmischen Staubes, der mit geringer Geschwindigkeit in die Erdatmosphäre fällt.

Beziehungen der Mikrometeorite zu stratosphärischen Staubteilchen deuten sich durch die chondritische Pauschalzusammensetzung beider Arten von Teilchen an (KLÖCK & BECKERLING 1991, KURAT et al. 1992b). Zusätzliche Hinweise für verwandtschaftliche Beziehungen zwischen stratosphärischen Staubteilchen und Mikrometeoriten ergeben sich aus ähnlichen Bestrahlungsaltern (RAISBECK & YIOU 1989, OLINGER et al. 1990), aus dem Auftreten von Schichtsilikaten (MAURETTE et al. 1991, 1993, KURAT et al. 1992b) und aus der Existenz von Ca,Al-reichen Einschlüssen unter den ungeschmolzenen Mikrometeoriten (LINDSTROM & KLÖCK 1992, GRESHAKE et al. 1996a), wie sie in stratosphärischen Staubteilchen gefunden wurden (ZOLENSKY 1987, BRADLEY 1988, 1994b, 1996, STADERMANN 1991). Es muss aber auch deutlich gemacht werden, dass bislang noch keine Mikrometeorite gefunden wurden, deren Gefüge und mineralogische Zusammensetzung mit den chondritisch-porösen, von GUs dominierten stratosphärischen Staubteilchen übereinstimmen (BRADLEY 1988, 1994a,b, 1995a,b). Diese Klasse extraterrestrischen Materials, die oft als kometare Materie angesehen wird, scheint tatsächlich nur unter den interplanetaren Staubteilchen vertreten zu sein.

Dagegen sind Schichtsilikat-Partikel sowohl unter den IDPs als auch unter den Mikrometeoriten in großer Zahl vertreten. Es ist bislang aber noch ungeklärt, ob die Schichtsilikat-IDPs Bruchstücke der schichtsilikathaltigen Mikrometeorite darstellen.

ALEXANDER et al. (1992) und STADERMANN & OLINGER (1992) sind der Meinung, dass die antarktischen ungeschmolzenen Mikrometeorite nicht einfach große stratosphärische Staubteilchen darstellen. Ungefähr ein Drittel aller stratosphärischer Staubteilchen weisen Isotopenanomalien des Wasserstoffs auf, alle bislang untersuchten antarktischen Mikrometeorite wiesen jedoch ein terrestrisches D/H-Verhältnis auf. Infrarotspektren von antarktischen Mikrometeoriten unterscheiden sich ebenfalls von Infrarotspektren stratosphärischer Staubteilchen.

Unter 20 von ALEXANDER et al. (1992) untersuchten antarktischen Mikrometeoriten war nicht ein Teilchen, das aus Schichtsilikaten bestand. Die IR-Spektren der 20 ungeschmolzenen Mikrometeorite weisen auf ein Gemenge von Olivin und Pyroxen hin.

Solange die Einflüsse der terrestrischen Verwitterung in der Antarktis und vor allem die Veränderungen durch Aufheizvorgänge beim Eintritt in die Erdatmosphäre auf die oben genannten Eigenschaften noch nicht endgültig geklärt sind, besteht die Möglichkeit, dass Unterschiede zwischen stratosphärischen Staubteilchen und ungeschmolzenen Mikrometeoriten auf unterschiedliche Entstehungsgeschichten beider Teilchenarten zurückzuführen sind.

Allerdings gibt es erste Hinweise darauf, dass zumindest verwandtschaftliche Beziehungen zwischen Schichtsilikat-IDPs, schichtsilikathaltigen Mikrometeoriten und primitiven Meteoriten der Gruppe CI/CM bestehen könnten.

Folgende Beobachtungen sprechen für diese Beziehungen:

1. Schichtsilikat-IDPs bestehen aus Saponit und Serpentin, wobei Saponitteilchen überwiegen. Saponit wird auch in Mikrometeoriten gefunden. Saponit und Serpentin sind die wichtigsten Schichtsilikate in kohligen Chondriten.
2. Feinkörnige Mikrometeorite weisen gefügemäßige Merkmale auf, wie sie z.B. in CI-Chondriten und CR-Chondriten beobachtet werden.
3. Das Spurenelementmuster großer Schichtsilikat-IDPs ist vergleichbar den Elementhäufigkeiten von CI-Meteoriten und von Staubhüllen in CM2- und CO3-Chondriten (eigene Daten und BREARLEY et al. 1995). Ungeschmolzene, feinkörnige Mikrometeorite zeigen, mit Ausnahme der am stärksten volatilen Elemente und Calcium, ein Spurenelementmuster, das ebenfalls nahezu identisch mit dem der CI-Chondrite ist.
4. Die Matrix der CI- und CM-Chondrite und akkretionäre Staubhüllen weisen nicht-chondritische Ca/Al-Verhältnisse auf. Die niedrigen Ca-Gehalte werden auch in feinkörnigen Mikrometeoriten und in großen Schichtsilikat-IDPs beobachtet.

Da die meisten feinkörnigen Mikrometeorite einen sub-chondritischen Gehalt an Calcium aufweisen, muss, wenn wir von einer chondritischen Zusammensetzung der Mutterkörper ausgehen, auch ein Ca-reiches Mikrometeoritenmaterial vorhanden sein, das allerdings noch nicht in entsprechender Menge gefunden wurde. Es wäre wichtig zu erfahren, ob die Ca-reichen Mikrometeorite z.B. aus CAIs, aus Ca-Karbonaten oder anderen Ca-reichen Mineralphasen bestehen, um mögliche Beziehungen zu Meteoritenklassen aufzudecken.

5 Interdisziplinäre Studien an Mikrometeoriten

In der Meteoritenforschung ist es üblich, aufgrund der geringen Mengen des zur Verfügung stehenden Materials möglichst zahlreiche Untersuchungsmethoden an ein und derselben Probe einzusetzen. Im Falle der Mikrometeorite ist noch weniger Material vorhanden, und deshalb ist es noch wichtiger, die Teilchen mit den verschiedensten, falls möglich, zerstörungsfreien Methoden zu untersuchen. In den letzten Jahren wurden Mikrometeorite zusätzlich zu den mineralogischen Studien auf ihre Gehalte an Edelgasen (OLINGER et al. 1990), an kosmogenen Nukliden (NISHIZUMI et al. 1991, RAISBECK et al. 1989) und auf ihre Gehalte an Spurenelementen untersucht (LINDSTROM & KLÖCK 1992, KURAT et al. 1994, GRESHAKE 1996). Außerdem führten STADERMANN & OLINGER (1992), ALEXANDER et al. (1992) und ENGRAND et al. (1997) Studien zur isotopischen Zusammensetzung und zur Infrarotspektroskopie von Mikrometeoriten durch.

Im folgenden sollen die Daten einiger der genannten Untersuchungen vorgestellt und die Ergebnisse diskutiert werden:

5.1 Edelgasmessungen an Mikrometeoriten und an kosmischen Kugeln

Eine eindeutige Identifizierung extraterrestrischer Materie ist z.B. anhand der Edelgasisotopie wie dem $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ - und $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis möglich (OLINGER 1990). Im Rahmen der genannten Arbeit wurden geschmolzene und ungeschmolzene Mikrometeorite analysiert, und es zeigte sich, dass die ungeschmolzenen Mikrometeorite relativ hohe Gehalte (1.5×10^{-6} ccSTP/g bis 5×10^{-5} ccSTP/g) an Neon aufweisen und sogar kosmische Kugeln noch genug Neon enthalten, um den Gehalt und die Ne-Isotopie zu studieren. Wie die Abb. 90a zeigt, liegen die Datenpunkte für ungeschmolzene Mikrometeorite in einem Dreieck, das durch die Eckpunkte SEP („solar energetic particle“)-Neon, SW („solar wind“)-Neon und Spallations-Neon begrenzt ist. Die Messwerte für partiell aufgeschmolzene Partikel liegen im gleichen Bereich, bei durchschnittlich etwas höheren $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnissen (Abb. 90b). Es ist auf jeden Fall überraschend, dass geschmolzene kosmische Kugeln messbare Gehalte von „solar wind“ Neon enthalten, denn es war angenommen worden, dass es beim Aufheizen völlig von der Oberfläche der Partikel verlorengeht.

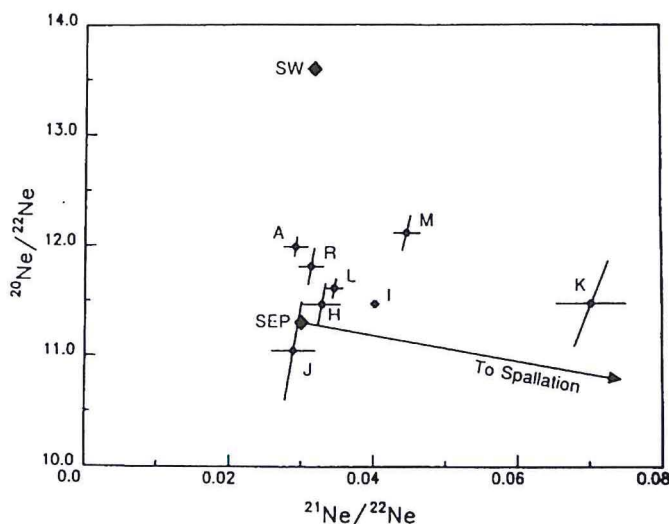


Abb. 90a:
Neonisotopie verschiedener ungeschmolzener grönländischer Mikrometeorite. Alle Partikel sind eindeutig extraterrestrisch, da sie eine Komponente des solaren Windes und z.T. eine Spallationskomponente enthalten.

(Abb. aus OLINGER 1990)

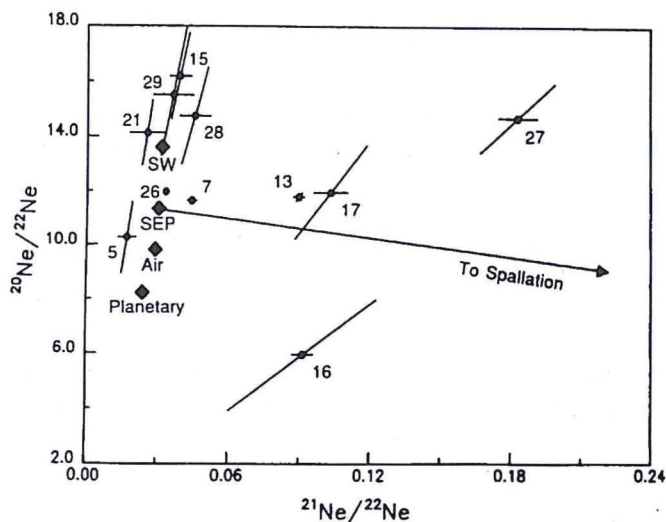


Abb. 90b:
Neonisotopie von geschmolzenen
grönländischen Kugeln und relikti-
schen Mineralkörnern.
(Abb. aus OLINGER 1990)

Zum einen zeigen diese Daten ganz klar, dass alle Teilchen, mit Ausnahme von Partikel 5 in Abb. 90b extraterrestrischen Ursprungs sind. Zum anderen lassen sich anhand der Neonisotopenzusammensetzung gewisse Aussagen über die Bestrahlungsgeschichte der Mikrometeorite treffen. Die Quellen für die verschiedenen Komponenten der Neonisotope sind der solare Wind, energiereiche solare Teilchen und die galaktische kosmische Strahlung. Die Messwerte für viele der analysierten Teilchen fallen auf eine Mischungslinie zwischen SW-Neon und atmosphärischem Neon. Deshalb könnten die Werte einfach eine Mischung und keine echte Komponente darstellen. Diese Möglichkeit scheint jedoch nach den Ansichten der Autoren recht unwahrscheinlich zu sein. Die Daten sprechen eher für eine Komponente des SEP-Neons.

Anhand des $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ Isotopenverhältnisses lässt sich eine spallogene Ne-Komponente und daraus ein Bestrahlungsalter errechnen. Das Bestrahlungsalter hängt unter anderem von der angenommenen Geometrie der Mikrometeorite während der Bestrahlung ab. Nimmt man an, dass die Mikrometeorite als kleine Teilchen bestrahlt wurden, so muss man sowohl die spallogenen produzierten Ne-Isotope als auch die „solar wind“ Ne-Isotope berücksichtigen. Waren die Teilchen z.B. im Regolith eines größeren Körpers abgeschirmt, dann sind nur die Effekte der galaktischen kosmischen Strahlung zu berücksichtigen. Die unter diesen Annahmen berechneten Expositionsalter reichen von $<1 \times 10^5$ bis zu 2×10^7 Jahre, wobei die Variationen aufgrund der Modellvorstellungen mit ungefähr einem Faktor 2 wesentlich geringer sind als die Streuung der berechneten Bestrahlungsalter.

Die berechneten Bestrahlungsalter fallen in einen ähnlichen Bereich wie die durch kosmogene Nuklide erhaltenen Bestrahlungsalter (RAISBECK & YIOU 1989, NISHIZUMI et al. 1991). Die ^{10}Be - und ^{26}Al -Werte obiger Autoren sprechen dafür, dass die untersuchten kosmischen Kugeln als kleine Körper (<1 cm) im All bestrahlt wurden. Die Anwesenheit von Neon mit einer solaren Isotopenzusammensetzung scheint diese Aussage zu unterstützen.

5.2 Messungen kosmogener Nuklide an kosmischen Kugeln

Neben den stabilen Isotopen der Edelgase Helium, Neon, Argon und Krypton entstehen durch die kosmische Strahlung auch zahlreiche radioaktive Atomkerne wie ^3H , ^{14}C , ^{22}Na , ^{26}Al , ^{10}Be , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{40}K und ^{53}Mn . Die Halbwertszeiten reichen von wenigen Jahren bis über eine Milliarde Jahre. Mit Hilfe des spallogenen ^{21}Ne (stabil) wurde z.B. gefunden, dass etwa die Hälfte aller H-Chondrite aus einem Impakt ereignis stammt, das sich vor 6-7 Millionen Jahren auf dem Mutterkörper der H-Chondrite ereignete.

Zur Bestimmung der Bestrahlungsalter und der terrestrischen Alter von geringen Mengen meteoritischen Materials, wie z.B. bei Mikrometeoriten, eignen sich besonders die radioaktiven Isotope ^{10}Be und ^{26}Al . Die Daten von RAISBECK & YIOU (1989) und NISHIZUMI et al. (1991) zeigen, dass die Aktivitäten der genannten Isotope über einen weiten Bereich variieren, im Gegensatz zu normalen Meteoriten. Die Autoren schließen daraus, dass die ^{10}Be - und ^{26}Al -Aktivitäten höchstwahrscheinlich durch kombinierte solare und galaktische Bestrahlung im Weltall hervorgerufen wurden.

Unter den kosmischen Kugeln wurden einige Fälle gefunden, deren Bestrahlungsalter sich auf mehr als 10^6 Jahre belief. Die meisten Kugeln ergaben Bestrahlungsalter von ungefähr 1×10^6 Jahre.

Die größte Anzahl der Teilchen weist einen erheblichen Anteil an solarer Bestrahlung auf, und daraus schließen die Autoren, dass die Bestrahlung im wesentlichen im inneren Sonnensystem stattfand. Dadurch scheiden langperiodische Kometen als Quellen dieser kosmischen Kugeln aus.

Die berechneten Bestrahlungsalter stehen im Widerspruch zur berechneten Lebensdauer von Teilchen dieser Größe aufgrund von Kollisionswahrscheinlichkeiten. LEINERT & GRÜN (1990) geben eine „Kollisions-Lebensdauer“ von 10^4 bis 10^5 Jahre für Teilchen mit einer Masse von $100 \mu\text{g}$ an. Es ist jedoch zur Zeit nicht möglich zu entscheiden, ob die Kollisionslebensalter zu niedrig sind oder ob die Modelle zur Berechnung der Bestrahlungsalter korrigiert werden müssen.

Die Messung der kosmogenen Nuklide lässt jedoch folgende Rückschlüsse zu:

Ihren Anteil der solaren kosmischen Bestrahlung erhielten die Mikrometeorite im inneren Sonnensystem und deshalb liegt eine asteroidale Herkunft der Teilchen nahe. Unter der Annahme zweier Bestrahlungsmodelle, zum einen als kleine Teilchen im All, zum anderen als solche im oberen Regolith eines Planetoiden ergeben sich folgende Konsequenzen:

- Wenn das erste Modell korrekt ist, dann erhält man Zeiträume von 10^5 bis 10^7 Jahre als Lebensdauer für die Mikrometeorite.
- Wenn das zweite Modell korrekt ist, können die analysierten Teilchen nicht von Kometen stammen.

5.3 Berechnungen zur Aufheizung von Mikrometeoriten beim Eintritt in die irdische Atmosphäre

LOVE & BROWNLEE (1991) haben den Grad der Aufheizung von Mikrometeoriten und IDPs abhängig von ihrer Größe, Dichte, Geschwindigkeit und von ihrem Einfallswinkel auf die Erde berechnet. Sie kommen zu dem Schluss, dass bis zu einer Größe von $70 \mu\text{m}$ die meisten Mikrometeorite nicht aufschmelzen. Oberhalb dieser Größe können nur die mit relativ geringer Geschwindigkeit eintretenden asteroidalen Staubteilchen ungeschmolzen die Erdoberfläche erreichen. Die folgenden Abbildungen sind der Arbeit von LOVE & BROWNLEE (1991) entnommen. Sie zeigen das unterschiedliche Verhalten von asteroidalen und kometaren Staubteilchen.

Die wichtigsten Schlussfolgerungen aus dieser Studie beinhalten:

1. Nahezu alle kosmischen Kugeln $>70 \mu\text{m}$ sind asteroidalen Ursprungs. Kometare Teilchen dieser Größe verdampfen.
2. Es gibt einen Bereich von Einfallgeschwindigkeit, -winkel und Teilchengröße, innerhalb dessen Mikrometeorite ungeschmolzen eintreten können.
3. Ungefähr 90% der Masse aller $100 \mu\text{m}$ bis 1mm großen Teilchen wird durch Verdampfung beim Eintritt in die Atmosphäre verloren.

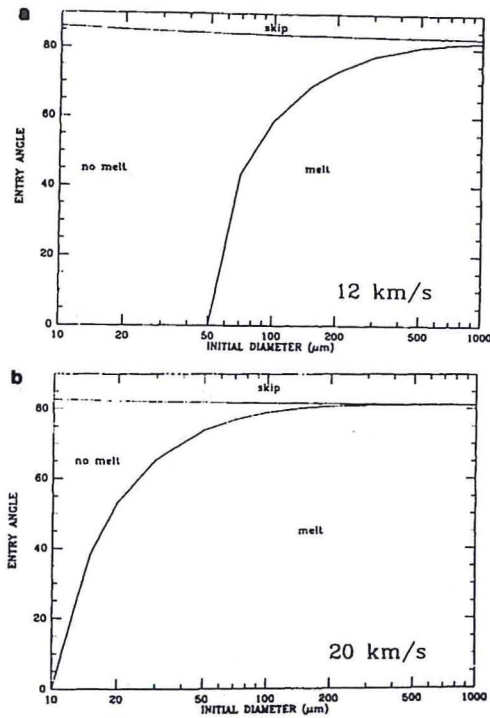


Abb. 91a,b:

Das Eintrittsfenster für typische asteroidale Teilchen ($v=12$ km/s) ist wesentlich größer als für kometare Mikrometeorite ($v=20$ km/s).

a) Die meisten Teilchen >100 μm schmelzen beim Eintritt in die Erdatmosphäre.

b) Für kometare Teilchen reduziert sich die Größe für ungescholzen eintretende Teilchen auf ungefähr 10 μm.

(Abb. aus LOVE & BROWNLEE 1991)

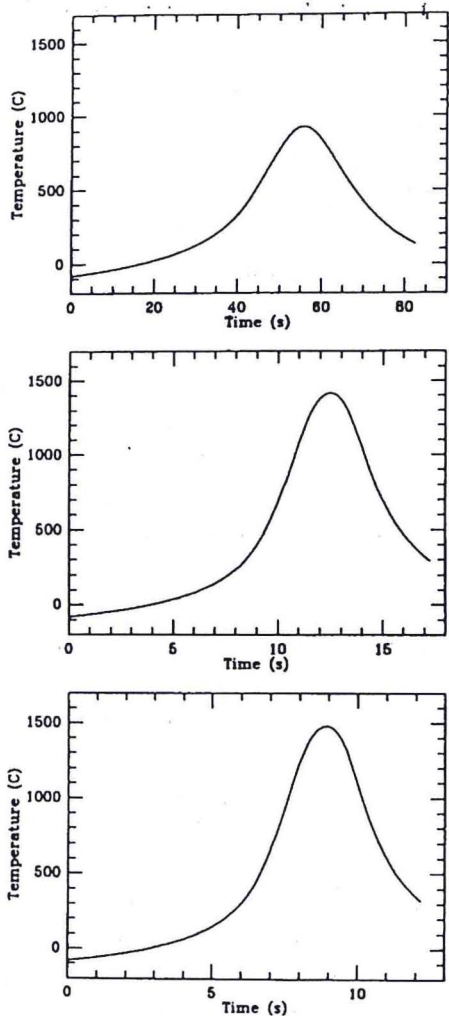


Abb. 92:

Die Abhängigkeit der Maximaltemperatur und der Aufheizdauer ist am Beispiel eines 100 μm messenden Teilchens für eine Geschwindigkeit von 12 km/s dargestellt. 100 μm große und größere Mikrometeorite können unter günstigen Umständen ungeschmolzen auf die Erde gelangen. Die Dauer der maximalen Temperatur ist auf wenige Sekunden beschränkt und hängt hauptsächlich vom Eintrittswinkel ab. Das obere Diagramm zeigt den Temperaturverlauf für einen streifenden Eintritt in die Erdatmosphäre (80°), das mittlere Diagramm zeigt den Aufheimpuls für einen 45° -Eintrittswinkel, und das untere Diagramm entspricht einem senkrechten Eintritt in die Atmosphäre (0°).

(Abb. aus LOVE & BROWNLEE 1991)

6 Klassifikation der Mikrometeorite und ihre Beziehungen zu den herkömmlichen Meteoritenklassen

Die herkömmlichen Meteorite werden üblicherweise in die Gruppen der Steinmeteorite, Stein-Eisenmeteorite und Eisenmeteorite unterteilt. Unter diesen Gruppen sind die Steinmeteorite mit ungefähr 93% vertreten. Die Gruppe der Steinmeteorite wiederum untergliedert sich in Chondrite und Achondrite, wobei die Chondrite mit nahezu 85% den Hauptanteil stellen.

Falls die Mikrometeorite einfach nur Bruchstücke der herkömmlichen Meteorite sind, dann sollten sich die oben genannten Häufigkeiten auch unter den Mikrometeoriten widerspiegeln. Mikrometeorite werden in zwei Hauptgruppen, die kosmischen Kugeln und die ungeschmolzenen Mikrometeorite, unterteilt. Die kosmischen Kugeln sind durch den Aufschmelzprozess derart umgewandelt, dass eine Zuordnung aufgrund ihrer Mineralogie zu einer bestimmten Meteoritenklasse im allgemeinen nicht möglich ist. Aufgrund von chemischen Signaturen, wie z.B. des Sc/Cr- oder Sc/Ir-Verhältnisses von kosmischen Kugeln, lassen sich jedoch mögliche verwandtschaftliche Beziehungen zu Meteoriten herleiten. Ein Beispiel für derartige Beziehungen wurde in Kapitel 2.1.2 dargestellt.

Die ungeschmolzenen Mikrometeorite können aufgrund ihrer mineralogischen Zusammensetzung in eine Gruppe extrem feinkörniger Partikel und in eine Gruppe grobkristalliner Partikel unterteilt werden. Verschiedene chemische und mineralogische Indikatoren, wie z.B. das Fe/Mn-Verhältnis der Gesamtprobe und die Fe/Fe+Mg-Verhältnisse von Olivinen und Pyroxenen, können Hinweise auf Beziehungen zu einer bestimmten Meteoritenklasse geben.

Für engere Beziehungen der Mikrometeorite zu herkömmlichen Meteoriten sprechen die Gehalte an Edelgasen, die kosmogenen Nuklide, die chemische Zusammensetzung der Mikrometeorite sowie die Spurenelementgehalte der reliktschen Olivine und der Metalle in Mikrometeoriten (STEELE 1992, STEELE et al. 1985a,b). Außerdem wurden einige wenige Mikrometeorite gefunden, deren Mineralzusammensetzungen auf eine Verwandtschaft zu gewöhnlichen Chondriten hinweisen (ROBIN et al. 1990, CHRISTOPHE MICHEL-LEVY & BOUROT-DENISE 1992, BECKERLING et al. 1993). Das Vorhandensein von Ca,Al-reichen Einschlüssen in Mikrometeoriten spricht für eine Verwandtschaft zu gewöhnlichen oder kohligen Chondriten. Die Sauerstoffisotopie von mafischen Silikaten in Mikrometeoriten spricht für eine Beziehung zu kohligen Chondriten (ENGRAND et al. 1997). Weitere mineralogische Hinweise für genetische Beziehungen zwischen ungeschmolzenen Mikrometeoriten und kohligen Chondriten wurden durch das Auftreten von charakteristischen Magnetitnestern gefunden (PRESPEL et al. 1992, KURAT et al. 1992b, KOEBERL et al. 1992, MAURETTE et al. 1992a,b,c). Die Gefüge und die chemische Zusammensetzung der meisten feinkörnigen und ungeschmolzenen Mikrometeorite deuten darauf hin, dass das Ausgangsmaterial dieser Teilchen meteoritische Schichtsilikate sind. In wenigen Fällen wurden sogar intakte Saponite identifiziert. Die niedrigen Ca-Gehalte der ungeschmolzenen Mikrometeorite unterstützen diese Vorstellung. Sie sind in der gleichen Größenordnung wie die Ca-Gehalte in der Matrix von CI- und CM-Chondriten (MCSWEEN & RICHARDSON 1977) sowie von Ca-Gehalten der Akkretionsstauhüllen in CM-Chondriten (METZLER et al. 1992). Diese chemische und mineralogische Gemeinsamkeit könnte auf genetische Beziehungen der ungeschmolzenen Mikrometeorite und der CI/CM-Chondrite hinweisen. Für eine präterrestrische Ursache des geringen Ca-Gehaltes in den ungeschmolzenen Mikrometeoriten spricht, dass kleine kohlige Chondrite, die ebenfalls in der Antarktis gefunden wurden, keinen signifikanten Ca-Verlust durch terrestrische Verwitterung erlitten haben. Die Mutterkörper der CI- und CM-Meteorite gehören zu den Kleinplaneten des Asteroidengürtels. Aufgrund der Vielzahl von Hinweisen, die in die gleiche Richtung deuten, können wir annehmen, dass die ungeschmolzenen Mikrometeorite von einem oder von einer Vielzahl von Planetoiden stammen, die mineralogische und chemische Ähnlichkeiten mit den Mutterkörpern der kohligen Chondrite aufweisen.

Die eigenen Untersuchungen basieren sowohl auf Spurenelementanalysen als auch auf mineralogischen Befunden an individuellen Mikrometeoriten. Von 60 ungeschmolzenen Mikrometeoriten konnten 41 als feinkörnige und 14 als grobkristalline Mikrometeorite identifiziert werden. 5 Teilchen gingen während der Untersuchungen verloren. Das bedeutet, dass ungefähr 70% aller ungeschmolzenen Mikrometeorite so feinkörnig sind, dass die Auflösung des Rasterelektronenmikroskopes nicht ausreicht, um Aussagen über die Mineralogie der Teilchen zu machen. Transmissionselektronenmikroskopische Untersuchungen an diesen Teilchen lassen vermuten, dass Mikrometeorite dieser Gruppe primär, d.h. präatmosphärisch, hauptsächlich aus Schichtsilikaten aufgebaut sind. Diese Schichtsilikate werden durch die Aufheizung beim Eintritt in die Atmosphäre in wasserfreie Minerale umgewandelt. Die restlichen 30% sind grobkristalline Mikrometeorite, die allerdings nur zu einem geringen Teil (<5%) Affinitäten zu gewöhnlichen Chondriten aufweisen.

Diese Aussagen werden von BECKERLING & BISCHOFF (1995) im wesentlichen bestätigt. In ihrer Untersuchung kommen diese Autoren zu dem Schluss, dass es keine Korrelation zwischen der Häufigkeit von Meteoritenklassen und der Häufigkeit von Mikrometeoritenklassen gibt. Unter den Mikrometeoriten sind die gewöhnlichen Chondrite in wesentlich geringerem Maße vertreten als unter den herkömmlichen Meteoriten. Ihrer Ansicht nach sind ungefähr 80% der untersuchten Mikrometeorite eher mit der Gruppe der kohligen Chondrite verwandt. Zu ganz ähnlichen Schlüssen kamen auch ROBIN et al. (1990) und KURAT et al. (1994) in ihren Untersuchungen antarktischer und grönländischer Mikrometeorite. Die Folgerungen aus dieser Tatsache sollen etwas näher im nächsten Kapitel diskutiert werden.

7 Hinweise auf die Quellen kosmischen Staubes

7.1 Astronomische Beobachtungen

Staubfahnen, die auf die Emissionen von Kometen zurückgehen, sowie Staubbänder, die mit Asteroiden in Verbindung gebracht werden können, sind vom IRAS Satelliten entdeckt worden (SYKES et al. 1986, LOW et al. 1984). Es erscheint sogar möglich, die stärksten Staubbänder einzelnen Asteroidenfamilien, nämlich den Eos-, Themis- und Koronis-Asteroidenfamilien, zuzuordnen (SYKES et al. 1989). Die Beobachtungen zeigen, dass sowohl Staub von Asteroiden als auch von Kometen einen erheblichen Anteil an der zodiakalen Staubwolke ausmacht. Die relativen Anteile kometaren und asteroidalen Staubes sind jedoch noch nicht gut bekannt und könnten auch zeitlichen Schwankungen unterworfen sein (SYKES & GREENBERG 1986, WHIPPLE 1967). Das Auftreten eines frischen Kometen im inneren Sonnensystem erhöht sicher den kometaren Anteil, während nach einer Asteroidenkollision mit einer erhöhten Staubliefereung aus dieser Quelle zu rechnen ist. Es gibt Autoren (REACH 1991, DERMOTT et al. 1992), die der Meinung sind, dass Asteroidenkollisionen für einen großen, wenn nicht gar für den größten Anteil der Staubteilchen in der zodiakalen Staubwolke verantwortlich sind (SYKES 1990).

Wenn die allmähliche Erosion aller Körper im Asteroidengürtel die Hauptursache des Staubes ist, dann müssten die von IRAS beobachteten Staubbänder vor allem von den größten Asteroidenfamilien stammen. Es wurden zwar Staubbänder gefunden, die sich den drei größten Asteroidenfamilien zuordnen lassen, aber es existieren auch Staubbänder, die nicht mit einer Asteroidenansammlung in Zusammenhang stehen. Deshalb wird gegenwärtig davon ausgegangen, dass die Hauptursache der Staubproduktion im Asteroidengürtel nicht in einer kontinuierlichen Erosion aller Körper, sondern in der katastrophentartigen Kollision einiger Planetoiden zu suchen ist.

7.2 Auswahleffekte

Die Existenz von Meteorschauern, verbunden mit dem Auftauchen von Kometen, zeigt eindeutig, dass auch Kometen einen gewissen Anteil am zodiacalen Staubkomplex stellen. Allerdings sind die relativen Häufigkeiten von asteroidalen und kometaren Teilchen in der zodiacalen Staubwolke und auf dem Kollektor nahe der Erde recht unterschiedlich. Da kometare Staubteilchen im Durchschnitt mit höherer Geschwindigkeit in den gravitativen Einflussbereich der Erde eintreten als Staubteilchen von Asteroiden (JACKSON & ZOOK 1992), werden asteroidale Partikel mit weit größerer Wahrscheinlichkeit eingefangen als kometare Teilchen (FLYNN 1989). Betrüge die kometare Komponente z.B. 99% in einer Entfernung von einer astronomischen Einheit (1 AE), dann würde aufgrund bahndynamischer Effekte der asteroidale Anteil auf dem Kollektor von 1% bei 1 AE auf 57% nahe der Erde angestiegen sein (FLYNN 1989). Deshalb gibt die Population des in der Stratosphäre eingefangenen Staubes nicht das wahre Verhältnis von asteroidalen zu kometaren Staubteilchen in einer Entfernung von 1 AE wieder. Dieses Verhältnis wird aufgrund der Verluste durch stärkere Aufheizung der kometaren Partikel noch weiter zugunsten des asteroidalen Staubes verschoben.

7.3 Spektroskopie der Asteroide

Die wichtigsten Quellen interplanetaren Staubes sind die Kleinplaneten zwischen Mars und Jupiter. Es wurden bereits mehrere tausend Körper gefunden und eine große Anzahl wurde spektroskopisch untersucht (GAFFEY et al. 1993). Zwei Mechanismen der Staubproduktion, nämlich Erosion aller Körper und Kollision einiger weniger Asteroide, wurden als Quellen des Staubes im Asteroidengürtel diskutiert (SYKES et al. 1989). Die spektroskopischen Beobachtungen der Kleinplaneten können uns Hinweise über Art und Anzahl der zu erwartenden Typen von interplanetaren Staubteilchen geben. Falls die allmähliche Erosion aller Körper der dominierende Prozess ist, dann erwarten wir ein breites Spektrum an IDPs mit unterschiedlichster Mineralogie und Albedos zu finden. Falls Kollisionen innerhalb einiger Asteroidenfamilien die wesentliche Staubquelle darstellen, dann könnten einige wenige Klassen an IDPs prozentual den größten Teil des auf die Erde gelangenden interplanetaren Staubes ausmachen. Um einen Überblick über die Vielfalt der möglichen Staubteilchen zu erhalten, sollen hier kurz die wichtigsten spektroskopischen Klassen der Asteroide vorgestellt werden. Die neueste Zusammenfassung der Literatur über Asteroidenspektren und deren Interpretation in Bezug auf die mineralogische Zusammensetzung der Asteroide findet sich in GAFFEY et al. (1993). Spektroskopisch lassen sich die Asteroide zur Zeit in 16 Klassen unterteilen. Zwei Klassen haben prozentual den höchsten Anteil, S-Typ Asteroide mit ungefähr 41% und C-Typ Asteroide mit ungefähr 27%. Weitere 18% der Asteroide gehören zu den Klassen P, D, F und Z, die durch unterschiedliche Anteile hydratisierter Minerale, wasserfreier Minerale und organischer Bestandteile charakterisiert sind. Zehn kleine Asteroidenklassen teilen sich die restlichen 14%. Ungefähr 20% der 5000 registrierten Asteroide sind auf diese Weise erfasst (PIETERS & MCFADDEN 1994).

Einige Meteoritentypen (Achondrite, Stein-Eisen Meteorite, kohlige Chondrite) haben spektrale Ähnlichkeiten mit verschiedenen Asteroidenklassen. Für die prozentual am häufigsten vertretenen gewöhnlichen Chondrite (ca. 80% aller Fälle) wurden bislang nur sehr wenige mögliche Vertreter unter den erdbahnkreuzenden Asteroiden identifiziert. Die Frage nach den Mutterkörpern der gewöhnlichen Chondrite ist bis heute nicht geklärt. Es ist jedoch klar, dass die Häufigkeit der Asteroidentypen nicht mit den Häufigkeiten der Meteoritentypen korreliert. Zahlreiche Meteorite scheinen von einigen wenigen Körpern zu stammen, die sich in einer dynamisch so günstigen Position innerhalb des Asteroidengürtels befinden, dass sie Bruchstücke auf die Erde liefern (FARINELLA et al. 1993, WETHERILL & CHAPMAN 1988).

Tab. 26:

Spektroskopische Asteroidenklassen und ihre möglichen Analogmaterialien unter den Meteoriten. (aus GAFFEY et al. 1993)

General mineralogy and possible meteorite analogues of the asteroid taxonomic types.		
Type	Major Mineral Phases [†]	Possible Meteorite Analogs [‡]
V	Pyroxene +/- Feldspar	Eucrites, howardites, diogenites
A	Olivine +/- FeNi metal	Olivine achondrites Pallasites <i>Olivine-metal partial melt residues</i>
E	Enstatite (<Fs ₁)	Enstatite achondrites (aubrites) Iron-bearing enstatite (Fs ₂₋₄) <i>Fe-bearing Aubrites (Fs₂₋₄)</i>
R	Olivine + Orthopyroxene	<i>Olivine-pyroxene cumulates</i> <i>Olivine-pyroxene partial melt residues</i>
M	Metal +/- enstatite Hydrated Silicates + organics?	Iron meteorites Enstatite chondrites
S	See Table 4b	See Table 4b
Q	Olivine + Pyroxene (+ metal)	Ordinary chondrites
C	Iron-bearing hydrated silicates	CI1 & CM2 chondrites <i>Dehydrated CI1 & CM2 assemblages</i>
B	Iron-poor hydrated silicates	<i>Partially dehydrated highly leached CI1-type assemblages</i>
G	Iron-poor hydrated silicates	<i>Highly leached CI1-type assemblages</i>
F	Hydrated silicates + organics	<i>Organic-rich CI1 & CM2 assemblages</i>
P	<i>Anhydrous silicates + organics</i>	Olivine-organic cosmic dust particles
D	<i>Organics + Anhydrous silicates</i>	Organic-olivine cosmic dust particles
T	<i>Troilite (FeS) (+ FeNi metal)</i>	Troilite-rich iron meteorites
K	Olivine + opaques	CV3/CO3 chondrites
Z	<i>Organics (+ anhydrous silicates)</i>	Organic-rich cosmic dust particles

[†] Mineral species or assemblages in italics are inferred from spectral properties which are not specifically diagnostic.

[‡] Analogs in italics have not been found or presently identified in meteorite collections.

Falls der auf die Erde fallende Staub repräsentativ für die Oberflächen aller Asteroide ist, dann müssten sich annähernd gemäß der prozentualen Verteilung der Asteroidentypen unterschiedliche Klassen an Mikrometeoriten und IDPs wieder auffinden lassen. Tabelle 26 gibt einen Überblick über die Asteroidenklassen und über mögliche meteoritische Analogmaterialien.

Es wird angenommen, dass die heutigen Asteroide eine ursprüngliche Zonierung des Asteroidengürtels im Hinblick auf die Zusammensetzung der Körper wiedergeben (BELL et al. 1989). Die unterschiedlichen Asteroidenklassen lassen sich nach dem Grad ihrer thermischen Beanspruchung bzw. der geologischen Entwicklungsgeschichte in drei Obergruppen einteilen:

1. Nicht aufgeheizt und nicht differenziert
2. Thermometamorph überprägt und spektral verändert
3. Aufgeschmolzene Kleinplaneten, deren Oberflächengesteine aus einer Schmelze entstanden.

Die folgende Tabelle gibt eine mögliche Zuordnung der Asteroidenklassen zu diesen drei Obergruppen wieder.

Assumed Compositional Interpretations of Asteroid Taxonomic Types			
Bell Superclass	Tholen Class	Inferred Minerals	Analogous Meteorites
Primitive	D	organics + ? (ice??)	(none)
	P	organics + ? (ice??)	(none)
	C	clays, C, organics	CI, CM chondrites
	K	ol, pyx, carbon	CV, CO chondrites
	Q	pyx, ol, gray NiFe	H, L, LL chondrites ?
	?	Fe-free pyx, gray NiFe	EH, EL chondrites
Metamorphic	T	?	highly altered C Cs ??
	B + G + F	clays, opaques	highly altered C Cs ?
Igneous	V	plag, pyx, ol	basaltic achondrites
	R	ol, pyx	ol-rich achondrites?
	S	pyx, ol, red NiFe	pallasites, lodranites, irons ?
	A	ol	brachinites
	M	NiFe	irons
	E	Fe-free pyx	aubrites
	(Mars)		(SNC meteorites)
	(Moon)		(lunar meteorites)

Tab. 27:

Vermutete Zusammensetzung der Asteroide und Zugehörigkeit zu Bell's Superklassen. (aus BELL et al. 1989)

Aufgrund dieser Zuordnung ergibt sich eine Stratigraphie des Asteroidengürtels. Stärker prozessierte und differenzierte Körper sind hauptsächlich im inneren Asteroidengürtel vertreten, während die primitiven Asteroide im äußeren Bereich dominieren. Abb. 93 ist der Publikation von BELL et al. (1989) entnommen und gibt einen Eindruck über die Verteilung der spektralen Asteroidenklassen und der drei Obergruppen mit zunehmendem Abstand von der Sonne.

Der Darstellung ist zu entnehmen, dass der Grad der Aufheizung, der zum Aufschmelzen der inneren Asteroide führte, sehr stark vom Abstand zur Sonne abhing.

Es gibt verschiedene Meinungen über die Ursachen dieser Zonierung (SONETT & REYNOLDS 1979). In der Fachliteratur werden hauptsächlich zwei Mechanismen diskutiert:

1. Aufheizung durch Zerfall eines kurzlebigen Isotopes (²⁶Al) und
2. Induktive Aufheizung durch eine hochaktive Phase (T-Tauri Phase) der Sonne.

Eine detaillierte spektroskopische Untersuchung der Asteroide in Verbindung mit mineralogischen Studien an Meteoriten und kosmischem Staub könnte helfen, die Frage nach der Aufheizquelle und deren Ursache zu lösen.

Alle Modelle des solaren Nebels berücksichtigen einen starken Temperatur- und Druckgradienten vom inneren zum äußeren solaren Nebel. Die Größe dieses Gradienten hängt von verschiedenen physikalischen und chemischen Bedingungen des solaren Nebels ab, z.B. von Masse, Zusammensetzung, Wärmetransport u.a. Aus der Zusammensetzung der Minerale in Meteoriten kann auf deren Bildungsbedingungen im Hinblick auf Druck und Temperatur geschlossen werden. Jedoch reichen diese meteoritischen Informationen nicht aus, um ein detailliertes Modell des solaren Nebels zu entwerfen, da die Entstehungsorte der Meteorite, d.h. ihre Abstände von der Sonne, nicht bekannt sind. Deshalb können die Untersuchungen an Asteroiden oder an Staub von Asteroiden dazu beitragen, derartige Modelle des frühen Sonnensystems zu präzisieren.

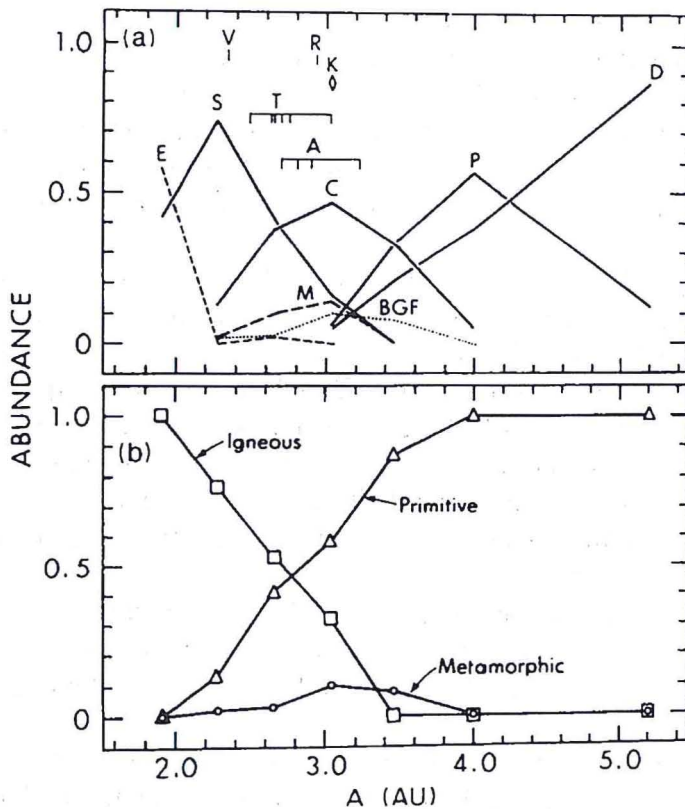


Abb. 93:
Verteilung der unterschiedlichen Asteroidenklassen als Funktion des Abstandes von der Sonne im Asteroidengürtel.
(aus BELL et al. 1989)

Spektrale Untersuchungen von Asteroiden können Hinweise auf die mineralogische Oberflächensammensetzung dieser Körper liefern. Die Interpretation der spektralen Information ist jedoch nicht unumstritten. Falls man in der Lage wäre, Material von Asteroiden im Labor zu untersuchen, wäre ein wichtiger Schritt zur Überprüfung der auf rein spektraler Information beruhenden Oberflächenmineralogie getan. Staub von bestimmten Asteroiden kann unter gewissen Gegebenheiten bereits heute auf der Erde gesammelt werden. Von DERMOTT et al. (1994) und DERMOTT & LIOU (1994) wurde ein Modell vorgeschlagen, nach dem ein wesentlicher Anteil des zodiakalen Staubes von einigen wenigen Asteroidenfamilien stammen könnte. Staubbänder nahe der Ekliptik haben ihren Ausgangspunkt in eng begrenzten und dicht besiedelten Regionen des Asteroidengürtels. Asteroidensammlungen, die z.B. mit den stärksten Staubbändern in Zusammenhang gebracht werden, sind die Eos-, Themis- und Koronis-Asteroidenfamilien.

Sie wurden bereits früher aufgrund ihrer spektralen Eigenschaften in die taxonomischen Gruppen der K-, C- und S-Gruppen eingeteilt (BELL 1988). Die K-Typ Asteroiden stellen eine Untergruppe der S-Typ Asteroiden dar. Die typischen Spektren der S-Typ Asteroiden zeigen spektrale Signaturen von Olivin, Pyroxen und Fe,Ni-Metall. Ihre Spektren unterscheiden sich von den Spektren der gewöhnlichen Chondrite, und deshalb stellen sie mit großer Sicherheit nicht die Mutterkörper der gewöhnlichen Chondrite dar (GAFFEY et al. 1993). Anhand ihrer Infrarotspektren lassen sie sich in eine Suite von S-Typ Asteroiden unterteilen, die sich durch unterschiedliche Prozessierungsgrade oder Aufschmelzgrade unterscheiden. Es wird deshalb angenommen, dass S-Asteroiden differenzierte Körper sind.

K-Typ Asteroiden stehen aufgrund ihrer spektralen Information zwischen den S-Typ und C-Typ Asteroiden. Die meisten K-Typ Asteroiden gehören der Eos Familie an, in spektraler Hinsicht zeigen sie Ähnlichkeiten zu Meteoriten des Typs CV und CO (BELL 1988) und zählen somit zu den undifferenzierten Körpern.

Die Gruppe der C-Typ Asteroiden wurde bereits von CHAPMAN et al. (1975) definiert, und das C-Typ Material wird mit den primitiven CI- und CM-Meteoriten assoziiert.

Ein signifikanter Anteil des zodiakalen Staubes stammt somit einerseits von differenzierten Körpern und andererseits von undifferenzierten Körpern ab. Diese Zuordnung müsste sich in der mineralogischen Zusammensetzung des kosmischen Staubes widerspiegeln. In der Tat zeigte sich, dass der überwiegende Anteil interplanetaren Staubes primitiven, undifferenzierten Körpern zugeordnet werden kann. Ebenso scheint der Anteil an Mikrometeoriten mit komplexer geologischer Geschichte gering zu sein im Vergleich zu den primitiven Mikrometeoriten.

Ungefähr 50% aller IDPs könnten aufgrund ihrer Mineralogie von C-Typ Asteroiden stammen. Nach eigenen Abschätzungen könnte der Anteil an ursprünglichen Schichtsilikatpartikeln unter den Mikrometeoriten sogar ungefähr 70% bis 80% betragen.

Diese Zahlen könnten darauf hinweisen, dass ein oder mehrere C-Typ Asteroiden die Hauptlieferanten des asteroidalen Staubes sind. Unter den von IRAS entdeckten aktiven Staubquellen ist die Themis Asteroidenfamilie. Anhand der spektralen Signatur wird sie als C-Typ klassifiziert. Der Staub aus dieser Quelle ist hauptsächlich aus wasserhaltigen Schichtsilikaten aufgebaut. Zahlreiche Körper der Eos Asteroidenfamilie werden aufgrund ihrer spektralen Signatur mit wasserfreien kohligen Chondriten verglichen.

Zur Zeit kann noch nicht eindeutig geklärt werden, ob die auf der Erde gesammelten asteroidalen Staubteilchen von vielen verschiedenen Körpern stammen oder ihr Vorhandensein von einigen wenigen Asteroidenkollisionen (wie z.B. der Themis Familie) herrührt. Allerdings können wir folgende Punkte festhalten:

Wasserfreie und wasserhaltige IDPs haben hohe Kohlenstoffgehalte und z.T. hohe Gehalte volatiler Elemente, die eine genetische Beziehung zu kohligen Chondriten nahelegen. Die Quellen dieser Staubteilchen sind vermutlich Körper mit einer geringen Albedo. Falls nicht zahlreiche IDPs mit hoher Albedo unter den terrestrischen Partikeln auf den Kollektoren „versteckt“ sind, dann scheint der Staubanteil der Asteroiden mit hoher Reflektanz nicht gemäß ihrer Häufigkeit im Asteroidengürtel auf den Kollektoren repräsentiert zu sein. Die fehlende Diversität der analysierten Mikrometeorite und IDPs spricht dafür, dass die Staubteilchen von wenigen Quellen, vermutlich von Körpern mit kohlig-chondritischer Zusammensetzung stammen.

Mit einigen Annahmen kann man versuchen, eine Zuordnung der Typen kosmischen Staubes zu den stärksten Staubbändern bzw. zu deren Quellen zu treffen. Die folgende Tabelle gibt eine kurze Übersicht der möglichen verwandtschaftlichen Beziehungen.

Tab. 28: Eigenschaften von Asteroidenfamilien.

Asteroidenfamilie	spektraler Typ	Albedo	Astronomische Einheiten	mögliche mineralogische Zusammensetzung der Kleinplaneten
KORONIS	S	hoch	2.87	kompakte Silikate, z.T. aufgeschmolzen und equilibriert
EOS	K	hoch	3.02	wasserfreie Silikate Ähnlichkeit zu CO/CV-Meteoriten
THEMIS	C	niedrig	3.13	wasserhaltige Schichtsilikate Ähnlichkeit zu CM-Meteoriten

Es wurde im vorangegangenen Kapitel gezeigt, dass unter den Mikrometeoriten und unter den IDPs die Schichtsilikatteilchen prozentual am stärksten vertreten sind. Deshalb ist es durchaus möglich, dass unter den im Labor untersuchten kosmischen Staubteilchen zahlreiche Partikel der Themis-Asteroidenfamilie bereits vorliegen.

Es gibt auch bereits einen Vorschlag, wie dieser Zusammenhang getestet werden kann. Tatsächlich ließe sich die Herkunft bestimmter Staubteilchen bestimmen, wenn ihre Inklination beim Einfangen auf dem Kollektor registriert würde. DERMOTT & LIOU (1994) haben gezeigt, dass z.B. Themis-Staubteilchen im Monat November den Fluss asteroidalen Staubes mit niedriger Inklination dominieren (Abb. 94). Auf diese Weise könnte man versuchen der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Körper der Themis-Asteroidenfamilie näherzukommen.

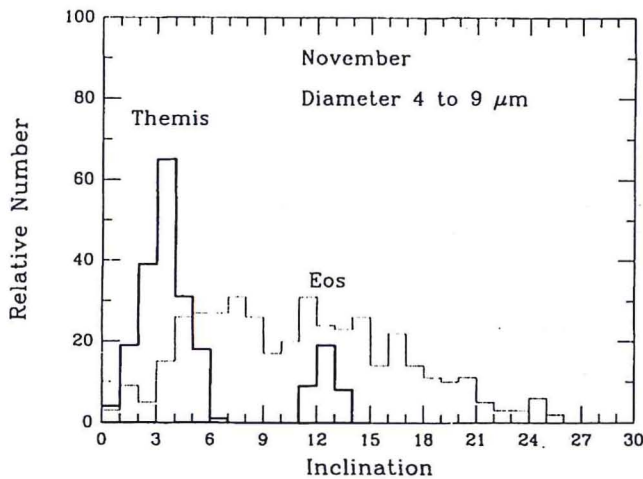


Abb. 94:

Relative Anzahl von Staubteilchen als Funktion ihrer Inklination von verschiedenen Quellen. Im November sind die Teilchen mit geringer Inklination vor allem Teilchen von Themis, und ungefähr die Hälfte aller asteroidaler Teilchen mit mittlerer Inklination sind Teilchen von Eos. Man könnte also z.B. herausfinden, wie Themis-Teilchen chemisch und mineralogisch zusammengesetzt sind, indem man im November Staubteilchen mit geringer Inklination sammelt.

(Abb. aus DERMOTT & LIOU 1994)

8 Zusammenfassende Betrachtung der Beziehungen zwischen Meteoriten, Mikrometeoriten, interplanetaren Staubteilchen und Kometenstaub

Eine der grundlegenden Fragen bei der Untersuchung von IDPs und von Mikrometeoriten ist die nach der Beziehung zwischen kosmischem Staub und herkömmlichen Meteoriten. Stellt kosmischer Staub eine neue Klasse extraterrestrischen Materials dar, oder gibt es Beziehungen zu Meteoriten? Wenn ja, welche Meteoritenklassen kommen dann in Frage? Die folgende Auflistung gibt eine Reihe von Eigenschaften von IDPs und Mikrometeoriten wieder, die auf mögliche Assoziationen zu bestimmten Meteoritenklassen hinweisen.

Tab. 29: Beziehungen zwischen IDPs, Meteoriten und Mikrometeoriten.

Verwandtschaftliche Beziehungen zwischen IDPs und Meteoriten (Schichtsilikat-IDPs und unequilibrierte IDPs)	
<i>Beobachtete Merkmale</i>	<i>Mögliche Meteoritenassoziation</i>
CI-Schichtsilikate CM-Schichtsilikate LIME-Olivine Na- und Cr-reiche Klinopyroxene	CI-Meteorite CM2-Meteorite CI, CM2, CR, CO, Semarkona CV3, CM2, Semarkona
CAI Ca-Verarmung Spurenelemente	kohlige Chondrite kohlige Chondrite CI-Chemismus
Kohlenstoffgehalte D/H PAHs	≥ CI-Chemismus kohlige Chondrite oder UOCs kohlige Chondrite
Verwandtschaftliche Beziehungen zwischen Mikrometeoriten und Meteoriten	
<i>Beobachtete Merkmale</i>	<i>Mögliche Meteoritenassoziation</i>
CAI Schichtsilikate Hauptelement- zusammensetzung Ca-Verarmung Metalle	kohlige Chondrite kohlige Chondrite, UOC CM2, CO3/CV3 kohlige Chondrite CM2-Chondrite
Reliktische Olivine Magnetitmorphologie Fe/Mn-Verhältnisse Abwesenheit von Chondren Sauerstoffisotopie	CM2-Chondrite kohlige Chondrite CI/CM2-Meteorite CI-Meteorite CM/CR/CV-Chondrite

Es fällt auf, dass nahezu alle Merkmale auf verwandtschaftliche Beziehungen kosmischer Staubteilchen (d.h. von Schichtsilikat-IDPs und von Mikrometeoriten) zu kohligen Chondriten hinweisen. Eine eindeutige Zuordnung von IDPs und Mikrometeoriten zu CI-Chondriten oder zu CM2-Chondriten erscheint allerdings zur Zeit nur in ganz wenigen Fällen möglich. Eindeutige Beziehungen von IDPs und Mikrometeoriten zu gewöhnlichen Chondriten sind sehr selten festzustellen. Nur wenige Mikrometeorite zeigen Mineralphasen und Mineralzusammensetzungen, wie sie in gewöhnlichen Chondriten auftreten. Solche Mineralassoziationen sind hauptsächlich nur unter den kompakten, nahezu monomineralischen Mikrometeoriten gefunden worden.

An dieser Stelle muss aber auch darauf hingewiesen werden, dass es für eine Klasse interplanetarer Staubteilchen, die feinkörnig-porösen IDPs, kein Analogmaterial unter den Meteoriten gibt. Entweder sind dies kometare Teilchen oder asteroidale Partikel, die aufgrund ihrer hohen Porosität und Zerbrechlichkeit nur als kleine Fragmente in die irdische Atmosphäre gelangen können. Unter den Mikrometeoriten ist diese Klasse extraterrestrischen Materials bislang nicht nachgewiesen worden.

Ein Charakteristikum ungeschmolzener Mikrometeorite ist ihr niedriger Ca-Gehalt, der in der Größenordnung des Ca-Gehaltes der Matrix kohligter Chondrite liegt. Im Falle der Meteorite erfolgte eine Umverteilung des Calciums durch wässrige Umwandlung, verbunden mit der Bildung von Ca-reichen Karbonaten und Sulfaten auf dem Meteoritenmutterkörper. Es liegt nun nahe, den niedrigen Ca-Gehalt der Mikrometeorite analog zu erklären. Allerdings sind bislang keine Karbonate in Mikrometeoriten beobachtet worden, die diese Vermutung untermauern würden. Die fehlenden Karbonate könnten zum einen durch das Aufheizen der Partikel beim Eintritt in die Erdatmosphäre zerstört werden, zum anderen könnten sie durch Lösungsprozesse im polaren Eis verlorengehen. Eine weitere Erklärung für das Fehlen Ca-reicher Komponenten könnte in der Heterogenität der Mutterkörper des Staubes begründet sein. Es wäre denkbar, dass z.B. Karbonatkörner aufgrund ihrer Größe den Eintritt in die Erdatmosphäre nicht unbeschadet überleben, während die fragile Matrix in kleineren Bruchstücken einem alles zerstörenden Aufheizpuls entgeht.

8.1 Mögliche Beziehungen zwischen Mikrometeoriten, interplanetaren Staubteilchen und differenzierten Meteoriten

Unter den interplanetaren Staubteilchen und unter den Mikrometeoriten wurden auch Partikel gefunden, die hauptsächlich aus Olivinen, Pyroxenen und Glas zusammengesetzt sind. Die Phasenzusammensetzungen deuten auf eine Entstehung der Partikel durch Aufschmelzungs- und Kristallisationsprozesse hin, wie sie in differenzierten Planetoiden stattfanden.

Die Fe/Mg-Verhältnisse der mafischen Silikate in einigen kompakten Staubteilchen sind weitestgehend equilibriert. Die Fe/Mg-Verhältnisse liegen in einem ähnlichen Bereich wie Fe/Mg-Verhältnisse in Silikaten primitiver reduzierter Meteorite, wie z.B. der Acapulcoite oder wie in silikatischen Einschlüssen der IAB-Eisenmeteorite. Die Übereinstimmung in den Fe/Fe+Mg-Verhältnissen kann nicht als Beweis, sondern allenfalls als Hinweis für eine verwandtschaftliche Beziehung der IDPs zu Meteoriten dieses Typs aufgefasst werden.

Zahlenmäßig ist diese Klasse der IDPs und der Mikrometeorite nur untergeordnet vorhanden. Ihre Anwesenheit belegt jedoch, dass kosmische Staubteilchen von verschiedenen Quellen stammen.

8.2 Mögliche Beziehungen zwischen interplanetaren Staubteilchen und kometarem Staub

Unter den Meteoriten ist kein Material bekannt, das in seinem Aufbau und seiner Zusammensetzung den feinkörnig-porösen interplanetaren Staubteilchen entspricht. Es gibt einige Hinweise, dass diese Staubteilchen die besten Kandidaten für kometare Stäube sind. Die Hinweise für eine kometare Herkunft beruhen 1. auf der Morphologie und Internstruktur der IDPs, 2. auf mineralogischen und chemischen Beobachtungen, 3. auf Vergleichen der Staubteilchen mit Staub des Kometen Halley und 4. aufgrund der Spektroskopie und Aufheizgeschichte dieser Staubteilchen. In CP-IDPs sind es vor allem die als GUs bezeichneten Bausteine, die sich von herkömmlichen Meteoriten, von Mikrometeoriten und anderen IDPs unterscheiden. In der folgende Tabelle werden einige Eigenschaften der GUs und CP-IDPs mit Eigenschaften von kometaren Staubteilchen verglichen.

Tab. 30: Vergleich einiger Eigenschaften von CP-IDPs und Kometenstaub.

	GUs bzw. CP-IDPs	Kometenstaub
Mikrostruktur	hohe Porosität	hohe Porosität, Dichte $\ll 1$
chem. Zusammensetzung	Mg/Si = 0.5 Fe/Si = 0.5	Mg/Si = 0.6 Fe/Si = 0.3
Kohlenstoffgehalt	2-10x CI	\gg CI
Bestrahlungsgeschichte	GEMS evtl. präsolare	mögliche interstellare Körner
Aufheizgeschichte	$\gg 800^\circ\text{C}$	hohe Eintrittsgeschwindigkeit
volatile Elemente	\geq CI	mögliche Anreicherung
Korngröße/Masse	ca 100nm/10 ⁻¹⁵ g	10 ⁻¹⁷ bis 10 ⁻¹⁰ g

Die Mikrostruktur betrifft die hohe Porosität verschiedener CP-IDPs. Unter den IDPs wurden Teilchen mit Dichten < 1 gefunden (LOVE et al. 1994). Zum Vergleich gibt es Hinweise auf eine niedrige Dichte kometarer Meteoroiden (VERNANI 1969).

Die mittlere chemische Zusammensetzung der Bausteine der CP-IDPs weist seltsamerweise nicht-chondritische Mg/Si- und Fe/Si-Verhältnisse auf. Die mittlere Zusammensetzung des silikatischen Staubes vom Komet Halley ist näher an den Elementverhältnissen der GUs als am solaren Mg/Si- und Fe/Si-Verhältnis (siehe Abb. 61).

Die chemische Zusammensetzung des Staubes von Komet Halley wurde von den Massenspektrometern an Bord von Giotto analysiert (JESSBERGER et al. 1989). Die Daten wurden mit der feinkörnigen Komponente von Meteoriten verglichen, und es stellte sich heraus, dass die Staubteilchen auf dem μm -Maßstab heterogener sind als die Matrix der Meteorite (BROWNLEE et al. 1987). Einige CP-IDPs zeigen dagegen eine ähnliche Streuung der Mg-, Fe- und Si-Gehalte wie die Halley Staubteilchen (JESSBERGER et al. 1988, LAWLER et al. 1989, FOMENKOVA et al. 1992).

Infrarot- und reflexionsspektroskopische Untersuchungen deuten eine Verwandtschaft von CP-IDPs und P- und D-Asteroiden an (BRADLEY 1994a). P- und D-Asteroiden sind vor allem im äußeren Asteroidengürtel zu finden, und könnten eine ähnliche Zusammensetzung wie Kometen aufweisen. Außerdem wurden IDPs gefunden, deren IR-Spektren nahezu identisch mit kometaren IR-Spektren sind.

Die Ähnlichkeit der IDP Spektren und der P- und D-Asteroiden ist vor allem auf die hohen Kohlenstoffgehalte zurückzuführen. Außerdem wurden unter den Halley Staubpartikeln zahlreiche C-reiche Teilchen, die sogenannten CHON-Partikel, gefunden (KISSEL & KRÜGER 1987). Der mittlere Kohlenstoffgehalt des Kometen Halley ist vergleichbar mit dem solaren Wert (JESSBERGER et al. 1989). CP-IDPs mit ungefähr solarem Kohlenstoffgehalt sind zwar selten, aber im Durchschnitt enthalten die CP-IDPs ungefähr den doppelten bis dreifachen Kohlenstoffgehalt wie CI-Chondrite.

Die Entwicklungsgeschichte der CP-IDPs scheint komplizierter zu sein, als bisher angenommen wurde. BRADLEY (1995b), BRADLEY et al. (1996) und BRADLEY & IRELAND (1996) zeigen, dass die sogenannten GEMS in CP-IDPs möglicherweise interstellaren Ursprungs sind. Da man annimmt, dass kometare Materie einen höheren Anteil präsolare Körner aufweist im Vergleich zu asteroidalem Material, würde ein interstellarer Ursprung der GEMS eher für eine kometare Herkunft der CP-IDPs sprechen.

Kometare Staubteilchen werden im Durchschnitt höher aufgeheizt als asteroidale Staubteilchen. Die Heliumentgasungstemperatur ist ein guter Indikator für eine thermische Beanspruchung des Teilchens. Mit dieser Methode identifizierten BROWNLEE et al. (1994) kometare Staubteilchen. Nach den vorliegenden Erkenntnissen sind sie alle aus wasserfreien Phasen,

und vor allem aus GEMS, aufgebaut. Sie haben eine niedrige Albedo, aber die Kohlenstoffphasen sind sicherlich durch die hohen Eintrittstemperaturen von $>800^{\circ}\text{C}$ verändert worden. Die Gehalte volatiler Elemente sind für diese kometaren Staubteilchen nicht bekannt, aber es existieren Messungen, die eine Anreicherung volatiler Elemente in Cluster-IDPs nahelegen (FLYNN et al. 1996b, FLYNN & SUTTON 1997). Die Anreicherung von Cu, Zn, Ga, Ge und Se liegt ungefähr bei einem Faktor 2 über den Gehalten von CI-Chondriten.

Letztlich scheint es kein Zufall zu sein, dass die Korngrößen der CP-IDPs in der gleichen Größenordnung liegen wie die Komet Halley Staubteilchen. Die Massen der kometaren Teilchen lagen hauptsächlich zwischen 10^{-17} und 10^{-10} Gramm (FOMENKOVA et al. 1991). Die Massen der einzelnen GUs oder Bruchstücke dieser Teilchen liegen im Mittel bei ungefähr 10^{-15} bis 10^{-14} Gramm.

Alles in allem gibt es einige gute Gründe anzunehmen, dass wir bereits eine ganz beachtliche Anzahl kometarer Staubteilchen analysiert haben. Sie enthalten Mineralphasen, die unter sehr unterschiedlichen Bedingungen im solaren Nebel gebildet wurden. Dies bedeutet, dass im solaren Nebel eine intensive Vermischung der unterschiedlichen Kondensationsprodukte und ihrer Alterationsphasen stattfand. In der Region, in der sich Kometen bildeten, waren die sogenannten GUs vorherrschend, aber andere Komponenten, wie Mn-reiche Forsterite, Fe-reiche Olivine und Eisensulfide, wurden ebenfalls in unterschiedlichen Proportionen zuge-mischt. Das Auftreten von Brekzien aus primitiven Bausteinen und aus differenzierten Lithologien legt die Vermutung nahe, dass Asteroide im äußeren Asteroidengürtel möglicherweise mineralogisch ähnlich wie Kometen zusammengesetzt sind.

Durch das Studium chemischer und mineralogischer Eigenschaften des kosmischen Staubes können wir Informationen über Bedingungen im frühen Sonnensystem erhalten, die in den Meteoriten entweder nicht mehr erhalten sind oder in deren Ausgangsmaterial nie enthalten waren. Besonders im Hinblick auf kommenden Raumfahrtmissionen wie ROSETTA und STARDUST ist es wichtig, grundlegende Informationen über die chemische Zusammensetzung und physikalischen Eigenschaften kometaren und asteroidalen Staubes zu sammeln. Mit diesen Erkenntnissen wird es möglich sein, zum einen die Ausgangsbasis für Raumfahrtexperimente zu optimieren und zum anderen die Interpretation der so gewonnenen Daten zu erleichtern.

Literatur

- AHRENS, L. H., VON MICHAELIS, H., ERLANK, A. J. & WILLIS, J. P. (1969): Fractionation of some abundant lithophile elements in chondrites.- In: MILLMANN, P. M. [ed.]: Meteorite Research.- 166-173; Dordrecht, The Netherlands (D. Reidel).
- ALEXANDER, C. M. O`D., BARBER, D. J. & HUTCHISON, R. (1989): The microstructure of Semarkona and Bishunpur.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 3045-3057.
- ALEXANDER, C. M. O`D., MAURETTE, M., SWAN, P. & WALKER, R. M. (1992): Studies of Antarctic Micrometeorites.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 7-8.
- ALLAMANDOLA, L. J., SANDFORD, S. A. & WOPENKA, B. (1987): Interstellar polycyclic aromatic hydrocarbons and carbon in interplanetary dust particles and meteorites.- *Science*, **237**: 56-59.
- AMARI, S., FOOTE, J., SWAN, P., WALKER, R. M., ZINNER, E. & LANGE, G. (1993): SIMS chemical analysis of extended impacts on the leading and trailing edges of LDEF experiment AO187-2.- In: NASA Conference Publication, **3194**: 513-528.
- ANDERS, E. (1988): Circumstellar material in meteorites: Noble gases, carbon and nitrogen.- In: KERRIDGE, J. F. & MATTHEWS, M. S. [eds.]: Meteorites and the early solar system.- 927-955; Tucson (The University of Arizona Press).
- ANDERS, E. & EBIHARA, M. (1982): Solar-system abundances of the elements.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 2363-2380.
- ANDERS, E. & GREVESSE, N. (1989): Abundances of the elements: Meteoritic and solar.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 197-214.
- ANDERS, E. & ZINNER, E. (1993): Interstellar grains in primitive meteorites: diamond, silicon carbide and graphite.- *Meteoritics*, **28**: 490-514.
- ARNDT, P. (1997): Spurenelementgehalte und Dichten interplanetarer Staubteilchen gemessen mit der Heidelberger Protonenmikrosonde.- Dissertation, Universität Heidelberg.
- ARNDT, P., BOHSUNG, J., MAETZ, M. & JESSBERGER, E. K. (1996): The elemental abundances in interplanetary dust particles.- *Meteoritics and Planetary Science*, **31**: 817-833.
- BABADZHANOV, P. B. (1994): Density of meteoroids and their mass influx on the Earth.- In: MILANI, A., DI MARTINO, M. & CELLINO, A. [eds.]: Asteroids, Comets, Meteors.- Proc. of the 160th Symposium of the International Astronomical Union, 45-54; Dordrecht, The Netherlands (Kluwer Academic Publishers).
- BARKER, J. L. & ANDERS, E. (1968): Accretion rate of cosmic matter from iridium and osmium contents of deep-sea sediments.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**: 627-645.
- BATES, B. A. (1986): The elemental composition of stony extraterrestrial particles from the ocean floor.- Ph.D. thesis, University of Washington.
- BECKERLING, W. (1994): Kosmische Staubteilchen aus unserem Sonnensystem: Mineralogische und chemische Untersuchungen an Mikrometeoriten.- Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster.
- BECKERLING, W. & BISCHOFF, A. (1995): Occurrence and composition of relict minerals in micrometeorites from Greenland and Antarctica - implications for their origins.- *Planetary and Space Sciences*, **43**: 435-449.
- BECKERLING, W., BISCHOFF, A. & KLÖCK, W. (1992): Mineralogy and chemistry of micrometeorites from Greenland and Antarctica.- *Meteoritics*, **27**: 200-201.
- BECKERLING, W., KLÖCK, W. & BISCHOFF, A. (1993): Relict olivines in micrometeorites from Greenland and Antarctica.- *Meteoritics*, **28**: 320-321.

- BELL, J. F. (1988): A probable asteroidal parent body for the CV or CO chondrites.- *Meteoritics*, **23**: 256-257.
- BELL, J. F., DAVIS, D. R., HARTMANN, W. K. & GAFFEY, M. J. (1989): Asteroids: The big picture.- In: BINZEL, R. P., GEHRELS, T. & MATTHEWS, M. S. [eds.]: *Asteroids II*.- 921-945; Tucson (The University of Arizona Press).
- BERNHARD, R. P., SEE, T. H. & HÖRZ, F. (1993): Projectile compositions and modal frequencies on the "chemistry of micrometeoroids" LDEF experiment.- In: NASA Conference Publication, **3194**: 551-573.
- BISCHOFF, A. (1989): Mineralogische und chemische Untersuchungen an chondritischen Meteoriten: Folgerungen für die Entstehung fester Materie im Solarnebel und die Entwicklung der Meteoritenmutterkörper.- Habilitation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster.
- BOHSUNG, J., ARNDT, P. & JESSBERGER, E. K. (1994): Bromine in interplanetary dust particles.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXV**: 139-140.
- BOHSUNG, J., ARNDT, P. & JESSBERGER, E. K. (1995): Comment on "The bromine content of micrometeorites: Arguments for stratospheric contamination" by F. J. M. RIETMEIJER.- *J. Geophys. Res.*, **100**: 7549-7550.
- BONTE, P. H., JEHANNO, C., MAURETTE, M. & BROWNLEE, D. E. (1987): Platinum metals and microstructure in magnetic deep sea cosmic spherules.- *J. Geophys. Res.*, **92E**: 641-648.
- BRADLEY, J. P. (1988): Analysis of chondritic interplanetary dust thin-sections.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**: 889-900.
- BRADLEY, J. P. (1991): Electron energy loss spectroscopy of the fine grained matrices of interplanetary dust particles.- *Meteoritics*, **26**: 322-323.
- BRADLEY, J. P. (1994a): Nanometer-scale mineralogy and petrography of fine-grained aggregates in anhydrous interplanetary dust particles.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**: 2123-2134.
- BRADLEY, J. P. (1994b): Chemically anomalous, preaccretionally irradiated grains in interplanetary dust from comets.- *Science*, **265**: 925-929.
- BRADLEY, J. P. (1994c): Mechanisms of grain formation, post-accretion alteration, and likely parent body environments of interplanetary dust particles (IDPs).- In: ZOLENSKY, M. E., WILSON, T. L., RIETMEIJER, F. J. M. & FLYNN, G. J. [eds.]: *Analysis of interplanetary dust*.- American Institute of Physics Conference Proceedings, **310**: 89-104; New York (AIP Press).
- BRADLEY, J. P. (1995a): GEMS and interstellar silicate grains.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXVI**: 159-160.
- BRADLEY, J. P. (1995b): GEMS and new preaccretionally irradiated relict grains in interplanetary dust - The plot thickens.- *Meteoritics*, **30**: 491.
- BRADLEY, J. P. (1996): Compositional mapping of interplanetary dust particles with nanometer-scale spatial resolution.- *Meteoritics and Planetary Science*, **31**: A19.
- BRADLEY, J. P. & BROWNLEE, D. E. (1986): Cometary particles: Thin Sectioning and Electron Beam Analysis.- *Science*, **231**: 1542-1544.
- BRADLEY, J. P. & BROWNLEE, D. E. (1991): An interplanetary dust particle linked directly to type CM meteorites and an asteroidal origin.- *Science*, **251**: 549-552.
- BRADLEY, J. P. & IRELAND, T. (1996): The search for interstellar components in interplanetary dust particles.- In: GUSTAFSON, B. A. S. & HANNER, M. S. [eds.]: *Physics, Chemistry and Dynamics of Interplanetary Dust*.- ASP Conference Series, **104**: 275-282.
- BRADLEY, J. P., BROWNLEE, D. E. & VELEN, D. R. (1983): Pyroxene whiskers and platelets in interplanetary dust: evidence of vapour phase growth.- *Nature*, **301**: 473-477.

- BRADLEY, J. P., BROWNLEE, D. E. & FRAUNDORF, P. (1984a): Carbon Compounds in interplanetary dust: Evidence for formation by heterogeneous catalysis.- *Science*, **223**: 56-57.
- BRADLEY, J. P., BROWNLEE, D. E. & FRAUNDORF, P. (1984b): Discovery of nuclear tracks in interplanetary dust.- *Science*, **226**: 1432-1434.
- BRADLEY, J. P., SANDFORD, S. A. & WALKER, R. M. (1988): Interplanetary Dust Particles.- In: KERRIDGE, J. F. & MATTHEWS, M. S. [eds.]: *Meteorites and the Early Solar System*.- 861-895; Tucson (The University of Arizona Press).
- BRADLEY, J. P., GERMANI, M. S. & BROWNLEE, D. E. (1989): Automated thin-film analyses of anhydrous interplanetary dust particles in the analytical microscope.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **93**: 1- 13.
- BRADLEY, J. P., HUMECKI, H. J. & GERMANI, M. S. (1992): Combined infrared and analytical electron microscope studies of interplanetary dust particles.- *The Astrophys. J.*, **394**: 643-651.
- BRADLEY, J. P., DUKES, C., BARAGIOLA, R., MCFADDEN, L., JOHNSON, R. E. & BROWNLEE, D.E. (1996): Radiation processing and the origins of interplanetary dust.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXVII**: 149-150.
- BREARLEY, A. J., BAJT, S. & SUTTON, S. R. (1995): Distribution of moderately volatile trace elements in fine-grained chondrule rims in the unequilibrated CO3 chondrite, ALH A77307.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**: 4307-4316.
- BROWNLEE, D. E. (1981): Extraterrestrial Components.- In: EMILIANI, C. [ed.]: *The oceanic lithosphere*.- **7**: 733-762; New York (John Wiley & Sons).
- BROWNLEE, D. E. (1985): Cosmic Dust: Collection and research.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **13**: 147-173.
- BROWNLEE, D. E. (1987): Morphological, chemical and mineralogical studies of cosmic dust.- *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A323**: 305-311.
- BROWNLEE, D. E. & WHEELOCK, M. M. (1985): Microprobe analysis of sectioned mafic and sulfide micrometeorites.- *Meteoritics*, **20**: 617.
- BROWNLEE, D. E., BATES, B. A., PILACHOWSKI, L. B., OLSZEWSKI, E. & SIEGMUND, W. A. (1980): Unmelted cosmic materials in deep sea sediments.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XI**: 109-110.
- BROWNLEE, D. E., OLSZEWSKI, E. & WHEELOCK, M. (1982): A working taxonomy for micrometeorites.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XIII**: 71-72.
- BROWNLEE, D. E., BATES, B. A. & WHEELOCK, M. M. (1984): Extraterrestrial platinum group nuggets in deep-sea sediments.- *Nature*, **309**: 693-695.
- BROWNLEE, D. E., WHEELOCK, M. M., TEMPLE, S., BRADLEY, J. P. & KISSEL, J. (1987): A quantitative comparison of comet Halley and carbonaceous chondrites at the submicron level.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XVIII**: 133-134.
- BROWNLEE, D. E., JOSWIAK, D. J., LOVE, S. G., BRADLEY, J. P., NIER, A. O. & SCHLUTTER, D. J. (1994): Identification and analysis of cometary IDPs.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXV**: 185-186.
- BUENING, D. K. & BUSECK, P. R. (1973): Fe-Mg lattice diffusion in olivine.- *J. Geophys. Res.*, **78**: 6852-6862.
- BUNCH, T. E. & CHANG, S. (1980): Carbonaceous chondrites - II. Carbonaceous chondrite phyllosilicates and light element geochemistry as indicators of parent body processes and surface conditions.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**: 1543-1577.
- BUNCH, T. E. & RAJAN, R. S. (1988): Meteorite Regolith Breccias.- In: KERRIDGE, J. F. & MATTHEWS, M. S. [eds.]: *Meteorites and the early solar system*.- 144-164; Tucson (The University of Arizona Press).

- CASSINI, G. D. (1730): Decouverte de la lumiere celeste qui paroist dans le zodiaque.- Mem. Acad. Roy. Sci., Tome VIII (1666-1699): 119-209; Paris (Comp. Libraires).
- CHAPMAN, C. R., MORRISON, D. & ZELLNER, B. (1975): Surface properties of asteroids: A synthesis of polarimetry, radiometry, and spectrophotometry.- *Icarus*, **25**: 104-130.
- CHEVALLIER, P., JEHANNO, C., MAURETTE, M., SUTTON, S. R. & WANG, J. (1987): Trace element analyses of spheres from the melt zone of the Greenland ice cap using synchrotron x-ray fluorescence.- *J. Geophys. Res.*, **92**: E649-E656.
- CHRISTOPHE MICHEL-LEVY, M. & BOUROT-DENISE, M. (1992): Mineral compositions in Antarctic and Greenland micrometeorites.- *Meteoritics*, **27**: 73-80.
- CHRISTOFFERSEN, R. & BUSECK, P. R. (1986a): Mineralogy of interplanetary dust particles from the "olivine" infrared class.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **78**: 53-66.
- CHRISTOFFERSEN, R. & BUSECK, P. R. (1986b): Refractory minerals in interplanetary dust.- *Science*, **234**: 590-592.
- CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. (1989): Oxygen isotope classification of carbonaceous chondrites.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XX**: 169-170.
- CLAYTON, R. N., MACPHERSON, G. J., HUTCHEON, I. D., DAVIS, A. M., GROSSMAN, L., MAYEDA, T. K., MOLINI-VELSKO, C., ALLEN, J. M. & EL GORESY, A. (1984): Two forsterite bearing FUN inclusions in the Allende meteorite.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 535-548.
- CLEMETT, S. J., MAECHLING, C. R., ZARE, R. N., SWAN, P. & WALKER, R. M. (1993): Identification of complex aromatic molecules in individual interplanetary dust particles.- *Science*, **262**: 721-725.
- CORRIGAN, C. M., ZOLENSKY, M. E., DAHL, J., LONG, M., WEIR, J., SAPP, C. & BURKETT, P. J. (1997): The porosity and permeability of chondritic meteorites and interplanetary dust particles.- *Meteoritics and Planetary Science*, **32**: 509-515.
- Cosmic Dust Catalog, compiled by the cosmic dust preliminary examination team, Lyndon B. Johnson Space Center, Houston, Texas, USA.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1977): An introduction to the rock-forming minerals.- London (Longman Group Limited).
- DERMOTT, S. F. & LIU, J. C. (1994): Detection of asteroidal dust particles from known families in near-earth orbits.- In: ZOLENSKY, M. E., WILSON, T. L., RIETMEIJER, F. J. M. & FLYNN, G. J. [eds.]: *Analysis of Interplanetary Dust*.- American Institute of Physics Conference Proceedings, **310**: 13-21; New York (AIP Press).
- DERMOTT, S. F., DURDA, D. D., GUSTAFSON, B. A. S., JAYARAMAN, S., XU, Y. L., GOMES, R. S. & NICHOLSON, P. D. (1992): The origin and evolution of the zodiacal dust cloud.- In: HARRIS, A. W. & BOWELL, E. [eds.]: *Proceedings of the Asteroids, Comets, Meteors Conference 1991*.- Lunar and Planetary Institute, 153-156; Houston, USA.
- DERMOTT, S. F., DURDA, D. D., GUSTAFSON, B. A. S., JAYARAMAN, S., LIU, J. C. & XU, Y. L. (1993): Modern sources of dust in the solar system.- In: *Workshop on the analysis of interplanetary dust particles*.- Lunar and Planetary Institute Technical Report, **94-02**: 17-18.
- DERMOTT, S. F., DURDA, D. D., GUSTAFSON, B. A. S., JAYARAMAN, S., LIU, J. C. & XU, Y. L. (1994): Zodiacal dust bands.- In: MILANI, A., DI MARTINO, M. & CELLINO, A. [eds.]: *Asteroids, Comets, Meteors 1993*.- Proc. of the 160th Symposium of the International Astronomical Union, 127-142; Dordrecht, The Netherlands (Kluwer Academic Publishers).
- ENDREß, M. (1994): Mineralogische und chemische Untersuchungen an CI-Chondriten - Ein Modell zur mineralogisch-kosmochemischen Evolution der(s) CI-Mutterkörper(s).- Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster.

- ENDREß, M. & BISCHOFF, A. (1993): Mineralogy, degree of brecciation, and aqueous alteration of the CI-chondrites Orgueil, Ivuna and Alais.- *Meteoritics*, **28**: 345.
- ENGRAND, C., MCKEEGAN, K. D. & LESHIN, L. A. (1997): In situ analysis of the oxygen isotopic composition of individual minerals in antarctic micrometeorites.- *Meteoritics and Planetary Science*, **32**: A39-A40.
- ESSER, B. K. & TUREKIAN, K. K. (1988): Accretion rate of extraterrestrial particles determined from osmium isotope systematics of pacific pelagic clay and manganese nodules.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**: 3093-3104.
- FARINELLA, P., FROESCHLE, C. & GONCZI, R. (1994): Meteorite delivery and transport.- In: MILANI, A., DI MARTINO, M., & CELLINO, A. [eds.] *Asteroids, Comets, Meteors*.- Proc. of the 160th Symposium of the International Astronomical Union, 205-222; Dordrecht, The Netherlands (Kluwer Academic Publishers).
- FARLEY, K. A. (1995): Cenozoic variations in the flux of interplanetary dust recorded by ³He in a deep-sea sediment.- *Nature*, **376**: 153-156.
- FARLEY, K. A. & PATTERSON, D. B. (1995): A 100-kyr periodicity in the flux of extraterrestrial ³He to the sea floor.- *Nature*, **378**: 600-603.
- FECHTIG, H., HARTUNG, J. B., NAGEL, K., NEUKUM, G. & STORZER, D. (1974): Lunar microcrater studies, derived meteoroid fluxes, and comparison with satellite-borne experiments.- *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **V**: 2463-2474.
- FLYNN, G. J. (1989): Atmospheric entry heating: A criterion to distinguish between asteroidal and cometary sources of interplanetary dust.- *Icarus*, **77**: 287-310.
- FLYNN, G. J. (1990): The Near-Earth Enhancement of Asteroidal over Cometary Dust.- *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XX**: 363-371.
- FLYNN, G. J. (1993a): Catastrophic disruptions or slow erosion as the dominant mechanism for IDP production.- *Meteoritics*, **28**: 349.
- FLYNN, G. J. (1993b): Trace element content of chondritic cosmic dust: Volatile enrichments, thermal alterations, and the possibility of contamination.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIV**: 495-496.
- FLYNN, G. J. (1994): Changes to the composition and mineralogy of interplanetary dust particles by terrestrial encounters.- In: ZOLENSKY, M. E., WILSON, T. L., RIETMEIJER, F. J. M. & FLYNN, G. J. [eds.]: *Analysis of Interplanetary Dust*.- American Institute of Physics Conference Proceedings, **310**: 127-143; New York (AIP Press).
- FLYNN, G. J. (1995): Atmospheric entry heating of large interplanetary dust particles.- *Meteoritics*, **30**: 504-505.
- FLYNN, G. J. & SUTTON, S. R. (1988): Cosmic dust particle densities inferred from SXRF elemental measurements.- *Meteoritics*, **23**: 268-269.
- FLYNN, G. J. & SUTTON, S. R. (1990): Evidence for a bimodal distribution of cosmic dust densities.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXI**: 375-376.
- FLYNN, G. J. & SUTTON, S. R. (1991): Chemical characterization of seven large area collector particles by SXRF.- *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXI**: 549-556.
- FLYNN, G. J. & SUTTON, S. R. (1992a): Trace elements in chondritic stratospheric particles: Zinc depletion as a possible indicator of atmospheric entry heating.- *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXII**: 171-184.
- FLYNN, G. J. & SUTTON, S. R. (1992b): Element abundances in stratospheric cosmic dust: Indications for a new chemical type of material.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 373-374.

- FLYNN, G. J. & SUTTON, S. R. (1997): The chemical composition of cluster IDPs using the XRF-microprobe.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXVIII**: 363-364.
- FLYNN, G. J., SUTTON, S. R., THOMAS, K. L., KELLER, L. P. & KLÖCK, W. (1992): Zinc depletions and atmospheric entry heating in stratospheric cosmic dust particles.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXIII**: 375-376.
- FLYNN, G. J., SUTTON, S. R., BAJT, S. & KLÖCK, W. (1993a): New low-Ni (igneous) particles among the C and C? types of cosmic dust.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXIV**: 499-500.
- FLYNN, G. J., SUTTON, S. R., BAJT, S., KLÖCK, W., THOMAS, K. L. & KELLER, L. P. (1993b): Depletions of sulfur and/or zinc in IDPs: Are they reliable indicators of atmospheric entry heating?- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXIV**: 495-496.
- FLYNN, G. J., SUTTON, S. R. & KLÖCK, W. (1993c): Compositions and mineralogies of unmelted polar micrometeorites: Similarities and differences with IDPs and meteorites.- Proc. NIPR Symp. Antarctic Meteorites, **6**: 304-324.
- FLYNN, G. J., SUTTON, S. R., BAJT, S., KLÖCK, W. & THOMAS, K. L. (1994): The trace element content of Semarkona matrix: A comparison to hydrated interplanetary dust particles.- Meteoritics, **29**: 466.
- FLYNN, G. J., BAJT, S., SUTTON, S. R. & KLÖCK, W. (1995): Large stratospheric IDPs: Chemical composition and comparison with smaller stratospheric IDPs.- Meteoritics, **30**: 505.
- FLYNN, G. J., BAJT, S. & SUTTON, S. R. (1996a): Evidence for weakly bound bromine in large interplanetary dust particles.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXVII**: 367-368.
- FLYNN, G. J., BAJT, S., SUTTON, S. R., ZOLENSKY, M. E., THOMAS, K. L. & KELLER, L. P. (1996b): The abundance pattern of elements having low nebular condensation temperatures in interplanetary dust particles: evidence for a new chemical type of chondritic material.- In: GUSTAFSON, B. A. S. & HANNER, M. S. [eds.]: Physics, Chemistry and Dynamics of Interplanetary Dust.- ASP Conference Series, **104**: 291-294.
- FOMENKOVA, M. N., EVLANOV, E. N., MUKHIN, L. M. & PRILUTSKY, O. F. (1991): Determination of mass of comet Halley dust particles.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXII**: 397-398.
- FOMENKOVA, M. N., KERRIDGE, J. F., MARTI, K. & MCFADDEN, L.-A. (1992): Compositional trends in rock-forming elements of comet Halley dust.- Science, **258**: 266-269.
- FRAUNDORF, P. (1980): The distribution of temperature maxima for micrometeorites decelerated in the earth's atmosphere without melting.- Geophys. Res. Letters, **10**: 765-768.
- FRAUNDORF, P. (1981): Interplanetary dust in the transmission electron microscope: Diverse materials from the early solar system.- Geochim. Cosmochim. Acta, **45**: 915-943.
- FRAUNDORF, P. & SHIRCK, J. (1979): Microcharacterisation of "Brownlee" particles: Features which distinguish interplanetary dust from meteorites.- Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., **X**: 951-976.
- FRAUNDORF, P., PATEL, R. I., SHIRCK, J., WALKER, R. M. & FREEMAN, J. J. (1980): Optical spectroscopy of interplanetary dust collected in the earth's stratosphere.- Nature, **286**: 866-868.
- FRAUNDORF, P., PATEL, R. I. & FREEMAN, J. J. (1981): Infrared spectroscopy of interplanetary dust in the laboratory.- Icarus, **47**: 368-380.
- FRAUNDORF, P., BROWNLEE, D. E. & WALKER, R. M. (1982a): Laboratory studies of interplanetary dust. In: WILKENING, L. L. [ed.]: Comets.- 383-409; Tucson (University of Arizona Press).
- FRAUNDORF, P., LYONS, T. & SCHUBERT, P. (1982b): The survival of solar flare tracks in interplanetary dust silicates on deceleration in the Earth's atmosphere.- J. Geophys. Res., **87** (Suppl.): A409-A412.

- FRAUNDORF, P., LYONS, T., SANDFORD, S. A. & SCHUBERT, P. (1982c): Deceleration heating of interplanetary dust in the earth's atmosphere, and its simulation using analog materials.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XII**: 227-228.
- FRONDEL, C. & KLEIN, C. (1965): Ureyite, $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$: A new meteoritic pyroxene.- Science, **149**: 742-744.
- GAFFEY, M. J. (1989): Implications of Asteroid Surface Mineralogy for Evolution of the Inner Belt.- Proc. of a meeting at the Astronomical Observatory of the Uppsala University, June 12-16, 1989; Asteroids, Comets, Meteors: 77-86.
- GAFFEY, M. J., BURBINE, T. H. & BINZEL, R. P. (1993): Asteroid spectroscopy: Progress and perspectives.- Meteoritics, **28**: 161-187.
- GANAPATHY, R. (1983): The Tunguska explosion of 1908: Discovery of meteoritic debris near the explosion site and at the south pole.- Science, **220**: 1158-1161.
- GANAPATHY, R. & BROWNLEE, D. E. (1979): Interplanetary dust: Trace element analysis of individual particles by neutron activation.- Science, **206**: 1075-1077.
- GANAPATHY, R., BROWNLEE, D. E. & HODGE, P. W. (1978): Silicate spherules from deep-sea sediments: Confirmation of extraterrestrial origin.- Science, **201**: 1119-1121.
- GEIGER, T., METZLER, K., BISCHOFF, A. & ARNDT, J. (1989): Annealing experiments on Alende (CV3): Textural and mineralogical modifications.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XX**: 337-338.
- GEISS, J. (1987): Composition measurements and the history of cometary matter.- Astron. Astrophys., **187**: 859-866.
- GREENBERG, J. M. (1978): Interstellar dust.- In: MCDONNELL, J. A. M. [ed.]: Cosmic Dust.- 187-293; New York (John Wiley & Sons).
- GRESHAKE, A. (1996): Bildung und Herkunft primitiver Phasen in kosmischen Staubteilchen, Ca,Al-reichen Einschlüssen und in der Matrix kohligler Chondrite.- Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster.
- GRESHAKE, A. & BISCHOFF, A. (1996): Chromium-bearing phases in Orgueil (CI): Discovery of magnesiochromite (MgCr_2O_4), Ureyite ($\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$), and chromium-oxide (Cr_2O_3).- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXVII**: 461-462.
- GRESHAKE, A., KLÖCK, W., ARNDT, P., MAETZ, M. & BISCHOFF, A. (1994a): Pulse heating of fragments from Orgueil (CI): Simulation of atmospheric entry heating of micrometeorites.- Meteoritics, **29**: 470.
- GRESHAKE, A., KLÖCK, W., ARNDT, P., MAETZ, M. & BISCHOFF, A. (1994b): Volatile element abundances in micrometeorites: Evidence for the loss of copper, germanium, and zinc during atmospheric entry heating.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXVI**: 509-510.
- GRESHAKE, A., KLÖCK, W., FLYNN, G. J., BAJT, S. & BISCHOFF, A. (1994c): Flash-heating of pyrrhotite from Orgueil (CI): Evidence for the loss of sulphur and selenium during atmospheric entry heating of polar micrometeorites.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXVI**: 511-512.
- GRESHAKE, A., HOPPE, P. & BISCHOFF, A. (1996a): Mineralogy, chemistry, and oxygen isotopes of refractory inclusions from stratospheric interplanetary dust particles and micrometeorites.- Meteoritics and Planetary Science, **31**: 739-748.
- GRESHAKE, A., KLÖCK, W., ARNDT, P., MAETZ, M. & BISCHOFF, A. (1996b): Pulse-heating of fragments from Orgueil (CI): Simulation of atmospheric entry heating of micrometeorites.- In: GREENBERG, M. [ed.]: The Cosmic Dust Connection.- 303-311; Kluwer Academic Publishers.
- GRESHAKE, A., KLÖCK, W., ARNDT, P., MAETZ, M., FLYNN, G. J., BAJT, S. & BISCHOFF, A. (1997): Heating experiments simulating atmospheric entry heating of micrometeorites: Clues to their parent body sources.- Submitted to Meteoritics and Planetary Science.

- GROSSMAN, L. & OLSEN, E. (1974): Origin of the high-temperature fraction of C2 chondrites.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**: 173-187.
- GRÜN, E., ZOOK, H., FECHTIG, H. & GIESE, R. H. (1985): Collisional balance of the meteoritic complex.- *Icarus*, **62**: 244-272.
- HASHIMOTO, A. & GROSSMAN, L. (1987): Alteration of Al-rich inclusions inside amoeboid olivine aggregates in the Allende meteorite.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**: 1685-1704.
- HELLWEGE, K.-H. [ed.] (1981): *Astronomie und Astrophysik*.- Band 2; Heidelberg, New York (Springer Verlag).
- HEWINS, R. H. (1988): Experimental studies of chondrules.- In: KERRIDGE, J. F. & MATTHEWS, M. S. [eds.]: *Meteorites and the Early Solar System*.- 661-679; Tucson (The University of Arizona Press).
- HUGHES, D. W. (1978): Meteors.- In: MCDONNELL, J. A. M. [ed.]: *Cosmic Dust*.- 123-185; Chichester (J. Wiley & Sons).
- IKKRAMUDDIN, M. & LIPSCHUTZ, M. E. (1975): Thermal metamorphism of primitive meteorites-I. Variations of six trace elements in the Allende carbonaceous chondrite heated at 400-1000°C.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**: 363-375.
- JACKSON, A. A. & ZOOK, H. A. (1992): Orbital evolution of dust particles from comets and asteroids.- *Icarus*, **97**: 70-84.
- JESSBERGER, E. K., CHRISTOFORIDIS, A. & KISSEL, J. (1988): Aspects of the major element composition of Halley's dust.- *Nature*, **332**: 691-695.
- JESSBERGER, E. K., KISSEL, K. & RAHE, J. (1989): The composition of comets.- In: ATREYA, S. K., POLLACK, J. B. & MATTHEWS, M. S. [eds.]: *Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres*.- 167-191; Tucson (The University of Arizona Press).
- JESSBERGER, E. K., BOHSUNG, J., CHAKAVEH, S. & TRAXEL, K. (1992): The volatile enrichment of chondritic interplanetary dust particles.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **112**: 91-99.
- KEIL, K. & FREDRIKSSON, K. (1964): The iron, magnesium and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites.- *J. Geophys. Res.*, **69**: 3487-3515.
- KELLER, L. P., THOMAS, K. L. & MCKAY, D. S. (1992a): Thermal processing of cosmic dust: Atmospheric heating and parent body metamorphism.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 675-676.
- KELLER, L. P., THOMAS, K. L. & MCKAY, D. S. (1992b): An interplanetary dust particle with links to CI chondrites.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 1409-1412.
- KELLER, L. P., THOMAS, K. L. & MCKAY, D. S. (1993): Carbon abundances, major element chemistry, and mineralogy of hydrated interplanetary dust particles.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIV**: 785-786.
- KELLER, L. P., BRADLEY, J. P., THOMAS, K. L. & MCKAY, D. S. (1994): Electron Energy-loss spectroscopy of carbon in interplanetary dust particles.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXV**: 687-688.
- KELLER, L. P., THOMAS, K. L., BRADLEY, J. P. & MCKAY, D. S. (1995): Nitrogen in interplanetary dust particles.- *Meteoritics*, **30**: 526-527.
- KELLER, L. P., THOMAS, K. L. & MCKAY, D. S. (1996): Carbon petrography and the chemical state of carbon and nitrogen in IDPs.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXVII**: 659-660.
- KERRIDGE, J. F. & MACDOUGALL, J. D. (1976): Mafic silicates in the Orgueil carbonaceous chondrite.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **29**: 194-200.
- KERRIDGE, J. F., MACDOUGALL, J. D. & MARTI, K. (1979): Clues to the origin of sulfide minerals in CI chondrites.- *Earth and Planetary Science Letters*, **43**: 359-367.

- KISSEL, J. & KRUEGER, F. R. (1987): The organic component in dust from comet Halley as measured by the PUMA mass spectrometer on board VEGA 1.- *Nature*, **326**: 755-760.
- KLÖCK, W. (1996): Are all chondritic porous interplanetary dust particles of cometary origin?- *Meteoritics*, **31**: A71-A72.
- KLÖCK, W. & BECKERLING, W. (1991): Bulk composition and mineralogy of micrometeorites from Greenland.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXII**: 725-726.
- KLÖCK, W. & PRESPEL, T. (1994): Geochemical and mineralogical constraints on the parent objects of micrometeorites.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXV**: 711-712.
- KLÖCK, W. & STADERMANN, F. (1994): Mineralogical and chemical relationships of interplanetary dust particles, micrometeorites and meteorites.- In: ZOLENSKY, M. E., WILSON, T. L., RIETMEIJER, F. J. M. & FLYNN, G. J. [eds.]: *Analysis of interplanetary dust*.- American Institute of Physics Conference Proceedings, **310**: 51-87; New York (AIP Press).
- KLÖCK, W., THOMAS, K. L., MCKAY, D. S. & PALME, H. (1989): Unusual olivine and pyroxene composition in interplanetary dust and unequilibrated ordinary chondrites.- *Nature*, **339**: 126-128.
- KLÖCK, W., THOMAS, K. L., MCKAY, D. S. & ZOLENSKY, M. E. (1990): Olivine compositions in anhydrous and hydrated IDPs compared to olivines in matrices of primitive meteorites.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXI**: 637-638.
- KLÖCK, W., BECKERLING, W., SPETTEL, B., FLYNN, G. J. & SUTTON, S. R. (1992a): Bulk composition and mineralogy of antarctic micrometeorites.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 697-698.
- KLÖCK, W., FLYNN, G. J., SUTTON, S. R. & NIER, A. O. (1992b): Mineralogy of IDPs with known ^4He and trace element contents.- *Meteoritics*, **27**: 243-244.
- KLÖCK, W., FLYNN, G. J., SUTTON, S. R., BAJT, S. & NEUKING, K. (1994): Heating experiments simulating atmospheric entry of micrometeorites.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXV**: 713-714.
- KOEBERL, C. & HAGEN, E. H. (1989): Extraterrestrial spherules in glacial sediment from the Transantarctic Mountains, Antarctica: Structure, Mineralogy, and chemical composition.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 937-944.
- KOEBERL, C., KURAT, G., PRESPEL, T., BRANDSTÄTTER, F. & MAURETTE, M. (1992): Bulk major and trace element analyses of unmelted micrometeorites from Cap Prudhomme, Antarctica.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 709-710.
- KÖHLER, A. V. & PALME, H. (1989): Loss of refractory metals by high temperature oxidation.- *Europ. Union of Geosciences., EUG 5, Terra Abstr.*, **1**: 430.
- KU, T. L., BROECKER, W. S. & OPDYKE, N. (1968): Comparison of sedimentation rates measured by paleomagnetic and the ionium methods of age determination.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **4**: 1-16.
- KURAT, G., KOEBERL, C., PRESPEL, T., BRANDSTÄTTER, F. & MAURETTE, M. (1992a): Bulk compositions of Antarctic micrometeorites: Nebular and terrestrial signatures.- *Meteoritics*, **27**: 246.
- KURAT, G., PRESPEL, T., BRANDSTÄTTER, F., MAURETTE, M. & KOEBERL, C. (1992b): CI-like micrometeorites from Cap-Prudhomme, Antarctica.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 747-748.
- KURAT, G., KOEBERL, C., PRESPEL, T., BRANDSTÄTTER, F. & MAURETTE, M. (1994): Petrology and geochemistry of Antarctic micrometeorites.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**: 3879-3901.

- KYTE, F. T. & WASSON, J. T. (1986): Accretion rate of extraterrestrial matter: Iridium deposited 33 to 67 million years ago.- *Science*, **232**: 1225-1229.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN (1981): *Astronomy and Astrophysics*.- Berlin (Springer Verlag).
- LAWLER, M. E., BROWNLEE, D. E. TEMPLE, S. & WHEELLOCK, M. M. (1989): Iron, Magnesium and Silicon in Dust from Comet Halley.- *Icarus*, **80**: 225-242.
- LEINERT, C. & GRÜN, E. (1990): Interplanetary Dust.- In: SCHWENN, R. & MARSCH, E. [eds.]: *Physics and Chemistry in Space*.- **20**: 207-275; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- LINDSTROM, D. J. (1990): Analysis of submicrogram samples by INAA.- *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, **A299**: 584-588.
- LINDSTROM, D. J. (1992): Scandium/Iron and Cobalt/Iron ratios as indicators of the sources of stratospheric dust particles.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 779-780.
- LINDSTROM, D. J. & ZOLENSKY, M. E. (1990): INAA of cosmic dust particles from the large area collector.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXI**: 700-701.
- LINDSTROM, D. J. & ZOLENSKY, M. E. (1991): INAA of large interplanetary dust particles from collector L2005.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXII**: 815-816.
- LINDSTROM, D. J. & KLÖCK, W. (1992): Analyses of 24 unmelted Antarctic micrometeorites by instrumental neutron activation analysis.- *Meteoritics*, **27**: 250.
- LIU, J. C. & ZOOK, H. A. (1996): Cometary sources of low-entry-heating CPA IDPs.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXVII**: 763-764.
- LIU, J. C., DERMOTT, S. F. & XU, Y. L. (1995): The contribution of cometary dust to the zodiacal cloud.- *Planetary and Space Sciences*, **43**: 717-722.
- LOVE, S. G. & BROWNLEE, D. E. (1991): Heating and thermal transformation of micrometeoroids entering the Earth's atmosphere.- *Icarus*, **89**: 26-43.
- LOVE, S. G. & BROWNLEE, D. E. (1993): A direct measurement of the terrestrial mass accretion rate of cosmic dust.- *Science*, **262**: 550-553.
- LOVE, S. G., JOSWIAK, D. J., & BROWNLEE, D. E. (1994): Densities of stratospheric micrometeorites.- *Icarus*, **111**: 227-236.
- LOW, F. J., BEITEMA, D. A., GAUTIER, T. N., GILLETT, F. C., BEICHMAN, C. A., NEUGEBAUER, G., YOUNG, E., AUMANN, H. H., BOGGESS, N., EMERSON, J. P., HABING, H. J., HAUSER, M. G., HOUCK, J. R., ROWAN-ROBINSON, M., SOIFER, B. T., WALKER, R. G. & WESSELIUS, P. R. (1984): Infrared cirrus: New components of the extended infrared emission.- *Astrophys. J.*, **278**: L19-L22.
- MACKINNON, I. D. R. & RIETMEIJER, F. J. M. (1987): Mineralogy of chondritic interplanetary dust particles.- *Reviews Geophys.*, **25**: 1527-1553.
- MACKINNON, I. D. R., LINDSAY, C., BRADLEY, J. P. & YATCHMENOFF, B. (1987): Porosity of serially sectioned interplanetary dust particles.- *Meteoritics*, **22**: 450-451.
- MANDEVILLE, J.-C. (1993): Micrometeoroids and debris on LDEF.- In: *NASA Conference Publication*, **3194**: 303-312; National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C.
- MASON, B. (1979): Data of geochemistry, chapter B. Cosmochemistry.- *Geological Survey Professional Paper*, **440-B-1**; Washington (US Gov. Printing office).
- MATZA, S. D. & LIPSCHUTZ, M. E. (1978): Thermal metamorphism of primitive meteorites.- VI. Eleven trace elements in Murchison C2 chondrite heated at 400-1000°C.- *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **VIII**: 161-176.
- MAURETTE, M., HAMMER, C., BROWNLEE, D. E., REEH, N. & THOMSEN, H. H. (1986): Placers of cosmic dust in the blue ice lakes of Greenland.- *Science*, **233**: 869-872.

- MAURETTE, M., JEHANNO, C., ROBIN, E. & HAMMER, C. (1987): Characteristics and mass distribution of extraterrestrial dust from the Greenland icecap.- *Nature*, **328**: 699-702.
- MAURETTE, M., BROWNLEE, D. E. & SCHRAMM, L. S. (1989a): Giant micrometeorites from Antarctic blue ice.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XX**: 636-637.
- MAURETTE, M., POURCHET, M., BONNY, PH., DE ANGELIS, M. & SIRY, P. (1989b): A new collection of micrometeorites extracted from 100 tons of artificially melted blue ice, near Cap-Prudhomme in Antarctica.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XX**: 644-645.
- MAURETTE, M., HAMMER, C. & POURCHET, M. (1990a): Multidisciplinary investigations of new collections of Greenland and Antarctica micrometeorites.- In: GOPLAN, K., GAUR, V. K., SOMAYAJULU, B. L. K. & MACDOUGALL, J. D. [eds.]: *From Mantle to Meteorites*.- 87-126; Indian Academy of Sciences, Bangalore, India.
- MAURETTE, M., BECCARD, B., BONNY, PH., BRACK, A., CHRISTOPHE, M. & VEYSSIERE, P. (1990b): C-rich micrometeorites on the early earth and icy planetary bodies.- *Proc. 24th ESLAB Symp: On the formation of stars and planets, and the evolution of the solar system*.- **ESA SP-315**; Friedrichshafen, Germany.
- MAURETTE, M., OLINGER, C., CHRISTOPHE, M., KURAT, G., POURCHET, M., BRANDSTÄTTER, F. & BOUROT-DENISE, M. (1991): A collection of diverse micrometeorites recovered from 100 tonnes of Antarctic blue ice.- *Nature*, **351**: 44-46.
- MAURETTE, M., BROWNLEE, D. E., JOSWIAK, D. J. & SUTTON, S. R. (1992a): Antarctic Micro-meteorites smaller than 50 μm .- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 857-858.
- MAURETTE, M., IMMEL, G., PERREAU, M., POURCHET, M., VINCENT, C. & KURAT, G. (1992b): The 1991 EUROMET collection of micrometeorites at Cap-Prudhomme, Antarctica: Discussion of possible collection biases.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 859-860.
- MAURETTE, M., KURAT, G., PRESPEL, T., BRANDSTÄTTER, F. & PERREAU, M. (1992c): Possible causes of depletion and enrichment of minor elements in Antarctic micrometeorites.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 861-862.
- MAURETTE, M., KURAT, G., PERREAU, M. & ENGRAND, C. (1993): Microanalyses of Cap-Prudhomme antarctic micrometeorites.- *Microbeam Analysis*, **2**: 239-251.
- MAURETTE, M., ENGRAND, C. & GOUNELLE, M. (1997): "Large" antarctic micrometeorites and early processes in the solar nebula.- *Meteoritics and Planetary Science*, **32**: A86.
- MCGUIRE, A. V. & HASHIMOTO, A. (1989): Origin of zoned fine-grained inclusions in the Allende meteorite.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 1123-1133.
- MCKEEGAN, K. D. (1987): Oxygen isotopes in refractory stratospheric dust particles: proof of extraterrestrial origin.- *Science*, **237**: 1468-1471.
- MCKEEGAN, K. D., WALKER, R. M. & ZINNER, E. (1985): Ion microprobe isotopic measurements of individual interplanetary dust particles.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 1971-1987.
- MCKEEGAN, K. D., ZINNER, E. & ZOLENSKY, M. E. (1987): Ion probe measurements of O isotopes in refractory stratospheric dust particles: Proof of extraterrestrial origin.- *Meteoritics*, **21**: 449-450.
- MCNAUGHTON, N. J., FALICK, A. E. & PILLINGER, C. T. (1982): Deuterium enrichments in type 3 ordinary chondrites.- *J. Geophys. Res.*, **87**: A297-A302.
- MCSWEEN, H. Y. & RICHARDSON, S. M. (1977): The composition of carbonaceous chondrite matrix.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**: 1145-1161.
- MESSINGER, S., CLEMETT, S. J., KELLER, L. P., THOMAS, K. L., CHILLIER, X. D. F. & ZARE, R. N. (1995): Chemical and mineralogical studies of an extremely deuterium-rich IDP.- *Meteoritics*, **30**: 546-547.

- MESSENGER, S. R., WALKER, R. M., CLEMETT, S. & ZARE, R. N. (1996): Deuterium enrichments in cluster IDPs.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXVII**: 867-868.
- METZLER, K., BISCHOFF, A. & STÖFFLER, D. (1992): Accretionary dust mantles in CM chondrites: Evidence for solar nebula processes.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 2873-2898.
- NAKAMURA, K., KLÖCK, W., SPETTEL, B., SCHMITT, R. T., PALME, H. & HALLER, M. (1997): Mineralogy and chemistry of fragments of the Goalpara Ureilite.- *European J. Min.*, **9**: 265.
- NASA CP 3194 (1993): LDEF-69 months in space.- Proc. 2nd post-retrieval symposium 1992, SanDiego [ed. LEVINE, A. S.], NASA Langley Research Center, Hampton, Virginia.
- NIER, A. O. (1994): Helium and Neon in interplanetary dust particles.- In: ZOLENSKY, M. E., WILSON, T. L., RIETMEIJER, F. J. M. & FLYNN, G. J. [eds.]: *Analysis of interplanetary dust*.- American Institute of Physics Conference Proceedings, **310**: 115-126; New York (AIP Press).
- NIER, A. O. & SCHLUTTER, D. J. (1990): Helium and Neon isotopes in stratospheric particles.- *Meteoritics*, **26**: 263-267.
- NIER, A. O. & SCHLUTTER, D. J. (1992a): Helium release from interplanetary dust particles in laboratory studies simulating the heat pulse experienced by particles during atmospheric entry.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXIII**: 991-992.
- NIER, A. O. & SCHLUTTER, D. J. (1992b): Extraction of helium from individual interplanetary dust particles by step-heating.- *Meteoritics*, **27**: 166-173.
- NIER, A. O. & SCHLUTTER, D. J. (1993): The thermal history of interplanetary dust particles collected in the Earth's stratosphere.- *Meteoritics*, **28**: 675-681.
- NISHIZUMI, K., ARNOLD, J. R., FINK, D., MIDDLETON, R., BROWNLEE, D. E. & MAURETTE, M. (1991): Exposure history of individual cosmic particles.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **104**: 315-324.
- OLINGER, C. T. (1990): Isotopic measurements of solar noble gases in individual micrometeorites from Greenland and Antarctica.- Ph. D. dissertation, Washington University, St. Louis, Missouri.
- OLINGER, C. T., MAURETTE, M., WALKER, R. M. & HOHENBERG, C. M. (1990): Neon measurements of individual Greenland sediment particles: Proof of extraterrestrial origin and comparison with EDX and morphological analyses.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **100**: 77-93.
- PEUCKER-EHRENBRINK, B. (1996): Accretion of extraterrestrial matter during the last 80 million years and its effect on the marine osmium isotope record.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**: 3187-3196.
- PIETERS, C. M. & MCFADDEN, L. A. (1994): Meteorite and asteroid reflectance spectroscopy: Clues to early solar system processes.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **22**: 457-497.
- PINSENT, R. H. & HIRST, D. M. (1977): The metamorphism of the blue river ultramafic body, Cassiar, British Columbia, Canada.- *J. Petrology*, **18**: 567-594.
- PRESPER, T. (1993): Pauschalzusammensetzung und Mineralchemie von arktischen kosmischen Kügelchen und antarktischen Mikrometeoriten.- Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- PRESPER, T. & PALME, H. (1991): Are chondrules precursors of some cosmic spherules?.- *Meteoritics*, **26**: 386.
- PRESPER, T., KURAT, G. & MAURETTE, M. (1992): Preliminary report on the composition of anhydrous primary mineral phases in micrometeorites from Cap Prudhomme, Antarctica.- *Meteoritics*, **27**: 278.

- PRESPER, T., KURAT, G., KOEBERL, C., PALME, H. & MAURETTE, M. (1993): Elemental depletions in Antarctic micrometeorites and arctic cosmic spherules: Comparison and Relationships.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXIV**: 1177-1178.
- RAISBECK, G. M. & YIOU, F. (1989): Cosmic ray exposure ages of cosmic spherules.- *Meteoritics*, **24**: 318.
- REACH, W. T. (1991): Asteroidal dust and the zodiacal emission.- In: LEVASSEUR-REGOURD, A. C. [ed.]: *Origin and Evolution of Interplanetary dust*.- 211-214; Tokyo, Japan (Kluwer).
- REID, A. M., BASS, M. N., FUJITA, H., KERRIDGE, J. F. & FREDRIKSSON, K. (1970): Olivine and pyroxene in the Orgueil meteorite.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**: 1253-1255.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1989): Ultrafinegrained mineralogy and matrix chemistry of olivine-rich chondritic interplanetary dust particles.- *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XIX**: 513-521.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1990): Salts in two chondritic interplanetary dust particles.- *Meteoritics*, **25**: 209-214.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1991): Aqueous alteration in five chondritic porous interplanetary dust particles.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **102**: 148-157.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1992a): Mineralogy of primitive chondritic protoplanets in the early solar system.- *Trends in Mineralogy*, **1**: 23-41.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1992b): A detailed petrological analysis of hydrated, low nickel, non-chondritic stratospheric dust particles.- *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXII**: 195-201.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1992c): Bromine in interplanetary dust particles (IDPs): Evidence for stratospheric contamination.- *Meteoritics*, **27**: 280-281.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1993a): Micrometeorite dynamic pyrometamorphism: Observation of a thermal gradient in iron-nickel sulfide.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIV**: 1201-1202.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1993b): Size distributions in two porous chondritic micrometeorites.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **117**: 609-617.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1993c): The bromine content of micrometeorites: Arguments for stratospheric contamination.- *J. Geophys. Res.*, **98**: 7409-7414.
- RIETMEIJER, F. J. M. (1994): A proposal for a petrological classification scheme of carbonaceous chondritic micrometeorites.- In: ZOLENSKY, M. E., WILSON, T. L., RIETMEIJER, F. J. M. & FLYNN, G. J. [eds.]: *Analysis of interplanetary dust*.- American Institute of Physics Conference Proceedings, **310**: 231-240; New York (AIP Press).
- RIETMEIJER, F. J. M. (1996): CM-like interplanetary dust particles in the lower stratosphere during 1989 October and 1991 June/July.- *Meteoritics and Planetary Science*, **31**: 278-288.
- RIETMEIJER, F. J. M. & MACKINNON, I. D. R. (1985a): Poorly graphitized carbon as a new cosmo-thermometer for primitive extraterrestrial materials.- *Nature*, **315**: 733-736.
- RIETMEIJER, F. J. M. & MACKINNON, I. D. R. (1985b): Layer silicates in a chondritic interplanetary dust particle.- *Proc. of the 16th Lunar and Planetary Science Conference*, *J. Geophys. Res.*, **90**: D149-D155.
- RIETMEIJER, F. J. M. & MACKINNON, I. D. R. (1987): Metastable carbon in two chondritic porous interplanetary dust particles.- *Nature*, **326**: 162-165.
- ROBIN, E., CHRISTOPHE MICHEL-LEVY, M., BOUROT-DENISE, M. & JEHANNO, C. (1990): Crystalline micrometeorites from Greenland blue lakes: their chemical composition, mineralogy and possible origin.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **97**: 162-176.
- SANDFORD, S. A. (1983): Spectral matching of astronomical data from comet Kohoutek with infrared data on collected interplanetary dust.- *Meteoritics*, **18**: 391.
- SANDFORD, S. A. (1986): Acid dissolution experiments: Carbonates and the 6.8 micrometer bands in interplanetary dust particles.- *Science*, **231**: 1540-1541.

- SANDFORD, S. A. & WALKER, R. M. (1984): Links between astronomical observations of protostellar clouds and laboratory measurements of interplanetary dust: The 6.8 μm carbonate band.- *Meteoritics*, **19**: 306-307.
- SANDFORD, S. A. & WALKER, R. M. (1985): Laboratory infrared transmission spectra of individual interplanetary dust particles from 2.5 to 25 microns.- *Astrophys. J.*, **291**: 838-858.
- SANDFORD, S. A. & BRADLEY, J. P. (1989): Interplanetary dust particles collected in the stratosphere: Observations of atmospheric heating and constraints on their interrelationships and sources.- *Icarus*, **82**: 146-166.
- SCHRAMM, L. S., BROWNLEE, D. E. & WHEELOCK, M. M. (1989): Major element composition of stratospheric micrometeorites.- *Meteoritics*, **24**: 99-112.
- SIMKIN, T. & SMITH, J. V. (1970): Minor-element distribution in olivine.- *J. Geol.*, **78**: 304-325.
- SONETT, C. P. & REYNOLDS, R. T. (1979): Primordial heating of asteroidal parent bodies.- In: GEHRELS, T. [ed.]: *Asteroids*.- 822-848; Tucson (The University of Arizona Press).
- STADERMANN, F. J. (1990): Determination of isotopic ratios and elemental abundances in individual interplanetary dust particles by ion-microprobe.- Ph.D. thesis, University of Heidelberg.
- STADERMANN, F. J. (1991): Rare earth and trace element abundances in individual IDPs.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXII**: 1311-1312.
- STADERMANN, F. J. & OLINGER, C. T. (1992): Isotopic and trace element compositions of Antarctic micrometeorites and comparison with IDPs.- *Meteoritics*, **27**: 291-292.
- STEELE, I. M. (1990): Minor elements in forsterites of Orgueil (CI), Alais (CI) and two interplanetary dust particles.- *Meteoritics*, **25**: 301-307.
- STEELE, I. M. (1992): Olivine in Antarctic micrometeorites: Comparison with other extraterrestrial olivine.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 2923-2929.
- STEELE, I. M., SMITH, J. V. & BROWNLEE, D. E. (1985a): Minor-element signature of relic olivine grains of deep-sea particles: match with forsterites from C2 meteorites.- *Nature*, **313**: 297-299.
- STEELE, I. M., SMITH, J. V. & SKIRIUS, C. (1985b): Cathodoluminescence zoning and minor elements in forsterites from the Murchison (C2) and Allende (C3V) carbonaceous chondrites.- *Nature*, **313**: 294-297.
- STEPHAN, T., KLÖCK, W., JESSBERGER, E. K., THOMAS, K. L., KELLER, L. P. & BEHLA, F. (1993): Multielement analysis of carbon-rich interplanetary dust particles with TOF-SIMS.- *Meteoritics*, **28**: 443-444.
- STEPHAN, T., JESSBERGER, E. K., KLÖCK, W., RULLE, H. & ZEHNPFENNING, J. (1994): TOF-SIMS analysis of interplanetary dust.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **128**: 453-467.
- STRAIT, M. M., THOMAS, K. L., MCKAY, D. S. (1995): Porosity of an anhydrous chondritic interplanetary dust particle.- *Meteoritics*, **30**: 583-584.
- SUTTON, S. R. (1994): Chemical composition of primitive solar system particles.- In: ZOLENSKY, M. E., WILSON, T. L., RIETMEIJER, F. J. M. & FLYNN, G. J. [eds.]: *Analysis of interplanetary dust*.- American Institute of Physics Conference Proceedings, **310**: 145-157; New York (AIP Press).
- SUTTON, S. R. & FLYNN, G. J. (1988): Stratospheric particles: Synchrotron X-ray fluorescence determination of trace element contents.- *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XIIX**: 607-614.
- SYKES, M. V. (1990): Zodiacal dust bands: Their relation to asteroid families.- *Icarus*, **84**: 267-289.

- SYKES, M. V. & GREENBERG, R. (1986): The formation and origin of the IRAS zodiacal dust bands as a consequence of single collisions between asteroids.- *Icarus*, **65**: 51-69.
- SYKES, M. V., LEBOFKY, L. A., HUNTEN, D. M. & LOW, F. J. (1986): The discovery of dust trails in the orbits of periodic comets.- *Science*, **232**: 1115-1117.
- SYKES, M. V., GREENBERG, R., DERMOTT, S. F., NICHOLSON, P. D., BURNS, J. A. & GAUTIER, T. N. (1989): Dust bands in the asteroid belt.- In: BINZEL, R. P., GEHRELS, T. & MATTHEWS, M. S. [eds.]: *Asteroids II*.- 336-367; Tucson (The University of Arizona Press).
- TAKAYANAGI, M. & OZIMA, M. (1987): Temporal variations of $3\text{He}/4\text{He}$ ratio recorded in deep-sea sediment cores.- *J. Geophys. Res.*, **92**: 12531-12538.
- TAYLOR, A. D., BAGGALEY, W. J. & STEEL, D. I. (1996): Discovery of interstellar dust entering the Earth's atmosphere.- *Nature*, **380**: 323-325.
- THOMAS, K. L., KELLER, L. P., ZOLENSKY, M. E. & MCKAY, D. S. (1990): Composition of smectite and serpentine phyllosilicates in hydrated interplanetary dust particles and their relationship to UOC and C3 chondrite matrices.- *Meteoritics*, **25**: 414.
- THOMAS, K. L., KELLER, L. P., KLÖCK, W. & MCKAY, D. S. (1991): Mineralogical and chemical constraints on parent bodies for hydrated interplanetary dust particles.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXII**: 1395-1396.
- THOMAS, K. L., KELLER, L. P., FLYNN, G. J., SUTTON, S. R., TAKATORI, K. & MCKAY, D. S. (1992): Bulk compositions, mineralogy and trace element abundances of six interplanetary dust particles.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIII**: 1427-1428.
- THOMAS, K. L., KLÖCK, W., KELLER, L. P., BLANFORD, G. E. & MCKAY, D. S. (1993a): Analysis of fragments from cluster particles: Carbon abundances, bulk chemistry and mineralogy.- *Meteoritics*, **28**: 448-449.
- THOMAS, K. L., KELLER, L. P., BLANFORD, G. E. & MCKAY, D. S. (1993b): Cometary interplanetary dust particles? An update on carbon in anhydrous IDPs.- *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **XXIV**: 1425-1426.
- THOMAS, K. L., BLANFORD, G. E., KELLER, L. P., KLÖCK, W. & MCKAY, D. S. (1993c): Carbon abundance and silicate mineralogy of anhydrous interplanetary dust particles.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**: 1551-1566.
- THOMAS, K. L., KELLER, L. P., BLANFORD, G. E. & MCKAY, D. S. (1994): Quantitative analyses of carbon in anhydrous and hydrated interplanetary dust particles.- In: ZOLENSKY, M. E., WILSON, T. L., RIETMEIJER, F. J. M. & FLYNN, G. J. [eds.]: *Analysis of interplanetary dust*.- American Institute of Physics Conference Proceedings, **310**: 165-172; New York (AIP Press).
- THOMAS, K. L., BLANFORD, G. E., CLEMETT, S. J., FLYNN, G. J., KELLER, L. P., KLÖCK, W., MAECHLING, C. R., MCKAY, D. S., MESSENGER, S., NIER, A. O., SCHLUTTER, D. J., SUTTON, S. R., WARREN, J. L. & ZARE, R. N. (1995) An asteroidal breccia: The anatomy of a cluster IDP.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**: 2797-2815.
- THOMAS, K. L., KELLER, L. P. & MCKAY, D. S. (1996): A comprehensive study of major, minor, and light element abundances in over 100 interplanetary dust particles.- In: GUSTAFSON, B. A. S. & HANNER, M. S. [eds.]: *Physics, Chemistry and Dynamics of Interplanetary Dust*.- ASP Conf. Series, **104**: 283-286.
- TOMEOKA, K. & BUSECK, P. R. (1984): Transmission electron microscopy of the "low-Ca" hydrated interplanetary dust particle.- *Earth Planet. Sci. Letters*, **69**: 858-859.
- TOMEOKA, K. & BUSECK, P. R. (1986): A carbonate-rich, hydrated interplanetary dust particle: possible residue from protostellar clouds.- *Science*, **231**: 1544-1546.

- VAN DER STAP, C. C. A. H., VIS, R. D. & VERHEUL, H. (1986): Interplanetary dust: Arguments in favour of a late stage nebular origin of the chondritic aggregates.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XVII**: 1013-1014.
- VERNIANI, F. (1967): Meteor masses and luminosity.- Smithsonian Contribution to Astrophysics, **10**: 181-195.
- VERNIANI, F. (1969): Structure and fragmentation of meteoroids.- Space Science Reviews, **10**: 230-261.
- VERNIANI, F. (1973): An analysis of the physical parameters of 5759 faint radio meteors.- J. Geophys. Res., **78**: 8429-8462.
- WARREN, J. L. & ZOLENSKY, M. E. (1994): Collection and curation of interplanetary dust particles recovered from the stratosphere by NASA.- In: ZOLENSKY, M. E., WILSON, T. L., RIETMEIJER, F. J. M. & FLYNN, G. J. [eds.]: Analysis of interplanetary dust.- American Institute of Physics Conference Proceedings, **310**: 245-254; New York (AIP Press).
- WASSON, J. T. (1974): Meteorites.- Berlin, Heidelberg, New York (Springer-Verlag).
- WEISBERG, M. K., PRINZ, M., CLAYTON, R. N., MAYED, T. K. (1993): The CR (Renazzo-type) carbonaceous chondrite group and its implications.- Geochim. Cosmochim. Acta, **57**: 1567-1586.
- WETHERILL, G. W. (1985): Asteroidal source of ordinary chondrites.- Meteoritics, **20**: 1-22.
- WETHERILL, G. W. & SHOEMAKER, E. M. (1982): Collision of astronomically observable bodies with the Earth.- Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **190**: 1-13.
- WETHERILL, G. W. & CHAPMAN, C. R. (1988): Asteroids and meteorites.- In: KERRIDGE, J. F. & MATTHEWS, M. S. [eds.]: Meteorites and the early solar system.- 35-67; Tucson (The University of Arizona Press).
- WHIPPLE, F. L. (1950): The theory of micrometeorites, part I: In an isothermal atmosphere.- Proc. Nat. Acad. Sci. (USA), **36**: 687-695.
- WHIPPLE, F. L. (1967): On maintaining the meteoritic complex.- In: The zodiacal light and the interplanetary medium.- NASA-SP, **150**: 409-426.
- WULF, A. V. (1990): Experimentelle Untersuchungen zum Flüchtigkeitsverhalten von Spurenelementen in primitiven Meteoriten.- Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- WULF, A. V. & PALME, H. (1991): Origin of moderately volatile elements in primitive meteorites.- Lunar Planet. Sci. Conf., **XXII**: 1527-1528.
- WULF, A. V., PALME, H. & JOCHUM, K. P. (1995): Fractionation of volatile elements in the early solar system: Evidence from heating experiments on primitive meteorites.- Planetary and Space Sciences, **43**: 451-468.
- YADA, T., YANO, H., NAKAMURA, T. & TAKAOKA, N. (1997): Comparison of unmelted antarctic micrometeorites with CM-chondrites in petrology and mineralogy.- Meteoritics and Planetary Science, **32**: A144.
- YANG, J. & EPSTEIN, S. (1983): Interstellar organic matter in meteorites.- Geochim. Cosmochim. Acta, **47**: 2199-2216.
- ZINNER, E. (1988): Interstellar cloud material in meteorites.- In: KERRIDGE, J. F. & MATTHEWS, M. S. [eds.]: Meteorites and the early solar system.- 956-983; Tucson (The University of Arizona Press).
- ZOLENSKY, M. E. (1985): CAIs among the cosmic dust collection.- Meteoritics, **20**: 792-793.
- ZOLENSKY, M. E. (1987): Refractory interplanetary dust particles.- Science, **237**: 1466-1468.

Das **Hallesche Jahrbuch für Geowissenschaften** erscheint ab **Band 17 (1995)** getrennt in **Reihe A: Geographie und Geoökologie** und **Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie**

Als Vorläufer der jetzigen Reihen ist erschienen:

Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften Bd. 1 (1976) - Bd. 16 (1994)

Zur **Reihe B** werden **Beihefte** herausgegeben. Bisher sind erschienen:

Beiheft 1 (1996)

BLUMENSTENGEL, H., KRUTZSCH, W. & VOLLAND, L. (1996), m. Beitr. v. KNOTH, W. (Kap. 4) & KNUTH, G. (Kap. 8): Revidierte Stratigraphie tertiärer Ablagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt - Teil 1: Raum Halle-Merseburg.- 101 S., 44 Abb., 3 Tab. u. 5 Taf.; Halle (Saale).

Beiheft 2 (1997)

DEGEN, T. J. (1997): Deformation und Metamorphose im Gebiet zwischen Borgafjäll und Børggefjell in den nördlichen Kaledoniden Skandinaviens (Jämtland/Västerbotten).- 100 S., 25 Abb., 3 Tab., 6 Taf. u. 5 Probenkarten; Halle (Saale).

Beiheft 3 (1998)

ECKER, M. (1998): Diadochiebeziehungen in Calciumaluminatferraten und deren Hydratationsprodukten.- 100 S., 66 Abb. u. 35 Tab.; Halle (Saale).

Beiheft 4 (1998)

Geologie und Umweltschutz in Halle und Umgebung.- Vorträge zum Kolloquium des Umweltamtes der Stadt Halle (Saale) vom 22. Mai 1996, 103 S.; Halle (Saale)

Beiheft 5 (1998)

BACHMANN, G. H. [ed.] (1998): Epicontinental Triassic. International Symposium. Halle (Saale), Germany September 21-23, 1998, Abstracts.- 202 pp.; Halle (Saale).

Beiheft 6 (1998)

BACHMANN, G. H., BEUTLER, G. & LERCHE, I. [eds.] (1998): Excursions of the International Symposium on the Epicontinental Triassic. Halle (Saale), September 1998.- 250 pp., Halle (Saale).

Beiheft 7 (1999)

GÖSKE, J. (1999): Die mineralogisch-chemische Barriere. Fixierung der Anionen SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- und CrO_4^{2-} in Speichermineralen, unter dem Aspekt verschiedener Rohstoff-mischungen, Abmischungen und Modellkonzentrationen.- 134 S., 126 Abb., 51 Tab. u. 40 S. Anhang; Halle (Saale).

Beiheft 8 (1999)

SIEBER, R. (1999): Untersuchungen zur Konstitution eines Portlandzementklinkers bei unterschiedlichen Brennbedingungen.- 100 S., 78 Abb., 23 Fotos u. 44 Tab.; Halle (Saale).

Beiheft 9 (1999)

BALASKE, P. H. (1999): Die marin beeinflussten Sande im Tertiär von Nachterstedt-Schadeleben in der östlichen Subherzynen Senke – Sedimentologie, Fazies und stratigraphische Bewertung.- 92 S., 42 Abb., 12 Tab. u. 9 Anl.; Halle (Saale).

Alle Hefte der Reihe B können über das Institut – Anschrift innenseitig – bezogen werden.