

**Planetologie**

**Petrographische und mikrochemische Untersuchungen zur  
Akkretions- und Entwicklungsgeschichte chondritischer  
Mutterkörper am Beispiel der CM-Chondrite**

**Inaugural-Dissertation**

zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften im Fachbereich Geowissenschaften  
der Westfälischen Wilhelms-Universität  
zu Münster

vorgelegt von

**Knut Metzler**  
aus Münster

1990

**Dekan:** Prof. Dr. B. Grauert  
**Erster Referent:** Prof. Dr. D. Stöffler  
**Zweiter Referent:** Priv.Doz. Dr. A. Bischoff

**Mündliche Prüfung:**

**Tag der Promotion:**

## Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	1
2.	Klassifikation der Meteorite	4
2.1.	Klassifikation chondritischer Meteorite	4
2.1.1	Chemische Klassen und chemische Gruppen	4
2.1.2.	Petrologische Typen	5
3.	Asteroiden als Mutterkörper der chondritischen Meteorite	10
4.	Probenauswahl und Probenbeschreibung	15
4.1	CM-Chondrite als Untersuchungsschwerpunkt	15
5.	Analysemethoden	18
6.	Petrographie, Mineralogie und chemische Zusammensetzung der untersuchten CM-Chondrite	20
6.1	Komponenten der CM-Chondrite	20
6.1.1	Chondren und Chondrenfragmente	22
6.1.2	Refraktäre Einschlüsse	24
6.1.3	Einzelminerale und Mineralfragmente	26
6.1.4	PCP-reiche Fragmente	28
6.1.4.1	Mineralogie und chemische Zusammensetzung der PCP-reichen Fragmente	28
6.1.4.2	Klassifikation der PCP in CM-Chondriten	32
6.1.4.3	Petrographische, mineralogische und chemische Untersuchungen an PCP-reichen Fragmenten	34
6.1.5	Chondritische Matrix	49
6.2	<b>Primäre Akkretionsstrukturen</b>	50
6.2.1	Akkretionsstaubhüllen	51
6.2.1.1	Chondritische Komponenten mit Akkretionsstaubhüllen	54
6.2.1.2	Mineralogische, chemische und gefügekundliche Befunde an Akkretionsstaubhüllen	61
6.2.2	Akkretionsgesteine	92
6.3	<b>Sekundäre Breccierungsstrukturen</b>	102
6.3.1	Primärfragmente	103
6.3.2	Klastische Matrix	107
6.3.3	Sonderfälle: Breccierungsgefüge in Murchison und Murray	111
6.3.4	Grad der Breccierung	113
6.4.	Aquatische Beeinflussung chondritischer Komponenten	116
6.4.1	Aquatische Beeinflussung chondritischer Komponenten innerhalb des Solarnebels	116
6.4.1.1	Aquatische Beeinflussung von Chondren innerhalb des Solarnebels	117
6.4.1.2	Schichtsilikate und Tochilinit als Mineralstaub im Solarnebel	119
6.4.2	Aquatische Umwandlung von Mineralen auf kleinen planetaren Körpern	122
7.	Edelgase in CM-Chondriten: Auswertung von Literaturdaten	127
7.1	Interpretation der Edelgasgehalte und -isotopien meteoritischer Gesteine.	127
7.1.1	Ursprung der meteoritischen Edelgaskomponenten	128

7.1.1.1	Planetare Edelgase	128
7.1.1.2	Radiogene Edelgase	129
7.1.1.3	Kosmogene Edelgase	129
7.1.1.4	Solare Edelgase	130
7.2	Edelgasgehalte in CM-Chondriten	131
7.2.1	Gehalte der Helium-, Neon- und Argon-Isotope in CM-Chondriten.	132
7.2.2	Ermittlung der Absolutgehalte an planetarem, kosmogenem und solarem Neon in CM-Chondriten	135
7.2.2.1	Gehalte an planetarem Neon	142
7.2.2.2	Gehalte an kosmogenem Neon und Ermittlung der mittleren Bestrahlungsalter der CM-Chondrite	142
7.2.2.3	Gehalte an solarem Neon	143
7.2.3	Korrelation zwischen den Gehalten an solarem Neon und dem Breccierungsgrad der CM-Chondrite	143
7.2.4	Neon-Isotopenverhältnisse in Primärfragmenten und klastischer Matrix	145
8.	Akkretionsstrukturen in CO-, CV-, E- und gewöhnlichen Chondriten	149
8.1	CO-Chondrite	149
8.2	CV-Chondrite	151
8.3	Gewöhnliche Chondrite	151
8.4	Enstatit-Chondrite	153
8.5	Folgerungen	154
9.	Diskussion	154
9.1	Modell zur Akkretions- und Breccierungsgeschichte der CM-Chondrite	154
9.2	Mittlere chemische Zusammensetzung des Staubhüllen-Materials	161
9.3	Bildung von Akkretionsstaubhüllen vor dem Hintergrund der gängigen Solarnebelmodelle	165
9.4	Diskussion gängiger Modelle zur Genese der CM-Chondrite	169
9.5	Über die Notwendigkeit einer exakten Charakterisierung der verschiedenen CM-Komponenten	173
10.	Zusammenfassung	176
	Literaturverzeichnis	178

## 1. Einleitung

In der frühen Entwicklungsphase unseres Universums, in der zunächst noch alle Materie und Energie in einem gemeinsamen Zentrum vereinigt waren, kam es nach dem sogenannten "Urknall" zunächst zur Synthese der *Elementarteilchen* und noch später zur Bildung der am einfachsten aufgebauten *Atome*, Wasserstoff und Helium. Das Resultat der weiteren Expansion war jedoch nicht ein gleichmäßig mit Wasserstoff und Helium ausgefülltes und sich in allen Bereichen stetig abkühlendes Universum; vielmehr zeigte sich die stete Tendenz aller Materie, sich zu immer komplexeren Formen hin zu organisieren. Eine entscheidende Rolle bei diesem Prozeß spielt eine der grundlegenden physikalischen Eigenschaften der entstandenen Materie - die Gravitation. Bei bestimmten kritischen Druck- und Temperaturbedingungen ist diese Kraft in der Lage, die thermischen Abstoßungskräfte zu überwinden und in den expandierenden Massen gravitativ kollabierende Teilbereiche zu schaffen. In diesen Bereichen kam es zur Bildung von Sternen der ersten Generation, die fast ausschließlich aus Wasserstoff bestanden. Aufgrund der hohen Drucke und Temperaturen innerhalb dieser Sterne wurde der nächste Schritt der Materie-Evolution eingeleitet. Innerhalb dieser Sterne bildeten sich durch kernphysikalische Prozesse *Elemente höherer Ordnungszahl*. Am Lebensende dieser Sterne kam es zu ihrer Zerstörung in Nova- und Supernovaprozessen, wobei die neu entstandenen Elemente höherer Ordnungszahl in den Weltraum abgestoßen und mit den primitiven Gaswolken vermischt wurden. Durch eine stetige Wiederholung dieser Prozesse kam und kommt es zu einer Anreicherung von Elementen höherer Ordnungszahl im interstellaren Raum. Die von den sterbenden Sternen abgestoßene Materie gelangte mit zunehmender Entfernung von ihrem Muttergestirn in immer kühlere Bereiche und begann zu kondensieren. Es bildeten sich feste *chemische Verbindungen* unterschiedlicher Komplexität. Diese Verbindungen bilden winzige Körner, den sogenannten interstellaren Staub. Die Staubkörner bestehen vermutlich aus einem Kern von amorphem Material oder kristallisierten Mineralen, der von volatilen Verbindungen in Form eines Eismantels umgeben ist (Greenberg, 1986). Interstellarer Staub findet sich nicht gleichmäßig im Universum verteilt, sondern konzentriert sich in relativ kühlen interstellaren Staubwolken, den sogenannten Molekülwolken. Diese bestehen zum überwiegenden Teil aus Wasserstoffmolekülen und nur zu etwa 1 % aus interstellarem Staub (Blitz, 1986). Häufig läßt sich in derartigen Molekülwolken die Entstehung neuer Sterne beobachten, so daß man davon ausgeht, daß auch unser Sonnensystem aus einer derartigen Molekülwolke entstanden ist. Der erste Schritt bei der Bildung neuer Sterne und ihrer Planetensysteme ist der Zerfall der Molekülwolken in Teilbereiche, in deren Zentrum es zur Bildung der jungen Sterne kommt. Diese Sterne können von einer Scheibe reliktschen Staubes umgeben sein, aus dem sich später planetare Körper bilden können. Im Falle des Sterns Beta Pictoris konnte eine solche theoretisch geforderte Staubscheibe zweifelsfrei nachgewiesen werden (Smith and Terrile, 1984). Welche Prozesse innerhalb einer solchen Gas- und Staubscheibe (im Falle unseres Sonnensystems Solarnebel genannt) führten aber von einer weiträumigen Verteilung mikrometer-großer interstellarer Staubkörner zur Bildung von Planeten? Die Suche nach Antworten auf diese Frage bildet einen Schwerpunkt der heutigen Meteoritenforschung.

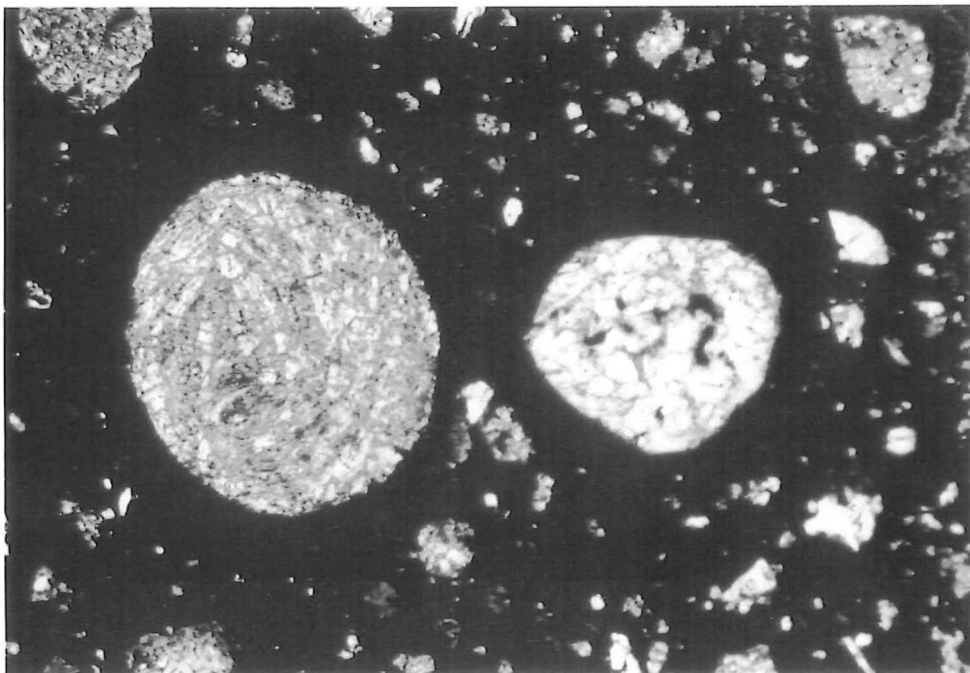
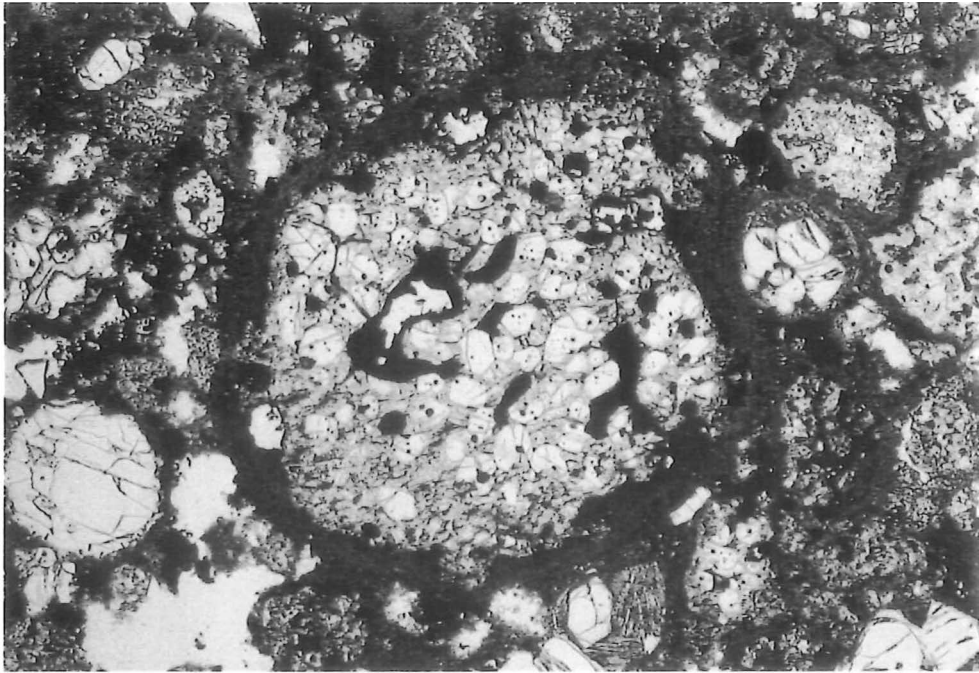
Um die physiko-chemischen Bedingungen im Solarnebel zu rekonstruieren und einen Einblick in die Prozesse dieser frühen Phase unseres Sonnensystems zu erhalten, ist man auf die Untersuchung von Überresten der primitivsten Gesteine, die sich in dieser Phase gebildet haben, angewiesen. Allerdings ist nicht alle zugängliche Materie unseres Sonnensystems auch heute noch als Untersuchungsobjekt

für derartige Studien geeignet, da sie überwiegend Bestandteil großer planetaren Körper geworden ist. Planetare Körper, die (wie unsere Erde) einen bestimmten Durchmesser überschreiten, sind aber aufgrund ihres bei der Akkretion erworbenen Wärmehaltes und dem Inventar an radioaktiven Isotopen in der Lage, ihr ursprüngliches Gefüge durch endogene Prozesse zu zerstören. Somit sind z.B. irdische und lunare Gesteinsproben ungeeignet, um nach Strukturen aus der Zeit der Akkretionsphase zu suchen. Es gibt aber in unserem Planetensystem eine Zone, in der es der akkretierten Materie aus himmelsmechanischen Gründen nicht möglich war, eine bestimmte Grenzgröße der entstehenden Körper zu überschreiten. Es handelt sich hierbei um den zwischen Mars und Jupiter gelegenen *Asteroidengürtel*, aus dem nachweislich ein Teil der chondritischen Meteorite stammt (vgl. Kap. 4). Bei diesen chondritischen Meteoriten, auch Chondrite genannt, handelt es sich um Gesteine, die seit ihrer Bildung vor ca. 4.55 Mrd. Jahren keine oder nur geringe Veränderungen ihrer Gefüge und ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung erfahren haben. Somit ist dieses Material prädestiniert, aus seinem Gefüge den Ablauf des Akkretionsprozesses, der zur Bildung der Asteroiden und möglicherweise auch der terrestrischen Planeten führte, zu rekonstruieren.

Die chondritischen Meteorite bestehen überwiegend aus mm-großen silikatischen Kügelchen (Chondren), deren Gefüge sie als kristallisierte Schmelztropfen ausweist. Eingebettet sind diese Chondren in die sogenannte Matrix, einem feinkörnigen, in Dünnschliffdicke meist opaken Material, das in den verschiedenen chemischen Chondrit-Gruppen einen Anteil von 10 bis über 90 Vol% ausmacht (vgl. Tab. 6.2). Bei genauer petrographischer Untersuchung zeigt es sich, daß dieses Material nicht homogen und unstrukturiert zwischen den Chondren und anderen grobkörnigen Chondrit-Bestandteilen angeordnet ist, sondern vielmehr diese Bestandteile umhüllt (u.a. King and King, 1981). In Abbildung 1.1 sind derartig umhüllte Chondren im CO-Chondrit Ornans bzw. im CM-Chondrit Murray dargestellt. Im Falle der umhüllten Komponenten in Murray (Abb. 1.1B) sind die "Matrix-Hüllen" nur anhand ihres durchgehend opaken Erscheinungsbildes um die Chondren herum zu erkennen. Der Kontakt zwischen dem Matrixmaterial und den Hochtemperatureinschlüssen wie z.B. Chondren muß schon *vor* der Mutterkörperbildung im Solarnebel stattgefunden haben, wobei sich staubförmiges Material durch Adhäsionsprozesse auf der Oberfläche der verschiedenen grobkörnigen Komponenten ablagern konnte. Hieraus läßt sich u.a. ableiten, daß das Material der sog. "chondritischen Matrix" zum größten Teil nicht unabhängig von Chondren und anderen grobkörnigen Komponenten akkretierte, sondern daß jeder grobkörnige Einschuß sein "eigenes", ihn umgebendes Matrixmaterial bei der Akkretion der Mutterkörper mitbrachte. Da sich derartige Strukturen in allen chemischen Chondrit-Gruppen nachweisen lassen, muß es sich bei der Bildung dieser, vom Autor der vorliegenden Arbeit als "Akkretionsstaubhüllen" bezeichneten Strukturen um einen *fundamentalen Prozeß in der Akkretionsgeschichte aller chondritischen, und somit möglicherweise auch anderer planetarer Körper* gehandelt haben.

Es zeigt sich also, daß der Beginn der Akkretion durch die Adhäsion feinkörnigen Mineralstaubes auf den Oberflächen der grobkörnigen Komponenten wie z.B. Chondren gekennzeichnet war. Somit setzte die Akkretion nicht erst bei der Bildung der ersten Planetesimale durch Agglomeration der grobkörnigen chondritischen Komponenten ein, sondern in verkleinertem Maßstab schon weit im Vorfeld dieser Prozesse.

Die vorliegende Arbeit stellt eine petrographische, mineralogische und chemische Untersuchung der Akkretionsstaubhüllen und anderer Akkretionsstrukturen kohligter Chondrite dar. Obwohl vergleichende Untersuchungen auch an CV- und CO-Chondriten durchgeführt wurden, liegt der Schwerpunkt der Probenauswahl bei den *CM-Chondriten*, da in diesen Proben die erwähnten Strukturen besonders ausgeprägt auftreten.



**Abb. 1.1:**

Akkretionsstaubhüllen in kohligen Chondriten.

**A:** Chondre mit Akkretionsstaubhülle im CO-Chondrit Ornans.

**B:** Chondren mit Akkretionsstaubhüllen im CM-Chondrit Murray. Die Staubhüllen sind nur aufgrund ihres durchgehend opaken Erscheinungsbildes um die Chondren herum zu erkennen.

## **2. Klassifikation der Meteorite**

Meteoritische Gesteine lassen sich aufgrund ihres Gehaltes an metallischem Eisen grundsätzlich in 3 Gruppen unterteilen:

**Steinmeteorite**  
**Steineisenmeteorite**  
**Eisenmeteorite**

Die Gruppe der Steinmeteorite läßt sich aufgrund petrographischer und chemischer Befunde weiter untergliedern in:

**Achondritische Meteorite**  
**Chondritische Meteorite**

Aufgrund der Gefüge der einzelnen Meteorite läßt sich zeigen, daß sowohl die Eisen- und Steineisenmeteorite als auch die achondritischen Meteorite aus sekundär gebildeten Aufschmelzungsprodukten ihrer Mutterkörper hervorgegangen sind, wodurch alle primären Strukturen aus der Zeit der Kondensation und Akkretion zerstört worden sind. Einzig die chondritischen Meteorite sind einer sekundären Aufschmelzung entgangen und versetzen uns heute in die Lage, anhand ihrer Gefüge und chemischen Variationen Einblicke in die Prozesse der Frühphase unseres Sonnensystems zu erhalten.

Im folgenden werden die chemischen und gefügekundlichen Variationen der chondritischen Meteorite und die sich daraus ergebenden Einteilungsprinzipien dieser Meteoritengruppe kurz erläutert.

### **2.1 Klassifikation chondritischer Meteorite**

Chondrite sind Agglomeratgesteine mit quasisolarer Gesamtzusammensetzung (vgl. Abb. 2.1), die prinzipiell aus zwei unterschiedlichen Komponenten bestehen. Zum einen enthalten sie Hochtemperaturkomponenten wie Chondren und CAI's, zum anderen eine feinkörnige, dunkle bis opake "Matrix", in der die Hochtemperaturkomponenten eingebettet sind (s. Kap. 3). Aufgrund systematischer chemischer Variationen lassen sich die Chondrite weiter in **3 chemische Klassen** und **9 chemische Gruppen** unterteilen.

#### **2.1.1 Chemische Klassen und chemische Gruppen**

Die Chondrite lassen sich aufgrund relativ geringer, aber konstanter und systematischer Variation der nichtvolatilen Hauptelemente wie Si, Mg, Ca und Al in drei *chemische Klassen* unterteilen:

**Gewöhnliche Chondrite**  
**Kohlige Chondrite**  
**Enstatit-Chondrite**



Die Klasse der *gewöhnlichen Chondrite* unterteilt sich aufgrund des Gesamteisengehaltes (Urey and Craig, 1953; Craig, 1964) weiter in *drei chemische Gruppen*:

**H-Chondrite**

**L-Chondrite**

**LL-Chondrite**

Der Buchstabe "H" steht für einen hohen Gesamteisen-Gehalt (high iron), der Buchstabe "L" für einen geringen Gesamteisen-Gehalt (low iron) und die Buchstaben "LL" für sowohl einen geringen Gesamteisen-Gehalt (low iron) als auch für einen geringen Gehalt an metallischem Eisen (low metal) in den jeweiligen chemischen Gruppen.

Die Klasse der *kohligen Chondrite* unterteilt sich weiter in *vier chemische Gruppen* (Wasson, 1974):

**CI-Chondrite**

**CM-Chondrite**

**CO-Chondrite**

**CV-Chondrite**

Das C in der Buchstabenkombination steht für "carbonaceous" (kohlilig), die angehängten Buchstaben stellen den Anfangsbuchstaben des für die jeweilige Gruppe als typisch erachteten Meteoriten dar (Ivuna, Mighei, Ornans und Vigarano).

Die Klasse der *Enstatit-Chondrite* unterteilt sich in Abhängigkeit vom Gesamteisengehalt (Sears et al., 1982) weiterhin in zwei chemische Gruppen (H = high iron, L = low iron):

**EH-Chondrite**

**EL-Chondrite**

Die systematisch variierende gesamtchemische Zusammensetzung der eben aufgeführten insgesamt *neun chemischen Gruppen* spiegelt sich auch in den konstanten petrographischen und mineralogischen Unterschieden zwischen den einzelnen Gruppen wieder. Dies läßt in vielen Fällen die Zuordnung eines Chondriten zu einer der chemischen Gruppen auch ohne Kenntnis seiner gesamtchemischen Zusammensetzung zu. Die verwandtschaftlichen Verhältnisse der neun chemischen Gruppen untereinander werden in Abb. 2.2 nochmals verdeutlicht.

### 2.1.2 Petrologische Typen

Neben diesen primären chemischen Unterschieden der chondritischen Gruppen lassen sich sekundäre Veränderungen einzelner Meteorite in den unterschiedlichen Gruppen feststellen. Hierbei handelt es sich zum einen um eine *thermische Überprägungen* der chondritischen Gesteine, die sich auf eine Thermometamorphose auf den jeweiligen Mutterkörpern zurückführen lassen. Mit steigendem Grad der thermischen Beanspruchung reagieren die chondritischen Gesteine mit einer zunehmenden Equilibrierung ihrer Minerale, das heißt, es findet ein diffusiver Ausgleich der Elementkonzentrationen zwischen den verschiedenen Mineralen statt, wie z.B. der Fe- und Mg-Austausch in Olivin und Pyroxen.

Aus rechtlichen  
Gründen steht diese Abbildung  
nicht im Open  
Access zur Verfügung

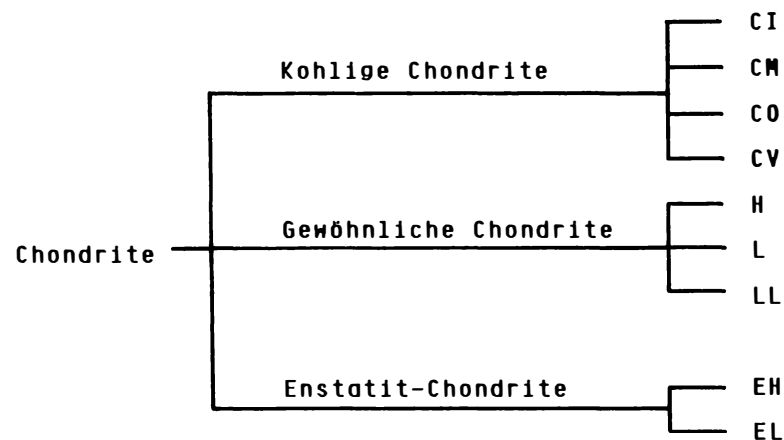
**Abb. 2.1:**

Relative Elementhäufigkeiten der CI-Chondrite, aufgetragen gegen die relativen Elementhäufigkeiten der solaren Photosphäre (Si-normiert).

**Gefüllte Kreissymbole** = siderophile und chalkophile Elemente

**Offene Kreissymbole** = lithophile Elemente

Bis auf die volatilsten Elemente und Lithium, welches aufgrund kernphysikalischer Prozesse in der Sonne unterrepräsentiert ist, zeigt sich eine identische Häufigkeit. (aus: Sears and Dodd, 1988)



**Abb. 2.2:**

Klassifikationsschema der chondritischen Meteorite.

Dargestellt sind die drei chemischen Chondritklassen "kohlige Chondrite", "gewöhnliche Chondrite" und "Enstatit-Chondrite" sowie ihre jeweiligen chemischen Gruppen.

Eine weitere Art der sekundären Veränderung stellt die *Umwandlung von wasserfreien Mineralen* wie Olivin, Pyroxen, Sulfid usw. *in wasserhaltige Minerale* wie Schichtsilikate und Hydroxosulfide dar. Wasserhaltige Minerale finden sich überwiegend in den CI- und CM-Chondriten, aber auch untergeordnet in einigen CO-, CV- und gewöhnlichen Chondriten. Ob diese Umwandlungen auf den Mutterkörpern oder schon vor der Mutterkörperbildung im Solarnebel stattfanden, ist Gegenstand der gegenwärtigen Diskussion. Die Mehrzahl der Autoren tendiert zur These der aquatischen Umwandlung auf chondritischen Mutterkörpern (z.B. Tomeoka and Buseck, 1985). Dies scheint auch zumindest für den Fall der CI-Chondrite zuzutreffen, jedoch ergeben sich im Rahmen der vorliegenden Untersuchung eindeutige Hinweise, daß die Bildung der H<sub>2</sub>O-haltigen Minerale in einigen CM-Chondriten schon *vor* der Bildung der CM-Mutterkörper stattgefunden haben muß (siehe Kap. 6.5.1). Insofern scheint es sich beim H<sub>2</sub>O-Einfluß auf primär H<sub>2</sub>O-freie Minerale sowohl um primäre Solarnebel-Prozesse als auch um sekundäre Mutterkörper-Prozesse zu handeln.

Sowohl die thermische Überprägung als auch die sekundäre aquatische Beeinflussung trugen zur Veränderung der primären Gefüge vieler chondritischer Meteorite aller chemischen Gruppen bei. Der Grad der sekundären Veränderung wurde durch Van Schmus and Wood (1967) in ein Klassifikationsschema gebracht, welches die unterschiedlich stark veränderten Chondrite einem bestimmten petrologischen Typ zuordnet (Tab. 2.1). Die petrologischen Typen sind mit Zahlensymbolen von 1 bis 6 belegt. Ausgehend von chondritischem Material des Typs 3, welches keine oder kaum sekundäre Veränderungen erfahren hat, ist eine zunehmende thermische Überprägung durch die Ziffern 4 bis 7 belegt. Die Ziffern 2 und 1 stehen für unterschiedliche Grade der aquatischen Beeinflussung. Jeder der petrologischen Typen von 1 bis 7 ist durch bestimmte petrologische und mineralogische Kriterien charakterisiert (s. Tab. 2.1). Aus der Kombination des Symbols der jeweiligen chemischen Gruppe und dem petrologischen Zahlen-Symbol ergeben sich Bezeichnungen wie zum Beispiel LL6, H4 oder CV3. Durch diese Bezeichnungen ist jeder chondritische Meteorit in bezug auf seine gesamtchemische Zusammensetzung und seine sekundären Veränderungen genau charakterisiert. In Abbildung 2.3 ist dieser Sachverhalt nochmals anhand eines Diagramms verdeutlicht (McSween, 1979a). Allerdings ist diese Art der Darstellung nur bedingt geeignet, weil sie suggeriert, daß sich chondritischem Material des petrographischen Typs 3 *in situ* sowohl in Richtung einer zunehmenden Metamorphose (Zahlensymbole 4 bis 6) als auch in Richtung zunehmender aquatischer Beeinflussung (Zahlensymbole 2 bis 1) hin entwickelt hat. Während ersteres durchaus möglich und durch eine Vielzahl an Meteoriten belegbar erscheint, ist letzteres mit Sicherheit auszuschließen. Chondrite des Typs 1 und 2 lassen ihre *in situ*-Bildung aus Material des Typs 3 aufgrund einer Vielzahl chemischer, isotopenchemischer (s.u.) und petrographischer Befunde nicht zu.

Einige Chondrit-Gruppen treten nur in ganz bestimmten petrologischen Typen auf. Zum Beispiel gehören alle Vertreter der CI-Chondrite zum petrologischen Typ 1, die meisten Vertreter der CM-Chondrite zum petrologischen Typ 2 (s. Tab. 2.2). Vergleicht man weiterhin die Anteile der verschiedenen petrologischen Typen in den anderen Chondrit-Klassen, so stellt man fest, daß es diesbezüglich große Unterschiede gibt (Tab. 2.2). Während in der Klasse der kohligen Chondrite nur die Typen 2 bis 4 vertreten sind, umfaßt die Klasse der gewöhnlichen Chondrite die petrologischen Typen 3 bis 7 und die Klasse der Enstatit-Chondrite die Typen 4 bis 7. Diese ungleichmäßige Verteilung reflektiert die unterschiedlichen physikalischen Bedingungen, unter denen sich die Vertreter der verschiedenen Chondrit-Gruppen bildeten.

**Tab. 2.1:**

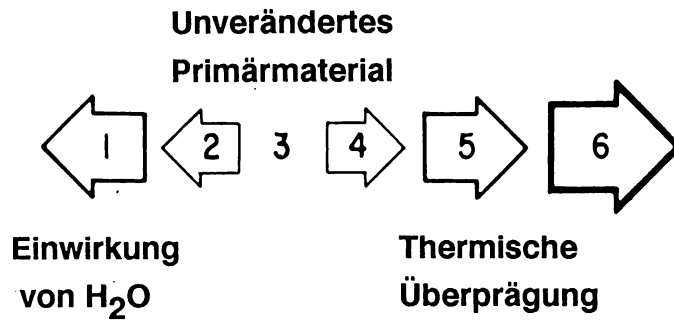
Definition der petrologischen Typen (1-6) in Chondriten nach Van Schmus and Wood (1967)  
(aus: Sears, 1978)

	1	2	3	4	5	6
Silicate homogeneity		>5% mittlere Abweichung		<5% mittlere Abweichung	einheitlich	
Pyroxen-Struktur		überwiegend monoklin			orthorhombisch	
Feldspat		selten		mikro-kristallin	kristallin	
Glas		klar, isotrop		getrübt	nicht vorhanden	
Chondren	keine Chondren	sehr deutlich		deutlich	erkennbar	undeutlich
Matrix	opak	opak		transparent, mikro-kristallin	rekristallisiert	
C-Gehalt	2.8%	0.6-2.8%	0.2-1.0%		0.2%	
H <sub>2</sub> O-Gehalt	20%	4-18%			2%	

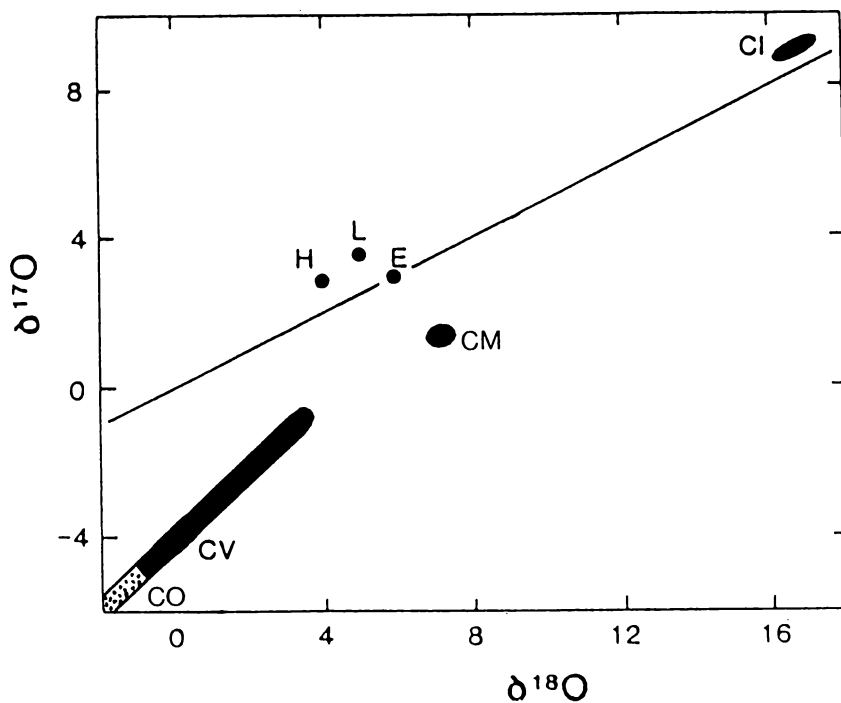
**Tab. 2.2:**

Verteilung der petrologischen Typen auf die chemischen Chondrit-Gruppen (aus: Dodd, 1981).  
Der petrologische Typ 7 wurde von Dodd (1975) definiert. Er charakterisiert chondritische Meteorite, welche erste Anzeichen einer partiellen Aufschmelzung zeigen.

Klasse	Gruppe	Petrologischer Typ						
		1	2	3	4	5	6	7
<u>Kohlige Chondrite</u>	CI	5	-	-	-	-	-	-
	CM	-	14	-	-	-	-	-
	CO	-	-	5	1	-	-	-
	CV	-	4	4	-	-	-	-
<u>Gewöhnliche Chondrite</u>	H	-	-	6	23	53	32	-
	L	-	-	9	11	28	117	1
	LL	-	-	6	1	7	20	1
<u>Enstatit-Chondrite</u>	E	-	-	-	3	2	6	1

**Abb. 2.3:**

Mögliche Beziehungen zwischen H<sub>2</sub>O-Beeinflussung, Thermometamorphose und den petrologischen Typen der Chondrite. (aus: McSween, 1979a)

**Abb. 2.4:**

Sauerstoff-Isotopen der verschiedenen Chondrit-Gruppen, dargestellt in Form eines Drei-Isotopen-Diagramms. Die Bezeichnungen  $^{17}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  stellen die Abweichungen der Isotopenverhältnisse 17/16 und 18/16 von dem terrestrischen Sauerstoff-Standard SMOW (standard mean ocean water) dar (in Promille).

Die durchgezogene Linie mit der Steigung 0.5 repräsentiert die "terrestrische Massenfraktionierungslinie", auf der die Sauerstoffdaten aller irdischen und lunaren Gesteine liegen. Eingezeichnet sind weiterhin die Felder der CV-, CM-, CI-, H-, L- und E-Chondrite (aus Sears and Dodd, 1988; modifiziert)

Die Tatsache, daß die Verhältnisse der drei stabilen Sauerstoff-Isotope  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  zwischen den verschiedenen Chondritgruppen variieren, ist ein Beweis für die Existenz unterschiedlicher Mutterkörper der verschiedenen Chondrit-Gruppen. In Abbildung 2.4 sind die Isotopenverhältnisse der drei stabilen Sauerstoff-Isotope der verschiedenen Chondrit-Gruppen in Form eines Drei-Isotopen-Diagramms dargestellt. Bei dieser Form der Darstellung werden die Abweichungen der Isotopenverhältnisse  $^{17}/^{16}$  ( $\delta^{17}\text{O}$ ) und  $^{18}/^{16}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) von dem terrestrischen Sauerstoff-Standard SMOW (standard mean ocean water) in Promill aufgetragen. Die durchgezogene Linie in diesem Diagramm ist die sogenannte "terrestrische Massenfraktionierungslinie", auf der die Sauerstoff-Daten aller terrestrischer und lunarer Materie liegen. Die Daten für die verschiedenen Chondrit-Gruppen liegen getrennt voneinander und teilweise weit ab von dieser Linie. Dies belegt zum einen, daß chondritisches Material nicht vom Mond oder von der Erde stammen kann, zum anderen, daß für jede Chondrit-Gruppe ein anderer Mutterkörper gefordert werden muß. In Kapitel 3 wird gezeigt werden, daß es sich bei diesen chondritischen Mutterkörpern wahrscheinlich um planetare Körper innerhalb des Asteroidengürtels handelt.

### **3. Asteroiden als Mutterkörper der chondritischen Meteorite**

Die Frage nach der Herkunft des meteoritischen Materials ist von entscheidender Bedeutung bei der Interpretation der chemischen, mineralogischen und petrographischen Daten, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermittelt wurden. Anhand dieser Daten allein ergeben sich jedoch keine eindeutigen Anhaltspunkte, aus welchem Teil des Sonnensystems das Material stammt. *Daß* man es im Falle der meteoritischen Gesteine überhaupt mit Materie unseres Sonnensystems zu tun hat, läßt sich anhand von Altersbestimmungen mit Sicherheit belegen. Sowohl chondritische und achondritische Meteorite als auch Eisenmeteorite zeigen ein einheitliches Entstehungsalter von ungefähr 4,55 Mrd. Jahre (siehe z.B. Dodd, 1981). Dies deutet auf einen gemeinsamen Entstehungszeitraum aller festen Materie des Sonnensystems hin. Würde es sich bei den Meteoriten um interstellares Material handeln, welches aus beliebigen Quellen des interstellaren Raumes stammte, so wäre ein solch einheitliches Alter der meteoritischen Gesteine mit Sicherheit auszuschließen. Grundsätzlich läßt sich sagen, daß die chondritischen Meteorite von *kleinen* Körpern unseres Sonnensystems stammen müssen. Diese Schlußfolgerung leitet sich aus einer Reihe von Befunden ab:

- 1) Chondritische Meteorite enthalten keine Hochdruckminerale, die sich auf eine Druck-Metamorphose innerhalb großer Körper zurückführen ließen.
- 2) Die meisten Vertreter der Gruppe der kohligen Chondrite zeigen keinerlei sekundäre thermische Überprägung oder gar Aufschmelzung; die Mineralparagenesen dieser Meteorite sind deshalb größtenteils im thermodynamischen Ungleichgewicht. Dies deutet auf einen nur geringen Wärmehalt der (kleinen) Mutterkörper hin.

3) Der Anteil an Chondriten mit hoher Stoßwellenbeanspruchung ist gering. Weiterhin treten in chondritischen Regolithbreccien nur sehr vereinzelt Impaktschmelzen auf, was auf ein nur geringes Gravitationsfeld der chondritischen Mutterkörper hindeutet.

Als mögliche Quellen für die chondritischen Meteorite kommen zwei grundlegend verschiedene Klassen kleiner Körper, die *Asteroiden* und die *Kometen* in Frage. Um zu zeigen, daß letztendlich mit größter Wahrscheinlichkeit nur die Asteroiden als chondritische Mutterkörper in Frage kommen, werden im folgenden die Eigenschaften dieser beiden Klassen kurz dargestellt.

#### **Kometen:**

Aktive Kometen sind kleine Körper mit Radien von 1 bis 10, selten bis 100 Kilometern, die man sich aus silikatischem Material und Eis zu ungefähr gleichen Anteilen zusammengesetzt denkt. Es wird angenommen, daß sich diese Objekte überwiegend in einer Entfernung von 40000-150000 A.U. (max. 2.5 Lichtjahre) in der sogenannten "Oortschen Wolke" konzentrieren. Insgesamt wurde ihre Zahl auf mehr als 100 Milliarden Einzelobjekte errechnet (Herrmann, 1985). Durch Bahnstörungen werden immer wieder einzelne dieser Objekte ins innere Sonnensystem gelenkt und bilden bei der Annäherung an die Sonne Schweif und Koma aus. Die Entstehung dieser Strukturen beruht auf der Einwirkung der solaren Strahlung auf die eishaltige Kometenmaterie, welche sowohl staub- und gasförmig als auch ionisiert freigesetzt wird. Auf diese Weise verliert ein Komet bei jedem Umlauf um die Sonne einen Teil seiner Masse. Deshalb besitzt ein aktiver Komet nur eine Lebensdauer in der Größenordnung von  $10^4$  Jahren (Wasson and Wetherill, 1979).

#### **Asteroiden:**

Asteroiden sind Kleinplaneten mit Durchmessern von weniger als 1 Kilometern bis einigen 100 Kilometern Durchmesser, die überwiegend in der Ekliptik-Ebene innerhalb des Asteroidengürtels zwischen Mars und Jupiter zu finden sind. Der größte unter diesen Kleinplaneten ist der Asteroid 1 Ceres, der einen Radius von rund 500 Kilometern aufweist, gefolgt von 2 Pallas und 4 Vesta. In Abbildung 3.1 sind die größten Asteroide im Größenvergleich untereinander und in Relation zur Größe des Planeten Mars dargestellt. Weiterhin ist in dieser Abbildung ihr jeweiliger Abstand zur Sonne (in astronomischen Einheiten A.U.) und ihre Bahnneigung zur Ekliptik gezeigt. Insgesamt wird mit der Existenz von mehreren 10.000 Asteroiden mit Durchmessern oberhalb 1 Kilometer innerhalb des Asteroidengürtels gerechnet. Trotzdem ist die Gesamtmasse aller heute existierenden Asteroiden kleiner als die des Erdmondes (Dodd, 1981). Die ursprüngliche Zahl von kleinen Körpern im Asteroidengürtel dürfte in der Frühphase des Sonnensystems allerdings rund  $10^3$  bis  $10^4$  mal höher gewesen sein (Wetherill and Chapman, 1988); somit stellen die heute noch existierenden Asteroiden wahrscheinlich nur noch die allerletzten Überreste der ursprünglichen Asteroiden-Population dar.

Aus der Tatsache, daß ein nicht geringer Anteil der Vertreter der verschiedenen Meteoritgruppen als Regolithbreccien anzusprechen ist (vgl. Kap.7), lassen sich viele Argumente für einen asteroidalen und gegen einen kometaren Ursprung der chondritischen Meteorite ableiten. Die sogenannten "gasreichen"

Chondrite, deren Bildung im Mutterkörper-Regolith zu vermuten ist, weisen im Vergleich zum lunaren Regolith nur einen  $10^{-3}$ - bis  $10^{-4}$ -fachen Gehalt an solaren Edelgasen und ein  $10^{-2}$  bis  $10^{-4}$ -faches Oberflächen-Bestrahlungsalter auf. Anders (1978) leitet daraus die Forderung ab, daß die Einlagerung dieser Gase in das chondritische Material in einer Entfernung von 1 bis 8 A.U. stattgefunden haben muß, und zwar in einer Region, in der die Impakt-Rate  $10^2$  bis  $10^3$  mal höher war als in 1 A.U.. Beide Forderungen werden von Körpern innerhalb der Region des Asteroidengürtels erfüllt, nicht jedoch von kometa ren Körpern. Kometen wären weiterhin aufgrund ihrer geringen Größe und der damit einhergehenden geringen Gravitation nicht in der Lage, eine genügend mächtige Regolithschicht auszubilden. Beispielsweise würde sich auf einem 30 Kilometer messenden Kometen nur ein 4 Meter mächtiger Regolith bilden können. Diese Regolithmächtigkeit würde auch nicht annähernd ausreichen, den hohen Anteil an gasreichen chondritischen Meteoriten zu erklären (Anders, 1978). Aufgrund der im Rahmen der vorliegenden Arbeit festgestellten petrographischen Verwandtschaft zwischen gasreichen und gasfreien Chondriten läßt sich weitergehend schließen, daß auch sonnenwind-freie Chondrite mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht von kometa ren Körpern stammen. Schließlich scheint kometa res Material viel zu fragil zu sein, um den Eintritt in die Erdatmosphäre unbeschadet, d.h. in Form von cm- bis dm-großen Bruchstücken zu überstehen (Wetherill and Chapman, 1988). Somit scheiden die *aktiven Kometen* als Quelle für die chondritischen Meteorite weitestgehend aus. Es verbliebe die Möglichkeit, daß die Chondrite von "ausgebrannten" Kometenkernen stammen, die letztendlich asteroiden-ähnliche Bahnen eingenommen haben könnten. Als Kandidaten für solch alte Kometenkerne kämen die Apollo-Amor-Objekte in Betracht, die einen Radius von < 30 Kilometern und erdbahnkreuzende Umlaufbahnen aufweisen. Allerdings kann es sich aufgrund der spektralen Reflektivität dieser Objekte zumindest nicht um die Mutterkörper der *kohligen* Chondrite handeln. Somit ist das Material der kohligen Chondrite mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht kometa ren Ursprungs (Dodd, 1981). Da sich jedoch die grundlegenden mineralogischen, chemischen und petrographischen Strukturen der kohligen Chondrite auch in den gewöhnlichen Chondriten wiederfinden lassen, ist es sehr wahrscheinlich, daß sich die gewöhnlichen Chondrite in ähnlichen Sonnendistanzen wie die kohligen Chondriten gebildet haben, nicht jedoch in den entfernten Regionen, denen die Kometen entstammen. Deshalb scheinen auch alte Kometenkerne nicht als Mutterkörper der chondritischen Meteorite in Frage zu kommen.

McCord et al. konnten 1970 erstmals nachweisen, daß es Korrelationen zwischen den Reflektionsspektren des Asteroiden 4 Vesta und den Laborspektren eukritischer Meteorite gibt; somit ist möglicherweise ein Mutterkörper für diese Meteoritengruppe ermittelt worden. Seither sind auf diese Weise auch für viele andere Meteoritengruppen mögliche Mutterkörper im Asteroidengürtel gefunden worden, so auch für die kohligen Chondrite. In Abbildung 3.2 ist als Beispiel die Variationsbreite der Reflektivität der CM-Chondrite (schräffiertes Band) im Vergleich zu den Spektren des Asteroiden 1 Ceres (C-Typ Asteroid) und der mittleren Reflektivität der C-Typ Asteroiden dargestellt (Wetherill and Chapman, 1988). Man erkennt, daß die C-Typ Asteroiden aufgrund ihres Reflektionsverhaltens durchaus als Mutterkörper der CM-Chondrite in Frage kämen. Diese Ähnlichkeiten in der Reflektivität können als weiteres Argument für die Herkunft C-chondritischen Materials aus den Bereichen des Asteroidengürtels gelten.



Den letztendlichen Beweis dafür, daß chondritisches Material tatsächlich aus dem Bereich des Asteroidengürtels stammt und in der Lage ist, in erdbahnkreuzende Umlaufbahnen zu gelangen, stellen die berechneten Orbits der drei gewöhnlichen Chondrite Pribram, Innisfree und Lost City dar. Die Umlaufbahnen dieser Meteorite wurden anhand der von photometrischen Netzwerken ermittelten Bahndaten der Leuchtspuren, die diese Meteorite beim Eintritt in die Erdatmosphäre erzeugten, errechnet (Abb. 3.3). Man erkennt, daß die sonnenfernsten Punkte ihrer Umlaufbahnen (Aphel) im Bereich des Asteroidengürtels, also zwischen Mars und Jupiter lagen (z.B. Wetherill and Chapman, 1988). Der sonnennächste Punkt ihrer Umlaufbahnen (Perihel) lag im Bereich der Erdbahn, so daß es über kurz oder lang zum Einfang dieser Meteorite durch das irdische Gravitationsfeld kommen mußte.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß die chondritischen Meteorite von kleinen planetaren Körpern unseres Sonnensystems stammen, wobei die Asteroiden des C-Typs als wahrscheinlichste Mutterkörper für die kohligen Chondrite anzusehen sind.

Aus rechtlichen  
Gründen steht diese Abbildung nicht  
im Open  
Access zur Verfügung

**Abb. 3.1:**

Darstellung der Asteroiden im Größenvergleich untereinander und in Relation zur Größe des Planeten Mars. Weiterhin ist in dieser Abbildung ihr jeweiliger Abstand zur Sonne (in astronomischen Einheiten A.U.) und die Neigung der Bahnebene zur Ekliptik gezeigt (aus Chapman, 1981)

Aus rechtlichen  
Gründen steht diese Abbildung  
nicht im Open Access zur Verfügung

**Abb. 3.2:**

Beispiel für die Variationsbreite der Reflektivität der CM-Chondrite (schraffiertes Band) im Vergleich zu den Spektren des Asteroiden 1 Ceres (C-Typ Asteroid; Dreiecks-Symbole) und der mittleren Reflektivität der C-Typ Asteroiden (Kreis-Symbole). Man erkennt, daß die C-Typ Asteroiden aufgrund ihres Reflektionsverhaltens als Mutterkörper für die CM-Chondrite in Frage kämen. (Abbildung aus Wetherill and Chapman, 1988; modifiziert)

Aus rechtlichen  
Gründen steht diese Abbildung  
nicht im Open Access zur Verfügung

**Abb. 3.3:**

Ehemalige Umlaufbahnen der drei gewöhnlichen Chondrite Pribram, Innisfree und Lost City. Die Umlaufbahnen wurden anhand der von photometrischen Netzwerken ermittelten Bahndaten der Leuchtspuren, die diese Meteorite beim Eintritt in die Erdatmosphäre erzeugten, errechnet. Man erkennt, daß die sonnenfernsten Punkte ihrer Umlaufbahnen im Bereich des Asteroidengürtels, also zwischen Mars und Jupiter lagen. (Abbildung aus Wood, 1981)

#### **4. Probenauswahl und Probenbeschreibung**

Für die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchungen standen 30 Dünnschliffe und 4 Anschliffe von insgesamt 23 kohligen Chondriten zur Verfügung; die Daten dieses Probenmaterials sind in Tabelle 4.1 aufgelistet. Die Literaturdaten zur (gesamt)chemischen Zusammensetzung der untersuchten Meteorite (naßchemische Analysen) sind in Tabelle 4.2 zusammengefaßt.

##### **4.1. CM-Chondrite als Untersuchungsschwerpunkt**

Wie bereits in der Einleitung (Kap. 1) erwähnt, beschäftigt sich die vorliegende Arbeit mit Strukturen innerhalb der chondritischen Meteorite, welche Rückschlüsse auf den Akkretionsablauf dieses Materials zulassen. Derartige Akkretionsstrukturen finden sich bevorzugt innerhalb der chondritischen "Matrix"; speziell handelt es sich hierbei um die bereits erwähnten Akkretionsstaubhüllen, welche als das Resultat der Adhäsion feinkörnigen Mineralstaubes auf der Oberfläche der grobkörnigen chondritischen Komponenten angesehen werden können.

Der modale Anteil an "Matrix"-Material variiert stark zwischen den verschiedenen Chondrit-Gruppen. Aufgrund des hohen modalen Anteils an diesem Material in CM-Chondriten sind diese Proben besonders geeignet, auf derartige Akkretionsstrukturen hin untersucht zu werden. So zeigt sich beispielsweise, daß die Akkretionsstaubhüllen um grobkörnige chondritische Komponenten in CM-Chondriten am deutlichsten ausgebildet sind und die höchsten Schichtdicken aufweisen. Aufgrund dieses Befundes wurde der Schwerpunkt der vorliegenden Untersuchung auf die CM-Chondrite gelegt (s. Tab. 4.1).

**Tab. 4.1:** Liste der im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Chondrite;  
 1 = Naturhistorisches Museum, Wien; 2 = British Museum of Natural  
 History, London; 3 = United States National Museum, Washington;  
 4 = Universität Münster; 5 = Universität Helsinki; 6 = Geological  
 Survey of Finland, Espoo; 7 = Arizona State University;  
 8 = Universität Oslo; 9 = National Institute of Polar Research,  
 Tokio

Probe	Chemische Gruppe	Fall/ Fund	Bearbeitete Schliffe	Herkunft
Mighei	CM	Fall	L 7368	1
Murchison	CM	Fall	1970,6	2
Murray	CM	Fall	872	3
			1769,7	3
Haripura	CM	Fall	5827-1	3
Nogoya	CM	Fall	Anschliff	4
Cold Bokkeveld	CM	Fall	L 3826	1
			182-1	3
Kivesvaara	CM	Fund	Dünnschliff	5
			Anschliff	6
Bells	CM	Fall	1226 B (C)	7
Essebi	CM	Fall	87462/1 Anschliff	4
			87462/2 Anschliff	4
Pollen	CM	Fall	Dünnschliff	8
Y-791198	CM	Fund	74-2	9
Y-793321	CM	Fund	91-1	9
Y-74662	CM	Fund	50-2	9
ALHA 83100	CM	Fund	112	9
-----				
ALHA 77307	CO	Fund	4	9
ALHA 77003	CO	Fund	93-1	9
Y-81020	CO	Fund	61-3	9
Ornans	CO	Fall	870	3
Felix	CO	Fall	1971,290	2
Isna	CO	Fund	825	3
-----				
Allende	CV	Fall	5 Dünnschliffe	4
Leoville	CV	Fund	4	4
Efremovka	CV	Fund	1971,196	2

**Tab. 4.2:** Chemische Zusammensetzung der untersuchten CM-Chondrite (Gew.%). Von den untersuchten CM-Chondriten Bells, Y-793321 und ALH 83100 liegen keine veröffentlichten Daten zur chemischen Zusammensetzung vor.

n.d. = nicht gemessen  
 \* = Daten aus Shimoyama (1986)  
 ∞ = H<sub>2</sub>O<sup>(+)</sup> + H<sub>2</sub>O<sup>(-)</sup>  
 ? = zweifelhafte Ni-Werte

**Quellen:** (1) Kinnunen and Saikkonen (1983); (2) Yanai and Haramura (1977); (3) Jarosewich (1971); (4) Wiik (1969); (5) Haramura et al. (1983); (6) Wiik (in: Hutchison et al., 1977); (7) Friedheim (1888).

Kivesva = Kivesvaara  
 74662 = Y-74662  
 Murchis = Murchison  
 791198 = Y-791198  
 ColdBok = Cold Bokkeveld  
 Haripur = Haripura

	Kivesva	74662	Murchis	Murray	791198	Pollen	Mighei	ColdBok	Nogoya	Essebi	Haripur
SiO <sub>2</sub>	29.39	29.18	29.07	28.65	28.41	27.92	27.77	27.30	27.15	26.89	26.36
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.22	0.13	0.09	0.12	0.14	0.08	0.08	n.d.	0.09	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.50	2.38	2.15	2.19	2.62	2.83	2.23	2.29	2.34	2.53	2.27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.45	0.52	0.48	0.44	0.42	0.45	0.35	0.42	0.35	0.50	0.45
FeO	26.76	28.56	28.48	27.34	27.20	27.45	27.33	26.82	27.61	26.04	27.31
MnO	0.23	0.22	0.20	0.21	0.27	0.22	0.21	0.19	0.07	0.19	0.19
MgO	20.56	19.29	19.94	19.77	19.52	19.55	19.45	18.72	19.04	19.65	18.04
CaO	1.94	1.70	1.89	1.90	1.65	1.86	1.65	1.55	2.50	1.72	2.00
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.28	0.24	0.22	0.15	0.63	0.63	0.61	0.18	0.73	0.70
K <sub>2</sub> O	0.06	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	n.d.	0.11	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.23	0.23	0.32	0.26	0.30	0.30	0.30	0.11	0.23	0.23
Ni	1.17	0.67 <sup>?</sup>	1.38	1.18	0.72 <sup>?</sup>	1.35	1.20	1.17	1.27	1.28	1.34
S	3.00	2.69	2.64	2.80	2.93	2.97	3.66	2.98	3.27	3.50	5.44
C	2.20	1.94 <sup>*</sup>	1.85	2.78	2.32 <sup>*</sup>	1.65	2.48	1.30	1.62	1.10	4.00
H <sub>2</sub> O <sup>(+)</sup>	9.66	13.26	8.95	9.98	12.81	12.95	12.96 <sup>~</sup>	15.30 <sup>~</sup>	12.80 <sup>~</sup>	11.34 <sup>~</sup>	13.77 <sup>~</sup>
H <sub>2</sub> O <sup>(-)</sup>	1.90	1.56	1.14	2.44	2.85	0.62					
Total	100.67	102.74	98.81	100.35	102.28	101.19	100.35	99.08	98.31	95.90	102.25
Quelle:	1	2	3	4	5	6	4	4	7	4	4

## **5. Analysemethoden**

Die in Tabelle 4.1 aufgelisteten polierten Anschliffe und Dünnschliffe wurden mit Hilfe des Polarisationsmikroskops, des Rasterelektronenmikroskops und der Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht.

### **Polarisationsmikroskopie**

Die vorhandenen Dünnschliffe wurden polarisationsmikroskopisch sowohl im Durchlicht als auch im Auflicht auf Akkretions- und Breccierungsstrukturen hin untersucht. Diese Untersuchungen dienen als Vorarbeiten zur Untersuchung des Materials am Elektronenmikroskop.

### **Rasterelektronenmikroskopie (REM)**

Zur Verfügung stand zum einen das JEOL-840-A Rasterelektronenmikroskop des Instituts für Planetologie der Universität Münster. Angeschlossen war das quantitative energiedispersives Analysesystem AN-10/25s der Firma LINK. Zum anderen wurde das Cambridge Stereoscan Mk II Rasterelektronenmikroskop des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Münster benutzt.

Gearbeitet wurde mit einer Beschleunigungsspannung von 20 KV, einem Arbeitsabstand von 36 mm und einem Kippwinkel von 0 Grad (Jeol) bzw. 30 Grad (Cambridge). Aufgrund der extremen Feinkörnigkeit der Minerale innerhalb der Akkretionsstaubhüllen und der klastischen Matrix bot sich eine Untersuchung der Proben am Rasterelektronenmikroskop (REM) an. Diese Untersuchungsmethode ist der Polarisationsmikroskopie aus mehreren Gründen weit überlegen. Zum Beispiel ist die chondritische "Matrix" (Akkretionsstaubhüllen und klastische Matrix) in Dünnschliffen normaler Dicke (27 Mikrometer) weitgehend opak, so daß eine Untersuchung dieser Bereiche polarisationsmikroskopisch nur im Auflicht möglich ist. Hinsichtlich des geringen Kontrastes zwischen den weitgehend silikatischen Mineralen ist die letztere Methode allerdings nur bedingt zur Untersuchung des feinkörnigen Materials geeignet. Im Gegensatz hierzu liefert das Rückstreuelektronenbild des REM einen viel höheren Materialkontrast und ermöglichte hierdurch eine viel höhere Auflösung.

Das zur Verfügung stehende quantitative Analysesystem wurde zur Ermittlung der chemischen Zusammensetzungen von Einzelmineralen innerhalb der Akkretionsstaubhüllen und der klastischen Matrix benutzt. Da einige CM-Proben nur kurzzeitig zur Verfügung standen und es häufig zu technischen Problemen mit der Mikrosonde kam, mußte die gesamtchemische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen einiger CM-Chondrite mit Hilfe des ED-Systems am REM ermittelt werden. Dies stellt allerdings bezüglich der Nebenelemente keinen vollwertigen Ersatz dar, da die Genauigkeit der Mikrosonde im Bereich geringer Konzentrationen um rund eine Größenordnung höher ist als die des ED-Systems. Weiterhin wurde mit Hilfe des quantitativen Analysesystems der pauschale Chemismus der Primärfragmente und der klastischen Matrix ermittelt.

Die Dünnschliffe und Anschliffe aller untersuchten CM-Proben wurden Schritt für Schritt in Form von Rückstreuerelektronenbildern photographiert, um aus den Bildern jeweils ein komplettes Photomosaik des entsprechenden Schliffes zu erstellen. Diese Photomosaike dienten als Grundlage zur Bestimmung der modalen Häufigkeit der Primärfragmente und der klastischen Matrix in den einzelnen Proben. Weiterhin wurde anhand dieser Mosaike der Modalbestand der Primärfragmente und der unbrecierten Proben ermittelt. Die Ermittlung der modalen Anteile der verschiedenen Komponenten erfolgte durch Auszählung mit Hilfe eines transparenten Punktrasters, welches den REM-Photomosaiken aufgelegt wurde. Im Falle der Bestimmung des Anteils an Primärfragmenten bzw. klastischer Matrix in den verschiedenen CM-Chondriten betrug der Punktabstand des Rasters 200 Mikrometer, im Falle der Ermittlung der modalen Zusammensetzung der Primärfragmente 100 Mikrometer.

### **Elektronenstrahl-Mikrosonde**

Die quantitative chemische Analyse der Akkretionsstaubhüllen erfolgte mit Hilfe der ARL-SEMQ-51 Mikrosonde des Instituts für Metallforschung der Universität Münster. Gearbeitet wurde mit einer Beschleunigungsspannung von 15 KV, einem Abnahmewinkel von 52,5 Grad und einem Probenstrom von 0,5 Mikroampere auf Messing. Die Analysen der Akkretionsstaubhüllen wurden mit defokussiertem Strahl durchgeführt (20 bis 80 Mikrometer Strahldurchmesser). In einigen Fällen wurden in einzelnen Staubhüllen zufällige statistische Punktanalysen mit fokussiertem Strahl durchgeführt. Analysiert wurden die 13 Elemente Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe und Ni. Folgende Standards standen zur Verfügung:

Na:	Albit
Mg:	Periklas
Al, Si, Ca:	Anorthit
P:	Apatit
S:	Cd-Sulfid
K:	Sanidin
Ti:	Rutil
Cr:	Chromit
Mn, Ni:	Synthetischer Standard
Fe:	Hämatit

Der an die Mikrosonde angeschlossene Rechner führte eine Drift- und Untergrundkorrektur sowie die ZAF-Korrektur durch und lieferte die Analyseergebnisse in Gew.% der Element-Oxide.

## 6. Petrographie, Mineralogie und chemische Zusammensetzung der untersuchten CM-Chondrite

Im folgenden werden die Ergebnisse der im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten petrographischen, mineralogischen und chemischen Untersuchungen an CM-Chondriten dargestellt. Die Strukturformeln aller erwähnten Minerale finden sich in Tabelle 6.1.

Zum Verständnis vieler der im folgenden beschriebenen petrographischer Befunde ist es notwendig, auf einige grundlegende Schlußfolgerungen, die sich aus diesen Befunden eigentlich erst ergeben, vorzugreifen. Weiterhin müssen im voraus einige Begriffe kurz definiert werden, die zwar zu einem späteren Zeitpunkt umfassend erläutert werden, deren Kenntnis jedoch zum Verständnis der folgenden Abschnitte von Vorteil ist. So lassen sich die Gefüge der untersuchten CM-Chondrite grundsätzlich auf zwei voneinander weitgehend unabhängige Prozesse zurückführen. Zum einen hat man es mit sehr frühen **primären Akkretionsstrukturen** zu tun, wobei in diesem Zusammenhang den sogenannten **Akkretionsstaubhüllen** eine besondere Stellung zukommt. Bei diesen Staubhüllen handelt es sich um extrem feinkörnigen Mineralstaub, der sich durch Adhäsionsprozesse im Solarnebel auf den Oberflächen aller grobkörnigen chondritischen Komponenten abgelagert hat (s. Abschnitt 6.2.1). Die Akkretion der staubumhüllten Komponenten führte zur Bildung von **Akkretionsgesteinen**, die sich durch ein sehr regelmäßiges **Akkretionsgefüge** auszeichnen. Das Hauptmerkmal dieser Akkretionsgesteine ist die vollständige Erhaltung der Staubhüllen um *alle* grobkörnige Komponenten.

Bei der Untersuchung der CM-Chondrite zeigte es sich, daß sich unter den 14 untersuchten Proben nur eine einzige befand, in der sich das ungestörte Akkretionsgefüge über den gesamten Dünnschliffbereich erstreckt (Y-791198). Alle anderen CM-Proben zeigen Spuren einer **sekundären Breccierung** der einstmals kohärenten Akkretionsgesteine. In all diesen Proben sind Bereiche impakt-induzierter klastischer Matrix von solchen mit ungestörtem Akkretionsgefüge zu unterscheiden. Somit hat man es im Falle der meisten CM-Chondrite mit fragmentären Breccien oder Regolithbreccien zu tun, in denen Fragmente der primären Akkretionsgesteine, die sog. **Primärfragmente**, in eine klastische Matrix eingebettet sind. Die klastische Matrix ist durch impaktmechanische Zerkleinerung der einstmals kohärenten Akkretionsgesteine entstanden, und weist infolgedessen eine mit den Primärfragmenten identische gesamtchemische Zusammensetzung auf. Alle in der klastischen Matrix gefundenen Komponenten lassen sich eindeutig einer Komponente der Akkretionsgesteine zuordnen. Alle der im folgenden Abschnitt beschriebenen grobkörnigen chondritischen Komponenten waren zum Zeitpunkt der Akkretion von Akkretionsstaubhüllen umgeben und finden sich in dieser Form in den Primärfragmenten wieder. Als Bestandteil der klastischen Matrix zeigen sie jedoch infolge des Fragmentierungsprozesses eine geringere Korngröße und den Verlust ihrer Staubhüllen.

### 6.1 Komponenten der CM-Chondrite

Alle Chondrite (mit Ausnahme der CP's) weisen ein prinzipiell identisches Gefüge auf, unabhängig davon, welcher chemischen Gruppe sie angehören. So bestehen auch die CM-Chondrite zum einen aus grobkörnigen, im Durchlicht transparent erscheinenden Hochtemperatur-Komponenten wie Chondren



**Tab. 6.1:** Strukturformeln der wichtigsten, in CM-Chondriten vorkommenden Minerale.

a = Zolensky and McSween (1988)

b = Organova et al. (1974)

**Olivine**Forsterit  $Mg_2SiO_4$ Fayalit  $Fe_2SiO_4$ **Pyroxene**Enstatit  $Mg_2Si_2O_6$ Diopsid  $CaMgSi_2O_6$ Fassait  $Ca(Mg,Ti,Al)(Al,Si)_2O_6$ **Plagioklas**Anorthit  $CaAl_2Si_2O_8$ **Sodalith**  $Na_8Al_6Si_6O_{24}Cl_2$ **Nephelin**  $(Na,K)AlSi_3O_8$ **Melilithe**Åkermanit  $Ca_2MgSi_2O_7$ Gehlenit  $Ca_2Al_2Si_2O_7$ **Hibonit**  $CaAl_{12}O_{19}$ **Perowskit**  $CaTiO_3$ **Grossular**  $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ **Spinelle**Mg-Al-Spinell  $MgAl_2O_4$ Chromit  $(Mg,Fe)(Cr,Al,Fe)_2O_4$ **Zirkon**  $ZrSiO_4$ **Serpentine**Chrysotil/Antigorit  $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ Fe-Antigorit  $(Mg,Fe,Mn)_3(Si,Al)_2O_5(OH)_4$ Greenalith  $(Fe^{+2},Fe^{+3})_{2-3}Si_2O_5(OH)_4$ Cronstedtit  $Fe_2^{+2}Fe^{+3}(SiFe^{+3})O_5(OH)_4$ **Tochilinite**<sup>a</sup>  $2[(Fe,Mg,Cu,Ni,[],S] 1.57-1.85[(Mg,Fe,Ni,Al,Ca)(OH)_2]$ Tochilinit I<sup>b</sup>  $6Fe_{0.9}S 5[Mg_{0.7}Fe_{0.3}(OH)_2]$ Tochilinit II<sup>b</sup>  $6Fe_{0.8}S 5[Mg_{0.7}Fe_{0.3}(OH)_2]$ Phase 1<sup>b</sup>  $2Fe_{0.78}S 1.57[(Mg,Fe)(OH)_2]$ Phase 2<sup>b</sup>  $20Fe_{0.78}S 9[Fe(OH)_2 \cdot \frac{3}{2}H_2O]$ Haapalait<sup>a</sup>  $4(Fe,Ni)S 3(Mg,Fe^{+2})(OH)_2$ **Korund**  $Al_2O_3$ **Magnetit**  $Fe_3O_4$ **Calcit/Aragonit**  $CaCO_3$ **Sulfide**Troilit  $FeS$ Pentlandit  $(Fe,Ni)_9S_8$ **Metalle**Kamazit  $(Fe > 92.5Ni < 7.5)$ Taenit  $(Fe_{45-92}Ni_{8-55})$

und refraktären Einschlüssen (s.u.), zum anderen aus einem feinkörnigen, in Dünnschliffen normaler Dicke meist opaken Matrixmaterial, in welches die Hochtemperatur-Komponenten eingebettet erscheinen (vgl. Abb. 1.2). In Tabelle 6.2 sind die modalen Anteile der einzelnen chondritischen Komponenten in den unterschiedlichen Chondrit-Gruppen aufgelistet. Im folgenden werden die wichtigsten Eigenschaften dieser chondritischen Komponenten kurz beschrieben.

### **6.1.1 Chondren und Chondrenfragmente**

Bei den Chondren handelt es sich um mm-große Kügelchen, welche hauptsächlich aus silikatischen Mineralen bestehen und ein magmatisches Kristallisationsgefüge aufweisen. Die wichtigste Aussage, die sich anhand der Chondrengefüge treffen läßt ist, daß diese Kügelchen einstmals teilweise oder vollständig aufgeschmolzen gewesen sein müssen. Die gerundete äußere Form vieler Chondren ist das Resultat der Oberflächenspannung des schmelzflüssigen Materials ("echte" Chondren). Die Chondren zeigen eine große Variationsbreite bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung und ihres Gefüges. Das Gefüge ist abhängig vom Gesamtchemismus der Chondre, dem Grad der Aufschmelzung, der Abkühlungsrate, der Sauerstoffugazität und der maximalen Temperatur, die beim Aufschmelzungsprozeß auf das Ausgangsmaterial einwirkte.

Aufgrund der Tatsache, daß viele Chondren-Mineralen wie Olivin und Pyroxen einen Zonarbau aufweisen, läßt sich ableiten, daß es bei der Abkühlung der schmelzflüssigen Chondren zu keiner Gleichgewichtskristallisation gekommen ist. Dies deutet auf eine sehr schnelle Abkühlung der Schmelztropfen hin, was sich auch am Gesamtgefüge vieler Chondren ablesen läßt. Beispielsweise sind nadelförmige Kristalle oder Skelettkristalle, die zum Beispiel in den Barren-Olivin-Chondren zu beobachten sind, ein Zeichen für eine schlagartige Abschreckung. Die maximalen Temperaturen bei der Chondrenbildung dürften im Bereich von 1850 K gelegen haben, wobei es anschließend zu mittleren Abkühlungsraten von 100 bis 200°C pro Stunde gekommen ist. Hieraus läßt sich eine Umgebungstemperatur während der Abkühlung von < 650 K errechnen (Kerridge and Anders, 1988).

Die Kristallisationsalter individueller Chondren liegen alle im Bereich der Alter der Gesamtmeteorite und bewegen sich somit um einen Wert von 4.5 Mrd. Jahren (Kerridge and Anders, 1988). Es muß sich bei den Chondren also um Material handeln, welches im Verlauf der Kondensation des Solarnebels gebildet wurde. Ein präsolärer Ursprung der Chondren ist somit ausgeschlossen. Es muß in dieser frühen Phase der Sonnensystementwicklung einen energieliefernden Prozeß gegeben haben, der eine sehr effektive Chondrenbildung ermöglichte.

Aufgrund des Gefüges teilten Gooding und Keil (1981) die Chondren in die zwei großen Kategorien der porphyrischen bzw. nicht-porphyrische Chondren ein. Die porphyrischen Chondren sind durch idiomorphe bis xenomorphe Einsprenglinge von Olivin und/oder (Ca-armen) Pyroxen charakterisiert, die in eine glasige oder sehr feinkörnig kristallisierte Mesostasis eingebettet sind (s. Abb. 6.1a-c). In der Gruppe der nicht-porphyrischen Chondren unterscheidet man Radial-Pyroxen-Chondren (s. Abb. 6.1e), granulare (d.h. relativ gleichkörnige) Chondren und kryptokristalline (d.h. extrem feinkörnig

**Tabelle 6.2:**

Modale Anteile der chondritischen Komponenten in den verschiedenen Chondrit-Gruppen (Angaben in Vol.%);  
 OC = gewöhnliche Chondrite.  
 (Quellen: 1 = Okada, 1975 und Rubin, 1983; 2 = Huss et al., 1981; 3 = McSween, 1977a; 4 = McSween, 1977b; 5 = McSween, 1979b)

Komponenten	EH <sup>1</sup>	OC <sup>2</sup>	CV <sup>3</sup>	CO <sup>4</sup>	CM <sup>5</sup>
<b>Matrix:</b>	<5	10-15	40-50	30-40	73
<b>Chondren:</b>	15-20	65-75	35-45	35-40	12
Refraktäre Einschlüsse:	<<1	<1	6-12	10-15	5

**Tabelle 6.3:**

Prozentuale Häufigkeiten der einzelnen Chondren-Typen in den verschiedenen Chondrit-Gruppen.  
 Ol = Olivin; Px = Pyroxen; Ch = Chondren  
 (Quellen: 1 = Grossman et al., 1988; 2 = Gooding, 1979 und Gooding and Keil, 1981; 3 = McSween, 1977a, Simon and Haggerty, 1980 und Rubin and Wasson, 1987; 4 = McSween, 1977b; 5 = Wood, 1967)

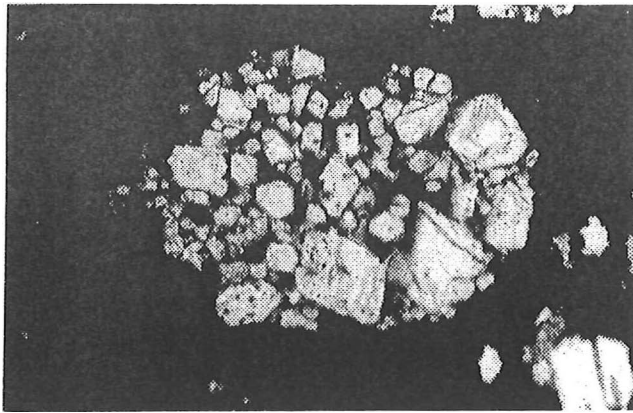
Chondrentyp	Abb.	EH <sup>1</sup>	OC <sup>2</sup>	CV <sup>3</sup>	CO <sup>4</sup>	CM <sup>5</sup>
<b><u>Porphyrisch</u></b>		81	81	94	96	≥90
Porph. Ol-Ch.	6.1a, b	0.2	28	90	?	?
Porph. Ol-Px-Ch.	6.1c	5	60	8	?	?
Porph. Px-Ch.		95	12	2	?	?
<b><u>Nicht-porphyrisch</u></b>		19	15	0.3	2	3-8
Radial-Px-Ch. + Kryptokrist. Ch.	6.1e	92	80	100	?	?
Granulare Ol-Px-Ch.		8	20	0	?	?
<b><u>Barren-Olivin-Ch.</u></b>	6.1d	≤0.1	4	6	2	vor- handen

kristallisierte) Chondren. Einen weiteren Chondrentyp stellen die sog. Barren-Olivin-Chondren dar (s. Abb. 6.1d). Sie fallen bei der mikroskopischen Untersuchung von Chondrit-Dünnschliffen aufgrund ihres charakteristischen Gefüges sofort ins Auge. In aller Regel bestehen sie aus scheinbar vielen, parallel orientierten barrenförmigen Olivinkristallen, die bei gekreuzten Polarisatoren eine einheitliche Auslöschung zeigen. Letzteres deutet darauf hin, daß es sich nicht um viele Einzelkristalle, sondern eher um einen einzigen Skelettkristall handelt, der in eine glasige Mesostasis eingebettet ist. Häufig lassen sich in den Barren-Olivin-Chondren reliktsche Olivinkristalle oder -fragmente beobachten, die die gleiche kristallographische Orientierung wie die Barren-Olivine aufweisen. Dies deutet darauf hin, daß diese reliktschen Olivine als Keime für die Barren-Olivine gedient haben (s. Abb. 6.1d). Einen seltenen Chondrentyp stellen die Ca-Al-reichen Chondren dar. Abbildung 6.1f zeigt eine Ca-Al-reiche Chondre im CM-Chondrit Essebi. Sie besteht aus isometrischen Enstatitkristallen und tafeligen Anorthit-Kristallen, die in eine sehr feinkörnig kristallisierte Mesostasis eingebettet sind.

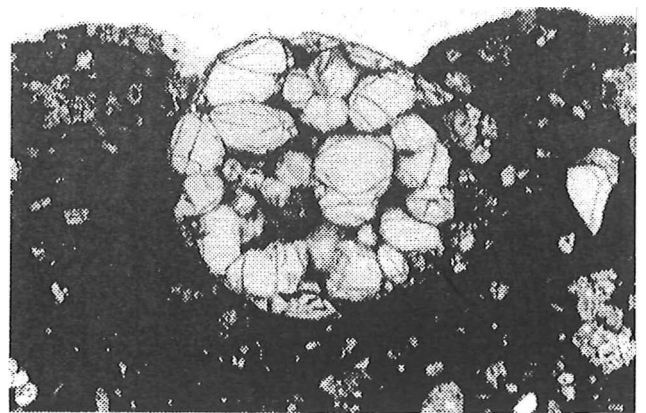
Die prozentualen Häufigkeiten der einzelnen Chondrentypen variieren zwischen den verschiedenen Chondrit-Gruppen. In Tab. 6.3 sind die prozentualen Häufigkeiten der Chondrentypen in CM-Chondriten und zum Vergleich auch in den anderen Chondrit-Gruppen aufgelistet. Es zeigt sich, daß es sich nur bei einem geringen Anteil der Hochtemperatur-Komponenten in CM-Chondriten um echte Chondren handelt (12 Vol.%). Bei dem überwiegenden Teil dieser Komponenten handelt es sich um Chondrenfragmente, Einzelminerale und Mineralfragmente, die jedoch vermutlich zum großen Teil aus ehemaligen Chondren durch mechanische Zerkleinerung hervorgegangen sind (s.u.). Obwohl die verschiedenen Chondrentypen in allen Gruppen der chondritischen Meteorite auftreten, zeigen die Spurenelementdaten und die Sauerstoffisotopien, daß jede Chondritgruppe ihre eigene Chondrenpopulation aufweist (z.B. Rubin and Wasson, 1986; Clayton and Mayeda, 1985). Diese unterschiedlichen Chondren-Populationen müssen in verschiedenen Bereichen des Solarnebels gebildet worden sein. Weiterhin besitzt jede Gruppe der kohligen Chondrite eine für sie jeweils charakteristische Korngrößenverteilung der Hochtemperatur-Komponenten (King and King, 1978). Auch dies deutet auf eine separate Entstehung der verschiedenen Chondritgruppen in unterschiedlichen Bereichen des Solarnebels hin.

### **6.1.2 Refraktäre Einschlüsse**

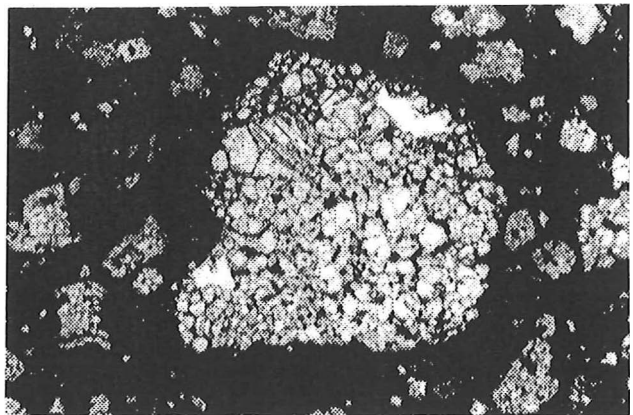
Neben den Chondren und ihren Fragmenten existieren weitere wichtige Hochtemperaturkomponenten in chondritischen Meteoriten. Es handelt sich um die sog. refraktären Einschlüsse, die besonders häufig in kohligen Chondriten zu beobachten sind und im Falle der CM-Chondrite rund 5 % des Gesamtvolumens eines Meteoriten ausmachen (vgl. Tab. 6.3). Die Durchmesser der refraktären chondritischen Einschlüsse liegen zwischen  $< 1$  mm bis  $> 1$  cm. Die refraktären Einschlüsse in CM-Chondriten sind im Vergleich zu anderen Gruppen der kohligen Chondrite relativ klein ( $< 1$  mm). Sie bestehen überwiegend aus Mineralphasen, die sehr hohe Verdampfungstemperaturen aufweisen ( $> 1300$  K, z.B. Grossman and Larimer, 1974). Es handelt sich hauptsächlich um Ca-Al-Oxide und -Silikate, mit geringen Anteilen an Ti und Mg. Refraktäre Spurenelemente wie seltene Erden, Sc, Y und Pt-Gruppen-Elemente sind in diesen Objekten angereichert, volatile Elemente wie Na und Fe abgereichert.



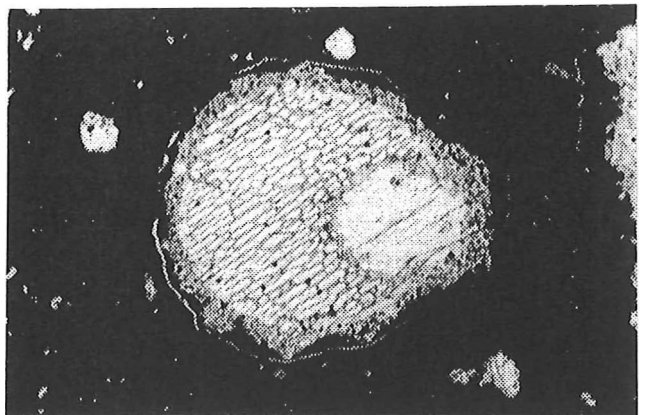
A



B



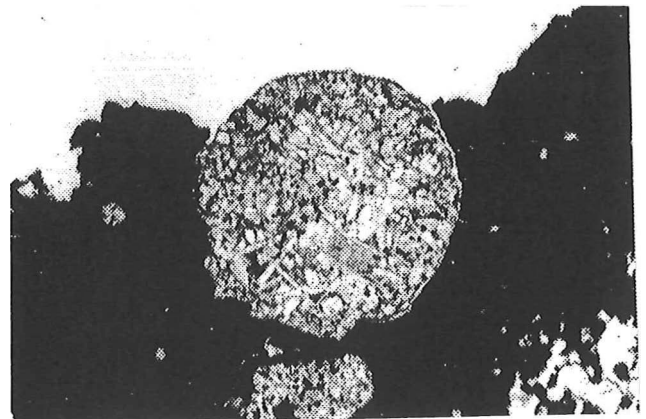
C



D



E



F

**Abb. 6.1:**

Gefüge der verschiedenen Chondrentypen in CM-Chondriten (Durchlicht, 1 Polarisator).

**A:** Fe-reiche porphyrische Olivinchondre in Murray; Bildbreite 1,4 mm

**B:** Mg-reiche porphyrische Olivinchondre in Murray; Bildbreite 1,4 mm

**C:** Porphyrische Olivin-Pyroxen-Chondre (Fragment) in Murray; Bildbreite 1,4 mm

**D:** Barren-Olivin-Chondre mit Relikt-Olivin in Essebi; Bildbreite 1,4 mm

**E:** Radial-Pyroxen-Chondre (Fragment) in ALHA 83100; Bildbreite 0,7 mm

**F:** Ca-Al-reiche Chondre in Essebi; Bildbreite 2,8 mm

Die Gruppe der refraktären Einschlüsse läßt sich grob in Ca-Al-reiche Einschlüsse (CAI's) und Olivinaggregate einteilen, wobei sich die CAI's weiter in grob- und feinkörnig untergliedern lassen. Die Olivinaggregate bestehen überwiegend aus relativ Fe-reichem Olivin mit sehr geringen Korngrößen im Bereich von < 10 Mikrometer und zeigen häufig eine extrem unregelmäßig ausgebildete äußere Form, was zum Begriff der amöboiden Olivinaggregate geführt hat. Abbildung 6.2A zeigt ein Beispiel eines solchen amöboiden Olivinaggregates im CM-Chondrit Murray. Das gesamte Aggregat ist von einem dünnen Olivin-Saum umgeben. CAI's zeigen häufig einen konzentrischen Aufbau, wobei diese Objekte in der Regel von konzentrischen Säumen unterschiedlicher mineralogischer und chemischer Zusammensetzung umgeben sind. Die einzelnen Lagen dieser Säume weisen eine typische Dicke von 5-10 Mikrometer auf, wobei die Gesamtdicke der Säume zwischen 20 und 50 Mikrometer liegt (z.B. MacPherson et al., 1988). Die erste umfassende Untersuchung dieser Säume wurde 1977 von Wark und Lovering für den CV3-Chondrit Allende durchgeführt; deshalb werden Saum-Sequenzen um CAI's häufig als "Wark-Lovering-rims" angesprochen. In Abbildung 6.2B ist ein CAI mit einer derartigen "Wark-Lovering-Saumabfolge" im CM-Chondrit Y-793321 dargestellt. Der äußere Saum besteht überwiegend aus Diopsid, während der innere Saum aus Mg-Al-Spinell zusammengesetzt ist. Bei dem großen Kristall unterhalb der Mitte des CAI's handelt es sich um einen Perowskit.

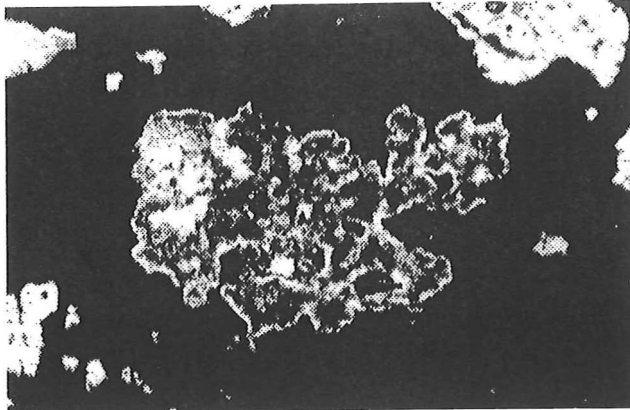
Die interessanteste Eigenschaft vieler CAI's ist ihre Mineralparagenese, die der thermodynamisch vorhergesagten Kondensationsabfolge eines sich abkühlenden heißen Gases solarer Zusammensetzung sehr nahe kommt (z.B. Grossman, 1972). Weiterhin treten in CAI's neben dem schon erwähnten Perowskit und Mg-Al-Spinell die Minerale Melilith, Fassait (Al-haltiger Pyroxen), Hibonit, Grossular, Zirkon, Anorthit sowie das hochrefraktäre Oxid Korund auf.

Neben den bereits erwähnten existiert noch eine Reihe anderer Typen refraktärer Einschlüsse, deren Häufigkeit in den verschiedenen Chondrit-Gruppen schwankt. Zum Teil zeigen diese Einschlüsse extreme isotopechemische Abweichungen, was auf eine sehr komplexe Entstehungsgeschichte dieser Objekte zurückzuführen ist (z.B. Clayton et al., 1973). Eine umfassende aktuelle Zusammenstellung der Forschungsergebnisse auf diesem Gebiet findet sich z.B. bei MacPherson et al. (1988).

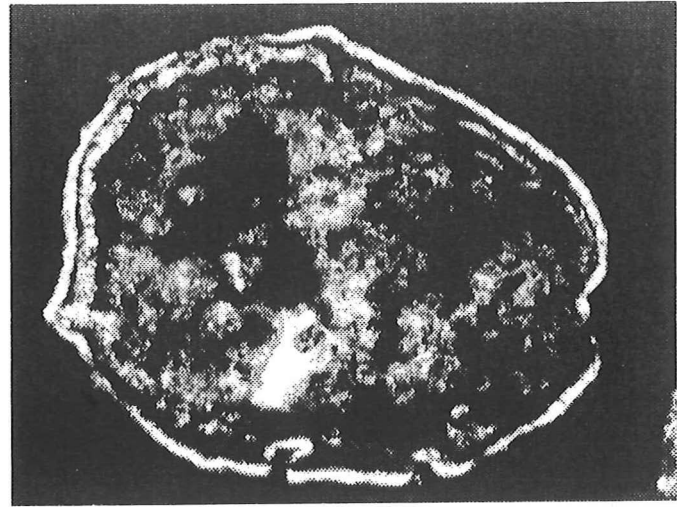
### **6.1.3 Einzelminerale und Mineralfragmente**

Neben den Chondren, Chondrenfragmenten und refraktären Einschlüssen finden sich in CM-Chondriten sehr häufig isolierte Einzelminerale und Mineralfragmente. Diese chondritische Komponente unterteilt sich in transparente, meist silikatische Phasen und opake Phasen. Bei den transparenten Einzelmineralen und -fragmenten handelt es sich in den meisten Fällen um Olivin, untergeordnet auch um Pyroxen, bei den opaken Phasen um Metall, Troilit und Pentlandit.

Bezüglich der Entstehung der isolierten Einzelminerale und Fragmente existieren konträre Theorien. Einige Autoren gehen davon aus, daß es sich zum Beispiel bei den isolierten Olivinen um direkt aus dem Solarnebelgas kondensierte bzw. resublimierte Einzelkristalle handelt, zumal einige der isolierten



A



B

**Abb. 6.2:**

Refraktäre Einschlüsse in CM-Chondriten (Durchlicht, 1 Polarisator).

**A:** Amöboides Olivinaggregat in Murray; Bildbreite 0,7 mm. Das gesamte Aggregat ist von einem schmalen Olivinsaum (hell) umgeben.

**B:** Ca-Al-reicher Einschuß in Y-793321; Bildbreite 0,35 mm. Der Einschuß ist von zwei konzentrischen Säumen umgeben; der innere Saum besteht überwiegend aus Mg-Al-Spinell, der äußere Saum aus Diopsid.

Olivinkristalle eine idiomorphe äußere Gestalt aufweisen (z.B. Fuchs et al., 1973; Olsen and Grossman, 1987).

Andererseits geht eine Reihe von Autoren davon aus, daß man den größten Teil der isolierten Einzelminerale und -fragmente als ehemalige Chondren- und Aggregatbestandteile betrachten kann (z.B. McSween, 1977c; Scott and Taylor, 1983; Steele, 1988). Demnach wurden die isolierten Minerale durch mechanische Zerkleinerung der ehemaligen Chondren und Aggregate freigesetzt. Daß es eine mechanische Zerkleinerung und Abrasion von Chondren vor der Bildung der chondritischen Mutterkörper gegeben hat, belegen zum Beispiel Chondrenfragmente, die vollständig von sog. Akkretionsstaubhüllen umgeben sind (s. Kap. 6.2.1.1). Somit können letztendlich bei der mechanischen Zerkleinerung von Chondren auch Einzelmineralkörner entstehen.

Im Falle der isolierten Olivine in CM-Chondriten liegt eine Reihe von Befunden vor, die eindeutig eine Entstehung dieser Komponente durch Kristallisation aus ehemaligen Chondrenschmelzen belegen. Zum einen zeigen diese Olivine die gleiche Fe-Mg-Variationsbreite wie die Chondrenolivine ( $Fo_{100} \sim Fo_{45}$ ), zum anderen zeigen auch die Spurenelemente wie Ca, Mn und Cr identische Trends sowohl in Chondren und Aggregaten als auch in isolierten Olivinen (Desnoyers, 1980). Weiterhin enthalten viele der isolierten Olivine Glaseinschlüsse, deren chemische Zusammensetzung identisch ist mit derjenigen der Chondrenmesostasis. Dies deutet wiederum auf einen engen genetischen Zusammenhang zwischen diesen Olivinen und den Chondrenolivinen hin und spricht gegen eine Solarnebelkondensation der isolierten Olivine (z.B. Roedder, 1981).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß alle isolierten Einzelminerale und -fragmente auch in Chondren und Aggregaten zu finden sind und daß ein Großteil dieser chondritischen Komponente als zerkleinertes Chondrenmaterial anzusprechen ist. Insofern scheint der größte Teil der isolierten Minerale nur eine Untergruppierung der Chondrenfragmente darzustellen.

#### **6.1.4 PCP-reiche Fragmente**

PCP-reiche Fragmente stellen eine für die CM-Chondrite typische Komponente dar, die in keiner anderen Chondritgruppe beobachtet wird.

Das Kürzel *PCP* leitet sich aus der Bezeichnung "poorly characterized phases" ab, einem Begriff, der von Fuchs et al. (1973) eingeführt wurde und sich auf die zum Teil sehr komplexe und schwierig zu bestimmende Mineralogie speziell der PCP-reichen Fragmente im CM-Chondrit Murchison bezog. Mittlerweile ist die mineralogische Zusammensetzung der PCP-Phasen weitestgehend bekannt (Cronstedtit, Tochilit und Serpentine, s.u.), jedoch eignet sich dieses Kürzel immer noch als Bezeichnung der gesamten Mineralparagenese. Wie sich aus der Bezeichnung *PCP-reiche Fragmente* ablesen läßt, handelt es sich bei dieser CM-Komponente immer um Objekte, die durch mechanische Desintegration aus größeren Ausgangseinheiten hervorgegangen sind. Aus diesem Grunde zeigen die PCP-reichen Fragmente in den meisten Fällen eine scharf zur Umgebung hin abgegrenzte äußere Form (s. z.B. Abb. 6.7a).

##### **6.1.4.1 Mineralogie und chemische Zusammensetzung der PCP-reichen Fragmente**

PCP-reiche Fragmente finden ihre erste Erwähnung in der Literatur zum Beispiel bei Ramdohr (1963), welcher das im Auflicht am stärksten reflektierende Mineral dieser CM-Komponente als neues Fe-C-S-Mineral mit geringen Ni-Gehalten ansah, und aufgrund der geringen Härte eine Schichtstruktur für dieses Mineral postulierte.

Fuchs et al. (1973) beschrieben PCP-reiche Fragmente aus dem CM-Chondrit Murchison. Sie stellten fest, daß zwei verschiedene Typen von PCP-Fragmenten in Murchison vorkommen, wobei sie allerdings die fragmentäre Natur dieser Objekte nicht weiter herausstellten. Zum einen beschrieben sie einen massigen PCP-Typ, der nur aus einer einzigen, isotropen Mineralphase zu bestehen scheint und sowohl in Chondren als auch isoliert in der Matrix vorkommt. Zum anderen fanden sie feinfaserig verwachsene PCP-Aggregate, die ausschließlich als isolierte Objekte außerhalb der Chondren zu finden sind. Die Grundmasse dieser faserigen PCP-Aggregate besteht wiederum aus der massigen PCP-Phase, während die bis zu 10 Mikrometer langen Fasern jedoch aus einem stark anisotropen und stärker reflektierendem Mineral aufgebaut sind. Weiterhin stellten die Autoren eine stöchiometrische Verwandtschaft des faserigen Minerals mit hydratisierten Oxosulfaten fest. Allerdings zogen sie keine weiteren Schlüsse, da ihnen die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung doch zu gravierend erschienen.



Eine eindeutige Identifizierung der massigen PCP-Phase erfolgte durch Müller et al. (1979). Die Autoren untersuchten mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde und des TEM's den CM-Chondrit Cochabamba und stellten aufgrund chemischer Daten fest, daß es sich bei dieser Phase um das Mineral **Cronstedtit** handelt. Dieses Mineral stellt ein Fe-reiches Endglied der Serpentin-Familie dar; die Strukturformel ist in Tabelle 6.1 angegeben.

Weiterführende Studien zur Mineralogie der H<sub>2</sub>O-führenden Minerale in CM-Chondriten wurden von Bunch and Chang (1980) durchgeführt. Diese Autoren untersuchten die CM-Chondrite Murchison und Murray sowie einen CM-Einschluß im Howardit Jodzie. Sie stellten fest, daß die Matrix und die PCP-reichen Fragmenten zusätzlich zu der PCP-Komponente aus mehreren, chemisch unterschiedlichen Serpentinarten bestehen, wobei sie allerdings das Mineral Cronstedtit nicht explizit erwähnten.

Eine erste umfassende TEM-Studie zur Untersuchung der Schichtsilikate und PCP-Phasen in CM-Chondriten wurde von Barber (1981) veröffentlicht. Er untersuchte die vier CM-Chondrite Cold Bokkeveld, Murchison, Nawapali und Cochabamba und konnte unter anderem die Existenz des von Müller et al. (1979) gefundenen CM-Cronstedtits auch aufgrund von Diffraktogrammen in allen vier Proben bestätigen. Weitere Fe-reiche Serpentine konnten als **Greenalith**, **Chrysotil** und **Fe-Antigorit** identifiziert werden, wobei der meteoritische gegenüber dem terrestrischen Fe-Antigorit geringere Mg- und Cr- sowie einen erhöhten Mn-Gehalt aufweist.

Die Entschlüsselung der PCP-Mineralogie wurde 1984 durch Mackinnon und Zolensky vervollständigt. Den Autoren gelang die Identifizierung des Hydroxosulfides **Tochilinit** als Hauptbestandteil der PCP; somit konnte jetzt auch das faserige PCP-Mineral mit einem Mineralnamen angesprochen werden.

Tomeoka and Buseck (1985) erstellten eine weitere ausgedehnte TEM-Studie zur mineralogischen und chemischen Zusammensetzung von PCP in Mighei, Murchison und Murray. Sie fanden ebenfalls verschiedene Serpentine, Cronstedtit und Tochilinit, dem sie in Unkenntnis der Arbeit von Mackinnon und Zolensky (1984) überflüssigerweise den Namen "FESON" gaben (**Fe-S-O-Ni**-reich). Die Autoren konnten neben reinen Cronstedtit- und Tochilinit-Kristallen auch Kristalle finden, die aus alternierenden Lagen von Cronstedtit und Tochilinit bestehen. Diese Mischphasen kommen sowohl in einer geordneten Schichtabfolge von zwei Tochilinit- und einer Cronstedtit-Lage mit einer daraus resultierenden 17,8 Å-Periodizität vor ("Phase A") als auch in unregelmäßiger Wechsellagerung.

Abbildung 6.3 zeigt die TEM-Aufnahme zweier senkrecht zur Längserstreckung angeschnittener Tochilinit-Kristalle mit einem Schichtabstand von 5,4 Å, die nur im Inneren und an der äußeren Peripherie Lagen von Cronstedtit aufweisen. Im Gegensatz dazu zeigt Abbildung 6.4 Kristalle mit einer ungeordneten Wechsellagerung von Tochilinit (5,4 Å Schichtabstand) und Cronstedtit (7 Å Schichtabstand).

Eine Zusammenstellung der wichtigsten Ergebnisse zur PCP- und Matrix-Mineralogie der CM-Chondrite findet sich bei Zolensky und McSween (1988).

Aus rechtlichen  
Gründen steht diese  
Abbildung nicht im  
Open Access zur Verfügung

**Abb. 6.3:**

Zwei miteinander verwachsene, senkrecht zur Längserstreckung geschnittene Tochilinit- ("FESON"-) Kristalle in einem PCP-reichen Fragment (PCP-Typ IIb) des CM-Chondriten Murchison (TEM-Aufnahme; aus Tomeoka and Buseck, 1985). Die Kristalle bestehen fast ausschließlich aus Tochilinit-Lagen; nur im Zentrum und an der äußeren Peripherie finden sich Lagen von Cronstedtit (Pfeile).

Aus rechtlichen  
Gründen steht diese  
Abbildung nicht im  
Open Access zur Verfügung

**Abb. 6.4:**

Senkrecht zur Längserstreckung geschnittene Tochilinit- ("FESON"-) Cronstedtit-Mischkristalle in einem PCP-reichen Fragment (PCP-Typ IIb) des CM-Chondriten Murchison (TEM-Aufnahme; aus Tomeoka and Buseck, 1985).

**a:** Übersichtsaufnahme

**b,c:** Alternierende Lagen von Tochilinit ("FESON", 5,4 Å Schichtabstand) und Cronstedtit (7 Å Schichtabstand, Pfeile). Die innersten Lagen bestehen aus Cronstedtit.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die PCP-reichen Fragmente und die Matrix bzw. die Akkretionsstaubhüllen der CM-Chondrite prinzipiell aus folgenden Mineralen aufgebaut sind:

**Serpentine**

Cronstedtit

Greenalith

Fe-Antigorit

Chrysotil

**Tochilinite**

**Cronstedtit-Tochilinit-Mischphasen**

mit geordneter Schicht-Wechselagerung

mit ungeordneter Schicht-Wechselagerung

Ein gemeinsames Merkmal all dieser Minerale ist ihr mehr oder minder hoher H<sub>2</sub>O-Gehalt (s. Tab. 6.1). Neben den erwähnten und gut charakterisierten Endgliedern treten die Serpentine überwiegend in der Form von intermediären Mischkristallen auf. Als weiteres wichtiges Mineral erscheint in den PCP-Fragmenten chemisch sehr reines CaCO<sub>3</sub> in Form von **Calcit** und **Aragonit**. Die im weitesten Sinne als chondritische "Matrix" bezeichneten CM-Komponenten und nicht zuletzt die Akkretionsstaubhüllen zeigen eine den PCP-reichen Fragmenten vergleichbare Mineralogie (vgl. Abschnitt 6.2). Zum weiteren Verständnis der Mineralogie und Chemie der PCP-reichen Fragmente wird zunächst kurz auf die chemische Zusammensetzung der erwähnten Mineralphasen eingegangen.

In Abbildung 6.5 sind die idealen chemischen Zusammensetzungen und chemischen Variationsbreiten der erwähnten Minerale in Form von Fe-Si-Mg- und S-Fe-Mg-Diagrammen dargestellt. Die chemischen Variationen von Greenalith und Fe-Antigorit ergeben sich aus den Formeln der Tabelle 6.1. Die Si-Fe-Variation des Greenaliths beruht auf dem diadochen Ersatz von zwei- und dreiwertigem Fe. Die Variationsbreite des Fe-Antigorits ist die Folge des Ersatzes von zweiwertigem Fe durch Mg in der Antigorit-Struktur. Eine Besonderheit des Serpentin-Mineral Cronstedtit ist der teilweise Ersatz von Si durch dreiwertiges Fe auf den Tetraederplätzen der Serpentinstruktur.

Das Mineral Tochilinit ist ein Sammelbegriff für eine Gruppe von insgesamt vier homologen Mineralen. Es handelt sich um die Minerale Tochilinit I, Tochilinit II, Tochilinit Phase 1 und Tochilinit Phase 2 (Organova et al., 1974). Alle Glieder dieser Gruppe bestehen aus kohärenten Wechselagerungen von Hydroxyd- und Fe-Sulfid-Lagen, wobei die chemische Zusammensetzung dieser Schichten variieren kann. Weitere Unterschiede zwischen den vier Gliedern der Tochilinit-Gruppe liegen in der Kationen-Anordnung, in der Anzahl und Lage von Gitterleerstellen und dem Grad der Verkipfung zwischen benachbarten Schichten. In allen Fällen zeigen die Sulfid-Lagen eine Mackinawit-Struktur, die Hydroxyd-Lagen eine Brucit-Struktur (Zolensky, 1987).

**Haapalait**, ein zur Gruppe der Tochilinite homologes Mineral, wird von Zolensky (1987) als mögliche Trägerphase für den in den meteoritischen Tochiliniten beobachteten Ni-Gehalt vorgeschlagen.

Allerdings ist der letztendliche Beweis für die Existenz dieses Minerals in CM-Chondriten noch nicht geführt. Die Strukturformel der vier Tochilinitgruppen-Mineralen sowie des Minerals Haopalait sind aus Tabelle 6.1 zu entnehmen.

Die mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde in CM-Chondriten gemessenen chemischen Zusammensetzungen der bisher diskutierten CM-Mineralen sind in Abbildung 6.6 zusammengefaßt. Man erkennt, daß die realen Zusammensetzungen von den theoretisch aus den Strukturformeln abgeleiteten Zusammensetzungen (Abb. 6.5) abweichen. So besitzt zum Beispiel meteoritischer Cronstedtit einen erhöhten Si- und einen merklichen Mg-Gehalt, was wahrscheinlich auf eine Mischkristallbildung oder innige Verwachsung mit Fe-reichem Antigorit zurückzuführen ist. Die meteoritischen Serpentine zeigen variierende S-Gehalte und im Fe-Si-Mg-Diagramm eine starke Streuung um die Fe-Antigorit-Mischungsreihe (vgl. Abb. 6.5), was auf eine mögliche Beteiligung von Tochilinit in den gemessenen Kristallen hindeutet.

Der in einem PCP-reichen Fragment des Meteoriten Murray gemessene Tochilinit (gefülltes Quadrat) liegt im Bereich der Zusammensetzung der verschiedenen Glieder der Tochilinit-Gruppe, wogegen die in Chondren gemessenen Tochilinite (offene Quadrate) zusätzlich Anteile von Si und Mg aufweisen.

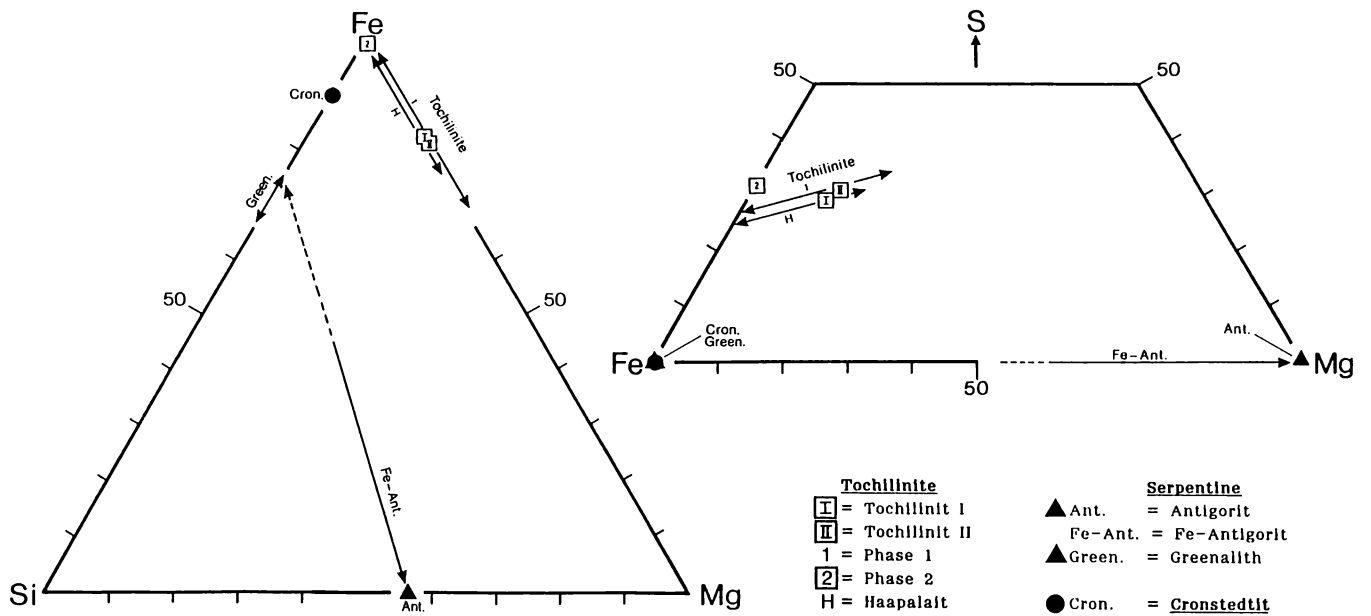
Die scheinbaren Endglieder der in Abbildung 6.6 dargestellten chemischen Zusammensetzungen der meteoritischen Mineralen sind durch (Mischungs-) Linien miteinander verbunden. Dies dient zur Abgrenzung derjenigen Diagramm-Bereiche, in denen alle chemischen Mischanalysen von CM-Material liegen sollten, wenn dieses Material aus den Endkomponenten Tochilinit, Cronstedtit und den verschiedenen Serpentine zusammengesetzt ist. In allen Diagrammen dieser Art, die in der vorliegenden Arbeit zur Darstellung chemischer Analysen verschiedener CM-Materialien verwendet werden, sind diese Mischungslinien zur Orientierung eingezeichnet.

#### **6.1.4.2 Klassifikation der PCP in CM-Chondriten**

Tomeoka und Buseck (1985) unterteilen die PCP in CM-Chondriten aufgrund ihres Gefüges und Vorkommens grob in zwei verschiedene Typen.

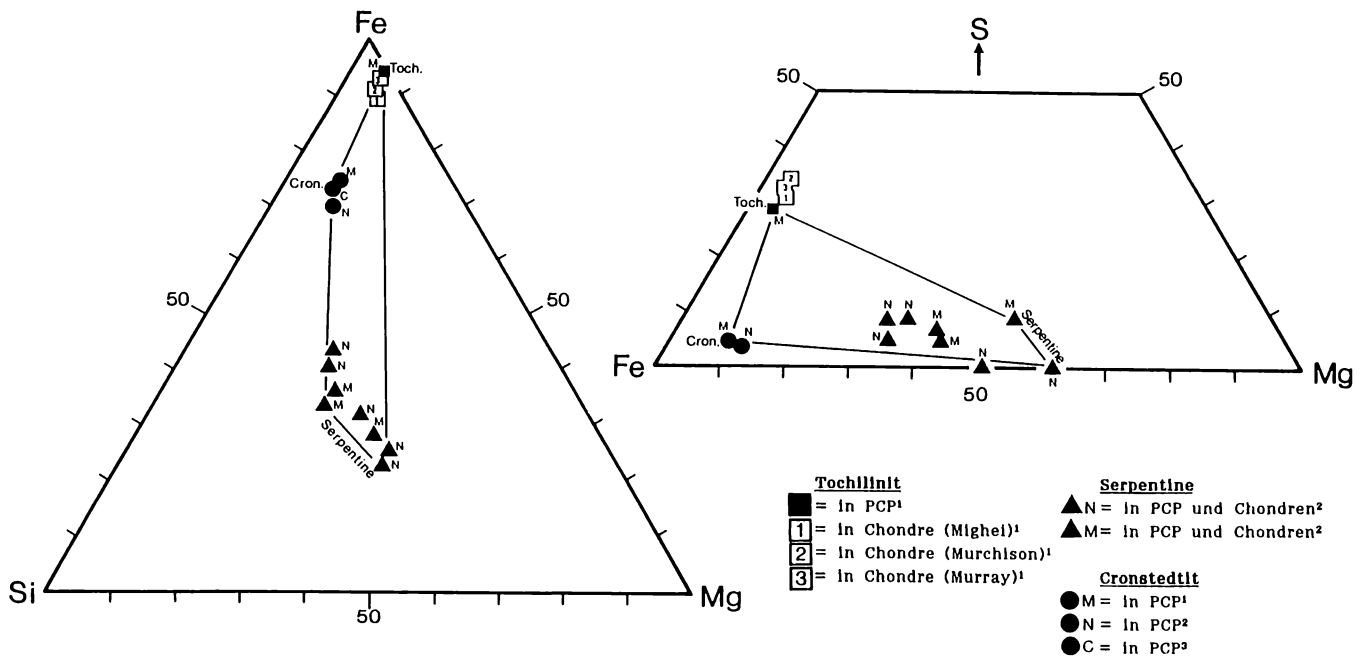
**PCP-Typ I** tritt in Form von 10 bis 100 Mikrometer großen rundlichen Einschlüssen innerhalb von Chondren und Aggregaten auf. Die meisten Chondren, in denen sich dieser PCP-Typ beobachten läßt, zeigen zusätzlich Anteile an Schichtsilikaten in der ehemaligen Mesostasis, ein Zeichen für den Einfluß von H<sub>2</sub>O auf diese Komponenten nach der Kristallisation. Selten findet sich dieser PCP-Typ in der chondritischen Matrix.

Aufgrund von petrographischen Befunden und dem Auftreten von geringen, aber signifikanten Gehalten an Cr und P schließen die Autoren, daß sich dieser PCP-Typ durch aquatische Beeinflussung aus Chondren-Kamazit gebildet hat. PCP-Typ I besteht fast vollständig aus "FESON"-, d.h. Tochilinit-Kristallen mit Korngrößen von 100 bis 2000 Å (Tomeoka and Buseck, 1985).



**Abb. 6.5:**

Theoretische Variationsbreiten der chemischen Zusammensetzungen (Gew.%) der in den PCP-reichen Fragmenten, Chondren und der chondritischen Matrix der CM-Chondrite gefundenen Minerale. Grundlage dieser Darstellung sind die Strukturformeln der Minerale (s. Tab. 6.1).



**Abb. 6.6:**

Reale chemische Zusammensetzungen (Gew.%) der in PCP-reichen Fragmenten und Chondren der CM-Chondrite gefundenen Minerale (Messungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde).

M = Murray; N = Nogoya; C = Cochabamba

<sup>1</sup> = Tomeoka and Buseck (1985); <sup>2</sup> = Bunch and Chang (1980); <sup>3</sup> = Müller et al. (1979)

Der größte Teil des PCP's in CM-Chondriten liegt als **PCP-Typ II** in Form von Einschlüssen innerhalb der chondritischen Matrix vor. Hierbei handelt es sich um bis zu 200 Mikrometer große, meist isometrische Objekte, die in in der Regel eine polygonale Internstruktur aufweisen (s. nächster Abschnitt). Abhängig vom "FESON" (Tochilinit)/Cronstedtit-Verhältnis stellen die Autoren eine Variationsbreite dieser PCP-Typ II von Tochilinit-reich bis Cronstedtit-reich fest. Hauptsächlich aufgrund der Korngröße von Cronstedtit und Tochilinit unterteilen die Autoren den PCP-Typ II weiter in die zwei Untergruppen **Typ IIa** (tafeliger, anisotroper Tochilinit) und **Typ IIb** (feinfaseriger, "isotroper" Tochilinit). Allerdings existieren auch Übergangsformen zwischen diesen beiden Untergruppen. Calcit tritt sowohl in PCP-Typ IIa und IIb als auch in den Übergangsformen auf. Das hier aufgezeigte Klassifikationsprinzip PCP-Typ I/Typ II konnte im Verlaufe der petrographischen Untersuchungen 12 verschiedener CM-Chondrite im Rahmen der vorliegenden Arbeit bestätigt werden. Die weitere Unterteilung des PCP-Typ II in Typ IIa und IIb wird vom Autor allerdings nicht übernommen, da es vielerlei Übergangsformen zwischen diesen unterschiedenen Untergruppen gibt.

Alle unter der Bezeichnung PCP-Typ II zusammengefaßten Objekte werden im weiteren Verlauf als **PCP-reiche Fragmente** bezeichnet. Der Grund für die Abweichung von der eben aufgezeigten Nomenklatur liegt darin begründet, daß die petrographischen Befunde eindeutig belegen, daß es sich bei dieser Komponente tatsächlich um fragmentiertes Material handelt. Dieser Befund ist insofern von Bedeutung, als gezeigt werden kann, daß der Fragmentierungsprozeß schon *vor* der Bildung der CM-Mutterkörper statt gefunden haben muß (s. nächster Abschnitt). Eine triviale sekundäre Breccierung des Ausgangsmaterials der PCP-reichen Fragmente innerhalb des Mutterkörper-Regoliths kann in den meisten Fällen ausgeschlossen werden. In der bisher existierenden Literatur wird diesem Befund keine Beachtung geschenkt.

#### **6.1.4.3 Petrographische, mineralogische und chemische Untersuchungen an PCP-reichen Fragmenten**

Bei der Untersuchung der PCP-reichen Fragmente in CM-Chondriten zeigten sich immer wiederholende charakteristische petrographische, mineralogische und chemische Eigenschaften dieser chondritischen Komponente, welche im folgenden beschrieben werden.

Grundsätzlich läßt sich feststellen, daß die innigen Verwachsungsverhältnisse der in den PCP-reichen Fragmenten auftretenden Minerale eine Entstehung dieser Fragmente als Direktcondensate des späten Solarnebels unwahrscheinlich erscheinen lassen. Vielmehr scheint es sich um Pseudomorphosen der jetzigen Mineralparagenese nach dem Gefüge einer möglicherweise H<sub>2</sub>O-freien Ausgangslithologie zu handeln. Eine wichtige Frage, die im Laufe der Untersuchungen geklärt werden sollte ist, ob sich die jetzige Mineralparagenese im späten Solarnebel oder *in situ* auf dem CM-Mutterkörper gebildet hat.

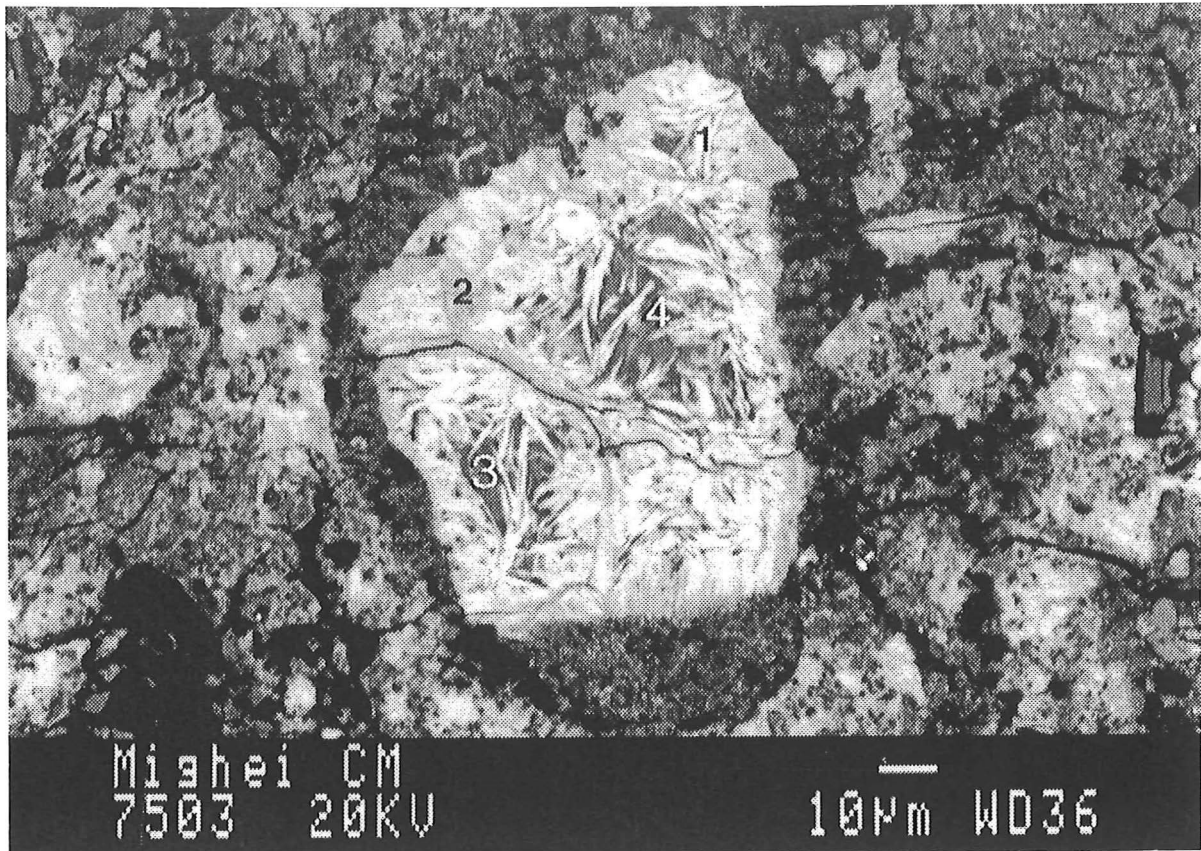
### Fragmentärer Charakter und polygonale Internstrukturen der PCP-reichen Fragmente

Bei Untersuchungen mit Hilfe des Rasterelektronenmikroskopes wird der fragmentäre Charakter der PCP-reichen Fragmente am augenfälligsten. Die im Vergleich zur unmittelbaren Umgebung meist Fe-reicheren Objekte zeichnen sich in der Regel durch sehr scharfe äußere Begrenzungen aus (z.B. Abb. 6.7A und 6.8A). Im krassen Gegensatz hierzu steht die Beobachtung, daß vom Randbereich der PCP-reichen Fragmente aus häufig feinfaserige Cronstedtit- und Tochilinit-Kristalle in das meist Serpentinreiche Zentrum dieser Fragmente hineingewachsen sind (z.B. Abb. 6.7A, 6.11C). Dieser Gegensatz läßt eine *in situ* Entstehung der PCP-reichen Fragmente und ihrer Mineralparagenese durch aquatische Beeinflussung des Materials auf dem CM-Mutterkörper als äußerst unwahrscheinlich erscheinen. Im Falle einer vollständigen *in situ* Mineralumbildung des Ausgangsmaterials der PCP-reichen Fragmente wäre eine ausgeprägte Verwachsung auch mit den Mineralen der unmittelbaren äußeren Umgebung zu erwarten. Dies konnte in den meisten Proben nicht beobachtet werden.

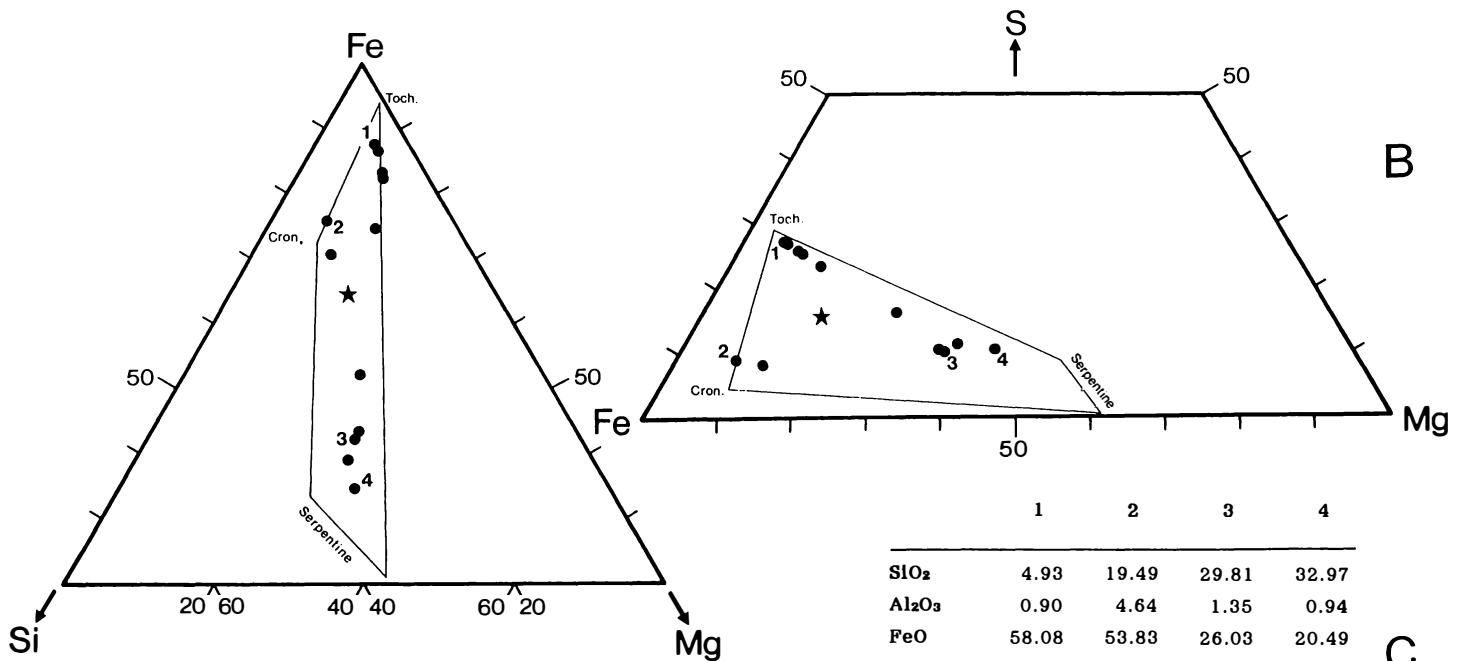
Da in den meisten Fällen eine *in situ* Umwandlung der primären Mineralparagenese ausgeschlossen erscheint, wäre eine der möglichen Erklärungen die Umwandlung *vor* der Bildung des Mutterkörpers, d.h. noch innerhalb des sich abkühlenden Solarnebels. Ein wichtiger Befund, der in genau diese Richtung weist, ist die Existenz von sog. Akkretionsstaubhüllen, welche die meisten der PCP-reichen Fragmente umgeben (z. B. Abb. 6.7A, 6.11C, 6.11D und 6.12). Diese Staubhüllen verdanken ihre Entstehung der Adhäsion extrem feinkörnigen Mineralstaubes auf den Oberflächen der grobkörnigen chondritischen Komponenten, zu denen auch die PCP-reichen Fragmente zu zählen sind. Dieser Adhäsionsprozeß muß wirksam gewesen sein, als sich die chondritischen Komponenten noch als Einzelobjekte innerhalb des Solarnebels bewegt haben. Die Existenz der sehr scharfen Grenzen zwischen PCP-reichen Fragmenten und dem Material der Staubhüllen datiert das Vorhandensein (bereits umgewandelter) PCP-reicher Fragmente in die Zeit des späten Solarnebels. (vgl. Kap. 6.2).

Ein weiteres Charakteristikum der PCP-reichen Fragmente ist ihre immer wieder zu beobachtende *polygonale Internstruktur*. Dieser Begriff bezeichnet die "traubenförmige", scheinbare Zusammenballung von gleichartigen Unterstrukturen innerhalb der PCP-reichen Fragmente (vgl. Abb. 6.11B). Das Zentrum dieser Unterstrukturen besteht zumeist aus Serpentin (s. Abb. 6.7B und 6.8B), umgeben von Tochilinit und Cronstedtit, der häufig faserförmig in den Zentral-Serpentin hineingewachsen ist. Die Unterstrukturen zeigen zumeist eine isometrische Form und grenzen häufig in 120°-Zwicken aneinander (Abb. 6.8A und 6.11B). Es scheint sich bei diesen Gefügen um *Pseudomorphosen* der jetzigen Mineralparagenese nach dem Ursprungsgefüge des Ausgangsmaterials zu handeln, wie es auch schon von Ramdohr (1973) vermutet wurde.

Analog zur Korngrößenverteilung der transparenten Einschlüsse in CM-Chondriten weisen auch die PCP-reichen Fragmente nur eine begrenzte Variationsbreite der Korngrößen auf. Während allerdings die transparenten Einschlüsse einen mittleren Durchmesser von etwa 200 Mikrometer zeigen (King and King, 1978), liegt das Maximum der Korngrößen der PCP-reichen Fragmente bei 20 bis 30 Mikrometer. In Abb. 6.9 sind die Korngrößenverteilungen der PCP-reichen Fragmente in Y-791198 und Cold Bokkeveld dargestellt. Es zeigt sich eine sehr ähnliche Korngrößenverteilung in beiden CM-Chondriten,



A



B

C

**Abb. 6.7:**

PCP-reiches Fragment (Fe-reich) mit Akkretionsstaubhülle im CM-Chondrit Mighei.

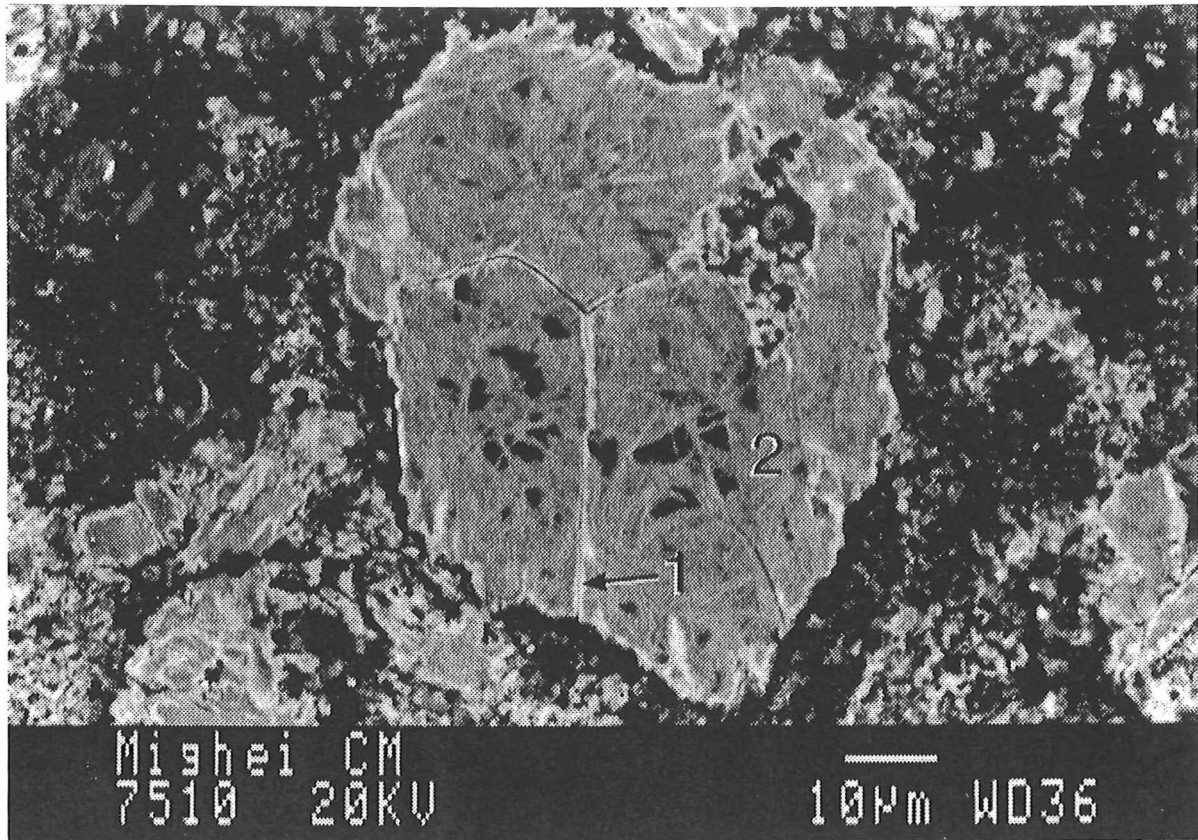
**A:** Rückstreuungsbild; die eingezeichneten Zahlen bezeichnen Punkte innerhalb des Fragmentes, deren chemische Zusammensetzung mit Hilfe des REM-ED-Systems bestimmt wurden. Diese Daten sind in den Diagrammen der Abb. 6.7B und in der Tabelle der Abb. 6.7C dargestellt.

**B:** Drei-Komponenten-Diagramme zur Darstellung der Ergebnisse chemischer Punktanalysen (REM-EDS) innerhalb des PCP-reichen Fragmentes. Die eingezeichneten Linien beziehen sich auf Abb. 6.6. Die eingetragenen Zahlen bezeichnen die chemischen Analysen der in Abb. 6.7A eingezeichneten Fragmentbereiche.

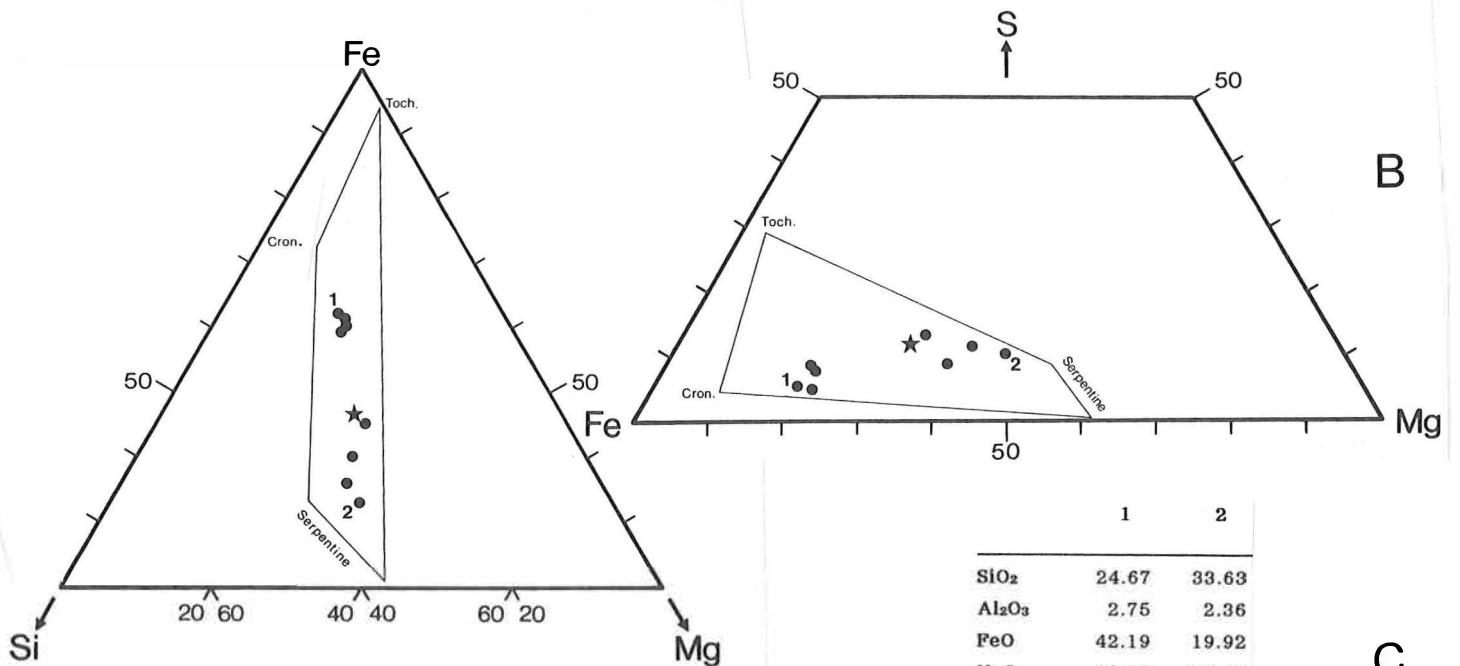
\* = Chemische Zusammensetzung des PCP-reichen Fragments

**C:** Chemische Zusammensetzung der verschiedenen analysierten Fragmentbereiche (REM-EDS).





A



B

C

**Abb. 6.8:**

PCP-reiches Fragment (Fe-arm) im CM-Chondrit Mighei.

**A:** Rückstreuungsbild; die eingezeichneten Zahlen bezeichnen Punkte innerhalb des Fragmentes, deren chemische Zusammensetzung mit Hilfe des REM-ED-Systems bestimmt wurden. Diese Daten sind in den Diagrammen der Abb. 6.8B und in der Tabelle der Abb. 6.8C dargestellt.

**B:** Drei-Komponenten-Diagramme zur Darstellung der Ergebnisse chemischer Punktanalysen (REM-EDS) innerhalb des PCP-reichen Fragmentes. Die eingezeichneten Linien beziehen sich auf Abb. 6.6. Die eingetragenen Zahlen bezeichnen die chemischen Analysen der in Abb. 6.8A eingezeichneten Fragmentbereiche.

\* = Chemische Zusammensetzung des PCP-reichen Fragmentes

**C:** Chemische Zusammensetzung der verschiedenen analysierten Fragmentbereiche (REM-EDS).

die sich qualitativ auch in den anderen CM-Proben beobachten läßt. Die Daten wurden durch Ausmessen von REM-Rückstreuelektronenbildern gewonnen. Im Falle von Cold Bokkeveld, wo sich eine Einregelung länglicher PCP-reicher Fragmente beobachten läßt (s. Abschnitt 6.2.2), wurde der Korndurchmesser entlang von Schnittlinien bestimmt, die mit dem größten Durchmesser des jeweiligen Kornes einen Winkel von 45° bildeten. In Abb. 6.10 sind zwei der größten, in den untersuchten CM-Chondriten gefundenen PCP-reichen Fragmente abgebildet. Es handelt sich um Fragmente in Pollen (Abb. 6.10A) und Y-791198 (Abb. 6.10B), deren maximaler Durchmesser im Bereich von 350 Mikrometer liegt. Deutlich sind die Akkretionsstaubhüllen um beide PCP-reichen Fragmente zu erkennen.

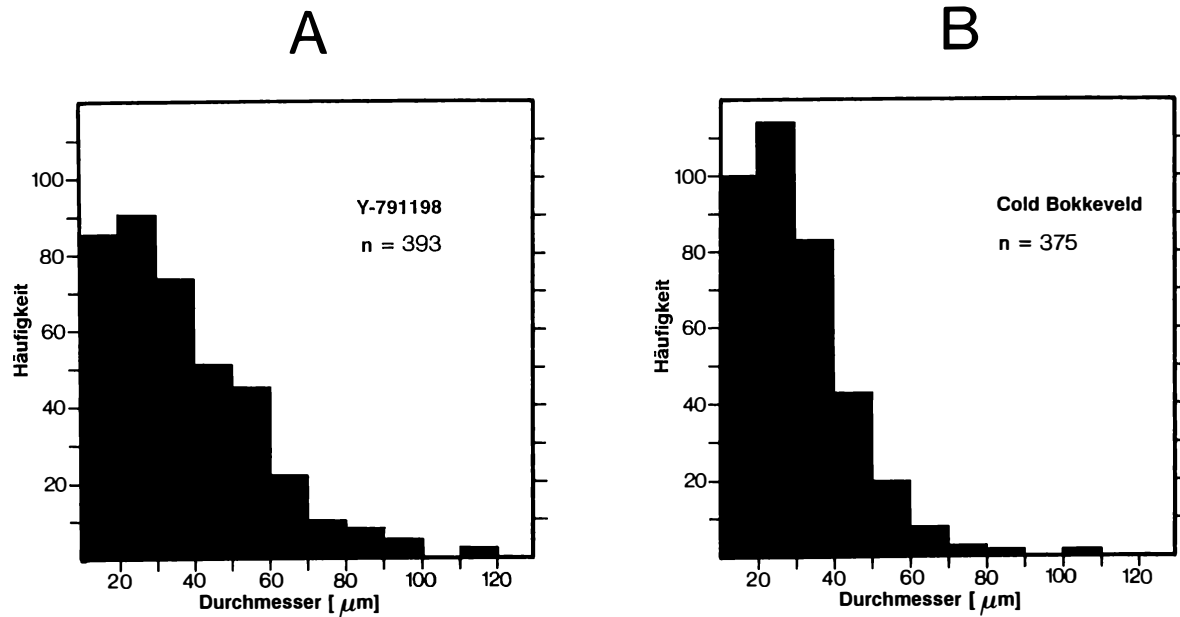
#### Chemische und mineralogische Zusammensetzung der PCP-reichen Fragmente

Es gibt innerhalb der Population der PCP-reichen Fragmente in CM-Chondriten eine kontinuierliche Variationsbreite bezüglich des Gesamt-Fe-Gehaltes. Diese chemische Variation geht mit einer systematischen mineralogischen Variation einher. Die Extremfälle dieser Variation werden im weiteren als *Fe-reiche* und *Fe-arme PCP-reiche Fragmente* bezeichnet.

Ein Beispiel für Fe-reiche PCP-reiche Fragmente ist in Abb. 6.7A dargestellt. Es handelt sich um ein PCP-Fragment mit Akkretionsstaubhülle im CM-Chondrit Mighei. Die Unterstrukturen sind am äußeren Rand des Gesamtfragmentes durch Fragmentierungsprozesse, die innerhalb des Solarnebels wirksam waren, angeschnitten; die Adhäsion des Staubbüllen-Materials fand eindeutig *nach* der Fragmentierung statt.

In Abb. 6.7B,C sind die chemischen Zusammensetzungen einiger ausgewählter und in Abb. 6.7A eingezeichneter Punkte innerhalb des PCP-reichen Fragmentes dargestellt. Weiterhin sind in Abb. 6.7B die chemischen Daten einiger zusätzlicher Punktanalysen innerhalb des Fragmentes eingezeichnet. Die Sternsymbole in den Drei-Komponenten-Diagrammen bezeichnen die gesamtchemische Zusammensetzung des Fragmentes. Es zeigt sich, daß es sich bei den faserigen, im Rückstreuelektronenbild weißen Kristallen um fast reinen Tochilinit handelt (Analysepunkt 1), der in den zentralen Serpentin (Analysepunkte 3 und 4) hineingewachsen ist. Entlang der Grenzen zwischen den Unterstrukturen (bzw. primären Korngrenzen des Ausgangsmaterials) findet sich ein im Rückstreuelektronenbild hellgraues Mineral, der Cronstedtit (Analysepunkt 2). Daß die analysierten Minerale nicht exakt die chemische Zusammensetzung der PCP-Endglieder aufweisen, dürfte in den innigen Verwachsungsverhältnissen der beiden PCP-Phasen Tochilinit und Cronstedtit (vgl. Abb. 6.4) sowie zwischen den PCP-Phasen und dem Serpentin begründet sein. Weitere Beispiele für Fe-reiche PCP-reiche Fragmente finden sich in Abb. 6.10. Das in Abb. 6.11D gezeigte PCP-"reiche", hauptsächlich aus Serpentin bestehende Fragment mit Akkretionsstaubhülle entstand vermutlich durch Zerschlagung eines dem in Abb. 6.11C ähnlichen PCP-reichen Fragmentes, wobei der Verwachsungssaum mit den umgebenden PCP-Mineralen reliktsicher erhalten geblieben ist.

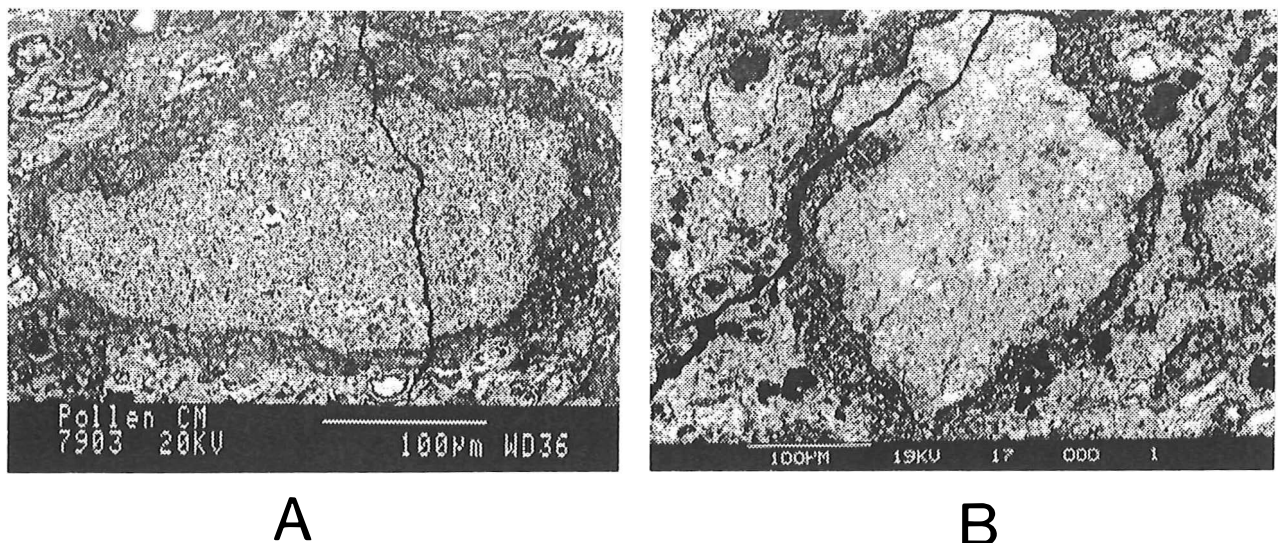
Ein Beispiel für ein Fe-armes PCP-reiches Fragment zeigt die Abbildung 6.8A. Man erkennt eine dem Fe-reichen Fragment analoge polygonale Internstruktur, jedoch zeigt sich eine abweichende



**Abb. 6.9:**

Korngrößenverteilung der PCP-reichen Fragmente in Primärfragmenten der CM-Chondrite Y-791198 (**A**) und Cold Bokkeveld (**B**). Die Daten wurden durch Ausmessung von REM-Rückstreuerelektronen-Bildern gewonnen, wobei alle PCP-reichen Fragmente mit Korngrößen  $> 10$  Mikrometer berücksichtigt wurden. Es zeigt sich eine charakteristische Korngrößenverteilung der PCP-reichen Fragmente, wie sie qualitativ auch in Primärfragmenten aller anderen untersuchten CM-Chondrite (mit Ausnahme von Essebi und Bells) zu beobachten ist.

n = Anzahl der ausgemessenen PCP-reichen Fragmente



**Abb. 6.10:**

Zwei der größten in CM-Chondriten gefundenen PCP-reichen Fragmente.

**A:** PCP-reiches Fragment mit Akkretionsstaubhülle in Pollen

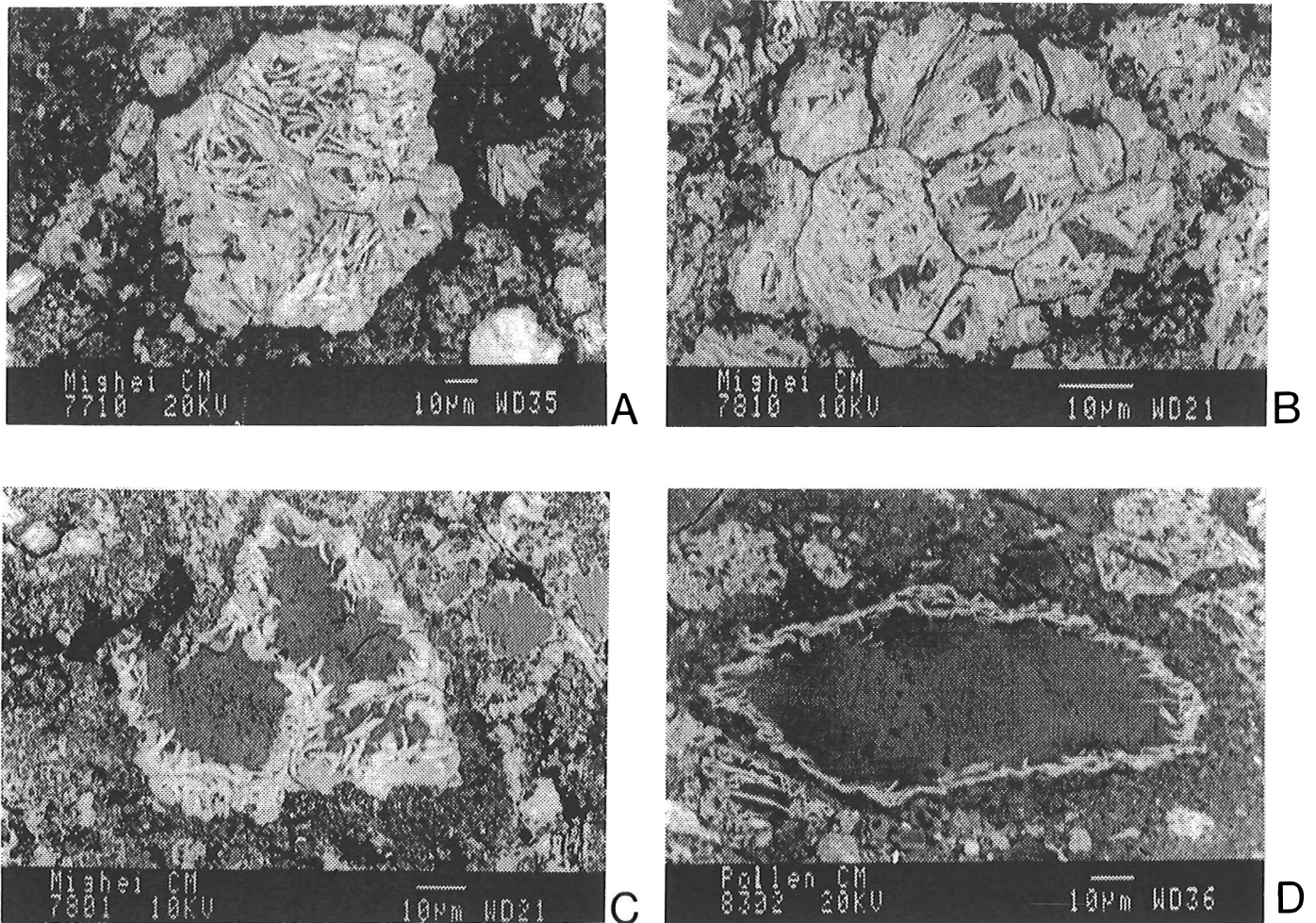
**B:** PCP-reiches Fragment mit Akkretionsstaubhülle in Y-791198

Mineralogie. Die chemische Zusammensetzung der in Abb. 6.8A eingezeichneten sowie einiger weiterer Punkte innerhalb des Fragmentes ist in Abb. 6.8B aufgezeigt. Die Sternsymbole in den Drei-Komponenten-Diagrammen bezeichnen wiederum die gesamtchemische Zusammensetzung des Fragmentes. Man erkennt, daß es sich bei dem faserigen Material im Zentrum der Unterstrukturen um Serpentin handelt, bei den Fe-reicheren Phasen entlang der Unterstrukturgrenzen um eine Mischung oder Mischkristallbildung zwischen Cronstedtit und einem Fe-ärmeren Serpentin. Tochilinit ist am Aufbau dieses Typs PCP-reicher Fragmente scheinbar nur untergeordnet beteiligt. Bei den dunklen Bereichen im Zentrum der Unterstrukturen handelt es sich um Hohlräume. Weitere Beispiele für Fe-arme PCP-reiche Fragmente finden sich in Abb. 6.12.

Bei einem Vergleich der PCP-reichen Fragmente verschiedener CM-Chondrite zeigen sich systematische Unterschiede. Während die PCP-reichen Fragmente in Murchison sehr Fe-reich erscheinen, ist diese Komponente z.B. in Pollen sehr Fe-arm. Um diese systematische Variation zu quantifizieren, wurde in allen CM-Chondriten, in denen sich überhaupt derartige Fragmente finden lassen, die gesamtchemische Zusammensetzung von jeweils 4 bis 15 PCP-reichen Fragmenten gemessen und gemittelt. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 6.4 und 6.5 aufgelistet. Es zeigt sich eine extreme Variationsbreite des Fe/Mg-Verhältnisses zwischen den verschiedenen CM-Chondriten von 10.16 (Murchison) bis 1.67 (Pollen). Besonders deutlich wird diese Variation in den Drei-Komponenten-Diagrammen der Abb. 6.13. Während die PCP-reichen Fragmente in Murchison (1) fast ausschließlich aus Cronstedtit und Tochilinit bestehen, setzen sie sich im Falle des CM-Chondriten Pollen (12) hauptsächlich aus relativ Fe-armem Serpentin zusammen. Alle Punkte in diesen Diagrammen liegen innerhalb der maximalen, durch die durchgezogenen Linien vorgegebenen Variationsbreiten der Hauptminerale Cronstedtit, Tochilinit und Serpentin (s. Abb. 6.6).

Wie bereits erwähnt, handelt es sich bei den meisten CM-Chondriten um Breccien, welche aus Primärfragmenten und klastischer Matrix bestehen (s. Kap. 6.3). In aller Regel zeigen die PCP-reichen Fragmente innerhalb ein und desselben Primärfragmentes einen vergleichbaren Gesamt-Fe-Gehalt (vgl. Abb. 6.12B), während es zwischen einzelnen Primärfragmenten innerhalb ein und desselben CM-Chondriten zu großen Variationsbreiten bezüglich des Gesamt-Fe-Gehaltes kommen kann. Nimmt man den Gesamt-Fe-Gehalt der PCP-reichen Fragmente als Unterscheidungskriterium, so gibt es also unter den CM-Chondriten sowohl *monomikte als auch polymikte klastische Breccien oder Regolithbreccien*, wobei die polymikten Breccien überwiegen. Diese Tatsache schränkt die Aussagekraft der Mittelwerte der PCP-reichen Fragmente in den Tabellen 6.4 und 6.5 etwas ein, da bei der relativ geringen Anzahl an gemittelten Fragmenten eine gute Statistik bezüglich der verschiedenen Primärfragmente nicht gegeben ist.

Bei hochgradig polymikten CM-Breccien wie z.B. Mighei zeigt es sich, daß die Variationsbreite der PCP-reichen Fragmente ein und desselben Meteoriten durchaus an die Variationsbreite der Mittelwerte der PCP-reichen Fragmente zwischen den verschiedenen CM-Meteoriten heranreicht (s. Abb. 6.14). Eine Deutung dieser extremen Variationen zwischen den PCP-reichen Fragmenten einzelner Primärfragmente ein und desselben Meteoriten wird in Abschnitt 6.4.3 versucht.



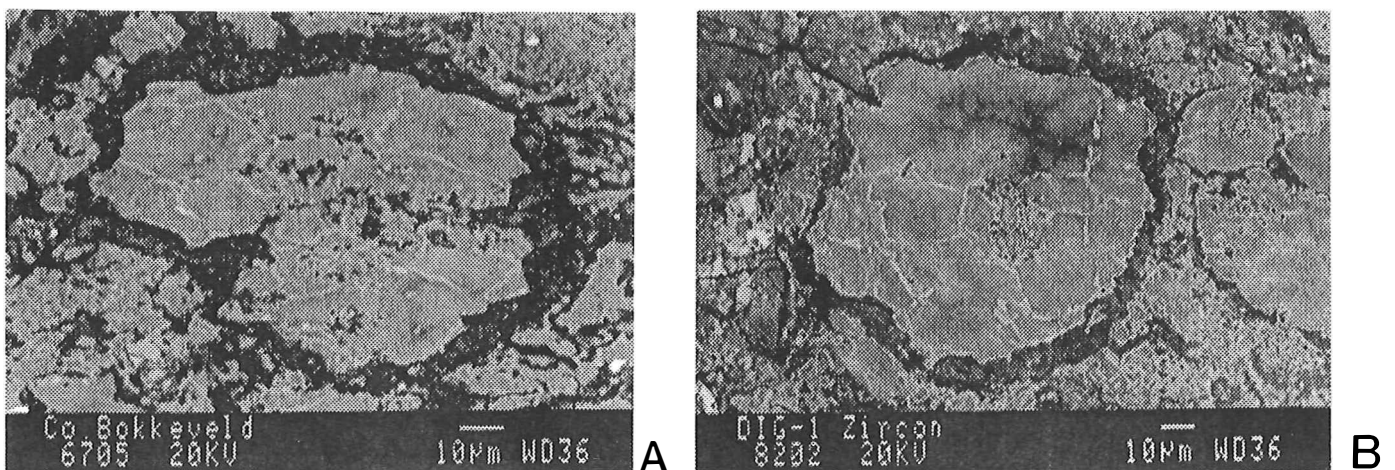
**Abb. 6.11:**

PCP-reiche Fragmente (Fe-reich) in den CM-Chondriten Mighei und Pollen (Rückstreuerelektronen-Bilder). Dunkelgrau = Serpentin; Hellgrau = Cronstedtit; Weiß = Tohilinit (vgl. Abb. 6.7A)

**A,B:** Deutlich sichtbare polygonale Internstruktur der PCP-reichen Fragmente.

**C:** PCP-reiches Fragment mit Akkretionsstaubhülle; Tohilinit- und Cronstedtit-Fasern zeichnen den Verlauf der polygonalen Internstruktur nach.

**D:** PCP-"reiches" Fragment (Serpentin mit randlichen Cronstedtit- und Tohilinit-Fasern) mit Akkretionsstaubhülle. Dieses Fragment entstand vermutlich durch Zerbrechen eines dem in Abb. 6.9C ähnlichen PCP-reichen Fragmentes.



**Abb. 6.12:**

PCP-reiche Fragmente (Fe-arm) mit Akkretionsstaubhüllen in den CM-Chondriten Cold Bokkeveld (**A**) und Pollen (**B**). Man erkennt deutlich die polygonale Internstruktur der Fragmente. (zur mineralogischen Zusammensetzung der Fragmente vgl. Abb. 6.8A)

**Tab. 6.4:**

Mittlere chemische Zusammensetzung (Gew.%) der PCP-reichen Fragmente in den untersuchten CM-Chondriten. Die Daten wurden mit Hilfe des energiedispersiven Analysesystems des Rasterelektronenmikroskops ermittelt.

- = unterhalb der Nachweisgrenze

n: = Anzahl der gemittelten PCP-reichen Fragmente

Kivesva = Kivesvaara  
74662 = Y-74662  
Murchis = Murchison  
791198 = Y-791198  
ColdBok = Cold Bokkeveld  
Haripur = Haripura  
793321 = Y-793321  
83100 = ALHA 83100

	Kivesva	74662	Murchis	Murray	791198	Pollen	Mighel	ColdBok	Nogoya	Haripur	793321	83100
SiO <sub>2</sub>	19.78	19.02	9.45	14.88	26.37	26.93	22.29	19.87	22.04	26.22	17.06	24.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.07	1.96	2.20	2.34	2.18	2.57	2.15	2.37	2.35	2.65	2.22	2.38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.51	-	-	-
FeO	34.46	49.75	52.15	45.69	38.72	24.94	34.45	35.15	34.36	28.64	53.14	31.71
MgO	12.07	9.52	6.61	8.94	12.24	19.23	16.31	11.42	12.67	15.58	9.33	15.59
CaO	0.73	0.52	0.29	0.34	0.50	0.68	0.34	-	2.63	0.27	-	-
Ni	1.53	1.37	1.55	1.54	0.86	1.01	1.41	1.67	1.02	0.76	1.45	1.19
S	5.50	5.95	10.75	7.01	1.69	3.89	6.27	3.91	4.28	2.17	7.96	4.33
Total	76.14	88.09	83.00	80.74	82.56	79.25	83.22	74.39	79.86	76.29	91.16	79.58
n:	4	7	6	15	6	4	9	8	6	6	6	6

**Tab. 6.5:**

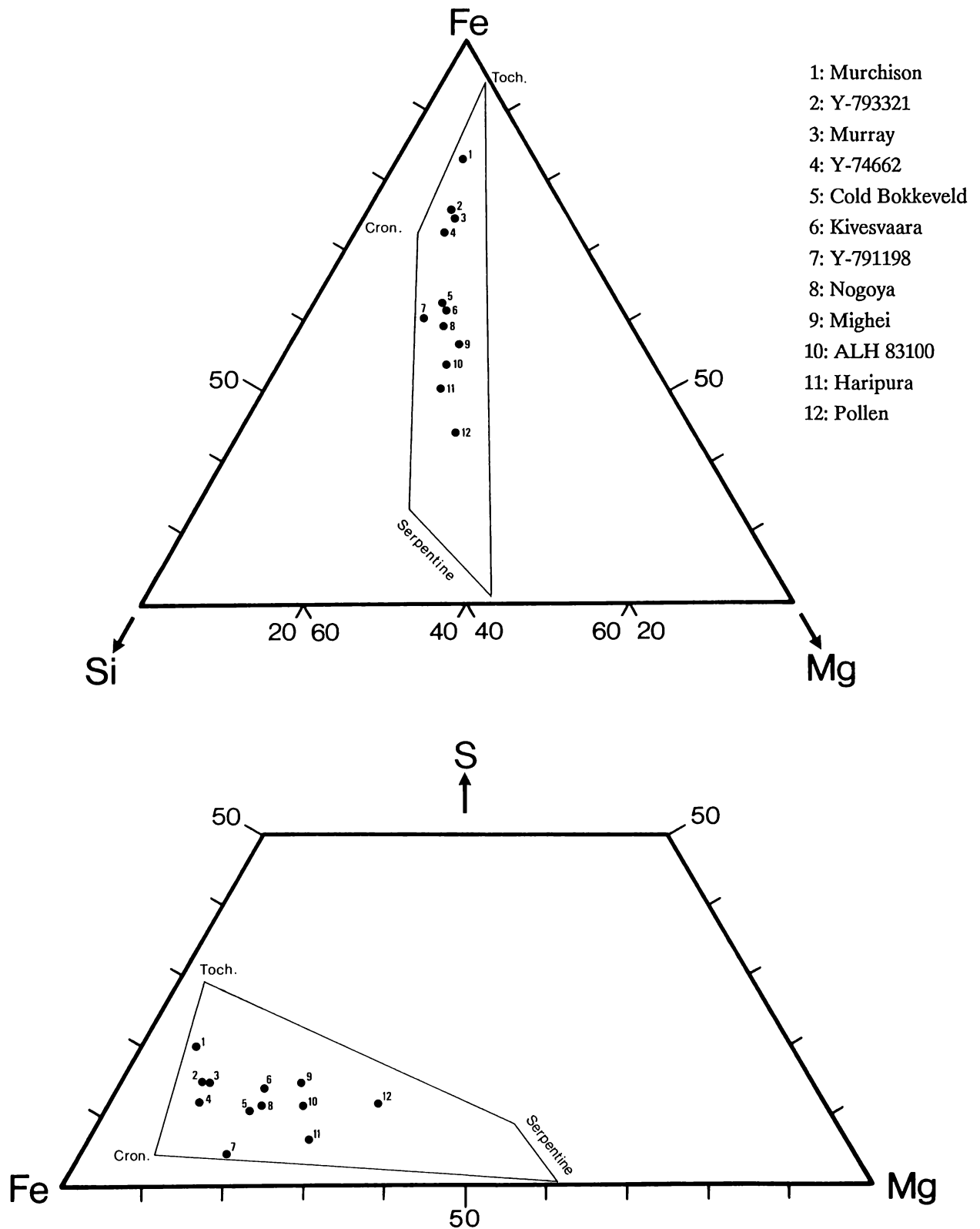
Mittlere chemische Zusammensetzung (Gew. %) der PCP-reichen Fragmente in den untersuchten CM-Chondriten. Die Original-Meßdaten der Tab. 6.4 wurden zum Zwecke der besseren Vergleichbarkeit auf O<sub>2</sub>-freier Basis auf 100%- umgerechnet, um variierende Porosität und H<sub>2</sub>O-Gehalte auszugleichen.

Die Daten sind in der Reihenfolge abnehmender Fe/Mg-Verhältnisse angeordnet.

- = unterhalb der Nachweisgrenze

Abkürzungen s. Tab. 6.4

	Murchis	793321	74662	Murray	791198	ColdBok	Kivesva	Nogoya	Mighel	83100	Haripur	Pollen
Si	7.06	12.18	14.33	12.02	22.89	18.46	17.80	19.28	18.57	21.83	25.31	25.01
Al	1.85	1.80	1.68	2.14	2.13	2.48	2.12	2.32	2.03	2.41	2.89	2.70
Cr	-	-	-	-	-	-	-	0.66	-	-	-	-
Fe	64.73	63.06	62.34	61.35	55.87	54.28	51.55	50.00	47.74	47.20	45.95	38.53
Mg	6.37	8.59	9.25	9.31	13.70	13.69	14.01	14.30	17.54	18.00	19.41	23.05
Ca	0.34	-	0.60	0.41	0.67	-	1.00	3.52	0.43	-	0.39	0.97
Ni	2.48	2.21	2.21	2.66	1.60	3.32	2.94	1.91	2.51	2.28	1.57	2.01
S	17.17	12.15	9.59	12.11	3.14	7.77	10.58	8.01	11.18	8.29	4.48	7.73
Fe/Mg:	10.16	7.34	6.74	6.59	4.08	3.97	3.68	3.50	2.72	2.62	2.37	1.67

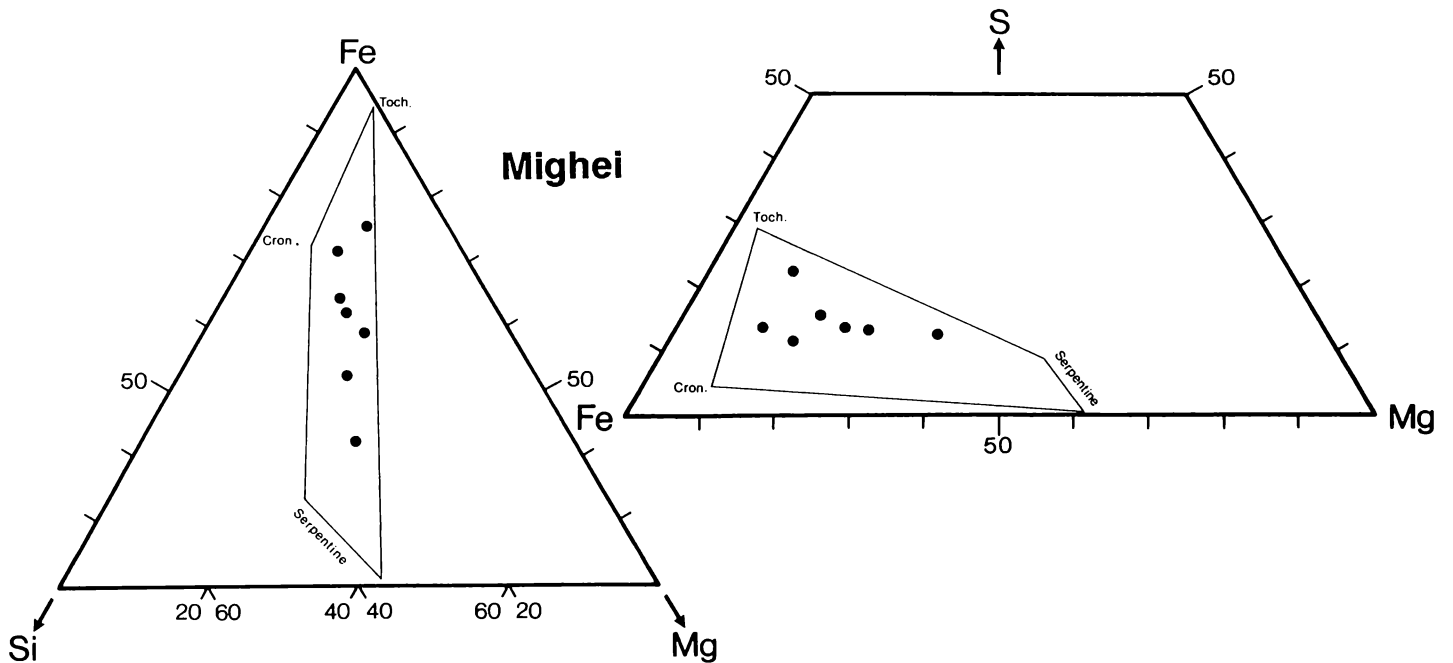


**Abb. 6.13:**

Drei-Komponenten-Diagramme zur Darstellung der mittleren chemischen Zusammensetzung (Gew.%) von PCP-reichen Fragmenten in CM-Chondriten. Die eingetragenen Datenpunkte stellen Mittelwerte aus jeweils 4 bis 15 Analysen dar (s. Tab. 6.4).

Es zeigt sich eine extreme Variationsbreite von sehr Fe-reichen Fragmenten (Murchison), die überwiegend aus PCP-Mineralen bestehen, bis hin zu Fe-armen Fragmenten (Pollen), an deren Aufbau die PCP-Mineralen nur untergeordnet beteiligt sind.

Die eingezeichneten Linien beziehen sich auf Abb. 6.6



**Abb. 6.14:**

Drei-Komponenten-Diagramme (Gew.%) zur Darstellung der chemischen Zusammensetzung der PCP-reichen Fragmente innerhalb verschiedener Primärfragmente im CM-Chondrit Mighei. Es zeigt sich eine extreme Variationsbreite bezüglich des Fe-Gehaltes. Die eingezeichneten Linien beziehen sich auf Abb. 6.6

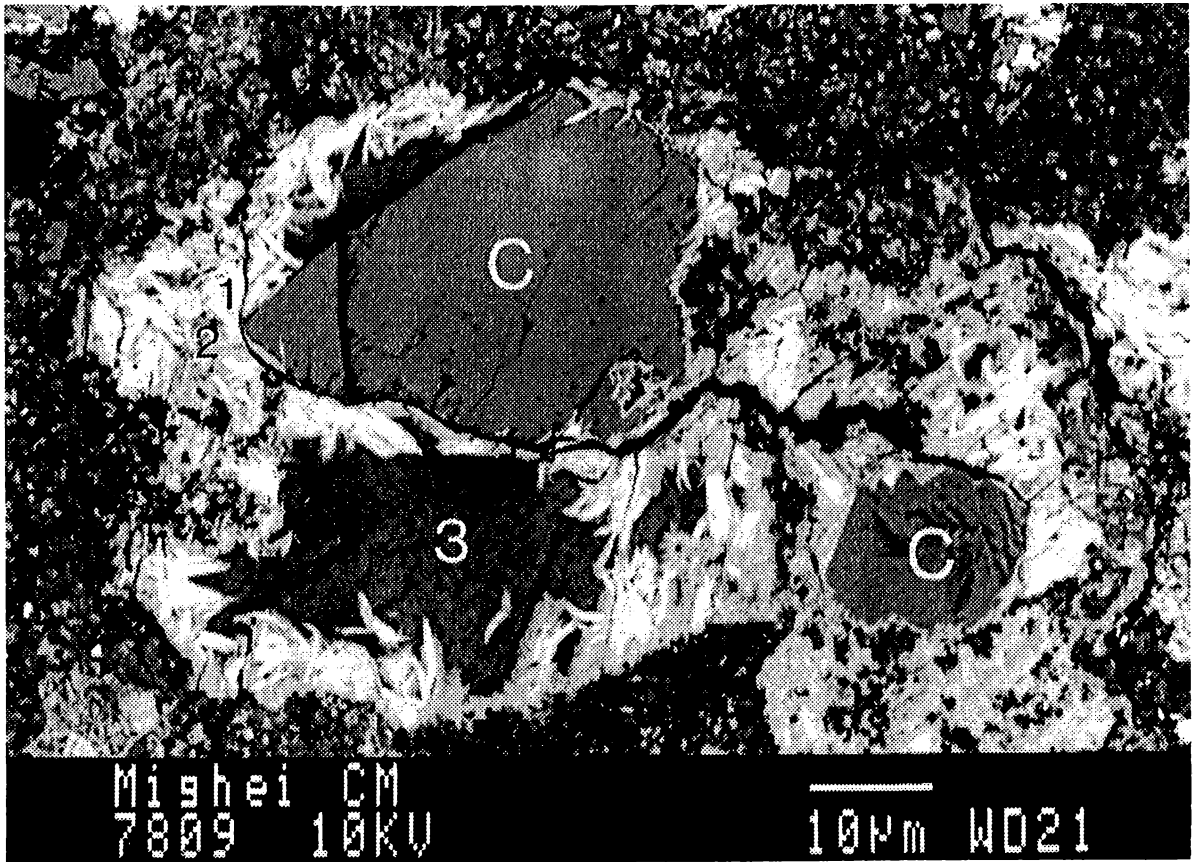
#### Calcit in PCP-reichen Fragmenten

Basierend auf lichtoptischen Untersuchungen von Murchison-Dünnschliffen schreiben Fuchs et al. (1973): "Calcit erscheint prinzipiell in der schwarzen Matrix; in geringen Anteilen auch innerhalb *einiger* weißer (d.h. refraktärer) Einschlüsse". Das Auftreten von (polykristallinem) Calcit innerhalb einer Chondre konnte bislang erst ein einziges Mal nachgewiesen werden (Nogoya; Bunch and Chang, 1980).

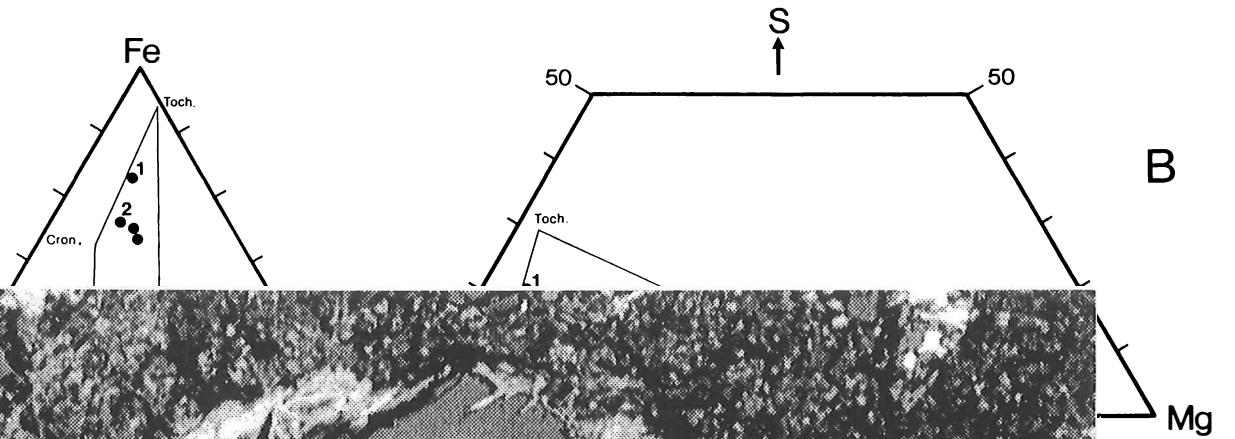
Bei den im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchungen stellte sich heraus, daß Calcit in CM-Chondriten prinzipiell in Paragenese mit Tochilinit und Cronstedtit *innerhalb* der PCP-reichen Fragmente auftritt (s. Abb. 6.15). Dies steht *nicht* im Widerspruch zu den Beobachtungen von Fuchs et al. (1973), da diese Autoren alle opaken Bereiche in Dünnschliffen normaler Dicke, d.h. auch PCP-reiches Material, zur "Matrix" zählen.

Die Korngrößen des Calcits liegen in der Regel zwischen < 10 und 50 Mikrometer, in einigen Fällen erreichen sie 80 (Fuchs et al. 1973) bis 95 Mikrometer (Bunch and Chang, 1980). Während unter den sehr kleinen  $\text{CaCO}_3$ -Kristallen auch Aragonit vorkommt (Barber, 1981), handelt es sich bei den großen (> 10 Mikrometer) Körnern immer um Calcit. Chemisch gesehen sind die Calcit-Kristalle extrem rein;

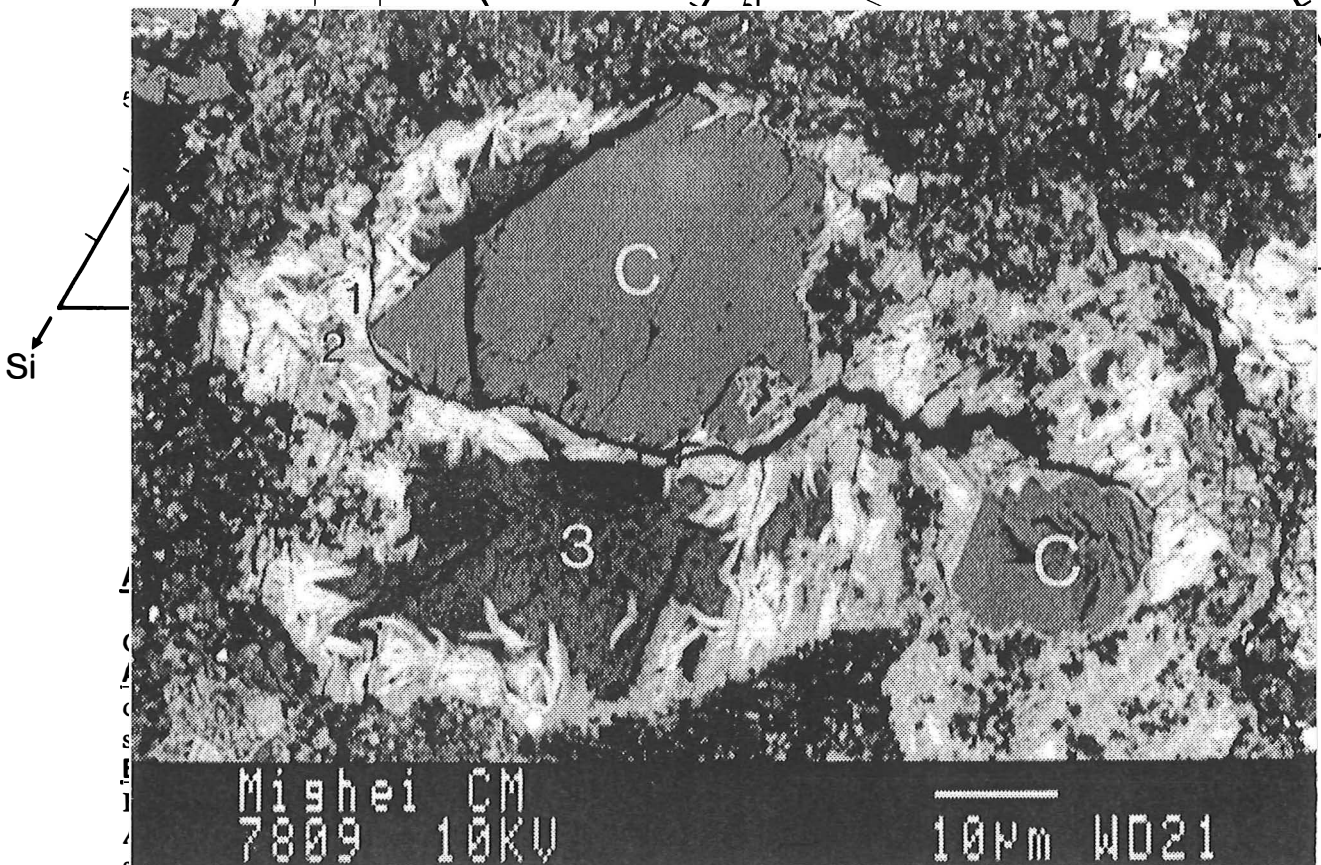




A



B



C

C: Chemische Zusammensetzung der in Abb. 6.15A eingezeichneten Fragmentbereiche (REM-EDS).

keines der Kationen, die in der Calcitstruktur das Ca diadoch ersetzen könnten (wie Fe oder Mg) läßt sich in nachweisbaren Konzentrationen finden. Diese Feststellung wird auch von Fuchs et al. (1973) und Bunch and Chang (1980) getroffen.

Anhand des durchgehenden Verlaufes von Spaltrissen und polysynthetischen Zwillingslamellen durch die Körner läßt sich zeigen, daß es sich bei den Calciten der PCP-reichen Fragmente fast ausschließlich um Einkristalle bzw. Einkristallfragmente handelt. In Abb. 6.16A läßt sich dieser Befund an den Spaltrissen des linken Calcit-Korns ablesen. Auch die orientiert in den Calcit eingewachsenen Toehilitkristalle der Abb. 6.16C zeigen an, daß es sich bei diesem Korn um einen Einkristall handelt. Bei allen in Abb. 6.15 und 6.16 abgebildeten Calciten zeigen sich durchgehende polysynthetische Zwillingslamellen; somit handelt es sich in allen Fällen um Calcit-Einkristalle bzw. -Fragmente.

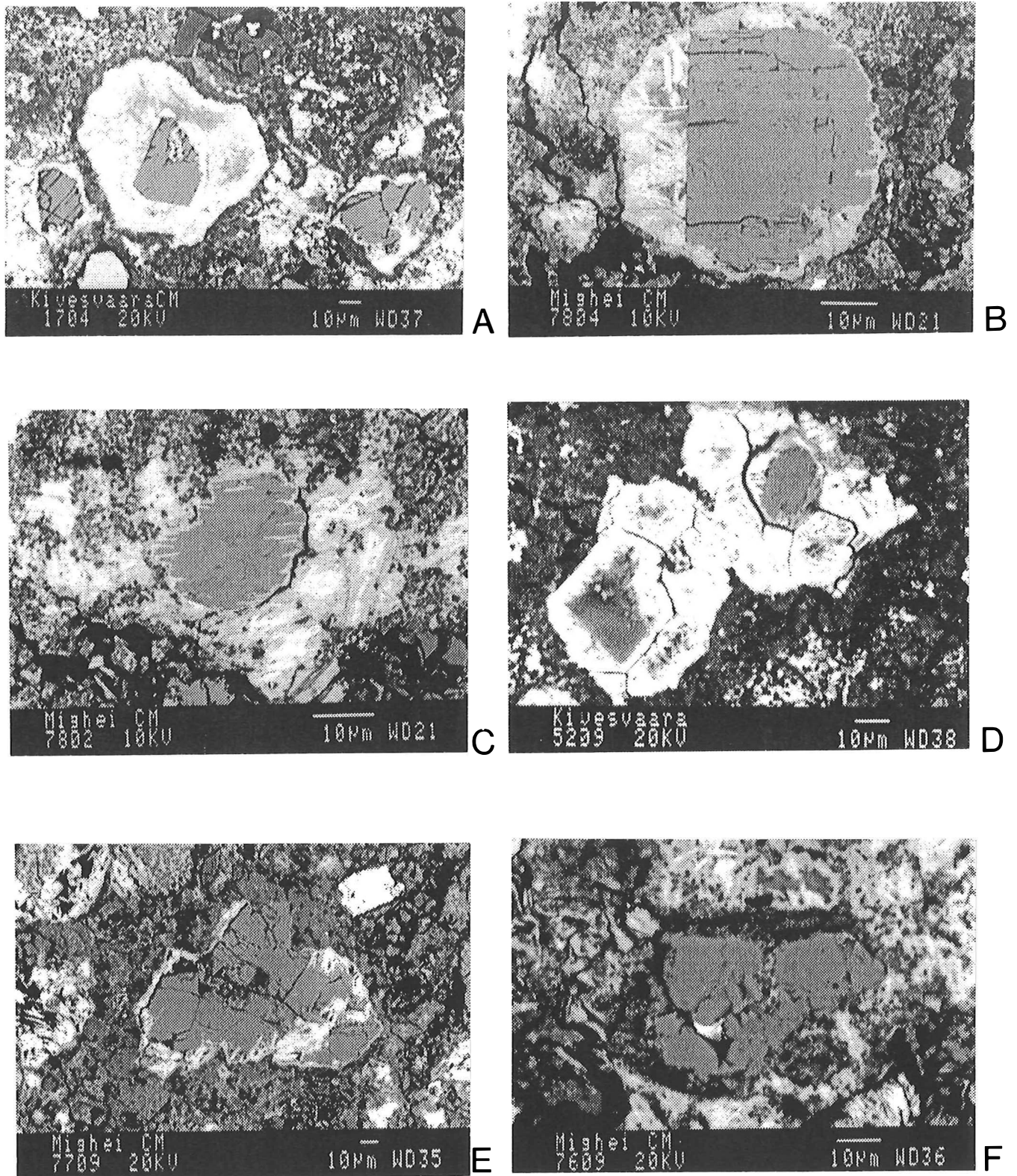
Prinzipiell tritt Calcit innerhalb der PCP-reichen Fragmente immer in Form von isometrischen Körnern mit zwei Morphologien auf; zum einen gibt es idiomorphe bis hypidiomorphe Kristallformen der Calcitkörner (Abb. 6.16A,B,D), wiederum ein Beleg für Einkristalle, zum anderen treten die Körner unregelmäßig begrenzt auf (Abb. 6.15A, 6.16C).

#### Genese der PCP-reichen Fragmente

Wie bereits erwähnt, scheint es sich bei den PCP-reichen Fragmenten um Pseudomorphosen der jetzigen Mineralparagenese nach dem Gefüge einer möglicherweise H<sub>2</sub>O-freien Ausgangslithologie zu handeln. Der fragmentäre Charakter der PCP-reichen Fragmente weist darauf hin, daß sie einstmals Bestandteile grobkörnigerer Ausgangslithologien gewesen sind. Aufgrund der limitierten Korngröße der PCP-reichen Fragmente (vgl. Abb. 6.9) ist es wahrscheinlich, daß die Ausgangslithologien analog den Chondren und refraktären Einschlüssen eine maximale Korngröße in der Größenordnung von Millimetern aufgewiesen haben.

Die Tatsache, daß die meisten der PCP-reichen Fragmente scharfe Grenzen gegenüber ihren Akkretionsstaubhüllen aufweisen, stellt für den Autor der vorliegenden Arbeit einen Beweis für die Umwandlung eines Großteils der Ausgangslithologie zu PCP-reichen Fragmenten innerhalb des Solarnebels dar.

Neben dem Vorhandensein dieser scharfen Grenzen gibt es einen weiteren überzeugenden Befund für eine Umwandlung der Ausgangslithologie *schon vor* der Bildung der CM-Mutterkörper. Es handelt sich um isolierte Calcitfragmente, die vollständig von Akkretionsstaubhüllen ummantelt sind. Diese Calcitfragmente sind vermutlich durch Fragmentierungsprozesse aus sich frei im Solarnebel bewegendem PCP-reichen Fragmenten entstanden. Als Beweis hierfür läßt sich eine Breccierungssequenz anführen, die von PCP-ummantelten Calciten (Abb. 6.16A) über Calcite mit PCP-Resten bis hin zu den isolierten Calciten reicht (Abb. 6.16F, 6.22F). All diese Produkte verschiedener Breccierungsstufen wurden innerhalb des Solarnebels von Akkretionsstaubhüllen ummantelt.



**Abb. 6.16:** Calcit-führende PCP-reiche Fragmente in CM-Chondriten.

**A:** Calcit-führendes PCP-reiches Fragment mit Akkretionsstaubhülle in Kivesvaara.

Im Zentrum des Fragmentes befindet sich ein idiomorpher Calcitkristall.

**B:** Hypidiomorpher Calcit in PCP-reichem Fragment des CM-Chondriten Mighei.

**C:** Calcitkorn mit entlang von Spaltrissen eingewachsenen PCP-Mineralen innerhalb eines PCP-reichen Fragmentes in Mighei. Die Verwachsungsverhältnisse lassen darauf schließen, daß der Calcit *vor* den PCP-Phasen kristallisierte.

**D:** Calcit-führende PCP-reiche Fragmente mit polygonaler Internstruktur und Akkretionsstaubhüllen in Kivesvaara.

**E:** Calcitfragment mit relictischen PCP-Phasen und Akkretionsstaubhülle in Mighei.

**F:** Isoliertes Calcit-Fragment mit Akkretionsstaubhülle in Mighei. Die Existenz der Akkretionsstaubhülle belegt, daß die Calcitbildung schon *vor* der Entstehung der CM-Mutterkörper stattgefunden haben muß.

Einen wichtigen Indikator zur Rekonstruktion der Ausgangslithologien stellen die polygonalen Internstrukturen innerhalb der PCP-reichen Fragmente dar (siehe z.B. Abb. 6.11B). Prinzipiell lassen sich mindestens drei unterschiedliche Prozesse anführen, die ein derartiges Ausgangsgefüge *vor* der aquatischen Beeinflussung erzeugt haben könnten.

**Erstens** könnte es sich um Agglomerate isometrischer Objekte, wie z.B. Metallkügelchen gehandelt haben, die nach ihrer Zusammenballung, Umwandlung und Fragmentierung einem Kompaktionsprozeß, z.B. auf dem Mutterkörper, ausgesetzt gewesen sind.

**Zweitens** bestände die Möglichkeit, daß es sich um polygonale (Schrumpfungs-) Risse innerhalb der Ausgangslithologie handelt.

**Drittens** könnte man es mit einem primären Kristallisationsgefüge der Ausgangslithologie zu tun haben, welches durch isometrische und gleichkörnige Kristalle charakterisiert war, ein sog. Mosaikgefüge. Derartige Gefüge lassen sich z.B. in vielen langsam abgekühlten Metallen finden.

Prinzipiell läßt sich feststellen, daß die Ausgangslithologie der PCP-reichen Fragmente sehr Fe-reich gewesen sein muß. Weiterhin scheint gesichert, daß sich der PCP-Typ I vieler Chondren aus FeNi-Metall gebildet hat (s.o.). Somit wäre metallisches FeNi prinzipiell auch ein mögliches Ausgangsmaterial für die Bildung der PCP-reichen Fragmente. Tomeoka and Buseck (1985) schlagen vor, die PCP-reichen Fragmente (PCP-Typ II) aus dem PCP-Typ I, welches vorher durch Fragmentierungsprozesse im Regolith aus Chondren freigesetzt wurde, entstehen zu lassen. Gegen diese Theorie spricht zum einen, daß für die Bildung von rund 30 Vol.% PCP-reicher Fragmente (s. Abschnitt 6.2.2) auch eine entsprechende Menge an Ausgangsmetall bzw. PCP-Typ I zur Verfügung gestanden haben müßte. Dies würde, selbst unter Berücksichtigung einer Volumenzunahme bei der Umwandlung, eine Chondrenpopulation mit derartig hohen Anteilen an Metall voraussetzen, wie sie weder in CM-Chondriten noch in den anderen Chondrit-Gruppen zu beobachten ist. Zum zweiten läßt sich z.B. aufgrund der Existenz von Akkretionsstaubhüllen um PCP-reiche Fragmente herum mit Sicherheit sagen, daß der Fragmentierungsprozeß, der zur Bildung der PCP-reichen Fragmente führte, schon innerhalb des Solarnebels wirksam war. Regolithprozesse hätten vielmehr die fragilen Akkretionsstaubhüllen der PCP-reichen Fragmente zerstört. Ein Ausweg aus diesem Dilemma liegt in der Annahme, zwar die Umwandlungsabfolge Metall/PCP-Typ I/PCP-Typ II prinzipiell beizubehalten, dem Großteil des Metalls jedoch eine von Chondren unabhängige Genese zuzuschreiben. Dies scheint nicht prinzipiell abwegig, da zum Beispiel das Metall in LL3-Chondriten (z.B. Julesburg) nur untergeordnet an Chondren gebunden ist und sich als  $\pm$  isometrische Einheiten außerhalb, d.h. *zwischen* den Chondren befindet. Das Metall dieser Chondrite sollte also eine von den Chondren weitgehend unabhängige Geschichte haben. Im Gegensatz zu dem eben erwähnten Meteoriten enthalten CM-Chondrite zwischen den Chondren statt des Metalls die PCP-reichen Fragmente. Unter Anbetracht des prinzipiell identischen Gesamtgefüges aller Chondritgruppen (mit Ausnahme der CI-Chondrite) liegt der Schluß nahe, in diesen Fragmenten ein Analogon zu den Metallen von Julesburg zu sehen. Möglicherweise entstanden die PCP-reichen Fragmente also aus einer Chondren-fremden Metallkomponente. Diese Metallkomponente könnte in demjenigen Bereich des Solarnebels, in dem es

zur Bildung der CM-Mutterkörper kam, einer intensiven Beeinflussung durch  $H_2O$  ausgesetzt gewesen sein. Selbst unter der Annahme, daß diese Umwandlung erst auf den CM-Mutterkörpern stattgefunden hat (wovon der Autor der vorliegenden Arbeit nicht ausgeht), so entstammt das Ausgangsmetall aus den eben aufgeführten Gründen wahrscheinlich nicht den Chondren selber, sondern muß als separate chondritische Komponente beigemischt worden sein.

Bei den polygonalen Internstrukturen der PCP-reichen Fragmente könnte es sich im Falle einer metallischen Ausgangslithologie um die Pseudomorphose nach dem primären Kristallisationsgefüge dieser Lithologie handeln.

Anhand der Verwachsungsverhältnisse der am Aufbau der PCP-reichen Fragmente beteiligten Minerale läßt sich in begrenztem Maße eine Kristallisationsabfolge dieser Minerale ableiten. Calcit scheint schon zu einem frühen Zeitpunkt Bestandteil der PCP-reichen Fragmente gewesen zu sein, da er einerseits in Form idiomorpher Einkristalle erscheint (Abb. 6.16A), andererseits Tochilinit und Cronstedtit entlang von Spaltrissen in nachträglich in den Calcit eingewachsen sind (Abb. 6.16C). Serpentin, Cronstedtit und Tochilinit zeigen häufig innige Verwachsungsverhältnisse, was auf eine weitgehend kogenetische Kristallisation dieser Minerale hindeutet. Allerdings erscheint Tochilinit häufig auch isoliert im Zentrum Cronstedtit-reicher Bereiche (Abb. 6.15A), so daß man zusätzlich von einer sekundären Umwandlung von Tochilinit in Cronstedtit ausgehen kann.

Mit dem eben diskutierten Szenario ist die mögliche Bandbreite der Theorien zur Entstehung der PCP-reichen Fragmente auch nicht annähernd erschöpft. Es bleiben noch viele offene Fragen, die sich durch das angeführte Szenario nicht befriedigend erklären lassen. Wie konnte es z.B. bei der aquatischen Einflußnahme im *Zentrum* der polygonalen Internstrukturen (Metallkristallen ?) zu einer Abreicherung von Fe und der Kristallisation von relativ Fe-armem Serpentin und Calcit kommen? Normalerweise müßte man eine Fe-Abreicherung besonders an den Grenzen der Unterstrukturen erwarten, da diese Grenzen wahrscheinlich als Zugangswege für diejenigen ( $H_2O$ -haltigen) Phasen dienen, die überhaupt erst zur Umwandlung der Ausgangslithologie geführt haben. Die Entschlüsselung der Genese PCP-reicher Fragmente stellt somit ein noch weites Betätigungsfeld innerhalb des Forschungsbereiches "Rekonstruktion der Akkretionsgeschichte von CM-Chondriten" dar.

### **6.1.5 Chondritische Matrix**

Im konventionellen Sinne stellt die chondritische Matrix all jenes Material dar, welches sich außerhalb der optisch identifizierbaren Chondren, Einschlüssen und deren Fragmenten befindet (z.B. Dodd, 1981; King and King, 1981). Dieses Material ist i.d.R. extrem feinkörnig und in Dünnschliffen normaler Dicke opak. Der Modalanteil dieser Komponente schwankt zwischen den verschiedenen Chondritgruppen extrem. Während die CI-Chondriten einen Matrixanteil von rund 95 Vol% aufweisen (Dodd, 1981), nimmt der Anteil dieser Komponente innerhalb der verschiedenen Chondritgruppen in folgender Reihenfolge ab (Scott and Taylor, 1987): CM (70 Vol%), CV (40 Vol%), CO (30 Vol%), gewöhnliche Chondrite (10 Vol%), E-Chondrite (< 1 Vol%).

Außer der eben gegebenen Matrix-Definition existiert eine Reihe anderer, verfeinerter Definitionen, von denen zwei im folgenden kurz vorgestellt werden.

McSween und Richardson (1977) definieren die Matrix der kohligen Chondrite als dunkles, strukturloses Material, innerhalb dessen bei 400-facher Vergrößerung am lichtoptischen Mikroskop keinerlei grobkörnige Minerale wie FeNi-Metall, Sulfid und Magnetit sichtbar sein dürfen.

Barber (1981) versteht unter der Matrix von CM-Chondriten die Schichtsilikate und die innig mit ihnen verwachsenen Minerale, weist aber gleichzeitig auf die vielfältigen Matrix-Inhomogenitäten hin.

Im Laufe der vorliegenden Untersuchung hat sich gezeigt, daß die eben gegebenen Matrix-Definitionen zur Beschreibung der vielfältigen Strukturen innerhalb dieser chondritischen Komponente zu unspezifisch sind. Deshalb ergeben sich beim Vergleich der vorliegenden Untersuchungsergebnisse zur Petrographie und chemischen Zusammensetzung dieser CM-Komponente mit Literaturdaten häufig Schwierigkeiten. Zum Beispiel läßt sich anhand der gegebenen Matrix-Definitionen keine Unterscheidung zwischen impaktinduzierter klastischer Matrix und Staubhüllenmaterial treffen. Da die lichtoptische Unterscheidung der klastischen Matrix von den Akkretionsstaubhüllen schwierig ist und das Wissen um die genetischen und gefügekundlichen Unterschiede dieser beiden Komponenten erfordert, wird in der bisher existierenden Literatur diese Unterscheidung bezüglich der CM-Chondrite auch nicht getroffen. Aus diesem Grunde gibt es immer wieder Schwierigkeiten bei der Interpretation von Fremddaten, die auf einem unspezifischen Matrix-Begriff basieren. Auf dieses Problem wird in der Diskussion am Ende der vorliegenden Arbeit ausführlich eingegangen.

## **6.2 Primäre Akkretionsstrukturen**

Wie bereits eingangs kurz erläutert, lassen sich die in CM-Chondriten zu beobachtenden Gefüge auf zwei grundsätzlich verschiedene Prozesse zurückführen.

Zum einen hat man es mit *primären Akkretionsstrukturen* zu tun, die sich auf Prozesse innerhalb des Solarnebels zurückführen lassen und die sich besonders deutlich in Form der sog. Akkretionsstaubhüllen manifestieren. Die Interpretation aller gefügekundlichen, mineralogischen und chemischen Eigenschaften dieser Staubhüllen führt zu nur *einem* möglichen Schluß: die Akkretionsstaubhüllen verdanken ihre Entstehung der Adhäsion von feinstkörnigem Mineralstaub auf den Oberflächen der grobkörnigen, sich isoliert innerhalb des Solarnebels bewegenden chondritischen Komponenten (s. Abschnitt 6.2.3).

Solche Strukturbereiche, innerhalb derer *alle* grobkörnigen Komponenten wie Chondren und PCP-reiche Fragmente Akkretionsstaubhüllen aufweisen, lassen sich als Relikte ganz ursprünglicher und mechanisch unveränderter CM-Akkretionsgesteine interpretieren.

Daß diese Akkretionsgesteine nicht mehr in ihrem ursprünglich kohärenten Verband auftreten, ist das Resultat einer *späteren Impakt-induzierten Breccierung* auf der Oberfläche der CM-Mutterkörper. Hierbei kam es zur Bildung von fragmentären Breccien bzw. Regolithbreccien, die durch reliktsche Fragmente der Akkretionsgesteine (Primärfragmente) mit dazwischengeschalteten Anteilen einer Impakt-induzierten klastischen Matrix charakterisiert sind. Die Strukturen und Gefüge, die auf derartige sekundäre Breccierungsereignisse zurückzuführen sind, werden in Abschnitt 6.3 vorgestellt und diskutiert.

Im folgenden wird zunächst ein kurzer Abriss über den Stand der Forschung bezüglich der Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten gegeben. Anschließend werden die im Rahmen der vorliegenden Arbeit gewonnenen Daten zur petrographischen, mineralogischen und chemischen Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen sowie der Akkretionsgesteine bzw. deren Relikte (Primärfragmente) vorgestellt und interpretiert.

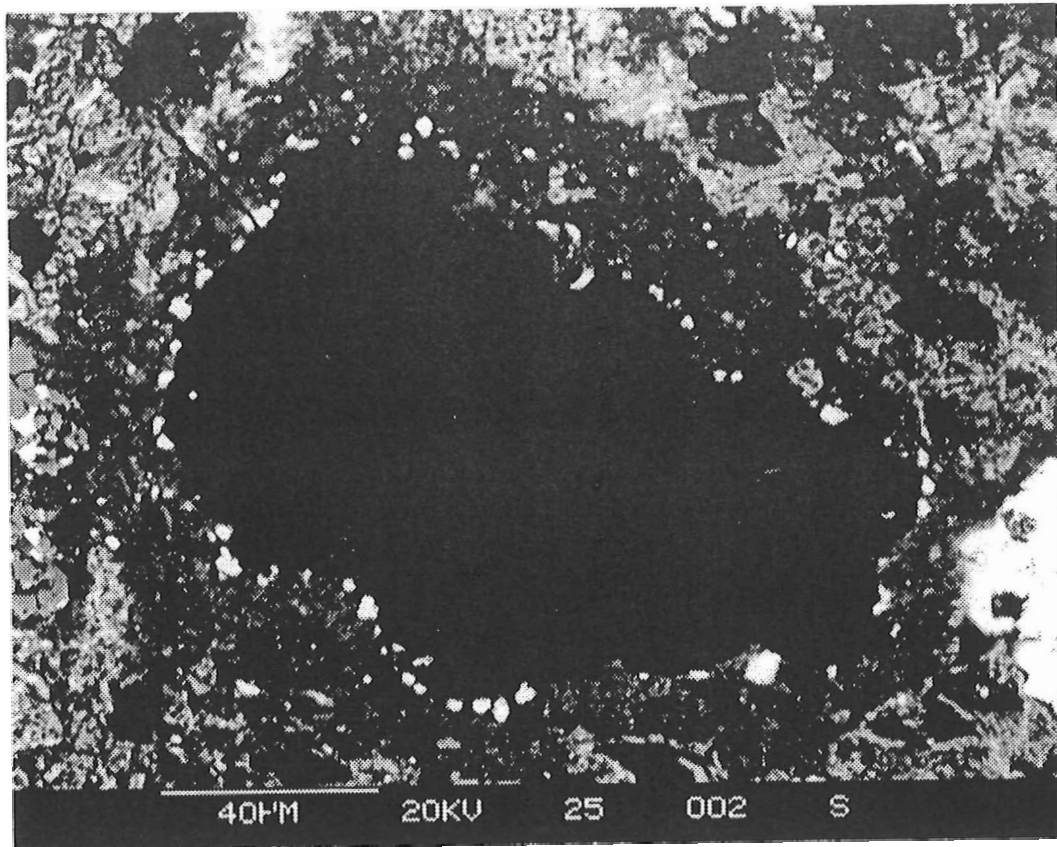
### **6.2.1 Akkretionsstaubhüllen**

Der Begriff "*AKKRETIONSSTAUBHÜLLEN*" als Bezeichnung für die dunklen Säume leitet sich aus folgenden Beobachtungen ab.

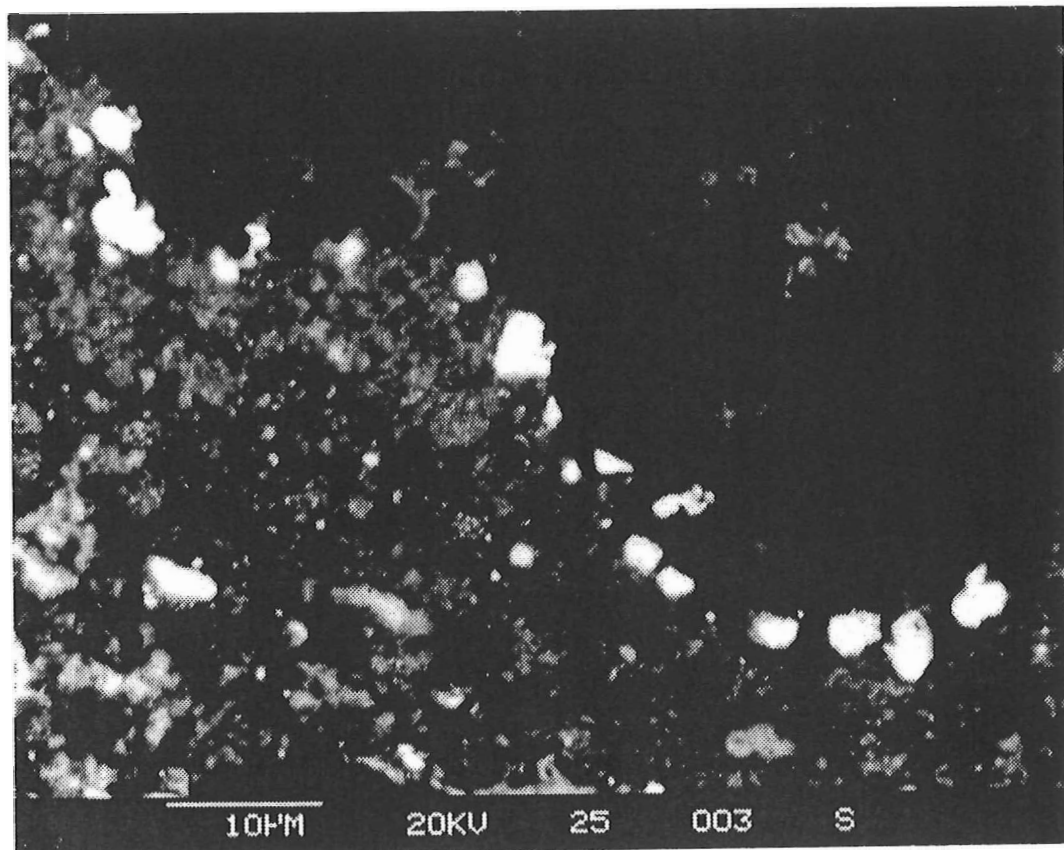
Zum einen handelt es sich um Strukturen, die die Komponenten *vollständig* umgeben, ohne jedoch eine einheitliche Dicke aufzuweisen ("Hüllen"). Zum anderen bestehen diese Strukturen aus extrem feinkörnigen Mineralen, deren Korngröße im Bereich von 1 Mikrometer und darunter liegt, was den Begriff (Mineral-) "Staub" rechtfertigt. Schließlich verdeutlicht der Term "Akkretion" innerhalb des Gesamtbegriffes den einzig wahrscheinlichen Entstehungsprozeß dieser Strukturen, nämlich die Akkretion bzw. Adhäsion von feinkörnigem Mineralstaub auf den Oberflächen der grobkörnigen chondritischen Komponenten. Daß überhaupt Prozesse im Solarnebel wirksam waren, die zu einer Adhäsion feinkörniger Partikel auf der Oberfläche grobkörniger chondritischer Komponenten führten, belegt eindrucksvoll die Abbildung 6.17. Man erkennt auf den absichtlich etwas zu dunkel aufgenommenen REM-Photos ein Olivinchondren-Fragment im CM-Chondrit Y-791198, welches vollständig von einer Akkretionsstaubhülle umgeben ist. Das wichtige an diesem Einschluß ist die Tatsache, daß es vor der Akkretion der "normalen" Staubhülle zur Adhäsion relativ großer Pentlandit-Körner auf der Oberfläche des Fragmentes gekommen ist. Diese Körner, die einen maximalen Durchmesser von 7 Mikrometer aufweisen, markieren die Grenze zwischen Staubhülle und Fragment. Wenn es also Prozesse gab, die in der Lage waren, derartig große Mineralkörner adhäsiv an die Oberflächen der grobkörnigen Komponenten zu binden, so scheint auch der theoretische Ansatz einer Adhäsion sehr viel kleinerer Körner an derartige Oberflächen prinzipiell unproblematisch. Magnetische Kräfte scheiden bei der Adhäsion von Mineralen an derartig Fe-arme Komponenten wie das gezeigte Forsterit-Fragment aus. Wahrscheinlich sind eher elektrostatische Kräfte wirksam gewesen. Auf die möglichen Adhäsions-Mechanismen wird in der Diskussion (Kap. 9) eingegangen werden.

### **Stand der Forschung**

Zur Thematik der Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten existieren in der Literatur bis zum Beginn der 80er Jahre keine umfassenden Untersuchungen. Auch die späteren Arbeiten zu diesem Thema, deren Ergebnisse im Folgenden kurz gelistet werden, behandeln die CM-Akkretionsstaubhüllen bis auf wenige Ausnahmen nur beiläufig.



A



B

**Abb. 6.17:**

**A:** Olivinchondren-Fragment mit Akkretionsstaubhülle im CM-Chondrit Y-791198. (REM-Rückstreuelektronen-Bild).

**B:** Ausschnitt aus A.

An der Grenzfläche Fragment/Staubhülle zeigen sich perlschnurartig aufgereichte Pentlandit-Körner, die nicht mit dem Fragment verwachsen, sondern vielmehr adhäsiv an seine Oberfläche angelagert sind.



Erste Hinweise auf das Vorhandensein von Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten finden sich z.B. in einer Abbildung der Arbeit von Fuchs et al. (1973), in der einige "weiße Einschlüsse" im CM-Chondrit Murchison gezeigt werden, die von "dünnen Schichten feinkörniger Matrix" umgeben sind.

Im Rahmen einer Untersuchung von Akkretionsstaubhüllen ("accretionary dark rims") in unequilibrierten Chondriten wurden von King and King (1981) auch die Staubhüllen des CM-Chondriten Murray untersucht und eine grundsätzliche Ähnlichkeit der Staubhüllen dieser Probe mit denjenigen der unequilibrierten gewöhnlichen Chondrite festgestellt.

Kinnunen und Saikkonen (1983) beschäftigen sich in ihrer umfassenden Arbeit zur petrographischen und chemischen Charakterisierung des CM-Chondriten Kivesvaara auch mit den in dieser Probe besonders gut zu beobachtenden Akkretionsstaubhüllen ("black rims"). Die Autoren stellen fest, daß in dieser Probe die meisten transparenten Einschlüsse von derartigen, teilweise zonierten Hüllen umgeben sind, und daß die Oberflächen-Unebenheiten der ummantelten Komponenten von dem Staubhüllen-Material ausgeglichen werden. Das Gesamtgefüge der "black rims" führt die Autoren zu dem Schluß, daß sich diese Strukturen am plausibelsten als Staublagen interpretieren lassen, die sich vor der Akkretion gebildet haben müssen.

Der Grund für die auffallende Häufigkeit der Staubhüllen in diesem CM-Chondriten liegt in dem im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermittelten geringen Breccierungsgrad dieser Probe begründet (s. Abschnitt 6.3.3).

Zolensky et al. (1988, 1989) untersuchten die Akkretionsstaubhüllen ("rims") der CM-Chondrite Murchison, Bells, Nogoya und EET 83389 und vergleichen die Gesamtchemie dieser Strukturen mit derjenigen der CM-"Matrix". Jedoch ist den Ausführungen dieser Autoren nicht zu entnehmen, welche chondritische Komponente mit dem Begriff "Matrix" gemeint ist.

In der Aufzählung dieser veröffentlichten Befunde erschöpft sich weitgehend das Wissen über die Petrographie und chemische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten. Es fehlte bisher eine systematische Untersuchung dieser chondritischen Komponente mit Hilfe der Raster-Elektronenmikroskopie in Einheit mit einer quantitativen mikrochemischen Analytik. Diese Lücken sollen mit der vorliegenden Arbeit weitgehend geschlossen werden. Insbesondere soll versucht werden, folgende Fragen, die teilweise kontrovers diskutiert werden, zu klären:

- 1) Welche Arten grobkörniger chondritischer Komponenten weisen Akkretionsstaubhüllen auf?
- 2) Sind die Staubhüllen-Eigenschaften in irgendeiner Weise mit den Eigenschaften der umhüllten chondritischen Komponenten korreliert ?
- 3) Lassen sich anhand der gefügekundlichen, mineralogischen und chemischen Befunde die Bildungsmechanismen der Staubhüllen ableiten?
- 4) Kann man anhand derartiger Befunde eine Entscheidung treffen, ob es sich bei der aquatischen Umwandlung der Staubhüllen-Mineralen um einen Solarnebel- oder einen Mutterkörper-Prozeß handelt?

Die im Rahmen der vorliegenden Untersuchung gewonnenen Daten erlauben Antworten auf einen großen Teil dieser Fragen. Im folgenden Abschnitt wird zunächst eine Auflistung all derjenigen chondritischen Komponenten geliefert, welche sich durch das Auftreten von sie umgebenden Akkretionsstaubhüllen auszeichnen.

### **6.2.1.1 Chondritische Komponenten mit Akkretionsstaubhüllen**

Läßt man die durch sekundäre Breccierung zertrümmerten Bereiche innerhalb der CM-Chondrite außer Acht, so läßt sich die Frage "Welche grobkörnigen Komponenten der CM-Chondrite weisen Akkretionsstaubhüllen auf?" mit einem einzigen Wort beantworten: **ALLE!**

Dies stellt einen der ganz elementaren, im Rahmen der vorliegenden Untersuchung ermittelten Befunde dar. Diese Beobachtung, die nur der konsequenten Unterscheidung von klastischer Matrix und Primärfragmenten zu verdanken ist, führt zu einer Reihe wichtiger Konsequenzen, die in der Diskussion (Kap. 9) ausführlich besprochen werden.

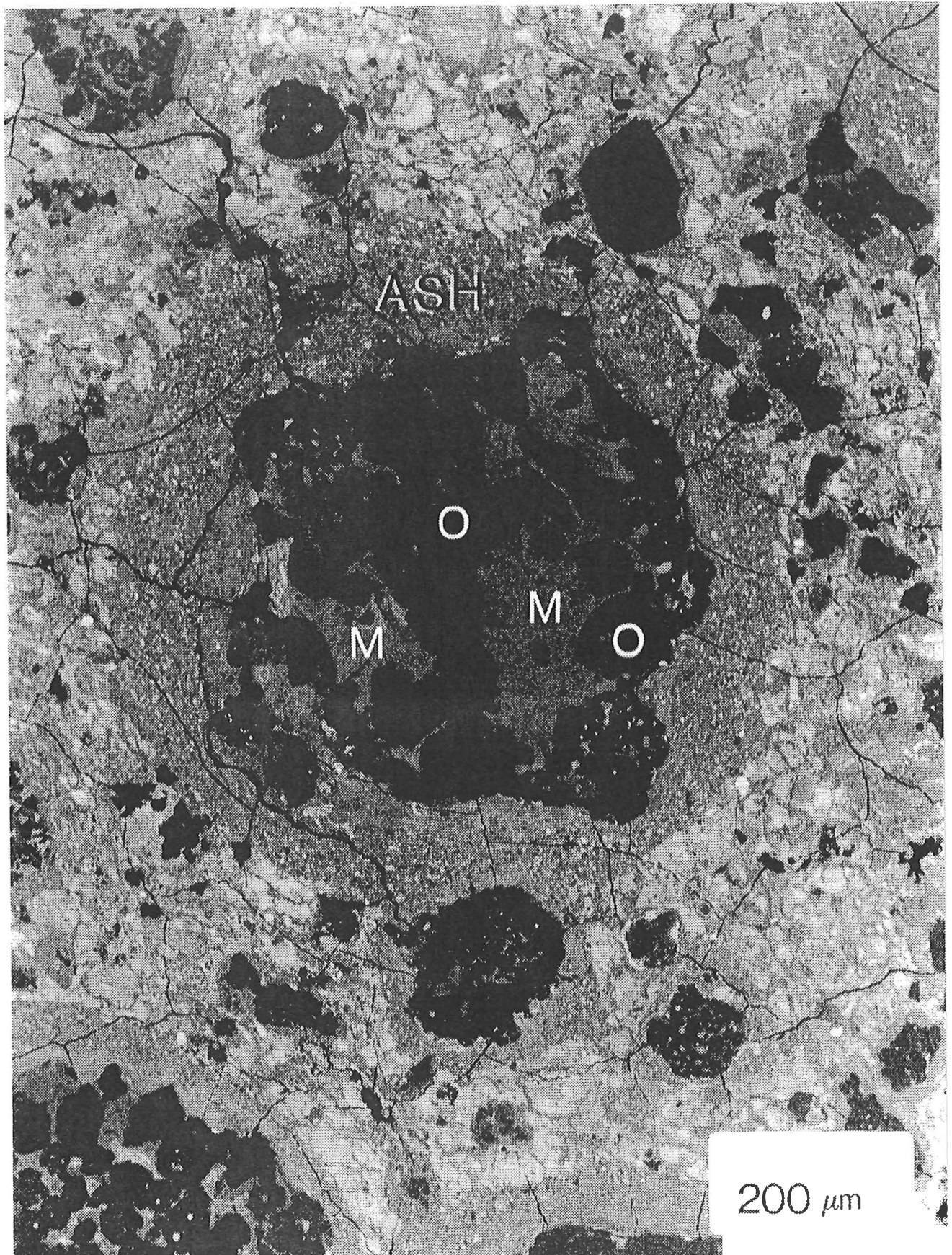
Zum Beispiel ist man aufgrund dieses Befundes, der sich ohne weiteres auch auf alle anderen unequilibrierten Chondrit-Gruppen (mit Ausnahme der CIs) übertragen läßt, bei der optischen Untersuchung von chondritischen Meteoriten sofort in der Lage, anhand des Vorhandenseins oder Fehlens von Akkretionsstaubhüllen zu entscheiden, ob man es bei dem untersuchten Bereich mit primären, mechanisch nicht mehr veränderten Akkretionsgefügen oder mit sekundären Breccierungs-Strukturen zu tun hat.

Die Abbildung 6.18 zeigt einen Ausschnitt des CM-Chondriten Y-791198 (REM-Rückstreuelektronenbild). Im Zentrum des Bildes ist ein Olivinchondren-Fragment (OC) zu sehen, das sich aus sehr Mg-reichen Olivinkristallen (O), die in eine aquatisch beeinflusste, relativ Fe-reiche Mesostasis (M) eingebettet sind, zusammensetzt. Das gesamte Chondrenfragment ist vollständig von einer breiten Akkretionsstaubhülle (ASH) umgeben, ebenso wie alle anderen grobkörnigen Komponenten in der Umgebung dieses Fragmentes. Man erkennt weiterhin, daß es sehr viele unterschiedliche von Staubmaterial umhüllte chondritische Komponenten gibt.

Daß wirklich alle grobkörnigen CM-Komponenten, die in Abschnitt 6.1 vorgestellt wurden, von derartigen Akkretionsstaubhüllen umgeben sein können, soll im folgenden durch Bildmaterial belegt werden.

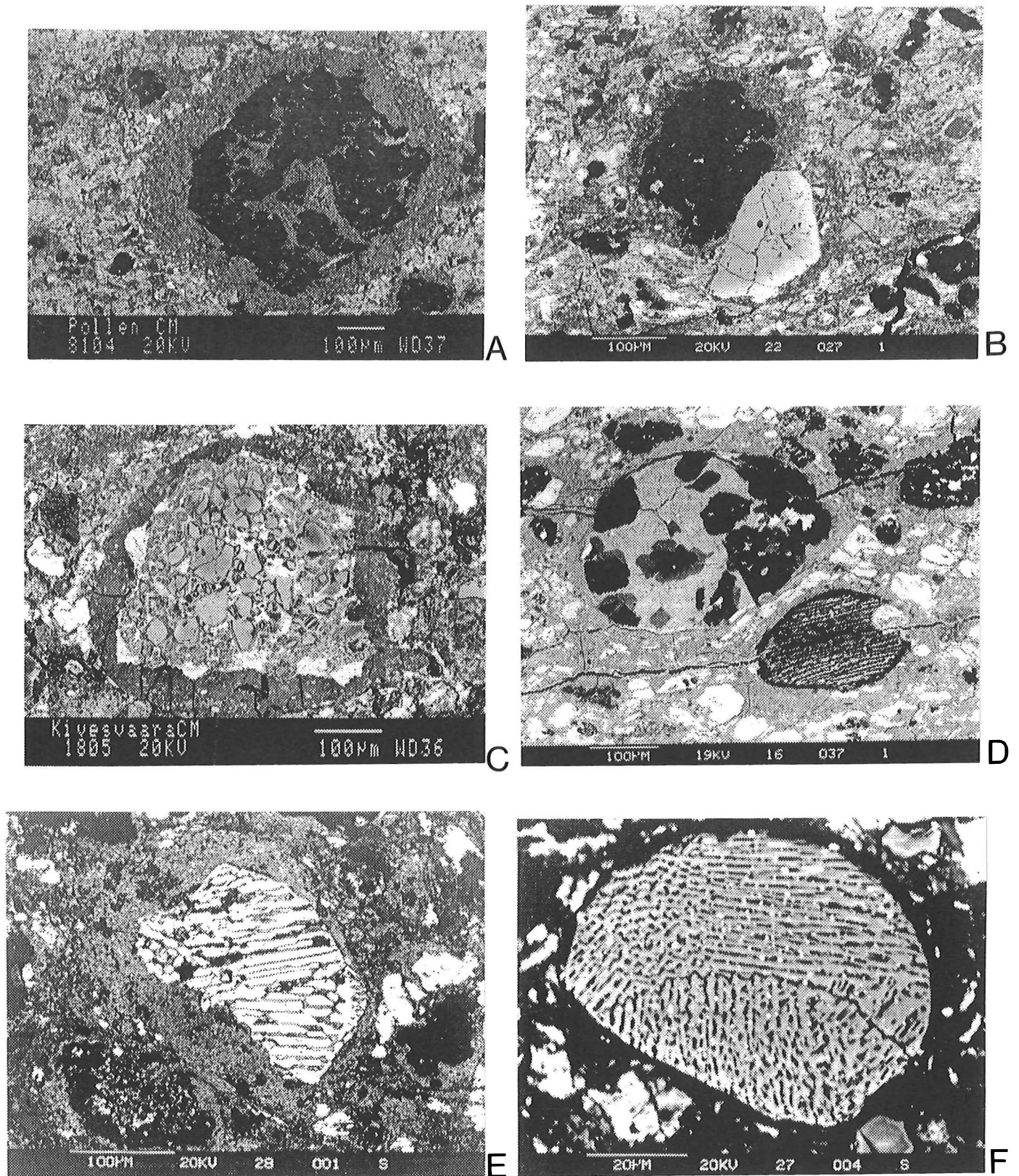
### **Chondren mit Akkretionsstaubhüllen**

In Abbildung 6.19 sind Beispiele für die verschiedensten Chondrentypen bzw. ihre Fragmente in Form von REM-Rückstreuelektronen-Bildern dargestellt; in allen Fällen weisen diese chondritischen Komponenten Akkretionsstaubhüllen auf. In Abb. 6.19A und 6.19B (oberer Einschluß) sind zwei Beispiele für *Mg-reiche porphyrische Olivinchondren* mit Akkretionsstaubhüllen in den CM-Chondriten Pollen und Y-791198 aufgeführt (vgl. auch Abb. 6.18). Abbildung 6.19C zeigt ein Fragment einer *Fe-*



**Abb. 6.18:**

Ausschnitt aus dem Gefüge des CM-Chondriten Y-791198 (REM-Rückstreuelektronenbild). Im Zentrum der Abbildung erkennt man ein Olivinchondren-Fragment, bestehend aus forsteritischen Olivinkristallen (O), die in eine relativ Fe-reiche Mesostasis (M) eingebettet sind. Das gesamte Fragment ist, ebenso wie alle anderen grobkörnigen Komponenten, vollständig von einer Akkretionsstaubhülle (ASH) umgeben.



**Abb. 6.19:**

Beispiele für verschiedene Chondrentypen (bzw. deren Fragmente) mit Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten (REM-Rückstreuelekttronenbilder).

**A:** Mg-reiche porphyrische Olivinchondre in Pollen.

**B:** Mg-reiche porphyrische Olivinchondre (Zentrum) in Y-791198. Bei dem hellen Einschluß rechts unterhalb der Bildmitte handelt es sich um ein zoniertes Fe-reiches Olivinfragment mit Akkretionsstaubhülle (vgl. Abb. 6.21A,B).

**C:** Fragment einer Fe-reichen porphyrischen Olivinchondre in Kivesvaara.

**D:** Porphyrische Olivin-Pyroxen-Chondre (links oberhalb der Bildmitte) sowie eine Mg-reiche Barren-Olivinchondre (rechts unterhalb der Bildmitte) in Y-74662.

**E:** Fe-reiche Barren-Olivinchondre in Murray.

**F:** Radial-Pyroxenchondre in Murray.

*reichen porphyrischen Olivinchondre* mit Akkretionsstaubhülle im CM-Chondriten Kivesvaara. Ein Beispiel für eine *porphyrische Olivin-Pyroxen-Chondre* mit Akkretionsstaubhülle im CM-Chondriten Y-74662 ist in Abb. 6.19D gegeben (große Chondre); in der gleichen Abbildung ist auch eine von Staubhüllen-Material umgebene *Mg-reiche Barren-Olivinchondre* zu sehen (rechts unterhalb der Bildmitte). Eine *Fe-reiche Barren-Olivinchondre* mit Akkretionsstaubhülle im CM-Chondriten Murray zeigt Abb. 6.E. Ein Beispiel für eine *Radialpyroxenchondre* mit einer dünnen Akkretionsstaubhülle in Murray findet sich schließlich in Abbildung 6.19F.

### Refraktäre Einschlüsse mit Akkretionsstaubhüllen

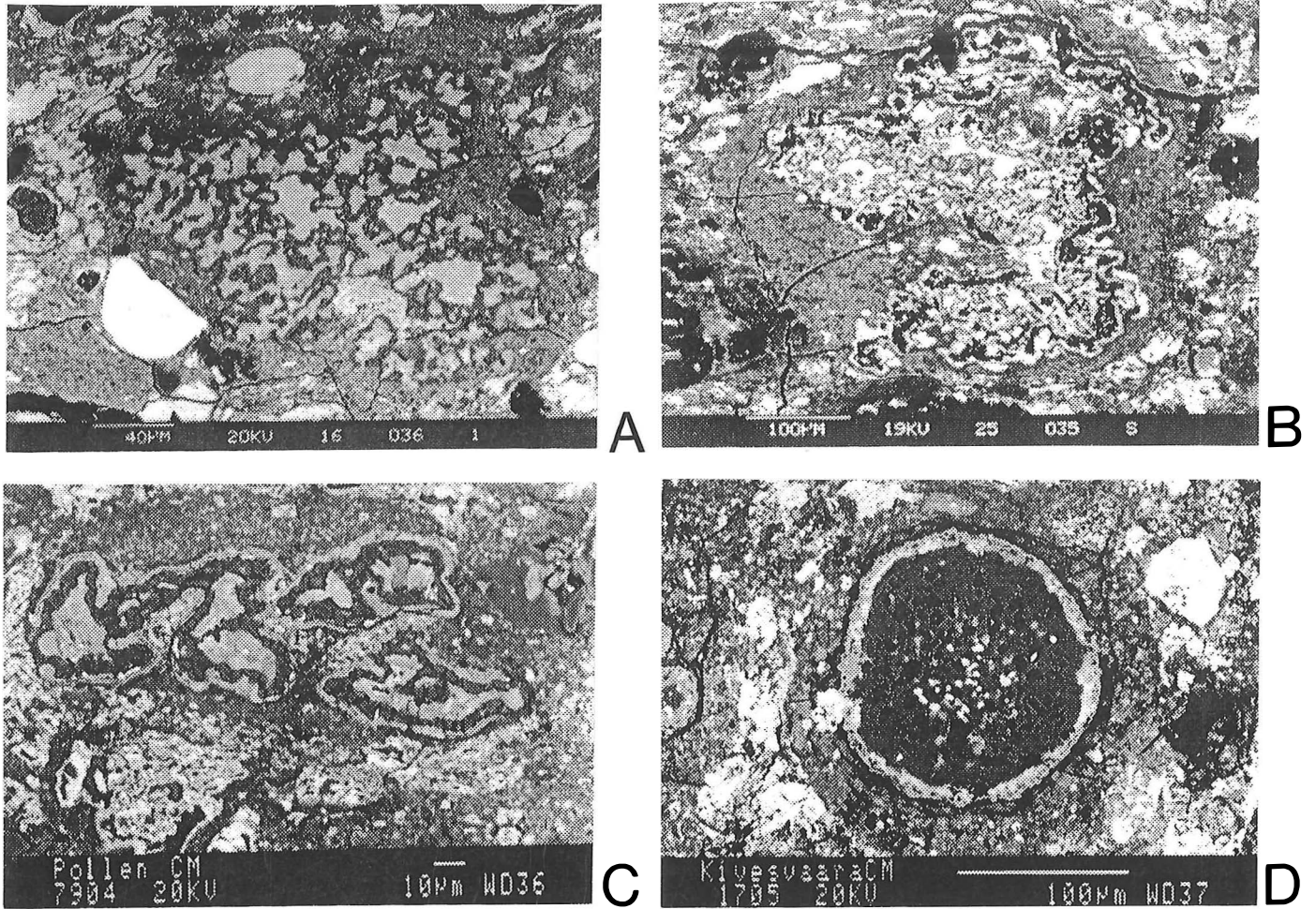
Auch für die gesamte Spannweite der refraktären Einschlüsse lassen sich Beispiele von staubumhüllten Vertretern dieser chondritischen Komponente geben (Abb. 6.20). In den Abbildungen 6.20A bis 6.20C sind refraktäre Einschlüsse in den CM-Chondriten Y-74662 und Pollen abgebildet, welche alle von Akkretionsstaubhüllen umgeben sind. Trotz der extrem unregelmäßig ausgebildeten Oberfläche der Einschlüsse erscheint die äußere Form der Gesamt-Aggregate isometrisch gerundet. Auch die tiefsten Einbuchtungen der umhüllten Komponenten sind vollständig durch Staubhüllen-Material verfüllt. Hieraus resultiert eine extreme Variation der Staubhüllen-Dicken; beispielsweise schwankt die Dicke der Staubhülle in Abb. 6.20C zwischen < 10 und 100 Mikrometer. Abbildung 6.20D zeigt einen CAI in Kivesvaara, der ebenfalls vollständig von einer Akkretionsstaubhülle umgeben ist. An der gesamten Grenze zur Staubhülle zeigen sich die (hellen) "Wark-Lovering-Rims", ein Beweis für den unfragmentierten Zustand des CAI.

Innerhalb der CM-Chondrite erscheinen auch Olivin-Aggregate mit Akkretionsstaubhüllen. Die Abbildung 6.21A zeigt einen derartigen Einschluß im CM-Chondrit Y-791198. Man erkennt deutlich, daß zwischen den z.T. zonierten Olivinen keinerlei Mesostasis existiert; dieser Befund grenzt diesen Einschluß-Typ von den porphyrischen Olivin-Chondren ab.

Zuletzt soll noch ein interessantes Aggregat mit Akkretionsstaubhülle im CM-Chondrit Murray vorgestellt werden (Abb. 6.21B), welches sich aus einem mehr als 100 Mikrometer großen zonierten Olivinfragment, vielen winzigen, z.T. idiomorphen, zonierten Olivinkristallen und einer Fe-reichen Barren-Olivinchondre zusammensetzt. Es handelt sich also im Grunde um ein Olivinaggregat, welches bei seiner Zusammenballung nicht nur Olivinkristalle, sondern auch die Barren-Olivinchondre "eingefangen" hat. Nach dieser Zusammenballung wurde das gesamte Aggregat von Staubhüllen-Material ummantelt.

### Mineralfragmente mit Akkretionsstaubhüllen

Eine weitere chondritische Komponente mit Akkretionsstaubhüllen stellen die Mineralfragmente dar. Alle in Chondren, refraktären Einschlüssen etc. vorkommenden Minerale treten auch als isolierte Mineralfragmente auf (s. Abschnitt 6.1.3). Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung stellte sich heraus, daß prinzipiell alle Arten von Mineralfragmenten als mögliche Träger von Akkretionsstaubhüllen

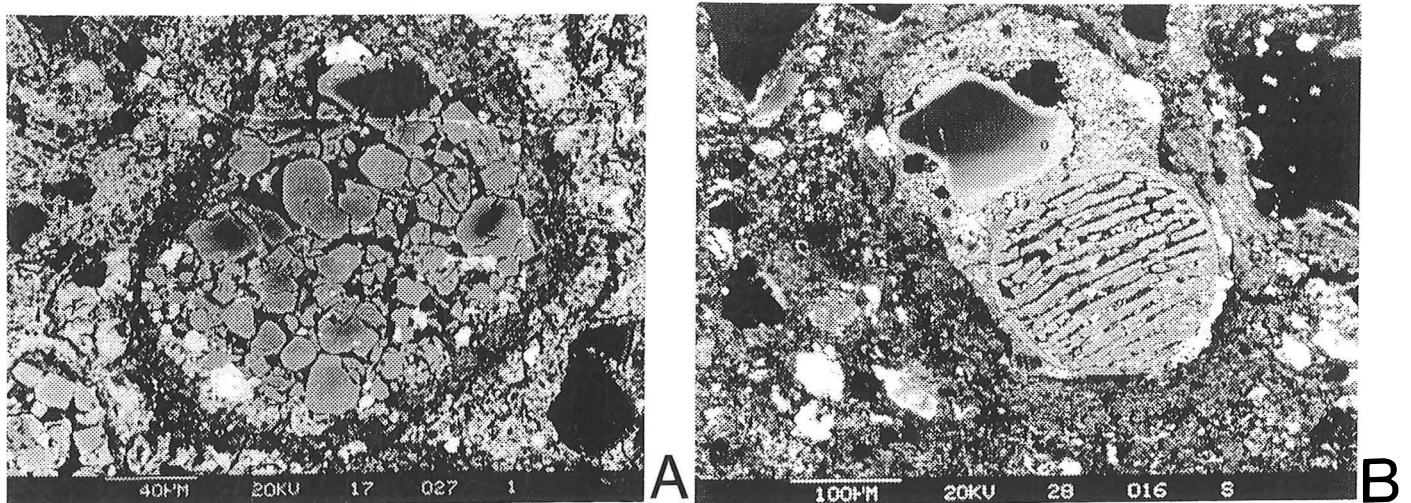


**Abb. 6.20:**

Refraktäre Einschlüsse mit Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten (REM-Rückstreuungsbilder).

**A,B,C:** Unregelmäßig geformte *refraktäre Einschlüsse* mit Akkretionsstaubhüllen in Y-74662 (A,B) und Pollen (C). Alle Einbuchtungen der Einschlüsse sind mit Staubhüllen-Material verfüllt; die Aggregate erhalten hierdurch eine isometrisch gerundete äußere Form.

**D:** *Ca-Al-reicher Einschluß (CAI)* mit Akkretionsstaubhülle in Kivesvaara. Bei dem in der Abbildung hell erscheinenden Saum handelt es sich um einen sog. "Wark-Lovering-Rim", eine für CAI's typische äußere Begrenzung (s. Abschnitt 6.1.2).



**Abb. 6.21:**

Olivinaggregate mit Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten (REM-Rückstreuungsbilder).

**A:** *Olivinaggregat*, bestehend aus z.T. idiomorphen, zonierten Olivinkristallen in Y-791198.

**B:** *Zusammengesetztes Olivinaggregat* in Murray. Das Aggregat besteht aus einem großen, asymmetrisch zonierten Olivin-Fragment, vielen winzigen, z.T. zonierten Olivinkristallen und einer Fe-reichen Barren-Olivinchondre. Das Aggregat ist in seiner Gesamtheit von einer Akkretionsstaubhülle umgeben.

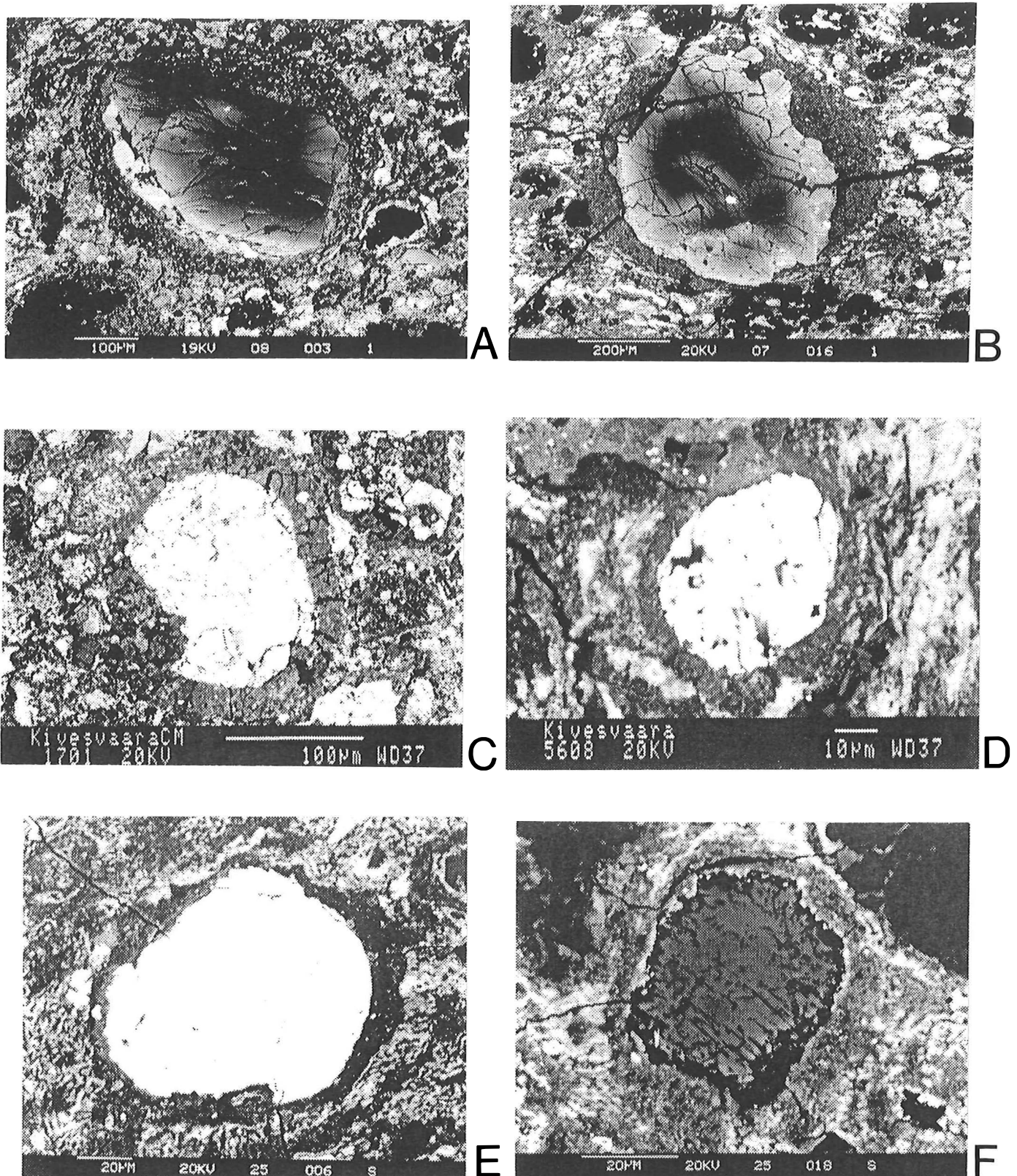
in Frage kommen. Folgende Minerale wurden in Form von Fragmenten mit Akkretionsstaubhüllen gefunden:

Mg-reicher Olivin  
 Fe-reicher Olivin  
 Zonierter Olivin  
 Enstatit  
 Chromit  
 Pentlandit  
 Troilit  
 Calcit

In Abbildung 6.22 sind diesbezüglich einige Beispiele gegeben.

*Zonierte Olivin-Fragmente* in Y-791198 (A) und Y-74662 (B) sind in den Abbildungen 6.22 zu sehen. Man erkennt eine asymmetrische Zonierung der Fragmente, was auf ihre Entstehung aus größeren,  $\pm$  konzentrisch zonierten Olivinkristallen hindeutet. Die Zonierung und Fragmentierung der Olivine fand eindeutig *vor* der Adhäsion des Staubhüllen-Materials statt. Zwei *Pentlandit-Fragmente* mit Akkretionsstaubhüllen des CM-Chondriten Kivesvaara sind in Abbildung 6.22C und D abgebildet. Man erkennt deutlich die Akkretionsstaubhüllen, die die Fragmente vollständig umgeben. Weiterhin lassen die Pentlandite eine interne Zerbrechung erkennen, z.T. entlang von Spaltflächen (6.22D). Ein *Troilit-Fragment* mit Akkretionsstaubhülle in Y-791198 zeigt die Abbildung 6.22E. Eine den Pentlandit-Fragmenten vergleichbare interne Zerbrechung fehlt den Troiliten, wahrscheinlich aufgrund ihrer schlechteren Spaltbarkeiten. Daß in unbreccierten Probenbereichen auch die *PCP-reichen Fragmente* von Akkretionsstaubhüllen umgeben sind, wurde bereits in Abschnitt 6.1.4 ausführlich erläutert (s. z.B. Abb. 6.7). Schließlich finden sich vereinzelt auch *Calcit-Fragmente* mit Akkretionsstaubhüllen, wie die Abbildung 6.22F zeigt (Y-791198). Auf die Bedeutung dieses Befundes wurde bei der Besprechung der PCP-reichen Fragmente bereits hingewiesen; die Bildung solcher Calcite muß z.T. bereits innerhalb des Solarnebels stattgefunden haben.

Wie man den zahlreichen Abbildungen des vorliegenden Abschnittes entnehmen kann, zeigen die Akkretionsstaubhüllen immer sehr scharfe Grenzen zur umhüllten Komponente. Diese Beobachtung besitzt Allgemeingültigkeit, unabhängig von der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung dieser umhüllten Komponente. In keinem Fall ließen sich Reaktionssäume zwischen Staubhülle und ummanteltem Kern beobachten. Dieser Befund weist darauf hin, daß die Staubhüllen erst gebildet worden sein können, als die Kerne kalt und vollständig kristallisiert waren.



**Abb. 6.22:**

Mineralfragmente mit Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten (REM-Rückstreuelektro-nenbilder).

**A,B:** Asymmetrisch zonierte Olivin-Fragmente mit Akkretionsstaubhüllen in Y-791198 (A) und Y-74662 (B). Anhand des Zonierungsverlaufes läßt sich schließen, daß diese Zonierung schon vor der Bildung der Adhäsionsstaubhüllen vorhanden gewesen sein muß.

**C,D:** Pentlandit-Fragmente mit Akkretionsstaubhüllen in Kivesvaara. Die Fragmente zeigen eine interne Zerbrechung entlang von Spaltflächen.

**E:** Troilit-Fragment mit Akkretionsstaubhülle in Y-791198.

**F:** Calcit-Fragment mit Akkretionsstaubhülle in Y-791198. Derartige Objekte sind ein Beleg dafür, daß die Calcit-Bildung z.T. schon vor der Mutterkörper-Bildung im Solarnebel stattgefunden haben muß (vgl. auch Abb. 6.16F).



### **6.2.1.2 Mineralogische, chemische und gefügekundliche Befunde an Akkretionsstaubhüllen**

In den folgenden Abschnitten werden die mineralogischen, chemischen und gefügekundlichen Befunde, die sich bei der im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchung von Akkretionsstaubhüllen ergaben, dargestellt und diskutiert.

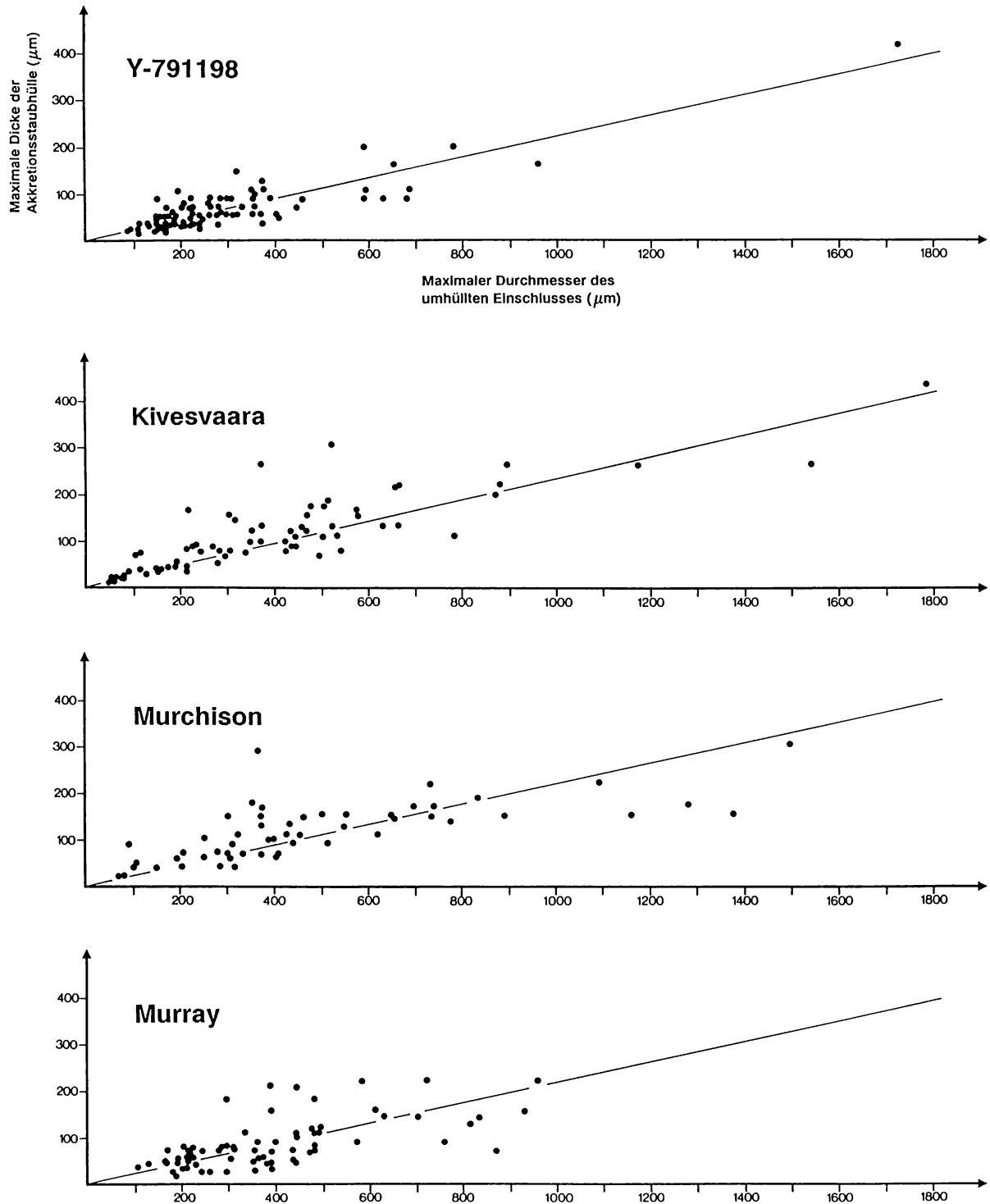
Zur gefügekundlichen Untersuchung der Proben (Dünn- und Anschliffe) wurde in erster Linie das Raster-Elektronenmikroskop (REM) eingesetzt, da Dünnschliffe normaler Dicke aufgrund der Opazität der Staubhüllen bei der Betrachtung am lichtoptischen Mikroskop keinen genügenden Einblick in deren Aufbau gestatten. Weiterhin läßt sich der probenspezifische Materialkontrast mit Hilfe des REMs um ein Vielfaches besser ausnutzen als bei der Untersuchung mit dem Auflicht-Mikroskop. Von allen untersuchten Dünnschliffen wurden Photomosaik in Form von Rückstreuелеktronenbildern erstellt, die später zur Ermittlung wichtiger petrographischer Daten wie Staubhüllendicken, Breccierungsgrad und Modalbestand der Proben dienen.

Die chemische Zusammensetzung einzelner Staubhüllen wurde mit Hilfe der Mikrosonde ermittelt, da sich bei dieser Methode auch die geringen Konzentrationen von Elementen wie Na, P, Cr, Mn etc. ermitteln ließen.

### **Korrelation zwischen Staubhüllen-Dicke und Durchmesser der umhüllten Komponente**

Ein erster wichtiger Befund stellte sich bei der Vermessung der Staubhüllen-Dicken verschiedener CM-Chondrite heraus. Es zeigt sich eine deutliche Abhängigkeit der Dicke einer Staubhülle vom Durchmesser der umhüllten grobkörnigen chondritischen Komponente. In Abb. 6.23 wird dieser Sachverhalt graphisch verdeutlicht; in dieser Abbildung ist die *maximale* Dicke einzelner Staubhüllen gegen den *maximalen* Durchmesser des jeweiligen umhüllten Einschlusses für die CM-Chondrite Y-791198, Kivesvaara, Murchison und Murray aufgetragen. Man erkennt in beiden Proben eine deutliche Zunahme der Staubhüllen-Dicke mit zunehmendem Einschluß-Durchmesser. Aufgrund von Schnittlagen-Effekten und der stark unregelmäßigen Begrenzung vieler Einschlüsse ergibt sich eine relativ starke Streuung der Meßwerte, wobei der allgemeine Trend jedoch immer noch deutlich erkennen ist. Es zeigt sich, daß die maximalen Dicken der Staubhüllen im Mittel 20 bis 25 % des maximalen Einschluß-Durchmessers erreichen.

Während man es im Falle von Y-791198 mit einem  $\pm$  linearen Trend zu tun hat, zeigt sich im Falle des CM-Chondriten Murchison, daß die Staubhüllen-Dicken ab einem Wert von rund 800 Mikrometer weniger stark zunehmen als die Einschluß-Durchmesser. Es hat den Anschein, als hätte sich im Falle von Murchison ab diesem Wert ein Gleichgewicht zwischen Adhäsion und Abrasion von Staubhüllen-Material eingestellt.



**Abb. 6.23:**

Korrelation zwischen der maximalen Dicke (Mikrometer) einzelner Akkretionsstaubhüllen und dem zugehörigen maximalen Durchmesser (Mikrometer) des jeweiligen umhüllten Einschlusses. Die Daten wurden anhand von REM-Rückstreuelektronen-Bildern der CM-Chondrite Y-791198, Kivesvaara, Murchison und Murray ermittelt.

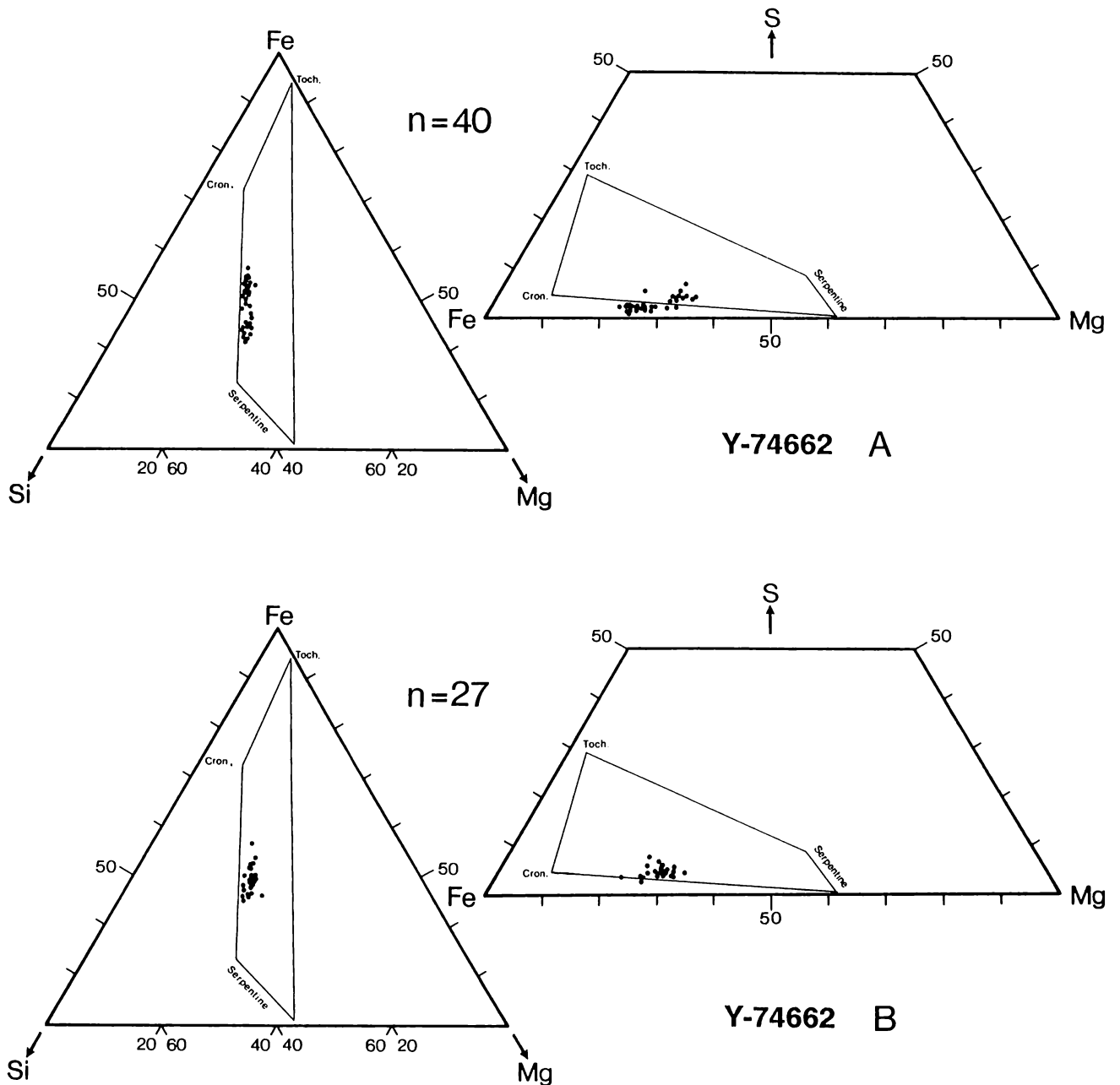
Es liegt auf der Hand, daß dieser Befund wichtige Rückschlüsse auf die Entstehungsbedingungen der Akkretionsstaubhüllen zuläßt. In der Diskussion am Ende der vorliegenden Arbeit wird dieser wichtige Punkt im Lichte der möglichen Adhäsions-Mechanismen nochmals diskutiert.

### **Mineralogische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen**

Zur Mineralogie der Staubhüllen existieren in der bisherigen Literatur keine speziellen Angaben. Alle Veröffentlichungen zur chemischen und mineralogischen Zusammensetzung feinkörniger CM-Komponenten beziehen sich auf die chondritische "Matrix" dieser Chondrit-Gruppe, wobei aber unter dieser Bezeichnung u.a. wahrscheinlich auch Staubhüllen-Material analysiert worden ist.

Prinzipiell läßt sich sagen, daß die mineralogische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen weitgehend derjenigen der PCP-reichen Fragmente entspricht. Als Staubhüllen-Mineralie treten also Serpentine wie Fe-Antigorit und Cronstedtit sowie Tochilinit auf.

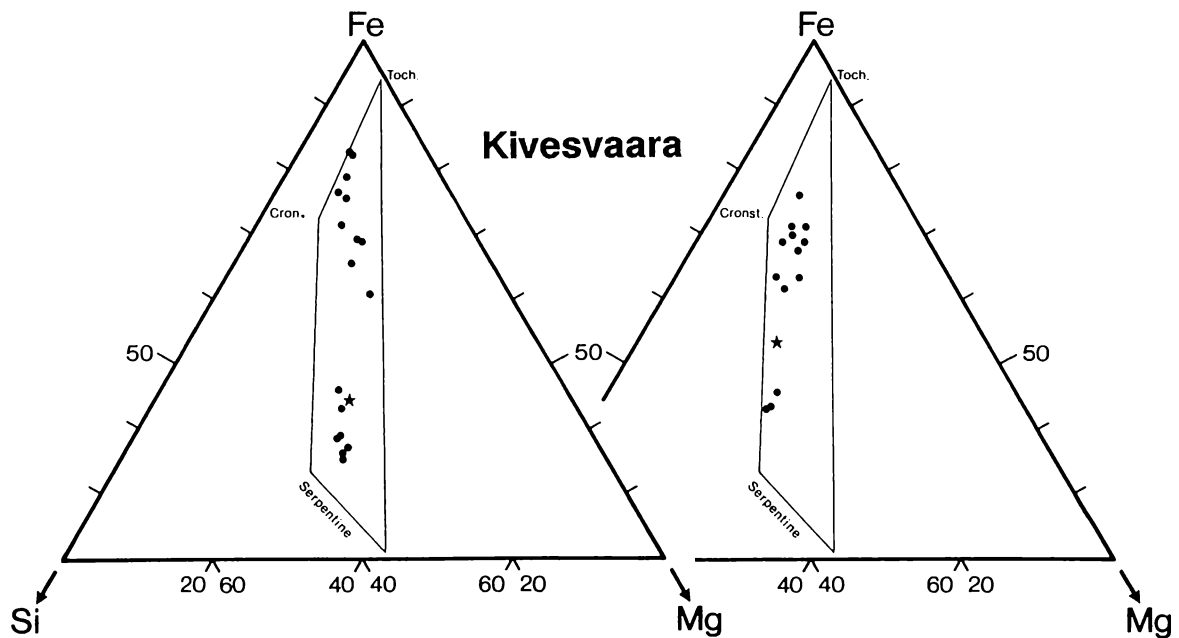
In Abb. 6.24 sind die Ergebnisse chemischer Punktanalysen in zwei verschiedenen Akkretionsstaubhüllen des CM-Chondriten Y-791198 in Form von Drei-Komponenten-Diagrammen dargestellt. Es handelt sich um statistisch verteilte Analysen, die mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde bei fokussiertem Strahl durchgeführt wurden. Man erkennt in der Abbildung, daß sich die chemische Zusammensetzung der einzelnen Staubhüllenbereiche weitgehend innerhalb des vorgegebenen Mischungsfeldes aus Serpentin, Cronstedtit und Tochilinit bewegt, wobei die Tochilinit-Komponente allerdings nur untergeordnet beteiligt zu sein scheint; die meisten Analysen liegen in der Nähe der Serpentin-Cronstedtit-Mischungsgeraden. Weiterhin zeigt es sich, daß die mineralogische Zusammensetzung der beiden Staubhüllen nicht exakt identisch ist; während Staubhülle A relativ S-arm ist und eine große Variation bezüglich des Fe/Mg-Verhältnisses aufweist, liegen die Analysen der Staubhülle B bezüglich des Fe/Mg-Verhältnisses enger beieinander und zeigen einen höheren S-Gehalt. Aufgrund der extremen Feinkörnigkeit der Staubhüllen und der statistischen Analyse-Technik liegen alle Analysen relativ weit von den theoretischen Endgliedern des Mischungsfeldes entfernt. Benutzt man jedoch zur Untersuchung das Raster-Elektronenmikroskop, so lassen sich gezieltere Mineralanalysen innerhalb der Staubhüllen durchführen. So zeigt die Abbildung 6.25 gezielte Punktanalysen innerhalb von zwei verschiedenen Staubhüllen des CM-Chondriten Kivesvaara. Man erkennt zum einen, daß die Staubhüllen eine unterschiedliche chemische Zusammensetzung (\*) aufweisen, ein für CM-Chondrite typischer Befund. Zum anderen wird deutlich, daß man mit dieser Methode annähernd in der Lage ist, einzelne Endglieder des Mischungsfeldes zu analysieren. Daß es nicht vollständig gelingt, beispielsweise eine reine Tochilinit- oder Serpentin-Analyse zu erzielen, belegt wiederum die extreme Feinkörnigkeit und innige Verwachsung der beteiligten Minerale.



**Abb. 6.24:**

Statistisch verteilte Punktanalysen innerhalb zweier Akkretionsstaubhüllen (A,B) des CM-Chondriten Y-74662 (Elektronenstrahl-Mikrosonde; fokussierter Strahl). Zur Orientierung sind zusätzlich die Begrenzungslinien des Mischungsfeldes aus Abb.6.6 eingezeichnet. Die Daten streuen parallel der Cronstedtit-Serpentin-Mischungslinie. Deutlich ist die unterschiedliche mineralogische und chemische Zusammensetzung der beiden Akkretionsstaubhüllen zu erkennen.

**n:** Anzahl der Punktanalysen in der jeweiligen Staubbülle



**Abb. 6.25:**

Gezielte Punktanalysen innerhalb zweier Akkretionsstaubhüllen des CM-Chondriten Kivesvaara (quantitatives ED-System am REM). Alle Datenpunkte liegen innerhalb des vorgegebenen Mischungsfeldes aus Cronstedtit-Tochilinit-Serpentine (vgl. Abb. 6.6). Durch gezielte Punktanalysen mit Hilfe des REM lassen sich die mineralogischen Endglieder des Mischungsfeldes annähernd auflösen.

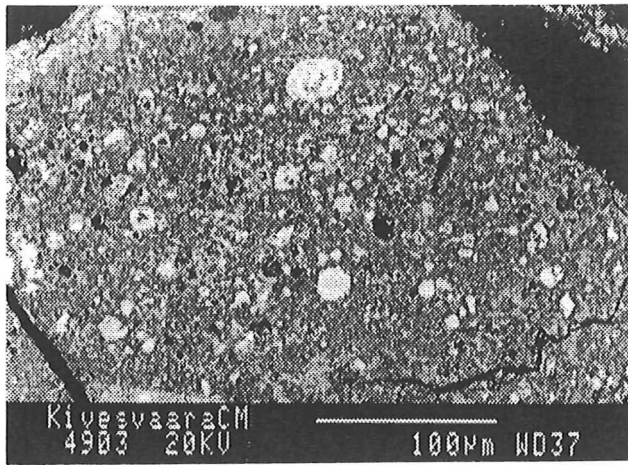
\* : Chemische Zusammensetzung der jeweiligen Akkretionsstaubhülle

### Gefüge der Akkretionsstaubhüllen

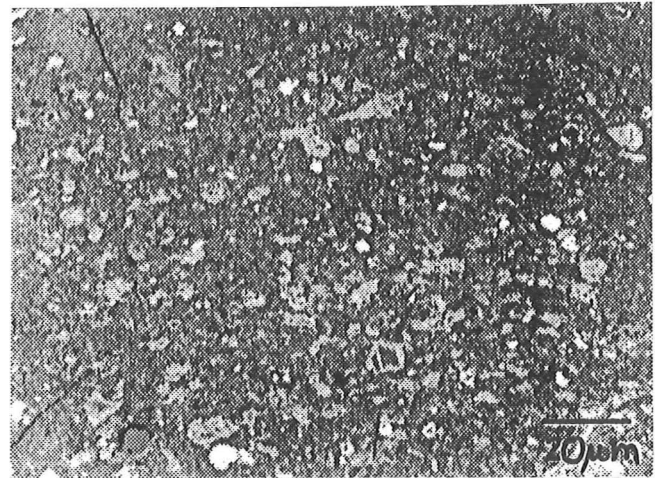
Das Gefüge der Akkretionsstaubhüllen in den untersuchten CM-Chondriten ist in Abb. 6.26 dargestellt. Man erkennt, daß die Staubhüllen prinzipiell aus einer Grundmasse aus Serpentin und PCP-Mineralen bestehen, deren Korngröße bis weit unterhalb von 1 Mikrometer reicht und deshalb auch mit dem REM kaum mehr aufgelöst werden kann. Innerhalb dieser Grundmasse findet sich eine Vielzahl von Einschlüssen mit einer maximalen Korngröße von ~ 50 Mikrometer.

Folgende Komponenten wurden in Form von Einschlüssen innerhalb der CM-Akkretionsstaubhüllen gefunden:

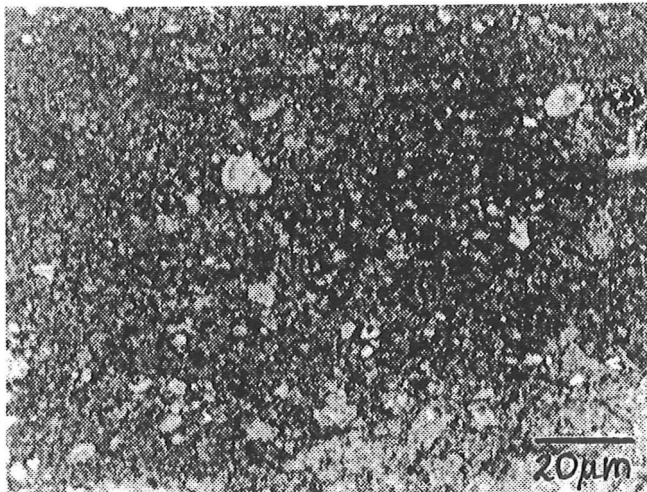
- PCP-reiche Fragmente
- Serpentin-reiche Einheiten
- Mg-reicher Olivin
- Fe-reicher Olivin
- Enstatit
- Pentlandit
- Troilit
- Magnetit
- Fe,Ni-Metall
- Calcit



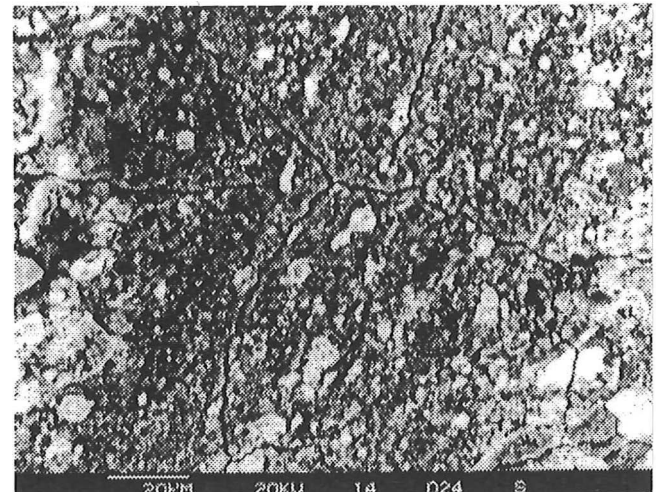
**A Kivesvaara**



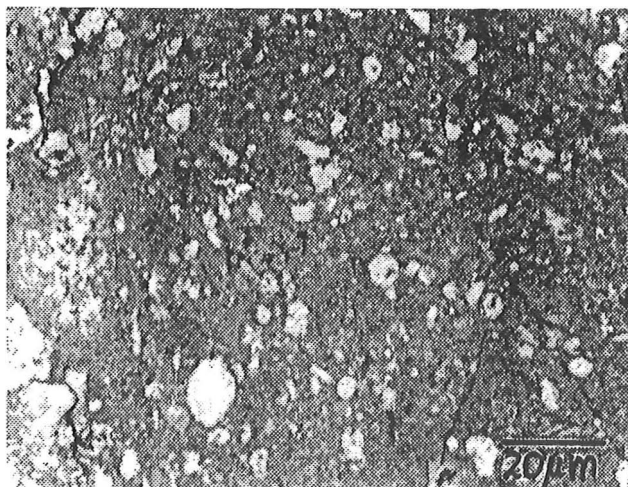
**B Haripura**



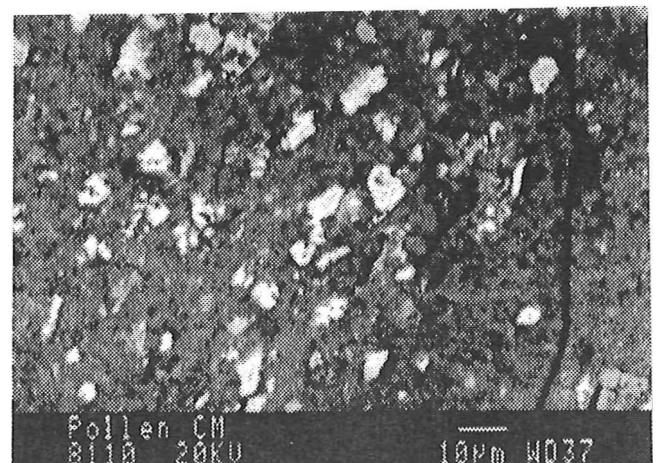
**C Nogoya**



**D ALH 83100**



**E Cold Bokk.**



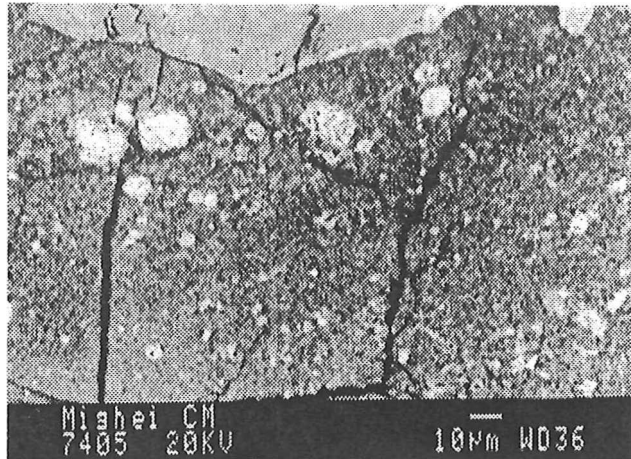
**F Pollen**

**Abb. 6.26:**

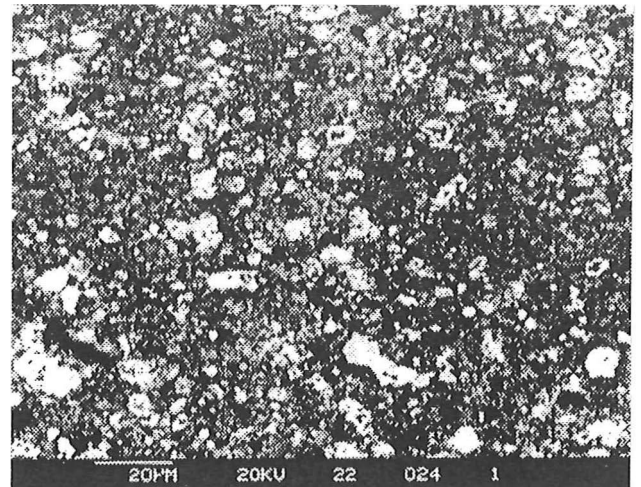
Gefüge der Akkretionsstaubhüllen in 12 der 14 untersuchten CM-Chondrite.  
(REM-Rückstreuerelektronenbilder)

**A-H:** Das Gefüge der abgebildeten Staubhüllen ist durch eine relativ serpentinreiche (dunkle) Grundmasse charakterisiert, in welcher PCP-reiche Fragmente (hell) in Form von Einschlüssen auftreten.

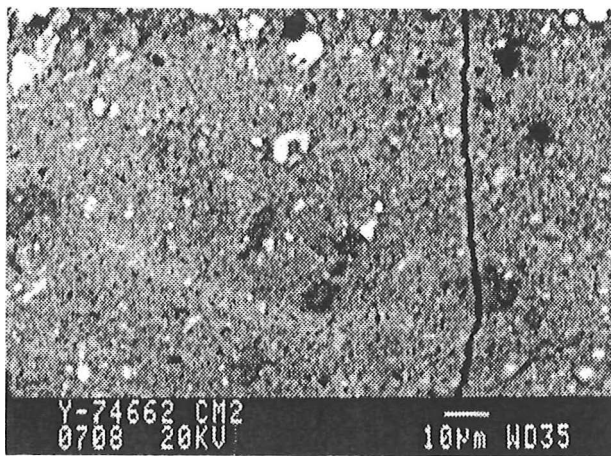
**I-L:** Das Gefüge dieser Staubhüllen setzt sich aus einer relativ PCP-reichen Grundmasse (hell) sowie aus darin in Form von Einschlüssen auftretenden serpentinreichen Einheiten (dunkel) zusammen. Untergeordnet treten auch PCP-reiche Fragmente als Einschlüsse in diesen Staubhüllen auf.



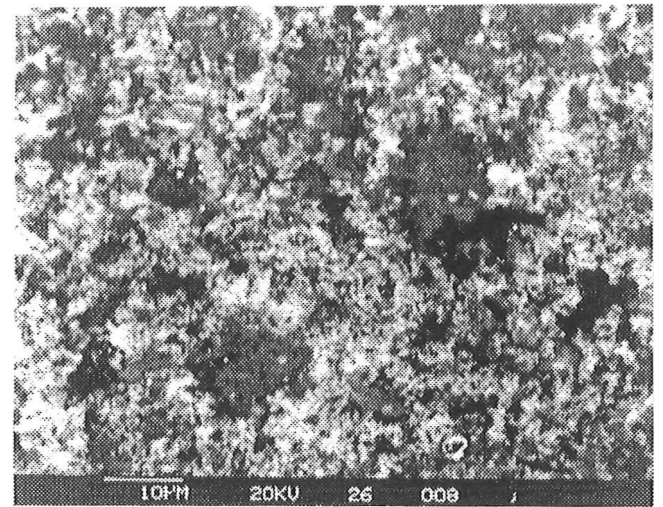
**G Mighei**



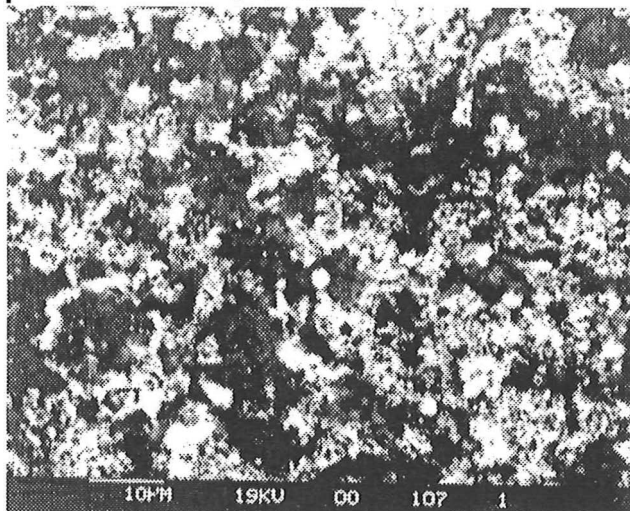
**H Y-791198**



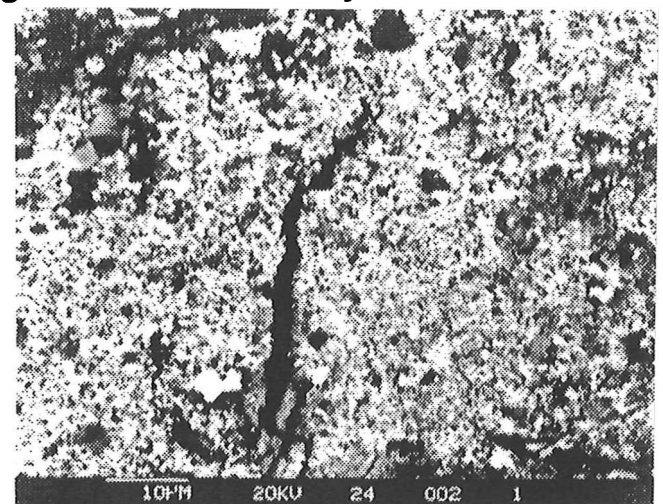
**I Y-74662**



**J Murray**



**K Murchison**



**L Y-793321**

**Abb. 6.26:** Fortsetzung

Anhand dieser Liste ist erkennbar, daß sich fast die gesamte Bandbreite der in CM-Chondriten vorkommenden Minerale in Form von Einschlüssen in den Akkretionsstaubhüllen wiederfindet. In den meisten Fällen handelt es sich hierbei um Fragmente, die sich zwanglos als Abrieb der grobkörnigen chondritischen Komponenten deuten lassen.

Unter den Einschlüssen nehmen *PCP-reiche Fragmente* bezüglich der Häufigkeit ihres Auftretens den ersten Rang ein (z.B. Abb. 6.26A: helle Bereiche innerhalb der Staubhülle). Es scheint eine enge Verwandtschaft zwischen den PCP-reichen Fragmenten innerhalb der Staubhüllen und den grobkörnigen, außerhalb der Staubhüllen auftretenden PCP-reichen Fragmenten (s. Abschnitt 6.1.4) zu bestehen. Zum einen zeigen sie eine identische mineralogische und chemische Zusammensetzung, zum anderen lassen sich auch innerhalb der in den Staubhüllen auftretenden PCP-reichen Fragmente die typischen polygonalen Internstrukturen finden (z.B. Abb. 6.26F, PCP-reiches Fragment rechts der Bildmitte). Der Hauptunterschied zwischen den innerhalb und außerhalb der Staubhüllen auftretenden PCP-reichen Fragmenten liegt in ihrer unterschiedlichen Korngröße. Im Falle der Staubhüllen-PCP liegt diese bei max. 30 Mikrometer, während die außerhalb der Staubhüllen auftretenden PCP-reichen Fragmente Korngrößen bis über 100 Mikrometer aufweisen können (s. Abb. 6.9). Allerdings gibt es einige CM-Chondrite, in deren Staubhüllen die PCP-reichen Fragmente nur ganz untergeordnet auftreten. Interessanterweise handelt es sich hierbei gerade um diejenigen Proben, deren Staubhüllen sehr hohe Gesamt-Fe-Gehalte aufweisen (Murray, Murchison, Y-793321; s.u.). Der hohe Fe-Gehalt dieser Staubhüllen ist in ihrer Fe-reichen Grundmasse begründet, die in diesen Fällen überwiegend aus PCP-Mineralen zu bestehen scheint (s. Abb. 6.26J-L).

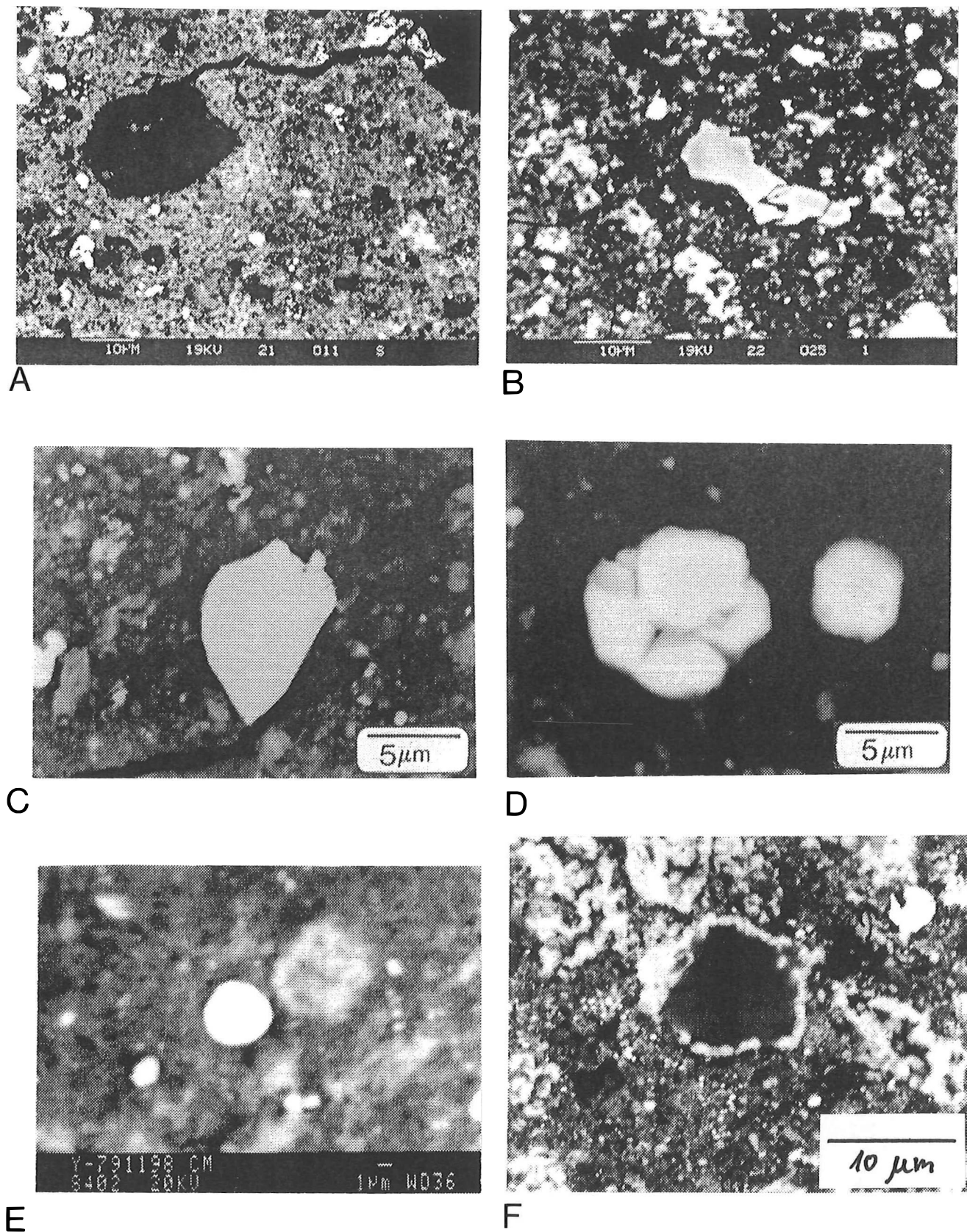
Als weiterer häufiger Einschluß-Typ treten *serpentinreiche*, d.h. im Rückstreuелеktronenbild dunkel erscheinende, oft unregelmäßig begrenzte *Einheiten* auf (s. Abb. 6.26I-L). Diese Strukturen weisen eine ähnliche Korngrößenverteilung auf wie die in den Staubhüllen vorkommenden PCP-reichen Fragmente; ihre maximale Korngröße liegt ebenfalls bei ~ 30 Mikrometern.

### Monomineralische Einschlüsse in Akkretionsstaubhüllen

Neben den beiden eben beschriebenen Einheiten, die beide durch H<sub>2</sub>O-haltige Minerale charakterisiert sind, existiert eine Reihe H<sub>2</sub>O-freier monomineralischer Einschlüsse (Abb. 6.27). Diese treten teils in Form von Fragmenten, teils als isometrisch gerundete bis idiomorphe Körner auf, wobei letztere sowohl einzeln als auch in Form von Agglomeraten vieler gleichartiger Körner vorkommen.

Zunächst seien unter dieser Rubrik die *Olivin-Fragmente* genannt, wobei sich sowohl Mg-reiche Fragmente (Abb. 6.27A) als auch Fe-reiche Fragmente (Abb. 6.27B) finden lassen. Weiterhin treten *Pentlandit* und *Troilit* als isometrische Körner oder Fragmente innerhalb der Staubhüllen auf. Während der Troilit in der Regel in Form von Einzelkörnern erscheint (Abb. 6.27C), finden sich in einigen Fällen Aggregate, die aus mehreren Pentlandit-Körnern bestehen (Abb. 6.27D). Isometrische *Magnetite* finden sich in den Staubhüllen-Relikten der beiden CM-Chondrite Essebi und Bells (s. Abschnitt 6.3), aber auch vereinzelt in den Staubhüllen anderer CM-Chondrite.





**Abb. 6.27:**

Monomineralische Einschlüsse in CM-Akkretionsstaubhüllen (REM-Rückstreuelektro-nenbilder)

**A:** Mg-reiches Olivinfragment (Murchison)

**B:** Fe-reiches Olivinfragment (Y-791198)

**C:** Troilitfragment (Y-791198)

**D:** Pentlanditkörner (Y-791198)

**E:** Kugelförmiges Fe,Ni-Metallkorn in Y-791198

**F:** Calcitfragment mit PCP-Saum in Y-791198

Ein sehr wichtiger Befund ist das Auftreten winziger, maximal 10 Mikrometer großer *Fe,Ni-Metalle*, die vereinzelt in die Schichtsilikate der Staubhüllen des CM-Chondriten Y-791198 eingebettet sind (Abb. 6.27E). Aus der Existenz einer sich derartig im thermodynamischen Ungleichgewicht befindlichen Mineralparagenese lassen sich wichtige Rückschlüsse auf die mineralogische Zusammensetzung derjenigen Staubbereiche des Solarnebels ziehen, in denen es zur Bildung der Akkretionsstaubhüllen gekommen ist (s. Abschnitt 6.5.1.2).

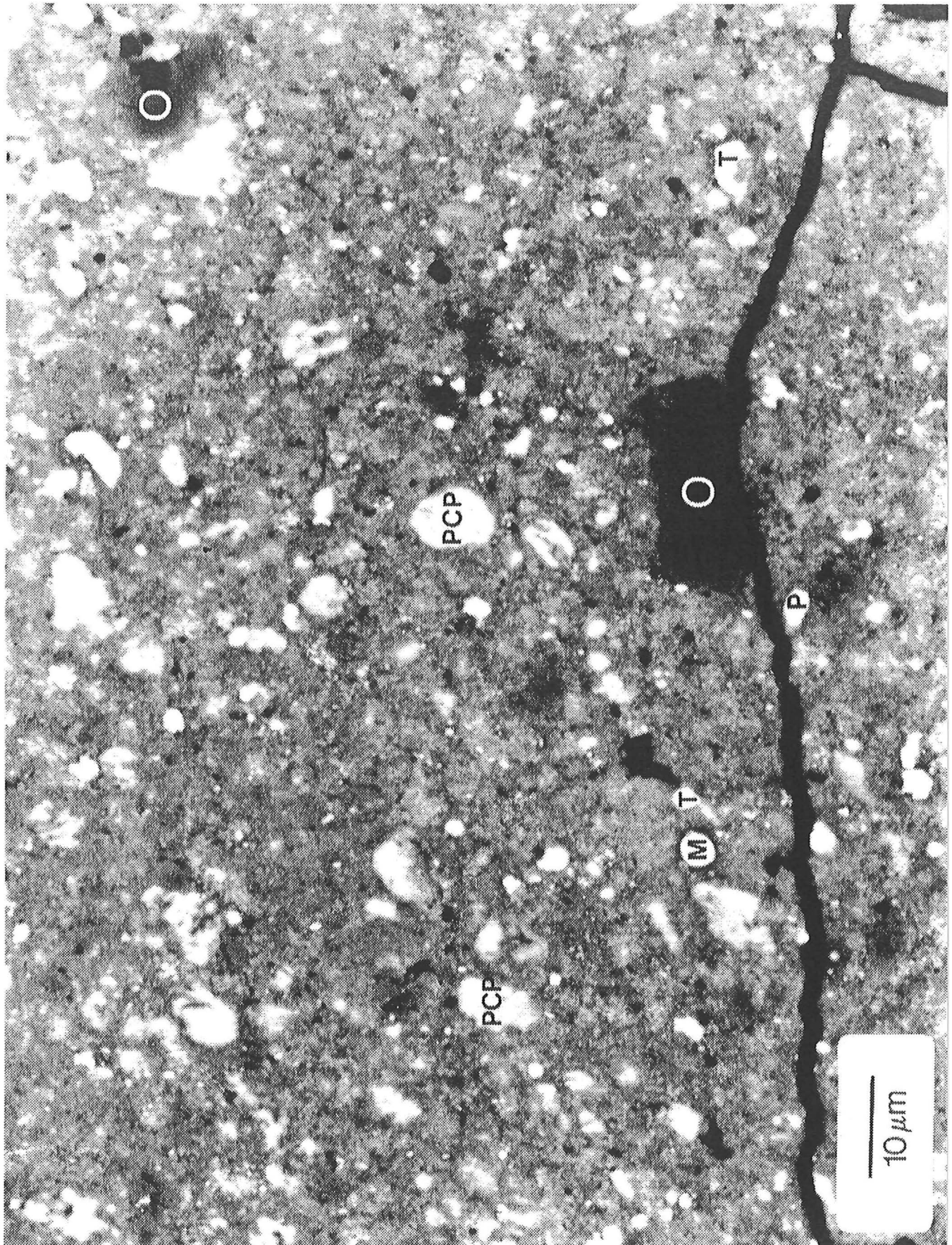
Schließlich finden sich innerhalb der Staubhüllen auch *Calcit-Fragmente* (Abb. 6.27F), die wahrscheinlich in enger genetischer Beziehung zu den PCP-reichen Fragmenten der Staubhüllen stehen (in Analogie zu den Calcit-PCP-Paragenesen außerhalb der Staubhüllen).

In Abbildung 6.28 ist zur Verdeutlichung nochmals das Gefüge einer Akkretionsstaubhülle des CM-Chondriten Y-791198 in hoher Vergrößerung dargestellt (REM-Rückstreuielektronen-Bild). Man erkennt die gefügekundlichen Beziehungen zwischen der extrem feinkörnigen Grundmasse und der Vielzahl an Einschlüssen; neben größeren Forsterit-Fragmenten (O) treten sehr häufig PCP-reiche Fragmente (PCP), Troilit (T) und Pentlandit (P) auf. Innerhalb der schichtsilikatischen Grundmasse findet sich ein nur wenige Mikrometer großes Fe,Ni-Metallkorn (M).

### Stratigraphie der Akkretionsstaubhüllen

Nur in den wenigsten Fällen sind die Akkretionsstaubhüllen mineralogisch und chemisch homogen aufgebaut. Vielmehr läßt sich zumeist eine *Zonierung*, bestehend aus mehreren *Staubhüllen-Lagen* feststellen, wobei die innerste Lage meist sehr Mg-reich, d.h. Serpentin-reich ist. Ein Beispiel für eine derartig zonierte Staubhülle im CM-Chondrit Nogoya zeigt die Abbildung 6.29. Im Teil A der Abbildung ist das Gesamtgefüge dieser Staubhülle dargestellt (C = Chondre; I = innere Staubhüllen-Lage; II = äußere Staubhüllen-Lage). Man erkennt die scharfen Grenzen sowohl zwischen Lage I und der Chondre als auch zwischen Lage I und Lage II. Der Hauptunterschied zwischen den beiden Staubhüllen-Lagen liegt zum einen in der Häufigkeit und Korngröße der in den einzelnen Lagen auftretenden (hellen) PCP-reichen und sulfidischen Fragmente. Zum anderen unterscheidet sich aber auch der PCP-Gehalt der Grundmasse selber. Dieser Sachverhalt wird nochmals in den Abbildungen 6.29 B und C verdeutlicht; die Grundmasse der äußeren Staubhüllen-Lage (Abb. 6.29C) ist heller, d.h. Fe- und PCP-reicher als die der inneren Lage (Abb. 6.29B). Weiterhin tritt in der äußeren Lage eine Vielzahl PCP-reicher und sulfidischer Fragmente auf, die wiederum in der inneren Lage nur von untergeordneter Bedeutung sind.

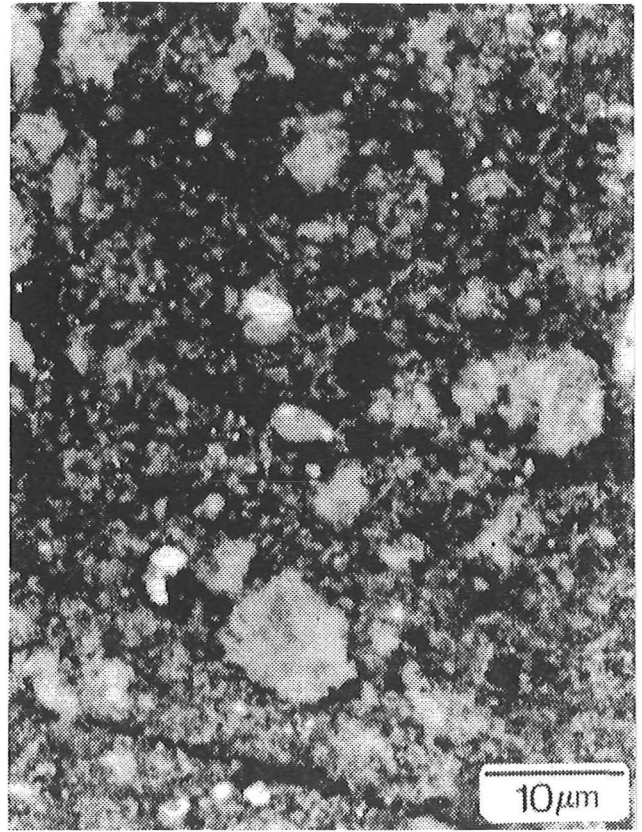
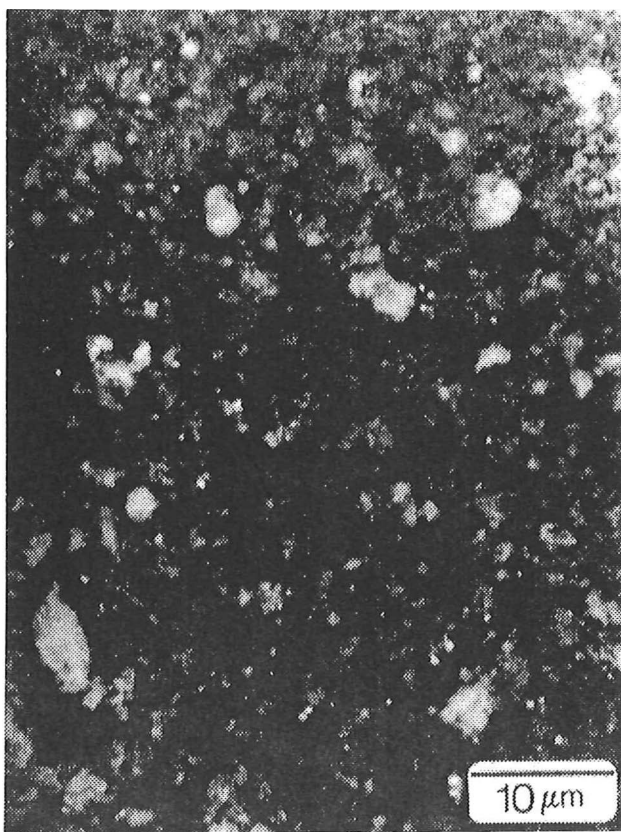
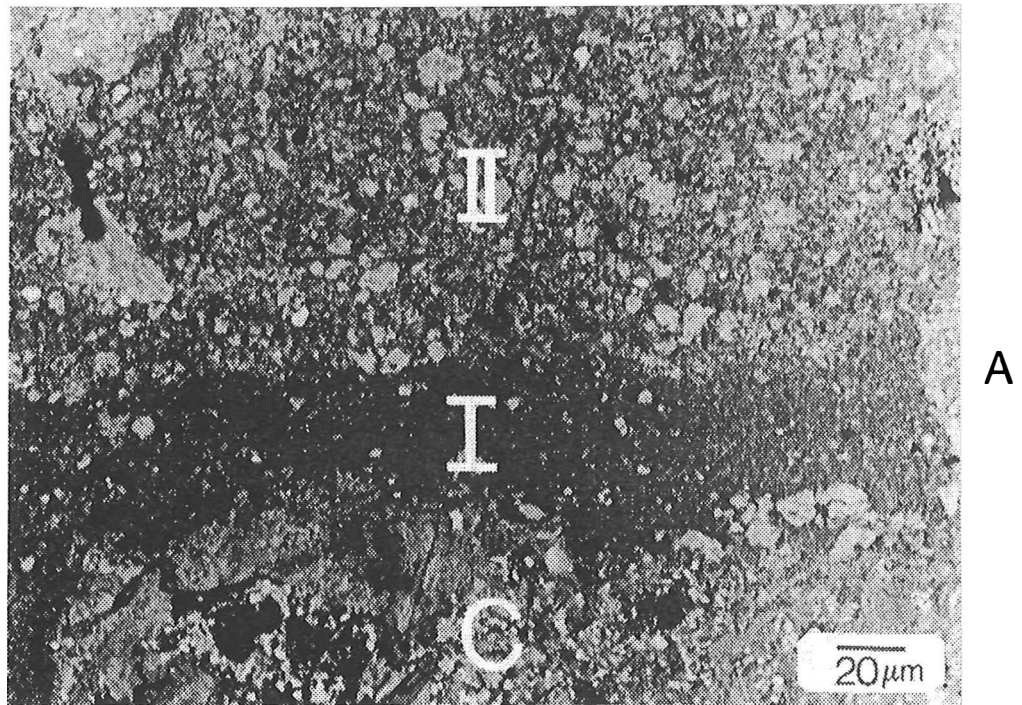
Die meisten zonierten Staubhüllen weisen allerdings keine ideal konzentrische Lagen auf, sondern setzen sich vielmehr aus einer Wechsellagerung mehrerer alternierender, z.T. auskeilender Lagen unterschiedlicher Mineralogie zusammen. Die Verschiedenartigkeit der möglichen Konstellationen ist in Abb. 6.30 im Vergleich zweier Staubhüllen der CM-Chondrite Y-791198 und Kivesvaara gezeigt. Während die Staubhülle in Abb. 6.30A einen fast idealen konzentrischen Aufbau zeigt, wird in Abb. 6.30B die Komplexität der gezeigten Staubhülle deutlich.



**Abb. 6.28**

Gefüge und mineralogische Zusammensetzung einer Akkretionsstaubhülle im CM-Chondrit Y-791198 (REM-Rückstreuelektronenbild).

In einer extrem feinkörnigen Grundmasse aus Serpentin (dunkle Grundmassenbereiche) und PCP-Mineralen (hellere Grundmassenbereiche) erscheinen Fragmente von forsteritischem Olivin (O), Troilit (T), Pentlandit (P) und PCP-reichen Einheiten (PCP). Weiterhin lassen sich isometrische Fe,Ni-Metallkörner (M) innerhalb der Staubbülle finden.



B

C

**Abb. 6.29:**

Zonierte Akkretionsstaubhülle um eine porphyrische Olivinchondre im CM-Chondrit Nogoya (REM-Rückstreuelektronenbilder)

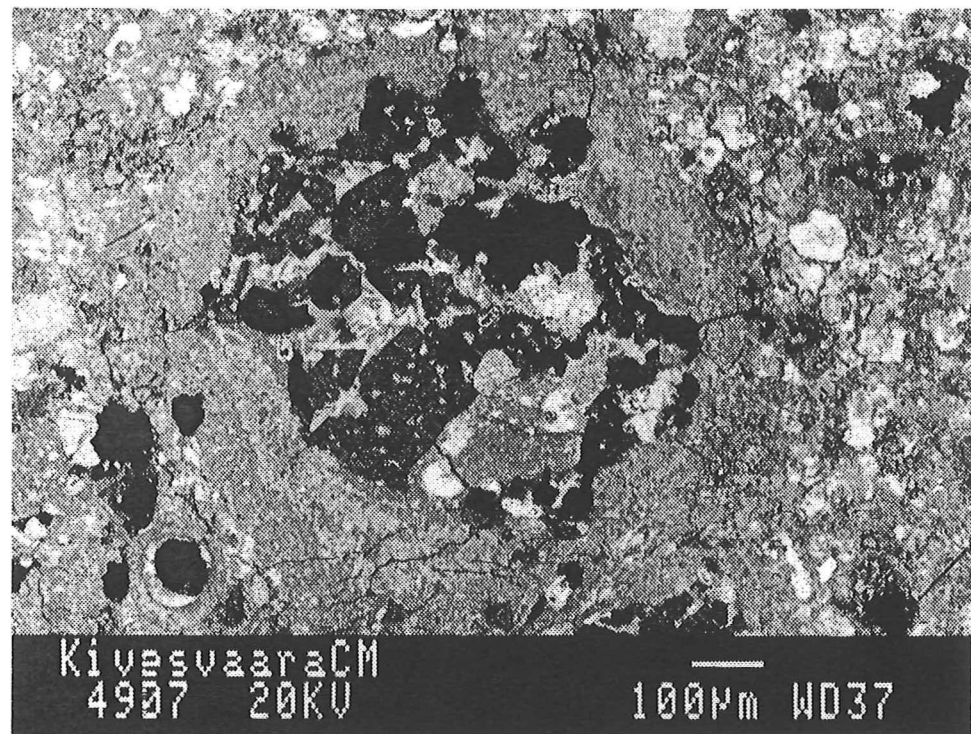
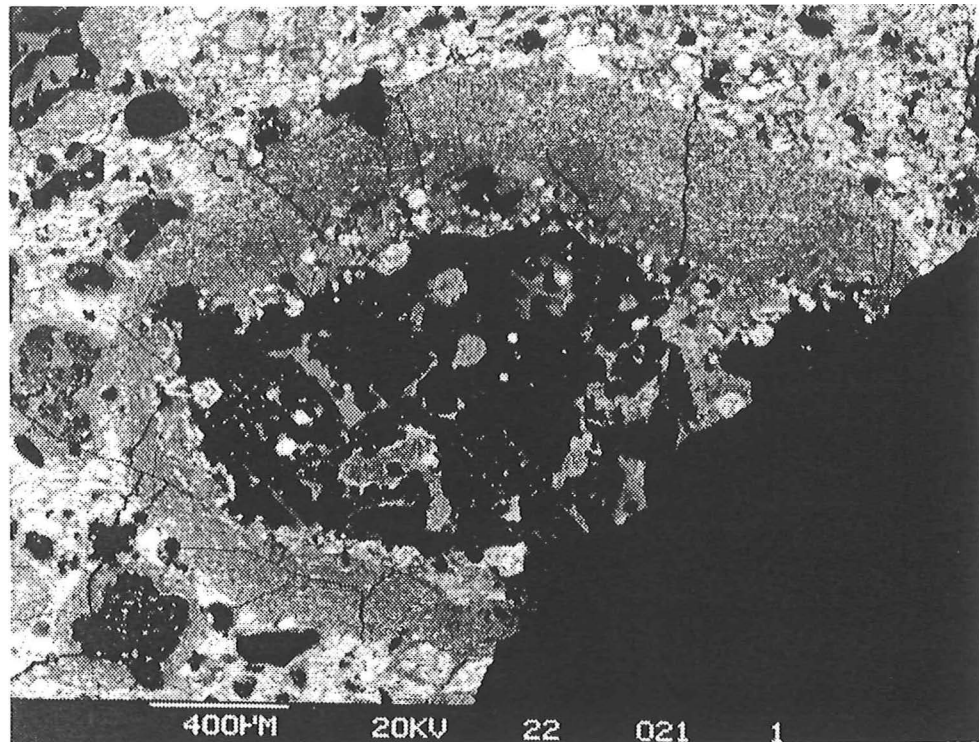
**A:** Übergänge zwischen Chondre (C), innerer (Mg-reicher) Staubhüllenlage (I) und äußerer (Fe-reicher) Staubhüllenlage (II). Deutlich sind die scharfen Übergänge zwischen den erwähnten Bereichen zu erkennen. Die Unterschiede zwischen den beiden Staubhüllen-Lagen liegen zum einen in der unterschiedlichen Gesamtchemie begründet, wobei die innere Lage ein niedrigeres Fe/Mg-Verhältnis (geringeres mittleres Elektronen-Rückstreuvermögen; dunkel) als die äußere Lage aufweist. Zum anderen steigt in der äußeren Lage die Zahl und die Korngröße der PCP-reichen Einschlüsse sprunghaft an.

**B:** Gefüge der inneren Staubhüllenlage (I).

(weiß = PCP-reiche Fragmente, Sulfide; grau = serpentinreiche Bereiche)

**C:** Gefüge der äußeren Staubhüllenlage (II).

(weiß = PCP-reiche Fragmente, Sulfide; grau = serpentinreiche Bereiche)



**Abb. 6.30:**

Zonierte Akkretionsstaubhüllen in CM-Chondriten. (REM-Rückstreuelektronenbilder)

- A:** Olivinchondren-Fragment mit zonierter Staubhülle in Y-791198. Die Staubhülle zeigt einen ± konzentrischen Aufbau aus einer Mg-reichen inneren Lage (dunkel) und einer Fe-reichen äußeren Lage (hell; viele Einschlüsse von PCP-reichen Fragmenten).
- B:** Olivinchondren-Fragment mit zonierter Staubhülle in Kivesvaara. Die Staubhülle zeigt einen extrem komplexen Aufbau aus z.T. auskeilenden Fe-reichen (hellen) und Mg-reichen (dunklen) Lagen.

Zwischen den verschiedenen Staubhüllen innerhalb ein und desselben Meteoriten treten bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung große Unterschiede auf. Diese beruhen ausschließlich auf einem variierenden modalen Verhältnis von PCP-Mineralen zu Serpentin. Diese Variationen entsprechen sowohl mineralogisch als auch chemisch exakt den Variationen zwischen einzelnen Lagen einer zonierten Akkretionsstaubhülle. Dies bedeutet, daß innerhalb ein und desselben Meteoriten folgende Arten von Staubhüllen auftreten können:

- Homogene serpentinreiche Staubhüllen
- Homogene PCP-reiche Staubhüllen
- Homogene intermediäre Staubhüllen
- Zonierte Staubhüllen mit Serpentin-reichen inneren Lagen und PCP-reichen äußeren Lagen
- Mehrfach zonierte Staubhüllen mit alternierenden, z.T. auskeilenden Serpentin- bzw. PCP-reichen Lagen

Interessant ist weiterhin der Befund, daß chondritische Komponenten mit geringen Korngrößen nicht nur dünnere Staubhüllen aufweisen (s. Abb. 6.23), sondern daß diese dünnen Staubhüllen oft Mg-reich und unzoniert sind. Sowohl petrographisch als auch chemisch läßt sich zeigen, daß diese Staubhüllen in ihrer Gesamtheit den inneren Mg-reichen Lagen der Staubhüllen grobkörnigerer chondritischer Komponenten entsprechen. Es hat den Anschein, als hätten *alle* chondritischen Komponenten zunächst Serpentin-reiche Staubhüllenlagen erhalten, während nur die grobkörnigsten Komponenten in der Lage waren, auch die äußeren PCP-reichen Lagen zu entwickeln. Dieser Befund läßt sich bei genauer Betrachtung aller grobkörnigen chondritischen Komponenten in Abb. 6.18 gut nachvollziehen.

Die eben aufgezeigten mineralogischen Variationen schlagen sich natürlich auch in der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Staubhüllen nieder. Im folgenden Abschnitt werden die chemischen Variationen der Staubhüllen sowohl innerhalb ein und desselben Meteoriten als auch zwischen verschiedenen Meteoriten beschrieben und diskutiert.

### **Chemische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen**

Wie bereits in den vorherigen Abschnitten dargestellt wurde, treten Akkretionsstaubhüllen um alle grobkörnigen chondritischen Komponenten herum auf, so auch um die PCP-reichen Fragmente (s. Abschnitt 6.1.4). Aus einer Reihe von Gründen, die im folgenden kurz angesprochen werden, wurden Staubhüllen um PCP-reiche Fragmente und solche um andere grobkörnige Komponenten herum getrennt analysiert. Einer der Gründe für dieses Verfahren liegt darin, daß zu Beginn der Untersuchungen noch nicht eindeutig geklärt war, ob sich beide Staubhüllen-Typen auf den gleichen Entstehungsprozeß zurückführen lassen, da es zwischen ihnen einige petrographische Unterschiede gibt.

Zum Beispiel enthalten die Staubhüllen um PCP-reiche Fragmente in der Regel kaum Einschlüsse von kleinen PCP-reichen Fragmenten oder Sulfiden, wie es zumindest für die äußeren Staubhüllen-Lagen

der anderen umhüllten Komponenten typisch ist. Die chemische und mineralogische Zusammensetzung der Staubhüllen um PCP-reiche Fragmente hat vielmehr Ähnlichkeit mit der Zusammensetzung der *innersten* Staubhüllen-Lagen der grobkörnigeren umhüllten Komponenten.

Weiterhin unterscheiden sich die beiden Staubhüllen-Typen durch ihre unterschiedliche mittleren Dicke. Während die Staubhüllen um PCP-reiche Fragmente herum kaum eine Mächtigkeit von 50 Mikrometer erreichen, liegt die maximale Dicke der Staubhüllen anderer grobkörniger Komponenten bei 400 Mikrometer. Dies ist allerdings im Lichte der Kenntnis um die Abhängigkeit der Staubhüllen-Dicke vom Durchmesser der umhüllten Komponente erklärbar. PCP-reiche Fragmente konnten scheinbar aufgrund ihrer geringen mittleren Korngröße (vgl. Abb. 6.9) nur dünne Staubhüllen entwickeln.

Schließlich war die getrennte chemische Untersuchung der beiden Staubhüllen-Typen auch schon aus gerätetechnischen Gründen unausweichlich. Aufgrund der mangelhaften Optik der zur Verfügung stehenden Elektronenstrahl-Mikrosonde hätten Staubhüllen um PCP-reiche Fragmente innerhalb der Dünnschliffe überhaupt nicht lokalisiert werden können, da die beiden letztgenannten Komponenten im Durchlicht opak erscheinen. Deshalb wurde die chemische Zusammensetzung der Staubhüllen um PCP-reiche Fragmente nicht an der Mikrosonde, sondern mit Hilfe des ED-Systems am REM bestimmt.

#### **Akkretionsstaubhüllen um grobkörnige chondritische Komponenten (ohne PCP-reiche Fragmente)**

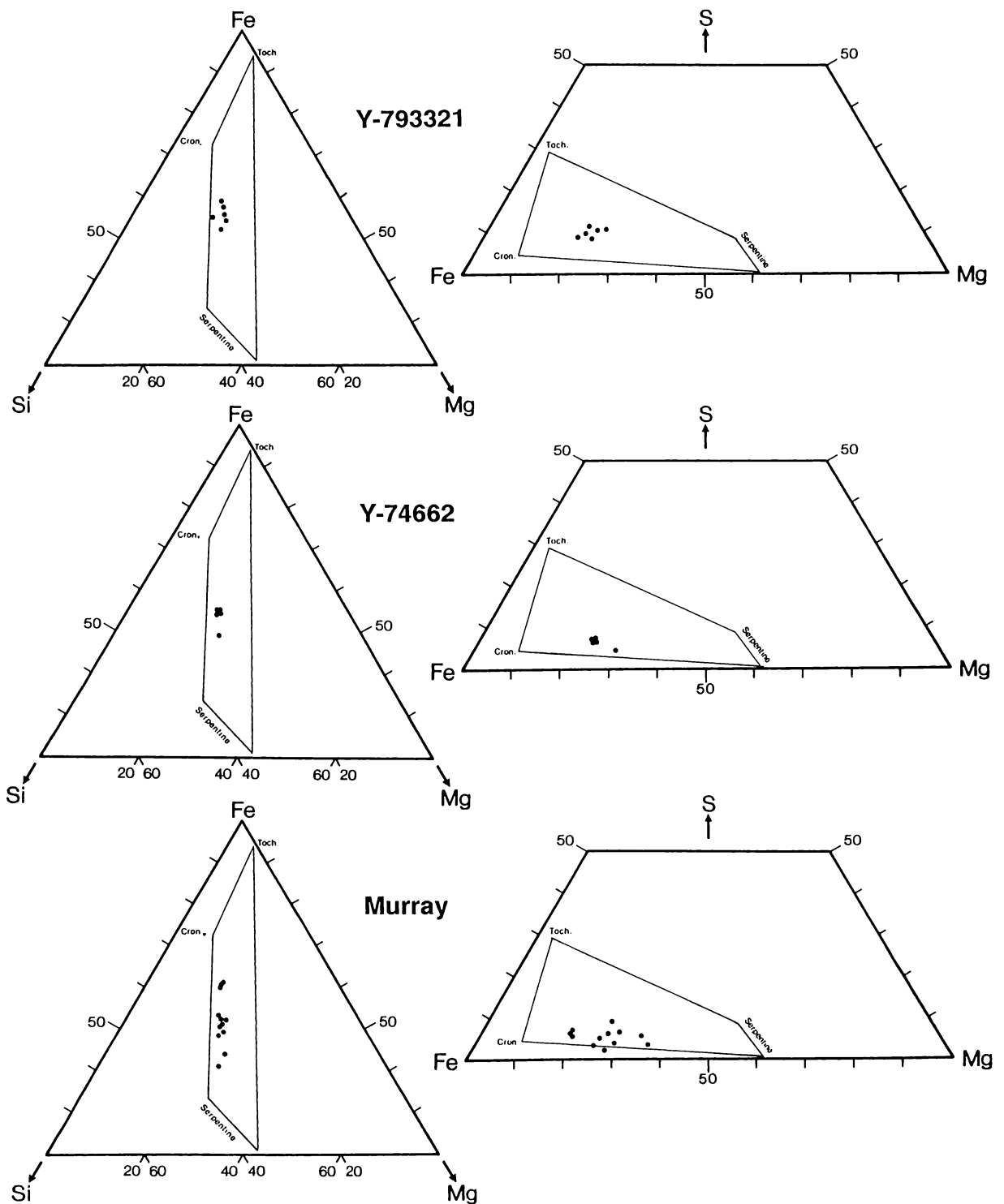
Um die chemische Variationsbreite dieser Akkretionsstaubhüllen in den einzelnen CM-Chondriten zu untersuchen, wurden mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde bei defokussiertem Strahl (30-60 Mikrometer Strahl-Durchmesser) jeweils 2 bis 13 Staubhüllen pro Meteorit analysiert. Aufgrund gerätetechnischer Probleme konnten die Staubhüllen einiger CM-Chondrite (Kivesvaara, Pollen, Nogoya) nicht mit der Mikrosonde analysiert werden. In diesen Fällen wurden die Analysen analog zu denjenigen der Staubhüllen der PCP-reichen Fragmente mit Hilfe des REM-ED-Systems durchgeführt.

Die Ergebnisse der chemischen Analysen einzelner Staubhüllen in den verschiedenen CM-Chondriten sind in Form von Drei-Komponenten-Diagrammen in Abb. 6.31 dargestellt. In die Fe-Si-Mg- und S-Fe-Mg-Diagramme sind die Mischungslinien bzw. Mischungsfelder aus Abb. 6.6 zur Orientierung eingezeichnet.

Die Datenpunkte aller CM-Akkretionsstaubhüllen kommen innerhalb der definierten Mischungsfelder zu liegen, was sich auf die fast ausschließliche Beteiligung der vorgegebenen Minerale Tochilit, Cronstedtit und Serpentin am Aufbau der Staubhüllen zurückführen läßt.

Bei der Betrachtung der Diagramme fällt ins Auge, daß das Fe/Mg-Verhältnis zwischen Staubhüllen ein und desselben Meteoriten stark variiert, wobei das Mg/Si-Verhältnis relativ konstant bleibt.

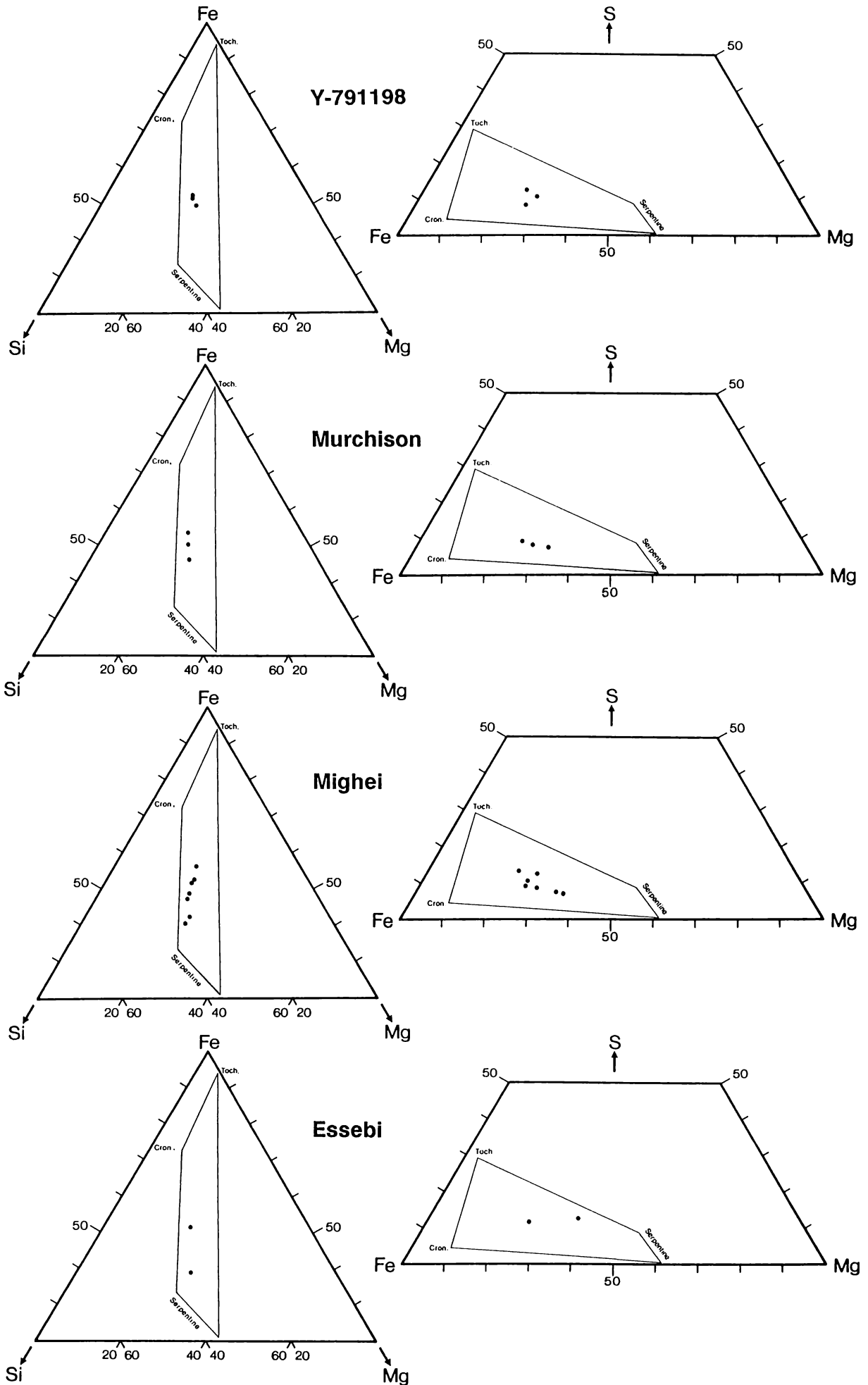
Weiterhin ist ersichtlich, daß es neben CM-Chondriten mit relativ Fe-reichen Staubhüllen (z.B. Y.793321, Y-74662) auch solche mit relativ Fe-armen Staubhüllen (z.B. Haripura, Kivesvaara) gibt.



**Abb. 6.31:**

Drei-Komponenten-Diagramme zur Darstellung der chemischen Zusammensetzung (Gew.%) einzelner Akkretionsstaubhüllen in den untersuchten CM-Chondriten (Elektronenstrahl-Mikrosonde; defokussierter Strahl). Die Analyse der Staubhüllen in Kivesvaara, Pollen und Nogoya erfolgte mit Hilfe des quantitativen ED-Systems am REM. Die eingezeichneten Linien beziehen sich auf Abb. 6.6.





**Abb. 6.31:** Fortsetzung

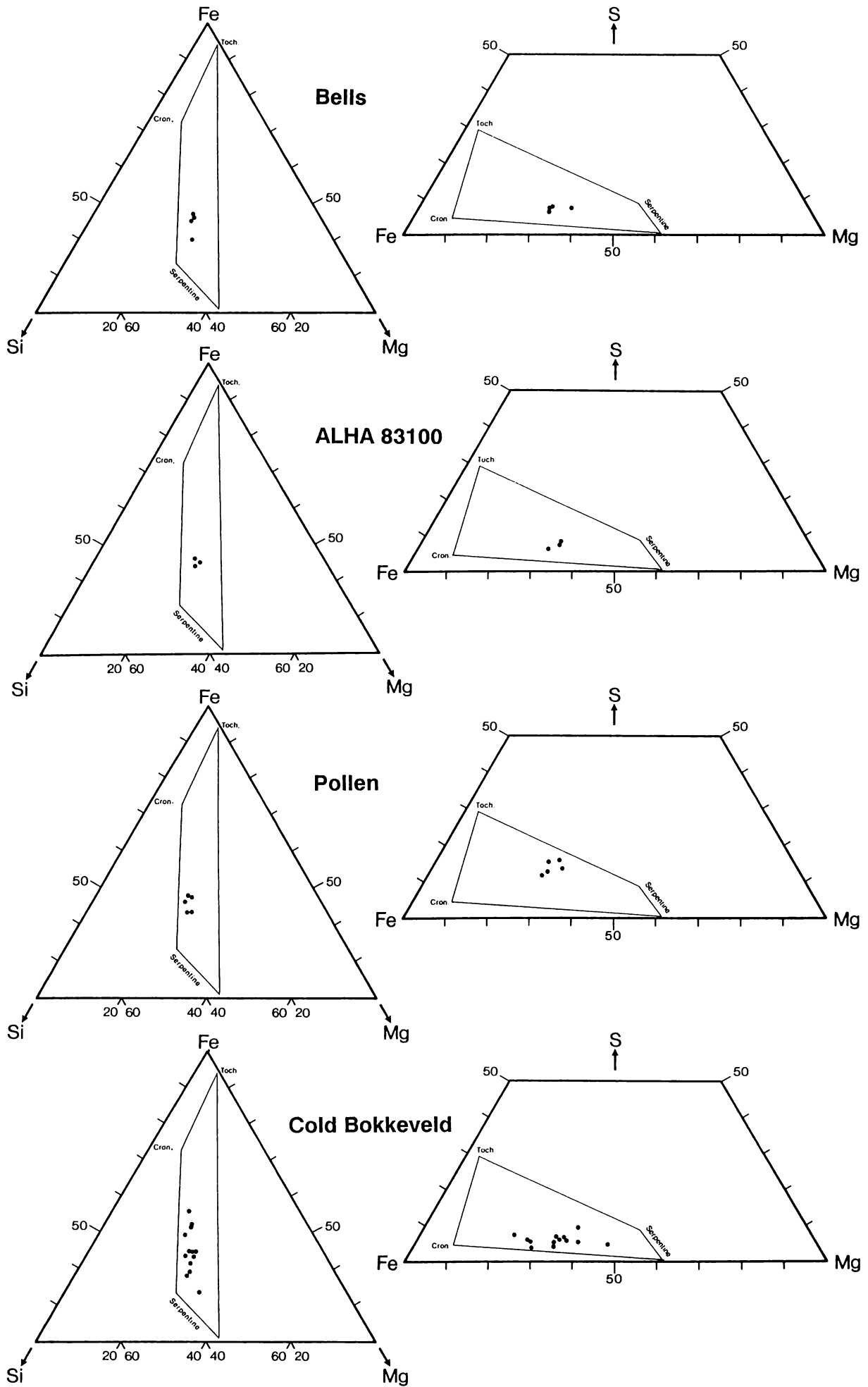
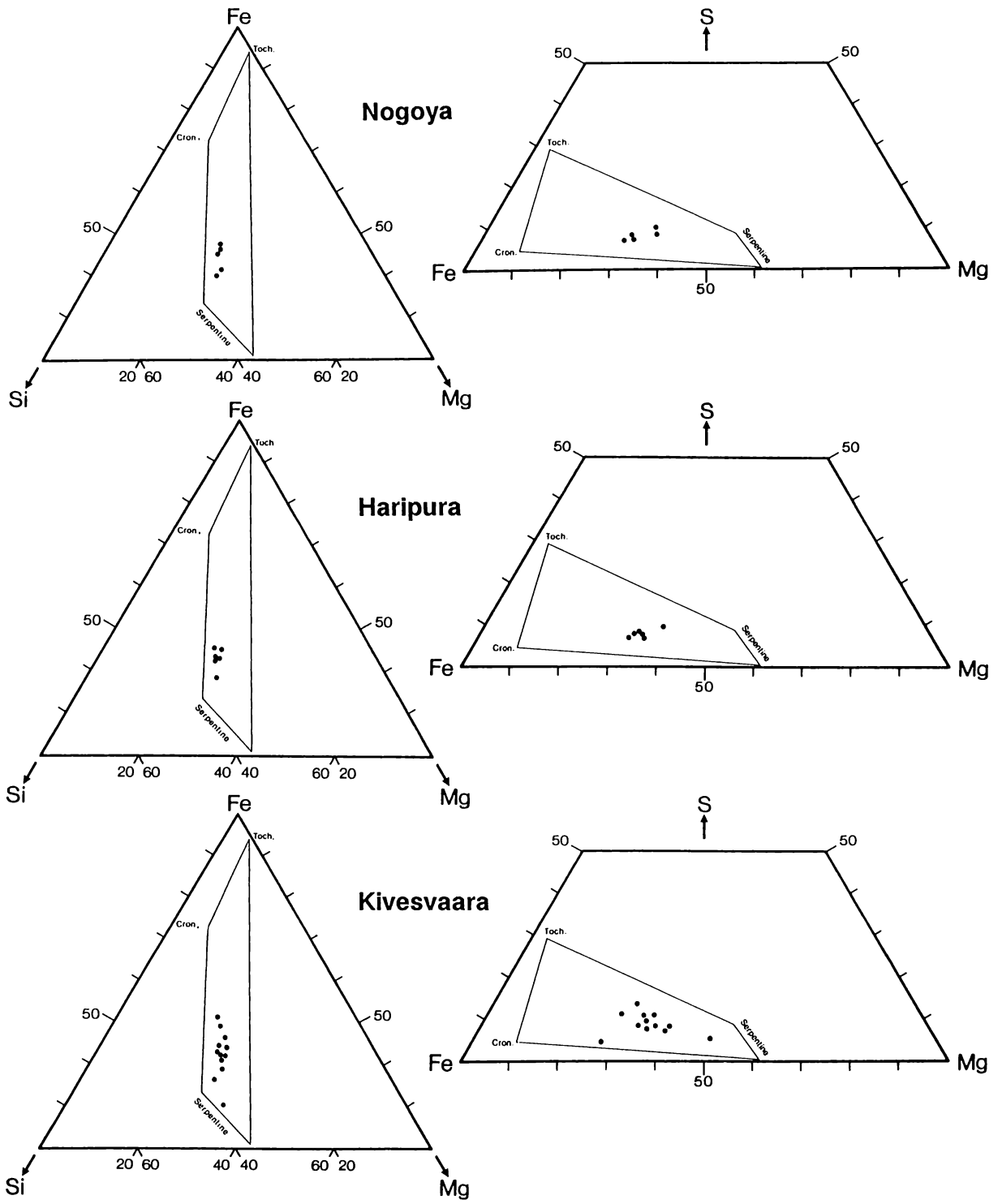


Abb. 6.31: Fortsetzung



**Abb. 6.31:** Fortsetzung

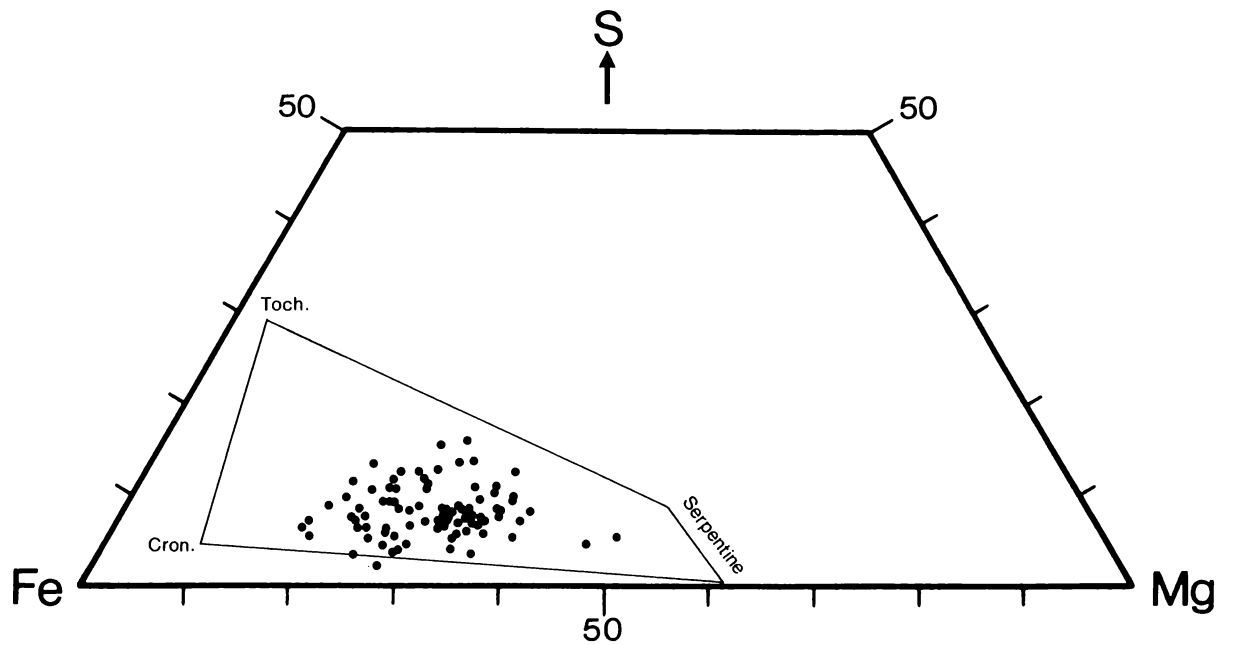
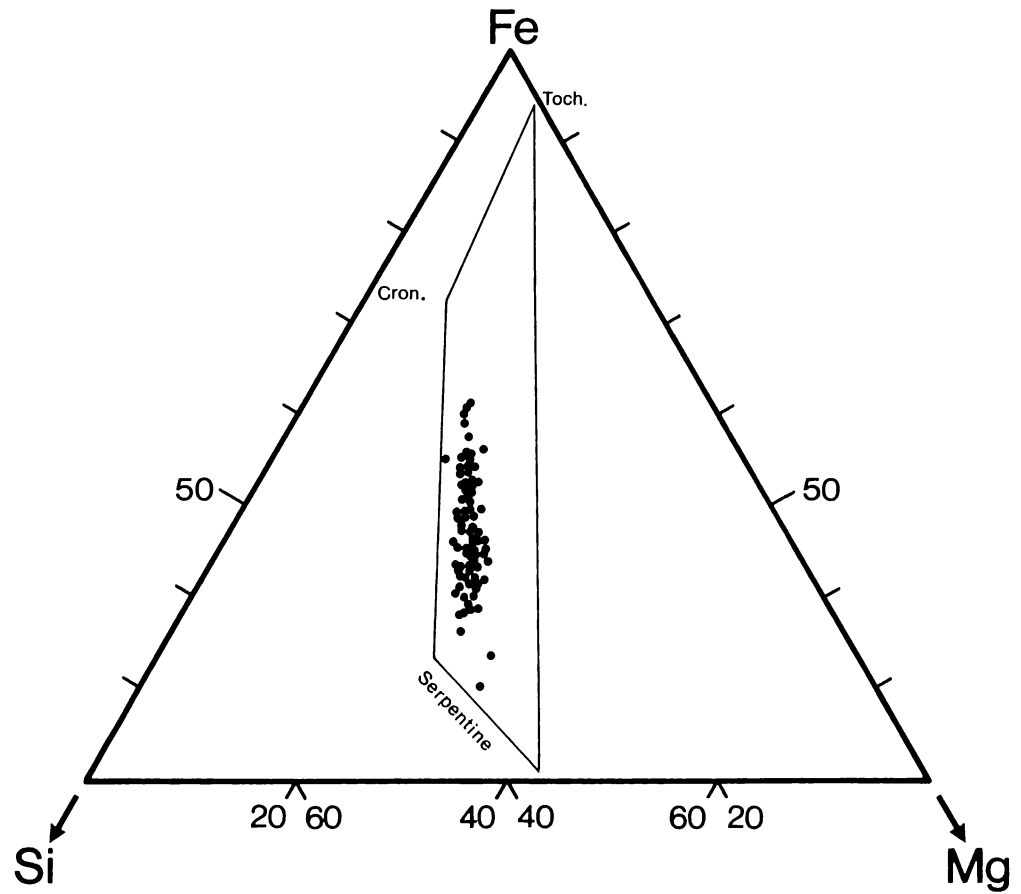
Alle in Abb. 6.31 aufgeführten Datenpunkte sind in einer Zusammenschau in Abb. 6.32 gemeinsam in die Drei-Komponenten-Diagramme eingezeichnet. Es wird deutlich, daß sich der schon in den Einzel-Meteoriten zu beobachtende Trend einer  $\pm$  linearen Fe/Mg-Variation in dieser Zusammenschau summiert fortsetzt. Man erkennt anhand des Fe-Si-Mg-Diagramms eine unscharfe Mischungs"gerade", welche ungefähr parallel zum rechten Rand des Mischungsfeldes verläuft. Diese Mischungsgerade wird noch deutlicher, wenn man statt der Datenpunkte einzelner Staubhüllen die chemischen Mittelwerte der Staubhüllen für jeden einzelnen CM-Chondriten bildet (Tab. 6.6) und in das Fe-Si-Mg-Diagramm einträgt (Abb. 6.33). Aus der Anordnung der Datenpunkte läßt sich ableiten, daß man es im Falle der CM-Akkretionsstaubhüllen näherungsweise mit einer *Zwei-Komponenten-Mischung* einer Fe- bzw. PCP-reichen Komponente und einer Mg- bzw. Serpentin-reichen Komponente zu tun hat.

Diese chemisch ermittelte Zwei-Komponenten-Mischung läßt sich auch petrographisch und mineralogisch nachweisen. So sind die in Abb. 6.26 gezeigten Gefüge der relativ Fe-armen Staubhüllen (Abb. 6.26A-G) durch eine Fe-arme (d.h. Serpentin-reiche) Grundmasse charakterisiert, in welche Fe-reiche (d.h. PCP-reiche) Einheiten eingebettet sind. Komplementär zu diesem Befund zeigt sich in den CM-Chondriten mit relativ Fe-reichen Staubhüllen (Abb. 6.26H-L) eine Umkehrung des modalen Anteils der beiden Komponenten, wobei in diesen Fällen Fe-arme (d.h. Serpentin-reiche) Einheiten in eine Fe-(PCP-) reiche Grundmasse eingebettet erscheinen.

### **Modaler Mineralbestand der CM-Akkretionsstaubhüllen**

Im Fe-Si-Mg-Diagramm der Abb. 6.33B ist eine Regressionsgerade durch die Staubhüllen-Mittelwerte eingezeichnet. Verlängert man diese Gerade bis zu ihren Schnittpunkten mit den Mischungsfeld-Begrenzungen, so kann man die Schnittpunkt-Zusammensetzungen als Endglieder der Zwei-Komponenten-Mischung ansehen. Unter Anwendung der Hebelregel ergibt sich dann für die *Fe- (PCP-) reiche Mischungskomponente* ein Tochilinit/Cronstedtit-Verhältnis von 25:75. Dieses mittlere Tochilinit/Cronstedtit-Verhältnis für die Fe-reiche Komponente wurde exakt auch von McSween (1987b) bei der chemischen Analyse der CM-"Matrix" gefunden. Auf der anderen Seite ergibt sich die *Mg- (Serpentin-) reiche Mischungskomponente* an der Serpentin-Schnittlinie mit einem 60:40-Verhältnis zugunsten des Fe-reicheren Serpentin.

Aus der Lage der Datenpunkten im Fe-Si-Mg-Diagramm (Abb. 6.33) lassen sich die (theoretischen) modalen Anteile der beiden Endkomponenten durch weitere Anwendung der Hebelregel ermitteln. Es wird hierbei ein Verfahren angewandt, welches sich aus Gründen eines späteren Vergleiches an die Methodik von McSween (1987b) anlehnt. Zunächst nimmt man für die Fe-reiche Staubhüllen-Komponente aller CM-Chondrite ein konstantes mittleres Tochilinit/Cronstedtit-Verhältnis von 25:75 an. Im nächsten Schritt wird eine Verbindungslinie von diesem Punkt der Cronstedtit-Tochilinit-Geraden über den Datenpunkt des jeweiligen CM-Chondriten bis hin zum Schnittpunkt mit der Serpentin-Mischungsgeraden gezogen. Mit Hilfe der Hebelregel läßt sich nun an dieser Verbindungslinie der modale Anteil an Serpentin-Komponente bzw. PCP-Komponente ablesen. Letztere läßt sich über das



**Abb. 6.32:**

Drei-Komponenten-Diagramme zum Vergleich der chemischen Zusammensetzung (Gew.%) aller analysierten Akkretionsstaubhüllen in den untersuchten CM-Chondriten (Elektronenstrahl-Mikrosonde; defokussierter Strahl). Die eingezeichneten Linien beziehen sich auf Abb. 6.6; alle Datenpunkte liegen innerhalb des vorgegebenen Mischungsfeldes aus Cronstedtit-Tochilinit-Serpentine.

**Tab. 6.6:**

Mittlere chemische Zusammensetzung (Gew.%) der Akkretionsstaubhüllen um grobkörnige Komponenten (ohne PCP-reiche Fragmente) in den untersuchten CM-Chondriten. Die Daten wurden mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde bzw. des energiedispersiven Analysesystems am Rasterelektronenmikroskop (\*) ermittelt.

**n.d.** = nicht gemessen  
 - = unterhalb der Nachweisgrenze  
**n:** = Anzahl der gemittelten Akkretionsstaubhüllen  
 Abkürzungen s. Tab. 6.4

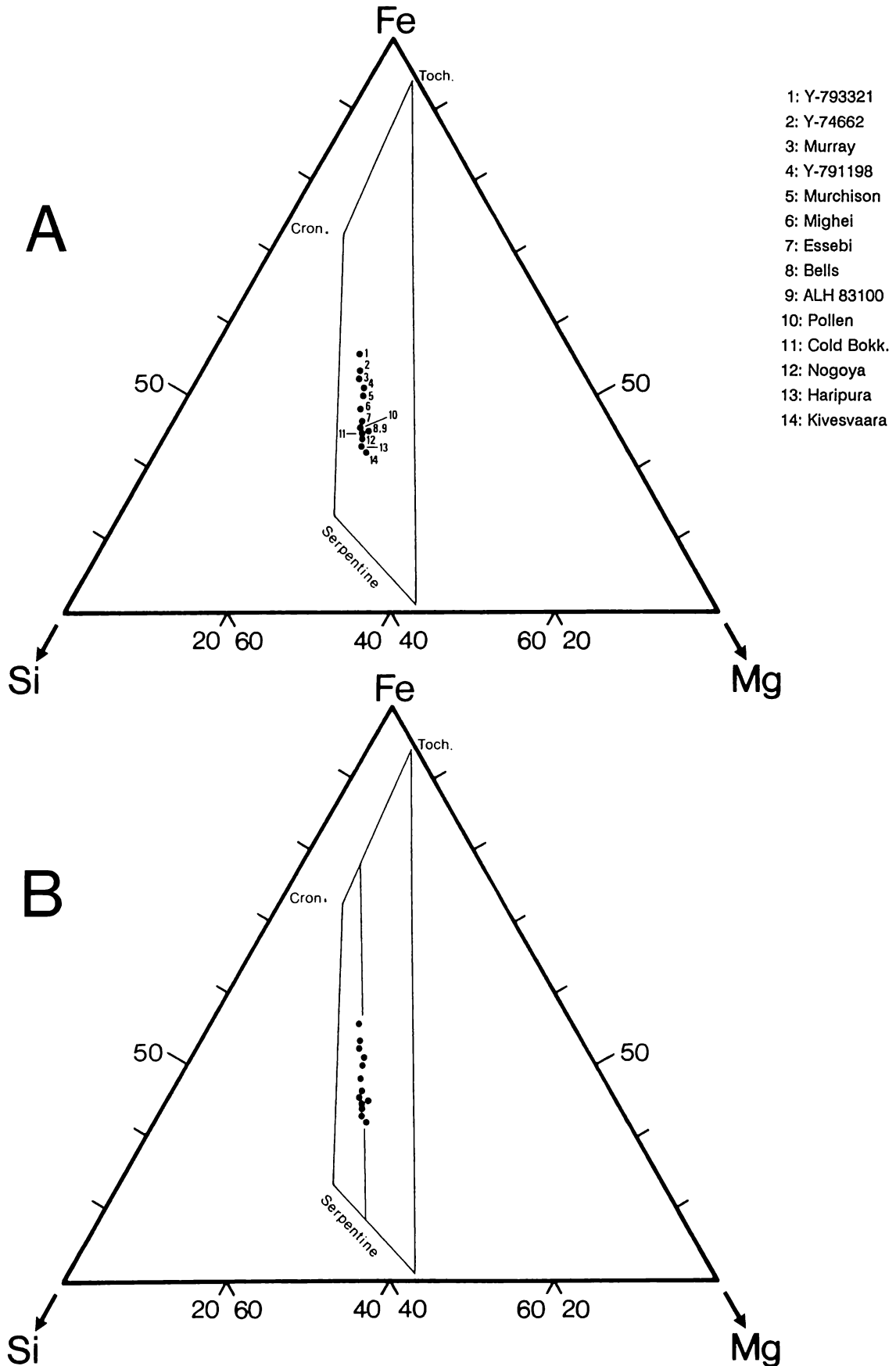
	<sup>a</sup> Klivesva	74662	Murchls	Murray	791198	<sup>a</sup> Pollen	Mighei	ColdBok	<sup>a</sup> Nogoya	Essebl	Harlpur	Bells	793321	83100
SiO <sub>2</sub>	25.29	27.39	24.23	25.00	26.78	25.41	23.11	29.00	28.67	23.39	28.35	21.52	24.63	26.49
TiO <sub>2</sub>	-	0.09	0.06	0.05	0.06	-	0.14	0.08	-	0.06	0.09	0.06	0.09	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.44	2.14	1.88	2.36	1.94	2.21	1.92	2.47	2.76	2.16	2.27	2.42	2.49	2.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	0.41	0.41	0.35	0.50	0.33	0.34	0.44	0.53	0.26	0.41	0.19	0.41	0.70
FeO	20.47	32.88	25.63	28.19	30.00	22.54	23.04	25.15	24.17	21.23	22.67	19.10	31.62	23.95
MnO	-	0.25	0.19	0.19	0.27	-	0.17	0.21	-	0.19	0.22	0.16	0.26	0.18
MgO	15.91	15.21	14.23	13.56	16.10	14.60	13.23	17.26	16.98	13.65	16.45	13.31	13.16	16.55
CaO	1.14	0.66	0.53	0.53	0.09	0.53	0.35	0.26	0.58	0.44	0.33	0.17	0.96	0.39
Na <sub>2</sub> O	-	0.27	0.12	0.16	0.20	-	0.92	0.17	-	0.61	0.29	0.46	0.74	0.19
K <sub>2</sub> O	-	0.04	0.05	0.06	0.08	-	0.05	0.11	-	0.08	0.10	0.03	0.06	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d.	0.40	0.25	0.19	0.21	n.d.	0.30	0.18	n.d.	0.02	0.15	0.05	0.32	0.31
Ni	1.46	2.03	1.53	1.25	2.25	1.85	1.14	1.33	1.48	1.07	1.27	0.56	1.83	2.41
S	2.52	2.52	2.62	1.81	3.99	4.14	2.93	1.91	2.63	3.23	2.42	1.78	3.59	2.14
Total	69.58	84.29	71.73	73.70	82.47	71.61	67.64	78.57	77.80	66.39	75.02	59.81	80.16	75.99
n:	12	5	3	12	3	5	7	13	5	2	6	4	6	3

**Tab. 6.7:**

Mittlere chemische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen um grobkörnige Komponenten (ohne PCP-reiche Fragmente) in den untersuchten CM-Chondriten (Gew. %). Die Original-Meßdaten aus Tab. 6.6 wurden zum Zwecke der besseren Vergleichbarkeit auf O<sub>2</sub>-freier Basis zu 100%- umgerechnet, um die Effekte variierender Porositäten und H<sub>2</sub>O-Gehalte auszugleichen. Die Daten sind in der Reihenfolge abnehmender Fe/Mg-Verhältnisse angeordnet.

**n.d.** = nicht gemessen  
 - = unterhalb der Nachweisgrenze  
 Abkürzungen s. Tab. 6.4

	793321	74662	Murray	791198	Murchls	Mighei	Essebl	Pollen	ColdBok	83100	Bells	Nogoya	Harlpur	Klivesva
Si	21.83	23.44	24.80	23.28	24.60	24.93	25.83	25.84	27.63	25.72	26.93	27.48	28.32	27.08
Ti	0.09	0.09	0.06	0.07	0.09	0.19	0.09	-	0.10	0.10	0.11	-	0.11	-
Al	2.50	2.07	2.65	1.92	2.15	2.36	2.69	2.55	2.67	2.83	3.43	2.98	2.57	2.96
Cr	0.53	0.51	0.51	0.63	0.61	0.53	0.43	0.50	0.61	1.00	0.35	0.74	0.60	0.55
Fe	46.61	46.81	46.48	43.37	43.24	41.34	38.99	38.09	39.84	38.65	39.75	38.52	37.66	36.44
Mn	0.38	0.35	0.32	0.39	0.33	0.30	0.35	-	0.33	0.29	0.32	-	0.36	-
Mg	15.06	16.80	17.35	18.05	18.63	18.42	19.45	19.16	21.22	20.73	21.49	20.98	21.20	21.97
Ca	1.31	0.86	0.81	0.11	0.82	0.58	0.76	0.83	0.39	0.58	0.32	0.86	0.51	1.88
Na	1.04	0.37	0.25	0.28	0.19	1.57	1.06	-	0.27	0.29	0.91	-	0.47	-
K	0.10	0.05	0.11	0.13	0.09	0.09	0.17	-	0.18	0.06	0.08	-	0.17	-
P	0.27	0.31	0.17	0.17	0.24	0.30	0.02	n.d.	0.16	0.29	0.05	n.d.	0.15	n.d.
Ni	3.47	3.72	2.65	4.18	3.32	2.63	2.53	4.03	2.71	5.01	1.50	3.05	2.71	3.35
S	6.81	4.62	3.84	7.42	5.69	6.76	7.63	9.01	3.89	4.45	4.76	5.39	5.17	5.77
Fe/Mg:	3.10	2.79	2.68	2.40	2.32	2.24	2.01	1.99	1.88	1.87	1.85	1.84	1.78	1.66



**Abb. 6.33:**

**A:** Drei-Komponenten-Diagramm zum Vergleich der *mittleren* chemischen Zusammensetzung (Gew.%) der Akkretionsstauhüllen in den untersuchten CM-Chondriten. Zur Orientierung sind zusätzlich die Begrenzungslinien des Mischungsfeldes aus Abb.6.6 eingezeichnet.

**B:** Regressionsgerade durch die mittleren chemischen Zusammensetzungen der Akkretionsstauhüllen in den untersuchten CM-Chondriten.

75:25-Verhältnis weiter in die modalen Anteile ihrer beiden Endglieder Cronstedtit und Tochilinit aufsplitten. Eine Aufspaltung des ermittelten modalen Serpentin-Wertes in "Mg-reichen" Serpentin und "Fe-reichen" Serpentin über das mittlere 40:60-Verhältnis analog zu McSween (1987b) wurde nicht unternommen. Dieser Schritt ergäbe lediglich rein fiktive Zahlen, da in ein und demselben Meteoriten eine Vielzahl chemisch unterschiedlicher Serpentine beobachtet wird und die Ermittlung des modalen Anteils der Endglieder keinen Fortschritt bezüglich der Aufklärung der Staubhüllen-Mineralogie brächte.

In Tab. 6.8 sind die Ergebnisse, die mit Hilfe des eben beschriebenen Verfahrens für die mittlere Staubhüllen-Zusammensetzung ermittelt wurden, im Vergleich mit den CM-"Matrix"-Daten von McSween (1987b) aufgelistet.

**Tab. 6.8:**

Graphisch ermittelte Anteile (Mittelwerte; Gew.%) der drei Endkomponenten Tochilinit, Cronstedtit und Serpentin in den Akkretionsstaubhüllen der untersuchten CM-Chondrite.  
**a:** Ergebnisse auf der Grundlage eigener chemischer Daten  
**b:** Werte für CM-"Matrix" aus McSween (1987b)

	<u>Tochilinit</u>		<u>Cronstedtit</u>		<u>Serpentin</u>	
	a	b	a	b	a	b
Y-793321	13	-	40	-	47	-
Y-74662	12	-	38	-	50	-
Murray	12	12	34	35	54	53
Y-791198	11	-	35	-	54	-
Murchison	11	15	32	41	57	44
Mighei	10	11	29	32	61	57
Essebi	9	7	27	19	64	74
Bells	8	4	26	13	66	83
ALHA 83100	9	8	27	23	65	69
Pollen	8	11	24	32	68	57
Cold Bokk.	8	10	24	29	68	61
Nogoya	7	10	23	28	70	62
Haripura	7	7	20	18	73	75
Kivesvaara	7	15	22	43	71	42



Bezugnehmend auf die Daten der Tabelle 6.8 muß zunächst deutlich darauf hingewiesen werden, daß es sich bei diesen Berechnungen lediglich um einen *Modell*-Modalbestand der verschiedenen Akkretionsstaubhüllen handelt. Die reale mineralogische Zusammensetzung ist damit im Zweifelsfall nicht zu ermitteln. Trotzdem handelt es sich bei diesen Berechnungen um ein gängiges Verfahren, um die beobachteten chemischen Variationen durch Schwankungen der modalen Mineral-Anteile auszudrücken.

Allerdings gibt es in der Gruppe der untersuchten CM-Chondrite zwei Vertreter (Bells, Essebi), bei denen das angewandte Berechnungsschema zwar zu eindeutigen Ergebnissen führt (Tab. 6.8), deren reale mineralogische Zusammensetzung allerdings Abweichungen von der üblichen CM-Mineralogie aufweist. So ist ein Großteil des Staubhüllen-Fe dieser Proben an Magnetit gebunden, und steht deshalb nicht mehr in vollem Umfang für die Fe-reichen Phasen Cronstedtit und Tochilinit zur Verfügung. In diesen Fällen spiegelt der berechnete Modell-Modalbestand nicht mehr die tatsächliche mineralogische Zusammensetzung der Staubhüllen dieser Proben wieder. Aus diesen Beispielen geht hervor, daß sich die reale quantitative mineralogische Zusammensetzung einzelner Staubhüllen wirklich zweifelsfrei nur unter Zuhilfenahme des Transmissions-Elektronenmikroskopes ermitteln läßt.

Bei einem Vergleich der Daten in Tab. 6.8 mit denjenigen von McSween (1987b) für die CM-"Matrix" zeigen sich einerseits weitgehende Übereinstimmungen der ermittelten Werte (z.B. Murray), auf der anderen Seite gibt es aber auch einige signifikante Abweichungen (z.B. Kivesvaara).

Für diese Abweichungen lassen sich eine Reihe von Begründungen anführen.

Zunächst muß festgestellt werden, daß die von McSween (1987b) verwendete Serpentin-Mischungslinie eine etwas andere Lage im Fe-Si-Mg-Diagramm einnimmt, da dieser Autor andere Serpentin-Endglieder verwendet. Weiterhin wird von diesem Autor ein unscharfer und petrographisch schlecht definierter CM-"Matrix"-Begriff verwendet, so daß in diesem Falle wahrscheinlich auch Staubhüllen-fremde Materialien zur Analyse gelangt und in die Mittelwerte eingeflossen sind. Infolgedessen lassen sich die im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermittelten Daten der Tab. 6.8 nur bedingt mit den Ergebnissen von McSween (1987b) vergleichen.

Ein weiterer Grund für die Abweichungen der Daten in Tab. 6.8 von den CM-"Matrix"-Daten McSween's könnte auch in dem Faktum der chemischen Staubhüllen-Zonierung zu suchen sein. Ohne das Wissen um diese spezielle petrographische Eigenschaft der CM-Staubhüllen gelangt man bei statistisch verteilten Mikrosonden-Analysen (McSween, 1987b) schnell zu nicht repräsentativen Mittelwerten. Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung wurden Mikrosonde-Analysen ausschließlich unter Zuhilfenahme von REM-Rückstreuelektronenbildern der entsprechenden Staubhüllen durchgeführt. Da auf derartigen Aufnahmen die Staubhüllenzonierung gut zu beobachten ist (vgl. z.B. Abb. 6.30), konnten auf diese Weise die Analyse-Bereiche derart ausgewählt werden, daß die jeweiligen Zonierungen möglichst repräsentativ in den resultierenden Mittelwerten vertreten sind.

Ein weiteres generelles Problem bei der statistischen Ermittlung der chemischen Staubhüllen-Mittelwerte der verschiedenen CM-Chondrite ist die Tatsache, daß chondritische Komponenten mit geringen Korngrößen nur dünne Staubhüllen entwickelt haben (s. Abb. 6.23), die zudem (wie bereits

erläutert) häufig relativ Mg-reich sind. Man muß also bei der Mittelwert-Findung auch darauf achten, Staubhüllen um Komponenten verschiedener Korngrößen zu analysieren. Dies ist bei der Auswahl der zu analysierenden Staubhüllen geschehen.

Aufgrund der eben aufgeführten Gründe dürften die im Rahmen der vorliegenden Untersuchung berechneten Mittelwerte den Chemismus und die Mineralogie der Staubhüllen in den verschiedenen CM-Chondriten besser beschreiben als die "Matrix"-Werte von McSween (1987b).

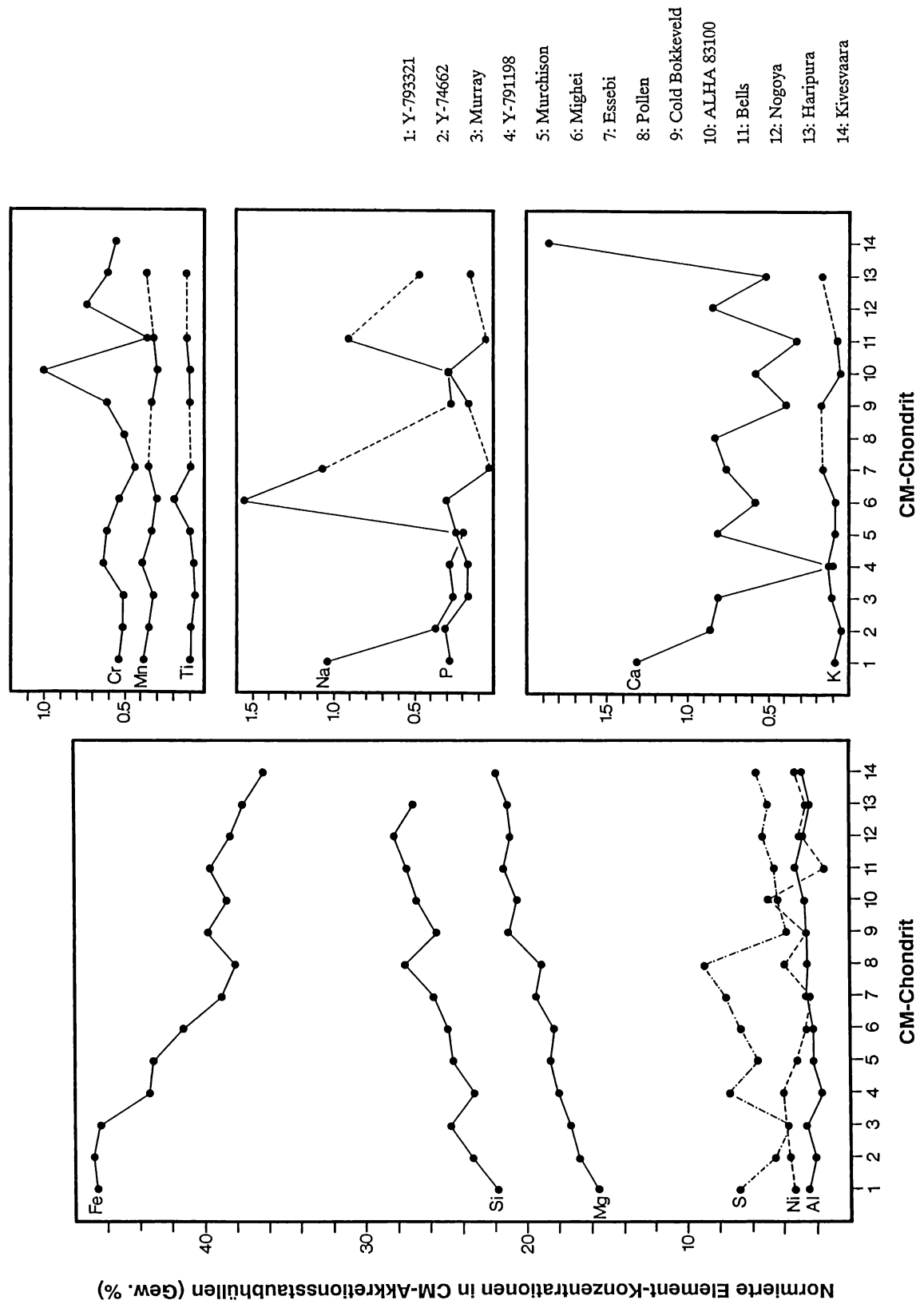
### Vergleich der mittleren Elementkonzentrationen in Staubhüllen verschiedener CM-Chondrite

Im folgenden werden die Konzentrationen der bisher unberücksichtigt gebliebenen Elemente in den Akkretionsstaubhüllen der verschiedenen CM-Chondrite kurz diskutiert.

Ein direkter Vergleich der mittleren chemischen Staubhüllen-Zusammensetzungen (Tab. 6.6) ist durch die schwankenden, in der "Total"-Spalte der chemischen Analysen aufgeführten Summenprozent-Werte erschwert. Die Summenprozent-Schwankungen lassen sich zum einen auf unterschiedliche H<sub>2</sub>O-Gehalte der Staubhüllen zurückführen, zum anderen auf eine unterschiedliche Qualität der Dünnschliff-Polituren. Um derartige Effekte zu eliminieren, wurden die Ergebnisse aus Tab. 6.6 auf O<sub>2</sub>-freier Basis zu 100 Summenprozent umgerechnet (Gew. %) und in Tab. 6.7 in der Reihenfolge abnehmender Fe/Mg-Verhältnisse aufgelistet.

In Abb. 6.34 sind diese Daten in graphischer Form aufgetragen. Aufgrund der speziell gewählten Reihenfolge wird die Fe-Mg-Variationsbreite des mittleren Staubhüllen-Chemismus besonders deutlich. Mit abnehmendem Fe-Gehalt, also einer Abnahme der Cronstedtit/Tochilinit-Komponente, steigt gleichzeitig sowohl der Mg- als auch der Si-Gehalt an, was auf eine zunehmende Beteiligung von Serpentina am Aufbau der Staubhüllen zurückzuführen ist. Außer dieser klaren Fe-Mg-Si-Variation, die auch schon in den entsprechenden Drei-Komponenten-Diagrammen zum Ausdruck kam (s. Abb. 6.33), lassen sich aus den Diagrammen der Abbildung 6.34 keine weiteren systematischen Element-Variationen ablesen. Allenfalls der Al-Gehalt zeigt einen minimalen Anstieg mit abnehmendem Fe/Mg-Verhältnis, was sich auf eine relative Anreicherung von Serpentin-Mineralen zurückführen läßt.

Die Elemente **P**, **K**, **Ti**, **Cr** und **Mn** zeigen in den Staubhüllen aller untersuchten CM-Chondrite annähernd konstante Konzentrationen, während die Elemente **S**, **Ni**, **Na** und **Ca** z.T. stärkere, aber mit dem Fe/Mg-Verhältnis unkorrelierte Variationen zeigen. Auf die chemische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen wird in der Diskussion am Ende der vorliegenden Arbeit noch einmal eingegangen.



**Abb. 6.34:**

Variation der mittleren chemischen Zusammensetzung (Gew.%) der Akkretionsstaubhüllen in den untersuchten CM-Chondriten (Daten aus Tab. 6.7). Die Daten sind in der Reihenfolge abnehmender Fe/Mg-Verhältnisse angeordnet.

### Akkretionsstaubhüllen um PCP-reiche Fragmente

Aus den bereits erwähnten Gründen wurden die Akkretionsstaubhüllen um PCP-reiche Fragmente getrennt von den Staubhüllen anderer chondritischer Komponenten untersucht.

Mit Hilfe des quantitativen ED-Systems am Raster-Elektronenmikroskop (REM) wurden die Staubhüllen von jeweils 5 bis 10 PCP-reichen Fragmenten analysiert und die jeweiligen chemischen Mittelwerte berechnet. Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind in Tab. 6.8 aufgelistet. Aufgrund der schwankenden Summenprozent wurden diese Werte zwecks besserer Vergleichbarkeit wiederum auf O<sub>2</sub>-freier Basis zu 100 Summenprozent umgerechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnung finden sich in Tab. 6.9. Auch im Falle der Staubhüllen um PCP-reiche Fragmente läßt sich ein prinzipiell ähnlicher Fe-Si-Mg-Trend beobachten wie bei den Staubhüllen der grobkörnigeren Komponenten (Abb. 6.35). Allerdings zeigen sich größere Variationen hinsichtlich der Si/Mg-Verhältnisse. Diese Variationen lassen sich wahrscheinlich auf höhere statistische Schwankungen aufgrund der im Vergleich zu den Staubhüllen der grobkörnigeren Komponenten viel kleineren Analyse-Bereiche zurückführen.

Wie bereits gezeigt wurde, deuten die prinzipiell identischen gefügekundlichen Befunde an Staubhüllen sowohl um PCP-reiche Fragmente als auch um grobkörnigere Komponenten auf eine enge genetische Verwandtschaft beider Staubhüllen-Typen hin. Daß es auch hinsichtlich der mittleren chemischen Zusammensetzung dieser beiden Staubhüllen-Typen keine signifikanten Unterschiede gibt, belegt die Abb. 6.36. Grundlage dieser graphischen Darstellung ist der chemische Mittelwert *aller* (86) analysierter Staubhüllen um PCP-reiche Fragmente sowie der Mittelwert *aller* (72) analysierten Staubhüllen um die grobkörnigeren Komponenten. In Abb. 6.36 sind die auf O<sub>2</sub>-freier Basis zu 100 Summenprozent umgerechneten Werte für beide Staubhüllen-Typen gegeneinander aufgetragen (Element-Gew.%). Man erkennt, daß sich alle Elemente beider Staubhüllen-Typen annähernd entlang der eingezeichneten 1:1-Geraden anordnen, ein Zeichen für eine weitgehende chemische Übereinstimmung. Im rechten unteren Teil der Abbildung 6.36 sind die verschiedenen Element-*Verhältnisse* zwischen beiden Staubhüllen-Typen aufgetragen. Auch in dieser Darstellungsweise wird deren chemische Ähnlichkeit deutlich. Die höchste Abweichung zeigt sich beim Ca; allerdings zeigt dieses Element *grundsätzlich* eine extrem inhomogene Verteilung innerhalb der Staubhüllen. Die relativ hohe Abweichung ist möglicherweise auf eine schlechte Statistik zurückzuführen. Die etwas geringeren Fe-Gehalte und leicht erhöhten Mg- und Si-Gehalte in den Staubhüllen der PCP-reichen Fragmente beruhen auf der fehlenden Staubhüllen-Zonierung infolge der begrenzten Staubhüllen-Mächtigkeiten um PCP-reiche Fragmente (s.o.).

Somit wäre der Beweis erbracht, daß es sich bei den CM-Staubhüllen aller chondritischen Komponenten um das Resultat nur ein und desselben Solarnebel-Prozesses handelt, nämlich der Adhäsion extrem feinkörnigen Mineralstaubes auf der Oberfläche *aller* zur Verfügung stehenden grobkörnigen chondritischen Komponenten.

Zum Abschluß des vorliegenden Abschnittes zur chemischen Zusammensetzung der CM-Akkretionsstaubhüllen sei noch auf einen elementar wichtigen Befund hingewiesen.

**Tab. 6.9:**

Mittlere chemische Zusammensetzung (Gew.%) der Akkretionsstaubhüllen *um PCP-reiche Fragmente* in den untersuchten CM-Chondriten. Die Daten wurden mit Hilfe des energiedispersiven Analysesystems am Rasterelektronenmikroskop ermittelt. Abkürzungen s. Tab. 6.4.

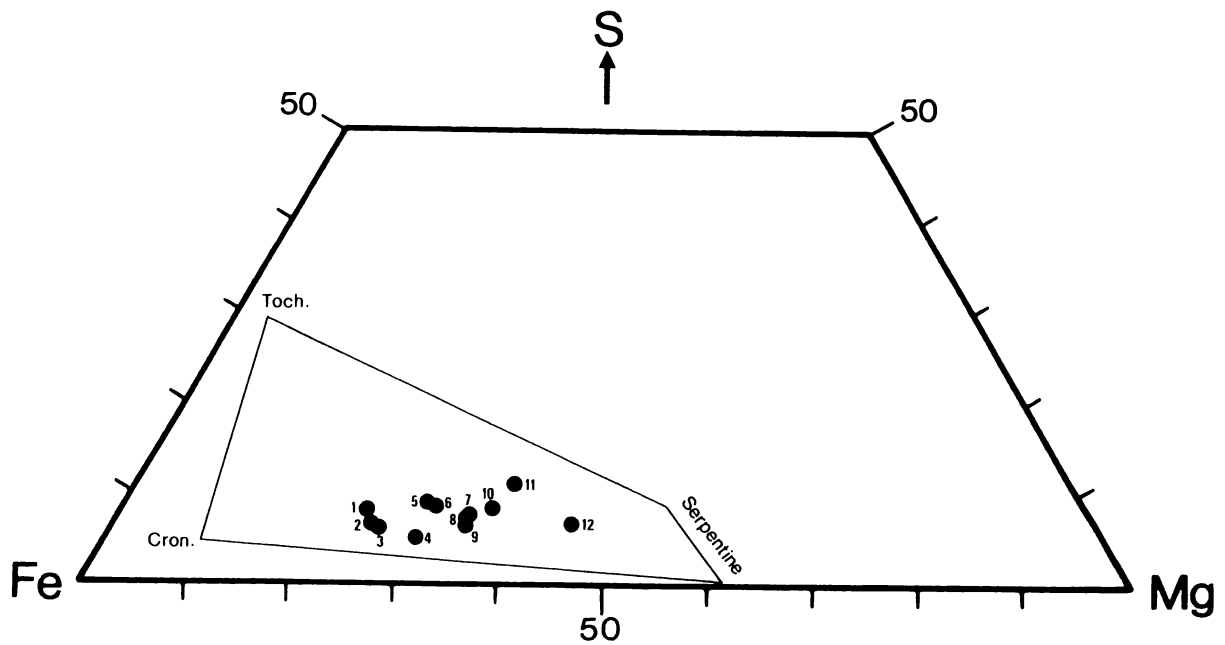
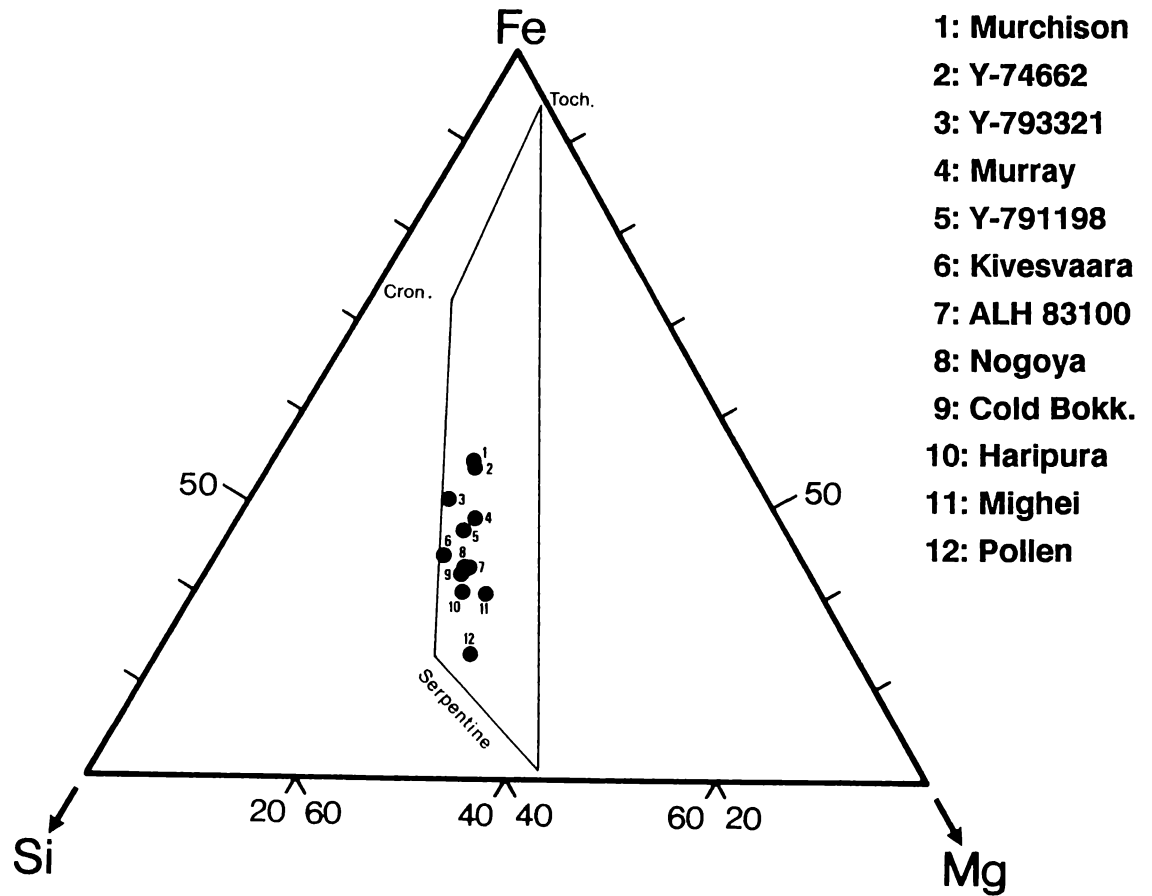
n: = Anzahl der gemittelten Akkretionsstaubhüllen

	Kivesva	74662	Murchis	Murray	791198	Pollen	Mighei	ColdBok	Nogoya	Haripur	793321	83100
SiO <sub>2</sub>	28.92	27.22	23.82	24.45	28.25	29.58	25.89	29.31	29.67	28.81	27.99	27.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.80	2.67	2.15	1.76	1.71	1.53	1.74	2.10	2.68	2.13	2.43	1.80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.37	0.70	0.41	0.36	0.44	0.47	0.62	0.34	0.35	0.33	0.44	0.41
FeO	22.77	33.13	29.31	24.36	26.05	16.67	19.73	22.53	23.78	20.17	28.21	22.59
MgO	14.23	15.47	13.23	14.17	15.69	18.90	17.24	16.43	17.44	16.23	13.56	16.77
CaO	0.88	0.53	1.27	0.84	0.26	0.82	1.07	0.61	0.41	0.53	0.82	0.85
Ni	1.53	1.22	1.56	1.18	1.52	0.97	1.36	1.27	1.50	1.17	1.51	1.99
S	2.51	2.61	2.74	1.57	3.05	1.84	3.23	1.92	2.40	2.41	2.02	2.30
<b>Total</b>	<b>73.01</b>	<b>83.55</b>	<b>74.49</b>	<b>68.69</b>	<b>76.97</b>	<b>70.78</b>	<b>70.88</b>	<b>74.51</b>	<b>78.23</b>	<b>71.78</b>	<b>76.98</b>	<b>74.58</b>
n:	5	5	7	9	5	5	10	6	5	5	5	5

**Tab. 6.10:**

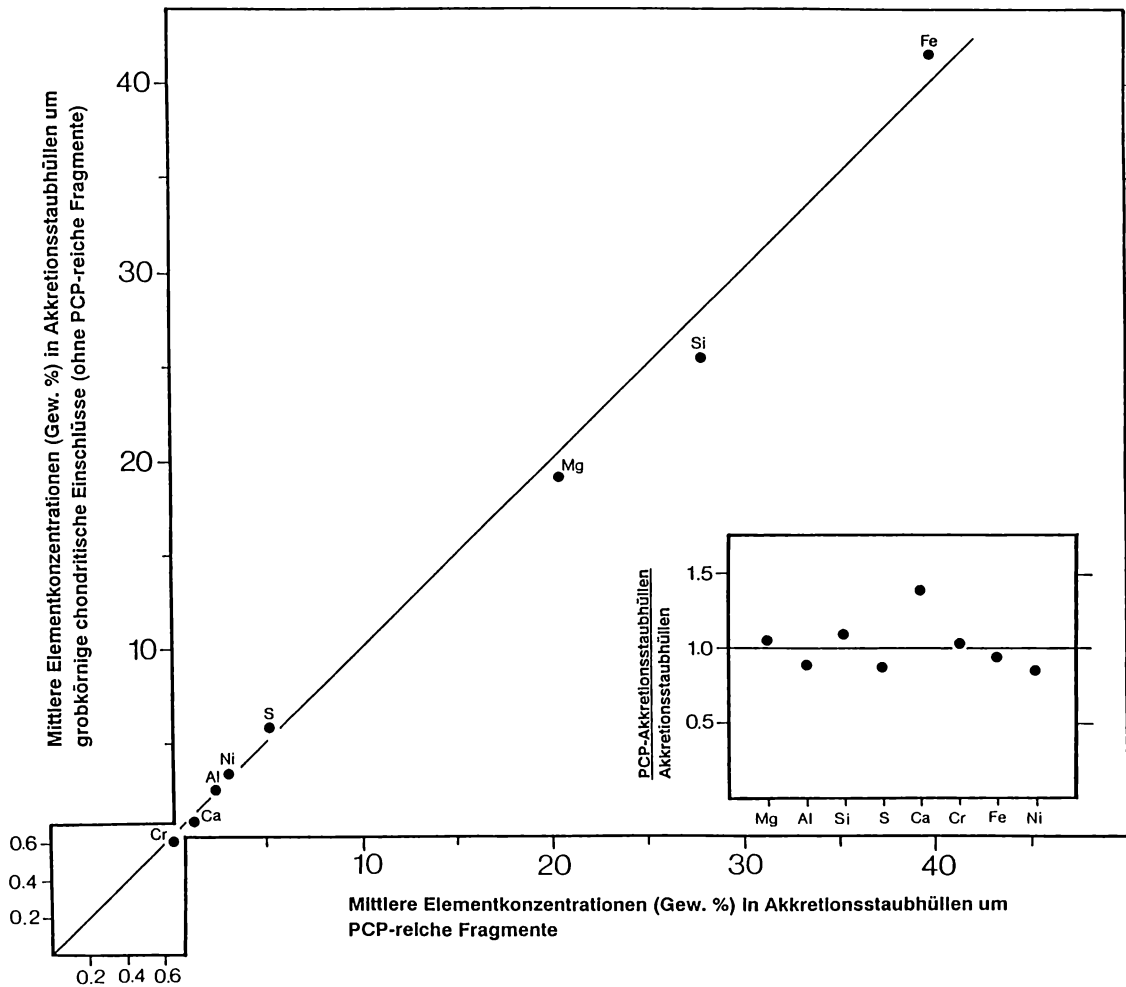
Mittlere chemische Zusammensetzung (Gew. %) der Akkretionsstaubhüllen *um PCP-reiche Fragmente* in den untersuchten CM-Chondriten. Die Original-Meßdaten aus Tab. 6.8 wurden zum Zwecke der besseren Vergleichbarkeit auf O<sub>2</sub>-freier Basis zu 100%- umgerechnet, um die Effekte variierender Porositäten und H<sub>2</sub>O-Gehalte auszugleichen. Die Daten sind in der Reihenfolge abnehmender Fe/Mg-Verhältnisse angeordnet. Abkürzungen s. Tab. 6.4.

	Murchis	74662	793321	Murray	791198	Kivesva	ColdBok	Nogoya	83100	Haripur	Mighei	Pollen
Si	22.94	23.61	26.75	26.31	27.02	29.60	29.72	28.47	27.82	30.43	27.17	32.37
Al	2.35	2.62	2.64	2.14	1.86	2.08	2.41	2.91	2.03	2.55	2.07	1.90
Cr	0.58	0.89	0.61	0.58	0.61	0.56	0.50	0.49	0.60	0.52	0.94	0.75
Fe	46.94	47.77	44.85	43.59	41.42	38.74	38.00	37.93	37.50	35.43	34.45	30.34
Mg	16.45	17.31	16.73	19.68	19.35	18.80	21.50	21.59	21.60	22.12	23.36	26.68
Ca	1.88	0.70	1.21	1.38	0.39	1.37	0.95	0.60	1.30	0.86	1.71	1.38
Ni	3.22	2.26	3.09	2.72	3.11	3.35	2.76	3.08	4.25	2.64	3.05	2.27
S	5.65	4.84	4.13	3.61	6.24	5.50	4.17	4.93	4.91	5.45	7.25	4.31
<b>Fe/Mg:</b>	<b>2.85</b>	<b>2.76</b>	<b>2.68</b>	<b>2.22</b>	<b>2.14</b>	<b>2.06</b>	<b>1.77</b>	<b>1.76</b>	<b>1.74</b>	<b>1.60</b>	<b>1.48</b>	<b>1.14</b>



**Abb. 6.35:**

Drei-Komponenten-Diagramme zum Vergleich der mittleren chemischen Zusammensetzung (Gew.%) der Akkretionsstaubhüllen um PCP-reiche Fragmente in 12 der 14 untersuchten CM-Chondriten. Zur Orientierung sind zusätzlich die Begrenzungslinien des Mischungsfeldes aus Abb. 6.6 eingezeichnet.



**Abb. 6.36:**

Vergleich der mittleren chemischen Zusammensetzung (Gew.%) *aller* analysierten Akkretionsstaubhüllen um PCP-reiche Fragmente (Abszisse) bzw. um andere grobkörnige chondritische Komponenten (Ordinate). Die Werte wurden aus den Daten der Tabellen 6.7 und 6.10 errechnet. Zusätzlich ist zur Orientierung die 1:1-Gerade eingezeichnet. Es zeigt sich eine weitgehend identische mittlere chemische Zusammensetzung beider Staubhüllen-Typen. Rechts unten im Diagramm sind weiterhin die Konzentrations-*Verhältnisse* der einzelnen Elemente zwischen Akkretionsstaubhüllen um PCP-reiche Fragmente und solchen um andere grobkörnige chondritische Komponenten dargestellt.

*Es existieren keinerlei Korrelationen zwischen der chemischen Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen und derjenigen der umhüllten Komponenten.*

In Abb. 6.37 ist dieses Faktum in graphischer Form verdeutlicht. Aufgetragen sind die chemischen Zusammensetzungen der Akkretionsstaubhüllen um chemisch völlig unterschiedliche chondritische Komponenten im Vergleich zu deren pauschaler chemischer Zusammensetzung. Die Daten wurden mit Hilfe des ED-Systems am REM ermittelt und zur besseren Vergleichbarkeit auf oxidischer Basis zu 100 Summenprozent normiert. Verglichen werden die chemischen Zusammensetzungen eines Ca-Al-reichen Einschlusses (CAI), eines Olivin-Aggregates, eines Olivin-Fragmentes und eines PCP-reichen Fragmentes mit ihrer jeweiligen Akkretionsstaubhülle im CM-Chondrit Kivesvaara. Zusammengehörige grobkörnige Komponenten und Akkretionsstaubhüllen sind in dieser Abbildung durch gestrichelte Linien verbunden.

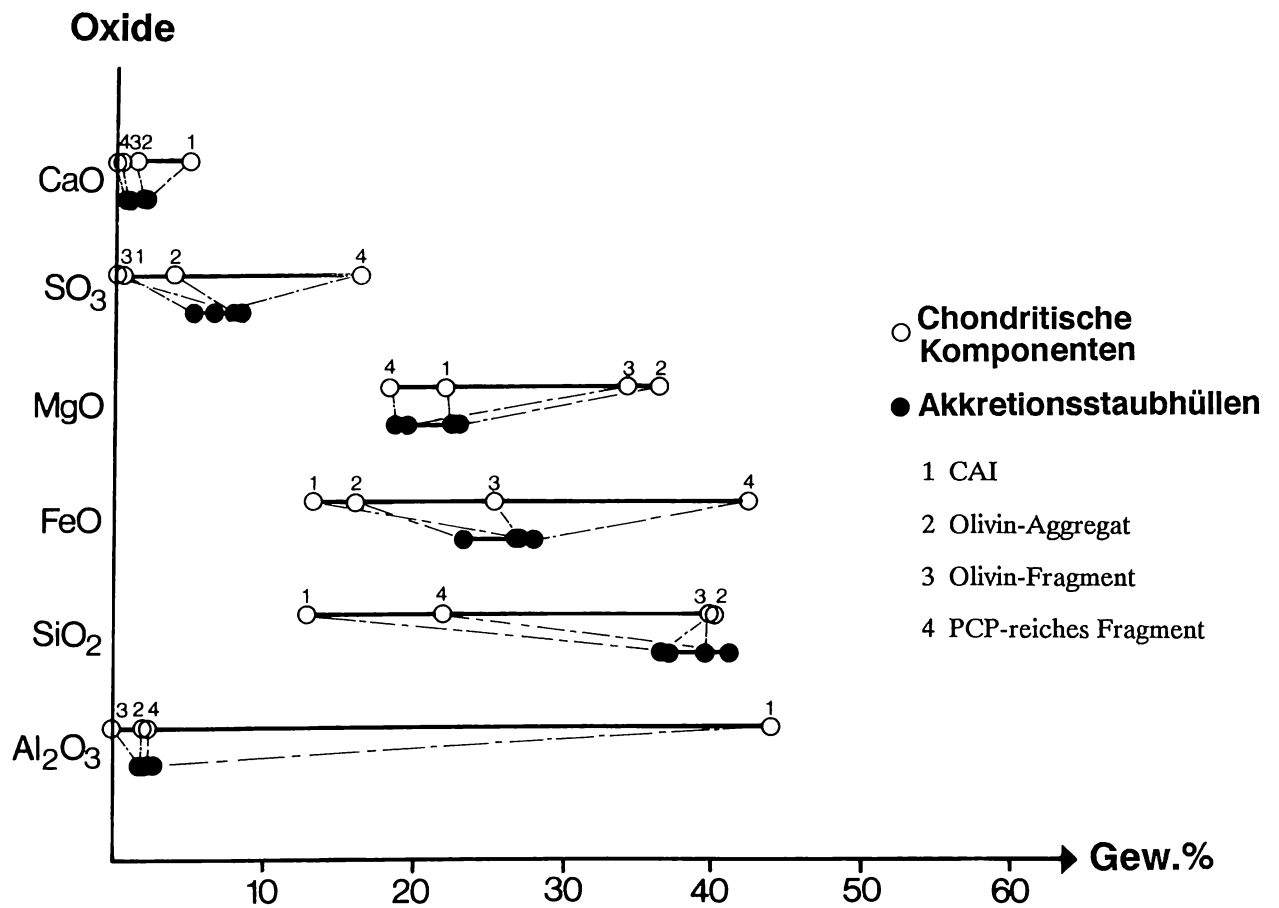
Man erkennt, daß die chemischen Zusammensetzungen der Staubhüllen relativ einheitlich sind, obwohl die umhüllten Komponenten bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung extreme Schwankungen zeigen. Zwar zeigen auch die Staubhüllen geringe Schwankungen in ihrem Gesamtchemismus, jedoch stehen diese Variationen in keinerlei Korrelation zur Zusammensetzung der jeweils umhüllten chondritischen Komponente.

### **6.2.2 Akkretionsgesteine**

Bei der petrographischen Untersuchung der 14 zur Verfügung stehenden CM-Proben mit Hilfe des Raster-Elektronenmikroskops zeigte sich, daß es sich bei all diesen Meteoriten (mit Ausnahme von Y-791198) eindeutig um *fragmentäre Breccien* handelt. In 12 der untersuchten Proben finden sich Relikte der ursprünglich kohärenten Ausgangslithologien in Form von Gesteinsfragmenten, die vom Autor der vorliegenden Arbeit mit der Bezeichnung "*Primärfragmente*" belegt wurden. Diese Primärfragmente sind in eine impakt-induzierte *klastische Matrix* eingebettet, analog zum Gefüge gewöhnlicher chondritischer Breccien oder auch lunarer Hochlandgesteine. Die Untersuchungsergebnisse dieser sekundären Breccierungsgefüge werden in Abschnitt 6.3 ausführlich dargestellt. Im folgenden werden zunächst die Gefüge und die modalen Zusammensetzungen der primären kohärenten Ausgangslithologien vorgestellt und diskutiert.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde von jedem CM-Chondrit ein Photomosaik (REM-Rückstreuelekttronenbilder) des gesamten Dünn- bzw. Anschliffes angefertigt. Bei genauer Betrachtung dieser Photomosaik fallen die Primärfragmente als homogene, zusammenhängende Bereiche auf, die aus den üblichen CM-Komponenten wie Chondren, CAIs und PCP-reichen Fragmenten aufgebaut sind. Trotzdem zeichnen sich die Primärfragmente durch einige typische, immer wieder zu beobachtende Eigenschaften aus, die sie von der Gesamtheit des Meteoriten deutlich unterscheiden. Zum einen sind *alle* grobkörnigen Einschlüsse innerhalb der Primärfragmente von Akkretionsstaubhüllen umgeben, wobei letztere dem Durchmesser der jeweils umhüllten Komponente entsprechende Dicken aufweisen (vgl. Abb. 6.23).





**Abb. 6.37:**

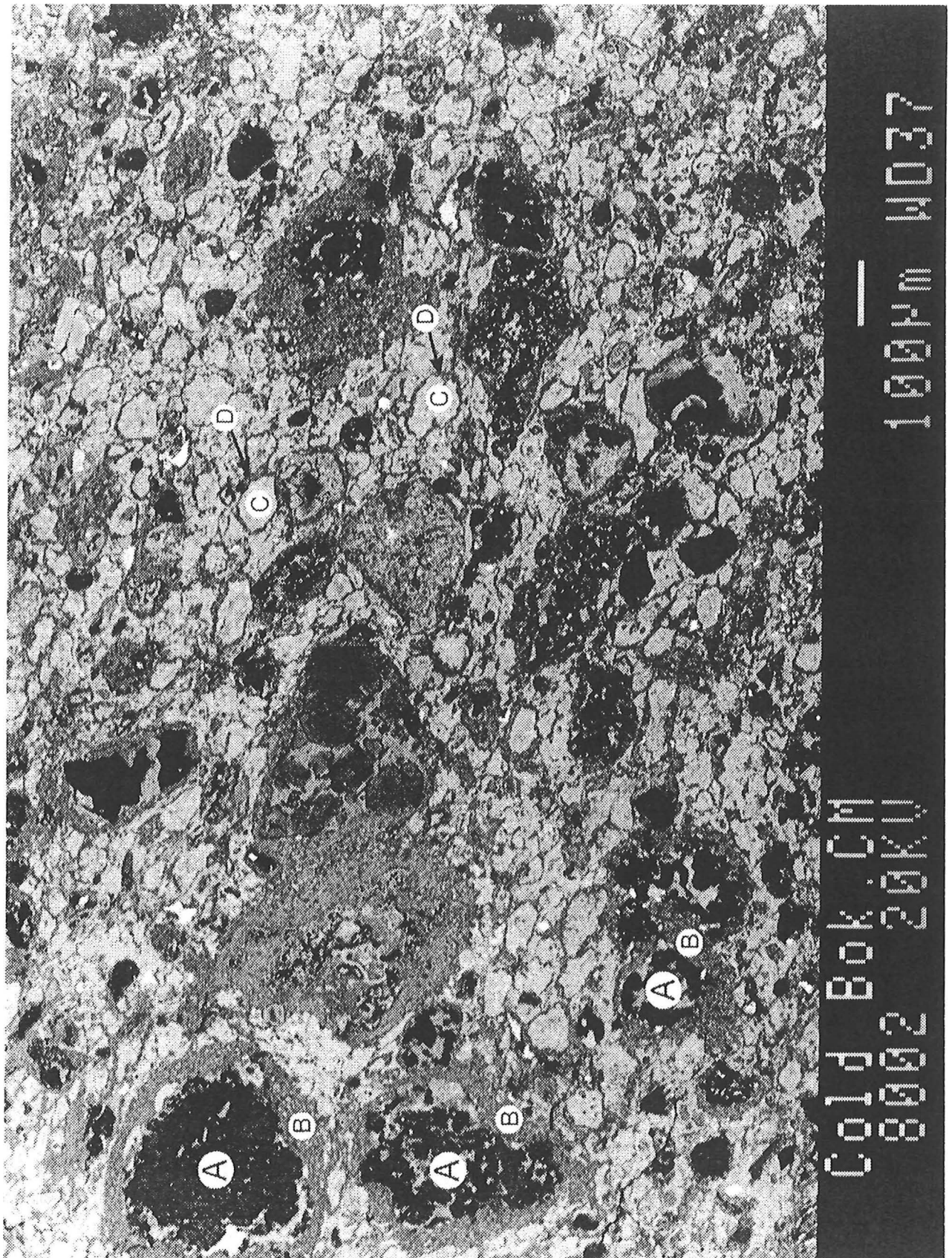
Vergleich der chemischen Zusammensetzung (Gew.%) verschiedener chondritischer Komponenten (1-4; offene Kreissymbole) mit der chemischen Zusammensetzung ihrer jeweiligen Akkretionsstaubhülle (gefüllte Kreissymbole). Die Daten wurden mit Hilfe des quantitativen ED-Systems am REM ermittelt. Zum Zwecke der besseren Vergleichbarkeit wurden alle chemischen Ausgangsanalysen auf 100  $\xi$ -% normiert. Es zeigt sich keinerlei Korrelation zwischen dem Chemismus der grobkörnigen Komponenten und demjenigen der entsprechenden Staubhüllen.

Zum anderen zeigt sich eine typische limitierte Korngrößenverteilung der in den Primärfragmenten auftretenden PCP-reichen Fragmente (vgl. Abb. 6.9). Beide Befunde lassen sich sehr deutlich anhand der Abbildungen 6.38 und 6.39 nachvollziehen, in denen das Gefüge zweier Primärfragmente in den CM-Chondriten Cold Bokkeveld und Kivesvaara abgebildet ist. Man erkennt ein zusammenhängendes Gefüge aus aneinander gelagerten grobkörnigen chondritischen Komponenten wie Chondren und CAIs (A) bzw. PCP-reichen Fragmenten (C), die ausnahmslos von Akkretionsstaubhüllen (B,D) umgeben sind. Durch das Auftreten der Staubhüllen um *alle* grobkörnigen Komponenten sind letztere durchgängig voneinander durch Staubhüllen-Material isoliert, was dem Gefüge der Primärfragmente im Rückstreuелеktronen-Bild ein charakterisch regelmäßiges, kontrastreiches und einprägsames Erscheinungsbild verleiht. Die Gefüge der beiden in den Abbildungen 6.38 und 6.39 gezeigten Primärfragmente sind absolut identisch und weiterhin repräsentativ für *alle* gefundenen Primärfragmente in den anderen CM-Chondriten.

Die petrographischen Befunde bezüglich der Primärfragmente lassen im Grunde nur ein einziges Szenario zur Bildung dieser Strukturen zu: Es muß *nach* der Bildung der Akkretionsstaubhüllen um alle grobkörnigen chondritischen Komponenten während der Akkretionsphase zu einer Aneinanderlagerung all dieser umhüllten Partikel gekommen sein. Dieser Prozeß muß in einem Milieu geringer Relativgeschwindigkeiten bzw. Reibung stattgefunden haben, da ansonsten ein Großteil der Staubhüllen wieder verlorengegangen wäre. Dies deutet auf die Entstehung dieser *Akkretionsgesteine* auf kleinen Planetesimalen mit nur geringer Gravitation hin.

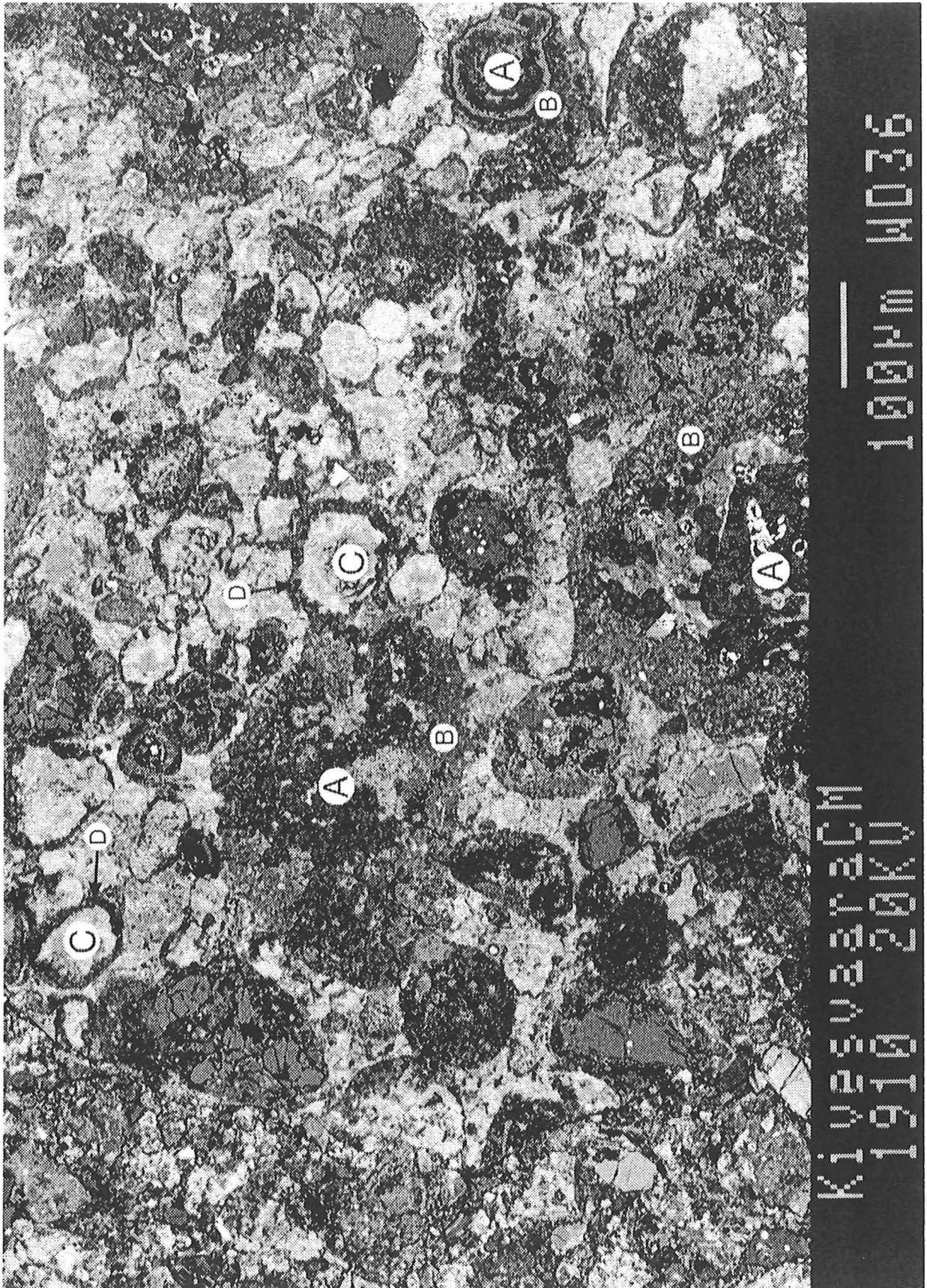
Die zeitliche Abfolge der Prozesse, die zur Bildung der CM-Akkretionsgesteine führten, sind in Abb.6.40 nochmals schematisch dargestellt. Nach der Bildung der grobkörnigen chondritischen Komponenten wie Chondren, refraktären Einschlüsse und PCP-reichen Einheiten kam es zur teilweisen Breccierung dieser Komponenten im Solarnebel. Im Anschluß an diese Prozesse bildeten sowohl die unzerstörten Komponenten als auch deren Fragmente innerhalb staubreicher Solarnebel-Regionen ihre Staubhüllen aus und aggregierten anschließend zu den noch heute in Form der Primärfragmente zu findenden CM-Akkretionsgesteinen. Diese Gesteine zeichnen sich insbesondere dadurch aus, daß das *gesamte* feinkörnige "Matrix"material an die Akkretionsstaubhüllen gebunden ist. Es wurden innerhalb der Primärfragmente keinerlei Bereiche gefunden, deren Petrographie darauf hindeutet, daß bei der Akkretion auch *isolierter* feinkörniger Mineralstaub zugegen war.

In einigen Fällen läßt sich innerhalb der Primärfragmente eine Einregelung der PCP-reichen Fragmente beobachten. Deutlich zeigt sich dieses Phänomen auch im Primärfragment der Abb. 6.38. In diesem Falle erkennt man eine Einregelung von der linken oberen hin zur rechten unteren Bildecke. Ob es sich bei diesen Texturen um eine sekundäre Auflastdeformation in einem planetaren Körper oder um ein Sedimentationsgefüge schon primär abgeflachter PCP-reicher Fragmente handelt, ist letztendlich nicht zu entscheiden. Die Tatsache, daß sich die grobkörnigen Komponenten wie z.B. Chondren mitsamt ihren Akkretionsstaubhüllen dieser Einregelung weitgehend entziehen, spricht für die letztere Hypothese, obwohl die Möglichkeit einer lokalen Bildung abgeflachter PCP-reicher Fragmente andererseits nicht sehr plausibel erscheint. Möglicherweise reagierten die PCP-reichen Fragmente lediglich stärker auf einen Auflast-Druck als die anderen chondritischen Komponenten.



**Abb. 6.38:**

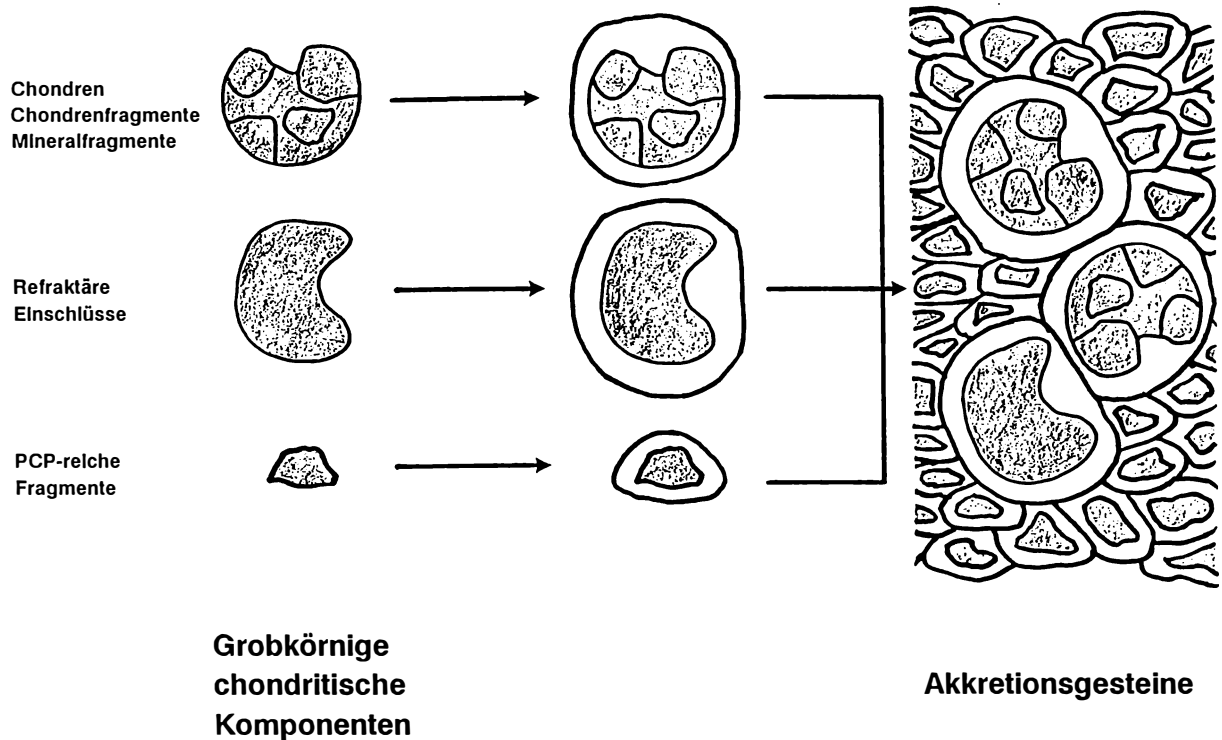
Akkretionsgefüge eines Primärfragmentes im CM-Chondrit Cold Bokkeveld (REM-Rückstreuelektronenbild). Man erkennt ein zusammenhängendes Gefüge aus aneinander gelagerten grobkörnigen chondritischen Komponenten wie Chondren und Chondren-Fragmenten (A) bzw. PCP-reichen Fragmenten (C), die ausnahmslos von Akkretionsstaubhüllen (B,D) umgeben sind. Aufgrund der Existenz von Staubhüllen um *alle* grobkörnigen Komponenten herum sind letztere durchgängig voneinander durch Staubhüllen-Material isoliert, was dem Gefüge der Primärfragmente im Rückstreuelektronenbild ein charakteristisch regelmäßiges, kontrastreiches und einprägsames Erscheinungsbild verleiht.



**Abb. 6.39:**

Akkreptionsgefüge eines Primärfragmentes im CM-Chondrit Kivesvaara (REM-Rückstreuelekttronenbild). Es zeigt sich ein exakt identisches Gefüge zu dem in Abb. 6.38 abgebildeten Primärfragment in Cold Bokkeveld. Die Buchstaben-Kennzeichnung wurde aus Abb. 6.38 übernommen. Am linken Bildrand ist deutlich der scharfe Übergang zur klastischen Matrix zu erkennen.

Bildung von Akkretionsstaubhüllen um  
grobkörnige chondritische Komponenten



**Abb. 6.40:**

Schematisch dargestelltes Modell zur Entstehung der Akkretionsgesteine in CM-Chondriten. Alle grobkörnigen Komponenten wie Chondren, refraktäre Einschlüsse und deren Fragmente sowie die PCP-reichen Fragmente erhalten ihre Akkretionsstaubhüllen in staubreichen Regionen des Solarnebels. In dem darauf einsetzenden Akkretionsprozeß kommt es zur Agglomeration aller umhüllten Komponenten. Dieser Prozeß führt letztendlich zur Bildung der CM-Akkretionsgesteine.

Ein umfassenderes Modell zur Rekonstruktion der Akkretionsgeschichte der CM-Chondrite findet sich in der Diskussion am Ende der vorliegenden Arbeit (Kap. 9).

Um die qualitative Feststellung eines weitgehend identischen Aufbaus *aller* in den verschiedenen CM-Chondriten gefundenen Akkretionsgesteine zu quantifizieren, wurde die modale Zusammensetzung der Primärfragmente in den verschiedenen Proben ermittelt. Auf den bereits mehrfach erwähnten REM-Photomosaiken wurden diejenigen Bereiche ausgewählt, auf denen Primärfragmente abgebildet sind. Von den entsprechenden Negativen wurden stark vergrößerte Abzüge angefertigt, die anschließend durch Auflegen eines transparenten Zählnetzes auf die modale Zusammensetzung der abgebildeten Primärfragmente hin untersucht wurden. Aufgrund der letztendlichen Abzugsgröße ergab sich eine Maschenweite des Zählnetzes von 80 Mikrometer. Im Falle sehr kleiner Proben (Nogoya) oder Primärfragmente (Murchison) wurde die Maschenweite auf 40 Mikrometer reduziert, um eine größere Anzahl an Meßpunkten zu erhalten. Gezählt wurden insgesamt vier "Komponenten":

**Grobkörnige chondritische Komponenten (GCK):**

Chondren, Chondren-Fragmente, Mineral-Fragmente, Refraktäre Einschlüsse

Kennzeichnung (A) in den Abbildungen 6.38 und 6.39

**Akkretionsstaubhüllen um grobkörnige chondritische Komponenten (ASH):**

Kennzeichnung (B) in den Abbildungen 6.38 und 6.39

**PCP-reiche Fragmente (PCP):**

Kennzeichnung (C) in den Abbildungen 6.38 und 6.39

**Akkretionsstaubhüllen um PCP-reiche Fragmente (PCP-ASH):**

Kennzeichnung (D) in den Abbildungen 6.38 und 6.39

Die Ergebnisse dieser Modalanalyse sind in Tab. 6.11 aufgelistet. Die absoluten Fehler der Bestimmung der Volumenanteile jeder Komponente wurden anhand des Nomogramms von van der Plas und Tobi (1965) ermittelt. Obwohl in Abschnitt 6.2.1 gezeigt werden konnte, daß die Akkretionsstaubhüllen sowohl um grobkörnige chondritische Komponenten (**GCK**) als auch um PCP-reiche Fragmente petrographisch, mineralogisch und chemisch weitgehend identisch sind und somit bei der Modalanalyse als eine einzige Komponente hätten gezählt werden können, erfolgte zunächst eine getrennte Zählung. Allerdings sind in Tab. 6.11 auch die Summen der modalen Anteile beider Staubhüllen-Typen gelistet. Weiterhin existiert in dieser Tabelle eine Spalte, in der die Summen der modalen Anteile von **ASH**, **PCP-ASH** und **PCP** gelistet sind ("**Matrix**"). Diese Komponenten repräsentieren die im Durchlicht opaken Bereiche zwischen den transparenten Komponenten der CM-Chondrite und entsprechen in ihrer Summe somit weitgehend der geläufigen Definition für CM-Matrix (z.B. McSween, 1987b).

Die Werte für die "Matrix"-Gehalte der Akkretionsgesteine variieren zwischen 68.7 Vol.% (Murchison) und 81.8 Vol.% (Murray), wobei der Murchison-Wert statistisch nicht gut abgesichert ist (s.u.). Der "Matrix"-Mittelwert liegt bei 78 Vol. %, einem Wert, der von den gängigen Literaturwerten etwas nach oben hin abweicht. Während Scott and Taylor (1987) einen mittleren "Matrix"-Gehalt der CM-Chondrite von 70 Vol.% angeben, liegt dieser Wert bei McSween (1979b) bei 73 Vol.%. Komplementär zu den "Matrix"-Gehalten liegen die im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermittelten modalen Anteile für **GCK** im Mittel bei 22 Vol.%, und weichen von den Literaturwerten etwas nach unten hin ab (30 Vol.% - Scott and Taylor, 1987; 27 Vol.% - McSween, 1979b). Der Grund für diese Abweichungen könnte zum einen darin zu suchen sein, daß die genannten Autoren die modalen Anteile der einzelnen CM-Komponenten durch statistische Analysen sowohl innerhalb der klastischen Matrix als auch innerhalb der Primärfragmente ermittelt haben, während die Daten der vorliegenden Arbeit ausschließlich anhand von Primärfragmenten ermittelt wurden. Allerdings wäre bei einer Berücksichtigung auch der klastischen Matrix ein eher höherer "Matrix"-Anteil bei den Literaturwerten zu erwarten. Aufgrund der Tatsache, daß ein umgekehrter Effekt zu beobachten ist, muß geschlossen werden, daß es sich bei der zwar geringen, aber systematischen Abweichung um eine methodische Diskrepanz handelt. Die aufgeführten Autoren ermittelten ihre Daten lichtoptisch, ein Verfahren, was zur Unterscheidung zwischen transparenten

Komponenten (entsprechend **GCK**) und opaker "Matrix" möglicherweise besser geeignet ist als die Auswertung von Rückstreuелеktronenbildern. Eine Fehlerquelle bei der letztgenannten und im Rahmen der vorliegenden Arbeit angewandten Methode liegt beispielsweise in der schwierigen Unterscheidbarkeit zwischen Fe-reichen Olivinfragmenten und PCP-reichen Fragmenten. Insofern könnten die in der Tab. 6.11 aufgeführten Werte für PCP-reiche Fragmente und somit auch für die "Matrix" möglicherweise eine geringe systematische Abweichung zu höheren Werten hin zeigen. Dieser Nachteil der im Rahmen der vorliegenden Arbeit angewandten Methode wird allerdings durch die gute Differenzierbarkeit der Matrix in **ASH**, **PCP** und **PCP-ASH** mehr als aufgewogen, da derartige Unterscheidungen mit entsprechender Genauigkeit mit keiner anderen Methode durchführbar wären.

Aus Tab. 6.11 wird ersichtlich, daß die modalen Anteile der **ASH** um grobkörnige chondritische Komponenten zwischen den verschiedenen Proben von 17.1 bis 29.5 Vol.%, die der **PCP-ASHs** von 18.2 bis 30.8 Vol.% variieren. Dies entspricht relativen Schwankungen von 42 bzw. 41 %, während die Summe der modalen Anteile beider Staubhüllen-Typen (**ASH**) des jeweiligen Meteoriten nur zwischen 42.4 und 58.0 Vol.% schwankt, also nur um relative 27 %. Dies bedeutet, daß die Summe an Staubhüllen-Material in jedem CM-Chondrit relativ konstant ist, während die relative Verteilung dieses Materials um die Komponenten **GCK** und **PCP** stärkeren Schwankungen unterworfen ist.

In Abb. 6.41 sind die in Tab. 6.11 gelisteten modalen Anteile der verschiedenen Komponenten in Akkretionsgesteinen graphisch in Form eines Drei-Komponenten-Diagramms verdeutlicht. In diesem Diagramm ist die Summe der modalen Anteile beider Staubhüllen-Typen (**ASH**) gegen den Modalgehalt an **GCK** bzw. **PCP** aufgetragen. Die limitierte Streuung der Daten verdeutlicht die geringe Variation bzw. relative Konstanz der modalen Zusammensetzungen der Akkretionsgesteine in den verschiedenen CM-Chondriten. Diese relativ konstante modale Zusammensetzung *aller* CM-Akkretionsgesteine deutet auf eine enge genetische Verwandtschaft dieser Gesteine hin.

Da im Falle des CM-Chondriten Murchison nur ein einziges, relativ kleines Primärfragment gefunden werden konnte, ist die statistische Absicherung der modalen Murchison-Daten relativ schlecht. Insofern ist die Variation des Murchison-Punktes in Richtung **GCK** möglicherweise nicht repräsentativ, und das Daten-Streufeld möglicherweise noch enger als in Abb. 6.41 gezeigt.

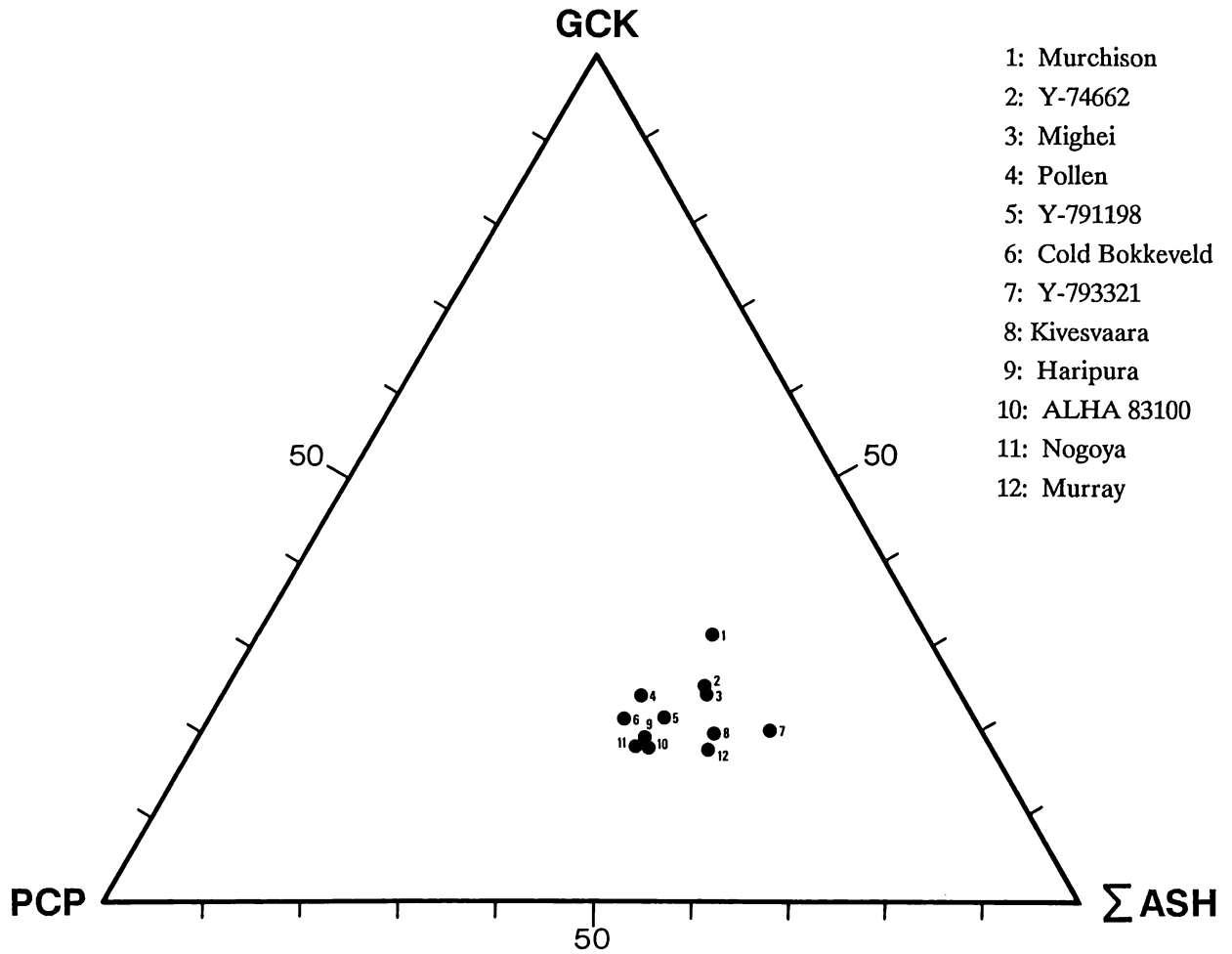
**Tab. 6.11:**

Modale Zusammensetzung (Vol.%) der Akkretionsgesteine (Primärfragmente) in 12 der 14 untersuchten CM-Chondriten. In den Proben Bells und Essebi wurden keine Primärfragmente gefunden. Die Daten wurden mit Hilfe von Punktzählverfahren auf der Grundlage von REM-Rückstreuerelektronenbildern gewonnen. Die absoluten Fehler wurden anhand des Nomogramms von van der Plas und Tobi (1965) ermittelt.

<b>GCK:</b>	Grobkörnige chondritische Komponenten (Chondren, Chondrenfragmente, Mineralfragmente, CAIs)
<b>ASH:</b>	Akkretionsstaubhüllen um grobkörnige chondritische Komponenten
<b>PCP:</b>	PCP-reiche Fragmente
<b>PCP-ASH:</b>	Akkretionsstaubhüllen um PCP-reiche Fragmente
<b>Σ ASH:</b>	ASH + PCP-ASH
<b>"Matrix":</b>	ASH + PCP-ASH + PCP; dies entspricht der geläufigen Definition für die CM-Matrix (z.B. McSween, 1987b)
<b>n:</b>	Anzahl gezählter Punkte

	<u>Murchis</u>	<u>74662</u>	<u>Mighei</u>	<u>Pollen</u>	<u>791198</u>	<u>ColdBok</u>	<u>793321</u>	<u>Kivesva</u>	<u>Haripur</u>	<u>83100</u>	<u>Nogoya</u>	<u>Murray</u>
<b>GCK</b>	31.3	25.5	24.4	24.4	22.0	21.8	20.3	20.0	19.5	18.4	18.4	18.2
2σ	±5.0	±3.7	±3.6	±3.6	±3.5	±2.5	±3.5	±3.3	±3.4	±4.1	±3.2	±2.6
<b>ASH</b>	28.1	23.5	28.4	20.5	21.4	19.0	29.5	25.8	17.1	16.7	14.4	22.4
2σ	±4.8	±3.6	±3.7	±3.3	±3.4	±2.3	±3.9	±3.7	±3.2	±3.9	±3.0	±2.7
<b>PCP</b>	22.4	25.8	26.0	32.8	31.7	35.8	21.7	27.2	34.8	35.1	36.4	28.9
2σ	±4.5	±3.7	±3.7	±3.9	±3.9	±2.9	±3.6	±3.8	±4.0	±5.1	±4.0	±3.1
<b>PCP-ASH</b>	18.2	25.2	21.2	22.3	24.9	23.4	28.5	27.0	28.6	29.8	30.8	30.5
2σ	±4.1	±3.7	±3.4	±3.5	±3.7	±2.7	±3.8	±3.8	±3.8	±4.8	±3.9	±3.2
<b>Σ ASH</b>	46.3	48.7	49.6	42.8	46.3	42.4	58.0	52.8	45.7	46.5	45.2	52.9
2σ	±5.3	±4.3	±4.1	±4.5	±4.3	±3.0	±4.2	±4.2	±4.2	±5.3	±4.2	±3.5
<b>"Matrix"</b>	68.7	74.5	75.6	75.6	78.0	78.2	79.7	80.0	80.5	81.6	81.6	81.8
2σ	±5.0	±3.7	±3.6	±3.6	±3.5	±2.5	±3.4	±3.1	±3.4	±4.1	±3.2	±2.7
<b>n:</b>	352	527	586	584	543	1102	548	584	550	342	571	823





**Abb. 6.41:**

Drei-Komponenten-Diagramm zur Darstellung der Variation der modalen Zusammensetzung (Vol.%) von Akkretionsgesteinen (Primärfragmente) in CM-Chondriten. Die Daten wurden mit Hilfe des Punktzählverfahrens anhand von REM-Rückstreuerelektronenbildern gewonnen. Aufgetragen ist die Summe aller Staubhüllen ( $\Sigma$  ASH) gegen die modalen Anteile an PCP-reichen Fragmenten (PCP) und grobkörnigen chondritischen Komponenten wie Chondren und refraktären Einschlüssen (GCK). Man erkennt eine relativ begrenzte Variationsbreite der modalen Zusammensetzungen, was auf einen engen genetischen Zusammenhang *aller* CM-Akkretionsgesteine hindeutet.

### 6.3 Sekundäre Breccierungsstrukturen

Die im vorherigen Kapitel beschriebenen Akkretionsstrukturen treten nur im CM-Chondrit Y-791198 ungestört über den gesamten Probenbereich auf. In den meisten Fällen lassen sich innerhalb der Dünnschliffe unvermittelt scharfe Abbrüche zwischen Bereichen mit perfekt entwickelten Akkretionsstrukturen und solchen mit chaotischen Gefügen beobachten. Bei genauer Untersuchung zeigt es sich, daß dieser Sachverhalt darauf zurückzuführen ist, daß Fragmente mit internen Akkretionsgefügen in eine Matrix aus feinkörnigem klastischen Material eingebettet sind. Bei diesen Fragmenten scheint es sich um Relikte einstmals kohärenter Akkretionsgesteine zu handeln, aus denen die CM-Mutterkörper und deren Planetesimale aufgebaut waren. Aufgrund dieser Interpretation werden diese Fragmente vom Autor als *Primärfragmente* bezeichnet. Die feinkörnige klastische Matrix besteht aus Bruchstücken exakt derjenigen Komponenten, die die Akkretionsgefüge der Primärfragmente aufbauen. Diese Beobachtung läßt den Schluß zu, daß es sich bei der klastischen Matrix um mechanisch zerkleinertes Primärfragment-Material handelt. Die Gefüge der CM-Chondrite können also als das Ergebnis einer auf die Akkretionsphase folgenden *sekundären Breccierung* der primären CM-Akkretionsgesteine zurückgeführt werden. Der einzig plausible Mechanismus, der für die Fragmentierung verantwortlich gemacht werden kann, ist der wiederholte Einschlag von meteoritischem Material auf der CM-Mutterkörperoberfläche. Nach den gültigen Nomenklaturregeln für derartig entstandene Gesteine (Stöffler et al., 1979) muß man die CM-Chondrite als fragmentäre (chondritische) Breccien ansprechen. In Kapitel 7 der vorliegenden Arbeit kann weiterhin gezeigt werden, daß die klastische Matrix eines Teils dieser fragmentären Breccien solare Edelgase aufgenommen hat. Infolgedessen handelt es sich bei den letztgenannten Gesteinen um Regolithbreccien. Ihr Analogon finden diese Gesteine sowohl in den gewöhnlichen chondritischen Breccien (z.B. Bischoff et al., 1983) als auch in den lunaren Hochlandbreccien (z.B. Stöffler. et al., 1979). Während es sich bei den primären Ausgangsgesteinen der gewöhnlichen chondritischen Breccien ebenfalls um primäre Akkretionsgesteine handelt, sind die fragmentären Breccien des lunaren Hochlandes allerdings aus magmatischen Gesteinen der ehemals geschmolzenen lunaren Kruste entstanden.

Eine Differenzierung zwischen Primärfragmenten und klastischer Matrix ist für den Fall der CM-Chondrite bisher noch nicht unternommen worden, obwohl seit langer Zeit bekannt ist, daß es sich bei den CM-Chondriten um grobkörnige Breccien handelt (z.B. Dodd, 1981). Ein Grund hierfür mag darin liegen, daß bei lichtoptischer Untersuchung von Dünnschliffen normaler Dicke die "Matrix" überwiegend opak erscheint und von daher ein Einblick in die Gefügeverhältnisse erschwert wird. Dieses Problem scheint auch der Grund dafür zu sein, daß bisher noch keine detaillierte Beschreibung der CM-Akkretionsgesteine und ihre Deutung als solche erfolgte. Daß es im Rahmen der vorliegenden Arbeit doch möglich war, die Gefüge der CM-Chondrite eingehend zu untersuchen, ist nur der intensiven Benutzung des Rasterelektronenmikroskops zu verdanken.

Zusammenfassend läßt sich also feststellen, daß die ursprünglich kohärenten CM-Akkretionsgesteine durch sekundäre Impactprozesse in Primärfragmente einerseits und klastische Matrix andererseits zerlegt wurden. In 10 der 14 untersuchten CM-Chondrite läßt sich dieses triviale Prinzip anhand der petrographischen Befunde eindeutig nachvollziehen.

Die restlichen vier untersuchten CM-Chondrite weisen allerdings ein abweichendes Breccierungsbild auf, und lassen sich aufgrund der petrographischen Befunde in zwei Gruppen untergliedern.

Zum einen handelt es sich um die Proben Essebi und Bells, welche einen derartig hohen Breccierungsgrad (s. Abschnitt 6.3.3) aufweisen, daß es in keiner der beiden Proben mehr möglich ist, ein Primärfragment zu identifizieren. Trotzdem lassen sich in diesen Proben eine Reihe großer unzerstörter Chondren finden, die randlich noch reliktsche Akkretionsstaubhüllen aufweisen.

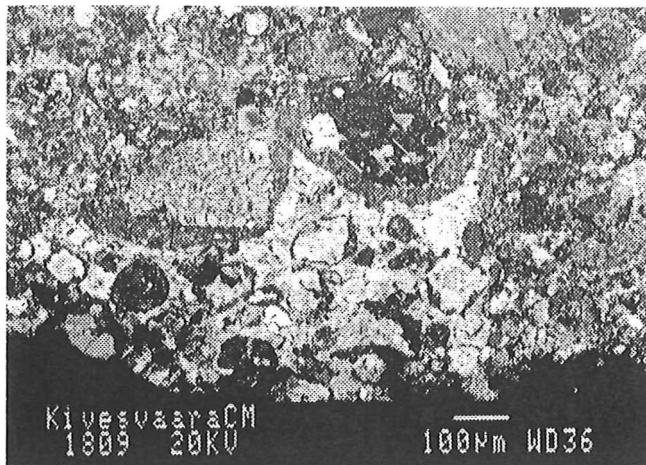
Zum anderen handelt es sich um die CM-Chondrite Murray und Murchison, deren staubumhüllte Komponenten i.d.R. nicht Bestandteil von Primärfragmenten sind, sondern direkt in die klastische Matrix eingebettet erscheinen. Die Breccierungsgefüge dieser Proben werden gesondert in Abschnitt 6.3.3 beschrieben.

### **6.3.1. Primärfragmente**

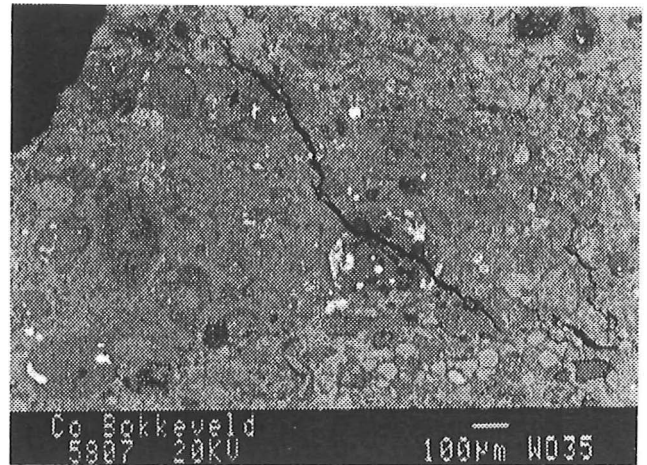
Mit Ausnahme der CM-Chondrite Essebi und Bells treten Primärfragmente in allen untersuchten CM-Chondriten auf. Die Form dieser Primärfragmente ist häufig mehr oder weniger isometrisch und gerundet. Die Bruchgrenzen orientieren sich nur selten an den Umrissen der am Aufbau der Primärfragmente beteiligten Komponenten. In Abb. 6.42 verläuft die Fragmentgrenze beispielsweise mitten durch zwei große, von Akkretionsstaubhüllen umgebene Chondren; dieses Phänomen läßt sich auch am linken Bildrand der Abb. 6.39 beobachten, wo die Primärfragmentgrenze in scharfem Kontakt zur klastischen Matrix steht.

Die Korngrößen der Primärfragmente liegen zwischen  $< 100$  Mikrometer und mehreren mm; der untersuchte Dünnschliff des CM-Chondriten Y-791198 ist über die gesamte Breite von 8 mm vollständig unbreciert; dieser Wert stellt die obere Grenzgröße der im Rahmen der vorliegenden Untersuchung gefundenen Primärfragmente dar. Ob es sich bei der zuletzt erwähnten Probe um einen völlig unbrecierten Vertreter der CM-Chondrite handelt, oder ob der Dünnschliff zufällig nur ein einzelnes großes Primärfragment angeschnitten hat, läßt sich nicht klären. Aber auch im ersteren Fall, wo der gesamte Meteorit unbreciert wäre, besteht die Möglichkeit, daß es sich bei ihm auch nur um ein größeres primäres Gesteinsfragment innerhalb einer fragmentären Breccie auf einem CM-Mutterkörper gehandelt hat. Ob ein auf der Erde zur Verfügung stehender CM-Chondrit als fragmentäre Breccie oder aber als unbreciertes Primärgestein anzusprechen ist, hängt also letztlich auch von seiner Größe und der Korngröße seiner Primärfragmente ab. Glücklicherweise handelt es sich hierbei aber nur um ein Definitionsproblem, was keinerlei Einfluß auf die Interpretation sowohl der primären Akkretionsgefüge als auch der sekundären Breccierungsgefüge hat.

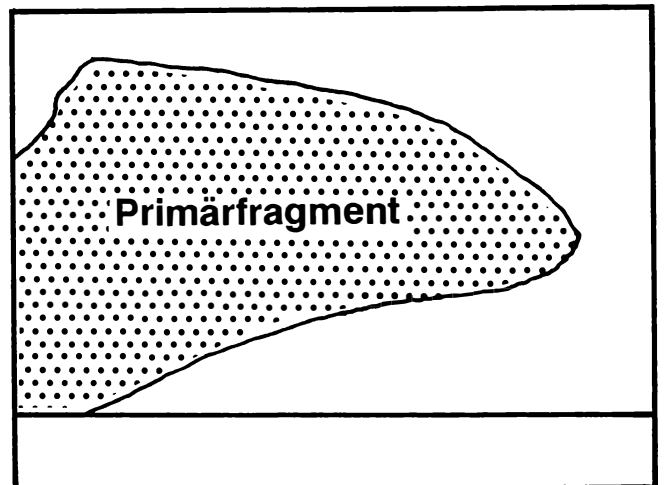
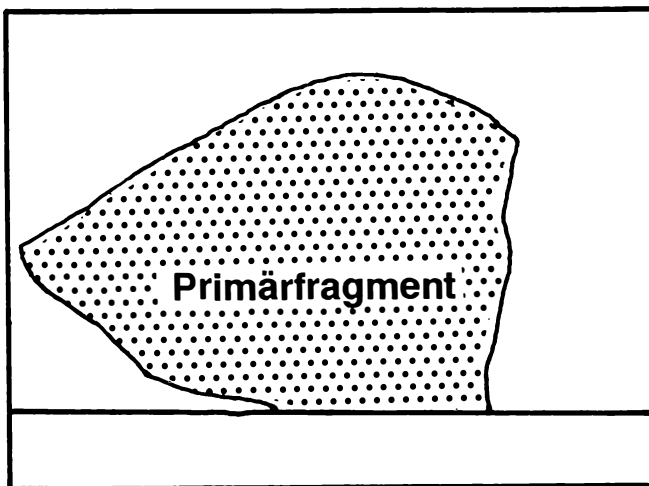
In Abb. 6.42 sind zwei Primärfragmente in den CM-Chondriten Kivesvaara und Cold Bokkeveld in Form von REM-Rückstreuelektronen-Bildern abgebildet. Man erkennt, daß in Abb. 6.42A die klastische Umgebung des Fragmentes im Mittel etwas dunkler erscheint als das Fragment selber, während im Falle der Abb. 6.42B die Umgebung heller als das Primärfragment erscheint. Diese Effekte beruhen auf dem unterschiedlichen Gesamt-Fe-Gehaltes dieser beiden Primärfragmente, bei denen es sich um



A



B



**Abb. 6.42:**

Primärfragmente in CM-Chondriten (REM-Rückstreuelektrotronenbilder). Zur besseren Orientierung sind die Umrisse der Primärfragmente zusätzlich skizzenhaft dargestellt.

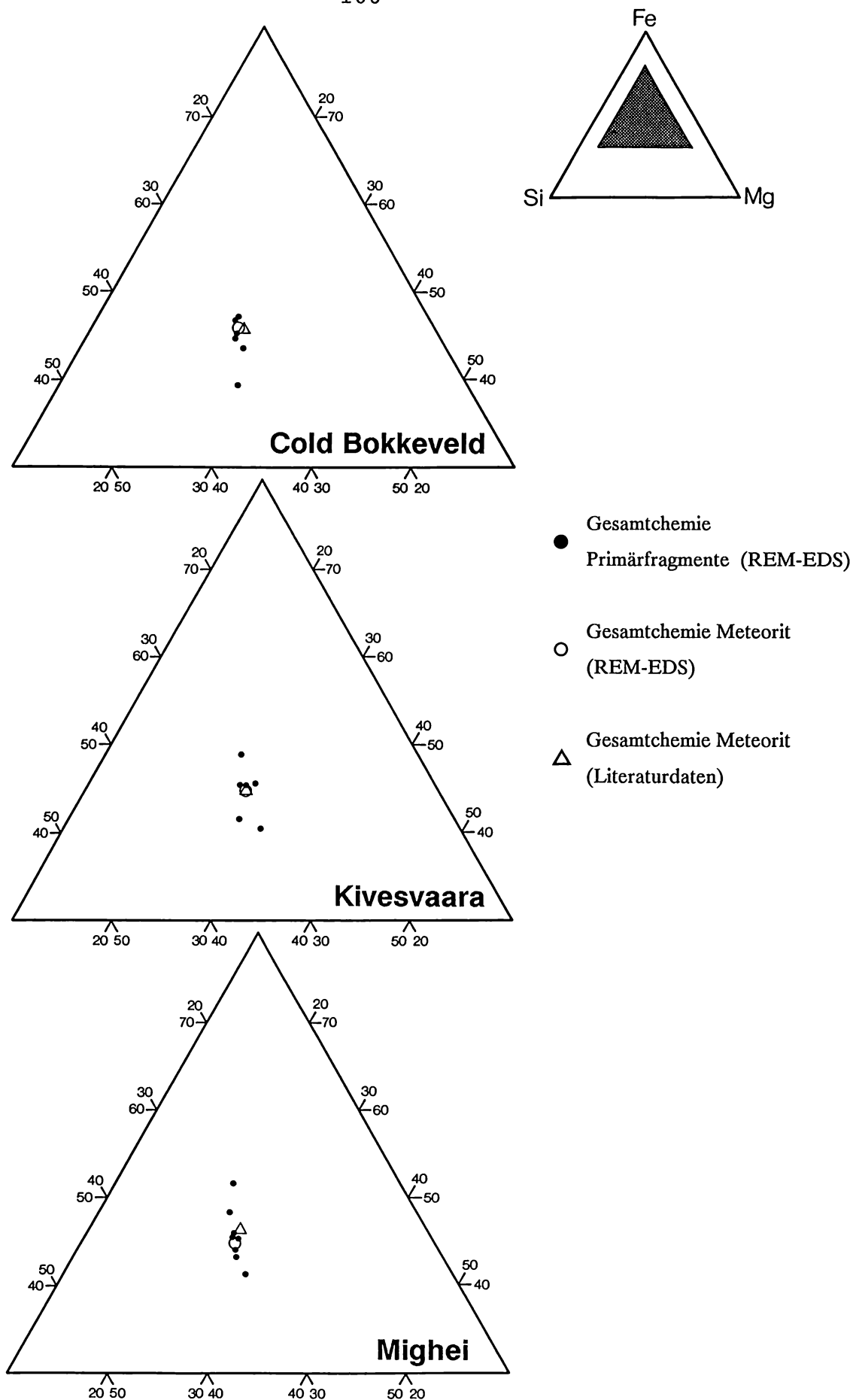
**A:** Fe-reiches Primärfragment in Kivesvaara. Man erkennt den scharfen Kontakt zwischen Primärfragment und klastischer Matrix. Die Fragmentgrenze läuft mitten durch zwei von Akkretionsstaubhüllen umgebene Chondren.

**B:** Fe-armes Primärfragment in Cold Bokkeveld. Deutlich ist die hellere (Fe-reichere) Umgebung des Fragmentes zu erkennen.

Extrembeispiele einer in allen CM-Chondriten zu beobachtenden chemischen Variation handelt. In der Regel läßt sich in ein und demselben CM-Chondriten eine Vielzahl gesamtchemisch unterschiedlicher Primärfragmente finden. In Abb. 6.43 sind die gesamtchemischen Variationen der Primärfragmente (gefüllte Kreissymbole) in den drei CM-Chondriten Cold Bokkeveld, Kivesvaara und Mighei in Form von Drei-Komponenten-Diagrammen dargestellt. Man erkennt einen Trend der Fe-Variation, der eine gewisse Ähnlichkeit sowohl mit dem der Akkretionsstaubhüllen (Abb. 6.33) als auch der PCP-reichen Fragmente (Abb. 6.13) aufweist. Wie bei den zuletzt erwähnten Komponenten variiert auch im Falle der Primärfragmente der Gesamt-Fe-Gehalt, während das Si/Mg-Verhältnis nahezu konstant bleibt. In Abb. 6.43 sind weiterhin die gesamtchemischen Zusammensetzungen der drei CM-Chondrite eingezeichnet (offene Kreissymbole). Die Daten wurden mit Hilfe des quantitativen ED-Systems am REM ermittelt.

Um zu überprüfen, ob das zur Verfügung stehende Korrekturprogramm des REM-ED-Systems auch zur Analyse grobkörniger Proben, um die es sich im Falle der CM-Chondrite und ihrer Primärfragmente handelt, geeignet ist, sind zum Vergleich die Literaturdaten (siehe Tab. 4.2) der gesamtchemischen Zusammensetzungen der drei Proben ebenfalls in die Diagramme eingezeichnet (Dreieckssymbole). Man erkennt, daß es im Falle von Cold Bokkeveld und Kivesvaara keine signifikanten gesamtchemischen Abweichungen zwischen Literaturdaten und den mit Hilfe des ED-Systems ermittelten Daten gibt. Lediglich im Falle des CM-Chondriten Mighei zeigt sich eine geringe Abweichung, die jedoch möglicherweise auf einen nicht repräsentativen Dünnschliff oder nicht repräsentative Literaturdaten zurückzuführen sind. Da es sich bei den Drei-Komponenten-Diagrammen weiterhin nur um Ausschnitte aus dem Gesamtdiagramm handelt (s. Abb. 6.43 oben rechts), sind auch die Abweichungen im Falle von Mighei als minimal zu erachten. Dieser Vergleich zwischen gesamtchemischen Literaturdaten und eigenen ED-Daten soll zeigen, daß letztere durchaus aussagekräftig und somit verwendbar sind. Aufgrunddessen läßt sich sagen, daß die ermittelten gesamtchemischen Variationen der Primärfragmente in diesen Proben real sind, und nicht auf statistischen Variationen eines ungeeigneten Analyseverfahrens beruhen.

Aus den in Abb. 6.43 gezeigten Unterschieden der chemischen Zusammensetzung einzelner Primärfragmente läßt sich ableiten, daß man es im Falle der CM-Chondrite in gewissem Sinne mit **polymikten fragmentären Breccien** zu tun hat, wenn man auch den Gesamt-Fe-Gehalt der einzelnen Primärfragmente berücksichtigt.



**Abb. 6.43:**

Drei-Komponenten-Diagramme zur Darstellung der chemischen Zusammensetzung (Gew.%) verschiedener Primärfragmente innerhalb ein und desselben Meteoriten (Analysen mit dem quantitativen ED-System am REM). Die großen Diagramme entsprechen dem dunkel angelegten Teilausschnitt des kleinen, oben rechts eingezeichneten Fe-Si-Mg-Diagramms. Man erkennt einen chemischen Trend der Fe-Variation bei  $\pm$  gleichbleibendem Si/Mg-Verhältnis. Zum Vergleich wurde die im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermittelte chemische Zusammensetzung (ED-Analysen) der drei Meteorite sowie entsprechende Literaturdaten (s. Tab. 4.2) eingezeichnet.

### **6.3.2 Klastische Matrix**

Bei der klastischen Matrix der meisten CM-Chondrite handelt es sich um feinkörniges Material, welches in der Regel die Zwischenräume zwischen den Primärfragmenten ausfüllt. In der folgenden Liste wird kurz aufgeschlüsselt, in welchem petrographischen Kontext die klastische Matrix zu den nicht-klastischen Bereichen der untersuchten CM-Chondrite steht.

**Keine klastische Matrix** enthält die Probe Y-791198, da sie über den gesamten Bereich des zur Verfügung stehenden Dünnschliffs unbrecciert ist.

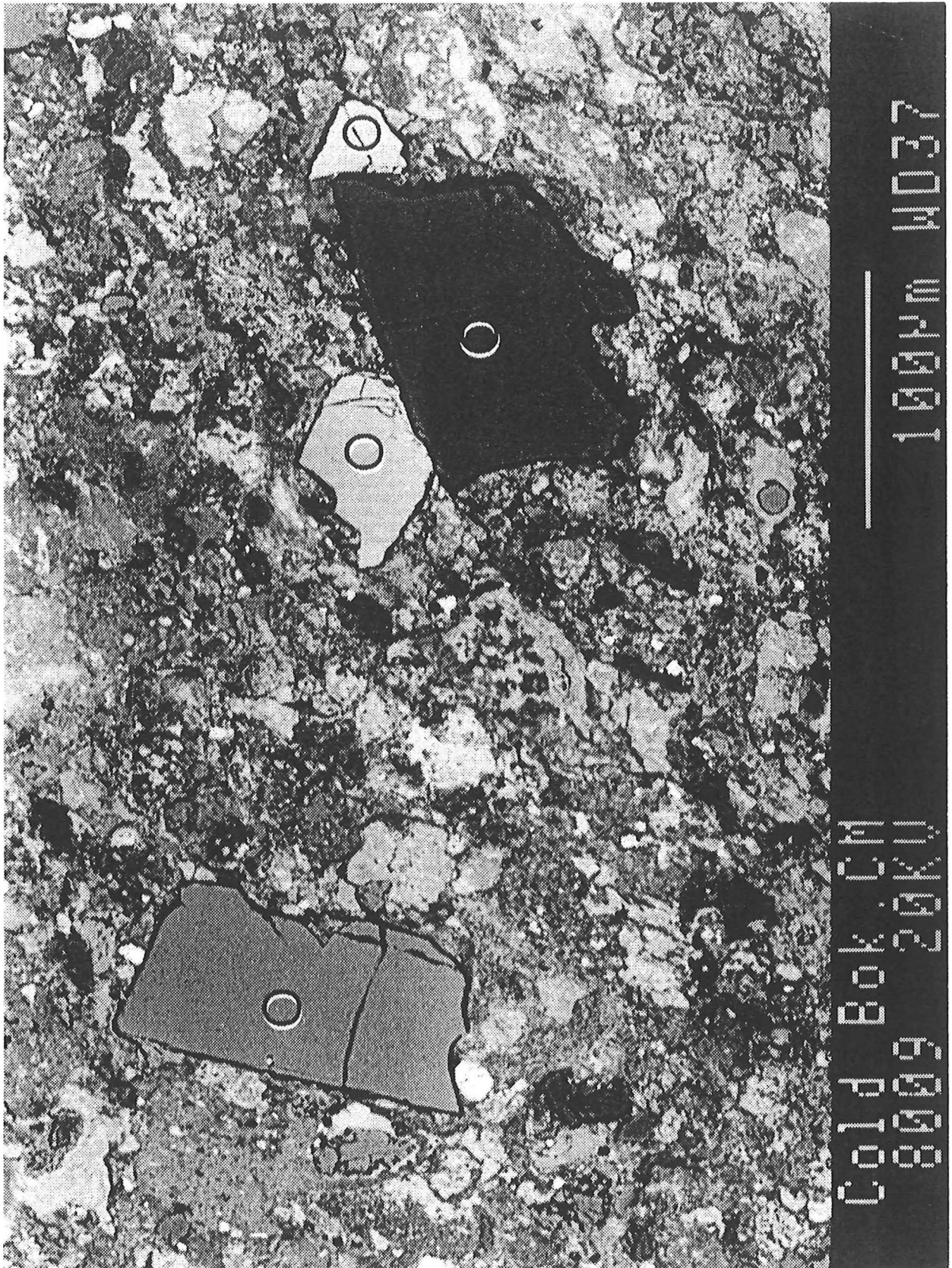
In den meisten CM-Chondriten findet sich klastische Matrix als **Füllmaterial zwischen den Primärfragmenten**, so auch in den Proben Haripura, Cold Bokkeveld, Kivesvaara, Mighei, Pollen, Nogoya, Y-74662, Y-793321 und ALHA 83100.

In den Proben Murray und Murchison befindet sich klastisches Matrixmaterial als **Füllmaterial zwischen Primärfragmenten und isolierten staubumhüllten Komponenten**.

Schließlich setzen sich die CM-Chondrite Essebi und Bells überwiegend aus klastischer Matrix zusammen, die in Form von **Füllmaterial zwischen grobkörnigen chondritischen Komponenten mit reliktschen Akkretionsstaubhüllen** vorliegt.

Ganz grundsätzlich läßt sich die klastische Matrix als feinste Kornfraktion innerhalb der kontinuierlichen Korngrößenverteilung der Primärfragmente betrachten. Beide Komponenten haben eine enge genetische Beziehung zueinander. Zum einen sind beide aus dem gleichen Ausgangsmaterial, den primären Akkretionsgesteinen, entstanden, zum anderen führte der gleiche Prozeß, nämlich die impaktinduzierte Breccierung, zu ihrer Bildung. In Abb. 6.44 ist das Gefüge der klastischen Matrix des CM-Chondriten Cold Bokkeveld dargestellt (REM-Rückstreuелеktronenbild). Man erkennt ein chaotisches Gefüge, welches nichts mehr mit dem geordneten Akkretionsgefüge der Primärfragmente gemeinsam hat. Alle Komponenten haben durch die Breccierungs-Prozesse ihre Akkretionsstaubhüllen verloren. Bei den vier größeren Fragmenten in Abb. 6.44 handelt es sich um Olivinfragmente (O) unterschiedlicher Zusammensetzung. Im rechten Teil der Abbildung stehen drei unterschiedlich zusammengesetzte Olivinfragmente in direktem Kontakt, wobei die Helligkeit der Fragmente ein Maß für ihren Fe-Gehalt ist. Das im linken Teil der Abbildung 6.44 zu erkennende Olivinfragment zeigt noch Anzeichen eines Zonarbaues (kontinuierliche Helligkeitsvariation).

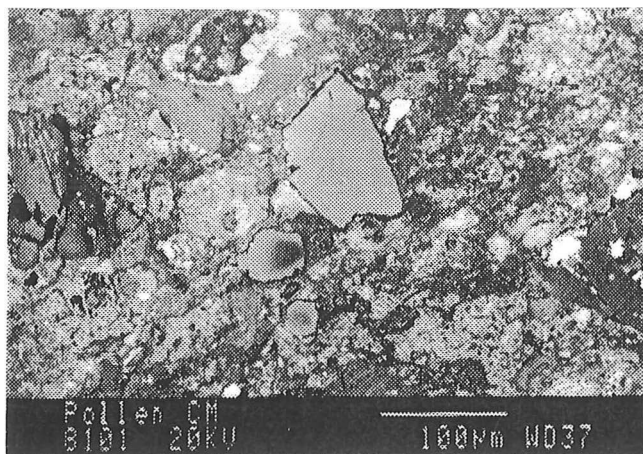
In Abb. 6.45 sind weitere Beispiele für die Gefüge der klastischen Matrix anderer CM-Chondrite gegeben. In den Abbildungen 6.45 C,D finden sich große Fragmente ehemaliger Akkretionsstaubhüllen (ASH). Die in den Abbildungen 6.45 E,F gezeigte klastische Matrix der CM-Chondrite läßt ein abweichendes Gefüge mit hoher Porosität erkennen. Im Falle dieser Proben lassen sich die in der klastischen Matrix gefundenen Fragmente nicht immer eindeutig bestimmten chondritischen Komponenten zuordnen. Insbesondere unterscheidet auch der hohe Magnetit-Gehalt der Fragmente innerhalb der klastischen Matrix dieser beiden Proben von den anderen untersuchten CM-Chondriten.



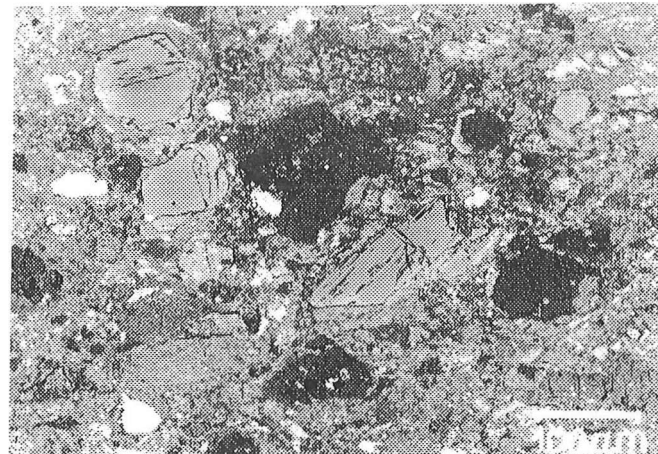
**Abb. 6.44:**

Gefüge der klastischen Matrix des CM-Chondriten Cold Bokkeveld (REM-Rückstreuelekttronenbild). Man erkennt ein chaotisches Gefüge, welches nichts mehr mit dem geordneten Akkretionsgefüge der Primärfragmente gemeinsam hat. Alle Komponenten haben durch Breccierungsprozesse ihre Akkretionsstaubhüllen verloren. Bei den vier größeren Mineralfragmenten handelt es sich um Olivinfragmente (O) unterschiedlicher Zusammensetzung.

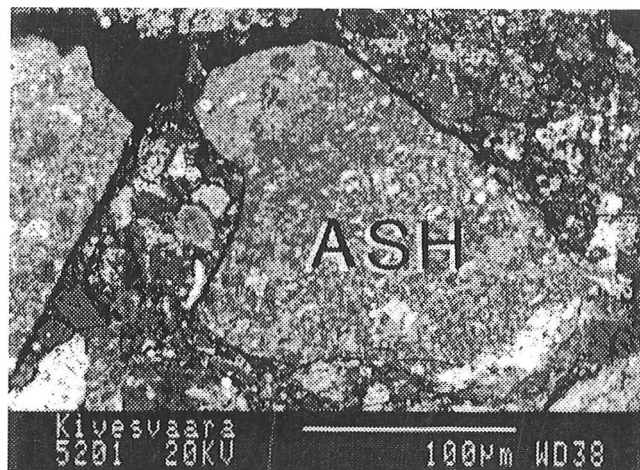




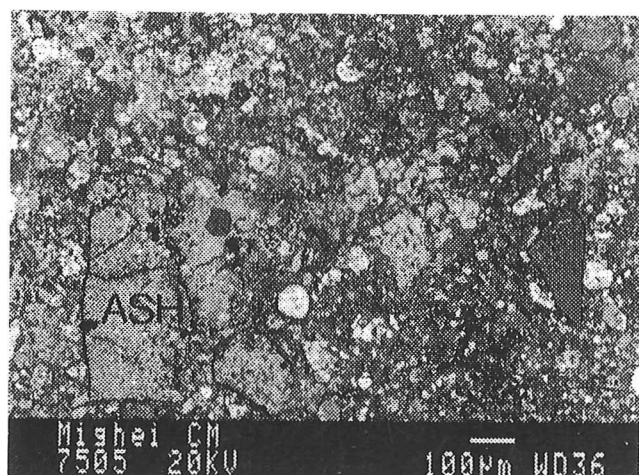
**A** Pollen



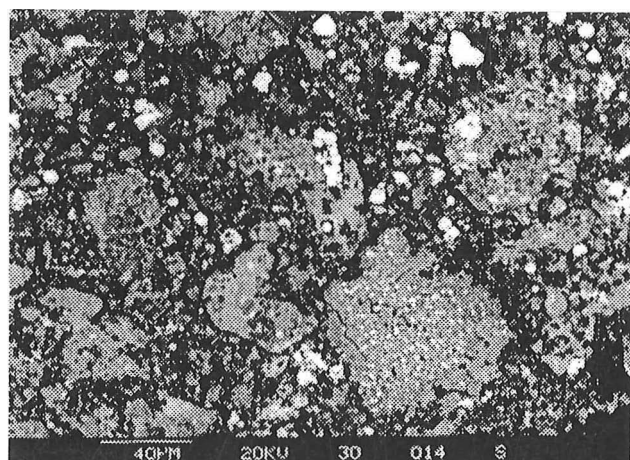
**B** Murchison



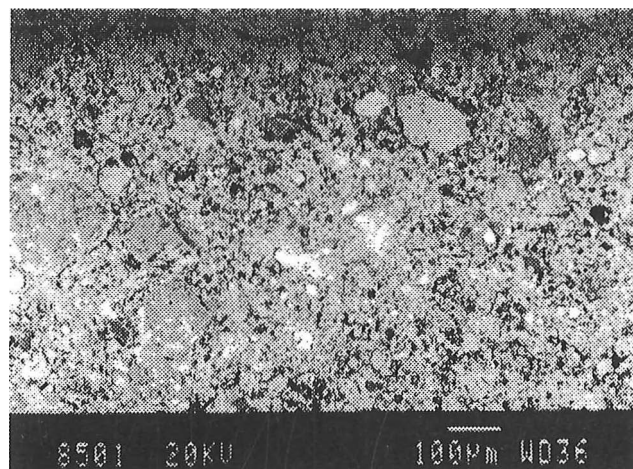
**C** Kivesvaara



**D** Mighei



**E** Essebi



**F** Bells

**Abb. 6.45:**

Gefüge der klastischen Matrix in CM-Chondriten (REM-Rückstreuelektronenbilder).

**A,B:** Klastische Matrix in Pollen und Murchison; bei den großen Fragmenten handelt es sich überwiegend um Olivin mit variierenden Fe-Gehalten.

**C,D:** Klastische Matrix in Kivesvaara und Mighei; deutlich sind große Fragmente ehemaliger Akkretionsstaubhüllen (ASH) zu erkennen.

**E,F:** Klastische Matrix in Essebi und Bells; man erkennt ein deutlich poröses Gefüge (schwarze Bereiche = Hohlräume) in beiden Proben. Bei den hellen Einschlüssen im rechten unteren Fragment von Abb. 6.45E handelt es sich um Magnetit-Kristalle.

Die hellen Einschlüsse des rechten unteren Fragmentes in Abb. 6.45E (Essebi) sind ein Beispiel für derartigen Magnetit.

Die Korngröße der klastischen Matrix liegt zwischen mehreren 100 und  $< 1$  Mikrometer. Wann ein Fragment als Bestandteil der klastischen Matrix anzusprechen ist, hängt allerdings nicht nur von seiner Größe, sondern auch von seinem inneren Aufbau ab. Ein 200 Mikrometer großes Fragment kann noch einen inneren Aufbau aus grobkörnigen Komponenten mit Akkretionsstaubhüllen aufweisen und von daher als Primärfragment angesprochen werden. Dagegen wird jedoch ein 500 Mikrometer großes Chondrenfragment, das mit großer Wahrscheinlichkeit auch einmal Bestandteil eines primären Akkretionsgesteins war, zur klastischen Matrix gerechnet.

Grundsätzlich läßt sich sagen, daß in der klastischen Matrix nur Fragmente solcher Komponenten beobachtet werden, die sich *alle* zwanglos aus der Breccierung des primären Akkretionsgesteins, wie es zusammenhängend noch in den Primärfragmenten zu finden ist, erklären lassen. Unter anderem konnten folgende Komponenten als Bestandteile der klastischen Matrix ermittelt werden:

#### **Chondren-Fragmente**

#### **Fragmente von Akkretionsstaubhüllen**

#### **PCP-reiche Fragmente**

#### **Mineralfragmente**

Olivin mit Fo-Gehalten von 100 bis  $\sim 50$

Orthopyroxene

Chromit

Troilit

Pentlandit

Metall

Calcit

Geht man von dem beschriebenen Modell einer sekundären Breccierung einstmals kohärenter CM-Akkretionsgesteine aus, die zur Bildung der klastischen Matrix dieser Meteorite führte, so sollte die gesamtchemische Zusammensetzung der Primärfragmente mit derjenigen der klastischen Matrix weitestgehend übereinstimmen. Diese Forderung wurde mit Hilfe des quantitativen ED-Systems am REM überprüft. In Tab. 6.12 sind die Ergebnisse dieser Untersuchung aufgelistet. Es wird ersichtlich, daß es keine systematischen Abweichungen der chemischen Zusammensetzung der klastischen Matrix von derjenigen der Primärfragmente gibt. Dieser Befund ist ein weiterer Beleg dafür, daß sich dieses für andere Chondrit-Gruppen weitgehend akzeptierte Breccierungs-Modell auch auf die CM-Chondrite übertragen läßt.

**Tab. 6.12:**

Chemische Zusammensetzung (Gew.%) der klastischen Matrix im Vergleich zur mittleren chemischen Zusammensetzung der Primärfragmente in drei brecciierten CM-Chondriten (EDS-Analysen).

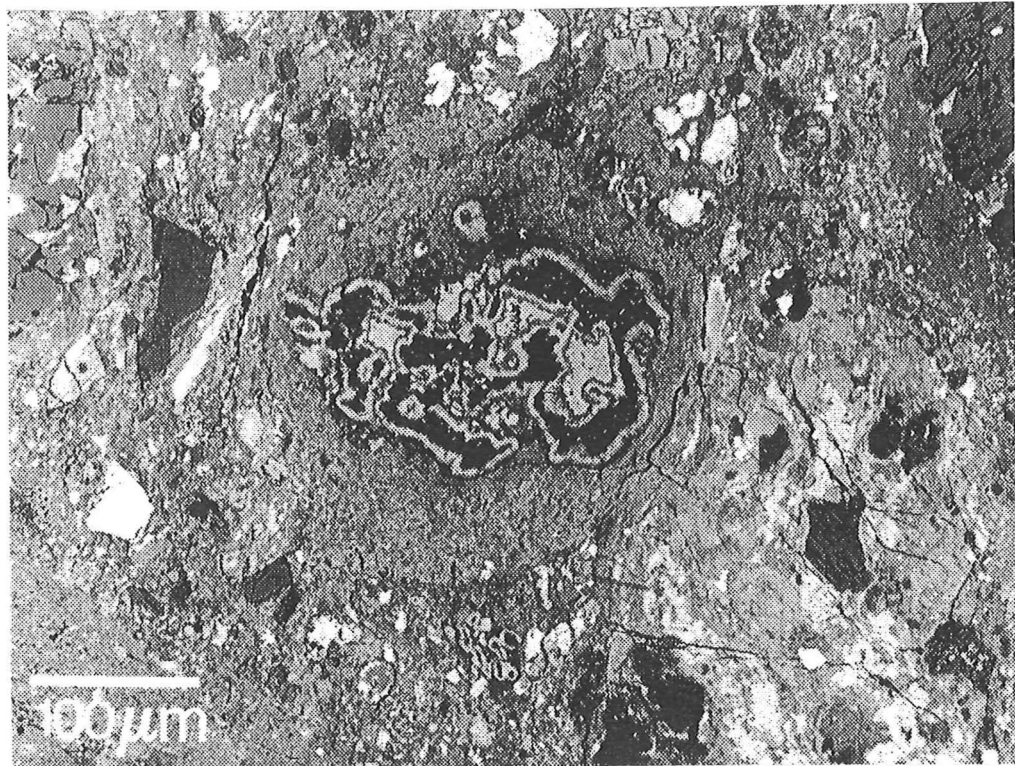
n: Anzahl der gemittelten Analysen

	<u>Cold Bokkeveld</u>		<u>Kivesvaara</u>		<u>Mighei</u>	
	Primär- fragmente	Klastische Matrix	Primär- fragmente	Klastische Matrix	Primär- fragmente	Klastische Matrix
SiO <sub>2</sub>	26.85	27.13	24.70	26.02	23.38	22.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.58	2.28	2.10	2.32	1.88	2.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30	0.28	0.40	0.32	0.39	0.46
FeO	23.79	24.08	22.55	20.91	21.88	24.15
MgO	17.21	18.00	17.27	17.97	15.42	15.14
CaO	1.31	0.94	1.55	1.14	1.60	1.20
Ni	1.13	0.86	1.10	1.03	1.11	1.15
S	2.30	1.94	2.32	1.89	2.83	3.58
<b>Total:</b>	75.47	75.51	71.99	71.60	68.49	70.47
n:	6	2	6	2	8	2

### **6.3.3 Sonderfälle: Breccierungsgefüge in Murchison und Murray**

In den CM-Chondriten Murchison und Murray finden sich, analog zu den meisten anderen untersuchten Proben, Chondren und andere grobkörnige Komponenten, die in ihrer Mehrzahl von Akkretionsstaubhüllen umgeben sind. Trotzdem sind diese umhüllten Komponenten nicht Bestandteil von Primärfragmenten, sondern vielmehr direkt in die klastische Matrix der Meteorite eingebettet (Abb. 6.46). Es gibt mindestens drei Theorien, die diese abweichenden Breccierungsgefüge erklären könnten.

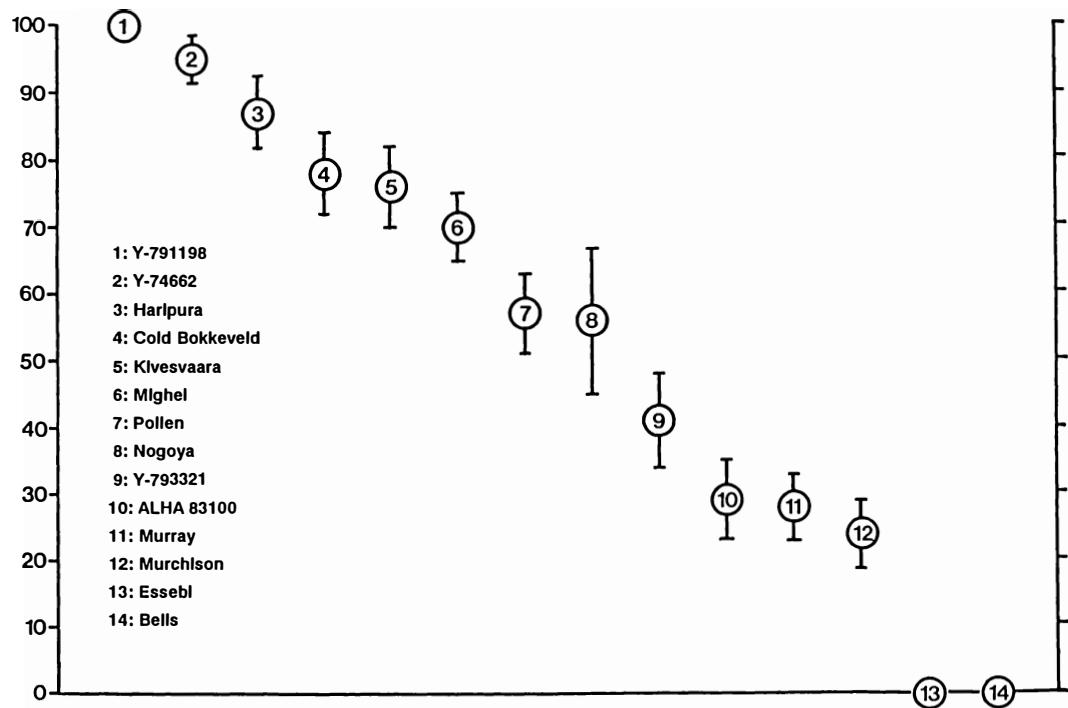
Zum einen besteht die Möglichkeit, daß schon bei der Akkretion dieser beiden CM-Chondrite brecciertes Material mit umhüllten Komponenten gemischt abgelagert wurde; zum anderen deuten jedoch zwei Befunde auf eine sekundäre Breccierung analog zu allen anderen untersuchten CM-Proben hin. Einerseits finden sich in Murchison und Murray solare Edelgase, die wahrscheinlich erst bei der nachträglichen Regolith-Umwälzung auf der Oberfläche der CM-Mutterkörper eingelagert wurden.



**Abb. 6.46:**

Gefüge des CM-Chondriten Murchison (REM-Rückstreuelektronenbild). Die staubumhüllten Komponenten in Murchison (und Murray) sind überwiegend *nicht* Bestandteil von Primärfragmenten, sondern direkt in die klastische Matrix der Meteorite eingebettet. Im Bildzentrum ist ein Ca-Al-reicher Einschluss mit Akkretionsstaubhülle innerhalb der klastischen Matrix zu erkennen.

**Primärfragmente**  
[Vol%]



**Abb. 6.47:**

Breccierungsgrad der untersuchten CM-Chondrite. Aufgetragen ist der jeweilige Gehalt an Primärfragmenten (Vol.%) innerhalb der verschiedenen Proben. Die Daten wurden mit Hilfe von Punktzählverfahren auf der Basis von REM-Rückstreuelektronenbildern ermittelt.

Andererseits treten sowohl in Murray als auch in Murchison untergeordnet "normale" Primärfragmente auf, deren innerer Aufbau sich durch nichts von dem der Primärfragmente anderer CM-Chondrite unterscheidet. Infolgedessen tendiert der Autor der vorliegenden Arbeit zu einer anderen These, die im folgenden kurz beschrieben werden soll.

Das Breccierungsverhalten der Mehrzahl der untersuchten CM-Chondrite deutet darauf hin, daß diese CM-Breccien aus primär verfestigtem Material, den sog. Akkretionsgesteinen hervorgegangen sein müssen. Möglicherweise läßt sich die Verfestigung dieser Ausgangsgesteine auf den steigenden Auflastdruck des auf den wachsenden Mutterkörper auftreffenden staubförmigen Materials zurückführen. Bei der sekundären impakt-induzierten Breccierung verhielt sich dieses Material wie kohärentes Gestein und zerfiel in Primärfragmente und klastische Matrix. Demgegenüber könnten die Proben Murchison und Murray aus einem planetaren Oberflächenbereich stammen, der vor der sekundären Breccierungsphase nie verfestigt gewesen war, sondern aus unkonsolidiertem, chondritischen Material bestand. Derartig unverfestigtes, feinkörniges Material könnte sich bei der impaktmechanischen Beanspruchung möglicherweise völlig anders verhalten als die verfestigten Akkretionsgesteine, so daß die umhüllten Komponenten ihre Akkretionsstaubhüllen weitgehend bewahren konnten. Erst *nach* dieser sekundären Breccierung fand eine Verfestigung des Materials statt und es resultierten die in den Proben Murchison und Murray zu beobachtenden Gefüge. Daß in diesen Proben untergeordnet auch "normale" Primärfragmente zu finden sind, spricht für eine impaktmechanische Beimischung auch primär verfestigten Materials, welches am Entstehungsort von Murray und Murchison vorhanden gewesen sein muß.

#### **6.3.4 Grad der Breccierung**

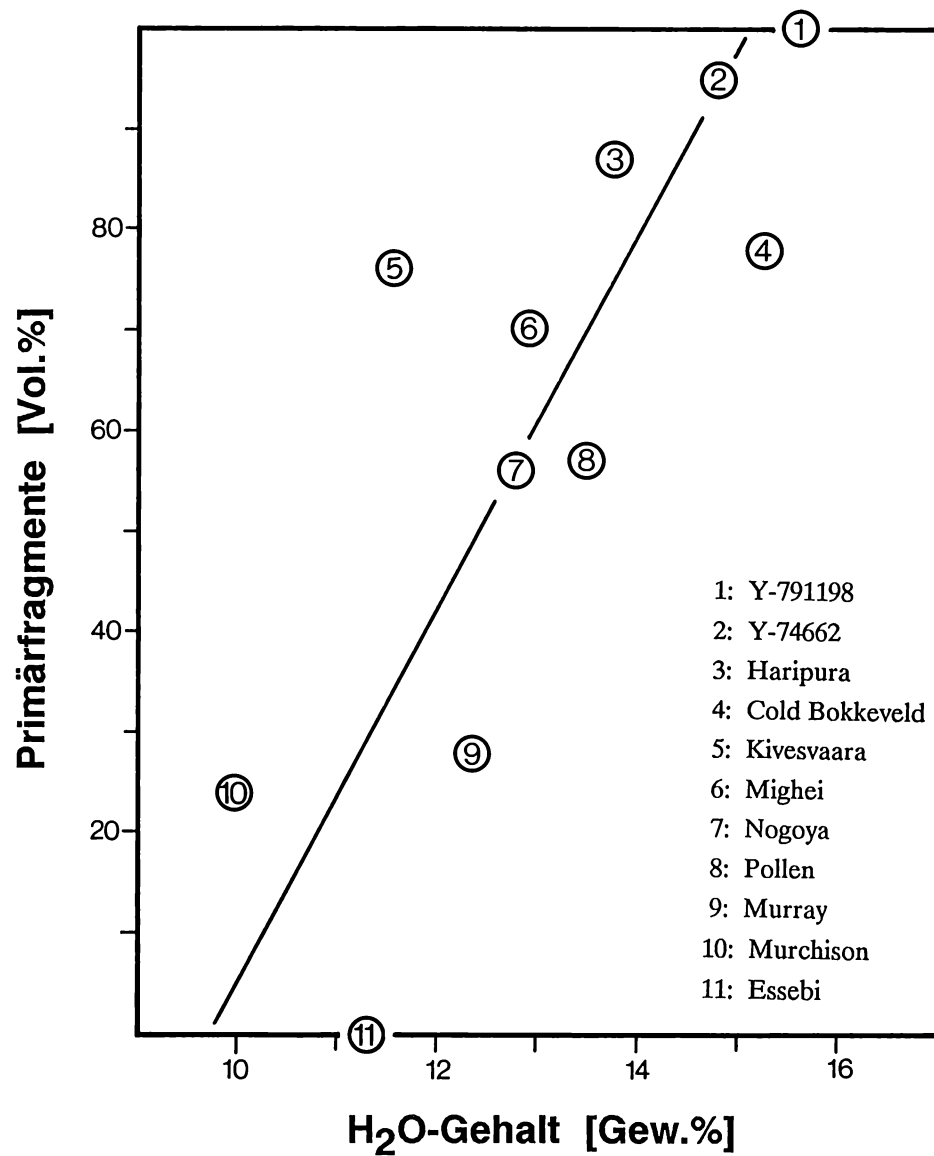
Bei der petrographischen Untersuchung der zur Verfügung stehenden CM-Chondrite fiel auf, daß es innerhalb der verschiedenen Proben unterschiedliche modale Anteile an Primärfragmenten bzw. klastischer Matrix gibt. Um diese Beobachtung zu quantifizieren und somit den Grad der Breccierung zu bestimmen, wurden die von jedem CM-Chondrit erstellten REM-Photomosaiken mit Hilfe von Punktzählverfahren ausgewertet. Dazu wurde den Mosaiken eine transparente 500 Mikrometer-Raster-Folie aufgelegt und der Anteil der Primärfragmente innerhalb der verschiedenen Dünnschliffe ausgezählt. Der gezählte prozentuale Anteil an Primärfragmenten wurde mit dem prozentualen Volumenanteil dieser Komponente in der jeweils bearbeiteten Probe gleichgesetzt. Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind in Tabelle 6.13 aufgelistet. Es zeigt sich, daß das komplette Spektrum möglicher Primärfragment-Anteile innerhalb der Gruppe der untersuchten CM-Chondrite auftritt. Die Extremfälle sind durch Y-791198 (100 Vol.% Primärfragmente) und Bells bzw. Essebi (0 Vol.% Primärfragmente) vertreten. Die absoluten Fehler wurden anhand des Nomogramms von van der Plas und Tobi (1965) ermittelt.

In Abb. 6.47 sind die Ergebnisse nochmals graphisch verdeutlicht.

**Tab. 6.13:** Volumenanteil der Primärfragmente in den untersuchten CM-Chondriten, ermittelt mit Hilfe von Punktzählverfahren. Die Ermittlung der absoluten Fehler erfolgte anhand des Nomogramms von van der Plas und Tobi (1965).

Probe	Anteil		Anzahl Punkte
	Primärfragmente		
Y-791198	100	Vol%	300
Y-74662	95 ± 3	Vol%	280
Haripura	87 ± 5	Vol%	210
Cold Bokkeveld	78 ± 6	Vol%	230
Kivesvaara	76 ± 6	Vol%	260
Mighei	70 ± 5	Vol%	300
Pollen	57 ± 6	Vol%	260
Nogoya	56 ± 11	Vol%	80
Y-793321	41 ± 7	Vol%	210
ALHA 83100	29 ± 6	Vol%	260
Murray	28 ± 5	Vol%	360
Murchison	24 ± 5	Vol%	380
Essebi	0	Vol%	220
Bells	0	Vol%	270

Wenn es sich bei den beobachteten Variationen der Primärfragment-Anteile in den verschiedenen Proben tatsächlich um sekundäre Breccierungserscheinungen handelt, so sollte man erwarten, daß die bei der Breccierung in das Gestein eingebrachte Energie auch zu einem Verlust an volatilen Verbindungen wie zum Beispiel  $H_2O$  geführt hat. Da das in den CM-Chondriten enthaltenen  $H_2O$  zum größten Teil chemisch oder physikalisch an die feinkörnige Matrix gebunden ist, und diese Komponente aufgrund ihrer geringen Kohäsion besonders stark von Breccierungsprozessen betroffen wird, sollte man eine Korrelation zwischen Breccierungsgrad und  $H_2O$ -Gehalt eines CM-Chondriten erwarten. Beim Vergleich der in Tab. 6.13 gelisteten Daten mit den gesamtchemischen Analysen der jeweiligen CM-Chondrite (s. Tab. 4.2) läßt sich ein solcher Zusammenhang auch tatsächlich zeigen. In Abbildung 6.48 ist der prozentuale Anteil der Primärfragmente gegen den  $H_2O$ -Gehalt des entsprechenden Meteoriten aufgetragen, wobei der Parameter "Breccierungsgrad" durch den Primärfragment-Anteil repräsentiert wird. Es zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem zunehmendem Breccierungsgrad (abnehmender Anteil an Primärfragmenten) und der Abnahme des  $H_2O$ -Gehaltes in den entsprechenden Proben. Die Probe Y-791198, welche überhaupt keine Anzeichen sekundärer Breccierung zeigt, weist den höchsten  $H_2O$ -Gehalt aller untersuchten Meteorite auf. Aus diesem Befund läßt sich u.a. ableiten, daß es sich bei dem  $H_2O$ -Gehalt dieses CM-Chondriten wahrscheinlich um den



**Abb. 6.48:**

Korrelation zwischen dem Breccierungsgrad der untersuchten CM-Chondrite und ihrem jeweiligen H<sub>2</sub>O-Gehalt. Der Breccierungsgrad ist durch den Anteil an Primärfragmenten in den verschiedenen Proben repräsentiert. Es ist ein deutlicher Trend der Abnahme des H<sub>2</sub>O-Gehaltes mit zunehmendem Breccierungsgrad (abnehmendem Anteil an Primärfragmenten) zu erkennen. Die Originaldaten sind in den Tabellen 4.2 und 6.13 aufgelistet.

ursprünglichen, noch aus der Zeit der Kondensation und Akkretion stammenden H<sub>2</sub>O-Gehalt *aller* CM-Akkretionsgesteine handelt. Dieser primäre H<sub>2</sub>O-Anteil scheint bei der sekundären impakt-induzierten Breccierung der anderen CM-Gesteine teilweise ausgetrieben worden zu sein.

#### **6.4 Aquatische Beeinflussung chondritischer Komponenten**

Es existiert seit langer Zeit eine intensive Diskussion, ob es einen H<sub>2</sub>O-Einfluß auf chondritische Komponenten schon innerhalb des Solarnebels gegeben hat, oder ob sich alle H<sub>2</sub>O-haltigen Minerale, die in CM-Chondriten zu beobachten sind, als *in situ* Bildungen auf oder in planetaren Körpern erklären lassen. Grossman and Larimer (1974) und Barshay and Lewis (1976) gehen von einer möglichen Hydratisierung primär H<sub>2</sub>O-freier Minerale innerhalb des Solarnebels aus. Prinn and Fegley (1987, 1988)) kommen hingegen aufgrund theoretischer Berechnungen zu dem Schluß, daß eine derartige Hydratisierungs-Reaktion aus kinetischen Gründen wahrscheinlich gehemmt wäre. In der Literatur zur Petrographie und Mineralogie der CM-Chondrite und ihrer Komponenten überwiegt weitgehend die These, daß die Bildung der H<sub>2</sub>O-führenden Minerale erst auf dem CM-Mutterkörper stattgefunden hat (z.B. Bunch and Chang, 1980; Tomeoka and Buseck, 1985; Zolensky and McSween, 1988).

*Daß* es grundsätzlich eine sekundäre Umwandlung chondritischer Komponenten in CM-Chondriten gegeben hat, steht außer Frage. Für diesen Prozeß jedoch allein planetare Prozesse verantwortlich machen zu wollen, wird den im Rahmen der vorliegenden Untersuchung ermittelten petrographischen Befunden nicht gerecht. Die petrographischen Untersuchungen ergaben zum einen Hinweise, daß aquatische Umwandlungen von chondritischen Komponenten auch schon *vor* der Mutterkörperbildung *innerhalb des späten Solarnebels* stattgefunden haben müssen. Diese Befunde werden in Abschnitt 6.5.1 erläutert. Andererseits konnten für einige CM-Chondrite auch sichere Anzeichen für eine aquatische *In-situ*-Beeinflussung auf dem CM-Mutterkörper gefunden werden; eine Beschreibung dieser Ergebnisse findet sich in Abschnitt 6.5.2.

##### **6.4.1 Aquatische Beeinflussung chondritischer Komponenten innerhalb des Solarnebels**

In CM-Chondriten zeigen viele der transparenten Hochtemperatur-Komponenten wie Chondren und refraktäre Einschlüsse Anzeichen einer sekundären aquatischen Beeinflussung. Der Term "sekundär" bezieht sich auf die Beobachtung, daß diese Beeinflussung nach der Kristallisation der jeweils betroffenen Komponente stattgefunden haben muß, da die ursprünglichen Kristallisationsgefüge beispielsweise von Chondren trotz der Einflußnahme von H<sub>2</sub>O pseudomorph erhalten geblieben sind. Der Term "sekundär" besagt allerdings *nicht* notwendigerweise, daß die Einwirkung von H<sub>2</sub>O ausschließlich auf dem späteren Mutterkörper stattgefunden haben muß, obwohl die letztere These die Literatur beherrscht. Vielmehr erscheint zumindest theoretisch die Möglichkeit gegeben, daß es auch innerhalb des späten, kühlen Solarnebels Regionen gegeben hat, in denen die H<sub>2</sub>O-Aktivität ausreichte, eine Umwandlung primär H<sub>2</sub>O-freier Minerale wie Olivin in H<sub>2</sub>O-haltige Minerale wie z.B. Serpentin zu bewirken.



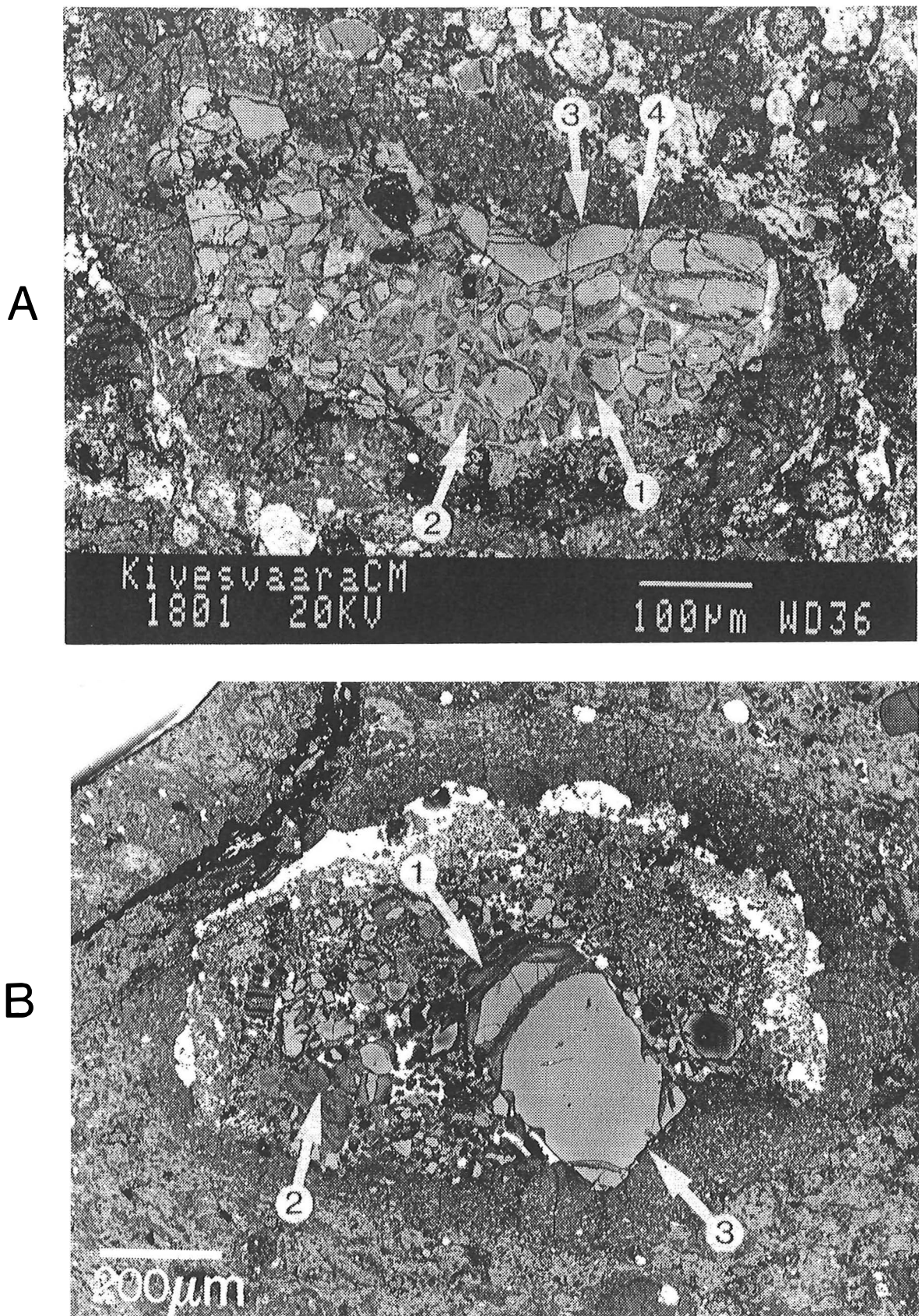
In den folgenden Abschnitten werden die petrographischen Befunde an CM-Chondriten erläutert, die nach Meinung des Autors auch tatsächlich als eindeutige Beweise der aquatischen Umwandlung chondritischer Komponenten *schon im späten Solarnebel* anzusehen sind.

#### **6.4.1.1 Aquatische Beeinflussung von Chondren innerhalb des Solarnebels**

In vier der 14 untersuchten CM-Chondrite (Murchison, Cold Bokkeveld, Kivesvaara, Haripura) konnten Fe-reiche porphyrische Olivinchondren bzw. deren Fragmente gefunden werden, deren Gefüge eindeutige Hinweise auf die aquatische Beeinflussung dieser Komponenten schon *vor der Bildung der Akkretionsstaubhüllen* liefern. Da es sich bei den Staubhüllen eindeutig um Solarnebel-Bildungen handelt, muß auch der H<sub>2</sub>O-Einfluß auf die Chondren schon innerhalb des Solarnebel stattgefunden haben.

In Abb. 6.49A,B sind zwei Beispiele dieser Chondrenfragmente aus den CM-Chondriten Kivesvaara und Haripura gezeigt. Man erkennt jeweils ein Chondren-Fragment mit idiomorphen, in die Chondren-Mesostasis eingebetteten Fe-reichen Olivinkristallen (hellgrau). Weiterhin sind die beiden in Abb. 6.49 gezeigten Chondrenfragmente vollständig von Akkretionsstaubhüllen umgeben. Bei genauer Betrachtung der Abbildungen wird deutlich, daß die idiomorphen, Fe-reichen Olivin-Kristalle randlich teilweise in Serpentin (mittelgrau) umgewandelt sind (Pfeil 1), wobei der Umwandlungsprozeß scheinbar bestimmte Kristallflächen bevorzugt angegriffen hat. Im Zentrum beider Chondrenfragmente gibt es sogar kleinere "Kristalle", die nur noch in Form von Pseudomorphosen Fe-reichen Olivins nach Serpentin vorliegen (Pfeil 2). Folgt man den Umrissen der Chondrenfragmente entlang ihrer Grenzen zu den sie umgebenden Akkretionsstaubhüllen, so fällt auf, daß es eine Vielzahl durchbrochener Olivin-Kristalle gibt, die in direktem Kontakt zu den Staubhüllen stehen (Pfeil 3). Obwohl es sich bei diesen, an die Staubhüllen angrenzenden Bruchflächen um Bereiche erhöhter freier Energie handelt, die theoretisch von aquatischen *In-situ*-Umwandlungen stark betroffen sein müßten, läßt sich *in keinem Fall* eine Serpentinisierung entlang dieser Flächen erkennen. In der Regel läßt sich sogar beobachten, daß eher die im *Inneren* der Fragmente befindlichen Olivinbereiche stärker von der Serpentinisierung betroffen sind. Beispielsweise ist der große Olivin-Kristall der Abb. 6.49B im Fragment-Inneren im Bereich seiner Kopfflächen auf eine Breite von ~ 50 Mikrometer in Serpentin umgewandelt. An seiner gegenüberliegenden Kopffläche, die in direktem Kontakt zur Akkretionsstaubhülle steht, sind keinerlei Anzeichen einer derartigen Umbildung zu erkennen. In Abb. 6.49A ist etwas oberhalb der Bildmitte ein durchbrochener, randlich von Serpentin-Bildungen betroffener Olivinkristall zu erkennen, der entlang seiner gesamten Bruchfläche in direktem Kontakt zur Staubhülle steht. Sowohl die Olivin-Serpentin-Reaktionszone als auch der unveränderte Olivin dieses Kristalls werden glatt von einer *gemeinsamen Bruchfläche* durchschnitten, die in direktem Staubhüllen-Kontakt steht (Pfeil 4).

Bei einer *In-situ*-Umwandlung der Olivine, wie es z.B. Zolensky and McSween (1988) fordern, müßten die in Kontakt zur Staubhülle stehenden Olivinbereiche eine zumindest ähnlich intensive Serpentin-Umwandlung zeigen wie die Olivinbereiche im Fragment-Inneren. Infolgedessen kann eine *in situ* Umwandlung dieser Olivine ausgeschlossen werden. Die Beobachtungen lassen vielmehr einzig den



**Abb. 6.49:**

Fragmente Fe-reicher porphyrischer Olivinchondren mit Akkretionsstaubhüllen in Kivesvaara (**A**) und Haripura (**B**) (REM-Rückstreuelektrotronenbilder). Man erkennt idiomorphe Olivinkristalle, die randlich in Serpentin umgewandelt sind (1). Einzelne kleine Olivinkristalle sind nur noch als Pseudomorphosen von Olivin nach Serpentin erhalten (2). Die an den Fragmentgrenzen in direktem Kontakt zum Staubbüllenmaterial stehenden Olivinbruchflächen zeigen keinerlei Anzeichen einer Serpentinisierung (3). In Abb. 6.49A ist ein von der Serpentinisierung betroffener Olivin-Kristall zu erkennen, bei dem sowohl die Olivin-Serpentin-Reaktionszone als auch der unveränderte Olivin dieses Kristalls glatt von einer *gemeinsamen Bruchfläche* durchschnitten werden (Pfeil 4). All diese Befunde deuten auf eine Serpentinisierung der Chondrenolivine schon *innerhalb des Solarnebels* und *vor der Bildung der Staubbüllen* hin.

Schluß zu, daß die Chondrenfragmente aus *schon primär durch H<sub>2</sub>O beeinflussten Chondren* hervorgegangen sind.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Gefüge der beschriebenen Chondren den Einfluß einer Vielzahl von Solarnebelprozessen erkennen lassen. Diese Prozesse sind im folgenden in chronologischer Reihenfolge kurz aufgeführt:

- 1) Bildung silikatischer Schmelztröpfchen durch kurzzeitige Hochtemperatur-Ereignisse im Solarnebel
- 2) Chondrenbildung durch die Kristallisation dieser Schmelzen
- 3) Einwirkung von H<sub>2</sub>O auf die Chondren im späten, kühlen Solarnebel und Umwandlung der Chondren-Mesostasis und der Fe-reichen Olivine
- 4) Kollisionsprozesse innerhalb des Solarnebels unter Fragmentierung und Abrasion der äußeren Chondren-Bereiche
- 5) Bildung der Akkretionsstaubhüllen um die Chondren-Fragmente
- 6) Akkretion und Bildung der CM-Akkretionsgesteine und -Mutterkörper

Die eben beschriebenen Fe-reichen porphyrischen Olivinchondren stellen nur eine untergeordnete CM-Komponente dar. Häufiger sind Fragmente von Mg-reichen Olivinchondren zu finden, deren Mesostasis zwar in Schichtsilikate umgewandelt sind, deren Olivine aber keine Anzeichen einer Serpentinisierung zeigen. Offenbar reagierten die Mg-reichen Olivine weniger empfindlich auf das einwirkende H<sub>2</sub>O-führende Medium als die Fe-reichen Olivine.

#### **6.4.1.2 Schichtsilikate und Tochilinit als Mineralstaub im Solarnebel**

Die eben beschriebene Beobachtung, daß Fe-reiche Olivine in direktem Kontakt zu Staubhüllenmaterial stehen, ohne die geringste Spur einer Serpentinisierung zu zeigen, läßt auch in bezug auf eine *in situ* Bildung der Staubhüllen-Mineralen gewisse Zweifel zu. Aufgrund der relativ hohen Reaktivität Fe-reicher Olivine sollte man eigentlich bei einer *in situ* Hydratisierung der rund 100 Mikrometer dicken Staubhüllen der Abb. 6.49 eine erkennbare Serpentinisierung auch der Olivinbruchflächen erwarten. Das Fehlen einer derartigen Reaktionszone führt vielmehr zu der These, daß auch die H<sub>2</sub>O-führenden Minerale der CM-Akkretionsstaubhüllen schon innerhalb des Solarnebels hydratisiert worden sind. Eindeutige Belege für diese Theorie finden sich in der mineralogischen Zusammensetzung der Staubhüllen des CM-Chondriten Y-791198. Wie bereits in Abschnitt 6.2.1.3 ausgeführt wurde, sind innerhalb der Akkretionsstaubhüllen dieses Meteoriten u.a. Fe,Ni-Metallkörner mit Korngrößen im Mikrometer-Bereich zu finden (s. Abb. 6.27E). Diese Beobachtung erscheint auf den ersten Blick relativ unbedeutend, da Fe,Ni-Metall in fast allen CM-Chondriten in Form von Fragmenten oder Kügelchen akzessorisch innerhalb der klastischen Matrix vorkommt.

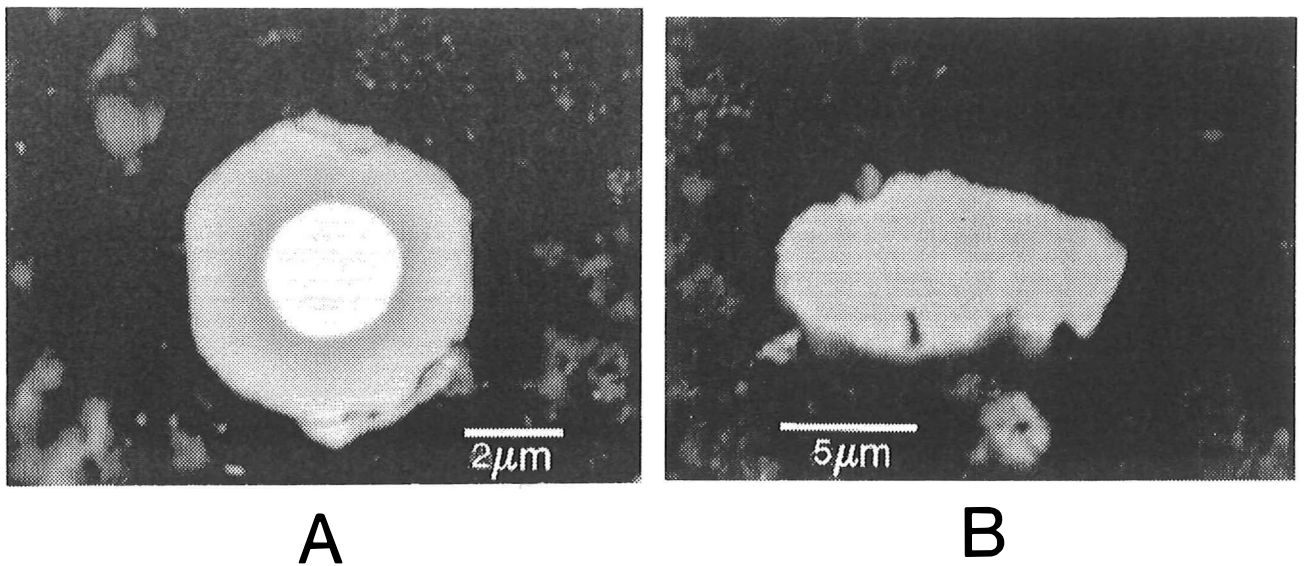
Durch den Befund, daß es sich bei den Akkretionsstaubhüllen um Solarnebelbildungen handeln muß, erlangt das Vorkommen winziger Metallkörner innerhalb *dieser* Strukturen allerdings eine elementare Bedeutung. Die innerhalb der Staubhüllen vorkommenden Metallkörner treten sowohl als Fragmente als auch in Form von isometrischen Kugelchen und idiomorphen Kristallen auf, wobei ihr Ni-Gehalt zwischen 4,5 und 6,5 Gew.% liegt. Dieser Wert ist u.a. typisch für die in Chondren zu findende Fe,Ni-Partikel. Dies unterstreicht die Primitivität der in den Staubhüllen vorkommenden Metallpartikel. Wie in Abb. 6.28 gezeigt werden konnte, sind die Metall-Körner in die Schichtsilikat-Grundmasse der Akkretionsstaubhüllen des CM-Chondriten Y-791198 eingebettet. Anhand dieser thermodynamisch extrem instabilen Paragenese läßt sich zumindest für den eben erwähnten CM-Chondrit eine wichtige Aussage treffen:

***Die Bildung der H<sub>2</sub>O-haltigen Staubhüllen-Mineralen wie Serpentin und Tochilinit in Gegenwart von metallischem Fe durch eine aquatische In-situ-Umwandlung erscheint ausgeschlossen.***

Vielmehr würde bei einem derartigen Prozeß das Metall unter dem oxidierenden Einfluß des einwirkenden H<sub>2</sub>O als Kation in die neu entstehenden Minerale eingebaut werden. Aufgrund der petrographischen Gegebenheiten kann weiterhin auch eine Metallbildung durch Reduktion der umgebenden Minerale ausgeschlossen werden.

Interessanterweise treten in den Staubhüllen von Y-791198 untergeordnet auch teilweise in Magnetit umgewandelte Metallkörner auf. Ein derartiges Korn ist in Abb. 6.50A abgebildet. Man erkennt ein isometrisches Metallkorn, welches von einem Magnetitsaum umgeben ist. Die äußere Form des Magnetits deutet entweder auf einen idiomorphen Magnetitkristall oder auf die Pseudomorphose eines idiomorphen Metallkristalls nach Magnetit hin. In derselben Staubhülle, in der das eben beschriebene teil-oxidierte Metallkorn zu finden ist, gibt es jedoch noch eine Reihe anderer winziger Metallkörner, die nicht die geringsten Anzeichen einer Oxidation aufweisen (Abb. 6.50B). Das in dieser Abbildung gezeigte Metall-Fragment befindet sich in einem Abstand von nur 50 Mikrometer zu dem in Abb. 6.50A gezeigten Metall-Magnetit-Korn. Auch dieser Befund spricht gegen eine *In-situ*-Oxidation des Metalls. Beide Metallpartikel scheinen eher als isolierte Staubkörner unter unterschiedlichen Oxidationsbedingungen in verschiedenen Regionen des Solarnebels gebildet und anschließend dem Ausgangsmaterial der Akkretionsstaubhüllen beigemischt worden zu sein.

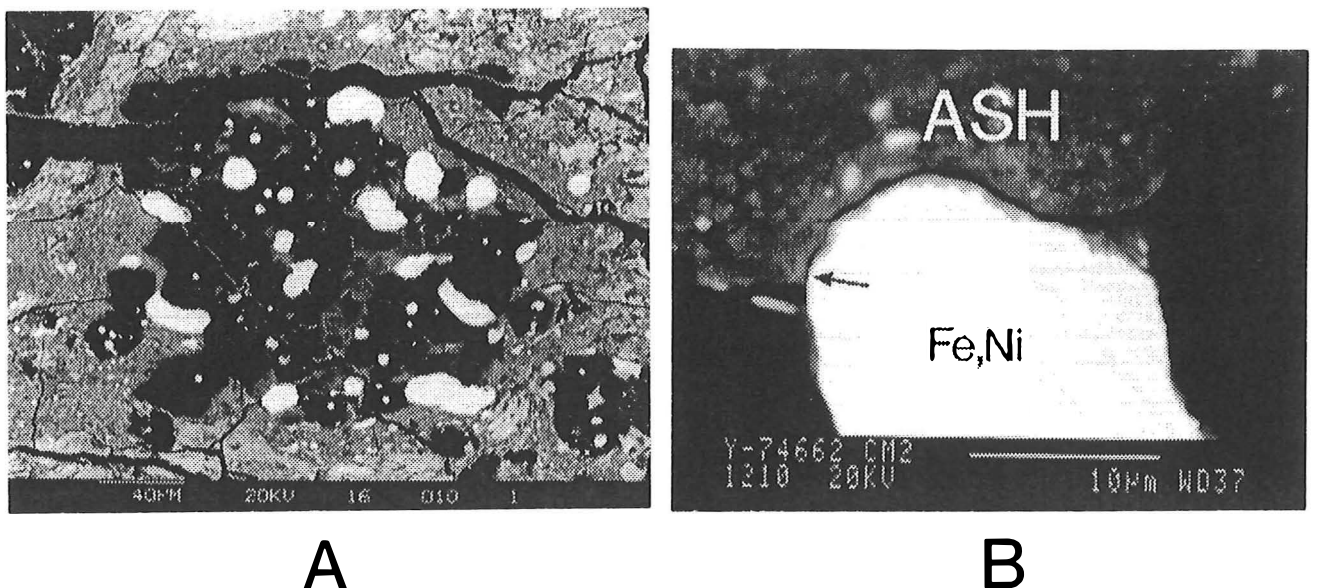
Neben den isoliert innerhalb der Staubhüllen vorkommenden Metallen gibt es auch direkte Kontaktflächen zwischen *Chondren-Metall* und Staubhüllen-Material. Die Abbildung 6.51 zeigt im linken Teil (A) ein Olivinchondrenfragment mit Akkretionsstaubhülle im CM-Chondrit Y-74662. Man erkennt eine Reihe von Chondren-Metallen, die in direktem Kontakt zur Akkretionsstaubhülle stehen. Im rechten Teil der Abbildung (B) ist ein vergrößerter Ausschnitt aus dem Kontaktflächen-Bereich zwischen Metall (Fe,Ni) und der Akkretionsstaubhülle (ASH) abgebildet. Entlang der Kontaktfläche ist zwar eine unterschiedlich dicke Magnetitschicht erkennbar, die jedoch stellenweise unterbrochen ist und in direktem Kontakt zu den Schichtsilikaten steht (Pfeil). Eine *In-situ*-Hydratisierung der bis zu 40 Mikrometer breiten Staubhülle ist auch in diesem Fall kaum vorstellbar. Die dünne unterbrochene Magnetit-Schicht ist wahrscheinlich eher das Resultat einer Oxidation im Solarnebel oder aber auch das Produkt einer terrestrischen Oxidation im antarktischen Eis.

**Abb. 6.50:**

Metallkörner innerhalb einer Akkretionsstaubhülle des CM-Chondriten Y-791198 (REM-Rückstreuerelektronenbilder). Beide Metalle finden sich in einem Abstand von 50 Mikrometern innerhalb ein und derselben Staubhülle.

**A:** Rundliches Metallkorn mit Magnetitmantel. Die äußere Form des Magnetits deutet entweder auf einen idiomorphen Magnetitkristall oder auf die Pseudomorphose eines idiomorphen Metallkristalls nach Magnetit hin. Bei dem dunklen Saum zwischen Metall und Magnetit handelt es sich um einen Aufladungseffekt am REM.

**B:** Metall-Fragment ohne Anzeichen einer Magnetitbildung.

**Abb. 6.51:**

Metallführende Olivinchondre mit Akkretionsstaubhülle im CM-Chondriten Y-74662 (REM-Rückstreuerelektronenbilder).

**A:** Ein Teil des Chondrenmetalls steht in direktem Kontakt zur Staubhülle.

**B:** Ausschnitt aus A; man erkennt die Kontaktfläche zwischen Metall (Fe,Ni) und den Schichtsilikaten der Akkretionsstaubhülle (ASH). Entlang des Kontaktes existiert eine max. 600 nm dicke Magnetitschicht, die allerdings stellenweise durchbrochen ist und direkt an die H<sub>2</sub>O-führenden Minerale angrenzt (Pfeil).

Zusammenfassend läßt sich also schließen, daß zumindest im Falle der CM-Chondrite Y-791198 und Y-74662 seit der Bildung der Akkretionsstaubhüllen kein fluides oder gasförmiges  $H_2O$  Einfluß auf die chondritischen Bestandteile genommen haben kann. Diese Feststellung läßt weitgehende Rückschlüsse auf die chemische und mineralogische Zusammensetzung derjenigen staubreichen Solarnebel-Regionen zu, in denen es zur Bildung der Staubhüllen kam. Diese Regionen müssen schon primär aus Toehilit- und Schichtsilikat-Staub bestanden haben, dem später u.a. Metallkörner beigemischt wurde. Erst nachdem diese Vermischung stattgefunden hatte, kam der Mineralstaub in Kontakt zu den Oberflächen der (teilweise  $H_2O$ -beeinflussten) grobkörnigen chondritischen Komponenten, was zur Bildung der Akkretionsstaubhüllen führte. Weiterhin kann man schließen, daß zumindest im Falle von Y-791198 und Y-74662 die Staubhüllen bei ihrer Bildung *kein  $H_2O$ -Eis* enthalten haben können, da dieses  $H_2O$  bei einer sekundären Aufschmelzung und Austreibung zur Oxidation des in Staubhüllen-Kontakt befindlichen Metalls hätte führen müssen.

Wie bereits am Anfang dieses Abschnittes erwähnt wurde, kommen Prinn and Fegley (1987, 1988) aufgrund theoretischer Berechnungen zu dem Schluß, daß die Umwandlung von Forsterit zu Serpentin innerhalb des Solarnebels kinetisch gehemmt war, da der Stabilitätsbereich von Serpentin unterhalb von 400 K liegt. Die Autoren berechnen, daß 0,1 Mikrometer große Forsterit-Körner bei einer Reaktion innerhalb des Solarnebels rund  $10^{18}$  sec. für ihre Umwandlung in Serpentin und Brucit benötigen würden; dieser Wert übersteigt die Lebensdauer des Solarnebels ( $10^{13}$  sec.) um das  $10^5$ -fache (Prinn and Fegley, 1988). Nach Berechnungen dieser Autoren finden sich die benötigten P-T-Bedingungen für eine derartige aquatische Umwandlung nur in den *Subnebeln der Riesenplaneten* wie Jupiter und Saturn. Im Falle des Jupiter-Subnebels könnte die erwähnte Reaktion bei 325 K und 0,6 bar über eine Gas-Festkörper-Reaktion in  $10^9$  sec abgelaufen sein; Forsterit-Körner bis zu einem Durchmesser von 1 mm könnten unter diesen Umständen innerhalb der Lebensdauer dieser Subnebel zu Serpentin reagieren. Da die petrographischen Befunde sowohl an Fe-reichen Olivin-Chondren als auch am Staubhüllen-Material von Y-791198 eindeutig auf eine aquatische Umwandlung *vor* der Staubhüllen-Bildung hinweisen, erhebt sich die Frage, ob derartige Umwandlungen möglicherweise mit dem Jupiter-Subnebel in bezug zu bringen sind. Theoretisch wäre die Möglichkeit gegeben, daß CM-chondritische Komponenten dem direkten Einfluß dieses benachbarten Subnebels ausgesetzt gewesen waren, bevor sie in die CM-Chondrite inkorporiert wurden. Allerdings ist dieser Punkt höchst spekulativ und problematisch, da die umgewandelten Komponenten nach der Umwandlung auch wieder der extremen Gravitation des entstehenden Jupiter entkommen sein müßten.

#### **6.4.2 Aquatische Umwandlung von Mineralen auf kleinen planetaren Körpern**

Karbonat- und Sulfatgänge, wie sie in CI-Chondriten häufig beobachtet werden, konnten während der vorliegenden Untersuchung in *keinem einzigen* der 14 untersuchten CM-Chondrite gefunden werden. Derartige Gänge können im Falle der CI-Chondrite als sicherer Beweis für die Aktivität flüssigen  $H_2O$  zumindest in Teilbereichen des CI-Mutterkörpers angesehen werden. Obwohl in einigen der untersuchten CM-Chondrite *andere* Anzeichen einer  $H_2O$ -Aktivität auch auf dem CM-Mutterkörper gefunden werden konnten (s.u.), so bedeutet das Fehlen von Karbonat- und Sulfat-Gängen doch, daß

diese  $H_2O$ -Aktivität unter  $H_2O$ -ärmeren Bedingungen als bei den CI-Chondriten stattgefunden hat. Im Falle der CI-Chondrite muß es einen  $H_2O$ -Überschuß gegeben haben, der in der Lage war, über größere Strecken lösliche Substanzen zu transportieren und anschließend wieder auszuscheiden (Karbonat- und Sulfatgänge). Im Falle der CM-Chondrite scheint das an der Umwandlung beteiligte  $H_2O$  nicht frei beweglich gewesen zu sein, sondern könnte aufgrund seiner geringen Menge möglicherweise kapillar an Hohlräume und freie Kornoberflächen gebunden gewesen sein.

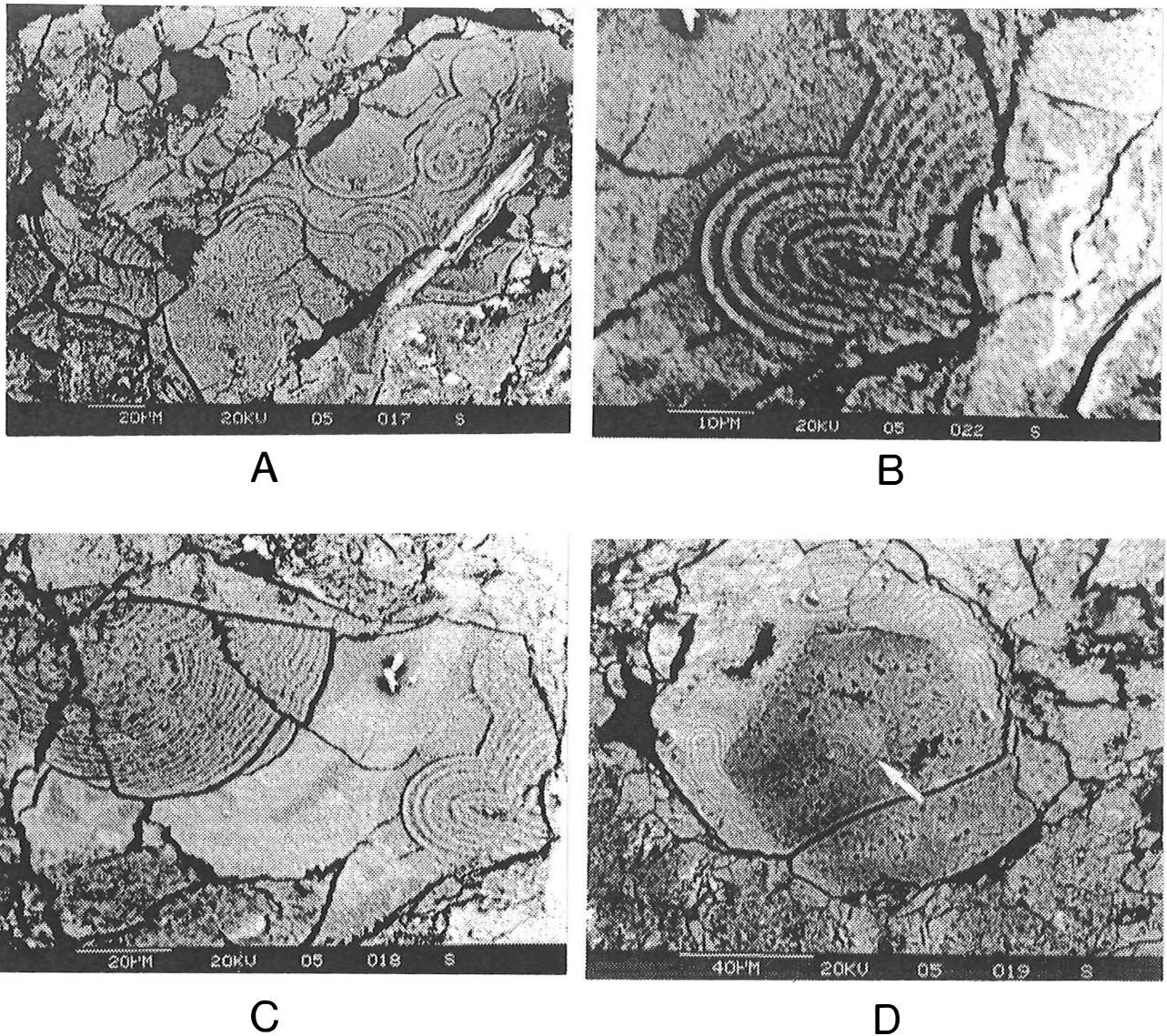
### Kolloidale Ausscheidungsstrukturen

Ein deutliches Anzeichen für die sekundäre Einflußnahme von  $H_2O$  auf Chondren konnte im CM-Chondrit ALHA 83100 gefunden werden. Innerhalb einiger dieser Chondren finden sich *kollomorphe Ausscheidungsstrukturen*, wie sie typisch sind für eine Ausscheidung aus einem Gel (Abb. 6.52). Es zeigt sich eine rhythmisch alternierende Bänderung aus hellen und dunklen Lagen, die beide annähernd eine Serpentin-Zusammensetzung aufweisen. Derartige Strukturen treten terrestrisch häufig bei Mineral-Ausscheidungen in der Nähe der Erdoberfläche auf (z. B. Manganomelan, Pyrolusit) und sind an die Mitwirkung kalter Tageswässer gebunden (Klockmann, 1978). Die Bänderung beruht auf einer rhythmischen Ausfällung der Substanzen aus dem Gel. Derartige Strukturen scheinen an die Existenz flüssigen  $H_2O$  gebunden und das Resultat einer *in situ* Umwandlung von Olivin in  $H_2O$ -haltige Phasen zu sein. In Abb. 6.14D ist ein pseudomorph erhalten gebliebener Olivin-"Kristall" zu erkennen, der vollständig in Serpentin umgewandelt und von kolloidalen Ausscheidungsstrukturen umgeben ist. Sogar im Zentrum des "Kristalls" lassen sich derartige Strukturen beobachten (Pfeil). Gleichartige kolloidale Ausscheidungsstrukturen werden von Bunch and Chang (1980) aus einer aquatisch beeinflussten Chondre im CM-Chondrit Nogoya beschrieben. Diese Autoren kommen aufgrund ihrer Befunde ebenfalls zu dem Schluß, daß es sich hierbei um das Produkt aquatischer Umwandlungserscheinungen in einem planetaren Körper handelt.

### Magnetit-Morphologien in CM-Chondriten

Magnetit kommt in einer Reihe von CM-Chondriten vor und zeigt häufig sehr interessante und aufschlußreiche Morphologien seiner chemisch sehr reinen Kristalle.

Am häufigsten tritt dieses Mineral in den am stärksten breccierten CM-Chondriten Essebi und Bells auf. Hyman and Rowe (1983) bestimmten den Magnetit-Gehalt dieser beiden CM-Chondrite mit 11 bzw. 16 Gew.%, womit der Magnetit-Gehalt dieser beiden Meteorite über dem der CI-Chondrite liegt. Alle in CM-Chondriten auftretenden Magnetit-Morphologien lassen sich auch in den CI-Chondriten finden. Die Morphologien reichen von idiomorphen Kristallen über plattenartigen Ausbildungen bis hin zu radialstrahligen Aggregaten. Am häufigsten treten Magnetite in Form von Nestern mit mehreren 100 bis mehreren 1000 idiomorphen bis xenomorphen Einzelkristallen annähernd gleicher Größe auf, die in ihrer Gesamtheit eine gerundet äußere Form ergeben. Diese Magnetit-Ausbildungen wurden von Ramdohr (1973) aus Essebi und Cold Bokkeveld als "rogenartige Massen extrem feinkörniger



**Abb. 6.52:**

Kolkolomorphe Ausscheidungsstrukturen innerhalb einer stark aquatisch beeinflussten Olivinchondre des CM-Chondriten ALHA 83100 (REM-Rückstreuelekttronenbilder). Derartige Strukturen sind charakteristisch für eine rhythmischen Ausfällung der Substanzen aus einem Gel. Gesamtchemisch zeigen die kolkolomorphen Bereiche eine Serpentin-ähnliche Zusammensetzung.

**A,B,C:** Beispiele für die kolkolomorphen Ausscheidungsstrukturen.

**D:** Pseudomorph erhaltener Olivin"Kristall" innerhalb der H<sub>2</sub>O-beeinflußten Chondre. Der ehemalige Olivin besteht aus Serpentin und ist von kolkolomorphen Ausscheidungsstrukturen umgeben. Auch im Zentrum der Pseudomorphose sind derartige Strukturen sichtbar (Pfeil).

Die Bildung der gezeigten Strukturen scheint an die Existenz flüssigen H<sub>2</sub>O gebunden und das Resultat einer *In-situ*-Umwandlung von Olivin in H<sub>2</sub>O-haltige Phasen innerhalb eines planetaren Körper zu sein.

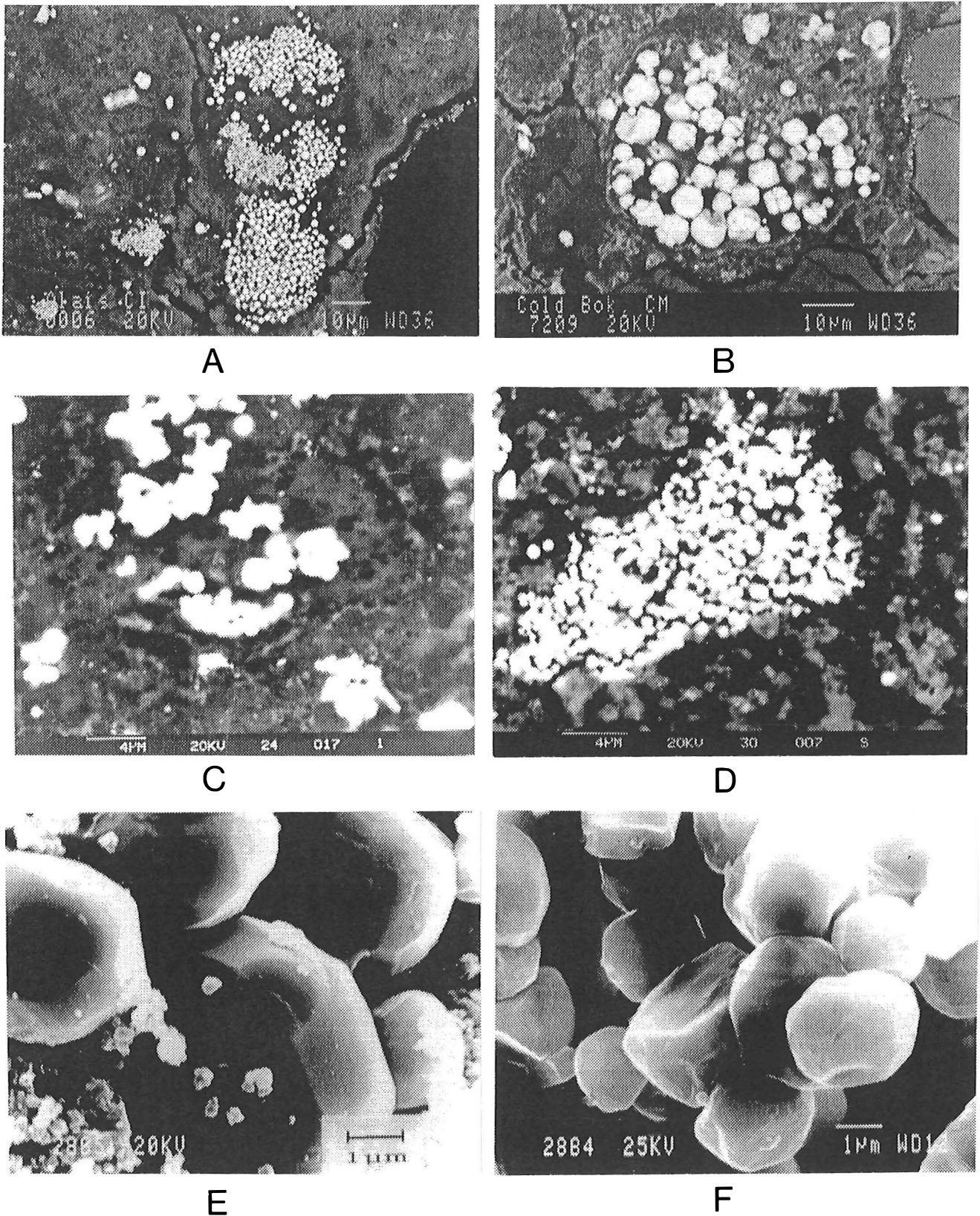


Magnetite" beschrieben. In Abb. 6.53A ist ein derartiges Magnetitnest im CI-Chondriten Alais abgebildet. Die Abbildung 6.53B zeigt zum Vergleich ein derartiges Aggregat in einem Fe-armen Primärfragment des CM-Chondriten Cold Bokkeveld. Die Abbildungen 6.53C,D zeigen analoge Zusammenballungen gleichkörniger Magnetitkristalle in einem Einschluß in Y-793321 bzw. innerhalb von Essebi.

Bei der Untersuchung eines Streupräparates des CM-Chondriten Essebi fanden sich Magnetit-Nester, deren Einzel-Kristalle eine flächenreiche idiomorphe Ausbildung zeigen (Abb. 6.53E). Aufgrund dieser idiomorphen Ausbildung der Magnetit-Kristalle ist man zunächst geneigt anzunehmen, daß es sich bei diesen Kristallen möglicherweise um Direktkondensate des Solarnebels handelt. Allerdings spricht eine Vielzahl von Argumenten gegen eine solchen Prozeß.

Kerridge et al. (1979) heben beispielsweise als Argument gegen eine Solarnebel-Entstehung der idiomorphen Magnetite hervor, daß es sehr unwahrscheinlich ist, chemisch derart reine Magnetit-Kristalle durch Kondensation im Solarnebel zu bilden. Unter Gleichgewichtsbedingungen ist eine Direktausscheidung von Magnetit nicht zu erwarten, sondern die Magnetit-Bildung müßte über eine Umwandlung bereits ausgeschiedener Fe-reicher Phasen laufen. Da diese Phasen auch andere siderophile Elemente wie Ni aufgenommen haben müßten, müßte der daraus entstehende Magnetit ebenfalls mit diesen Elementen verunreinigt sein, was nicht den realen Verhältnissen entspricht.

Neben den Magnetitnestern mit idiomorphen Kristallen finden sich auch solche, deren Einzel-Kristalle viele konkave Einbuchtungen ihrer Oberfläche zeigen (Abb. 6.53F). Betrachtet man in Abb 6.53E die Verwachsungsverhältnisse der Magnetitkristalle im rechten Bildteil, so wird der Grund für die konkave Oberflächenausbildung deutlich; man hat es scheinbar mit dichtest gepackten Bereichen von Magnetitkristallen zu tun, die sich während des Wachstums gegenseitig behinderten. Derartige gegenseitige Behinderungen des Kristallwachstums erscheinen jedoch nur bei einem hohen Auflastdruck möglich, der im Grunde *nur in einem planetaren Körper* denkbar ist. Dieser Befund spricht gegen eine Entstehung dieser Aggregate im Solarnebel und scheint ein Beleg für die H<sub>2</sub>O-Aktivität *auf dem Essebi-Mutterkörper* zu sein. Die Magnetit-Nester aus idiomorphen Kristallen könnten als analoge Bildungen unter geringeren Auflastdrücken in höheren Bereichen des Essebi-Mutterkörpers erklärt werden.



**Abb. 6.53:**

Magnetit-Morphologien in CI- und CM-Chondriten (REM-Rückstreuelektro-nenbilder).

**A:** Magnetitnest im CI-Chondrit Alais, bestehend aus Ansammlungen hunderter  $\pm$  gleichkörniger Magnetitkristalle.

**B:** Magnetitnest in einem Fe-armen Primärfragment in Cold Bokveld (CM).

**C:** Magnetitnest in einem Einschluß des CM-Chondriten Y-793321.

**D:** Magnetitnest im CM-Chondriten Essebi.

**E,F:** Morphologien der Magnetitkristalle in Essebi. Zum einen finden sich Nester aus idiomorphen, gleichkörnigen Kristallen (E), zum anderen gibt es Magnetitnester, deren Individuen eine Reihe konkaver Einbuchtungen zeigen (F).

## **7. Edelgase in CM-Chondriten: Auswertung von Literaturdaten**

Bei der Rekonstruktion der Genese meteoritischer Gesteine spielen die Edelgase, die in diesen Gesteinen enthalten sind, eine große Rolle. Sie sind wichtige Indikatoren für eine Reihe physikalischer Prozesse, die seit der Kondensation einen Einfluß auf das meteoritische Material gehabt haben. Ihre Konzentrationen und Isotopenverhältnisse lassen deshalb Rückschlüsse auf die Bildungs- und Breccierungsgeschichte dieser Meteorite zu. Da es sich bei den Edelgasgehalten in Meteoriten um sehr kleine Mengen handelt, die trotzdem mit großer Genauigkeit gemessen werden müssen, ist zur Messung ein großer gerätetechnischer Aufwand nötig. Deshalb sind weltweit nur wenige spezialisierte Labors in der Lage, derartige Messungen durchzuführen.

Die in der Literatur weit verstreuten Meßdaten von Edelgasen in Meteoriten werden in einem Zyklus von drei Jahren in Form einer Datensammlung von den Autoren Schultz und Kruse zusammengestellt. Dieses Werk ("Helium, Neon, and Argon in Meteorites; A Data Compilation") diente als Datenbasis für die Auswertung der Edelgasmessungen an CM-Gesamtgesteinen (Schultz and Kruse, 1986,1989). Die folgende Frage stand bei der Auseinandersetzung mit den vorhandenen CM-Edelgasdaten im Mittelpunkt: *Ist es möglich, Zusammenhänge zwischen den Edelgasgehalten und den Gefügen der entsprechenden Meteorite zu finden?*

Bei den in den meteoritischen Gesteinen gefundenen Edelgasen handelt es sich immer um Mischungen von Komponenten, die aus völlig unterschiedlichen und voneinander unabhängigen Quellen stammen. In den folgenden Abschnitten werden die Eigenschaften und Ursprünge dieser Edelgaskomponenten kurz erläutert.

### **7.1. Interpretation der Edelgasgehalte und -isotopien meteoritischer Gesteine**

Unter allen meteoritischen Elementen nehmen die Edelgase eine Sonderstellung ein. Da sie sehr volatil sind und keinerlei chemische Reaktionen eingehen, kondensierten sie selbst in den primitivsten Meteoriten nur unvollständig und treten hier auch nur in winzigen Bruchteilen ihrer solaren Häufigkeit auf ( $\sim 10^{-5}$  für Xe und  $\sim 10^{-9}$  für He und Ne; Anders, 1988). Allerdings ist dieser geringe Anteil an meteoritischen Edelgasen sehr fest an die Trägerminerale gebunden und läßt sich nur durch Einwirkung hoher Temperaturen freisetzen. Auch die Zerstörung der Trägerminerale durch aggressive chemische Reagenzien führt zu einer Freisetzung der Edelgase. Der Gesamtgehalt an Edelgasen variiert in den einzelnen Meteoriten erheblich. Vereinzelt treten Meteorite mit stark erhöhten Gehalten an Edelgasen auf und werden als "gasreiche" Meteorite bezeichnet. Der erste derartige Meteorit wurde bei Edelgasuntersuchungen von Gerling und Levskii (1956) entdeckt. Es handelte sich um den Aubrit Pesyanoe. Es folgte eine gezielte Suche nach solchen Meteoriten, da die Ursache dieser Variationen nicht auf Anrieb zu deuten war. Gasreiche Meteorite wurden sowohl unter den Chondriten als auch unter den Achondriten gefunden. Die gewöhnlichen Chondrite Pantar, Breitscheid, St. Mesmin und der Howardit Kapoeta seien als Beispiele genannt.

Merryhue et al. stellten 1962 erstmals fest, daß sich die Edelgase in Mineralen gasreicher Meteorite nicht gleichmäßig verteilen, sondern daß die schweren Edelgase homogen in den Körnern verteilt sind, während He und Ne auf Kornoberflächen angereichert ist. Suess et al. (1964) schlossen aus dieser Tatsache, daß der Sonnenwind, dessen Vorhandensein schon 1951 von Biermann aus besonderen Eigenschaften der Kometenschweife abgeleitet wurde, die Quelle für die auf den Kornoberflächen konzentrierten Edelgasen darstellt. Diese Theorie wurde sowohl durch direkte Messungen der Sonnenwindzusammensetzung in Apollo-Experimenten auf dem Mond (Geiss, 1973) als auch durch die Analyse des sonnenwindreichen lunaren Regoliths (Eberhardt et al., 1972) bestätigt. Es zeigte sich, daß die isotopenchemische Zusammensetzung des Sonnenwindes derjenigen der *solaren Edelgaskomponente* in gasreichen Meteoriten sehr nahe kommt.

### **7.1.1. Ursprung der meteoritischen Edelgaskomponenten**

Die Untersuchung verschiedenster Meteorite im Laufe der letzten 25 Jahre führte zu dem Schluß, daß im Prinzip folgende vier Quellen für die in Meteoriten enthaltenen Edelgase in Frage kommen:

- 1.) **Planetare Edelgase**
- 2.) **Radiogene Edelgase**
- 3.) **Kosmogene Edelgase**
- 4.) **Solare Edelgase**

Jede dieser vier Komponenten weist charakteristische Edelgas-Isotopenverhältnisse auf. Obwohl die Edelgase in Meteoriten im Prinzip ein Gemisch aus mehreren oder allen dieser Komponenten darstellen, so sind die *Anteile* der Einzelkomponenten doch anhand der charakteristischen Isotopenverhältnisse zu ermitteln. Die Anteile der Edelgaskomponenten in einem Meteoriten lassen vielfältige Rückschlüsse auf seine Genese zu. Es gibt außer den vier erwähnten noch weitere Edelgaskomponenten wie z.B. Ne-E (Black and Pepin, 1969), welche wichtige Rückschlüsse auf die Nukleosynthese der Elemente präsolarer Partikel in Chondriten zulassen, in bezug auf ihren Absolutgehalt jedoch eine untergeordnete Rolle spielen. Diese Komponenten werden deshalb im Rahmen der vorliegenden Arbeit außer Acht gelassen.

#### **7.1.1.1 Planetare Edelgase**

Der Ursprung der planetaren oder Typ-Q Edelgase wird kontrovers diskutiert. Viele Wissenschaftler gehen davon aus, daß die planetaren Edelgase den Solarnebel-Gasen entstammen und während der Kondensation in die meteoritischen Trägerkomponenten eingebaut wurden (Sabu and Manuel, 1980). Andererseits gibt es auch Anzeichen dafür, daß diese Gase innerhalb einer Molekülwolke von interstellarem Staub adsorbiert wurden (Huss and Alexander, 1987). Am plausibelsten ist die These, daß der *größte* Teil dieser Edelgase den Solarnebel-Gasen entstammt, ein kleiner Teil jedoch durch nicht

aufgeschmolzenes interstellares Material eingebracht wurde. Generell zeigen die planetaren Edelgase eine starke Fraktionierung, wobei die schweren gegenüber den leichten Edelgasen angereichert sind. Die höchste Konzentration an planetaren Edelgasen findet sich in kohligen Chondriten. Auch die gewöhnlichen Chondrite enthalten diesen Edelgastyp, wobei allerdings dessen Konzentration mit steigendem petrographischem Typ abnimmt, was sich vermutlich auf einen thermometamorph bedingten Gasverlust zurückführen läßt (Zähringer, 1968).

Über den genauen Sitz der planetaren oder Typ-Q Edelgase herrschte lange Zeit Unklarheit. Lewis et al. (1975) konnten schließlich durch ein Experiment zeigen, daß der Großteil dieser Edelgase an die anorganische Kohlenstoffkomponente gebunden ist. Sie behandelten eine Probe des CV-Chondriten Allende mit Säuren, um die Silikatfraktion zu lösen, wobei sie feststellten, daß in dem kohlenstoffreichen Residuum, welches nur 0.5 % der Ausgangsmasse darstellte, mehr als die Hälfte der Edelgase zu finden war. Deshalb wird heute allgemein akzeptiert, daß anorganischer Kohlenstoff, der einen Teil der Mineralkörner chondritischer Meteorite umgibt, der Träger der planetaren Edelgase ist (Wieler et al., 1989).

#### **7.1.1.2. Radiogene Edelgase**

Radiogene Edelgase entstehen als Folgeprodukte beim Zerfall von natürlich vorkommenden radioaktiven Isotopen innerhalb eines Meteoriten. Zum Beispiel entsteht  $^4\text{He}$  beim Zerfall von  $^{235,238}\text{U}$  und  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{Ar}$  aus  $^{40}\text{K}$  und  $^{129}\text{Xe}$  aus dem heute ausgestorbenen  $^{129}\text{J}$ . Abhängig von der Halbwertszeit des Mutterisotopes findet man heute in vielen Fällen nur noch die Tochterisotope (z.B.  $^{129}\text{Xe}$ ). Weiterhin entstehen radiogene Edelgase auch beim spontanen Zerfall schwerer Kerne wie  $^{235}\text{U}$ .

#### **7.1.1.3. Kosmogene Edelgase**

Bei der Bestrahlung von Materie mit hochenergetischer Partikelstrahlung kommt es zu sogenannten Spallationsreaktionen, wobei Atome, die von eindringenden Teilchen getroffen werden, in Isotope unterschiedlicher Ordnungs- und Massezahl zertrümmert werden. Bei diesem Prozeß entstehen unter anderem auch Edelgase, so z.B. alle drei stabilen Neon-Isotope; letztere entstehen hauptsächlich aus den Targetelementen Mg, Al, Si und Fe. Da sich die verschiedenen Meteorit-Gruppen wie z.B. kohlige Chondrite und Eisenmeteorite in bezug auf ihre gesamtchemische Zusammensetzung stark unterscheiden, variieren sowohl die Konzentrationen als auch die Isotopenverhältnisse der entstehenden kosmogenen Edelgase in den verschiedenen Meteoriten.

Meteoritisches Material kommt im Laufe seiner Genese wenigstens *einmal* unter den Einfluß derartiger Strahlung, und zwar beim Transit des Meteoroiden von seinem Mutterkörper zur Erde. Während dieser Zeit wird es der sogenannten kosmischen Strahlung ausgesetzt, die zum größten Teil aus hochenergetischen Protonen besteht. Der Fluß dieser Teilchen liegt bei etwa 3 Protonen pro  $\text{cm}^2$  und

Sekunde, wobei sie eine kinetische Energie von mindestens 1 GeV/Kern besitzen. Die Eindringtiefe der Strahlung in meteoritisches Material liegt, abhängig von der Energie der eindringenden Teilchen, im Bereich von Zentimetern bis Metern. (Walker, 1980).

Neben der erwähnten Bestrahlung von meteoritischem Material während des Transits ist auch eine sogenannte Vorbestrahlung einzelner Fragmente innerhalb chondritischer Breccien nachgewiesen worden (Schultz, 1979). Dies bedeutet, daß diese Fragmente für eine gewisse Zeit an der direkten Oberfläche eines Planetoiden (wahrscheinlich als Bestandteil eines Regoliths) der kosmischen Strahlung ausgesetzt gewesen sind. Ähnliche Beobachtungen lassen sich auch an Gesteins- und Mineralfragmenten innerhalb des lunaren Regoliths machen.

#### **7.1.1.4. Solare Edelgase**

##### **a) Sonnenwind**

Der Sonnenwind ist ein kontinuierlicher Strom geladener Partikel, der ständig von der Sonne emittiert wird. In diesem Strom finden sich alle Elemente, die in der äußeren Schicht unserer Sonne, der Photosphäre, spektroskopisch zu beobachten sind, u.a. die Edelgase. Die Isotopenverhältnisse dieser solaren Komponente, besonders die des Neons, unterscheiden sich deutlich von denen anderer Edelgaskomponenten. Die Elementverhältnisse im Sonnenwind wurden direkt mit Hilfe von Raumsonden (He/H, O/H, Si/H, Fe/H; Bame et al., 1983) und Experimenten auf der Mondoberfläche (Ne/He, Ar/He; Geiss, 1973) bestimmt. Es zeigte sich, daß diese Verhältnisse im Rahmen des Meßfehlers identisch sind mit den spektroskopischen Analysen der solaren Photosphäre. Hieraus läßt sich schließen, daß es bei der Emission der Sonnenwindionen zu keiner massenabhängigen Verschiebung der Elementverhältnisse kommt (siehe z.B. Caffee et al., 1988). Die hohe thermische Energie der solaren Photosphäre befähigt die Ionen zu einer starken Beschleunigung. Dieser Strom an Ionen und Elektronen führt in einer Entfernung von 1 AU zu einem Partikelfluß von  $3 \cdot 10^8$  Protonen/cm<sup>2</sup> pro Sekunde, wobei die Sonnenwindionen eine einheitliche Geschwindigkeit von  $\sim 400$  km/s im Bereich von 1 AU besitzen (siehe z.B. Caffee et al., 1988).

##### **b) Solar Energetic Particles (SEP's)**

Neben dem kontinuierlich fließenden "normalen" Sonnenwind existiert eine zweite solare Komponente, die sogenannten "solar energetic particles" oder SEP's (z.B. Caffee et al., 1988). Hierbei handelt es sich um einen Partikelstrom, dessen Quelle die sogenannten "solar flares" darstellen, womit zeitlich unregelmäßige Ausbrüche auf der Sonnenoberfläche gemeint sind. Bei diesen Prozessen entstehen Ionen im Energiebereich zwischen 100 und 1000 MeV. Die Verhältnisse einzelner Elemente zueinander variieren sowohl innerhalb ein und desselben Ausbruches als auch zwischen verschiedenen Ausbrüchen. Die Isotopenverhältnisse der SEP-Ionen, vor allem des Neons, unterscheiden sich deutlich von denen des "normalen" Sonnenwindes (vgl. Tab. 7.3).

Wenn im folgenden von "solaren" Edelgasen die Rede sein wird, so ist hiermit immer die solare Edelgaskomponente gemeint, die in meteoritischen Breccien gefunden wird (s. Tab. 7.3). Bei dieser

Komponente dürfte es sich um die im zeitlichen Mittel durch die Sonnenemissionen in meteoritisches Material eingebrachten Edelgasisotope handeln. Dies bedeutet, daß sowohl der "normale" Sonnenwind als auch die SEP-Strahlung an der Bildung dieser Komponente beteiligt waren. Beide Komponenten der Sonnenemissionen sind beim Auftreffen auf feste Materie in der Lage, in die äußersten Schichten des Materials einzudringen. "Normaler" Sonnenwind dringt einige 100 Å in die Oberfläche ein, SEP's zeigen Eindringtiefen bis in den Zentimeter-Bereich (Walker, 1980). Aufgrund dieser Tatsache ist es möglich, solare Gase in Meteoriten wiederzufinden. Normalerweise würde es nach einiger Zeit zu einer Sättigung der an der Oberfläche eines Mutterkörpers exponierten Gesteine an solaren Gasen kommen. Dieser Sättigungseffekt kommt dadurch zustande, daß der Anteil an neu eindringenden Ionen die Austreibung eines gleich großen Anteils bereits implantierter Gasatome bewirkt. Aufgrund dieses Effektes ist die Anreicherung solarer Gase auf der Mutterkörperoberfläche stark limitiert. Bei der Bildung der gasreichen Meteorite spielt jedoch ein weiterer Faktor eine große Rolle, nämlich die Aufarbeitung und Umwälzung der Oberfläche durch ein ständiges Bombardement kleiner Körpern, was zur Bildung eines Oberflächenregoliths führt. Auf diese Weise gelangt immer neues Material an die Oberfläche und ist in der Lage, bis zur Sättigung solare Gase aufzunehmen. Gleichzeitig wird gasbeladenes Material in größere Tiefen untergemischt, so daß letztendlich die Schicht, in der sich solare Gase finden, eine Dicke von mehreren Metern erreichen kann. Bei den gasreichen Meteoriten handelt es sich um Material, welches aus solchen oberflächlichen Regolithschichten stammt. Der Zusammenhang zwischen Regolithbildung und Anreicherung von solaren Gasen führt zu einer wichtigen strukturellen Eigenschaft der gasreichen Meteorite; bei diesen Gesteinen muß es sich *immer* um Breccien handeln, die in ihrer feinkörnigen klastischen Matrix eine Anreicherung an solaren Gasen erfahren haben. Im Falle der gasreichen gewöhnlichen Chondrite konnte gezeigt werden, daß es sich bei diesen Meteoriten tatsächlich immer um brecciertes Material handelt (z.B. Schultz, 1979; Bischoff et al., 1983). Die vorliegende Arbeit weitet diese Studien auf die CM-Chondrite aus. Wie in Abschnitt 7.2.3 der vorliegenden Arbeit gezeigt wird, handelt es sich bei allen mit solaren Gasen angereicherten CM-Chondriten ebenfalls um chondritische Breccien.

## **7.2. Edelgasgehalte in CM-Chondriten**

Alle im vorigen Abschnitt beschriebenen Eigenschaften der meteoritischen Edelgase lassen sich prinzipiell in allen Arten von Steinmeteoriten, also auch in CM-Chondriten beobachten. In einigen Meteoritenklassen, wie z.B. den Diogeniten, lassen sich allerdings keine *solaren* Gase finden, da dieses Material scheinbar nie Bestandteil eines planetaren Regoliths gewesen ist.

Ein zentraler Punkt bei der Interpretation der Edelgas-Gehalte in CM-Chondriten ist die Frage nach dem Sitz der solaren Gase in diesen Proben. Da bislang keine Differenzierung zwischen Akkretionsstaubhüllen und PCP-reichen Fragmenten einerseits und zwischen Primärfragmenten und klastischer Matrix andererseits getroffen wurde, fehlen natürlich separate Edelgasmessungen für diese Komponenten. Wie sich im weiteren Verlauf dieses Kapitels zeigen wird, wären solche Messungen von elementarer Bedeutung im Hinblick auf die Rekonstruktion der Genese der CM-Chondrite. Allerdings

existiert eine Reihe von *Gesamtgesteinsmessungen* an verschiedenen CM-Chondriten. Deshalb liegt es nahe, anhand *dieser* Messungen nach Zusammenhängen zwischen den in dieser Arbeit ermittelten petrographischen Daten und den gemessenen Edelgasgehalten zu suchen. In den folgenden Abschnitten werden die Ergebnisse dieser Untersuchung dargestellt.

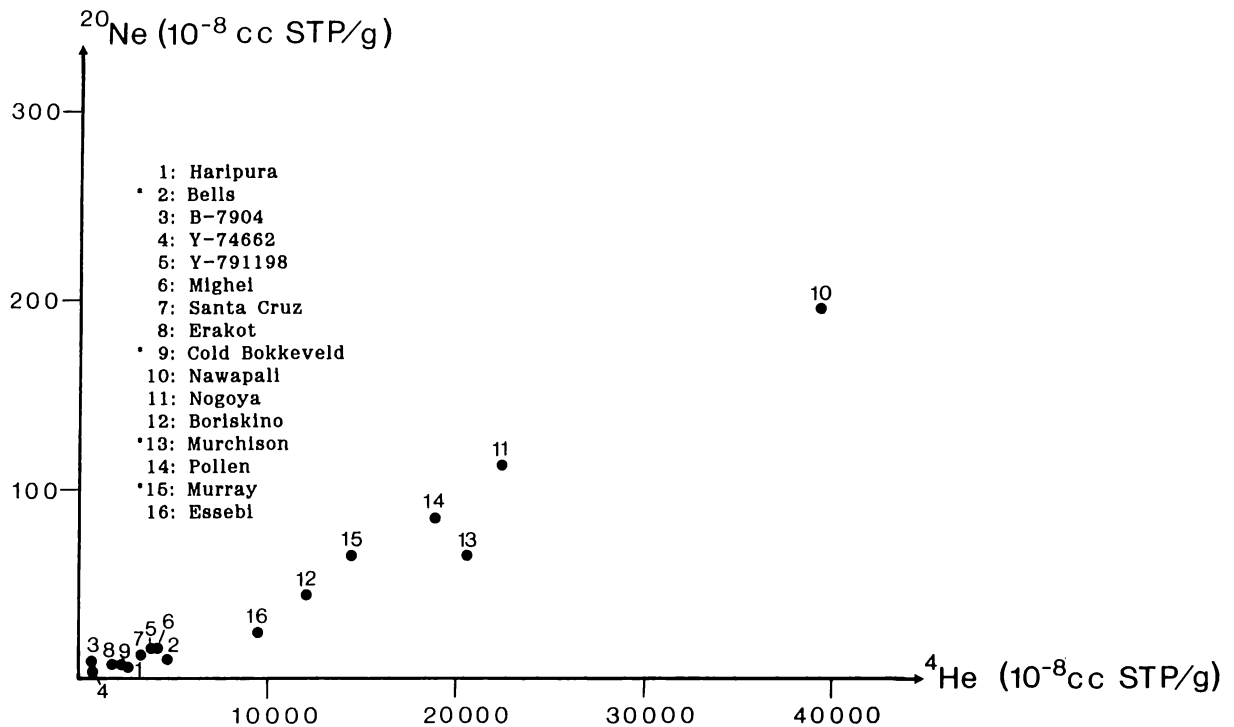
### **7.2.1. Gehalte der Helium-, Neon- und Argon-Isotope in CM-Chondriten**

Um einen ersten Überblick über die Edelgaskonzentrationen und -isotopien in der Gruppe der CM-Chondrite zu bekommen, wurden für die verschiedenen CM-Chondrite die Mittelwerte der einzelnen Edelgasisotope aus allen verfügbaren Gesamtgesteinsmessungen berechnet. Die Datenzusammenfassung von Schultz and Kruse (1986, 1989) diente als Datenbasis. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Tabelle 7.1 zusammengefaßt. Die zweite Spalte dieser Tabelle gibt die Anzahl der Messungen an, die zur jeweiligen Mittelwertberechnung beigetragen haben. Die maximal gemessene Anzahl an Gesamtgesteinsmessungen pro Meteorit beträgt 8 (Mighei). Bei einigen Meteoriten erübrigte sich eine Mittelwertberechnung, da in diesen Fällen nur jeweils eine einzige Messung vorliegt. Die geringe Anzahl von Messungen pro Meteorit wirft natürlich die Frage auf, wie repräsentativ diese wenigen Messungen für den Gesamtmeteoriten sind und in wieweit die einzelnen Mittelwerte miteinander vergleichbar sind. Da im folgenden ein Teil der in der Tabelle gelisteten Zahlenwerte für weitergehende Berechnungen benutzt wird, kann man schließen, daß alle hieraus resultierenden Zahlenwerte zwar im Rahmen der zur Verfügung stehenden Basisdaten korrekt berechnet sind, daß ihnen aber trotzdem mangels ausreichender Statistik relativ hohe Unsicherheiten anhaften. Allerdings wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels deutlich, daß man aufgrund dieser errechneten Zahlenwerte trotzdem in der Lage ist, elementare Zusammenhänge zwischen Edelgasgehalten und -isotopien und den petrographischen Befunden an CM-Chondriten aufzuzeigen. Bei der Betrachtung der Daten in Tabelle 7.1 fällt sofort ins Auge, daß es Proben gibt, die nur geringe Gehalte an Edelgasen wie z.B.  $^4\text{He}$  aufweisen, im Gegensatz zu solchen Proben, die deutlich erhöhte Gehalte fast aller Edelgas-Isotope aufweisen (z.B. Nawapali). Bei den letztgenannten Proben handelt es sich um die in der Einleitung zu diesem Kapitel bereits erwähnten gasreichen Meteorite, deren erhöhte Edelgasgehalte auf die Einlagerung von Sonnenwind- und SEP-Ionen zurückzuführen sind. Besonders markant ist daher die Erhöhung des Gehaltes derjenigen Isotope, die in den Sonnenwindemissionen zu einem hohen Prozentsatz vertreten sind, wie z.B.  $^4\text{He}$  und  $^{20}\text{Ne}$ . In Abbildung 7.1 sind für alle betrachteten CM-Chondrite die mittleren Gehalte dieser beiden Isotope gegeneinander aufgetragen. Man erkennt in diesem Diagramm, daß ungefähr die Hälfte der CM-Chondrite erhöhte Anteile an diesen Isotopen aufweist. Die  $^{20}\text{Ne}$ -Werte der in diesem Diagramm mit einem Stern (\*) gekennzeichneten Proben weichen von den  $^{20}\text{Ne}$ -Werten in Tabelle 7.1 etwas ab. Der Grund hierfür liegt in der Tatsache, daß in diesem Diagramm nur solche Messungen zur Bildung der  $^{20}\text{Ne}$ - und  $^4\text{He}$ -Mittelwerte berücksichtigt wurden, bei denen in ein und demselben Probenbereich beide Isotope gemessen wurden. Durch diesen Auswahlprozeß wird z.B. verhindert, daß ein gasreicher Probenbereich, von dem nur der  $^4\text{He}$ -Gehalt bekannt ist, den  $^4\text{He}$ -Mittelwert des entsprechenden Meteoriten erhöht, mangels Daten aber nicht den korrespondierenden  $^{20}\text{Ne}$ -Mittelwert. Dies würde zu einer Verfälschung der Mittelwert-Verhältnisse führen. Im Gegensatz hierzu wurden für die reinen Mittelwertbildungen der



**Tab. 7.1:** Mittelwerte aller bisher veröffentlichten Edelgasmessungen an CM-Gesamtgesteinen. Die Werte wurden der Datenzusammenstellung von Schultz and Kruse (1986,1989) entnommen.  
 \* Der Nogoya-Wert stellt den Mittelwert aus 6 einzelnen Messungen von Nogoya-Separaten dar (vgl. Text).  
 n = Anzahl der Gesamtsteinsmessungen pro Meteorit  
 n.a. = nicht analysiert  
 Konzentrationsangaben in  $[10^{-8} \text{ cc STP/g}]$

Meteorit	n	$^3\text{He}$	$^4\text{He}$	$^{20}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}$	$^{36}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}$
<u>Haripura</u>	2	0.42	2495	8.06	0.07	1.07	30.90	6.11	609
<u>Bells</u>	2	n.a.	4700	10.81	0.13	1.48	88.10	16.62	971
<u>B-7904</u>	1	0.86	748	9.13	0.29	1.45	59.70	11.30	130
<u>Y-74662</u>	1	0.78	849	3.38	0.12	0.53	26.96	5.13	993
<u>Y-791198</u>	1	3.20	3919	16.88	0.83	2.95	71.52	13.73	197
<u>Mighei</u>	8	2.63	3985	16.33	0.76	2.70	68.54	12.91	1072
<u>SantaCruz</u>	3	5.19	3270	13.07	1.74	3.34	47.40	10.33	1455
<u>Erakot</u>	2	5.33	1805	8.40	1.55	2.72	38.20	7.95	1285
<u>Cold Bok.</u>	6	0.50	2348	75.27	0.35	6.77	20.05	5.61	385
<u>Nawapali</u>	5	9.50	39366	197.52	0.67	17.89	42.82	8.94	778
<u>Nogoya</u>	1*	7.19	22393	114.30	0.37	9.96	47.48	11.07	1102
<u>Boriskino</u>	5	3.33	12022	44.64	0.30	4.38	58.10	11.04	1170
<u>Murchison</u>	3	n.a.	20595	72.63	0.51	6.84	54.35	10.29	1660
<u>Pollen</u>	2	8.91	18765	85.50	0.64	7.90	74.50	15.85	572
<u>Murray</u>	6	6.69	14408	64.98	1.31	7.30	92.78	17.55	535
<u>Essebi</u>	1	3.70	9500	22.70	0.66	2.84	55.10	10.20	790



**Abb. 7.1:**

Variation der Gehalte an  $^{20}\text{Ne}$  und  $^4\text{He}$  in CM-Chondriten. Die Daten repräsentieren die Mittelwerte aller veröffentlichten Gesamtgesteinsmessungen der jeweiligen Meteorite (s. Tab. 7.1).

Es fällt auf, daß es zum einen eine Reihe von Proben gibt, die in der Nähe des Diagramm-Ursprungs liegen und somit relativ gasarm sind (1-9), zum anderen aber auch solche, die erhöhte Gehalte beider Edelgas-Isotope aufweisen (10-16). Bei den letztgenannten Proben handelt es sich um sog. gasreiche Meteorite.

Die  $^{20}\text{Ne}$ -Werte der mit einem \* gekennzeichneten Proben weichen von den in Tab. 7.1 aufgelisteten Werten ab, da in diesem Diagramm nur solche Messungen berücksichtigt werden, bei denen sowohl  $^{20}\text{Ne}$  als auch  $^4\text{He}$  gleichzeitig, d.h. in ein und demselben Probenbereich gemessen wurden (vgl. Text).

Tabelle 7.1 auch solche Messungen berücksichtigt, die nur eines der beiden aufgeführten Isotope erfassen. Bezugnehmend auf die Tabelle 7.1 fällt eine hohe Variationsbreite der  $^3\text{He}$ -Gehalte in den CM-Chondriten auf. Im Falle der gasreichen Proben sind die hohen Werte durch solares  $^3\text{He}$  bedingt, im Falle von Santa Cruz und Erakot ist der hohe Gehalt an diesem für Spallationsreaktionen typischen Produkt-Isotop ein Zeichen langer Bestrahlung mit hochenergetischen Protonen. Dies wird im Falle der letztgenannten beiden Proben auch durch entsprechend hohe Gehalte an dem für Spallationsreaktionen ebenfalls typischen Produktisotop  $^{21}\text{Ne}$  deutlich.

### 7.2.2. Ermittlung der Absolutgehalte an planetarem, kosmogenem und solarem Neon in CM-Chondriten

Wie bereits erwähnt wurde, handelt es sich bei den in Meteoriten gefundenen Edelgasen stets um Mischungen der verschiedenen Komponenten wie planetaren, kosmogenen und solaren Edelgasen. Für die Interpretation der Meßergebnisse ist es aber notwendig, die *prozentualen Anteile* und *Absolutgehalte* der einzelnen Komponenten zu kennen. Zur Ermittlung dieser Daten eignet sich am besten das Edelgas Neon, da die verschiedenen Edelgaskomponenten in den Isotopenverhältnissen eben dieses Elementes die größten Unterschiede aufweisen und von daher am besten voneinander zu unterscheiden sind. Außerdem existiert keine radiogene Neon-Komponente, da keines der stabilen Ne-Isotope am Ende der Zerfallsreihe eines radioaktiven Isotopes steht. Betrachtet werden die drei stabilen Isotope des Neons; dies sind  $^{20}\text{Ne}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  und  $^{22}\text{Ne}$ . In der irdischen Atmosphäre treten diese in einem Mengenverhältnis von 90.51 ( $^{20}\text{Ne}$ ) zu 0.27 ( $^{21}\text{Ne}$ ) zu 9.22 ( $^{22}\text{Ne}$ ) Atom% auf (Heath, 1982).

In Tabelle 7.2 sind die Absolutgehalte der drei stabilen Neon-Isotope sowie die Isotopenverhältnisse für jede einzelne CM-Gesamtgesteinsmessung angegeben. Um einen ersten *qualitativen* Überblick über die Mischungsverhältnisse der einzelnen Neon-Komponenten in den verschiedenen CM-Meteoriten zu erhalten, eignet sich die Eintragung der Daten in ein sogenanntes Drei-Isotopen-Diagramm, in dem die Neon-Isotopenverhältnisse  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  und  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  gegeneinander aufgetragen sind. Abbildung 7.2 zeigt die Neon-Daten der verschiedenen CM-Chondrite in Form der eben erwähnten Drei-Isotopen-Diagramme. Jeder Punkt in diesen Diagrammen entspricht einer einzelnen Neon-Gesamtgesteinsmessung. Die drei wichtigsten Neon-Komponenten "Planetar" (PL), "Kosmogen" (K) und "Solar" (SO) sind als Eckpunkte eines Dreiecks eingetragen, in welchem jeder Meßpunkt liegen muß, wenn die gemessene Probe eine Mischung ausschließlich dieser drei Edelgas-Komponenten enthält. Man erkennt, daß viele der Messungen diese Bedingung erfüllen. Allerdings liegen einige Meßpunkte unterhalb der Mischungslinie Planetar-Kosmogen. Zum einen könnte man es hier möglicherweise mit einer zusätzlich beigemischten Neon-Komponente wie dem bereits erwähnte Neon-E zu tun haben, zum anderen könnte der Grund für diese Abweichungen auch in der graphischen Darstellungsweise der Abb. 7.2 zu suchen sein, denn im Falle des "Kosmogen"-Punktes handelt es sich in der Realität um eine *Linie*, da das 21/22-Verhältnis des Neons von den jeweiligen Abschirmungsbedingungen der einzelnen Probenbereiche innerhalb des Meteoroiden abhängt (Tiefeneffekt). Würde man die beiden Endpunkte dieser "Kosmogen"-Linie mit dem "Planetar"-Punkt verbinden, so lägen viele der abweichenden Meßdaten wieder im Mischungsfeld.

Weiterhin ist aus Abbildung 7.2 ersichtlich, daß es charakteristische Unterschiede zwischen den Neon-Gehalten der verschiedenen CM-Meteorite gibt. Diese Unterschiede sind das Resultat einer unterschiedlichen Genese der verschiedenen Proben. Es gibt Meteorite, die fast ausschließlich planetare Edelgase enthalten (z.B. Haripura und Bells), die also nach der Akkretion nie unter den Einfluß der Sonnenemissionen gekommen sind und auch nur kurze Zeit unter dem Einfluß der kosmischen Strahlung gestanden haben. Weiterhin gibt es Proben wie Santa Cruz und Erakot, die ebenfalls kein solares Neon aufweisen, aber einen hohen Anteil an kosmogenem Neon zeigen, was auf eine längere Einwirkung kosmischer Strahlung hindeutet. Das Neon in Meteoriten wie Nawapali setzt sich

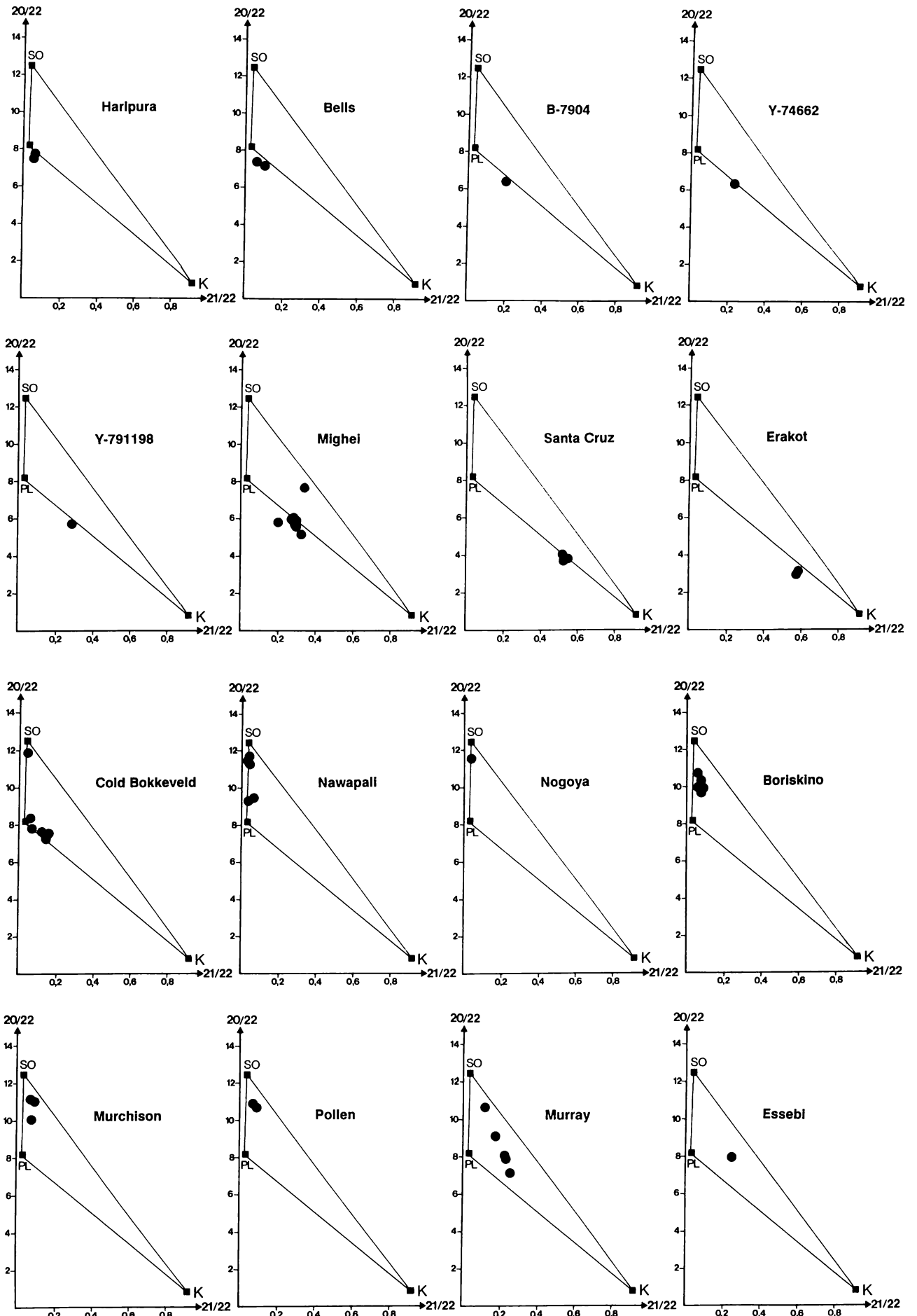
Meteorit		[10 <sup>-8</sup> cc STP/g]				<u>20</u>	<u>21</u>	Autor
		20	21	22	ΣNe	22	22	
<u>Haripura</u>	A	8.20	0.07	1.10	9.37	7.46	0.064	1
	B	7.92	0.06	1.03	9.01	7.46	0.058	1
<u>Bells</u>	A	11.90	0.11	1.61	13.62	7.39	0.068	2
	B	9.71	0.14	1.35	11.20	7.19	0.104	2
<u>B-7904</u>	A	9.13	0.29	1.45	10.87	6.30	0.200	7
<u>Y-74662</u>	A	3.38	0.12	0.53	4.03	6.40	0.229	8
<u>Y-791198</u>	A	16.88	0.83	2.95	20.66	5.72	0.282	8
<u>Mighei</u>	A	12.30	0.65	2.20	15.15	5.59	0.296	4
	B	14.90	0.67	2.48	18.05	6.01	0.270	9
	C	14.90	0.67	2.49	18.06	5.98	0.269	10
	D	21.30	0.72	3.67	25.69	5.80	0.196	11
	E	12.50	0.77	2.44	15.71	5.12	0.316	11
	F	14.20	0.74	2.50	17.44	5.68	0.296	1
	G	27.50	1.22	3.60	32.32	7.46	0.339	12
	H	13.00	0.65	2.20	15.85	5.91	0.296	6
<u>Santa Cruz</u>	A	12.50	1.60	3.12	17.22	4.01	0.513	1
	B	13.00	1.78	3.37	18.15	3.86	0.528	1
	C	13.70	1.85	3.52	19.07	3.89	0.526	1
<u>Erakot</u>	A	8.30	1.52	2.65	12.47	3.13	0.574	1
	B	8.50	1.58	2.78	12.86	3.06	0.568	1
<u>Cold Bokk.</u>	A	17.90	0.35	2.46	20.71	7.28	0.142	3
	B	10.00	0.08	1.30	11.38	7.69	0.062	4
	C	7.16	0.11	0.94	8.21	7.62	0.117	1
	D	7.56	0.15	1.00	8.71	7.56	0.150	1
	E	399.00	1.33	33.77	434.03	11.84	0.040	5
	F	10.00	0.07	1.20	11.27	8.33	0.058	6
<u>Nawapali</u>	A	124.00	0.44	10.90	135.34	11.38	0.040	1
	B	423.00	1.43	36.70	461.13	11.53	0.039	1
	C	171.00	0.60	18.30	189.90	9.34	0.033	1
	D	252.00	0.78	21.70	274.48	11.61	0.036	1
	E	17.60	0.12	1.85	19.57	9.51	0.065	1
<u>Nogoya</u> *	A	153.92	0.48	13.26	167.66	11.61	0.036	3 13
<u>Boriskino</u>	A	35.00	0.24	3.38	38.62	10.36	0.071	11
	B	61.00	0.34	5.69	67.03	10.72	0.060	11
	C	27.00	0.23	2.72	29.95	9.93	0.085	11
	D	47.20	0.35	4.80	52.35	9.83	0.073	1
	E	53.00	0.32	5.30	58.62	10.00	0.060	1
<u>Murchison</u>	A	46.40	0.38	4.22	51.00	11.00	0.090	14
	B	84.30	0.54	7.61	92.45	11.08	0.071	14
	C	87.20	0.62	8.69	96.51	10.04	0.071	5
<u>Pollen</u>	A	87.00	0.61	8.00	95.61	10.88	0.076	1
	B	84.00	0.67	7.80	92.47	10.77	0.086	1
<u>Murray</u>	A	39.90	1.13	5.03	46.06	7.93	0.225	15
	B	40.70	1.10	5.10	46.90	7.98	0.216	4
	C	148.00	1.53	13.90	163.43	10.65	0.110	1
	D	65.20	2.22	9.07	76.49	7.19	0.245	16
	E	54.50	1.00	6.00	61.50	9.08	0.167	17
<u>Essebi</u>	A	22.70	0.66	2.84	26.20	7.99	0.232	1

**Tab. 7.2:** Aufstellung aller bisher veröffentlichten Ne-Isotopen-Messungen von CM-Gesamtgesteinsproben. Die Werte wurden der Datenzusammenstellung von Schultz and Kruse (1986, 1989) entnommen.

\* Der Nogoya-Wert stellt den Mittelwert aus 6 einzelnen Messungen von Nogoya-Separaten dar (vgl. Text).

Autoren:

- 1) Mazor et al. (1970); 2) Zadnik (1985); 3) Black (1972); 4) Kirsten et al. (1963); 5) Smith et al. (1978); 6) Zähringer (1962); 7) Nagao et al. (1984); 8) Nagao, pers. Mitteilung; 9) Leviskii et al. (1971); 10) Leviskii (1972); 11) Leviskii (1979); 12) Vinogradov and Zadorozhnyi (1964); 13) Heyman and Mazor (1967); 14) Bogard et al. (1971); 15) Hintenberger et al. (1964); 16) Reynolds (1960); 17) Stauffer (1961)



**Abb. 7.2:**

Drei-Isotopen-Diagramme aller in der Datenzusammenfassung von Schultz and Kruse (1986,1989) aufgelisteten Neon-Gesamtgesteinsmessungen von CM-Meteoriten (s. Tab 7.2).

SO = Solares Neon; PL = Planetares Neon; K = Kosmogenes Neon

überwiegend aus planetaren und solaren Anteilen zusammen. Zuletzt gibt es Proben wie Boriskino, Murchison, Pollen und Murray, deren Neon eine Mischung aus allen drei erwähnten Komponenten darstellt, und deren Daten inmitten des von den drei Komponenten aufgespannten Dreiecks fallen. Diese Proben sind nach der Einlagerung der planetaren Komponente bei der Kondensation sowohl unter den Einfluß der Sonnenemissionen als auch der kosmischen Strahlung geraten.

Um nun von dieser rein qualitativen Betrachtung zu einer quantitativen Ermittlung der prozentualen Anteile und Absolutgehalte der verschiedenen Neon-Komponenten zu gelangen, wurden die Mittelwerte der drei Neon-Isotope (Tab. 7.2) für jeden CM-Chondriten in ein Mischungsrechnungsprogramm eingegeben. Dieses Programm ist in der Lage, durch eine multivariante Regressionsanalyse die (atom)prozentualen Anteile und somit die Absolutgehalte der drei wichtigsten Neon-Komponenten für die einzelnen Meteorite zu ermitteln. Benutzt wurde das sogenannte HMX-Mischungsrechnungsprogramm von Stöckelmann und Reimold (1985). Die Neon-Isotopenverhältnisse der drei Neon-Komponenten "Planetar" (PL), "Kosmogen" (K) und "Solar" (SO) wurden dem Programm in Form von (atom)prozentualen Anteilen an  $^{20}\text{Ne}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  und  $^{22}\text{Ne}$  eingegeben (Tabelle 7.3). Diese Daten dienten als Eckwerte für die Berechnung der Anteile und Absolutgehalte an eben diesen Neon-Komponenten in den gemessenen Probenbereichen. Die Neon-Daten der verschiedenen CM-Chondrite wurden dem Programm ebenfalls in Form von prozentualen Anteilen der drei Neon-Isotope eingegeben. Diese Anteile wurden aus den in Tabelle 7.2 aufgelisteten Mittelwerten errechnet. Die Ergebnisse dieser Mischungsrechnung sind in Tabelle 7.4 aufgelistet. In den ersten drei Spalten dieser Tabelle sind die vom Programm für jeden CM-Chondriten ermittelten mittleren (Atom)prozentualen Anteile der drei Neon-Komponenten aufgelistet. In der Spalte "Sq.  $\xi$ " ist die sogenannte "Quadratsumme der Residuen" aufgelistet, ein Maß für die Güte einer Berechnung. Je größer dieser Wert ist, umso größer ist der Anteil an Residuen, d.h. an Komponenten, die nicht als Eckpunkte eines Mischungspolygons vorgegeben sind. Zum Beispiel würde eine beigemischte Neon-Komponente, deren Isotopenverhältnisse dem Programm vor der Berechnung nicht eingegeben wurde (z.B. Ne-E), den "Sq.  $\xi$ "-Wert erhöhen, da das Programm diese Fremdkomponente nicht kennt und sie als "Residuum" am Ende der Berechnung "übrig" behalten würde. Dies läßt sich auch anhand der vorliegenden Berechnungen zeigen. Wie bereits in Abbildung 7.2 dargestellt, liegen die Neon-Daten einiger CM-Chondrite (z.B. Bells, Erakot) unterhalb des Mischungsdreiecks PL-K-SO, was möglicherweise auf eine geringe Beimischung einer Fremdkomponente wie Ne-E zurückzuführen ist. Deshalb müßten die "Sq.  $\xi$ "-Werte z.B. für diese Proben erhöht sein, was bei einem Blick auf Tabelle 7.4 auch tatsächlich ersichtlich ist.

Aus den in Tabelle 7.4 aufgelisteten durchschnittlichen Neon-Gesamtgehalten, die sich aus den Daten der Tabelle 7.1 ergeben, wurden die Absolutgehalte an solarem (SO), planetarem (PL), kosmogenem (K) Neon ermittelt. Diese Werte sind in den drei letzten Spalten der Tabelle 7.4 gelistet. Im Vergleich zu Abbildung 7.2 erkennt man, daß diese Daten die vorher schon qualitativ erkennbaren Neon-Komponentenverhältnisse bestätigen und quantifizieren. Weiterhin wurden unter Berücksichtigung der Isotopenverhältnisse der drei Neon-Komponenten (s. Tab. 7.3) aus den Absolutgehalten dieser Komponenten die Absolutgehalte der Neon-Isotope berechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnung sind in Tabelle 7.5 aufgelistet.

**Tab. 7.3:** Ne-Isotopenverhältnisse und Anteile (Atom%) der drei stabilen Neon-Isotope des kontinuierlichen Sonnenwindes und der SEP-Komponente; weiterhin sind die Ne-Isotopenverhältnisse der solaren, planetaren und kosmogenen Ne-Komponente in kohligen Chondriten aufgelistet.

<sup>1</sup>: SEP = Solar Energetic Particles, s. Text

\*: Die Isotopenverhältnisse des kosmogenen Neons sind u.a. abhängig von der Abschirmung; insofern handelt es sich bei den Isotopenverhältnissen nicht um feste Werte. Die angegebenen Werte wurden für die Mischungsrechnungen verwendet (vgl. Tab. 7.4).

	[%] 20	[%] 21	[%] 22	$\frac{20}{22}$	$\frac{21}{22}$	Autor
Sonnenwind	93.01	0.22	6.77	13.7	0.033	Geiss (1973)
SEP <sup>1</sup>	91.65	0.24	8.11	11.3	0.030	Benkert et al. (1988)
<u>Solar SO</u> (Ne B)	92.37	0.25	7.38	12.52	0.0335	Black (1972)
<u>planetar PL</u> (Ne A)	88.89	0.27	10.84	8.2	0.025	Srinivasan et al. (1977)
<u>Kosmogen K</u> *	30.69	33.21	36.10	0.9	0.920	Srinivasan et al. (1977)

**Tab. 7.4:**

Durchschnittliche Ne-Gehalte der CM-Meteorite sowie die jeweiligen Anteile (Atom%) und Absolutgehalte an solarem (SO), planetarem (PL) und kosmogenem (K) Neon. Die Berechnung der Anteile erfolgte mit Hilfe des HMX-Mischungsrechnungs-Programms nach Stöckelmann und Reimold (1985), unter Benutzung der Daten aus Tab. 7.1.

Sq.  $\Sigma$ : Quadratsumme der Residuen, ein Maß für die Güte der berechneten Komponentenanteile (s. Text).

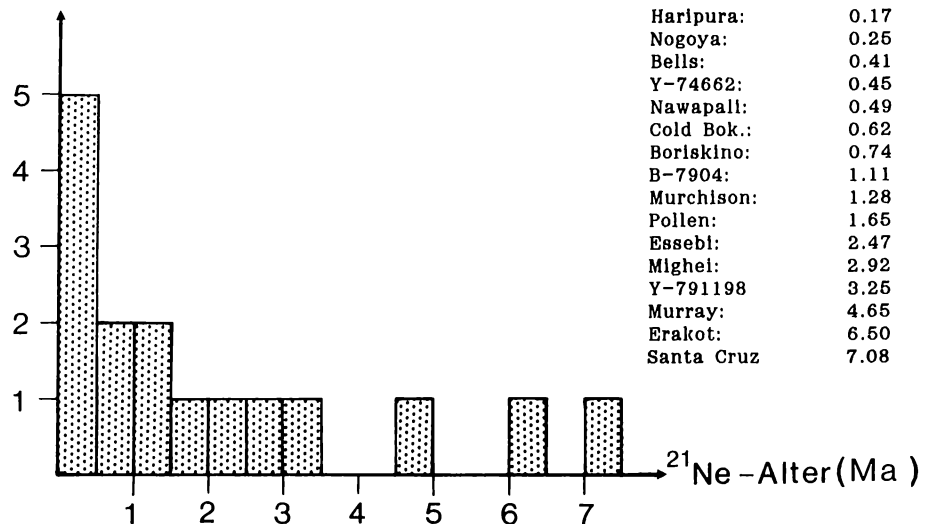
Meteorit	[Z]	[Z]	[Z]	Sq. $\Sigma$	[10 <sup>-8</sup> cc STP/g]			
	SO	PL	K		Ne-Gehalt	SO	PL	K
<u>Haripura</u>	0	98.66	1.34	0.08	9.19	0	9.07	0.12
<u>Bells</u>	0	97.63	2.37	0.10	12.42	0	12.13	0.29
<u>B-7904</u>	0	92.66	7.34	0.17	10.87	0	10.07	0.80
<u>Y-74662</u>	0	91.70	8.30	0.01	4.03	0	3.70	0.33
<u>Y-791198</u>	0	88.50	11.50	0.11	20.66	0	18.28	2.38
<u>Mighei</u>	0	89.17	10.83	5x10 <sup>-4</sup>	19.79	0	17.65	2.14
<u>SantaCruz</u>	0	71.49	28.51	0.03	18.15	0	12.98	5.17
<u>Erakot</u>	0	62.61	37.39	0.30	12.67	0	7.93	4.74
<u>Cold Bok.</u>	79.80	19.67	0.53	1x10 <sup>-5</sup>	82.39	65.75	16.21	0.44
<u>Nawapali</u>	75.40	24.43	0.17	3x10 <sup>-8</sup>	216.08	162.92	52.79	0.37
<u>Nogoya</u>	83.27	16.62	0.11	7x10 <sup>-8</sup>	167.66	139.61	27.87	0.18
<u>Boriskino</u>	64.74	34.19	1.07	3x10 <sup>-8</sup>	49.32	31.93	16.86	0.53
<u>Murchison</u>	74.91	23.92	1.17	3x10 <sup>-8</sup>	79.98	59.91	19.13	0.94
<u>Pollen</u>	80.11	18.60	1.29	4x10 <sup>-8</sup>	94.04	75.34	17.49	1.21
<u>Murray</u>	60.59	34.80	4.61	2x10 <sup>-8</sup>	73.60	44.59	25.61	3.39
<u>Essebi</u>	50.44	42.71	6.85	4x10 <sup>-9</sup>	26.20	13.22	11.19	1.80



**Tab. 7.5:** Berechnung der Absolutgehalte von  $^{20}\text{Ne}_{\text{SO}}$ ,  $^{20}\text{Ne}_{\text{PL}}$  und  $^{21}\text{Ne}_{\text{K}}$  aus den Absolutgehalten der drei Neon-Komponenten Solar (SO), Planetar (PL) und Kosmogen (K) (Tab. 7.4) unter Verwendung der Daten aus Tab. 7.3.

Meteorit	[ $10^{-8}$ cc STP/g]		
	$^{20}\text{Ne}_{\text{SO}}$	$^{20}\text{Ne}_{\text{PL}}$	$^{21}\text{Ne}_{\text{K}}$
<u>Haripura</u>	0	8.06	0.04
<u>Bells</u>	0	10.78	0.10
<u>B-7904</u>	0	8.95	0.27
<u>Y-74662</u>	0	3.29	0.11
<u>Y-791198</u>	0	16.25	0.79
<u>Mighei</u>	0	15.69	0.71
<u>SantaCruz</u>	0	11.53	1.72
<u>Erakot</u>	0	7.05	1.58
<u>Cold Bok.</u>	60.74	14.41	0.15
<u>Nawapali</u>	150.49	46.93	0.12
<u>Nogoya</u>	128.96	24.77	0.06
<u>Boriskino</u>	29.49	14.98	0.18
<u>Murchison</u>	55.34	17.01	0.31
<u>Pollen</u>	69.59	15.54	0.40
<u>Murray</u>	41.19	22.76	1.13
<u>Essebi</u>	12.21	9.95	0.60

Anzahl  
CM-Meteorite



**Abb. 7.3:**

Mittlere  $^{21}\text{Ne}$ -Bestrahlungsalter der CM-Chondrite, aufgetragen in Schritten von 0.5 Millionen Jahren. Den Berechnungen liegt eine  $^{21}\text{Ne}$ -Produktionsrate von  $0.243 \cdot 10^{-8}$  cc STP/g Ma zugrunde (Nishiizumi et al., 1980). Es zeigt sich eine deutliche Konzentration im Bereich kurzer Bestrahlungsalter.

### 7.2.2.1. Gehalte an planetarem Neon

Vergleicht man die Daten derjenigen CM-Chondrite, die keine solaren Neon-Anteile aufweisen, so wird ersichtlich, daß die mittleren Gehalte an planetarem Neon um den Faktor 5 variieren (Tabelle 7.4). Es handelt sich wahrscheinlich um primäre Variationen, die sich direkt bei der Kondensation des Ausgangsmaterials der verschiedenen Meteorite ergeben haben. Möglicherweise hängen diese Variationen direkt vom variierenden Gehalt an anorganischem Kohlenstoff, der Trägerphase dieser Neon-Komponente, ab.

### 7.2.2.2. Gehalte an kosmogenem Neon und Ermittlung der mittleren Bestrahlungsalter der CM-Chondrite

Die mittleren Gehalte an kosmogenem Neon, welches durch kosmische Bestrahlung des Probenmaterials entstanden ist, variieren um den Faktor 43 (Tab. 7.4). Die großen Konzentrationsunterschiede dieser Neon-Komponente lassen sich zum einen auf die unterschiedliche Geschichte der verschiedenen CM-Meteorite zurückführen, zum anderen aber auch auf unterschiedliche Abschirmungsbedingungen des Materials im Meteoroiden.

In Tabelle 7.5 sind die mittleren  $^{21}\text{Ne}_K$ -Gehalte in den verschiedenen Proben aufgelistet. Anhand der Produktionsrate von  $^{21}\text{Ne}_K$  läßt sich aus den berechneten Gehalten dieses Isotops ein mittleres Bestrahlungsalter für jeden CM-Chondrit berechnen. Unter Verwendung einer Produktionsrate von  $0.243 \cdot 10^{-8}$  cc STP/g Ma (Nishiizumi et al., 1980) für CM-chondritisches Material, ergeben sich mittlere Bestrahlungsalter für die CM-Meteorite zwischen 0.2 Ma (Haripura) und 7.1 Ma (Santa Cruz). In Abbildung 7.3 sind diese Bestrahlungsalter in Form eines Histogramms dargestellt, wobei das mittlere Bestrahlungsalter der Proben gegen die Häufigkeit der Alter aufgetragen ist. Um die Aussage dieses Diagramms zu verdeutlichen, wurden relativ breite Blöcke mit einer Breite von 0.5 Ma gewählt. Wie aus dem Diagramm deutlich hervorgeht, tendiert die Mehrzahl der CM-Meteorite zu einem geringen mittleren Bestrahlungsalter von  $< 3$  Ma, wobei das Maximum bei  $< 1$  Ma liegt. Zum Vergleich sei das Maximum der Bestrahlungsalter der H-Chondrite erwähnt. Dieses liegt bei einem Wert von 6-7 Ma (siehe z.B. Caffee et al., 1988). Ein Grund für diese Unterschiede mag die kurze Überlebenschance der fragilen CM-Chondrite im interplanetaren Raum sein, im Gegensatz zu den sehr kompakten, oftmals durch eine sekundäre Thermometamorphose kompaktierten H-Chondriten. Möglicherweise handelt es sich aber auch wie bei den H-Chondriten um einzelne, größere Einschlagsereignisse auf den Meteoriten-Mutterkörpern, die innerhalb eines Bestrahlungsalter-Spektrums prägnante Maxima produzieren. Weiterhin darf nicht außer Acht gelassen werden, daß die verschiedenen Meteorite unterschiedliche Abschirmungsbedingungen innerhalb ihres Meteoroiden erfahren haben, was auch einen Einfluß auf die  $^{21}\text{Ne}$ -Produktion und somit auf das Bestrahlungsalter hat.

Bei der Interpretation der Gehalte kosmogener Isotope muß die Möglichkeit einer Vorbestrahlung einzelner Bereiche oder Fragmente innerhalb dieser Meteorite in Betracht gezogen werden, so daß die mittleren Bestrahlungsalter nicht ausschließlich als sekundäre Bestrahlungsalter des Meteoriten

während seiner Transitzeit vom Mutterkörper zur Erde gedeutet werden dürfen. Beispielsweise konnten Schultz et al. (1972) zeigen, daß es innerhalb des stark breccierten H4-Chondriten Weston primäre Gesteinsfragmente gibt, die unterschiedliche Gehalte an kosmogenem  $\text{Ne}^{21}$  aufweisen. In den meisten Fällen läßt sich diese Variation auf Tiefeneffekte der verschiedenen analysierten Probenbereiche innerhalb des Meteoriten zurückführen. In einem Fall lassen sich die gefundenen hohen Anteile an kosmogenem Neon allerdings nur durch eine Vorbestrahlung dieses Fragmentes im Oberflächenregolith des Mutterkörpers interpretieren.

### 7.2.2.3. Gehalte an solarem Neon

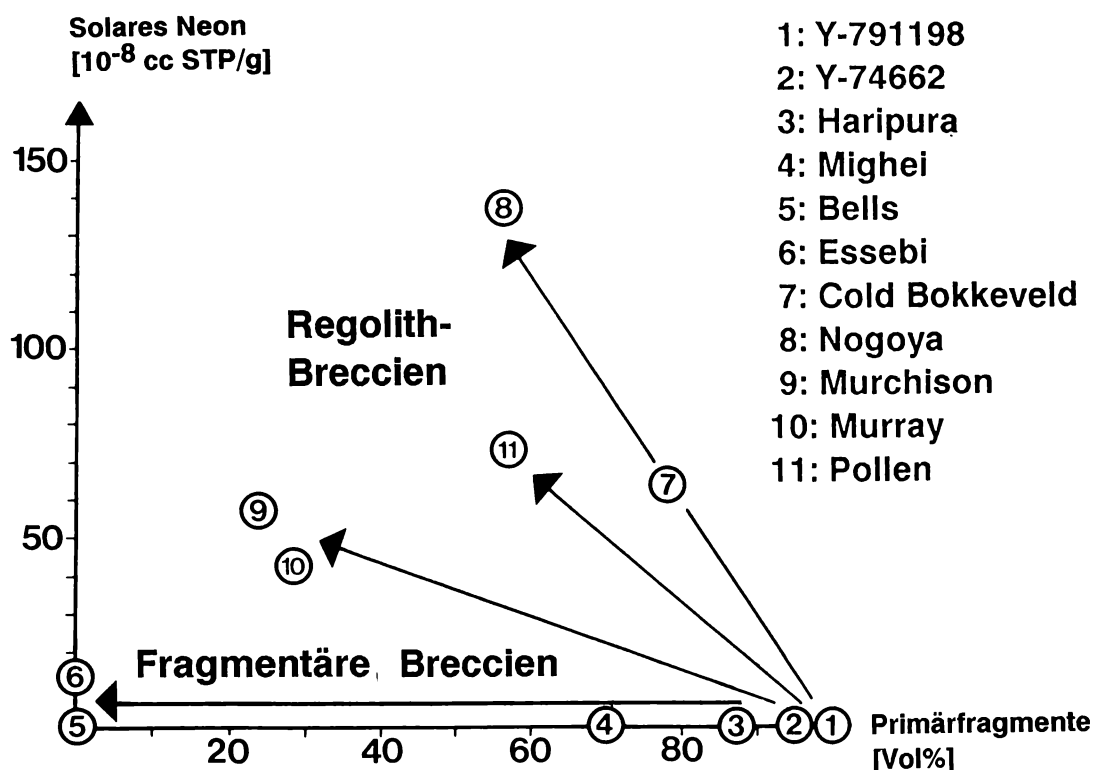
Die mittleren prozentualen Anteile und Absolutgehalte an solarem Neon in CM-Chondriten sind in Tabelle 7.4 aufgelistet. Man erkennt, daß die Hälfte der gemessenen CM-Chondrite Anteile einer solaren Komponente enthält (vgl. auch Abb. 7.1). Die am stärksten an solarem Neon angereicherte Probe ist Nawapali, gefolgt von Nogoya. Innerhalb der Gruppe der CM-Chondrite, die einen solaren Neon-Anteil aufweisen, variiert letzterer etwa um den Faktor 12. Der Grund für derartig hohe Schwankungen könnte im unterschiedlichen Breccierungsgrad der verschiedenen CM-Chondrite zu suchen sein. Es bietet sich also an, nach Korrelationen zwischen den mittleren solaren Neon-Konzentrationen und den im Rahmen dieser Arbeit ermittelten petrographischen Daten zu suchen.

### 7.2.3. Korrelation zwischen den Gehalten an solarem Neon und dem Breccierungsgrad der CM-Chondrite

Im Abschnitt 7.2.3 wurde gezeigt, daß unter den im Rahmen der vorliegenden Arbeit petrographisch untersuchten Proben alle möglichen modalen Verhältnisse zwischen Primärfragmenten und klastischer Matrix auftreten (vgl. Tab. 6.13 und Abb. 6.47). In Abbildung 7.4 sind für jeden einzelnen CM-Chondriten die Anteile an Primärfragmenten gegen die Absolutgehalte an solarem Neon aufgetragen. Folgende wichtige Schlußfolgerungen lassen sich aus diesem Diagramm ableiten:

1.) CM-Chondrite, die kaum brecciert (Y-74662) oder gänzlich unbrecciert sind (Y-791198), enthalten *kein* solares Neon, woraus sich schließen läßt, daß die Primärfragmente und somit die primären CM-Akkretionsgesteine *frei von dieser Neon-Komponente sind*. Da die Akkretionsstaubhüllen einen Hauptbestandteil dieser Gesteine darstellen (42-60 Vol%, s. Tab. 6.11), können auch *sie* kein solares Neon enthalten. Diese Tatsache spricht für das Modell der Akkretionsstaubhüllen-Bildung im Solarnebel und gegen eine Entstehung dieser Hüllen in einem planetaren Regolith. Es ergibt sich somit eine Bestätigung der petrographischen Untersuchungsergebnisse, die bereits aufgrund gefügekundlicher Gegebenheiten eine Bildung der Staubhüllen im Regolith als äußerst unwahrscheinlich erscheinen lassen.

2.) Nur solche CM-Chondrite, bei denen es sich um Breccien handelt und die infolgedessen unterschiedliche Gehalte an klastischer Matrix aufweisen, enthalten solares Neon. Es handelt sich um



**Abb. 7.4:**

Auftragung der mittleren Gehalte an solarem Neon gegen den Gehalt an Primärfragmenten der jeweiligen CM-Chondrite. Die Pfeile symbolisieren die impactt-induzierte Breccierung der primär kohärenten CM-Akkretionsgesteine unter Einlagerung solaren Neons.

die Meteorite Cold Bokkeveld, Nogoya, Murchison, Murray und Pollen. Da die primären Akkretionsgesteine und somit auch die Primärfragmente keine solaren Gase enthalten, kommt nur die klastische Matrix der Breccien als Träger dieser Gase in Frage. Aufgrund der geringen mittleren Korngröße der klastischen Matrix und ihrer damit verbundenen großen inneren Oberfläche ist sie als Träger der solaren Gase gut geeignet. Die oben aufgeführten Meteorite müssen Bestandteil eines planetaren Regoliths gewesen sein, in dem es zu einer Beimischung von solaren Gasen gekommen ist. Diese Proben müssen nach den gültigen Nomenklaturregeln für lunare Hochlandgesteine (Stöffler et al., 1979), die sich prinzipiell auf alle Arten von impacttinduzierten Gesteinsformationen übertragen lassen, als *Regolith-Breccien* angesprochen werden. Die Pfeile in Abbildung 7.4, die in Richtung dieser Regolith-Breccien weisen, deuten an, daß sich diese Meteorite aus primär unbreccierten CM-Akkretionsgesteinen entwickelt haben.

3.) Es gibt unter den *breccierten* CM-Meteoriten auch solche, die *kein* solares Neon enthalten. Es handelt sich um die Meteorite Haripura, Mighei und Bells. Nach den Nomenklaturregeln (Stöffler et al., 1979), müssen diese Meteorite als *monomikte bis polymikte fragmentäre Breccien* angesprochen werden. Diese müssen ihre Breccierung unter sonnenwindabschirmenden Bedingungen erfahren haben. Entweder handelt es sich um brecciertes Untergrundmaterial eines Kraters, das nie zum Auswurf

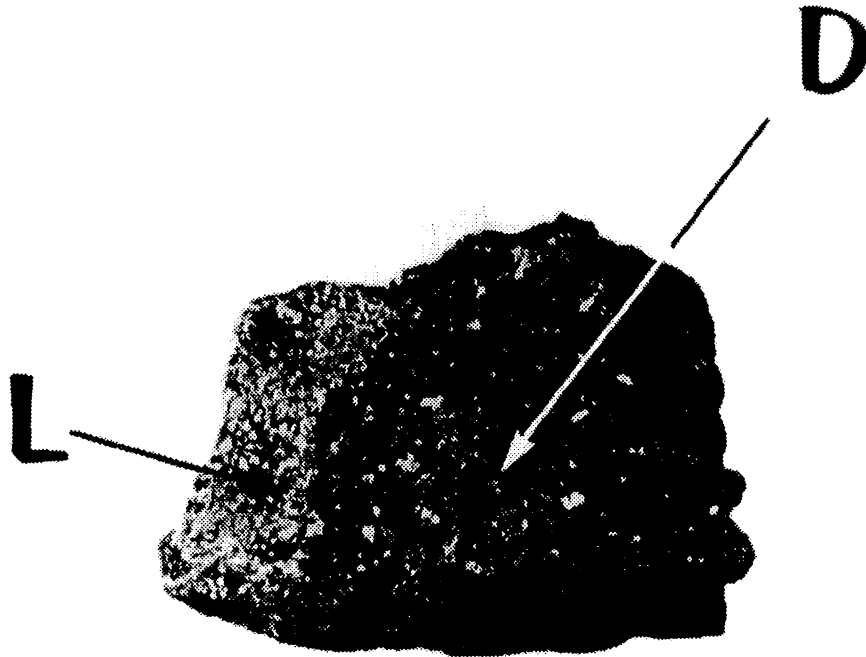
gelangte, oder um Material, welches Bestandteil eines unreifen Regoliths gewesen ist, der nicht oder kaum durch Impaktprozesse umgelagert worden war und nie für längere Zeit an der unmittelbaren Oberfläche des Mutterkörpers lagerte. Der Pfeil mit der Beschriftung "fragmentäre Breccien" in Abbildung 7.4 deutet an, daß sich diese Breccien ebenfalls aus unbrecciertem CM-Gestein entwickelt haben und zeigt in Richtung zunehmenden Breccierungsgrades.

#### **7.2.4 Neon-Isotopenverhältnisse in Primärfragmenten und klastischer Matrix**

Wie bereits zu Beginn dieses Kapitels erläutert wurde, stellt die mangelnde petrographische Charakterisierung des gemessenen Materials das Hauptproblem bei der Interpretation der Edelgasdaten dar. Dies führte bei der vorliegenden Auswertung von Edelgasdaten zur Verwendung der *CM-Gesamtgesteinsmessungen*, obwohl sich anhand dieser Daten im Grunde nur *die wichtigsten* Zusammenhänge zwischen Edelgasgehalten und petrographischen Befunden aufzeigen lassen. Zur endgültigen und eindeutigen Bestätigung des im vorliegenden Kapitel aufgestellten Modelles ist es unabdingbar, selektive Edelgasmessungen an vorher gut charakterisierten petrographischen Einheiten wie PCP-Fragmenten und Staubhüllen bzw. Primärfragmenten und klastischer Matrix durchzuführen.

Einige wenige existierende Messungen könnte man in bezug auf die petrographische Charakterisierung des gemessenen Materials schon als solche Selektivmessungen interpretieren. Sie bestätigen in der Tat die aus den Gesamtgesteinsdaten abgeleiteten Schlußfolgerungen. Im folgenden werden diese Messungen kurz beschrieben und interpretiert.

Heyman und Mazor (1967) stellten bei ihrer Untersuchung der Edelgase im CM-Chondriten Nogoya fest, daß diese Probe makroskopisch (im cm-Bereich) eine "Hell-Dunkel-Struktur" aufweist (siehe Abb. 7.5). Dieser beliebte wie eigentlich nichtssagende Begriff stammt aus dem Bereich der gewöhnlichen chondritischen Breccien, wo ebenfalls gleichartig benannte Helligkeitsunterschiede innerhalb der Meteorite vorkommen. Im Falle der gewöhnlichen Chondrite ist bekannt, daß die dunklen Bereiche stark an solaren Gasen angereichert sind und daß es sich bei diesen Bereichen um eine klastische Matrix innerhalb dieser chondritischen Breccien handelt. Der Grund für die dunkle Färbung der klastischen Matrix, die sich mineralogisch und chemisch im Grunde kaum vom Ausgangsmaterial unterscheiden dürfte, liegt hauptsächlich in der geringen Korngröße und gleichmäßigeren Verteilung der opaken Minerale. Überträgt man die Verhältnisse der gewöhnlichen chondritischen Breccien auf die CM-Meteorite, so könnte die Hell-Dunkel-Struktur in Nogoya ebenfalls durch Breccierungsprozesse entstanden sein. Heyman und Mazor (1967) stellten einen (10-fach) höheren Gehalt an Edelgasen in der dunklen Komponente fest und kamen deshalb ebenfalls zu dem Schluß, daß es sich um klastisches Matrixmaterial handeln könnte. Unter der Voraussetzung, daß die dunklen Nogoya-Bereiche tatsächlich klastisches Matrixmaterial darstellen, liegt es nahe zu vermuten, daß es sich bei der *hellen* Nogoya-Komponente um Primärfragmente handelt. Heyman and Mazor (1967) beschreiben, daß innerhalb dieser hellen Komponente geringe Anteile an dunkler Komponente zu beobachten sind. Dies deutet darauf hin, daß in den Zwickeln zwischen den Primärfragmentbereichen klastische Matrix vorhanden ist, und daß somit die Primärfragmente in geringem Umfang durch klastische Matrix kontaminiert sind.

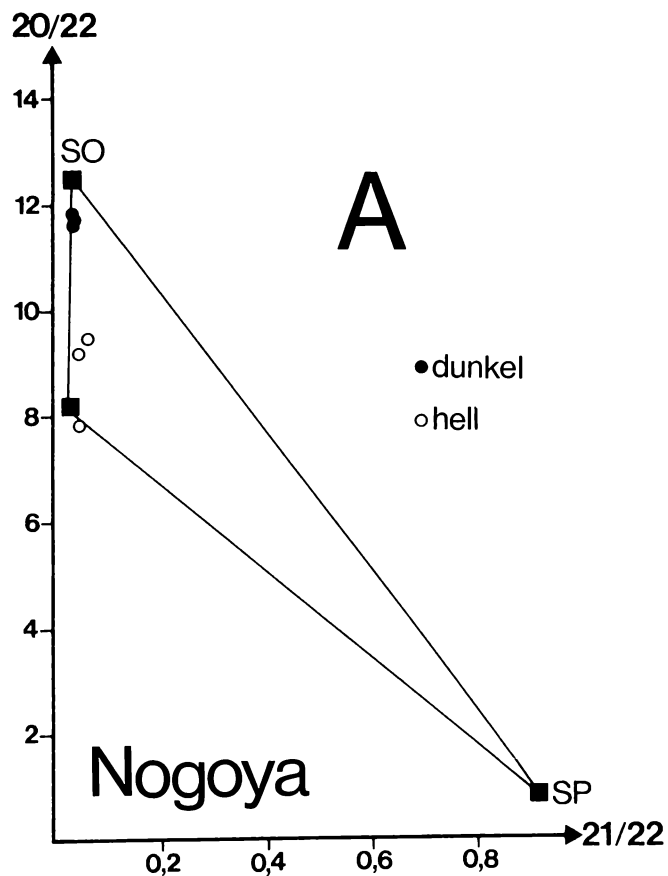


**Abb. 7.5:**

Handstück des CM-Chondriten Nogoya mit deutlich erkennbarer "Hell-Dunkel-Struktur" (L = hell; D = dunkel; Abbildung aus Heyman and Mazor, 1967)

Abbildung 7.6(A) zeigt die Neon-Isotopenverhältnisse in den gemessenen "Hell"-bzw. "Dunkel"-Separaten von Nogoya. Die dunklen Probenbereiche weisen generell höhere Gehalte an solarem Neon auf, was in der Tat für eine klastische Matrix spricht. Die Abbildungen 7.6(B) und 7.6(C) zeigen die Neon-Isotopenverhältnisse, die sich im Verlauf von "stepwise heating"-Experimenten bei den verschiedenen Aufheiztemperaturen einstellten. Abbildung 7.6(B) zeigt die Verhältnisse im hellen Nogoya-Probenbereich "L<sub>2</sub>". Das mittlere Neon-Isotopenverhältnis ist durch den offenen Kreis gekennzeichnet und liegt nahe am Punkt des planetaren Neons. Die Isotopenverhältnisse der einzelnen Temperaturschritte bewegen sich ebenfalls im Bereich des planetaren Neons, was dafür spricht, daß es sich bei den hellen Bereichen tatsächlich überwiegend um Primärfragmente handelt. Abbildung 7.6(C) zeigt die Neon-Daten des dunklen Nogoya-Probenbereiches "D<sub>1</sub>". Hier liegt das mittlere Neon-Isotopenverhältnis (offener Kreis) im Bereich des solaren Neons und auch die Verhältnisse, die sich während der einzelnen Temperaturschritten einstellten, liegen in diesem Bereich. Dies deutet darauf hin, daß es sich bei den dunklen Bereichen überwiegend um klastische Matrix handelt.

Etwas problematisch ist der im Vergleich zur hellen Komponente etwa 3-fach höhere <sup>40</sup>Ar-Wert innerhalb der dunklen Komponente (Heyman and Mazor, 1967). Normalerweise würde man eher erwarten, daß dieses radiogen gebildete Isotop bei der Zerstörung der primären Gesteine durch Impaktprozesse freigesetzt würde und deshalb in der klastischen Matrix (dunkle Komponente) abgereichert sein müßte.

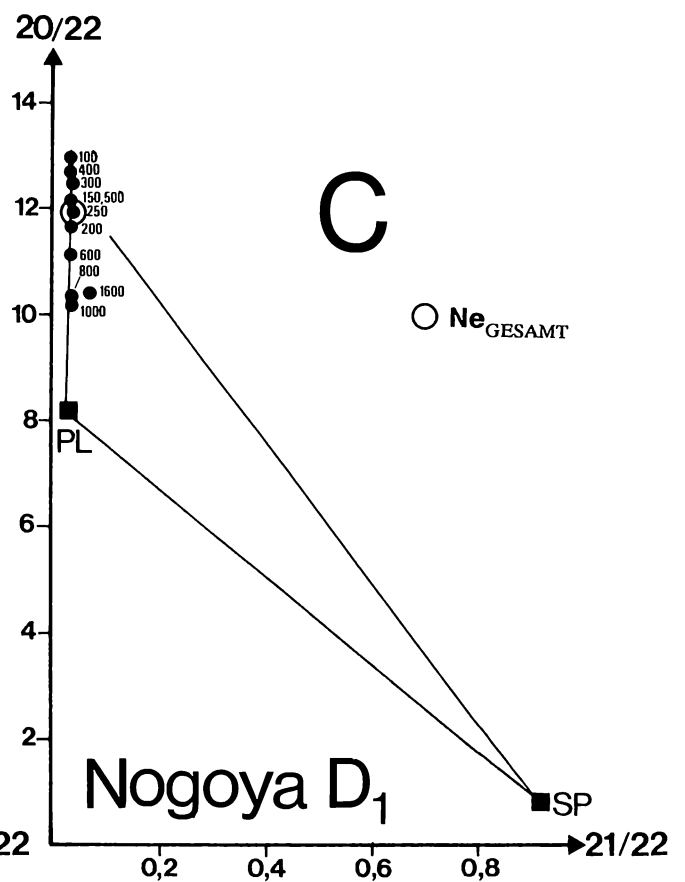
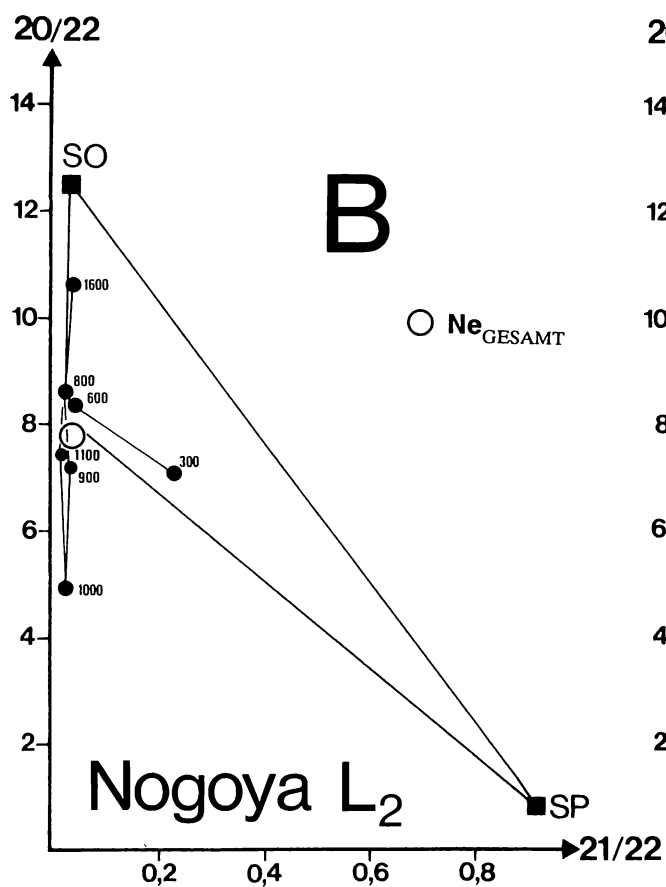
**Abb. 7.6:**

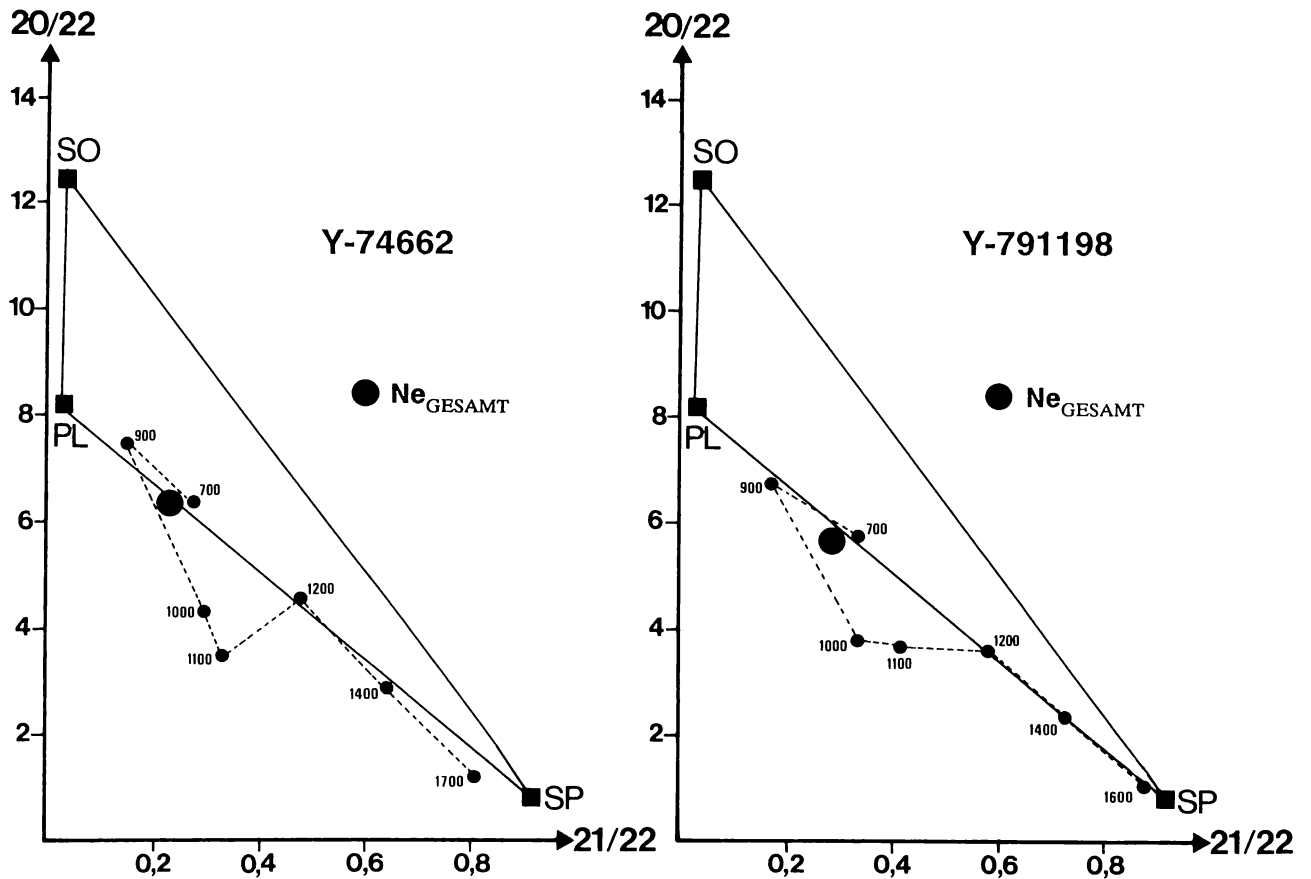
Ne-Isotopenverhältnisse im CM-Chondrit Nogoya (Black, 1972)

**A)** Getrennte Auftragung der Daten für "dunkle" und "helle" Probenbereiche.

**B)** Ne-Isotopenverhältnisse des "hellen" Nogoya-Probenbereiches "L<sub>2</sub>" bei verschiedenen Entgasungstemperaturen im Verlaufe eines Aufheizungsexperimentes.

**C)** Ne-Isotopenverhältnisse des "dunklen" Nogoya-Probenbereiches "D<sub>1</sub>" bei verschiedenen Entgasungstemperaturen im Verlaufe eines Aufheizungsexperimentes.





**Abb. 7.7:**

Ne-Isotopenverhältnisse in den CM-Chondriten Y-74662 und Y-791198 bei verschiedenen Entgasungstemperaturen im Verlaufe von Aufheizungsexperimenten (Nagao, persönliche Mitteilung.)

Ein weiteres Beispiel für die Messung von "Primärfragment-Separaten" ist in Abbildung 7.7 dargestellt. Es handelt sich um "stepwise-heating"-Experimente an den Meteoriten Y-791198 und Y-74662 (Nagao, persönliche Mitteilung). Wie aus Tab. 6.13 sowie den Abbildungen 6.47 und 7.4 hervorgeht, handelt es sich bei diesen Proben um unbreziierte bzw. kaum breziierte Vertreter der CM-Chondrite. Unter der Voraussetzung, daß die petrographisch untersuchten Bereiche dieser Proben repräsentativ für die Gesamtmeteorite sind, hat man es also hierbei mit fast reinem Primärfragment-Material zu tun. In der Tat zeigen die Neon-Gesamtgesteinsdaten dieser Meteorite in Abb. 7.7 bei allen Entgasungstemperaturen keinerlei Anteile einer solaren Neon-Komponente, was dafür spricht, daß es sich bei diesen Proben tatsächlich um unverändert erhaltenes CM-Akkretionsgestein handelt.



## **8. Akkretionsstrukturen in CO-, CV-, E- und gewöhnlichen Chondriten**

In der Literatur existiert eine Reihe von Hinweisen auf Hüllenstrukturen auch in anderen Chondrit-Gruppen. In der Regel werden diese Hüllen von den beschreibenden Autoren ebenfalls als Akkretionsstrukturen gedeutet. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden neben den 14 CM-Chondriten auch einige CO- und CV-Chondrite mit Hilfe des REM untersucht, um vergleichen zu können, ob es sich bei den in der Literatur beschriebenen Hüllenstrukturen um analoge Bildungen zu den CM-Akkretionsstaubhüllen handelt. Gewöhnliche Chondrite wurden im Rahmen der vorliegenden Untersuchung nicht untersucht; jedoch wurde die betreffende Literatur zum Thema Hüllenstrukturen ausgewertet, um anhand dieser Beschreibungen zu ersehen, ob es Gemeinsamkeiten zwischen CM-Akkretionsstaubhüllen und den Hüllenstrukturen der gewöhnlichen Chondrite gibt.

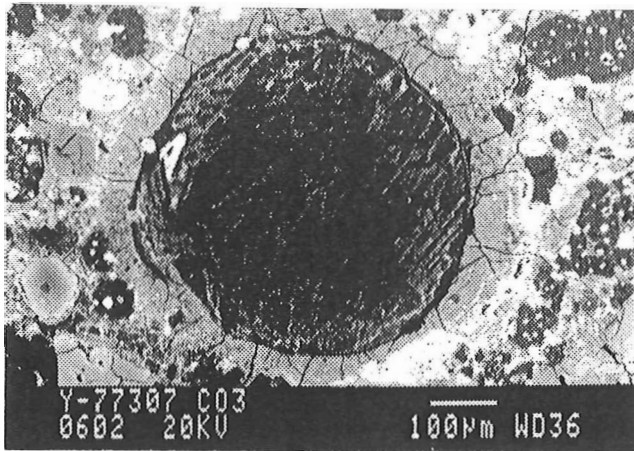
### **8.1 CO-Chondrite**

Insgesamt wurden 6 CO-Chondrite bezüglich ihrer Hüllen-Strukturen untersucht; eine Auflistung dieser Proben findet sich in Tab. 4.1. In allen untersuchten CO-Chondriten lassen sich chondritische Komponenten mit Akkretionsstaubhüllen finden. Im Mittel zeigen diese Staubhüllen eine geringere Dicke als diejenigen in CM-Chondriten. Die Korngröße der in den CO-Staubhüllen enthaltenen Minerale liegt wie bei den CM-Staubhüllen im Mikrometerbereich. Bei diesen Mineralen handelt es sich u.a. um eine Mischung aus Silikaten wie Olivin und Pyroxen sowie um Troilit und FeNi-Metalle.

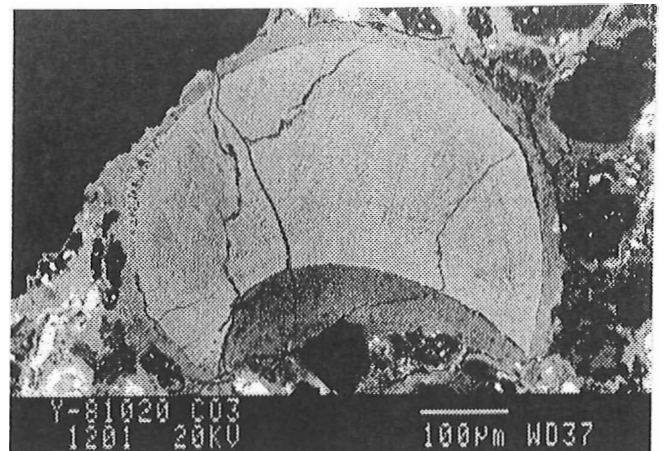
In Abb. 8.1 sind einige CO-Akkretionsstaubhüllen in Form von REM-Rückstreuelektroenenbildern dargestellt. Neben der ähnlichen Korngröße der Staubhüllenminerale zeigen sich weitere Verwandtschaften zu den CM-Staubhüllen. Beispielsweise ist aus den Abbildungen 8.1 B,D ersichtlich, daß Oberflächeneinbuchtungen der CO-Komponenten durch Staubhüllenmaterial verfüllt sind, was in einer  $\pm$  isometrischen äußeren Form der gesamten Aggregate resultiert.

Chemische und mineralogische Zonierungen wie in den CM-Staubhüllen ließen sich in den untersuchten CO-Staubhüllen nicht finden. Da die CO-Chondrite nur zu Vergleichszwecken herangezogen und deshalb relativ oberflächlich untersucht wurden, bedeutet dies jedoch nicht, daß derartige Zonierungen möglicherweise nicht doch bei einer eingehenden Untersuchung der CO-Staubhüllen zu finden wären.

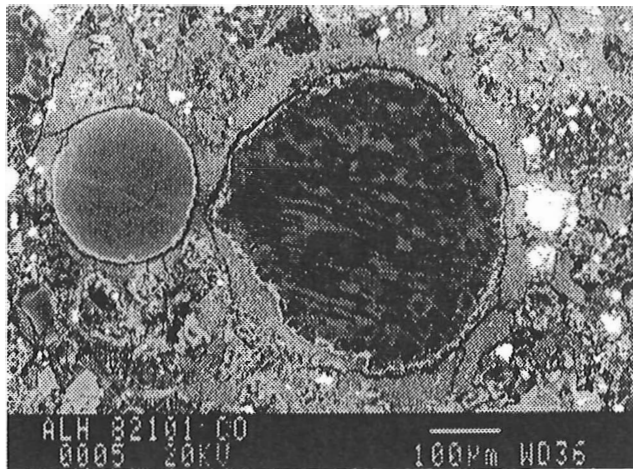
Wie in den CM-Chondriten treten auch die CO-Staubhüllen um *alle* Arten chondritischer Komponenten wie Chondren und Mineralfragmenten auf. Analog zu den CM-Chondriten konnten keinerlei Korrelationen zwischen der chemischen Zusammensetzung der CO-Staubhüllen und der jeweils umhüllten CO-Komponente festgestellt werden.



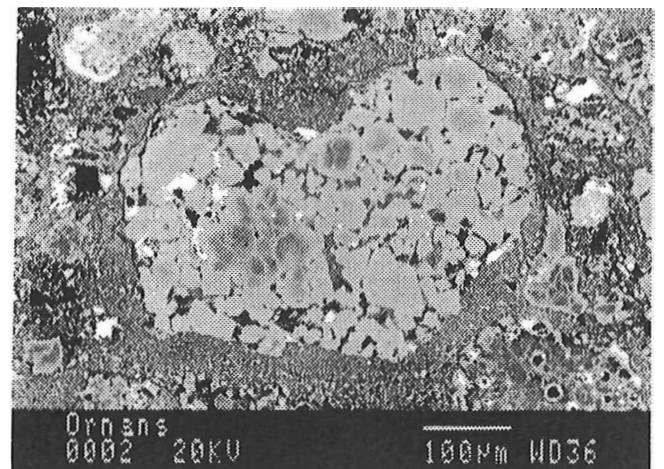
A



B



C



D

**Abb. 8.1:**

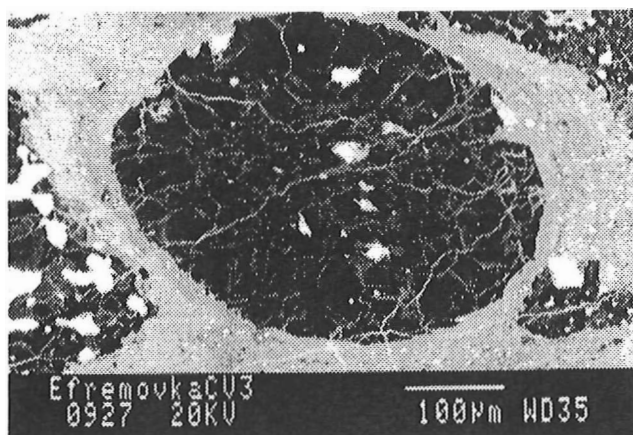
Akkretionsstaubhüllen um grobkörnige Komponenten in CO-Chondriten (REM-Rückstreuelektronenbilder).

**A:** Mg-reiche Olivinchondre in Y-77307

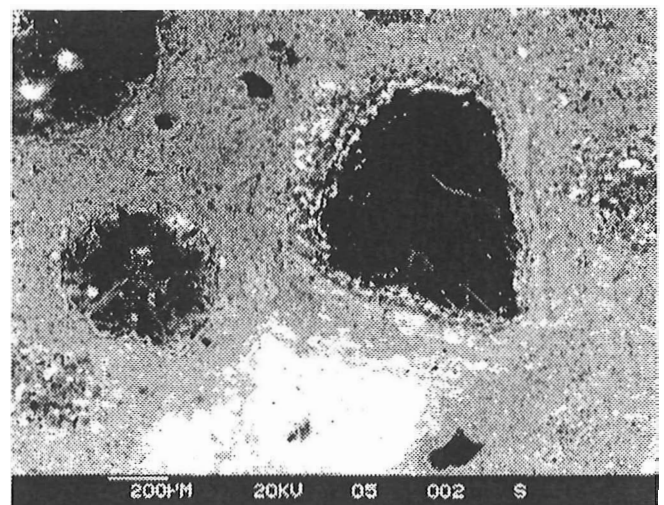
**B:** Fragment einer Radialpyroxenchondre in Y-81020

**C:** Mg-reiche Olivinchondre (Bildmitte) in ALH 82101

**D:** Fe-reiche porphyrische Olivinchondre in Orns



A



B

**Abb. 8.2:**

Akkretionsstaubhüllen um grobkörnige Komponenten in CV-Chondriten (REM-Rückstreuelektronenbilder).

**A:** Mg-reiche Olivinchondre in Efremovka

**B:** Mg-reiche Olivinchondre (Bildmitte) in Allende

## 8.2 CV-Chondrite

Neben den erwähnten CM- und CO-Chondriten wurden im Rahmen der vorliegenden Untersuchung auch die CV-Chondrite Leoville, Efremovka und Allende mit Hilfe des REM auf ihre Hüllenstrukturen hin untersucht. Auch im Falle dieser Proben zeigte es sich, daß eine Vielzahl ihrer grobkörnigen Einschlüsse von Staubhüllen umgeben sind. Im Gegensatz zu den CM- und CO-Chondriten, in denen offensichtlich *alles* feinkörnige Staubmaterial an die Staubhüllen gebunden ist, hat es im Falle der CV-Chondrite den Anschein, als wäre ein gewisser Anteil des Staubmaterials isoliert in Form von Staub-Aggregaten gemeinsam mit den umhüllten Komponenten akkretiert.

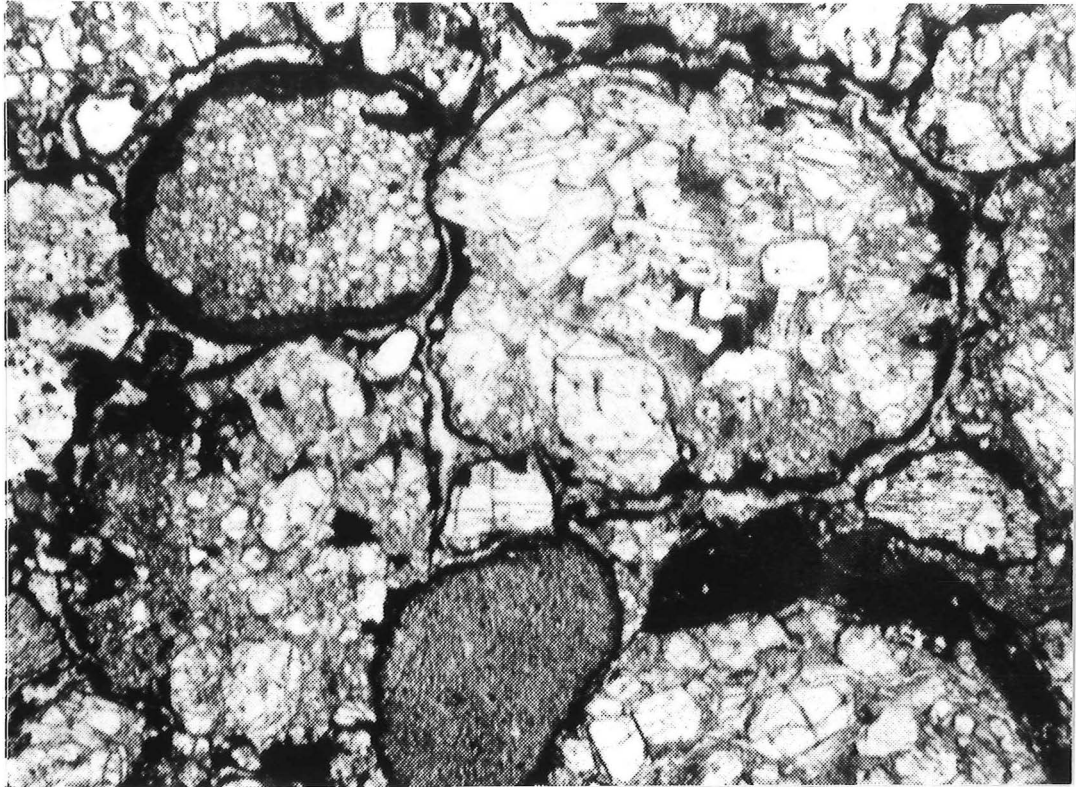
In Abb. 8.2 sind Staubhüllen der CV-Chondrite Efremovka (A) und Allende (B) gezeigt. Man erkennt, daß die Staubhüllen relativ dünn ausgebildet und die Gesamtaggregate von scheinbar isoliertem Mineralstaub umgeben sind. Sowohl die Staubhüllen als auch das isolierte Staubmaterial bestehen überwiegend aus Olivin, Klinopyroxen, Magnetit, Troilit, Sodalith und Nephelin, wobei die mittlere Korngröße der Minerale im Bereich von 5 Mikrometer liegt (Scott et al., 1988).

MacPherson et al. (1985) beschäftigen sich speziell mit den Akkretionsstaubhüllen ("accretionary rims") um refraktäre Einschlüsse des CV-Chondriten Allende. Sie stellen fest, daß fast alle Einschlüsse dieser Art von derartigen Staubhüllen umgeben sind. Ein wichtiger, zu den CM-Akkretionsstaubhüllen analoger Befund sind die von den Autoren gefundenen Staubhüllen-Zonierungen in Allende, wobei bis zu vier unterschiedliche Staubhüllen-Lagen zu beobachten sind. Auch finden sich die für Akkretionsstaubhüllen typischen Dickenvariationen, wobei Vertiefungen des umhüllten Kornes vollständig von Staubmaterial verfüllt sind, so daß die äußere Form des gesamten Aggregates gerundet isometrisch erscheint.

## 8.3 Gewöhnliche Chondrite

Im Vergleich zur Literatur, die sich mit Akkretionsstaubhüllen in kohligen Chondriten beschäftigt, existiert zur Thematik von Hüllenstrukturen in gewöhnlichen Chondriten eine Fülle von Veröffentlichungen. Der Grund für die unterschiedlich intensive Bearbeitung dieser Strukturen in den beiden erwähnten Chondrit-Klassen liegt in der Tatsache begründet, daß in den gewöhnlichen Chondriten die Säume auch bei lichtoptischer Betrachtung von Dünnschliffen sofort ins Auge fallen (s. Abb. 8.3). Der Grund hierfür liegt darin, daß diese Säume in den gewöhnlichen Chondriten die einzigen zusammenhängenden  $\pm$  opaken Strukturen darstellen und in krassem optischen Gegensatz zu der Fülle an transparenten Komponenten wie Chondren stehen.

Die grobkörnigen Komponenten wie Chondren und deren Fragmente weisen in gewöhnlichen Chondriten eine Reihe verschiedenartiger Säume bzw. Hüllen auf, die sich auf unterschiedliche Prozesse zurückführen lassen. Zum einen lassen sich dichte Sulfid- und /oder Metall-Hüllen um Chondren herum beobachten, zum anderen sehr *grobkörnige*, transparente Hüllen, die überwiegend aus silikatischem Material bestehen. Ein dritter Hüllentyp tritt in Form von extrem feinkörnigen, in Dünnschliffen normaler Dicke dunklen bis opaken Säumen aus überwiegend silikatischem Material mit



**Abb. 8.3:**

Akkretionsstaubhüllen um grobkörnige Komponenten im gewöhnlichen (H3) Chondriten Tieschitz (Durchlicht; Bildbreite = 1,3 mm).

Man erkennt dunkle bis opake Akkretionsstaubhüllen um alle grobkörnigen chondritischen Komponenten (Abbildung aus Wlotzka, 1983).

Troilit-Beimischungen auf, der ohne weiteres als Analogon zu den Akkretionsstaubhüllen der CM-Chondrite angesehen werden kann. Der folgende Literatur-Überblick bezieht sich *ausschließlich auf den letztgenannten Hüllentyp*; die beiden erstgenannten Typen scheinen eher im Zusammenhang mit der Chondrenkristallisation zu stehen (Allen et al., 1980).

Die Häufigkeit von ummantelten Chondren in unequilibrierten gewöhnlichen Chondriten veranlaßt die Autoren Dodd und Van Schmus (1971) zur Prägung des Begriffes "dark-zoned chondrules". Die Autoren stellen fest, daß es sich bei dem Hüllenmaterial um feinkörnige, Fe-reiche Silikate und Troilit handelt. Christophe Michel-Levy (1976) deutet diese Hüllen ("black matrix") um die Chondren des H3-Chondriten Tieschitz als Strukturen, die sich schon innerhalb des Solarnebels gebildet haben müssen. Ashworth (1977) fand derartige Strukturen auch im LL3-Chondriten Chainpur, wo sich eine "nicht-klastische Matrix" in Form von "dark rims" um die Chondren und Einschlüsse herum beobachten läßt. Die dominante opake Phase ist Troilit, der konzentriert in den äußeren Bereichen dieser Hüllen auftritt, während die inneren Bereiche überwiegend aus silikatischem Material bestehen. Die Korngrößen der Minerale innerhalb der Hüllen liegen in der Regel im Submikron-Bereich. Das Vorkommen derartig zonierter Hüllen mit Fe-reichen äußeren und Fe-armen inneren Lagen sowie die Korngrößenverteilung der Hüllenminerale stellt eine exakte Analogie zu den Befunden an CM-Akkretionsstaubhüllen dar.

Ashworth (1977) weist weiterhin auf die sehr scharfe Grenzfläche zwischen Hüllen und ummantelten Kernen hin. Nach Ansicht dieses Autors entstanden die Hüllen eindeutig schon *vor* der Inkorporierung der ummantelten Komponenten in die klastische Matrix dieses Chondriten.

Allen et al. (1980) stellen fest, daß die mineralogische Zusammensetzung einzelner "chondrule-rims" in gewöhnlichen Chondriten von sulfidreich bis sulfidfrei schwankt und daß die Dicke der Staubhüllen innerhalb der gewöhnlichen Chondrite i.d.R. zwischen 10 und 30 Mikrometer liegt. Relativ selten treten größere Mineralfragmente innerhalb der Hüllen auf; jedoch scheinen sich zum Beispiel größere Troilit-Körner aus hunderten von winzigen gerundeten Troilit-Körnern zusammzusetzen. Die Autoren schließen eine Entstehung der Hüllen als *in situ* Reaktionssäume aus und kommen zu dem Schluß, daß sie zeitlich gesehen *nach* den Chondren, *vor* der Bildung der kohärenten (Akkretions-) Gesteine und *vor* der Breccierung der Meteoriten entstanden sein müssen. King und King (1981) kommen aufgrund von Studien der "accretionary dark rims" in einer Reihe chondritischer Meteorite zu demselben Schluß.

Wlotzka (1983) beschreibt die Eigenschaften der Hüllen ("black rims") in den gewöhnlichen Chondriten Sharps und Tieschitz. Nach diesem Autor sind *alle* grobkörnigen Komponenten in Tieschitz von diesen Hüllen umgeben; dies sind Chondren, Chondrenfragmente, silikatische Minerale, Metall und Troilit. Die äußere Oberfläche dieser Hüllen ist glatt und gerundet, während die Grenze zum ummantelten Kern sehr scharf ist; die Staubhüllen folgen jeder Unebenheit des Kernes und füllen alle auftretenden Vertiefungen auf. Eine Korrelation zwischen den chemischen Zusammensetzungen von Kernen und Hüllen konnte vom Autor nicht festgestellt werden.

Weiterhin ließ sich bei der Untersuchung von Staubhüllen in 8 gewöhnlichen Chondriten auch keinerlei Korrelation zwischen Chondrentyp und chemischer Zusammensetzung der Staubhüllen finden (Scott et al., 1984). Die Autoren stellten hingegen eine große chemische Variationsbreite der Staubhüllen in ein und demselben Meteoriten fest, wobei die einzelnen Staubhüllen wiederum chemisch relativ homogen aufgebaut sind.

#### **8.4 Enstatit-Chondrite**

Zur mineralogischen und chemischen Zusammensetzung der "Matrix" der E-Chondrite existieren kaum Literaturdaten. Auch bezüglich des Vorkommens bzw. Fehlens von Hüllenstrukturen um die grobkörnigen Komponenten ließen sich in der Literatur keine Hinweise finden. Bei der lichtoptischen Untersuchung eines abgedeckten Dünnschliffes des E4-Chondriten Indarch (NHM Wien) konnten vom Autor der vorliegenden Arbeit Staubhüllenstrukturen um eine Reihe grobkörniger Einschlüsse dieses Meteoriten beobachtet werden. Diese Staubhüllen sind i.d.R. sehr dünn ausgebildet, eine Folge des extrem geringen modalen "Matrix"-Anteils in E-Chondriten (< 5 Vol.%; McSween, 1979b).

## **8.5 Folgerungen**

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die petrographischen und mineralogischen Befunde an Staubhüllen der CO-, CV-, E- und gewöhnlichen Chondriten signifikant mit den Befunden an CM-Akkretionsstaubhüllen übereinstimmen. Hieraus leitet der Autor der vorliegenden Arbeit den Schluß ab, daß es sich auch bei den Hüllenstrukturen der anderen Chondrit-Gruppen eindeutig um analoge Bildungen zu den CM-Akkretionsstaubhüllen handelt. Die Eigenschaften all dieser Strukturen in den verschiedenen Chondrit-Klassen müssen sich auf prinzipiell gleichartige Prozesse innerhalb des Solarnebels zurückführen lassen.

## **9. Diskussion**

In den folgenden Abschnitten werden die im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermittelten petrographischen, mineralogischen und chemischen Befunde unter Berücksichtigung von Literaturdaten diskutiert. Ausgehend von einem Gesamtmodell zur Akkretions- und Breccierungsgeschichte der CM-Chondrite werden u.a. die möglichen Bildungsmechanismen der Akkretionsstaubhüllen sowie die Bedeutung ihrer mittleren chemischen Zusammensetzung erläutert. Abschließend erfolgt eine kritische Auseinandersetzung mit einigen gängigen Modellen zur Akkretions- und Breccierungsgeschichte der CM-Chondrite im Licht der neu gewonnenen petrographischen Daten.

### **9.1 Modell zur Akkretions- und Breccierungsgeschichte der CM-Chondrite**

Im folgenden soll anhand der in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Untersuchungsergebnisse ein Gesamtmodell zur Akkretions- und Breccierungsgeschichte der CM-Chondrite abgeleitet werden. Das Modell setzt erst zum Zeitpunkt der Bildung von Chondren, Einzelmineralen, refraktären Einschlüssen und dem Ausgangsmaterial der PCP-reichen Fragmente ein. Somit ist die allererste Frühphase des Solarnebels ausgeklammert, da sich aufgrund der ermittelten Befunde keinerlei Aussagen über Prozesse in dieser frühen Phase treffen lassen. Das Gesamtmodell ist in Abb. 9.1 in Form eines Diagramms dargestellt.

Nachdem sich durch scheinbar kurzzeitige Erhitzungs- und Aufschmelzungsprozesse innerhalb des Solarnebels die bereits aufgezählten *H<sub>2</sub>O-freien chondritischen Komponenten* gebildet hatten, kam es in einer extrem turbulenten Umgebung zu einer intensiven *Fragmentierung* und Erosion dieses Materials (linker Teil des Diagramms). Aus diesen Prozessen gingen die Ausgangskomponenten zum einen unbeeinflusst, zum anderen oberflächlich erodiert oder fragmentiert hervor. Anhand der Umwandlungsstrukturen des Olivins in Fe-reichen Olivin-Chondren (siehe Abschnitt 6.5.1.1) läßt sich weiterhin ableiten, daß die chondritischen Komponenten teilweise schon *vor* ihrer Breccierung im

# Sekundäre Mutterkörperprozesse

# Primäre Solarnebelprozesse

Impakt-induzierte Breccierung  
und Einlagerung solarer Gase  
H<sub>2</sub>O-Beeinflussung  
chondritischer Komponenten

Bildung der CM-Planetesimale  
und CM-Mutterkörper

Bildung zonierter Akkretionsstaubhüllen;  
gleichzeitige Erosion durch Reibung

Fragmentierung

Bildung H<sub>2</sub>O-freier  
Komponenten

H<sub>2</sub>O-Beeinflussung chondritischer Komponenten

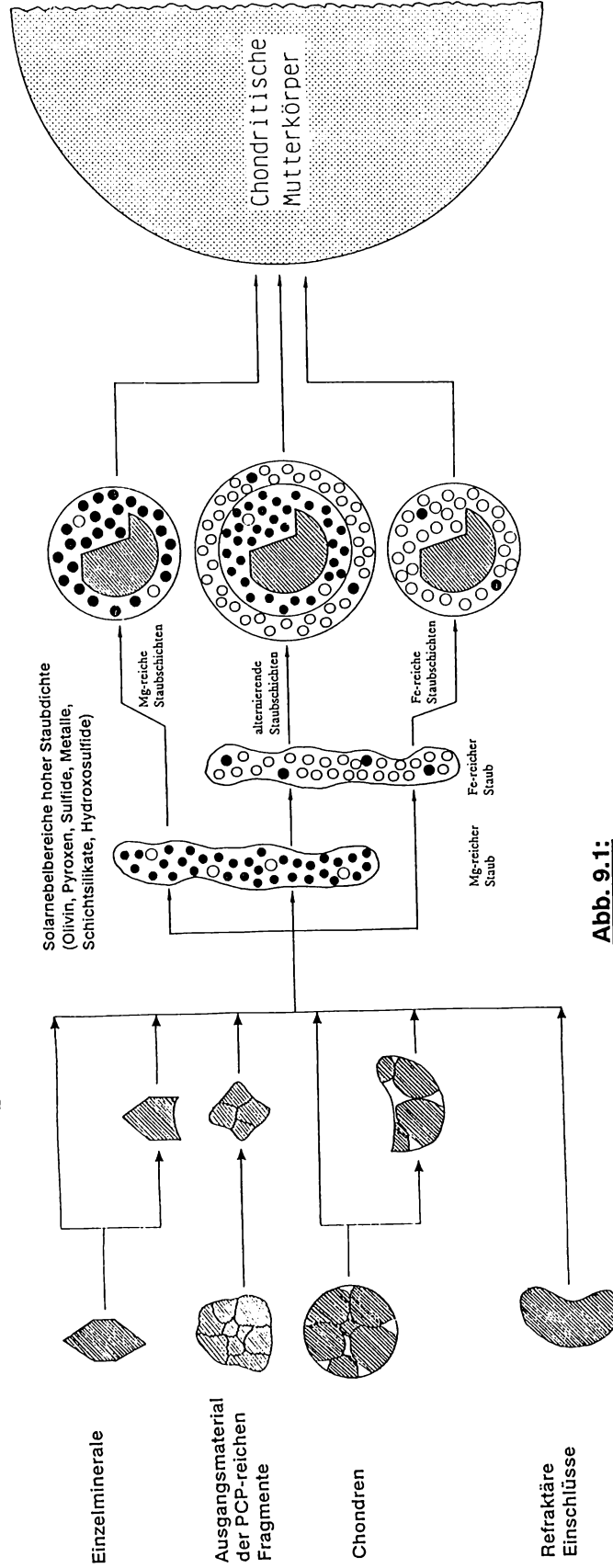


Abb. 9.1:

**Modell zur Akkretions- und Breccierungsgeschichte der CM-Chondrite.** Beginnend mit der Bildung der H<sub>2</sub>O-freien Ausgangskomponenten wie Einzelmineralen und Chondren geraten diese Komponenten unter den Einfluß gegenseitiger Kollisionen, wobei ein Teil dieser Komponenten fragmentiert wird. Gleichzeitig kommt es zur ersten H<sub>2</sub>O-Beeinflussung von Chondren und zur Bildung der PCP-reichen Fragmente innerhalb des Solarnebels. Die Gesamtpopulation dieser grobkörnigen Komponenten inklusive der PCP-reichen Fragmente dringt in Solarnebelbereiche hoher Staubdichte ein und bilden ihre Akkretionsstaubhüllen aus. Durch den Kontakt mit chemisch unterschiedlich zusammengesetzten Staubregionen, die hauptsächlich aus H<sub>2</sub>O-haltigen Mineralen bestehen, kommt es teilweise zur Bildung zonierter Staubhüllen. Nach der Staubhüllen-Entstehung kommt es zur eigentlichen Akkretion unter Bildung von CM-Planetesimalen oder CM-Mutterkörpern, welche sich aus den typischen CM-Akkretionsgesteinen zusammensetzen. Auf diesen Körpern kommt es zur impakt-induzierten Breccierung des Oberflächenmaterials, wobei in einen Teil des Materials solare Gase eingelagert werden. In diesem Stadium setzt auch eine zweite Episode der H<sub>2</sub>O-Beeinflussung der chondritischen Komponenten ein.

Solarnebel unter  $H_2O$ -Einfluß gerieten (siehe Abschnitt 6.5.1.1) Gleichzeitig oder zeitlich nach der Breccierung und aquatischen Beeinflussung drangen alle erwähnten Komponenten in *staubreiche Regionen des Solarnebels* ein. Aufgrund eines nicht eindeutig zu bestimmenden Adhäsionsmechanismus (s.u.) blieb der extrem feinkörnige Staub auf den Oberflächen der eingedrungenen grobkörnigen chondritischen Komponenten unter Bildung der Akkretionsstaubhüllen haften. Aus der Tatsache daß sich keinerlei Reaktionssäume zwischen Kernen und Akkretionsstaubhüllen beobachten lassen, läßt sich schließen, daß die grobkörnigen chondritischen Komponenten bei der Staubhüllenbildung schon kalt und vollständig kristallisiert waren.

Die  $H_2O$ -Aktivität innerhalb des Solarnebels hatte zumindest teilweise auch Einfluß auf den Mineralstaub innerhalb der staubreichen Regionen. Im Falle des CM-Chondriten Y-791198 läßt sich zeigen, daß das in Form der Akkretionsstaubhüllen anlagernde Staubmaterial schon primär aus Schichtsilikaten und Toehilitin bestand haben muß, da sich metallische FeNi-Partikel in Paragenese mit Schichtsilikaten und Toehilitin finden (siehe Abschnitt 6.5.1.2)

Viele der grobkörnigen Komponenten entwickelten *zonierte Akkretionsstaubhüllen* aus Fe-reichen und Mg-reichen Staublagen, wobei die Sequenz in den allermeisten Fällen mit einer *Mg-reichen Staublage* beginnt. Da sich derartig zonierte Staubhüllen in allen CM-Chondriten beobachten lassen, deutet dies zum einen auf eine prinzipiell ähnliche Akkretionsgeschichte aller CM-Chondrite hin. Zum anderen läßt sich daraus ableiten, daß es chemisch unterschiedlich zusammengesetzte Staubregionen gegeben hat, und somit eine chemische Fraktionierung des Staubmaterials *vor* der Staubhüllenbildung stattgefunden haben muß. Da es sich bei der chemischen Variation zwischen den unterschiedlichen Staubregionen fast ausschließlich um einen variierenden *Fe-Gehalt* handelt (siehe Abb. 6.33), deutet dies möglicherweise auf eine *ferromagnetische Fraktionierung* der Fe-reichen Minerale innerhalb der Staubregionen hin. Die grobkörnigen Komponenten müssen in den allermeisten Fällen *zuerst* mit den Mg-reichen Staubregionen in Kontakt gekommen sein. Diese innersten Staublagen zeigen oft Anzeichen einer intensiven Erosion, so daß häufig nur noch die Einbuchtungen der umhüllten Komponenten mit diesem Mg-reichen Staubmaterial verfüllt sind. Wahrscheinlich kam es beim Zusammenstoß von umhüllten Komponenten mit anderem feinkörnigem Material zeitweise nicht nur zu einer Anlagerung, sondern auch zu einem intensivem Abrieb des bereits angelagerten Staubes.

Nachdem es zur vollständigen Adhäsion allen feinkörnigen Staubmaterials an die Oberflächen der grobkörnigen chondritischen Komponenten gekommen war, setzte der eigentliche Akkretionsprozeß ein. Somit scheint es sich bei den Akkretionsstaubhüllen um die Zeugen der allerletzten Solarnebelprozesse zu handeln, bevor die endgültige Akkretion der chondritischen Mutterkörper einsetzte. Diese Körper bestanden vermutlich aus kohärenten Akkretionsgesteinen, die als Relikte noch heute in Form der Primärfragmente beobachtet werden können. Nach der Bildung dieser Körper kam es auf ihrer Oberfläche durch ein stetiges Bombardement kleiner Projektile zur Bildung von fragmentären Breccien und Regolithbreccien. Bei diesen Prozessen kam es zur Zertrümmerung der primär möglicherweise kohärenten Akkretionsgesteine unter Bildung der Primärfragmente und der klastischen Matrix. Anhand der Befunde in den CM-Chondriten Bells und Essebi sowie ALHA 83100 läßt sich



ableiten, daß es auch auf den CM-Mutterkörpern zu einer (sekundären) aquatischen Beeinflussung chondritischer Komponenten gekommen sein muß (siehe Abschnitt 6.5.2).

Aufgrund der petrographischen und mineralogischen Befunde lassen sich die untersuchten CM-Chondrite prinzipiell in drei verschiedene Gruppen einteilen. Die Vertreter dieser drei Gruppen setzen sich aus unterschiedlichen petrographischen Einheiten zusammen:

1) **Proben, bestehend aus Primärfragmenten und klastischer Matrix:**

Y-791198, Y-74662, Haripura, Cold Bokkeveld, Kivesvaara,  
Mighei, Pollen, Nogoya, Y-793321, ALHA 83100

2) **Proben, bestehend aus grobkörnigen chondritischen Komponenten mit Akkretionsstaubhüllen, die in eine klastische Matrix eingebettet sind und untergeordnet Primärfragmente enthalten**

Murchison, Murray

3) **Proben, bestehend aus grobkörnigen chondritischen Komponenten mit reliktschen Akkretionsstaubhüllen, die in eine klastische Matrix eingebettet sind und keine Primärfragmente enthalten**

Essebi, Bells

Trotz der petrographischen Unterschiede zwischen den drei Gruppen lassen sich alle mit dem eben beschriebenen Modell erklären. Die Tatsache, daß sich in *allen* untersuchten CM-Chondriten Akkretionsstaubhüllen, wenn auch zum Teil nur reliktsch, beobachten lassen, deutet darauf hin, daß die Komponenten all dieser Proben prinzipiell den gleichen *primären Solarnebelprozessen* unterworfen waren. Insofern besitzt der erste Teil des aufgezeigten Modells (s. Abb. 9.1) offenbar Allgemeingültigkeit.

Die Unterschiede zwischen den drei CM-Gruppen liegen vielmehr ausschließlich in der Art der sekundären Beanspruchung des Materials auf den Planetesimalen oder dem späteren Mutterkörper. Während sich die Gefüge der CM-Chondrite aus Gruppe 1 trivial als Folge einer impakt-induzierten Breccierung der kompaktierten Akkretionsgesteine auf oder in der Nähe der Mutterkörperoberfläche erklären lassen, ergibt sich im Falle der Gruppe 2 ein abweichendes Breccierungsbild. Wie schon in Abschnitt 6.3.3 erläutert, könnte der Grund für diese Unterschiede zur Gruppe 1 darin gelegen haben, daß das Ausgangsmaterial nie durch Auflastdrucke verfestigt worden war, sondern als lose Staubschicht auf der Mutterkörperoberfläche vorlag. Aufgrund der mechanischen Eigenschaften dieses

Staubmaterials könnte trotz impaktmechanischer Beanspruchung ein Teil der grobkörnigen Komponenten möglicherweise seine Staubhüllen bewahrt haben. Ein Beleg für die These, daß es sich bei dem Entstehungsprozeß der Murray- und Murchison-Gefüge um oberflächennahe, impakt-induzierte Breccierungsprozesse gehandelt hat, ist die Existenz großer Mengen solarer Edelgase in diesen Proben (siehe Tab. 7.4). Das Gefüge der CM-Chondrite der Gruppe 3 läßt sich durch eine intensive impaktmechanische Beanspruchung des Ausgangsmaterials unter gleichzeitiger aquatischer Beeinflussung in der Nähe der Mutterkörperoberfläche erklären. Die Oberflächennähe muß zumindest für den CM-Chondrit Essebi gefordert werden, da auch diese Probe Anteile solarer Edelgase aufweist (siehe Tab. 7.4).

**Bildung der Akkretionsstaubhüllen durch Adhäsion feinkörnigen Mineralstaubes auf den Oberflächen grobkörniger chondritischer Komponenten.**

Im eben vorgestellten Gesamtmodell zur Akkretionsgeschichte der CM-Chondrite wurde aufgrund der in der vorliegenden Untersuchung aufgeführten petrographischen Befunde eine elementare These aufgestellt:

**Die in den CM-Chondriten zu beobachtenden Hüllenstrukturen sind das Resultat einer Adhäsion extrem feinkörnigen Mineralstaubes auf den Oberflächen der sich isoliert im Solarnebel bewegenden grobkörnigen chondritischen Komponenten.**

Beim Studium der Literatur und in Diskussionen mit Fachkollegen bezüglich der Natur dieser Hüllenstrukturen wird deutlich, daß vielen Wissenschaftlern in Ermangelung petrographischer Daten der Entstehungsmechanismus dieser Strukturen bisher verborgen geblieben ist. Stattdessen werden oft veraltete und überholte Theorien als Gegenargumente zur oben aufgestellten These angeführt. Diese scheinbaren Gegenargumente sollen im folgenden kurz formuliert und durch direkte petrographische Befunde an CM-Akkretionsstaubhüllen widerlegt werden. Ein Zitat von Richardson (1981) mag die bisherige Vorstellung exemplarisch wiedergeben:

*"Die Hüllen um grobkörnige chondritische Komponenten sind das Resultat einer chemischen (aquatischen) In-situ-Reaktion zwischen diesen Komponenten und der direkt an sie angrenzenden chondritischen Matrix".*

Die in der vorliegenden Arbeit abgeleiteten Gegenargumente können wie folgt zusammengefaßt werden.

1) Im Falle einer aquatischen Umwandlung *in situ* müßten viele Grenzflächen zwischen umhüllten Komponenten und ihren Staubhüllen verwaschen und unscharf erscheinen. Dies ist nicht der Fall; vielmehr lassen sich fast immer extrem scharfe Kontakte zwischen Staubhüllen und umhüllten Komponenten feststellen (siehe z.B. Abb. 6.19, 6.49).

- 2) Chemische Reaktionssäume müßten der äußeren Morphologie der umhüllten Komponente folgen, d.h., es müßte sich an allen Stellen eine  $\pm$  gleichmäßig Dicke der vermeintlichen Reaktionsschicht finden. Im Gegensatz hierzu neigen die Staubhüllen in der Realität zu einer gerundeten, isometrischen äußeren Morphologie, wobei Vertiefungen der umhüllten Komponente von Staubmaterial aufgefüllt werden. Vorspringende Bereiche der Komponenten-Oberfläche zeigen eine entsprechend dünnere Staubüberdeckung (z.B. Abb. 6.18, 6.19C)
- 3) Ein weiteres Argument gegen eine *In-situ*-Bildung der Staubhüllen ist die gefundene Korrelation zwischen der maximalen Staubhüllendicke und dem maximalen Durchmesser der jeweiligen umhüllten Komponente (siehe Abb. 6.23). Im Falle einer *In-situ*-Reaktion müßten sich um alle Komponenten, unabhängig von ihrem Durchmesser, Reaktionssäume identischer Dicke bilden.
- 4) Unter den umhüllten chondritischen Komponenten lassen sich häufig auch Ca-Al-reiche Einschlüsse (CAIs) finden. Um diese Komponenten hatten sich i.d.R. primär, d.h. vor der Staubhüllenbildung, konzentrischen Säume, die sog. Wark-Lovering-Rims gebildet (siehe Abschnitt 6.1.2). Diese Säume stellen unzweifelhaft die äußersten Begrenzungen der CAIs dar. In allen Fällen, in denen sich Staubhüllen um CAIs finden lassen, sind die Wark-Lovering-Rims unverändert erhalten (vgl. z.B. Abb. 6.20D), obwohl sie naturgemäß bei einer *In-situ*-Reaktion als erstes von den Umwandlungen betroffen sein müßten.
- 5) Es lassen sich keinerlei chemische Korrelationen zwischen umhüllten Komponenten und den entsprechenden Staubhüllen finden (siehe Abb. 6.37). Derartige Korrelationen wären bei einer *In-situ*-Bildung der Staubhüllen jedoch gefordert.
- 6) Die Staubhüllen im CM-Chondrit Y-791198, die sich auf den ersten Blick durch nichts von den Staubhüllen anderer CM-Chondrite unterscheiden, zeigen eine Mineralparagenese aus Schichtsilikaten, Tochilinit und feinverteilten metallischen FeNi-Partikeln (siehe Abschnitt 6.5.1.2). Dieser Befund ist absolut inkonsistent mit einer aquatischen *In-situ*-Bildung der Staubhüllen.

Somit ist die Möglichkeit einer *In-situ*-Bildung der Staubhüllen mit absoluter Sicherheit auszuschließen. Grossman et al. (1988) akzeptieren zumindest für den Fall der CV-Chondrite die Bildung von Akkretionsstaubhüllen im Solarnebel. Sie erklären die Bildung der CM-Akkretionsstaubhüllen durch eine aquatische *In-situ*-Umwandlung derartiger, primär H<sub>2</sub>O-freier Akkretionsstaubhüllen. Diese Position ist im Gegensatz zur These einer *In-situ*-Bildung der Staubhüllen durchaus nicht völlig auszuschließen, da in der Tat auch Anzeichen einer aquatischen Beeinflussung einiger CM-Chondrite auf den Mutterkörpern oder deren Planetesimalen gefunden werden konnten (siehe Abschnitt 6.5.2). Allerdings kann man für den Fall des CM-Chondriten Y-791198 eine derartige sekundäre aquatische Beeinflussung aus den bereits erwähnten Gründen (Metallpartikel in Paragenese mit Schichtsilikaten) ausschließen. Aufgrund der Tatsache, daß es keine mineralogischen, chemischen und petrographischen Unterschiede zwischen den Staubhüllen dieses Meteoriten und denjenigen der anderen untersuchten CM-Chondrite gibt, geht der Autor der vorliegenden Arbeit davon aus, daß auch die Staubhüllen dieser anderen Proben schon primär aus Schichtsilikat- und Tochilinit-Staub gebildet wurden.

Bezüglich der Bildungsbedingungen der Akkretionsstaubhüllen kam bei Diskussionen mit Fachkollegen neben der These der *In-situ*-Bildung auch das folgende Argument zur Sprache, welches in einer persönlichen Mitteilung von McSween wie folgt formuliert wurde:

**"Die Bildung der Staubhüllen beruht auf der Adhäsion feinkörnigen klastischen Mineralstaubes auf den Oberflächen grobkörniger Komponenten als Folge der Regolithumwälzung auf der CM-Mutterkörper-Oberfläche".**

Gegen diese Vorstellung lassen sich folgende Argumente aufführen:

- 1) Gegen eine Bildung der Staubhüllen durch Regolithprozesse spricht die einheitliche Korngröße ( $< 1$  Mikrometer) und der nicht-klastische Charakter der Staubhüllengrundmasse. Im Falle der Adhäsion klastischen Materials im Rahmen einer ständigen Regolithumwälzung müßte sich eine kontinuierliche Korngrößenverteilung beobachten lassen.
- 2) Die Staubkomponente innerhalb des Regoliths müßte chemisch und mineralogisch perfekt durchmischt sein. Insofern müßten auch die Staubhüllen im Falle eines Regolith-Ursprungs homogen aufgebaut sein (Scott et al., 1983). Viele der Staubhüllen zeigen jedoch eine charakteristische mineralogische und chemische Zonierung.
- 3) Im Falle eines Regolithursprungs der Staubhüllen müßten sich auch häufig Gesteinsfragmente (Primärfragmente) finden lassen, die von feinkörnigem Staubmaterial eingehüllt sind. Derartige Strukturen ließen sich in *keinem einzigen Fall* in den untersuchten CM-Proben finden.
- 4) Eine Bildung der Staubhüllen an der Mutterkörperoberfläche durch Regolithprozesse müßte zu einer Einlagerung solarer Edelgase in das Staubmaterial führen. In Abschnitt 7.2.3 konnte jedoch gezeigt werden, daß die Staubhüllen in Primärfragmenten *frei* von solaren Edelgasen sind.
- 5) Wenn es sich bei der Staubhüllenbildung um Regolithprozesse handeln würde, müßten sich derartige Strukturen auch im Regolith anderer planetarer Körper finden lassen. *In keinem einzigen Fall* lassen sich derartige Staubhüllenstrukturen in Regolithproben des Mondes und des HED-Mutterkörpers finden.
- 6) Zuletzt schließen die extrem geordneten und sich in allen CM-Chondriten wiederholenden Akkretionsgefüge der Primärfragmente, deren grobkörnige Komponenten ohne Ausnahme von Staubhüllen umgeben sind, eine destruktive Beeinflussung durch sekundäre Breccierungsprozesse grundsätzlich aus.

Somit erscheint zur Erklärung der Staubhüllenbildung das in Abb. 9.1 vorgestellte Akkretionsmodell tatsächlich am plausibelsten.

Bei allen in CM-Chondriten gefundenen Komponenten mit Akkretionsstaubhüllen handelt es sich um *isolierte* chondritische Komponenten wie Chondren, refraktäre Einschlüsse und monomineralische

Fragmente. Die Bildung der Akkretionsstaubhüllen ausschließlich um derartige isolierte Komponenten herum belegt, daß sich all diese Komponenten unabhängig und isoliert voneinander durch staubreiche Regionen des späten Solarnebels bewegt und ihre Staubhüllen entwickelt haben.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung konnte *kein einziges Gesteinsfragment* (Primärfragment) gefunden werden, welches in seiner Gesamtheit von einer Akkretionsstaubhülle umgeben ist. Auch in der Literatur zum Thema CM-Chondrite werden in keinem Fall derartige Strukturen erwähnt. Allerdings findet sich in der Literatur die Beschreibung zweier umhüllter Gesteinsfragmente, die jedoch in Form von Xenolithen in CV- und gewöhnlichen chondritischen Breccien vorliegen. So fanden Kracher et al. (1984) im CV3-Chondriten Leoville ein rund 4 cm großes CM-ähnliches Fragment mit einer Akkretionsstaubhülle, deren größte Dicke 2 mm beträgt. Die Staubhülle besteht aus Mineralen mit Korngrößen im Submikrometerbereich und enthält monomineralische und polymineralische Fragmente sowie eine Mikrochondre. Aus den hohen Summenprozenten der chemischen Analysen läßt sich ableiten, daß sowohl der gesamte CM-ähnliche Einschluß als auch seine Staubhülle einen viel geringeren H<sub>2</sub>O-Gehalt als CM-Chondrite und deren Staubhüllen aufweisen müssen. Das Staubhüllen-Material um dieses Chondritfragment entspricht chemisch eher den Staubhüllen um die Einzelkomponenten im Wirtsmeteoriten Leoville, die ebenfalls von den Autoren chemisch analysiert wurden. Scott et al. (1984) fanden im L/LL3-Chondriten Quinyambie ein 4 mm großes Chondritfragment des petrologischen Typs 3, welches ebenfalls in seiner Gesamtheit von einer rund 100 Mikrometer dicken Akkretionsstaubhülle umgeben ist. Die chemische Zusammensetzung dieser Staubhülle ist in der Veröffentlichung nicht enthalten.

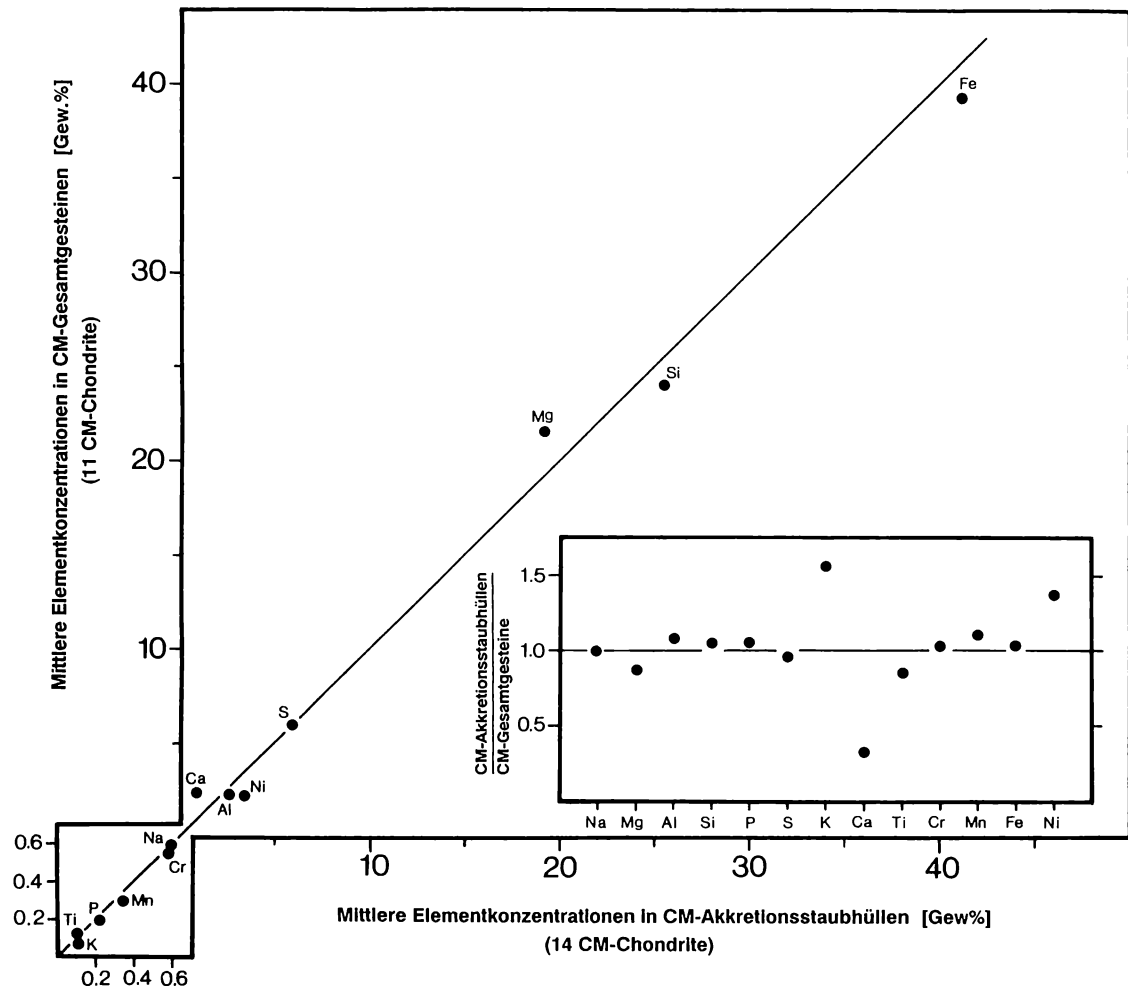
Die Existenz dieser beiden Gesteinsfragmente mit Akkretionsstaubhülle ist ein Beweis dafür, daß Reste der staubreichen Regionen des Solarnebels, in denen es zur Bildung der Akkretionsstaubhüllen kam, noch zu einer Zeit existierten, als es schon zur Bildung planetarer Körper gekommen war. Bei Kollisionsprozessen auf derartigen Körpern wurden Fragmente schon verfestigten Akkretionsgesteins wieder aus diesen Körpern herausgeschlagen und gerieten in den Einflußbereich der immer noch existierenden Staubregionen, wo sie ihre (dünnen) Akkretionsstaubhüllen entwickelten.

Das umhüllte Gesteinsfragment in Leoville besteht der Beschreibung nach aus grobkörnigen chondritischen Komponenten, die *ihrerseits* von Akkretionsstaubhüllen umgeben sind (Primärfragment). Der Chemismus dieser internen Staubhüllen unterscheidet sich kaum von der chemischen Zusammensetzung der Gesamtfragment-Staubhülle (Kracher et al., 1984).

## **9.2 Mittlere chemische Zusammensetzung des Staubhüllen-Materials**

Vergleicht man die mittlere chemische Zusammensetzung aller im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten CM-Akkretionsstaubhüllen mit der mittleren chemischen Zusammensetzung der CM-Chondrite, so zeigt sich eine auffällige Ähnlichkeit. In Abb. 9.2 ist dieser Sachverhalt in graphischer Form dargestellt. Aufgetragen sind die mittleren Elementkonzentrationen aller gemessenen Staubhüllen (86 Staubhüllen, vgl. Tab. 6.7) gegen die mittleren Elementkonzentrationen in 11 der 14 untersuchten CM-Chondriten (vgl. Tab. 4.2).

Die Originaldaten wurden jeweils zwecks besserer Vergleichbarkeit auf O<sub>2</sub>-freier Basis zu 100



**Abb. 9.2:**

Vergleich der mittleren chemischen Zusammensetzung aller im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten CM-Akkretionsstaubhüllen mit der mittleren chemischen Zusammensetzung der CM-Chondrite (11 CM-Chondrite). Aufgetragen sind die mittleren Elementgehalte aller gemessenen Staubhüllen (86 Staubhüllen, vgl. Tab. 6.7) gegen die mittleren Elementgehalte von 11 der 14 untersuchten CM-Chondrite (vgl. Tab. 4.2). Es zeigt sich eine auffällige Ähnlichkeit. Die Originaldaten wurden jeweils zwecks besserer Vergleichbarkeit auf O<sub>2</sub>-freier Basis zu 100 Summenprozent umgerechnet. Zur Orientierung ist in das Diagramm die 1:1-Gerade eingetragen, auf der alle Datenpunkte zu liegen kämen, wenn der Chemismus der Staubhüllen und derjenige der CM-Gesamtgesteine identisch wären. In der Tat liegen die Datenpunkte in der Regel auf oder etwas abseits dieser Geraden, was die extreme chemische Ähnlichkeit zwischen CM-Staubhüllen und CM-Gesamtgesteinen belegt.

Im rechten unteren Teil der Abbildung sind für die 13 gemessenen Elemente die jeweiligen mittleren Konzentrations-*Verhältnisse* zwischen CM-Staubhüllen und CM-Gesamtgesteinen aufgetragen. Nur die Elemente K, Ca und Ni zeigen signifikante Abweichungen von der Geraden.

Summenprozent umgerechnet. Zur Orientierung ist in das Diagramm die 1:1-Gerade eingetragen, auf der alle Datenpunkte zu liegen kämen, wenn der Chemismus der Staubhüllen und derjenige der CM-Gesamtgesteine absolut identisch wären. In der Tat liegen die Datenpunkte in der Regel auf oder etwas abseits dieser Gerade, was die extreme chemische Ähnlichkeit zwischen CM-Staubhüllen und CM-Gesamtgesteinen belegt. Man erkennt zum einen, daß die Staubhüllen im Mittel etwas Fe- und Si-reicher und komplementär etwas Mg-ärmer als die CM-Gesamtgesteine sind. Die Elemente Ti, P, Mn, Cr, Na, Al und S liegen fast genau auf der Geraden, während Ca in den Staubhüllen um den Faktor 3 gegenüber den Gesamtgesteins-Konzentrationen abgereichert ist. Die Elemente K und Ni sind hingegen in den Staubhüllen um den Faktor 1,6 bzw. 1,4 angereichert.

Im rechten unteren Teil der Abb. 9.2 sind für die 13 gemessenen Elemente die jeweiligen mittleren Konzentrations-*Verhältnisse* zwischen CM-Staubhüllen und CM-Gesamtgesteinen aufgetragen. In dieser Darstellung fällt die Abweichung der drei letztgenannten Elemente stärker ins Auge. Zur Abweichung des K läßt sich sagen, daß die mittlere Konzentration dieses Elementes 0,11 Gew.% in den Staubhüllen und 0,07 Gew.% in den Gesamtgesteinen beträgt. Im Bereich derart geringer Konzentrationen können sich schon aus analysetechnischen Gründen große relative Fehler ergeben, so daß die beobachteten Abweichungen möglicherweise im Rahmen des Meßfehlers liegen. Für den Fall des Ca und des Ni ist dies mit Sicherheit auszuschließen, so daß die Abweichungen bei diesen beiden Elementen von Bedeutung sind.

Aufgrund der chemischen Ähnlichkeit zwischen Staubhüllen und Gesamtgesteinen geht der Autor der vorliegenden Arbeit davon aus, daß es sich bei dem Staubhüllenmaterial um das *Ausgangsmaterial der CM-Gesteine* insgesamt, einschließlich der in ihnen enthaltenen Chondren, refraktären Einschlüsse und PCP-reichen Fragmente handeln könnte. Dies würde bedeuten, daß sich aus demselben Staubmaterial sowohl die Akkretionsstaubhüllen als auch die Hochtemperatur-Komponenten gebildet haben (letztere durch kurzzeitige Aufheizprozesse). Somit könnte es sich bei den CM-Gesamtgesteinen insgesamt um relativ lokale Bildungen handeln. Allerdings sind die Abweichungen im Ca- und Ni-Gehalt mit diesem Modell nicht ohne weiteres zu erklären. Ein Grund für die Abweichung im Ca-Gehalt könnte die Beimischung Ca-reichen Materials zum Gesamtgestein sein. CAIs kommen als Träger des überschüssigen Ca nicht in Frage, da der Al-Gehalt der Staubhüllen keine Abweichung gegenüber dem Al-Gehalt der CM-Gesamtgesteine zeigt. Somit kommt als Trägerphase des Ca nur der Calcit in Frage, so daß für die Ca-Anreicherung in den Gesamtgesteinen möglicherweise eine Beimischung von Calcit verantwortlich ist. Da jedoch, wie beschrieben, der Calcit primär immer im Verband mit Fe-reichen Phasen (PCP-reiche Fragmente) auftritt, die Gesamtgesteine aber nicht an Fe angereichert sondern abgereichert sind, erscheint diese These allerdings wenig plausibel.

Auch der um den Faktor 1,4 erhöhte Ni-Gehalt der Staubhüllen im Vergleich zum Ni-Gehalt der CM-Gesamtgesteine ist mit dem Modell der CM-Chondrite aus Staubhüllenmaterial nicht ohne weiteres zu erklären. Bei den Trägerphasen des Ni in CM-Chondriten handelt es sich in erster Linie um Pentlandit und Tochilinit; beides sind Fe- und S-reiche Minerale. Während aber der Ni-Gehalt der Staubhüllen erhöht ist, zeigt der S-Gehalt der Staubhüllen keinerlei Abweichung gegenüber dem S-Gehalt des Gesamtgesteins. Dagegen sind die Staubhüllen neben dem Ni auch an Fe angereichert, was

möglicherweise darauf hindeutet, daß das überschüssige Ni nicht an die sulfidischen Minerale, sondern an metallisches Fe gebunden ist oder war. Die gekoppelte Fe- und Ni-*Abreicherung* des Gesamtgesteins gegenüber den Staubhüllen könnte zum einen möglicherweise auf eine Abtrennung von FeNi-Partikeln aus den staubreichen Regionen nach der Staubhüllenbildung und vor der Gesamtgesteins-Akkretion hindeuten.

Zum anderen wäre aber auch eine primäre Fe- und Ni-*Anreicherung* der Staubhüllen relativ zum Gesamtgestein denkbar, so daß das an die Akkretionsstaubhüllen gebundene Material nicht exakt die Gesamtchemie der staubreichen Solarnebelbereiche widerspiegelt.

Auf die chemische Verwandtschaft zwischen Gesamtgesteinen und der "Matrix" bzw. den Staubhüllen, aber auch zwischen Chondren und "Matrix" anderer Chondrit-Gruppen wurde auch schon von anderen Autoren hingewiesen. Frühere Modelle zur Entstehung der chondritischen Meteorite gingen davon aus, daß es sich bei den Chondren grundsätzlich um die refraktären Bestandteile und bei der "Matrix" komplementär um die volatilen Bestandteile der Chondrite handelt. Sie führten diese vermeintlichen Befunde auf die Kondensationssequenz innerhalb eines vollständig gasförmigen Solarnebels zurück, wobei zunächst bei hohen Temperaturen die Chondren und bei tiefen Temperaturen die Matrixminerale aus dem Nebel kondensiert sein sollten. In jüngerer Zeit kommen allerdings immer mehr Autoren zu dem Schluß, daß dieses Zwei-Komponenten-Modell nicht haltbar ist und sich die Chondren eher als Produkte kurzzeitige Aufheizprozesse innerhalb des sonst relativ kühlen Solarnebels erklären lassen. Wilkening et al (1984) weisen darauf hin, daß die Chondren im LL3-Chondrit Chainpur im Vergleich zur Matrix und dem Gesamtmeteoriten *nicht* in allen Fällen an volatilen Elementen verarmt sind. Weiterhin stellen die Autoren den Befund heraus, daß die Chondren und die Matrix des LL3-Chondriten Tieschitz sowie der gesamte Meteorit eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung aufweisen, was auf eine mögliche Entstehung der Chondren und des Gesamtmeteoriten aus dem Matrix- bzw. Staubhüllen-Material hindeuten könnte.

Als direkte petrographische Befunde für eine derartige These kann das Auftreten sog. "Einschluß-Matrix" innerhalb von Hochtemperaturkomponenten gedeutet werden. Hierbei handelt es sich um zumeist an Dünnschliffen gefundene Vorkommen von feinkörnigem Matrixmaterial innerhalb von Chondren. Viele dieser Chondren sind jedoch von Akkretionsstaubhüllen umgeben und häufig legen die Dünnschliffabbildungen derartiger Chondren den Schluß nahe, daß es sich bei der vermeintlichen "Einschluß-Matrix" um äußeres Staubhüllenmaterial handelt, welches durch *Schnittlageneffekte* im scheinbaren Inneren der Chondren erscheint (siehe z.B. Scott et al., 1984; Fig. 6). Allerdings beschreiben die Autoren in der gleichen Arbeit eine lose, mittig durchgebrochene kryptokristalline Olivinchondre mit Akkretionsstaubhülle des H3-Chondriten Tieschitz, die in ihrem Zentrum tatsächlich einen eingeschlossenem "Matrix-Klumpen" enthält.

***Sowohl die Akkretionsstaubhülle als auch die Chondre und das eingeschlossene Matrixmaterial zeigen eine identische chemische Zusammensetzung!***

Die Tatsache, daß die "Einschluß-Matrix" und die zugehörigen Staubhüllen grundsätzlich eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung aufweisen, wurde von Scott et al. (1984) für sechs weitere



gewöhnliche Chondrite nachgewiesen. Dagegen scheint es sich bei einer identischen chemischen Zusammensetzung von Chondren und Staubhüllen bzw. "Einschluß-Matrix" eher um eine Ausnahme zu handeln, denn häufig sind die Chondren an volatilen Elementen wie Na und Fe gegenüber den Staubhüllen abgereichert. Dies läßt sich auf die hohen Temperaturen bei der Aufschmelzung des Chondren-Ausgangsmaterials zurückführen, wobei es bis zur Kristallisation des Chondren-Schmelztropfens zum bevorzugten Verdampfen des volatilen Inventars kommt. Das Gefüge kryptokristalliner Chondren, wie die eben beschriebene, sind ein Zeichen extrem schneller Abkühlung, so daß es im Falle dieser Chondren erst gar nicht zu einer chemischen Fraktionierung kommen konnte und somit die chemische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials (Einschluß-Matrix) erhalten blieb.

Zusammenfassend bleibt zu sagen, daß es sich bei dem Material der CM-Akkretionsstaubhüllen zumindest um eine der Haupt-Ausgangskomponenten der CM-Gesamtgesteine handeln könnte. Die Möglichkeit einer Bildung von Chondren direkt aus staubförmigem "Matrixmaterial" scheint auch durch die Beobachtungen von Scott et al. (1984) belegt.

### **9.3 Bildung von Akkretionsstaubhüllen vor dem Hintergrund der gängigen Solarnebelmodelle**

Trotz der Tatsache, daß Akkretionsstaubhüllen schon seit langer Zeit in der Literatur beschrieben werden (s. Abschnitt 6.2.1), ist ihre Bedeutung bezüglich einer Rekonstruktion der Agglomerierungsmechanismen im Solarnebel bisher nicht erkannt worden. Zum einen liegt dies in der Tatsache begründet, daß derartige Strukturen in den am besten untersuchten Chondrit-Gruppen wie gewöhnliche Chondrite und CV-Chondrite aufgrund ihrer geringeren Dicke im Vergleich zu den CM-Staubhüllen nicht immer auf den ersten Blick zu erkennen sind. Zum anderen hat sich die These, daß es sich bei diesen Strukturen wirklich um Produkte des späten Solarnebels handelt, noch nicht weit genug durchgesetzt.

Akkretionsstaubhüllen besitzen die Funktion einer *zeitlichen Grenzmarkierung* zwischen Solarnebelprozessen und der Bildung der Mutterkörper, da man sie als Produkt der letzten Solarnebelprozesse vor der Mutterkörperbildung ansehen kann. Somit müßten sich in den Staubhüllenstrukturen auch eine Vielzahl derjenigen Prozesse widerspiegeln, die sich im Zeitraum zwischen der Bildung grobkörniger Komponenten wie Chondren und der Bildung der CM-Planetesimale bzw. -Mutterkörper ereignet hatten. So sollten sie beispielsweise Träger vielfältiger Informationen bezüglich der physikalischen und chemischen Zustände innerhalb der Staubregionen, in denen sie gebildet wurden, sein. Infolgedessen können die petrographischen, mineralogischen und chemischen Befunde an Akkretionsstaubhüllen einen Beitrag bei der Lösung folgender Fragestellung leisten:

***Welche Prozesse waren in der Lage, feinkörnigen Solarnebelstaub letztendlich zu planetaren Körpern aggregieren zu lassen ?***

In diesem Zusammenhang soll zunächst eine kurze Zusammenfassung der Solarnebelmodelle gegeben werden. Aus diesen Modellen ergeben sich eine Reihe von Grenzbedingungen bezüglich der

chemischen und physikalischen Zustände innerhalb des Solarnebels, welche bei einer Interpretation der Befunde an Akkretionsstaubhüllen beachtet werden sollten.

Alle Modelle zur Solarnebelentwicklung gehen einheitlich davon aus, daß der Solarnebel aufgrund des gravitativen Kollaps einer interstellaren Gas- und Staubwolke entstanden ist (siehe z.B. Wood and Morfill, 1988). Die Korngröße des in dieser Wolke enthaltenen interstellaren Staubes lag vermutlich im Bereich von 0,001 bis 0,1 Mikrometer; diese Werte ergeben sich aus der astronomischen Beobachtung der Absorption von Sternenlicht durch das interstellare Medium. In einer dichten und turbulenten interstellaren Wolke dürften diese Werte maximal bis in den Bereich von 1 bis 10 Mikrometer ansteigen (siehe z.B. Cassen and Boss, 1988). Die zur Bildung des Solarnebels beitragende Materie besaß ein zu hohes Drehmoment, als daß sie unmittelbar in die sich formierende Sonne hätte hineinstürzen können. Vielmehr bildete sich eine rotierende Akkretionsscheibe um die Protosonne, in der sich zunächst ein großer Teil des einfallenden interstellaren Materials ansammelte. Die Existenz einer derartigen Akkretionsscheibe in der Ebene der Ekliptik läßt sich noch heute an der Anordnung der Planetenumlaufbahnen ablesen.

Das in die Akkretionsscheibe einfallende interstellare Material wurde wahrscheinlich zum großen Teil beim Eindringen in die Akkretions-Schockfront durch die plötzlich auftretenden Druck- und Temperaturdifferenzen stark verändert (Cassen and Boss, 1988). Allerdings lassen sich in der "Matrix" kohligler Chondrite (auch in den Akkretionsstaubhüllen?) untergeordnet auch Komponenten mit extremen Isotopenanomalien finden, was auf eine geringe Beimischung unveränderter präsolarer Materie hindeutet. Beispielsweise finden sich in der "Matrix" kohligler Chondrite Trägerphasen einer exotischen Neon-Komponente. Diese Komponente, das sogenannte Neon-E, besteht fast ausschließlich aus  $^{22}\text{Ne}$  (siehe z.B. Anders, 1988). Dieser Befund deutet darauf hin, daß die Trägerphasen dieser Neon-Komponente das Mutter-Isotop  $^{22}\text{Na}$ , welches eine Halbwertszeit von nur 2,6 Jahren aufweist, noch "lebend" inkorporiert haben. Diese Bedingungen werden nur in der unmittelbaren Umgebung sterbender Sterne erfüllt, die während ihrer Zerstörung in Nova- oder Supernova-Prozessen z.B.  $^{22}\text{Na}$  produzieren. Dieses wird in den Raum ausgestoßen und kann bei sinkenden Temperaturen schnell in kondensierende Partikel (z.B. Spinell und Kohlenstoff) eingebaut werden und anschließend in  $^{22}\text{Ne}$  zerfallen. Derartige Partikel können noch heute als präsolare Körner in Meteoriten gefunden werden (siehe z.B. Lewis und Anders, 1986).

Der heute akzeptierte Wert für die Lebensdauer des Solarnebels liegt bei nur  $10^6$  bis  $10^7$  Jahren (Kerridge and Anders, 1988; Wood and Morfill, 1988). Innerhalb dieser kurzen Zeit müssen sich die Gefüge der heute innerhalb der CM-Primärfragmente zu findenden Komponenten wie Chondren und refraktäre Einschlüsse, aber auch der Akkretionsstaubhüllen gebildet haben. Die Temperatur, die in einer Entfernung von 3 AU, also dem Bildungsbereich der meisten Asteroiden zum Zeitpunkt der Akkretion geherrscht haben muß, kann nur einige 100 K betragen haben (Kerridge and Anders, 1988; Wood and Morfill, 1988). Dies ist z.B. der Grund, daß die präsolaren Phasen ihre exotischen Isotopen bis heute bewahren konnten. Der Druck in der zentralen Solarnebelebene dürfte in einer Entfernung von 3 AU im Bereich von  $10^{-5}$  Atmosphären gelegen haben (siehe z.B. Wood and Morfill, 1988).

### Adhäsionsmechanismen

Alle Modellrechnungen gehen von einem extrem feinkörnigen (staubförmigen) Ausgangsmaterial des Solarnebels aus. Aufgrund der Tatsache, daß interstellares Material beim Einfall in die Akkretionsscheibe die Akkretions-Schockfront passieren mußte, kann aber davon ausgegangen werden, daß man es bei einem Teil diese Solarnebelstaubes nicht mit unverändertem interstellarem Staub zu tun hatte. Die Bewegung derartiger Staubpartikel im Solarnebel sind streng an die Gasbewegungen des Nebels gekoppelt; die Partikel unterliegen somit den aerodynamischen Kräften ihrer gasreichen Umgebung (Weidenschilling, 1988).

Nur im Falle eines völlig turbulenzfreien Solarnebels wäre es zur ungestörten Sedimentation des Staubes in der zentralen Solarnebelebene gekommen. Ab einer gewissen Dichte dieser zentralen Staubschicht hätte es dann zu gravitativen Instabilitäten und damit verbunden zur Bildung von Planetesimalen kommen können (z.B. Savranov, 1969). Allerdings erscheint die These eines turbulenzfreien Solarnebels kaum haltbar. Alleine die Scherkräfte zwischen der zentralen Staubschicht und den umgebenden Gasbereichen müssen zu Turbulenzen in der Grenzschicht geführt haben. Diese Berechnungen führen zu dem Schluß, daß sich die Planetesimalen nicht aufgrund gravitativer Instabilitäten der zentralen Staubschicht gebildet haben können. Aus diesen Berechnungen geht weiterhin hervor, daß die Staubsedimentation in der zentralen Solarnebelebene zu einer turbulenten Partikelschicht mit einem Staub/Gas-Verhältnis von ungefähr 1 geführt hat, in der es Turbulenzen mit Geschwindigkeiten von einigen m/s gegeben haben muß (Weidenschilling, 1988). Bei der Energiequelle, die für die Aufrechterhaltung der Turbulenzen verantwortlich war, handelt es sich um die Inwärtsbewegung der Teilchen im solaren Gravitationsfeld. Diese Bedingungen wurden aufrecht erhalten, bis es durch Kollisionen zur Koagulation von Körpern kam, die aufgrund ihrer Größe in der Lage waren, sich von den Turbulenzen abzukoppeln. Für die Entstehung der Planetesimale ist also in jedem Falle die Wirksamkeit von *Koagulations-Mechanismen* gefordert (Weidenschilling, 1980).

Kollisionen von Staubpartikeln müssen nicht notwendigerweise in einer Koagulation des Materials resultieren. Ob es zu einer Koagulation kommt, hängt von den Adhäsionsmechanismen ("sticking efficiency") und von Faktoren wie der Relativgeschwindigkeit, der Partikelgröße, der Partikeldichte und Oberflächenausbildung ab (Weidenschilling, 1988). Folgende Adhäsionsmechanismen werden vom letztgenannten Autor angeführt:

- 1) **Van der Waals Kräfte**
- 2) **Elektrostatische Anziehung aufgeladener Partikel**
- 3) **Ferromagnetismus**
- 4) **Chemische Reaktionen**
- 5) **"Klebrige" Oberflächen-Überzüge**

Die **Gravitation** spielt für Partikeln im Submikrometerbereich als Adhäsionsmechanismus keine Rolle, da schon allein die Brownsche Molekularbewegung jedes Staubpartikels ausreicht, um die

Fluchtgeschwindigkeit aus dem Gravitationsfeld der Nachbarpartikel zu überschreiten (Greenberg et al., 1978).

***Welche der eben aufgeführten theoretischen Ableitungen lassen sich anhand von Beobachtungen an CM-Chondriten bestätigen?***

Anhand der Staubhüllengefüge läßt sich eindeutig schließen, daß Adhäsionsmechanismen *tatsächlich* eine entscheidende Rolle bei der Akkretion des meteoritischen Materials gespielt haben. Allerdings läßt sich nicht entscheiden, ob Adhäsionsprozesse auch noch *nach* der Bildung der Akkretionsstaubhüllen wirksam waren. Beispielsweise läßt sich den Gefügen der Primärfragmente nicht entnehmen, wie es letztendlich zur Bildung dieser Gefüge gekommen ist. Einerseits könnten Adhäsionsprozesse dafür verantwortlich sein, daß die umhüllten Komponenten im Solarnebel zu größeren Einheiten (Akkretionsgesteinen) agglomerierten, zum anderen besteht aber auch die Möglichkeit, daß sich die umhüllten Komponenten erst *nach* ihrem gravitativen Einfang auf einer Planetesimaloberfläche unter Bildung der Akkretionsgesteine zusammengefunden haben.

Welcher Adhäsionsprozeß letztendlich für die Bildung der Staubhüllen verantwortlich war, läßt sich nicht mit letzter Sicherheit entscheiden. Van der Waals Kräfte und elektrostatische Anziehung aufgeladener Staubpartikel erscheinen dem Autor der vorliegenden Arbeit am plausibelsten. Der Grund für die Aufladungen könnte zum einen im Zerfall radioaktiver Isotope (z.B.  $^{26}\text{Al}$ ) zu suchen sein; zum anderen könnte es auch durch Reibung mit anderen Staubpartikeln zu einer Aufladung gekommen sein. Im Falle der Fe-reichen Staubbereiche müssen zusätzlich ferromagnetische Kräfte wirksam gewesen sein.

Daß auch aerodynamische Kräfte einen entscheidenden Einfluß auf die Entwicklung der Staubkörner im Solarnebel gehabt haben, läßt sich aus der Abhängigkeit der Staubhüllendicken vom Durchmesser der jeweils umhüllten Komponenten schließen. Nach Meinung des Autors läßt sich diese Abhängigkeit wie folgt erklären:

- 1) Eine Population grobkörniger chondritischer Komponenten besaß eine einheitliche Geschwindigkeit bezüglich der staubreichen Solarnebelbereiche.
- 2) Beim Eindringen der grobkörnigen Komponenten in die Staubbereiche kam es durch Reibung mit dem Staub zu einer Abbremsung der Komponenten unter Bildung der Akkretionsstaubhüllen.
- 3) Aufgrund der höheren kinetischen Energie der größeren grobkörnigen Komponenten wurden diese weniger stark abgebremst, drangen tiefer in die Staubbereiche ein und konnten somit dickere Akkretionsstaubhüllen entwickeln.

Leider haben viele reale Beobachtungen an chondritischen Meteoriten, wie beispielsweise die Existenz der Akkretionsstaubhüllen, in die Solarnebelmodelle bisher keinen Eingang gefunden. Jedoch allein die Tatsache, daß sich zumindest im Falle der CM-Chondrite offenbar *alles* feinkörnige Staubmaterial schon

vor der eigentlichen Akkretion auf den Oberflächen der grobkörnigen Komponenten abgelagerte, dürfte mit Sicherheit einen Einfluß auf die theoretischen Modellrechnungen zur Solarnebelentwicklung haben (Tscharnuter; pers. Mitteilung). Insofern sollten sich die Theoretiker bei der Aufstellung ihrer Modelle auch von den realen Befunden an chondritischem Material leiten lassen, da dieses Material den Schlüssel zur Überprüfung ihrer Modelle darstellt.

### **Staubreiche Regionen im Solarnebel**

Anhand des mittleren Modalbestandes aller CM-Primärfragmente läßt sich die modale Zusammensetzung derjenigen Regionen, in denen es zur Bildung des (der) CM-Mutterkörper(s) gekommen ist, rekonstruieren. Diese Regionen müssen im Mittel zu rund 20 Vol.% aus grobkörnigen chondritischen Komponenten wie Chondren und refraktären Einschlüssen, zu rund 30 Vol.% aus PCP-reichen Fragmenten und zu rund 50 Vol.% aus Staubhüllenmaterial bestanden haben (siehe Tab. 6.11). Dies bedeutet, daß zum Zeitpunkt der Akkretion noch rund die Hälfte aller Materie innerhalb dieser Regionen in Form feinkörnigen Mineralstaubes mit Korngrößen  $< 1$  Mikrometer vorlag.

### **Akkretion der CM-Planetesimale und CM-Mutterkörper**

Die Tatsache, daß die grobkörnigen chondritischen Komponenten *überhaupt* ihre fragilen Akkretionsstaubhüllen bei dem Akkretionsprozeß bewahren konnten, ist ein eindeutiger Beleg dafür, daß eben dieser Akkretionsprozeß *extrem sanft* und *ohne große Relativgeschwindigkeiten* der akkretierenden Komponenten abgelaufen sein muß. Derart geringe Relativgeschwindigkeiten sind allerdings nur in sehr schwachen Gravitationsfeldern zu erwarten, so daß die aggregierenden Planetesimale nur von geringer räumlicher Ausdehnung gewesen sein dürfen. Ansonsten hätte die Gravitation des akkretierenden Körpers die umhüllten Komponenten derart beschleunigt, daß sie wahrscheinlich beim Aufprall ihre Akkretionsstaubhüllen verloren hätten. Wahrscheinlich hat sich der heutige CM-Mutterkörper also nicht direkt durch die stetige Anlagerung millimetergroßer umhüllter Komponenten gebildet, sondern durch die "sanfte" Aneinanderlagerung vieler kleiner, vielleicht nur meter- bis kilometergroßer CM-Planetesimale, die ihrerseits schon die typischen Akkretionsgefüge der Primärfragmente aufgewiesen haben dürften.

### **9.4 Diskussion gängiger Modelle zur Genese der CM-Chondrite**

In den folgenden Abschnitten werden kurz einige der gängigen Modelle zur Genese der CM-Chondrite unter Berücksichtigung der neuen petrographischen Daten diskutiert und bewertet.

Tomeoka und Buseck (1985) untersuchten mit Hilfe des TEM die CM-Chondrite Mighei, Murchison und Murray. Aufgrund ihrer Beobachtungen kommen die Autoren zu dem Schluß, daß die aquatische Umwandlung der CM-Komponenten ausschließlich auf Mutterkörperprozesse zurückzuführen ist. Sie

entwickeln ein Modell, welches die Bildung der "Matrix" und der PCP-reichen Fragmente im Regolith des CM-Mutterkörpers beschreibt. Die Autoren gehen in diesem Modell von der grundsätzlichen Überlegung aus, daß sich *alle* H<sub>2</sub>O-haltigen Phasen aus den H<sub>2</sub>O-freien Hochtemperaturkomponenten wie z.B. Chondren gebildet haben. Diese Hochtemperaturkomponenten sollen durch eine stetige Regolithumwälzung zerkleinert und gleichzeitig progressiv aquatisch umgewandelt worden sein.

Das von Tomeoka und Buseck (1985) erarbeitete Modell ist in Abb. 9.3 dargestellt. Die Autoren führen die Bildung der H<sub>2</sub>O-haltigen Phasen auf 4 aufeinanderfolgende Prozesse zurück (für die Bezeichnungen PCP-Typ I und Typ II siehe Abschnitt 6.1.4.2).

**Prozeß I:** Bildung von PCP-Typ I aus Metall sowie die Bildung von Schichtsilikatgängen innerhalb der Chondren und refraktären Einschlüsse. Dieser Prozeß fand wie alle im folgenden beschriebenen Prozesse im H<sub>2</sub>O-haltigen Regolith des CM-Mutterkörpers statt.

**Prozeß II:** Zerschlagung der Chondren und refraktären Einschlüsse durch Regolithumwälzung unter Freisetzung des PCP-Typ I. Gleichzeitige Bildung großer Mengen Serpentin aus Olivin und Pyroxen. Bildung von PCP-Typ II aus Typ I.

**Prozeß III:** Bildung von feinfaserigem PCP-Typ IIb durch Umkristallisation von PCP-Typ IIa.

**Prozeß IV:** Fortgeschrittenes Umwandlungsstadium. Bildung von Cronstedtit, Magnetit, Troilit und Pentlandit aus Tochilinit. Cronstedtit reagiert mit neu gebildetem Serpentin unter Bildung von Fe-reichem Serpentin.

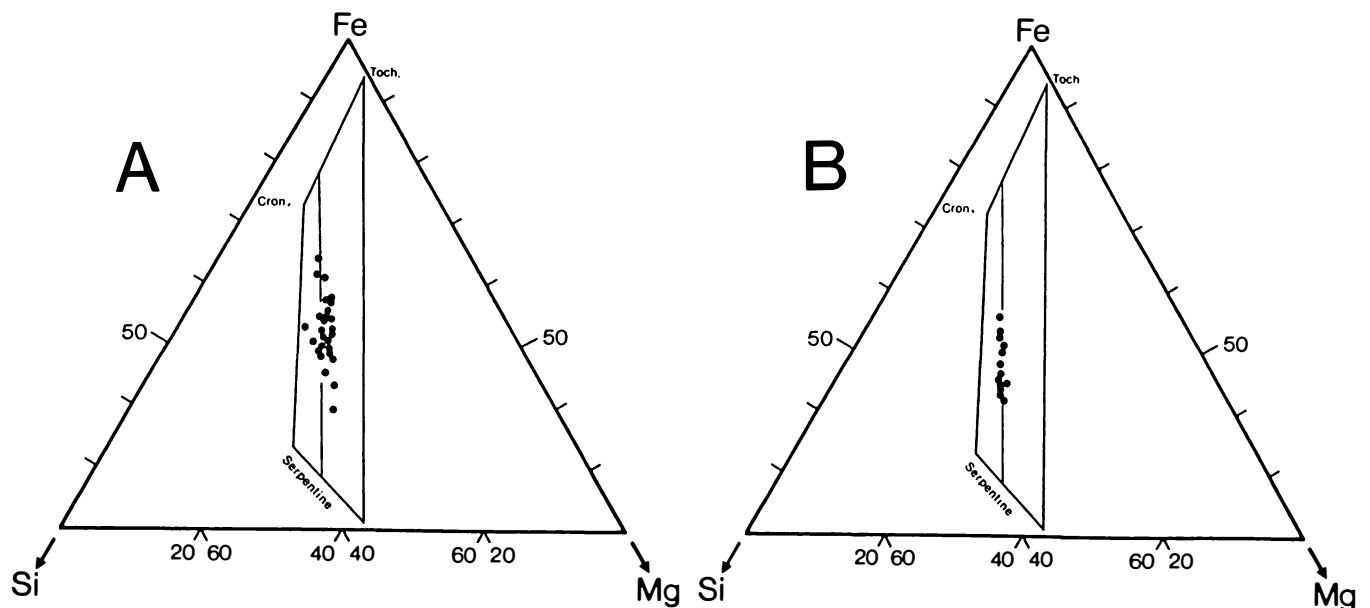
Zunächst muß gesagt werden, daß dieses Modell die vollständige impaktinduzierte Zerkleinerung des CM-Ausgangsmaterials erfordert, so daß jeder CM-Chondrit theoretisch ganz überwiegend aus einer klastischen Matrix bestehen müßte. Dies ist nicht der Fall. Vielmehr zeigen nur die CM-Chondrite Essebi und Bells eine derartige extreme Breccierung. In allen anderen Fällen läßt sich die bekannte Mineralogie von Tochilinit, Cronstedtit und Serpentin im gesamten Probenbereich, also auch innerhalb der Primärfragmente finden, ohne daß irgendwelche Korrelationen mit dem Breccierungsgrad festzustellen wären. Als Extrembeispiel läßt sich der CM-Chondrit Y-791198 anführen, der die oben beschriebene Mineralogie aufweist, ohne die geringsten Anzeichen einer Breccierung zu zeigen (siehe Abschnitt 6.3.4 und Abb. 6.18). In diesem Fall müßten die Reaktionen des Tomeoka-Buseck-Modells *in situ* ohne Beteiligung von Regolithprozessen abgelaufen sein, was sich anhand der petrographischen Beobachtungen an den Staubhüllen dieser Probe eindeutig widerlegen läßt.

Die Existenz von Akkretionsstaubhüllen auch um die PCP-reichen Fragmente (= PCP-typ II von Tomeoka und Buseck, 1985) schließt eine Freisetzung dieses Materials im CM-Mutterkörperregolith aus. Vielmehr müssen die PCP-reichen Fragmente schon eine isolierte Existenz innerhalb des Solarnebels hinter sich gehabt haben, bevor sie in die CM-Akkretionsgesteine eingebettet wurden.

Aus rechtlichen  
Gründen steht  
diese Abbildung  
nicht im  
Open Access zur  
Verfügung

**Abb. 9.3:**

Modell zur Bildung der "Matrix"-Phasen der CM-Chondrite durch die progressive aquatische Umwandlung von Chondren im Regolith des CM-Mutterkörpers (nach Tomeoka und Buseck, 1985). **Prozeß I:** Bildung von Typ I PCP aus Chondrenmetall sowie die Bildung von Schichtsilikat-Gängen innerhalb der Chondren und refraktären Einschlüsse. **Prozeß II:** Zerschmelzung der Chondren durch Regolith-Umwälzung unter Freisetzung des PCP-Typ I. Gleichzeitige Bildung großer Mengen Serpentin aus Olivin und Pyroxen. Bildung von PCP-Typ II aus Typ I. **Prozeß III:** Bildung von feinfaseriger PCP-Typ IIb durch Umkristallisation von PCP-Typ IIa. **Prozeß IV:** Fortgeschrittenes Umwandlungsstadium.



**Abb. 9.4:**

Drei-Komponenten-Diagramme zur Darstellung der mittleren chemischen Zusammensetzung von CM-"Matrix" und CM-Akkretionsstaubhüllen. In beiden Abbildungen ist zusätzlich das Mischungsfeld von Cronstedtit, Tochilinit und Serpentin eingezeichnet (vgl. Abb. 6.6). Weiterhin ist zur Orientierung auch die Mischungslinie, auf der die mittleren chemischen Zusammensetzungen der Akkretionsstaubhüllen zu liegen kommen, dargestellt (siehe auch Abb. 6.33).

**A:** Mittlere chemische Zusammensetzung der CM-"Matrix" in verschiedenen CM-Chondriten (aus: McSween, 1987b).

**B:** Mittlere chemische Zusammensetzung der CM-Akkretionsstaubhüllen in verschiedenen CM-Chondriten (vorliegende Arbeit). Beim Vergleich der Daten zeigen sich erhebliche Unterschiede. Während die mittlere chemische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen jedes CM-Chondriten fast exakt auf der eingezeichneten Mischungsgeraden liegen, zeigen die Daten von McSween eine weite Streuung, was auf Mischanalysen mit PCP-reichen Fragmenten zurückzuführen ist.

Die einheitliche Korngrößenverteilung sowohl der PCP-reichen Fragmente (Siehe Abb. 6.9) als auch der Staubhüllengrundmasse schließen aus, daß es sich bei diesem Material um Bildungen innerhalb eines Regoliths handelt. Letztlich spricht die Existenz der Staubhüllen *an sich* eindeutig gegen die Einwirkung derartiger destruktiver Regolithprozesse, die die Staubhüllenstrukturen mit Sicherheit zerstört hätten (siehe auch die grundsätzlichen Gegenargumente am Anfang dieses Kapitels gegen eine Bildung der Staubhüllen im Regolith). Hingegen läßt sich die *klastische Matrix* der CM-Chondrite (siehe Abschnitt 6.3.2) sehr wohl auf Regolithprozesse auf der CM-Mutterkörperoberfläche zurückführen, ohne jedoch Anzeichen für die von Tomeoka und Buseck (1985) geforderten chemischen Reaktionen zu zeigen. Der Regolith, in dem die Bildung der klastischen CM-Matrix stattfand, muß frei von flüssigem H<sub>2</sub>O gewesen sein.

Einzig die untypischen CM-Chondrite Essebi und Bells zeigen Anzeichen einer möglichen simultanen Einwirkung von Impaktprozessen und flüssigem H<sub>2</sub>O, so daß das Tomeoka-Buseck-Modell unter Umständen auf diese beiden Proben angewandt werden könnte. Allerdings stellte Brearley (1989) bei seinen TEM-Untersuchungen an Bells fest, daß diese Probe zu rund 80 Vol.% aus amorphem "Matrix"-Material besteht. Zurecht weist dieser Autor darauf hin, daß eine derartige Mineralogie mit einer intensiven aquatischen Umwandlung in einem Regolith nicht zu vereinbaren ist. Vielmehr müßten sich derartige amorphe Phasen in gut geordnete Schichtsilikate und andere H<sub>2</sub>O-haltige Minerale umgewandelt haben.

Unter Berücksichtigung des hier Gesagten muß man zu dem Schluß gelangen, daß das Tomeoka-Buseck-Modell nicht durch die realen petrographischen Befunde an CM-Chondriten gestützt wird und somit nicht anwendbar ist. Auch Bunch und Chang kamen bereits 1980 aufgrund ihrer Beobachtungen an CM-Chondriten zu dem Schluß, daß es sich bei den in diesen Proben enthaltenen H<sub>2</sub>O-haltigen Mineralen um *In-situ*-Bildungen auf dem CM-Mutterkörper handelt. Aufgrund dieser Hypothese entwickelten Clayton und Mayeda (1984) ein Modell der aquatischen Umwandlung, welches auch die in CM-Chondriten zu beobachtenden Sauerstoff-Isotopien durch derartige Mutterkörperprozesse zu erklären versucht. Hierzu muß zunächst gesagt werden, daß die Hochtemperaturkomponenten der CM-Chondrite wie z.B. Chondren und die Schichtsilikate sowie andere "Matrix"-Minerale bezüglich ihrer Sauerstoff-Isotopie nicht auf einer üblichen <sup>16</sup>O-Mischungslinie liegen. Vielmehr liegen die Meßpunkte für die letztgenannten Tieftemperaturkomponenten entlang einer Massenfraktionierungslinie. Aufgrund der Tatsache, daß Schichtsilikate und Calcit auf ein und derselben Massenfraktionierungslinie liegen, kommen die Autoren zunächst zu dem Schluß, daß beide Komponenten in der gleichen Umgebung entstanden sein müssen. Aus dem Befund, daß es eine außergewöhnlich hohe Fraktionierung der Sauerstoff-Isotope zwischen Calcit und Schichtsilikaten gibt, schließen sie, daß die aquatische Umwandlung bei niedrigen Temperaturen (< 25°C) abgelaufen sein muß. Aufgrund ihrer Berechnungen kommen die Autoren jedoch zu extremen Umwandlungsbedingungen bezüglich der an der Umwandlung beteiligten Wassermenge; bei einer Umwandlungstemperatur von 0°C müßten 44 Vol.% H<sub>2</sub>O zugegen gewesen sein, im Falle einer Umwandlungstemperatur von 20°C sogar 56 Vol.%. Aufgrund dieses hohen Wassergehaltes kommen die Autoren weiterhin zu dem Schluß, daß es sich bei den CM-Chondriten eher um kometares als um asteroidales Material handelt. In Kapitel 3 der vorliegenden Arbeit findet sich jedoch eine Reihe von Gegenargumenten zu dieser These. Wenn



weiterhin die Umwandlung tatsächlich in einer derartigen "Chondren-Suppe" stattgefunden hätte, so müßten sich irgendwelche Anzeichen dieser extrem hohen H<sub>2</sub>O-Beteiligung in den CM-Proben finden lassen. Jedoch wurden in keinem einzigen Fall beispielsweise gangartige Lösungsausscheidungen, wie sie in CI-Chondriten beobachtet werden, gefunden. Weiterhin spricht auch die Existenz feinverteilter Fe,Ni-Partikel (Abb. 6.28) sowie scharf begrenzter fayalitischer Olivin-Fragmente (Abb. 6.27B) in den Staubhüllen gegen eine derartig extreme aquatische Umgebung.

Insofern läßt sich das Modell von Clayton und Mayeda (1984) nicht mit den realen petrographischen Beobachtungen an CM-Chondriten vereinbaren. Allerdings sind die von Clayton und Mayeda (1984) ermittelten Umwandlungsbedingungen sehr stark modellabhängig. Hierzu schreiben die Autoren: "Wenn jedoch zusätzliche Komponenten oder Prozesse (an der aquatischen Umwandlung) signifikant beteiligt waren, dann sind die gezogenen Schlüsse ungültig". Die teilweise oder vollständige aquatische Reaktion der CM-Komponenten schon im Solarnebel (oder Jupiter-Subnebel?) wäre mit Sicherheit als ein solcher zusätzlicher Prozeß anzusehen sein und würde die Ergebnisse der Berechnungen erheblich beeinflussen.

### **9.5 Über die Notwendigkeit einer exakten Charakterisierung der verschiedenen CM-Komponenten**

Das im Rahmen der vorliegenden Untersuchung anhand der petrographischen Befunde an 14 CM-Chondriten aufgestellte Akkretions- und Breccierungsmodell der CM-Chondrite bietet die Möglichkeit, auch die Gefüge anderer CM-Chondrite in dieses Schema einzugliedern. Bei zukünftigen Arbeiten an ausgewählten Bereichen von CM-Chondriten sollte man sich an folgendes Schema halten, um eine möglichst genaue Charakterisierung des untersuchten Materials zu erreichen:

- 1) Lokalisierung primärer Akkretionsgesteine (Primärfragmente) einerseits und impaktinduzierter klastischer Matrix andererseits, um zu entscheiden, ob sich die Gefüge des untersuchten Probenbereichs auf primäre Akkretions- oder sekundäre Breccierungsprozesse zurückführen lassen.
- 2) Handelt es sich bei dem zu untersuchenden Probenbereich um ein Primärfragment, so sollte auf jeden Fall (soweit nicht das Gesamtfragment untersucht und gemessen werden soll) eine Unterscheidung zwischen folgenden petrographischen Einheiten getroffen werden:
  - a) Grobkörnige chondritische Einschlüsse, z.B. Chondren
  - b) PCP-reiche Fragmente
  - c) Akkretionsstaubhüllen

Ein Beispiel für die Problematik einer mangelhaften Charakterisierung des untersuchten Materials stellen die Edelmessungen an CM-Chondriten dar (siehe Kap. 7). Aufgrund der ungenügenden petrographischen Beschreibung des gemessenen Materials kann die Interpretation der Daten nur relativ oberflächlich bleiben. Bei zukünftigen Messungen dieser Art sollte auf jeden Fall versucht werden, die

untersuchten Probenbereiche einer der aufgezeigten CM-Komponenten zuzuordnen. Die Möglichkeit der Messung beispielsweise der Akkretionsstaubhüllen ergäbe sich durch den Einsatz eines Laser-Massenspektrometers, wobei noch in Probenbereichen mit Durchmessern um 100 Mikrometer die Neon-Isotopenverhältnisse zu bestimmen sind.

Wie sich bei der Darstellung der bisher in der Literatur existierenden Untersuchungsergebnisse zu Staubhüllen und "Matrix" der CM-Chondrite zeigte, erschwert weiterhin eine unscharfe, vieldeutige und mißverständliche *Matrix-Definition* die Interpretation dieser Literaturdaten. Als Beispiel für die Vieldeutigkeit des verwendeten "Matrix"-Begriffes soll kurz auf eine Arbeit von McSween (1987b) eingegangen werden. Dieser Autor beschäftigt sich intensiv mit der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der CM-"Matrix", ohne jedoch auf die Existenz der Akkretionsstaubhüllen einzugehen. Der Autor definiert die CM-"Matrix" als "dunkles, aphanitisches Material, frei von grobkörnigen Silikaten, Magnetit, Sulfid und Metall, welche noch bei 400-facher Vergrößerung im Auf- oder Durchlicht erkennbar sind". Obwohl der Autor schreibt, daß sich aus dieser Definition nur "Matrix"-Bereiche mit Korngrößen im Mikrometer-Bereich ergeben, so fallen doch unter den eben erwähnten "Matrix"-Begriff folgende CM-Komponenten:

- 1) PCP-reiche Fragmente
- 2) Staubhüllen sowohl um PCP-reiche Fragmente als auch um grobkörnige chondritische Komponenten
- 3) Extrem feinkörnige Bereiche der klastischen Matrix

Die Anwendung eines einzigen Begriffes ("Matrix") auf drei verschiedene, voneinander gut unterscheidbare CM-Komponenten birgt natürlich eine Reihe von Problemen. Abgesehen von der Tatsache, daß dem Autor (McSween) aufgrund der von ihm gewählten Definition die Existenz und Bedeutung der CM-Akkretionsstaubhüllen offensichtlich verborgen geblieben ist, ergeben sich auch bei der Betrachtung der von ihm gewonnenen chemischen Daten mehrdeutige Interpretationen. In Abbildung 9.4A ist die mittlere chemische Zusammensetzung der CM-"Matrix" für eine Reihe verschiedener CM-Chondrite dargestellt (McSween, 1987b). In Abbildung 9.4B sind diesen Daten die mittleren chemischen Zusammensetzungen der Akkretionsstaubhüllen in 14 CM-Chondriten (vorliegende Arbeit) gegenübergestellt. In beiden Abbildungen ist zusätzlich das Mischungsfeld von Cronstedtit, Tochilinit und Serpentin eingezeichnet (vgl. Abb. 6.6). Weiterhin ist zur Orientierung auch die Mischungslinie, auf der die mittleren chemischen Zusammensetzungen der Akkretionsstaubhüllen zu liegen kommen, dargestellt (siehe auch Abb. 6.33). Obwohl McSween (1987) bei der Mittelwertbildung für die chemische Zusammensetzung der CM-"Matrix" der verschiedenen Meteorite unbemerkt sicherlich auch Analysen von Akkretionsstaubhüllen einbezogen hat, so zeigen sich beim Vergleich der Daten in Abb. 9.4 doch erhebliche Unterschiede. Während die mittlere chemische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen jedes CM-Chondriten fast exakt auf der eingezeichneten Mischungslinie liegen, zeigen die Daten von McSween eine weite Streuung. Da es sich bei der Mischungslinie der Akkretionsstaubhüllen (Abb. 9.4B) fast ausschließlich um eine Fe-Variation handelt, muß die Interpretation dieser Daten wie folgt lauten: aufgrund ferromagnetischer Kräfte innerhalb der staubreichen Solarnebel-Regionen kam es zu einer Fe/Mg-Fraktionierung zwischen verschiedenen

Staubregionen. Eine derartige Interpretation ließe sich aus den Daten von McSween nicht ohne weiteres ableiten. Zwar zeigen auch diese Daten einen Fe-Trend, der allerdings von einer großen Si-Mg-Variation überlagert ist, deren Ursache dem Autor (McSween) unklar geblieben ist. Allerdings läßt sich diese Si-Mg-Variation im Licht der neuen petrographischen Befunde leicht rekonstruieren. Da McSween (1987) keine Unterscheidung zwischen PCP-reichen Fragmenten und Akkretionsstaubhüllen trifft, wurden von diesem Autor beide Komponenten gleichermaßen analysiert und gemittelt. Dieser Vorgang läßt sich simulieren, indem man die Daten aus Abb. 6.33B (Akkretionsstaubhüllen) und Abb. 6.13A (PCP-reiche Fragmente) "summiert". In diesem Fall käme man auf eine Darstellung, die derjenigen von McSween (Abb. 9.4A) ungefähr entspräche. Dieses Beispiel belegt noch einmal eindringlich die Notwendigkeit einer genauen Charakterisierung des untersuchten Materials.

Als letztes Beispiel sollen die Arbeiten von Zolensky (1988, 1989) angeführt werden. Dieser Autor geht in seinen Arbeiten zwar auf die Gefüge und chemische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen ein, stellt jedoch beispielsweise deren Chemismus demjenigen der "Matrix" gegenüber. Was in diesem Falle jedoch mit dem Begriff "Matrix" gemeint ist, geht aus den Beschreibungen nicht hervor. Zum einen könnten damit die PCP-reichen Fragmente mit ihren Akkretionsstaubhüllen gemeint sein, zum anderen aber auch wieder die klastische Matrix der Meteorite. Auch in diesem Fall muß die Interpretation der Daten mehrdeutig sein.

Aus den angeführten Beispielen leitet sich folgende elementare Forderung ab: bei allen zukünftigen Arbeiten auf dem Gebiet der CM-Chondrite sollte die exakte petrographische Charakterisierung des untersuchten Materials *an erster Stelle* stehen. Weiterhin sollte die zufällige oder ziellose Probennahme und -auswahl bei zerstörenden Untersuchungsmethoden (z.B. Massenspektrometrie) ohne vorherige petrographische Bestandsaufnahme endgültig der Vergangenheit angehören.

## 10. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der chemischen Zusammensetzung und dem Gefüge kohligler Chondrite, speziell der CM-Chondrite. Insgesamt standen für die Untersuchung Dünn- und Anschliffe 23 kohligler Chondrite zur Verfügung (siehe. Tab. 4.1). Im Verlaufe der Untersuchungen stellte sich heraus, daß sich die Gefüge der CM-Chondrite prinzipiell auf *zwei* unterschiedliche und voneinander weitgehend unabhängige Prozesse zurückführen lassen.

Zum einen lassen sich **primäre Akkretionsstrukturen** beobachten, die sich in Form regelmäßiger **Akkretionsgefüge** in 12 der 14 untersuchten CM-Chondrite finden. Diejenigen Probenbereiche, die sich durch Akkretionsgefüge auszeichnen, werden als primär gebildete **Akkretionsgesteine** angesprochen. Zum anderen waren diese Akkretionsgesteine auf ihren Mutterkörpern dem wiederholten Bombardement kosmischer Projektile ausgesetzt. Diese impaktmechanische Beanspruchung des Materials führte zu einer Zertrümmerung der ursprünglich kohärenten Akkretionsgesteine und zur Bildung eines CM-Regoliths. Derartige **sekundäre Breccierungsstrukturen** lassen sich in fast allen untersuchten CM-Chondriten beobachten. Infolgedessen müssen die untersuchten CM-Proben in aller Regel als **fragmentäre Breccien** oder **Regolithbreccien** angesprochen werden. Lediglich der unbreccierte CM-Chondrit Y-791198 kann als Belegstück eines mechanisch unveränderten Akkretionsgesteins angesehen werden.

Das Hauptmerkmal der CM-Akkretionsgesteine sind die sog. "**Akkretionsstaubhüllen**". Es handelt sich bei diesen Staubhüllen um extrem feinkörnigen Mineralstaub, der sich offensichtlich durch Adhäsionsprozesse im Solarnebel auf den Oberflächen *aller* grobkörnigen chondritischen Komponenten wie z.B. Chondren abgelagert hat. Die Grundmasse dieser Staubhüllen setzt sich aus H<sub>2</sub>O-haltigen Mineralen wie Tochilinit, Cronstedtit und anderen Serpentin zusammen. Mineralfragmente mit Korngrößen bis 50 Mikrometer sind in diese Grundmasse eingebettet und zeigen keinerlei chemische Reaktionen mit ihrer Umgebung. Akkretionsstaubhüllen lassen sich sowohl um Chondren, refraktäre Einschlüsse und PCP- (Tochilinit- und Cronstedtit-) reiche Fragmente als auch um monomineralische Komponenten herum beobachten.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die chemische Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen und ihrer Bestandteile ermittelt. Es zeigt sich eine ausgeprägte Variation im Fe-Gehalt sowohl der Staubhüllen ein und desselben Meteoriten als auch zwischen verschiedenen Meteoriten. In vielen Proben kommen zonierte Akkretionsstaubhüllen mit einer inneren Fe-armen Staublage vor. Aus diesen Befunden läßt sich die Existenz chemisch unterschiedlich zusammengesetzter Staubregionen im Solarnebels ableiten, die möglicherweise auf eine ferromagnetische Fraktionierung des feinkörnigen Mineralstaubes im Solarnebel zurückgehen. Weiterhin konnte eine auffallende Übereinstimmung der *mittleren* chemischen Zusammensetzung der Akkretionsstaubhüllen und der CM-Gesamtgesteine festgestellt werden. Diese Übereinstimmung verleitet den Autor zu der Annahme, daß das Staubhüllenmaterial eine der Haupt-Ausgangskomponenten auch der Hochtemperatureinschlüsse wie z.B. Chondren darstellt.

Um Vergleiche zwischen den petrographischen und chemischen Befunden an CM-Akkretionsstaubhüllen und den Staubhüllen anderer Chondrite zu ziehen, wurden vergleichende Untersuchungen auch an Proben anderer Chondrit-Gruppen vorgenommen. Zusätzlich wurde die Literatur zum Thema "Hüllenstrukturen in chondritischen Meteoriten" ausgewertet, um Übereinstimmungen oder Unterschiede zwischen den ermittelten petrographischen Daten und den Beobachtungen anderer Autoren festzustellen. Hieraus ergab sich der Befund, daß Akkretionsstaubhüllen in allen Chondrit-Gruppen auftreten, so daß man es bei der Staubhüllenbildung mit einem *elementaren Prozeß in der Akkretionsgeschichte aller chondritischer Körper* zu tun hat.

Analog zu achondritischen und gewöhnlichen chondritischen Breccien setzten sich die breccierten Vertreter der CM-Chondrite aus Gesteinsfragmenten und einer *klastischen Matrix* zusammen. Bei den Gesteinsfragmenten ("*Primärfragmente*") handelt es sich um reliktsche Bruchstücke der ehemals kohärenten Akkretionsgesteine. Die klastischen Matrix, die sich mineralogisch und chemisch nicht von den Gesteinsfragmenten unterscheidet, ist ebenfalls durch Fragmentierungsprozesse aus den Akkretionsgesteinen hervorgegangen.

Der Grad der Breccierung der verschiedenen CM-Chondrite schwankt erheblich. Während der CM-Chondrit Y-791198 vollständig unbreciert ist (100 Vol.% Primärfragmente), zeigen die Proben Essebi und Bells eine extreme Breccierung (0 Vol.% Primärfragmente); alle anderen 12 CM-Proben weisen Primärfragmentgehalte zwischen 95 und 24 Vol.% auf (s. Tab. 6.13). Es besteht eine Korrelationen zwischen dem Breccierungsgrad der Proben und ihren Gehalten an solarem Neon, was sich auf die Implantation von Sonnenwind in die Regolithschicht des CM-Mutterkörpers zurückführen läßt. Es lassen sich zwei unterschiedliche Trends beobachten. Zum einen gibt es Proben, die trotz Breccierung keine merklichen Gehalte an solaren Gasen aufweisen (Essebi, Bells, Haripura, Mighei); bei diesen Proben handelt es sich um *fragmentäre CM-Breccien*. Zum anderen gibt es breccierte CM-Chondrite mit hohen Gehalten an solaren Edelgasen (Cold Bokkeveld, Nogoya, Murchison, Murray, Pollen); diese Proben müssen als *CM-Regolithbreccien* angesprochen werden.

Im Verlauf der Untersuchungen konnten Belege für eine aquatische Beeinflussung chondritischer Komponenten schon im Solarnebel gefunden werden. Zum einen finden sich in den Akkretionsstaubhüllen von Y-791198 Metallschichtsilikat-Paragenesen, die eine *In-situ*-Bildung durch aquatische Prozesse auf dem CM-Mutterkörper ausschließen. Hieraus läßt sich die Existenz schon primär aus H<sub>2</sub>O-haltigen Mineralen zusammengesetzter Staubregionen im Solarnebel ableiten. Weiterhin konnten in vier der untersuchten Proben Fe-reiche Olivinchondren gefunden werden, deren Olivin-Serpentin-Reaktionssäume ebenfalls auf eine aquatische Beeinflussung schon im Solarnebel hindeuten (siehe Abschnitt 6.5.1.1).

Im Diskussionskapitel der vorliegenden Arbeit wird zusammenfassend ein Modell zur Akkretions- und Breccierungsgeschichte der CM-Chondrite vorgestellt (s. Abb. 9.1), welches alle beobachteten Gefügevariationen in den untersuchten Proben berücksichtigt. Dieses Modell läßt sich wie folgt beschreiben:

Nach der Bildung der grobkörnigen chondritischen Komponenten wie Chondren, refraktären Einschlüssen und PCP-reicher Einheiten kommt es durch Kollisions- und Abrasionsprozesse innerhalb des Solarnebels zu ihrer teilweisen Fragmentierung. In einigen Fällen kommt es durch aquatische Beeinflussungen zur Bildung H<sub>2</sub>O-haltiger Minerale. Anschließend dringen die grobkörnigen Komponenten in staubreiche Regionen des Solarnebels ein. Hierbei kommt es zum einen aufgrund von Van der Waals-Kräften und/oder elektrostatischer Aufladung zur Adhäsion feinkörnigen Mineralstaubes auf den Oberflächen dieser Komponenten (Bildung der Akkretionsstaubhüllen). Zum anderen werden die Komponenten beim Durchdringen der Staubregionen zunehmend abgebremst; große Komponenten dringen aufgrund ihrer höheren kinetischen Energie tiefer in diese Regionen ein und bilden mächtigere Staubhüllen aus als kleine. Infolgedessen zeigt sich eine positive Korrelation der Staubhüllendicke vom Durchmesser der jeweiligen umhüllten Komponente. Nach der Staubhüllenbildung setzt der eigentliche Akkretionsprozeß ein und es kommt zur Agglomeration aller staubumhüllten chondritischen Komponenten unter Bildung von CM-Planetesimalen. Diese kleinen Körper setzen sich aus kohärenten CM-Akkretionsgesteinen zusammen, die sich durch die Existenz vollständig erhaltener Akkretionsstaubhüllen um *alle* grobkörnigen chondritischen Komponenten auszeichnen (s. Abb. 6.38, 6.39). Die CM-Planetesimale lagern sich letztendlich unter Bildung des CM-Mutterkörpers zusammen. Während und nach dieser Zusammenlagerung kommt es zur impaktinduzierten Breccierung der Akkretionsgesteine unter Bildung von fragmentären Breccien und Regolithbreccien. Innerhalb dieser Breccien finden sich noch heute Relikte der CM-Akkretionsgesteine in Form der Primärfragmente.

**LITERATURVERZEICHNIS:**

- Allen, J.S., Nozette, S., and Wilkening, L.L. 1980. A study of chondrule rims and chondrule irradiation records in unequilibrated ordinary chondrites. *GCA* 44, 1161-1175
- Anders, E. 1978. Most stony meteorites come from the asteroid belt. in: *Asteroids: an exploration assessment*, D. Morrison and W.C. Wells (eds.), NASA CP-2053, 57-75, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Anders, E. 1988. Circumstellar material in meteorites: noble gases, carbon and nitrogen. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 927-955
- Ashworth, J.R. 1977. Matrix textures in unequilibrated ordinary chondrites. *EPSL* 35, 25-34
- Bame, S.J., Feldman, W.C., Gosling, J.T., Young, D.T., and Zwickel, R.D. 1983. What magnetospheric workers should know about solar wind composition. in: *Energetic ion composition in the earth's magnetosphere*, ed. R.G. Johnson (Tokyo: Terra Scientific Publ.), 73-98
- Barber, D.J. 1981. Matrix phyllosilicates and associated minerals in C2M carbonaceous chondrites. *GCA* 45, 945-970
- Barshay, S.S., and Lewis, J.S. 1976. Chemistry of primitive solar material. *Ann. Rev. Astron. Astrophys.* 14, 81-95
- Benkert, J.-P., Barr, H., Pedroni, A., Wieler, R., and Signer, P. 1988. Solar He, Ne, and Ar in regolith minerals: all are mixtures of two components. *LPS* XIX, 59-60
- Biermann, L. 1951. Kometenschweife und solare Korpuskularstrahlung. *Z. Astrophys.* 29, 274-286
- Bischoff, A., Rubin, A.E., Keil, K., and Stöffler, D. 1983. Lithification of gas-rich chondrite regolith breccias by grain boundary and localized shock melting. *EPSL* 66, 1-10
- Black, D.C. 1972. On the origins of trapped helium, neon, and argon isotopic variations in meteorites -II. Carbonaceous meteorites. *GCA* 36, 377-394
- Black, D.C. and Pepin, R.O. 1969. Trapped Neon in meteorites-II. *EPSL* 6, 395-405
- Blitz, L. 1986. Gigantische Molekülwolken, Geburtsorte der Sterne. in: *Spektrum der Wissenschaft: Verständliche Forschung - Die Entstehung der Sterne*, 24-33
- Bogard, D.D., Clark, R.S., Keith, J.E., and Reynolds, M.A. 1971. Noble gases and radionuclides in Lost City and other recently fallen meteorites. *JGR* 76, 4076-4083
- Bunch, T.E., and Chang, S. 1980. Carbonaceous chondrites-II. Carbonaceous chondrite phyllosilicates and light element geochemistry as indicators of parent body processes and surface conditions. *GCA* 44, 1543-1577
- Caffee, M.W., Goswami, J.N., Hohenberg, C.M., Marti, K., and Reedy, R.C. 1988. Irradiation records in meteorites. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 205-245
- Cassen, P. and Boss, P. 1988. Protostellar collals, dust grains, and solar system formation. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 304-328
- Chapman, C.R. 1981. Asteroids. in: *The new solar system* (J.K. Beatty, B. O'Leary, A. Chaikin eds.), Sky Publishing Corporation and Cambridge University Press, 97-104
- Christophe Michel-Levy, M. 1976. La matrice noire et blanche de la chondrite de Tieschitz (H3). *EPSL* 30, 143-150
- Clayton R.N., Grossman, L. and Mayeda, T.K. 1973. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous chondrites. *Science* 182, 485-488
- Clayton, R.N. and Mayeda, T.K. 1984. The oxygen isotope record in Murchison and other carbonaceous chondrites. *EPSL* 67, 151-161
- Clayton, R.N. and Mayeda, T.K. 1985. Oxygen isotopes in chondrules from enstatite chondrites: possible identification of a major nebula reservoir. *LPS* XVI, 142
- Crabb, J. and Schultz, L. 1981. Cosmic ray exposure ages of the ordinary chondrites and their significance for parent body stratigraphy. *GCA* 45, 2151-2160
- Craig, H. 1964. Petrological and compositional relationships in meteorites. in: *Isotopic and cosmic chemistry* (Amsterdam, North Holland), 401-451
- Desnoyers, C. 1980. The Niger (I) carbonaceous chondrite and implications for the origin of aggregates and isolated olivine grains in C2 chondrites. *EPSL* 47, 223-234
- Dodd, R.T., and Van Schmus, W.R. 1971. Dark zoned chondrules. *Chem. Erde* 30, 59-69

- Dodd, R.T., Grover, J.E., and Brown, G.E. 1975. Pyroxenes in the Shaw (L7) chondrite. *GCA* **39**, 1585-1594
- Dodd, R.T. 1981. *Meteorites: a petrologic-chemical synthesis*. Cambridge University Press (Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney)
- Eberhardt, P., Geiss J., Graf, H., Grögler, N., Mendia M.D., Mörgeli, M., Schwaller, H., Stettler, A., Krähenbühl, U., and von Gunten, H.R. 1972. Trapped solar wind noble gases in Apollo 12 lunar fines 12001 and Apollo 11 breccia 10046. *Proc. Lunar Sci. Conf.* **3rd**, 1821-1856
- Friedheim, C. 1888. Über die chemische Zusammensetzung der Meteoriten Alfianello und Concepcion. *Sitzber. Akad. Wiss. Berlin* **1**, 345-367
- Fuchs, L.H., Olsen, E., and Jensen, K.J. 1973. Mineralogy, mineral chemistry and composition of Murchison (C2) meteorite. *Smithsonian Contrib. Earth Sci.* **10**, 39
- Geiss, J., 1973. Solar wind composition and implications about the history of the solar system. *13th Intl. Cosmic Ray Conf.* **5**, 3375-3398
- Gerling, E.K., Levsikii, L.K. 1956. On the origin of the rare gases in stony meteorites. *Doklady Akad. Nauk. USSR* **110**, 750
- Gooding, J.L. 1979. Petrogenetic properties of chondrules in unequilibrated H-, L- and LL-group chondritic meteorites. Ph.D. Thesis, Univ. of New Mexico, Albuquerque
- Gooding, J.L. and, Keil, K. 1981. Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics* **16**, 17-43
- Greenberg, J.M. 1986. Aufbau und Entwicklung von interstellaren Staubkörnern. in: *Spektrum der Wissenschaft: Verständliche Forschung - Die Entstehung der Sterne*, 146-157
- Greenberg, R., Hartmann, W.K., Chapman, C.R., and Wacker, J.F. 1978. The accretion of planets from planetesimals. in: *Protostars and planets* (T.Gehrels ed.), University of Arizona Press, 599-622
- Grossman, L. 1972. Condensation in the primitive solar nebula. *GCA* **36**, 597-619
- Grossman, L., and Larimer, J.W. 1974. Early chemical history of the solar system. *Rev. Geophys. Space Phys.* **12**, 71-101
- Grossman, J.N., Rubin, A.E., Nagahara, H., and King, E.A. 1988. Properties of chondrules. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 619-659
- Haramura, H. et al. (1983). Chemical compositions of antarctic meteorites I. *Proc. Symp. Antarctic Met.* **8th**, 109
- Heath, R.L., 1982. Table of the isotopes. in: *CRC Handbook of chemistry and physics*, 63rd edition, (CRC Press, Boca Raton, Florida) B255-B339
- Herrmann, J. 1985. *DTV-Atlas zur Astronomie*, 8. Auflage. Deutscher Taschenbuch Verlag, München
- Heyman, D., and Mazor, E. 1967. Light-dark structure and rare gas content of the carbonaceous chondrite Nogoya. *JGR* **72**, 2704-2707
- Hintenberger, H., König, H., Schultz, L. und Wänke, H. 1964. Radiogene, spallogene und primordiale Edelgase in Steinmeteoriten. *Z. Naturforschung* **19a**, 327-341
- Hintenberger, H., Vilcsek, E. und Wänke H. 1965. Über die Isotopenzusammensetzung und über den Sitz der leichten Uredelgase in Steinmeteoriten. *Z. Naturforschung* **20a**, 939-945
- Huss, G.R., Keil, K., and Taylor, G.J. 1981. The matrices of unequilibrated ordinary chondrites: implications for the origin and history of chondrites. *GCA* **45**, 33-51
- Huss, G.R., and Alexander, E.C. 1987. On the presolar origin of the "normal" planetary noble gas component in meteorites. *PLPSC 17th*, .G.R. Suppl.92, E710-E716
- Hutchison, R., Bevan, A.W.R., Hall, J.M. 1977. *Catalogue of meteorites*. British Museum (Natural History), London
- Hyman, M. and Rowe, M.W. 1983. The origin of magnetite in carbonaceous chondrites. *LPS XIV*, 341-342
- Jarosewich, E. 1971. Chemical analysis of the Murchison meteorite. *Meteoritics* **6**, 49-52
- Kerridge J.R., and Bunch, T.E. 1979. Aqueous activity on asteroids: evidence from carbonaceous chondrites. in: *Asteroids* (T.Gehrels ed.), 745-765
- Kerridge, J.F., and Anders, E.A. 1988. Boundary conditions for the origin of the solar system. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.) 1149-1154 University of Arizona Press (Tucson), 205-245
- King, T.V.V. and King, E.A. 1978. Grain size and petrography of C2 and C3 carbonaceous chondrites. *Meteoritics* **13**, 47-72
- King, T.V.V. and King, E.A. 1981. Accretionary dark rims in unequilibrated ordinary chondrites. *Icarus* **48**, 460-472

- Kinnunen, K.A. and Saikkonen, R. 1983. Kivesvaara C2 chondrite: silicate petrography and chemical composition. *Bull. Geol. Soc. Finland* 55, 35-49
- Kirsten, T., Krankovsky, D., and Zähringer, J. 1963. Edelgas- und Kaliumbestimmungen an einer größeren Zahl von Steinmeteoriten. *GCA* 27, 13-42
- Klockmann, F. 1978. *Lehrbuch der Mineralogie*, 16. Auflage. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 876 pp.
- Kracher, A., Keil, K., Kallemeyn, G.W., Wasson, J.T., Clayton, R.N., and Huss, G.I. 1985. The Leoville (CV3) accretionary breccia. *PLPSC* 16th, *JGR* 90, Suppl. D123-D135
- Levskii, L.K. 1972. New data on the isotopic composition of the noble gases in stony meteorites. *Meteoritica* 31, 149-150
- Levskii, L.K. 1979. Rare gases in carbonaceous chondrites. *Meteoritika* 38, 27-36
- Levskii, L.K., Fedorova I.V., and Yakovleva, S.Z. 1971. Distribution of inert gases in chondrites. *Geochimiya* 5, 515-522
- Lewis, R.S., Srinivasan, B., and Anders, E. 1975. Host phase of a strange xenon component in Allende. *Science* 190, 1251-1262
- Lewis, R.S., und Anders, E. 1986. Urmaterie in Meteoriten. in: *Spektrum der Wissenschaft: Verständliche Forschung - Die Entstehung der Sterne*, 158-170
- Mackinnon, J.D., and Zolensky, M.E. 1984. Proposed structure for poorly characterized phases (PCP) in CM2 carbonaceous chondrite meteorites. *Nature* 308, 240-242
- MacPherson, G.J., Wark, D.A., and Armstrong, J.T. 1988. Primitive material surviving in chondrites: refractory inclusions. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 746-807
- Mason, B. 1971. The carbonaceous chondrites - a selective review. *Meteoritics* 6, 59-70
- Mazor E., Heyman, D., and Anders, E. 1970. Noble gases in carbonaceous chondrites. *GCA* 34, 781-824
- McCord, T.B., Adams, J.B., and Johnson, T.V. 1970. Asteroid Vesta: Spectral reflectivity and compositional implications *Science* 168, 1445-1447
- McSween, H.Y. 1977a. Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. *GCA* 41, 1777-1790
- McSween, H.Y. 1977b. Carbonaceous chondrites of the Ornans type: a metamorphic sequence. *GCA* 41, 477-491
- McSween, H.Y. 1977c. On the nature and origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites. *GCA* 41, 411-418
- McSween, H.Y., and Richardson S.M. 1977. The composition of carbonaceous chondrite matrix. *GCA* 41, 1145-1161
- McSween, H.Y. 1979a. Are carbonaceous chondrites primitive or processed? *Rev. Geophys. Space Phys.* 17, 1059-1078
- McSween, H.Y. 1979b. Alteration in CM Carbonaceous chondrites inferred from modal and chemical variations in matrix. *GCA* 43, 1761-1770
- McSween, H.Y. 1987a. Matrix compositions in antarctic and non-antarctic CM carbonaceous chondrites. *LPS* XVII, 631
- McSween H.Y. 1987b. Aqueous alteration in carbonaceous chondrites: mass balance constraints on matrix mineralogy. *GCA* 51, 2469-2477
- Merryhue, C.M., Pepin, R.O., and Reynolds, J.H. 1962. Rare gases in the chondrite Pantar. *JGR* 67, 2017-2021
- Müller, W.F., Kurat, G., and Kracher, A. 1979. Chemical and crystallographic study of cronstedtite in the matrix of the Cochabamba (CM2) carbonaceous chondrite. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 26, 293- 304
- Nagao, K., Inoue K., and Ogata, K. 1984. Primordial rare gases in B-7904 (C2) carbonaceous chondrite. *Mem. Nat. Inst. Polar Res., Spec. Issue* 35, 257-266
- Nishiizumi, K., Regnier, S., and Marti, K. 1980. Cosmic ray exposure ages of chondrites, preirradiation and constancy of cosmic ray flux in the past. *EPSL* 50, 156-170
- Okada, A. 1975. Petrological studies of the Yamato meteorites Part 1. Mineralogy of the Yamato meteorites. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Special Issue* 5, 14-66
- Olsen, E., and Grossman, L. 1978. On the origin of isolated olivine grains in type 2 carbonaceous chondrites. *EPSL* 41, 111-127
- Organova, N.I., Drits, V.A., and Dmitrik, A.L. 1974. Selected area electron diffraction study of a Type II "Valleriite-like" mineral. *American Mineralogist* 59, 190-200
- Plas, L. van der, and Tobi, A. 1965. A chart for judging the reliability of point counting methods. *Am. J. Sci.* 263, 87-90



- Prinn, R.G., and Fegley, B., Jr. 1987. The atmospheres of Venus, Earth and Mars: a critical comparison. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 15, 171-212
- Prinn, R.G., and Fegley, B., Jr. 1988. in: *Origin and evolution of planetary and satellite atmospheres* (eds. S.K. Atreya, J.B. Pollak, and M.S. Matthews; Tucson: University of Arizona Press), im Druck
- Ramdohr, P. 1963. The opaque minerals in stony meteorites. *JGR* 68, 2011-2036
- Ramdohr, P. 1973. *The opaque minerals in stony meteorites*. Elsevier Publishing Company (Amsterdam-London-New York), 245 pp.
- Reynolds, J.H. 1960. Isotopic composition of primordial xenon. *Phys. Rev. Lett.* 4, 351-354
- Reynolds, J.H., Frick, U., Neil, J.M., and Phinney, D.L. 1978. Rare-gas-rich separates from carbonaceous chondrites. *GCA* 42, 1775-1797
- Richardson, S.M. 1981. Alteration of mesostasis in chondrules and aggregates from three C2 carbonaceous chondrites. *EPSL* 52, 67-75
- Rödder, E. 1981. Significance of Ca-Al-rich silicate melt inclusions in olivine crystals from the Murchison type II carbonaceous chondrite. *Bull. Mineral.* 104, 339-353
- Rubin, A.E. 1983. The Adhi Kot breccia and implications for the origin of chondrules and silica-rich clasts in enstatite chondrites. *EPSL* 64, 201-212
- Rubin, A.E., and Wasson, J.T. 1986. Chondrules in the Murray CM2 meteorite and compositional differences between CM-CO and ordinary chondrite chondrules. *GCA* 50, 307-315
- Rubin, A.E., and Wasson, J.T. 1987. Chondrules, matrix, and coarse-grained rims in the Allende meteorite: origin, interrelationships and possible precursor components. *GCA* 51, 1923-1937
- Sabu, D.D., and Manuel, O.K. 1980. The neon alphabeth game. *PLPSC 11th*, 879-899
- Savranov, V.S. 1969. *Evolution of the protoplanetary cloud and formation of the Earth and the planets* (Moscow; Nauka), NASA TTF-677
- Schultz, L. 1979. Noble gases in chondritic polymict breccias: clues to their origin. in: *Origin and distribution of the elements* (L.H. Ahrens ed.). Pergamon Press (Oxford, New York), 39-45
- Schultz, L., and Kruse, H. 1986, 1989. Helium, neon and argon in meteorites; a data compilation. *Berichte aus der Meteoritenforschung*, MPI für Chemie, Mainz
- Schultz, L., and Signer, P. 1976. Depth dependence of spallogenic helium, neon, and argon in the St. Severin chondrite. *EPSL* 30, 191-199
- Schultz, L., and Signer, P. 1977. Noble gases in the St. Mesmin chondrite: implications to the irradiation history of a brecciated meteorite. *EPSL* 36, 363-371
- Schultz, L., Signer, P., Lorin, J., and Pellas, P. 1972. Complex irradiation history of the Weston chondrite. *EPSL* 15, 403-410
- Scott, E.R.D., and Taylor, G.J. 1983. Chondrules and other components in C, O, and E Chondrites: similarities in their properties and origins. *PLPSC 14th*, *JGR* 88, Suppl. B275-B286
- Scott, E.R.D., Rubin, A.E., Taylor, G.J., and Keil, K. (1984). Matrix material in type 3 chondrites- occurrence, heterogeneity, and relationship with chondrules. *GCA* 48, 1741-1757
- Scott, E.R.D., and Taylor, G.J. 1987. Accretionary processes: clues from chondrites. *LPS XVIII*, 898-899
- Scott, E.R.D., Barber, D.J., Alexander, C.M., Hutchison, R., and Peck, J.A. 1988. Primitive material surviving in chondrites: matrix. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 718-745
- Sears, D.W. 1978. *The nature and origin of meteorites*. New York: Oxford University Press
- Sears, D.W., Kallemeyn, G.W., and Wasson, J.T. 1982. The compositional classification of chondrites: II. The enstatite chondrite groups. *GCA* 46, 597-608
- Sears, D.W., and Dodd, R.T. 1988. Overview and classification of meteorites. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 3-31
- Shimoyama, A. 1986. Carbon and nitrogen contents of carbonaceous chondrites from Antarctica and their implications. *Symp. Antarctic Met.* 11th, 7
- Simon, S.B., and Haggerty, S.E. 1980. Bulk compositions of chondrules in the Allende meteorite. *PLPSC 11th*, 901-927
- Smith, S.P., Huneke, J.C., and Wasserburg G.J. 1978. Neon in gas-rich samples of the carbonaceous chondrites Mokoia, Murchison, and Cold Bokkeveld. *EPSL* 39, 1-13
- Smith, B.A., and Terrile, R.J. 1984. A circumstellar disk around Beta Pictoris. *Science* 226, 1421-1424
- Srinivasan, B., Gros, J., and Anders, E. 1977. Noble gases in separated meteorite minerals: Murchison (C2), Ornans (C3), Karoonda (C5) and Abee (E4). *JGR* 82, 762
- Stauffer, H. 1961. Primordial argon and neon in carbonaceous chondrites and ureilites. *GCA* 24, 70-82

- Steele, I.M. 1988. Primitive material surviving in chondrites: mineral grains. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 808-818
- Stöckelmann, D. und Reimold, W.U. 1985. The HMX mixing calculation program. Unveröffentlichte Dokumentation, Universität Münster
- Stöffler, D., Knöll, H., and März, U. 1979. Terrestrial and lunar impact breccias and the classification of lunar highland rocks. *PLPSC 10th*, 639-675
- Suess, H.E., Wänke, H., and Wlotzka, F. 1964. On the origin of gas-rich meteorites. *GCA 28*, 595-607
- Swindle, T.D., 1988. Trapped noble gases in meteorites. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 535-564
- Tomeoka, K., and Buseck, P.R. 1985. Indicators of aqueous alteration in CM carbonaceous chondrites: microtextures of a layered mineral containing Fe, S, O, and Ni. *GCA 49*, 2149-2163
- Urey, H.C., and Craig H. 1953. The composition of the stone meteorites and the origin of meteorites. *GCA 4*, 36-82
- Van Schmus, W.R., and Wood, J.A., 1967. A chemical-petrological classification for the chondritic meteorites. *GCA 31*, 747-765
- Vinogradov, A.P., and Zadorozhnyi, I.K. 1964. Inert gases in stony meteorites. *Geokhimiya* 1, 587-600
- Wänke, H. 1965. Der Sonnenwind als Quelle der Uredelgase in Steinmeteoriten. *Z. Naturforschung* 20a, 946-949
- Walker, R.M. 1980. Nature of the fossil evidence: moon and meteorites. in: *Proc. Conf. Ancient Sun*, (R.O. Pepin, J.A. Eddy, and R.B. Merrill eds.), Pergamon Press (New York), 11-28
- Wark, D.A., and Lovering, J.F. 1977. Marker events in the early solar system: evidence from rims on Ca-Al-rich inclusions in carbonaceous chondrites. *PLSC 8th*, 95-112
- Wasson, J.T. 1974. *Meteorites: Classification and properties*. Springer-Verlag (New York), 316 pp
- Wasson, J.T., and Wetherill, G.W. 1979. Dynamical, chemical, and isotopic evidence regarding the formation locations of asteroids and meteorites. in: *Asteroids*, ed. T. Gehrels (Tucson; University of Arizona Press), 926-974
- Weidenschilling, S.J. 1980. Dust to planetesimals: settling and coagulation in the solar nebula. *Icarus 44*, 172-189
- Weidenschilling, S.J. 1988. Formation processes and time scales for meteorite parent bodies. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 348-371
- Wetherill, G.W., and Chapman, C.R. 1988. Asteroids and meteorites. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 35-67
- Wieler, R., Baur, H., Signer, P., Lewis, R.S., and Anders, E. 1989. Planetary noble gases in "Phase Q" of Allende: direct determination by closed system etching. *LPS XX*, 1201-1202
- Wiik, H.B. 1969. On the regular discontinuities in the composition of meteorites. *Commentationes Physico-Mathematicae 34*, 135-145
- Wilkening, L.L., Boynton, W.V., and Hill, D.H. 1984. Trace elements in rims and interiors of Chainpur chondrules. *GCA 48*, 1071-1080
- Wlotzka, F. 1983. Composition of chondrules, fragments, and matrix in the unequilibrated ordinary chondrites Tieschitz and Sharps. in: *Chondrules and their origins* (ed. E.A. King), Lunar and Planetary Institute, Houston
- Wood, J.A. 1967. Olivine and pyroxene compositions in type II carbonaceous chondrites. *GCA 31*, 2095-2108
- Wood, J.A. 1981. Meteorites. in: *The new solar system* (J.K. Beatty, B. O'Leary, A. Chaikin eds.), Sky Publishing Corporation and Cambridge University Press, 187-196
- Wood, J.A. and Morfill, E. 1988. A review of solar nebula models. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 329-347
- Yanai, K. and Haramura, H. 1977. Y-74662 meteorite: a carbonaceous chondrite type II. *Proc. 2nd Symp. Antartic Met.*, 264-267
- Zadnik, M.G. 1985. Noble gases in the Bells (C2) and Sharps (H3) chondrites. *Meteoritics 20*, 245-257
- Zähringer, J. 1962. Isotopie-Effekt und Häufigkeiten der Edelgase in Steinmeteoriten und auf der Erde. *Z. Naturforschung*, 17a, 460-471
- Zähringer, J. 1968. Rare gases in stony meteorites. *GCA 32*, 209-237
- Zolensky, M.E. 1987. Tochilinite in C2 carbonaceous chondrites: a review with suggestions. *LPS XVII*, 1132-1133

- Zolensky, M.E., Gooding, J.L., and Barrett, R.A. 1987. Mineralogical variations within the matrices of CM carbonaceous chondrites. *Meteoritics* 22, 544-545
- Zolensky, M.E., Barrett, R.A., and Gooding, J.L. 1988. Bulk compositions of matrix and chondrule rims for four carbonaceous chondrites. *LPS XIX*, 1327-1328
- Zolensky, M.E., Barrett, R.A., and Gooding, J.L. 1989. Matrix and rim compositions compared for 13 carbonaceous chondrite meteorites and clasts. *LPS XX*, 1249-1250
- Zolensky, M. and McSween, H.Y. 1988. Aqueous alteration. in: *Meteorites and the early solar system* (J.F. Kerridge, and M.S. Matthews eds.), University of Arizona Press (Tucson), 114-143