

# Die Bildung SiO<sub>2</sub>-reicher Phasen im frühen Sonnensystem.

I n a u g u r a l - D i s s e r t a t i o n

zur

Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität zu Köln

vorgelegt von

Dominik Hezel

aus Rottweil

Institut für  
Mineralogie und Geochemie  
Universität zu Köln

September 2003

Berichtersteller: Prof. Dr. Herbert Palme  
Prof. Dr. Manfred Mühlberg

Tag der mündlichen Prüfung: 12. November 2003

„Geheimnisse sind noch keine Wunder.“

J. W. Goethe

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>1</b>
<b>Abstract</b>	<b>3</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>5</b>
1.1 Kosmologie und Nukleosynthese . . . . .	6
1.2 Entstehung und Entwicklung unseres Sonnensystems . . . . .	8
1.3 Herkunft und Klassifikation der Meteorite . . . . .	12
1.3.1 Der Weg der Meteorite zur Erde . . . . .	12
1.3.2 Asteroide (Meteoriten-Mutterkörper) . . . . .	13
1.3.3 Klassifikation der Meteorite . . . . .	15
1.4 Chondritische Komponenten und Modelle deren Entstehung . . . . .	22
1.5 Zielsetzung . . . . .	28
<b>2 Das SiO<sub>2</sub>-System</b>	<b>31</b>
2.1 Mögliche SiO <sub>2</sub> -Bildungsmechanismen im frühen Sonnensystem . . . . .	31
2.1.1 Entstehung von SiO <sub>2</sub> im solaren Nebel . . . . .	31
2.1.2 Entstehung von SiO <sub>2</sub> auf Mutterkörpern . . . . .	32
2.2 SiO <sub>2</sub> und seine Polymorphe bei 10 <sup>5</sup> Pa . . . . .	33
2.3 Definition SiO <sub>2</sub> -reicher Objekte (SRO) . . . . .	35
<b>3 Methodik</b>	<b>37</b>
3.1 Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) . . . . .	37
3.2 Mineralformelberechnung . . . . .	38
3.3 Sekundärionen Massen-Spektrometer (SIMS) . . . . .	38
3.4 Mikro-Raman-Spektrometrie (MRS) . . . . .	39
3.5 Transmissionselektronen-Mikroskopie (TEM) . . . . .	40
3.6 Rasterelektronenmikroskopie (REM) . . . . .	41
3.7 Fotodokumentation . . . . .	41
<b>4 Auftreten und Bildung von SiO<sub>2</sub> in kohligen Chondriten</b>	<b>43</b>
4.1 Bisherige Arbeiten . . . . .	43
4.2 Allgemeine Charakteristika und Petrographie . . . . .	45
4.2.1 CH-Chondrite . . . . .	46
4.2.2 CR-Chondrite . . . . .	51
4.3 Chemische Zusammensetzung . . . . .	52
4.3.1 CH-Chondrite . . . . .	52
4.3.2 CR-Chondrite . . . . .	59
4.4 Polymorphie . . . . .	61
4.4.1 CH-Chondrite . . . . .	61



4.4.2	CR-Chondrite . . . . .	64
4.5	Diskussion . . . . .	64
4.5.1	Die Bildung SiO <sub>2</sub> -reicher Phasen in CH-Chondriten . . . . .	65
4.5.2	Die Bildung von Feldspat-Klasten, Ca-Al-reichen Forsteriten und invers zonierten Chondriten in CH-Chondriten . . . . .	72
4.5.3	Die Bildung von kryptokristallinen und Skelett-Olivin Chondren, sowie von Metallen in CH-Chondriten . . . . .	73
4.5.4	Zusammenfassung: Ein Modell für die Bildung der CH-Chondrite . . . . .	74
4.5.5	Die Bildung SiO <sub>2</sub> -reicher Objekte in CR-Chondriten . . . . .	76
<b>5</b>	<b>Auftreten und Bildung von SiO<sub>2</sub> in gewöhnlichen Chondriten</b>	<b>77</b>
5.1	Bisherige Arbeiten . . . . .	77
5.2	Allgemeine Charakteristika und Petrographie . . . . .	81
5.3	Chemische Zusammensetzung . . . . .	85
5.4	Polymorphie . . . . .	92
5.4.1	MRS-Untersuchungen . . . . .	92
5.4.2	TEM-Untersuchung . . . . .	95
5.4.3	Zusammenfassung . . . . .	97
5.5	Diskussion . . . . .	97
5.5.1	Polymorphie des SiO <sub>2</sub> in gewöhnlichen Chondriten . . . . .	98
5.5.2	Entstehung der SiO <sub>2</sub> -reichen Objekte in gewöhnlichen Chondriten . . . . .	100
<b>6</b>	<b>Schlussfolgerungen und Ausblicke</b>	<b>107</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>111</b>
	<b>Anhang</b>	<b>123</b>
<b>A</b>	<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>123</b>
<b>B</b>	<b>Mineralformeln</b>	<b>125</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>127</b>
	<b>Erklärung</b>	<b>129</b>
	<b>Lebenslauf</b>	<b>131</b>

# Zusammenfassung

In meiner Arbeit untersuche ich die Bildung  $\text{SiO}_2$ -reicher Phasen in chondritischen Meteoriten ( $\hat{=}$  Chondrite). Diese Phasen werden nach den heutigen Modellen des frühen Sonnensystems nicht in Chondriten der häufigsten Meteoriten-Typen erwartet. Das derzeitige Bild der ersten Materie-Entstehung beginnt mit der Abkühlung eines heißen, mehr oder weniger vollständig evaporierten Nebels, aus dem mit fallender Temperatur nacheinander Ca-Al-reiche Oxide, Olivine, Pyroxene & FeNi-Metalle sowie Sulfide kondensierten. Aus dem solaren Nebel mit einem initialen, atomaren Mg/Si-Verhältnis von 1.07 sollten nach der Kondensation als silikatische Hauptkomponenten Pyroxen und Olivin auftreten, jedoch kein freies  $\text{SiO}_2$ . Trotzdem enthalten einige kohlige Chondrite – darunter insbesondere die CH-Chondrite – und einige gewöhnliche Chondrite Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$ . Deren unerwartetes Auftreten ist Gegenstand dieser Arbeit.

Um die Bildung dieser  $\text{SiO}_2$ -reichen Objekte (SRO) zu untersuchen, habe ich deren chemische Zusammensetzung mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde und in einigen ausgewählten Objekten mit dem Sekundärionen-Massenspektrometer bestimmt. Außerdem habe ich die Polymorphie des  $\text{SiO}_2$  mit dem Mikro-Raman Spektrometer und abermals einige ausgewählte Objekte mit dem Transmissionselektronen-Mikroskop analysiert.

In den kohligen Chondriten treten die SRO – bis auf Ausnahmen – nur in den CH- und CR-Chondriten auf. Deren Population in den CH-Chondriten beträgt  $\sim 0.1$  Vol.% und besteht aus Chondren und Fragmenten. Die Paragenese besteht fast ausschließlich aus  $\text{SiO}_2$  und einem etwa Pyroxen-normativen Silikat. Diese beiden Phasen zeigen oftmals Entmischungsstrukturen, wobei entweder das  $\text{SiO}_2$  kugelige Formen im Silikat bildet oder umgekehrt. Diese SRO sind meist an den refraktären Elementen Ca, Al und Ti verarmt, bis zu  $0.015 \times \text{CI}$ . In gleichem Maße sind die Seltenen Erd-Elemente (SEE) verarmt und zeigen unfraktionierte, flache Muster. Das Si/Mg-Verhältnis ist stark fraktioniert mit  $3 - 4 \times \text{CI}$ . Die SRO sind außerdem verarmt an volatilen Elementen, jedoch haben zwei SRO-Chondren sehr hohe Mn-Konzentrationen, und das, obwohl die CH-Chondrite die Mn-ärmsten Gesamt-Zusammensetzungen aller Chondrite haben. Eine dieser Mn-reichen Chondren enthält Pyroxen mit den höchsten, je aus einem Meteoriten berichteten Mn-Konzentrationen von 6.68 Gew.%.

Das  $\text{SiO}_2$  tritt in den SRO hauptsächlich als Glas und in seinen Hoch- und Mitteltemperatur-Polymorphen Cristobalit und Tridymit auf. Die Bildung dieser SRO kann über einen zweistufigen Mechanismus verstanden werden, bei dem zuerst eine fraktionierte Kondensation die Precursor der SRO bildete, die anschließend im zweiten Schritt zu Temperaturen  $\geq 1968$  K wieder aufgeheizt wurden und danach rasch abkühlten. Fraktionierte Kondensation bedeutet, dass der bei hohen Temperaturen gebildete Olivin mit fallenden Temperaturen nicht mit dem Nebel-SiO zu Pyroxen reagiert. Dadurch wird der Nebel an  $\text{SiO}(\text{g})$  angereichert. Die anschließende Pyroxen-Kondensation reichert den Nebel zusätzlich an  $\text{SiO}(\text{g})$  an. Außerdem wird der Nebel reich an volatilen Elementen wie Mn. Aus diesem Nebel können dann als späte Kondensate  $\text{SiO}_2$  und Mn-reich Phasen entstehen. Ein außergewöhnliches Objekt dokumentiert genau diese fraktionierte Kondensation. Dieses ist zoniert und enthält Olivin im Kern, umgeben von Pyroxen und FeNi-Metall und in einem äußersten Saum freies  $\text{SiO}_2$ . Das gesamte kondensierte Material, mit viel Olivin und Pyroxen, agglomerierte sodann zu Precursoren, die in manchen Fällen überdurchschnittlich viel  $\text{SiO}_2$ , sowie Mn enthielten. Während der Chondren-Bildung wurden die SRO-Precursor zu  $\geq 1968$  K aufgeheizt und gelangten in den Bereich der liquiden Mischungslücke im System MgO-SiO<sub>2</sub>-FeO. Dabei entstand deren heutige Entmischungsstruktur von  $\text{SiO}_2$  und Silikat. Die hohen Temperaturen der Wiederaufheizung werden von den Hoch-Temperatur-Polymorphen des  $\text{SiO}_2$ , bezie-

ungsweise von  $\text{SiO}_2$ -Glas bestätigt. Diese Polymorphe, sowie das Glas dokumentieren außerdem eine rasche Abkühlung nach der Aufheizung, sonst hätten diese Phasen nicht metastabil erhalten bleiben können. In diesen CH-Chondriten habe ich außer den SRO noch refraktäre Forsterite mit ungewöhnlich hohen CaO-Konzentrationen bis zu 1.98 Gew.% untersucht, und einzelne, in der Matrix auftretende Feldspat-Klasten. Letztere haben unfraktionierte und leicht sub-chondritische SEE-Muster. Die Bildung der refraktären Forsterite und Plagioklase kann gut in die fraktionierte Kondensationssequenz eingehängt werden: Die Forsterite entstanden aufgrund ihres refraktären Charakters früh in der Kondensationssequenz, während Feldspat erst sehr spät, etwa mit dem  $\text{SiO}_2$ , auftaucht. Beides sind – wie die SRO-Precursor – Kondensate.

In den CR-Chondriten sehen die  $\text{SiO}_2$ -reichen Objekte etwas anders aus: Sie bestehen aus Typ I-Chondren, umgeben von einem magmatischen,  $\text{SiO}_2$ -reichen Rand. Das  $\text{SiO}_2$  ist in diesem Fall Cristobalit und Tridymit. Die zunehmenden FeO-Konzentrationen in diesen Chondren von innen nach außen, die gleichzeitig abnehmenden Konzentrationen der refraktären Elemente und die höheren Ni-Gehalte der weiter innen liegenden Metalle im Vergleich zu den weiter außen liegenden, sprechen für eine Kondensation dieser gesamten Objekte. Das  $\text{SiO}_2$  kondensierte spät, aus einem durch fraktionierte Kondensation  $\text{SiO}$ -reichen Nebel als Rand auf diese Chondren. Während einer anschließenden Aufheizung wurde der Rand geschmolzen und es bildeten sich Cristobalit und Tridymit, die wiederum eine rasche Abkühlung nach dieser Aufheizung dokumentieren.

In den gewöhnlichen Chondriten treten SRO unabhängig vom Chondrit-Typ und vom petrologischen Typ auf. Deren Modalbestand liegt unter 1 Vol.%. Die SRO können in zwei Typen unterteilt werden: Der Typ 1 hat meist eine  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen Paragenese, zu der untergeordnet Olivin und/oder Spinell hinzu treten können. Entmischungsstrukturen, wie sie in SRO der CH-Chondrite zu sehen sind, können nur selten beobachtet werden und sind dann meist unvollständig. Die chemische Gesamt-Zusammensetzung dieser SRO ist vergleichbar mit denen der CH-Chondrite, mit verarmten refraktären Elementen bis zu  $0.2 \times$  gewöhnlicher H-Chondrit. Ebenso sind diese SRO in volatilen Elementen verarmt. Die Si/Mg-Verhältnisse sind fraktioniert, mit  $1-2 \times$  H-Chondrit. Das  $\text{SiO}_2$  ist meist Cristobalit oder Tridymit. Der Tridymit tritt in verschiedenen Varietäten auf. Aufgrund vieler ähnlicher Merkmale dieser SRO mit denen der CH-Chondrite ist eine gleiche Entstehung wie diese wahrscheinlich. Das heißt, diese Typ 1-SRO entstanden ebenfalls in einem zweistufigen Prozess, mit zuerst einer fraktionierten Kondensation und einer anschließenden Wiederaufheizung. Allerdings erreichte die Wiederaufheizung bei den SRO der gewöhnlichen Chondrite nicht ganz so hohe Temperaturen wie bei den SRO der CH-Chondrite, da beispielsweise Entmischungsstrukturen selten sind und kein  $\text{SiO}_2$ -Glas vorhanden ist. Die Abkühlung verlief wieder rasch, um Cristobalit und Tridymit metastabil zu erhalten.

Der Typ 2 repräsentiert eine Sammelgruppe, unter die alle anderen SRO und SRO-ähnlichen Objekte in den gewöhnlichen Chondriten fallen. Dazu gehören beispielsweise solche, deren  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung durch magmatische Prozesse auf dem Mutterkörper verursacht wurde. Mögliche Heizmechanismen für die Schmelzbildung sind eine anomale Anreicherung kurzlebiger Radionuklide oder Impakt-Ereignisse. Ich habe eines dieser magmatisch entstandenen Objekte aus dem Parnallee-Chondriten untersucht. Die darin befindlichen  $\text{SiO}_2$ -Leisten zeigen eine polymorphe Zonierung mit Tridymit im Kern und Quarz im Rand. Diese Zonierung belegt einen Impakt als Heizmechanismus für die Schmelzbildung, da nur rasche Abkühlung – wie sie nach einem Impakt zu erwarten ist – die beobachtete Zonierung bewirken kann. Einer Aufheizung durch Radionuklide sollte eine langsame Abkühlung folgen.

Das wichtigste Ergebnis meiner Untersuchungen ist der Nachweis einer fraktionierten Kondensation, die sowohl in Komponenten der kohlgigen wie auch der gewöhnlichen Chondriten beobachtet werden kann. Als Schlussfolgerungen ergeben sich daraus: (1) Viele der kohlgigen Chondrite haben eine Matrix mit erhöhtem Si/Mg-Verhältnis und ähneln darin den SRO. Vermutlich entstand das Matrix-Material ebenfalls durch fraktionierte Kondensation. Bei einigen Chondriten wurde dieses dann in den Chondren-Bildungsprozess mit einbezogen und bildete dabei die SRO, in anderen blieb es dagegen unverändert als Matrix-Material erhalten. (2) Theorien, nach denen der solare Nebel nie heiß war, sondern eine kalte Mischung interstellarer Materie werden durch die fraktionierte Kondensation, die ehemals hohe Temperaturen erfordert, eindeutig widerlegt.

Wichtige zukünftige Untersuchungen sind die Datierung primitiver Komponenten und der Matrix von Chondriten, sowie die mineralogische Untersuchung der Matrix.

# Abstract

In my thesis I am investigating the formation of SiO<sub>2</sub>-rich phases in chondritic meteorites ( $\hat{=}$  chondrites). These phases are not expected in chondrites from current models of the early solar system. The present picture of the formation of the first solids within the solar nebula starts with the cooling of a hot, more or less completely evaporated nebular compartment. The first solids to condense from the nebular are Ca-, Al-rich oxides, followed by olivines, pyroxenes & FeNi-metals and sulfides. The initial atomic Mg/Si-ratio in the nebular is 1.07. Therefore, after condensation all Si should be bound in the main silicate components olivine and pyroxene and no free SiO<sub>2</sub> should be able to appear. Nonetheless a few carbonaceous chondrites – especially the CH-chondrites – and some ordinary chondrites have components containing free SiO<sub>2</sub>. This unexpected occurrence is subject of this thesis.

I used electron microprobe to determine the chemical composition of these SiO<sub>2</sub>-rich objects (SRO) and secondary ion mass spectrometer to determine rare earth element-contents of a few selected objects. In addition I analyzed SiO<sub>2</sub>-polymorphism, using micro-Raman technique and some selected objects using the transmission electron microscope.

In the carbonaceous chondrites the SRO occur only in the CH- and CR-types – beside some exceptions. The SRO appear as chondrules or fragments and they have a modal abundance of  $\sim 0.1$  vol.%. Their parageneses are constituted by SiO<sub>2</sub> and a near pyroxene-normative silicate. These two phases show an immiscibility texture with either SiO<sub>2</sub> forming spherules within the silicate or vice versa. The SRO are depleted in refractory elements, down to  $0.015 \times \text{CI}$ . The same is true for rare earth elements, which have flat and unfractionated patterns. The Si/Mg-ratio is highly fractionated with  $3 - 4 \times \text{CI}$ . The SRO are also depleted in volatile elements, however, two SRO-chondrules have very high Mn-concentrations, although the CH-chondrites are the most depleted chondrites with respect to bulk Mn-concentrations among all types of chondrites. One of these chondrules contains pyroxenes with the highest Mn-concentrations (6.68 wt.%) reported so far from a meteorite.

The SiO<sub>2</sub> appears mainly as glass or as the high-temperature polymorphs cristobalite or tridymite. The formation of the SRO occurred in two steps: In the first step the SRO-precursors formed late during fractional condensation, and in the second step these precursors were reheated to  $\sim 1968$  K and subsequently rapidly cooled. Fractional condensation means mainly that olivine as the first condensate at high temperatures does not react with the SiO(g) in the nebular to form pyroxene during cooling. As a consequence the nebular gets enriched in SiO(g). The subsequent condensation of pyroxene further enriches the nebular in SiO(g). In addition the nebular will be enriched in volatile elements like Mn. As late condensates SiO<sub>2</sub> and Mn-rich precursors can form. A unique object documents this fractional condensation. This is zoned, with olivine in the core, surrounded by a layer of pyroxene and FeNi-metal and free SiO<sub>2</sub> in the outermost rim. After condensation all material – mainly olivine and pyroxene – agglomerated to precursors, thereby occasionally forming precursors with unusual high SiO<sub>2</sub> and/or moderately volatile elements like Mn. Temperatures during reheating raised up to  $\sim 1968$  K, where the SRO reached the liquid immiscibility gap in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-FeO. There the present texture of the SRO formed, with blebs of one phase within the other. The high-temperature polymorphs of SiO<sub>2</sub> and the SiO<sub>2</sub>-glass, respectively, sustain the idea of high temperatures during reheating. In addition these polymorphs and the glass document rapid cooling after reheating; otherwise these phases could not have been preserved in a metastable state. I found two more components in CH-chondrites,

which were not described before. The first are refractory forsterites with unusual high CaO-concentrations up to 1.98 wt.% and isolated feldspar grains, occurring in the matrix. These feldspars have unfractionated and slightly sub-chondritic REE-patterns. The formation of refractory forsterites and plagioclases can be well understood in the framework of fractional condensation: The forsterites formed early in the condensation sequence due to their refractory nature. In contrary the feldspars formed late, approximately at the same time as  $\text{SiO}_2$ . Both are – like the SRO-precursors – condensates.

The  $\text{SiO}_2$ -rich objects in CR-chondrites are somewhat different in appearance. They consist of type I-chondrules in the center, surrounded by a  $\text{SiO}_2$ -rich magmatic rim. The  $\text{SiO}_2$  is cristobalite and tridymite. These objects also show evidence for a condensation origin, because the bulk FeO-concentrations increase from the center towards the rim, the refractory element concentrations decrease in the same direction and the metals within these objects have higher Ni-contents as the metals at the outer border. The  $\text{SiO}_2$  condensed late onto these objects from a fractionated nebular. During a reheating event the  $\text{SiO}_2$ -rich rims melted and cristobalite and tridymite formed. Their occurrence again documents rapid cooling after peak temperatures were reached.

The SRO in ordinary chondrites occur independent from chondrite type and petrologic type. Their modal abundance is below 1 vol.%. These SRO can be subdivided into two classes: (1) Type 1-SRO are characterized by a  $\text{SiO}_2$ -pyroxene paragenesis sometimes accompanied by small amounts of other phases, like olivine or spinel. Immiscibilities from one phase within the other like in CH-chondrites can only sparsely be observed and if, immiscibility is not well defined. The chemical bulk compositions are quite similar to the SRO in CH-chondrites. Refractory elements are depleted to about  $0.2 \times$  ordinary H-chondrite. The Si/Mg-ratio is elevated to about  $1 - 2 \times$  H-chondrite. The  $\text{SiO}_2$  is mostly cristobalite and tridymite, with tridymite occurring in different varieties. The similarities between SRO in CH- and ordinary chondrites points to the same formation mechanism. Therefore the type 1-SRO in ordinary chondrites also formed within a two stage process with first fractional condensation, followed by reheating to high temperatures. However, reheating temperatures did not reach as high temperatures as in CH-chondrites, because immiscibilities are seldom and incomplete and no  $\text{SiO}_2$ -glass can be found. The objects also experienced rapid cooling after reheating, otherwise cristobalite and tridymite could not have been preserved.

(2) The type 2-SRO summarizes all other SRO or SRO-like objects within ordinary chondrites. Members of this group are for example SRO with a magmatic origin. In this case fractional crystallization in a magma layer on a parent body leads to the enrichment of  $\text{SiO}_2$  in the residual melt. Possible heating sources for the magma layers are anomalous enrichments of radionuclides or giant impacts. I analyzed one of these magmatic SRO from the Parnallee chondrite. The  $\text{SiO}_2$  laths within this sample have a polymorphic zonation with tridymite in the center and quartz in the rim. This zonation can be taken as an evidence for an impact as heating source, because only quick cooling can account for this zonation – and after an impact cooling should be very quick. In contrary, if radionuclides were the heat source, cooling should have been much slower.

The most important result of my thesis are the undoubtedly evidences for fractional condensation within the carbonaceous and ordinary chondrite formation regions. The conclusions, which can be drawn from this are: (1) Most of the carbonaceous chondrites have matrices with elevated Si/Mg-ratios similar to SRO bulk compositions. Therefore this matrix materials probably also formed late during fractional condensation. Within some chondrite forming regions these matrix materials were subsequently part of the chondrule-forming event, thereby producing SRO, but in other regions these materials were not affected by the chondrule-forming event, solely forming unprocessed matrix. (2) Some theories favor a nebular that was never hot, instead all precursor material was a homogeneous, cold mix of interstellar matter. These theories can now be abandoned, because fractional condensation requires an once hot nebular.

Important projects for the future are to determine the exact age of primitive components – like the condensed object – and the matrix, as well as the mineralogical determination of the matrix.

# Kapitel 1

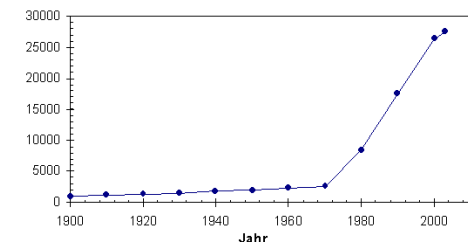
## Einleitung

Die Meteoritenforschung ist ein sehr junges Wissenschaftsgebiet. Noch bis ins 19. Jahrhundert war die Herkunft der damals noch "Meteorsteine" genannten Meteorite umstritten. Bis dahin vermutete man deren Ursprung unter anderem in der Atmosphäre. Spontane Zusammenballungen von Material sollten die Steine bilden, die dann zu Boden fielen. Aus diesen Überlegungen leitet sich der Name der Meteorsteine ab: das Präfix "Meteor" stammt aus dem Euskarischen und bedeutet dort "Wetter, Atmosphäre, ...". Andere glaubten, der Ursprung von Meteorsteinen seien Vulkanausbrüche. Diese Theorie wurde von einem Meteoriten-Fall genährt, der sich kurz nach Ausbruch des Vesuv in Italien ereignete (→ Siena-Meteorite). Der erste schriftlich überlieferte Meteoritenfall in Europa ereignete sich am 7. November 1492 in Ensisheim im Elsaß. Ein 127 Kilogramm schwerer Steinmeteorit – der "Donnerstein von Ensisheim" – schlug in einen Acker ein und wurde von Bauern geborgen (Abbildung 1.1). Ein Stück dieses Meteoriten ließ Kaiser Maximilian I in der Kirche von Ensisheim aufhängen, damit er keinen weiteren Schaden anrichte. Heute befindet er sich im "Palais de la Régence" in Ensisheim.



**Abbildung 1.1:** Der Meteoritenfall von Ensisheim in einer zeitgenössischen Darstellung.

Viele große Gelehrte glaubten nicht an einen außerirdischen Ursprung von Material, das auf der Erde gefunden wird. Darunter waren beispielsweise Isaak Newton, der meinte, der Weltraum müsse vollständig leer sein, um die Bahnen der Planeten und Kometen nicht zu stören und J. W. Goethe, der an den atmosphärischen Ursprung der Meteorite glaubte. Erst 1794 legte E. F. F. Chladni mit seiner Schrift "Über den Ursprung der von Pallas gefundenen und anderer ihr ähnlicher Eisenmassen, und über einige damit in Verbindung stehende Naturerscheinungen" (Chladni, 1794) den Grundstein der modernen Meteoritenforschung. In



**Abbildung 1.2:** Die Menge der bekannten Meteorite nahm bis in die 1980er Jahre nur langsam zu. Seit den Antarktis-Expeditionen amerikanischer und japanischer Teams steigt diese Zahl explosionsartig.

dieser Schrift liefert Chladni die korrekte Interpretation, dass die Meteorsteine außerirdischen Ursprungs sind. Kurz darauf setzte sich diese Theorie zu Beginn des 19. Jahrhunderts rasch durch.

Meteoritenfunde blieben trotzdem sehr selten. Im Jahr 1900 kannte man gerade einmal 861 Meteorite. Diese Zahl verdreifachte sich bis 1970 auf 2458. In den 1980er Jahren begannen dann Amerikaner und Japaner systematisch die Eiswüsten der Antarktis zu durchsuchen, in denen die schwarzen Meteorite gut auf dem weißen Eis zu sehen sind. Außerdem hat die Bewegung der Eismassen einen Sammeleffekt, der Meteorite aus einem großen Einzugsgebiet in einem sehr viel kleineren Bereich konzentriert. Danach

nahm die Zahl der bekannten Meteorite rapide zu. Zusätzlich erkannten findige Mineraliensammler den hohen Wert der Meteorite und begannen systematisch die Steinwüsten der Erde abzusuchen, in denen die Meteorite gegen den gelb- bis ockerfarbenen Untergrund ebenfalls gut zu erkennen sind. Diese vielfältige Sammeltätigkeit hat die Anzahl der bekannten Meteorite seit 1970 bis heute verzehnfacht (Abbildung 1.2).

## 1.1 Kosmologie und Nukleonsynthese

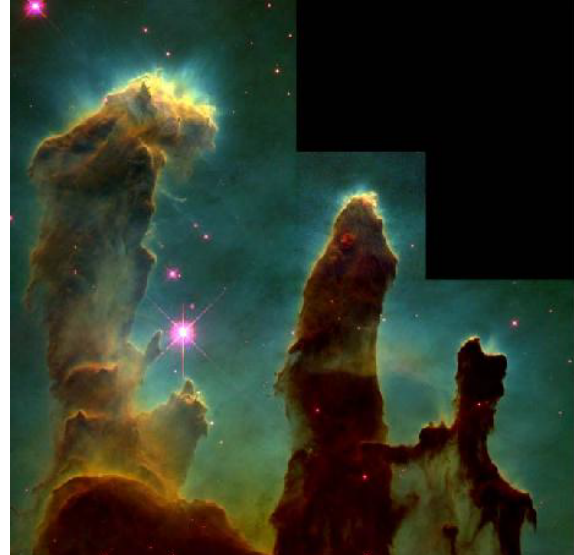
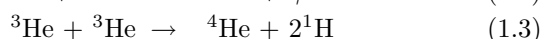
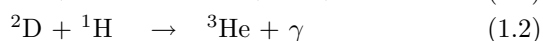
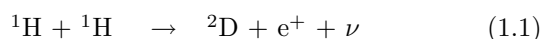
Die moderne Kosmochemie und Geochemie gründet auf der Kenntnis des chemischen Verhaltens und der thermodynamischen Beschreibung der Elemente und ihrer Isotope, sowie der Minerale in petrologischen Systemen. Es ist deshalb wichtig, die Häufigkeit der Elemente in unserem Sonnensystem zu kennen. Dazu ist es nützlich einen kurzen Blick auf die Entstehung und nachfolgende Entwicklung unseres Kosmos zu werfen.

Zur Zeit gehen die Astrophysiker davon aus, dass unser Universum vor etwa 15 Milliarden Jahren aus einer Singularität entstand. Mit diesem ‘‘Urknall‘‘ genannten Entstehungsmoment begann die Existenz von Raum und Zeit. In den ersten Sekunden expandierte der ausschließlich mit Strahlung erfüllte Kosmos mit Überlichtgeschwindigkeit. Dabei kühlte er ab und es kondensierten die ersten Elementarteilchen wie zunächst Quarks und später beispielsweise Elektronen, Protonen und Neutronen. Nach wenigen Minuten war der junge Kosmos soweit abgekühlt, dass Protonen Elektronen einfangen konnten und sich als erstes chemisches Element Wasserstoff bilden konnte. Durch Zusammenstöße von Protonen mit Neutronen und einem weiteren Proton entstand als zweites chemisches Element Helium und nach weiteren Zusammenstößen in winzigen Spuren noch Lithium. Für die Fusion schwererer Elemente war die Stoßkraft der Protonen und Neutronen im schnell expandierenden Kosmos schon nicht mehr ausreichend. Da der Elektroneneinfang eines Protons etwa fünfmal schneller abläuft als die Fusion von Protonen und Neutronen zu Helium, bestand die chemische Zusammensetzung des Anfangsuniversums zu etwa 80% aus Wasserstoff und zu 20% aus Helium.

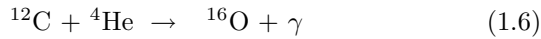
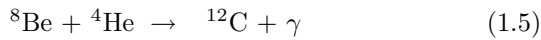
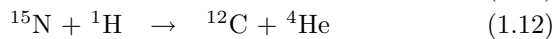
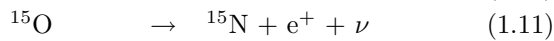
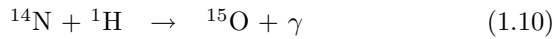
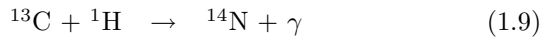
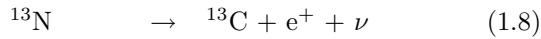
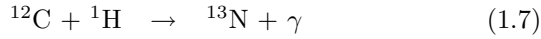
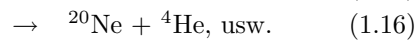
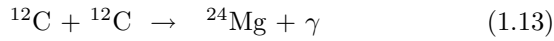
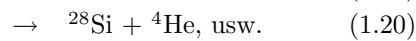
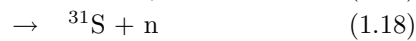
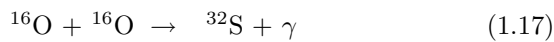
Nach dieser ersten Stufe der Elemententstehung bildeten sich im stetig weiter expandierenden Universum Materie-Großstrukturen. Zu diesen gehörten enorme, hunderttausende von Lichtjahren durchmessende Molekülareale – die Vorläufer der heutigen Galaxien, also auch unserer Milchstraße. In diesen Arealen segregierten sich lokale, wenige Lichtjahre große Molekülwolken. Diese verdichteten sich immer weiter, bis sie schließlich kollabierten. Im Zentrum stieg der Druck daraufhin sprunghaft an und es konnte unter enormer Energiefreisetzung Wasserstoff zu Helium fusionieren. Dieser Beginn des so genannten ‘‘Wasserstoffbrennens‘‘ markiert die Geburt eines neuen Sterns (Abbildung 1.3). Die erste Generation von Sternen bestanden wie das damalige Universum nur aus Wasserstoff und Helium im Verhältnis von etwa 5:1.

Nach der Initialzündung des Wasserstoffbrennens beginnt im Stern eine Fusionskette, während der schwere Elemente bis hin zum Eisen entstehen können. Die einzelnen Brennstufen eines Sterns und eine Auswahl der unzähligen, dabei ablaufenden Fusionsreaktionen sind in den nach folgenden Gleichungen dargestellt:

### *Wasserstoffbrennen*



**Abbildung 1.3:** Der Adlernebel. Die hell leuchtenden Bereiche in den Kuppen der Finger sind junge Sternentstehungsgebiete, in denen gerade neue Sterne zünden. Die Aufnahme wurde mit dem Hubble-Weltraumteleskop aufgenommen. copyright: NASA

*Helium-Brennen**CNO-Zyklus**Kohlenstoff-Brennen**Sauerstoff-Brennen**Silizium-Brennen*

Der Wechsel von einer Brennstufe zur nächsten, also beispielsweise vom Wasserstoff- zum Heliumbrennen, erfolgt nicht abrupt, sondern kontinuierlich. Irgendwann ist im Zentrum des Sterns kein Wasserstoff mehr vorhanden und es beginnt das Heliumbrennen. Dieses ist mit höheren Temperaturen verbunden, da größere Energien notwendig sind, um die Coulomb-Barrieren der positiv geladenen Kerne zu überwinden. Um diesen innersten Kern findet jedoch in einer Schale darum weiterhin Wasserstoffbrennen statt. Diese Schale wandert langsam nach außen, während sich der Kern des Heliumbrennens ausdehnt. Dasselbe geschieht, wenn die nächste Brennstufe einsetzt. Mit der Zeit bildet sich auf diese Weise ein Schalenbau des Sterns, mit Wasserstoffbrennen in der äußersten Schale und – im Extremfall – Siliziumbrennen im Kern. Gleichzeitig bildet sich ein Temperaturgradient mit hohen Temperaturen im Kern, die nach außen abfallen. Elemente mit höherer Ordnungszahl als Eisen können nicht durch diese Fusionsprozesse entstehen, da hierfür zusätzliche Energie benötigt würde. Es erreichen außerdem nur schwere Sterne dieses letzte Stadium des Si-Brennens, bei dem Eisen entsteht. In Sternen ereignet sich also eine Nukleonsynthese, die Elemente bis hin zum Eisen erzeugen kann – unsere eigene Sonne ist allerdings sehr klein und wird nur bis zum He-Brennen gelangen (z.B. Weigert und Wendker, 1988).

Sterne ab einer Größe von  $\sim 8$  Sonnenmassen explodieren am Ende ihres Lebenszyklus als Supernova. Dabei stoßen sie ihre äußerste Materieschale ab und kollabieren gravitativ, denn mit dem Ende der Fusionsprozesse



fehlt der von innen nach außen gerichtete Strahlungsdruck, der sich bisher der Schwerkraft entgegen gestemmt hat. Je nach ursprünglicher Masse des Sterns bleibt als Rest ein Neutronenstern, ein Weißer Zwerg oder ein Schwarzes Loch übrig. Bei der Supernova-Explosion werden enorme Mengen an Neutronen frei gesetzt. Durch Stoßprozesse mit vorhandenen chemischen Elementen entstehen bei so genannte r- und s-Prozesse (**r**apid, beziehungsweise **s**low) schwere bis superschwere Isotope dieser Elemente. Über  $\beta^-$ -Zerfälle dieser extrem kurzlebigen Isotope entstehen dann die Elemente schwerer als Eisen. Allerdings können mit diesem Mechanismus nicht alle stabilen Isotope erzeugt werden. Einige wenige bilden sich über eine  $(\gamma, xn)$ -Reaktion und anschließenden  $\beta^+$ -Zerfall, bei der die Neutronen-armen Isotope entstehen (**p**-Prozess). Dieser Prozess läuft wesentlich seltener ab als die r- und s-Prozesse.

Dieser zweite Nukleonsyntheseprozess bei der Supernova-Explosion erzeugt also alle schweren Elemente oberhalb von Eisen. Es ist jedoch noch eine dritte und letzte Nukleonsynthese notwendig, um alle Elemente zu erzeugen, denn die drei Leichtgewichte Be, Li und B können weder im Stern durch Fusion, noch nachfolgend durch den r-, s- oder p-Prozess gebildet werden. Der dritte Prozess, manchmal l-Prozess für light elements genannt, sind Spallationsreaktionen im interstellaren Medium (ISM). Zwei ablaufende Spallationsreaktionen sind beispielsweise:  $^{12}\text{C}(p, 2p)^{11}\text{B}$  und  $^{12}\text{C}(p, 4p2n)^7\text{Li}$ .

Die chemische Entwicklung des Universums ist noch lange nicht abgeschlossen, denn alle Teilprozesse des Nukleonsyntheseprozesses laufen bis heute und noch für viele Milliarden Jahre in Sternen und bei Sternexplosionen ab. Mit dem Wissen um den Nukleonsyntheseprozess und die Effektivität seiner Teilprozesse, lässt sich die heutige chemische und isotopische Zusammensetzung des Universums verstehen. Zum Beispiel wird klar, warum es über den r- und s-Prozess schwieriger ist schwere Elemente herzustellen als leichte oder dass p- und l-Prozess Nuklide sehr viel seltener sind als r- und s-Prozess Nuklide. Die erste und bis heute weitgehend gültige Gesamt-Darstellung des Nukleonsyntheseprozesses gaben Burbidge et al. (1957).

In der Astronomie und Astrophysik werden alle Elemente schwerer als Helium als Metalle bezeichnet, aus dem Grund, da alle anderen Elemente zusammen nur etwas mehr als ein Prozent der Gesamtmasse des Universums auf die Waage bringen. Aus den beschriebenen Nukleonsyntheseprozessen wird klar, dass die erste Generation von Sternen metallfrei war. Es gab deshalb mit Sicherheit um diese ersten Sterne keine terrestrischen Planeten, da diese überwiegend aus schweren Elementen bestehen. Erst die zerfetzten Supernova-Überreste der ersten Sternengeneration – so genannte “planetare Nebel“ – konnten wieder große Molekülwolken bilden, in denen neue Sterne mit nun auch schweren Elementen entstehen konnten. Seit dieser zweiten Generation ist es möglich, dass terrestrische Planeten Sterne umlaufen (z.B. Unsöld und Baschek, 1991).

## 1.2 Entstehung und Entwicklung unseres Sonnensystems

Immanuel Kant entwickelte in Grundzügen die bis heute gültige Theorie der Entstehung unseres Sonnensystems, die er “Nebularhypothese“ nannte (Kant, 1755). Danach entstand unser Sonnensystem aus einem Nebel – solche Nebel waren damals schon bekannt –, der in sich zusammenstürzte. Im Zentrum bildete sich die Sonne und darum unser Planetensystem. Dieses Bild ist bis heute gültig und wird seitdem weiter verfeinert.

Der Nebel, aus dem unser Sonnensystem entstehen sollte, war eine ausgedehnte Molekülwolke, angereichert an schweren Elementen und mit etwa einem Lichtjahr Durchmesser. Vor  $>4.556$  Ga stürzte diese Wolke in sich zusammen und gab damit den Startschuss zur Bildung unseres Sonnensystems. Welcher Prozess den Kollaps dieser Molekülwolke ausgelöst und damit die Formierung unseres Sonnensystems eingeleitet hat, ist umstritten. Dieser Streit entzündet sich an der Herkunft kurzlebiger radioaktiver Isotope wie beispielsweise  $^{26}\text{Al}$  ( $T_{\frac{1}{2}} = 0.716 \times 10^6\text{a}$ ),  $^{41}\text{Ca}$  ( $T_{\frac{1}{2}} = 0.103 \times 10^6\text{a}$ ) oder  $^{129}\text{I}$  ( $T_{\frac{1}{2}} = 15.7 \times 10^6\text{a}$ ), die nach wenigen Hunderttausend, beziehungsweise Millionen Jahren komplett zerfallen, deren Tochterisotope man heute jedoch in Meteoriten findet. In der Diskussion über den Ursprung der kurzlebigen Isotope stehen sich zur Zeit zwei Theorien gegenüber:

1. Bei der ersten entstanden die kurzlebigen Isotope außerhalb unseres Sonnensystems, beispielsweise während einer Supernova-Explosion, die sich in der Nähe der präsolaren Molekülwolke ereignete. Da-

bei stieß der Stern seine äußere Hülle ab, die nun durch Nukleonsynthese-Prozesse unter anderen mit kurzlebigen Isotopen angereichert war. Diese Hülle passierte mit Geschwindigkeiten von mehreren Zehntausend Kilometern pro Sekunde als Schockfront den interstellaren Raum. Nach nur kurzer Zeit, etwa  $10^4 - 10^6$  Jahren, prallte die Schockfront auf die präsolare Molekülwolke. Der heftige Zusammenstoß komprimierte diese und löste in ihr einen gravitativen Kollaps aus. Gleichzeitig injizierte die Schockfront die kurzlebigen Isotope in die Molekülwolke. Der gravitative Kollaps markiert außerdem die chemische Abkopplung und Isolierung der Molekülwolke vom interstellaren Medium.

Diese Theorie erfordert eine sehr rasche Abfolge der Ereignisse von der Supernova-Explosion bis hin zur Bildung der ersten Materie im Sonnensystem, da Isotope wie  $^{41}\text{Ca}$  oder  $^{26}\text{Al}$  aufgrund ihrer geringen Halbwertszeiten schon nach  $10^5 - 10^6$  beziehungsweise nach  $10^6 - 10^7$  Jahren vollständig zerfallen sind. Zudem konnte bisher kein Supernova-Rest in der Nähe unseres Sonnensystems entdeckt werden. Das kann allerdings an der Bewegung unseres Sonnensystems durch die Galaxie liegen (z.B. Cameron, 1995).

2. Die zweite Theorie erklärt die Entstehung der kurzlebigen Isotope innerhalb des jungen Sonnensystems, nachdem die Molekülwolke kollabierte und kurz nachdem die Protosonne zündete. Diese Theorie favorisiert keinen bestimmten Mechanismus, der zum Kollaps der präsolaren Molekülwolke führte. Ein möglicher Prozess wären innere Instabilitäten – z.B. Braunsche Molekularbewegung – die zu gravitativen Ungleichgewichten führten, wodurch die Molekülwolke plötzlich in sich zusammen fiel. Die kurzlebigen Isotope entstünden in diesem Modell durch hochenergetische Partikel von der äußerst aktiven Protosonne.

Diese Theorie braucht keinen engen Zeitrahmen, in dem sich das junge Sonnensystem aus der Molekülwolke gebildet hat. Die Entstehung der ersten festen Materie wird als gleichzeitig mit der Bildung der kurzlebigen Isotope oder als kurz danach angegeben. Allerdings lässt sich die Bildung der kurzlebigen Isotope um die Protosonne bisher nur teilweise erklären.

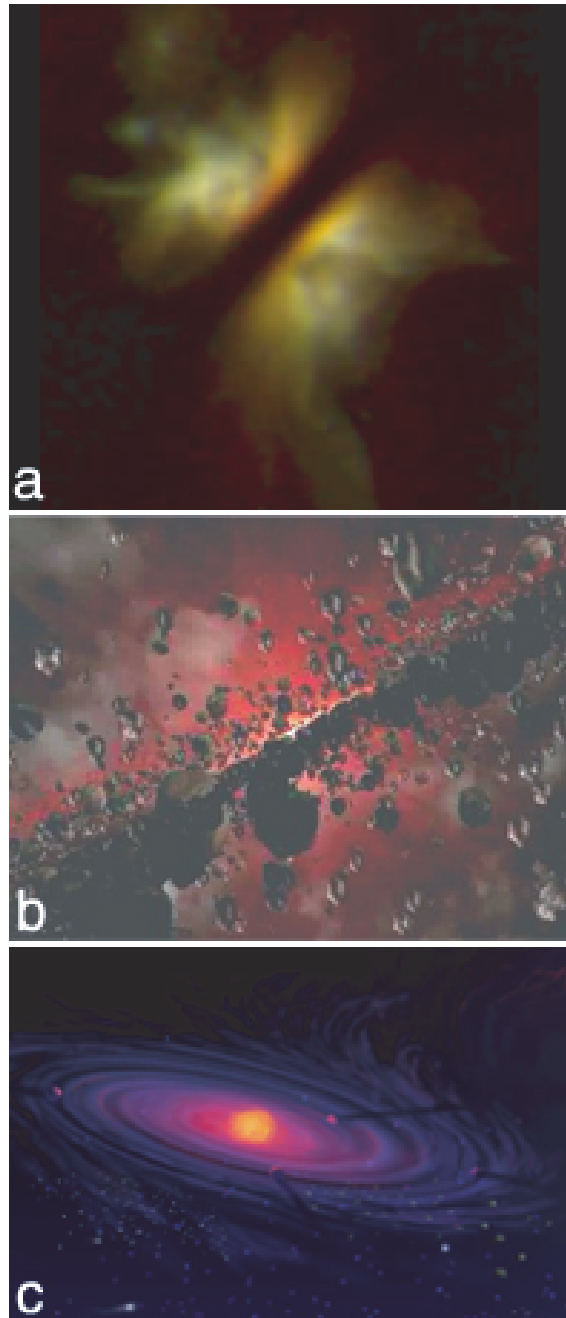
Gleich welcher Prozess im Einzelnen für den Kollaps verantwortlich war, nachdem das Gleichgewicht zwischen nach außen gerichtetem Strahlungsdruck und nach innen wirkender Gravitationskraft in der Molekülwolke einmal gestört war, begann sie unaufhaltsam in sich zusammen zu stürzen. Analog wie die erste, in Kapitel 1.1 beschriebene Generation von Sternen, zündete im Zentrum der kollabierenden Molekülwolke nach einiger Zeit ein Stern – unsere Sonne. Die gerade entstandene Protosonne befindet sich zu diesem Zeitpunkt in einer hochaktiven Phase und akkretiert weiter Material aus der umgebenden und kollabierenden Wolke. Bipolare Jets strömen von den magnetischen Polen der Sonne, und sie selbst erzeugt Röntgenstrahlung und hochenergetische Partikel im MeV-Bereich. Während dieser Zeit beginnt das gesamte kollabierende System zu rotieren und die anfängliche Molekülwolke flacht zusehends zur so genannten “protoplanetaren Scheibe“ ab, die senkrecht zur Rotationsachse steht. Nach dieser, etwa  $10^6 - 10^7$  Jahre dauernden Anfangsphase, wechselt die Protosonne in eine Phase, die von heftigen, mehrere Stunden dauernden Strahlungsausbrüchen begleitet wird, wie sie von FU Orionis-Sternen bekannt sind und nach denen diese Phase benannt ist. Nach diesem Stadium hat die Protosonne beinahe ihre Endmasse erreicht. Die protoplanetare Scheibe hat zu diesem Zeitpunkt etwa  $10^{-3} - 1$  Sonnenmasse. Die FU-Orionis Phase dauert nur einige Hundert Jahre an und die Protosonne gelangt anschließend in das  $10^5 - 10^7$  Jahre dauernde T-Tauri Stadium. In dieser eher ruhigen und letzten Phase existiert um die Protosonne noch immer die protoplanetare Scheibe, die sich jedoch langsam verändert, auflöst und unser Planetensystem zurück lässt (Abbildung 1.4). Gleichzeitig wechselte die Protosonne endgültig ins ruhige Fahrwasser des Wasserstoffbrennens und damit auf die Hauptreihe im Hertzsprung-Russel Diagramm. Im Laufe der Jahremilliarden verbraucht sie den Wasserstoff und durchläuft seitdem einen ähnlichen Zyklus wie den in Kapitel 1.1 beschriebenen. Heute hat die Sonne recht genau die Hälfte ihres Brennstoffes verbraucht und wird dementsprechend noch weitere, etwa 5 Ga, leuchten (z.B. Alexander et al., 2001).

Während den ersten  $10^7 - 10^8$  Jahren vom Kollaps bis zum Einschwenken der Sonne auf die Hauptreihe, entwickelte sich um die Sonne das Planetensystem weitgehend in der Form, wie wir es heute beobachten. Bisher konnten die einzelnen Phasen der Planetenwerdung nur grob mit der Entwicklung der Protosonne und ihrer protoplanetaren Scheibe korreliert werden. Deshalb beschreibe ich die Entwicklung des Planetensystems im Folgenden separat zur Entwicklung der Protosonne.

Die älteste bekannte Materie in unserem Sonnensystem sind Ca-, Al-reiche Einschlüsse (CAI) in undifferenzierten Meteoriten. Diese haben ein Alter von recht genau 4.556 Ga (z.B. Göpel et al., 1991; Allégre et al., 1995). Andere Komponenten dieser Meteorite sind nur unwesentlich, etwa 2 – 3 Ma, jünger als die CAI. Da kein älteres Gestein bekannt ist und praktisch alle Komponenten der Meteorite nahezu das selbe Alter haben, enthalten diese wahrscheinlich die erste feste Materie, die in unserem jungen Sonnensystem gebildet wurde. Diese bestand hauptsächlich aus kleinen Kügelchen, meist Silikaten und Glas, die “Chondren“ genannt werden, sowie aus individuellen Metall-, Sulfid- und Mineralkörnern. Die Bildung dieser ersten Materie ist noch immer sehr unklar. Eine detaillierte Beschreibung der wichtigsten Entstehungsmodelle dieser erfolgt in Kapitel 1.4.

In nur etwa  $10^5 - 10^6$  Jahren hat sich diese erste feste Materie gebildet. Danach, wahrscheinlich schon gleichzeitig mit ihrer Bildung, akkretierten und verklumpten diese Körner über einen etwas längeren Zeitraum von etwa  $1 \times 10^6 - 4 \times 10^6$  Jahren zu immer größeren Brocken. Diese hatten schließlich einen Durchmesser von 10 bis 1000 Kilometern und werden “Planetesimale“ genannt. Deren Bildung markierte eine Zäsur in der Entwicklung des Planetensystems: (1) Die Materie der protoplanetaren Scheibe wurde bis zu diesem Zeitpunkt zu etwa einem Drittel in die Planetesimale eingebaut und zu zwei Dritteln der Sonne zugeführt und ist nun verschwunden. (2) Während die protoplanetare Scheibe in erster Näherung wie eine Schallplatte starr um die Protosonne rotierte, umliefen die Planetesimale die Protosonne von da an auf Kepler-Bahnen (z.B. Canup und Agnor, 2000).

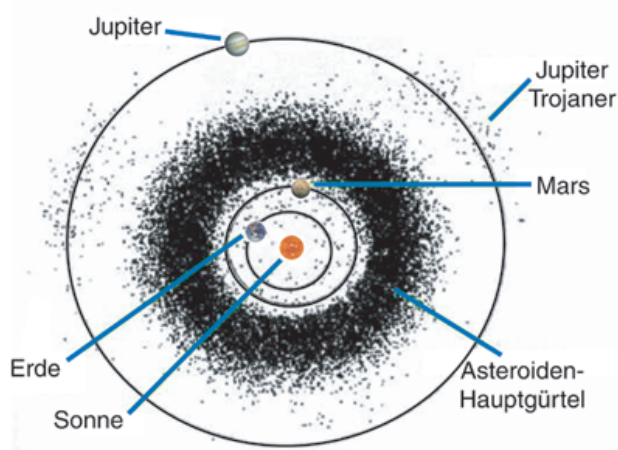
In den Planetesimalen konnten entsprechend ihrer Größe Alterations- und Differentiationsprozesse ablaufen, auf die ich in Kapitel 1.3.3 näher eingehen werde. In den folgenden  $10^6 - 3 \times 10^7$  Jahren nach der Planetesimal-Bildung kollidierten diese miteinander, blieben aneinander haften oder zerstörten sich gegenseitig. Letztlich blieben mehr Planetesimale zusammen als wieder zerstört wurden und bildeten dabei die Planeten. Die Protosonne blieb in ihrem Nahbereich bis in etwa 4 Astronomische Einheiten (AE = mittlere Entfernung Erde – Sonne = 149 Millionen Kilometer) die leichten Elemente wie beispielsweise



**Abbildung 1.4:** (a) Infrarot Aufnahme des Objekts IRAS 04302+2247 mit dem Hubble-Teleskop. Der schwarze Balken in der Mitte ist die protoplanetare Scheibe, auf deren Kante man blickt. Der Stern ist durch den Staub dieser Scheibe verdeckt. Der dünne Nebel ober- und unterhalb dieser Scheibe reflektiert das Sternlicht. Durchmesser der Scheibe:  $\sim 600$  AE (copyright: NASA). (b) Künstliche Darstellung einer protoplanetaren Scheibe, in der sich die ersten Planetesimale gebildet haben (aus: Bacon, 1999). (c) Eine weitere künstliche Darstellung des jungen Sonnensystems, etwa 20-30 Ma nach dessen Entstehung. In der protoplanetaren Scheibe bilden sich gerade die Planeten (Rawlings, 2003).

H und He davon. Deshalb bildeten sich dort die praktisch atmosphärefreien und dafür gesteinsreichen, terrestrischen Planeten Merkur, Venus, Erde und Mars. Im Bereich zwischen etwa 2.5 und 3.2 AE blieben Millionen von Planetesimalen übrig, die jetzt "Asteroide" genannt werden und dort den Asteroidengürtel bilden (Abbildung 1.5). Wahrscheinlich verhinderte die große Schwerkraft des Jupiters die Bildung eines weiteren Planeten an dieser Stelle. Im äußeren Planetensystem blieben H und He erhalten und bildeten die atmosphärereichen und gesteinsarmen Gasriesen Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun.

Der neunte Planet Pluto ist kein Gasriese und gehört wahrscheinlich nicht zum engeren Kreis der Planeten, sondern zum Edgeworth-Kuiper-Gürtel (oder kurz: Kuiper-Gürtel). Die beiden Astronomen Edgeworth und Kuiper postulierten diesen Gürtel unabhängig voneinander als entferntes Pendant zum Asteroidengürtel, um mit ihm die Herkunft der kurzperiodischen Kometen (Umlaufzeit  $\lesssim 200$  Jahre) zu erklären (Edgeworth, 1949; Kuiper, 1951). Tatsächlich wurden in den vergangenen Jahren einige Dutzend dieser Kuiper-Objekte entdeckt und es kommen ständig neue hinzu (z.B. Jewitt und Luu, 1993, 2000). Einige erreichen beinahe die Größe Plutos und umlaufen die Sonne auf einer ähnlich Bahn wie dieser (Jewitt et al., 2001). In noch sehr viel größerer Entfernung von 40,000 – 150,000 AE schlug Jan H. Oort eine kugelige Wolke – später nach ihm Oortsche Wolke genannt – um das gesamte Sonnensystem vor (Oort, 1950), aus dem sich die langperiodischen Kometen rekrutieren sollen (Umlaufzeit  $\gtrsim 1000$  Jahre). Bisher konnte noch keines dieser Oort-Objekte entdeckt werden. Als letztes Inventar gehören die interplanetaren Staubpartikel (IDP für **I**nterplanetary **D**ust **P**article) zu unserem Planetensystem (z.B. Grün, 1999). Diese sind vermutlich weniger Überreste der protoplanetaren Scheibe, als vielmehr ausgesprengtes Material von Kometen, Asteroiden, Monden oder Planeten - und damit das Mikroäquivalent zu den Meteoriten. Abends oder morgens kann der interplanetare Staub als Zodiakallicht oder Gegenschein von der Erde aus beobachtet werden.



**Abbildung 1.5:** Lage des Haupt-Asteroidengürtels zwischen Mars und Jupiter, etwa 2.5 AE entfernt von der Sonne.

Das bisher beschriebene ist das große Bild, wie man sich heute die Entstehung unseres Sonnensystems vorstellt: Eine ausgedehnte Molekülwolke kollabierte und zündete im Zentrum die Sonne. Um diese entwickelte sich eine protoplanetare Staubscheibe, in der dieser Staub chemisch und physikalisch prozessiert wurde. Das bedeutet beispielsweise, dieser Staub wurde teilweise nochmals sehr hohen Temperaturen ausgesetzt und geschmolzen, wobei etwa die Chondren entstanden. Den Staub und die prozessierten Edukte findet man in Meteoriten, so dass diese einen Einblick in diese Phase des frühen Sonnensystems erlauben. Der Staub und das prozessierte Material verklumpten anschließend zu immer größeren Brocken, die schließlich die Planeten aufbauten.

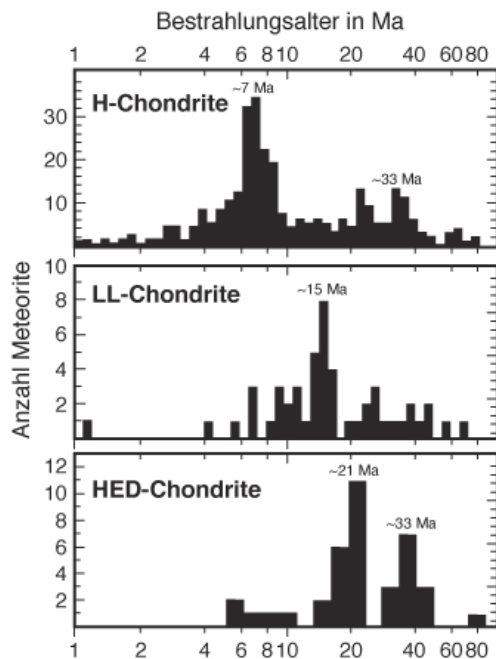
Seit Oktober 1995 wissen wir, dass unser Planetensystem im Universum nicht einzigartig ist. Damals konnte mit indirekten Methoden ein planetarer Begleiter um den Stern 51Pegasi nachgewiesen werden (Mayor und Queloz, 1995). Bis heute sind mehrere Dutzend Planetensysteme bekannt und die Astronomen entdecken ständig neue. Die meisten Sterne haben nur einen Begleiter, nur bei Upsilon Andromedae wurden gleich drei Planeten nachgewiesen (Butler et al., 1999). Um FU Orionis und T-Tauri Sterne beobachtet man protoplanetare Scheiben, wie man sie sich um die Protosonne unseres Sonnensystems vor viereinhalb Milliarden Jahren vorstellt. Der bekannteste dieser Sterne ist  $\beta$ -Pictoris (Abbildung 1.4a), obwohl dieser aufgrund seines hohen Alters ( $\sim 10^7$  a) eher untypisch ist. In naher Zukunft sollen extrasolare Planeten nicht nur indirekt, sondern auch direkt beobachtet werden. Zusammen mit intensiven Untersuchungen protoplanetarer Scheiben um junge Sterne haben diese Forschungen sicherlich großes Potential dabei zu helfen, die Entstehung der ersten festen Materie in unserem Sonnensystem zu verstehen. Eine enge Zusammenarbeit der Meteoritenforscher und der Astronomen wird daher zukünftig unerlässlich sein.

## 1.3 Herkunft und Klassifikation der Meteorite

### 1.3.1 Der Weg der Meteorite zur Erde

Jeden Tag regnen etwa 40 Tonnen meteoritisches Material auf die Erde. Das meiste sind Mikrometeorite, die sanft auf die Erdoberfläche schweben oder in den Weltmeeren abtauchen. Nur ein winziger Bruchteil sind Zentimeter große Stücke. Meter große Meteorite fallen nur alle paar Jahre auf die Erde, und von den gefährlichen, Kilometer durchmessenden Brocken trifft uns gerade einmal einer in vielen Millionen Jahren. In Deutschland fallen pro Jahr im Schnitt zwei Meteorite mit einer Masse  $\approx 1\text{kg}$ . Die Meteorite treten mit extrem hohen Geschwindigkeiten von bis zu über 200,000 km/h in die Erdatmosphäre ein. Kleine Staubteilchen  $\approx 1\mu\text{g}$  – vermutlich von Kometen – bis zu Meter großen Meteoriten ionisieren dabei die Luftmoleküle und erzeugen so eine Leuchtspur, die wir nachts als Sternschnuppe beobachten können. Wird eine solche Leuchtspur oder deren Radiosignal von mehreren Standpunkten aus gegen den Fixsternhimmel fotografiert, kann die Bahn des Meteoriten in den interplanetaren Raum extrapoliert werden. Diese Bahnrechnungen zeigen auf den Asteroidengürtel als Ursprungsort der Meteorite. Erst kürzlich gelang eine solche Beobachtung in Deutschland mit dem Feuerkugel-Netzwerk der Deutschen Luft- und Raumfahrtgesellschaft (DLR). Aus der Bahnextrapolation in die umgekehrte Richtung, zum Erdboden, konnte später sogar der Meteorit selbst in der Nähe des Schlosses Neuschwanstein aufgespürt werden – nach dem er später benannt wurde (z.B. Oberst et al., 2003). Es gibt auch Meteore von Kometen. Zum Beispiel ist der bekannte Sternschnuppenschauer der Leoniden im November eines jeden Jahres auf den Kometen 55/Temple-Tuttle zurück zu führen. Allerdings wurde noch kein Kometenstück auf der Erde gefunden. Vermutlich verglühen alle Kometenbruchteile aufgrund ihrer geringen Dichte und ihres hohen Eisanteils in der Atmosphäre. Jedoch können mit Atmosphärenflugzeugen interplanetare Staubteilchen (IDPs) gesammelt werden, unter denen vermutlich auch kometares Material

ist.



**Abbildung 1.6:** Histogramme der Bestrahlungsalter von H-, LL- und HED-Meteoriten, die jeweils enge Peaks bei bestimmten Altern zeigen. (aus: Wieler und Graf, 2001).

Die Meteorite stammen also nachweislich aus dem Asteroidengürtel. Schätzungen vermuten dort mehr als eine Millionen dieser überwiegend bis zu 200 Kilometer großen Gesteinsbrocken. Durch die Kollision zweier Asteroide werden entweder von deren Oberfläche kleine Bruchstücke abgesprengt oder einer oder sogar beide Körper zerbersten vollständig. Die Bruchstücke geraten durch die Kollision auf neue Bahnen, die nun die Erdbahn kreuzen können. Trotzdem kollidiert der Meteoroid wahrscheinlich erst nach sehr vielen Umläufen mit der Erde – oder nie. Die Verweilzeit des losgeschlagenen Meteoroiden lässt sich bestimmen und heißt “Bestrahlungsalter“. War der Meteoroid auf dem Meteoritenmutterkörper noch vor der kosmischen Strahlung – die Summe der solaren und der galaktischen Strahlung – geschützt, ist er dieser abgelöst vom Mutterkörper vollständig ausgesetzt. Hauptsächlich die hochenergetische galaktische Strahlung erzeugt im Meteoroiden bis in etwa drei Meter Tiefe neue stabile und radioaktive, so genannte “kosmogene“ Nuklide und ändert dabei bestimmte Isotopenverhältnisse. Auf der Erde verhindert die Erdatmosphäre als Schutzschild die Erzeugung weiterer Nuklide im Meteoriten. Die stabilen kosmogenen Nuklide definieren nun das Bestrahlungsalter

und geben damit Auskunft über die Verweilzeit des Meteoroiden im interplanetaren Raum. Oft benutzte Nuklide sind  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  und  $^{38}\text{Ar}$  bei Steinmeteoriten bzw.  $^{40}\text{K}$  und  $^{41}\text{K}$  bei Eisenmeteoriten. Die Abbildung 1.6 zeigt die Häufigkeit der Bestrahlungsalter von H-, LL- und HED-Meteoriten ( $\rightarrow$  Kapitel 1.3.3). Aus diesen ergeben sich zwei interessante Resultate:



1. Offensichtlich erzeugten einzelne Ereignisse (z.B. vor ca. 7 Ma bei den H-Chondriten) jeweils eine große Anzahl von Meteoroiden. Das heißt, die meteoritische Probensuite, die wir heute besitzen, muss nicht ein quantitativ repräsentatives Abbild des Asteroidengürtels sein. Im Einzelnen folgt beispielsweise daraus, dass es keineswegs im Asteroidengürtel mehr Mutterkörper von gewöhnlichen als von kohligten Chondriten geben muss, obwohl die gewöhnlichen ganze 95% und die kohligten nur knapp 5% aller Chondrite ausmachen.
2. Die Eisenmeteorite haben 10 bis 20mal höhere Bestrahlungsalter als die Steinmeteorite, vermutlich, da sie gegenüber weiteren Kollisionen resistenter sind (geringere "Weltraum-Erosion").

Kollidiert der Meteoroid nach seiner langen Reise mit der Erde, erscheint er in der Atmosphäre als Leuchterscheinung, die man Meteor oder Sternschnuppe nennt. Durch die starke Reibung des Meteors an den Luftmolekülen schmilzt dessen äußere Schicht bis in eine Tiefe von etwa einem Millimeter. Luftverwirbelungen an der geschmolzenen Oberfläche erzeugen in dieser Rippel, in der gleichen Weise wie diese von Wasser im Strandbereich im Sand oder im Karst erzeugt werden. An Eisenmeteoriten sind diese Rippel besonders ausgeprägt und werden "Regmaglypten" genannt. Der geschmolzene Randbereich der Meteore beginnt abzutropfen und zu verdampfen, aber die geschmolzene Schicht bleibt in ihrer Dicke in etwa gleich. Da sie durch das Abtropfen und Abdampfen Material verliert, frisst sie sich immer tiefer in den Meteor. Die meisten verdampfen bei diesem Prozess vollständig, während sie die Atmosphäre durchqueren. Mit zunehmender Größe sinkt jedoch die Brems- und Abriebwirkung und sie prallen als Meteorite auf die Erde. Je nach Größe ist ihr Impact auf der Erdoberfläche mehr oder weniger verheerend. Die weitaus meisten Meteorite verursachen beim Einschlag praktisch keine Schäden. Bekannte Impactkrater großer Meteorite sind beispielsweise in Deutschland das Nördlinger Ries und in den USA der Barringer-Krater (Abbildung 1.7). Der etwa 200 Kilometer durchmessende Chicxulub-Krater am Rande der Yucatan-Halbinsel in Mexiko ist zwar vom Namen wenig bekannt, vielleicht da er nicht sichtbar unter Sedimenten und zusätzlich im Meer verborgen ist, jedoch kennt man die Auswirkungen seines Impactors: Durch den Einschlag eines vermutlich ganzen Asteroiden von über 10 Kilometern Durchmesser, der mit etwa 100,000 km/h die Erde traf, wurden vor 65 Millionen Jahren, an der Kreide/Tertiär-Grenze, 95% aller Arten ausgelöscht – inklusive den Dinosauriern.



**Abbildung 1.7:** Der Barringer- oder auch Meteorite-Crater in New Mexico, USA.

Der Meteoriten-Impakt kann im Meteoriten und dem betreffenden irdischen Gestein bis zu 100 GPa und 5000 K erzeugen. Das sind allerdings Extremwerte, die nur selten erreicht werden. Entsprechend der tatsächlichen Druck- und Temperaturbedingungen, die ein Meteoriteneinschlag verursacht, können diese schockmetamorph verändert werden. Solche schockmetamorphen Veränderungen können allerdings schon zuvor bei der Meteoroiden-Entstehung, also der Kollision zweier Asteroide, geschehen sein. Ruht der Meteorit endlich auf der Erdoberfläche, ist er der Verwitterung ausgesetzt und wird weiter verändert; abhängig davon, wie lange er auf der Erdoberfläche verweilt, bis er aufgelesen wird. Deshalb ist das so genannte "terrestrische" Alter der Meteorite von Bedeutung. Dieses kann bestimmt werden, indem die Konzentrationen von Zerfallsprodukten radioaktiver Elemente gemessen werden, die während der Verweildauer des Meteoroiden als kosmogene Nuklide erzeugt wurden. Bevorzugte Radionuklide sind beispielsweise  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$  und  $^{41}\text{Ca}$ .

### 1.3.2 Asteroide (Meteoriten-Mutterkörper)

Der erste Asteroid wurde am 1. Januar 1801 von Giuseppe Piazzi entdeckt und von ihm nach der Göttin des Getreides "Ceres" getauft. Seitdem werden in raschem Tempo immer mehr dieser Objekte aufgespürt. Die Anzahl der Asteroide zwischen Mars und Jupiter ist mit schätzungsweise mehr als einer Millionen

beeindruckend hoch. Trotzdem ist die Gesamtmasse aller Asteroiden zusammen immer noch geringer als die Masse unseres Mondes. Ebenso ist die Entfernung zwischen den einzelnen Asteroiden sehr groß. Es war nicht nötig, für die Raumsonden ins äußere Sonnensystem, wie beispielsweise die Pioneer- und Voyager-Sonden oder Galileo und Cassini, besondere Vorsichtsmaßnahmen zu ergreifen – alle flogen blind durch den Asteroiden-Gürtel.



Abbildung 1.8: Der Asteroid Ida mit seinem Mond Dactyl (copyright: NASA).

Die Asteroiden (Abbildung 1.8) reflektieren wie jeder Körper in unserem Planetensystem das Sonnenlicht. Den Anteil des Sonnenlichts, der reflektiert wird, nennt man "Albedo". Diese ist abhängig von der mineralogischen Zusammensetzung der Asteroiden, die für jede Wellenlänge eine etwas andere Albedo erzeugt. Trägt man in einem Diagramm die Albedo gegen die Wellenlänge ab, erhält man das Albedo-Spektrum eines Asteroiden (Abbildung 1.9). Gruppen von Asteroiden mit dem gleichem Albedo-Spektrum fasst man zu einer Klasse zusammen. Heute kennt man insgesamt 19 Asteroidenklassen, die mit Buchstaben unterschieden werden (z.B. Lodders und Fegley jr., 1998).

Die Asteroiden-Spektren können mit Spektren vorhandener Meteoriten verglichen werden, die im Labor gemessen wurden. Es zeigt sich, dass einzelne Meteoritengruppen mit bestimmten Asteroidentypen korreliert werden können (Abbildung 1.9). Beispielsweise scheinen die C-Typ-Asteroiden (~75% aller Asteroiden) mit den kohligen und die S-Typ-Asteroiden (~17% aller Asteroiden) mit den gewöhnlichen Chondriten zu korrelieren (Abbildung 1.10). Allerdings ist die Zuordnung der gewöhnlichen Chondrite zu den S-Typ-Asteroiden umstritten (Gaffey et al., 1993). Die P- und D-Typ-Asteroiden ähneln den IDPs. Eine unbeantwortete Frage ist, ob diese Zonierung im Asteroiden-Gürtel primär aus dem frühen Sonnensystem ererbt ist oder ob diese einen sekundären, etwa himmelsmechanischen Grund hat. Im Falle einer ererbten, primären Zonierung, könnten aus dieser wichtige Aussagen über die Bildungsbereiche der verschiedenen Meteoriten-Gruppen im frühen Sonnensystem abgeleitet werden.

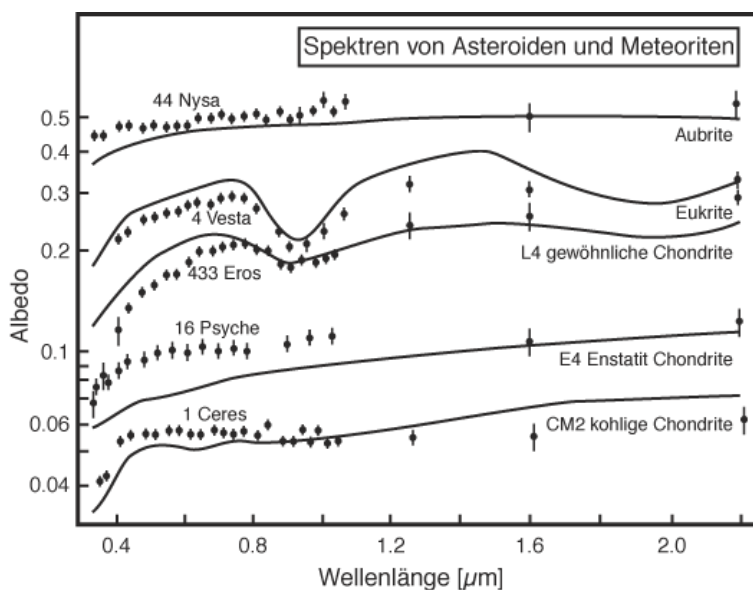
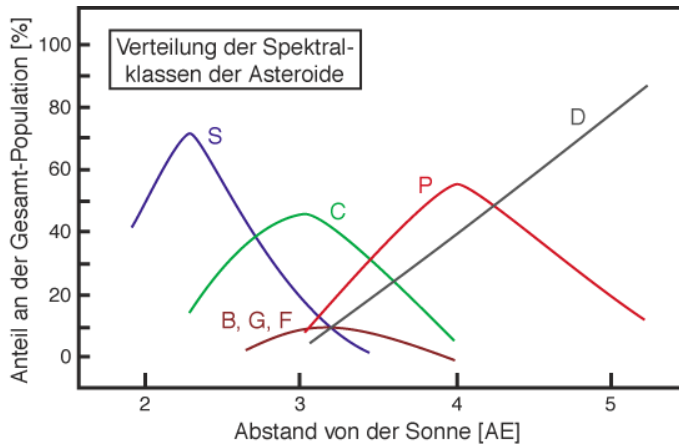
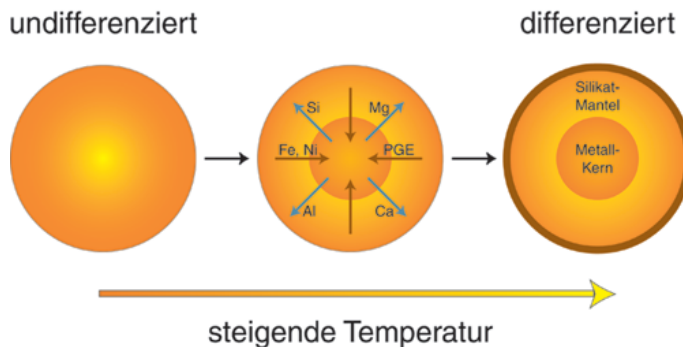


Abbildung 1.9: Ein Vergleich von Meteoriten-Laborspektren (durchgezogene Linien) mit Spektren von Asteroiden (gepunktete Linien). Die Linien stimmen oft recht gut überein, so dass bestimmte Chondrit-Typen bestimmten Asteroiden-Typen zugeordnet werden können (aus: McSween jr., 1999).

Unabhängig von ihrer spektralen Klassifikation hatten diese ehemaligen Planetesimale bei ihrer Entstehung unterschiedliche Größen und enthielten zu dieser Zeit noch hohe Konzentrationen an kurzlebigen radioaktiven Elementen, wie beispielsweise  $^{26}\text{Al}$  oder  $^{60}\text{Fe}$ . Durch den Zerfall dieser Elemente heizten sich die Planetesimale abhängig von ihrer Größe verschieden stark auf. Waren die Temperaturen hoch genug, differenzierten die Planetesimale in Kern, Mantel und möglicherweise noch eine Kruste. Dabei separierten sich die siderophilen



**Abbildung 1.10:** Das Diagramm zeigt die Häufigkeitsverteilung eines bestimmten Asteroiden-Spektraltyps in Abhängigkeit der Entfernung von der Sonne (aus: McSween jr., 1999).



**Abbildung 1.11:** Differentiation eines großen Asteroiden durch radioaktiven Zerfall.

Elemente wie, Fe, Ni, Co, die Platin-Gruppen-Elemente, etc. in den Kern und die lithophilen wie Al, Mg, Si, Alkali-Elemente, etc. in den silikatischen Mantel und die Kruste. Manche Asteroiden wurden nicht oder nur wenig aufgeheizt, etwa aufgrund ihrer geringen Größe, und differenzierten nicht. Geringere Aufheizgrade führten zu einer unterschiedlich starken thermischen Metamorphose auf diesen Planetesimalen (Abbildung 1.11). Wässrige Fluide haben zusätzlich manche Planetesimale sekundär verändert. Einige Planetesimale erfuhren ausschließlich eine wässrige Alteration ohne vorherige Differentiation oder thermische Überprägung.

Vermutlich stammen Meteorite einer Klasse von nur einem Meteoriten-Mutterkörper, zumindest aber von Meteoriten-Mutterkörpern, die im gleichen Nebel-Kompartiment entstanden. Diese Kompartimente bildeten sich aus noch unbekanntem Gründen in der protoplanetaren Scheibe; vielleicht waren diese Heterogenitäten aber schon in der kollabierenden Molekülwolke angelegt.

### 1.3.3 Klassifikation der Meteorite

#### Oberklassen

Bis heute hat man 27,533 Meteorite (Stand 2003, Metbase 6.0; Koblitz, 2003) klassifiziert und katalogisiert. Einige wichtige Fundgebiete von Meteoriten sind in der Tabelle 1.1 aufgelistet. Ein gefundener Meteorit wird zunächst in eine der zwei großen Oberklassen eingeordnet, die sich danach richten, ob der Meteorit von (1) einem differenzierten oder (2) einem undifferenzierten Asteroiden stammt (Abbildungen 1.11).

**Tabelle 1.1:** Ausgewählte Meteoritenfundgebiete der Arktis und der Sahara

geographischer Name	Land	Breitengrad	Längengrad
<i>Antarktis</i>			
Allan Hills (ALH)	-	76°43'S	159°40'E
Patuxent Range (PAT)	-	84°43'S	64°30'W
Pecora Escarpment (PCA)	-	85°38'S	68°42'W
Queen Alexandra Range (QUE)	-	84°00'S	168°00'E
<i>Wüsten (nur Sahara)</i>			
Acfer	Algerien	27°36'N	4-4°30'E
El Djouf	Algerien	27°24'N	1°30'W
Hammadah al Hamra (HaH)	Libyen	27°48'N	12°30'E
Dar al Gani (DaG)	Libyen	27°0'N	16°15'E

Aus Lodders und Fegley jr. (1998).



Differenzierte Meteorite

Die Oberklasse der differenzierten Meteorite zerfällt in drei Unterklassen: (1) die Achondrite oder Stein-Meteorite, (2) die Pallasite oder Stein-Eisen-Meteorite und (3) die Eisen-Meteorite (Abbildungen 1.12 und 1.13). Die Achondrite repräsentieren den silikatischen Mantel, beziehungsweise die silikatische Kruste eines Asteroiden. Ein ungewöhnlicher Subtyp sind die primitiven Achondrite. Diese haben chemische Zusammensetzungen wie sie typisch für die restlichen Achondrite sind, enthalten jedoch zusätzlich gediegenes Eisen-Nickel, das sich eigentlich während der Differentiation in den Kern hätte separieren müssen. Die Eisen-Meteorite stammen vermutlich aus Kernen von Asteroiden, die bei Kollisionen frei gelegt wurden. Die Pallasite sind vermutlich ein Gemisch aus Kern- und Mantel-Material eines Asteroiden und entstanden dementsprechend an deren Kern-Mantel-Grenze.

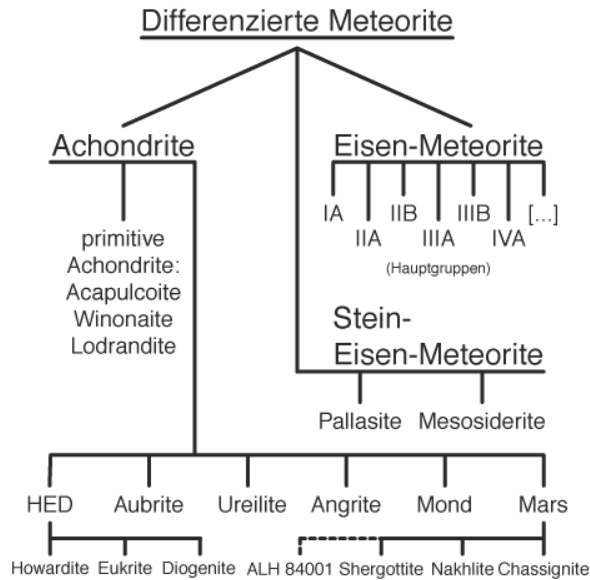


Abbildung 1.12: Klassifikationstafel der differenzierten Meteorite (modifiziert nach Brearley und Jones, 1998).

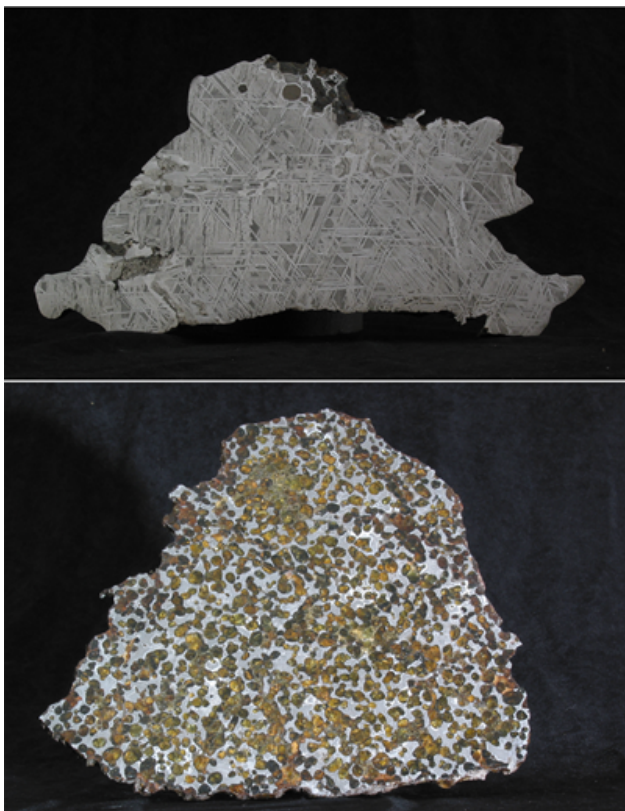
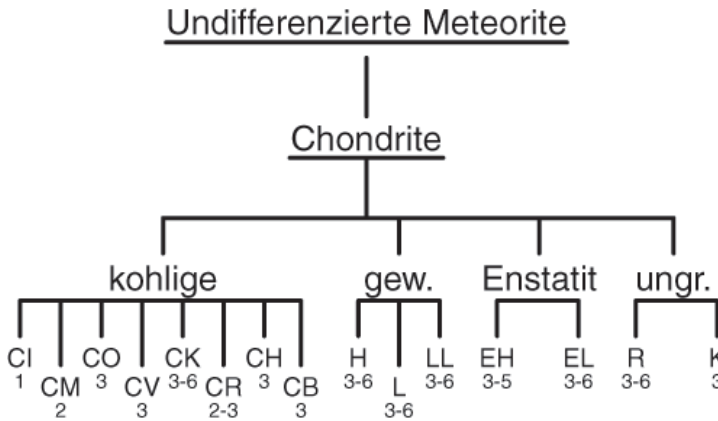


Abbildung 1.13: (a) Eisen-Meteorit (b) Pallasit. (Bilder: D.C. Hezel, A. Pack und T. Schönbeck).

Zusammensetzung in der Mars-Atmosphäre übereinstimmt. Außerdem zeigen die Sauerstoff-Isotope eine massenabhängige Fraktionierung, wie sie für große planetare Körper – beispielsweise die Erde – typisch ist. Das dritte Argument sind die relativ jungen Alter aller Mars-Meteorite, etwa zwischen 1 und 2 Ga. Das heißt, die Mars-Meteorite sind Gesteine, die relativ spät gebildet wurden. Dazu braucht es einen großen Körper, der lange heiß sein kann, um neues Gestein aus seinem Inneren zu produzieren. Alle anderen Meteorite sind innerhalb von wenigen Millionen Jahren vor 4.556 Ga entstanden.

Diese drei Unterklassen der differenzierten Meteorite haben weitere Subtypen, die sich durch ihre chemische und mineralogische Zusammensetzung unterscheiden. Einige Achondrite werden außerdem nach ihrer Herkunft unterteilt. Beispielsweise stammen vermutlich die Ureilite und die HED (Howardite, Eukrite und Diogenite) von jeweils einem Mutterkörper. Für die HED glaubt man mit dem Asteroiden 4Vesta den Mutterkörper zu kennen, bei den Ureiliten ist der Ursprung von nur einem Mutterkörper noch unklar. Von zwei weiteren Achondrit-Gruppen kennt man ebenfalls die Mutterkörper: es sind die Mond- und Mars-Meteorite. Die Mond-Meteorite können eindeutig im Sauerstoff-3-Isotopen-Diagramm identifiziert werden, da sie exakt auf der terrestrischen Fraktionierungslinie liegen (Kapitel 1.3.3). Zusätzlich stimmen die Mond-Meteorite chemisch und mineralogisch mit den Proben überein, die von den bemannten, amerikanischen Apollo-Missionen und den unbemannten, sowjetischen Luna-Missionen auf die Erde geholt wurden. Die Mars-Meteorite konnten anhand der Edelgas- und N-Isotopie in Gas-Einschlüssen identifiziert werden, deren Zusammensetzung hervorragend mit der

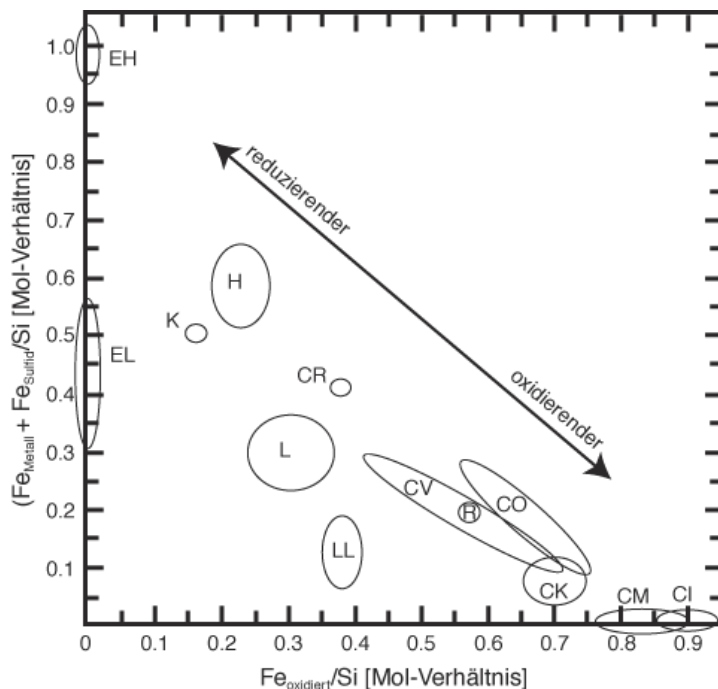




**Abbildung 1.16:** Klassifikationstafel der undifferenzierten Meteorite. Die Zahlen unter den einzelnen Subtypen markieren den Bereich der petrologischen Typen, den die Chondrite des jeweiligen Subtyps haben können (modifiziert nach Brearley und Jones, 1998).

genannt werden und den Chondriten ihren Namen geben. Die Bezeichnung "Chondre" leitet sich vom griechischen Begriff  $\chi\omicron\nu\delta\rho\varsigma$  (Chondros) ab, der übersetzt "knorpelig" bedeutet. Weitere Komponenten in den Chondriten sind Ca-, Al-reiche Einschlüsse, FeNi-Metalle, Sulfide, eine  $\mu\text{m}$ -feine, kristalline Matrix, sowie eine ganze Reihe seltener und exotischer Komponenten, die alle weiter unten näher beschrieben werden.

Die fünf Chondrit-Unterklassen unterscheiden sich (1) petrographisch, (2) in ihrer chemischen Zusammensetzung sowie (3) Isotopie und damit auch (4) in ihrer Mineralogie und schließlich (5) in ihrem RedOx-Zustand. Die petrographischen Unterscheidungsmerkmale sind in Tabelle 1.2 zusammengefasst. Die gewöhnlichen und die Enstatit-Chondrite sind sich petrographisch sehr ähnlich. Dagegen haben die kohligen Chondrite ein sehr viel geringeres Chondren zu Matrix Verhältnis als diese anderen beiden Chondrit-Gruppen und enthalten sehr viel mehr CAI und generell weniger Metalle. Eine Ausnahme sind die CH- und CB-Chondrite, die sehr viele Chondren haben und am meisten Metalle von allen Chondriten. Die ungruppierten R- und K-Chondrite werden hier und auch später nicht besprochen, da sie nur einen kleinen Teil der Chondrite darstellen und in meiner Arbeit zudem nicht behandelt werden.



**Abbildung 1.17:** Urey-Craig-Diagramm (aus: Brearley und Jones, 1998).

Die Oberklasse der undifferenzierten Meteorite besitzt nur eine Unterklasse: Die Chondrite. Allerdings enthält diese mehrere Subtypen. Die drei wichtigen sind: (1) kohlige ("C" = carbon), (2) gewöhnliche ("O" = ordinary) und (3) Enstatit-Chondrite ("E" = enstatite). Daneben gibt es zwei weitere Subtypen, die jeweils nur ein paar Meteorite umfassen (Abbildung 1.16). Die eben angesprochenen CI-Chondrite gehören zu den kohligen Chondriten.

Alle Chondrite bestehen aus verschiedenen Komponenten. Die auffälligsten sind  $\mu\text{m}$ - bis mm-kleine, knorpelige Silikatkörnchen – ehemalige Schmelztröpfchen –, die Chondren genannt werden und den Chondriten ihren Namen geben. Die Bezeichnung "Chondre" leitet sich vom griechischen Begriff  $\chi\omicron\nu\delta\rho\varsigma$  (Chondros) ab, der übersetzt "knorpelig" bedeutet. Weitere Komponenten in den Chondriten sind Ca-, Al-reiche Einschlüsse, FeNi-Metalle, Sulfide, eine  $\mu\text{m}$ -feine, kristalline Matrix, sowie eine ganze Reihe seltener und exotischer Komponenten, die alle weiter unten näher beschrieben werden.

Die Tabelle 1.2 listet außerdem die Subtypen der verschiedenen Unterklassen auf. Die kohligen Chondrite werden in acht Subtypen untergliedert, die nach dem Unterklassenkürzel "C" einen weiteren Buchstaben angehängt bekommen. In fast allen Fällen steht dieser Buchstabe für den Typus-Meteorit. Eine Ausnahme sind die CH-Chondrite, bei denen das "H" für **high iron** steht, in Anlehnung an die entsprechende und ursprüngliche Verwendung des "H" bei den gewöhnlichen und den Enstatit-Chondriten. Die Bezeichnung "kohlig" bekam diese Unterklasse aufgrund ihrer schwarzen Farbe und der dadurch vermuteten, hohen Kohlenstoffgehalte, die man für die Schwarzfärbung verantwortlich machte. Diese Annahme war falsch (z.B. McSween jr., 1999), denn die Kohlenstoffgehalte sind sehr gering und liegen zwischen 0.22 Gew.% in CK- und maximal 3.45 Gew.%

**Tabelle 1.2:** Merkmale der verschiedenen Chondrit-Klassen.

Klasse	Typus-Meteorit	Chondren-anteil [Vol.%]	mittlerer Chondren-durchmesser [mm]	Matrixanteil [Vol.%]	Anteil refraktärer Komponenten [Vol.%]	Metallanteil [Vol.%]
<i>kohlige Chondrite</i>						
CI	Ivuna	ij1	-	ij99	ij1	0
CM	Murchison/Mighei	20	0.3	70	5	0.1
CO	Ornans	48	0.15	34	13	1-5
CV	Vigarano	45	1.0	40	10	0-5
CK	Karoonda	15	0.7	75	4	ij0.01
CR	Renazzo	50-60	0.7	30-50	0.5	5-8
CH	high iron	70	0.02	5	0.1	20
CB	Bencubbin	ij40	1	0.1-1	≥0	ij60
<i>gewöhnliche Chondrite</i>						
H	high iron	60-80	0.3	10-15	0.1-1?	10
L	low iron	60-80	0.7	10-15	0.1-1?	5
LL	low iron low metal	60-80	0.9	10-15	0.1-1?	2
<i>Enstatit-Chondrite</i>						
EH	high iron	60-80	0.2	ij2-15?	0.1-1?	8
EL	low iron	60-80	0.6	ij2-15?	0.1-1?	15
<i>ungruppierte Chondrite</i>						
R	Rumuruti	ij40	0.4	36	0	0.1
K	Kakangari	27	0.6	73	ij0.1	0

Die meisten Daten entstammen der entsprechenden Tabelle in Brearley und Jones (1998). Die CB-Reihe wurde Weisberg et al. (2001) entnommen; außer dem Matrixanteil, den ich selbst anhand von HaH 237 abgeschätzt habe.

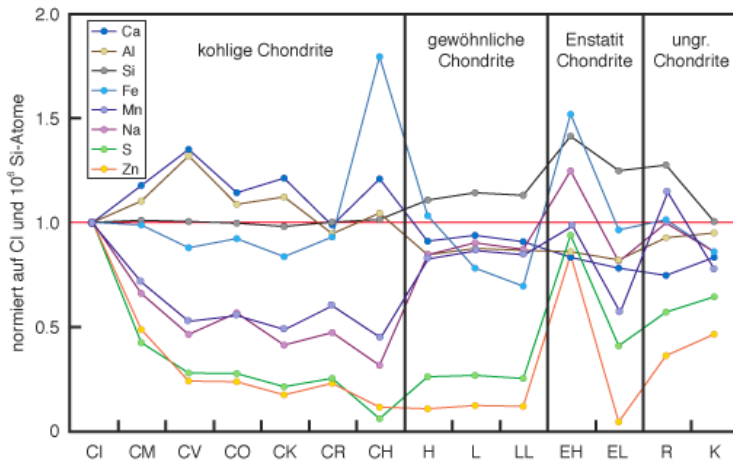
in CI-Chondriten (Lodders und Fegley jr., 1998).

Die gewöhnlichen Chondrite enthalten drei Subtypen: H, L und LL. Dabei bedeuten H: high iron, L: low iron und LL: low iron, low metal. Diese Chondrite sind der häufigste Typ unter allen Meteoriten. Insgesamt sind fast 90% aller Meteoritenfälle – das heißt inklusive der differenzierten Meteorite – Chondrite. Innerhalb der Chondrite dominiert die Gruppe der gewöhnlichen klar mit etwa 94% aller Fälle. Nur etwa 4% sind kohlige Chondrite und 2% sind Enstatit-Chondrite. Die ungruppierten R- und K-Chondrite liegen unterhalb des Promille-Bereichs (z.B. Koblitz, 2003).

Die Enstatit-Chondrite, zerfallen in die zwei Subtypen EH und EL. Das “E“ steht für “Enstatit“ und die Suffixe “H“ und “L“ haben dieselbe Bedeutung, wie bei den gewöhnlichen Chondriten. Die Enstatit-Chondrite erhielten ihren Namen aufgrund ihres hohen Pyroxenanteils in der Silikat-Fraktion. Der Grund dafür ist das niedrige Mg/Si-Verhältnis der Enstatit-Chondrite.

Das Fe spielt für die Einteilung der gewöhnlichen, sowie Enstatit-Chondrite offensichtlich die tragende Rolle, schließlich beziehen sich die Subtypen-Bezeichnungen H, L und LL auf das Fe. Eisen ist in den Chondriten hauptsächlich als Metall mit Ni legiert, da die Sauerstoff-Fugazität des solaren Nebels je nach Druck und Temperatur etwa 4 bis 6 Größenordnungen unterhalb des Eisen-Wüstit-Puffers liegt. Trotzdem ist ein geringer Teil des Fe als FeO in Silikaten gebunden. Dieser Anteil sagt etwas über den RedOx-Zustand aus, bei dem der Chondrit gebildet wurde und ist für jede Chondrit-Gruppe verschieden. Das ist in Abbildung 1.17 dargestellt. Die kohligen Chondrite sind am stärksten oxidiert und die Enstatit-Chondrite am stärksten reduziert. Dazwischen bewegen sich die Enstatit-Chondrite. Die gewöhnlichen Chondrite des Typs LL mit wenig

Fe und wenig Metall sind innerhalb ihrer Gruppe am stärksten oxidiert, was bedeutet, dass das vorhandene Fe in diesen zu vergleichsweise hohen Anteilen oxidiert in den Silikaten gebunden ist und nicht im Metall steckt.

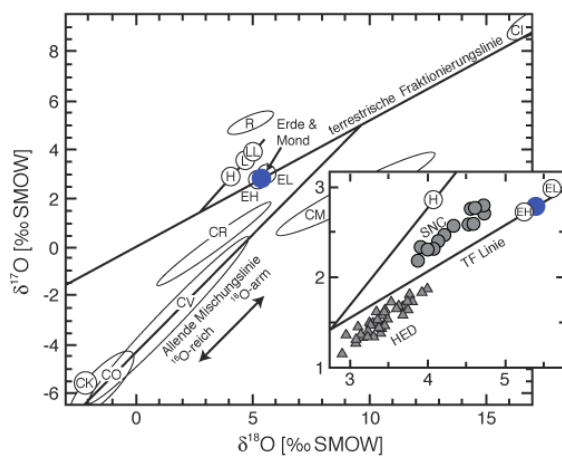


**Abbildung 1.18:** Chemische Gesamt-Zusammensetzung der einzelnen Chondrit-Klassen (nach: Palme, 2000). *ungr.*: ungruppiert.

Die Chondrit-Klassen unterscheiden sich auch in ihrer chemischen Gesamt-Zusammensetzung, wie die Abbildung 1.18 zeigt. Die kohligen Chondrite haben ein CI-chondritisches Mg/Si-Verhältnis und gelten deshalb als die primitivsten Chondrite innerhalb der undifferenzierten Meteorite, denn die CI-Chondrite haben – wie gesehen – nahezu dieselben Element-Konzentrationen wie die Sonne. Das Mg/Si-Verhältnis ist von besonderer Bedeutung, da Mg und Si die häufigsten lithophilen Elemente im Sonnensystem sind (Abbildung 1.15). Alle anderen Chondrite entstanden in einem Nebel-

Kompartiment mit einem fraktionierten, geringerem Mg/Si-Verhältnis, wobei dieses bei den Enstatit-Chondriten noch geringer ist als bei den gewöhnlichen Chondriten. Weitere Unterschiede sind die refraktären und volatilen Elemente. Die kohligen Chondrite haben generell höhere refraktäre Element-Gehalte als die gewöhnlichen und die Enstatit-Chondrite, sie enthalten auch sehr viel mehr CAI als die anderen beiden Gruppen. Allerdings sind die Gehalte der refraktären Elemente innerhalb der kohligen Chondrite sehr unterschiedlich. Die siderophilen Elemente, allen voran Fe, sind meist leicht sub-CI-chondritisch. Nur in den insgesamt ungewöhnlichen CH- und CB-Chondriten, sowie in den EH-Chondriten, ist Fe sehr stark angereichert. Die volatilen Elemente sind in den kohligen Chondriten stark verarmt, dagegen in den gewöhnlichen und Enstatit-Chondriten fast CI-chondritisch. Die EH-Chondrite sind sogar stark in den volatilen Elementen angereichert.

Wie diese Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung zwischen den verschiedenen Chondrit-Gruppen und deren Subtypen zustande kommt, ist bis heute ungeklärt. Es wird üblicherweise angenommen, dass die verschiedenen Chondrite in getrennten Nebel-Kompartimenten entstanden, in denen unterschiedliche chemische und physikalische Bedingungen herrschten. So könnte für die Volatil-Verarmung der kohligen Chondrite zum Beispiel eine unvollständige Kondensation verantwortlich sein. Für viele Fragen, wie etwa die der Mg/Si-Fraktionierung, gibt es zur Zeit jedoch keine befriedigenden Erklärungsansätze.



**Abbildung 1.19:** Sauerstoff-3-Isotopenplot zur Unterscheidung der Chondrite, aber auch der differenzierten Meteorite (Modifiziert aus: Norton, 2002; Brearley und Jones, 1998).

Als letztes wichtiges Unterscheidungskriterium haben alle Meteoritenklassen eine unterschiedliche Sauerstoff-Isotopie (Abbildung 1.19). Diese Sauerstoff-Isotopie wird in Bezug auf das Meerwasser (SMOW: standard mean ocean water) bestimmt und bewegt sich für Meteorite im Bereich unterhalb 100‰. Die Sauerstoff-Isotopie der Erde und des Mondes liegen auf einer massenabhängigen Fraktionierungslinie mit der Steigung  $\sim 0.5$ . Große planetare Körper, auf denen ebenfalls eine massenabhängige Sauerstoff-Fraktionierung möglich ist, liegen ebenfalls auf einer Geraden mit der Steigung  $\sim 0.5$ , jedoch verschoben zur Erde. So liegen beispielsweise die Sauerstoff-Isotopien der Mars-Meteorite und die von 4Vesta ebenfalls auf einer Geraden mit der Steigung  $\sim 0.5$ . Die undifferenzierten Meteorite liegen dagegen auf einer Geraden mit der Steigung nahe 1. Erstaunlicherweise sind die Meteorite in fast allen anderen bisher untersuchten Elementen (zum Beispiel Fe; Zhu et al., 2001) isotopisch identisch. Es ist deshalb eine interessante Frage,

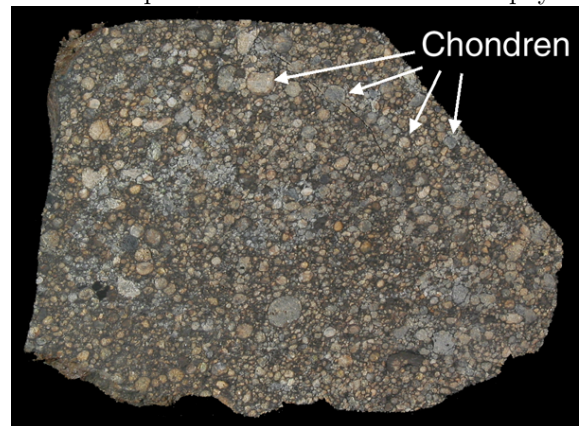


weshalb die Sauerstoff-Isotopie der Meteorite variabel ist. Bisher kann die Meteoritenforschung auf diese Frage keine zufrieden stellende Antwort geben; es gibt jedoch zwei prinzipielle Ansätze: (1) Die Sauerstoff-Inhomogenität war schon im frühen Sonnensystem, noch vor der ersten Materiebildung angelegt. Ein mögliche Ursache dafür könnte die Supernova-Schockwelle gewesen sein, die  $^{16}\text{O}$  inhomogen in die präsolare Molekülwolke injiziert hat. (2) Es gab eine massenunabhängige, chemische Reaktion im solaren Nebel, welche für die Inhomogenität verantwortlich ist (z.B. Thiemens und Heidenreich III., 1983). Als weitere mögliche Kandidaten für eine solche Reaktion gelten die häufigen und vielfältigen Kohlenstoff – Sauerstoff-Reaktionen im frühen Sonnensystem.

Unterschiedliche Sauerstoff-Isotopien finden sich auch zwischen den einzelnen Komponenten in Meteoriten. So haben die CAI meistens negativere  $\delta^{17}\text{O}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als die Chondren. Nur vereinzelt wurden in Chondren ebenfalls sehr negative  $\delta^{17}\text{O}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gefunden.

All diese Unterschiede legen den Schluss nahe, dass die verschiedenen Chondrit-Gruppen und Subtypen – beziehungsweise deren Komponenten – in unterschiedlichen Nebel-Kompartimenten mit verschiedenen physikalischen und chemischen Bedingungen entstanden. Mögliche Bildungsprozesse und Umgebungsbedingungen werden in Kapitel 1.4 beschrieben.

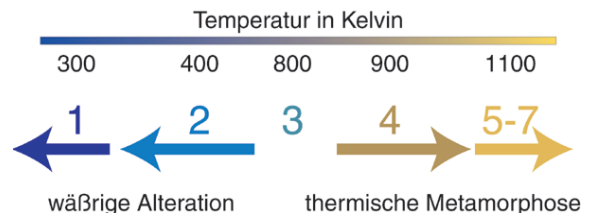
Nachdem sich die erste feste Materie gebildet hatte, bauten sich daraus in einem komplizierten hierarchischen Anlagerungsprozess die Planetesimale auf (Kapitel 1.4). In diesen konnten die chondritischen Komponenten durch sekundäre Alterationsprozesse verändert werden. Auf der Erde können die Meteorite letztlich noch tertiär terrestrisch alteriert werden. Nach der Klassifikation der Chondrite in Unterklassen und Subtypen, erhalten diese deshalb bis zu drei zusätzliche Typus-Merkmale, welche diese sekundären und tertiären Veränderungen berücksichtigen. Diese sind:



**Abbildung 1.20:** Ein gewöhnlicher Chondrit mit sehr vielen Chondren. (Foto: D.C. Hezel, A. Pack und T. Schönbeck).

### 1 — petrologischer Typ (Mutterkörper)

Die Komponenten der chondritischen Planetesimale befinden sich bei ihrer Bildung in vollständigem thermodynamischen Ungleichgewicht. Durch wässrige oder thermische Alterationen auf dem Meteoriten-Mutterkörper kann dieses Ungleichgewicht teilweise oder vollständig ausgeglichen werden. Den Grad dieser Alteration bezeichnet man als "petrologischen Typ", der in seiner ursprünglichen Formulierung von van Schmus und Wood (1967) eingeführt wurde und später leicht modifiziert und ergänzt wurde (Abbildung 1.21).



**Abbildung 1.21:** Petrologischer Typ der Chondrite (modifiziert aus: McSween jr., 1999).

Die petrologischen Typen 1 und 2 beziehen sich auf eine wässrige Alteration bei relativ geringen Temperaturen bis maximal etwa 300 K. Dabei wurden primär die feinkörnigen Minerale der Matrix – hauptsächlich Olivin und Pyroxen – hydratisiert und bildeten verschiedene Phyllosilikate. Manche Autoren bezweifeln die wässrige Alteration der Matrix auf dem Mutterkörper und verlegen diese in die prä-Planetesimal-Phase, das heißt, das Matrixmaterial wurde im solaren Nebel hydratisiert. Manche wässrige Alteration fällt allerdings Karbonate und Sulfate entlang von Wegsamkeiten durch verschiedene Komponenten des Chondriten, so dass zumindest ein Teil der sekundären Veränderungen mit Sicherheit auf dem Mutterkörper abgelaufen sind.

Chondrite der petrologischen Typen 4 – 7 erfuhren eine thermische Metamorphose mit Temperaturen bis maximal etwa 1300 K. Diese Metamorphose wurde durch den Zerfall kurzlebiger Radionuklide auf kleineren Planetesimalen induziert, deren Wärmeabstrahlung so hoch war, dass kein vollständiges Schmelzen und damit keine Differenzierung statt finden konnte. Die Metamorphose führte zur Umverteilung einzelner Elemente, es liefen metamorphe Reaktionen ab und es kam zur Rekristallisation der chondritischen Komponenten. Als Re-

sultat werden beispielsweise mit zunehmender Metamorphose die Unterschiede in den FeO-Gehalten zwischen den Silikate geringer. Verändert sich zusätzlich die Sauerstoff-Fugazität, können RedOx-Reaktionen ablaufen und beispielsweise Pyroxene zu Pyroxenen plus Quarz und metallischem Fe reduziert werden. Die Rekrystallisation erschwert es, einzelne Komponenten – wie etwa Chondren – zu identifizieren, da sie vergrößern und mit anderen Komponenten zusammenwachsen.

Zwischen den beiden Extremen der wässrigen und thermischen Alteration liegt der petrologische Typ 3, der Chondrite beschreibt, die praktisch keinerlei sekundäre Alteration erfahren. Deshalb sind diese die interessantesten und wichtigsten Chondrite, um etwas über das frühe Sonnensystem zu erfahren. Natürlich nur dann, wenn diese zusätzlich keine tertiäre Veränderung erfahren. Leider ist dieser wichtige Chondrit-Typ zugleich der seltenste. (Z.B. Brearley und Jones, 1998; McSween jr., 1999, und jeweils Zitate darin.)

## 2 — Schock (Mutterkörper & terrestrisch)

Damit eine Meteor auf seine Reise zur Erde gehen kann, muss er zuvor von seinem Mutterkörper abgesprengt werden. Das geschieht wie in Kapitel 1.3.1 beschrieben, indem zwei Asteroide miteinander kollidieren. Diese Kollisionen sind teilweise sehr heftig, wenn die Asteroide mit hohen Relativgeschwindigkeiten von einigen Kilometern pro Sekunde aufeinander prallen. Dabei können kurzzeitig Drücke bis zu über 75 GPa erzeugt und Temperaturen bis zu einigen Tausend Kelvin erreicht werden. Diese enormen Druck- und Temperaturanstiege alterierten die Komponenten der Meteorite. Zum Beispiel verändert Plagioklas mit zunehmend höherem Schockgrad seine optischen Eigenschaften von scharfer optischer Auslöschung über undulöse Auslöschung hin zu isotropem Verhalten. Bei noch höheren Drücken und Temperaturen schmilzt der Plagioklas und bildet Glasadern im Meteorit. Ähnliches kann bei Olivin beobachtet werden, der zusätzlich mit steigendem Schockgrad charakteristische Risse ausbildet. Stöffler et al. (1991) definierten entsprechend diesen mineralogischen Veränderungen 6 Schockklassen, die mit S1 bis S6 durch nummeriert werden und sich hauptsächlich nach dem erfahrenen Maximal-Druck richten. Die Schock-Metamorphen Veränderungen können theoretisch nicht nur sekundär auf dem Mutterkörper erzeugt werden, sondern auch tertiär beim Impakt des Meteoroiden auf der Erde. Allerdings gelingt das wahrscheinlich nur bei relativ großen Impaktoren, da kleine stark abgebremst werden, wenn sie die Erdatmosphäre durchkreuzen. Jedoch werden große Impaktoren beim Einschlag meist vollständig zerstört, so dass die tertiäre Schock-Metamorphose praktisch nie beobachtet werden kann. (Z.B. Lodders und Fegley jr., 1998; McSween jr., 1999, und jeweils Zitate darin.)

## 3 — Verwitterung (terrestrisch)

Liegt der Meteorit endgültig auf der Erdoberfläche, ist er dort als tertiärer Veränderung der terrestrischen Verwitterung ausgesetzt. Es gibt derzeit zwei Einteilungen des Verwitterungszustandes eines Meteoriten: (1) Von der NASA, die ihre antarktischen Meteorite in die drei Klassen A, B und C einteilt, mit steigendem Verwitterungsgrad von A nach C, und (2) eine detailliertere Einteilung anhand von Dünnschliffen in die Verwitterungsklassen W0 bis W6, mit wiederum ansteigendem Verwitterungsgrad von W0 nach W6 (Wlotzka, 1993). Die Tatsache, dass Meteorite auf der Erdoberfläche verwittern, hat zudem zur Unterscheidung der Meteorite in Fälle und Funde geführt. Fälle sind die sehr viel begehrteren Meteorite, da sie direkt nach ihrem Impakt aufgelesen werden und deshalb praktisch vollkommen unverwittert sind, das heißt, zur Verwitterungsklasse W0 gehören. Dagegen können Funde sehr lange auf der Erde gelegen haben, bevor sie jemand entdeckt, so dass sie stark verwittert sein können.

# 1.4 Chondritische Komponenten und Modelle deren Entstehung

Die Entstehung der Meteorite zu verstehen heißt, die Entstehung ihrer Komponenten zu verstehen. Denn die Meteorite – beziehungsweise deren Mutterkörper – sind Brekzien der ersten festen Materie, die sich

im solaren Nebel gebildet hat. Die Meteoritenforschung beschäftigt sich also mit der Bildung der ersten festen Materie im Sonnensystem. Die Chronologie der Materie-Bildung beginnt mit der chemischen Isolierung der präsolaren Molekülwolke vom ISM und deren Kollaps zur protoplanetaren Scheibe. Zu diesem Zeitpunkt bestand die Molekülwolke nur aus ISM. Bei der Scheibenbildung und während der ersten einigen  $10^5$  a wird die Scheibe stark aufgeheizt, besitzt einen radialen Temperatur-Gradienten und kühlt mit der Zeit langsam ab. Durch die Aufheizung verdampft das ISM im Bereich der heutigen terrestrischen Planeten ( $\lesssim 5$  AE) weitgehend und kondensiert danach langsam wieder aus. Diese auskondensierte, feste Materie bildet teilweise selbst die ersten chondritischen Komponenten (z.B. CAI) oder aber das Vorläufer-Material – im Weiteren als

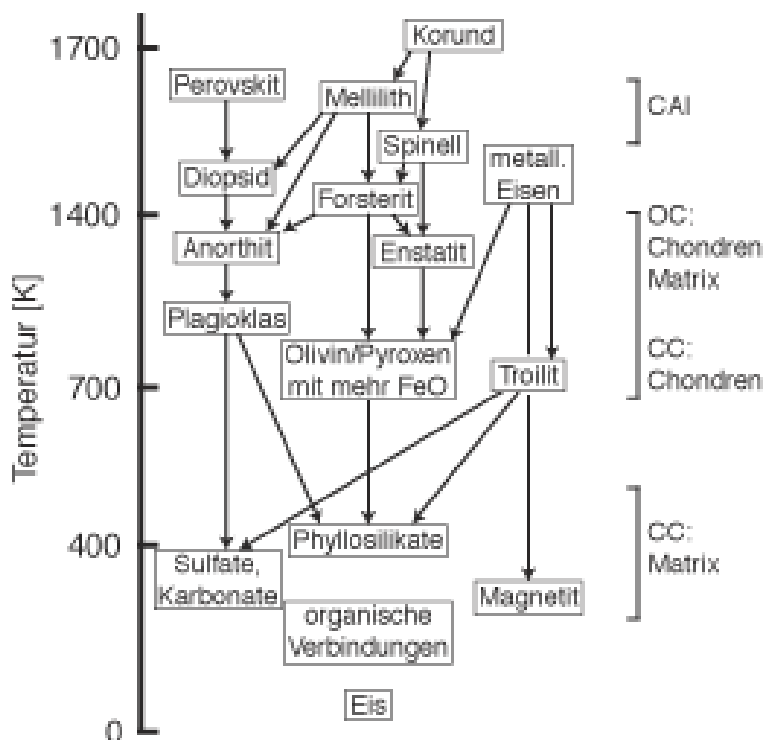


Abbildung 1.22: Gleichgewichtskondensation der Minerale (aus: Norton, 2002).

“Precursor“ bezeichnet – für weitere Komponenten (z.B. Chondren). Die Kondensation der ersten festen Materie richtet sich nach der Kondensationstemperatur der chemischen Elemente und der thermodynamischen Stabilität einzelner Phasen, in welche die Elemente kondensieren. In Tabelle 1.3 sind die kosmochemischen Eigenschaften der Elemente eingetragen. Die 50%-Kondensationstemperatur gibt an, bei welcher Temperatur 50% des Elementes kondensiert sind. Die Tabelle unterscheidet außerdem in lithophile Elemente, die Sauerstoff-Verbindungen bilden und siderophile, beziehungsweise chalkophile Elemente, die sich vorwiegend mit Fe legieren, beziehungsweise mit S verbinden.

Die Abbildung 1.22 zeigt die Gleichgewichtskondensation der Minerale. Bei hohen Temperaturen kondensieren als erstes die refraktären Komponenten in CAI. Danach kondensieren die Hauptelemente Si, Mg und

Tabelle 1.3: Kosmochemische Eigenschaften der Elemente.

Element	lithophile (Silikatphase)	siderophil & chalkophil (Metall & Sulfide)
refraktär	$T_k = 1850 - 1400$ K	
	Al, Ca, Ti, Be, Ba, Sc, V, Sr, Y, Zr Nb, Ba, REE, Hf, Ta, Th, U, Pu	Mo, Ru, W, Re, Os, Ir, Pt
Hauptkomponente	$T_k = 1350 - 1250$ K	
	Mg, Si, Cr, Li	Fe, Ni, Co, Pd
mäßig flüchtig	$T_k = 1230 - 640$ K	
	Mn, P, Na, Rb, K, F, Zn	Au, Cu, Ag, Ga, Sb, Ge, Sn, Se, Te, S
hoch flüchtig	$T_k < 640$ K	
	B, Cl, Br, J, Cs, Tl, H, C, O, Ne, Ar, Kr, Xe	In, Bi, Pb, Hg

$T_k$  — 50% Kondensationstemperaturen bei einem Druck von 10 Pa (aus: Palme, 2000).



Fe (Abbildung 1.15) als Silikate (überwiegend Olivin und Pyroxen) und FeNi-Metall. Schließlich bilden die volatilen Elemente erneut Silikate (hauptsächlich Feldspat) und zusätzlich Sulfide (in erster Linie FeS). Die genaue Kondensationsreihenfolge lässt sich berechnen (z.B. Ebel und Grossman, 2000; Petaev und Wood, 1998) und ist von verschiedenen Faktoren abhängig. Die beiden wichtigsten sind der Druck, der im solaren Nebel etwa zwischen 0.1 und 10 Pa liegt und das Staub/Gas(S/G)-Verhältnis. Letzteres ist das Verhältnis aller Elemente außer Wasserstoff (Staub) zu Wasserstoff (Gas). Dieses solare Verhältnis wird auf 1 gesetzt. Ein erhöhtes S/G-Verhältnis bedeutet, dass mehr Staub vorhanden ist. Das ist ein wichtiger Parameter, denn durch eine Abweichung vom solaren S/G-Verhältnis verändert sich die Sauerstoff-Fugazität des Nebels, da mit der Menge des Staubs die Menge der Silikate und Oxide und damit die Menge des Sauerstoffs variiert wird. Das bedeutet für ein erhöhtes S/G-Verhältnis eine erhöhte Sauerstoff-Fugazität und für ein erniedrigtes S/G-Verhältnis eine geringere Sauerstoff-Fugazität.

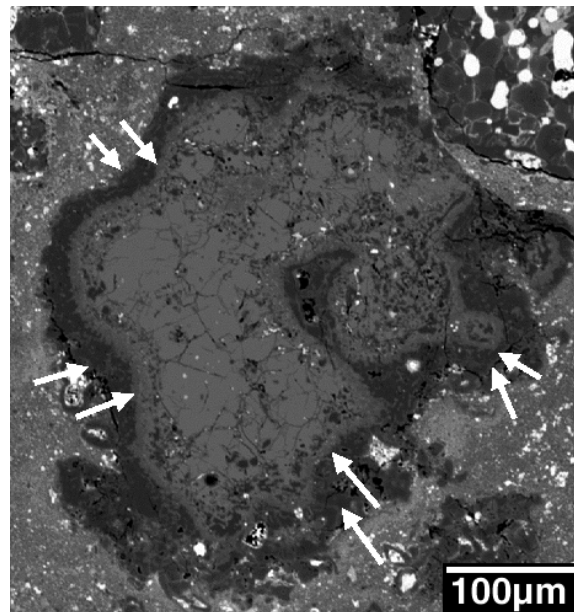
Wie schon erwähnt bildeten sich womöglich einige der chondritischen Komponenten schon während dieser ersten Kondensation, andere dagegen erst später aus diesen ersten Kondensaten. Im Folgenden werde ich diese Chronologie und Entstehung der verschiedenen chondritischen Komponenten darstellen.

### Refraktäre Komponenten: CAI, AOA

Die Ca-, Al-reichen Einschlüsse (CAI) sind die weitaus häufigsten refraktären Komponenten in Chondriten und treten hauptsächlich in kohligen Chondriten auf (Tabelle 1.2). Deren Haupt-Minerale sind Ca-Al-Oxide, namentlich Hibonit, Grossit, Perovskit und Spinell. Als Haupt- bis Neben-Minerale treten die Silikate Anorthit, Melilith und Fassait hinzu. Die meisten CAI sind wie die Chondren rund und scheinen ebenfalls einmal geschmolzen gewesen zu sein. Einige zeigen jedoch eine undefinierte, unregelmäßige äußere Form. Dieses Erscheinungsbild weist auf eine direkte Kondensation aus dem solaren Nebel hin. Die CAI enthalten hohe Konzentrationen an den Seltenen Erd-Elementen (SEE), die fünf unterschiedliche Fraktionierungsmuster zeigen. Diese verschiedenen Muster und die Tatsache, dass viele der CAI geschmolzen waren, deuten auf eine komplexe Bildungsgeschichte der CAI nach einer möglichen, ersten Kondensation aus dem solaren Nebel hin. Man unterscheidet gewöhnlich drei Typen von CAI nach ihrer Entstehung und mineralogischen Zusammensetzung. Diese werden mit A, B und C durch buchstabiert:

Typ A: Diese sind generell kleiner als die des Typs B (~5 – 25  $\mu\text{m}$ ). Dieser Typ ist von allen der verbreitetste und tritt in CV, CO, CR, CM und gewöhnlichen Chondriten auf. Typ B: Diese CAI treten ausschließlich in CV-Chondriten auf. Typ C: Dieser letzte Typ enthält viel Anorthit-reichen Plagioklas und Fassait, und tritt nur in CV-Chondriten und dem ungruppierten Chondriten Adelaide auf. Diese CAI waren häufig ehemals geschmolzen und zeigen ausschließlich SEE-Muster des Typs I & II. In den Typen A und B treten jeweils alle fünf SEE-Muster auf (z.B. Brearley und Jones, 1998, und Zitate darin).

Häufig werden CAI von einem so genannten "Wark-Lovering-Rand" (Abbildung 1.23) umschlossen, benannt nach der Arbeit von Wark und Lovering (1977), die als erste diese Ränder ausführlich beschrieben. Diese Ränder bestehen von innen nach außen aus (i) Spinell  $\pm$  Perovskit  $\pm$  Hibonit  $\pm$  Fassait, dann (ii) Melilith oder seine Alterationsprodukte, es folgt (iii) Fassait der weiter außen in Al-Diopsid übergeht und als letztes (iv) Hedenbergit  $\pm$  Andradit oder Olivin  $\pm$  Spinell (Brearley und Jones, 1998, und Zitate darin). Diese Abfolge repräsentiert von innen nach außen die Kondensationssequenz bei hohen Temperaturen und legt damit den Schluss nahe, dass die Minerale nacheinander mit abnehmender Temperatur auf einen bestehenden CAI-Kern kondensierten.



**Abbildung 1.23:** Ein CAI mit Wark-Lovering Rand (Pfeile) aus dem CV3-Chondriten Vigarano.

Ein wichtiger Unterschied zwischen CAI und Chondren ist ihr Alter. Die relative Datierung mit beispielsweise dem kurzlebigen Radionuklide  $^{26}\text{Al}$  ergibt ein 2-3 Ma höheres Alter der CAI gegenüber den Chondren (z.B. MacPherson et al., 1995). Jüngste Absolut-Datierungen mit dem Pb-Pb-System ergaben dieselbe zeitliche Lücke zwischen CAI und Chondren (Amelin et al., 2002). Die wichtige Konsequenz aus diesem Befund lautet: die CAI- und die Chondren-Bildung haben nichts miteinander zu tun, sondern fanden zu unterschiedlichen Zeitpunkten statt. Ausnahmen sind CAI, die bei der Chondrenbildung nochmals prozessiert wurden. Diese Tatsache muss in jedem Modell über die Entwicklung des frühen solaren Nebels beachtet werden. Die CAI werden außerdem verwendet, um den Beginn unseres Sonnensystems zu datieren. Dessen heute gültiges Alter liegt bei 4.556 Ga (z.B. Göpel et al., 1991; Allégre et al., 1995).

Es gibt noch weitere refraktäre Komponenten, die aber wesentlich seltener sind. Von diesen erwähne ich nur die amöboiden Olivin Aggregate (AOA). Diese sind von besonderem Interesse, da sie vermutlich kondensierte Silikate darstellen. Die AOA bestehen – wie der Name schon sagt – überwiegend aus FeO-armen Olivinen. Teils enthalten sie noch refraktäre Kerne mit Perovskit und Spinell (Hashimoto und Grossman, 1987). Ihre äußere, unregelmäßige Form ähnelt der einiger Typ A CAI und gibt ihnen deshalb den Namenszusatz “amöboid“ (z.B. Brearley und Jones, 1998). Handelt es sich bei diesen Objekten tatsächlich um Kondensate, wäre es wichtig deren genaues Alter zu kennen, um zu entscheiden, ob diese Objekte gemeinsam mit den CAI oder den Chondren entstanden. Wären sie gleichzeitig mit den CAI entstanden, könnte man daraus einiges mehr über die Bildungsbedingungen dieser ersten Kondensate lernen.

### Chondren

Die Chondren sind die Hauptkomponente der gewöhnlichen und der Enstatit-Chondrite. In den kohligen Chondriten treten Chondren und Matrix zu etwa gleichen Teilen auf. Schon Sorby (1877) beschrieb die Entstehung der Chondren durch einen “fiery rain“ und wies damit in die richtige Richtung, dass die Chondren ehemals geschmolzene Silikat-Tröpfchen darstellen. Heute weiß man aufgrund kosmochemischer und petrographischer Belege, dass die Chondren in einem relativ kalten Nebel durch sehr schnelle Aufheizung und nachfolgend rasche Abkühlung entstanden sein müssen, mit Abkühlraten zwischen 10 und  $\approx 1000$  K/h. Allerdings tappt man noch völlig im Dunkeln, wenn es um die Frage des Chondren-Bildungsprozesses geht. Bis heute gilt darauf die Antwort von John Wasson, die er auf einer Tagung gab und die lautet: “Chondrules are formed by chondrule forming processes.“ Es gibt zahllose Erklärungsversuche für den Chondren-Bildungsprozess, von denen ich nur die wichtigen kurz vorstellen will. Eine gute Übersicht über mögliche Chondren-Bildungsprozesse geben zum Beispiel Boss (1996) oder Jones et al. (2000).

Die nachfolgende Liste vorgeschlagener Chondren-Bildungsprozesse ist gewertet, in der Reihenfolge abnehmender Wahrscheinlichkeit geordnet:

#### 1. *Nebel-Schocks (Dichtewellen)*

Nebel-Schocks, beziehungsweise Dichtewellen sind Schockfronten, die den solaren Nebel durchqueren und durch Reibung in der Schockfront in der Lage sind Staubagglomerate schnell zu erhitzen und wieder abzukühlen. Dieser Prozess wurde kürzlich in einer Arbeit von Desch und Connolly jr. (2002) berechnet. Deren Ergebnisse zeigen, dass dieser Prozess die beobachteten Chondren-Strukturen produzieren kann. Allerdings ist der Auslöser der Nebel-Schocks unklar. Eine interessante Lösung wäre Jupiter als Verursacher der Schocks, denn Jupiter bildete sich etwa 1-2 Ma nach Entstehung des Sonnensystems. Also in etwa mit der gleichen zeitlichen Differenz, mit der sich die Chondren nach den CAI gebildet haben. Während der Jupiter-Bildung stürzte Material in freiem Fall auf seine Oberfläche, wobei große Energiemengen freigesetzt wurden. Während dieser Phase glich Jupiter einem Zwerg-Stern der M-Klasse. Er hatte bipolare Ausflüsse und löste eventuell Schockwellen in seiner Umgebung aus. Jupiter könnte so die Chondren-Bildung angestoßen und gleichzeitig die Bildung eines großen Planeten im Asteroiden-Gürtel verhindert haben (Gail, pers. Komm.).

#### 2. *Nebelblitze*

Nebelblitze werden schon lange als Ursache des Chondren-Bildungsprozesses vermutet. In der Theorie

entstehen diese ähnlich wie irdische Blitze. Durch Reibung der Staubteilchen aneinander findet eine Ladungstrennung statt, die sich irgendwann in Form von Blitzen entlädt. Das würde zu kurzen und schnellen Aufheiz- und Abkühlereignissen führen. Ein großes Problem ist jedoch die geringe Dichte des solaren Nebels von nur wenigen Atomen pro Kubikmeter, die vermutlich keine effektive Ladungstrennung zulassen.

### 3. *X-Wind*

Der X-Wind ist ein astrophysikalisches Modell, das von Shu et al. (2000) aufgestellt wurde. Es ist derzeit recht populär, da es einige dringende Fragen der Meteoritenforschung, wie die getrennte Bildung von CAI und Chondren oder die heterogene O-Isotopie zwischen den Meteoriten, erklären könnte. Jedoch ist es nicht in der Lage, die chemische Komplementarität zwischen Chondren und Matrix zu erklären (Palme et al., 1992; Klerner, 2001). Zudem ist das X-Wind-Modell unter den Astronomen nicht sehr anerkannt, da es sehr definierte Randbedingungen benötigt (Gail, pers. Komm.).

### 4. *Impaktschmelzen*

Die Theorie der Impaktschmelzen für die Chondren-Bildung hält sich hartnäckig, obwohl es viele gute Argumente dagegen gibt. Diese Theorie geht von Asteroiden aus, die bis auf eine dünne Kruste fast vollständig geschmolzen sind. Durch die Kollision zweier Asteroide zersprangen beide, wobei sich Chondren bilden. Das große Problem dieser Theorie ist, dass beide Asteroide zum Zeitpunkt der Kollision differenziert sein sollten. Jedoch können in den Chondriten keinerlei geochemischen Anzeichen einer solchen Differentiation gefunden werden.

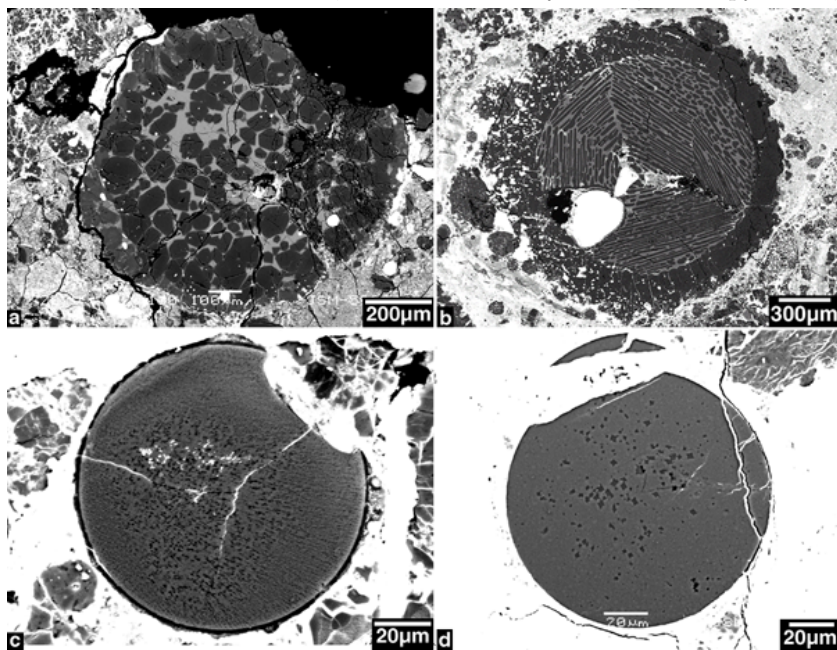
### 5. *Akkretion-Schocks; FU Orionis-Ausbrüche; Bipolarer Ausfluss; Magnetische Ausbrüche (Flares); heißer, innerer Nebel*

All diese möglichen Chondren-Bildungsprozesse sind auf den frühen solaren Nebel beschränkt. Keines dieser Ereignisse findet noch nach  $\sim 2 \times 10^5$  Jahren statt (Gail, pers. Komm.). Da die Chondren jedoch 2-3 Ma nach Entstehung des Sonnensystems gebildet wurden, können alle diese Prozesse als Kandidaten für die Chondren-Bildung ausgeschlossen werden.

Die Chondren treten in einer großen strukturellen und chemischen Vielfalt auf, die ich kurz darstellen will: McSween jr. (1977a) unterschied die Chondren in drei Klassen: (1) Typ I: Fe-arme (Mg# in Ol bzw. Px  $\geq$  90%), reduzierte Chondren, die an moderat volatilen Elementen verarmt sind; (2) Typ II: Fe-reiche (Mg# in Ol bzw. Px  $\geq$  90%), oxidierte Chondren, die an moderat volatilen Elementen angereichert sind und (3) Typ III: radialstrahlige Pyroxen(RP)-Chondren. Diese drei Grundtypen wurden durch Subtypen erweitert, die durch einen nachgestellten Buchstaben gekennzeichnet sind (Scott und Taylor, 1983; Jones, 1994; Hewins, 1997): (i) A: Olivin-reich (= Si-arm); (ii) B: Pyroxen-reich (= Si-reich) und (iii) AB: Olivin- und Pyroxen-reich (intermediärer Si-Gehalt). Die meisten Chondrite zeigen eine bimodale Verteilung von Chondren bezüglich deren FeO-Gehalte, wobei die FeO-armen Chondren immer klar dominieren. Das heißt, die Chondrite haben viele Typ I-Chondren, aber immer auch einen kleinen Teil Typ II-Chondren mit einem hohen FeO-Gehalt. Bezüglich der Subtypen dominieren in kohligen Chondriten eher die des Subtyps A, da deren Gesamt Mg/Si-Verhältnis nahezu CI-chondritisch, das heißt etwa solar ist. Von den gewöhnlichen zu den Enstatit-Chondriten steigt die Zahl der Chondren des Subtyps B, da diese sub-chondritische Mg/Si-Verhältnisse haben.

Die überwiegende Zahl der Chondren tritt strukturell in vier verschiedenen Arten auf, nämlich als (1) PO: porphyrische Olivin-, (2) POP: porphyrische Olivin-Pyroxen-, (3) RP: radialstrahlige Pyroxen oder als (4) BO: Balken-Olivin-Chondren (Abbildung 1.24). Diese unterschiedlichen Strukturen können als Ergebnis unterschiedlicher Abkühlgeschwindigkeiten gelesen werden. So sind beispielsweise die RP-Chondren bei großer Unterkühlung entstanden, nachdem durch ein Saatkorn das schlagartige Auskristallisieren der Schmelze angestoßen wurde. Die verzögerte Kristallisation von Pyroxen aus einer Schmelze (z.B. Kirkpatrick et al., 1983) lässt eine solche Unterkühlung zu. Deshalb bildet der besser kristallisierende Olivin auch nur äußerst selten diese Struktur. Schnell abgekühlte, Olivin-reiche Chondren bilden typischerweise BO-Strukturen. Die PO- und POP-Chondren entstanden bei langsamerer Abkühlung und entwickelten dabei große Kristalle.

Die Chondren können bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung als mafische Systeme betrachtet werden. Dementsprechend kristallisieren als erstes Olivine, danach Klino-Pyroxene, Orthopyroxene, Feldspäte und möglicherweise noch etwas Quarz. Alle diese Minerale können in den Chondren beobachtet werden. Die Olivine und Pyroxene treten als große Kristalle auf, die restlichen als feine Verwachsungen um die großen Kristalle. Diese fein verwachsenen Kristalle werden insgesamt als "Mesostasis" bezeichnet (Abbildung 1.24). Allerdings kühlten viele Chondren nach der Kristallisation von Olivin und Pyroxen so schnell ab, dass die Mesostasis nicht kristallisieren konnte und als Glas erstarrte. Durch sekundäre Prozesse auf dem Mutter-Körper sind diese glasigen Mesostasen häufig devitrifiziert. Viele Chondren enthalten zudem Metalle oder Sulfide. Bei den geringen Sauerstoff-Fugazitäten des solaren Nebels können Silikate und Metalle nebeneinander koexistieren.



**Abbildung 1.24:** Struktur einiger unterschiedlicher Chondren-Typen. (a) Typische Typ IAB porphyrische Chondre aus dem CR-Chondriten PCA 91082 mit Olivin im Zentrum (dunkel) und Pyroxen am Rand (heller) in einer glasigen Matrix. (b) Balken-Olivin Chondre aus dem CV-Chondriten Vigarano mit einem Staubrand. (c) Spherulitische Chondre aus dem CH-Chondriten Acfer 207. (d) Kryptokristalline Chondre aus dem CB-Chondriten HaH 237.

### Metalle & Sulfide

Das Metall in Meteoriten ist immer FeNi-Metall (Howard, 1802). Der Ni-Anteil unterscheidet sich in den einzelnen Chondrit-Klassen. So haben die Metalle der gewöhnlichen H-Chondrite zwischen etwa 8.0 und 11.6 Gew.%, der L-Chondrite zwischen etwa 12.6 und 18.0 Gew.% und der LL-Chondrite zwischen etwa 16.6 und 35.6 Gew.% Ni (Kong und Ebihara, 1997). Die Metalle der kohligten Chondrite enthalten zwischen 5 und 16 Gew.% Ni, wobei aber auch Ni-reicher Taenit mit Ni-Gehalten um 40 Gew.% auftritt (Brearley und Jones, 1998). Das Metall tritt als freie Metallkörner in der Matrix oder innerhalb der Chondren auf. Die beiden kohligten Chondrit-Typen CH und CB haben unter allen Chondriten den höchsten Metall-Gehalt; bei den CB-Chondriten liegt er bei etwa 70 Vol.%. Bis auf diese Ausnahmen enthalten die gewöhnlichen und die Enstatit-Chondrite wesentlich mehr Metall als die kohligten.

Die Entstehung von Metall ist noch nicht gut verstanden. Die Metalle der CH- und CB-Chondrite bildeten sich beispielsweise durch direkte Kondensation aus dem Nebel (Meibom et al., 1999, 2000). Andere entstanden durch RedOx-Reaktionen oder Metall-Silikat-Äquilibrierung.

Die Sulfide sind meistens FeS-Verbindungen. Schwefel gehört zu den volatilsten Elementen und bildete deshalb erst bei geringen Temperaturen FeS-Phasen aus der Reaktion mit Fe, und teils durch Reduktion von FeO aus schon vorhandenen Festphasen.

### Matrix, DI

Scott et al. (1988) hat die Matrix definiert als: "fein-körniges, überwiegend silikatische Material, das zwischen makroskopischen, ganzen oder zerbrochenen Einheiten, wie beispielsweise Chondren, Einschlüssen und großen, isolierten Mineral-Körnern (d.h. Silikate, Metalle, Sulfide und Oxide) auftritt." Matrix-Material haftet außerdem oftmals als feinkörnige, mehrere  $\mu\text{m}$  dicke Akkretionsränder um Chondren. Die Matrix unterscheidet sich im Einzelnen deutlich zwischen den einzelnen Chondrit-Typen. Generell besteht sie aus sub- $\mu\text{m}$  bis  $\mu\text{m}$  kleinen Mineralen, die in starkem, thermodynamischen Ungleichgewicht zueinander stehen. Das heißt, diese

Minerale durchliefen individuelle Bildungsgeschichten bezüglich physikalischer und chemischer Randbedingungen, wie zum Beispiel Temperatur, Druck, chemische Zusammensetzung, etc. Die Matrix-Minerale sind Silikate (überwiegend FeO-reiche Olivine, aber auch OH-haltige Silikate), Oxide, Sulfide, Sulfate, Karbonate und FeNi-Metalle (Brearley und Jones, 1998).

Die “dark inclusions“ (DI) treten ausschließlich in kohligen Chondriten auf und haben eine Zusammensetzung wie CV-Chondrite, jedoch sind diese im Vergleich zu CV-Chondriten nochmals verändert worden. Dark inclusions sind unregelmäßig geformte, bis zu cm-große Objekte, die zwar eine erkennbare, äußere Form haben, jedoch ein Konglomerat darstellen, bestehend überwiegend aus Matrix-Material, CAI und Chondren (Brearley und Jones, 1998).

### **Sonstiges: Fremdlinge, FUN**

Zusätzlich zu den oben genannten Komponenten enthalten die Chondrite eine Reihe exotischer Objekte, die zwar äußerst selten, aber wahrscheinlich trotzdem im solaren Nebel entstanden sind. Dazu gehören zum Beispiel Fremdlinge, die reich an refraktären, siderophilen Elementen sind und in CAI von CV-Chondriten gefunden werden (El Goresy et al., 1978). Eine zweite exotische Gruppe sind so genannte “FUN“ inclusions. Das sind sehr seltene Objekte mit verschiedenen Isotopenanomalien. Das “F“ ist die Abkürzung für “fractionated“ und steht für Anomalien der Si- und Mg-Isotope, die durch eine massenabhängige Fraktionierung entstanden sind. Die Abweichung zur Normal-Isotopie bewegt sich im Promille-Bereich und hat deshalb nichts mit präsolaren Körnern zu tun. Die zwei weiteren Buchstaben “UN“ bedeuten “unknown nuclear effect“. Das meint hauptsächlich Anomalien in den beiden Neutronen angereicherten Isotopen  $^{44}\text{Ca}$  und  $^{48}\text{Ti}$ . Als “unknown nuclear effect“ wird zum Beispiel die Bildung dieser Objekte nahe der jungen und sehr aktiven Protosonne vermutet, die zu diesem Zeitpunkt einen starken Teilchenwind erzeugte. In verwandten Objekten der FUN-Einschlüsse werden nur Anomalien in der Mg- und Si-Isotopie, beziehungsweise Ca- und Ti-Anomalie beobachtet. Dementsprechend heißen diese nur F- beziehungsweise UN-Einschlüsse (z.B. Clayton et al., 1984, ; Zinner, pers. Komm.).

### **Präsolare Körner**

Präsolare Körner sind unverändertes ISM, die alle Ereignisse im solaren Nebel schadlos überstanden haben und in der Matrix von Chondriten gefunden werden. Sie können anhand ihrer extremen Isotopenanomalien in O, N, C, etc. entdeckt werden. Diese Objekte sind meist sub- $\mu\text{m}$  winzig und bestehen zum Beispiel aus SiC, TiC, Graphit oder Diamant (Brearley und Jones, 1998). Aus ihrer Isotopie lässt sich ihr Entstehungsort ablesen und kann beispielsweise einer Super-Nova Explosion, einem Roten Riesen oder einem Asymptotischen Riesenast-Stern zugeordnet werden. Die präsolaren Körner bieten bislang die einzige Möglichkeit, das ISM direkt mit Labormethoden zu untersuchen. Weiteres ISM kann eventuell bei zukünftigen Sonden-Missionen von Kometen geholt werden, deren Materie aufgrund ihrer großen Entfernung zur Sonne im frühen solaren Nebel nicht verändert wurde.

## **1.5 Zielsetzung**

Zieht man das vorangehende in Betracht, so sieht das heutige – noch sehr lückenhafte – Bild des frühen Sonnensystems und der ersten Materie-Bildung zusammenfassend wie folgt aus: Nur wenige  $10^4$  Jahre nach dem Kollaps der präsolaren Molekülwolke war der solare Nebel nahe der Proto-Sonne sehr heiß und kühlte langsam, in wenigen  $10^5$  Jahre ab. Dabei kondensierten wahrscheinlich die CAI als erste feste Materie und wurden noch vor der Hauptelement-Kondensation aus diesem Bereich in kühlere Regionen transportiert. Während der weiteren Abkühlung kondensierten FeNi-Metalle und die silikatischen Chondren-Precursor. Danach folgten 2-3 Ma, die in den Meteoriten nicht dokumentiert sind. Nach diesem langen Zeitraum begann die Chondren-Bildung in einem relativ kühlen Nebel, gekennzeichnet durch schnelle, intensive Aufheiz- und Abkühlereignisse. Nach der Chondrenbildung wurden innerhalb von  $10^5$  bis  $10^6$  Jahren die Planetesimale

aufgebaut. Dieses Bild ist nur ein erstes Stützgerüst, denn ein stringentes Modell der Materiebildung gibt es nicht und selbst viele der Einzel-Prozesse in dem eben beschriebenen Bild sind bis heute unklar. So weiß man beispielsweise nicht, was die Chondren-Bildung verursachte. Es gibt viele offene Fragen.

In meiner Arbeit untersuche ich die Bildung  $\text{SiO}_2$ -reicher Objekte in chondritischen Meteoriten, genauer in kohligen und gewöhnlichen Chondriten. Diese Objekte sind äußerst selten und enthalten signifikante Mengen an freiem  $\text{SiO}_2$ . Das ist überraschend, da freies  $\text{SiO}_2$  in Chondriten nicht erwartet wird. Im solaren Nebel sollte nach der Precursor-Kondensation alles Mg und Si in Pyroxen und etwas Olivin kondensiert sein. Zusätzliches, oxidiertes Fe erhöht bei der Kondensation nur den Anteil an Olivin. Die  $\text{SiO}_2$ -reichen Objekte stehen deshalb im Widerspruch zu einer Gleichgewichtskondensation. Die Hauptaufgabe dieser Arbeit ist es deshalb, das Auftreten dieser Objekte zu erklären. Dazu untersuche ich die chemische Zusammensetzung dieser Objekte mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde für die Hauptelemente und mit der Ionensonde für die Spurenelemente. Außerdem untersuche ich die Polymorphie des  $\text{SiO}_2$  in-situ mit dem Mikro-Raman Spektrometer. Aus der chemischen Zusammensetzung kann dann auf den Prozess der  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung geschlossen werden, für den verschiedene Mechanismen im solaren Nebel oder auf dem Mutterkörper in Frage kommen. Aus der  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie kann zusätzlich etwas über die Temperaturgeschichte dieser Objekte in Erfahrung gebracht werden, da  $\text{SiO}_2$  bei  $10^5$  Pa temperaturabhängig drei unterschiedliche Polymorphe besitzt.

Aus den Ergebnissen dieser Untersuchungen möchte ich schließlich versuchen ein Modell der Bildung der  $\text{SiO}_2$ -reichen Objekte abzuleiten und dieses in den Gesamt-Zusammenhang der Precursor- und Chondren-Bildung einzuhängen, um den Prozessen und Mechanismen im solaren Nebel des frühen Sonnensystems näher auf die Spur zu kommen.



# Kapitel 2

## Das SiO<sub>2</sub>-System

Bei der Untersuchung SiO<sub>2</sub>-reicher Objekte in chondritischen Meteoriten stehen drei Fragen im Mittelpunkt: (1) welche SiO<sub>2</sub>-reichen Objekte gibt es und wo treten diese auf? (2) wie konnte SiO<sub>2</sub> in einigen Bereichen des solaren Nebels angereichert werden? und (3) welche SiO<sub>2</sub>-Polymorphe enthalten diese Objekte und wie wurden sie gebildet? Um diese Fragen später beantworten zu können, sollen in diesem vorangehenden Kapitel die prinzipiellen Möglichkeiten der Bildung – beziehungsweise Anreicherung – von SiO<sub>2</sub> im frühen Sonnensystem, sowie die in Chondriten auftretenden SiO<sub>2</sub>-Polymorphe im Überblick vorgestellt werden.

### 2.1 Mögliche SiO<sub>2</sub>-Bildungsmechanismen im frühen Sonnensystem

Wie in Kapitel 1.5 dargelegt, ist bei einer Gleichgewichtskondensation kein freies SiO<sub>2</sub> im Precursor-Material der Chondren zu erwarten und somit auch keine SiO<sub>2</sub>-reichen Chondren, die daraus entstehen könnten. Trotzdem tritt freies SiO<sub>2</sub> in manchen Chondren und Fragmenten einiger Chondrite auf. Es muss also ein Prozess existieren, der SiO<sub>2</sub> entweder im Precursor-Material anreichert oder dieses sekundär nach der Chondren-Entstehung – beispielsweise auf dem Mutterkörper – bildet. Es wurden bisher unterschiedliche Möglichkeiten vorgeschlagen, wie freies SiO<sub>2</sub> entstehen kann. Dabei sind zwei prinzipielle Mechanismen zu unterscheiden: (1) die SiO<sub>2</sub>-Anreicherung und Entstehung der SiO<sub>2</sub>-reichen Precursor im solaren Nebel entweder durch fraktionierte Kondensation, durch magmatische Prozesse in Chondren oder durch Reduktionsreaktionen, oder (2) deren Entstehung durch verschiedene chemische Prozesse auf Meteoriten-Mutterkörpern.

Im Folgenden werde ich diese verschiedenen Möglichkeiten kurz etwas näher darstellen:

#### 2.1.1 Entstehung von SiO<sub>2</sub> im solaren Nebel

##### Magmatisch in Chondren

Chondren, beziehungsweise Chondrenschmelzen, haben meist eine mafische Zusammensetzung und kristallisieren bei der Abkühlung zuerst porphyrischen Olivin, eventuell Spinell, danach Klino- sowie Orthopyroxen und anschließend als Mesostasis Feldspat und möglicherweise Quarz. Wird eine solche Chondre beispielsweise durch eine Kollision wieder zertrümmert, kann der Quarz aus der Mesostasis als SiO<sub>2</sub>-reiches Precursor-Material für weitere Chondren dienen. Bildet dieser Mechanismus die Precursor der SiO<sub>2</sub>-reichen Objekte, sollten sie deshalb überdurchschnittlich hohe Konzentrationen an refraktären Elementen wie beispielsweise Ca, Al und Ti enthalten, da alle diese Elemente mehr oder weniger inkompatibel sind und bei der Kristallisation der Chondren in der Mesostasis angereichert werden. Ob jedoch ein solches Recycling von Chondren-Material im Nebel überhaupt statt fand, ist unklar.

##### Heterogener Nebel

Generell stehen die Komponenten von Chondriten in starkem thermodynamischen Ungleichgewicht zueinander – zumindest so lange sie nicht sekundär oder tertiär verändert wurden. Diese chemischen Unterschiede



erfordern unterschiedliche Bildungsbedingungen und dementsprechend können nicht alle Komponenten zur gleichen Zeit und am selben Ort entstanden sein, es sei denn, es gab einen Mechanismus, der auf kleinem Raum für verschiedene Komponenten nebeneinander verschiedene chemische und physikalische Zustände erlaubte – Verhältnisse, die nicht sehr wahrscheinlich sind. Die derzeit plausibelste, wenn auch sehr unscharfe Vorstellung, dieses thermodynamische Ungleichgewicht zu erklären, geht von einem heterogenen Nebel aus, das heißt, von ehemals voneinander isolierten Nebel-Kompartimenten, in denen unterschiedliche chemische (= Elementzusammensetzung, Sauerstoff- und Schwefelfugazität, Gas/Staub-Verhältnis) und physikalische (= Druck, unterschiedliche Temperaturverläufe) Umgebungsbedingungen herrschten. Diese Unterschiede führten zu verschiedenen Mineralparagenesen und chemischen Mineralzusammensetzungen in den jeweiligen Nebel-Kompartimenten, wie beispielsweise unterschiedliche Fayalit- und Ferrosilitgehalte in Olivinen, beziehungsweise Pyroxenen. Anschließend mischten sich die kalten Kompartimente teilweise oder vollständig. Die Bildung  $\text{SiO}_2$ -reicher Phasen könnte nach dieser Theorie in einem ungewöhnlich stark fraktionierten Nebel-Kompartiment mit  $\text{SiO}_2$ -Überschuss, beziehungsweise sehr niedrigem Mg/Si-Verhältnis stattgefunden haben.

### Fraktionierte Kondensation

Das beobachtete, thermodynamische Ungleichgewicht in Chondriten betrifft nicht nur die Komponenten untereinander, sondern auch die einzelnen Komponenten selbst, insbesondere wenn diese einen Kondensationsursprung nahe legen. In erster Linie trifft das auf CAI zu, da die Silikate überwiegend zu Chondren geschmolzen wurden und dabei die Kondensations-Information des Precursors größtenteils verloren ging. In den CAI findet man immer wieder Hoch-Temperatur-Kondensate, wie Korund, Grossit oder Hibonit, die nach einer Gleichgewichtskondensation zu Tief-Temperatur-Kondensaten reagiert haben müssten (Grossman, 1972; Ebel und Grossman, 2000). Ebenso dürften keine Wark-Lovering-Ränder (Kapitel 1.4) auftreten. Die teils stark unterschiedlichen FeO-Gehalte der Olivine und Pyroxene dokumentieren ebenfalls ein Ungleichgewicht, das möglicherweise auf eine fraktionierte Kondensation zurück geht. Weitere Komponenten, die sich in thermodynamischem Ungleichgewicht befinden, sind zonierte Metallkörner, die Meibom et al. (1999) in CB- und CH-Chondriten gefunden haben, und  $\text{SiO}_2$ - und Mn-reiche, magmatische Ränder um Typ I-Chondren in CR-Chondriten, die Krot et al. (2000b, 2003) beschrieben haben.

Eine Erklärung für diese Kondensations-Ungleichgewichte bietet das kürzlich von Petaev und Wood (1998) gerechnete, fraktionierte Kondensationsmodell "CWPI" (condensation with partial isolation). In diesem Modell wird bei jedem abnehmenden Temperaturintervall ein definierter Teil – der so genannte Isolationsgrad " $\xi$ " – der kondensierten Materie als chemisch inert gegen den verbleibenden Nebel angenommen. Dadurch verarmte die Gasphase mit sinkender Temperatur zunehmend an refraktären Elementen, beziehungsweise an den Elementen, die bevorzugt in früh kondensierende Phasen eingebaut werden. Petaev und Wood (1998) konnten zeigen, dass dieser Mechanismus schon bei geringen Isolationsgraden  $\xi > 0,47\%$  freies  $\text{SiO}_2$  als ein spätes Kondensat produzieren kann.  $\text{SiO}_2$ -reiche Precursor könnten demnach durch fraktionierte Kondensation entstanden sein.

### Reduktion – Sulfurisierung – Oxidation

Das  $\text{SiO}_2$  kann außerdem durch Reduktion oder Sulfurisierung aus Olivin oder Pyroxen, beziehungsweise durch Oxidation  $\text{Si}^0$ -reicher Metalle entstanden sein. Prinzipiell können diese chemischen Reaktionen im solaren Nebel abgelaufen sein. Jedoch deuten petrographische und petrologische Merkmale hauptsächlich darauf hin, dass diese Reaktionen sekundär auf dem Mutterkörper stattfanden. Deshalb werden diese Reaktionen im anschließenden Kapitel näher erläutert.

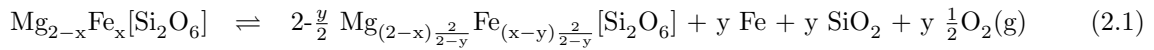
## 2.1.2 Entstehung von $\text{SiO}_2$ auf Mutterkörpern

Für die Entstehung  $\text{SiO}_2$ -reicher Objekte auf Meteoriten-Mutterkörpern werden – wie oben erwähnt – zwei unterschiedliche Modelle vorgeschlagen.

1. Das erste Modell schlägt geringmächtige Magmenkammern kleinräumiger Ausdehnung in seichten Lagen

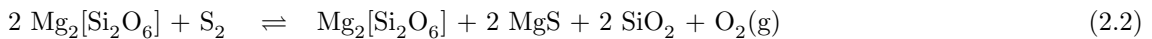
auf undifferenzierten Asteroiden vor, in denen eine fraktionierte Kristallisation zur SiO<sub>2</sub>-Anreicherung führte. Für die Entstehung der Schmelzen werden kurzlebige Radionuklide – im Wesentlichen <sup>26</sup>Al – als Wärmequelle vorgeschlagen, die lokal angereicht waren, oder Impaktereignisse, die Schmelzen erzeugen konnten. Bei der fraktionierten Kristallisation mussten den mafischen Schmelzen bis zu 70 Vol.% Olivin entzogen werden, damit freies SiO<sub>2</sub> in den benötigten Mengen für die SiO<sub>2</sub>-reichen Objekte kristallisieren konnte. Außerdem werden die Schmelzen durch die fraktionierte Kristallisation an inkompatiblen Elementen wie Na angereichert, sowie das Ca/Al-Verhältnis erhöht, so dass zusätzlich Feldspäte kristallisieren sollten. Durch weitere Impaktereignisse wurden anschließend Bruchstücke dieser Magmenkammern ausgesprengt und konnten als Fragmente von neuen, sich bildenden Planetesimalen aufgesammelt und so in das später meteoritische Material eingebaut werden (z.B. Bridges et al., 1995).

2. Im zweiten Modell werden verschiedene chemische Reaktionen für die Entstehung der SiO<sub>2</sub>-reichen Objekte verantwortlich gemacht. Die Gleichung 2.1 stellt als erste Möglichkeit eine RedOx-Reaktion dar, bei der FeO in Pyroxenen durch Erniedrigung der Sauerstoff-Fugazität zu metallischem Fe reduziert wird:



mit x: Menge an oxidiertem Fe im Edukt-Pyroxen und  
y: Menge des reduzierten, metallischen Fe

Es kann leicht überprüft werden, ob diese Reaktion zur Bildung von SiO<sub>2</sub> geführt hat, da das so entstandene SiO<sub>2</sub> immer von Ni-freiem Fe-Metall begleitet sein muss. Eine vergleichbare Reaktion kann auch für die Reduktion von fayalitischem Olivin geschrieben werden, bei der ebenfalls SiO<sub>2</sub> entstehen kann. Eine zweite, ähnliche Reaktion wird von Rubin (1983) für die Bildung von SiO<sub>2</sub> im Enstatit-Chondriten Adhi Kot vorgeschlagen. Bei dieser führt ein zeitweilig hohes pS<sub>2</sub>/pO<sub>2</sub>-Verhältnis zur Reduktion von Enstatit, entsprechend der Reaktion:



Die Edukte dieser Reaktion sind von MgS begleitet, an dem dieser Prozess identifiziert werden kann. Brandstätter und Kurat (1985) erwähnen schließlich noch die Möglichkeit, in FeNi-Metall gelöstes Si<sup>0</sup> zu SiO<sub>2</sub> zu oxidieren. Diese Reaktion wäre dann von Ni-reichem FeNi-Metall begleitet und an diesem zu identifizieren:



mit x: Menge an Si, beziehungsweise O<sub>2</sub> in den Edukt-Phasen

Es ist natürlich gut möglich, dass die verschiedenen Vorkommen SiO<sub>2</sub>-reicher Phasen durch unterschiedliche Mechanismen entstanden sind, und wie am Ende des voran gehenden Kapitels erläutert, ist es prinzipiell möglich, dass alle diese Reaktionen auch im solaren Nebel abliefen.

## 2.2 SiO<sub>2</sub> und seine Polymorphe bei 10<sup>5</sup> Pa

Für die Fragestellungen in meiner Arbeit ist das SiO<sub>2</sub>-Phasendiagramm bei 10<sup>5</sup> Pa mit den drei Niedrigdruck-SiO<sub>2</sub>-Polymorphen Quarz, Tridymit und Cristobalit ausreichend. Denn meteoritische Komponenten – und

damit auch SiO<sub>2</sub> – entstanden im solaren Nebel bei Drücken zwischen 0.1 und 10 Pa und erfuhren erst später im Asteroiden eventuell etwas höhere Drücke von nur wenigen MPa – allerdings waren zu diesem Zeitpunkt die SiO<sub>2</sub>-Phasen schon kristallisiert. In den möglicherweise vorhandenen Magmenkammern müssen die Drücke ebenfalls gering gewesen sein, da sie in seichten Bereich der Asteroiden entstanden sein müssen, damit die gravitativ gesteuerte, fraktionierte Kristallisation ablaufen konnte.

Nachfolgend werden die Struktur, sowie die Stabilitätsbereiche der einzelnen SiO<sub>2</sub>-Polymorphe bei 10<sup>5</sup> Pa beschrieben:

Alle SiO<sub>2</sub>-Polymorphe gehören zu den Tektosilikaten. Das bedeutet, alle vier Ecken eines SiO<sub>2</sub>-Tetraeders sind über diese mit benachbarten Tetraeden verknüpft. Die drei Niedrigdruck-Polymorphe haben – bezogen auf die Temperatur – jeweils eine Hoch- ( $\beta$ ) und eine Tief-Form ( $\alpha$ ). Die Hochformen sind symmetrischer und wandeln sich bei der Abkühlung displaziv in die Tiefform um. Die Umwandlungen zwischen Quarz, Tridymit und Cristobalit sind dagegen rekonstruktiv.

**Quarz:** Der Ausschnitt des Phasendiagramms von SiO<sub>2</sub> bei 10<sup>5</sup> Pa ist in Abbildung 2.1 dargestellt. Unterhalb 1140 K ist Quarz stabil, der bei 847 K eine displazive Phasenumwandlung zwischen der  $\alpha$ - und  $\beta$ -Modifikation durchläuft, jedoch ist  $\beta$ -Quarz unterhalb 847 K nicht stabil, so dass immer  $\alpha$ -Quarz vorliegt.

Quarz ist trigonal als  $\alpha$ - und hexagonal als  $\beta$ -Polymorph. Die höher-symmetrische  $\beta$ -Form besteht aus Tetraeder-Doppelspiralen, die sich um die c-Achse drehen. Der Blick entlang der c-Achse offenbart die hexagonale Symmetrie. Damit alle Ecken eines Tetraeders mit den Ecken anderer verknüpft sind, gehört jeder Tetraeder zwei nebeneinander liegenden Spiralen an. Die Spiralen können sich links- oder rechts herum drehen, weshalb Quarz enantiomorph ist und als Links- und spiegelbildliche Rechtsform auftreten kann. Der trigonale  $\alpha$ -Quarz ist ein leicht deformiertes Derivat der  $\beta$ -Form. Die Winkel zwischen den O-Verbindungen, die den hexagonalen Ring der  $\beta$ -Form bilden, sind beim  $\alpha$ -Quarz nicht mehr alle gleich, so dass die Symmetrie von hexagonal auf trigonal reduziert wird.

Quarz kann in vielfacher Weise verzwilligt sein. Die zwei häufigsten Arten sind die Brazil- und die Dauphiné-Verzwilligung. Beim Brazil-Gesetz sind die beiden enantiomorphen Quarz-Varietäten entlang der {110}-Ebene gespiegelt miteinander verwachsen. Brazil-Zwillinge können durch hohe Scherkräfte oder – mit Blick auf die Meteorite – durch Impaktschocks erzeugt werden (Heaney, pers. Komm). Beim Dauphiné-Gesetz verläuft die Verzwilligung entlang der {112}-Ebene. Sie entstehen unter anderem durch einen gerichteten Druck. Die Domänen der Zwillinge vergrößern sich stark am Übergang von  $\beta$ - zu  $\alpha$ -Quarz. (z.B. Heaney, 1994; Putnis, 1992; Klein und Hurlbut jr., 1993).

**Tridymit:** Oberhalb 1140 K wandelt sich Quarz rekonstruktiv zu Tridymit, der im Quarzfeld metastabil erhalten bleiben kann. Tridymit ist in seiner  $\beta$ -Form ebenfalls hexagonal. Jedoch liegen die Tetraeder in einzelnen Ebenen nebeneinander. Diese verbinden sich zu Sechser-Ringen, wobei die Spitzen benachbarter Tetraeder alternierend einmal nach oben und einmal nach unten zeigen. Jeder Tetraeder ist Teil dreier solcher Sechser-Ringe. In c-Richtung stapeln sich diese Ebenen in einer Abfolge derart, dass sich die Spitzen zweier Tetraeder einen Brückensauerstoff teilen und sich die Basisflächen zweier Tetraeder gegenüber liegen. Die Abfolge kann dementsprechend als A $\forall$ A $\forall$ A $\forall$ ... beschrieben werden (Putnis, 1992; Klein und Hurlbut jr., 1993).

Die polymorphe Variabilität des Tief-Tridymit ist sehr viel komplexer als beispielsweise die von Quarz oder Cristobalit und bis heute nicht vollständig verstanden. Der Tridymit besitzt unterhalb seines Stabilitätsfeldes mindestens 7 metastabile Polymorphe (Tabelle 2.1). Die hexagonale  $\beta$ -Form (HP) wandelt sich bei 733 K in eine weitere hexagonale Struktur (LHP) um, die mit weiter fallender Temperatur drei unterschiedliche orthorhombische Strukturen durchläuft (LHP  $\rightarrow$  OC [673 K]  $\rightarrow$  OC [493]  $\rightarrow$  OS [ $\sim$ 400 K]  $\rightarrow$  OP [428 K]). Unterhalb 295 K treten schließlich drei verschiedene monokline Strukturen (MC und zwei MX-1-Strukturen) auf (z.B. Carpenter, 1985; Withers et al., 1994; Pryde und Dove, 1998). Jedoch können die einzelnen Polymorphe üblicherweise nicht außerhalb ihres engen Stabilitätsfeldes erhalten bleiben.

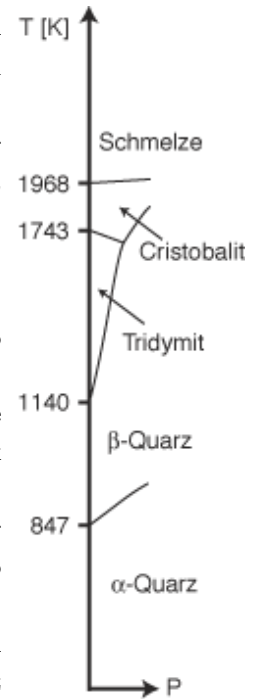


Abbildung 2.1: SiO<sub>2</sub>-Phasendiagramm.

Für die Bildung von Tridymit sind kleinste Verunreinigungen durch beispielsweise Alkalien oder Fe nötig ( $\sim 0.3$  Gew.% genügen), die in natürlichen Systemen immer vorhanden sind (Heaney, 1994 und Zitate darin & Pryde und Dove, 1998).

**Tabelle 2.1:** Stabile und metastabile Tridymit-Polymorphe bei  $10^5$  Pa.

Bezeichnung	Struktur	Temperatur-Stabilität [K]
HP	$P6_3/mmc$	$\geq 733$
LHP	$P6_322$	673 – 733
OC	$C222_1$	493 – 673
OS	orthorhombisch	423 – 463 <sup>1</sup> ; 380 – 453 <sup>1</sup>
OP	$P2_12_12_1$	295 – 428
MC	Cc	$\geq 295$
MX-1	Cc	$\geq 295$
MX-1	C1	$\geq 295$

Diese Tabelle folgt der Zusammenstellung von Pryde und Dove (1998) aus verschiedenen Quellen. <sup>1</sup>Temperaturintervalle unterschiedlicher Autoren.

*Cristobalit:* Oberhalb 1743 K wandelt sich Tridymit rekonstruktiv in Cristobalit um. Wie Tridymit kann Cristobalit bei geringen Temperaturen metastabil erhalten bleiben. Der Cristobalit ähnelt dem Tridymit in seiner Struktur. Wie dessen  $\beta$ -Form besteht der  $\beta$ -Cristobalit aus einzelnen, übereinander gestapelten Ebenen, die genau gleich aufgebaut sind wie beim Tridymit, jedoch in anderer Reihenfolge gestapelt sind, nämlich ABCABCABC... Die B-Ebene ist jedoch nicht wie bei Tridymit gespiegelt auf diese aufgesetzt, vielmehr sind die drei Ebenen A, B und C identisch, jedoch als kubisch dichteste Packung versetzt übereinander gestapelt. Die  $\alpha$ -Form des Cristobalit ist eine deformierte Subart der  $\beta$ -Form, mit einer tetragonalen Symmetrie (z.B. Putnis, 1992; Klein und Hurlbut jr., 1993). Die  $\beta$ -Modifikation kann bis zu etwa 508 K metastabil erhalten bleiben und sich erst dann in  $\alpha$ -Cristobalit umwandeln. Vollständig reines  $\text{SiO}_2$  überspringt beim Heizen den Tridymit und wandelt sich bei etwa 1323 K direkt in Cristobalit um. Bei 1986 K schmilzt Cristobalit kongruent.

Das  $\text{SiO}_2$ -System bei  $10^5$  Pa ist dazu geeignet, die Minimaltemperatur eines Systems anzugeben und dessen Abkühlrate abzuschätzen. Auf der Erde treten Tridymit und Cristobalit hauptsächlich in rasch abkühlenden Laven auf. Aus langsam abkühlenden Magmen ist weder Tridymit noch Cristobalit bekannt. Außerhalb seines Stabilitätsfeldes kann Cristobalit bei der Diagenese entstehen (Heaney, 1994, und Zitate darin), durch Heizung von Glas, Coesit oder Tridymit oberhalb 1473 K (Rehfeldt et al., 1986; Gillet et al., 1990) oder durch Druckentlastung aus Hochdruck ( $\geq 35$  GPa)  $\text{SiO}_2$ -Phasen (Tsuchida und Yagi, 1990). Nahezu alle diese Bedingungen sind auf Asteroiden nicht realisiert.

## 2.3 Definition $\text{SiO}_2$ -reicher Objekte (SRO)

In meiner Arbeit untersuche ich die Bildung  $\text{SiO}_2$ -reicher Phasen im frühen Sonnensystem. Dazu ist als erstes eine Definition nötig, welche Objekte unter diese Rubrik fallen sollen. Die meisten  $\text{SiO}_2$ -reichen Objekte (SRO), die ich untersucht habe, enthalten die Paragenese Pyroxen –  $\text{SiO}_2$ . Wenn freies  $\text{SiO}_2$  in diesen Objekten vorhanden ist, muss die Gesamt-Zusammensetzung dieses Systems in der  $\text{SiO}_2$ -Übersättigung liegen. Diese ist erreicht, wenn im System Ferrosilit –  $\text{SiO}_2$  der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt mehr als 45.54 Gew.% und im System Enstatit –  $\text{SiO}_2$  der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt mehr als 59.85 Gew.% beträgt. Da die meisten Pyroxene einen eher geringen Ferrosilit-Anteil enthalten, sollen nur diejenigen Objekte als SRO bezeichnet werden, deren Gesamt- $\text{SiO}_2$ -Gehalt mehr als 60 Gew.% beträgt. Wenige Ausnahmen sind mit knapp unterhalb 60 Gew.%  $\text{SiO}_2$  FeO-reiche SRO, die dann trotzdem zu den SRO gezählt werden sollen. Zum Vergleich enthalten die normalen Chondren üblicherweise

eine mafische Zusammensetzung mit  $\sim 45$ – $55$  Gew.%  $\text{SiO}_2$  (Brearley und Jones, 1998, und Zitate darin), also deutlich weniger  $\text{SiO}_2$  als die SRO.

Einige Chondren enthalten freies  $\text{SiO}_2$  in ihrer Mesostasis, das als letztes Produkt der Kristallisation einer mafischen Chondre entstand (Kapitel 2.1.1). Dieses Auftreten soll nicht unter die Kategorie “freies  $\text{SiO}_2$ “, beziehungsweise “ $\text{SiO}_2$ -reiches Objekt“ fallen; deren  $\text{SiO}_2$ -Gesamt-Konzentration liegt auch grundsätzlich deutlich unterhalb 60 Gew.%.

# Kapitel 3

## Methodik

### 3.1 Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS)

Die eingesetzte Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) stammt von der Firma JEOL und ist vom Typ JXA-8900RL, Baujahr 1997 (Abbildung 3.1). Die EMS besitzt 5 Kristallspektrometer zur wellenlängendispersiven Analytik und einen SiLi-Halbleiterdetektor zur energiedispersiven Analyse (EDS). Es wurden 11 Elemente analysiert, deren kosmochemischer Charakter in Tabelle 3.1 wiedergegeben ist. Alle quantitativen Mineralanalysen wurden mit den winkeldispersiven Spektrometern durchgeführt, bei einer Beschleunigungsspannung von 15 kV und einem Strahlstrom von 20 nA. Die Proben waren ca. 30  $\mu\text{m}$  dünne, polierte Schiffe. Die Proben wurden mit Kohlenstoff bedampft und mit einem Cu-Klebestreifen mit dem Probenschlitten verbunden, damit der Stromabfluss über die Probenoberfläche gewährleistet war. Die Röntgenstrahlung wurde mit Gasdurchflusszählern detektiert. Zählzeit und Analysatorkristalle für die gemessenen Elemente sind Tabelle 3.2 zu entnehmen. Die Backgroundzählzeit betrug jeweils die Hälfte der Peakzählzeit. Die EMS wurde vor jedem Messtag anhand oxidischer und silikatischer Standards kalibriert (Tabelle 3.2), die von P & H Developments vertrieben werden, beziehungsweise synthetisiert und in einem Ringversuch bestimmt wurden (Jochum et al., 2000). Die Matrixkorrektur wurde mit dem ZAF-Algorithmus berechnet. Die Nachweisgrenzen der einzelnen Elemente können Tabelle 3.2 entnommen werden. Diese habe ich wie folgt berechnet: (1) Als erstes wurde der Background links und rechts des gemessenen Element-Peaks fünf Mal aufgenommen. (2) Da der linke und rechte Background unterschiedlich hoch sind, wurden als nächstes die Mittelwerte aus den linken und rechten Background-Zählraten berechnet. (3) Aus diesen Mittelwerten wurde sodann die Standardabweichung bestimmt. (4) Im letzten Schritt wurde diese Standardabweichung mal drei genommen und damit die Nachweisgrenze berechnet. Alle Messungen wurden am Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln durchgeführt.



**Abbildung 3.1:** Die Elektronenstrahl-Mikrosonde im Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln.

**Tabelle 3.1:** Kosmochemischer Charakter der analysierten Elemente

kosmochemischer Charakter	lithophile Elemente	siderophile Elemente
refraktär	Ca, Al, Ti	
moderat	Si, Mg, Cr	Fe, Ni
volatil	Na, Mn, K	

Nach: Palme (2000).

**Tabelle 3.2:** Messbedingungen für die Elektronenstrahl-Mikrosonde

Element	Standard	Kristall	Zählzeit	NG <sup>1</sup>
Si	Klinopyroxen	TAP	10 s	0.049
Ti	Rutil	PETJ	20 s	0.033
Al	Korund	TAP	10 s	0.013
Cr	Eskolaït	LiFH	15 s	0.044
Fe	Olivin	LiF	10 s	0.042
Mn	Rhodonit	LiF	20 s	0.034
Ni	Bunsenit	LiFH	15 s	0.043
Mg	Periklas	TAP	10 s	0.047
Ca	Klinopyroxen	PETJ	10 s	0.026
Na	Albit	TAP	10 s	0.088
K	Orthoklas	TAP	10 s	0.026

*TAP:* Thallium-Phtalat-Säure, *LiF:* Lithium-Fluorid, *PETJ:* Penta-Erythritol mit hoher Reflektivität, *LiFH:* Lithium-Fluorid high intensity (kleinerer Rowland-Kreis) <sup>1</sup>Nachweisgrenze; gültig für das jeweilige Oxid.

### 3.2 Mineralformelberechnung

Alle Minerale habe ich mit einem selbst geschriebenen EXCEL-Programm berechnet und folgende Mineralparameter für die Berechnungen verwendet:

- Olivin: 4 Sauerstoffe
- Pyroxen: 6 Sauerstoffe
- Quarz: 2 Sauerstoffe
- Feldspat: 8 Sauerstoffe;  $Fe = Fe_{tot} = Fe^{2+} + Fe^{3+}$
- Spinell: 4 Sauerstoffe

Alle Mineral-Abkürzungen folgen den Vorschlägen von Kretz (1983) und den Erweiterungen von Bucher und Frey (1994). Mineral-Abkürzungen, die dort nicht aufgeführt sind, werden im Text erläutert. Die verwendeten Abkürzungen von Kretz (1983) und Bucher und Frey (1994) sind zur Erinnerung im Anhang aufgeführt.

### 3.3 Sekundärionen Massen-Spektrometer (SIMS)

Mit dem Sekundärionen Massen-Spektrometer (SIMS) – oder kurz der “Ionensonde” – werden Elemente gemessen, die sich mit der EMS nicht messen lassen, da die Matrixkorrektur unzufrieden stellende Ergebnisse liefern würde und/oder die Konzentrationen der zu messenden Elemente im  $\mu\text{g/g}$ - bis  $\text{ng/g}$ -Bereich liegen, der mit der EMS nicht erreicht werden kann.



**Abbildung 3.2:** Das Cameca ims 3f SIMS am Max-Planck-Institut für Geochemie in Mainz.

Ich habe einmal mit der Ionensonde am Max-Planck-Institut für Geochemie in Mainz Seltene Erden (SEE) gemessen und als zweites B, Li und Be mit der Ionensonde am Mineralogischen Institut der Universität Hei-



delberg. Beide Geräte sind baugleiche Sonden der Firma Cameca vom Typ ims 3f (Abbildung 3.2).

Da die Proben im SIMS Teil der Immersionslinse werden, müssen sie mit einer elektrisch leitenden, etwa 60 nm dünnen Goldschicht besputtert werden. Als Primärstrahlionen im SIMS dienen Sauerstoffionen, die in der Ionenquelle durch eine Gasentladung erzeugt werden. Eventuell vorhandenes Wasser wird an eine Kältefalle gefroren, die gegenüber der Probe montiert ist und mit Flüssigstickstoff gekühlt wird. Die genauen Messbedingungen für die SEE-Messungen können Zinner und Crozaz (1986) entnommen werden. Die Messbedingungen für die leichten Elemente Li, Be und B sind in Marschall et al. (2003) dokumentiert.

Die Berechnung der Konzentration eines gemessenen Elements erfolgt nach der Gleichung 3.1. Die Zählraten auf zwei Messpunkten mit derselben Konzentration eines Elements sind nicht identisch. Das liegt beispielsweise an Schwankungen des Primärstrahl-Stroms. Deshalb muss eine Referenz bekannter Konzentration auf jedem Messpunkt mit gemessen werden. In dieser Arbeit wurde für alle Analysen  $^{30}\text{Si}$  als Referenz verwendet, das aus den  $\text{SiO}_2$ -Gehalten errechnet wurde, die ich zuvor an der EMS gemessen habe.

Die Zählraten für verschiedene Elemente gleicher Konzentration sind unterschiedlich. Deshalb ist ein Korrekturfaktor nötig, um das analysierte Element mit der Referenz zu korrelieren. Dieser Empfindlichkeitsfaktor (EF) genannte Korrekturfaktor wird auf Standardmaterialien bestimmt, von denen die Gehalte des später zu analysierenden Elements und des später verwendeten Referenzisotops bekannt sind.

$$C_A = \frac{I_{S(A)} \cdot \mathcal{H}_{(\mathcal{R})} \cdot U_{(A)}}{I_{S(\mathcal{R})} \cdot \mathcal{H}_{(A)} \cdot U_{(\mathcal{R})} \cdot \mathcal{EF}} \cdot C_{\mathcal{R}} \quad (3.1)$$

**Gleichung 3.1:**  $C_A$  = Konzentration des analysierten Elements [ $\mu\text{g/g}$ ],  $C_{\mathcal{R}}$  = Konzentration des Referenz-Elements [Gew.%],  $I_{S(A)}$  = Sekundärionenintensität des analysierten Ions [cps],  $I_{S(\mathcal{R})}$  = Sekundärionenintensität des Referenz-Ions [cps],  $\mathcal{H}_{(A)}$  = relative Häufigkeit des analytischen Isotops,  $\mathcal{H}_{(\mathcal{R})}$  = relative Häufigkeit des Referenz-Isotops,  $U_A$  = Atommasse des analysierten Elements,  $U_{\mathcal{R}}$  = Atommasse des Referenz-Elements,  $\mathcal{EF}$  = relativer Empfindlichkeitsfaktor.

### 3.4 Mikro-Raman-Spektrometrie (MRS)

Fast alle Mikro-Raman-Untersuchungen wurden mit dem Jobin Yvon (Horiba) LabRam HR800 System an der Universität Mainz durchgeführt (Abbildung 3.3). Dieses MRS besitzt ein Olympus BX41 Mikroskop mit einem Revolver, in den 10x-, 50x- und 100x-Objektive eingeschraubt sind. Mit dem 100x-Objektiv wird eine laterale Auflösung  $\approx 1.5 \mu\text{m}$  erreicht. Die Wellenlängen-Genauigkeit beträgt  $0.5 \text{ cm}^{-1}$  und die spektrale Auflösung ebenfalls  $0.5 \text{ cm}^{-1}$ . Die elastische Streuung des Lasers wurde mit einem Notch-Filter weitgehend ausgeschnitten. Das verwendete Beugungsgitter enthält 1800 Schlitze/mm. Analysiert wurde mit einem Si-basierten charge-coupled device (CCD)-Detektor. Angeregt wurde mit einem roten (He-Ne, 632.8 nm, 3-8 mW), grünen (Argon, 514.5 nm, 3-8 mW) oder blauen Laser (Argon, 488.0 nm, 3-8 mW). Die Laser-Wellenlänge wurde jeweils so gewählt, dass möglichst wenig bis keine Lumineszenz auftrat. Das Spektrometer wurde vor jeder genauen Messung geeicht. Zusätzlich wurden einige Experimente mit einem Heiz-Kühl-Tisch-MRS am Institut für Mineralogie und Petrologie der Karl-Franzens-Universität Graz durchgeführt. Dazu wurden die Proben vom Schliffräger gelöst und auf dem Heiz-Kühl-Tisch in einem Temperaturintervall von 273 bis 493 K untersucht.



**Abbildung 3.3:** Das Mikro-Raman-Spektrometer am Institut für Geowissenschaften – Mineralogie an der Universität Mainz.

### 3.5 Transmissionselektronen-Mikroskopie (TEM)

#### Ionendünnung

Da beim TEM Elektronen die Probe durchstrahlen, darf diese für die Untersuchungen nur noch wenige Elementarzellen dünn sein. Bei zu dicken Proben besteht die Gefahr, dass die Probe nicht mehr durchstrahlbar ist, oder zwei Minerale übereinander liegen. Deshalb muss die Probe zuerst gedünnt werden. Dazu habe ich aus einem Dünnschliff 3 mm durchmessende Präparate mit einem Ultraschallbohrer ausgebohrt und auf ebenfalls 3 mm durchmessende Mo- oder Cu-Netz aufgeklebt. Für die Ionendünnung habe ich fast ausschließlich die resistenteren Mo-Netze verwendet. Die Ionendünnung erfolgte dann mit einer Gatan DuoMill, Modell 600N-D (Abbildung 3.4).



**Abbildung 3.4:** Die Gatan DuoMill am II. Physikalischen Institut der Universität zu Köln.



**Abbildung 3.5:** Das CM30 TEM am Institut für Anorganische Chemie der Universität Bonn.

Überwachung setzt voraus, dass die Probe zuvor sauber dokumentiert wurde. Konkret habe ich von den ausgebohrten Proben am EMS ein großes Mosaik aus BSE-Bildern zusammengesetzt. Zusätzlich habe ich Elementkarten der Proben mit den fünf Elementen Si, Al, Mg, Ca und Ni erstellt. Diese Karten ermöglichten die chemische Identifizierung der einzelnen Komponenten des BSE-Mosaiks. Schließlich ist bei der fertig gedünnten Probe eine genaue Dokumentation der am TEM zu untersuchenden Löcher und eine Übersicht über die gesamte Probe nötig, da das Gerät nur einen Hell-/Dunkelkontrast zwischen Probe und Loch abbildet.

Damit die oberen, zuvor als Rückstreuelektronen-Bilder dokumentierten Probenflächen unverändert blieben, habe ich die Proben ausschließlich von unten gedünnt. Für den Dünnungsprozess rotierte die Probe über einem Strahl aus  $\text{Ar}^+$ -Ionen. Diese wurden mit einer Energie von 4.5 keV beschleunigt, wobei der  $\text{Ar}^+$ -Fluss automatisch bei 1 mA Strahlintensität gehalten wurde. Der  $\text{Ar}^+$ -Strahl traf unter einem Winkel zwischen  $14^\circ$  und  $12^\circ$  auf die Probe; dabei stellte ich  $14^\circ$  für die ersten 60 bis 70% der Dünnzeit ein, um einen zügigen Dünn-Fortschritt zu erzielen und für die restliche Zeit  $12^\circ$ , um eine möglichst breite, dünne Zone zu erhalten. Je nach Probendicke entstehen nach 10 bis 50 Stunden erste Löcher in der Probe. Diese sind gewünscht, da sich die Probe zum Loch keilförmig verdünnt. Erst direkt am Lochrand ist die Probe ausreichend dünn, um von den Elektronen durchstrahlt zu werden. Leider ist es nicht möglich, die Löcher gezielt entstehen zu lassen. Deshalb war es nötig, den Dünnungsprozess zu überwachen. Mit einem einfachen Mikroskop oberhalb der Dünnungskammer kann beobachtet werden, ob schon Löcher in der Probe sind. Ist das der Fall, mussten ab diesem Moment die Dünnungsintervalle auf 30 bis 60 Minuten verkürzt werden. Nach einem Intervall wird die Probe ausgebaut und licht- sowie elektronenmikroskopisch daraufhin untersucht, ob die gewünschten Untersuchungsstellen in der Probe schon am Rande eines Loches liegen. Diese

Die einzige Möglichkeit sich zurecht zu finden sind deshalb die Konturen der Löcher in der Probe. Dieser sehr aufwändige Präparationsprozess konnte für eine einzelne Probe durchaus bis zu zwei Wochen in Anspruch nehmen.

Von einer Probe (Knyahinya) wurde ein Körnerpräparat hergestellt. Dazu wurde ein Stück von der Probe mit dem Diamantmesser abgeschnitten und anschließend zwischen zwei Glasplättchen zerdrückt. Dabei entstehen nm-winzige Splitter, die an den Rändern oder als Ganzes ausreichend dünn sind, um mit dem TEM untersucht zu werden. Diese Splitter wurden anschließend auf ein Netz geklebt.

### TEM-Untersuchungen

Die TEM-Untersuchungen habe ich an zwei Geräten des Instituts für Anorganische Chemie der Universität Bonn durchgeführt. Das kleinere der beiden ist ein Phillips EM400 mit 120 kV und das größere ein Phillips CM30 mit 300 kV Beschleunigungsspannung. Beide Geräte sind zusätzlich mit einem energiedispersiven Detektor bestückt. Das EM400 verfügt ausschließlich über eine Plattenkamera, beim CM30 wurde kürzlich noch eine Digitalkamera installiert. Ich habe Hell- und Dunkelfeldaufnahmen, Hochauflösung und Beugungsbilder (SAED) aufgenommen. Diese liegen teils auf normalem Film, aber auch auf Digitalbildern vor.

Das CM30 verfügt zusätzlich über einen Kühthalter. Dieser wird mit flüssigem Stickstoff betankt und hält die Probe konstant auf etwa 100 K. Der Kühthalter war zur Untersuchung der SiO<sub>2</sub>-Phasen dringend notwendig, da diese teilweise innerhalb von Sekunden unter dem Elektronenbeschuss amorphisierten. Selbst mit dem Kühthalter verlängerte sich die Untersuchungszeit nur wenig. Am kleineren Gerät stand etwas mehr Zeit zur Verfügung, bis die Probe amorphisierte, etwa ein bis zwei Minuten; dafür war keine vernünftige Hochauflösung möglich.

## 3.6 Rasterelektronenmikroskopie (REM)

Viele BSE-Bilder (BSE: back-scattered-electrons) wurden mit einem JEOL-REM des Typs JSM-5900 (BJ 2001) am Hawai'i Institute for Geophysics and Planetary Sciences an der University of Hawai'i at Manoa aufgenommen. Die Proben wurden für die Aufnahmen mit Kohlenstoff bedampft und mit Kohlenstoff-Klebebänder elektrisch leitend mit dem Probenhalter verbunden, damit der Stromabfluss der auftreffenden Elektronen gewährleistet war. Die Anregungsspannung betrug zwischen 20 und 30 kV und die Spotsize 53. Der Strahlstrom wird an diesem Gerät nicht mehr manuell eingestellt. Der Probenabstand vom Detektor betrug etwa 12 mm. Die Bilder wurden mit einer Auflösung von 254 dpi und einer Größe von 1280 x 960 Pixeln digital abgespeichert und in die Arbeit eingebunden. Die restlichen BSE-Bilder wurden mit der EMS aus Kapitel 3.1 aufgenommen.

## 3.7 Fotodokumentation

### Lichtmikroskop-Bilder

Für die Lichtbilder habe ich das Leica DMRX Mikroskop am Institut für Mineralogie und Geochemie an der Universität zu Köln verwendet. In den Tubus dieses Mikroskops kann eine digitaler Photoautomat vom Typ Olympus DP10 eingesteckt werden. Mit diesem habe ich die Bilder für die Arbeit direkt digital aufgenommen.

### Gewöhnliche Lichtbilder

Die gewöhnlichen Lichtbilder habe ich mit meiner digitalen Canon PowerShot G2-Camera in Kombination mit einer Profi-Blitzanlage aufgenommen. Die Auflösung der Bilder beträgt 2272 × 1704 Pixel.



# Kapitel 4

## Auftreten und Bildung von $\text{SiO}_2$ in kohligen Chondriten

### 4.1 Bisherige Arbeiten

Freies  $\text{SiO}_2$  wurde in kohligen Chondriten bisher äußerst selten gefunden und dementsprechend selten beschrieben. Nur ein Artikel von Olsen (1983) beschäftigt sich mit dem Auftreten von freiem  $\text{SiO}_2$ . Ein zweiter von Krot et al. (2000a) behandelt  $\text{SiO}_2$ -reiche Objekte als einen Teilaspekt. Weitere Beschreibungen sind ausschließlich in Abstracts zu finden. Am weitest häufigsten treten SRO in den CH-Chondriten auf und daneben als SRO-ähnliche Objekte in den CR-Chondriten. In allen anderen kohligen Chondriten sind SRO zweifellos eine Ausnahme (Tabelle 4.1).

Olsen (1983) beschreibt in seiner Arbeit zwei Chondren mit freiem  $\text{SiO}_2$  im CM2-Chondriten Murchison. Die Gesamt- $\text{SiO}_2$ -Konzentrationen dieser Chondren betragen 58.24, beziehungsweise 56.89 Gew.%. Beide Chondren enthalten praktisch kein FeO, dafür signifikante Mengen an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (7.27 & 17.04 Gew.%) und CaO (3.37 & 8.71 Gew.%). Olsen (1983) interpretiert die Entstehung des  $\text{SiO}_2$  in diesen Chondren aus einer Residualschmelze nach der Gleichgewichtskristallisation einer ursprünglichen Chondrenschmelze. Für diesen Prozess ist eine mehrstufige Abkühlung notwendig, mit einer isothermen Stufe bei mittleren Temperaturen, welche die Gleichgewichtseinstellung ermöglicht. Olsen (1983) verweist dabei auf das dreistufige, experimentell bestimmte Modell von Planner und Keil (1982), mit dem sie diesen Prozess erklären. Dieses Modell verläuft in folgenden Stufen: (1) Zuerst eine relativ schnelle Abkühlung bis etwa 1570 K. (2) Dann bleibt die Temperatur eine Zeit lang konstant und (3) sinkt schließlich sehr rasch um mehrere Hundert Kelvin ab. Die runden Formen des  $\text{SiO}_2$  in der ersten Chondre erklärt Olsen (1983) durch eine mögliche liquide Entmischung. Diese Chondre hat außerdem eine ungewöhnliche Zonierung, da sich das spät kristallisierende  $\text{SiO}_2$  außen befindet und der Pyroxen innen. Die zweite Chondre zeigt keine dieser beiden Merkmale. Der wichtige Schluss der Arbeit von Olsen (1983) ist, dass er den Entstehungsort dieser beiden Chondren in den solaren Nebel verlegt und nicht auf den Mutterkörper.

Nazarov et al. (1998) und Kurat et al. (1999) beschreiben in zwei Abstracts einen ungewöhnlichen DI im CV3-Chondriten Bali, der freies  $\text{SiO}_2$  enthält. Allerdings handelt es sich dabei nicht um reines  $\text{SiO}_2$ , vielmehr enthält es zum Teil beträchtliche Mengen an Spurenelementen, unter anderem zwischen 3 und 8 Gew.% NiO. Die etwa 10-50  $\mu\text{m}$  großen  $\text{SiO}_2$ -Körner sind mit Wollastonit, Andradit und Ca-reichem Pyroxen verwachsen und von einem Mantel aus zwei aufeinander folgenden Schichten von zuerst Hedenbergit und dann Salit oder Diopsid umgeben. Beide Autoren-Kollektive interpretieren die Entstehung dieses  $\text{SiO}_2$  durch sekundäre Alteration, die jedoch nicht auf dem Mutterkörper, sondern noch im solaren Nebel stattgefunden haben muss. Der gesamte DI kann wahrscheinlich nicht als SRO betrachtet werden, da dieser vermutlich deutlich weniger  $\text{SiO}_2$  als 60 Gew.% hat. Dark inclusions gelten jedoch als lockere Zusammenballungen feiner

**Tabelle 4.1:** Auftreten von freiem  $\text{SiO}_2$  in verschiedenen kohligen Chondriten.

Meteorit	Typ	Literatur
Acfer 182	CH	Bischoff et al. (1993b); Petaev und Krot (1999); Krot et al. (2000a)
ALH 85085	CH	Krot et al. (2000a)
PCA 91467	CH	Krot et al. (2000a)
RKP 92435	CH	Krot et al. (2000a)
NWA 470	CH	Petaev et al. (2001)
El Djouf 001	CR	Krot et al. (2000b)
EET 87747	CR	Krot et al. (2000b)
EET 87770	CR	Krot et al. (2000b)
GRA 95229	CR	Krot et al. (2000b)
PCA 91082	CR	Krot et al. (2000b)
MAC 87320	CR	Krot et al. (2000b)
Acfer 209	CR	Krot et al. (2003)
Murchison	CM2	Olsen (1983)
Bali	CV3	Nazarov et al. (1998); Kurat et al. (1999)
Acfer 094	C2-ungr	Newton et al. (1995)

*ALH:* Allan Hills; *EET:* Elephant Moraine; *NWA:* Northwest Africa; *PAT:* Patuxent Range; *PCA:* Pecora Escarpment; *RKP:* Reckling Peak.

Kristalle und so können die einzelnen,  $\text{SiO}_2$ -haltigen Bereiche jeder für sich als SRO angesehen werden, die vor der Agglomeration des DI entstanden und erst dann in diesen inkorporiert wurden.

Newton et al. (1995) beschreiben eine  $\sim 1$  mm große Chondre im ungruppierten C2-Chondriten Acfer 094, mit einer Pragenese bestehend aus  $\text{Fa}_{88}$  und  $\text{SiO}_2$  und eingebettet in eine FeO- und  $\text{SiO}_2$ -reiche Mesostasis. Das  $\text{SiO}_2$  wurde mikroskopisch als Tridymit identifiziert. Über die Bildung dieser Chondre wird weiter nichts gesagt.

In jüngster Zeit wurden auffallend viele Chondren und Fragmente mit freiem  $\text{SiO}_2$  in den miteinander verwandten CH- und CR-Chondriten gefunden. In der ersten petrographischen und petrologischen Beschreibung des CH-Chondriten Acfer 182 durch Bischoff et al. (1993b) werden schon Chondren mit freiem  $\text{SiO}_2$  erwähnt. Allerdings wird deren Bildung nicht weiter diskutiert. Petaev und Krot (1999) beschäftigen sich in einem Abstract mit dem Problem,  $\text{SiO}_2$  in den nötigen Mengen in den SRO anzureichern. Als Lösung schlagen sie ein Modell vor, in dem zuerst über einen fraktionierten Kondensationsprozess – entsprechend den Rechnungen von Petaev und Wood (1998) –  $\text{SiO}_2$  im Nebel angereichert wird, das dann als Precursor für die SRO dient. In einem zweiten Abstract beschreiben Petaev et al. (2001) einen SRO im CH-Chondriten NWA 470. Dessen  $\text{SiO}_2$  enthält allerdings bis zu 4 Gew.% Spurenelemente, wie beispielsweise  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO und MgO. Als weitere Phasen enthalten diese SRO Orthopyroxene mit relativ hohen MnO-Gehalten und hohen MnO/FeO-Verhältnissen  $\gtrsim 1$ . Diese Mn-Anreicherung, sowie die SRO werden von Petaev und Wood (1998) ebenfalls durch eine fraktionierte Kondensation erklärt, die Precursor für spätere Chondren produziert.

In einem weiteren Artikel beschreiben Krot et al. (2000a) in vier verschiedenen CH-Chondriten FeO-reiche, kryptokristalline und silikatische Chondren mit runden bis idiomorphen FeNi-Metallen und teilweise freiem  $\text{SiO}_2$ , das oftmals als kugelige Phasen in diesen Chondren auftritt. Die Gesamt- $\text{SiO}_2$ -Gehalte dieser Chondren liegen zwischen 55.1 und 64.5 Gew.% und sie dürfen deshalb durchaus als SRO oder zumindest als SRO-ähnlich bezeichnet werden. Denn durch die hohen Gesamt-FeO-Gehalte zwischen 9.9 und 17.0 Gew.% wird die  $\text{SiO}_2$ -Sättigung schon bei geringeren  $\text{SiO}_2$ -Konzentrationen erreicht (Kapitel 2.3). Diese SRO kennzeichnen niedrige Konzentrationen refraktärer Elemente wie Ca, Al und Ti bei gleichzeitig hohen Konzentrationen volatiler Elemente wie Mn, Cr und Na. Die Entstehung dieser Chondren erklären Krot et al. (2000a) mit einem fraktionierten, oxidierten Precursor-Material, das im solaren Nebel einige Zeit über den Liquidus aufgeheizt

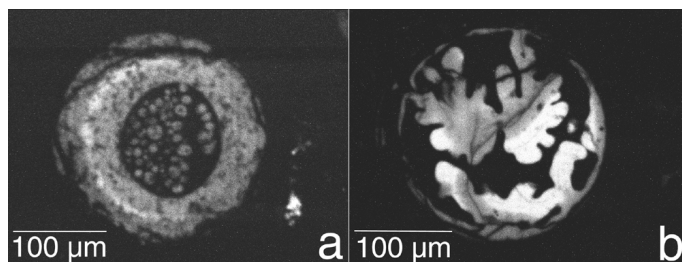
wurde, wodurch die kryptokristalline Struktur entstand. Das Kugel-förmige  $\text{SiO}_2$  in diesen Chondren erklären Krot et al. (2000a) entweder durch liquide Entmischung – die allerdings eher bezweifelt wird – oder durch unvollständige Mischung der  $\text{SiO}_2$ - und Silikat-Schmelze.

In vielen CR-Chondriten haben einige Typ I-Chondren eine zonierte Struktur. Der Kern besteht üblicherweise aus Olivin, Ni-reichem Metall und einer refraktären Mesostasis und der meist magmatische Rand enthält Pyroxen, Ni-armes Metall und eine volatil-reiche Mesostasis (z.B. McSween jr., 1977b; Weisberg et al., 1988). Die Tabelle 4.1 listet CR-Chondrite auf, in denen solche zonierte Typ I-Chondren bisher gefunden wurden. Krot et al. (2000b, 2003) erklären die Bildung dieser Ränder durch Kondensation volatiler Elemente und  $\text{SiO}_2$  aus einem fraktionierten Nebel auf zuvor gebildete Typ I-Chondren. Die genaue Bildung der Ränder bleibt jedoch unklar. Entweder kondensierten diese als festes Material oder direkt als Schmelze. In jedem Fall müssen die magmatischen Ränder einmal geschmolzen gewesen sein, ohne dabei mit dem Kern äquilibriert zu haben (Krot et al., 2003).

Als bemerkenswertes Resumé verlegen all die bisherigen Arbeiten den Bildungs-Ursprung der SRO und ähnlicher Objekte in den solaren Nebel und nicht auf die Mutterkörper.

## 4.2 Allgemeine Charakteristika und Petrographie

Alle untersuchten Proben sind gewöhnliche Dünnschliffe, die mit Epoxidharz, Crystalbond oder Superglue auf Glasträger aufgeklebt wurden und 20 bis 30  $\mu\text{m}$  dünn sind. Jeden Schliff habe ich sorgfältig petrographisch mit dem Polarisations- und Rasterelektronenmikroskop, sowie petrologisch mit der Elektronenstrahlmikrosonde dokumentiert und untersucht. Zusätzlich habe ich MRS-, SIMS- und TEM-Untersuchungen an ausgewählten SRO durchgeführt. Am einfachsten lassen sich die SRO anhand von Si-Element-Karten der Schliffe finden oder mit Hilfe der Kathodolumineszenz (KL), da  $\text{SiO}_2$  im KL-Detektor hell erscheint (Abbildung 4.1).



**Abbildung 4.1:** Kathodolumineszenz-Bilder zweier SRO in Acfer 182. Die beiden Bilder entsprechen den BSE-Bildern a und b in Abbildung 4.3.

Für die Arbeit habe ich primär Proben ausgewählt, in denen schon einmal  $\text{SiO}_2$  gefunden wurde. Zusätzlich habe ich im CV3-Chondriten Allende und Efremovka, sowie im CB-Chondrit Hammadah al Hamra (HaH) 237 nach  $\text{SiO}_2$  gesucht, aber keines gefunden (Tabelle 4.2). Die Bali-Schliffe wurden mir vom Naturhistorischen Museum in Wien zur Verfügung gestellt, deren Mitarbeiter das  $\text{SiO}_2$  in einem dieser Schliffe beschrieben haben (Nazarov et al., 1998; Kurat et al., 1999). Leider konnte der Schliff mit dem  $\text{SiO}_2$  nicht mehr gefunden werden. Die drei anderen von mir untersuchten Bali-Schliffen enthielten kein  $\text{SiO}_2$ . Ebenso konnte der Schliff von Olsen (1983) nicht mehr aufgetrieben werden. Die Suche in vier anderen Murchison-Proben verlief ergebnislos. Dafür war es nicht schwierig, SRO in CR- und vor allem CH-Chondriten zu finden. In insgesamt 7 Schliffen habe ich 30 SRO gefunden, davon 29 in den CH-Chondriten. Im Folgenden werden nur die Chondrite beschrieben, in denen ich SRO gefunden habe, das heißt, nur die CH- und CR-Chondrite. Diese beiden und die CB-Chondrite sind miteinander verwandt und im so genannte “CR-Clan“ gruppiert (Weisberg et al., 2001). Der CR-Clan und dessen Charakteristika werden deshalb im nächsten Abschnitt kurz dargestellt.

### Der CR-Clan

Die CR- CH- und  $\text{CB}^1$ -Chondrite sind sich in der chemischen Zusammensetzung ihrer Silikate sehr ähnlich. Zusätzlich gleichen sich die CH- und CB-Chondrite in ihrem ungewöhnlich hohen Metall-Überschuss, korre-

<sup>1</sup>Die CB-Chondrite haben sich noch nicht allgemein als eigene Gruppe etabliert, jedoch wurde der Begriff schon von einigen Bearbeitern verwendet (z.B. Krot et al., 2002; Greshake et al., 2002). Als synonyme Bezeichnung liest man oft “Bencubbin-ähnliche“ Chondrite, entsprechend dem Namensgeber der CB-Chondrite. Der Name “CB“ wurde von Weisberg et al. (2001) vorgeschlagen.



**Tabelle 4.2:** In dieser Arbeit untersuchte, kohlige Chondrite.

Meteorit	Typ	Anzahl	Quarz	Tridymit	Cristobalit	Glas	berichtet
Allende	CV	1	-	-	-	-	nein
Bali	CV	3	-	-	-	-	ja
Efremovka	CV	1	-	-	-	-	nein
Murchison	CM	4	-	-	-	-	ja
Acfer 209	CR	3	-	ja	ja	-	ja
Acfer 182	CH	3	ja	ja	ja	ja	ja
PAT 91546,23	CH	1	n.u.	n.u.	n.u.	n.u.	ja
HaH 237	CB	2	-	-	-	-	nein

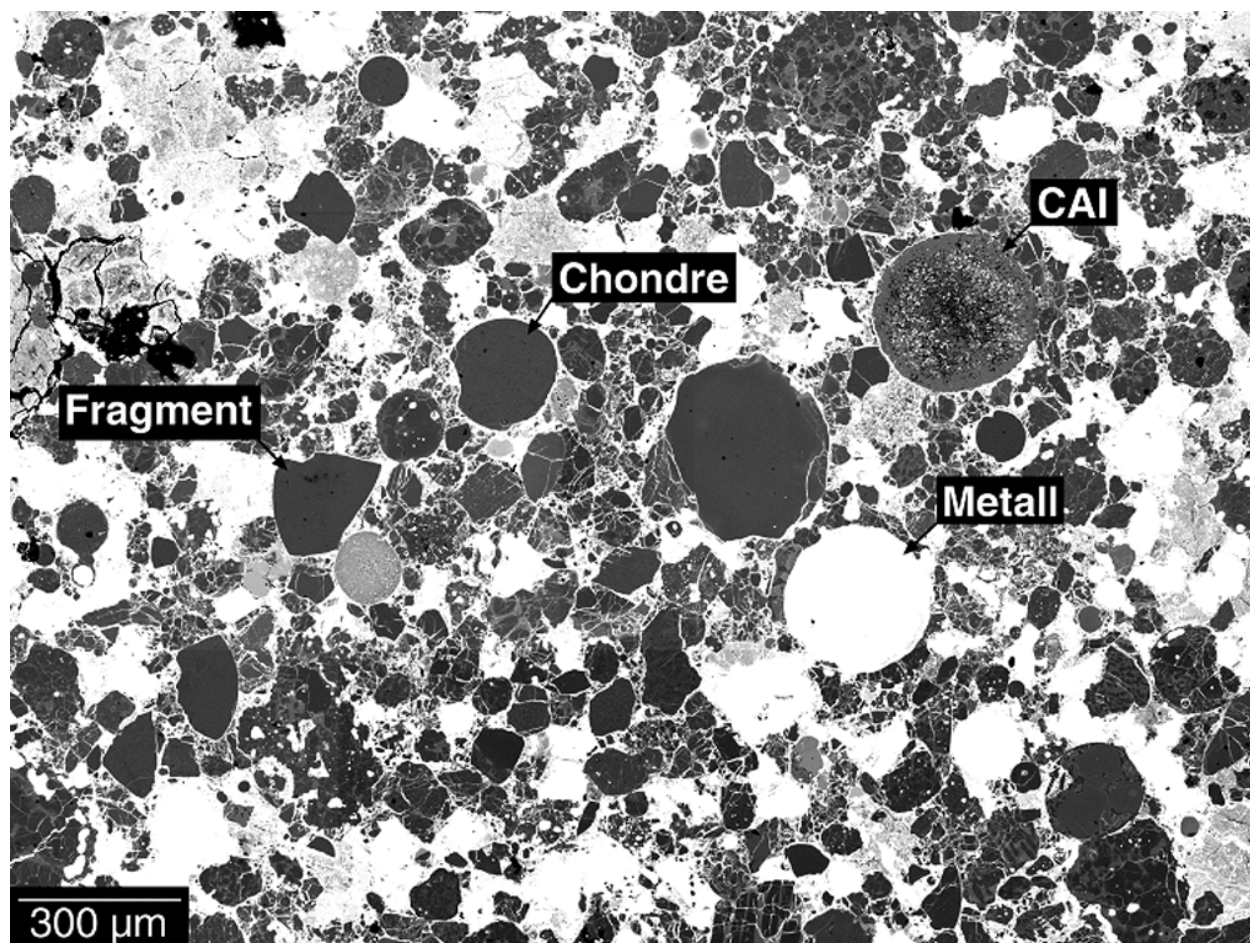
In der Tabelle sind außerdem die SiO<sub>2</sub>-Polymorphe der analysierten Proben eingetragen, die in Kapitel 4.4 behandelt werden. *n.u.*: nicht untersucht.

spondierend mit einer Anreicherung siderophiler Elemente. Als weiteres Merkmal sind die beiden letzteren Typen stark an volatilen Elementen verarmt (Bischoff et al., 1993b; Weisberg et al., 2001). Diese Ähnlichkeiten veranlassten Weisberg et al. (2001) dazu, diese drei Chondrit-Typen zusammen im so genannten “CR-Clan“ zu gruppieren. Alle Meteorite dieses Clans sind vom petrologischen Typ 2 oder 3 und gehören zu den primitivsten, das heißt chemisch und mineralogisch kaum bis gar nicht alterierten, Chondriten. Das macht diese Meteorite so wichtig, denn sie gewähren einen direkten Einblick in die frühesten Prozesse im solaren Nebel. In der Petrographie unterscheiden sich besonders die CR- von den CB-Chondriten. Die CR-Chondrite enthalten überwiegend MgO-reiche, porphyrische Chondren (30 – 40 Vol.%), etwas Metall (5 – 8 Vol.%), das in den Chondren, aber auch in der Matrix auftritt, etwa 40 – 60 Vol.% dieser Matrix und 0.5 Vol.% CAI. Die CB-Chondrite haben nur zwei Typen von Chondren, die in den CR-Chondriten praktisch nicht vorkommen: (1) kleine kryptokristalline (C) Chondren und (2) größere Skelett-Olivin (SO), beziehungsweise Balken-Olivin (BO) Chondren. Beide Typen treten mit 15 – 20 Vol.% etwa gleich häufig auf. Die Hauptmenge sind jedoch mit etwa 70 Vol.% FeNi-Metalle. Matrix und CAI sind praktisch nicht vorhanden. Die CH-Chondrite stehen petrographisch zwischen diesen Typen, enthalten alle deren Komponenten und noch zusätzliche, die in keinem der beiden anderen Typen vorkommen (Kapitel 4.2.1). Ein kürzlich erschienener Review-Artikel von Krot et al. (2002) gibt einen sehr guten Überblick des derzeitigen Wissens über die CR-Clan Chondrite.

### 4.2.1 CH-Chondrite

#### Allgemeine Charakteristika

In den CH-Chondriten (Abbildung 4.2) habe ich die meisten (29) SRO gefunden. Die CH-Chondrite sind eine kleine, noch nicht lange bekannte Meteoriten-Gruppe, die von Bischoff et al. (1993b) eingeführt wurde. Mittlerweile kennt man neun CH-Chondrite: Acfer 182, ALH 85085, EET 96238, NWA 470, NWA 739, NWA 770, PAT 91546, PCA 91467 und RKP 92435 (Koblitz, 2003; Ivanova et al., 2001a). Der erste dieser Gruppe – ALH 85085 – wurde 1985 in der Antarktis gefunden. Dessen chemische Zusammensetzung und Petrographie wurden von Scott (1988); Weisberg et al. (1992) und Grossman et al. (1988) beschrieben. Die chemische Zusammensetzung und Petrographie der CH-Chondrite aus der Wüste haben Bischoff et al. (1993b) und Weisberg et al. (1995) beschrieben. Die allgemeinen Charakteristika der CH-Chondrite sind: (1) unfraktionierte, lithophile Element-Konzentrationen und starke Verarmung an mäßig volatilen Elementen wie Mn, Na, Zn und Se, mit einem gleichzeitig hohen Überschuss an Fe und anderen nicht volatilen, siderophilen Elementen, (2) einem hohen Anteil (~70 Vol.%) an ungewöhnlich kleinen Chondren und Chondren-Fragmenten (20 – 90 µm). Letztere entstanden durch Kollision größerer Chondren, die möglicherweise bis zu einigen Hundert Mikrometer Durchmesser hatten (Scott, 1988; Weisberg et al., 1992; Bischoff et al., 1993b). (3) Etwa 20 Vol.% FeNi-Metall Körner mit hohen Cr-Gehalten. Ein geringer Anteil der Metalle ist zudem hinsichtlich Ni, Co und refraktären Metallen zoniert, die auf einen Kondensationsursprung hindeuten (Meibom et al., 1999; Campbell



**Abbildung 4.2:** Ein typisches BSE-Bild des CH-Chondriten Acfer 182. Dieser Meteorit ist sehr Metall-reich und enthält sehr viele Chondren, beziehungsweise Chondren-Fragmente und praktisch keine Matrix.

und Humayun, 2002). (4) Geringe FeO-Konzentrationen in den Silikaten und hohe Cr-Gehalte in Metallen, die reduzierende Verhältnisse bei deren Entstehung anzeigen (Scott, 1988). (5) Sehr wenig CAI ( $\sim 0.1$  Vol.%), (6) keine sekundäre Veränderung von CAI, Chondren oder Chondren-Fragmenten, (7) keine Matrix, bis auf Acfer 182, der etwa 5 Vol.% volatil-reiche Matrix enthält, die tertiär stark wässrig alteriert wurde (Krot et al., 2002, und Zitate darin), (8) eine Population von SRO (Petaev und Krot, 1999; Petaev et al., 2001) und (9) eine Sub-Population FeO-haltiger Silikate mit idiomorphen FeNi-Metallen (Krot et al., 2000a), die teilweise auch als SRO auftreten.

Ich habe vier Schläffe der CH-Chondrite untersucht: einen von Acfer 182, zwei von Acfer 207 und einen von PAT 91546. Acfer 182 und 207 wurden in der algerischen Wüste gefunden, PAT 91546 dagegen in der Antarktis. Die beiden Acfer-Meteorite 182 und 207 sind miteinander gepaart. Das bedeutet, sie stammen vom gleichen Meteorit, der während seines Fluges durch die Erdatmosphäre auseinander brach und in mehreren Teilstücken zur Erde fiel. Da später die beiden Meteorite an unterschiedlichen Stellen und eventuell zu unterschiedlichen Zeiten gefunden wurden, erhielt jeder Meteorit seine eigene Nummer. Im Labor konnten sie nachfolgend aufgrund eindeutiger petrographischer und petrologischer Übereinstimmungen als gepaarte Meteorite identifiziert werden. Deshalb werden Acfer 182 und 207 im weiteren gemeinsam nur noch als Acfer 182 bezeichnet.

### Petrographie der SRO

Die SRO sind mit  $\sim 0.1$  Vol.% sehr seltene Objekte. In den vier untersuchten Schläffen habe ich insgesamt 29 SRO gefunden. Die Abbildung 4.3 zeigt eine repräsentative Auswahl der gefundenen Objekte. Die SRO

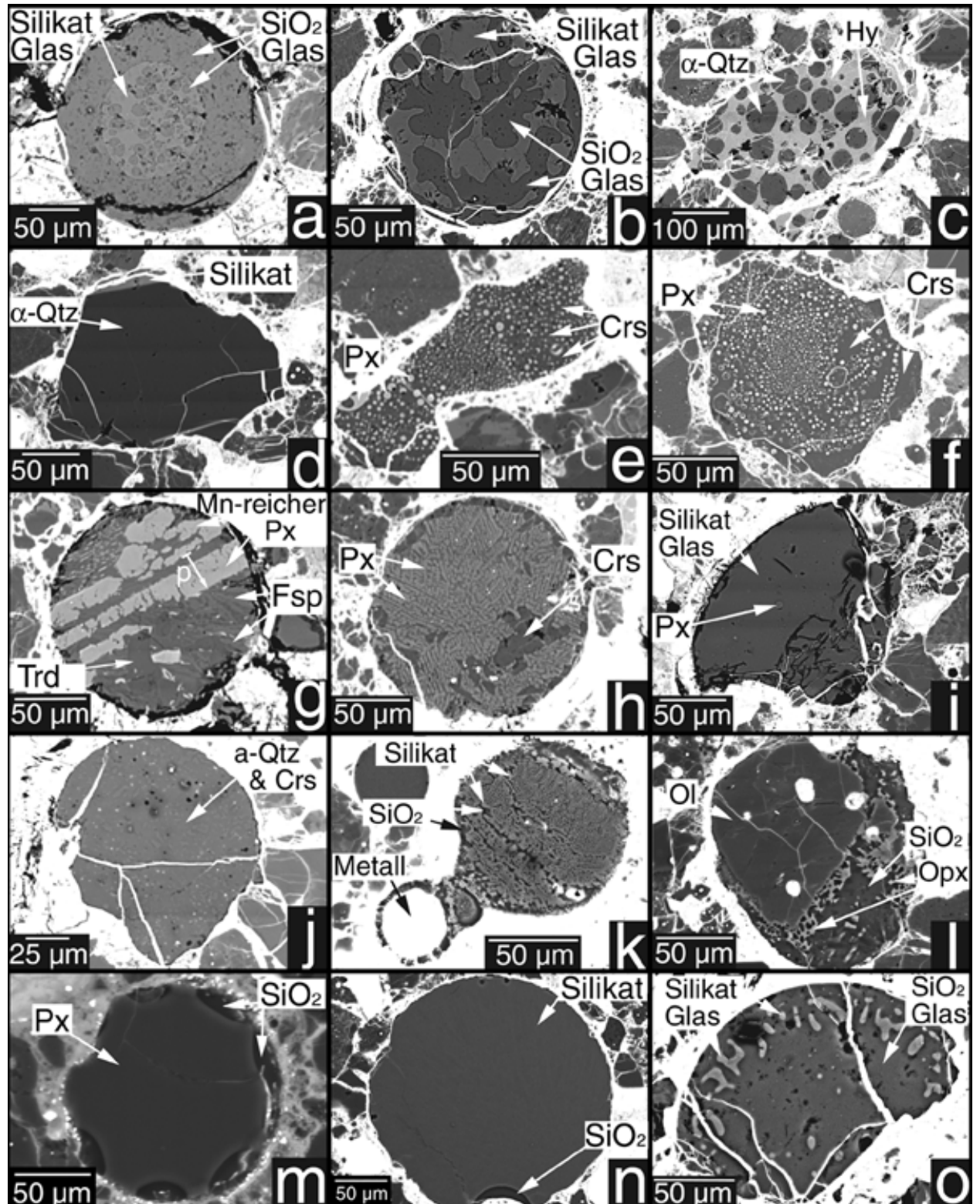
haben meist Durchmesser von 100 bis über 200  $\mu\text{m}$ . Das ist deutlich mehr als die durchschnittliche Chondrengröße von 90  $\mu\text{m}$  in den CH-Chondriten (Scott, 1988). Die SRO können in “typische“ und “untypische“ unterteilt werden. Die typischen erscheinen fast ausschließlich kryptokristallin und enthalten grundsätzlich nur zwei Phasen: als erste eine silikatische und als zweite  $\text{SiO}_2$ . Zu diesen typischen SRO gehören die in Abbildung 4.3a-f, i-k und m-o. Deren äußere Formen können allerdings sehr verschieden sein. Manche haben eine ausgeprägte, runde Chondrenform (z.B. Abbildung 4.3a), andere dagegen sind eindeutig Bruchstücke von Chondren (z.B. Abbildung 4.3i). Eine dritte Gruppe sind eckige Objekte ohne jegliche runde Außenform, von denen nicht gesagt werden kann, ob es einmal Chondren waren (z.B. Abbildung 4.3f). Darüber hinaus variieren die SRO strukturell. In vielen bildet entweder das  $\text{SiO}_2$  kugelige Formen in einer silikatischen Mesostasis oder umgekehrt, das Silikat formt Kugeln in einer  $\text{SiO}_2$ -Mesostasis (Abbildungen 4.3a, c, e, f, i, m, n). Das Fragment in Abbildung 4.3e enthält sogar beides: zahlreiches kugeliges Silikat in einer  $\text{SiO}_2$ -Mesostasis und am linken, unteren Rand des Fragments zusätzlich kugeliges  $\text{SiO}_2$  im Silikat. In manchen SRO taucht  $\text{SiO}_2$  ausschließlich in Form von Halbkugeln an dessen Rand auf (Abbildungen 4.3m & n). Eine besondere Variation dieser Struktur zeigt die SRO-Chondre von Abbildung 4.1a, beziehungsweise 4.3a: Diese hat einen Kern aus silikatischer Mesostasis, die kugeliges  $\text{SiO}_2$  enthält, um den sich zusätzlich ein reiner  $\text{SiO}_2$ -Mantel legt.

Weitere Variationen dieser Strukturen sind: (1)  $\text{SiO}_2$ , das amöboide oder Hahnenkamm-artige Formen im Silikat bildet (Abbildungen 4.1b, beziehungsweise 4.3b), (2) eng verschlungenes Silikat in einer  $\text{SiO}_2$ -Mesostasis, wie in dem außergewöhnlichen Objekt der Abbildung 4.3k und (3) geringe Silikatanteile, die in einem Ring am Rand einer ansonsten nur aus  $\text{SiO}_2$  bestehenden SRO-Chondre auftreten. Dieses Silikat zeigt eine Struktur, wie sie für symplektitisches Wachstum, beziehungsweise für Schriftgranit typisch ist.

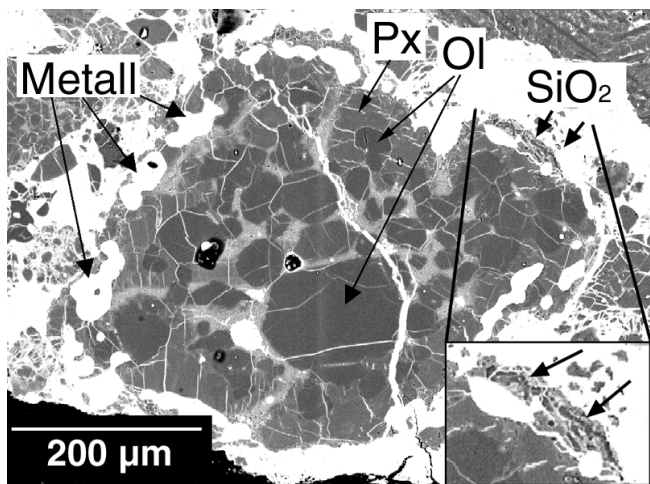
Einige weitere SRO haben ein sehr individuelles strukturelles Erscheinen. Das Objekt in Abbildung 4.3d ist ein sehr großes, 220  $\mu\text{m}$  durchmessendes Objekt, das fast ausschließlich aus  $\text{SiO}_2$  besteht und nur am oberen Rand ein wenig Silikat hat. Wenn es sich dabei um das Bruchstück einer Chondre handelt, muss diese ursprünglich wesentlich größer gewesen sein, als jedes andere Objekt in den CH-Chondriten. Es gibt noch weitere SRO, die fast ausschließlich aus  $\text{SiO}_2$  bestehen und rund sind wie Chondren. Allerdings durchmessen diese oft nur wenige zehner Mikrometer. Selten sind sie größer, wie beispielsweise die beiden Objekte in den Abbildungen 4.3i & j. Das erste dieser beiden SRO enthält winzige Silikattröpfchen, die vielleicht hier nur durch eine zufällige Schnittlage sichtbar sind. Möglicherweise enthalten alle Objekte, die aus reinem  $\text{SiO}_2$  zu bestehen scheinen, noch etwas Silikat.

Eine letzte Gruppe von SRO sind die von Krot et al. (2000a) beschriebenen. Diese sind kleine, runde, FeO-reiche Chondren, die oft idiomorphe FeNi-Metalle enthalten. Sie unterscheiden sich von den bisher beschriebenen SRO ganz entscheidend durch das Auftreten der Metalle, ihrem durchweg hohen FeO-Gehalt und ihrem kleinen Durchmesser, der grundsätzlich weniger als 20  $\mu\text{m}$  beträgt. Nicht alle diese Objekte enthalten freies  $\text{SiO}_2$  und deshalb sind nur ein Teil von diesen SRO. Diejenigen, die als SRO bezeichnet werden können, ähneln strukturell dem SRO in Abbildung 4.3m, da sie ebenfalls kryptokristallin sind und das  $\text{SiO}_2$  oftmals als Halbkugeln am Rand der Objekte auftritt.

Einige wenige Objekte (Abbildung 4.3g, h & l und Abbildung 4.4) unterscheiden sich strukturell und in ihrer Paragenese stark von den eben besprochenen SRO und werden deshalb als “untypische“ SRO bezeichnet. Die beiden SRO-Chondren der Abbildungen 4.3g & h gehören dazu und enthalten als Phasen Pyroxen,  $\text{SiO}_2$  und Feldspat. Die erste dieser beiden Chondren (g) besteht aus großen Pyroxen-Leisten, die sich quer durch die gesamte Chondre erstrecken. Kleinere, dispers verteilte Pyroxene treten außerdem links oberhalb der Pyroxen-Leisten auf. Das  $\text{SiO}_2$  tritt als größere, gerundete Objekte in der Mesostasis auf, die aus kristallinen Feldspäten, verwachsen mit weiterem  $\text{SiO}_2$ , besteht. Die zweite Chondre (h) enthält feine Verwachsungen von Pyroxen mit Feldspat. Das  $\text{SiO}_2$  tritt als 10 – 40  $\mu\text{m}$  große, eckige Kristalle auf, die sich teils innerhalb der Chondre befinden, sich aber vorwiegend am Rand der Chondre verteilen.



**Abbildung 4.3:** Diese BSE-Bilder zeigen die Variation der SRO-Strukturen. Die typischen SRO enthalten kugelige Entmischungen von Silikat in einer SiO<sub>2</sub>-Matrix oder umgekehrt. Das chemische Profil über einen Pyroxen in Bild g ist in Abbildung 4.10 gezeigt.



**Abbildung 4.4:** Das Objekt in diesem BSE-Bild hat eine einzigartige, zonierte Struktur, mit großen Olivin-Klasten im Kern, darum eine Lage aus Pyroxen und Metall und im äußersten Saum freies  $\text{SiO}_2$ .

Ein Objekt erscheint intermediär zwischen SRO und normaler Typ I-Chondre zu sein, in jedem Fall jedoch mit viel zu wenig  $\text{SiO}_2$ , um als SRO zu gelten (Abbildung 4.3l). Dieses besteht aus einem großen Olivin, der von einer glasigen Mesostasis umgeben ist, die reichlich  $\text{SiO}_2$  in Form von Leisten und runden Einschlüssen enthält. Der Olivin selbst wird von einem dünnen Orthopyroxen-Saum umschlossen. Offensichtlich ist dieses Erscheinungsbild sehr verschieden von den vorher beschriebenen SRO. Dagegen sind die Unterschiede zu Typ I-Chondren ebenso eindeutig: Diese enthalten sehr viel mehr und dafür etwas kleinere Olivine. Sie sind nicht von einem Orthopyroxen-Saum umgeben und die Mesostasis ist meist eine feinkristalline Verwachsung von Pyroxen, Feldspat und etwas  $\text{SiO}_2$ , das, wie in Kapitel 2.3 dargelegt, nur als letztes Kristallinat aus einer ursprünglich mafischen Schmelze entstand.

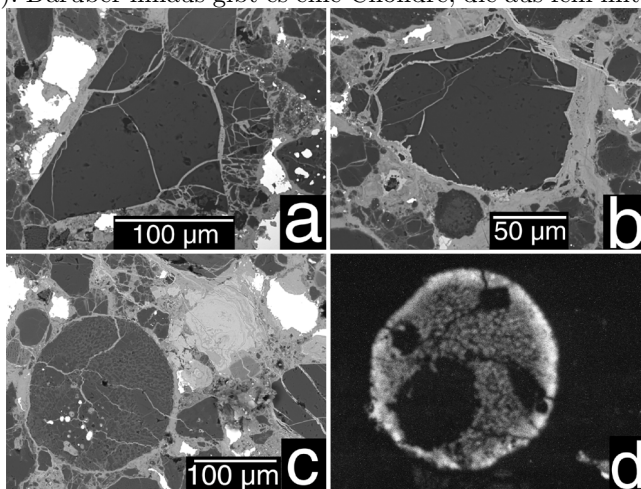
Ein außergewöhnliches und einzigartiges Objekt zeigt die Abbildung 4.4. Dieses Chondren-artige Gebilde zeigt von innen nach außen eine zonierte Struktur: Im Zentrum befinden sich große Olivin-Kristalle in einer feinkristallinen Mesostasis. Einen ersten Rand um diesen Kern bilden Pyroxene und Metalle. Weiter innen gelegene Pyroxene umschließen dabei immer wieder Olivine entweder ganz oder teilweise. In einem zweiten, sehr dünnen Rand um die Pyroxene und Metalle, tritt freies  $\text{SiO}_2$  auf. Dieses ist in einem Inset der Abbildung 4.4 vergrößert dargestellt. Dieses gesamte Objekt kann zwar nicht als SRO bezeichnet werden, da nur vergleichsweise wenig freies  $\text{SiO}_2$  in dessen äußerstem Rand auftritt. Es liefert aber – so viel sei hier schon gesagt – aufgrund seiner Zonierung einen Schlüssel zum Verständnis der Bildung der eigentlichen SRO und wird deshalb hier erwähnt.

### Petrographie weiterer Phasen

Bei der Suche nach SRO in den CH-Chondriten habe ich drei weitere Phasen identifiziert, die bisher noch nicht in diesem Meteoriten-Typ beschrieben wurden.

(1) *Feldspat-reiche Objekte:* Diese treten einmal in der Matrix als große, reine Feldspat-Fragmente mit bis zu über  $200 \mu\text{m}$  Längserstreckung auf (Abbildung 4.5). Darüber hinaus gibt es eine Chondre, die aus fein miteinander verwachsenem Feldspat und Quarz besteht. Diese Chondre ist Metall-frei, enthält sonst keine weiteren Phasen, dafür aber vier Einschlüsse. Einer davon entspricht in seiner Zusammensetzung einer Typ IAB-Chondre mit Metalleinschlüssen. Die drei anderen sind Pyroxen-Klasten (Abbildung 4.5d).

(2) *Ca-Al-reiche Forsterite:* Von diesen habe ich drei gefunden und zwar ausschließlich in Acfer 182. Alle drei sind strukturell sehr unterschiedlich. Das größte Objekt mit  $\sim 200 \mu\text{m}$  ist ein porphyrisches Fragment, bestehend aus Olivinen und wenigen Spinellen in einer kryptokristallinen, fassaitischen Mesostasis. Ein zweites, relativ großes Fragment mit etwa  $150 \mu\text{m}$  Größe ist reiner Olivin und eine weitere, kleine Chondre mit  $\sim 30 \mu\text{m}$  Durchmesser hat einen fassaitischen Kern, der Olivin-Leisten enthält und einen



**Abbildung 4.5:** BSE-Bilder zweier Feldspat-reicher Fragmente (a & b). Die Chondre in (c) enthält feine Verwachsungen von Feldspat und  $\text{SiO}_2$ . Das dazu gehörige KL-Bild (d) zeigt eine Na-Zunahme zum Rand des Objekts.

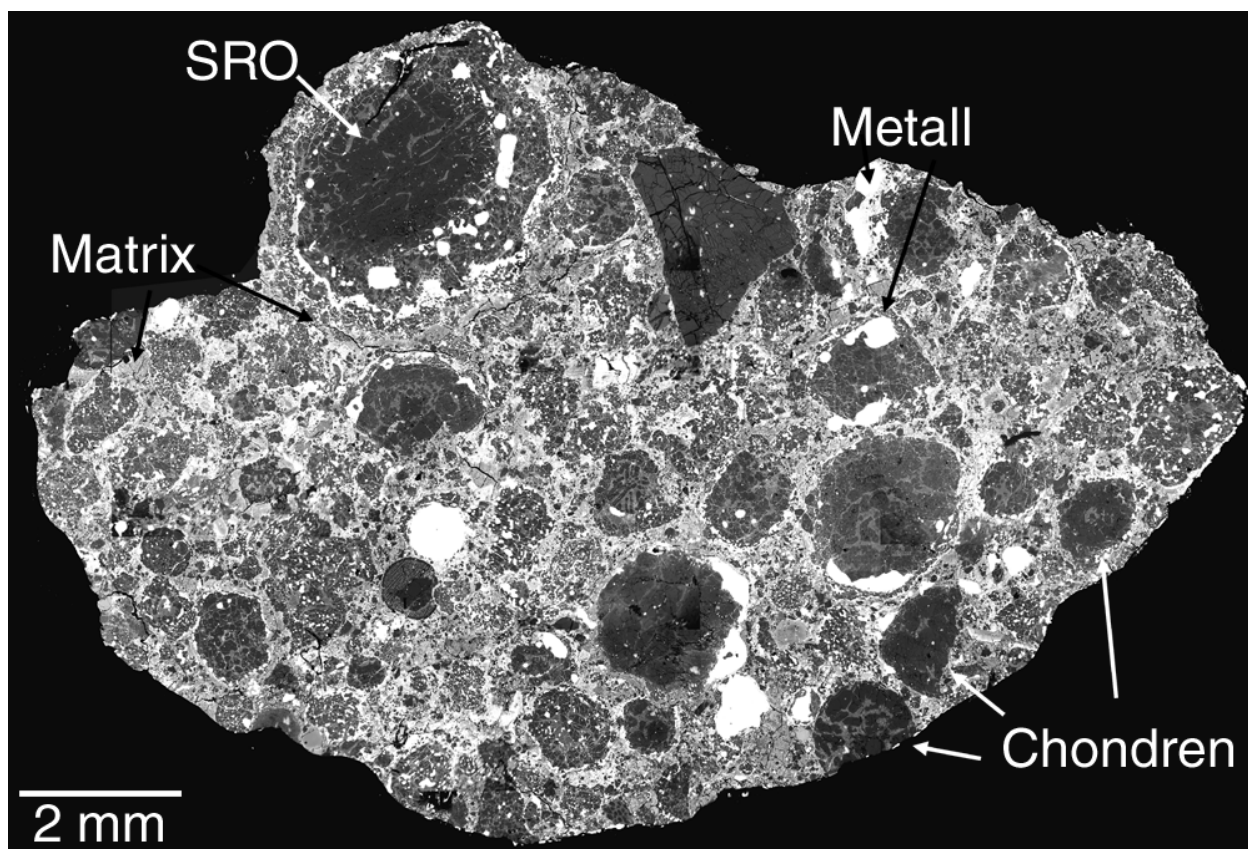
Rand, der aus Olivin besteht.

(3) *“invers zionierte Chondren“*: Diese dritten Objekte wurden zeitgleich von Ivanova et al. (2001b) im CH-Chondriten NWA 470 beschrieben. Es handelt sich meist um Metall-freie, kryptokristalline Chondren, die eine ungewöhnliche Zonierung haben, mit einem Kern, bestehend aus Pyroxen und einem Rand, bestehend aus Olivin. Die von Ivanova et al. (2001b) beschriebene Chondre hat zusätzlich einen Metall-reichen, äußeren Saum. Ich habe diese Objekte als *“invers zionierte Chondren“* bezeichnet, da in der Kondensationssequenz Olivin immer vor Pyroxen kondensiert, in diesen Chondren die Reihenfolge jedoch genau umgekehrt ist. Ich konnte in allen vier CH-Schliffen nur zwei dieser ungewöhnlich strukturieren Chondren finden.

#### 4.2.2 CR-Chondrite

##### Allgemeine Charakteristika

Ich habe drei Schliffe des CR-Chondriten Acfer 209 untersucht und darin ein SRO-ähnliches Objekt gefunden. Allerdings sind diese drei Schliffe hintereinander liegende Scheiben eines Stückes und somit nahezu identisch. Ich habe keine CR-Chondrite des Typs Renazzo oder Al Rais untersucht, da beispielsweise Krot, (pers. Komm.) auf deren deutliche, sekundäre Verwitterung hinweist, wodurch diese beiden Meteorite stark verändert wurden. Die Abbildung 4.6 zeigt ein BSE-Mosaik des CR-Chondriten Acfer 209. Im Vergleich zum CH-Chondriten der Abbildung 4.2 fällt sofort das geringere Chondren/Matrix-Verhältnis auf. Außerdem ist Acfer 209 sehr viel Metall-ärmer, hat größere Chondren und beispielsweise keine kryptokristallinen Chondren. Der von mir untersuchte CR-Chondrit Acfer 209 wurde in der algerischen Wüste gefunden.



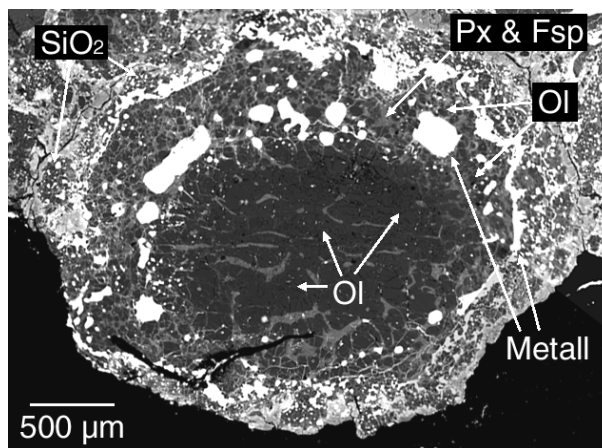
**Abbildung 4.6:** BSE-Mosaik des CR-Chondriten Acfer 209. Der Vergleich mit dem CH-Chondriten Acfer 182 (Abbildung 4.2) zeigt sofort deren sehr viel geringere Metall-Konzentrationen und das sehr viel geringere Chondren/Matrix-Verhältnis der CR-Chondrite. Das Bild zeigt außerdem die typische Chondren-Population der CR-Chondrite mit hauptsächlich porphyrischen Chondren.



### Petrographie der SRO

Im Gegensatz zu den CH-Chondriten, in denen SRO bisher noch nie untersucht wurden, waren  $\text{SiO}_2$ -reiche Objekte in CR-Chondriten schon Gegenstand einiger weniger Abstracts. Die CR-Chondrite enthalten nicht die typischen SRO, wie sie in den CH-Chondriten auftreten. Dafür enthalten sie sehr viel mehr untypische, zonierte SRO, mit Olivin im Kern, darum einen Rand mit Pyroxen und Metall, der von einem weiteren, volatilreichen Rand umgeben ist, der unter anderem freies  $\text{SiO}_2$  enthält (Abbildung 4.7, vgl. Abbildung 4.4). Diese Objekte wurden erstmals von McSween jr. (1977b) beschrieben und kürzlich von Krot et al. (2000b) und Krot et al. (2003) genauer untersucht.

Die zonierten SRO in CR-Chondriten unterscheiden sich allerdings von dem einen im CH-Chondriten Acfer 182. Das zonierte SRO der Abbildung 4.4 aus einem CH-Chondrit scheint relativ kompakt und ohne eindeutigen Abgrenzungen der einzelnen Zonen voneinander zu sein. Das ist besonders gut an den Pyroxenen zu erkennen, die zusammen mit den Metallen eine zweite Zone um die Olivine im Kern bilden. Die Pyroxene grenzen sich nicht etwa scharf vom Kern ab, sondern umschließen im Gegenteil einige der weiter außen liegenden Olivine teilweise oder ganz. Ebenso ist keine Grenze am Übergang von der Pyroxen-Metall Zone zur  $\text{SiO}_2$ -Zone zu sehen. Dagegen scheint in CR-Chondriten der  $\text{SiO}_2$ -reiche, magmatische Rand von der darin befindlichen Typ I-Chondre (Abbildung 4.7) klar abgegrenzt zu sein.



**Abbildung 4.7:** Dieses Objekt hat eine vergleichbare Zonierung wie das der Abbildung 4.4, mit Olivin im Kern, gefolgt von einem Rand aus Pyroxen und Metall und ganz außen freiem  $\text{SiO}_2$ . Dieses Objekt ist eine Ausschnittsvergrößerung aus Abbildung 4.6, wo dieses relativ zentral oben zu sehen ist.

## 4.3 Chemische Zusammensetzung

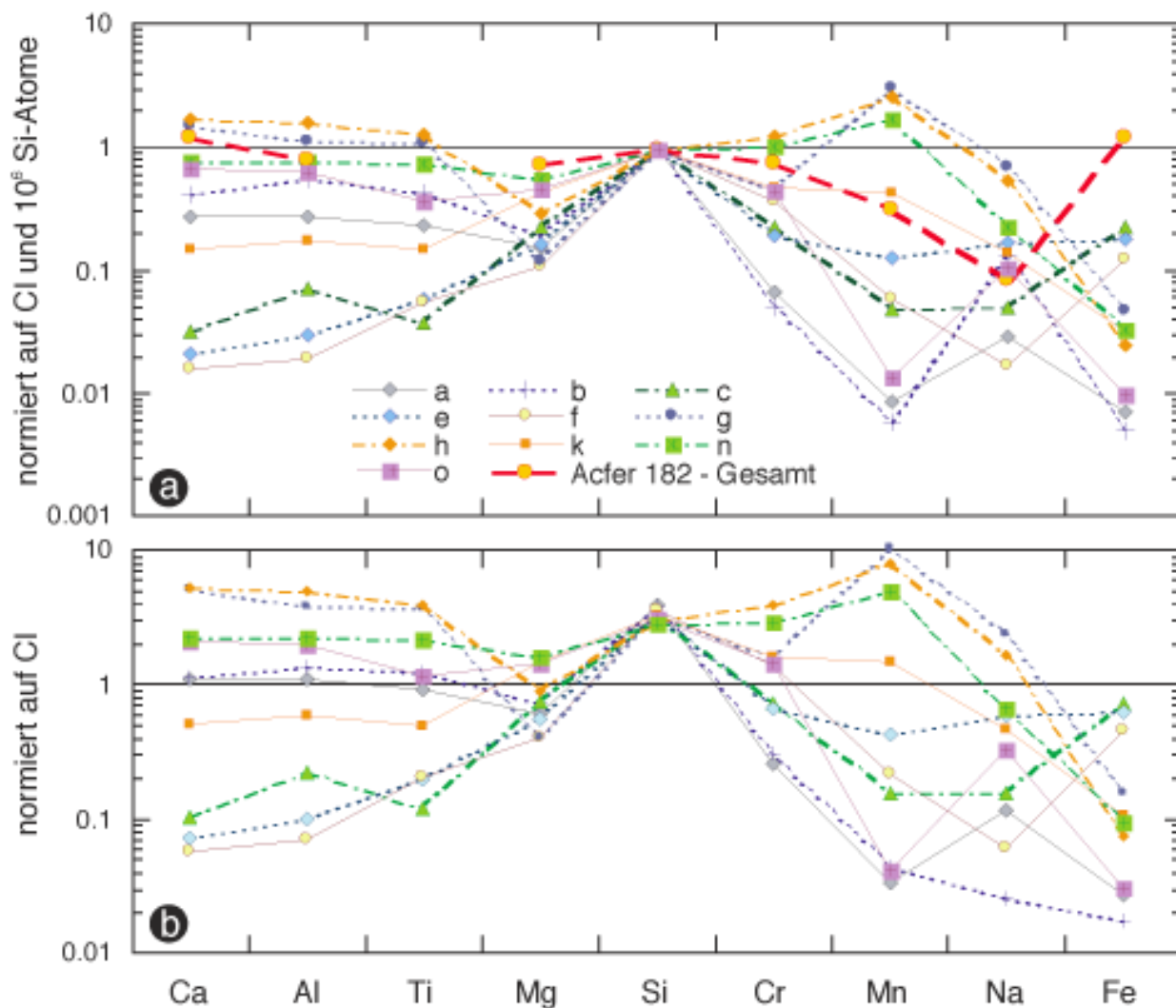
### 4.3.1 CH-Chondrite

#### SRO, Haupt- und Nebenelemente

Die Paragenesen und chemischen Zusammensetzungen der typischen SRO sind recht einfach. Diese sind üblicherweise frei von Metallen und Sulfiden und bestehen nur aus  $\text{SiO}_2$  und einer Silikatphase. Letztere ist meist sehr MgO-reich, mit variierenden FeO-Gehalten, zwischen 0.43 und 27.39 Gew.% (Tabelle 4.3). Der Silikat-Anteil ist Pyroxen-normativ bis leicht  $\text{SiO}_2$ -übersättigt. Allerdings ist das Silikat teilweise sehr fein mit dem  $\text{SiO}_2$  verwachsen, so dass es zu Mischanalysen bei den Mikrosonden-Untersuchungen kommen kann und so ein vermeintlicher  $\text{SiO}_2$ -Überschuss tatsächlich nur ein Mess-Artefakt ist. Umgekehrt können auf die gleiche Weise die teilweise relativ hohen MgO- und FeO-Gehalte in den Analysen der  $\text{SiO}_2$ -Phasen Artefakte sein. Mögliche Kandidaten für derartige Probleme sind beispielsweise die sehr kleinen Silikat-Kügelchen in den SRO der Abbildungen 4.3e & f.

Die Tabelle 4.3 enthält außerdem die Gesamt-Zusammensetzungen der SRO. Diese habe ich aus den Anteilen der vorhandenen Phasen im 2-Dimensionalen Schnitt berechnet. Diese müssen deshalb nicht unbedingt repräsentativ für die tatsächliche Gesamt-Zusammensetzung sein. Die Grundtendenzen lassen sich trotzdem ablesen: Generell sind alle SRO an refraktären Elementen wie Ca, Al und Ti relativ zu Si gleichmäßig verarmt. Das ist dem oberen Diagramm der Abbildung 4.8 zu entnehmen, in dem die Gesamt-Zusammensetzungen der SRO auf  $10^6$  Si-Atome und CI-Konzentrationen normiert sind. In dieser Verarmung gleichen diese SRO den FeO-reichen und Metall-enthaltenden, kleinen Chondren, die Krot et al. (2000a) beschreiben. Ausnahmen in der Verarmung refraktärer Elemente sind die beiden Mn-reichen Chondren, die kaum eine Fraktionierung relativ zu Si zeigen. Dafür ist in allen SRO Si stark gegenüber Mg erhöht, etwa  $3\text{-}4 \times$  CI-chondritisch.

Die volatilen Elemente streuen über einen weiten Bereich und zeigen keine Systematik. Die Cr- und Mn-



**Abbildung 4.8:** Haupt- und Nebenelement-Gesamt-Zusammensetzungen der SRO in den CH-Chondriten. Die Buchstaben in der Legende beziehen sich auf die Buchstaben in Abbildung 4.3. Es sind auch nur diese SRO eingetragen. Die Symbole in (a) und (b) gelten für die jeweils gleichen SRO.

Konzentrationen verhalten sich zumindest tendenziell gleich, indem die Mn-Konzentrationen relativ zu Si abnehmen, wenn die Cr-Konzentrationen abnehmen und umgekehrt. Von dieser Regel gibt es als einen größeren Ausreißer nur eine der beiden Mn-reichen Chondren, in der die Cr-Konzentration relativ zu Si stark abnimmt, jedoch die Mn-Konzentration stark zunimmt. Ansonsten gibt es keine Systematik. Die SRO enthalten alle Möglichkeiten der refraktären Elemente/Mn-Verhältnisse: (Im Folgenden bedeutet “↑“ hohe und “↓“ bedeutet niedrige Konzentrationen; in Klammern stehen jeweils Beispiele) ↑ Mn und ↑ refraktäre Elemente (g,h), ↓ Mn und ↓ refraktäre Elemente (c), ↑ Mn, ↓ refraktäre Elemente (k) und ↓ Mn, ↑ refraktäre Elemente (b). Ähnliches gilt für Cr. Die Streuung der FeO-Gehalte in den SRO spiegelt rein die Variationen des FeO-Gehaltes im Silikat wieder, denn keines der SRO enthält – wenn überhaupt – signifikante Mengen an FeNi-Metallen. Gerade die SRO mit hohen Mn-Gehalten haben sehr wenig Fe, so dass diese äußerst geringe Fe/Mn-Verhältnisse haben, die etwa einem Hunderstel des CI-Wertes entsprechen.

Die Fraktionierung der refraktären Elemente von Si ist nicht gleichbedeutend mit einer generellen Verarmung dieser Elemente relativ zu den CI-Konzentrationen. Das zeigt das untere Diagramm der Abbildung 4.8, in dem die Gesamt-Zusammensetzungen der SRO durch die CI-Konzentrationen geteilt sind. Vielmehr ergeben die SRO eine Sequenz von SRO mit hohen refraktären Element-Gehalten bis hin zu SRO mit geringen refraktären Element-Gehalten. Das Mg/Si-Verhältnis aller SRO ist um einen Faktor 4 bis 9 gegenüber dem



**Tabelle 4.3:** Chemische Zusammensetzung der einzelnen Phasen und Gesamt-Zusammensetzung verschiedener SRO.

Bezug	Abb. 4.3a				Abb. 4.3b			Abb. 4.3c			Abb. 4.3d
	Mes. Kern	SiO <sub>2</sub> Kern	SiO <sub>2</sub> Rand	Ges.	Mes.	SiO <sub>2</sub>	Ges.	Hy	α-Qtz	Ges.	α-Qtz
SiO <sub>2</sub>	59.22	96.87	97.09	85.20	59.48	99.30	84.48	52.39	98.53	69.46	97.01
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.02	0.01	0.07	0.18	0.03	0.09	0.01	0.01	0.01	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.00	0.61	0.29	1.77	5.26	0.32	2.16	0.48	0.17	0.36	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.29	0.01	0.01	0.10	0.32	0.00	0.12	0.43	0.01	0.28	0.01
FeO	1.40	0.30	0.34	0.67	0.93	0.14	0.43	27.09	1.48	17.61	0.54
MnO	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.06	0.01	0.04	0.00
MgO	30.24	0.58	0.35	9.74	30.78	0.35	11.66	18.67	0.30	11.87	0.02
CaO	4.17	0.12	0.09	1.37	3.71	0.11	1.45	0.18	0.05	0.13	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.07	0.04	0.08	0.01	0.02	0.02	0.10	0.11	0.11	0.00
total	100.71	98.61	98.25	99.02	100.66	100.28	100.42	99.73	100.70	100.09	97.65
Si	1.987	0.987	0.992		1.988	0.993		1.999	0.989		0.997
Ti	0.005	0.000	0.000		0.005	0.000		0.000	0.000		0.000
Al	0.198	0.007	0.004		0.207	0.004		0.022	0.002		0.000
Cr	0.008	0.000	0.000		0.008	0.000		0.013	0.000		0.000
Fe	0.039	0.003	0.003		0.026	0.001		0.864	0.012		0.005
Mn	0.001	0.000	0.000		0.000	0.000		0.002	0.000		0.000
Mg	1.513	0.009	0.005		1.533	0.005		1.062	0.004		0.000
Ca	0.150	0.001	0.001		0.133	0.001		0.007	0.001		0.000
Na	0.010	0.001	0.001		0.000	0.000		0.007	0.002		0.000
total	3.910	1.009	1.006		3.900	1.005		3.987	1.011		1.003
Bezug	Abb. 4.3e			Abb. 4.3f			Abb. 4.3g				
	Hy	Crs	Ges.	Hy	Crs	Ges.	Mn-rich Px	“Pl“	Trd	Ges.	
SiO <sub>2</sub>	52.36	90.91	73.95	56.81	95.79	79.81	51.87	69.04	99.20	72.34	
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.41	0.32	0.03	0.26	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	0.17	0.16	0.19	0.07	0.11	2.77	18.13	0.24	6.05	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.47	0.08	0.25	1.23	0.04	0.52	1.46	0.03	0.01	0.59	
FeO	27.39	5.25	14.99	24.29	1.38	10.77	8.38	1.16	0.32	3.74	
MnO	0.18	0.05	0.11	0.11	0.01	0.06	6.27	0.35	0.05	2.59	
MgO	16.95	2.63	8.93	15.44	0.27	6.49	16.09	0.47	0.02	6.51	
CaO	0.18	0.02	0.09	0.15	0.02	0.07	13.07	4.63	0.04	6.43	
Na <sub>2</sub> O	0.28	0.47	0.38	0.03	0.05	0.04	0.16	5.42	0.09	1.55	
K <sub>2</sub> O	0.04			0.00	0.02	0.04	0.03	0.47	0.02	0.14	
total	98.25	99.63	99.00	98.58	97.69	98.09	100.54	100.05	100.03	100.24	
Si	2.032	0.952		2.140	0.990		1.927	3.016	0.995		
Ti	0.001	0.000		0.000	0.000		0.012	0.011	0.000		
Al	0.007	0.002		0.008	0.001		0.121	0.933	0.003		
Cr	0.014	0.001		0.037	0.000		0.043	0.001	0.000		
Fe	0.889	0.046		0.765	0.012		0.260	0.042	0.003		
Mn	0.006	0.000		0.004	0.000		0.197	0.013	0.000		
Ni	0.007	0.000		0.010	0.000		0.000	0.001	0.000		
Mg	0.981	0.041		0.867	0.004		0.891	0.031	0.000		
Ca	0.008	0.000		0.006	0.000		0.520	0.217	0.000		
Na	0.021	0.009		0.002	0.001		0.012	0.459	0.002		
K	0.002			0.000	0.000		0.002	0.026	0.000		
total	3.967	1.052		3.839	1.009		3.986	4.749	1.004		

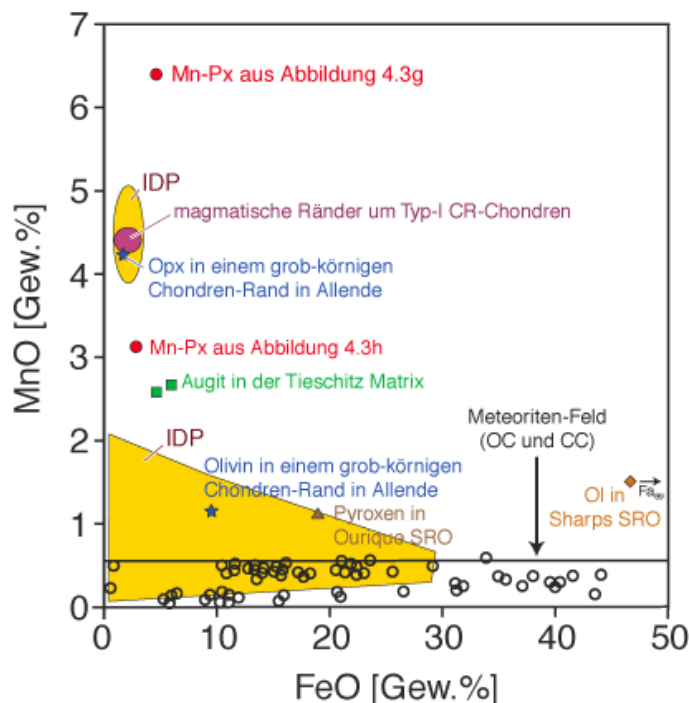
Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von voriger Seite

Bezug	Abb. 4.3h				Abb. 4.3i		Abb. 4.3j	Abb. 4.3k		
	Mn-reicher Px	“Pl“	Crs	Ges.	glasige Mes.	SiO <sub>2</sub>	Qtz & Crs	Px	SiO <sub>2</sub> k. R.	Ges.
SiO <sub>2</sub>	56.54	62.11	98.68	65.48	59.01	95.98	97.14	57.84	95.52	71.97
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.29	0.06	0.28	0.11	0.01	0.00	0.04	0.03	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.70	17.47	0.33	7.79	4.10	0.46	0.08	0.67	1.39	0.94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.27	0.66	0.03	1.46	0.72	0.01	0.01	0.94	0.07	0.61
FeO	2.56	0.88	0.86	1.82	0.91	0.28	0.40	3.65	0.85	2.60
MnO	3.09	0.93	0.04	1.99	0.01	0.01	0.01	0.52	0.11	0.37
MgO	22.34	6.50	0.05	14.27	30.41	0.60	0.19	35.82	2.33	23.26
CaO	7.47	9.21	0.10	6.61	3.54	0.11	0.35	0.92	0.17	0.64
Na <sub>2</sub> O	0.67	2.63	0.13	1.08	0.15	0.40	0.03	0.09	0.67	0.31
total	101.04	100.81	100.31	100.85	99.06	97.86		100.54	101.20	100.78
Si	1.960	2.761	0.991		2.008	0.987	0.994	1.971	0.961	
Ti	0.009	0.010	0.000		0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	
Al	0.233	0.915	0.004		0.164	0.006	0.001	0.027	0.017	
Cr	0.062	0.023	0.000		0.019	0.000	0.000	0.025	0.001	
Fe	0.074	0.033	0.007		0.026	0.002	0.003	0.104	0.007	
Mn	0.091	0.035	0.000		0.000	0.000	0.000	0.015	0.001	
Mg	1.154	0.431	0.001		1.542	0.009	0.003	1.820	0.035	
Ca	0.277	0.439	0.001		0.129	0.001	0.004	0.034	0.002	
Na	0.045	0.227	0.002		0.010	0.008	0.001	0.006	0.013	
total	3.906	4.874	1.008		3.903	1.014	1.006	4.005	1.037	
Bezug	Abb. 4.3m	Abb. 4.3n	Abb. 4.3o							
	Px	SiO <sub>2</sub> übers.	glasige Mes.	SiO <sub>2</sub>	Ges.					
SiO <sub>2</sub>	55.34	61.79	58.84	95.72	68.25					
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.15	0.23	0.06	0.08					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	3.54	7.53	0.80	3.19					
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.76	1.11	0.14	0.02	0.54					
FeO	7.79	2.26	0.61	0.66	0.75					
MnO	0.09	1.24	0.01	0.03	0.01					
MgO	34.42	25.43	24.92	0.94	22.96					
CaO	0.15	2.81	7.37	0.36	2.69					
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.43	0.11	0.08	0.22					
total	98.74	98.82	99.78	98.70	98.76					
Si	1.954	2.110	1.992	0.980						
Ti	0.002	0.004	0.006	0.000						
Al	0.002	0.143	0.301	0.010						
Cr	0.021	0.030	0.004	0.000						
Fe	0.230	0.065	0.017	0.006						
Mn	0.003	0.036	0.000	0.000						
Mg	1.812	1.295	1.258	0.014						
Ca	0.006	0.103	0.267	0.004						
Na	0.000	0.029	0.007	0.002						
total	4.032	3.814	3.853	1.016						

Der Abbildungshinweis in der ersten Zeile einer jeden Tabelle mit dem Namen “Bezug“ verweist auf das jeweilige Objekt, das ich gemessen habe und das in Abbildung 4.3 dargestellt ist. Überall, wo “SiO<sub>2</sub>“ steht, handelt es sich um glasiges SiO<sub>2</sub>. Eine Ausnahme ist das SiO<sub>2</sub> der Abbildung 4.3k, das in der Tabelle auch mit “k. R.“ für “kein Raman-Spektrum aufgenommen“ gekennzeichnet ist. Ansonsten sind die analysierten SiO<sub>2</sub>-Polymorphe angegeben (→ Kapitel 4.4). *Meso.*: Mesostasis; *Ges.*: Gesamtzusammensetzung.

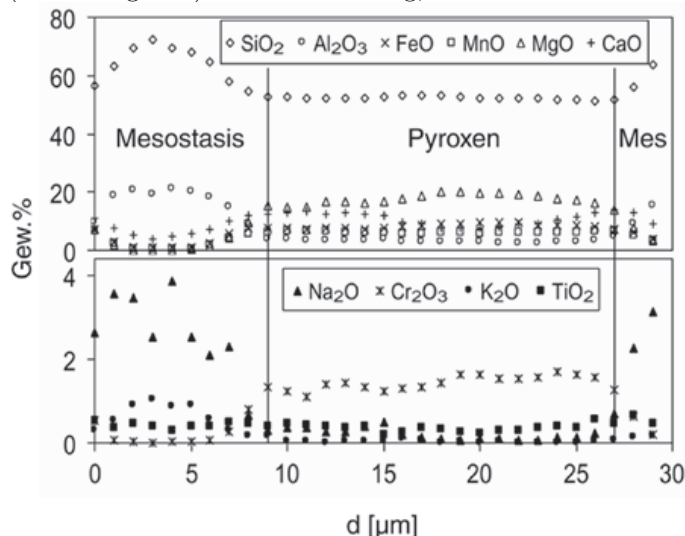
CI-Verhältnis erhöht. Silizium selbst ist bemerkenswerterweise bei allen SRO um nahezu denselben Faktor von etwa 3.5 gegenüber dem CI-Wert erhöht. Die volatilen Elemente streuen über einen großen Bereich und haben teils super- und teils sub-chondritische Konzentrationen. Nur Fe ist immer sub-chondritisch, was in diesen sehr FeNi-Metall-haltigen Chondriten auf die Abwesenheit von Metallen in den SRO zurück zu führen ist.



**Abbildung 4.9:** MnO- und FeO-Konzentrationen in Olivinen und Pyroxenen aus verschiedenen Chondriten und IDP, inklusive der Pyroxene aus den beiden Mn-reichen Chondriten. Die eine dieser beiden enthält Pyroxene mit den höchsten, je aus einem Meteoriten berichteten MnO-Konzentrationen. Erweitert nach Klöck et al. (1989).

Erweitert nach Klöck et al. (1989) Olivine und Pyroxene in IDPs, die bis zu 5 Gew. % MnO enthalten können (Abbildung 4.9).

Der größte Pyroxen der Mn-reichen Chondre aus Abbildung 4.3g ist hinsichtlich mehrerer Elemente zoniert (Abbildung 4.10). Die Elemente Mg, Fe und eventuell Cr nehmen in ihrer Konzentration von innen nach außen



**Abbildung 4.10:** Profil über einen Mn-reichen Pyroxen. Der Fahrstrahl des Profils ist in Abbildung 4.3g eingezeichnet.

Die zweite untypische SRO-Chondre (h) enthält ebenfalls Pyroxen, Feldspat und SiO<sub>2</sub>. Deren Pyroxene sind gleichfalls MnO-reich, wenn auch mit 3.1 Gew. % nicht ganz so hoch, wie in der ersten Chondre. Die Analysen

Die beiden untypischen SRO der Abbildungen 4.3g & h haben eine sehr ungewöhnliche chemische Zusammensetzung. Die Pyroxene der ersten dieser beiden Chondren (g) haben extrem hohe MnO-Konzentrationen, bis zu 6.68 Gew. %. Das sind die höchsten MnO-Konzentrationen, die je von meteoritischen Pyroxenen berichtet wurden. Normalerweise enthalten Pyroxene und Olivine nicht mehr als etwa 0.5 Gew. % MnO (Abbildung 4.9). Bekannte Ausnahmen davon sind Orthopyroxene und Olivine in einem Rand um eine Chondre im Allende CV3-Chondriten mit MnO-Konzentrationen von 4.5, beziehungsweise 1.3 Gew. % (Rubin, 1984), ein Augit in der Matrix des Tieschitz H/L3.6-Chondriten mit 2.6 Gew. % MnO (Hutchinson, 1987) und magmatische Ränder um Typ I-Chondren in CR-Chondriten, die bis zu 4.5 Gew. % MnO enthalten (Krot et al., 2000b). In zwei SiO<sub>2</sub>-reichen Objekten – teils vergleichbar mit denen, die ich untersuche – fanden Kring et al. (2000) einen Pyroxen mit ~1.1 Gew. % und Brigham et al. (1986) einen Fayalit mit 1.5 Gew. % MnO. Außerdem beschrieben Klöck et al. (1989) Olivine und Pyroxene in IDPs, die bis zu 5 Gew. % MnO enthalten können (Abbildung 4.9).

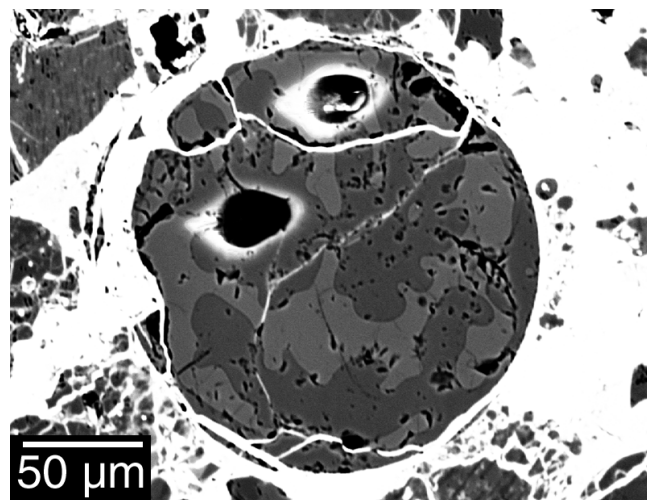
ab und gegenläufig dazu nimmt die Konzentration der Elemente Al, Ca, Na, K und möglicherweise Ti von innen nach außen zu. Hinsichtlich Si und Mn gibt es praktisch keine Zonierung. In der angrenzenden Mesostasis sind die inkompatiblen Elemente wie Al, Na und K gegenüber dem Pyroxen angereichert. Außerdem hat die Mesostasis einen Überschuss an SiO<sub>2</sub>. Der Feldspat in der Mesostasis ist überwiegend Plagioklas und etwas Kalifeldspat. Die Gesamt-Zusammensetzung der Chondre ist immer noch super-chondritisch in MnO (2.59 Gew. %). Ebenso hat sie im Vergleich mit typischen SRO die höchsten Konzentrationen an den refraktären Elementen Ca, Al und Ti (Abbildung 4.8).

der zweiten Chondre sind allerdings kritisch zu betrachten, da aufgrund der feinkörnigen Verwachsungen von Feldspat und Pyroxen Mischanalysen möglich sind, die den MnO-Wert der Pyroxene reduzieren können. Die schlechten Kationen-Summen bei den Pyroxen- und Feldspat-Analysen in diesem Objekt sprechen für solche Mischanalysen. Die Gesamt-Zusammensetzung auch dieser Chondre ist super-chondritisch bezüglich MnO (1.99 Gew.%) und sie enthält ebenfalls relativ viel der refraktären Elemente Ca, Al und Ti (Abbildung 4.8).

Es existieren leider keine Daten über die chemische Zusammensetzung der zonierten Chondre der Abbildung 4.4, da diese Probe bei einem Labor-Unfall verloren ging.

### SRO, Seltene Erden (SEE)

Ich habe in der Silikat- sowie  $\text{SiO}_2$ -Phase eines SRO zusätzlich SEE-Konzentrationen mit der Ionensonde gemessen. Es war ursprünglich geplant, noch 2 – 3 mehr SRO zu messen, jedoch gab es einige analytische Probleme, die das verhinderten. Die Spotsize des  $\text{O}^-$ -Strahls war mit  $20\ \mu\text{m}$  recht groß, verglichen mit den 100 bis  $200\ \mu\text{m}$  durchmessenden SRO. Die darin befindlichen Silikat- und  $\text{SiO}_2$ -Phasen waren somit selten größer, beziehungsweise häufig kleiner, als die Spotsize und konnten deshalb nicht gemessen werden. Zusätzlich lagen viele der SRO nahe am Rand der Probe. Das bereitete Probleme, da die Probe Teil der Immersionslinse ist und die Feldlinien am Rand nicht mehr parallel verlaufen. Dadurch können

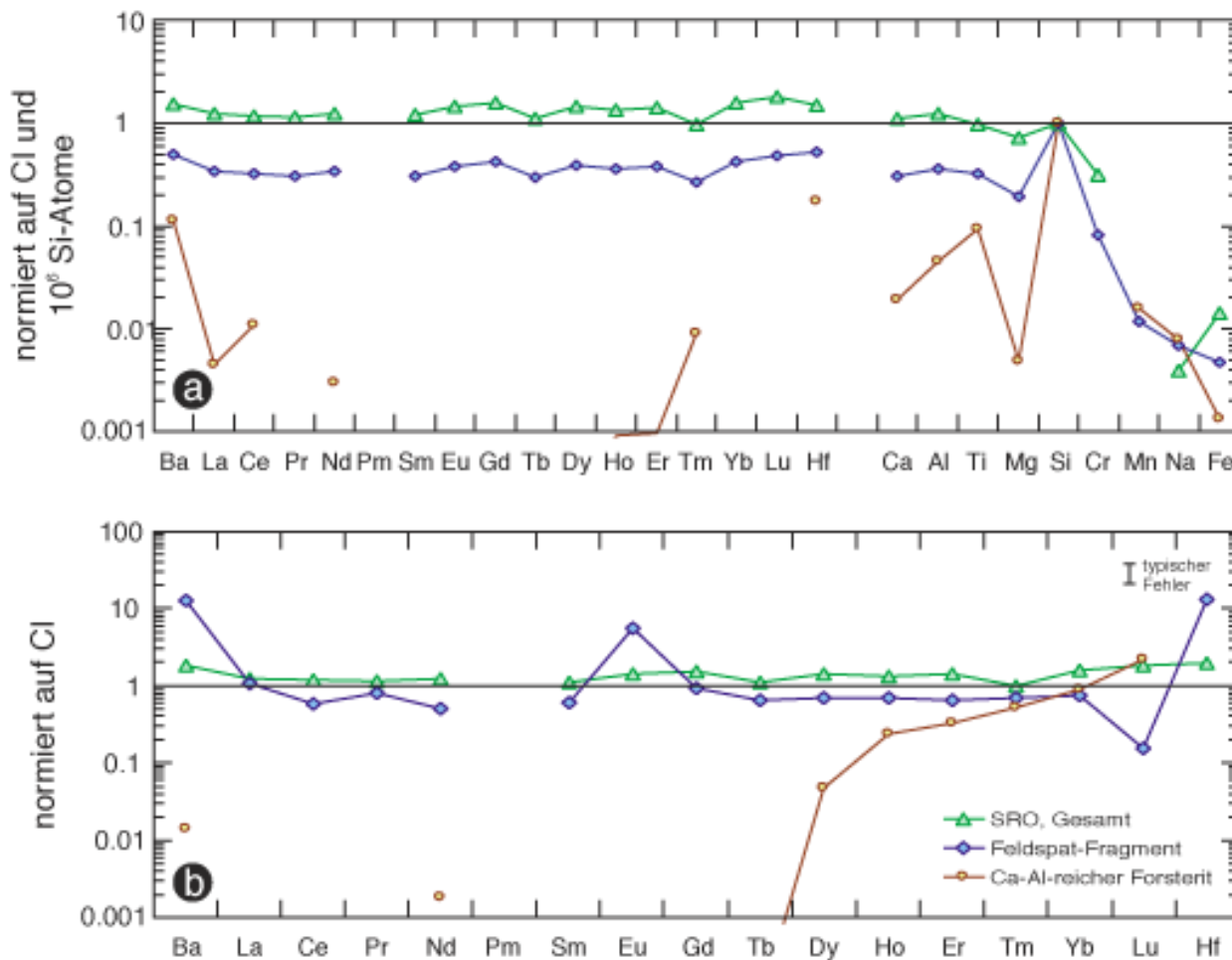


**Abbildung 4.11:** Die zwei SIMS-Einschusslöcher in einem SRO (Abbildung 4.3b) aus Acfer 182.

starke Fraktionierungseffekte auftreten, welche die Messungen inakzeptabel unzuverlässig machen. Schließlich lag die Messzeit eines Punktes bei weit über vier Stunden, so dass ich insgesamt nur 10 Schüsse hatte, von denen nicht alle etwas geworden sind; zum Teil, da ich das zu untersuchende Objekt ungünstig getroffen habe.

Eines der SRO lag jedoch optimal, die einzelnen Phasen waren groß genug und wurden zudem perfekt getroffen (Abbildung 4.11). Das  $\text{SiO}_2$  enthält praktisch keine SEE. Deren Gesamt-Konzentrationen im SRO werden durch den hohen  $\text{SiO}_2$ -Anteil relativ zu Si verdünnt und dadurch nach unten verschoben. Die SEE-Gesamt-Zusammensetzung dieses SRO ist in Abbildung 4.12a & b gezeigt: In (a) sind die Werte auf CI und  $10^6$  Si-Atome normiert und zusätzlich die Haupt- und Nebenelemente eingetragen. Die SEE haben ein flaches, unfraktioniertes Muster. Der Vergleich mit den Haupt- und Nebenelementen zeigt eine Übereinstimmung in der Konzentration zwischen den refraktären SEE und den ebenso refraktären Elementen Ca, Al und Ti. Der leichte, aber konstante Versatz zwischen den SEE und den Haupt- und Nebenelementen um etwa einen Faktor 0.1 kann auf die Analytik zurück geführt werden.

In (b) sind die SEE-Konzentrationen dieses SRO relativ zu CI aufgetragen. Dessen Gesamt-Zusammensetzung ist sehr schwach super-chondritisch, mit etwa  $1.05 \times \text{CI}$ . Diese Konzentrationen dürfen jedoch nicht als repräsentativ für alle SRO angesehen werden. Denn die Elemente Ca, Al und Ti zeigen eine sehr breite Streuung in ihren Konzentrationen (Abbildung 4.8b). Es ist zu erwarten, dass diese Streuung in derselben Weise bei den SEE vorhanden ist. Zumal, da die SEE wie Ca, Al und Ti refraktäre Elemente sind. Das bezeugen dieselben Konzentrationen – bezogen auf CI – der SEE, sowie Ca, Al und Ti im gemessenen SRO (Abbildung 4.12a). Das unfraktionierte SEE-Muster kann dagegen als repräsentativ für alle SRO gelten, da das untersuchte Objekt sich in keiner Weise von den anderen SRO unterscheidet.

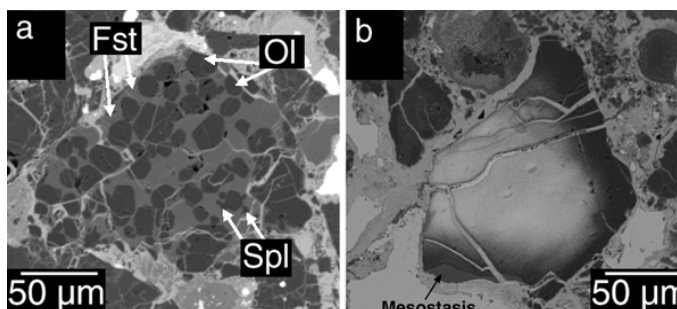


**Abbildung 4.12:** SEE-Zusammensetzung unterschiedlicher Komponenten aus Acfer 182. In (a) sind zum Vergleich zusätzlich die Haupt- und Nebenelemente der Abbildung 4.8 eingetragen. Die Symbole in (a) und (b) gelten jeweils für die gleichen Minerale.

**Weitere Phasen**

Das sind die drei neu entdeckten Objekte. Deren Beschreibung hier entspricht der Reihenfolge im Petrographie-Teil:

(1) *Feldspat-reiche Objekte:* Das Fragment in Abbildung 4.5a ist reiner Plagioklas mit etwa An<sub>25</sub>. Dagegen scheint das kryptokristalline Fragment in Abbildung 4.5b eine Mischung aus Feldspat und Quarz im Verhältnis 4:1 und noch einer weiteren Phase zu sein – eventuell Pyroxen – die MgO enthält (Tabelle 4.4). In diesem Fragment habe ich außerdem mit der Ionensonde SEE ge-

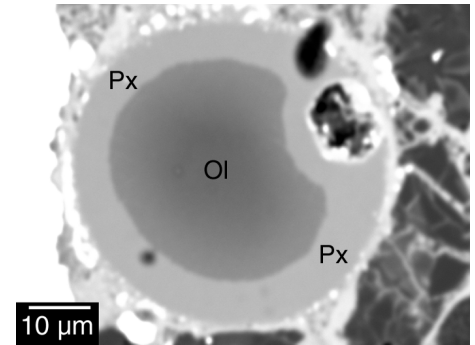


**Abbildung 4.13:** (a) BSE-Bild eines Fragments mit Ca-Al-reichen Forsteriten und Spinell in einer fassaitischen Matrix. (b) Kombiniertes BSE- und KL-Bild eines Ca-Al-reichen Forsterit-Fragments in der Matrix.

gemessen (Abbildung 4.12b). Das SEE-Muster ist flach, enthält jedoch zwei positive Anomalien in Eu und Hf, sowie eine negative Lu-Anomalie. Bei der SEE-Messung wurde zusätzlich Ba mitbestimmt, das in diesem Fragment stark angereichert ist. Der Feldspat und Quarz in der Chondre in Abbildung 4.5c sind zu fein miteinander verwachsen, um mit der Mikrosonde noch aufgelöst zu werden. Das KL-Bild (d) kann jedoch als eine Zunahme von Na zum Rand der Chondre interpretiert werden.

(2) *Ca-Al-reiche Forsterite*: Drei Objekte – zwei Fragmente und eine Chondre – enthalten Olivine mit sehr hohen CaO (1.98 Gew.%)-, moderaten  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.2 Gew.%)- und gleichzeitig sehr geringen FeO (0.4 – 1.0 Gew.%)-Gehalten. Das SEE-Muster eines der Forsterit-Fragmente (Abbildung 4.12b) ist stark an leichten SEE bis hin zu Tb verarmt und steigt dann bis Yb auf CI-Niveau an und hat leicht super-CI-chondritische Lu-Konzentrationen. Diese extrem FeO-armen Forsterite können leicht unter dem KL-Detektor identifiziert werden, unter dem sie hell leuchten (Abbildung 4.13 & Tabelle 4.4).

(3) *“invers“ zonierte Chondren*: Zwei Chondren haben eine ungewöhnliche Zonierung, mit Pyroxen im Kern und Olivin am Rand. Eine dieser beiden Chondren ist in Abbildung 4.14 gezeigt. Diese ist kryptokristallin und enthält weder Metall noch Sulfid, ist jedoch ungewöhnlich FeO-reich mit bis zu 43.14 Gew.% FeO im Olivin und 25.93 Gew.% FeO im Pyroxen (Tabelle 4.4). Das Objekt am rechten oberen Rand der Chondre war nicht zu identifizieren. Es zeigt eine Topographie und ist eventuell ein Loch, das beim Schleifen der Probe entstand.



**Abbildung 4.14:** BSE-Bild einer kryptokristallinen, invers zonierten Chondre mit FeO-reichem Olivin im Kern und FeO-reichem Pyroxen im Rand.

**Tabelle 4.4:** Chemische Zusammensetzung der Minerale in den weiteren Phasen.

Bezug Mineral	Abb. 4.13a			Abb. 4.13b		Abb. 4.5		Abb. 4.14		
	CAF	Fst	Spl	CAF	Meso.	Fsp	Fsp	Px	Px	Ol
SiO <sub>2</sub>	42.27	45.30	0.34	42.55	44.64	60.79	53.33	53.13	52.22	35.32
TiO <sub>2</sub>	0.08	2.15	0.31	0.18	1.26	0.03	2.56	0.05	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	14.62	69.49	0.55	16.57	23.81	18.01	0.08	0.09	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.08	0.94	0.07	0.09	0.01	0.47	0.72	0.42	0.08
FeO	0.68	0.33	0.52	0.63	1.03	1.12	1.22	16.00	22.54	41.86
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.49	0.13	0.36	0.54
MgO	56.20	12.70	28.23	55.30	12.83	0.10	6.42	30.26	25.78	23.74
CaO	1.47	25.13	0.18	1.52	24.72	5.61	14.50	0.08	0.05	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.51	1.77	0.09	0.19	0.03
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13				
total	100.93	100.35	100.07	100.81	101.15	100.19	98.85	100.58	101.66	101.64
Si	0.989	1.638	0.008	0.995		2.713	2.492	1.919	1.923	0.997
Ti	0.001	0.058	0.006	0.003		0.001	0.090	0.001	0.000	0.000
Al	0.003	0.623	1.951	0.015		1.253	0.991	0.003	0.004	0.000
Cr	0.001	0.002	0.018	0.001		0.000	0.017	0.021	0.012	0.002
Fe	0.013	0.010	0.010	0.012		0.042	0.048	0.483	0.694	0.988
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000		0.000	0.019	0.004	0.011	0.013
Mg	1.961	0.684	1.003	1.928		0.007	0.447	1.629	1.415	0.999
Ca	0.037	0.974	0.005	0.038		0.268	0.726	0.003	0.002	0.001
Na	0.000	0.000	0.000	0.000		0.736	0.160	0.007	0.013	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000		0.007				
total	3.007	3.991	3.002	2.993		5.031	4.994	4.070	4.076	3.002

Der Abbildungshinweis in der ersten Zeile einer jeden Tabelle mit dem Namen “Bezug“ verweist auf das jeweilige Objekt der entsprechenden Abbildung. *CAF*: Ca-Al-reicher Forsterit; *Meso.*: Mesostasis.

### 4.3.2 CR-Chondrite

Im CR-Chondriten Acfer 209 habe ich ein Objekt untersucht, das dem der Abbildung 4.4 aus dem CH-Chondriten Acfer 182 gleicht, da es ähnlich wie dieses eine zonierte Struktur hat. Die Tabelle 4.5 listet die che-

mische Zusammensetzung der Minerale, sowie der Mesostasis in den unterschiedlichen Zonen auf. Der Kern des Objekts besteht fast vollständig aus großen Olivin-Klasten. Die Olivine enthalten einiges CaO (~0.5 Gew.%), relativ wenig Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~0.25 Gew.%) und wenig FeO (j1 Gew.%). Diese Element-Konzentrationen sind ähnlich denen in refraktären Forsteriten. Allerdings zeigen die Olivine in diesem Objekt keinerlei Kathodolumineszenz-Aktivität, wie sie für refraktäre Forsterite typisch ist. Die Mesostasis in den Zwickeln der Olivine hat nahezu Anorthit-normative Zusammensetzung, das heißt, diese ist sehr Ca- und Al-reich. Der Kern selbst ist Metallfrei, aber um den Kern legt sich eine Lage mit Ni-reichem FeNi-Metall. Zwischen diesen Metallen und um diese treten kleinere Olivin-Kristalle auf, die überwiegend von Pyroxen und seltener von anorthitischem Feldspat umschlossen sind. Dieser Olivin hat deutlich höhere FeO-Gehalte (j1 Gew.%), aber geringere CaO- (~0.25 Gew.%) und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- (~0.10 Gew.%) Gehalte. Die Pyroxene haben erhöhte Konzentrationen an den refraktären Elementen CaO (4.48 – 12.01 Gew.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.40 – 6.98 Gew.%) und TiO<sub>2</sub> (0.47 – 0.78 Gew.%). Nach dieser Zone schließt sich ein Ring mit Ni-armen FeNi-Metallen an. Um diesen Ring befindet sich ein letzter, schmaler Saum, in dem freies SiO<sub>2</sub> auftritt. Dieses enthält ~1 Gew.% FeO. Als weitere Phasen in diesem Saum treten Olivin, Pyroxen und anorthitischer Feldspat hinzu. Der Olivin enthält noch höhere Konzentrationen an FeO (j2 Gew.%) und noch geringere Konzentrationen an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (j0.05 Gew.%). Die CaO-Gehalte bleiben bei etwa 0.25 Gew.%. Die Pyroxene sind in dieser äußersten Zone gegenüber der weiter innen gelegenen an den refraktären Elementen CaO (0.44 – 0.69 Gew.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.16 – 1.26 Gew.%) und TiO<sub>2</sub> (0.03 – 0.09 Gew.%) verarmt.

Das hier beschriebene Objekt kann genauso wenig wie das der Abbildung 4.4 als SRO bezeichnet werden, da zwar im äußersten Rand freies SiO<sub>2</sub> auftritt, jedoch nicht in ausreichenden Mengen, um die Gesamt-SiO<sub>2</sub>-Konzentration in signifikanter Weise zu erhöhen. Allerdings enthalten die magmatischen Ränder um die Typ I-Chondren in den CR-Chondriten generell mehr SiO<sub>2</sub> als das vergleichbare, SRO-ähnliche Objekt der Abbildung 4.4 im CH-Chondriten. Jedoch kann das auch ein statistisches Problem sein, da ich nur eines dieser Objekte in den CH-Chondriten gefunden habe.

**Tabelle 4.5:** Chemische Zusammensetzung des SRO im CR-Chondriten Acfer 209.

Mineral	Kern				Rand			äußerster, SiO <sub>2</sub> -reicher Saum			
	Ol	Ol	Fsp	Fsp	Ol	Px	Fsp	Ol	Px	Fsp	Qtz
SiO <sub>2</sub>	42.66	42.75	46.72	47.50	42.42	55.18	48.34	42.29	58.71	48.73	100.22
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.04	0.05	0.03	0.06	0.61	0.06	0.01	0.03	0.01	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26	0.24	32.97	29.98	0.10	4.39	29.32	0.03	0.16	31.78	0.19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.18	0.01	0.00	0.61	1.38	0.12	0.67	0.81	0.04	0.00
FeO	0.73	0.69	0.50	2.26	1.37	3.73	1.21	2.06	2.96	0.51	1.12
MnO	0.03	0.05	0.00	0.00	0.19	0.30	0.02	0.22	0.22	0.04	0.01
MgO	56.02	56.74	1.00	1.03	55.60	28.42	2.30	55.29	37.36	0.93	0.00
CaO	0.47	0.47	19.21	18.20	0.25	6.03	17.58	0.29	0.45	18.94	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.27	0.36	0.00	0.05	0.23	0.03	0.00	0.37	0.10
total	100.39	101.16	100.85	99.36	100.59	100.09	99.17	100.88	100.68	101.36	101.70
Si	1.000	0.995	2.140	2.218	0.996	1.915	2.245	0.995	1.984	2.212	0.993
Ti	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.016	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	0.007	0.007	1.780	1.650	0.003	0.180	1.605	0.001	0.006	1.701	0.002
Cr	0.003	0.003	0.000	0.000	0.011	0.038	0.004	0.012	0.022	0.001	0.000
Fe	0.014	0.014	0.019	0.088	0.027	0.108	0.047	0.040	0.084	0.019	0.009
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.004	0.009	0.001	0.004	0.006	0.002	0.000
Mg	1.957	1.968	0.068	0.072	1.947	1.470	0.160	1.938	1.882	0.063	0.000
Ca	0.012	0.012	0.943	0.911	0.006	0.224	0.875	0.007	0.016	0.921	0.000
Na	0.001	0.000	0.024	0.033	0.000	0.003	0.020	0.001	0.000	0.033	0.002
total	2.995	3.000	4.980	4.972	2.996	3.962	4.959	2.999	4.001	4.953	1.007

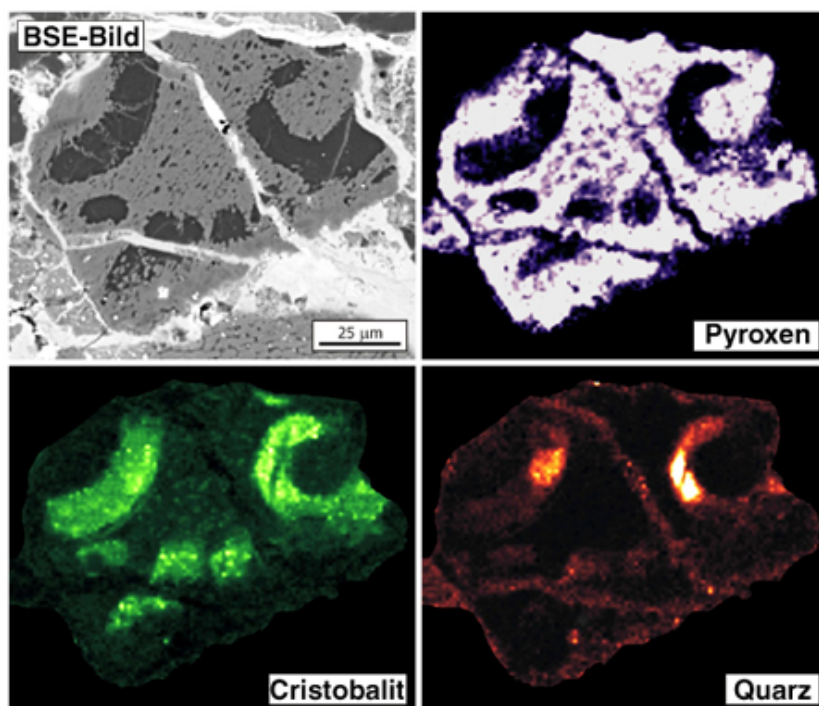


## 4.4 Polymorphie

### 4.4.1 CH-Chondrite

Ich habe fast, aber nicht alle SRO mit dem MRS auf ihre Polymorphie hin untersucht. Die Tabelle 4.6 gibt einen Überblick, wie häufig die verschiedenen  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe auftreten. In der ersten Spalte ist angegeben, wie viele SRO ich im jeweiligen Schliff gefunden habe. Die Summe der restlichen Zahlen einer Zeile ergibt die Anzahl der SRO, die ich auf ihre Polymorphie hin untersucht habe und die Zahlen in den Zeilen geben an, wie oft ein bestimmtes Polymorph auftrat. Ein immer wieder kehrendes, analytisches Problem war Lumineszenz, die sich teilweise auch nicht durch einen Wechsel der Laser-Wellenlänge umgehen ließ. Aus dem Grund konnten nicht alle SRO analysiert werden. Was die Lumineszenz verursachte ist unklar. Verunreinigungen durch Spurenelemente können eher ausgeschlossen werden, da teilweise bei Spektren zweier benachbarter  $\text{SiO}_2$ -Körner das eine starke Lumineszenz zeigte und das andere nicht.

Die  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe bei  $10^5$  Pa sind sehr gut an ihrem jeweils charakteristischen Raman-Spektrum zu identifizieren. Ich konnte alle drei Niedrig-Druck Polymorphe – Quarz, Tridymit und Cristobalit –, aber auch glasiges  $\text{SiO}_2$  in verschiedenen SRO nachweisen. Die Abbildung 4.16 zeigt die erhaltenen Spektren für die entsprechenden Polymorphe. Die Spektren sind meist sehr leicht und schnell, nach nur wenigen Sekunden Zählzeit, an ihren charakteristischen Peaks erkennbar. Auffällig oft treten Glas – das hohe Temperaturen für seine Bildung benötigt –, sowie das Hoch-Temperatur Polymorph Cristobalit und das Mittel-Temperatur Polymorph Tridymit auf. Als Ausnahmen treten in den praktisch reinen  $\text{SiO}_2$ -SRO Cristobalit und Quarz teilweise nebeneinander auf und es ergibt sich ein gemischtes MRS-Spektrum. In einem SRO mit Pyroxen habe ich ebenfalls Quarz koexistierend mit Cristobalit gefunden. Die Abbildung 4.15 zeigt die Verteilung von Quarz, Cristobalit und zusätzlich Pyroxen in diesem SRO. Es ist gut zu erkennen, dass überwiegend Cristobalit auftritt und nur an einigen wenigen Stellen zusätzlich Quarz.



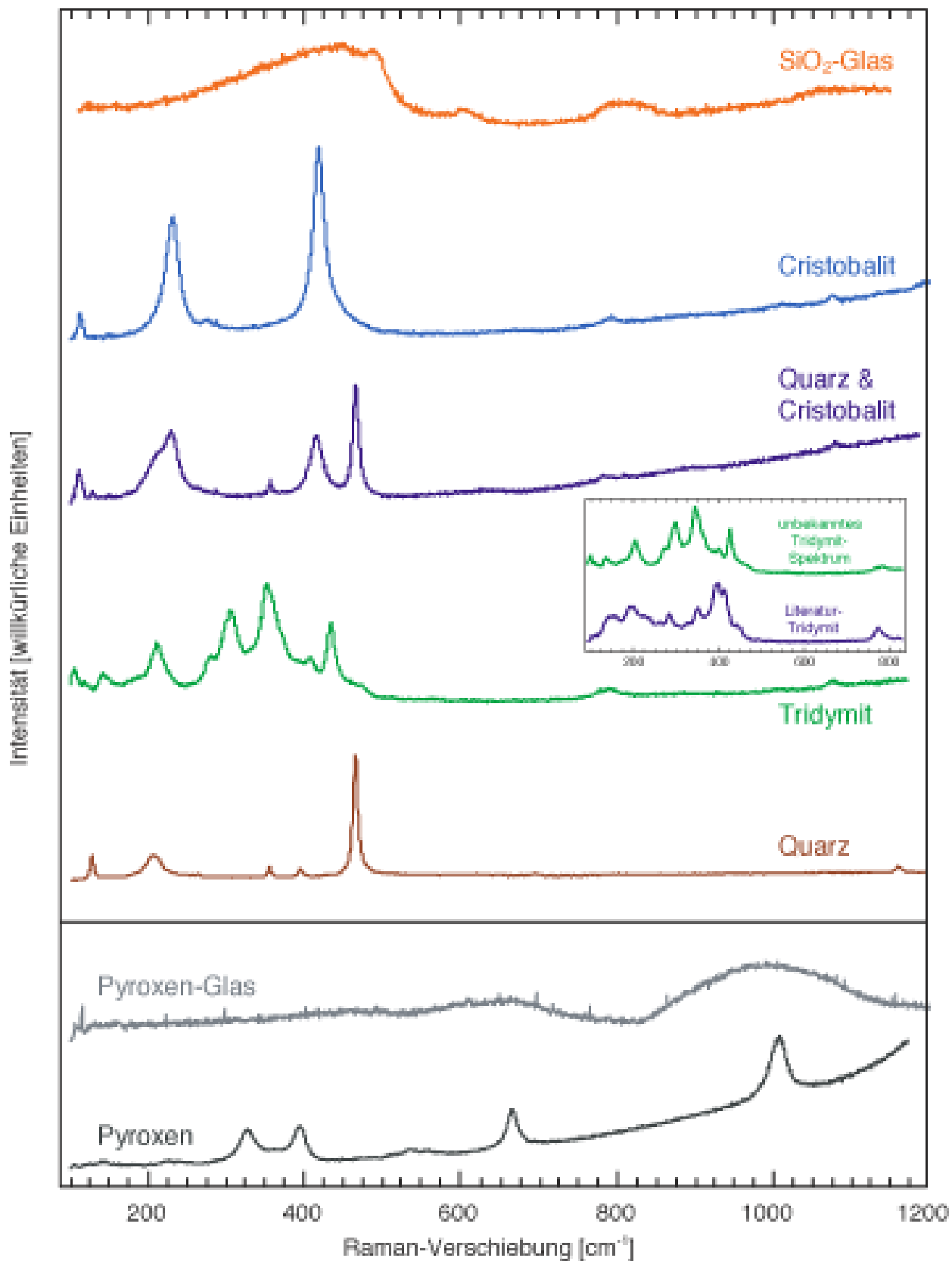
**Abbildung 4.15:** Das Bild zeigt in drei Mikro-Raman Karten die Verteilung von Pyroxen, Cristobalit und Quarz in einem SRO aus Acfer 182. Die jeweils hellen, beziehungsweise farbigen Regionen repräsentieren die entsprechende Phase.

**Tabelle 4.6:** Häufigkeit der  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe in den SRO eines Schliffs.

	SRO	Quarz	Tridymit	Cristobalit	Crs & Qtz	Glas
Acfer 182	12	1	1	2	1	4
Acfer 207-I	8	-	-	-	-	-
Acfer 207-II	4	2	-	1	1	-
PAT 91546,23	5	-	-	3	-	-

Im Schliff PAT 91546,23 sind die SRO so klein, dass es schwierig wird, sie auszuzählen, es sind jedoch sicherlich mehr als 5. Der Schliff Acfer 207-I ging bei einem Labor-Unfall verloren.





**Abbildung 4.16:** Repräsentative MRS-Spektren der verschiedenen  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe und Silikat-Anteile der SRO in den CH-Chondriten. Für Referenzspektren siehe: Etchepare et al. (1974) (Quarz); Etchepare et al. (1978); Kingma und Hemley (1994) (Tridymit); Bates (1972) (Cristobalit) und Sharma et al. (1981) ( $\text{SiO}_2$ -Glas).

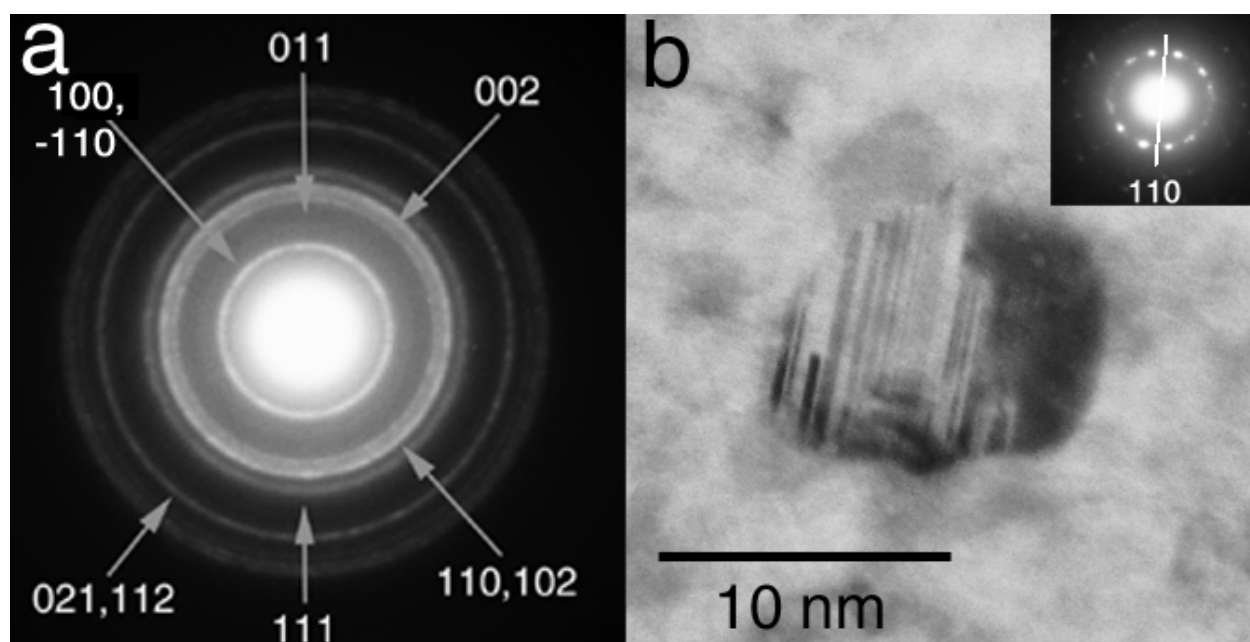
Tridymit taucht nur einmal in der MnO-reichen Chondre der Abbildung 4.3g auf. Allerdings handelt es sich dabei nicht um das typische, sondern ein bislang unbekanntes Tridymit-Spektrum. Der Inset in Abbildung 4.16 zeigt deutlich den Unterschied zwischen dem Tridymit-Spektrum aus der MnO-reichen Chondre und einem typischen Tridymit-Spektrum, wie es beispielsweise von vulkanischen Tridymiten bekannt ist. Erst genauere TEM-Untersuchungen an einem  $\text{SiO}_2$ -Korn im gewöhnlichen Chondriten Knyahinya mit demselben unbekanntem MRS-Spektrum zeigten, dass es sich überhaupt um Tridymit handelt (Kapitel 5.4.2). Wie in Kapitel 2.2 beschrieben, besitzt Tridymit eine Vielzahl von metastabilen Varietäten, zu denen der gefundene gehört (ausführlicheres dazu in Kapitel 5.4.2).

Die Ergebnisse der MRS-Untersuchungen sind schon in die Abbildung 4.3 eingetragen, das heißt, das auftretende  $\text{SiO}_2$  ist darin mit der analysierten Polymorphie bezeichnet. In Fällen, in denen die Polymorphie nicht analysiert wurde, steht nur  $\text{SiO}_2$ .

Eine deutliche Korrelation zwischen der SRO-Struktur und der  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie scheint nicht vorhanden zu sein. Allerdings ist für eine vernünftige Statistik die Menge der vorhandenen SRO nicht ausreichend. Jedoch habe ich auch die Silikate mit dem MRS untersucht und zumindest scheinen das  $\text{SiO}_2$  und die Silikatphase entweder beide Glas oder beide kristallin zu sein. Die Spektren der Silikat-Analysen sind ebenfalls in Abbildung 4.16 gezeigt.

Das  $\text{SiO}_2$  eines SRO mit großen, kugeligen  $\text{SiO}_2$ -Entmischungen habe ich mit dem TEM untersucht. Diese Analysen mussten sehr zügig durchgeführt werden, da das  $\text{SiO}_2$  unter dem Elektronenstrahl äußerst instabil ist. Schon bei nur 120 kV Beschleunigungsspannung amorphisiert  $\text{SiO}_2$  und es sind keine Beugungsbilder mehr möglich. Zur Untersuchung wurde deshalb teils ein Stickstoff gekühlter Probenhalter verwendet, um das zerstörerische Aufheizen der Probe durch die Elektronen zu verzögern.

Die TEM-Untersuchungen im kugeligen  $\text{SiO}_2$  zeigten winzige, meist unter 10 nm kleine  $\text{SiO}_2$ -Kriställchen. Einzelne Beugungsbilder (SAED) waren nicht mehr möglich, stattdessen ergaben sich Beugungsringe. Diese sind in Abbildung 4.17a zu sehen, und können  $\alpha$ -Quarz zugeordnet werden. Größere  $\text{SiO}_2$ -Kristalle zeigten eine polysynthetische Verzwilligung nach dem Brazil-Gesetz. Dabei sind die enantiomorphen Varietäten des  $\alpha$ -Quarz entlang  $\{110\}$  miteinander verwachsen. Die polysynthetische Verzwilligung, ist in Abbildung 4.17b

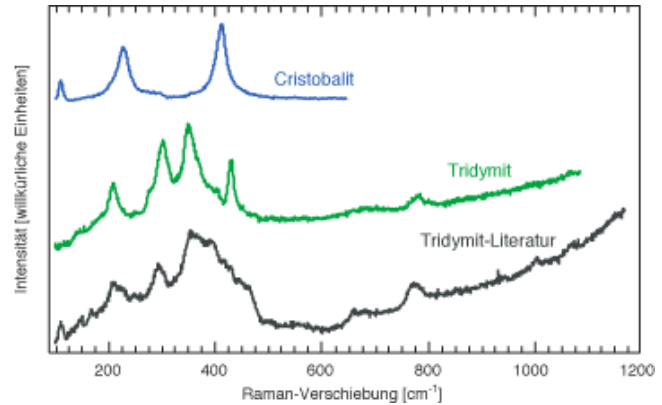


**Abbildung 4.17:** (a) Beugungsbild der nanokristallinen  $\alpha$ -Quarz-Kristalle in einem SRO. (b) Hochauflösende TEM-Aufnahme eines polysynthetisch verzwilligten Quarz-Kristalls. Im Inset ist das dazu gehörige SAED-Bild gezeigt. Darin ist außerdem die Zwillingsenebene eingezeichnet.

zu sehen. Der Inset in Abbildung 4.17b zeigt in einer SAED-Aufnahme die Zwillings Ebene in dem gezeigten Kristall.

#### 4.4.2 CR-Chondrite

Ich habe etwa zehn der  $\text{SiO}_2$ -Kristalle im magmatischen Rand des SRO-ähnlichen Objekts aus Acfer 209 gemessen. Alle Phasen konnten als entweder das Hoch-Temperatur Polymorph Cristobalit oder das Mittel-Temperatur Polymorph Tridymit identifiziert werden. Dieser tritt allerdings meist als das bisher unbekannte Tridymit-Spektrum, wie das des  $\text{SiO}_2$  aus dem MnO-reichen SRO des CH-Chondriten Acfer 182 auf. Zusätzlich habe ich Tridymit mit dem bekannten Raman-Spektrum gefunden. Die Abbildung 4.18 zeigt jeweils eines der aufgenommenen Cristobalit- und der zwei unterschiedlichen Tridymit-Spektren.



**Abbildung 4.18:** MRS-Spektren der  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe des SRO-ähnlichen Objekts aus Acfer 209.

### 4.5 Diskussion

Wie zu Beginn des Kapitels schon erwähnt, gehören die CR-Clan Chondrite und speziell die CH-Chondrite zu den primitivsten Meteoriten und sind deshalb besonders geeignet, um Informationen über das frühe Sonnensystem zu erhalten. Unterschiedliche Autoren schlagen eine Reihe von Modellen vor, um die Entstehung der CH-Chondrite zu erklären. Wasson (1988) und Wasson und Kallemeyn (1990) schlagen ein Modell vor, bei dem zwei Asteroide miteinander kollidieren und dabei eine Wolke verdampften Materials über der Impaktstelle entsteht. In dieser bilden sich die kryptokristallinen Chondren und Metalle. Andere Autoren, wie beispielsweise Grossman et al. (1988); Scott (1988); Weisberg et al. (1992) und Bischoff et al. (1993b) argumentieren dagegen, dass alle Chondren in den CH-Chondriten auf dieselbe Weise entstanden sind, wie in allen anderen Chondriten – auch wenn dieser Chondren-Bildungsprozess selbst weiterhin unbekannt ist. Meibom et al. (1999) haben sich mit den zonierten Metallen beschäftigt und erklären deren Entstehung durch fraktionierte Kondensation während der Abkühlung eines evaporierten Nebel-Kompartiments. Kürzlich haben Krot et al. (2001) aus der chemischen Zusammensetzung der C- und SO-Chondren in CH- und CB-Chondriten geschlossen, dass diese durch direkte Kondensation einer Schmelzphase aus einem evaporiertem Nebel-Kompartiment entstanden, noch bevor die Metalle kondensierten. Dann wurden diese Chondren dem Nebel-Kompartiment bei moderaten bis hohen Temperaturen entzogen, so dass keine volatilen Elemente in diese Chondren kondensieren konnten.

In meiner Arbeit habe ich mich nun mit SRO beschäftigt, die bisher noch nicht eingehend untersucht wurden und die einen wichtigen Beitrag leisten, die Bildung der CH-Komponenten zu verstehen. Die Ergebnisse dieser Arbeit führen mich am Ende dieses Kapitels zu einem Modell, das die Entstehung all der verschiedenen, eben genannten Komponenten zu erklären versucht.

Im Folgenden werden zuerst die Bildung der SRO, sowie der Feldspäte, Ca-Al-reichen Forsterite und invers zonierten Chondren diskutiert. Danach werde ich auf die Bildung der C- und SO-Chondren eingehen, wie sie von Krot et al. (2001) dargestellt wird und wende deren Modell auf die entsprechenden Chondren in den CH-Chondriten an. Dann werde ich kurz die Entstehung der Metalle referieren, wie sie Meibom et al. (1999) darstellt. Beides ist für die daran anschließende Zusammenfassung wichtig und dem darin vorgestellten Modell für die Bildung der Komponenten der CH-Chondrite. Die SRO in den CR-Chondriten und deren Bildung werde ich nur kurz und ganz zum Schluss diskutieren, da ich in diesem Chondrit-Typ nur ein Objekt untersucht habe. Der Schwerpunkt liegt auf den CH-Chondriten.

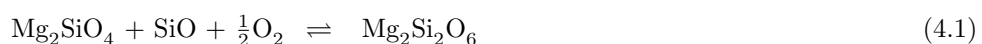
### 4.5.1 Die Bildung SiO<sub>2</sub>-reicher Phasen in CH-Chondriten

#### Die Bildung der SRO-Precursor durch fraktionierte Kondensation

Es wurde schon erwähnt, dass eine Gleichgewichtskondensation, wie sie für die Bildung der meisten Chondren-Precursor angenommen wird, kein freies SiO<sub>2</sub> produzieren kann. Der Grund dafür sind die kosmischen Elementhäufigkeiten im solaren Nebel. Das kosmische, atomare Mg/Si-Verhältnis beträgt 1.07. Entsprechend der Silikat-Kondensationsreihenfolge entstehen nacheinander Olivin → Pyroxen → Feldspäte (Grossman, 1972; Petaev und Wood, 1998; Ebel und Grossman, 2000). Olivin hat ein (Mg,Fe)/Si-Verhältnis von genau 2 und Pyroxen von genau 1. Das bedeutet, bei einem kosmischen Mg/Si-Verhältnis von 1.07, muss alles Si nach einer Gleichgewichtskondensation in Olivin und Pyroxen gebunden sein. Da das kosmische Verhältnis nur knapp über 1 liegt, ist Pyroxen die klar dominierende Phase. Quarz würde bei einer Gleichgewichtskondensation theoretisch nach Pyroxen auftreten. Zu dem Zeitpunkt ist aber schon das gesamte SiO – die dominante Gassepezies der Si-O-Verbindung im Nebel – aufgebraucht. Die Kondensation von SiO<sub>2</sub> wäre demnach nur möglich, wenn das kosmische Mg/Si-Verhältnis  $\leq 1$  wäre, da in dem Fall der früher kondensierende Pyroxen nicht mehr alles SiO des Nebels aufnehmen kann. Bei dieser Betrachtung spielt als drittes wichtiges Element Fe eine Rolle. Die kosmische Häufigkeit von Fe ist mit einem atomaren Fe/Si-Verhältnis von 0.9 etwas geringer als die von Mg und Si. Als oxidiertes FeO kann es neben MgO in Olivin und Pyroxen eingebaut werden. Daraus resultiert am Ende der Gleichgewichtskondensation ein höherer Anteil von Olivin gegenüber Pyroxen. Die SiO<sub>2</sub>-Kondensation wird dadurch also nur noch unwahrscheinlicher. Der Anteil des oxidierten Fe wird jedoch sehr gering sein, da im solaren Nebel aufgrund der hohen H<sub>2</sub>- und C-Konzentrationen extrem reduzierende Bedingungen herrschen; je nach Temperatur und bei einem S/G-Verhältnis von 1 zwischen etwa IW-4 und IW-6.

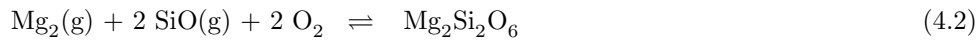
Es muss dementsprechend einen anderen Prozess geben, der SiO im solaren Nebel anreichert. In Kapitel 2.1 habe ich fünf verschiedene Möglichkeiten dafür vorgestellt. Vier davon lassen sich für die Bildung der SRO ausschließen: (1) RedOx-Reaktionen sind nicht möglich, da die SRO praktisch Metall-frei sind. Sollten die SRO durch RedOx-Reaktionen entstanden sein, müsste in der Paragenese zusätzlich Ni-freies Fe auftreten. Das ist nicht der Fall. (2) Ähnliches gilt für eine mögliche Sulfurierungsreaktion. Diese sollte als ein Produkt Mg- oder Fe-Sulfide erzeugen, die in den SRO nicht vorhanden sind. (3) Die Oxidation von FeNi-Metall scheidet ebenfalls aus, da in fast allen Metallen nur sehr wenig Si<sup>0</sup> gelöst ist, und daraus oxidiertes SiO<sub>2</sub> deshalb von großen Mengen Metall begleitet sein müsste, das in den SRO nicht vorhanden ist. Ein weiterer Grund spricht gegen diese drei erst genannten Möglichkeiten: Alle diese Reaktionen belassen das Si/Mg-Verhältnis gleich; in den SRO ist dieses Verhältnis jedoch sehr stark erhöht. Die Mg/Si-Fraktionierung kann durch diese Reaktionen also nicht erklärt werden. (4) Die vierte Möglichkeit ist reprozessiertes Mesostasis-Material. In diesem Fall sollten für magmatische Kristallisation typische Merkmale auftreten, wie erhöhte Konzentrationen inkompatibler Elemente wie Ca, Al und Ti, sowie ein fraktioniertes und erhöhtes Al/Ca-Verhältnis. Keines dieser Merkmale kann in den SRO beobachtet werden (Abbildung 4.8). Als letzte Möglichkeit bleibt fraktionierte Kondensation übrig, die deshalb für die SiO<sub>2</sub>-Anreicherung in den SRO verantwortlich gewesen sein muss. Dieses Ergebnis der fraktionierten Kondensation als Prozess für die SiO<sub>2</sub>-Anreicherung, im negativen Ausschlussverfahren gewonnen, will ich nun im Weiteren mit zusätzlichen Belegen stützen. Nach diesem ersten Indiz für eine fraktionierte Kondensation, ist es zunächst nützlich, diesen Prozess und seine Implikationen etwas näher zu betrachten.

Für die Silikate läuft die fraktionierte Kondensation folgendermaßen ab (gültig für 1 Pa, S/G = 1 und einen Isolationsgrad  $\xi = 1\%$ ; → Kapitel 2.1.1): Olivin kondensiert als erste Phase bei etwa 1319 K. Dabei steigt das initiale, atomare Mg/Si-Verhältnis von 1.07 im verbleibenden Nebel an, da Olivin genau doppelt so viel Mg einbaut wie Si. Der Nebel wird dementsprechend reicher an SiO. Bei der Gleichgewichtskondensation würde sodann mit fallenden Temperaturen nahezu aller Olivin mit dem SiO im Nebel zu Pyroxen reagieren, entsprechend der Reaktion:



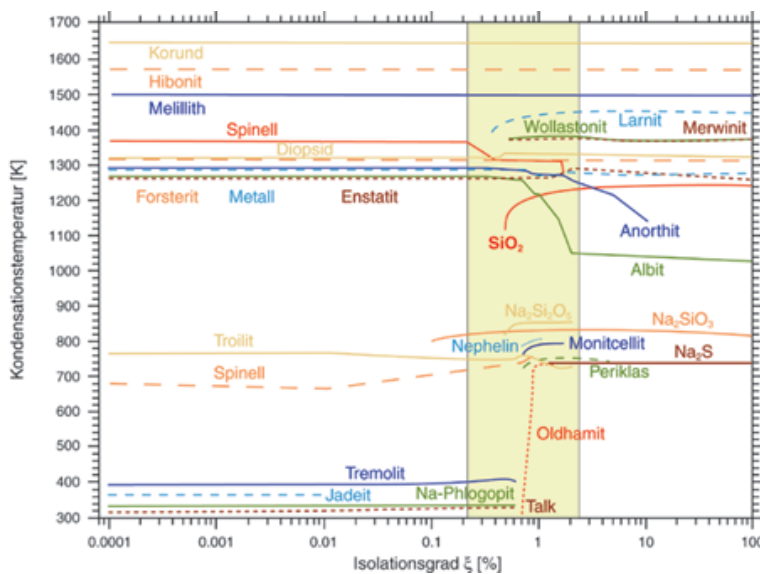
Bei der fraktionierten Kondensation bleibt jedoch ein Teil des Olivins inert gegenüber der Gasphase, so dass der Nebel weiterhin erhöhte SiO-Konzentrationen besitzt.

Nach der Olivin-Kondensation bildet sich Pyroxen entweder durch Reaktion mit Olivin entsprechend der Gleichung 4.1 oder ebenfalls durch Kondensation entsprechend der Gleichung:



Diese Pyroxen-Bildung und -Kondensation setzt bei etwa 1268 K ein. Da ein Teil des zuvor gebildeten Olivins nicht mit dem Pyroxen reagiert, hat der Nebel zu diesem Zeitpunkt ein Mg/Si-Verhältnis  $\downarrow 1$ . Der Pyroxen inkorporiert bei der Kondensation Mg und Si zu gleichen Teilen, also im Verhältnis 1:1. Dem Nebel wird damit Mg und Si zu anderen Anteilen entzogen ( $\rightarrow \text{Mg/Si} = 1$ ), als sie in diesem selbst auftreten ( $\rightarrow \text{Mg/Si} \downarrow 1$ ). Und da das Mg/Si-Verhältnis im Nebel kleiner ist als im Pyroxen, wird bei der Pyroxen-Kondensation das Mg/Si-Verhältnis des Nebels weiter reduziert, das heißt, SiO wird im Nebel weiter angereichert. In dem so SiO-angereicherten Nebel ist nun die notwendige Bedingung von  $\text{Mg/Si} \downarrow 1$  erfüllt, damit schließlich bei Temperaturen von etwa 1215 K  $\text{SiO}_2$  kondensieren kann.

Die Abbildung 4.19 entstammt dem Artikel von Petaev und Wood (1998) und zeigt die Veränderung der Kondensationssequenz durch die eben beschriebene fraktionierte Kondensation in Abhängigkeit des Isolationsgrades  $\xi$ , der auf der x-Achse aufgetragen ist. Die Temperatur fällt entlang der y-Achse nach unten ab. Das Diagramm zeigt, bei welcher Temperatur ein Mineral kondensiert. So beginnt die Kondensationssequenz bei hohen Temperaturen von etwa 1650 K mit Ca-Al-reichen Oxiden. Ab etwa 1320 K beginnt die Silikat-Kondensation mit Forsterit. Das mit Abstand Interessanteste an diesem Diagramm ist jedoch die Tatsache, dass die fraktionierte Kondensation nur in einem sehr engen  $\xi$ -Bereich zwischen 0.2 und 1.15% große Veränderungen in der Kondensationssequenz hervorruft (in der Abbildung Hellgrün unterlegt). Links und rechts dieses schmalen Streifens bleiben die Sequenzen über den jeweils gesamten  $\xi$ -Bereich mehr oder weniger



**Abbildung 4.19:** Fraktionierte Kondensationssequenz der Minerale in Abhängigkeit der Temperatur und des Isolationsgrades  $\xi$  bei 1 Pa. Aus: Petaev und Wood (1998).

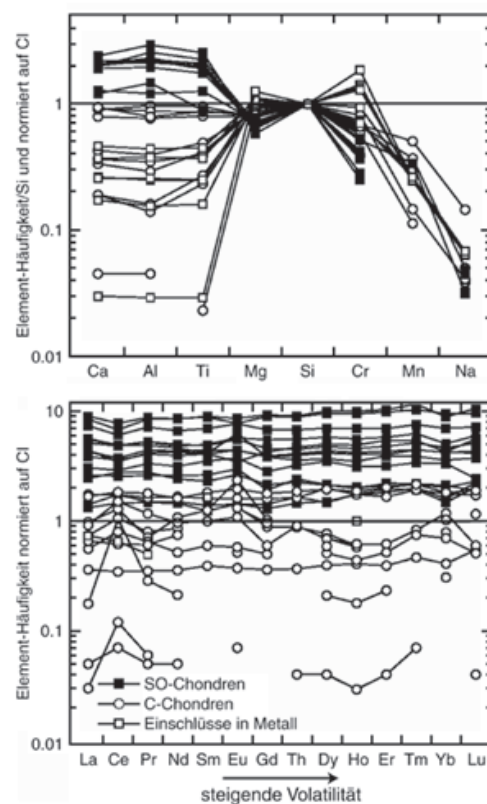
gleich, aber natürlich jeweils voneinander verschieden. Der zweite, sehr auffällige und wichtige Aspekt sind die kleinen  $\xi$ -Werte, bei denen diese Veränderungen stattfinden. Denn kleine Isolationsgrade sind in einem schnell abkühlenden Nebel durch kinetische Hemmung mit Sicherheit möglich, wohingegen große Isolationsgrade eher schwer zu erzielen wären, wenn man darüber hinaus beachtet, dass die chondritischen Komponenten – speziell in den CH-Chondriten – selten größer als 100  $\mu\text{m}$  sind. Die entscheidende Information dieses Diagramms liegt dementsprechend im Bereich, der von der Gleichgewichtskondensation ( $\rightarrow \xi = 0$ ) bis hin zu den ersten Effekten der fraktionierten Kondensation und dem Auftreten von  $\text{SiO}_2$  oberhalb einem Isolationsgrad von  $\xi > 0.47\%$  reicht. Beim Vergleich der Gleichgewichtskondensation mit der fraktionierten Kondensation fällt zunächst auf, dass bei letzterer  $\text{SiO}_2$  bei Temperaturen zwischen 1140 und 1240 K – abhängig von  $\xi$  – kondensieren kann. Weitere auffällige Unterschiede sind beispielsweise die Kondensation von Feldspäten bei geringeren Temperaturen. Darüber hinaus gibt es keine entscheidenden Veränderungen bezüglich der Hauptminerale.

Aus dieser Fraktionierung resultiert eine modifizierte Kondensationssequenz, die nun nach Olivin, Pyroxen und Metall zusätzlich  $\text{SiO}_2$  produziert. Genau diese Kondensationssequenz, mit dem späten Auftreten von

$\text{SiO}_2$ , ist in dem Objekt der Abbildung 4.4 dokumentiert: (1) Der Kern besteht aus Olivinen, umgeben von einer Ca-Al-reichen Mesostasis. Vermutlich hat sich bei hohen Temperaturen zunächst eine relativ refraktäre Schmelze gebildet, aus der die Olivine kristallisierten. (2) Als nächstes kondensierten Pyroxene und Metalle, beziehungsweise das  $\text{SiO}$  des Gases reagierte teilweise mit Olivinen zu Pyroxen. Diese Reaktion kann an den randlichen Olivinen, die von Pyroxen teilweise oder ganz umschlossen sind, noch nachgewiesen werden. Weiter außen gibt es diese Verwachsungen nicht mehr und es sind nur noch Pyroxen und Metall vorhanden. Während der Bildung von Pyroxen wurde offensichtlich nicht der gesamte Olivin verbraucht, so dass der Nebel an  $\text{SiO}$  angereichert werden konnte. (3) Deshalb kondensierte schließlich  $\text{SiO}_2$ , das als ein äußerer, dünner Saum um dieses Objekt auftritt. Das gesamte Objekt ist damit ein zweiter, diesmal direkter und sehr eindeutiger Beleg für die fraktionierte Kondensation, die im Bildungsgebiet der CH-Chondrite abgelaufen sein muss. Jüngst durchgeführte Experimente von Tissandier et al. (2002), bei denen  $\text{SiO}$  als Gasphase auf partielle Silikatschmelzen aufdampft, reproduzieren diese Zonierung und bestätigen damit dieses Bildungs-Szenario.

Einen dritten Beleg für fraktionierte Kondensation geben die chemischen Gesamt-Zusammensetzungen der SRO. Wie in Kapitel 4.3.1 dargestellt, streuen die absoluten Konzentrationen der refraktären Elemente Ca, Al und Ti über einen weiten Bereich (Abbildung 4.8). Das flache, CI-normierte Muster bleibt jedoch erhalten. Dieselbe Streuung haben Krot et al. (2001) bei C- und SO-Chondren in CB-Chondriten gefunden (Abbildung 4.20). Diese Chondren interpretieren Krot et al. (2001) als Schmelzkondensate, entstanden aus einem heißen, vollständig evaporierten Nebel während einer fraktionierten Kondensation. Danach enthalten die ersten Schmelzkondensate hohe Konzentrationen an refraktären Elementen wie Ca, Al, Ti und SEE, und die letzten wenige. Wendet man diese Interpretation auf die SRO und deren chemische Gesamtzusammensetzung an, so kann etwas über deren silikatische Precursor-Anteile ausgesagt werden, nämlich, dass auch diese als fraktionierte Kondensate angesehen werden können. Es darf bei dieser Interpretation nicht das SRO als ganzes betrachtet werden, da das  $\text{SiO}_2$  erst sehr spät in der Kondensation erscheint. Die unterschiedlichen refraktären Element-Gehalte müssen deshalb schon im zuvor entstandenen Silikat enthalten gewesen sein, auf das  $\text{SiO}_2$  anschließend entweder aufkondensierte oder mit dem es später agglomerierte. Das bedeutet, die SRO wurden aus allen Komponenten, die sich während der fraktionierten Kondensation gebildet haben, plus  $\text{SiO}_2$  gebildet. Es ist jedoch zu erwarten, dass die SRO, wie beobachtet, geringe Konzentrationen refraktärer Elemente enthalten. Denn Silikate, die leicht an  $\text{SiO}_2$  zu übersättigen sind, sollten möglichst viel Pyroxen und wenig Olivin enthalten und solche Zusammensetzungen ergeben sich spät während der fraktionierten Kondensation, und enthalten dementsprechend auch wenig refraktäre Elemente. Auf diese Mineralkörner kondensierte dann  $\text{SiO}_2$  oder agglomerierte kalt mit diesen.

Dieser Mechanismus, leicht variiert, bietet auch eine Erklärung für die Mn-reichen Chondren, in denen die gleichzeitig hohen Gehalten an Mn und refraktären Elemente zunächst widersprüchlich erscheinen: Diese Chondren sind in refraktären Elementen super-chondritisch ( $\sim 5 \times \text{CI}$ ). Möglicherweise war ein Teil deren Precursor CAI-ähnliches Material. Wenn sich dieses mit  $\text{SiO}_2$  verbindet, reagiert es zunächst zu Silikaten, wie Anorthit oder bei Anwesenheit von  $\text{MgO}$  zu Melilith. Es ist also eine sehr große Menge an  $\text{SiO}_2$  notwendig, damit der Gesamt-Precursor  $\text{SiO}_2$ -übersättigt wird und freies  $\text{SiO}_2$  entstehen kann. Wenn gleichzeitig mit dem  $\text{SiO}_2$  und in vergleichbar großen Mengen diesem CAI-ähnlichem Precursor  $\text{MnO}$  zugeführt wird, kann das zur



**Abbildung 4.20:** (a) Konzentrationen der Haupt- und Nebenelemente, sowie (b) der SEE in C- und SO-Chondren in CB-Chondriten. Aus: Krot et al. (2001)

beobachteten, starken Mn-Anreicherung führen. Trotzdem ist diese Erklärung nicht ganz zufrieden stellend, da es, wie in Kapitel 4.3.1 festgestellt, keine wirkliche Systematik zwischen den refraktären Element-Gehalten und den Mn-Gehalten gibt und die MnO-Konzentration zudem in vielen SRO sehr gering ist.

Krot et al. (2001) führen in ihrer Argumentation für eine fraktionierte Kondensation außerdem die flachen SEE-Muster der C- und SO-Chondren an. Ein solches zeigt auch das eine gemessene SRO und darf damit als viertes Indiz für eine fraktionierte Kondensation gewertet werden. Denn eine magmatische Differentiation würde fraktionierte Muster erzeugen.

Damit ergeben sich eine ganze Reihe direkter und indirekter Hinweise für eine fraktionierte Kondensation und es ist deshalb sehr wahrscheinlich, dass dieser Prozess für die notwendige  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung verantwortlich war.

Es lassen sich darüber hinaus noch Aussagen über den Precursor-Bildungsprozess der SRO ableiten: Während der fraktionierten Kondensation entstanden Mineralkörner unterschiedlicher Zusammensetzung. Pyroxen ist trotz fraktionierter Kondensation – die vermehrt Olivin anreichert – die Hauptphase, da schon geringe Isolationsgrade ausreichen, um  $\text{SiO}_2$  zu kondensieren. In seltenen Fällen sammelt oder kondensiert auf einen Precursor überdurchschnittlich viel  $\text{SiO}_2$ , aus dem die SRO hervor gehen. Zusätzlich kondensierte  $\text{SiO}_2$  nicht nur auf schon bestehende Festphasen, sondern auch isoliert als Einzelphasen, wie die reinen  $\text{SiO}_2$ -SRO belegen. Es sollte jedoch relativ selten sein, dass sich Precursor mit überdurchschnittlich viel  $\text{SiO}_2$  bilden. Das wird durch das geringe Auftreten der SRO von  $\approx 0.1$  Vol.% belegt.

### Wiederaufheizung der SRO-Precursor

Nachdem die fraktionierte Kondensation die Precursor der SRO gebildet hat, wurden diese – zumindest teilweise – nochmals auf mindestens 1968 K aufgeheizt. Dabei entstand deren heutiges Erscheinungsbild. Es gibt zwei Belege für diesen Wiederaufheizung-Prozess: (1) Die Struktur der SRO und (2) deren  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie.

(1) Viele der SRO haben eine Struktur mit kugeligen  $\text{SiO}_2$ -Entmischungen im Silikat oder umgekehrt (Abbildungen 4.3a, c, e, f, m, n). Diese Struktur kann mit der liquiden Mischungslücke im ternären Phasendiagramm MgO- $\text{SiO}_2$ -FeO erklärt werden. Für eine Beschreibung dieser Entmischung ist zunächst das binäre System MgO- $\text{SiO}_2$  anschaulicher. Die Abbildung 4.21 zeigt dieses System. Darin eingetragen sind die Zusammensetzungen der Silikat- und  $\text{SiO}_2$ -Anteile, sowie die Gesamt-Zusammensetzungen der SRO, die sich im Bereich zwischen etwa 65.48 und 85.20 Gew.%  $\text{SiO}_2$  bewegen. Oberhalb 1968 K existiert in diesem Phasendiagramm eine liquide Mischungslücke, die durch eine koexistierende Silikat- und fast reine  $\text{SiO}_2$ -Schmelze definiert wird. Im Stabilitätsfeld dieser Mischungslücke wird eine der beiden Schmelzen versuchen ihre Oberfläche zu minimieren und im Idealfall Kugeln innerhalb der anderen Schmelze bilden, entsprechend beispielsweise Öl in Wasser. Nicht alle SRO enthalten Kugeln der einen Phase in der anderen, manche haben Strukturen, bei denen die eine Phase amöboide oder Hahnenkamm-artige Formen innerhalb der anderen bildet (Abbildungen 4.3b, i, o). Diese Variationen können durch unterschiedlich hohe Temperaturen oder unterschiedlich lange Zeiten oberhalb des Liquidus von 1968 K entstanden sein.

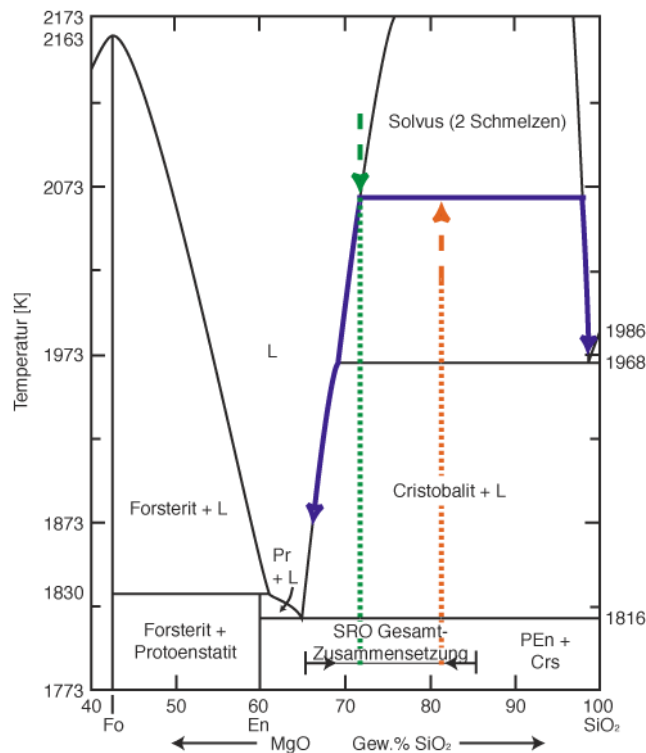
In die Abbildung 4.21 sind außerdem zwei verschiedene SRO-Zusammensetzungen eingetragen und zwei mögliche Pfade, über die ein SRO den Solvus der Mischungslücke erreichen kann: (1) Einmal, indem eine sehr heiße Schmelze mit vergleichsweise wenig  $\text{SiO}_2$  von oben auf diesen Solvus trifft und dort entmischt (grüner



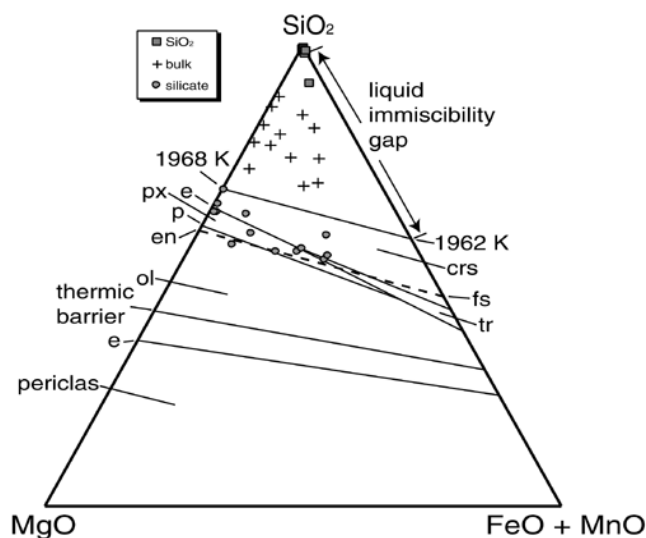
Pfad) oder (2) zum Anderen, wenn eine Schmelze mit relativ viel  $\text{SiO}_2$  von unten auf den Solvus trifft und dann entmischt (orangener Pfad). Beim anschließenden Abkühlen kristallisiert bei 1968 K Cristobalit und koexistiert mit einer  $\text{SiO}_2$ -übersättigten, silikatischen Schmelze, die mit weiter abnehmender Temperatur zusehends  $\text{SiO}_2$ -ärmer wird. Möglicherweise wird das System abgeschreckt, bevor die silikatische Schmelze das Eutektikum erreichen kann. In diesem Fall bleibt eine  $\text{SiO}_2$ -übersättigte Schmelze neben Cristobalit erhalten. Dieser Fall ist durch den blauen Abkühlpfad in Abbildung 4.21 illustriert, der vor Erreichen des Eutektikums endet. Im ternären Diagramm  $\text{MgO-SiO}_2\text{-FeO}$  der Abbildung 4.22 kann die  $\text{SiO}_2$ -Übersättigung einiger SRO gesehen werden, denn nicht alle Silikat-Zusammensetzungen liegen auf der Enstatit-Ferrosilit-Verbindungsline. Diese sind auf das eben beschriebene Abschrecken der Schmelze oberhalb des Eutektikums zurück zu führen. Der teilweise relativ hohe  $\text{FeO}$ -Gehalt des Silikat-Anteils einiger SRO hat praktisch keinen Einfluss auf die Minimal-Temperatur der Wiederaufheizung, da sich die Mischungslücke im binären System  $\text{FeO-SiO}_2$  bei 1962 K öffnet – also bei nur 6 Kelvin weniger als im  $\text{MgO-SiO}_2$ -System. Allerdings kann  $\text{Al}_2\text{O}_3$  den Solvus zu geringeren Temperaturen verschieben (Planner, 1983, und Zitate darin). Manche der untersuchten SRO haben signifikante Gehalte an  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , so dass diese nicht mehr vernachlässigt werden können und der Solvus in diesen SRO sicherlich tiefer liegt, jedoch haben viele SRO praktisch kein  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und für diese darf deshalb als Minimaltemperatur 1968 K angenommen werden.

(2) Die  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie liefert den zweiten Beleg für die Wiederaufheizung der SRO-Precursor zu hohen Temperaturen. Das meiste  $\text{SiO}_2$  tritt in den SRO entweder in Form der Hoch-Temperatur Polymorphe Cristobalit oder Tridymit auf oder als Glas. In einigen wenigen tritt zudem Quarz auf (Tabelle 4.6). Das Glas muss ehemals Schmelze gewesen sein, die eine Minimal-Temperatur von 1968 K erfordert. Ebenso verlangen Cristobalit und Tridymit Minimal-Temperaturen von 1743 K, beziehungsweise 1140 K. Das Auftreten unterschiedlicher  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe, beziehungsweise Glas, kann durch unterschiedliche Abkühlgeschwindigkeiten oder unterschiedlich hohe Peak-Temperaturen, beziehungsweise unterschiedlich lange Zeiten bei hohen Temperaturen erklärt werden. Ähnliche Hinweise für die letzten beiden Möglichkeiten gaben schon die Strukturen der SRO.

Diese beiden Belege – die SRO-Struktur, sowie deren  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie – führen zum Schluss, dass die  $\text{SiO}_2$ -reichen Precursor-Agglomerate der fraktionierten Kondensation anschließend nochmals zu sehr hohen Temperaturen  $\geq 1968$  K aufgeheizt wurden. Nach der Auf-



**Abbildung 4.21:** Teil des binären Phasendiagramms  $\text{MgO-SiO}_2$ . Eingezeichnet sind mögliche Schmelz- und Kristallisationspfade der SRO (siehe Text).



**Abbildung 4.22:** Ternäres Phasendiagramm  $\text{MgO-SiO}_2\text{-FeO+MnO}$ . Eingezeichnet sind die chemischen Zusammensetzungen der Silikat- und  $\text{SiO}_2$ -Phasen aus den SRO, sowie deren Gesamt-Zusammensetzungen. *e*: Eutektikum; *p*: Peritektikum; *en*: Enstatit; *ol*: Olivin; *crs*: Cristobalit; *fs*: Ferrosilit; *tr*: Tridymit. Diagramm nach: Bowen und Schairer (1935).



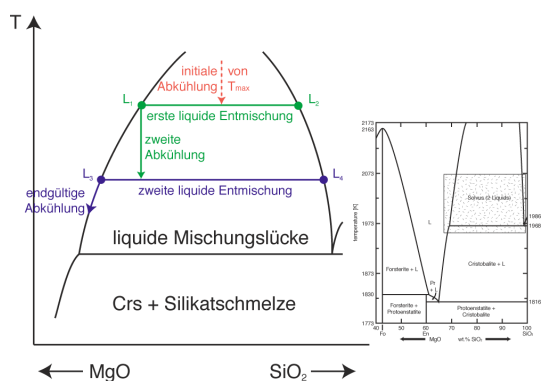
heizung müssen die SRO extrem schnell abgekühlt worden sein, damit die Hoch-Temperatur Polymorphe, beziehungsweise das Glas metastabil erhalten bleiben konnten (Heaney, 1994).

Aus all den vorangehenden Interpretationen ergibt sich schließlich ein zweistufiges Modell für die Bildung der SRO in CH-Chondriten: (1) Zunächst bildeten sich während einer fraktionierten Kondensation  $\text{SiO}_2$ -reiche Precursor, die (2) in einem anschließenden zweiten Schritt zu mindestens 1968 K wieder aufgeheizt wurden. Nach der Wiederaufheizung kühlten die SRO rasch ab. Unterschiede in den FeO-Konzentrationen zwischen den SRO können mit oxidierenden Bedingungen erklärt werden, die möglicherweise während der Wiederaufheizung geherrscht haben. Dabei käme es zur Umverteilung und Oxidation metallischen FeNi in die Silikate, wie es experimentell von Dohmen et al. (1998) demonstriert wurde.

### Bildung einiger spezieller SRO und der untypischen, Mn-reichen SRO

Vier der SRO sollen noch genauer diskutiert werden, da diese entweder zusätzliche Informationen über ihren Bildungsverlauf oder sekundäre Ereignisse liefern oder Fragen aufwerfen, die genauer diskutiert werden müssen (→ Mn-reiche Chondren). Das soll in diesem Abschnitt geschehen.

(1) Das SRO der Abbildung 4.1 hat einen Kern, der aus Silikat mit kugeligen  $\text{SiO}_2$ -Entmischungen darin besteht und um den sich ein reiner  $\text{SiO}_2$ -Mantel befindet. Die Abbildung 4.23 illustriert, wie dieses Objekt entstanden sein könnte: Gezeigt ist ein Ausschnitt der Mischungslücke des  $\text{MgO-SiO}_2$ -Phasendiagramms. Das SRO wurde zunächst auf eine Temperatur weit oberhalb des Beginns der Mischungslücke aufgeheizt. Dort trennten sich eine Silikat- ( $L_1$ ) und eine  $\text{SiO}_2$ -Schmelze ( $L_2$ ) voneinander, wobei sich das gesamte Silikat als eine große Schmelz-Kugel im Kern sammelte. Während der fortgesetzten Abkühlung entmischte der silikatische Kern weiter  $\text{SiO}_2$  ( $L_4$ ), das nun seinerseits kugelige Formen im silikatischen Kern ( $L_3$ ) bildete. Da die Flanken der Mischungslücke sehr steil sind, ist es nicht möglich über die chemische Zusammensetzung der Spurenelemente im  $\text{SiO}_2$  zusätzlich die Maximal-Temperatur abzulesen, bei der diese beiden Entmischungsereignisse stattgefunden haben.



**Abbildung 4.23:** Qualitativer Ausschnitt aus dem binären Phasendiagramm  $\text{MgO-SiO}_2$  der Abbildung 4.21. Im kleinen, rechten Bild ist gezeigt, welcher Ausschnitt dargestellt ist. Die Flanken der Mischungslücke sind im Ausschnitt zur besseren Darstellung flacher gezeichnet, als sie tatsächlich sind.

(2) In einem zweiten Objekt habe ich die kugeligen  $\text{SiO}_2$ -Entmischungen mit dem TEM untersucht. Diese bestehen aus nanokristallinen  $\alpha$ -Quarz Körnern, die häufig nach dem Brazil-Gesetz verzwillingt sind (Abbildung 4.17). Diese nanokristallinen Körner waren ursprünglich wahrscheinlich Glas, das mit der Zeit zu Quarz devitrifizierte. Die Brazil-Verzwilligung kann durch Schockbeanspruchung entstehen und ist deshalb wahrscheinlich bei der Kollision zweier Asteroide entstanden, die gleichzeitig den Meteoroiden von einem der beiden Mutterkörper losschlug (Heaney, pers. Komm.). Diese Interpretation passt zur Schock-Stufe 2, mit welcher der Acfer 182-Meteorit klassifiziert ist, aus dem dieses SRO stammt. Es kann überdies ausgeschlossen werden, dass die nanokristallinen Quarz-Körner während der Ionendünung entstanden, da diese keine Brazil-Zwillinge erzeugen kann.

(3) Die dritten interessanten Objekte sind die beiden Mn-reichen Chondren, da deren Pyroxene die bis dahin höchsten MnO-Konzentrationen enthalten, die je aus einem Meteoriten berichtet wurden (Abbildung 4.9). Besonders die Pyroxene der ersten dieser beiden Chondren (Abbildung 4.3g) haben diese hohen MnO-Konzentrationen mit bis zu 6.68 Gew.%, und selbst die Gesamtchondre hat noch immer 2.59 Gew.% MnO. Diese Werte sind im Besonderen bemerkenswert, da die CH-Chondrite mit 0.13 Gew.% Gesamt-MnO die geringsten MnO-Konzentrationen aller Chondrit-Typen überhaupt haben (Abbildung 1.18). Die MnO-Gesamt-Konzentrationen der anderen Chondren in CH-Chondriten betragen üblicherweise  $>0.5$  Gew.% (Bischoff et al., 1993b) und liegen damit im Diagramm von Klöck et al. (1989) im normalen Meteoritenfeld der OC und CC. Die hohen MnO-Konzentrationen in den Pyroxenen sind zudem ungewöhnlich, da der Verteilungskoeffizient von Mn zwischen Pyroxen und Schmelze normalerweise um 1 liegt. Das kann bei der vorliegenden Chondre

offensichtlich nicht stimmen, da die MnO-Konzentrationen in den Mesostasis-Mineralen grundsätzlich bei  $\approx 0.5$  Gew.% liegt. Der Grund dafür ist, dass der Mn-Verteilungskoeffizient von der Zusammensetzung der ursprünglichen Schmelze abhängt und sehr stark ansteigt, wenn es sich um rhyolithische Schmelzen, also solche mit  $\text{SiO}_2$   $\approx 65$  Gew.%, handelt. Die betrachtete Chondre hat mit einem Gesamt- $\text{SiO}_2$  von 72.34 Gew.% eine rhyolithische Zusammensetzung. In Experimenten fanden beispielsweise Mahood und Hildreth (1983) und Ewart und Griffin (1994) für solche stark  $\text{SiO}_2$ -übersättigten Systeme Mn-Verteilungskoeffizienten zwischen 30 und 34 für Ca-arme Pyroxene und zwischen 25.4 und 71.3 für Ca-reiche Pyroxene. Die Pyroxene dieser ersten Mn-reichen Chondre sind Ca-arm und sollten nach den experimentell bestimmten Verteilungskoeffizienten  $\sim 5.51$  ( $D = 30$ ), beziehungsweise  $\sim 6.24$  Gew.% ( $D = 34$ ) MnO enthalten. Diese Werte stimmen sehr gut mit dem gemessenen Durchschnittswert von 6.37 Gew.% in diesen Chondren überein. Das Profil über einen der großen Pyroxen-Leisten in dieser Mn-reichen Chondre unterstützt die Vermutung, dass Mn aus einer rhyolithischen Schmelze in den Pyroxen eingebaut wurde, denn es zeigt im Pyroxen-Kristall eine normale Zonierung, wie sie für die Kristallisation aus einer Schmelze erwartet wird (Abbildung 4.10).

In der zweiten Mn-reichen Chondre (Abbildung 4.3h) sind Pyroxen und Feldspat so fein miteinander verwachsen, dass die einzelnen Kristalle nicht mehr mit der Mikrosonde auflösen sind. Die gemessenen MnO-Konzentrationen in den Pyroxenen stellen deshalb nur Mindest-Gehalte dar. Allerdings können daraus keine vernünftigen, hypothetischen MnO-Konzentrationen in den Pyroxenen aus den experimentell bestimmten Verteilungskoeffizienten errechnet werden. Zumindest sind die hohen MnO-Konzentrationen der Pyroxene aus den Mikrosonden-Messungen immer noch klar erkennbar (Tabelle 4.3).

Mangan gehört zu den mäßig volatilen Elementen und kondensiert bei 1190 K als Mn-Olivin-Komponente Tephroit (Wai und Wasson, 1977). Während der fraktionierten Kondensation wurde ein Großteil der Hauptelemente wie Mg und Si in Silikate und Fe in Metall gebunden. Dadurch ist bei einer Temperatur unterhalb von 1230 K das meiste Mn im Gas stark aufkonzentriert und kann als sehr Mn-reiche Phase kondensieren. Die initiale fraktionierte Kondensation muss also bis zu Temperaturen  $\approx 1190$  K abgelaufen sein. Mangan, das bei der Kondensation auf schon gebildete,  $\text{SiO}_2$ -reiche Agglomerate aufkondensierte, kann so die Precursor der Mn-reichen Chondren bilden. Mangan, das auf Agglomerate von Olivin, Pyroxen und  $\text{SiO}_2$  kondensierte, wird bei der späteren Chondrenbildung nicht mehr auffallen, da solche Objekte nahezu CI-Zusammensetzung haben. Dass ich nur zwei dieser Mn-reichen Chondren gefunden habe entspricht den Erwartungen, dass dieser Prozess selten ist – ebenso wie die Bildung der SRO-Precursor.

Nach der Precursor-Bildung erfuhren diese Mn-reichen Chondren ebenso wie die SRO-Precursor eine Wiederaufheizung. Dafür sprechen (1) die Tatsache, dass die Pyroxene aus einer Mn-reichen Schmelze kristallisierten, die vorher entstanden sein muss und (2) die Mittel- und Hoch-Temperatur- $\text{SiO}_2$ -Polymorphe, die bei der ersten Chondre als Tridymit und bei der zweiten als Cristobalit bestimmt wurden. Berechnungen mit dem "MELTS"-Code von Ghiorso und Sack (1995) ergeben Liquidus-Temperaturen von 1674 K für die erste und 1900 K für die zweite Chondre und damit Minimal-Temperaturen der Wiederaufheizung. Die beiden Mn-reichen Chondren unterstützen damit die Idee eines zweistufigen Bildungsprozesses der SRO, da sie offensichtlich auf dieselbe Weise gebildet wurden und sich somit nahtlos in dieses Schema einfügen.

(4) Die vierten und letzten Objekte, die ich diskutieren will, sind Chondren, bestehend aus großen Olivin-Klasten, die von einem Orthopyroxen-Saum umgeben und in einer glasigen,  $\text{SiO}_2$ -reichen Mesostasis eingebettet sind, die teilweise kleine  $\text{SiO}_2$ -Körner enthält (Abbildung 4.3l). Diese Objekte entstanden möglicherweise aus Precursoren, die zu einem großen Teil aus Olivin bestanden, auf die ein beträchtlicher Teil Pyroxen und  $\text{SiO}_2$  kondensierte. Bei der Wiederaufheizung schmolz der äußere Teil dieses Precursors und das  $\text{SiO}_2$  reagierte mit dem Olivin zu Orthopyroxen. Die Peak-Temperatur reichte nicht, um den Olivin zu schmelzen und das Objekt kühlte sehr rasch wieder ab, so dass der Rand zu Glas erstarrte.

Trifft diese Interpretation zu, wären diese Objekte ein Bindeglied zwischen SRO und normalen Chondren, da deren Precursor alle drei Hauptminerale der fraktionierten Kondensation – Olivin, Pyroxen und  $\text{SiO}_2$  – enthält.

### 4.5.2 Die Bildung von Feldspat-Klasten, Ca-Al-reichen Forsteriten und invers zonierten Chondren in CH-Chondriten

#### Feldspat-Klasten

Die zwei von mir gefundenen Feldspat-Klasten in Acfer 182 (Abbildung 4.5) können (1) entweder das Mesostasis-Bruchstück einer großen Chondre darstellen oder (2) schon während der fraktionierten Kondensation als Kondensat entstanden sein.

(1) Beide Fragmente sind etwa  $150 \mu\text{m}$  lang und damit deutlich größer als die meisten Chondren in den CH-Chondriten, die meist  $< 90 \mu\text{m}$  sind. Jedoch gibt es in den CH-Chondriten eine zweite Population von Chondren-Fragmenten, die aus ursprünglich größeren Chondren hervorgegangen sind. Aus der Mesostasis eines dieser Objekte könnten diese Fragmente stammen. Das SEE-Muster eines dieser Fragmente ist flach und unfraktioniert, bis auf eine positive Eu-Anomalie, die in magmatischen Systemen entstehen kann, aber auch während der Kondensation aus einem reduzierenden Nebel. Bei der magmatischen Kristallisation baut Feldspat bevorzugt leichte SEE ein und es ergibt sich eine deutliche Fraktionierung zwischen den leichten und schweren SEE. In lunaren Hochland-Basalten wurden beispielsweise in Plagioklasen Ce/Yb-Verhältnisse von  $\sim 8$  gefunden McKay (1989, und Zitate darin). Diese Fraktionierung ist im flachen SEE-Muster und einem Ce/Yb-Verhältnis von 0.7 des einen Fragmentes nicht zu erkennen (Abbildung 4.12). Dieses SEE-Muster spricht deshalb für die Möglichkeit (2), der Kondensation des Feldspat-reichen Klasten. Das ist auch im Einklang mit der Interpretation der unfraktionierten SEE-Muster in den zuvor beschriebenen C- und SO-Chondren der CB-Chondrite, die Krot et al. (2001) einer Kondensation zuschreiben.

Bei der Kondensation erscheint Feldspat kurz vor  $\text{SiO}_2$  im Intervall von 1275 K (Anorthit) bis 1218 K (Albit), bei  $P = 1 \text{ Pa}$  und  $\xi = 1\%$  (Petaev und Wood, 1998). Die Plagioklas-Kondensation würde dem Nebel Na entziehen – die Feldspatfragmente enthalten mit 6.86 – 8.51 Gew.% NaO einiges Na – und da die Plagioklas-Kondensation kurz vor der  $\text{SiO}_2$ -Kondensation stattfindet, könnte das eine Erklärung für die geringen volatilen Element-Konzentrationen wie Na in den SRO sein.

Die hohen Ba-Gehalte sind in Feldspäten nicht ungewöhnlich, da diese allgemein gut Alkali- und Erdalkali-Elemente – zu denen Ba gehört – einbauen. Hafnium gehört nicht mehr zu den SEE und hat etwas andere geochemische und kosmochemische Eigenschaften, mit oftmals andere Verteilungskoeffizienten als die leichten SEE (Wilson, 1989).

#### Ca-Al-reiche Forsterite

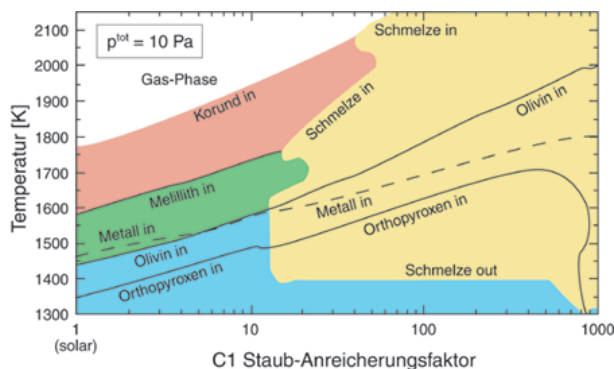
Diese Objekte könnten mit refraktären Forsteriten oder FUN-inclusions verwandt sein. Refraktäre Forsterite zeichnen sich durch sehr geringe FeO-Konzentrationen ( $< 0.5 \text{ Gew.}\%$ ), bei gleichzeitig relativ hohen CaO-Konzentrationen aus und treten in fast allen unäquilierten Chondrit-Gruppen auf (Steele, 1988; Weinbruch et al., 2000). Sie treten als Kristalle in Chondren mit Pyroxen-reicher Mesostasis oder als Einzel-Fragmente in der Matrix auf. Bislang wurden noch keine refraktären Forsterite in CH-Chondriten gefunden; diese wären also der erste Fund. Das extrem schwere SEE/leichte SEE fraktionierte SEE-Muster ist überdies typisch für refraktäre Forsterite (Abbildung 4.12). Jedoch haben diese üblicherweise CaO-Gehalte zwischen 0.5 und 0.8 Gew.%. Die von mir gefundenen Objekte haben aber sehr viel höhere CaO-Gehalte, bis zu 1.98 Gew.% und sprechen damit eher gegen typische refraktäre Forsterite. Derartig hohe CaO-Konzentrationen sind von Forsteriten in FUN-inclusions bekannt (Kapitel 1.4). Es gibt allerdings auch Objekte, die petrographisch und petrologisch praktisch identisch sind mit den FUN-inclusions, jedoch keinerlei Massenfraktionierung zeigen oder schwere Isotope enthalten. Es ist deshalb seit einiger Zeit geplant, diese Objekte mit Hilfe der Nano-SIMS auf diese Isotopen-Effekte hin zu untersuchen, leider war das bisher aufgrund gerätetechnischer Probleme nicht möglich.

#### Invers zonierte Chondren

Diese Chondren gehören zu den ungewöhnlichsten Objekten, die in den CH-Chondriten bislang gefunden wurden. Dementsprechend wolkig bleiben auch bisherige Erklärungsversuche. Ivanova et al. (2001b) führen die

Bildung dieser Chondren auf drastische Änderungen der physiko-chemischen Bedingungen während deren Entstehung zurück, ohne diese weiter zu spezifizieren.

Eine Kondensation dieser Objekte kommt eigentlich nicht in Frage, da weder bei der fraktionierten (Petaev und Wood, 1998), noch bei der Gleichgewichtskondensation (Ebel und Grossman, 2000) Pyroxen vor Olivin auftaucht – zumindest im Rahmen der kanonischen Bedingungen im solaren Nebel, das heißt,  $P$ :  $\sim 0.1 - 1$  Pa und  $S/G$ :  $\sim 1 - 10$ . Eine erst kürzlich publizierte Arbeit von Ebel et al. (2003) beschäftigt sich mit der Frage, ob Pyroxen bei ungewöhnlicheren Nebel-Bedingungen vor Olivin kondensieren kann. Ebel et al. (2003) haben dabei untersucht, welchen Einfluss das  $S/G$ -Verhältnis auf die Kondensationssequenz hat. Das Ergebnis dieser Rechnung ist in Abbildung 4.24 dargestellt und zeigt eindeutig, dass die Kondensationssequenz – abgesehen von Metall – unabhängig vom  $S/G$ -Verhältnis ist. Dementsprechend muss ein anderer Prozess für die Bildung dieser invers zonierten Chondren verantwortlich sein. Möglicherweise hat sich zuerst ein Pyroxen-Precursor gebildet, auf den bei der Wiederaufheizung Olivin kondensierte. Allerdings spricht die kryptokristalline Erscheinung dieser Chondren für ein vollständiges Schmelzen dieser Objekte und dabei sollten diese homogenisiert worden sein und jegliche Zonierung verloren haben. Die genaue Bildung dieser Objekte bleibt deshalb vorerst ungeklärt.



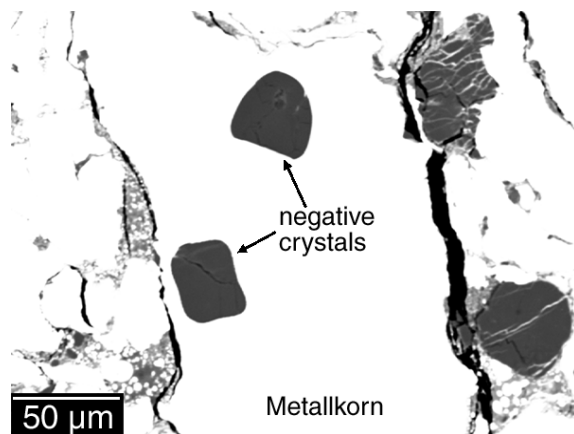
**Abbildung 4.24:** Kondensationssequenz in Abhängigkeit des  $S/G$ -Verhältnisses. Die Silikat-Kondensationssequenz bleibt von der Menge des Staubs unberührt. Lediglich die Metall-Kondensation verändert sich. Aus: Ebel et al. (2003).

### 4.5.3 Die Bildung von kryptokristallinen und Skelett-Olivin Chondren, sowie von Metallen in CH-Chondriten

#### Die Bildung der C- und SO-Chondren

In den CB-Chondriten treten fast ausschließlich C- und SO-Chondren auf. Diese sind etwa gleich klein wie die entsprechenden Chondren in den CH-Chondriten ( $\sim 90 \mu\text{m}$ ). Wie weiter oben schon kurz erläutert, schlagen Krot et al. (2001) ein Modell für die Bildung dieser Chondren vor. Darin kondensieren diese direkt als Schmelzen aus einem vollständig evaporierten, heißen Nebel und bilden dabei eine Kondensationssequenz hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung. Diese macht sich an abnehmenden Konzentrationen refraktärer Elemente von den SO- hin zu den C-Chondren bemerkbar (Abbildung 4.20). Beide Chondren-Typen sind zusätzlich stark an volatilen Elementen verarmt. Daraus schließen Krot et al. (2001) die Entfernung dieser Chondren aus ihrem Bildungsraum bei ausreichend hohen Temperaturen, bei denen volatile Elemente noch in der Gasphase waren ( $\geq 1230$  K). Nachdem sie aus ihrem Entstehungsgebiet entfernt wurden, kühlten die Chondren rasch ab und erhielten dabei ihre Skelett-, beziehungsweise kryptokristalline Struktur.

Die CH-Chondrite enthalten ebenfalls sehr viele C- und auch einige SO-Chondren, die denen der CB-Chondrite sehr ähnlich sind. Darüber hinaus sind die CH- und CB-Chondrite chemisch miteinander verwandt – wie ich eingangs des Kapitels dargelegt habe. Es liegt deshalb nahe, die Bildung der C- und SO-Chondren aus den CH-Chondriten als auf dieselbe Weise entstanden zu betrachten wie die in den CB-Chondriten. Diese Chondren wären dann während der fraktionierten Kondensation entstanden und kurz nach ihrer Bildung aus deren Entstehungsgebiet transportiert worden. Die Wiederaufheizung hätte diese Chondren nicht mehr



**Abbildung 4.25:** Metallkorn mit einem sehr schönen und einem teilweise ausgebildeten negative crystal im CB-Chondriten HaH 237. Die beiden negative crystals sind chemisch identisch mit den C-Chondren.

verändert; vielleicht haben sie diese aber auch nicht miterlebt, da sie der Region entzogen wurden und erst nach diesem Ereignis wieder kalt zugemischt wurden, oder die Wiederaufheizung war selektiv und hat die C- und SO-Chondren nicht mit einbezogen. Die Bildung der C- und SO-Chondren muss zudem vor der Metall-Kondensation stattgefunden haben, da zwar häufig Chondren in Metall, aber nie Metall in den Chondren beobachtet werden kann. Eventuell wurden die Chondren teils noch im heißen, geschmolzenen Zustand in die Metalle eingeschlossen, da vereinzelt viereckige Chondren in den Metallen gefunden werden können, die als negative crystals interpretiert werden können (Abbildung 4.25).

### Die Bildung der Metalle

Einige der FeNi-Metallkörner aus den CH-Chondriten sind hinsichtlich Ni, Co und Cr zoniert. Ihr Anteil an allen Metallkörnern ist sehr gering (Meibom et al., 1999); in den verwandten CB-Chondriten liegt er zwischen 5 – 8 Vol.% (Schönbeck und Palme, 2002). Meibom et al. (1999) und Meibom et al. (2000) korrelieren diese Zonierungsmuster mit theoretisch berechneten Zonierungsmustern und schließen daraus eine zügige, fraktionierte Gas-Fest-Kondensation der Metallkörner mit  $\sim 0.4$  K/h aus dem solaren Nebel. Diese Beobachtung wurde kürzlich durch zusätzliche Spurenelement-Analysen von Cu, Ru und Pd in diesen zonierten Körnern von Campbell und Humayun (2002) bestätigt. Damit diese Zonierungsmuster erhalten bleiben, dürfen die Metallkörner anschließend nicht über 800 K erhitzt worden sein, denn ab Temperaturen oberhalb von 800 K gleichen sich die Zonierungen diffusiv aus und gehen verloren. Deshalb müssen die zonierten Metalle nach ihrer Bildung in einer kalten Umgebung verblieben sein. Damit dienen sie als Beleg dafür, dass einige Komponenten der CH-Chondrite sehr primitiv sind, da sie die Kondensation im solaren Nebels dokumentieren und anschließend thermisch nicht mehr verändert wurden. Andererseits enthalten die CH-Chondrite normale Chondren, die offensichtlich eine Chondren-Bildung durchlaufen haben und sie enthalten die SRO, die über einen zweistufigen Prozess entstanden. Es scheint deshalb plausibel, dass während der fraktionierten Kondensation die Precursor der SRO gemeinsam mit den zonierten Metallen entstanden sind. Danach wurde ein Teil der Metalle entweder aus dem Nebel entfernt und bei tieferen Temperaturen wieder zugemischt oder die Wiederaufheizung war selektiv. Darin haben die zonierten Metalle Gemeinsamkeiten mit den C- und SO-Chondren. Zumindest wurde nur ein kleiner Teil der Metalle nicht wieder aufgeheizt, da die überwiegende Zahl der Metalle unzoniert ist.

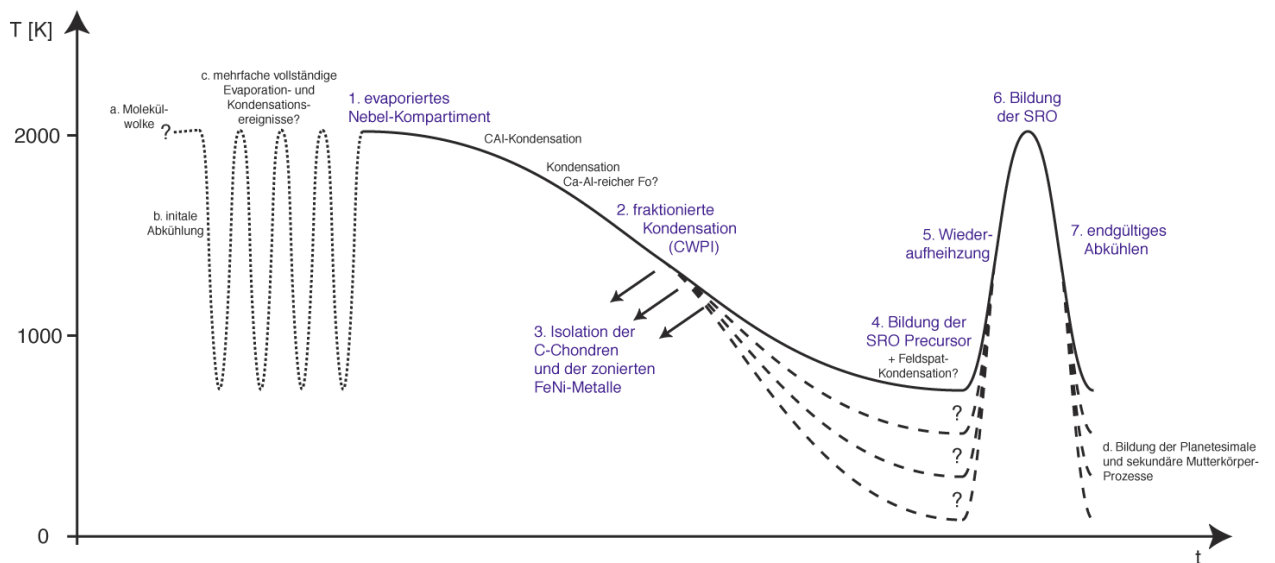
#### 4.5.4 Zusammenfassung: Ein Modell für die Bildung der CH-Chondrite

Zum Schluss möchte ich versuchen, aus allen bisherigen Beobachtungen und Interpretationen ein einheitliches Bild für die Entstehung der Komponenten in den CH-Chondriten zu entwerfen. Die einzelnen Entwicklungsschritte, die ich im Folgenden beschreiben werde, sind in Abbildung 4.26 in einem Temperatur-Zeit-Diagramm zusammengefasst. Die Buchstaben und Zahlen im folgenden Text korrespondieren mit den Buchstaben und Zahlen im Diagramm.

(a) Unser Sonnensystem entstand aus einer Molekülwolke, die kollabierte. Im Zentrum entstand die Sonne, um die sich eine protoplanetare Scheibe bildete. (b) Bis zu einem Abstand von etwa 5 AE von der Sonne war diese Scheibe sehr heiß und kühlte langsam ab. (c) In der Frühphase wurde dieser innere Nebel-Bereich eventuell mehrfach komplett evaporiert und wieder gekühlt – von diesen Ereignissen sind allerdings keine Informationen überliefert. Ab einem bestimmten Zeitpunkt (1) kühlte die protoplanetare Scheibe endgültig ab, ohne anschließend wieder vollständig zu evaporieren. Das markiert den Beginn der Entstehung der festen Materie in unserem Sonnensystem. Das Nebel-Kompartiment, in dem die Komponenten der CH-Chondrite entstanden, war zu diesem Zeitpunkt zunächst vollständig evaporiert. Es kühlte langsam ab, begleitet von (2) einer fraktionierten Kondensation. Als erstes kondensierten dabei die CAI. Danach die Ca-Al-reichen Olivine – wobei deren genaue Natur und Herkunft noch nicht ganz geklärt ist. Etwas später kondensierten Olivin als Festphase und die C- und SO-Chondren als Schmelzen direkt aus dem Nebel, der sich während der Olivin-Kondensation an SiO anreicherte. Danach reagierte ein Teil der Olivine mit dem SiO des Nebels zu Pyroxen. Gleichzeitig und kurze Zeit später kondensierten Pyroxene und die zonierten Metalle. (3) Die

C- und SO-Chondren wurden der Bildungsregion kurz nach ihrer Kondensation bei Temperaturen  $\approx 1230$  K, also vor der Kondensation volatiler Elemente, entzogen – möglicherweise begleitet von einem Teil der Metalle. (4) Ab einer Temperatur von 1215 K beginnen  $\text{SiO}_2$  und Mn-reiche Phasen zu kondensieren, und eventuell Feldspat. Sobald die Kondensation beendet ist, agglomerieren die Kondensate zu unterschiedlich zusammengesetzten Precursoren. (5) Nachdem die Kondensation in nur wenigen Tagen bis maximal Jahren abgelaufen ist, bleibt der Nebel für etwa 2 – 3 Ma kühl – das ist die dunkle Ära des frühen Sonnensystems. Während dieser Zeit können eventuell mechanische Mischungsprozesse ablaufen, welche die C- und SO-Chondren, sowie die zonierte Metalle mit den anderen Komponenten wieder zusammen gebracht haben. (6) Nach 2 – 3 Ma beginnt die Chondren-Bildung und damit die Wiederaufheizung der Precursor bis zu Temperaturen  $\approx 1968$  K. Es bilden sich die SRO innerhalb der liquiden Mischungslücke im System  $\text{MgO-FeO-SiO}_2$ , die Mn-reichen Chondren, aber auch die häufig auftretenden, normalen Chondren. Viele der Metalle verlieren dabei ihre Zonierung. Die Aufheizung verläuft sehr rasch und ebenso schnell kühlen die Objekte wieder ab, damit in den SRO Hoch-Temperatur Polymorphe von  $\text{SiO}_2$ , beziehungsweise Glas metastabil erhalten bleiben können. Die Aufheizung betraf möglicherweise nicht alle Objekte, da einige Metalle ihre Zonierung behalten haben und ebenso hat das kondensierte Objekt der Abbildung 4.4 überlebt. Eine offene Frage bleibt, wann die Kondensation der verschiedenen Komponenten stattgefunden hat. Entweder bildeten sich diese mehr oder weniger gleichzeitig mit der CAI-Kondensation, also 2 – 3 Ma vor der Chondren-Bildung oder kurz vor der Chondren-Bildung selbst. Im zweiten Fall wäre jedoch ein bislang unbekannter Prozess nötig, der in der Lage ist, größere Nebel-Kompartimente kurz vor der Chondren-Bildung nochmals vollständig zu evaporieren. (d) Nach dieser Wiederaufheizung wurden alle Komponenten gemeinsam bei Temperaturen  $\approx 1000$  K in Planetesimale inkorporiert. Einige wurden später bei Kollisionen von Asteroiden und beim Losschlagen von Meteoroiden von ihren Mutterkörpern leicht geschockt.

Die Ergebnisse dieses Teils der Arbeit über CH-Chondrite wurden in mehreren Abstracts und in Hezel et al. (2003) publiziert.



**Abbildung 4.26:** Ein Modell für die Bildung der Komponenten in den CH-Chondriten, eingetragen in einem Temperatur-Zeit-Diagramm. Die Buchstaben und Zahlen im Diagramm korrespondieren mit denen im Text. Die wichtigsten Ereignisse sind blau hervorgehoben. Die Umgebungstemperatur des Nebels ist unbekannt und ist deshalb mit gestrichelten Linien und Fragezeichen dargestellt.

#### 4.5.5 Die Bildung $\text{SiO}_2$ -reicher Objekte in CR-Chondriten

Die Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  in CR-Chondriten sehen – wie weiter oben schon beschrieben – anders aus als die SRO in CH-Chondriten. Die Objekte in CR-Chondriten bestehen aus einer Typ I-Chondre, um die sich ein  $\text{SiO}_2$ -und volatil-reicher, magmatischer Rand befindet. Krot et al. (2003) beschreiben diese Objekte deshalb auch als Typ I-Chondren mit einem magmatischen Rand. Krot et al. (2003) finden in manchen dieser Ränder zudem hohe MnO-Gehalte mit bis 4.5 Gew.%. Aufgrund dieser hohen volatilen Element-Gehalte und dem Auftreten von  $\text{SiO}_2$  schlagen Krot et al. (2003) ebenfalls eine fraktionierte Kondensation vor, welche einen Nebelbereich an volatilen Elementen und SiO angereichert hat. Diese volatilen Elemente kondensierten direkt oder als Festphase anschließend auf schon bestehende Typ I-Chondren und bildeten einen Staubrand, wie er von vielen Chondren in kohligen Chondriten bekannt ist (z.B. Brearley und Jones, 1998). Bei einer Wiederaufheizung wurde dieser Rand geschmolzen und es bildeten sich die magmatische Struktur und die Hoch- und Mitteltemperatur  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe Cristobalit und Tridymit, die damit zudem eine rasche Abkühlung nach der Wiederaufheizung dokumentieren. Die chemische Zusammensetzung der Minerale in den verschiedenen Zonen spricht ebenso für eine fraktionierte Kondensation dieser Objekte. Die Konzentrationen der beiden refraktären Elemente CaO und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in den Olivinen nehmen von innen nach außen ab und parallel dazu nimmt die FeO-Konzentration in den Olivinen zu. Die hohen Konzentrationen der refraktären Elemente rückt diese Olivine in die Nähe der refraktären Forsterite, die mit zur ersten festen Materie gehört, die wahrscheinlich kurz nach CAI-Bildung entstand. Allerdings spricht die abwesende KL-Aktivität gegen refraktäre Forsterite. Immerhin sind die relativ hohen Konzentrationen refraktärer Elemente ein Hinweis auf eine frühe Bildung dieser Objekte, das heißt, bei hohen Temperaturen. Dafür sprechen auch die niedrigen FeO-Konzentrationen. Zu Beginn der Kondensation ist der solare Nebel sehr reduzierend und wird mit fallender Temperatur oxidierender (Ebel und Grossman, 2000). Das bedeutet, die zunehmenden FeO-Konzentrationen der Olivine von innen nach außen können als eine Abnahme der Temperatur und damit als eine aufeinander folgende Bildung der Olivine mit fallender Temperatur interpretiert werden. Dasselbe gilt für die Abnahme der refraktären Elemente CaO und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in diesen Olivinen von innen nach außen, da der Nebel mit sinkender Temperatur immer ärmer an diesen Elementen wird. Die CaO-,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{TiO}_2$ -Konzentrationen der Pyroxene nehmen vom Kern nach außen ebenfalls ab und unterstreichen damit den Trend der Olivine, dass der Kern des Objekts reich und der Rand arm an refraktären Elementen ist. Dagegen bleiben in diesem Objekt die volatilen Elemente von innen nach außen praktisch unverändert.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Szenario für die Bildung dieser Objekte in CR-Chondriten: Bei hohen Temperaturen und geringem  $f_{\text{O}_2}$  bildeten sich zunächst CaO- und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -reiche und FeO-arme Olivine. Diese bildeten zusammen mit einer Ca-Al-reichen Mesostasis Typ I-Chondren, eventuell als direkte Schmelzkondensate. Mit weiter fallender Temperatur fraktionierte der Nebel und reicherte sich dabei in SiO an, bis schließlich  $\text{SiO}_2$  kondensierte. Dieses bildete gemeinsam mit anderen Silikaten und Metallen einen Staubrand um die Typ I-Chondren. Bei einer Wiederaufheizung wurde dieser Rand geschmolzen, und kühlte danach rasch wieder ab, damit die Hoch-Temperatur- $\text{SiO}_2$ -Polymorphe erhalten bleiben konnten. Die Typ I-Chondre im Kern wurde in diese Wiederaufheizung nicht mit einbezogen.

Im Unterschied zu den CH-Chondriten enthalten die CR-Chondrite keine typischen SRO, dafür sehr viele dieser zonierte Objekte. Wenn in den Entstehungsgebieten beider Chondren-Typen eine fraktionierte Kondensation mit anschließender Wiederaufheizung stattgefunden hat, sollten auch dieselben Objekte auftreten. Das ist offensichtlich nicht der Fall. Umgekehrt sollten auch mehr der SRO-ähnlichen Objekte aus den CR-Chondriten in den CH-Chondriten erwartet werden. Immerhin gibt es eines davon, das denen in den CR-Chondriten gleicht. Dieser Unterschied zwischen den CR- und CH-Chondriten ist möglicherweise auf unterschiedliche Bedingungen, wie Druck, (Peak-)Temperatur, S/G-Verhältnis, ... zurück zu führen, die beispielsweise bei der Wiederaufheizung geherrscht haben. Das ist jedoch eine nicht sehr zufrieden stellende Antwort. Es ist deshalb sicherlich eine lohnende und interessante Aufgabe für zukünftige Projekte, das unterschiedliche Auftreten von  $\text{SiO}_2$  in CH- und CR-Chondriten genauer zu untersuchen.

# Kapitel 5

## Auftreten und Bildung von $\text{SiO}_2$ in gewöhnlichen Chondriten

### 5.1 Bisherige Arbeiten

Nach den kohligen Chondriten soll nun in diesem Kapitel das Auftreten  $\text{SiO}_2$ -reicher Objekte in gewöhnlichen Chondriten untersucht werden. Im Gegensatz zu den SRO in den kohligen CH-Chondriten, die von mir zum ersten Mal im Detail beschrieben und interpretiert wurden, sowie den CR-Chondriten, die erst seit kurzem Gegenstand genauerer Untersuchungen verschiedener Autoren sind, wurde das Auftreten von SRO in gewöhnlichen Chondriten schon öfter untersucht und in einem zusammenfassenden Artikel über freies  $\text{SiO}_2$  von Brigham et al. (1986) in einer Gesamtschau interpretiert. Darüber hinaus beschäftigten sich einzelne Arbeiten mit dem Auftreten von  $\text{SiO}_2$  in speziellen Chondriten (Tabelle 5.1). Der Grund, dass  $\text{SiO}_2$ -reiche Phasen in OC öfter untersucht wurden, ist sicherlich deren häufigeres Auftreten in OC im Vergleich zu den CC (z.B. Dodd, 1981; Brigham et al., 1986). Trotzdem bleibt der Absolut-Anteil der SRO auch in den OC immer noch sehr gering und liegt meist deutlich unter 1 Vol.%. Im Folgenden möchte ich kurz die Grundlinien der Beobachtungen und Interpretationen der bisherigen Arbeiten skizzieren.

Wlotzka und Fredriksson (1980) und Fredriksson und Wlotzka (1985) beschreiben eine radialstrahlige Pyroxen-Chondre in Morro do Rocio (H5), die freies  $\text{SiO}_2$  enthält, das sie mit mikroskopischen Untersuchungen als Tridymit bestimmten. Dieser ist kugelig und von einem Diopsid-Saum umgeben. Die restlichen Pyroxene sind Ca-arm und in eine albitische Mesostasis eingebettet. Der Ursprung der  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung wird nicht diskutiert, jedoch interpretieren die Autoren die kugelige Form des  $\text{SiO}_2$  als mögliche Entmischungsstruktur.

Olsen et al. (1981) beschreiben in ALHA 76003 (L6) ein Objekt, etwa  $4 \times 2$  mm groß, mit Cristobalit im Kern und einem Pyroxen-Rand darum. Der Cristobalit wurde röntgendiffraktometrisch bestimmt. Die Sauerstoffisotopie des Cristobalit ist sehr verschieden von der des Chondriten und deshalb interpretieren Olsen et al. (1981) das gesamte Objekt als einen Xenolithen. Der Pyroxen hat eine intermediäre Sauerstoffisotopie zwischen Cristobalit und dem Gesamt-Chondrit. Daraus schließen Olsen et al. (1981) eine Bildung des Pyroxens aus der Reaktion des  $\text{SiO}_2$  mit der Ol-reichen Umgebung während der Hoch-Temperatur Metamorphose des L6 Mutterkörpers. Dabei bildete sich auch das Hoch-Temperatur Polymorph Cristobalit. Über den Ursprung des  $\text{SiO}_2$ -reichen Xenolithen machen Olsen et al. (1981) keine Aussage, weisen jedoch auf die Möglichkeit einer Bildung aus einem hochdifferenzierten Magma auf einem Planetesimal hin. Brigham et al. (1986) schlagen einen anderen Mechanismus vor, wie dieses Objekt entstanden ist: Danach war der Pyroxen-Rand schon vorhanden bevor das Objekt in den Mutterkörper inkorporiert wurde und ist nicht durch eine Reaktion des Cristobalit mit dem umgebenden Olivin entstanden. Vielmehr äquilibrierte der Pyroxen mit den umgebenden Mineralen, wobei der Sauerstoffisotopen-Austausch stattfand. Das führte zur beobachteten, intermediären Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung des Pyroxens.



Planner (1983) hat ein  $0.61 \times 0.43$  mm großes Chondrenfragment in Piancaldoli (LL3) untersucht. Dieses enthält kugeliges  $\text{SiO}_2$ , umgeben von Ca-armem Pyroxen. Das  $\text{SiO}_2$  wird aufgrund seiner Form als Cristobalit identifiziert. Planner (1983) schließt, dass die Struktur durch eine liquide Entmischung bei Temperaturen zwischen 1548 und 1573 K entstand. Die Temperaturen für diese Entmischung sind vergleichsweise niedrig, da die chemische Gesamt-Zusammensetzung einiges  $\text{Al}_2\text{O}_3$  enthält, das den Solvus zu geringeren Temperaturen verschiebt. Die  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung entstand eventuell durch fraktionierte Kristallisation innerhalb einer größeren Mutter-Chondre und die zuerst ausgeschiedenen Hochtemperatur-Mineralen befinden sich möglicherweise in dem nicht mehr vorhandenen, abgebrochenen Teil der Chondre.

Brandstätter und Kurat (1985) haben in einem Abstract das Auftreten von freiem  $\text{SiO}_2$  in den drei Chondriten Farmington (L5), Knyahinya (L5) und Lissa (L6) untersucht. Das  $\text{SiO}_2$  in Farmington wurde von Binns (1967) per Röntgendiffraktometrie als Cristobalit bestimmt. In Knyahinya und Lissa tritt das  $\text{SiO}_2$  direkt im Meteoriten auf, in Farmington ist es dispers in einem Einschluss verteilt. In allen drei Chondriten ist das  $\text{SiO}_2$  von Orthopyroxenen und Ca-reichen Klinopyroxenen umrandet. Brandstätter und Kurat (1985) interpretieren diesen Rand als Reaktion des  $\text{SiO}_2$  mit dem umgebendem Olivin. Als Bildungsgeschichte beschreiben die Autoren eine Precursor-Entstehung vor der Bildung der Mutterkörper bei hoch-reduzierenden und -sulfurisierenden Bedingungen. Dieses Vorstadium scheint nötig, um die hohen Ca-Gehalte im Reaktionsrand um die  $\text{SiO}_2$ -Körner zu erklären. In dieser ersten Stufe wurden durch die stark reduzierenden Bedingungen Si und Ca in separaten Phasen angereichert, wobei unter anderem CaS entstand. Durch nachfolgende Oxidation entstand freies  $\text{SiO}_2$  und CaS lieferte das nötige Ca für den CPx-Reaktionsrand um das  $\text{SiO}_2$ .

Brigham et al. (1986) haben SRO in 8 verschiedenen gewöhnlichen Chondriten untersucht. Diese SRO hatten zwei unterschiedliche Paragenesen: (1)  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen und (2)  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen-Fayalit. Beide Paragenesen haben vernachlässigbare Konzentrationen an CaO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Na}_2\text{O}$ . Brigham et al. (1986) diskutieren unterschiedliche Möglichkeiten der Entstehung dieser SRO und unterscheiden dabei nach deren Paragenese. Für die Entstehung der  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen Chondren favorisieren sie eine Gleichgewichtskondensation, bei der Hoch-Temperatur Kondensate wie Olivin aus dem Nebel entfernt wurden, so dass SiO in diesem angereichert werden konnte. Alternativ dazu erwähnen sie die Möglichkeit einer fraktionierten Kondensation, wie sie von Grossman und Wasson (1983) beschrieben wird. Für die Bildung der  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen-Fayalit SRO schlagen die Autoren sieben verschiedene Möglichkeiten vor – die ich hier nicht alle referieren will – von denen sie keine wirklich befürworten können. Am ehesten tendieren sie zur Mischung verschieden zusammengesetzter Precursor, aus der diese SRO entstanden.

Im Bovedy (L3) Chondrit haben Ruzicka und Boynton (1992) und Ruzicka et al. (1993, 1995) einen Klasten untersucht, der überwiegend aus Orthopyroxenen besteht ( $\sim 84$  Vol.%), sowie  $\text{SiO}_2$  und Feldspäten (jeweils  $\sim 6$  Vol.%). Das  $\text{SiO}_2$  enthält 0.1 bis 0.5 Gew.% FeO und wird deshalb und aufgrund seiner Form als Tridymit bestimmt. Für die Entstehung dieses Klasten nehmen die Autoren eine Magmenkammer auf einem wahrscheinlich gewöhnlichen Chondrit-Mutterkörper an, da der Klast eine OC-ähnliche Sauerstoff-Isotopie hat. Die Magmenkammer entstand entweder durch langsame Aufheizung oder durch einen zweistufigen Heizprozess. Bei Temperaturen um 1600 K separierten sich zunächst eine metallische und eine silikatische Schmelze. Bei anschließend höheren Temperaturen wurden Olivin und einiger Orthopyroxen geschmolzen und sanken in der Magmenkammer ab. Dabei ist eine Gesamt-Fraktionierung von über 70 Gew.% des Materials in der Magmenkammer notwendig, um die beobachtete  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung zu erhalten. Die Autoren berechnen außerdem ein sehr enges Fenster der Fraktionierungsgrade, um die unfraktionierten, leicht sub-chondritischen SEE zu erklären. Als Heizung der Magmenkammer schlagen sie Radionuklide oder elektromagnetische Induktion vor. Einen Impakt schließen die Autoren aufgrund der komplexen Temperatur-Geschichte eher aus.

Im Adzhi Bogdo (LL3.6) Chondriten beschreiben Bischoff et al. (1993a) zwei achondritische Klasten, die als Alkali-Granitoide klassifiziert werden, und die Paragenese Kalifeldspat,  $\text{SiO}_2$ , Albit, Cl-Apatit, Whitlockit, Ilmenit, Zirkon, Ca-armer Pyroxen und ein unidentifiziertes Na-Ti-haltiges Silikat haben. Das  $\text{SiO}_2$  wurde mikroskopisch als Quarz und Tridymit bestimmt. Aufgrund der hohen Konzentrationen inkompatibler Elemente wie K, P oder Zr schließen Bischoff et al. (1993a) auf eine Entstehung dieser Klasten aus einer granitischen Re-

Tabelle 5.1: Beschriebenes SiO<sub>2</sub> in gewöhnlichen Chondriten.

Meteorit	Typ	SiO <sub>2</sub> -Polymorph	Literatur-Stellen
<i>gewöhnliche Chondrite</i>			
Bremervörde	H3	Crs (V)	Brigham et al. (1986)
Sharps	H3.4		Brigham et al. (1986); Wasson und Krot (1994)
Dhajala	H3-4		Brigham et al. (1986)
Seres	H3-4		Brigham et al. (1986)
Elm Creek	H4		Wasson und Krot (1994)
Orique	H4		Kring et al. (2000)
Jilin	H4-5?	Crs (r)	Brigham et al. (1986)
Morro do Rocio	H5	Trd (m)	Wlotzka und Fredriksson (1980), Fredriksson und Wlotzka (1985); Brigham et al. (1986)
ALHA77011	L/LL3.5		Krot und Wasson (1994)
ALHA77015	L3		Fujimaki et al. (1981); Brigham et al. (1986)
Mezö-Madaras	L3	Crs (F)	Dodd et al. (1965, 1966), Brigham et al. (1986); Wood und Holmberg (1994), Krot und Wasson (1994)
Bovedy	L3	Trd (S&F)	Ruzicka und Boynton (1992); Ruzicka et al. (1993), Ruzicka et al. (1995)
Krymka	L3.1		Wasson und Krot (1994)
ALHA77170	L3.6		Wasson und Krot (1994)
ALHA77115	L3.6		Wasson und Krot (1994); Krot und Wasson (1994)
Saratov	L4		Brigham et al. (1986)
Farmington	L5	Crs (r)	Binns (1967), Brandstätter und Kurat (1985), Brigham et al. (1986); Bridges et al. (1995)
Knyahinya	L5		Brandstätter und Kurat (1985)
Nadiabondi	L6	Crs (r)	Christophe-Michel-Levy und Curien (1965), Brigham et al. (1986)
ALHA76003	L6	Crs (r)	Olsen et al. (1981); Brigham et al. (1986)
Lissa	L6		Brandstätter und Kurat (1985)
Bishunpur	LL3.1		Lauretta und Buseck (2003)
Piancaldoli	LL3	Crs (F)	Planner (1983); Brigham et al. (1986)
Parnallee	LL3.6	Trd, Crs (r)	Hamilton et al. (1979); Bridges et al. (1995)
Adzhi-Bogdo	LL3.6	Qtz, Trd (m)	Bischoff et al. (1993a)
ALHA77278	LL3.7		Krot und Wasson (1994)

*V*: nicht weiter beschriebene Vermutung; *r*: röntgendiffraktometrisch bestimmt; *m*: mikroskopisch bestimmt; *F*: Bestimmung aufgrund der Form; *S&F*: Bestimmung aufgrund der Spurenelemente (FeO-Gehalt) und der Form.

sidualschmelze auf einem Achondrit-Mutterkörper, eventuell 4Vesta. Möglicherweise entstanden diese Klasten aber auch in Impakt induzierten Schmelzen auf einem gewöhnlichen Chondrit-Mutterkörper.

Wasson und Krot (1994) untersuchten zehn SiO<sub>2</sub>-Fayalit-Vergesellschaftungen in den Typ 3-Chondriten Sharps, Elm Creek, Krymka, ALHA 77170 und ALHA 77115. Die Autoren beschreiben die Bildung des Fayalits auf Mutterkörpern aus der Reaktion von SiO<sub>2</sub> mit oxidiertem FeO aus FeNi-Metallen. Die initiale Anreicherung von SiO<sub>2</sub> in diesen Objekten lassen sie aus und verweisen auf den Artikel von Brigham et al. (1986).

Krot und Wasson (1994) beschreiben Chondren mit der Paragenese SiO<sub>2</sub>-Merrihueit/Roedderit in den Chondriten ALHA 77011 (L/LL3.5), ALHA 77278 (LL3.7), ALHA 77115 (L3.6) und Mezö-Madaras (L3). Diese

Chondren habe eine komplexe Entstehungsgeschichte. Der erste Teil davon ist interessant, da Krot und Wasson (1994) praktisch denselben Prozess vorschlagen, den ich für die Bildung der SRO in den CH-Chondriten nachweisen konnte. Im Modell von Krot und Wasson (1994) wird also zuerst durch fraktionierte Kondensation ein Si-reicher und Al-armer Nebel produziert, der  $\text{SiO}_2$ -reiche Precursor bildet. Diese werden wiederaufgeheizt und es bilden sich Pyroxen- $\text{SiO}_2$ -Chondren. Danach werden diese Chondren in den Mutterkörper inkorporiert, wo durch metamorphe Reaktionen ihre heutige Paragenese entsteht.

Bridges et al. (1995) beschreiben mehrere magmatische Xenolith-Klasten mit der Paragenese Klinoenstatit, Feldspat-haltige Mesostasis und  $\text{SiO}_2$ , das röntgendiffraktometrisch als Tridymit und Cristobalit identifiziert wurde, wobei Tridymit häufiger ist als Cristobalit. Nach Bridges et al. (1995) entstanden diese Klasten durch magmatische Differentiation in einer seichten Schmelzlage auf einem H-Typ OC-Mutterkörper. Es mussten eine Fe-Ni-S-Schmelze und 60 – 70 % Olivin entzogen werden, damit es zur benötigten  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung und heute beobachtbaren Paragenese kommen konnte. Als Heizmechanismen schlagen die Autoren eine anomale Anreicherung von Radionukliden in einem Bereich auf dem Mutterkörper vor oder einen Impakt; letzteres wird bevorzugt.

Kring et al. (2000) berichten von einem xenolithischen Klasten im H4-Chondriten Orique mit freiem  $\text{SiO}_2$  und MnO-reichem ( $\sim 1.1$  Gew.%) Pyroxen.

Lauretta und Buseck (2003) beschreiben in Bishunpur (LL3.1) Metall-Paragenesen, bestehend aus Kamacit und Tetrataenit. In diesen treten kugelige  $\text{SiO}_2$ -Einschlüsse auf oder diese teils selbst kugeligen Metalle sind von einer  $\text{SiO}_2$ -Schale umgeben. Die Autoren interpretieren die Bildung dieses  $\text{SiO}_2$  als Oxidation von gelöstem  $\text{Si}^0$  aus dem Metall. Zuvor kam es jedoch zu einer Metall-Silikat-Äquilibriumierung unter reduzierenden Bedingungen innerhalb der Chondre, wobei unter anderem  $\text{Si}^0$  im Metall gelöst wurde. Bei der anschließenden Chondren-Bildung war die Chondre in Kontakt mit dem oxidierenden Gas und das gelöste  $\text{Si}^0$  wurde zu  $\text{SiO}_2$  oxidiert.

### Zusammenfassung

Im Gegensatz zu den bisherigen Arbeiten über SRO in kohligen Chondriten, werden für den Ort der  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung bei den gewöhnlichen Chondriten Modelle vorgeschlagen, in denen diese Anreicherung sowohl im solaren Nebel als auch auf Mutterkörpern stattgefunden hat. Dabei werden alle möglichen  $\text{SiO}_2$ -Bildungsprozesse in Betracht gezogen, die ich in Kapitel 2.1 vorgestellt habe. Jedoch sind sich die verschiedenen Autoren nicht immer über den tatsächlichen  $\text{SiO}_2$ -Anreicherungsprozess für spezielle Objekte einig und selbst die Autoren eines Artikels wollen nicht immer mit Sicherheit sagen, welches Bildungsmodell und welcher  $\text{SiO}_2$ -Anreicherungsprozess zu bevorzugen ist. Die SRO aus verschiedenen Meteoriten haben oftmals gleiche oder zumindest ähnliche Eigenschaften. Sie treten als Chondren oder Klasten auf, wobei nicht immer klar ist, ob die Klasten Chondrenbruchstücke sind. Sie haben außerdem unterschiedliche Mineralparagenesen, meistens sind das  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen-,  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen-Fayalit- oder  $\text{SiO}_2$ -Fayalit-Vergesellschaftungen (z.B. Wasson und Krot, 1994). Der Pyroxen ist meistens arm an Ca, Al und Fe. Der Fayalit hat oftmals Gehalte  $\text{Fe}_{90}$  (z.B. Brigham et al., 1986). Nur in Ausnahmen treten ganz andere SRO-Paragenesen und Mineral-Zusammensetzungen auf, wie etwa in den granitoiden Fragmenten, die Bischoff et al. (1993a) beschreibt oder dem  $\text{SiO}_2$  in Verbindung mit Metall bei Lauretta und Buseck (2003).

Bei allen Untersuchungen der SRO in gewöhnlichen Chondriten wurde bisher nur selten die Polymorphie des  $\text{SiO}_2$  in diesen Objekten bestimmt. Im Besonderen fehlen in-situ Untersuchungen, da die Analysen gewöhnlich röntgendiffraktometrisch an Pulverproben durchgeführt wurden. Diese Methode hat den Nachteil, dass Stücke aus der Probe gebrochen werden müssen und dabei die genauen Phasenbeziehungen verloren gehen. Röntgendiffraktometrisch identifizierten beispielsweise Bridges et al. (1995) Cristobalit und Tridymit in den gewöhnlichen Chondriten Parnallee und Farmington, Olsen et al. (1981) Cristobalit im gewöhnlichen Chondriten ALHA 76003 und Mason (1966) Cristobalit im Enstatit-Chondrit Adhi Kot. Ruzicka et al. (1995) vermuten aufgrund des FeO-Gehaltes in  $\text{SiO}_2$  Tridymit oder Cristobalit im gewöhnlichen Chondriten Bovedy. In-situ Untersuchungen der  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie, wie es die Mikro-Raman-Technik erlaubt, wurden bisher kaum durchgeführt und meist nicht an Chondriten. Benzerara et al. (2002) detektierten mit Mikro-Raman

Cristobalit im Tatahouine Achondrit und McHone et al. (2000) bestimmten Cristobalit und möglicherweise Tridymit in Libyschem Wüstenglas. Außerdem wurden mit der Raman-Spektrometrie Hochdruckpolymorphe von  $\text{SiO}_2$  gefunden, die durch Impaktschocks in Meteoriten entstanden (z.B. Chennaoui et al., 2002).

In diesem Teil der Arbeit stelle ich die Ergebnisse der in-situ Bestimmung der  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie in den SRO der OC vor, sowie deren chemische Zusammensetzung. Diese Resultate vergleiche ich mit den Ergebnissen meiner Untersuchungen an den CC und den Ergebnissen der bisherigen, eben vorgestellten, Arbeiten. Daraus möchte ich am Ende des Kapitels versuchen, die verschiedenen Bildungsmodelle für die Entstehung  $\text{SiO}_2$ -reicher Phasen in den OC weiter einzugrenzen, beziehungsweise weitere Belege für bestimmte Modelle zu geben.

## 5.2 Allgemeine Charakteristika und Petrographie

### Allgemeine Charakteristika

Die OC sind die weitaus häufigsten Meteorite und unterscheiden sich von den CC in vielerlei Hinsicht (Kapitel 1.3.3). Die wichtigsten Unterschiede sind: (1) Das atomare Mg/Si-Verhältnis aller drei OC-Typen liegt bei  $\sim 0.94$  im Gegensatz zu  $\sim 1.07$  bei den CC, (2) die refraktären Elemente sind in den OC leicht verarmt, im Gegensatz zu den CC, in denen sie teils stark angereichert sind (Abbildung 1.18), (3) die OC sind gegenüber den meisten CC-Typen sehr viel stärker reduziert, (4) die Chondren der OC enthalten oftmals Relikt-Chondren oder -Körner, die auf eine multiple Chondren-Bildung hindeuten, (5) die OC haben generell höhere petrologische Typen (Abbildung 1.16), das heißt, sie wurden häufiger auf dem Mutterkörper thermisch überprägt, (6) das Chondren/Matrix-Verhältnis der OC ist sehr viel höher als das der CC und (7) haben die OC einen deutlich höheren Modalbestand an Metall.

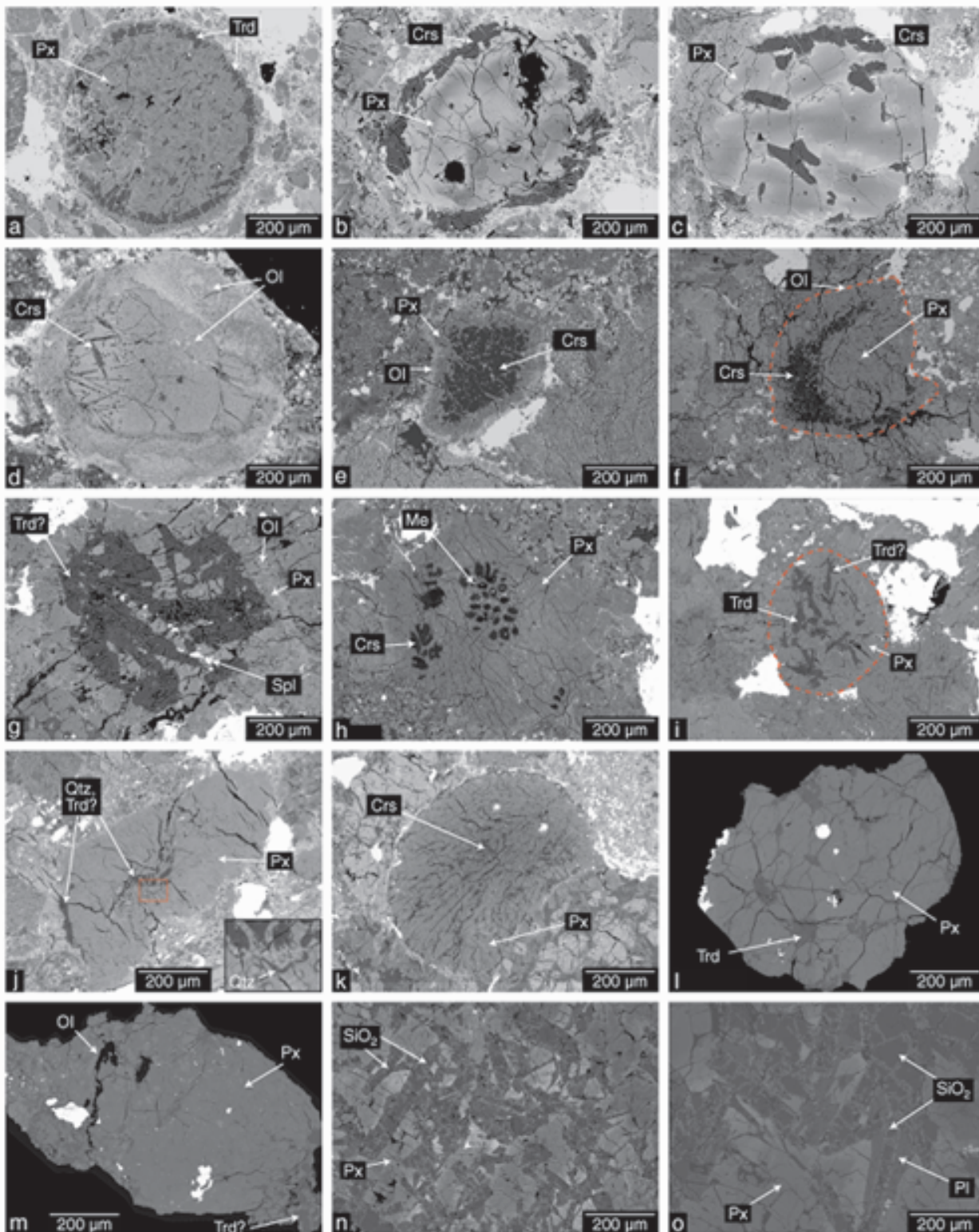
In den OC treten SRO zwar öfter auf als in den CC, trotzdem sind diese immer noch sehr selten, mit einem Modalbestand  $\leq 1$  Vol.%. Außerdem gibt es in vielen OC überhaupt keine SRO, und das, obwohl das Mg/Si-Verhältnis der OC  $\leq 1$  ist und diese Chondrite stärker reduziert sind als die CC, das heißt, Fe trägt weniger zur Silikatbildung und mehr zur Metall- sowie Sulfidbildung bei.

Für meine Untersuchungen habe ich bei der Probenauswahl auf zwei Dinge geachtet: (1) möglichst Meteorite auszuwählen, in denen schon einmal Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  gefunden wurden und (2) alle drei OC-Typen und möglichst viele unterschiedliche petrologische Typen abzudecken. Die Tabelle 5.2 listet die 18 verschiedenen Chondrite auf, die ich untersucht habe.

Im Folgenden, wie auch in den kommenden Kapiteln, werde ich das Auftreten der SRO in den verschiedenen Meteoriten jeweils einzeln beschreiben und zum Schluss eines jeden Kapitels diese Beschreibungen vergleichend zusammenfassen.

### Petrographie der SRO

Wie der Tabelle 5.2 zu entnehmen ist, habe ich in neun der untersuchten Proben Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  gefunden. Darunter waren teilweise die Original-Schliffe mit den Objekten, über die in der Literatur berichtet wurde, dass sie  $\text{SiO}_2$  enthalten. In vier Chondriten (Dhajala, Kalaba, Mezö-Madaras & Saratov), aus denen schon Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  berichtet wurden, habe ich kein  $\text{SiO}_2$  gefunden, dafür wurde ich in zwei zusätzlichen Chondriten fündig, in denen bisher kein freies  $\text{SiO}_2$  bekannt war (DaG 327 & DaG 405). Die Abbildung 5.1 zeigt eine repräsentative Auswahl der untersuchten Objekte aus allen OC, in denen ich  $\text{SiO}_2$  gefunden habe. Die Buchstaben in der Klammer bei den folgenden Einzelbeschreibungen beziehen sich auf die entsprechenden Bilder in Abbildung 5.1.



**Abbildung 5.1:** Die BSE-Bilder zeigen die Variation der SRO-Strukturen. *a-c*: DaG 327 (H3); *d*: DaG 405 (H3.5); *e-i*: Seres (H4); *j-k*: Bovedy (L3); *l*: Knyahinya (L5); *m*: Lissa (L6); *n-o*: Parnallee (LL3.6). In zwei Seres-SRO (*f* & *l*) habe ich die SRO rot umrandet, da sie sonst nur schwer gegen die Umgebung erkennbar sind. Das  $\text{SiO}_2$  in Parnallee tritt in allen drei Niedrig-Druck Polymorphen Crs, Trd und Qtz auf. *Me*: Metall.

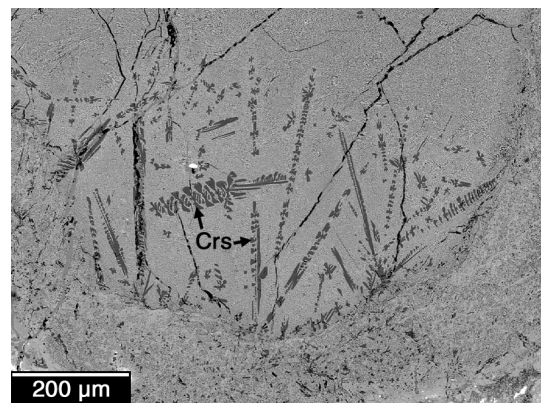
**Tabelle 5.2:** Das Auftreten unterschiedlicher SiO<sub>2</sub>-Polymorphe in den verschiedenen Chondrit-Typen.

Meteorit	Typ	Anzahl	Quarz	Tridymit	Cristobalit	Glas	berichtet
<i>gewöhnliche Chondrite</i>							
Y193708	H3	1	-	-	-	-	nein
DaG 327	H3	1	-	ja & ja <sup>1</sup>	ja	-	nein
DaG 405	H3.5	1	-	-	ja	-	nein
Dhajala	H3-4	1	-	-	-	-	ja
Seres	H4	3	ja	ja <sup>1</sup>	ja	-	ja
Kalaba	H4	1	-	-	-	-	ja
Mezö-Madaras	L3	1	-	-	-	-	ja
Bovedy	L3	1	ja	ja <sup>1</sup>	-	-	ja
Saratov	L4	1	-	-	-	-	ja
Farmington	L5	2	-	-	ja	-	ja
Knyahinya	L5	2	-	ja <sup>1</sup>	-	-	ja
Lissa	L6	1	-	ja <sup>1</sup>	-	-	ja
DaG 369	H/L3	1	-	-	-	-	nein
DaG 378	H/L3	1	-	-	-	-	nein
Semarkona	LL3.0	1	-	-	-	-	nein
Bishunpur	LL3.1	1	-	-	-	-	nein
Parnallee	LL3.6	1	ja	ja <sup>1</sup>	ja	-	ja
Krähenberg	LL5	1	-	-	-	-	nein
<i>Enstatit-Chondrite</i>							
Sahara 97123	EH3	1	-	ja <sup>1</sup>	ja	-	nein

Die Unterschiede im petrologischen Typ, der in dieser Tabelle angegeben ist und dem, der in Tabelle 5.1 steht, resultieren aus unterschiedlichen Angaben verschiedener Quellen. Für die Tabelle 5.1 habe ich die Angaben aus dem jeweiligen Artikel verwendet und für die Angaben hier habe ich die Daten Koblit (2003) entnommen. <sup>1</sup>Bei diesen Tridymiten handelt es sich um die mit dem bislang unbekanntem Raman-Spektrum.

*DaG 327; (a-c):* Diese drei Objekte sind – wie alle SRO – praktisch Metall- und Sulfid-frei und haben die Paragenese Pyroxen-SiO<sub>2</sub>. Sehr selten tritt in Zwickeln eine Spur Feldspat hinzu (Abbildung 5.1a). Teilweise sind diese Objekte – wie das in a – sehr schön ausgeprägte Chondren. Das SiO<sub>2</sub> befindet sich oftmals am Rand und bildet teilweise gut erkennbare Kristalle, die öfter parallel zum Rand gewachsen und seltener von diesem nach innen gerichtet sind. In anderen SRO ist das SiO<sub>2</sub> nicht auf den Rand beschränkt und tritt auch im Inneren der Objekte auf (Abbildung 5.1b).

*DaG 405; (d):* Wenn in einer Probe freies SiO<sub>2</sub> auftaucht, dann grundsätzlich nicht nur einmal, sondern öfter. Nicht so bei dieser Probe; das abgebildete Objekt ist einzigartig. Ebenso ungewöhnlich ist dessen Paragenese, bestehend aus feinst miteinander verwachsenem Olivin, Pyroxen und SiO<sub>2</sub>. An einigen Stellen und am linken Rand treten außerdem größere Bereiche mit SiO<sub>2</sub> auf. In letzteren Fällen zeigt das SiO<sub>2</sub> Skelett-Wachstum (Abbildung 5.2). Das ganze Objekt scheint zudem aus einem Kern und einem Rand zu bestehen. Jedoch sind beide Zonen identisch und bestehen aus der sehr feinen Olivin-SiO<sub>2</sub>-Pyroxen Verwachsung.



**Abbildung 5.2:** Ausschnitt des Olivin-SiO<sub>2</sub>-Objekts aus DaG 405 (Abbildung 4.3d). Das BSE-Bild zeigt sehr schön das Skelett-Wachstum der SiO<sub>2</sub>-Kristalle im Olivin.



*Seres; (e-i)*: In Seres habe ich die weitaus meisten SRO gefunden. Diese treten in drei unterschiedlichen Varianten auf: (1) Die häufigste ist in den Bildern e–g gezeigt. Diese SRO sind rundliche, Chondren-ähnliche Objekte und haben einen hohen Modalbestand an  $\text{SiO}_2$  – im 2-Dimensionalen Schnitt zwischen  $\sim 20$  und  $\sim 60\%$  – und sind zoniert aufgebaut. Das  $\text{SiO}_2$  bildet oftmals einen großen Kern, um den sich ein relativ breiter Rand aus Pyroxen befindet. Als eine äußere, dünne Korona legt sich um viele dieser Objekte Olivin. Die Pyroxene und Olivine der beiden Ränder sind feinkristallin und deutlich voneinander abgegrenzt. Diese gesamten Objekte grenzen sich nicht immer scharf gegen die Umgebung ab, wie es üblicherweise bei Chondren zu beobachten ist, trotzdem scheinen diese SRO klar individuelle Objekte zu sein (Abbildung 5.3). Um diese SRO, und in Berührungspargenese mit diesen, befinden sich die verschiedenen Matrixminerale wie Pyroxen, Olivin, Feldspat und Metall. Das Objekt in g hat keine so strenge Zonierung und es erstrecken sich Pyroxen-Leisten in den  $\text{SiO}_2$ -Kern. Zusätzlich tritt in diesem SRO Cr-Al-reicher Spinell auf, der sich zwischen den Pyroxen-Leisten und dem  $\text{SiO}_2$  befindet.

(2) Das Fragment in h besteht wieder aus Pyroxen und  $\text{SiO}_2$ . Die Abbildung 5.4 zeigt deutlich, dass dieses SRO das Fragment einer RP-Chondre ist. Das  $\text{SiO}_2$  bildet meist amöboide und teils nahezu kugelige Formen im Pyroxen. Jedoch haben diese Gebilde keinen scharfen Rand zum umgebenden Pyroxen, wie das in vielen SRO der CH-Chondrite der Fall ist (Kapitel 4.2.1), sondern fransen vielmehr zwischen die schmalen Pyroxenleisten aus. Das  $\text{SiO}_2$  ist zudem nicht homogen im Fragment verteilt, sondern tritt lokal gehäuft auf. Als opaque Phase tritt etwas Metall als kleine Flitter in manchem  $\text{SiO}_2$ , aber auch im Pyroxen auf.

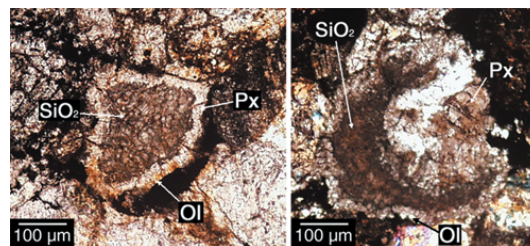
(3) Als drittes sind in manchen SRO die Pyroxen- und  $\text{SiO}_2$ -Minerale homogen in einer Chondre oder in einem Fragment verteilt und miteinander verwachsen (i), und das  $\text{SiO}_2$  tritt als Leisten im Pyroxen auf. Diese Objekte zeigen weder eine Zonierung wie die vorigen, noch irgendwelche runden Grenzflächen zwischen den beiden Phasen.

Die übrigen Chondren in Seres sind kaum alteriert und zeigen klare Außenformen gegen andere Chondren, Fragmente oder die Matrix.

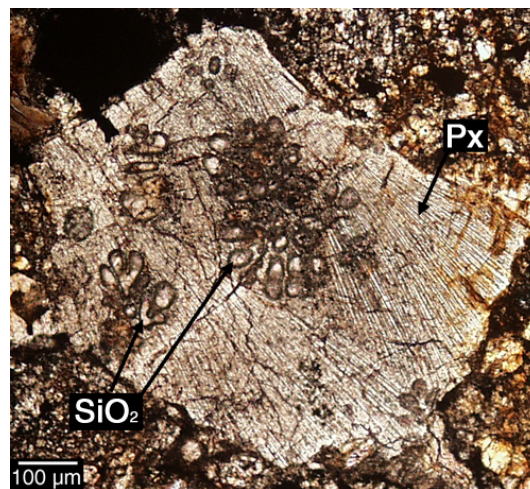
*Bovedy; (j-k)*: In Bovedy habe ich zwei Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  gefunden. Das eine ist klar als RP-Chondre zu erkennen, mit nur relativ wenig  $\text{SiO}_2$  zwischen den Pyroxen-Leisten. Das zweite ist ein Fragment, in dem  $\text{SiO}_2$  im Zentrum in ellipsoider Form oder als Schlieren (Inset in j) auftritt. Zusätzlich befindet sich einiges  $\text{SiO}_2$  am linken Rand des Fragments. Beide Objekte enthalten als Minerale nur Pyroxen und  $\text{SiO}_2$ .

*Knyahinya; (l), Lissa; (m) und Farmington*: Bei diesen drei Objekten mit freiem  $\text{SiO}_2$  handelt es sich um Stücke der von Brandstätter und Kurat (1985) untersuchten Proben, die mir die Autoren freundlicherweise zur Verfügung gestellt haben. Eine Beschreibung dieser habe ich in Kapitel 5.1 gegeben. Alle drei Stücke sind nur kleine Proben; die Farmington-Probe ist ein reines  $\text{SiO}_2$ -Körnerpräparat.

*Parnallee; (n-o)*: Bei dieser Probe handelt es sich um einen der sieben von Bridges et al. (1995) in Parnallee untersuchten Klasten, die mir von John Bridges freundlicherweise für die Mikro-Raman-Analysen geliehen wurde. Die Mineralogie dieses einen Klasten unterscheidet sich ganz wesentlich von allen anderen bisher untersuchten SRO und SRO-ähnlichen Objekten mit freiem  $\text{SiO}_2$ , da es neben  $\text{SiO}_2$  und Pyroxen noch einigen Feldspat enthält. Damit ist dieses Objekt selbst innerhalb der sieben von Bridges et al. (1995) untersuchten Klasten ungewöhnlich, da in den anderen sechs kein Feldspat auftritt. Die Minerale in dem Klast mit Feldspat



**Abbildung 5.3:** Mikroskop-Bild der beiden SRO in den Abbildungen 4.3e (=links) & f (=rechts). Das  $\text{SiO}_2$  im SRO in b hat eine sichelförmige Struktur innerhalb des Pyroxens.



**Abbildung 5.4:** Mikroskop-Bild des SRO in Abbildung 4.3h. Die Aufnahme zeigt deutlich, dass es sich bei dem Objekt um das Fragment einer RP-Chondre handelt.



sind große, oftmals hypidiomorphe, miteinander verwachsene Körnern. Die Interpretation der Entstehung dieser Klasten durch Bridges et al. (1995) ist in Kapitel 5.1 kurz referiert.

### Zusammenfassung

Die Auswertung der bisherigen Arbeiten in Kapitel 5.1 ergab schon, dass Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  in den OC, unabhängig vom Chondrit- und petrologischen Typ, auftreten. Bei meinen Untersuchungen habe ich ebenfalls in verschiedensten gewöhnlichen Chondriten SRO gefunden. Ich habe überdies noch in zwei Chondriten SRO gefunden, aus denen bisher keine berichtet wurden, nämlich in Dag 327 und DaG 405. Die von mir gefundenen und untersuchten SRO können in zwei Grundtypen eingeteilt werden, entsprechend ihrer Paragenese: Typ 1 sind Objekte, bestehend praktisch nur aus  $\text{SiO}_2$  und Pyroxen, mit einem sehr geringen Modalbestand weiterer Phasen und Typ 2 sind  $\text{SiO}_2$ -reiche Objekte in denen variabel größere Mengen weiterer Minerale wie Pyroxen, Olivin, Feldspat, etc. zum  $\text{SiO}_2$  hinzutreten. Beide Typen sind jedoch praktisch immer Metall-frei.

*Typ 1:* Zu den ersteren gehören die SRO der Abbildungen 5.1a–m. Diese haben wie gefordert die typische Paragenese Pyroxen- $\text{SiO}_2$ , zu der teilweise wenig Olivin oder in einem Fall Cr-Al-reicher Spinell hinzu tritt. Die äußere Form und die Struktur dieser SRO ist sehr variabel. Sie treten als Chondren (a,c,d,i,k), Chondren-ähnlich (b,e-g), Fragmente (h,j) oder direkt im Chondrit (l,m) auf. Strukturell gibt es ebenso alle Möglichkeiten: das  $\text{SiO}_2$  tritt heterogen verteilt entweder nur am Rand (a,b), nur im Zentrum (e,f) oder lokal gehäuft (d,h,j) auf, oder es ist relativ homogen im SRO verteilt (c,g,i,k,l,m). Es liegt jedoch in der Natur der Sache, dass diese Einteilung nach Form und Struktur nicht streng vorgenommen werden kann und auch eine etwas andere Gruppierung möglich wäre.

*Typ 2:* Dieser Grundtyp subsummiert  $\text{SiO}_2$ -reiche Objekte, die nicht zum Typ 1 gehören. Dazu zählen das Objekt mit der Paragenese  $\text{SiO}_2$ -Olivin-Pyroxen (Abbildung 5.1d) und der Parnallee-Klast mit Feldspat. Ebenso müssen der von Bischoff et al. (1993a) beschriebene achondritische Klast in Adzhi-Bogdo oder die von Lauretta und Buseck (2003) beschriebenen  $\text{SiO}_2$ -Metall-Vergesellschaftungen zu dieser Gruppe gezählt werden. Die Einordnung des  $\text{SiO}_2$  aus Lissa und Knyahinya ist etwas unklar. Da dieses jedoch direkt im chondritischen Gestein aufritt, fallen die beiden Chondrite eher unter die zweite Kategorie. Alle Objekte dieses zweiten Grundtyps unterscheiden sich teils nur gering, teils sehr stark von denen des ersten Typs. Jedoch sind sie untereinander sehr verschieden und zeigen praktisch keine Gemeinsamkeiten.

## 5.3 Chemische Zusammensetzung

In Tabelle 5.4 sind die chemischen Zusammensetzungen der untersuchten Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  zusammengefasst. Die Abbildung 5.6 stellt außerdem die Ergebnisse graphisch dar. Alle Gesamt-Zusammensetzungen der Objekte in den untersuchten Chondriten – mit einer Ausnahme – erfüllen die in Kapitel 2.3 gegebene Definition von Gesamt- $\text{SiO}_2$   $\geq 60$  Gew.% und können dementsprechend als SRO bezeichnet werden. Die Gesamt-Zusammensetzungen habe ich in derselben Weise berechnet wie bei den SRO in den CC, das heißt, anhand der Modalbestände der auftretenden Phasen und deren chemischer Zusammensetzung in den SRO im Dünnschliff. Die Ausnahme ist das Objekt mit der Paragenese Olivin- $\text{SiO}_2$ -Pyroxen in Abbildung 5.1d. Dieses hat aufgrund des hohen Olivin-Anteils ein Gesamt- $\text{SiO}_2$  von nur 52.14 Gew.%. Im Folgenden stelle ich die chemischen Zusammensetzungen der SRO in den verschiedenen Chondriten wieder im Einzelnen dar:

*DaG 327; (a-c):* Die Pyroxene aller SRO in diesem Chondriten haben äußerst geringe CaO und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Konzentrationen von grundsätzlich  $\leq 0.5$  Gew.%. Die Gesamt-Konzentrationen dieser Elemente in den SRO sind durch die Verdünnung mit dem anwesenden, freien  $\text{SiO}_2$  dementsprechend noch geringer. Die Pyroxene haben allerdings stark schwankende FeO- und MgO-Konzentrationen; bezogen auf alle drei SRO zwischen  $\text{Fs}_{4...32}$ . Die mäßig volatilen Elemente Na und Mn sind nur in Spuren vorhanden. Die Gesamt-Konzentrationen von  $\text{Na}_2\text{O}$  liegen bei  $\leq 0.1$  Gew.% und die von MnO bei  $\sim 0.2$  Gew.%. Im ersten SRO (a) tritt zusätzlich, aber sehr wenig, Plagioklas auf, mit  $\text{An}_{41}$ . Dieser hat jedoch praktisch keinen Einfluss auf die Gesamt-Zusammensetzung der Chondre. Das  $\text{SiO}_2$  enthält Spuren von FeO bis 0.52 Gew.%. Insgesamt sind die SRO stark an refraktären

und volatilen Elementen verarmt (Abbildung 5.4), wie es typisch ist für SRO mit einer reinen Pyroxen- $\text{SiO}_2$  Paragenese, und so auch schon in der Literatur berichtet wurde (Kapitel 5.1). Der Gesamt-FeO-Gehalt dieser drei SRO liegt bei relativ konstanten, etwa 10 Gew.%.

*DaG 405; (d)*: Der Olivin und Pyroxen in diesem Objekt ist so fein mit dem  $\text{SiO}_2$  verwachsen, dass es nicht möglich war, reine Olivin- oder Pyroxen-Analysen mit der EMS zu erhalten. Ich habe stattdessen mit einem auf 50  $\mu\text{m}$  aufgeweiteten Strahl Gesamt-Analysen des Kern- und Randbereichs gemacht. Der Kern ist  $\text{SiO}_2$ -reicher und hat fast eine Pyroxen-normative Zusammensetzung. Der Rand enthält dagegen weniger  $\text{SiO}_2$  und ist eher Olivin-normativ. Das Gesamt-Objekt ist damit etwas  $\text{SiO}_2$ -untersättigt und zählt deshalb nicht zu den typischen SRO. Die Analyse-Summen der EMS-Messungen sind teils sehr schlecht, da ich diese mit aufgeweiteten Strahl gemacht habe. Es werden dabei feinste Risse und Löcher mitgemessen. Außerdem habe ich die Sonde nicht mit aufgeweiteten, sondern mit zusammen gezogenem Strahl kalibriert. Im Unterschied zu den SRO in DaG 327 enthält dieses Objekt sehr viel höhere FeO-Gesamt-Konzentrationen von 17.72 Gew.%. Außerdem ist es deutlich weniger an refraktären Elementen verarmt. Die Gesamt CaO- und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Konzentrationen liegen bei 2.57 und 0.98 Gew.%, und auch die  $\text{Na}_2\text{O}$ -Konzentrationen sind mit 0.49 Gew.% vergleichsweise hoch. Bei den refraktären Elementen gibt es zudem eine Fraktionierung zu geringeren Konzentrationen von Ca über Al zu Ti (Abbildung 5.6).

*Seres; (e-i)*: Die meisten Seres-SRO bestehen im Wesentlichen aus einer Pyroxen- $\text{SiO}_2$  Paragenese mit einem zusätzlichen, koronalen Olivin-Saum. Das SRO der Abbildung 5.1g enthält außerdem Cr-Al-reichen Spinell. Die Pyroxene enthalten nur geringe Mengen an den refraktären Elementen Al, Ca und Ti. Die Pyroxene, sowie die Olivine haben beide sehr konstante Fe-Konzentrationen mit  $\text{Fs}_{15\dots16}$  und  $\text{Fa}_{15\dots16}$ , unabhängig davon, wie das jeweils einzelne SRO strukturell aussieht. Das  $\text{SiO}_2$  enthält Spuren von FeO, um  $\sim 0.25$  Gew.%. Das wenige, dispers verteilte Metall im SRO-Klasten in Abbildung 5.1h ist zu klein, um vernünftige Analysen davon zu erhalten, jedoch zeigt das EDX-Spektrum das Vorhandensein von Ni. Als gesamtes sind die Seres-SRO sehr ähnlich wie die SRO in DaG 327 zusammengesetzt, das heißt, sie sind wie diese stark an refraktären und volatilen Elementen verarmt (Abbildung 5.6). Die Gesamt CaO- und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Konzentrationen bewegen sich zwischen 0.26 und 0.7 Gew.%, beziehungsweise 0.16 und 0.65 Gew.%. Die Gesamt  $\text{Na}_2\text{O}$ -Konzentrationen steigen nie über 0.12 Gew.%.

*Bovedy; (j-k)*: Der Klast (j), sowie die Chondre (k) in Bovedy haben beide wieder eine reine Pyroxen- $\text{SiO}_2$ -Paragenese. Der Pyroxen unterscheidet sich leicht zwischen den beiden SRO, mit einer Zusammensetzung von  $\text{Fs}_{20}$  im Klast und  $\text{Fs}_{16}$  in der Chondre. In den Konzentrationen der restlichen Elemente gleichen beide SRO den Objekten in DaG 327 und Seres. Dasselbe gilt entsprechend für die Gesamt-Zusammensetzungen; beide SRO sind verarmt an refraktären und volatilen Elementen, mit CaO zwischen 0.45 und 1.10 Gew.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zwischen 0.31 und 0.84 Gew.% und  $\text{Na}_2\text{O}$  zwischen 0.05 und 0.10 Gew.%. Das  $\text{SiO}_2$  enthält wieder Spuren von FeO. Die leicht erhöhten Konzentrationen an anderen Elementen der  $\text{SiO}_2$ -Phase in der Chondre aus Abbildung 5.1k (Tabelle 5.4) sind mit hoher Wahrscheinlichkeit Mess-Artefakte, da das meiste  $\text{SiO}_2$  in Zwickeln zwischen den Pyroxen-Leisten auftritt.

*Knyahinya; (l)*: In Knyahinya tritt das  $\text{SiO}_2$  in einem großen Fragment auf und ist von einem Rand aus Orthopyroxen ( $\text{Fs}_{21.8}$ ,  $\text{Wo}_{1.4}$ ) und Klinopyroxen ( $\text{Fs}_{7.5}$ ,  $\text{Wo}_{45.1}$ ) umgeben (Brandstätter und Kurat, 1985). Das  $\text{SiO}_2$  enthält Spuren von  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , mit 0.14 Gew.%. Im Hinblick auf die Identifizierung des  $\text{SiO}_2$ -Polymorphs mit dem unbekanntem Raman-Spektrum, habe ich im  $\text{SiO}_2$  von Knyahinya zusätzlich die Konzentrationen der leichten Elemente Li, Be und B gemessen. Diese ergaben geringste Konzentrationen im ng/g-Bereich (Tabelle 5.3).

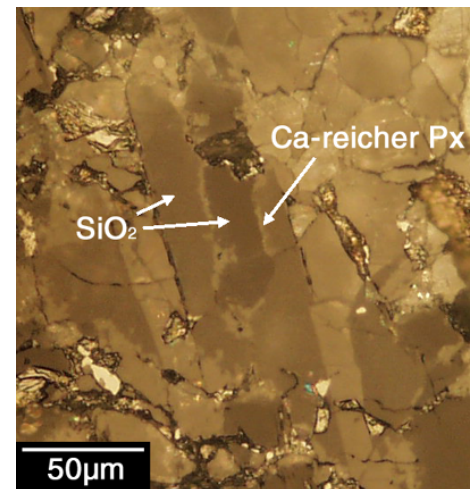
*Lissa; (m) & Farmington*: Deren  $\text{SiO}_2$  befindet sich entsprechend der Beschreibung von Brandstätter und Kurat (1985) als Fragmente direkt im chondritischen Gestein, die ähnlich den  $\text{SiO}_2$ -Körnern in Knyahinya von einer Korona aus Ortho- und Klinopyroxen umgeben sind. Die Pyroxene haben eine nahezu identische Zusammensetzung wie die in Knyahinya. Von Lissa sind zusätzlich die chemischen Zusammensetzungen einiger Minerale in der Nähe des  $\text{SiO}_2$  angegeben (Tabelle 5.4).

**Tabelle 5.3:** Leichte Element-Konzentrationen [ng/g] in SiO<sub>2</sub> aus Knyahinya.

Punkt	Li	Be	B
1	1.2	1.0	118
2	1.1	0.8	72
5	2.0	0.9	157
Mittel	1.4	0.9	116

Es wurden noch zwei weitere Punkte analysiert, bei denen wahrscheinlich Risse mitgemessen wurden, von denen die SiO<sub>2</sub>-Körner durchzogen sind. Die Konzentrationen dieser beiden Punkte liegen etwa um einen Faktor 5-10 höher als die drei aufgelisteten.

*Parnallee; (n-o):* Bridges et al. (1995) haben sieben Klasten in Parnallee untersucht. Sechs davon hatten eine reine Pyroxen-SiO<sub>2</sub> Paragenese. Der siebte enthält zusätzlich noch einigen Feldspat. Diese letzte Probe stand mir zur Verfügung. Der Feldspat ist Plagioklas mit An<sub>~75</sub>. Der Modalbestand des SiO<sub>2</sub> in allen sieben Klasten ist sehr variabel, jedoch meist sehr hoch, zwischen ~90 Vol.% und ~30 Vol.% (Bridges et al., 1995). Die chemischen Analysen des Parnallee-Klasten in Tabelle 5.4 sind teilweise von mir oder stammen aus der Arbeit von Bridges et al. (1995). Die Pyroxene treten als Ortho- und Klinopyroxene auf. Diese beiden Varietäten verteilen sich nicht homogen im Klasten. Die Orthopyroxene treten als große, hypidiomorphe Kristalle zwischen den Feldspäten und dem SiO<sub>2</sub> auf, dagegen sind die Klinopyroxene auf Adern im SiO<sub>2</sub> beschränkt, beziehungsweise bilden Zwischenlagen im SiO<sub>2</sub>. Letzteres Auftreten ist gut im Auffichtbild der Abbildung 5.5 zu sehen. Das SiO<sub>2</sub> enthält mit ~0.21 Gew.% Spuren von FeO. Selten tritt zudem Cr-Al-reicher Spinell auf. Bridges et al. (1995) haben Gesamt-Analysen dreier dieser SRO berechnet. Diese ergeben die höchsten Gesamt-Konzentrationen an CaO, zwischen 2.40 und 8.20 Gew.%, bei gleichzeitig sehr geringen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Konzentrationen von 0.00, 0.50 und 1.90 Gew.%, sowie noch geringeren TiO<sub>2</sub>-Konzentrationen unterhalb der Nachweisgrenze. Die relativ hohe Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Konzentration von 1.90 Gew.% stammt aus dem Klast mit Feldspat, der sicherlich einiges an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> beiträgt.



**Abbildung 5.5:** Aufficht-Aufnahme einer SiO<sub>2</sub>-Leiste. Das SiO<sub>2</sub> zeigt im Kern und Rand unterschiedliche Reflexivitäten. Dazwischen, sowie in den Rissen und Adern, befindet sich Ca-reicher Klinopyroxen.

### Zusammenfassung

Die untersuchten Objekte mit freiem SiO<sub>2</sub> bestätigen hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung die zwei im vorigen Kapitel eingeführten Typen:

*Typ 1:* Typische Pyroxen-SiO<sub>2</sub> Paragenesen, deren Gesamt-Zusammensetzungen sehr stark sub-chondritisch in refraktären (~1 Gew.%) und volatilen (~0.5 Gew.%) Elementen sind (Abbildung 5.6). Zu dieser Gruppe gehören die meisten SRO (DaG 327, Seres und Bovedy).

*Typ 2:* Zur zweiten Gruppe gehört der Klast aus Parnallee, sowie das Objekt mit der SiO<sub>2</sub>-Olivin-Pyroxen Paragenese aus DaG 405. Der Hauptunterschied dieser beiden Objekte zu denen der ersten Gruppe sind deren ungewöhnlich hohen CaO-Gesamt-Konzentrationen, die bis zu 8.20 Gew.% bei Parnallee und 2.57 Gew.% bei DaG 405 betragen, bei gleichzeitig davon stark fraktionierten Gehalten der anderen refraktären Elemente Al und noch mehr Ti. Das zeigt sich deutlich in den klar super-chondritischen Ca- und sub-chondritischen Al- und Ti-Gehalten (Abbildung 5.6). Jedoch haben auch einige SRO des ersten Typs teils erhöhte Ca/Al-Verhältnisse, allerdings bei gleichzeitig unfraktionierten Ca/Ti-Verhältnissen, wodurch sich die erste Gruppe wieder von der zweiten unterscheidet, bei der die Ca/Ti-Verhältnisse sogar noch stärker fraktioniert sind, als die Ca/Al-Verhältnisse. Bei den volatilen Elementen gibt es vornehmlich bei den SRO des Typ 1 und weniger

**Tabelle 5.4:** Chemische Zusammensetzungen der einzelnen Phasen und Gesamt-Zusammensetzung verschiedener SRO.

Bezug Mineral	Abb. 5.1a					Abb. 5.1b					
	Px	Px	Fsp	Trd	Ges.	Px	Px	Crs	Ges.		
SiO <sub>2</sub>	57.04	59.15	61.90	101.63	66.02	55.11	57.95	99.40	68.59		
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.04	0.53	0.02	0.05	0.03	0.00	0.00	0.02		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.26	18.66	0.01	0.79	0.35	0.21	0.02	0.26		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	0.37	0.16	0.00	0.16	0.43	0.57	0.02	0.41		
FeO	11.37	3.02	0.99	0.26	8.17	20.01	8.28	0.52	11.08		
MnO	0.37	0.09	0.05	0.02	0.23	0.41	0.10	0.00	0.21		
MgO	31.36	36.87	4.82	0.00	25.18	24.28	34.25	0.04	20.47		
CaO	0.33	0.27	7.39	0.03	0.50	0.56	0.37	0.02	0.42		
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.09	5.97	0.00	0.24	0.09	0.00	0.02	0.04		
total	100.86	100.17	100.46	101.96	101.34	101.27	101.72	100.03	101.50		
Si	1.994	2.003	2.758	0.998		2.000	1.982	0.997			
Ti	0.001	0.001	0.018	0.000		0.001	0.000	0.000			
Al	0.008	0.010	0.980	0.000		0.015	0.008	0.000			
Cr	0.004	0.010	0.006	0.000		0.012	0.015	0.000			
Fe	0.333	0.085	0.037	0.002		0.607	0.237	0.004			
Mn	0.011	0.003	0.002	0.000		0.013	0.003	0.000			
Mg	1.635	1.861	0.320	0.000		1.314	1.746	0.001			
Ca	0.012	0.010	0.353	0.000		0.022	0.014	0.000			
Na	0.000	0.006	0.515	0.000		0.006	0.000	0.000			
total	3.999	3.989	4.989	1.001		3.989	4.006	1.003			
Bezug Mineral	Abb. 5.1c				Abb. 5.1d			Abb. 5.1e			
	Px	Px	Crs	Ges.	MW außen	MW innen	Ges.	Ol	Px	Crs	Ges.
SiO <sub>2</sub>	55.88	57.93	100.44	65.21	41.16	59.42	52.14	41.08	58.05	100.01	70.76
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.06	0.00	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.44	0.04	0.37	1.07	0.98	0.98	0.04	0.18	0.03	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.50	0.65	0.00	0.55	0.63	0.60	0.59	0.00	0.16	0.01	0.06
FeO	15.16	9.38	0.35	9.96	19.38	17.80	17.72	14.74	9.60	0.17	7.07
MnO	0.39	0.16	0.00	0.21	0.42	0.61	0.48	0.55	0.53	0.01	0.33
MgO	28.37	32.51	0.02	24.66	23.68	16.47	19.32	42.87	29.48	0.50	21.10
CaO	0.43	0.44	0.00	0.42	4.19	0.98	2.57	0.04	0.98	0.08	0.39
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.02	0.01	0.03	0.41	0.63	0.49	0.05	0.04	0.04	0.04
total	101.05	101.57	100.87	101.45	90.98	97.54	94.32	99.40	99.10	100.85	99.87
Si	1.988	1.993	0.998					1.033	2.046	0.995	
Ti	0.000	0.001	0.000					0.000	0.001	0.000	
Al	0.010	0.018	0.000					0.001	0.007	0.000	
Cr	0.014	0.018	0.000					0.000	0.004	0.000	
Fe	0.451	0.270	0.003					0.310	0.283	0.001	
Mn	0.012	0.005	0.000					0.012	0.016	0.000	
Mg	1.505	1.667	0.000					1.607	1.549	0.007	
Ca	0.016	0.016	0.000					0.001	0.037	0.001	
Na	0.007	0.001	0.000					0.003	0.003	0.001	
total	4.003	3.989	1.002					2.967	3.948	1.006	

Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von voriger Seite

Bezug Mineral	Abb. 5.1f				Abb. 5.1g				
	Ol	Px	Crs	Ges.	Ol	Px	Spl	Trd?	Ges.
SiO <sub>2</sub>	39.79	53.61	100.45	77.74	37.96	55.19	0.18	100.57	69.49
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.07	0.01	0.03	0.01	0.02	0.31	0.01	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.16	0.00	0.06	0.03	0.14	11.26	0.03	0.24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.24	0.00	0.10	0.03	0.20	56.32	0.01	0.90
FeO	14.41	9.95	0.24	5.07	15.03	9.91	24.62	0.28	7.15
MnO	0.52	0.46	0.00	0.22	0.47	0.51	0.80	0.00	0.29
MgO	44.86	30.94	0.06	15.41	44.71	30.98	4.82	0.01	20.49
CaO	0.05	4.25	0.01	1.64	0.00	1.63	0.03	0.01	0.60
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.20	0.01	0.08	0.04	0.05	0.00	0.02	0.04
total	99.68	99.90	100.79	100.36	98.29	98.64	98.34	100.96	99.23
Si	1.001	1.920	0.998		0.975	1.976	0.006	0.998	
Ti	0.000	0.002	0.000		0.000	0.001	0.008	0.000	
Al	0.000	0.007	0.000		0.001	0.006	0.458	0.000	
Cr	0.001	0.007	0.000		0.001	0.006	1.536	0.000	
Fe	0.303	0.298	0.002		0.323	0.297	0.710	0.002	
Mn	0.011	0.014	0.000		0.010	0.015	0.023	0.000	
Mg	1.682	1.652	0.001		1.713	1.654	0.248	0.000	
Ca	0.001	0.163	0.000		0.000	0.062	0.001	0.000	
Na	0.000	0.014	0.000		0.002	0.004	0.000	0.000	
total	2.999	4.078	1.002		3.025	4.020	2.989	1.002	

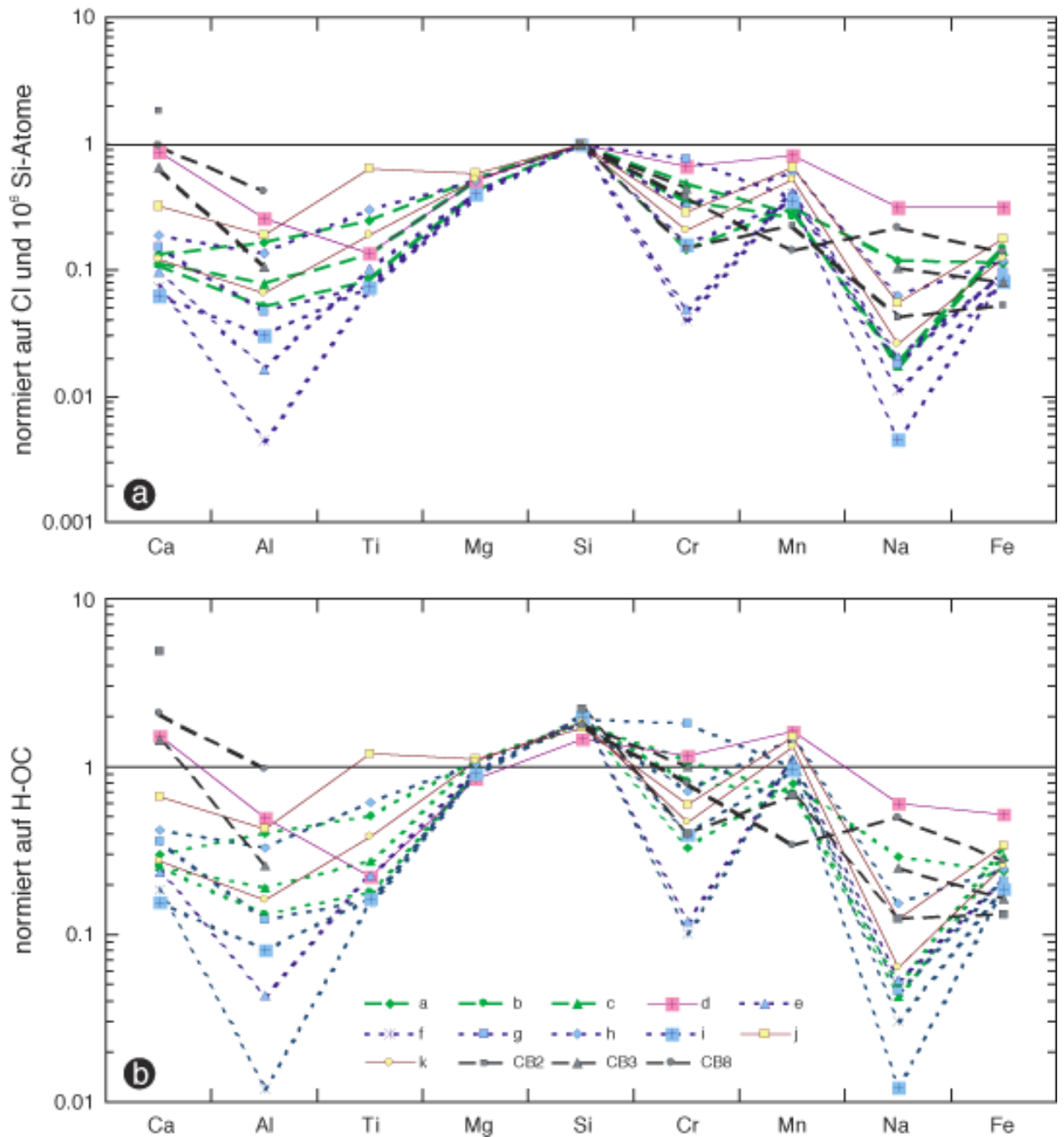
Bezug Mineral	Abb. 5.1h			Abb. 5.1i			Abb. 5.1j		
	Px	Crs	Ges.	Px	Trd, Trd?	Ges.	Px	Qtz, Trd?	Ges.
SiO <sub>2</sub>	58.24	100.00	65.34	56.65	101.03	71.79	56.25	101.13	60.73
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.00	0.06	0.02	0.01	0.02	0.14	0.00	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73	0.22	0.65	0.24	0.01	0.16	0.92	0.11	0.84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	0.05	0.36	0.30	0.00	0.20	0.33	0.01	0.30
FeO	10.09	0.20	8.41	9.54	0.21	6.35	12.81	0.25	11.55
MnO	0.53	0.00	0.44	0.42	0.02	0.28	0.49	0.02	0.45
MgO	28.99	0.00	24.06	31.58	0.02	20.82	28.31	0.27	25.50
CaO	0.85	0.00	0.70	0.39	0.01	0.26	1.20	0.21	1.10
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.07	0.12	0.01	0.00	0.01	0.10	0.05	0.10
total	100.07	100.57	100.15	99.16	101.31	99.88	100.55	102.05	100.70
Si	2.037	0.996		2.000	0.999		1.992	0.995	
Ti	0.002	0.000		0.001	0.000		0.004	0.000	
Al	0.030	0.003		0.010	0.000		0.038	0.001	
Cr	0.012	0.000		0.008	0.000		0.009	0.000	
Fe	0.295	0.002		0.282	0.002		0.379	0.002	
Mn	0.016	0.000		0.013	0.000		0.015	0.000	
Mg	1.512	0.000		1.662	0.000		1.494	0.004	
Ca	0.032	0.000		0.015	0.000		0.046	0.002	
Na	0.009	0.001		0.001	0.000		0.007	0.001	
total	3.945	1.003		3.991	1.001		3.984	1.005	

Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von voriger Seite

Bezug Mineral	Abb. 5.1k			Abb. 5.1l <sup>1</sup>			Abb. 5.1m				
	Px	Crs	Ges.	Opx	Cpx	Trd	Ol	Px	Fsp	Spl	Trd?
SiO <sub>2</sub>	56.89	100.57	65.63	56.50	56.10	100.01	38.94	56.49	68.44	0.06	100.58
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.02	0.04	0.09	0.08	0.00	0.00	0.03	0.01	3.03	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34	0.22	0.31	0.13	0.17	0.14	0.01	0.02	21.39	5.66	0.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.27	0.07	0.23	0.09	0.53	0.00	0.08	0.10	0.06	57.36	0.02
FeO	10.88	0.39	8.79	14.10	4.50	0.00	21.44	14.35	0.34	28.23	0.14
MnO	0.48	0.02	0.39	0.54	0.21	0.00	0.45	0.47	0.00	0.63	0.00
MgO	30.90	0.69	24.86	29.00	16.80	0.00	39.21	28.72	0.05	4.00	0.02
CaO	0.40	0.68	0.45	0.76	22.20	0.00	0.00	0.62	2.18	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.15	0.05		0.29	0.03	0.04	0.03	9.73	0.01	0.12
total	100.24	102.82	100.76	101.21	100.88	100.18	100.16	100.82	102.25	98.98	101.23
Si	1.999	0.986		1.997	2.024	0.999	1.006	2.005	2.929	0.002	0.996
Ti	0.001	0.000		0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.081	0.000
Al	0.014	0.003		0.005	0.007	0.002	0.000	0.001	1.079	0.236	0.004
Cr	0.008	0.001		0.003	0.015	0.000	0.002	0.003	0.002	1.608	0.000
Fe	0.320	0.003		0.417	0.136	0.000	0.463	0.426	0.012	0.837	0.001
Mn	0.014	0.000		0.016	0.006	0.000	0.010	0.014	0.000	0.019	0.000
Mg	1.618	0.010		1.528	0.904	0.000	1.510	1.519	0.003	0.212	0.000
Ca	0.015	0.007		0.029	0.858	0.000	0.000	0.024	0.100	0.000	0.000
Na	0.002	0.003			0.020	0.001	0.002	0.002	0.807	0.000	0.002
total	3.990	1.013		3.997	3.973	1.001	2.994	3.994	4.934	2.995	1.003
Bezug Mineral	Farmington <sup>1</sup>			Abb. 5.1n							
	Opx	Cpx	Crs	Px	Px <sup>2</sup>	Pl <sup>2</sup>	Crs, Trd, Qtz	CB2 <sup>1</sup>	CB3 <sup>1</sup>	CB8 <sup>1</sup>	
SiO <sub>2</sub>	56.60	53.90	100.30	58.26	52.20	48.30	99.72	78.90	65.30	62.90	
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.26	0.00	0.00	0.40	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.16	0.08	0.09	3.60	32.20	0.02	0.00	0.50	1.90	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.25	0.84	0.00	0.39	2.90	0.00	0.02	0.20	0.50	0.40	
FeO	13.60	6.90	0.05	6.99	3.80	0.30	0.21	4.50	5.60	9.40	
MnO	0.46	0.27	0.00	0.07		0.00	0.00	0.20	0.00	0.10	
MgO	28.70	17.70	0.00	35.33	20.70	0.00	0.05	7.70	25.40	21.10	
CaO	1.49	19.80	0.00	0.12	16.70	15.70	0.04	8.20	2.40	3.50	
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.43	0.00	0.00		2.80	0.04	0.10	0.20	0.40	
total	101.27	100.26	100.43	101.25	100.30	99.30	100.13	99.80	99.90	99.70	
Si	1.999	1.978	0.999	1.988	1.878	2.230	0.998				
Ti	0.002	0.007	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000				
Al	0.002	0.007	0.001	0.003	0.153	1.752	0.000				
Cr	0.007	0.024	0.000	0.011	0.083	0.000	0.000				
Fe	0.402	0.212	0.000	0.199	0.114	0.012	0.002				
Mn	0.014	0.008	0.000	0.002		0.000	0.000				
Mg	1.511	0.968	0.000	1.797	1.110	0.000	0.001				
Ca	0.056	0.779	0.000	0.004	0.644	0.776	0.000				
Na	0.003	0.031	0.000	0.000		0.251	0.001				
total	3.996	4.014	1.000	4.005	3.993	5.020	1.002				

Die Oxidanalysen sind in Gew.% angegeben; unter diesen sind die Kationenzahlen aufgelistet. Die meisten Angaben sind einzelne Punktanalysen, nur bei den Seres- und Bovedy-Daten handelt es sich jeweils um Mittelwerte mehrere Punktanalysen. Bei DaG 405 wurde das SiO<sub>2</sub> als 100 Gew.% angenommen, um dessen Gesamt-Zusammensetzung zu berechnen. *Trd?*: Dabei handelt es sich um SiO<sub>2</sub> mit einem unbekanntem Raman-Spektrum, das wahrscheinlich Tridymit repräsentiert (Kapitel 5.5.1). <sup>1</sup>Werte aus Bridges et al. (1995); <sup>2</sup>Werte von Kurat (pers. Komm.).



**Abbildung 5.6:** (a) Gesamt-Zusammensetzungen der SRO aus verschiedenen Chondriten, normiert auf CI und  $10^6$ Si-Atome. (b) Gesamt-Zusammensetzungen normiert auf einen H-Chondrit. Der H-Chondrit ist willkürlich gewählt. Die gewöhnlichen Chondrite sind sich jedoch in ihren Hauptelementen recht ähnlich (Abbildung 1.18), so dass irgendeiner ihrer drei Typen als in erster Näherung repräsentativ für alle gewöhnlichen Chondrite betrachtet werden kann.

ausgeprägt bei denen des Typ 2 eine Fraktionierung zwischen Cr und Mn, beziehungsweise eine deutliche Mn-Anreicherung, die besonders stark bei den SRO ausgeprägt ist, die auch eine starke Ca/Al-Fraktionierung zeigen. Die Stärke der Fraktionierungen in refraktären und volatilen Elementen nimmt zu, in der Reihenfolge DaG 327  $\rightarrow$  Bovedy  $\rightarrow$  Seres  $\rightarrow$  Parnallee (Abbildung 5.6b) – ohne dass diese Reihe jedoch irgendeinen speziellen Trend signalisieren soll. Die Si-Konzentrationen in den SRO sind bis zu 2-fach gegenüber einem Gesamt-H-Chondriten angereichert. Magnesium entspricht in etwa der durchschnittlichen Konzentration eines H-Chondriten. Das Magnesium bleibt also gegenüber Si immer fraktioniert – wie es für SRO allgemein zu erwarten ist.



Die  $\text{SiO}_2$ -reichen Objekte treten in Lissa und Knyahinya nach der Beschreibung von Brandstätter und Kurat (1985) direkt im chondritischen Gestein auf. Es kann deshalb nichts über deren kogenetischen Beziehungen ausgesagt werden und es können dementsprechend auch nicht irgendwelche Gesamt-Zusammensetzungen bestimmt werden. Die Farmington-Probe entstammt zwar einem Einschluss aus Farmington, aber von diesem hatte ich nur ein  $\text{SiO}_2$ -Körner-Präparat zur Verfügung, so dass nichts weiter über dessen Paragenese ausgesagt werden kann.

## 5.4 Polymorphie

### 5.4.1 MRS-Untersuchungen

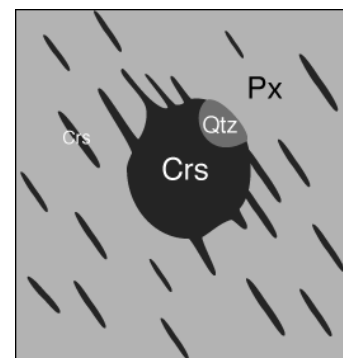
Wie eingangs schon erwähnt (Kapitel 5.1) wurde die  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie der SRO bislang nur wenig untersucht und in-situ praktisch noch nie. In meiner Arbeit habe ich deshalb zum ersten Mal die  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie der SRO systematisch mit Hilfe der Mikro-Raman-Spektrometrie untersucht. Die Tabelle 5.2 listet die Ergebnisse dieser MRS-Untersuchungen auf und die Abbildung 5.7 zeigt einige repräsentative Raman-Spektren der unterschiedlichen Polymorphe aus verschiedenen Proben. Aus Tabelle 5.2 ist sofort erkennbar, dass die Mittel- und Hoch-Temperatur-Polymorphe Tridymit und Cristobalit dominieren. In den SRO der untersuchten Chondrite treten die  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe jedoch durchaus unterschiedlich auf. Zunächst die Beschreibung der einzelnen Proben, diesmal hinsichtlich ihrer Polymorphie:

*DaG 327; (a-c)*: Im ersten der gezeigten SRO in (Abbildung 5.1a) tritt Tridymit auf, diesmal mit seinem typischen Raman-Spektrum, das im Diagramm der Abbildung 5.7 gezeigt ist. An einigen wenigen Stellen tritt außerdem Tridymit mit dem bislang unbekanntem Spektrum auf, wie ich es auch in einem SRO des CH-Chondriten Acfer 182 gefunden habe. In den beiden anderen SRO (b & c) tritt überwiegend Tridymit mit wiederum diesem unbekanntem Spektrum auf und seltener etwas Cristobalit.

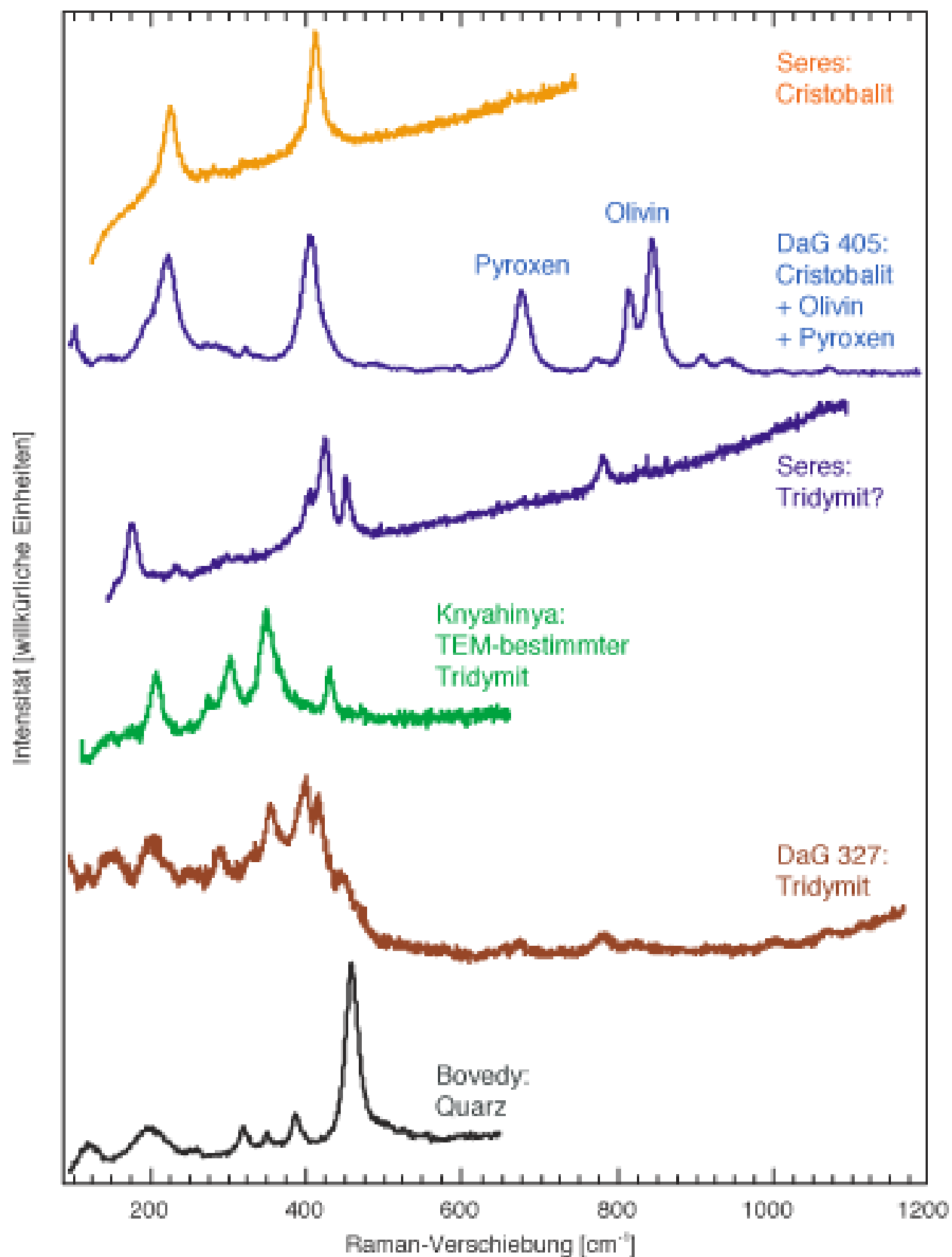
*DaG 405; (d)*: In diesem Objekt tritt das  $\text{SiO}_2$  ausschließlich als Cristobalit auf. Dieser ist jedoch meist so fein mit dem Olivin und Pyroxen verwachsen, dass er selbst mit dem Mikro-Raman nicht mehr aufzulösen ist. Es ergeben sich deshalb Misch-Spektren von Olivin, Pyroxen und Cristobalit. Ein solches ist in Abbildung 5.7 gezeigt. Mit diesem Spektrum konnte ich überhaupt erst Olivin und Pyroxen identifizieren, da auch die EMS nicht mehr in der Lage ist, diese feine Verwachsung aufzulösen. Das skelettartige  $\text{SiO}_2$  ist mit dem MRS gut aufzulösen und ergibt ein schönes Cristobalit-Spektrum.

*Seres; (e-i)*: Diese Probe enthält SRO mit einer Vielzahl unterschiedlicher  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe. Die SRO in den Abbildungen 5.1e-g sind strukturell die häufigsten. Das  $\text{SiO}_2$  tritt in diesen üblicherweise als Hoch-Temperatur Polymorph Cristobalit auf. Manche der  $\text{SiO}_2$ -Leisten im Objekt der Abbildung 5.2i treten als klassischer Tridymit auf, andere, im gleichen Objekt, zeigen ein neues, unbekanntes Spektrum. Im SRO der Abbildung 5.2h treten ebenfalls zwei  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe nebeneinander auf, dieses Mal jedoch mit Cristobalit und Quarz zwei bekannte. Die Vergesellschaftung dieser beiden Polymorphe nebeneinander ist in Abbildung 5.8 gezeigt. Beide kommen gemeinsam im amöboiden bis kugeligen  $\text{SiO}_2$  vor, wobei Cristobalit häufiger ist. Dieser tritt außerdem als langgestreckte, ellipsoide Lamellen zwischen den Pyroxenleisten auf.

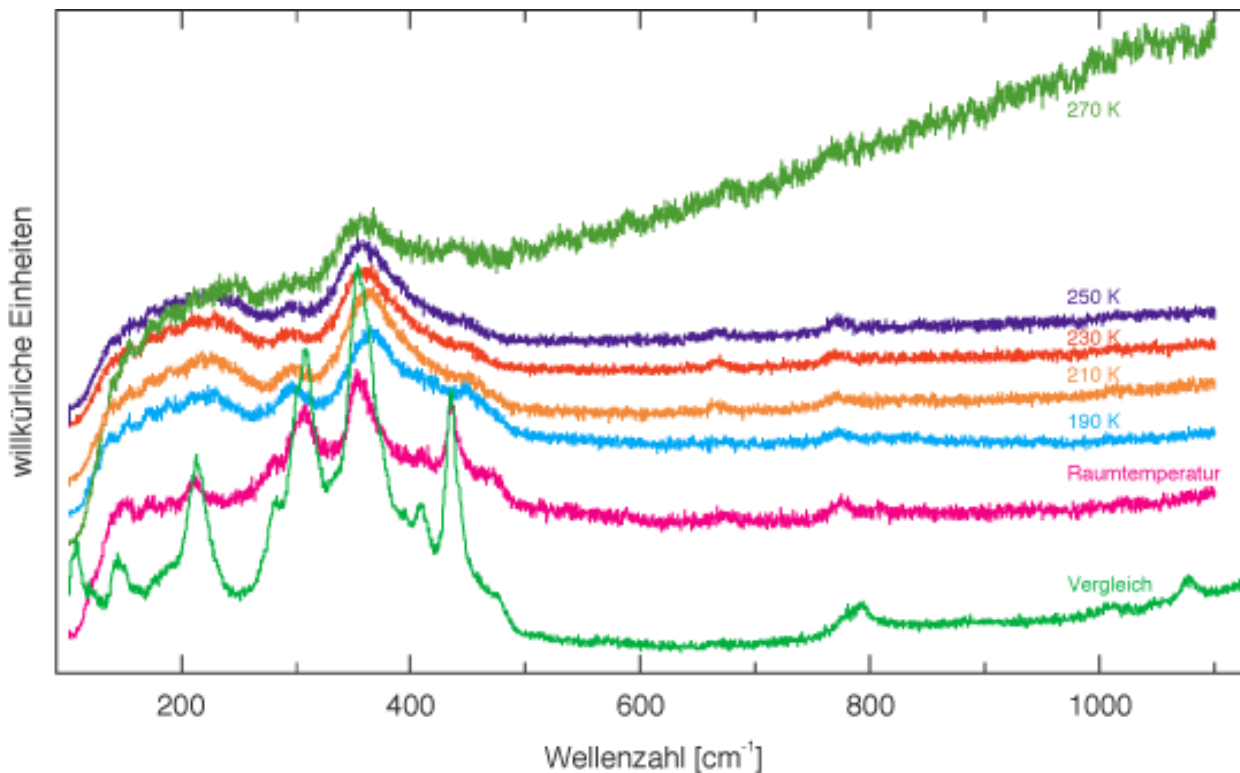
*Bovedy; (j-k)*: Von Bovedy hatte ich nur einen, nicht sehr großen Schliff. Die beiden SRO in dieser Probe haben die unterschiedlichsten und oft unbekannte Raman-Spektren, die dazu noch nebeneinander in demselben SRO zu finden sind. Das trifft insbesondere auf das Fragment der Abbildung 5.2j zu. In diesem habe ich vier verschiedene Raman-Spektren gefunden und nur eines davon war eindeutig einem bekannten Spektrum – nämlich dem von Quarz – zuordenbar. Die anderen haben Ähnlichkeiten mit verschiedenen bekannten  $\text{SiO}_2$ -Spektren, jedoch stimmen sie nicht eindeutig mit diesen überein (Kapitel 5.5.1). Das zweite SRO, die Chondre der Abbildung 5.2k, zeigt ähnliche Spektren wie das Fragment, jedoch ist in diesem keines der Spektren mit einem bekannten in Einklang zu bringen.



**Abbildung 5.8:** Nachzeichnung einer der nahezu kugeligen Objekte im SRO der Abbildung 5.1h.



**Abbildung 5.7:** Repräsentative MR-Spektren aller SiO<sub>2</sub>-Polymorphe aus verschiedenen SRO unterschiedlicher OC. Der “TEM-bestimmte” Tridymit ist der aus Knyahinya mit dem unbekanntem Raman-Spektrum, den ich mit dem TEM untersucht und als eine Tridymit-Varietät identifiziert habe (Kapitel 5.4.2).



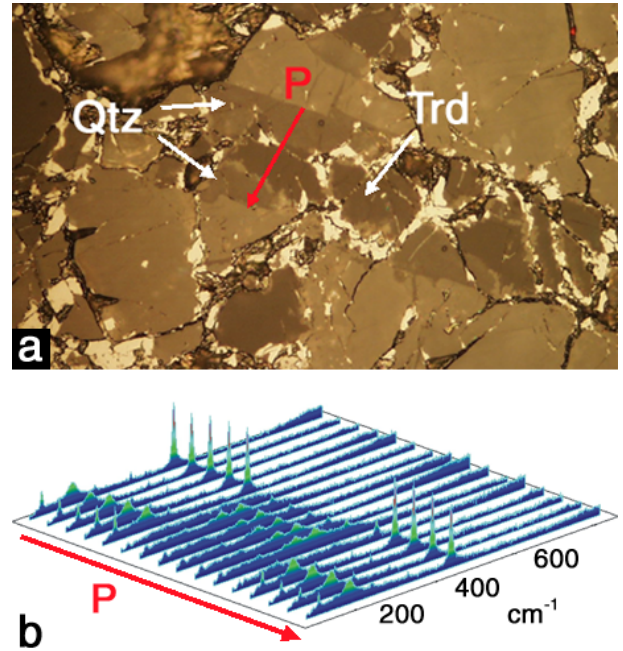
**Abbildung 5.9:** Die am Heiztisch bei der Aufheizung gewonnenen MR-Spektren im Temperaturintervall zwischen 273 und 493 K. Das untere Vergleichsspektrum ist eines, das ich an  $\text{SiO}_2$  aus der SRO-Chondre von Abbildung 4.3 aufgenommen habe. Dieses habe ich gewählt, da es insgesamt weniger Lumineszenz zeigt und sich deshalb als Vergleich anbietet.

*Lissa; (m), Knyahinya & Farmington:* Das  $\text{SiO}_2$  in Knyahinya zeigt erneut das unbekannte Raman-Spektrum. An diesem  $\text{SiO}_2$  habe ich TEM-Untersuchungen durchgeführt, um das tatsächliche Polymorph zu bestimmen (Kapitel 5.4.2), die als Resultat Tridymit ergaben. Wie in Kapitel 2.2 beschrieben, hat Tridymit temperaturabhängig mehrere Varietäten. Die Stabilitätsbereiche dieser einzelnen Varietäten wurden röntgendiffraktometrisch bestimmt (z.B. Cellai et al., 1994). Ich habe nun versucht, diese unterschiedlichen Varietäten in den MR-Spektren wiederzufinden. Dazu wurden die Knyahinya-Proben an einem Raman-Spektrometer mit Heiztisch untersucht, auf dem diese langsam erhitzt und gekühlt wurden. Das Ergebnis dieser Untersuchung ist in Abbildung 5.9 gezeigt. Die Spektren sind bei unterschiedlichen Temperaturen aufgenommen. Leider kam es ab  $\geq 490$  K zu sehr starker Lumineszenz, so dass ein weiteres Aufheizen sinnlos wurde. Allerdings sieht man in den Spektren bis 490 K eine Verschiebung der Banden und eine Veränderung des Spektrums, die einen Phasenübergang andeuten. Ab 493 K ist die orthorhombische OC-Struktur stabil (Kapitel 2.2), deren beginnende Stabilität möglicherweise in den Raman-Spektren der Abbildung 5.9 bei 493 K sichtbar wird. Es scheint damit prinzipiell möglich, mit dem Heiztisch-Raman die verschiedenen Tridymit-Varietäten im Raman-Spektrum wiederzufinden. Es sind deshalb weitere Untersuchungen mit anderen Proben geplant, die dann hoffentlich weniger Lumineszenz zeigen.

Alles  $\text{SiO}_2$  des Farmington-Körnerpräparats ergab schöne Cristobalit-Spektren und bestätigte damit das röntgendiffraktometrische Ergebnis von Binns (1967).

Das  $\text{SiO}_2$  in Lissa war mit Abstand am Schwierigsten zu messen, da es die weitaus stärkste Lumineszenz hat. Ein Spektrum ist trotzdem sehr gut geworden und zeigt ein weiteres, unbekanntes Raman-Spektrum, das mit keinem bekannten korreliert werden kann.

*Parnallee; (n-o):* Bridges et al. (1995) haben das  $\text{SiO}_2$  in Parnallee röntgendiffraktometrisch bestimmt und Tridymit und Cristobalit gefunden. Die in-situ Analysen mit dem MRS bestätigen zunächst dieses Ergebnis, zeigen jedoch darüber hinaus zusätzlich Quarz. Außerdem konnte ich eine Zonierung der  $\text{SiO}_2$ -Leisten hinsichtlich ihrer Polymorphie finden. Diese ist in Abbildung 5.10 dargestellt: In a ist das Auflichtbild einer  $\text{SiO}_2$ -Leiste gezeigt. In Rot ist über diese Leiste ein Profil eingezeichnet, das ich mit dem MRS abgefahren habe und das in b dargestellt ist. In diesem ist deutlich erkennbar, dass der Kern der  $\text{SiO}_2$ -Leiste aus Tridymit mit dem bislang unbekanntem Spektrum besteht und der Rand aus Quarz. Dazwischen befindet sich eine Lage mit Ca-reichem Pyroxen. Die unterschiedlichen  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe unterscheiden sich schon optisch durch unterschiedliche Reflektivitäten im Auflichtbild, in dem der Tridymit etwas dunkler erscheint als der Quarz (siehe auch Abbildung 5.5). Die zusätzliche Entdeckung von Quarz und der Nachweis einer Zonierung der  $\text{SiO}_2$ -Leisten hinsichtlich ihrer Polymorphie zeigt die Stärke der in-situ Untersuchungen mit Hilfe der MRS gegenüber beispielsweise röntgendiffraktometrischen Analysen, bei denen ein Stück aus der Probe heraus gebrochen und präpariert werden muss und eventuell dabei etwas von der Probe verloren geht.

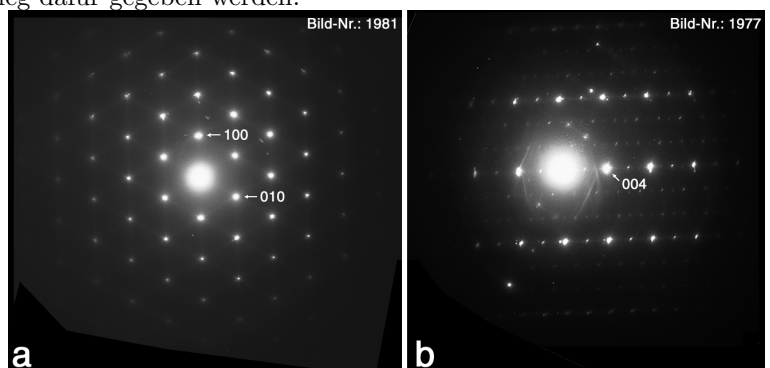


**Abbildung 5.10:** Auflichtbild eines hinsichtlich seiner Polymorphie zonierten  $\text{SiO}_2$ -Korns. Das Diagramm zeigt ein MRS-Profil quer über dieses Korn.

#### 5.4.2 TEM-Untersuchung

Schon in einer SRO-Chondre des kohligen CH-Chondriten Acfer 182 habe ich ein  $\text{SiO}_2$ -Polymorph mit einem unbekanntem Raman-Spektrum gefunden. Dasselbe habe ich danach – als das weitaus häufigste der unbekanntem Spektren – in manchen SRO der gewöhnlichen Chondrite wieder gefunden. Der Vergleich dieses Spektrums mit bekannten, wie etwa Quarz, hexagonalem Tridymit, Cristobalit, Coesit, Stishovit, Melanophlogit oder Moganit ergab keine Übereinstimmung. Deshalb habe ich das unbekannte  $\text{SiO}_2$ -Polymorph mit dem TEM untersucht. Als Probenmaterial habe ich ein  $\text{SiO}_2$ -Körnerpräparat des gewöhnlichen Chondriten Knyahinya verwendet. In vorigen Abschnitten habe ich schon vorweggenommen, dass es sich bei diesem  $\text{SiO}_2$ -Spektrum um Tridymit handelt. Hier soll nun der Beleg dafür gegeben werden.

Ich habe mit dem TEM SAED-Bilder aufgenommen und mit dem daran befestigten EDX vor jeder Aufnahme den Chemismus überprüft. Die aus den SAED-Bildern berechneten d-Werte der Beugungspunkte sind in Tabelle 5.5 aufgelistet. Die Tabelle enthält außerdem die d-Werte der meisten bekannten  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe, darunter auch die verschiedenen Tridymit-Varietäten. Ein Vergleich der d-Werte des unbekanntem  $\text{SiO}_2$ -Polymorphs mit denen der bekannten, ergibt keine vollständige



**Abbildung 5.11:** SAED-Bilder (a) des hexagonalen Hoch-Temperatur Tridymits; Blickrichtung  $[001]$  und (b) des Niedrig-Temperatur MX-1 Polymorphs; Blickrichtung entlang  $\bar{1}10_z$ .

Übereinstimmung mit einem dieser. Es können jedoch die d-Werte einiger SAED-Aufnahmen mit denen von verschiedenen Tridymit-Polymorphen korreliert werden: (1) Die d-Werte ( $4.277 \text{ \AA}$ ,  $4.277 \text{ \AA}$ ) des SAED-Bildes 1981 stimmen gut mit denen der Netzebenen  $\bar{1}10$  ( $4.373 \text{ \AA}$ ) und  $100$  ( $4.373 \text{ \AA}$ ) des HP-Tridymits, beziehungs-

weise mit denselben Netzebenen – allerdings mit einem d-Wert von 4.356 Å – des LHP-Tridymits überein. Die leichten Verschiebungen bei den d-Werten zu kleineren Zahlen beim gemessenen Polymorph können zustande kommen, wenn die Probe bei der Aufnahme nicht exakt im Fokus war. Ein Vergleich dieser SAED-Aufnahme (Abbildung 5.11) mit der SAED-Aufnahme von Hoch-Temperatur Tridymit von Withers et al. (1994) (Fig. 2a) entlang [001] zeigt außerdem eine absolute Übereinstimmung der beiden Bilder, besonders der charakteristischen Streaks. Bei diesem Polymorph handelt es sich damit eindeutig um einen der beiden hexagonalen Hoch-Temperatur Tridymite HP oder LHP. Dieses ist der üblicherweise in der Natur auftretende Tridymit, dessen Raman-Spektrum bekannt ist. Da das untersuchte SiO<sub>2</sub> jedoch ein unbekanntes Raman-Spektrum zeigt, ist der hexagonale Tridymit hier eigentlich nicht zu erwarten. Eventuell enthält das untersuchte SiO<sub>2</sub> jedoch Spuren dieser Varietät. Das Auftreten verschiedener SiO<sub>2</sub>-Polymorphe in einem Korn ist jedenfalls nicht unbekannt. Withers et al. (1994) haben ebenfalls verschiedene Tridymit-Varietäten in nur einem Korn gefunden,

Tabelle 5.5: hkl-Werte und zugehörige d-Abstände unterschiedlicher SiO<sub>2</sub>-Polymorphe.

unbekannt		HP-Trd		LHP-Trd		OC-Trd		OP-Trd		MC-Trd		MX-1 Trd	
Nr.	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]
1977	16.205	011	8.270	001	8.220	100	8.740	100	26.171	001	22.908	001	16.424
1975	8.696	$\bar{1}10$	4.373	$\bar{1}10$	4.356	001	8.240	200	13.085	100	17.819	100	8.597
1985	8.028	100	4.373	100	4.356	101	5.996	300	8.724	$\bar{1}01$	16.397	002	8.212
1983	7.454	002	4.135	002	4.110	010	5.040	001	8.200	101	12.509	$\bar{1}01$	7.701
1988	7.454	$\bar{1}11$	3.866	$\bar{1}11$	3.849	200	4.370	101	7.825	002	11.454	101	7.536
1975	4.970	011	3.866	011	3.849	110	4.366	201	6.948	$\bar{1}02$	11.111	$\bar{1}02$	6.018
1983	4.618	$\bar{1}12$	3.005	$\bar{1}12$	2.989	011	4.300	400	6.543	$\bar{2}01$	9.193	102	5.862
1981	4.277	102	3.005	102	2.989	002	4.120	301	5.975	200	8.909	003	5.475
1985	4.242	003	2.757	003	2.740	201	3.861	500	5.234	102	8.625	010	5.010
1981	4.277	$\bar{2}10$	2.525	$\bar{2}10$	2.515	111	3.858	401	5.114	$\bar{2}02$	8.198	011	4.792
1979	3.727	110	2.525	110	2.515	102	3.727	010	4.990	$\bar{1}03$	7.834	$\bar{1}03$	4.674
1988	3.599	$\bar{2}11$	2.415	$\bar{2}11$	2.405	210	3.302	110	4.902	003	7.636	103	4.564
1979	2.899	111	2.415	111	2.405	012	3.190	210	4.662	201	7.630	110	4.329
1977	2.416	$\bar{1}13$	2.332	$\bar{1}13$	2.319	211	3.065	501	4.412	$\bar{2}03$	6.783	200	4.299
		103	2.332	103	2.319	202	2.998	600	4.362	103	6.414	012	4.277
		$\bar{2}20$	2.187	$\bar{2}20$	2.178	112	2.996	310	4.331	202	6.254	$\bar{1}11$	4.199
$\alpha$ -Qtz		$\beta$ -Qtz		$\alpha$ -Crs		$\beta$ -Crs		Keatit		Lutecit		Zeolith	
Nr.	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]	hkl	d [Å]
001	5.404	001	5.470	001	6.920	100	7.130	001	8.604	001	10.751	100	20.060
$\bar{1}10$	4.255	$\bar{1}10$	4.339	100	4.970	110	5.042	100	7.456	100	8.758	010	19.800
100	4.255	100	4.339	011	4.037	111	4.117	011	5.635	$\bar{1}01$	6.795	110	14.092
$\bar{1}11$	3.343	$\bar{1}11$	3.399	110	3.514	200	3.565	110	5.272	101	6.785	001	13.360
011	3.343	011	3.399	002	3.460	210	3.189	111	4.495	002	5.375	101	11.120
002	2.702	002	2.735	111	3.133	211	2.911	002	4.302	01	4.867	011	11.075
$\bar{2}10$	2.457	$\bar{2}10$	2.505	102	2.840	220	2.521	200	3.728	$\bar{1}02$	4.585	200	10.030
110	2.456	110	2.505	200	2.485	221	2.377	102	3.726	102	4.578	020	9.900
$\bar{1}12$	2.281	102	2.314	112	2.466	300	2.377	021	3.421	011	4.434	111	9.695
102	2.281	$\bar{1}12$	2.314	021	2.339	310	2.255	210	3.334	200	4.379	210	8.947
$\bar{2}11$	2.236	$\bar{2}11$	2.278	003	2.307	311	2.150	112	3.333	110	4.254	120	8.878
111	2.236	111	2.278	210	2.223	222	2.058	211	3.109	$\bar{2}01$	4.058	201	8.021
$\bar{2}20$	2.127	$\bar{2}20$	2.169	211	2.116	320	1.978	003	2.868	201	4.053	021	7.954
200	2.127	200	2.169	103	2.092	321	1.906	022	2.817	111	3.957	211	7.434
$\bar{2}21$	1.980	$\bar{2}21$	2.017	022	2.018	400	1.782	103	2.677	111	3.955	121	7.394
021	1.980	021	2.017	113	1.928	322	1.729	220	2.636	012	3.608	220	7.046

darunter auch den hexagonalen Tridymit. Andererseits sind die Tridymit-Polymorphe sehr sensitiv gegenüber beispielsweise Aufheizung (z.B. Withers et al., 1994), wie sie während der TEM-Untersuchung stattfinden kann. Das Auftreten des hexagonalen Tridymits könnte daher auch ein Artefakt sein. (2) Ein weiteres SAED-Bild (1977) kann der MX-1 Struktur zugeordnet werden. Dessen  $d$ -Wert von 16.205 Å stimmt sehr gut mit dem der Netzebene 001 (16.424 Å) überein. Das von mir aufgenommene SAED-Bild ist überdies identisch mit der von Withers et al. (1994) abgebildeten Aufnahme einer MX-1 Struktur (Fig. 4d). Die MX-1 Struktur kann primär entstehen, aber auch sekundär durch Zermahlen der MC Struktur. Da bei der Proben-Präparation das SiO<sub>2</sub> zum Körnerpräparat zerdrückt wurde, kann die MX-1 Struktur vorher also eine MC-Struktur gewesen sein. Das heißt, das unbekannte Raman-Spektrum gehört zu einer der beiden Niedrig-Temperatur Polymorphe MX-1 oder MC.

Die Reflexe der weiteren Aufnahmen können nur bedingt SiO<sub>2</sub>-Polymorphen zugeordnet werden. Die des Bildes 1985 können eventuell ebenfalls mit der MX-1 Struktur korreliert werden, aber auch mit einem der Hoch-Temperatur Tridymite und sind deshalb nicht eindeutig. Die Reflexe der SAED-Aufnahmen 1983 und 1988 lassen sich zwar einigermaßen mit dem Keatit in Einklang bringen, jedoch sollte Keatit Spuren der leichten Elemente Li, Be und B enthalten (Liebau, 1988). Die Ionensonden-Analysen dieser Elemente ergaben jedoch nur vernachlässigbare Konzentrationen im ng/g-Bereich, die möglicherweise gegen den Keatit sprechen. Die letzte SAED-Aufnahme – 1975 – passt zwar auffallend gut zur OC-Struktur des Tridymit, jedoch nur zu den verbotenen Reflexen.

Daraus ergibt sich, dass einige der SAED-Bilder mit Tridymit-Varietäten – HP/LHP und MC/MX-1 – übereinstimmen, jedoch nicht alle SAED-Bilder eindeutig bekannten SiO<sub>2</sub>-Polymorphen zugeordnet werden können. Die SAED-Bilder passen aber auch nicht zum Pyroxen, der das SiO<sub>2</sub> umschließt und den ich versehentlich getroffen haben könnte. Die Natur dieser SiO<sub>2</sub>-Polymorphe bleibt deshalb vorläufig unklar und bedarf gesonderter und eingehenderer Untersuchungen.

Mit dem MRS habe ich noch einige andere, unbekannte SiO<sub>2</sub>-Spektren gefunden. Diese habe ich nicht mit dem TEM untersucht, unter anderem deshalb, da es sich bei den Proben um Leihgaben handelt, die nicht zerstört werden dürfen.

### 5.4.3 Zusammenfassung

In den untersuchten Proben treten alle drei Niedrig-Druck-Polymorphe des SiO<sub>2</sub> auf. Darüber hinaus habe ich einige SiO<sub>2</sub>-Polymorphe mit bislang unbekanntem Raman-Spektren gefunden. Die Untersuchungen am Heiẗisch haben gezeigt, dass eines dieser unbekanntem Raman-Spektren bei etwa 490 K in ein anderes übergeht. Die TEM-Untersuchungen an diesem SiO<sub>2</sub>-Polymorph ergaben eine Mischung der HP/LHP und MC/MX-1 Tridymit-Varietäten.

Die Tabelle 5.6 listet auf, wie häufig die unterschiedlichen Polymorphe in den verschiedenen Chondrit-Typen auftauchen. Wie ich in der Diskussion (Kapitel 5.5.1) zu zeigen versuche, handelt es sich bei allen unbekanntem Raman-Spektren vermutlich um Tridymit. Daher enthält die Tabelle eine Spalte mit der Überschrift “verm. Trd“, in der die SiO<sub>2</sub>-Polymorphe mit unbekanntem Spektren eingetragen sind. In den Schliffen zweier Meteorite (DaG 327 & Seres) habe ich nicht alle SRO ausgezählt, beziehungsweise untersucht, weshalb bei diesen nur eine Mindestzahl der gefundenen SRO angegeben ist.

## 5.5 Diskussion

Bei der Untersuchung der Proben aus den gewöhnlichen Chondriten hat die Frage nach der SiO<sub>2</sub>-Polymorphie in den SRO eine zusätzliche Dimension bekommen, da bei den Analysen einige unbekanntem Raman-Spektren aufgetaucht sind. Deshalb werde ich die SiO<sub>2</sub>-Polymorphie im nachfolgenden Kapitel zuerst gesondert diskutieren und danach auf die Bildung SiO<sub>2</sub>-reicher Phasen in gewöhnlichen Chondriten eingehen.

Tabelle 5.6: Häufigkeit der SiO<sub>2</sub>-Polymorphe in den SRO eines Schiffs.

	SRO	Quarz	Tridymit	verm. Trd	Cristobalit	Glas
DaG 327	3	-	1	-	2	-
DaG 405	1	-	-	-	1	-
Seres	10	-	1	1	2	-
Bovedy	2	1	-	1	-	-
Knyahinya	1	-	1	-	-	-
Lissa	1	-	-	1	-	-
Farmington	1	-	-	-	1	-
Parnallee	7	1	-	1	1	-

Die Anzahl der SRO in Parnallee ist Bridges et al. (1995) entnommen. *verm. Trd*: vermuteter Tridymit.

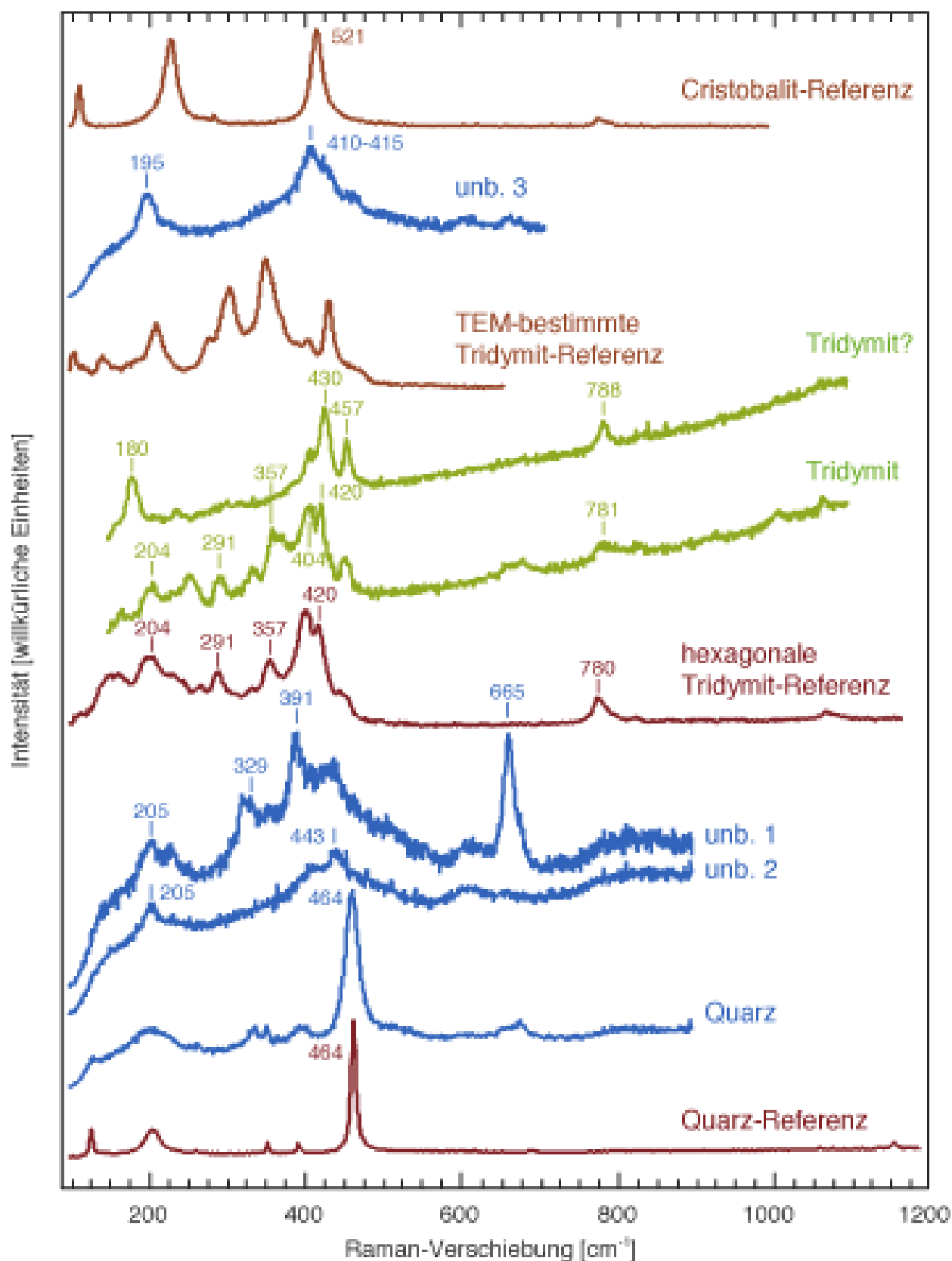
### 5.5.1 Polymorphie des SiO<sub>2</sub> in gewöhnlichen Chondriten

Bei der Analyse der SiO<sub>2</sub>-Polymorphie in den OC, aber auch schon in den CC, habe ich einige unbekanntes Raman-Spektren entdeckt. Nun beginnen die Schwierigkeiten bei der MRS mit dem Auftauchen unbekannter Spektren, da Erwartungs-Schwingungsspektren – im Gegensatz etwa zu Röntgen-Diffraktogrammen – nur mit hohem Aufwand berechenbar sind. Das heißt konkret, es ist derzeit nur begrenzt möglich, Spektren vorherzusagen und zu simulieren. Denn zur Berechnung eines dynamischen Systems sind nicht nur die Atomkoordinaten notwendig, sondern es müssen auch die Bewegungen der einzelnen Atome berücksichtigt werden. Bei einfachen Strukturen, wie etwa den SiO<sub>2</sub>-Polymorphen, ist dies zwar möglich, ein theoretisches Spektrum wurde wegen des relativ hohen Aufwandes bisher jedoch nur für  $\alpha$ -Quarz berechnet. Allerdings ist eine allgemeine Aussage über ein unbekanntes SiO<sub>2</sub>-Schwingungsspektrum insofern ableitbar, als die Frequenz der dominanten Streckschwingung der SiO<sub>4</sub>-Tetraeder eindeutig mit der Dichte korreliert. Die SiO<sub>2</sub>-Polymorphe mit relativ offenen Strukturen haben dementsprechend – und wie auch in Abbildung 5.12 erkennbar – ihre dominanten Banden meist bei vergleichsweise geringen Wellenzahlen um 400 cm<sup>-1</sup> und darunter. Ausnahmen sind  $\alpha$ -Quarz mit einem Peak bei 464 cm<sup>-1</sup> und Coesit mit einem Peak bei 521 cm<sup>-1</sup> (Boyer et al., 1985). Die Raman-Banden können sich außerdem verbreitern. Das geschieht, wenn die Kristallstruktur gestört ist und damit die Nahordnung erniedrigt wird, wie beispielsweise durch Impaktereignisse (Ostroumov et al., 2002). Bandenverbreiterungen durch Metamiktisierung wie bei Biotit (Nasdala et al., 2001a) oder Zirkon (Nasdala et al., 2001b) sind bei SiO<sub>2</sub>-Mineralen dagegen nicht bekannt; Strahlenschäden sind bei diesen lediglich durch eine erhöhte Lumineszenz nachweisbar (Owen, 1988; Meunier et al., 1990).

Das erste, unbekanntes Raman-Spektrum (Abbildung 4.16) eines SiO<sub>2</sub>-Polymorphs habe ich von SiO<sub>2</sub> aus der SRO-Chondre der Abbildung 4.3g im kohligem CH-Chondriten Acfer 182 erhalten. Dieses Spektrum habe ich nachfolgend in einigen SRO der gewöhnlichen Chondrite wieder gefunden. Das SiO<sub>2</sub> eines SRO aus Knyahinya mit einem unbekanntes Raman-Spektrum konnte ich mit dem TEM als Niedrig-Temperatur Tridymit-Varietät (MC/MX-1) identifizieren. Zusätzlich habe ich einige andere unbekanntes Raman-Spektren bei der Analyse weiterer SRO entdeckt. Dabei war es nicht ungewöhnlich, in unterschiedlichen SiO<sub>2</sub>-Körnern nur eines Objekts verschiedene Raman-Spektren zu erhalten. Die Abbildung 5.12 zeigt die verschiedenen Raman-Spektren aus zwei SRO, die praktisch alle unbekanntes Raman-Spektren enthalten, die ich gefunden habe. Bei diesen beiden SRO handelt es sich einmal um das Objekt der Abbildung 5.1h aus dem H4-Chondriten Seres, sowie um das Objekt der Abbildung 5.1j aus dem L3-Chondriten Bovedy. Zusätzlich sind in die Abbildung 5.12 Referenzen der drei SiO<sub>2</sub>-Polymorphe Quarz, hexagonaler Tridymit und Cristobalit eingetragen, sowie die mit dem TEM identifizierte MC/MX-1 Tridymit-Varietät.

Es ist nun – wie eingangs erläutert – nicht möglich, unbekanntes Raman-Spektren ohne weiteres zu identifizieren. Es können jedoch begründete Vermutungen angestellt werden, welches Mineral, beziehungsweise Polymorph das unbekanntes Spektrum darstellt. Dazu ist jedoch einiges Vorwissen über das untersuchte Mi-





**Abbildung 5.12:** Unbekannte Raman-Spektren aus zwei SRO unterschiedlicher Meteorite. Alle braunen Spektren sind Referenzspektren. Die blauen Spektren stammen aus einem Objekt in Seres und die grünen aus einem Objekt in Bovedy.

neral nötig. Deshalb zunächst einmal, was über die untersuchten Objekte bekannt ist: (1) Bei allen Phasen handelt es sich um  $\text{SiO}_2$ ; die unbekanntes Raman-Spektren müssen also irgendein  $\text{SiO}_2$ -Polymorph darstellen. Das wird (2) durch die Raman-Banden der unbekanntes Spektren bestätigt, die im typischen Wellenzahlen-Bereich der anderen  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe liegen. (3) Von den beiden Niedrig-Druck-Polymorphen Quarz und Cristobalit sind im Gegensatz zum Tridymit keine weiteren Varietäten als deren  $\alpha$ - und  $\beta$ -Modifikation bekannt (Pryde und Dove, 1998, und Zitate darin). (4) Ich konnte eines der unbekanntes Spektren mit dem TEM als Tridymit identifizieren. (5) Einige andere, mögliche Kandidaten, wie beispielsweise Melanophlogit und Keatit konnten ausgeschlossen werden. (6) Die unbekanntes Spektren treten teils mit bekannten gemeinsam in einem Objekt auf. (7) Einzelne Peaks der unbekanntes Spektren fallen mit denen bekannter Spektren zusammen.

Dieses Vorwissen erlaubt nun eine Vermutung anzustellen, um welche  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe es sich handeln könnte: Die ersten vier Punkte dieser Aufstellung sagen, die unbekanntes Raman-Spektren müssen ein  $\text{SiO}_2$ -Polymorph repräsentieren. Nun hat Tridymit verschiedene Varietäten, deren Raman-Spektren unbekannt sind und andere  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe wie Keatit und Melanophlogit konnten ausgeschlossen werden. Das heißt, mit hoher Wahrscheinlichkeit handelt es sich bei den anderen, unbekanntes Spektren ebenfalls um Tridymit-Varietäten. Das wird durch den fünften Punkt, die TEM-Untersuchungen, bestätigt, bei denen ich eines der unbekanntes Spektren als eine Tridymit-Varietät identifizieren konnte. Der Punkt sechs, das gemeinsame Auftreten der unbekanntes Spektren mit dem bekannten, hexagonalen Tridymit-Spektrum, unterstützt die Vermutung, dass es sich bei den unbekanntes Spektren ebenfalls um Tridymit handelt. Der siebte Punkt, der Vergleich einzelner Peaks der unbekanntes mit denen bekannter Spektren, unterstützt ebenfalls die Vermutung, dass es sich um Tridymit handelt, soll nun aber noch etwas genauer untersucht werden:

Der Vergleich des unbekanntes Spektrums von Seres (“Tridymit?” in Abbildung 5.12) mit der Tridymit-Referenz zeigt Ähnlichkeiten mit den drei Peaks bei 430, 457 und 788  $\text{cm}^{-1}$  im unbekanntes Spektrum. Im Besonderen die beiden Peaks bei 457 und 788  $\text{cm}^{-1}$  weisen auf eine mögliche Verwandtschaft mit dem hexagonalen Tridymit hin, so dass das unbekanntes Spektrum wahrscheinlich ebenfalls eine Tridymit-Varietät ist.

Bovedy zeigt drei unbekanntes Spektren und ein bekanntes, das Quarz darstellt. Eines der unbekanntes Spektren – im Diagramm als “unb. 1“ bezeichnet –, ist wahrscheinlich hexagonaler Tridymit, mit einem allerdings recht verrauschten Spektrum. Zwar stimmt dieses unbekanntes Spektrum nicht in allen Peaks mit der Tridymit Referenz überein, es sind jedoch einige charakteristische Peaks, wie die bei 205, 329 und rund um 400  $\text{cm}^{-1}$  in beiden Spektren zu finden. Der sehr markante Peak bei 665  $\text{cm}^{-1}$  gehört zum umgebenden Pyroxen. Das Spektrum darunter – als “unb. 2“ bezeichnet – besteht aus nur zwei gut sichtbaren Peaks bei 205 und 443  $\text{cm}^{-1}$ . Der vordere Peak fällt in etwa mit dem von Quarz, beziehungsweise hexagonalen Tridymit bei 204  $\text{cm}^{-1}$  zusammen. Der zweite bei 443  $\text{cm}^{-1}$  passt nicht mehr zum Quarz, aber eventuell zum Tridymit, der einige Hauptbanden bei dieser Wellenzahl hat. Das dritte unbekanntes Spektrum (unb. 3) hat zwei Peaks, einmal bei 195 und einmal einen breiteren bei etwa 410-415  $\text{cm}^{-1}$ . Dieses Spektrum hat zwar Ähnlichkeiten mit dem Cristobalit-Spektrum, jedoch sind die Peaks deutlich gegenüber dem Cristobalit-Spektrum verschoben. Dagegen liegen die beiden Peaks nahe der hexagonalen Tridymit-Banden bei 204 und der Hauptbanden um 400  $\text{cm}^{-1}$  und sind deshalb am ehesten noch mit diesem vergleichbar. Die breiten Peaks, besonders der zweite, sind wahrscheinlich Ausdruck eines gestörten Kristallgitters.

Diese Vergleiche der Spektren, zusammen mit der davor geführten Diskussion der unbekanntes Raman-Spektren, führen zur sehr wahrscheinlichen Annahme, dass es sich bei den unbekanntes Spektren um verschiedene Tridymit-Varietäten handelt. Trotzdem bleiben diese Aussagen eine Hypothese, die – beispielsweise über weitere Heitzisch-Experimente – verifiziert werden muss.

### 5.5.2 Entstehung der $\text{SiO}_2$ -reichen Objekte in gewöhnlichen Chondriten

Wie sich in den vorigen Kapiteln heraus gestellt hat, können die Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  in den gewöhnlichen Chondriten in zwei Typen eingeteilt werden: Der Typ 1 (DaG 327, Seres, Bovedy) umfasst SRO mit einer

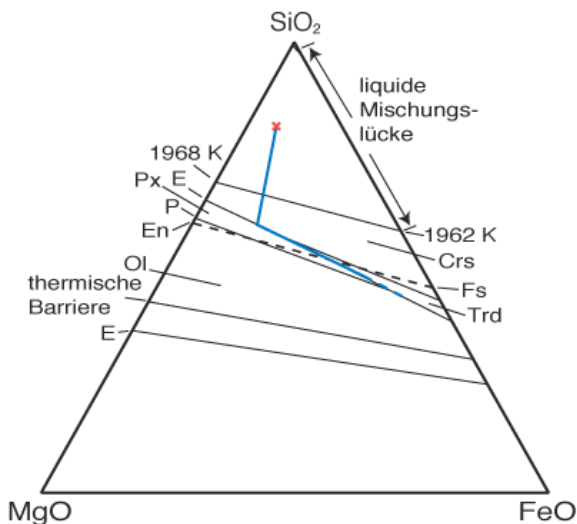
hauptsächlich  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen Paragenese und der Typ 2 (DaG 405, Parnallee) ist mehr eine Sammelgruppe als ein spezieller Typ, unter den alle anderen Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  subsummiert werden. Im Folgenden werde ich die beiden Typen getrennt voneinander diskutieren. Von den drei Proben Lissa, Farmington und Knyahinya hatte ich nur kleine Stücke und im Fall von Farmington nur ein Körnerpräparat, so dass eine genaue Bestimmung deren Paragenesen, beziehungsweise des Auftretens dieses  $\text{SiO}_2$  nicht möglich war und deren Entstehung deshalb hier nicht weiter besprochen wird.

### Typ 1

Dieser Typ umfasst ausschließlich SRO und hat einige Gemeinsamkeiten mit den SRO aus den CH-Chondriten. Dazu gehören: (1) die hauptsächliche Paragenese  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen, (2) teils amöboides bis kugeliges  $\text{SiO}_2$  in einer Pyroxen-Matrix, (3) stark sub-chondritische Konzentrationen an den refraktären Elementen Ca, Al und Ti, (4) Verarmung an volatilen Elementen und (5) überwiegen die Mittel- bis Hoch-Temperatur Polymorphe von  $\text{SiO}_2$ . Die SRO der beiden Chondrit-Typen unterscheiden sich jedoch auch in einigen Eigenschaften. Diese sind bei den gewöhnlichen Chondriten (a) Olivin, der bei einigen SRO zur Paragenese hinzutritt, (b) ein teils stark erhöhtes Ca/Al- und Cr/Mn-Verhältnis und (c) ein breiteres Auftreten verschiedener Tridymit-Varietäten.

Aufgrund der Gemeinsamkeiten der SRO aus den OC mit denen aus den CH-Chondriten der CC liegt es nahe, dass für die Entstehung der SRO in den OC derselbe Mechanismus verantwortlich war, wie für die Bildung der SRO in den CH-Chondrite. Das heißt, in einem ersten Schritt produzierte eine fraktionierte Kondensation  $\text{SiO}_2$ -reiches Precursor-Material, das in einem zweiten Schritt auf sehr hohe Temperaturen wieder aufgeheizt wurde, wobei die heutige Struktur der SRO entstand. Für diesen Mechanismus in den SRO der OC sprechen deshalb eine Reihe von Argumenten, die auch schon bei den SRO der CC angeführt wurden und die ich hier deshalb nur in Stichworten wiederholen will: Zunächst muss ein Prozess gefunden werden, der effektiv  $\text{SiO}_2$  anreichert, damit überhaupt SRO gebildet werden können. Von den in Kapitel 2.1 angeführten Möglichkeiten scheiden fast alle aus. RedOx-Reaktionen kommen nicht in Frage, da die Begleit-Edukte, wie etwa Ni-freies Fe-Metall oder Sulfide, fehlen und diese Reaktionen außerdem das Si/Mg-Verhältnis nicht ändern können, was für eine  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung notwendig ist. Die Oxidation von gelöstem  $\text{Si}^0$  aus FeNi-Metall kann ebenfalls ausgeschlossen werden, da die SRO-Paragenesen Metall-frei sind. Ein magmatischer Prozess scheidet aus, da die inkompatiblen Elemente wie Ca, Al, Na und K sehr stark in den SRO verarmt sind. Damit bleibt als letzter Prozess nur fraktionierte Kondensation übrig. Für diese sprechen noch zusätzliche Argumente, nämlich (1) die sehr sub-chondritischen Konzentrationen der refraktären Elemente und (2) die Mn-Anreicherung vieler SRO relativ zu anderen volatilen Elementen (Abbildung 5.6). Die letzten beiden Punkte sind zu erwarten, wenn sich die Precursor der SRO spät während einer fraktionierten Kondensation bilden, denn zu diesem Zeitpunkt ist der Nebel stark an diesen Elementen verarmt (Ca, Al, Ti), beziehungsweise angereichert (Mn; Petaev und Wood, 1998). Für die anschließende Wiederaufheizung sprechen (a) die teilweise vorhandenen Entmischungsstrukturen, bei denen ähnlich den SRO in den CC das  $\text{SiO}_2$  runde Formen oder auch langgestreckte, elliptische Lamellen (Abbildung 5.8) im Pyroxen bildet und (b) zeigen die Mittel- bis Hoch-Temperatur Polymorphe von  $\text{SiO}_2$  eine Mindesttemperatur von 1140, beziehungsweise 1743 K an, die bei der Wiederaufheizung erreicht worden sein müssen. Für die Entmischung müssen noch höhere Temperaturen von  $\geq 1968$  K erreicht worden sein.

All diese Argumente sprechen für die Bildung der Typ 1-SRO in den OC durch eine fraktionierte Kondensation, bei der die  $\text{SiO}_2$ -reichen Precursor gebildet wurden und einer anschließenden Wiederaufheizung zu Temperaturen von 1743 bis teilweise über 1968 K, entsprechend der Entstehung der SRO in den CH-Chondriten. Dieser zweistufige Prozess wurde schon von Krot und Wasson (1994) für die Bildung  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen-reicher Objekte vorgeschlagen und Brigham et al. (1986) erwogen einen ähnlichen Prozess wie fraktionierte Kondensation, bei dem während der Kondensation dem Nebel Hoch-Temperatur Phasen entzogen wurden und so die initiale Anreicherung von  $\text{SiO}_2$  erreicht wurde. Beide hatten diese Möglichkeit jedoch noch nicht im Detail studiert.



**Abbildung 5.13:** Ternäres Phasendiagramm  $\text{MgO-SiO}_2\text{-FeO}$  nach Bowen und Schairer (1935). Eingezeichnet ist der Kristallisationspfad, mit dem die Zonierung vieler SRO in Seres und das Auftreten von Olivin in diesen erklärt werden kann.

von nun an nicht weiter Pyroxen kristallisiert, sondern Olivin mit einem hohen Fe-Gehalt. Schließlich ist alle Schmelze verbraucht und die End-Paragenese lautet: Cristobalit-Pyroxen-Olivin. Das ist die vorliegende Paragenese in den Seres-SRO. Um nun noch die beobachtete Zonierung zu erklären, mit Cristobalit im Kern, Olivin im Rand und dazwischen Pyroxen, muss die Chondre von innen nach außen abgekühlt sein. Diese nicht unbedingt zu erwartende Abkühlrichtung zeigen viele Chondren, wenn diese Olivin im Kern und Pyroxen im Rand enthalten. Der Grund für diese ungewöhnliche Abkühlrichtung ist bis heute ungeklärt. Eine mögliche Erklärung ist ein noch heißes Gas um die Chondre, welches diese von außen warm hält, während von innen über Strahlungstransport durch die geschmolzene Chondre hindurch Wärme abgeführt wird (Gail, pers. Komm.).

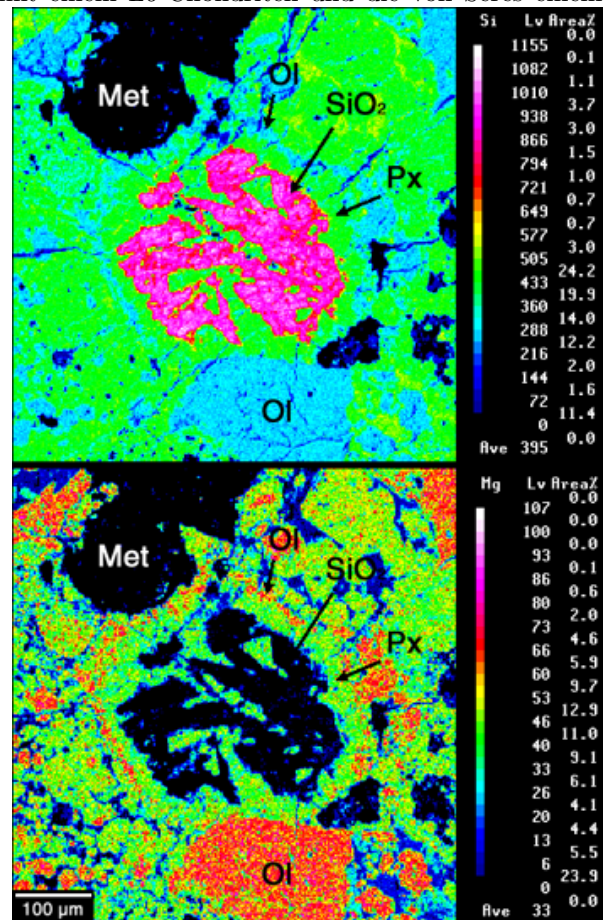
Nach dieser Kristallisation enthält das SRO sehr Fe-reichen Olivin und auch einigen Fe-reichen Pyroxen. Die vorliegenden SRO in Seres haben jedoch vergleichsweise geringe Fe-Konzentrationen. Der Grund dafür ist eine Gleichgewichtseinstellung der Fe-Mg-Konzentrationen zwischen den Fe-Mg-Mineralen während der Mutterkörper-Metamorphose, wie sie für Meteorite des petrologischen Typs 4 – zu denen Seres gehört – üblich ist (van Schmus und Wood, 1967). Die FeO-Gehalte des Pyroxens und Olivins in den Seres-SRO zeigen eine Äquilibrierungstemperatur von  $\sim 800$  K an (Sack, 1980).

Eine alternative Erklärung für die Bildung von Pyroxen und die Zonierung dieser SRO wäre eine Reaktion des Cristobalits mit Olivin zu Pyroxen, wie sie Olsen et al. (1981) für das SRO in ALHA 76003 vorschlägt. Gegen diese Reaktion sprechen jedoch eine Reihe von Argumenten, die sich auf die Struktur dieser Objekte beziehen: (1) Das Objekt müsste hauptsächlich von Olivin umgeben sein, mit dem der Pyroxen reagiert hat. Die Element-Karten der Abbildung 5.14 zeigen dagegen sehr viel Pyroxen um das Objekt. Der Olivin kann jedoch nicht aus diesem Pyroxen entstanden sein und muss deshalb schon vorher da gewesen sein. (2) Die Pyroxen-Lage um den Cristobalit-Kern variiert nicht in Abhängigkeit von der Berührungsparagenese. So ist diese Lage in Berührung mit einem Metallkorn (oberer Rand) genauso dick wie in Berührung mit einem großen Olivin-Korn (unterer Rand). Bei einer Reaktion von Olivin mit  $\text{SiO}_2$  zu Pyroxen sollte von diesem in Berührung mit Olivin sehr viel vorhanden sein und in Berührung mit Metall praktisch gar nichts. Das ist offensichtlich nicht so. (3) Aus diesem Grund sollte die Pyroxen- und Olivin-Lage um den Kern variieren, was insgesamt nicht der Fall ist. (4) Es sollte kein Pyroxen im SRO auftreten, genau das tut dieser jedoch in dem gezeigten SRO der Element-Karten. (5) Bei einer metamorphen Reaktion von  $\text{SiO}_2$  mit Olivin wäre ein symplektitisches Wachstum zu erwarten, das in keinem der SRO auftritt. (6) Selbst wenn der Pyroxen bei dem Objekt von Olsen et al. (1981) aus einer Reaktion des Cristobalit mit umgebendem Olivin gebildet wird – was beispielsweise von Brigham et al. (1986) bezweifelt wird –, muss das nicht bei den Seres-SRO der

Das zusätzliche Auftreten von Olivin, sowie die geringen Ca/Al- und Cr/Mn-Verhältnisse in SRO sind ausschließlich in den SRO aus Seres zu beobachten. Der Olivin kann durch Kristallisation im ternären System  $\text{MgO-SiO}_2\text{-FeO}$  verstanden werden. Darin ist es möglich, aus einer initialen,  $\text{SiO}_2$ -übersättigten Schmelze als letztes FeO-reichen Olivin zu kristallisieren (Bowen und Schairer, 1935). Der dazu gehörige Kristallisationspfad ist in Abbildung 5.13 eingezeichnet: Eine  $\text{SiO}_2$ -übersättigte Schmelze kristallisiert zunächst Cristobalit, bis sie bei etwa  $\sim 1750$  K auf die kotektische Linie trifft. Dort beginnt zusätzlich Pyroxen zu kristallisieren. Mit weiter fallender Temperatur entwickelt sich sodann die Schmelz-Zusammensetzung entlang der kotektischen Linie hin zu einer Fe-reichen Schmelze, die dabei immer Fe-reicheren Pyroxen produziert. Bei etwa intermediären Fe-Mg-Zusammensetzungen übertritt die kotektische Linie die Pyroxen-Verbindungsline, so dass

Fall sein, da die beiden Mutterkörper dieser Objekte unterschiedlich hohe Grade der Metamorphose erfahren haben. Das Objekt von Olsen et al. (1981) entstammt einem L6-Chondriten und die von Seres einem H4-Chondriten. All das spricht gegen eine Entstehung der Pyroxen-Olivin-Ränder der Seres-SRO durch Metamorphose auf dem Mutterkörper und damit für die Entstehung dieser durch eine Kristallisation der Chondren-Schmelze, mit anschließender Fe-Mg-Äquilibration.

Die teils sehr hohen Ca/Al- und Cr/Mn-Verhältnisse in den SRO aus Seres können durch Spuren von Cr-Al-reichem Spinell erklärt werden, die in diesen SRO auftreten, aber im 2-Dimensionalen Schnitt meist nicht sichtbar sind, das heißt, diesen Spinell konnte ich nicht messen und so sind diese SRO in ihrer Gesamt-Zusammensetzung scheinbar an Al und Cr verarmt. Dafür sprechen (1) das Auftreten von Cr-Al-reichem Spinell in dem SRO der Abbildung 5.1g und (2) ein immer gleichzeitig auftretendes und gleichermaßen erhöhtes Ca/Al- und Cr/Mn-Verhältnis in einem SRO. Außerdem sind die Konzentrationen dieser vier Elemente insgesamt sehr niedrig, so dass schon geringste Mengen des Cr-Al-reichen Spinells ausreichen, um diese "scheinbaren" Fraktionierungen zu erklären. Eine zweite Erklärungsmöglichkeit wäre eine Umverteilung von Ca auf dem Mutterkörper, beispielsweise während der Äquilibration von Olivin und Pyroxen, wodurch die SRO Ca-reicher würden. Dabei sollten aber beispielsweise auch die Ca/Ti-Verhältnisse erhöht werden, was nicht der Fall ist.

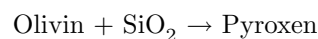


**Abbildung 5.14:** Element-Karten des SRO aus Abbildung 5.1i. *Oben:* Si; *unten:* Mg.

## Typ 2

Der Typ 2 stellt – wie gesagt – eine Sammelgruppe dar, unter die alle anderen Objekte mit freiem  $\text{SiO}_2$  fallen. Dazu gehören die beiden Proben DaG 405 und Parnallee.

*DaG 405:* Dieses Objekt hat eine  $\text{SiO}_2$ -Olivin-Pyroxen Paragenese und ist – wie schon weiter oben ausgeführt – leicht  $\text{SiO}_2$ -untersättigt und gehört damit nicht zu den typischen SRO. Das Auftreten von Olivin neben  $\text{SiO}_2$  in diesem Objekt bildet keine stabile Paragenese. Bei Gleichgewichtsbedingungen reagieren diese beiden Minerale zu Pyroxen – der auch teilweise in dem Objekt auftaucht – das heißt, die Reaktion

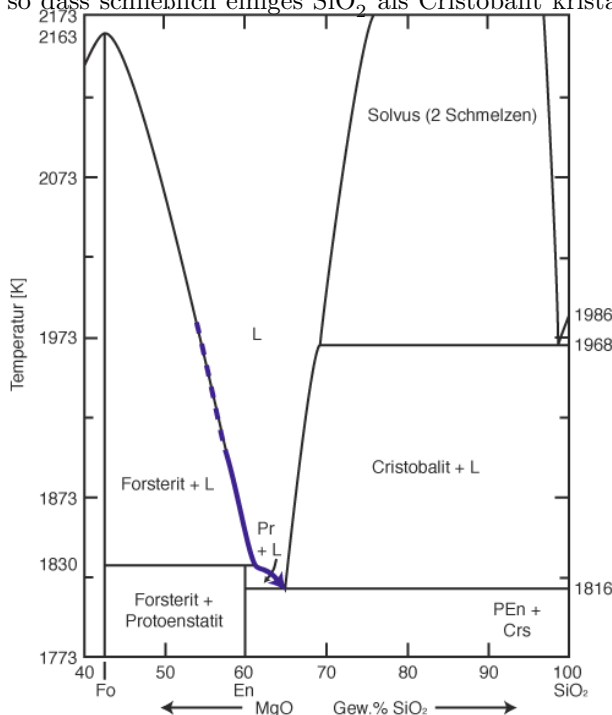


ist teilweise abgelaufen. Trotzdem muss bei der Entstehung dieses Objekts ein starkes Ungleichgewicht geherrscht haben, da nicht alles  $\text{SiO}_2$  mit Olivin zu Pyroxen reagierte. Dieses Ungleichgewicht wurde vermutlich durch eine sehr rasche Abkühlung des zuvor ganz oder teilweise geschmolzenen Objekts hervorgerufen. Ein Beleg für eine solch rasche Abkühlung ist das  $\text{SiO}_2$ , das in diesem Objekt als Cristobalit erhalten blieb und außerdem Skelett-Wachstum zeigt, wie es für eine schnelle Abkühlung typisch ist.

Kirkpatrick et al. (1983) haben Experimente im System MgO- $\text{SiO}_2$  durchgeführt, welche die Überlegungen einer schnellen Abkühlung unterstützen. Die Zusammensetzung des Objekts in DaG 405 unterscheidet sich von diesem experimentellen System nur durch höhere FeO-Konzentrationen und durch etwas CaO. Das FeO verschiebt das Eutektikum und Peritektikum zu geringeren  $\text{SiO}_2$ -Gehalten, ansonsten bleiben die wesentlichen Merkmale, wie beispielsweise die Temperaturen an den verschiedenen Reaktionspunkten des Systems, praktisch unverändert. Allerdings könnte das vorhandene CaO diese Temperaturen etwas absenken.

Die MgO/SiO<sub>2</sub>-Verhältnisse haben Kirkpatrick et al. (1983) für ihre Experimente so gewählt, dass sie knapp oberhalb und unterhalb der Enstatit-Zusammensetzung lagen und rund um den peritektischen Punkt. Die Ergebnisse der Versuche ergaben meist eine SiO<sub>2</sub>-Olivin Paragenese mit manchmal etwas Pyroxen. Die Strukturen sind sehr sensitiv gegenüber der Abkühlrate. In den SiO<sub>2</sub>-reichsten Zusammensetzungen (65.1 Gew.%) SiO<sub>2</sub> erzeugten hohe Abkühlraten von ~1000 K/h Skelett-Cristobalit, umgeben von Protoenstatit und Tridymit. Bei etwas SiO<sub>2</sub>-ärmeren Zusammensetzungen, wie sie eher zu dem Objekt in DaG 405 passen, wird kein Pyroxen mehr gebildet, dafür Skelett-Olivin und Cristobalit. Das untersuchte Objekt enthält nun eine Paragenese zwischen diesen beiden beschriebenen, mit Skelett-Cristobalit und einer feinen Verwachsung von Cristobalit, Olivin und Pyroxen; Tridymit ist abwesend. Cristobalit ohne Tridymit tritt in den Experimenten von Kirkpatrick et al. (1983) immer nur bei sehr raschen Abkühlungen auf – eben um etwa 1000 K/h –, genauso ist das Skelett-Wachstum meist dann zu beobachten, wenn das Experiment praktisch gequenchet wurde. Die etwas unterschiedliche Zusammensetzung des Objekts in DaG 405 mag dafür verantwortlich sein, dass dessen Struktur in den Experimenten nicht exakt reproduziert wurde. Diese Überlegung wird von der sehr sensitiven Reaktion der Struktur eines Experiments auf dessen initiales MgO/SiO<sub>2</sub>-Verhältnis gestützt. Als ein weiteres Ergebnis haben Kirkpatrick et al. (1983) einen stark verzögerten Kristallisationsbeginn von Olivin registriert, der bis zu mehreren zehner Grad unterhalb des Liquidus liegen kann.

Aus diesen Erwägungen kann nun die Temperatur-Geschichte dieses Objekts rekonstruiert werden (Abbildung 5.15): Die Gesamt-Zusammensetzung des Objekts in DaG 405 lag nahe der SiO<sub>2</sub>-Sättigung, sprich nahe einer Pyroxen-normativen Zusammensetzung. Das Objekt war ursprünglich vollständig geschmolzen und die Temperatur betrug zu diesem Zeitpunkt entsprechend dem Phasendiagramm ~1830 K; allerdings reichte durch das vorhandene Ca möglicherweise schon eine geringere Temperatur, um das Objekt zu schmelzen. Nach Erreichen der Peak-Temperatur begann diese Schmelze rasch abzukühlen und der erste Olivin kristallisierte. Die Schmelze entwickelte sich entlang des Liquidus und wurde dabei SiO<sub>2</sub>-übersättigt. Am peritektischen Punkt begann der Olivin mit der Schmelze zu Pyroxen zu reagieren. Da diese Schmelz-Fest-Reaktion nicht sehr zügig abläuft, die Abkühlung mit 1000 K/h jedoch sehr schnell war, lief sie nur unvollständig ab, so dass schließlich einiges SiO<sub>2</sub> als Cristobalit kristallisieren konnte. Durch die extreme Abkühlgeschwindigkeit bildete dieser Skelett-Kristalle und damit schließlich die heute sichtbare Struktur dieses Objekts. Die hohen Abkühlgeschwindigkeiten bestätigen die für Chondren kanonischen Abkühlraten von 10 bis ~1000 K/h (Kapitel 1.4).



**Abbildung 5.15:** Binäres Phasendiagramm MgO-SiO<sub>2</sub>. Ein-gezeichnet ist der Kristallisationspfad für das Objekt in DaG 405.

Die hohen Abkühlgeschwindigkeiten bestätigen die für Chondren kanonischen Abkühlraten von 10 bis ~1000 K/h (Kapitel 1.4).

*Parnallee:* Brigham et al. (1986) bevorzugen eine Entstehung der SiO<sub>2</sub>-reichen Klasten in Parnallee im solaren Nebel durch eine Art fraktionierte Kondensation, bei der Hoch-Temperaturkomponenten entzogen wurden und so der Nebel an SiO angereichert wurde. Das ermöglichte die Kondensation SiO<sub>2</sub>-reicher Objekte. Die hohen Ca-Konzentrationen erklären Brigham et al. (1986) mit einer sekundären Mobilisierung von Ca auf dem Mutterkörper, wobei Ca in die Klasten migrierte. Bridges et al. (1995) nehmen dagegen die hohen Ca-Konzentrationen in den Klasten zum Anlass, eine andere Entstehung zu favorisieren. Als erstes stellen die Autoren heraus, dass Ca hauptsächlich in den Adern des SiO<sub>2</sub> als Ca-reicher Pyroxen auftritt, jedoch nach einer Umverteilung, wie sie Brigham et al. (1986) favorisieren, aller Pyroxen in den Klasten Ca-reich sein müsste.

Deshalb schlagen Bridges et al. (1995) eine Entstehung dieser Objekte durch fraktionierte Kristallisation in einer seichten Schmelzlage auf einem H-Typ OC-Mutterkörper vor. Als Heizmechanismus für die Entstehung



dieser Schmelzlage erwägen Bridges et al. (1995) entweder eine anomale Anreicherung von Radionukliden oder den Impakt eines Planetesimals.

Diese unterschiedlichen Meinungen zu den Parnallee-Klasten zeigen deren noch immer umstrittene Entstehung. Meine in-situ Untersuchungen der  $\text{SiO}_2$ -Polymorphie helfen mit der Vorgabe zusätzlicher Randbedingungen, deren mögliche Entstehung weiter einzugrenzen: Die  $\text{SiO}_2$ -Leisten in Parnallee zeigen eine polymorphe Zonierung mit Tridymit im Kern und Quarz im Rand. Diese belegt eine relativ rasche Abkühlung, da der Tridymit im Kern erhalten blieb. Der Quarz zeigt zudem eine Kristallisation von  $\text{SiO}_2$  im Quarz-Stabilitätsfeld an. Wäre der Quarz erst durch rekonstruktive Umwandlung aus einem Hoch-Temperatur Polymorph entstanden, sollte auch der Tridymit zu Quarz umgewandelt worden sein. Diese rasche Abkühlung schließt bei einem magmatischen Ereignis auf einem Mutterkörper – wie von Bridges et al. (1995) favorisiert – Radionuklide als Heizquelle aus, da in dem Fall eine langsame Abkühlung der Schmelze zu erwarten wäre, während der sich alles  $\text{SiO}_2$  zu Quarz umwandeln sollte. Als Heizmechanismus für die Schmelze käme deshalb nur noch ein Impakt-Ereignis in Frage. In Bezug auf eine mögliche Entstehung der Parnallee-Klasten durch fraktionierte Kondensation wie Brigham et al. (1986) sie vorschlugen, zeigt der Vergleich der Polymorphie zwischen den Parnallee-Klasten und den Typ 1-SRO – die ja ebenfalls durch fraktionierte Kondensation entstanden – einige Unstimmigkeiten. Als erstes hat das  $\text{SiO}_2$  in Typ 1-SRO nie eine polymorphe Zonierung. Zweitens ist in den Typ 1-Objekten Quarz immer unterrepräsentiert, was für eine enorm schnelle Abkühlung dieser Objekte nach der Wiederaufheizung spricht. Das Auftreten des  $\text{SiO}_2$  in den Parnallee-Klasten spricht deshalb insgesamt eher für die Hypothese von Bridges et al. (1995), die eine Entstehung dieser Objekte in einer Schmelzlage auf einem Mutterkörper bevorzugen. Der Heizmechanismus wäre dann ein Impakt.

### Zusammenfassung

$\text{SiO}_2$ -reiche Objekte treten in allen drei OC-Typen auf und unabhängig vom Grad der Mutterkörper-Metamorphose. Sie können in zwei Typen unterteilt werden: Die meisten sind Typ 1-SRO mit einer simplen  $\text{SiO}_2$ -Pyroxen Paragenese, zu der teilweise wenig Olivin oder Spinell hinzutritt. Diese SRO sind stark an refraktären Elementen verarmt. Die volatilen Elemente sind ebenso oftmals sub-chondritisch, bis auf Mn, das meist nur wenig in den SRO verarmt ist. Das  $\text{SiO}_2$  ist meist das Mittel- oder Hoch-Temperatur Polymorph Tridymit, beziehungsweise Cristobalit. Quarz tritt selten auf. Tridymit kommt in unterschiedlichen Polymorphen seiner sieben bekannten Varietäten vor. Ein einzelnes SRO kann mehrere unterschiedliche  $\text{SiO}_2$ -Polymorphe, beziehungsweise Tridymit-Varietäten enthalten.

Die Precursor der SRO des Typ 1 entstanden durch fraktionierte Kondensation entsprechend dem CWPI-Modell von Petaev und Wood (1998), das einen effektiven Mechanismus beschreibt, wie SiO im Nebel angereichert werden kann und schließlich als  $\text{SiO}_2$  kondensiert. Danach wurden diese Precursor während der Chondrenbildung auf Temperaturen  $\gtrsim 1743$  K, manche sogar  $\gtrsim 1968$  K aufgeheizt und rasch abgekühlt. Die meisten der SRO, von denen in der Literatur berichtet wird, wie beispielsweise die bei Brigham et al. (1986); Krot und Wasson (1994); Wasson und Krot (1994) oder wahrscheinlich auch das, welches Olsen et al. (1981) beschreiben, sind auf diese Weise entstanden.

Der zweite Typ ist eine Sammelgruppe aller SRO oder SRO-ähnlicher Objekte, die nicht durch diesen zweistufigen Prozess entstanden. Dazu gehört eindeutig das Objekt aus DaG 405, das nicht ungewöhnlich an  $\text{SiO}_2$  angereichert ist. Zu dieser Gruppe gehören beispielsweise auch die granitoiden Klasten, die Bischoff et al. (1993a) beschreiben oder das von Lauretta und Buseck (2003) gefunden  $\text{SiO}_2$  in oder um Metalle im Bishunpur-Chondrit. Ebenso können wohl die  $\text{SiO}_2$ -reichen Klasten in Parnallee dazu gezählt werden, die wahrscheinlich magmatisch auf einem Mutterkörper entstanden sind, nachdem ein Impakt eine Schmelze erzeugt hatte.





## Kapitel 6

# Schlussfolgerungen und Ausblicke

Das wichtigste Resultat meiner Untersuchungen ist die Identifikation der Mechanismen zur Anreicherung von freiem  $\text{SiO}_2$ , das in einigen seltenen Objekten chondritischer Meteorite beobachtet werden kann. In den CC ist das fraktionierte Kondensation, mit einer anschließenden Wiederaufheizung zu Temperaturen  $\sim 1968$  K und danach sofortiger, rascher Abkühlung. In den OC gilt dieser Mechanismus für die Entstehung eines Teils der SRO (Typ 1), ein weiterer Teil (Typ 2) ist durch andere Prozesse, wie beispielsweise magmatische Kristallisation oder Oxidation, entstanden. Insgesamt überwiegt in den OC jedoch die Anreicherung von  $\text{SiO}_2$  durch fraktionierte Kondensation. Damit ist fraktionierte Kondensation der häufigste Prozess der  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung in kohligen und gewöhnlichen Chondriten. Das heißt, die meisten SRO enthalten Informationen über Prozesse im solaren Nebel. Aus einigen wenigen SRO kann aber auch etwas über Mutterkörper-Prozesse erfahren werden. Die detaillierten Resultate meiner Untersuchungen an SRO aus den verschiedenen Chondriten sind in Tabelle 6.1 zusammengefasst und gegenübergestellt. Daraus können einige generelle Aussagen über die Prozesse im solaren Nebel des frühen Sonnensystems abgeleitet werden. Deshalb werde ich mich im Folgenden nur mit SRO beschäftigen, die Nebel-Prozesse widerspiegeln, das heißt, die durch fraktionierte Kondensation entstanden sind.

Eine wichtige Frage lautet: wann hat die fraktionierte Kondensation stattgefunden? Damit diese abgelaufen sein kann, muss ein ausgedehnter, heißer Nebelbereich existiert haben (Krot et al., 2001), in dem die Abkühlgeschwindigkeiten für diesen Prozess relativ gering waren ( $\sim 0.4$  K/h; Meibom et al., 2000). Es muss also einen Mechanismus geben, der einen solch ausgedehnten Nebelbereich aufheizen kann. Dafür gibt es nur zwei Möglichkeiten: (1) Entweder kondensierten die Precursor dieser Objekte kurz nach der CAI-Bildung, die ebenfalls aus einem heißen Nebel entstanden, und zwar 2 – 3 Ma vor der Chondren-Bildung oder (2) es gab einen bis heute unbekanntem Prozess, der noch kurz vor der Chondren-Bildung in der Lage war, in einem kühlen Nebel nochmals sehr große Bereiche komplett aufzuheizen und zu evaporieren. Für die zweite Möglichkeit fehlen bis heute eine astrophysikalische Grundlage, beziehungsweise entsprechende Beobachtungen (Gail, pers. Komm.). Damit scheint die erste Möglichkeit wahrscheinlicher. Das bedeutet, die Precursor-Bildung der SRO fand bei der initialen Abkühlung des Nebels 2 – 3 Ma vor der Chondren-Bildung statt. Damit wäre auch das kondensierte Objekt der Abbildung 4.4 ein Überbleibsel dieser ersten Materie-Bildung im Sonnensystem, das anschließend von der Chondren-Bildung unbeeinflusst blieb. Die eingehendere Untersuchung dieser Objekte bietet deshalb potentiell die Möglichkeit, die initiale Kondensation genauer zu studieren. Es wäre deshalb sehr wichtig genau heraus zu finden, wann das kondensierte Objekt der Abbildung 4.4 entstanden ist, um sicher zu wissen, wie primitiv dieses Objekt ist. Das wäre beispielsweise über eine Datierung möglich. Dazu müssten weitere dieser kondensierten Objekte gefunden werden, in der Hoffnung, dass eines beispielsweise etwas Anorthit in der Mesostasis enthält, mit dem über die relative Datierung von  $^{26}\text{Mg}$  dessen Alter bestimmt werden kann. Dieser direkter Beweis für eine fraktionierte Kondensation widerlegt darüber hinaus endgültig immer wieder hörbare Überlegungen, dass der frühe solare Nebel nie heiß war und alles Precursor-Material aus der kalten, homogene Mischung von ISM gebildet wurde.

**Tabelle 6.1:** Gegenüberstellung charakteristischer Eigenschaften der SRO in kohligen und gewöhnlichen Chondriten

Eigenschaft	kohlige Chondrite	gewöhnliche Chondrite
<b>Auftreten</b>	nur in CH und CR: in CH oftmals Fragmente; in CR Ränder um Typ IA-Chd	in allen OC und pet. Typen, oftmals runde Außenformen
<b>Modalbestand</b>	CH: ~0.1 Vol.%; CR: 1 – 10 Vol.%	0.1 – 1 Vol.%
<b>Paragenese</b>	CH: überwiegend Px-SiO <sub>2</sub> CR: Typ I-Chondre mit SiO <sub>2</sub> -reichem, magmatischem Rand	Typ 1: Px-SiO <sub>2</sub> , ±Ol, ±Spl; Typ 2: verschiedenste, mit praktisch allen mafischen und felsischen Paragenesen
<b>Entmischungsstruktur</b>	CH: häufig; gut ausgeprägt zwischen Pyroxen und SiO <sub>2</sub> CR: keine	Typ 1: selten, mäßig ausgeprägt; Typ 2: teils Skelett-Wachstum von SiO <sub>2</sub>
<b>Si/Mg-Verhältnis</b>	CH: 3 – 4 × CI	1 – 2 × H-OC
<b>volatile Elemente</b>	verarmt	
<b>refraktäre Elemente</b>	CH: verarmt, bis zu 0.015 × CI	Typ 1: verarmt, bis zu 0.2 × H-OC; Typ 2: fraktioniert
<b>SEE</b>	CH: flach/unfraktioniert, entsprechend ref. Elemente	—
<b>Polymorphie</b>	CH: Crs & Glas & Trd & Qtz CR: Crs & Trd	Crs & Trd & Qtz; verschiedene Trd-Varietäten
<b>Entstehung</b>	fraktionierte Kondensation und Wiederaufheizung	Typ 1: fraktionierte Kondensation und Wiederaufheizung; Typ 2: magmatisch auf dem MK, Oxidation aus Metall, ...

Wenn nur CH aufgeführt ist, habe ich bei den CR nichts bestimmt. *Chd*: Chondren; *pet.*: petrologische (Typen); *ref.*: refraktärer (Elemente); *MK*: Mutterkörper.

In den meisten CC sind Chondren eher Olivin-normativ (z.B. Palme et al., 1992; Klerner, 2001), obwohl das atomare Gesamt-Si/Mg-Verhältnis der CC ~1 ist (Abbildung 1.18). Das heißt, deren Matrices haben erhöhte Si/Mg-Verhältnisse – genau, wie sie für SRO typisch sind. Zudem treten SRO gerade in den CC-Typen auf (CH & CR), deren Chondren/Matrix-Verhältnis höher ist als das der anderen CC-Typen (Tabelle 1.2). Daraus ergeben sich zwei Vermutungen: (1) Die Si-reichen Matrices der CC sind allgemein das Resultat einer fraktionierten Kondensation. (2) Bei manchen CC wurden Teile der Matrix in die Chondren-Bildung mit einbezogen (CH & CR) und es entstanden die SRO und SRO-ähnlichen Objekte, dagegen blieb bei den anderen CC-Typen die Matrix während der Chondren-Bildung mehr oder weniger unberührt. Diese Vermutung wird von einigen Mn-reichen Phasen (Olivin & Pyroxen) gestützt, die in der Matrix oder in Staubrändern um Chondren in CC-Typen ohne SRO gefunden wurden (Abbildung 4.9 und Zitate dort). Weitere Überprüfungen dieser Vermutungen wären wieder durch Datierungen möglich, diesmal der Matrix, die – wenn durch fraktionierte Kondensation entstanden – dann ebenfalls 2 – 3 Ma jünger sein sollte als die Chondren. Teilweise enthalten die Matrices Feldspäte, die dafür geeignet wären. Mit der Nano-SIMS wären selbst kleine Feldspäte ortsauflösend untersuchbar. Zusätzlich wären TEM-Analysen der Matrices aufschlussreich, deren Mineralogie bis heute in vielen CC nicht oder nur schlecht bekannt ist.

Es gibt auch einige direkte Hinweise, dass die SRO der CC zu höheren Temperaturen wieder aufgeheizt wurden, als die der OC. Zu diesen gehören: (1) die deutlich ausgeprägteren Entmischungsstrukturen der SRO

---

in CC als in OC, (2) das Auftreten von  $\text{SiO}_2$ - und Silikat-Glas in den CC und das häufigere Auftreten von Tridymit in den OC (Tabelle 6.1), aber auch (3) beispielsweise das Auftreten von C-Chondren in den CH-Chondriten. Dieser Unterschied der Peak-Temperaturen bei der Wiederaufheizung könnte erklären, weshalb die CC sehr viel stärker an volatilen Elementen verarmt sind, als die OC (Abbildung 1.18): Die volatilen Elemente verdampften und verflüchtigten sich bei der Chondren-Bildung der CC durch die höheren Temperaturen in deutlich stärkerem Maße als bei den OC.

Eine weitere, interessante Untersuchung für ein zukünftiges Projekt wäre die O-Isotopie der kondensierten Objekte. Die wenigen O-Isotopie-Messungen an  $\text{SiO}_2$  zeigen meist eine schwere, das heißt  $^{16}\text{O}$ - und  $^{17}\text{O}$ -angereicherte Isotopie (z.B. Olsen et al., 1981; Bridges et al., 1995; Ruzicka et al., 1995). Dagegen haben CAI im Allgemeinen leichte und Chondren intermediäre O-Isotopien (Brearley und Jones, 1998, und Zitate darin). Möglicherweise korreliert die Kondensationssequenz mit der O-Isotopie. Das würde bedeuten, es gäbe möglicherweise irgendwo während der Kondensation eine massenunabhängige, chemische Reaktion. Das heraus zu finden wäre sehr wichtig, um die verschiedenen O-Isotopien in den unterschiedlichen Meteoriten und deren Komponenten zu verstehen (Abbildung 1.19) und überhaupt die Ursache für die massenunabhängige Fraktionierung in den Meteoriten aufzuspüren. Ob das stimmt, könnte an einem der kondensierten Objekte direkt überprüft werden, da deren Kern dann eine intermediäre bis schwere Isotopie zeigen müsste und der  $\text{SiO}_2$ -reiche Rand eine leichte.

### **$\text{SiO}_2$ -Polymorphie in chondritischen Meteoriten**

Das  $\text{SiO}_2$  – besonders in den OC – zeigt eine große Zahl unbekannter Raman-Spektren, die alle mit großer Wahrscheinlichkeit von unterschiedlichen Tridymit-Varietäten stammen. Allerdings muss dieser Hypothese noch näher nachgegangen werden, zumal, da auch nicht alle SAED-Bilder des einen  $\text{SiO}_2$  aus Knyahinya eindeutig einem Polymorph zuordenbar sind. Um die Spektren unzweifelhaft zu identifizieren, sind daher weitere Untersuchungen mit dem Heiztisch-Raman und eventuell noch weitere TEM-Untersuchungen nötig und auch schon geplant, um möglichst die verschiedenen Raman-Spektren den unterschiedlichen Tridymit-Varietäten zuordnen zu können. Damit wäre unter anderem eine einfache und schnelle Methode gewonnen, die unterschiedlichen Tridymit-Varietäten zu identifizieren. Diese Untersuchungen wären zudem nützlich, da das spezielle Auftreten einer Tridymit-Varietät Aussagen über die Temperaturgeschichte des Minerals und damit des Gesamt-SRO erlaubt (Pryde und Dove, 1998).



# Literaturverzeichnis

- Alexander, C. M. O., Boss, A. P., und Carlson, R. W. (2001). The early evolution of the inner solar system: a meteoritic perspective. *Science*, 293:64–68.
- Allégre, C. J., Manhés, G., und Göpel, C. (1995). The age of the earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59:1,445–1,456.
- Amelin, Y., Krot, A. N., Hutcheon, I. D., und Ulyanov, A. A. (2002). Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. *Science*, 297:1,678–1,683.
- Bacon, G. (1999). Model of stellar disk and planet formation. *NASA HubbleSite*, page <http://hubblesite.org/newscenter/archive/1999/05/video/b>.
- Bates, J. B. (1972). Raman spectra of  $\alpha$  and  $\beta$  cristobalite. *Journal of Chemical Physics*, 57:4042–4047.
- Benzerara, K., Guyot, G., Gillet, J. A. B. P., und Lesourd, M. (2002). Cristobalite inclusions in the Tatahouine achondrite: Implications for shock conditions. *American Mineralogist*, 87:1250–1256.
- Binns, R. A. (1967). Farmington meteorite: cristobalite xenoliths and blackening. *Science*, 156:1222–1226.
- Bischoff, A., Geiger, T., Palme, H., Spettel, B., Schultz, L., Scherer, P., Schlüter, J., und Lkhamsuren, J. (1993a). Mineralogy, chemistry, and noble gas contents of Adzhi-Bogdo – an LL3-6 chondritic breccia with L-chondritic and granitoid clasts. *Meteoritics*, 28:570–578.
- Bischoff, A., Palme, H., Schultz, L., Weber, D., Weber, H. W., und Spettel, B. (1993b). Acfer 182 and paired samples, an iron-rich carbonaceous chondrite: Similarities with ALH 85085 and relationship to CR chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:2631–2648.
- Boss, A. P. (1996). A concise guide to chondrule formation models. In Hewins, R. H., Jones, R. H., und Scott, E. R. D., editors, *Chondrules and the protoplanetary disk.*, pages 257–264. Cambridge University Press. 346 pp.
- Bowen, N. L. und Schairer, J. F. (1935). The system MgO – FeO – SiO<sub>2</sub>. *American Journal of Science*, 29:151–217.
- Boyer, H., Smith, D. C., Chopin, C., und Lasnier, B. (1985). Raman microprobe (RMP) determinations of natural and synthetic coesite. *Physics and Chemistry of Minerals*, 12:45–48.
- Brandstätter, F. und Kurat, G. (1985). On the occurrence of silica in ordinary chondrites. *Meteoritics*, 20:#615.
- Brearley, A. J. und Jones, R. H. (1998). Chondritic Materials. In Papike, J. J., editor, *Planetary Materials*, volume 36 of *Reviews in Mineralogy*, pages 123–521. Mineralogical Society of America. 1014 pp.
- Bridges, J. C., Franchi, I. A., Hutchinson, R., Morse, A. D., Long, J. V. P., und Pillinger, C. T. (1995). Cristobalite-and tridymite-bearing clasts in parnallee (LL3) and farmington (L5). *Meteoritics*, 30:715–727.

- Brigham, C. A., Yabuki, M. T. M. H., Ouyang, Z., und El Goresy, A. (1986). Silica-bearing chondrules and clasts in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50:1655–1666.
- Bucher, K. und Frey, M. (1994). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Heidelberg, 6th edition. 318pp.
- Burbidge, E. M., Burbidge, G. R., Fowler, W. A., und Hoyle, F. (1957). Synthesis of elements in stars. *Reviews of Modern Physics*, 29:547–650.
- Butler, R. P., Marcy, G. W., Fischer, D. A., Brown, T. M., Contos, A. R., Korzennik, S. G., Nisenson, P., und Noyes, R. W. (1999). Evidence for Multiple Companions to  $\nu$  Andromedae. *Astrophysical Journal*, 526:916–927.
- Cameron, M. (1995). The first ten million years in the solar nebula. *Meteoritics*, 30:133–161.
- Campbell, A. J. und Humayun, M. (2002). Condensation of metal in a CH-chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, 37:#29.
- Canup, R. M. und Agnor, C. B. (2000). Accretion of the terrestrial planets and the earth-moon system. In Canup, R. M. und Righter, K., editors, *Origin of the earth and moon*, pages 113–129. The University of Arizona Press. 555 pp.
- Carpenter, M. A. (1985). Characterization of synthetic tridymites by transmission electron microscopy. *American Mineralogist*, 70:517–528.
- Cellai, D., Carpenter, M. A., Wruck, B., und Salje, E. K. H. (1994). Characterization of high-temperature phase transitions in single crystals of Steinbach tridymite. *American Mineralogist*, 79:606–614.
- Chennaoui, H., Jambon, A., Reynard, B., und Blanc, P. (2002). High pressure silica phases in shergottites: a cathodoluminescence spectroscopic study. *Meteoritics & Planetary Science*, 65:#5103.
- Chladni, E. F. F. (1794). *Über den Ursprung der von Pallas gefundenen und anderer ihr ähnlicher Eisenmassen, und über einige damit in Verbindung stehende Naturerscheinungen*. Harri Deutsch. 104pp.
- Christophe-Michel-Levy, M. und Curien, H. (1965). Etude à la microsonde électronique d'un chondre d'olivine et d'un fragment riche en critobalite de la météorite de nadiabondi. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, 88:122–125.
- Clayton, R. N., MacPherson, G. J., Hutcheon, I. D., Davis, A. M., Grossman, L., Mayeda, T. K., Molini-Velsko, C., und Allen, J. M. (1984). Two forsterite-bearing FUN inclusions in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48:535–548.
- Deer, W. A., Howie, R. A., und Zussman, J. (1992). *Orthosilicates*, volume 1A of *Rock forming minerals*. Longman, London, 2nd edition. 696pp.
- Desch, S. J. und Connolly jr., H. C. (2002). A model of the thermal processing of particles in solar nebula shocks: Application to the cooling rates of chondrules. *Meteoritics & Planetary Science*, 37:183–208.
- Dodd, R. T. (1981). *Meteorites: A petrologic-chemical synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge. 368pp.
- Dodd, R. T., van Schmus, W. R., und Marvin, U. B. (1965). Merrihueite, a new alkali-ferromagnesian silicate from the Mezö-Madaras chondrite. *Science*, 149:972–974.
- Dodd, R. T., van Schmus, W. R., und Marvin, U. B. (1966). Significance of iron-rich silicates in the Mezö-Madaras chondrite. *American Mineralogist*, 51:1177–1191.



- Dohmen, R., Chakraborty, S., Rammensee, W., und Palme, H. (1998). Solid-solid reactions mediated by a gas phase: An experimental study of reaction progress and the role of surfaces in the system olivine + Fe-metal. *American Mineralogist*, 83:970–984.
- Dominik, H., Horst, M., und Stefan, P. (2000). *Erfolg ohne Ende! DHS2000*. Erfolgsgruppe 2000, Heidelberg – Köln.
- Ebel, D. S., Engler, A., und Kurat, G. (2003). Pyroxene chondrules from olivine-depleted, dust-enriched systems. *Lunar and Planetary Science Conference, XXXIV:#2059*.
- Ebel, D. S. und Grossman, L. (2000). Condensation in dust-enriched systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64:339–366.
- Edgeworth, K. E. (1949). The origin and evolution of the solar system. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.*, 109:600–609.
- El Goresy, A., Nagel, K., und Ramdohr, P. (1978). Fremdlinge and their noble relatives. *Meteoritics*, 12:#216.
- Etchepare, J., Merian, M., und Kaplan, P. (1978). Vibrational normal modes of SiO<sub>2</sub>. II. Cristobalite and tridymite. *Journal of Chemical Physics*, 68:1531–1537.
- Etchepare, J., Merian, M., und Smetankine, L. (1974). Vibrational normal modes of SiO<sub>2</sub>. I.  $\alpha$  and  $\beta$  quartz. *Journal of Chemical Physics*, 60:1873–1876.
- Ewart, A. und Griffin, W. L. (1994). Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chemical Geology*, 117:251–284.
- Fredriksson, K. und Wlotzka, F. (1985). Morro do Rocio: an unequilibrated H5 chondrite. *Meteoritics*, 20:467–478.
- Fujimaki, H., Matsu-Ura, M., Aoki, K., und Sunagawa, I. (1981). Ferro-pseudo-brookite-silica mineral-albite-chondrule in the ALHA 77015 chondrite (L3). *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorites*, 6:119–123.
- Gaffey, M. J., Bell, J. F., Brown, R. H., Burbine, T. H., Piatek, J. L., Reed, K. L., und Chaky, D. A. (1993). Mineralogical variations within the S-type asteroid class. *Icarus*, 106:573–602.
- Ghiorso, M. S. und Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119:197–212.
- Gillet, P., Le Cléach, A., und Madon, M. (1990). High-temperature raman spectroscopy of the SiO<sub>2</sub> and GeO<sub>2</sub> polymorphs: anharmonicity and thermodynamic properties at high temperature. *Journal of Geophysical Research*, 95:21,635–21,655.
- Göpel, C., Manhés, G., und Allégre, C. J. (1991). Constraints on the time of accretion and thermal evolution of chondrite parent bodies by precise U-Pb dating of phosphates. *Meteoritics*, 26:#338.
- Greshake, A., Krot, A. N., Meibom, A., Weisberg, M. K., Zolensky, M. E., und Keil, K. (2002). Heavily-hydrated lithic clasts in CH chondrites and the related, metal-rich chondrites Queen Alexandra Range 94411 and Hammadah al Hamra 237. *Meteoritics & Planetary Science*, 37:281–293.
- Grün, E. (1999). Interplanetary dust and the zodiacal cloud. In Weissmann, P. R., McFadden, L.-A., und Johnson, T. V., editors, *Encyclopedia of the Solar System*, pages 673–696. Academic Press. 992 pp.

- Grossman, J. N., Rubin, A. E., und MacPherson, G. J. (1988). ALH 85085: a unique volatile-poor carbonaceous chondrite with possible implications for nebular fractionation processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 91:33–54.
- Grossman, J. N. und Wasson, J. T. (1983). Refractory precursor components of Semarkona chondrules and the fractionation of refractory elements among chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:759–771.
- Grossman, L. (1972). Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36:597–619.
- Hamilton, P. J., Evensen, N. M., und O’Nions, R. K. (1979). Chronology and chemistry of Parnallee (LL-3) chondrules. *Lunar and Planetary Science Conference*, X:494–495.
- Hashimoto, A. und Grossman, L. (1987). Alteration of Al-rich inclusions inside amoeboid olivine aggregates in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51:1685–1704.
- Heaney, P. J. (1994). Structure und chemistry of the low-pressure silica polymorphs. In Ribbe, P. H., editor, *Silica*, volume 29 of *Reviews in Mineralogy*, pages 1–40. Mineralogical Society of America. 606 pp.
- Hewins, R. H. (1997). Chondrules. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science Letters*, 25:61–83.
- Hezel, D. C., Palme, H., Brenker, F. E., und Nasdala, L. (2003). Evidence for fractional condensation and reprocessing at high temperatures in CH-chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 38:in press.
- Howard, E. (1802). Experiments and observations on certain stony and metaline substances which at different times are said to have fallen on the earth: also on various kinds of native irons. *Philosophical Transactions of the Royals Society*, 92:168–212.
- Hutchinson, R. (1987). Chromian manganoan augite in the interchondrule matrix of the Tieschitz (H3) chondritic meteorite. *Mineralogical Magazine*, 51:311–316.
- Ivanova, M. A., Petaev, M. I., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., Hutcheon, I. D., Phinney, D., Nazarov, M. A., Taylor, L. A., und Wood, J. A. (2001a). NWA 470, a new CH chondrite from the moroccan sahara. *Lunar and Planetary Science Conference*, XXXIII:#1817.
- Ivanova, M. A., Petaev, M. I., Nazarov, M. A., Taylor, L. A., MacPherson, G. J., und Wood, J. A. (2001b). A record of nebular processes in different constituents of the CH chondrite NWA 470. *Meteoritics & Planetary Science*, 36:88.
- Jewitt, D. C., Aussen, H., und Evans, A. (2001). The size and albedo of the Kuiper-belt object (2000) Varuna. *nature*, 411:446–447.
- Jewitt, D. C. und Luu, J. X. (1993). Discovery of the candidate Kuiper belt object 1992 QB1. *nature*, 362:730–732.
- Jewitt, D. C. und Luu, J. X. (2000). Physical nature of the Kuiper belt. In Mannings et al. (2000), pages 1201–1229. 1,700 pp.
- Jochum, K. P., Dingwell, D. B., Rocholl, A., Stoll, B., Hoffmann, A. W., Becker, S., Besmehn, A., Bessette, D., Dietze, H.-J., Dulski, P., Erzinger, J., Hellebrandt, E., Hoppe, P., Horn, I., Janssens, K., Jenner, G. A., Klein, M., McDonough, W. F., Maetz, M., Mezger, K., Munker, C., Nikogosian, I. K., Pickhardt, C., Raczek, I., Rhede, D., Seufert, H. M., Simakin, S. G., Sobolev, A. V., Spettel, B., Straub, S., Vincze, L., Wallianos, A., Weckwerth, G., Weyer, S., Wolf, D., und Zimmer, M. (2000). The preparation and preliminary characterization of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis. *Geostandard Newsletter*, 24:87–133.

- Jones, R. H. (1994). Petrology of FeO-poor, porphyritic pyroxene chondrules in the Semarkona chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58:5325–5340.
- Jones, R. H., Lee, T., Connolly jr., H. C., Love, S. G., und Shang, H. (2000). Formation of chondrules and CAIs: Theory versus observation. In Mannings et al. (2000), pages 927–962. 1,700 pp.
- Kant, I. (1755). *Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels, oder Versuch von der Verfassung und dem mechanischen Ursprunge des ganzen Weltgebäudes nach Newtonschen Grundsätzen abgehandelt*. Ostwalds Klassiker, 1999. Harri Deutsch, Frankfurt, 3rd edition. 158pp.
- Kerridge, J. F. und Matthews, M. S., editors (1988). *Meteorites and the early Solar System*. University of Arizona Press. 1,269 pp.
- King, E. A., editor (1983). *Chondrules and their Origins*. Lunar Planetary Institute, Houston. 377 pp.
- Kingma, K. J. und Hemley, R. J. (1994). Raman spectroscopic study of microcrystalline silica. *American Mineralogist*, 79:269–273.
- Kirkpatrick, R. J., Reck, B. H., Pelly, I. Z., und Kuo, L.-C. (1983). Programmed cooling experiments in the system MgO-SiO<sub>2</sub>: kinetics of a peritectic reaction. *American Mineralogist*, 68:1095–1101.
- Klöck, W., Thomas, K. L., McKay, D. S., und Palme, H. (1989). Unusual olivine and pyroxene composition in interplanetary dust and unequilibrated ordinary chondrites. *nature*, 339:126–128.
- Klein, C. und Hurlbut jr., C. S. (1993). *Manual of mineralogy*. John Wiley & Sons, inc., New York, 21st edition. 683pp.
- Klerner, S. (2001). *Materie im frühen Sonnensystem: Die Entstehung von Chondren, Matrix und refraktären Forsteriten*. PhD thesis, Universität zu Köln. 119 pp.
- Koblitz, J. (2003). Metbase 6.0.
- Kong, P. und Ebihara, M. (1997). The origin and nebular history of the metal phase of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61:2317–2329.
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68:277–279.
- Kring, D. A., Cohen, B. A., Swindle, T. D., und Hill, D. H. (2000). Regolith breccia (Ourique) with impact melt clasts and other debris from an H-chondrite parent body. *Lunar and Planetary Science Conference*, XXXI:#1688.
- Krot, A. N., Libourel, G., Goodrich, C. A., Petaev, M. I., und Killgore, M. (2003). Silica-rich igneous rims around magnesian chondrules in CR carbonaceous chondrites: evidence for fractional condensation during chondrule formation. *Lunar and Planetary Science Conference*, XXXIV:#1451.
- Krot, A. N., Meibom, A., Petaev, M. I., Keil, K., Zolensky, M. E., Saito, A., Mukai, M., und Ohsumi, K. (2000a). Ferrous silicate spherules with euhedral iron-nickel metal grains from CH carbonaceous chondrites: evidence for supercooling and condensation under oxidizing conditions. *Meteoritics & Planetary Science*, 35:1249–1258.
- Krot, A. N., Meibom, A., Russel, S. S., Alexander, C. M. O., Jeffries, T. E., und Keil, K. (2001). A new astrophysical setting for chondrule formation. *Science*, 291:1776–1779.
- Krot, A. N., Meibom, A., Weisberg, M. K., und Keil, K. (2002). The CR chondrite clan: implications for early solar system processes. *Meteoritics & Planetary Science*, 37:1451–1490.
- Krot, A. N. und Wasson, J. T. (1994). Silica-merrhueite/roedderite-bearing chondrules and clasts in ordinary chondrites: New occurrences and possible origin. *Meteoritics*, 29:707–718.

- Krot, A. N., Weisberg, M. K., Petaev, M. I., Keil, K., und Scott, E. R. D. (2000b). High-temperature condensation signatures in type I chondrules from CR carbonaceous chondrites. *Lunar and Planetary Science Conference*, XXXI:#1470.
- Kuiper, G. (1951). On the origin of the solar system. *Astrophysics*, 418:357–424.
- Kurat, G., Chaussidon, M., Nazarov, M. A., und Brandstätter, F. (1999). Silica-bearing objects in Bali (CV3): trace element data. *Meteoritics & Planetary Science*, 34:#5098.
- Lauretta, D. S. und Buseck, P. R. (2003). Opaque minerals in chondrules and fine-grained chondrule rims in the Bishunpur (LL3.1) chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, 38:59–80.
- Liebau, F. (1988). Structural similarities and dissimilarities between SiO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>. In Devine, R. A. B., editor, *The physics and technology of amorphous SiO<sub>2</sub>*, pages 15–35. Plenum Press.
- Lodders, K. und Fegley jr., B. F. (1998). *The planetary scientist's companion*. Oxford University Press, New York, 1st edition. 371pp.
- MacPherson, G. J., Davis, A. M., und Zinner, E. K. (1995). The distribution of aluminum-26 in the early solar system—a reappraisal. *Meteoritics*, 30:365–386.
- Mahood, G. und Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:11–30.
- Mannings, V., Boss, A., und Russell, S., editors (2000). *Protostars and planets IV*, volume 4. University of Arizona Press. 1,700 pp.
- Marschall, H., Ludwig, T., und Altherr, R. (2003). The low-boron-contest: eliminating surface contamination and analysing B concentrations at the ppb-level by secondary ion mass spectrometry. *Symposium LERM 2003, Nové Mesto na Morave, Czech Republic, Book of abstracts*, pages 51–52.
- Mason, B. (1966). The enstatite chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30:23–39.
- Mayor, M. und Queloz, D. (1995). A jupiter-mass companion to a solar-type star. *nature*, 378:355–359.
- McHone, J. F., Killgore, M., und Kudryavtsev, A. (2000). Cristobalite inclusions in libyan desert glass; confirmation using raman spectroscopy. *Lunar and Planetary Science Conference*, XXXI. #1877.
- McKay, G. A. (1989). Partitioning of rare earth elements between major silicate minerals and basaltic melts. In Ribbe, P. H., editor, *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, volume 21 of *Reviews in Mineralogy*, pages 45–78. Mineralogical Society of America. 348 pp.
- McSween jr., H. Y. (1977a). Carbonaceous chondrites of the Ornans type: a metamorphic sequence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41. 477–491.
- McSween jr., H. Y. (1977b). Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41. 1777–1790.
- McSween jr., H. Y. (1999). *Meteorites and their parent planets*. Cambridge University Press. 310 pp.
- Meibom, A., Desch, S. J., Krot, A. N., Cuzzi, J. N., Petaev, M. I., Wilson, L., und Keil, K. (2000). Large scale thermal events in the solar nebula: Evidence from FeNi metal grains in primitive meteorites. *Science*, 288:839–841.
- Meibom, A., Petaev, M. I., Krot, A. N., Wood, J. A., und Keil, K. (1999). Primitive FeNi metal grains in CH carbonaceous chondrites formed by condensation from a gas of solar composition. *Journal of Geophysical Research*, 104:22,053–22,059.

- Meunier, J. D., Sellier, E., und Pagel, M. (1990). Radiation-damage rims in quartz from uranium-bearing sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60:53–58.
- Nasdala, L., Wenzel, M., Andrut, M., Wirth, R., und Blaum, P. (2001a). The nature of radiohaloes in biotite: Experimental studies and modeling. *American Mineralogist*, 86:498–512.
- Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T., und Kober, B. (2001b). Metamictisation of natural zircon: Accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141:125–144.
- Nazarov, M. A., Kurat, G., und Brandstätter, F. (1998). Silica-bearing objects in Bali (CV3): a novel type of inclusion in carbonaceous chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 33:#5123.
- Newton, J., Bischoff, A., Arden, J. W., Franchi, I. A., Geiger, T., Greshake, A., und Pillinger, C. T. (1995). Acfer 094, a uniquely primitive carbonaceous chondrite from the Sahara. *Meteoritics*, 30:47–56.
- Norton, O. R. (2002). *The Cambridge Encyclopedia of Meteorites*. Cambridge University Press. 354 pp.
- Oberst, J., Heinlein, D., Köhler, U., und Neukum, G. (2003). Der Meteoritenfall vom 6. April 2002 und die erfolgreiche Suche nach Neuschwanstein. *63. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*, 63:#82.
- Olsen, E. J. (1983). SiO<sub>2</sub>-bearing chondrules in the murchison (c2) meteorite. In King (1983), pages 223–234. 377 pp.
- Olsen, E. J., Mayeda, T. K., und Clayton, R. N. (1981). Cristobalite-pyroxene in an L6 chondrite - implications for metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 56:82–88.
- Oort, J. H. (1950). The structure of the cloud of comets surrounding the solar system, and a hypothesis concerning its origin. *Bulletin of the astronomical institutes of the netherlands*, 11:91–110.
- Ostroumov, M., Faulques, E., und Lounejeva, E. (2002). Raman spectroscopy of natural silica in Chicxulub impactite, Mexico. *Comptes Rendus Geosciences*, 334:21–26.
- Owen, M. R. (1988). Radiation-damage halos in quartz. *Geology*, 16:529–532.
- Palme, H. (2000). Are there chemical gradients in the inner solar system? In Benz, W., Kallenbach, R., und Lugmair, G. W., editors, *From Dust to Terrestrial Planets.*, volume 92 of *Space Science Reviews*, pages 237–262. Kluwer Academic Publishers. 422 pp.
- Palme, H., Spettel, B., Kurat, G., und Zinner, E. (1992). Origin of Allende chondrules. *Lunar and Planetary Science Conference*, XXIII:1,021–1,022.
- Petaev, M. I., Ivanova, M. A., Nazarov, M. A., und Wood, J. A. (2001). Silica-bearing objects in the CH chondrite NWA 470: evidence for their formation in fractionated nebular systems. *Lunar and Planetary Science Conference*, XXXII:#1450.
- Petaev, M. I. und Krot, A. N. (1999). Condensation of CH chondrite materials: inferences from the CWPI model. *Meteoritics & Planetary Science*, 34:#1775.
- Petaev, M. I. und Wood, J. A. (1998). The condensation with partial isolation (CWPI) model of condensation in the solar nebula. *Meteoritics & Planetary Science*, 33:1,123–1,137.
- Planner, H. N. (1983). Phase separation on a chondrule fragment from the Piancaldoli (LL3) chondrite. In King (1983), pages 235–242. 377 pp.
- Planner, H. N. und Keil, K. (1982). Evidence for the three-stage cooling history of olivine-porphyrific fluid droplet chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46:317–330.

- Pryde, A. K. A. und Dove, M. T. (1998). On the sequence of phase transitions in tridymite. *Physics and Chemistry of Minerals*, 26:171–179.
- Putnis, A. (1992). *Introduction to Mineral Sciences*. Cambridge University Press. 457 pp.
- Rawlings, P. (2003). Planetesimals with a protoplanetary disk. *Jet Propulsion Laboratory*, page <http://canopy.lmsal.com/schryver/Public/homepage/coolstarimages.html>.
- Rehfeldt, A., Oskierski, A., Stöffler, D., und Hornemann, U. (1986). Deformation, transformation and thermal annealing of experimentally shocked single crystal quartz. *Lunar and Planetary Science Conference*, XVI:697–698.
- Rubin, A. E. (1983). The Adhi Kot breccia and implications for the origin of chondrules and silica-rich clasts in enstatite chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 64:201–212.
- Rubin, A. E. (1984). Manganiferous orthopyroxene and olivine in the Allende meteorite. *American Mineralogist*, 69:880–888.
- Ruzicka, A. und Boynton, W. V. (1992). A distinctive silica-rich, sodium-poor igneous clast in the Bovedy (L3) chondrite. *Meteoritics*, 27:283.
- Ruzicka, A., Kring, D. A., Hill, D. H., und Boynton, W. V. (1993). The trace element composition of a silica-rich clast in the Bovedy (L3/4) chondrite. *Meteoritics*, 28:426–427.
- Ruzicka, A., Kring, D. A., Hill, D. H., Boynton, W. V., Clayton, R. N., und Mayeda, T. K. (1995). Silica-rich orthopyroxenite in the Bovedy chondrite. *Meteoritics*, 95:57–70.
- Sack, R. O. (1980). Some constraints on the thermodynamic mixing properties of Fe–Mg orthopyroxenes and olivines. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71:257–269.
- Schönbeck, T. W. und Palme, H. (2002). Chromium and silicon in meteoritic metal: identification of pristine matter from the solar nebular. *Berichte der DMG, Beiheft 1 zum European Journal of Mineralogy*, 14:#147.
- Scott, E. R. D. (1988). A new kind of primitive chondrite, Allan Hills 85085. *Earth and Planetary Science Letters*, 91:1–18.
- Scott, E. R. D., Barber, D. J., Alexander, C. M. O., Hutchison, R., und Peck, J. A. (1988). Primitive material surviving in chondrites: matrix. In Kerridge und Matthews (1988), pages 718–745. 1,269 pp.
- Scott, E. R. D. und Taylor, G. J. (1983). Chondrules and other components in C, O and E chondrites: similarities in their properties and origins. *Journal of Geophysical Research*, 88:B275–B286.
- Sharma, S. K., Mammone, J. F., und Nicol, M. F. (1981). Raman investigation of ring configurations in vitreous silica. *nature*, 292:140–141.
- Shu, F. H., Najita, J. R., Shang, H., und Li, Z. Y. (2000). X-winds theory and observations. In Mannings et al. (2000), pages 789–814. 1,700 pp.
- Sorby, H. C. (1877). On the structure and origin of meteorites. *nature*, 15:495–498.
- Steele, I. M. (1988). Primitive material surviving in chondrites: Mineral grains. In Kerridge und Matthews (1988), pages 808–818. 1,269 pp.
- Stöffler, D., Keil, K., und Scott, E. R. D. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:3,845–3,867.
- Strübel, G. und Zimmer, S. H. (1982). *Lexikon der Mineralogie*. Enke, Stuttgart. 363pp.

- Thiemens, M. H. und Heidenreich III., J. E. (1983). The mass-independent fractionation of oxygen: a novel isotope effect and its possible cosmochemical implications. *Science*, 219:1,073–1,075.
- Tissandier, L., Libourel, G., und Robert, F. (2002). Gas-melt interactions and their bearing on chondrule formation. *Meteoritics & Planetary Science*, 37:1,377–1,389.
- Tsuchida, Y. und Yagi, T. (1990). New pressure-induced transformations of silica at room temperature. *nature*, 347:267–269.
- Unsöld, A. und Baschek, B. (1991). *Der neue Kosmos*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 5th edition. 448pp.
- van Schmus, W. R. und Wood, J. A. (1967). A chemical-petrological classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31:747–765.
- Wai, C. M. und Wasson, J. T. (1977). Nebular condensation of moderately volatile elements and their abundances in ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 36:1–13.
- Wark, D. A. und Lovering, J. F. (1977). Marker events in the early evolution of the solar system: Evidence from rims on Ca-Al-rich inclusions from carbonaceous chondrites. *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference*, 8:95–112.
- Wasson, J. T. (1988). A non -nebular origin for the Allan Hills 85085 subchondritic meteorite. *Lunar and Planetary Science Conference*, XXIX:#1240.
- Wasson, J. T. und Kallemeyn, G. W. (1990). Allan Hills 85085: subchondritic meteorite with mixed nebular and regolithic heritage. *Earth and Planetary Science Letters*, 101:148–161.
- Wasson, J. T. und Krot, A. N. (1994). Fayalite-silica association in unequilibrated ordinary chondrites: Evidence for aqueous alteration on a parent body. *Earth and Planetary Science Letters*, 122:403–416.
- Weigert, A. und Wendker, H. J. (1988). *Astronomie und Astrophysik*. VCH, Weinheim, 2nd edition. 329pp.
- Weinbruch, S., Palme, H., und Spettel, B. (2000). Refractory forsterite in primitive meteorites: Condensates from the solar nebula? *Meteoritics & Planetary Science*, 35:161–171.
- Weisberg, M. K., Prinz, M., Clayton, R. N., und Mayeda, T. K. (1992). Formation of layered chondrules in CR2 chondrites: a petrologic and oxygen isotopic study. *Meteoritics & Planetary Science*, 27:306.
- Weisberg, M. K., Prinz, M., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., Grady, M. M., und Pillinger, C. T. (1995). The CR chondrite clan. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorites*, 8:11–32.
- Weisberg, M. K., Prinz, M., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., Sugiura, N., Zashu, S., und Ebihara, M. (2001). A new metal-rich chondrite grouplet. *Meteoritics & Planetary Science*, 36:401–418.
- Weisberg, M. K., Prinz, M., und Nehru, C. E. (1988). Petrology of ALH 85085: A chondrite with unique characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 91:19–32.
- Wieler, R. und Graf, T. (2001). Cosmic ray exposure history of meteorites. In Peucker-Ehrenbrink, B. und Schmitz, B., editors, *Accretion of extraterrestrial matter throughout earth's history.*, pages 221–240. Kluwer Academic/Plenum Publishers. 492 pp.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, London, UK, 1st edition. 466pp.
- Withers, R. L., Thompson, J. G., Xiao, Y., und Kirkpatrick, R. J. (1994). An electron diffraction study of the polymorphs of SiO<sub>2</sub>-tridymite. *Physics and Chemistry of Minerals*, 21:421–433.
- Wlotzka, F. (1993). A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, 28:460.



- Wlotzka, F. und Fredriksson, K. (1980). Morro do Rocio, unequilibrated H5 chondrite. *Meteoritics*, 15:387–388.
- Wood, J. A. und Holmberg, B. B. (1994). Constraints placed on the chondrule-forming process by merrhueite in the Mezö-Madaras chondrite. *Icarus*, 108:309–324.
- Zhu, X. K., Guo, Y., O’Nions, R. K., Young, E. D., und Ash, R. D. (2001). Isotopic homogeneity of iron in the early solar nebula. *nature*, 412:311–313.
- Zinner, E. und Crozaz, G. (1986). A method for the quantitative measurement of rare earth elements in the ion microprobe. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes*, 69:17–38.

# Anhang



# Anhang A

## Abkürzungsverzeichnis

<b>Å</b>	- Ångstrom = $10^{-10}$ Meter
<b>AE</b>	- <b>A</b> stronomische <b>E</b> inheit = 1.49 Millionen Kilometer
<b>ALH</b>	- <b>A</b> llan <b>H</b> ills
<b>AOA</b>	- <b>A</b> möboides <b>O</b> livin <b>A</b> ggregat
<b>BO</b>	- <b>B</b> alken <b>O</b> livin- <b>C</b> hondre
<b>BSE</b>	- <b>b</b> ack scatterd <b>e</b> lectrons – Rückstreu-Elektronen
<b>CAI</b>	- <b>C</b> a-, <b>A</b> l- <b>I</b> nclusions – Ca-, Al-reiche Einschlüsse
<b>C</b>	- cryptocrystalline chondrules – kryptokristaline Chondren
<b>CC</b>	- carbonaceous chondrites – kohlige Chondrite
<b>CCD</b>	- charge coupled device – Halbleiter-Detektor
<b>CWPI</b>	- condensation <b>w</b> ith <b>p</b> artial <b>i</b> solation – bedeutet: fraktionierte Kondensation
<b>DAAD</b>	- <b>D</b> eutscher <b>A</b> kademischer <b>A</b> ustausch <b>D</b> ienst
<b>DaG</b>	- <b>D</b> ar al <b>G</b> ani
<b>DFG</b>	- <b>D</b> eutsche <b>F</b> orschungsgemeinschaft
<b>DLR</b>	- <b>D</b> eutsche <b>L</b> uft- und <b>R</b> aumfahrt-Gesellschaft
<b>dpi</b>	- <b>d</b> ots <b>p</b> er <b>i</b> nc
<b>EC</b>	- enstatite chondrites – Enstatit Chondrite
<b>EDX</b>	- <b>E</b> nergy <b>d</b> ispersive <b>X</b> -ray analysis – Energie-Dispersive Röntgenanalyse
<b>EET</b>	- <b>E</b> lephant <b>M</b> oraine
<b>EMS</b>	- <b>E</b> lektronenstrahl- <b>M</b> ikrosonde
<b>Ga</b>	- <b>G</b> iga <b>a</b> nnum – Milliarden Jahre
<b>GPa</b>	- <b>G</b> iga <b>P</b> ascal = 1 Milliarde Pascal
<b>GRA</b>	- <b>G</b> raves <b>N</b> unataks
<b>h</b>	- <b>h</b> our (= Stunde)
<b>HaH</b>	- <b>H</b> ammadah al <b>H</b> amra
<b>HED</b>	- <b>H</b> owardite, <b>E</b> ukrite und <b>D</b> iogenite
<b>IDP</b>	- <b>I</b> nterplanetary <b>D</b> ust <b>P</b> article
<b>ISM</b>	- <b>i</b> nterstellares <b>M</b> edium
<b>IW</b>	- <b>i</b> ron <b>w</b> ustite – Fe-Wüstit-Puffer
<b>K</b>	- <b>K</b> elvin
<b>kV</b>	- kilo <b>V</b> olt – 1000 Volt
<b>LiF</b>	- <b>L</b> ithium <b>F</b> lurid
<b>LiFH</b>	- <b>L</b> ithium <b>F</b> luorid <b>H</b> igh intensity
<b>Ma</b>	- <b>M</b> ega <b>a</b> nnum – Millionen Jahre
<b>MAC</b>	- <b>M</b> acAlpine <b>H</b> ills

<b>MeV</b>	- Mega-Elektronenvolt
<b>MK</b>	- Mutterkörper
<b>MRS</b>	- Mikro-Raman Spektrometer
<b>NASA</b>	- National Aeronautics and Space Administration
<b>NWA</b>	- North West Africa
<b>OC</b>	- ordinary chondrites – gewöhnliche Chondrite
<b>P</b>	- Pressure – Druck
<b>Pa</b>	- Pascal; 1 Pa = 10 <sup>-5</sup> bar
<b>PAT</b>	- Patuxent Range
<b>PCA</b>	- Pecora Escarpment
<b>PETJ</b>	- Penta-Erythritol J? – Kristall mit hoher Reflektivität
<b>PGE</b>	- Platin-Gruppen Elemente
<b>PO</b>	- Porphyrische Olivin-Chondre
<b>POP</b>	- Porphyrische Olivin-Pyroxen-Chondre
<b>QUE</b>	- Queen Alexandra Range
<b>REM</b>	- Rasterelektronen-Mikroskop
<b>RF</b>	- Refraktärer Forsterit
<b>RKP</b>	- Reckling Peak
<b>RP</b>	- Radialstrahlige Pyroxen-Chondre
<b>SAED</b>	- Selected area electron diffraction
<b>SEE</b>	- SelteneErd-Elemente
<b>S/G</b>	- Staub zu Gas-Verhältnis
<b>SIMS</b>	- Sekundärionen-Massenspektrometer
<b>SMOW</b>	- standard mean ocean water
<b>SO</b>	- Skelett-Olivin-Chondren
<b>SRO</b>	- SiO <sub>2</sub> -reiche Objekte
<b>T</b>	- Temperatur
<b>TAP</b>	- Thallium-Phtalat-Säure
<b>TEM</b>	- Transmissionselektronenmikroskop
<b>Z</b>	- Kernladungszahl

# Anhang B

## Mineralformeln

<b>Åkermanit</b> (Ak)	- $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$
<b>Albit</b> (Ab)	- $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
<b>Andradit</b> (Adr)	- $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$
<b>Anorthit</b> (An)	- $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$
<b>Apatit</b> (Ap)	- $\text{Ca}_5[\text{PO}_4](\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$
<b>Chromit</b> (Chr)	- $\text{FeCr}_2\text{O}_4$
<b>Cristobalit</b> (Crs)	- $\text{SiO}_2$
<b>Diopsid</b> (Di)	- $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
<b>Fassait</b> (Fst)	- $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
<b>Fayalit</b> (Fa)	- $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$
<b>Ferrosilit</b> (Fs)	- $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
<b>Forsterit</b> (Fo)	- $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$
<b>Gehlenit</b> (Gh)	- $\text{Ca}_2\text{Al}_2[\text{SiO}_7]$
<b>Grossit</b>	- $\text{CaAl}_4\text{O}_7$
<b>Hedenbergit</b> (Hd)	- $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
<b>Hibonit</b>	- $\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$
<b>Hypersthen</b>	- $\text{MgFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
<b>Ilmenit</b> (Ilm)	- $\text{FeTiO}_3$
<b>Kalifeldspat</b> (Kfs)	- Mischkristall mit den Endgliedern Anorthit und Orthoklas
<b>Kamacit</b>	- $\alpha\text{-FeNi}$ ; mit $\text{Fe} \gg \text{Ni}$
<b>Korund</b> (Crn)	- $\text{Al}_2\text{O}_3$
<b>Melilith</b> (Mel)	- Mischkristall mit den Endgliedern Gehlenit und Åkermanit
<b>Merrihueit</b>	- $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$ , mit $\text{na} \downarrow 0.5$ & $\text{fe} \downarrow 0.5$ ; wobei: $\text{na} = \frac{\text{Na}}{\text{Na}+\text{K}}$ & $\text{fe} = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$
<b>Oldhamit</b>	- $\text{CaS}$
<b>Olivin</b> (Ol)	- Mischkristall mit den Endgliedern Forsterit und Fayalit
<b>Orthoklas</b> (Or)	- $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
<b>Perovskit</b> (Prv)	- $\text{CaTiO}_3$
<b>Plagioklas</b> (Pl)	- Mischkristall mit den Endgliedern Albit und Anorthit
<b>Pyroxen</b> (Px)	- allgemeinen Formel: $(\text{X}, \text{Y})_2[\text{Z}_2\text{O}_6]$ ; mit X: Na, Mg, Fe; Y: Mg, Fe, Al; Z: Si
<b>Quarz</b> (Qtz)	- $\text{SiO}_2$
<b>Roedderit</b>	- $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$ , mit $\text{na} \downarrow 0.5$ & $\text{fe} \downarrow 0.5$ ; wobei: $\text{na} = \frac{\text{Na}}{\text{Na}+\text{K}}$ & $\text{fe} = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$
<b>Salit</b>	- Diopsid-Varietät; durch Druck und Zwillingsbau
<b>Spinell</b> (Spl)	- allgemeine Formel: $\text{X}, \text{Y}_2\text{O}_4$ ; mit X: Mg, Fe; Y: Al, Fe, Cr

<b>Tephroit</b>	- $\text{Mn}_2[\text{SiO}_4]$
<b>Taenit</b>	- $\gamma\text{-FeNi}$ ; mit $\text{Fe} > \text{Ni}$
<b>Tridymit (Trd)</b>	- $\text{SiO}_2$
<b>Troilit (Tro)</b>	- $\text{FeS}$
<b>Whitlockit</b>	- $\text{Ca}_3[\text{PO}_4]_2$
<b>Wollastonit (Wo)</b>	- $\text{Ca}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
<b>Zirkon (Zrn)</b>	- $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$

Etwas ungewöhnlichere Mineralformeln habe ich entweder in Deer et al. (1992) oder Strübel und Zimmer (1982) nachgeschlagen oder auf der Webseite [www.webmineral.com](http://www.webmineral.com) gefunden.

# Danksagung

Der erste und größte Dank gilt meinen Eltern Rosa und Steff für ihren langen Atem bei meiner Ausbildung, ihr mehr oder weniger großes Einverständnis mit meinem Lebensweg und all meinen Entscheidungen, aber ihrer stets rückhaltlosen Unterstützung in allen Belangen. Meiner Freundin Katharina danke ich für ihre liebevolle Unterstützung, und die nicht groß genug zu schätzende Übernahme alltäglicher Tätigkeiten wie Kochen, Waschen, Einkaufen, ... während ich meine Arbeit geschrieben habe.

Herrn Palme danke ich für die Betreuung meiner Arbeit, die ständige Bereitschaft und Offenheit zur Diskussion, sowie die tatkräftige Unterstützung unterschiedlichster Vorhaben, Ideen und Wünsche. Herrn Mühlberg danke ich für die Zweitkorrektur meiner Arbeit und für viele interessante und amüsante Diskussionen – wenn auch meist zwischen Tür und Angel. Herr Neubauer übernahm freundlicherweise den Vorsitz meiner Disputations-Prüfungskommission und Frank Brenker den Beisitz. Beiden danke ich dafür.

Während meiner Zeit in Köln hat sich nach und nach eine sehr gute, aktive und begeisterte Kosmochemie-Gruppe gebildet, von der ich sehr profitiert habe. Allen beteiligten dieser Gruppe, besonders Thorbjörn, Andreas, Frank, Philip, Ingo und Thomas aber auch allen temporären Mitgliedern verdanke ich durch unsere allwöchentlichen Treffen einen Großteil meines Verständnisses kosmochemischer Abläufe. Ich hoffe, einige Mitglieder dieser Gruppe werden sich in der Wissenschaft behaupten, damit die Kosmochemie in Deutschland nicht untergeht.

Frank danke ich außerdem für die Hilfe bei der Auswertung der TEM-Daten und die Unterstützung an manchen Messtagen am TEM, und Thorbjörn für die Hilfe bei  $\text{\LaTeX}$ , mit dem diese Arbeit gesetzt ist.

Markus Klein hielt die Mikrosonde sehr gut in Schuss und war schneller unten an der Mikrosonde als er das Telefon auflegen konnte, um weiter zu helfen, wenn ich ihn anrief. Herr Garcia fertigte mit großer Zuverlässigkeit und in Rekordzeit hervorragende Dünnschliffe an und verwandelte selbst ausgefallene Sonderwünsche in perfekte Ergebnisse. Herr Scheidt duplizierte mit höchster Präzision einen Probenhalter für das REM der Physik und Herr Schlösser war stets bereit, in allen größeren oder kleineren Dingen auszuhelfen. – Ihnen allen danke ich für ihre offene und immer unkomplizierte Hilfe.

Herr Gottschalk vom I. Physikalischen Institut in Köln war stets bereit, seine Ionendünnung für die TEM-Präparation zur Verfügung zu stellen.

Lutz Nasdala danke ich für die Einweisung und freundschaftliche Hilfestellung an der Mikro-Raman Sonde am Institut für Geowissenschaften – Mineralogie an der Johannes-Gutenberg Universität in Mainz. Elmar Gröner vom Max-Planck-Institut für Kosmochemie in Mainz half mir bereitwillig mit dem SIMS.

Den verschiedenen Betreuern des TEM, insbesondere Thomas Walther, Klemens Kelm und Markus Boese im Institut für anorganische Chemie in Bonn schulde ich Dank für ihre immer sofortige Hilfe am Gerät.

Sasha Krot, Klaus Keil und vor allem dem DAAD verdanke ich drei tolle Monate am Hawai'i Institute of Geophysics and Planetology, SOEST an der University of Hawai'i at Manoa, während deren ich nicht nur zum ersten Mal den Pazifik sehen durfte, sondern auch einen tieferen und schärferen Einblick in die Kosmochemie und die Wissenschaft vom Meteorstein gewonnen habe.

Herr Kurat und Franz Brandstätter vom Naturhistorischen Museum in Wien haben mir eine ganze Reihe Proben zur Verfügung gestellt, ohne die ich den Teil über gewöhnliche Chondrite nicht hätte schreiben können. Darüber hinaus ermöglichte mir Herr Kurat einen schönen, einwöchigen Aufenthalt in Wien. Vielen Dank dafür.



Herr Kaindl vom Institut für Mineralogie und Petrologie der Karl-Franzens-Universität in Graz war sofort interessiert und bereit, die  $\text{SiO}_2$ -Proben mit dem Heitzsch-Raman zu untersuchen. Für die ersten Ergebnisse, die noch fortlaufenden Untersuchungen und die anhaltende Zusammenarbeit danke ich ihm.

Der Meteoritical Society und der Barringer Foundation danke ich für ein Reisestipendium zum jährlichen Treffen der MetSoc 2002 in Los Angeles.

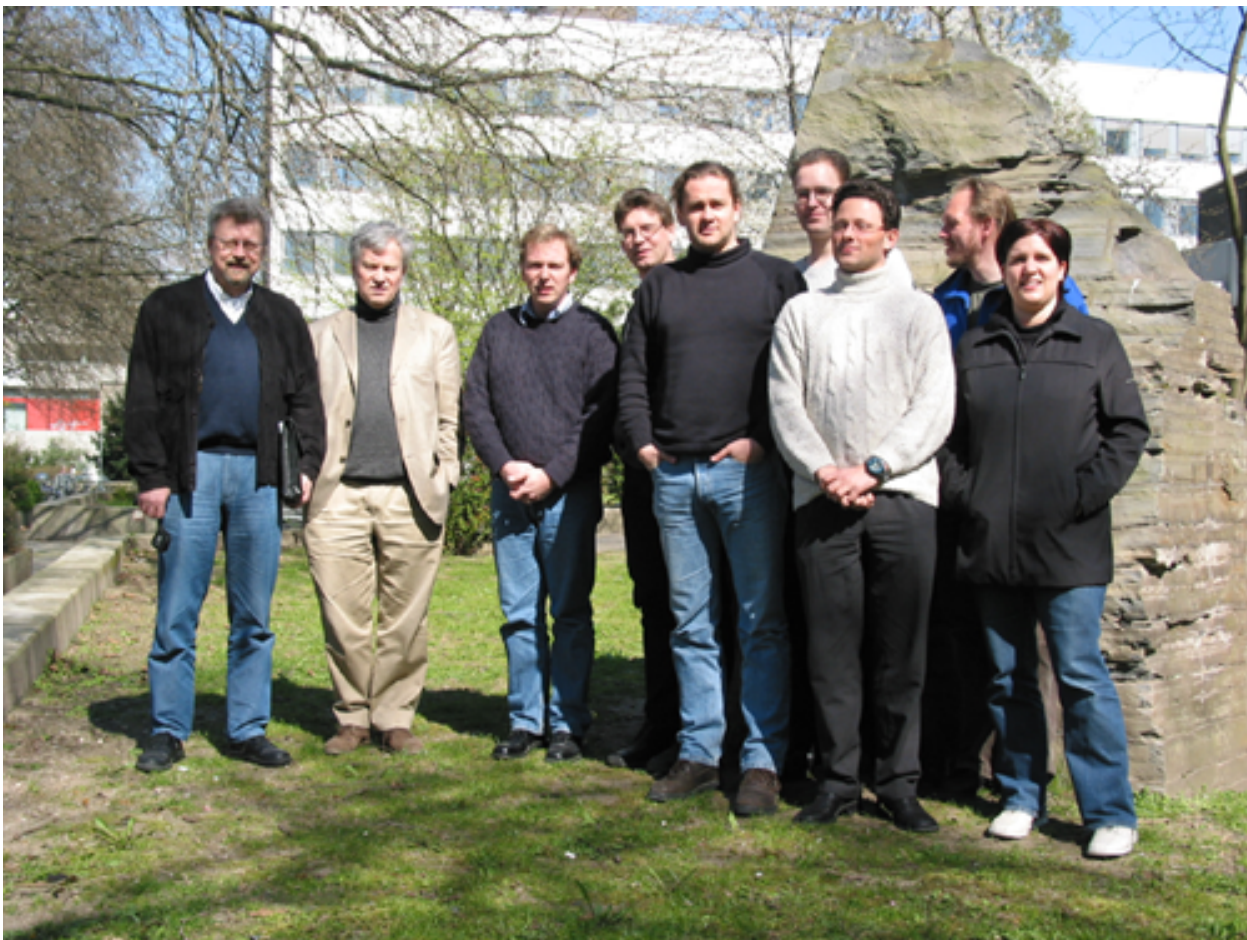
John Bridges vom Department of Mineralogy am Natural History Museum in London danke ich für die Parallee-Probe, die er mir trotz aller gegensätzlichen Ansichten zur  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung in Chondriten zur Verfügung gestellt hat – auch wenn er sich dieser unterschiedlichen Meinungen zum Zeitpunkt des Entleihens nicht bewusst war.

Horst Marschall vom Mineralogischen Institut der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg half mir erfolgreich ohne Ende bei der Messung der leichten Elemente in Knyahinya.

Herr Gail vom Institut für Theoretische Astrophysik der Universität Heidelberg lud mich für eine Woche für Diskussionen über Prozesse im frühen Sonnensystem und der protoplanetaren Scheibe nach Heidelberg ein. Für diese sehr fruchtbare und anregende Gelegenheit des Meinungsaustausches bin ich sehr dankbar und hoffe, dass die Zusammenarbeit zwischen Astronomen und Meteoritenforschern in Zukunft weiter wächst und sich intensiviert.

Harald Krüger danke ich für die Einladung zu einem Vortrag über Meteorite am Max-Planck-Institut für Kernphysik.

Der DFG danke ich für die Unterstützung meiner Forschungen mit einer BAT IIa/2-Stelle.



**Abbildung B.1:** Die Kosmochemie-Gruppe des Instituts für Mineralogie und Geochemie an der Universität zu Köln im Sommer 2003.

# Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorgelegte Dissertation selbstständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten, Abbildungen –, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde.

Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. Herbert Palme betreut worden.

## Teilpublikationen

### *Publikationen*

- Hezel DC, Palme H, Brenker FE, Nasdala L (2003) Evidence for fractional condensation and reprocessing at high temperatures in CH-chondrites. *Meteoritics & Planetary Sciences* 38 (in press)

### *Tagungsbeiträge (Abstracts)*

- Hezel DC, Palme H, Brenker FE, Nasdala L (2003) Origin of SiO<sub>2</sub> in chondritic meteorites. *Ber. d. DMG, Beih. 1 z. Eur J Mineral* 15:82
- Hezel DC, Palme H, Brenker FE (2003) Evidence for the origin of SiO<sub>2</sub> from micro-Raman study. *Meteorit Planet Sci* 38 Suppl A62
- Hezel DC, Brenker FE, Palme H (2003) Evidence for fractional condensation and flash reheating from volatile rich objects in CH-chondrites. *LPSC XXXIII:#1595*
- Hezel DC, Palme H, Brenker FE, Nasdala L (2003) Silica rich components in meteorites as indicator of early solar system processes. *63. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft:80-81*
- Hezel DC, Palme H (2003) Kosmochemie und Mineralogie protoplanetarer Scheiben. *Workshop: Planetenbildung*
- Hezel DC, Brenker FE, Palme H (2002) An unusual population of silica-rich components (SRC) in the CH-chondrites Acfer 182 and 207. *Meteorit Planet Sci* 37 Suppl A63
- Hezel DC, Brenker FE, Palme H, Nasdala L (2002) Natural occurrence of the liquid immiscibility gap in the system pyroxene - SiO<sub>2</sub> in rare components of the CH-chondrite Acfer 182. *Ber. d. DMG, Beih. 1 z. Eur J Mineral* 14:69
- Hezel DC, Nasdala L (2002) Raman microprobe study of SiO<sub>2</sub>-modifications in a meteorite. *Ber. d. DMG, Beih. 1 z. Eur J Mineral* 14:69

- Hezel DC (2002) Meteorite - Schlüssel zum Verständnis der Materieentstehung im solaren Nebel. Schriftenreihe der DGG 21:162-163
- Hezel DC, Brenker FE, Palme H (2002) Petrology and cooling history of cryptocrystalline chondrules from CH-Chondrites. LPSC XXXIII:#1787
- Hezel DC, Brenker FE, Palme H (2001) TEM-study of chondrules and chondrule fragments in CH-chondrites. Meteorit Planet Sci 36 Suppl A80

Köln, 20. September 2003

Dominik Hezel

# Lebenslauf

## **Name, Adresse**

Dominik C. Hezel  
Balduinstr. 10-14  
50676 Köln  
Geburtsort: Rottweil  
Geburtsdatum: 13.04.1972  
Staatsangehörigkeit: deutsch

## **Schulbildung**

1978 – 1981 Grundschule Gerlingen  
1981 – 1982 Grundschule Stuttgart  
1982 – 1993 Ev. Heidehofgymnasium Stuttgart  
1993 Abitur

## **Ersatzdienst**

1993 – 1994 Hildegardisheim Stuttgart

## **Studium**

WS 94/95 HF Geologie auf Diplom an der Ruprecht-Karls Universität Heidelberg  
– WS 96/97  
SS 97 Wechsel zum HF Mineralogie auf Diplom an der Ruprecht-Karls Universität Heidelberg  
SS 2000 Abschluss des Studiums mit Diplom in Mineralogie

Während des Studiums Teilnahme an mehreren Kompaktkursen: Pyroklastische Sedimente in Kiel, Spektroskopie in Berlin, Hochdruck-Kurs in Bayreuth, Geochemie und Kosmochemie am MPI in Mainz.

## **Promotion**

seit dem Promotion über die “Bildung SiO<sub>2</sub>-reicher Phasen im frühen Sonnensystem“ am Institut  
WS 00/01 für Mineralogie und Geochemie an der Universität zu Köln  
WS 01/02 Aufenthalt am Hawai'i Institute of Geophysics and Planetology, SOEST an der University of Hawai'i at Manoa als DAAD-Stipendiat

Während der Promotion Teilnahme an über zehn nationalen und internationalen Tagungen mit hauptsächlich Vorträgen, aber auch Postern. Außerdem Kurz-Forschungsaufenthalte von 3 – 5 Tagen in Bonn, Mainz, Potsdam und Wien. Einladung zu einem Forschungsaufenthalt und Vorträgen nach Heidelberg. Zahlreiche nationale und internationale Kooperationen mit anderen Universitäten und Forschungseinrichtungen.

