

# URSPRUNG UND ENTWICKLUNG VON METALLPHASEN IN CHONDRITISCHEN METEORITEN

INAUGURAL-DISSERTATION

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

vorgelegt von

Dipl.-Min  
Thorbjörn Wolfgang Schönbeck  
aus  
Hamburg

Institut für Geologie und Mineralogie  
Universität zu Köln

2. September 2005

---

Berichterstatter: Prof. Dr. Herbert Palme  
Prof. Dr. Ladislav Bohatý  
Tag der mündlichen Prüfung: 19. Juli 2005



# Zusammenfassung

Die Kosmochemie ist die Wissenschaft der Erforschung von extraterrestrischem Probenmaterial. Dies sind vor allem Meteorite, aber auch interplanetarer Staub oder Proben vom Mond. Meteorite sind Bruchstücke von Asteroiden, vom Mond und vom Mars. Es gibt undifferenzierte Meteorite (Achondrite) und differenzierte Meteorite (Chondrite). Achondrite stammen von größeren Körpern, in denen sich — ähnlich wie auf der Erde — durch Schmelzprozesse ein Metallkern gebildet hat. Im Gegensatz dazu blieben in einigen Chondriten die Komponenten nach ihrer Entstehung unverändert; sie verkörpern damit das älteste Material aus der Anfangsphase des Sonnensystems. Eine Klasse der Chondrite — die kohligen Chondrite — sind besonders auffällig, da ihre Zusammensetzung der Zusammensetzung der solaren Photosphäre entspricht. Diese kohligen Chondrite enthalten Chondren ( $\mu\text{m}$  bis mm-große, ehemals geschmolzene Silikatkügelchen), Matrix (sehr feinkörniges Material, Korngrößen von wenigen nm), CAIs (calcium-aluminium-reiche Objekte) und Metall in verschiedenen Anteilen. In dieser Arbeit wurden die Metallphasen metallreicher kohligler Chondrite untersucht.

Der Ursprung der Metalle ist bisher nicht abschließend geklärt. Einige Autoren betrachten die Metalle als Kondensate aus dem solaren Nebel; andere Autoren wiederum vermuten, dass alles Metall in kohligen Chondriten durch Metall-Silikat-Gleichgewichte während der Chondrenbildung verändert wurde und daher keine primären Signaturen mehr vorhanden sind.

Der kohlige Chondrit HaH 237 enthält zonierte Metalle. Diese entstanden durch Kondensation. Zonierte Metalle beinhalten daher Informationen über die Druck-, Temperatur- und Sauerstoffugazitätsverhältnisse im solaren Nebel vor 4.56 Milliarden Jahren. Kondensationsprozesse kann man mit thermodynamischen Berechnungen simulieren. Die Zusammensetzung der kondensierten Phasen ist von Druck, Temperatur, Sauerstoffugazität und Zusammensetzung des Ausgangsreservoirs abhängig. Meteoritische Metalle enthalten verschiedene siderophile (metall-liebende) und moderat siderophile Spurenelemente; deren Konzentrationen wurden mit berechneten Zusammensetzungen verglichen. So kann man die physikalischen Parameter des Kondensationsprozesses bestimmen.

Die zonierten Metalle in HaH 237 entstanden demnach im solaren Nebel; alternative Erklärungen scheiden aus. Sie kondensierten in einem Zeitraum von Wochen oder wenigen Monaten bei einem Druck zwischen  $10^{-5}$  und  $10^{-6}$  bar. Die Sauerstoffugazität war gegenüber dem gesamten solaren Nebel etwas höher; vermutlich kondensierten diese Metalle in einem Gebiet mit einem hohen Staub-Gas-Verhältnis. Altersdatierungen zeigen: Metall in HaH 237 entstand ca. 4 Millionen Jahre nach der Bildung der ersten festen Phasen im Sonnensystem. Demnach betrug die Lebensdauer des solaren Nebels mindestens 4 Millionen Jahre. In diesem Zeitraum bildeten sich aber auch schon die ersten Planetesimale (km-große Objekte; die Vorläufer der Planeten). Kondensation, Akkretion und planetare Differentiation liefen im solaren Nebel folglich gleichzeitig nebeneinander ab.

Kohlige Chondrite der CR-Gruppe enthalten Metall in Chondren und in der Matrix. Die Chondren wurden in kurzzeitigen, wiederholten Hochtemperaturereignissen geschmolzen. Metall in Chondren war also mit einer Silikatschmelze im Gleichgewicht. Die Zusammensetzung der Metalle ist dabei von der Zusammensetzung der Silikatschmelze, von der Sauerstoffugazität und von der Temperatur abhängig; durch Analysen der moderat lithophilen Elemente in den Metallen können diese Parameter näher bestimmt werden. Es zeigt sich: Metall in Chondren ist charakterisiert durch hoch variable Gehalte an moderat lithophilen Elementen. Die Ursache dieser Variation ist die Temperaturabhängigkeit der Verteilung zwischen Metall und Silikat. In Kombination mit Diffusionskoeffizienten kann so die Abkühlrate der Chondren abgeschätzt werden. Die maximalen Abkühlraten betragen etwa 750 K pro Minute, die minimalen Abkühlraten etwa 750 K pro Stunde.

Einige Chondrenmetalle zeigen Entmischungsstrukturen, wie sie in Eisenmeteoriten durch langsame Abkühlung im Bereich von 1100 K bis 400 K entstehen. Diese Entmischung zeigt: Chondrenmetall war über einige Wochen bei Temperaturen um 1100 K — die Metalle wurden also zunächst sehr schnell auf ca. 1300 K und dann sehr langsam weiter abgekühlt. Diese Temperaturgeschichte deckt sich mit berechneten Abkühlpfaden für Chondrenbildung durch Schockwellen im solaren Nebel. Die Befunde der Chondrenmetalle bestärken folglich diese Theorie.



# Abstract

Cosmochemistry deals with the exploration of extraterrestrial materials; mainly meteorites but also interplanetary dust or samples returned from Moon. Meteorites are fragments of asteroids or of Moon and Mars. They are classified as differentiated meteorites (achondrites) and undifferentiated meteorites (chondrites). Achondrites are the result of planetary differentiation on larger planetesimals; those objects maintain enough heat from radioactive decay so that they differentiate into a silicate mantle and a metallic core (like earth). In contrast, chondrites never underwent differentiation; they contain pristine material from the beginning of the solar system. A certain class of chondrites — the carbonaceous chondrites — resembles the composition of the solar photosphere. Thus they are representative for the solar system composition.

All chondrites contain chondrules (small, apparently molten droplets of silicates), matrix (fine-grained material, complex mineralogy), CAIs (calcium-aluminum rich mineral aggregates) and metal in various proportions. In this study metal grains from carbonaceous chondrites were investigated.

The origin of metal in chondrites is not well known; several theories are discussed. Some authors claim that metal in carbonaceous chondrites formed by condensation in the solar nebula, others consider metal to be completely altered by metal-silicate equilibrium during chondrule formation.

HaH 237 — a metal-rich carbonaceous chondrite — contains zoned metal grains. These metals formed by condensation. Zoned metal grains thus provide information about temperature, pressure and oxygen fugacity in the solar nebula, 4.66 billion years ago.

Condensation of metal can be calculated using thermodynamical data. The composition of condensing phases depends on pressure, temperature, composition of the precursor material and oxygen fugacity. Meteoritic metal contains several siderophile (metal-loving) and moderately siderophile elements. These elements have been determined using different analytical methods. A comparison of analytical results and compositions predicted by calculations permits to determine physical properties of condensation.

The results suggest: zoned metal grains formed in the solar nebula by condensation. The timespan of condensation is in the order of weeks or few months; condensation took place at pressures between  $10^{-5}$  and  $10^{-6}$  bar and slightly elevated oxygen fugacity. This indicates that zoned metal grains formed in a region of the solar nebula with a slight enrichment of dust to gas. Metal in HaH 237 formed approximately 4 million years later than the first solids in the solar nebula. Hence, the lifetime of the solar nebula is at least 4 million years. During this period planetary differentiation took place on larger planetesimals: one has to assume contemporaneous processes such as condensation, accretion and differentiation.

CR-carbonaceous chondrites contain metal within chondrules as well as matrix metal. Chondrules are molten objects; hence chondrule metal was in equilibrium with silicate melt. Metal composition is determined by composition of the silicate melt and by temperature and oxygen fugacity during metal-silicate-equilibrium. Chondrule metal contains variable amounts of moderately siderophile elements; this variation is the result of the temperature-dependent distribution between silicate and metal. The amount of moderately siderophiles constrains the oxygen fugacity during chondrule formation; the variations, combined with diffusion coefficients can be used to determine cooling rates of chondrules. The cooling rates of CR chondrules range between 750 K per hour and 750 K per minute.

A few chondrule metals show exsolution lamellae — similar to iron meteorites. This is the result of slow cooling at temperatures below 1100 K. Apparently, chondrule metal has a two-stage cooling history with rapid cooling from 1800 to 1300 K and substantially slower cooling at lower temperatures. This cooling history is predicted by theoretical calculations for chondrule formation in shock waves; the results presented here support that chondrules might have formed by shock waves in the solar nebula.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>3</b>
<b>Abstract</b>	<b>5</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>11</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>14</b>
<b>1. Einleitung</b>	<b>15</b>
1.1. Kosmochemie — Kombination von Geologie und Astronomie . . . . .	15
1.2. Klassifikation der Meteorite . . . . .	15
1.2.1. Chondritische Meteorite . . . . .	17
1.2.2. Achondrite . . . . .	18
1.3. Komponenten in Meteoriten . . . . .	18
1.4. Kondensation . . . . .	19
1.5. Ursprung und Entstehung unseres Sonnensystems . . . . .	20
1.5.1. Akkretion von Staubphasen . . . . .	22
1.5.2. Akkretion von Planetesimalen und Planeten . . . . .	23
1.5.3. Differenzierungsprozesse in Asteroiden und Planeten . . . . .	24
1.5.4. Chondrenbildungsprozesse . . . . .	24
1.6. Datierung des frühen Sonnensystems . . . . .	24
1.6.1. Datierung von Metall-Silikat-Differenzierung mit dem Hf-W-System . . . . .	25
<b>2. Metall in Meteoriten</b>	<b>27</b>
2.1. Physikalische Eigenschaften . . . . .	27
2.1.1. Phasendiagramme . . . . .	27
2.1.2. Diffusionskoeffizienten . . . . .	27
2.1.3. Minerale der Eisenmeteorite . . . . .	31
2.1.4. Siderophile Spurenelemente . . . . .	32
2.1.5. Moderat siderophile Spurenelemente . . . . .	33
2.1.6. Klassifizierung der Eisenmeteorite . . . . .	34
2.2. Entstehungsprozesse von meteoritischen Metallen . . . . .	35
2.2.1. Kondensation . . . . .	35
2.2.2. Reduktion von silikatischen Phasen . . . . .	36
2.2.3. Desulfidierung von Fe-Sulfiden . . . . .	37
2.2.4. Metall-Silikat-Gleichgewicht . . . . .	37
2.3. Zielsetzung . . . . .	37
<b>3. Analytik</b>	<b>39</b>
3.1. Ortsauflösende chemische Analysemethoden . . . . .	39
3.1.1. Elektronenstrahlmikrosonde . . . . .	39
3.1.2. Sekundärionenmassenspektrometrie (SIMS) . . . . .	40
3.2. Messbedingungen . . . . .	42
3.2.1. Elektronenstrahlmikrosonde . . . . .	42
3.2.2. Sekundärionenmassenspektrometrie . . . . .	44

<b>4. Kondensationsberechnungen</b>	<b>51</b>
4.1. Einführung	51
4.1.1. Kondensationssequenz und Kondensationstemperaturen	51
4.2. Kondensationsprogramme	51
4.2.1. Gleichgewichtskondensation	51
4.2.2. Kondensation in staub-angereicherten Systemen	52
4.2.3. Fraktionierte Kondensation	52
4.2.4. Metallkondensation	53
4.3. Gleichgewichtskondensation von Metall	53
4.3.1. Einfluss des Sauerstoffpartialdrucks auf die Kondensation	54
4.3.2. Aktivitätsmodelle und Aktivitätskoeffizienten für feste Phasen	55
4.4. Das Metallkondensationsprogramm ALKON	56
4.4.1. Kondensation von Si im solaren Nebel	57
4.4.2. Verwendete Parameter	58
4.4.3. Einschränkungen von ALKON	59
<b>5. Zonierte Metalle im Meteoriten HaH 237</b>	<b>61</b>
5.1. Der CB-Chondrit HaH 237	61
5.1.1. Gesamtzusammensetzung	61
5.1.2. Zusammensetzung der Silikate	61
5.2. Zonierte Metalle	62
5.2.1. Anteil zonierter und unzonierter Metalle	63
5.2.2. Metallographische Untersuchungen	63
5.2.3. Spurenelementgehalte der Metalle	63
5.3. Diskussion	71
5.3.1. Thermische Entwicklung	71
5.3.2. Vergleich mit Kondensationsrechnungen	72
5.3.3. Alternative Erklärungsmodelle	74
5.3.4. Kondensation im solaren Nebel	75
5.3.5. Kondensation in einer Impakt-Gaswolke	76
5.3.6. Kinetische Randbedingungen der Kondensation	76
5.3.7. Kondensation bei niedrigem Gesamtdruck	78
5.3.8. Kondensation unter leicht erhöhter Sauerstoffugazität	78
5.4. Zusammenfassung	79
5.4.1. Zonierte Metalle	79
5.4.2. Unzonierte Metalle	80
5.5. Ausblick	81
5.5.1. Lebensdauer des solaren Nebels	81
5.5.2. Offene Fragen	81
<b>6. Heterogene Metalle im Meteoriten Acfer 209</b>	<b>83</b>
6.1. Die CR-Chondrite	83
6.2. Metall in Acfer 209	83
6.2.1. Metallographische Untersuchungen	83
6.2.2. Mikrosondenanalysen	84
6.2.3. Sekundärionenmassenspektrometrie	86
6.3. Berechnung der Sauerstoffugazität	88
6.3.1. Berechnung der Metallzusammensetzung	94
6.3.2. Berechnung des Sauerstoffpartialdrucks zum Zeitpunkt der Metall-Silikat-Equilibrierung in Acfer 209	94
6.4. Diskussion	94
6.4.1. Kondensation	95
6.4.2. Metall-Silikat-Gleichgewicht	96
6.4.3. Temperatur während der Chondrenbildung	100
6.4.4. Abschätzung der Abkühlrate der Chondrenmetalle	100
6.5. Ausblick	102
6.5.1. Thermische Entwicklung der Chondren	102

6.5.2. Staub-Gas-Verhältnis im solaren Nebel . . . . .	102
6.5.3. Offene Fragen . . . . .	103
<b>A. Kondensationstemperaturen und Häufigkeiten der Elemente</b>	<b>113</b>
<b>B. Messdaten HaH 237</b>	<b>115</b>
<b>C. Messdaten Acfer 209</b>	<b>119</b>
C.1. Chondrenmetalle . . . . .	119
C.2. Matrixmetalle . . . . .	121
C.3. Chondrenrandmetalle . . . . .	124
C.4. Ionensondenmessungen und Vergleich mit Mikrosondendaten . . . . .	127
<b>D. Programmlisting ALKON</b>	<b>129</b>
<b>Danksagung</b>	<b>133</b>
<b>Erklärung</b>	<b>135</b>
<b>Lebenslauf</b>	<b>137</b>





# Tabellenverzeichnis

1.1. Eigenschaften gewöhnlicher Chondrite . . . . .	17
1.2. Eigenschaften der kohligen Chondrite . . . . .	18
1.3. Eigenschaften der Enstatit-Chondrite und der ungruppierten Rumuruti- und Kakangari-Meteorite . . . . .	18
1.4. Relative Datierungsmethoden in der Kosmochemie . . . . .	25
2.1. Diffusionskoeffizienten . . . . .	29
2.2. Opake Phasen in Meteoriten. . . . .	32
2.3. Verteilungskoeffizienten moderat lithophiler Elemente . . . . .	34
2.4. Ergänzung zu Tabelle 2.3 . . . . .	34
2.5. Strukturelle Klassen der Eisenmeteorite . . . . .	35
3.1. Mikrosonden-Messbedingungen . . . . .	42
3.2. Zusammensetzung der Kalibrationsstandards . . . . .	44
3.3. Nachweisgrenzen der Mikrosondenanalysen . . . . .	45
3.4. Messbedingungen SIMS . . . . .	46
3.5. Messbedingungen für verschiedene Isotope mit der SIMS . . . . .	47
3.6. RSFs der SIMS-Kalibration . . . . .	48
3.7. Nachweisgrenzen der SIMS-Analysen bei 20 nA Primärstrom . . . . .	48
3.8. Nachweisgrenzen der SIMS-Analysen bei 2 nA Primärstrom . . . . .	48
4.1. Thermodynamische Daten für das Kondensationsprogramm ALKON . . . . .	58
4.2. Thermodynamische Daten für die Bildungsenergien der Metalloxidspezies . . . . .	59
5.1. Eigenschaften der Untergruppen der CB-Chondrite . . . . .	61
5.2. INAA-Daten von HaH 237 . . . . .	62
5.3. Ergebnisse der SIMS-Messungen und Mikrosonden-(EMP)-Messungen für zionierte Metalle in HaH 237. . . . .	70
5.4. Ergebnisse der SIMS-Messungen und Mikrosonden-(EMP)-Messungen für unzionierte Metalle in HaH 237. . . . .	71
5.5. Eingabeparameter der Kondensationsberechnungen . . . . .	75
5.6. Berechnete Wachstumsraten und Abkühlraten für die Entstehung zonierter Metalle bei verschiedenen Drücken. . . . .	77
6.1. Durchschnittliche Zusammensetzung der Metalle in Acfer 209. . . . .	87
6.2. FeO-Konzentration in Gew% von Olivin bei verschiedenen Staub/Gas-Verhältnissen. . . . .	92
6.3. Zusammensetzung von Metall im Gleichgewicht mit einer chondritischen Silikatschmelze bei 1873 K und variabler Sauerstoffugazität. . . . .	94
6.4. Sauerstoffugazitätsbestimmung aus dem Metall-Silikat-Gleichgewicht . . . . .	96



# Abbildungsverzeichnis

1.1. Übersicht über die Beziehungen der verschiedenen Meteoritenklassen. . . . .	16
1.2. Sauerstoffisotopenplot zur Klassifikation der Meteorite . . . . .	17
1.3. Kondensationssequenz . . . . .	20
1.4. Molekülwolke . . . . .	21
1.5. Orionnebel . . . . .	22
1.6. Protoplanetare Staubscheiben . . . . .	23
1.7. Relative Alter von kohligen Chondriten und Eisenmeteoriten . . . . .	26
2.1. Phasendiagramm von Fe-Ni und Fe-Co . . . . .	27
2.2. Phasendiagramm von Fe-Cr und Fe-Si . . . . .	28
2.3. Phasendiagramm von Fe-P und Fe-S . . . . .	29
2.4. Eisenmeteorit mit Widmannstättenischen Figuren . . . . .	30
2.5. Diffusionslängen verschiedener Elemente in Eisen . . . . .	30
2.6. M-Profile in Eisenmeteoriten bei verschiedenen Temperaturen . . . . .	31
2.7. Siderophile Elemente in Metallen verschiedener Meteorite . . . . .	33
2.8. Klassifikationsdiagramme für Eisenmeteorite . . . . .	36
3.1. Aufbau einer Elektronenstrahlmikrosonde. . . . .	39
3.2. Aufbau der CAMECA ims-6f Sekundärionen-sonde an der Arizona State University. . . . .	40
3.3. Interferenzen von Fe, Co und Ni . . . . .	43
3.4. Bestimmung des Untergrundes und der Nachweisgrenze für Co, Ni und Cr . . . . .	45
3.5. Typische Zählraten der SIMS-Analyse . . . . .	47
3.6. RSFs für die Kalibration der Ionensondenmessungen . . . . .	49
4.1. Sauerstoffpartialdrücke im solaren Nebel . . . . .	56
4.2. Vergleich der Aktivitäten von Si im Metall . . . . .	60
5.1. INAA-Daten von HaH 237 . . . . .	63
5.2. BSE-Bild des CB-Chondriten HaH 237 . . . . .	64
5.3. Ni K $\alpha$ -Intensitätsverteilungskarten einiger zonierter Metallkörner . . . . .	65
5.4. Volumen-Anteile von Silikaten, zonierten Metallen, unzonierten Metallen und Verwitterungs- produkten in HaH 237. . . . .	66
5.5. Geätzte Metalle in HaH 237 . . . . .	66
5.6. BSE-Bilder zonierter Metalle . . . . .	67
5.7. Mikrosondenmessungen zonierter und unzonierter Metalle in HaH 237 . . . . .	68
5.8. Vergleich der Messwerte der Ionensonde mit der Mikrosonde . . . . .	69
5.9. Ni-, Co-, Si-, Mn- und V-Konzentrationen zonierter und unzonierter Metalle. . . . .	69
5.10. Konzentrationen der moderat lithophilen Elemente . . . . .	72
5.11. Kondensationssequenz der siderophilen Elemente in Abhängigkeit vom Gesamtdruck . . . . .	73
5.12. Kondensationssequenz der siderophilen Elemente bei gleichem Druck mit steigendem Sauer- stoffpartialdruck . . . . .	74
5.13. Verhältnisse von Co, Cr und V in bezug auf die chondritischen Werte . . . . .	80
6.1. Übersicht über den CR-Chondriten Acfer 209 . . . . .	84
6.2. BSE-Bilder geätzter Chondren- und Matrixmetalle in Acfer 209 . . . . .	85
6.3. Linescans entlang der in Abbildung 6.2 angegebenen Linien . . . . .	86
6.4. Mikrosondendaten für einzelne Metallkörner in Acfer 209 . . . . .	87

6.5. Mikrosondendaten für Metall in Acfer 209, aufgeteilt nach Chondren, Matrix und Rand . . .	88
6.6. Zonierungen von Chondren- und Matrixmetallen in Acfer 209 . . . . .	89
6.7. Vergleich der Analyseergebnisse von Mikrosonde und Ionensonde (SIMS). . . . .	90
6.8. Ionensondendaten für Cr, V und Mn in Chondrenmetallen von Acfer 209. . . . .	91
6.9. MELTS-Berechnung der Kristallisation einer basaltischen Schmelze . . . . .	91
6.10. Aktivität von FeO in Olivin im solaren Nebel . . . . .	93
6.11. Zusammensetzung von Metall im Gleichgewicht mit einer chondritischen Silikatschmelze bei einer Temperatur von 1873 K . . . . .	95
6.12. Temperaturabhängigkeit der Verteilungskoeffizienten . . . . .	97
6.13. Phasendiagramm Fe-Ni-Si . . . . .	100
6.14. Temperaturverlauf und Abkühlraten einer Chondrenbildung in einer Schockfront . . . . .	103

# 1. Einleitung

## 1.1. Kosmochemie — Kombination von Geologie und Astronomie

Schon seit frühester Zeit ist die Menschheit von der Beobachtung des Alls fasziniert. Der Lauf der Gestirne, die Art und Zusammensetzung der Sterne, Planeten, Kometen und Monde war und ist seit vielen Hunderten von Jahren ein Schwerpunkt der Naturforschung. Ergebnisse dieser Naturforschung und -beobachtung finden sich in der Astronomie und Astrophysik wieder. Aber auch übergeordnete Gebiete der Physik, wie beispielsweise die Gravitationstheorie oder die allgemeine Kosmologie profitieren von diesen Erkenntnissen.

Die vorliegende Arbeit ist in der *Kosmochemie* angesiedelt. Die Kosmochemie ist eine relativ junge Wissenschaft, die die chemische und isotopische Zusammensetzung der Meteorite und ihrer Minerale untersucht. Meteorite stammen von den Asteroiden. Einige Asteroide blieben seit ihrer Bildung am Anfang des Sonnensystems unverändert; daher liefern die Meteorite und deren Komponenten Informationen über die chemischen Bedingungen zum Entstehungszeitpunkt des Sonnensystems. Meteorite untersucht man mit Methoden, die auch in der Geologie und den Materialwissenschaften verwendet werden (Polarisationsmikroskopie, Elektronenstrahlmikrosonde, Sekundärionenmassenspektrometrie, Isotopenmethoden usw.). Mit diesen geologischen Methoden gewinnt man Erkenntnisse, die zum Verständnis astronomischer Prozesse beitragen.

## 1.2. Klassifikation der Meteorite

Meteorite sind Probenmaterial aus der Frühphase des Sonnensystems. Sie stammen von den Asteroiden, vom Mond und vom Mars. Bisher hat man auf der Erde ca. 30 000 Meteorite gefunden. Immer wieder beobachtet man auch Meteoritenfälle und kann gelegentlich den gefallenen Meteorit auffinden (Oberst et al. 2004).

Meteorite werden nach ihrem Fundort oder nach dem Ort ihres Falls benannt. Antarktische Meteorite werden mit einer dreibuchstabigen Abkürzung nach ihrem Fundgebiet benannt (ALH: Alan Hills, QUE: Queen Elisabeth Range, etc.). Hinzu kommt eine fünfstellige Nummer, deren erste zwei Ziffern das Fundjahr und die restlichen Ziffern die fortlaufende Nummerierung der Funde angeben.

Die *chondritischen* Meteorite und vor allem die CI-Chondrite sind von besonderer Bedeutung für die Sonnensystemforschung, da ihre Zusammensetzung in erster Näherung der Zusammensetzung der solaren Photosphäre entspricht. Die Masse der Sonne entspricht ca. 99.5 % der Masse des Sonnensystems — kohlige Chondrite sind daher repräsentativ für das Ausgangsmaterial, aus dem das Sonnensystem entstanden ist. Ein Überblick über die Häufigkeit der Elemente in der solaren Photosphäre und in CI-Chondriten findet sich in Tabelle A.

Die Meteorite werden grundsätzlich nach ihrer Struktur, ihrem Mineralbestand und ihrer chemischen und isotopischen Zusammensetzung in verschiedene Klassen eingeordnet (Abbildung 1.1). Das erste Einteilungsmerkmal ist das Auftreten von Chondren. Dies sind ehemals geschmolzene, kugelige Objekte, die aus Olivin, Pyroxen und weiteren Nebenmineralen wie Feldspat, Spinell oder auch Glas mit Feldspatzusammensetzung bestehen. Man unterscheidet so zwischen *chondritischen* Meteoriten und *achondritischen* Meteoriten. Chondrite werden auch als *undifferenzierte* Meteorite, Achondrite als *differenzierte* Meteorite bezeichnet. Diese Hauptklassen werden noch in mehrere weitere Unterklassen eingeteilt. Chondrite klassifiziert man als kohlige Chondrite, gewöhnliche Chondrite, Enstatit-Chondrite und Rumuruti-Chondrite. Sie werden mit einem oder zwei Buchstaben näher bezeichnet (CI, CM, CV, CR, CK, CO, CH, CB, H, L, LL, R, K). Die Achondrite umfassen die *primitiven* Achondrite sowie die Achondrite *sensu strictu*, die Stein-Eisenmeteorite und die Eisenmeteorite. Letztere werden mit einer römischen Zahl und einem Buchstaben bezeichnet. Näheres zur Klassifikation der Eisenmeteorite findet sich in Kapitel 2.

Ein weiteres Klassifikationsmerkmal ist der *petrologische Typ*. Dieser gibt an, inwieweit ein Meteorit infolge von wäßriger Alteration oder thermischer Metamorphose überprägt wurde. Der petrologische Typ wird als Zahl an die Klassifikationsbuchstaben angehängt. Der petrologische Typ 1 bedeutet starke wäßrige Alteration, der petrologische Typ 7 repräsentiert eine tiefgreifende thermische Metamorphose. Mit dem petrologischen Typ 3 werden Meteorite gekennzeichnet, deren ursprünglicher Mineralbestand noch erhal-

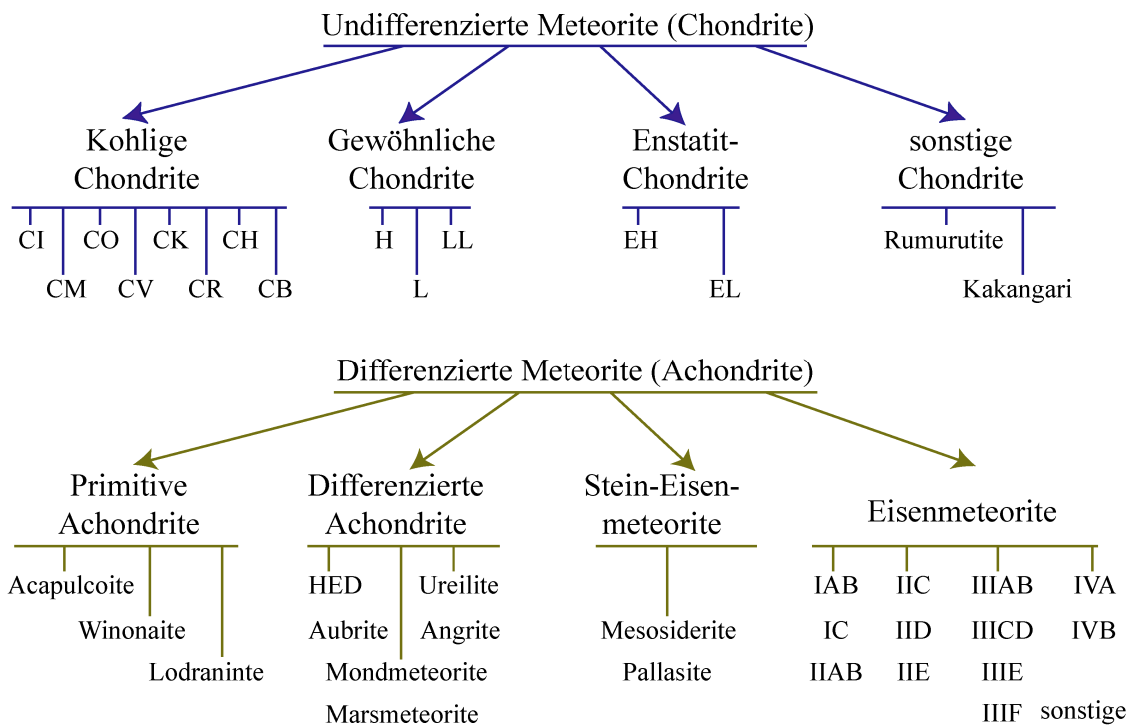


Abbildung 1.1.: Übersicht über die Beziehungen der verschiedenen Meteoritenklassen.

ten ist. Meteorite vom petrologischen Typ 3 sind häufig durch Ungleichgewichtsparagenesen charakterisiert, d.h. sie enthalten zonierte Minerale und Mineralphasen, die nicht miteinander im Gleichgewicht stehen, z.B. eisenreiche Olivine neben eisenarmen Olivinen.

Zur Klassifikation eines Meteoriten werden sowohl petrologische Kennzeichen (wie die Struktur von Chondren) aber auch chemische Analysen und Isotopenmessungen verwendet. Beispielsweise unterscheiden sich Verhältnisse der Elemente Mg und Si charakteristisch zwischen kohligen Chondriten und gewöhnlichen Chondriten.

Bei den Isotopenmessungen hat sich die Analyse der Sauerstoffisotopie als besonders hilfreich zur Klassifikation der Meteorite herausgestellt (Abbildung 1.2 auf Seite 17). Sauerstoff hat drei Isotope:  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$ . Die Isotopie eines Minerals, Gesteins oder Meteoriten kann man im *Drei-Isotopen-Plot* darstellen. Dieser Plot zeigt die Abweichungen der Isotopenverhältnisse von einem irdischen Standard (SMOW: *standard mean ocean water*).

Alle terrestrischen Proben liegen in diesem Diagramm auf einer Geraden mit einer Steigung von ca. 0.5. Diese Gerade wird als TFL (*terrestrial fractionation line*) bezeichnet. Auch Proben von Mars oder vom Asteroiden Vesta (die so genannten HED-Meteorite: Howardite, Diogenite und Eukrite) liegen auf Geraden parallel zur TFL. Dies spiegelt die Isotopenfraktionierung infolge physikalischer Prozesse wie Schmelzbildung, Evaporation oder Kondensation wieder. Allerdings unterscheiden sich diese Geraden in ihren Achsenabschnitten voneinander. Dieser Unterschied wird über den Parameter  $\Delta^{16}\text{O}$  angegeben. Man vermutet, dass Meteorite mit unterschiedlichem  $\Delta^{16}\text{O}$  von verschiedenen Mutterkörpern stammen.

Minerale von kohligen Chondriten liegen oft auf einer Geraden mit der Steigung nahe 1, die auch als CCAM (*carbonaceous chondrite anhydrous minerals line*) bezeichnet wird. Diese Gerade wird als Mischungslinie zwischen einem  $^{16}\text{O}$ -reichen und einem  $^{16}\text{O}$ -armen Reservoir im solaren Nebel angesehen.

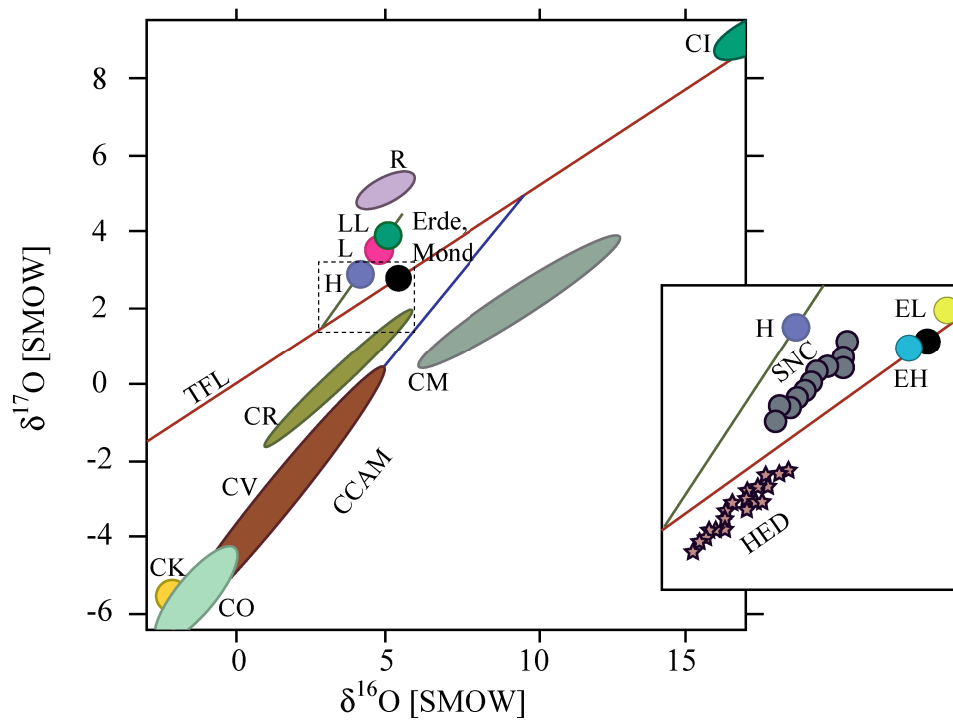


Abbildung 1.2.: Sauerstoffisotopenplot zur Klassifikation der Meteorite. *CCAM*: carbonaceous chondrites anhydrous minerals, *TFL*: terrestrial fractionation line.  $\delta^{17}\text{O}$  und  $\delta^{18}\text{O}$  bezeichnen die Abweichung vom terrestrischen Standard SMOW in Promille. Nach Brearley und Jones (1998)

### 1.2.1. Chondritische Meteorite

Gewöhnliche Chondrite sind die häufigste Gruppe der chondritischen Meteorite. Man unterteilt die gewöhnlichen Chondrite anhand ihres Eisengehaltes in H-, L- und LL-Chondrite. Die typischen Eigenschaften der gewöhnlichen Chondrite sind in Tabelle 1.1 aufgeführt.

Die kohligen Chondrite sind im Gegensatz zu den gewöhnlichen Chondriten relativ selten. Die kohligen Chondrite der Klasse CI entsprechen in ihrer Zusammensetzung der solaren Photosphäre — abgesehen von Edelgasen, H, C, N, O und Li. Die chemische Zusammensetzung des Sonnensystems wird daher auch aus einer Kombination von Meteoritenanalysen und Messungen der solaren Photosphäre gewonnen. Die charakteristischen Merkmale der kohligen Chondrite finden sich in Tabelle 1.2.

Die Enstatit-Chondrite sind sehr ungewöhnliche Chondrite. Sie enthalten seltene Minerale und Verbindungen wie Na-Sulfide und Ca-Sulfide, die auf der Erde nur selten natürlich vorkommen. Ihr Mineralbestand deutet auf eine Entstehung in einem hoch reduzierenden Milieu hin. Dies äußert sich unter anderem in einem hohen Gehalt an Si in den Metallphasen. Typische Eigenschaften der Enstatit-Chondrite finden sich in Tabelle 1.3

Klasse	Bedeutung	Chondren- anteil	mittlerer Chon- drendurchmesser	Matrix- anteil	Anteil refraktärer Metallanteil Komponenten
H	high iron	60-80 Vol %	0.3 mm	10-15 Vol%	0.1-1? Vol% 10 Vol%
L	low iron	60-80 Vol %	0.7 mm	10-15 Vol %	0.1-1? Vol % 5 Vol %
LL	low iron, low metal	60-80 Vol %	0.9 mm	10-15 Vol %	0.1-1? Vol % 2 Vol%

Tabelle 1.1.: Eigenschaften gewöhnlicher Chondrite. Daten aus Brearley und Jones (1998).

Klasse	Bedeutung	Chondren- anteil	mittlerer Chon- drendurchmesser	Matrix- anteil	Anteil refraktärer Metallanteil Komponenten	
CI	Ivuna	≤1 Vol%	—	≥99 Vol%	≤1 Vol%	0 Vol%
CM	Mighei	20 Vol%	0.3 mm	70 Vol%	5 Vol%	0.1 Vol%
CO	Ornans	48 Vol%	0.15 mm	34 Vol%	13 Vol%	1-5 Vol%
CV	Vigarano	45 Vol%	1.0 mm	40 Vol%	10 Vol%	0-5 Vol%
CK	Karoonda	15 Vol%	0.7 mm	75 Vol%	4 Vol%	≤0.01 Vol%
CR	Renazzo	50-60 Vol%	0.7 mm	30-50 Vol%	0.5 Vol%	5-8 Vol%
CH	<i>high iron</i>	70 Vol%	0.02 mm	5 Vol%	0.1 Vol%	20 Vol%
CB	Bencubbin	~40 Vol%	1 mm	0.1-1 Vol%	0 Vol%	~60 Vol%

Tabelle 1.2.: Eigenschaften der kohligen Chondrite. Daten aus Brearley und Jones (1998). Daten für CB-Chondrite aus Weisberg et al. (2001).

### 1.2.2. Achondrite

Achondrite sind das Produkt von Differentiationsprozessen auf Planetesimalen. Sie stammen zum Großteil von Körpern aus dem Asteroidengürtel. Zu den Achondriten gehören aber auch die Meteorite von Mond und Mars. Achondrite kann man in *silikatische Achondrite*, *Stein-Eisenmeteorite* und *Eisenmeteorite* unterteilen. Auf eine ausführliche Behandlung der silikatischen Achondrite wird hier verzichtet.

Mit der Etablierung der instrumentellen Neutronenaktivierungsanalyse in der Meteoritenforschung war es möglich, Spurenelemente in Eisenmeteoriten mit hoher Präzision zu messen. Die heutige Klassifikation der Eisenmeteorite beruht auf der Verteilung und Menge der Spurenelemente in den Metallen. Generell teilt man Eisenmeteorite ein in *magmatische* und *nichtmagmatische* Eisenmeteorite. Die Namensgebung resultiert aus den Korrelationen der Spurenelemente; für magmatische Eisenmeteorite nimmt man an, dass diese Korrelationen durch fraktionierte Kristallisation von festem Metall aus flüssigem Metall entstehen. Die Entstehung nichtmagmatischer Eisenmeteorite ist nicht abschließend geklärt; möglicherweise sind diese Meteorite durch Impactprozesse entstanden (Wasson und Wang 1986).

### 1.3. Komponenten in Meteoriten

Meteorite sind oftmals Brekzien unterschiedlichster Komponenten. Gerade die chondritischen Meteorite enthalten Komponenten, deren mineralogische Zusammensetzung auf der Erde unbekannt ist. Die wichtigsten Komponenten der chondritischen Meteorite sind:

- Chondren
- CAIs
- Matrix
- Metalle und Sulfide

Klasse	Bedeutung	Chondren- anteil	mittlerer Chon- drendurchmesser	Matrix- anteil	Anteil refraktärer Metallanteil Komponenten	
EH	<i>high iron</i>	60-80 Vol%	0.2 mm	≤2-15? Vol%	0.1-1? Vol%	8 Vol%
EL	<i>low iron</i>	60-80 Vol%	0.6 mm	≤2-15? Vol%	0.1-1? Vol%	15 Vol%
R	Rumuruti	~40 Vol%	0.4 mm	36 Vol%	0 Vol%	0.1 Vol%
K	Kakangari	27 Vol%	0.6 mm	73 Vol%	≤0.1 Vol%	0 Vol%

Tabelle 1.3.: Eigenschaften der Enstatit-Chondrite und der ungruppierten Rumuruti- und Kakangari-Meteorite. Daten aus Brearley und Jones (1998).



## Chondren

Chondren sind kugelförmige Objekte mit Durchmessern von einigen 100  $\mu\text{m}$  bis hin zu einigen Millimetern. Sie bestehen zumeist aus den Mineralen Olivin, Orthopyroxen, Feldspat und weiteren akzessorischen Phasen wie z. B. Spinell. Viele Chondren in primitiven Meteoriten vom Typ 3 enthalten dazu noch Glas mit einer Feldspat-ähnlichen Zusammensetzung. Die Faylit- bzw. Ferrosilit-Gehalte von Olivin und Pyroxen sind niedrig — anhand des FeO-Gehalt der Olivine unterscheidet man Typ I-Chondren (niedrige FeO-Konzentrationen) und Typ II-Chondren (hohe FeO-Konzentrationen). Einige Chondren enthalten zusätzlich Metall, entweder als größere, rundliche Körner oder als fein verteilte Metallfitter in Olivin (*dusty olivine*). Chondren werden durch schnelle Aufheizung und Abkühlung erzeugt (Hewins und Fox 2004, Weinbruch et al. 1998).

## CAIs

CAI (*calcium-aluminium-rich inclusions*) sind Aggregate von calcium-aluminium-reichen Mineralen wie Melilit, Fassait oder Anorthit. Alle CAI-Mineralen haben hohe Kondensationstemperaturen; sie könnten daher bei hohen Temperaturen als erste Phasen im solaren Nebel kondensiert sein (Grossman 1972). Jedoch ist die ursprüngliche Struktur der meisten CAIs durch Aufschmelzen verloren gegangen; die meisten CAIs sind vermutlich aus Ca-, Al-reichen Schmelzen kristallisiert. CAIs werden nach ihrem Mineralbestand in Typ A (vorwiegend Melilit), Typ B (Melilit + Anorthit) und Typ C (vorwiegend Anorthit + wenig Melilit) eingeteilt (Grossman 1975, MacPherson et al. 1988). Weiterhin kann man CAIs nach den Mustern ihrer Seltenen-Erd-Gehalte in vier weitere Gruppen einteilen: *group I*, *group II*, *group V* und *ultrarefractory* (Mason und Taylor 1977).

CAI-Mineralen haben viel Aluminium und wenig Magnesium. Daher eignen sie sich gut zur Datierung mit der  $^{26}\text{Al}$ -Methode; zudem sind sie reich an refraktärem U und arm an volatilem Pb. Deswegen kann man ihr absolutes Alter mit der Pb-Pb-Methode bestimmen (Amelin et al. 2002, Goepel et al. 1994).

## Matrix

Matrix ist ein Hauptbestandteil kohligler Chondrite; gewöhnliche Chondrite sind dagegen arm an Matrix. Die Matrix kohligler Chondrite ist mineralogisch sehr komplex zusammengesetzt. Die Minerale sind teilweise nur wenige 100 nm groß, so dass Analysen mit der Mikrosonde schwierig sind. Daher ist über die detaillierte Mineralogie der Matrix in vielen Meteoriten wenig bekannt. Typische Matrixminerale sind: eisenreiche Olivine, Pyroxene und Feldspäte (Brearley 1989). Die Zusammensetzung von Chondren und Matrix ist bei kohliglen Chondriten komplementär (Zanda 2004, Palme und Klerner 2000).

## Metalle und Sulfide

Metall- und Sulfidphasen sind in fast allen chondritischen Meteoriten zu finden. Eine umfassende Beschreibung der Metallphasen findet sich in Kapitel 2. Sulfide spielen außer in Enstatit-Chondriten in den meisten Meteoriten eine untergeordnete Rolle. Das vorherrschende Sulfid ist Troilit — Ni-freies, stöchiometrisch zusammengesetztes FeS.

# 1.4. Kondensation

Unter Kondensation versteht man das Wachsen von Mineralen im thermodynamischen Gleichgewicht von fester Phase und Gasphase. Man kann die Kondensationstemperaturen der Minerale aus thermodynamischen Daten zu berechnen. Daraus ergibt sich die *Kondensationssequenz*. Für den Übergang eines Elementes aus der Gasphase in die feste Phase definiert man die *50%-Kondensationstemperatur*. Bei dieser Temperatur ist die Häufigkeit eines Elements in der Gasphase infolge von Kondensation auf die Hälfte gesunken.

Die Kondensation wird von vielen Autoren als theoretisches Konzept für die Bildung von Mineralen im frühen Sonnensystem angesehen. Diese Bildung bedingt eine vollständige Evaporation des interstellaren Staubs, dem Vorläufermaterial der Minerale im Sonnensystem. Es ist aber schwierig, ein astrophysikalisch schlüssiges Modell zu finden, welches die dafür nötigen hohen Temperaturen erklärt (Boss 1998). Tabelle A auf Seite 114 gibt einen Überblick über die Kondensationstemperaturen und Häufigkeiten der Elemente im Sonnensystem. Graphik 1.3 auf Seite 20 zeigt die berechnete Kondensationssequenz der Hauptphasen im frühen Sonnensystem .

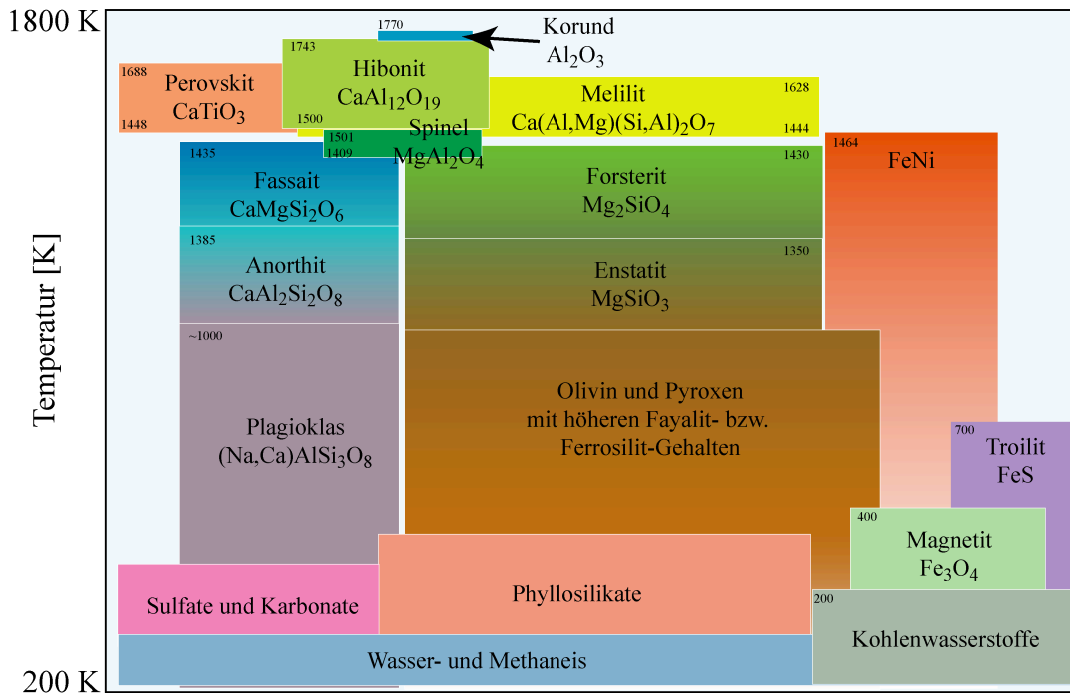


Abbildung 1.3.: Schematische Darstellung der Kondensationssequenz der Minerale im solaren Nebel.

## 1.5. Ursprung und Entstehung unseres Sonnensystems

Unser Sonnensystem ist aus einer *Molekülwolke* entstanden. Molekülwolken sind riesenhafte kosmische Gebilde aus Gas und Staub. Ihre Dichte ist im Gegensatz zum sie umgebenden interstellaren Raum hoch — zum Vergleich: der interstellare Raum hat eine Dichte von 1 Teilchen pro  $\text{cm}^3$ , dagegen haben Molekülwolken mittlere Dichten von  $10^3$  Teilchen pro  $\text{cm}^3$  (Abbildung 1.4 und 1.5). Molekülwolken bestehen aus freien Atomen und Ionen, einfachen Molekülen ( $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ) und nanometergroßen Staubpartikeln. Die Staubphase besteht aus amorphen Phasen und Mineralen wie Olivin oder Hibonit; dies wurde spektroskopisch nachgewiesen.

Durch eine nahe Supernova oder auch durch Inhomogenitäten innerhalb von Molekülwolken kommt es zum Kollaps und zur Fragmentation in kleinere Unterwolken. Diese können als Vorläufereinheit eines Sonnensystems angesehen werden. Aus einer solchen Unterwolke entstand auch unser Sonnensystem.

Die folgende Darstellung der Entstehung und Entwicklung des solaren Nebels lehnt sich an eine Zusammenfassung aus Fegley (2000) an. Die astrophysikalischen Grundlagen der Bildung des Sonnensystems und der terrestrischen Planeten werden in Wood und Morfill (1988), Cassen und Boss (1988) und Weidenschilling (1988) umfassend beschrieben.

### 1. Kollaps der Molekülwolke, Bildung des solaren Nebels

Der erste Schritt zur Bildung einer Sonne und eines Planetensystems ist der Kollaps eines Molekülwolkenkerns (Unterwolke). Dadurch entsteht aus der Unterwolke eine Scheibe aus Staub und Gas. Die Scheibenstruktur ist eine Folge der Drehimpulserhaltung: Unterwolken rotieren zunächst nur langsam. Durch die zunehmende Konzentration der Masse in einem Punkt wird aber die Drehgeschwindigkeit gesteigert; das Zentralgestirn würde daher sehr schnell rotieren. Dies ist bei unserer Sonne nicht der Fall; offenbar wird der Drehimpuls vom Zentrum der Scheibe in die äußeren Bereiche der Scheibe übertragen. Vermutlich verhält sich die Scheibe viskos (Boss 1998), d.h. der Drehimpuls wird durch viskose Reibung in äußere Regionen der Scheibe transferiert. Die Staubscheibe hat aufgrund ihrer Masse eine Eigengravitation, so daß weiteres Material aus der Molekülwolke auf sie akkretiert. Diese initiale

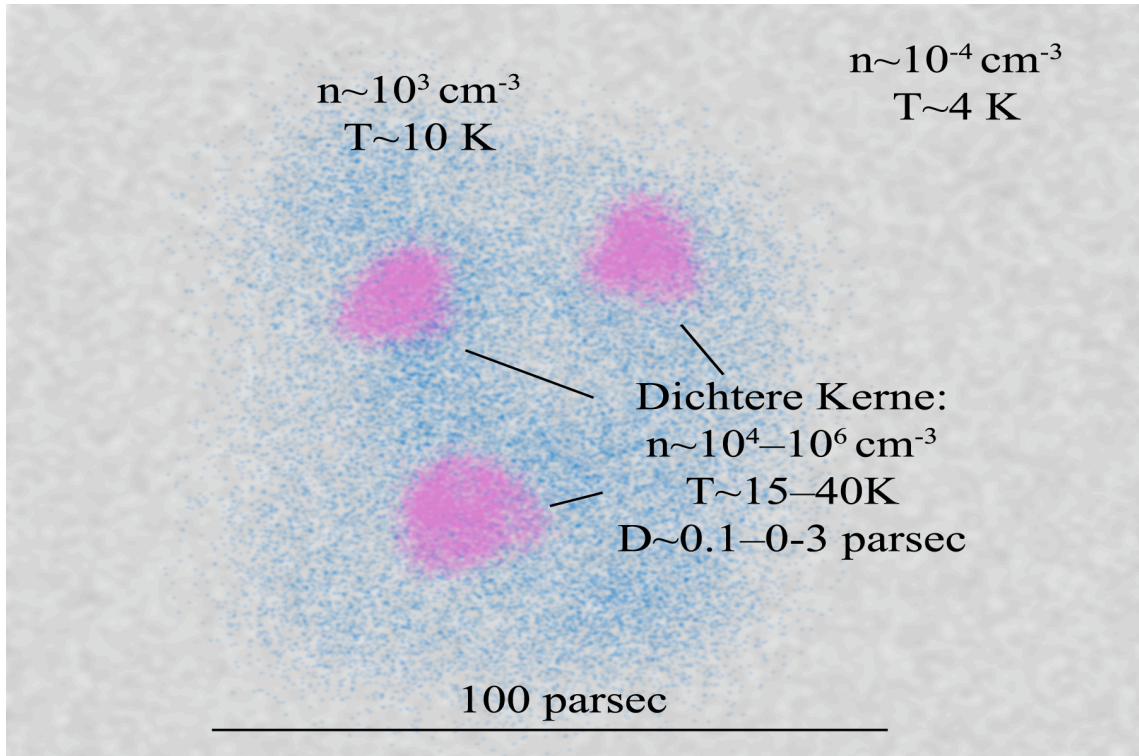


Abbildung 1.4.: Schematische Darstellung einer Molekülwolke mit dichten Kernen. Diese Kerne sind Zentren der Entstehung von Sonnensystemen. Quelle: <http://cfa-www.harvard.edu/swas/swasscience>.

Akkretions- und Scheibenbildungsphase ist sehr kurz — sie dauert nur ca. 100 Jahre. Ein Großteil des Scheibenmaterials konzentriert sich in dieser frühen Phase im Zentrum der Scheibe.

### 2. Zünden der Protosonne, Evaporation und Kondensation

In dieser Phase bildet sich die Protosonne. Dies dauert ca. 50 000 Jahre. In der Protosonne beginnen thermonukleare Reaktionen; es entsteht ein nach außen gerichteter Strahlungsdruck. In der Nähe der Protosonne steigen die Temperaturen auf Werte von über 2000 K; Staub in dieser inneren Zone wird komplett evaporiert. Weiter außerhalb sind die Temperaturen geringer, so daß dort das turbulent konvektierende Gas der inneren Zone wieder kondensiert. Diese Zone wird auch als *Kondensationsfront* bezeichnet. Staubscheiben haben in ihren äußeren Bereichen Temperaturen von 200 – 400 Kelvin (Abbildung 1.5 und 1.6 auf Seite 22 und 23).

Die Gravitation des Zentralsterns und viskose Reibung in der Scheibe bringen Material aus äußeren, kühlen Regionen der Scheibe in innere, wärmere Regionen. Der daraus entstehende Temperaturgradient führt zur Konvektion. Infolgedessen wird Material aus der Kondensationsfront nach außen transportiert. Gegen Ende dieser zweiten Stufe verbleibt ein wenig Material in der Scheibe, welches man heute in den terrestrischen Planeten, Asteroiden und damit auch in Meteoriten findet. In dieser Phase bilden sich auch die ersten *Planetesimale*, die Vorläufer der Asteroiden und Planeten. In der äußeren Zone des solaren Nebels beginnt das Wachsen der Gasplaneten Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun. Ob diese Gasplaneten auf ihrer heutigen Bahn entstanden oder von weiter außen nach innen gewandert sind, ist noch nicht vollständig geklärt.

### 3. Akkumulation der Protosonne

In dieser Phase endet die Akkumulation der Protosonne. Dies dauert ca. 1 – 2 Millionen Jahre. Währenddessen wird die Protosonne zum klassischen T-Tauri-Stern; ihre Energieproduktion resultiert aus einer Kombination frei werdender Gravitationsenergie und Fusionsenergie. Die Akkretion der

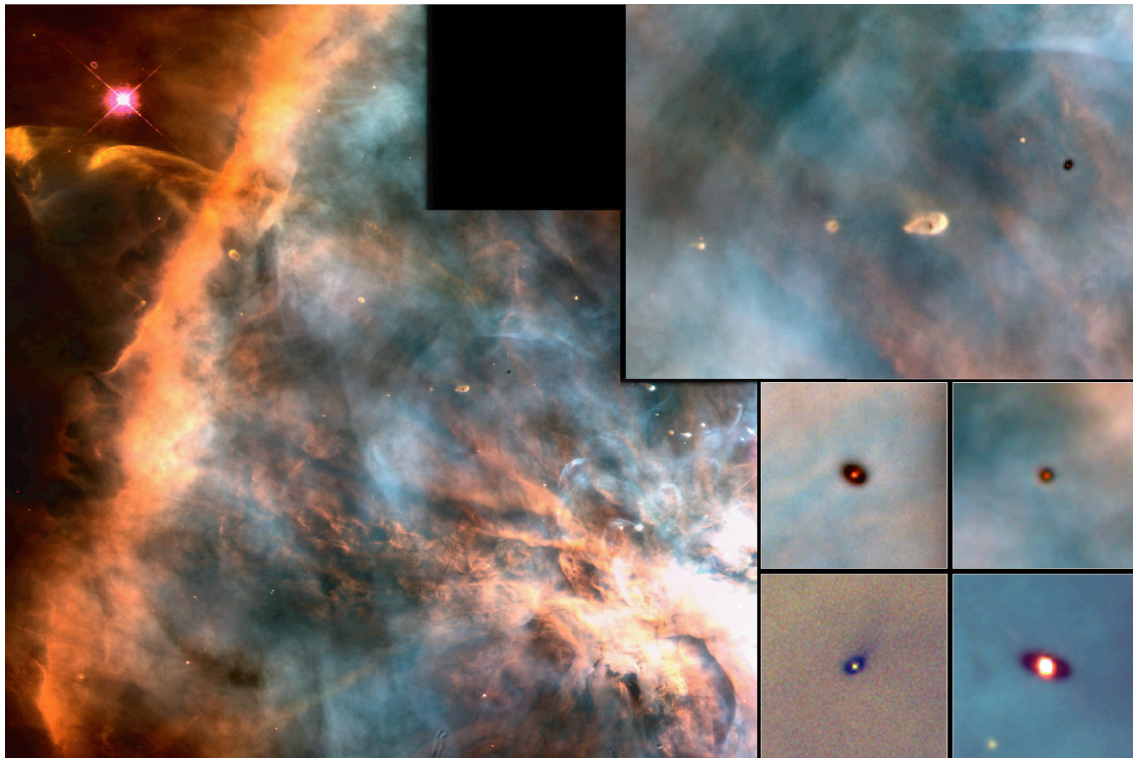


Abbildung 1.5.: HST/WFPC (Hubble Space Telescope Wide Field/Planetary Camera) -Aufnahmen von Sternentstehungsgebieten. *Großes Bild:* Orion-Nebel. Der Orion-Nebel ist eines der erdnächsten Sternentstehungsgebiete. Im Nebel selbst haben sich bereits stellare Objekte gebildet, die von einer Staubscheibe umgeben sind. Die Staubscheiben absorbieren das Licht des Nebels, so daß sie als schwarze Ringe um die jungen stellaren Objekte erscheinen. *Rechts oben:* Detailaufnahme protoplanetarer Staubscheiben im Orionnebel. *Rechts unten:* Details junger stellarer Objekte, die von einer Staubscheibe umgeben sind. Die starke Absorption des Staubs führt zu einer deutlich erkennbaren Rötung des Sternenlichts. Quelle: NASA

Planeten in dieser Phase ist für die Gasplaneten nun fast abgeschlossen; die terrestrischen Planeten akkumulieren aber noch weiteres Material.

#### 4. Ausblasen der Gasphase aus der Scheibe

Diese Phase dauert ca. 3 – 30 Millionen Jahre. Es wird kein weiteres Material aus der Staubscheibe akkretiert. Die stellaren Winde des T-Tauri-Sterns entfernen nun das Gas aus dem inneren solaren Nebel; damit werden Kondensationsprozesse beendet. Das Wachstum der äußeren Gasplaneten ist abgeschlossen; auch die Planetesimalbildung und Bildung der terrestrischen Planeten ist komplett. Altersdatierungen zeigen, daß in dieser Phase bereits die Kernbildung von Mond und Mars abgelaufen ist (Kleine et al. 2002).

### 1.5.1. Akkretion von Staubphasen

Durch Akkretion werden aus den initialen Kondensaten Planeten, Asteroide und Planetesimale gebildet. In der Frühphase des solaren Nebels sind die Staubpartikel klein und bewegen sich aerodynamisch gebremst durch das Gas. Daher kommt es zur Anhaftung und Akkretion von größeren Aggregaten. Diese sind nicht kompakt, sondern fraktal, d.h. ihre Raumauffüllung ist groß gegenüber ihrer Dichte (Wurm et al. 2001). Diese fraktalen Aggregate werden durch Kollisionen verdichtet und wachsen weiter an. Die nun zunehmend massereicheren Teilchen bewegen sich auf Keplerschen Bahnen — ihre Bewegung ist von der Gasphase abgekoppelt. Daher steigen auch ihre Relativgeschwindigkeiten an. Auf die initiale Akkretion von  $\mu\text{m}$ -großen Staubaggregaten folgt eine Fragmentationsphase mit einem Gleichgewicht zwischen Akkretion und Zerstörung



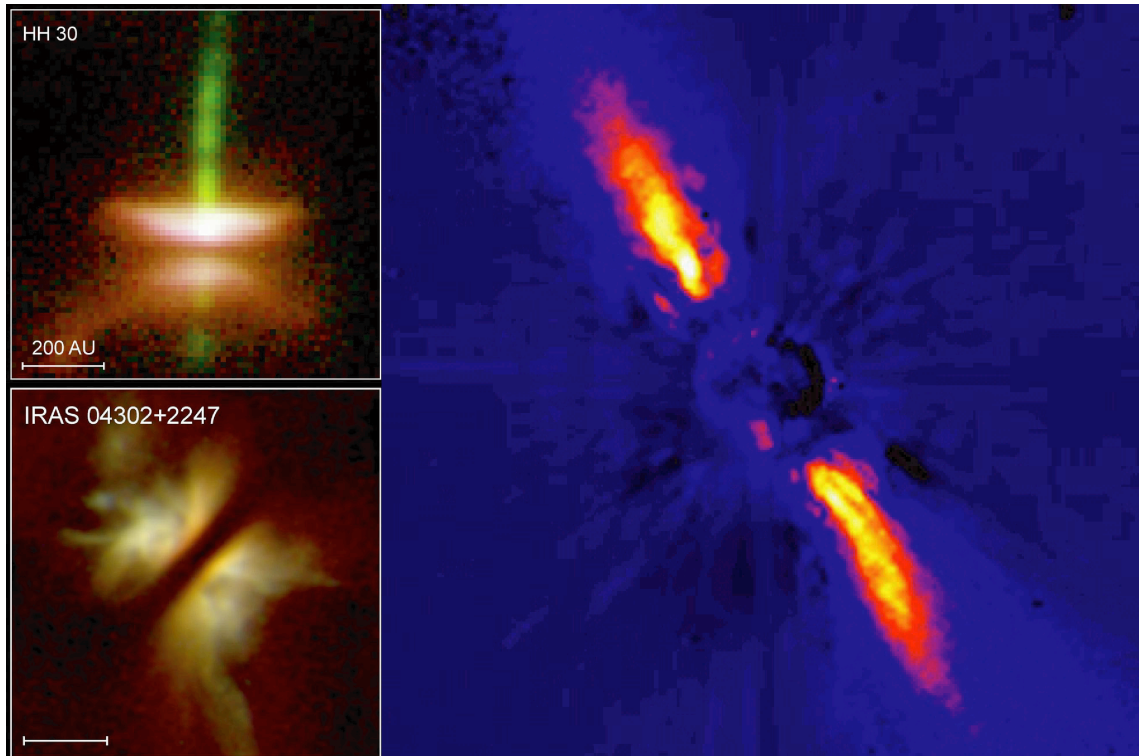


Abbildung 1.6.: Protoplanetare Staubscheiben. *Links oben:* Herbig-Haro 30 (HH30). Dies ist ein junger, aktiver Stern, um den sich eine dichte Staubscheibe gebildet hat. In der Mittelebene ist der Staub so dicht, daß er alles Licht absorbiert. In den weniger dichten Gebieten oberhalb und unterhalb der Mittelebene wird der Staub durch die intensive Strahlung des Sterns zum Leuchten angeregt. Zusätzlich hat HH30 einen bipolaren Ausfluss. Infolge des starken Magnetfelds des Sterns wird hier heißes Gas vom Nord- und Südpol des Sterns in das All geblasen. Diese Gasjets können mehrere Hundert Astronomische Einheiten lang sein (1 AU (astronomical unit) = 150 Millionen Kilometer). Aufnahme: HST/WFPC *Links unten:* HST/WFPC-Aufnahme einer Staubscheibe. Gut zu erkennen ist die hohe Absorption des Sternenlichtes durch die Staubscheibe. *Rechts:* Infrarot-Falschfarbendarstellung der Staubscheibe um  $\beta$ -Pictoris. Der Staub absorbiert das sichtbare Sternenlicht und erwärmt sich dadurch. Die Staubscheibe strahlt daher im Infrarotbereich. Mittels des Infrarot-Satelliten IRAS kann diese Strahlung zur Temperaturmessung der äußeren Staubscheibe genutzt werden. Die Messungen ergeben Oberflächentemperaturen von bis zu 400 K.

der Aggregate. Folglich gibt es in dieser Phase eine maximale Teilchengröße: größere Teilchen fragmentieren, kleiner Teilchen akkretieren.

### 1.5.2. Akkretion von Planetesimalen und Planeten

Der nächste Schritt vom Staub zu den Planeten ist die Bildung von meter- bis kilometergroßen Objekten: den Planetesimalen. Bis heute ist nicht genau verstanden, wie das Gleichgewicht zwischen Fragmentation und Akkretion überwunden wird und das Wachstum größerer Körper beginnt.

Ist diese Schranke aber erst einmal durchbrochen, beginnt die so genannte *runaway accretion*. Ein größerer Körper wird auch die mit hoher Geschwindigkeit auftreffenden Partikel gravitativ an sich binden und so durch die Akkretion von Staub weiter zu wachsen. Der beständig schwerer werdende Körper akkretiert immer mehr Staub und wächst zum Planetesimal. Dadurch wird der Staub auf der Bahn des wachsenden Planetesimals komplett verbraucht.

In dieser ersten Phase wachsen diese Planetesimale auf ungefähr Marsgröße, die so genannten *Embryos*. Ihre Bahnen entsprechen Keplerbahnen um die Sonne, allerdings mit deutlich unterschiedlichen Exzentrizität.

zitäten. Dadurch kommt es zu häufigen Kollisionen. In einer zweiten Phase wachsen nun diese Embryos durch Kollisionsprozesse zu den heutigen terrestrischen Planeten (Chambers und Wetherill 1998, Kortenkamp et al. 2000).

### 1.5.3. Differenzierungsprozesse in Asteroiden und Planeten

Planetesimale sind aus chondritischem Material aufgebaut: Metalle und Silikate lagen zum Zeitpunkt der Akkretion nebeneinander vor. Die terrestrischen Planeten und die größeren Asteroiden dagegen haben heute einen silikatischen Mantel und einen metallischen Kern. Die Trennung von Metall und Silikat erfolgte entweder schon im solaren Nebel oder erst auf den fertigen Planetesimalen. Im solaren Nebel können sowohl Sedimentationsprozesse aufgrund der unterschiedlichen aerodynamischen Eigenschaften (Skinner und Leenhouts 1993, Dodd 1976) als auch Effekte aufgrund von Magnetfeldern zu einer Trennung von Metall und Silikaten führen.

Zur Trennung von Silikaten und Metall auf einem Planetesimal oder Asteroiden ist ein Aufschmelzen der Metallphase und/oder der Silikatphase nötig. Die dazu benötigte Energie stammt entweder aus dem Zerfall kurzlebiger Radionuklide oder aus der Akkretionsenergie. Potentielle Energielieferanten für die Aufschmelzung und Differentiation der Asteroiden und Planeten sind die Nuklide  $^{26}\text{Al}$  und  $^{60}\text{Fe}$ . Der Prozess der Kernbildung wird auch als *Differentiation* bezeichnet.

Die benötigte Wärmemenge zur Differentiation hängt stark von der Größe und Zusammensetzung des Körpers ab; hinzu kommt die Eigenabstrahlung des Körpers, die die Zerfallswärme in den Raum abstrahlt. Allerdings geht man davon aus, daß die Asteroiden schon in ihrer Frühphase von einer Staubschicht (*Regolith*) bedeckt waren. Dieser Staub resultiert aus den im frühen Sonnensystem häufigen Impaktprozessen. Silikastaub hat eine sehr geringe Wärmeleitfähigkeit, so daß die Energieabstrahlung der Körper weitestgehend verhindert wird.

### 1.5.4. Chondrenbildungsprozesse

Staub und Gas koexistieren im solaren Nebel über einen längeren Zeitraum. In dieser Phase wird ein Teil des Staubs in episodischen Hochtemperatureignissen geschmolzen und wieder abgekühlt. Dieser Prozess erzeugt die *Chondren*. Chondren sind  $\mu\text{m}$  bis mm-große Kügelchen, die man in nahezu allen chondritischen Meteoriten findet. Die genaue Ursache dieser Chondrenbildung ist nicht bekannt. In der Literatur wurden mehrere mögliche Ursachen der Chondrenbildung diskutiert: Schockwellen (Desch und Connolly 2002), Blitze im Nebel (Desch und Cuzzi 2000) und astrophysikalische Phänomene wie *current sheets* (Joung et al. 2004), oder das X-Wind-Modell (Shu et al. 2001). Jones et al. (2000) beschreiben weiterhin einige ältere Modellvorstellungen.

Bisher ist keines dieser Modelle in der Lage, die Struktur und den Chemismus der Chondren befriedigend zu erklären. Alle Chondrenbildungsprozesse haben einigen Bedingungen zu gehorchen, die aus der Analyse der Meteorite herrühren — dazu gehören z.B. schnelle Aufheizung und schnelle Abkühlung. Außerdem muss der Chondrenbildungsprozess effektiv sein, da praktisch alle undifferenzierten Meteorite Chondren enthalten.

## 1.6. Datierung des frühen Sonnensystems

Die Datierung früher Ereignisse im Sonnensystem ist eines der wichtigsten Gebiete der Kosmochemie. Man unterscheidet sowohl *absolute* als auch *relative* Datierungsmethoden. Alle Datierungsmethoden basieren auf dem Zerfall radioaktiver Nuklide. Als absolute Datierung bezeichnet man Methoden, bei denen sowohl das Tochterelement als auch das Mutternuklid in der Probe noch vorhanden sind. Dies bedingt, daß die Halbwertszeit des Zerfalls lang im Vergleich zum Alter der Probe ist. Die Präzision dieser Methoden ist daher relativ gering.

Kurzlebige Radionuklide dagegen eignen sich sehr gut zur präzisen Datierung: infolge der kurzen Halbwertszeit verändert sich die Isotopie des Tochterelements innerhalb kurzer Zeiträume. Die Datierung von Ereignissen zum Zeitpunkt der Sonnensystementstehung ist aber ausschließlich über die Analyse der Isotopie des Tochterelements möglich — das Mutternuklid ist bereits *ausgestorben*. Die Kombination relativer Methoden und absoluter Methoden erlaubt eine hochaufgelöste Datierung der Vorgänge zu Beginn des Sonnensystems.

In der Kosmochemie verwendet man eine Vielzahl von verschiedenen relativen und absoluten Datierungssystemen (Tabelle 1.4 auf Seite 25).

Edukt	Produkt	HWZ	Ref.	Zerfall	Initial	Bemerkung
$^{26}\text{Al}$	$^{26}\text{Mg}$	0.71	$^{24}\text{Mg}$	$\beta^+ / \text{EC}$	$5.0 \cdot 10^{-5}$	Al ist refraktär, Mg ist volatiler als Al. CAI-Minerale haben hohe Al/Mg-Verhältnisse. Anwendung: relative Datierung von CAIs und Chondren. (Wasserburg et al. 1977, Bizzarro et al. 2004)
$^{60}\text{Fe}$	$^{60}\text{Ni}$	1.5	$^{56}\text{Fe}$	$\beta^-$	$2.8 - 4 \cdot 10^{-7}$	Troilit hat ein hohes Fe/Ni-Verhältnis, daher läßt sich mit dieser Methode die Troilitbildung datieren. (Tachibana und Huss 2003)
$^{41}\text{Ca}$	$^{41}\text{K}$	0.1	$^{40}\text{Ca}$	$\beta^+ / \text{EC}$	$1.4 \pm 0.14 \cdot 10^{-8}$	Ca ist refraktär, K hingegen moderat volatil. Man datiert refraktäre Phasen wie die CAIs mit einem hohen Ca/K-Verhältnis (Srinivasan et al. 1996).
$^{53}\text{Mn}$	$^{53}\text{Cr}$	3.7	$^{55}\text{Mn}$	$\beta^+ / \text{EC}$	$8.6 - 15 \cdot 10^{-6}$	Anwendung: Datierung und Bestimmung der thermischen Geschichte von Mutterkörpern. (Lugmair und Shukolyukov 2001, Trieroff et al. 2003)
$^{107}\text{Pd}$	$^{107}\text{Ag}$	6.5	$^{108}\text{Pd}$	$\beta^-$	$1.65 \pm 0.05 \cdot 10^{-5}$	Pd ist hoch siderophil und moderat volatil, Ag ist sowohl siderophil als auch chalcophil und volatiler als Pd. Anwendung; Datierung der Metall-Silikat-Trennung (Chen und Wasserburg 1990, Chen et al. 2002).
$^{182}\text{Hf}$	$^{182}\text{W}$	9	$^{180}\text{Hf}$	$\beta^-$	$0.85 \pm 0.05 \cdot 10^{-4}$	W ist hoch siderophil, Hf dagegen lithophil. Anwendung: Datierung der Metall-Silikat-Trennung. (Kleine et al. 2002)
$^{129}\text{I}$	$^{129}\text{Xe}$	15.7	$^{127}\text{I}$	$\beta^-$	$0.7 - 1.3 \cdot 10^{-4}$	Xe ist ein Edelgas und entweicht bei thermischer Metamorphose. Anwendung: Datierung der Metamorphosealter von Mutterkörpern (Podosek 1970, Whitby et al. 2004).

Tabelle 1.4.: Relative Datierungsmethoden, die in der Kosmochemie angewandt werden. *HWZ*: Halbwertszeit in Millionen Jahren, *Ref.*: Referenzisotop, *Initial*: Initiales Verhältnis des solaren Nebels.

### 1.6.1. Datierung von Metall-Silikat-Differenzierung mit dem Hf-W-System

Das System Hf-W hat eine entscheidende Bedeutung für die Datierung der Bildung der Metalle im frühen Sonnensystem.  $^{182}\text{Hf}$  zerfällt als  $\beta^-$ -Strahler zu  $^{182}\text{W}$  mit einer Halbwertszeit von 9 Millionen Jahren. Beim System Hf-W ist das Mutternuklid daher bereits ausgestorben — das Hf-W-System ist folglich ein relatives Datierungsverfahren. Mutternuklid und Tochternuklid verhalten sich geochemisch und kosmochemisch sehr unterschiedlich: Hf ist lithophil, W ist hoch siderophil. Im solaren Nebel kondensiert Hf in Silikatphasen, W dagegen in Metalle. Nach einer Trennung von Metall und Silikat (z.B. durch die Kernbildung in differenzierten Asteroiden oder Planeten) kommt es zu einer Anreicherung von radiogenem  $^{182}\text{W}$  in der Silikatphase. Die W-Isotopie der Metalle hingegen bleibt nach der Silikat-Metall-Trennung unverändert. Als Standard verwendet man irdische Wolfram-Minerale; die Abweichungen vom Standard gibt man in  $\epsilon$ -Einheiten an:

$$\epsilon = \left[ \frac{\left( \frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}} \right)_{\text{sample}}}{\left( \frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right] \cdot 10^4$$

Lee und Halliday (1995) bestimmten als Erste die W-Isotopie von kohligen Chondriten und irdischen Proben. Sie fanden heraus, daß die W-Isotopie irdischer Proben identisch mit der kohligler Chondrite ist. Dies führte zu dem Schluss, alles  $^{182}\text{Hf}$  sei bereits zerfallen bevor die Erde in Erdkern und Erdmantel differenzierte.

Neuere Messungen von Kleine et al. (2002) ergaben aber, daß die Isotopie kohligler Chondrite ca. 2  $\epsilon$ -Einheiten niedriger war als die Isotopie irdischer Proben. Demnach war  $^{182}\text{Hf}$  zum Zeitpunkt der Kernbildung

noch nicht ausgestorben; man kann folglich das Kernbildungsalter der Erde und anderer Planeten bestimmen. Dazu muss man das initiale  $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ -Verhältnis des Sonnensystems kennen. Dies wurde aus dem gewöhnlichen Chondriten Ste. Maguerite bestimmt, dessen absolutes Alter man aus der Pb-Pb-Methode kennt: Ste. Maguerite entstand vor  $4.5672 \pm 0.0006$  Millionen Jahren. Daraus ergibt sich ein initiales  $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ -Verhältnis von  $0.85 \pm 0.05 \cdot 10^{-4}$ .

Kleine et al. (2002) ermittelten ein Modellalter für die Kernbildung der Erde von  $33 \pm 2$  Millionen Jahren nach Bildung des Sonnensystems. Für den Mars ergibt sich ein Kernbildungsalter von  $13 \pm 2$  Millionen Jahren, für den Asteroiden Vesta (hier wurden die HED-Meteorite analysiert, die vermutlich von Vesta stammen) ergibt sich ein Kernbildungsalter von  $3.8 \pm 1.3$  Millionen Jahren.

Das Hf-W-System eignet sich indirekt auch zur Datierung der Eisenmeteorite. W ist ein siderophiles Element; Eisenmeteorite enthalten folglich viel W und kein Hf. Daher wird die W-Isotopie im Metall bei der Bildung der Eisenmeteorite 'eingefroren' und bleibt mit der Zeit unverändert. Abbildung 1.7 zeigt die  $\epsilon$ -Werte verschiedener Eisenmeteorite, CAIs und metall-reicher kohligler Chondrite. Diese Daten beruhen auf *interne Isochronen*. Diese gewinnt man aus der Trennung der Probe in magnetische und nichtmagnetische Aliquots, von denen man jeweils die W-Isotopie und die Konzentrationen von Hf und W bestimmt.

Je negativer der  $\epsilon$ -Wert ist, desto früher wurden diese Metalle von der Silikatphase getrennt. Auffällig ist, daß einige der magmatischen Eisenmeteorite anscheinend gleich alt oder sogar etwas älter als die CAIs sind, die bisher als die ältesten Phasen im Sonnensystem angesehen wurden. Offenbar gab es zu diesem Zeitpunkt schon größere Planetesimale, die einen Metallkern bildeten. Man muss von einer Koexistenz von Planetesimalen und primitiven Komponenten wie Chondriten und CAIs ausgehen (siehe auch Abschnitt 5.5).

Den Messungen zufolge bildeten sich die Meteorite Acfer 182 (CH-Chondrit) und die CB-Chondrite HaH 237 und QUE 94411 einige Millionen Jahre später als die CAIs. Folglich bildeten sich primitive Objekte noch zu einem Zeitpunkt, an dem es schon weitreichende Kernbildung auf Asteroiden gegeben hatte.

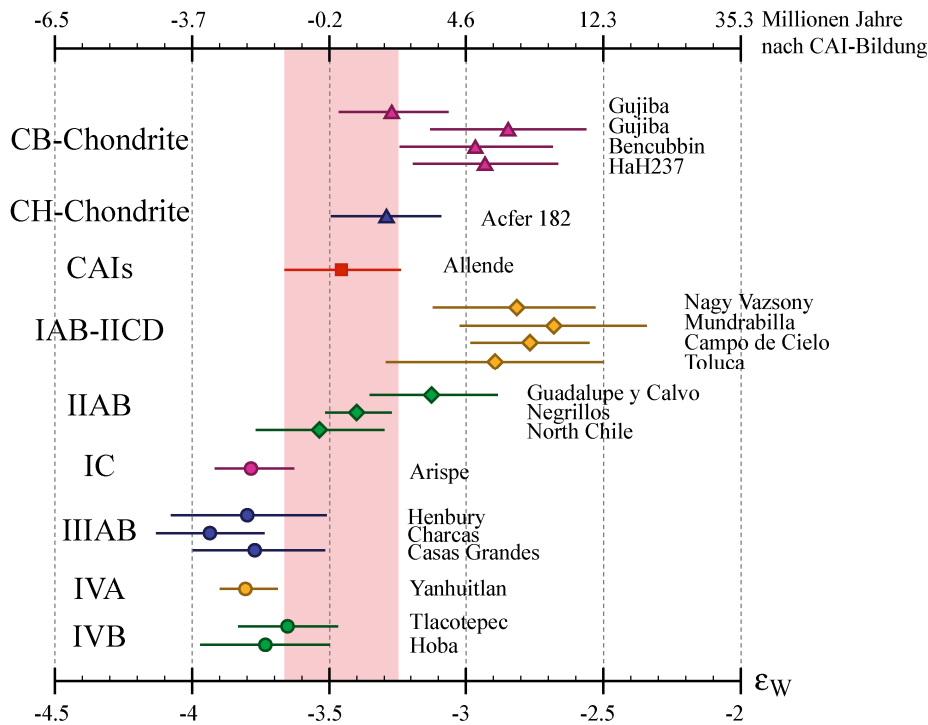


Abbildung 1.7.: Initiale W-Isotopie und das relative Alter verschiedener kohligler Chondrite und Eisenmeteorite. Nach Kleine et al. (2005).



## 2. Metall in Meteoriten

### 2.1. Physikalische Eigenschaften

#### 2.1.1. Phasendiagramme

Meteoritische Metalle sind vor allem durch hohe Ni-Gehalte gekennzeichnet. Dies unterscheidet sie von terrestrischen Metallen, die man (selten) in einigen Basalten findet. Der hohe Ni-Gehalt erklärt sich aus den kosmischen Häufigkeiten der siderophilen Elemente. Im wasserstoffdominierten, stark reduzierenden solaren Nebel liegen Fe und Ni vorherrschend als monoatomare Spezies vor, die als metallische Legierung kondensieren. Irdisches Eisen entsteht dagegen durch Reduktion von Ni-armen Silikaten; auf der Erde befindet sich der größte Teil des Ni im Erdkern. Die Zusammensetzung meteoritischer Metalle wird durch die Phasendiagramme von Fe–Ni, Fe–Co (Abbildung 2.1), Fe–Si, Fe–Cr (Abbildung 2.2), Fe–P und Fe–S beschrieben.

#### 2.1.2. Diffusionskoeffizienten

Die Dauer der Einstellung eines Phasengleichgewichtes ist in bezug auf die Metalle vor allem von der Diffusivität der Elemente im Metallgitter abhängig. Die Geschwindigkeit, mit der ein Fremdatom ein Konzentrationsgefälle in einer Verbindung ausgleicht, wird durch die *Fickschen Gesetze* beschrieben. Die Zeit, die ein Atom für die Diffusion durch das Metallgitter benötigt, wird durch den Diffusionskoeffizienten bestimmt.

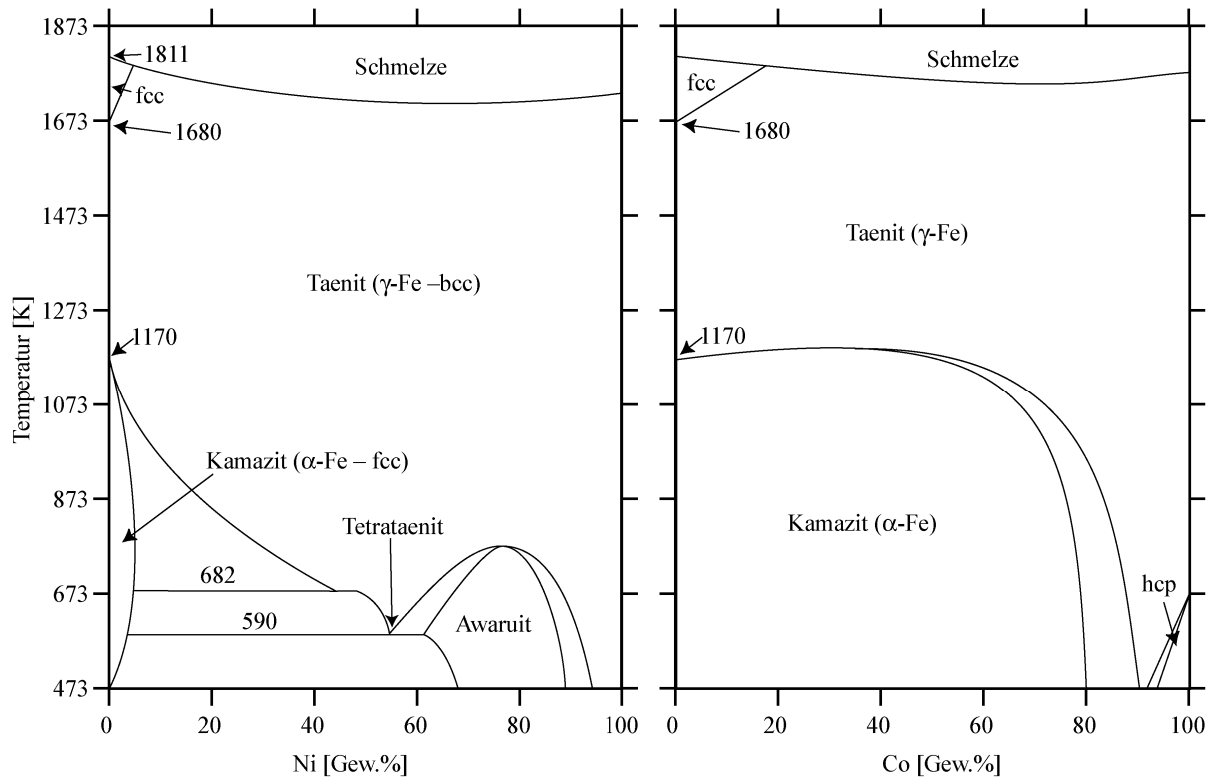


Abbildung 2.1.: Phasendiagramm von Fe–Ni und Fe–Co. Aus Yang et al. (1996)

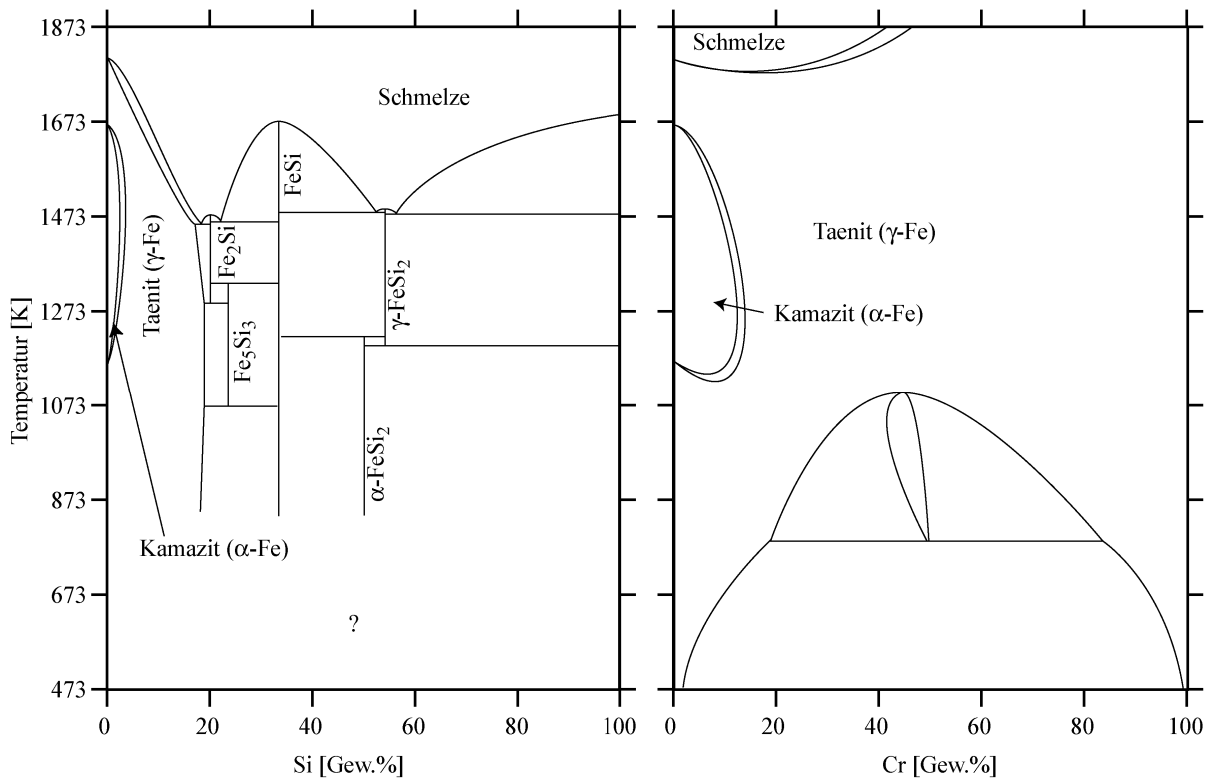


Abbildung 2.2.: Phasendiagramm von Fe-Cr und Fe-Si. Aus Predel (1995)

Der Diffusionskoeffizient hat die Einheit eines Flusses. Im stationären Fall gilt für die Distanz, die ein Atom im Gitter diffundiert:

$$d[\mu m] = \sqrt{4Dt} \cdot 10^6$$

D in  $[10^{-4}m^2s^{-1}]$ , t in [s]. Die Diffusion ist stark temperaturabhängig; mit geringer Temperatur diffundieren die Atome langsamer durch das Gitter. Die Temperaturabhängigkeit des Diffusionskoeffizienten ist gegeben durch:

$$D(T) = D_0 e^{-\frac{Q}{RT}}$$

$D_0$  in  $[10^{-4}m^2s^{-1}]$ , Q in  $[kJ mol^{-1}]$ , R: Gaskonstante Die Diffusionskoeffizienten einiger Elemente sind in Tabelle 2.1 auf Seite 29 angegeben. Die Diffusionslängen der Elemente sind in Abbildung 2.5 auf Seite 30 dargestellt. Die Diffusionskoeffizienten von Ni und Co in metallischem Eisen sind sehr niedrig d.h. die Diffusionslänge der Atome im Gitter ist sehr kurz. Diese Eigenschaft benutzt man, um die Abkühlrate von Eisenmeteoriten zu bestimmen:

Oberhalb von 1180 K sind Ni und Fe im Taenit-Feld lückenlos mischbar; unterhalb dieser Temperatur öffnet sich eine Mischungslücke zwischen Ni-reichem Taenit und Ni-armem Kamazit. Bei Abkühlung wird folglich Kamazit entmischt; der Taenit selbst wird immer Ni-reicher. So entstehen die *Widmannstättenschen Figuren* (Abbildung 2.4 auf Seite 30). Dies sind kristallographisch orientierte Entmischungen von Kamazit in Taenit. Viele Eisenmeteorite haben ca. 10 – 40 Gew% Ni. Daher der Kamazit-Anteil in Eisenmeteoriten oft höher als der Taenit-Anteil. Sehr Ni-reiche Taenit-Kristalle treten als feine Lamellen im Kamazit auf.

Die Diffusion von Ni in metallischem Eisen ist in Taenit um den Faktor 100 langsamer als in Kamazit (Goldstein und Oglivie 1965, Dean und Goldstein 1986). Bei der Abkühlung wird mit der Ausscheidung von Kamazit der verbleibende Taenit immer Ni-reicher. Die Breite der Lamellen hängt damit von der Temperatur und der Abkühlgeschwindigkeit ab. Bei schneller Abkühlung reicht die Diffusionslänge von Ni in Taenit nicht aus, um in der gesamten Lamelle mit Kamazit im Gleichgewicht zu stehen. Es ergibt sich ein M-förmiges

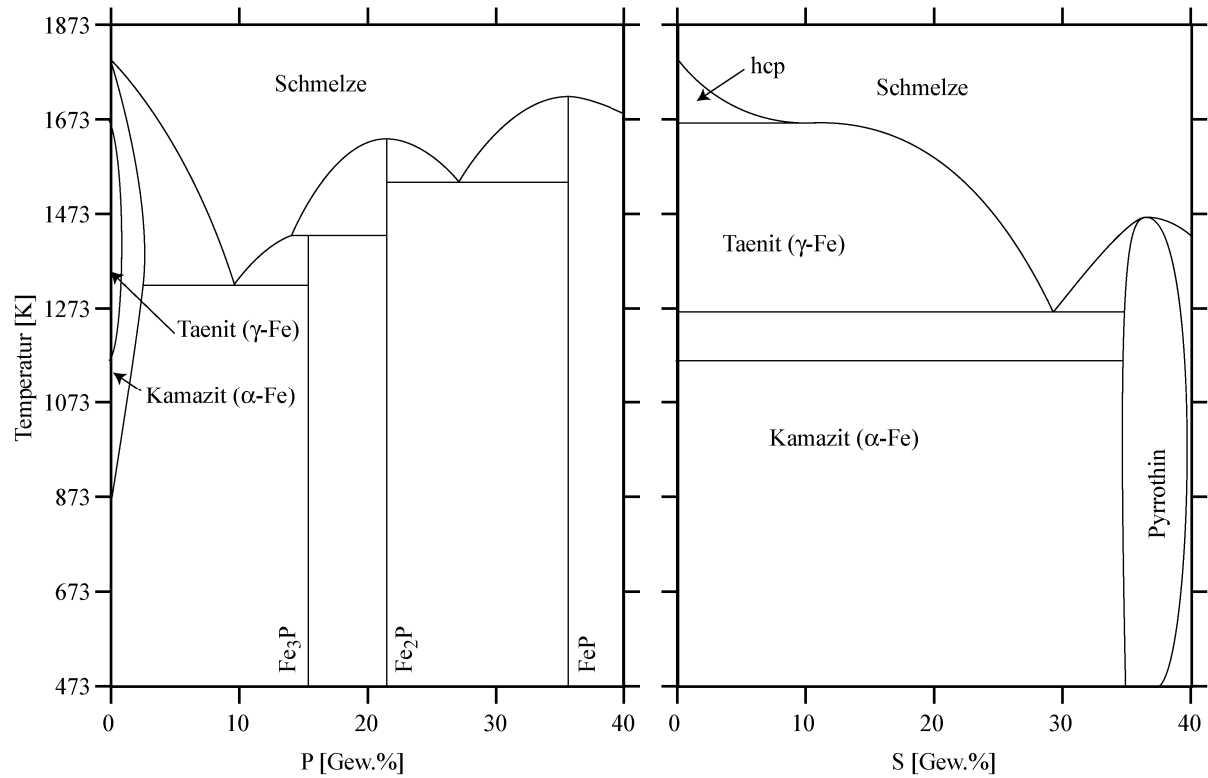


Abbildung 2.3.: Phasendiagramm von Fe-P und Fe-S. Aus Predel (1995)

	$D_0$ [ $10^{-4} m^2 s^{-1}$ ]	$Q$ [kJ mol $^{-1}$ ]	Temperaturbereich [K]
Cr	10.8	291.8	1233 – 1669
Co	$2.9 \cdot 10^{-2}$	247.4	1233 – 1493
Co	1	301.9	1409 – 1633
Ni	0.77	280.5	1203 – 1323
Ni	3	314	1409 – 1633
Ni	1.09	296.8	1426 – 1560
Si	0.07	243	1273 – 1463
P	$6.30 \cdot 10^{-2}$	193.4	1223 – 1573
S	0.5	209.3	1208 – 1298
S	1.7	221.9	1223 – 1523
Al	1.8	228.2	1003 – 1673
V	0.62	273.5	1210 – 1607
Mn	0.16	261.7	1193 – 1553

Tabelle 2.1.: Diffusionskoeffizienten für Spurenelemente in Metallen. Die Daten definieren den Diffusionskoeffizienten in  $\gamma$ -Fe nach:  $D = D_0 e^{-\frac{Q}{RT}}$ . Quelle: Predel (1995)

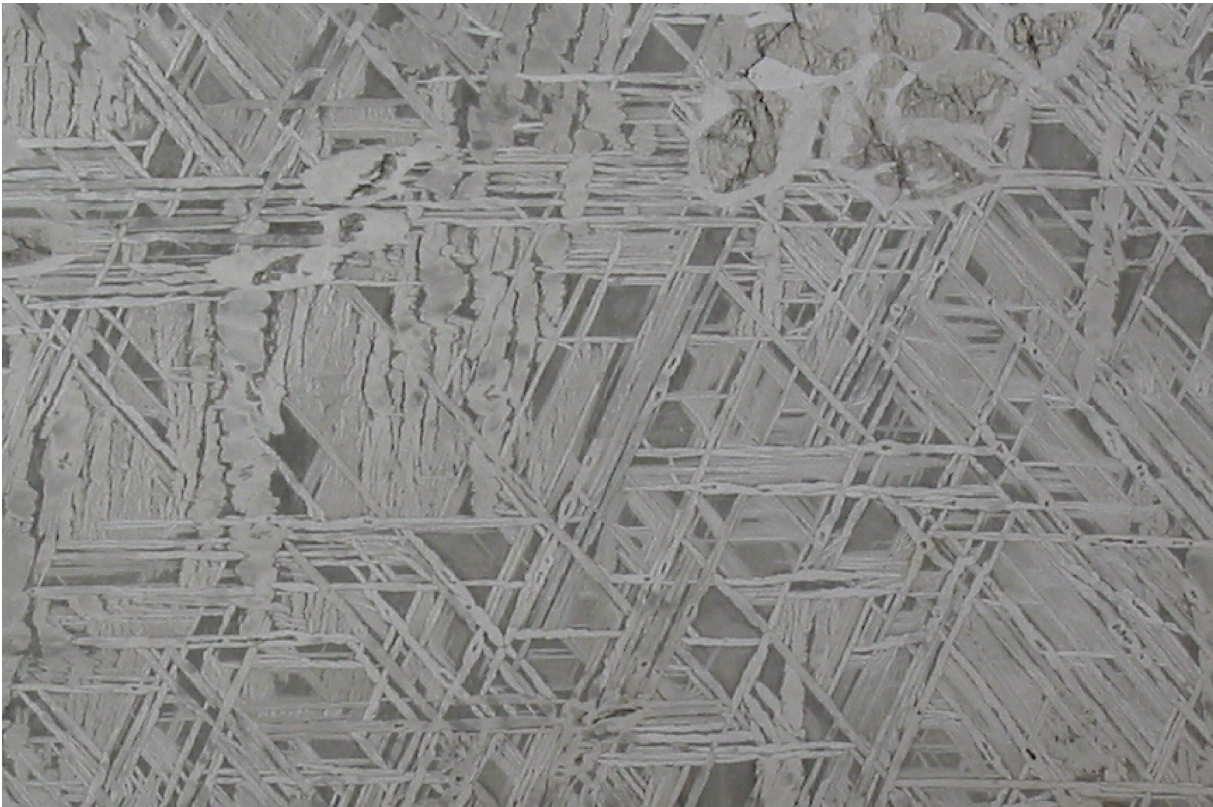


Abbildung 2.4.: Photographie eines Eisenmeteoriten. Der Meteorit wurde geätzt, um die Widmannstätten-chen Figuren sichtbar zu machen. Man erkennt die orientierte Verwachsung der Phasen Taenit und Kamazit. (Bildbreite 15 cm), Aufnahme: D. Hezel

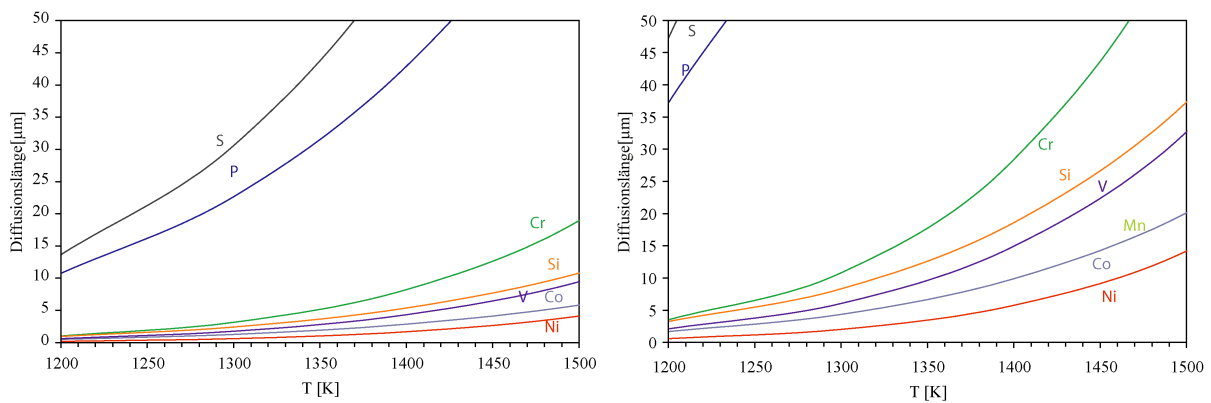


Abbildung 2.5.: Diffusionslängen nach 20 Minuten (*links*) und 2 Stunden (*rechts*) für verschiedene siderophile und moderat siderophile Elemente in Fe bei verschiedenen Temperaturen.

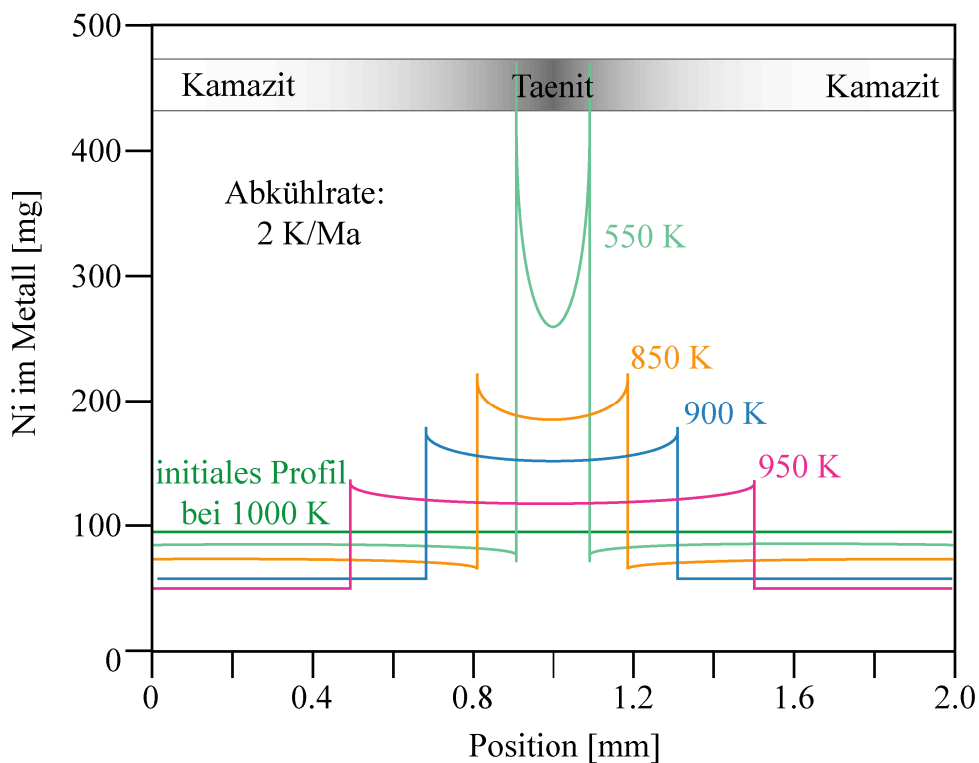


Abbildung 2.6.: M-Profile von Taenitlamellen in Eisenmeteoriten in Abhängigkeit von der Temperatur. Nach McSween (1999).

Profil in der Taenit-Lamelle (Abbildung 2.6 auf Seite 31). Das M-Profil ist um so ausgeprägter, je länger der Meteorit langsam abgekühlt wurde. Die Form des M-Profiles zusammen mit der Lamellenbreite ermöglichen nun eine Bestimmung der Abkühlrate. Je schneller der Meteorit abgekühlt wird, desto ausgeprägter ist das M-Profil, selbst bei sehr schmalen Lamellen. Typische Abkühlraten der Eisenmeteorite liegen im Bereich von 10 K pro Millionen Jahre bis 100 K pro Millionen Jahre (Hopfe und Goldstein 2001, Narayan und Goldstein 1985).

### 2.1.3. Minerale der Eisenmeteorite

#### Taenit

In der Literatur wird die Phase Taenit häufig mit Ni-reichem Metall assoziiert — der Begriff beschreibt aber eigentlich die Hochtemperaturphase im Fe-Ni-Phasendiagramm (Abbildung 2.1 auf Seite 27). Die Struktur ist kubisch flächenzentriert. Die Gitterkonstante nimmt mit steigendem Ni-Gehalt von 3.60 Å auf 3.52 Å ab. Bei schneller Abkühlung durchläuft Taenit mit einem Ni-Gehalt  $\leq 40$  Gew% eine diffusionslose (martensitische) Phasenumwandlung in eine  $\alpha''$ -Phase; langsame Abkühlung hingegen führt zur Entmischung von Kamazit. Die Entmischung von Kamazit aus Taenit bewirkt eine Umverteilung der siderophilen und moderat siderophilen Spurenelemente. Dabei sind fast alle Spurenelemente mit Taenit kompatibler als mit Kamazit. Ausnahmen bilden nur Elemente wie P oder Co: diese sind mit Kamazit kompatibel (Rambaldi 1976, Narayan und Goldstein 1985, Campbell et al. 2003).

#### Kamazit

Kamazit ist die Ni-arme Phase im Phasendiagramm Fe-Ni. Kamazit ist kubisch raumzentriert, die Gitterkonstante nimmt mit steigendem Ni-Gehalt von 2.66 Å auf 2.70 Å zu. Kamazit entsteht in Meteoriten aus Taenit durch langsame Abkühlung. Eisenmeteorite enthalten generell 10 – 40 Gew% Ni. Metall dieser

Formel	Name	Formel	Name
Fe	Eisen	MnS	Alabandite
$\alpha$ -FeNi	Kamazit	(Ca,Mg,Fe)S	Oldhamite
$\gamma$ -FeNi	Taenit	(Mg,Fe,Mn)S	Ninningerite
FeNi	Tetrataenit	(Fe,Mg)S	Keilite
$\text{Ni}_2\text{Fe} - \text{Ni}_3\text{Fe}$	Awaruit	ZnS	Sphalerit
$\alpha$ -C	Graphit	$\text{K}_6\text{Na}(\text{Fe,Cu,Ni})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$	Djerfisherite
$\text{Fe}_{23}\text{C}_6$	Haxonit	FeS	Troilite
$(\text{Fe,Ni})_3\text{C}$	Cohenit	$\text{FeFe}_2\text{S}_4$	Greigite
$\text{Fe}_3\text{Si}$	Gupeit	$\text{FeCr}_2\text{S}_4$	Daubreelite
$(\text{Fe,Ni})_3\text{Si}$	Suessit	$\text{NaCrS}_2$	Caswellsilverite
$\text{Fe}_5\text{Si}_3$	Xifengit	TiN	Osbornite
$(\text{Ni,Fe})_8(\text{Si,P})_3$	Perryit	$\text{Fe}_4\text{N}$	Roaldite
$(\text{Fe,Ni})_2\text{P}$	Barringerite	$\text{Si}_3\text{N}_4$	Nierite
$(\text{Fe,Ni})_3\text{P}$	Schreibersite	$\text{Si}_2\text{N}_2\text{O}$	Sinoite

Tabelle 2.2.: Opake Phasen in Meteoriten.

Zusammensetzung erreicht bei Abkühlung aus dem Hochtemperaturfeld die Solvuslinie und entmischt in Taenit und Kamazit. Metall mit Ni-Konzentrationen kleiner 7 Gew% hingegen gelangt komplett in das Kamazitfeld, so dass sich die anfängliche Entmischung wieder aufhebt. Diese Metalle entwickeln daher keine Widmannstättenschen Figuren. Die Diffusion im Fe-Ni-System ist äußerst langsam; schnelle Abkühlung verhindert ebenfalls eine Kamazit-Taenit-Entmischung. Dies trifft vor allem für Metalle in kohligen Chondriten zu; gewöhnliche Chondrite waren dagegen auf dem Mutterkörper zum Teil länger höheren Temperaturen ausgesetzt — ihre Metalle zeigen daher oft Taenit-Kamazit-Entmischungen.

### Tetrataenit und Awaruit

Tetrataenit ist stöchiometrisch zusammengesetztes FeNi. Tetrataenit findet man vorwiegend in Eisenmeteoriten, die langsam genug abkühlten, so dass sich das Phasengleichgewicht einstellen konnte. In gewöhnlichen Chondriten oder kohligen Chondriten kommt niemals Tetrataenit vor — diese enthalten aber teilweise Awaruit mit hohen Ni-Gehalten. Dieser entsteht durch Oxidation aus Fe-reichem Metall.

### Plessit

Unter Plessit versteht man die feinkörnige, mikroskopisch schwer aufzulösende Verwachsung von Taenit und Kamazit. Sie resultiert aus schnellen Abkühlungen. Plessit ist daher kein Mineral, sondern die Bezeichnung für ein Gefüge. Man findet es in sehr vielen Eisenmeteoriten, aber auch Metalle in gewöhnlichen Chondriten haben plessitische Strukturen (Reisener und Goldstein 2003).

### Phosphide, Silizide und Sulfide

In Eisenmeteoriten findet man häufig weitere Phasen, die im Durchlicht opak sind, auch wenn diese keine Metalle im engeren Sinne sind. Meistens sind dies Verbindungen von Fe mit anderen Elementen, am häufigsten mit Schwefel, aber auch Si oder P. Die in Eisenmeteoriten und als opake Phasen in Chondriten vorkommenden Minerale sind in Tabelle 2.2 zusammengestellt.

#### 2.1.4. Siderophile Spurenelemente

Metallische Phasen in Meteoriten sind die Träger der sogenannten *siderophilen* Elemente; diese Elemente sind in Silikaten nur in sehr geringen Konzentrationen vertreten. Die Kondensationstemperaturen der siderophilen Elemente umfassen einen weiten Bereich von 1821 K (Re) bis zu 704 K (Sn) (siehe auch Tabelle A. Daher eignen sie sich gut zur Untersuchung von Kondensationsvorgängen. Siderophile Elemente haben unterschiedliche Verteilungskoeffizienten zwischen festem Metall und flüssigem Metall; dies führt zu starken Fraktionierungen bei der Bildung von Eisenmeteoriten (siehe unten).

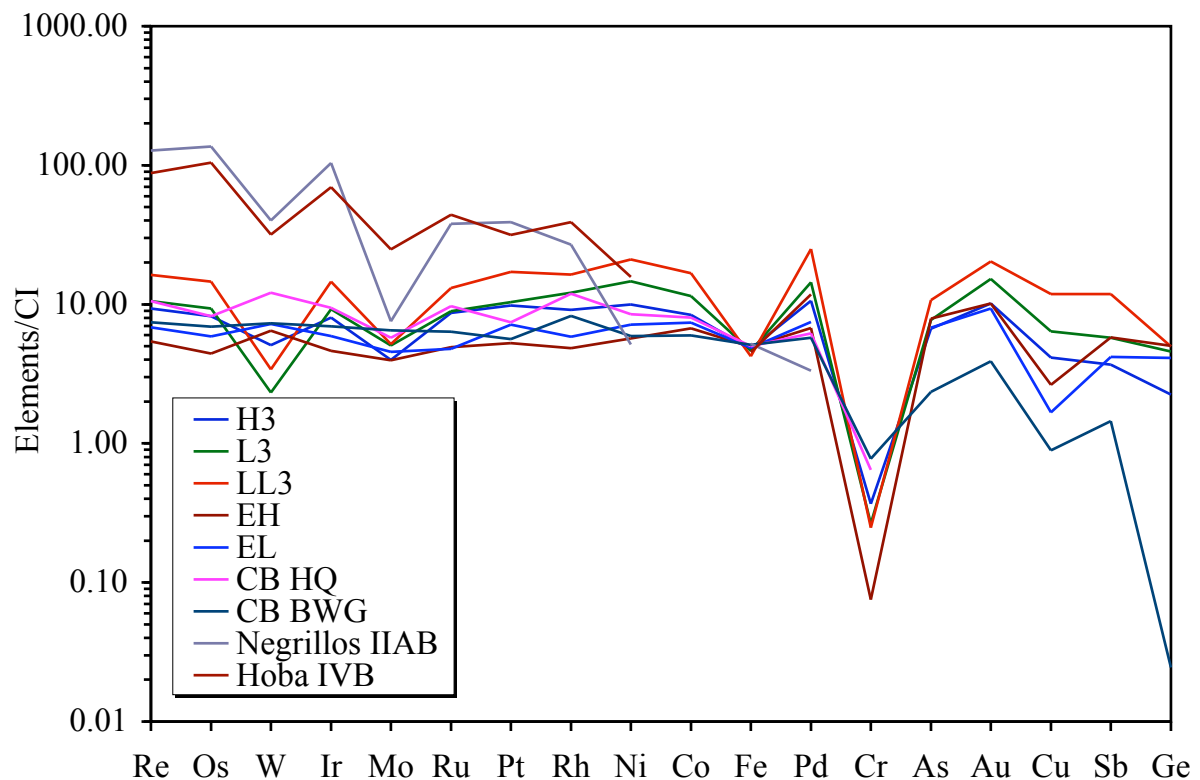


Abbildung 2.7.: Siderophile Elemente in Metallphasen von kohligen und gewöhnlichen Chondriten sowie von Eisenmeteoriten. *H*, *L*, *LL*: gewöhnliche Chondrite, *EH*, *EL*: Enstatit-Chondrite, *CB HQ*: CB-Chondrite HaH 237 und QUE94411, *CB BWG*: CB-Chondrite Bencubbin, Weatherford, Gujiba. Die Elemente auf der x-Achse sind nach ihrer Kondensationstemperatur geordnet. Die starke Verarmung in Cr deutet an, dass Cr moderat siderophil ist. Daten aus Kong und Ebihara (1997) (*H*, *L*, *LL*), Campbell et al. (2001) (*CB HQ*), Campbell et al. (2001) (*CB BWG*), Petaev und Jacobsen (2004) (*IIAB*, *IVB*).

Siderophile Elemente lassen sich mit vielen Methoden in Metallen präzise messen (LA-ICPMS: Laserablation-ICP-Massenspektrometrie, INAA: instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse). Da sie vor allem in den Metallphasen enthalten sind, wird in der Praxis der Gesamtmeteorit mit der INAA gemessen. Die Konzentrationen der siderophilen Elemente spiegeln in diesem Fall die Verhältnisse in der Metallphase wieder.

In Abbildung 2.7 auf Seite 33 sinken die Konzentrationen der siderophilen Elemente im Metall mit sinkender Kondensationstemperatur. Die refraktär siderophilen Elemente der gewöhnlichen Chondrite, Enstatit-Chondrite und kohligen Chondrite sind unfraktioniert; Eisenmeteorite jedoch weisen teilweise starke Fraktionierungen auf. Diese Fraktionierung entsteht durch Kristallisation von festem Metall aus einer Metallschmelze (Petaev und Jacobsen 2004). Die Verarmungen in W und Mo relativ zu den benachbarten Elementen ist dagegen auf oxidierende Bedingungen während der Bildung zurückzuführen. Fegley und Palme (1985) haben gezeigt, dass W und Mo während der Kondensation unter oxidierenden Bedingungen in Metallen verarmt werden. Ebenso führen oxidierende Bedingungen während der Kernbildung in Asteroiden zu Verarmungen von W und Mo in der Metallphase.

### 2.1.5. Moderat siderophile Spurenelemente

Elemente, die gleichermaßen in Metall und Silikat vorkommen, werden als *moderat siderophile* Elemente bezeichnet. Ihre Verteilung zwischen Metall und Silikatphase wird von Druck, Temperatur, Sauerstoffpartialdruck und Diffusionskoeffizienten bestimmt. Im frühen Sonnensystem haben besonders der Sauerstoffpartial-

Element	Temperatur	A	B	fO <sub>2</sub> -Bereich	Element	Temperatur	A	B	fO <sub>2</sub> -Bereich
Ga	1300	-8.22	-0.77	10.8 – 13.5	Mo	1300	-15.09	-1.44	10.8 – 13.5
Ga	1600	-5.45	-0.68	8.2 – 10.6	Mo	1600	-11.68	-1.66	6 – 10
Ge	1300	-3.27	-0.52	10.8 – 13.5	W	1300	-18.51	-1.65	10.8 – 13.5
Ge	1600	-1.57	-0.50	8.2 – 10.6	W	1600	-8.68	-1.07	8.2 – 10.6
P	1300	-13.00	-1.16	10.8 – 13.5	Mn	1600	-6.86	-0.503	8 – 11
P	1600	-7.02	-0.90	8.2 – 10.6	Fe	1300	-4.43	-0.44	10.8 – 13.5
V	1600	-11.0	-1.014	8 – 11	Co	1403	-2.97	-0.49	8.1 – 12.6
Ta	1600	-19.65	-1.62	8 – 11	Ni	1403	-1.79	-0.48	8.1 – 12.6
Cr	1600	-6.85	-0.643	8 – 11	Cu	1300	-2.98	-0.38	10.8 – 13.5

Tabelle 2.3.: Verteilungskoeffizienten für moderat siderophile Spurenelemente zwischen Metall und Silikat. Die Parameter A und B definieren die Sauerstoffugazitätsabhängigkeit der Verteilungskoeffizienten nach:  $\log D_{\text{Silikat}}^{\text{Metall}} = A \cdot \log p\text{O}_2 + B$ . Daten aus Lodders und Fegley (1998)

Element	A	B	C
Mo	7.626	-1	-2.46
W	4.282	-1	-2.37
Fe	-4.48	-0.48	0.01
Co	-3.53	-0.48	0.26
Ni	-3.19	-0.49	0.12

Tabelle 2.4.: Ergänzung zu Tabelle 2.3. Für einige wenige Systeme wurden die Verteilungskoeffizienten in Abhängigkeit von Temperatur und Sauerstoffpartialdruck untersucht. Der Verteilungskoeffizient ergibt sich aus:  $\log D = A/T + B \log p\text{O}_2 + C \cdot 10\,000/T$ . Aus Lodders und Fegley (1998).

druck und die Temperatur einen starken Einfluß auf diese Verteilung. Der *Metall-Silikat-Verteilungskoeffizient* wird aus den Konzentrationen der moderat siderophilen Elemente in einer Metallphase und einer koexistierenden Silikatphase berechnet:

$$D_{\text{Element}}^{\text{Metall/Silikat}} = \frac{C_{\text{Element}}^{\text{Metall}}}{C_{\text{Element}}^{\text{Silikat}}}$$

Die Temperatur- und Sauerstoffugazitätsabhängigkeit der Verteilungskoeffizienten kann entweder experimentell bestimmt werden (Rammensee et al. 1983 Walter et al. 2000 Jaeger und Drake 2000) oder theoretisch berechnet werden (siehe Abschnitt 6.3 auf Seite 90). Die Verteilungskoeffizienten erlauben es, die Zusammensetzung eines Metalls im Gleichgewicht mit einer Silikatschmelze für verschiedene Temperaturen und Sauerstoffugazitäten vorherzusagen (siehe Abschnitt 6.3.1 auf Seite 94). Die Eigenschaften der hier behandelten moderat siderophilen Elemente sind in den Tabellen 2.3 und 2.4 zusammengestellt.

### 2.1.6. Klassifizierung der Eisenmeteorite

Eisenmeteorite wurden lange Zeit nach strukturellen Merkmalen klassifiziert (Tabelle 2.5 auf Seite 35).

Aus INAA-Messungen von Eisenmeteoriten erkannte man aber charakteristische Korrelationen siderophiler Elemente. Diese Korrelationen verwendete man, um neue Klassen für Eisenmeteorite zu definieren (siehe Tabelle 2.5). Beispielsweise haben IAB, IIAB, IIE, IIIAB und IICD-Eisenmeteorite negative Korrelationen von Ni und Ga (Abbildung 2.8 auf Seite 36). In den übrigen Klassen sind Ni und Ga immer positiv korreliert. Weiterhin findet man ähnliche Korrelationen der Elemente Ni und Ir (Abbildung 2.8). Die einzelnen Klassen werden in Haack und McCoy (2004) und Scott und Wasson (1975) detailliert beschrieben.

Die Korrelationen der siderophilen Elemente sind das Resultat einer Kristallisation von festem Metall aus einer Metallschmelze. Die Elemente Ni und Ga sind während der Kristallisation mit festem Metall inkompatibel; sie werden in der Metallschmelze angereichert. Hohe Ni-Gehalte werden daher von hohen Ga Gehalten begleitet. Iridium bevorzugt während der Kristallisation die feste Phase, so dass sich starke negative



Strukturelle Klasse	Symbol	Kamazit-Breite	Ni-Gehalt	verwandte chemische Klassen
Hexahedrite	H	$\geq 50$ mm	4.5 – 6.5 Vol%	IIAB, IIG
sehr grobe Oktahedrite	Ogg	3.3 – 50 mm	6.5 – 7.2 Vol%	IIAB, IIG
grobe Oktahedrite	Og	1.3 – 3.3 mm	6.5 – 8.5 Vol%	IAB, IC; IIE, IIIAB, IIIE
mittlere Oktahedrite	Om	0.5 – 1.3 mm	7.4 – 10 Vol%	IAB, IID, IIE, IIIAB, IIIF
feine Oktahedrite	Of	0.2 – 0.5 mm	7.8 – 13 Vol%	IID, IIICD, IIIF, IVA
feinste Oktahedrite	Of	$\leq 0.2$ mm	7.8 – 13 Vol%	IIC, IIICD
plessitische Oktahedrite	Opl	$\leq 0.2$	9.2 – 18 Vol%	IIC, IIIF
Ataxite	D	—	$\geq 16$ Vol%	IIIF, IVB
Anormale Eisenmeteorite	Anom	Individuen, die nicht in dieses Schema passen		

Tabelle 2.5.: Strukturelle Klassen der Eisenmeteorite. Nach McSween (1999)

Korrelationen zwischen Ni und Ir ergeben. Die Spurenelementgehalte lassen sich mit Hilfe von experimentell bestimmten Verteilungskoeffizienten vorhersagen (Liu und Fleet 2001). Nach den Korrelationen im Ga-Ni-Diagramm unterscheidet man *magmatische* Eisenmeteorite (positive Korrelation von Ga und Ni) und *nichtmagmatische* Eisenmeteorite (hohe Variationen von Ni und negative Korrelationen von Ga und Ni). Die Entstehungsprozesse für die nichtmagmatischen Eisenmeteorite sind bisher ungeklärt; eine mögliche Erklärung ist die Entstehung durch Impaktprozesse (Keil et al. 1994, Wasson und Wang 1986).

## 2.2. Entstehungsprozesse von meteoritischen Metallen

Die Entstehung der Metallphasen in Meteoriten ist nicht geklärt; dies gilt sowohl für die Metallphasen in kohligen Chondriten als primitivstes Material vom Anfang des Sonnensystems, als auch für Metalle in gewöhnlichen Chondriten, Achondriten, Pallasiten und den Eisenmeteoriten. Die gängigen Entstehungsmodelle sind:

- Kondensation
- Reduktion
- Desulfidierung von Fe-Sulfiden
- Metall-Silikat-Equilibrierung

### 2.2.1. Kondensation

Metalle (und andere Minerale) können direkt aus der Gasphase wachsen. Bei geringem Druck sind die Sublimationstemperaturen vieler Phasen unterhalb ihres Schmelzpunktes — bei Abkühlung eines Gases entstehen feste Phasen an Stelle von Schmelzen. Man nimmt an, dass ein Teil der in Meteoriten auftretenden Komponenten durch Kondensation entstanden sind, wie beispielsweise die Minerale in CAIs. Zonierte Metalle in kohligen Chondriten entstanden vermutlich ebenfalls durch Kondensationsprozesse (Kapitel 5).

Kondensation kann im Labormaßstab nur unbefriedigend experimentell simuliert werden (beispielsweise Nagahara et al. 1988, Mysen et al. 1985); abgesehen von CAI-ähnlichen Hochtemperaturphasen (Toppani et al. 2004), konnte man im Labor noch keine Minerale kondensieren, die den Mineralen in Meteoriten ähneln. Die Kondensation von Mineralen und Metallen kann aber mit Hilfe von Computerprogrammen berechnet werden. Die Zusammensetzung kondensierter Phasen ist von Druck, Temperatur, Sauerstoffugazität und der Ausgangszusammensetzung abhängig. Ein Vergleich der Zusammensetzung meteoritischer Minerale mit den Ergebnissen der Kondensationsprogramme ermöglicht es, die Bildungsbedingungen zu bestimmen.

Der Chondrenbildungsprozess kann Material evaporieren, welches dann nachfolgend kondensiert — auch diese Prozesse werden mit Kondensationsprogrammen simuliert. Nach Zanda et al. (1994) und Connolly et al. (2001) ist ein Teil des Metalls in CR-Chondriten durch Evaporation und Rekondensation entstanden (siehe auch Kapitel 6).

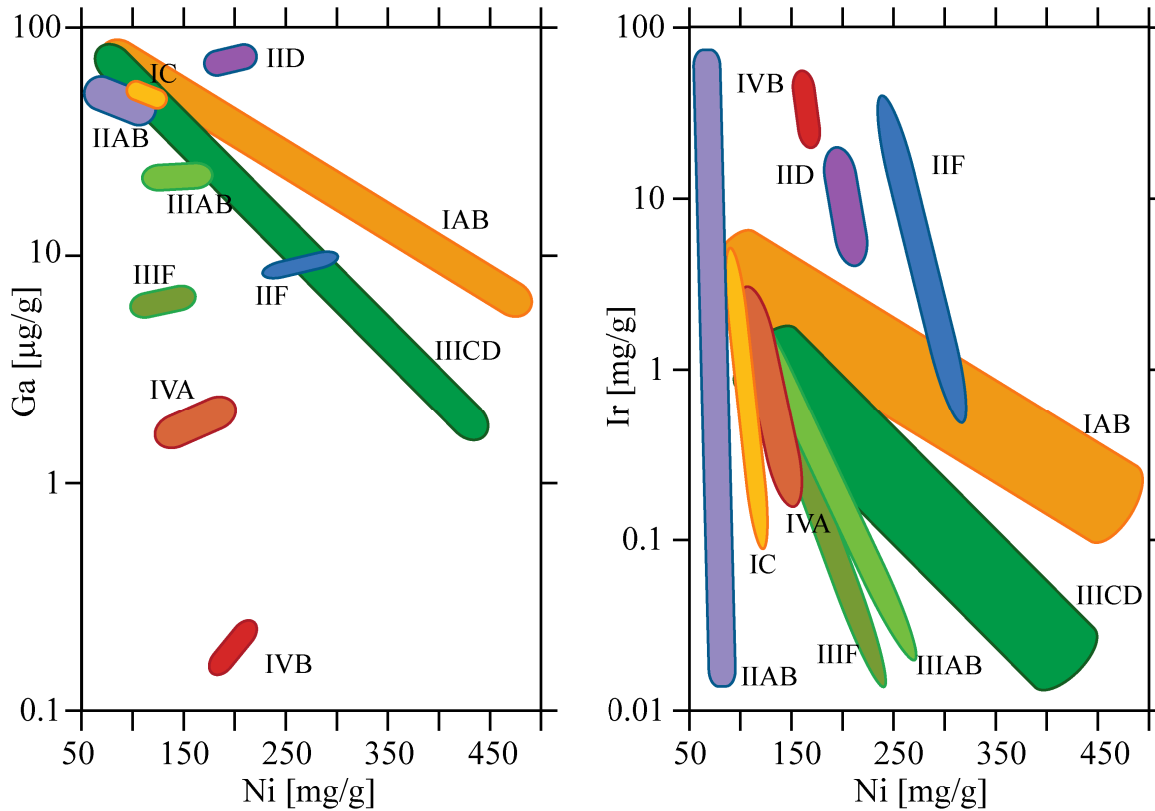
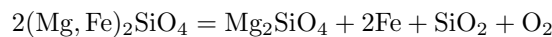


Abbildung 2.8.: Diagramme zur chemischen Klassifikation der Eisenmeteorite. Die Korrelationen spiegeln das Verhalten der Elemente bei fraktionierter Kristallisation wieder.  $D_{\text{Ni}}^{\text{liquid/metal}} = 0.861$  (Jones und Malvin 1990, Liu und Fleet 2001),  $D_{\text{Ga}}^{\text{liquid/metal}} = 0.861$  (Fleet et al. 1999, Fleet et al. 1999),  $D_{\text{Ir}}^{\text{liquid/metal}} = 2.01$  (Jones und Malvin 1990, Fleet et al. 1999, Liu und Fleet 2001)

### 2.2.2. Reduktion von silikatischen Phasen

Metallisches Eisen in Meteoriten kann durch Reduktion von FeO-haltigen Silikaten entstehen. So reagiert fayalitischer Olivin unter Zugabe eines Reduktionsmittels zu Forsterit und Metall:



Das Gleichgewicht dieser Reaktion ist von Temperatur und Sauerstoffpartialdruck abhängig. Solche Reduktionsprozesse können sowohl im Nebel als auch während einer thermischen Metamorphose auf dem Mutterkörper auftreten. Als Reduktionsmittel dienen Wasserstoff des solaren Nebels, Kohlenwasserstoffe oder Graphit (in primitiven Chondriten). Nach Lee et al. (1992) sind einige Metalle in Chondren von CR-Chondriten durch Reduktion auf dem Mutterkörper entstanden; Connolly et al. (2001) vermuten dagegen eine Entstehung von CR-Metall im solaren Nebel während der Chondrenbildung (Kapitel 6). Um durch Reduktion nennenswerte Mengen an Metall zu erzeugen, muss das Vorläufermaterial reich an FeO-haltigen Mineralen sein. Der solare Nebel ist aber aufgrund der Dominanz von Wasserstoff sehr reduzierend — FeO-reiche Phasen entstehen im Nebel nur bei tiefen Temperaturen. Erst dann wird der solare Nebel in bezug auf den Eisen-Wüstit-Puffer oxidierend. Zusätzlich kondensiert ab 700 K Schwefel und reagiert mit Fe zu FeS. FeO-reiches Vorläufermaterial kann durch Gleichgewichtskondensation im Nebel folglich nur bei niedrigen Temperaturen entstehen.

### 2.2.3. Desulfidierung von Fe-Sulfiden

Meteoritisches Metall kann durch die Desulfidierung von Sulfiden (hauptsächlich Troilit (FeS)) entstehen (Zanda et al. 1995a, Humayun et al. 2002). Schwefel ist sehr viel flüchtiger als Fe; bei der Aufheizung von FeS in Gegenwart eines Reduktionsmittels (Wasserstoff, organische Kohlenwasserstoffe) wird daher metallisches Eisen frei:



Troilit entsteht im solaren Nebel bei Temperaturen zwischen 500 – 700 K durch die Reaktion von metallischem Eisens mit Schwefel (Lauretta et al. 1996, Lauretta et al. 1997). Die Rückreaktion ist folglich in der Lage, Metall zu produzieren.

### 2.2.4. Metall-Silikat-Gleichgewicht

Eine Equilibrierung von Metall mit einer Silikatschmelze bei unterschiedlichen Temperaturen und Sauerstoffpartialdrücken führt zu einer Umverteilung der Spurenelemente zwischen Metallphase und Silikatphase. Diese Metall-Silikat-Equilibrierung ist daher im engeren Sinne kein metallbildender Prozess. Jedoch wird so die ursprüngliche Zusammensetzung der Metalle verändert: die Signatur der oben beschriebenen, metallbildender Prozesse geht verloren. Die Chondrenbildung ist ein Hochtemperaturprozess; folglich steht entweder festes oder flüssiges Metall im Gleichgewicht mit Silikatschmelze. Chondrenmetalle werden daher vom Metall-Silikat-Gleichgewicht mehr oder weniger stark verändert (siehe Kapitel 6).

## 2.3. Zielsetzung

Metall kann im frühen Sonnensystem durch Kondensation, Reduktion oder Devolatilisierung gebildet werden und durch Metall-Silikat-Equilibrierung oder Entmischung verändert werden. Bislang fehlten Kriterien zur Unterscheidung zwischen diesen Prozessen.

Die Zusammensetzung der Metalle wird von physikalischen Parametern wie Druck, Temperatur, und Sauerstoffpartialdruck bestimmt. Meteoritische Metalle sind höchst unterschiedlich zusammengesetzt. Offenbar sind verschiedene Metalle unter verschiedenen Bedingungen entstanden. Diese Arbeit untersucht den Einfluss von Kondensation und Metall-Silikat-Equilibrierung auf die Konzentrationen der moderat siderophilen Spurenelemente.

Die Zusammensetzung der Metallphasen von Chondriten kann oft nicht durch einen einzigen metallbildenden Prozess erklärt werden. Ein gutes Beispiel sind die Metalle in Enstatit-Chondriten: diese Metalle sind reich an Si (bis zu 2 Gew%) — die gängige Erklärung: Metall in Enstatit-Chondriten entstand unter stark reduzierenden Bedingungen. Andererseits würden reduzierende Bedingungen auch zur Anreicherung anderer moderat siderophiler Elemente wie Cr führen. Dies ist aber nicht der Fall: Metall in Enstatit-Chondriten ist arm an Cr; jedoch enthalten Enstatit-Chondrite viele Cr-führende Sulfide. Die Indizien für eine mehrstufige Entwicklung der von mir analysierten Metalle sind weniger deutlich; nichtsdestotrotz weisen die Struktur, die chemische Zusammensetzung und der petrologische Kontext der Metalle in kohligten Chondriten auf eine komplexe, mehrstufige Entstehungsgeschichte hin. Offenbar sind die Metallkörner, die man heute in Meteoriten findet, aus einer Reihe von Prozessen, wie Kondensation, Evaporation, Rekondensation, Metall-Silikat-Equilibrierung, Diffusion und Entmischung hervorgegangen. Diese Arbeit soll die Auswirkungen dieser Prozesse auf die Metallzusammensetzung quantitativ erfassen. Ausserdem werden Beweise für die Existenz primärer Kondensate aus dem solaren Nebel in Meteoriten gesucht.

Ich habe vor allem die Metallphasen der CB-Chondrite und der CR-Chondrite untersucht. Die CB-Chondrite enthalten zonierte Metalle, die vermutlich durch Kondensation im solaren Nebel entstanden. Der Kondensationsursprung soll zunächst bestätigt werden; ferner sollen die physikochemischen Bedingungen der Kondensation im solaren Nebel bestimmt werden. Die meisten Metallphasen in Chondren der CR-Chondrite sind kein primäres Material; sie wurden während der Chondrenbildung durch Metall-Silikat-Equilibrierung verändert. Aus der Zusammensetzung der CR-Chondrenmetalle soll die Temperatur und der Sauerstoffpartialdruck während der Equilibrierung bestimmt werden. So kann man herausfinden, unter welchen Bedingungen die Chondrenbildung ablief.

In der Matrix der CR-Chondrite findet man aber präsolare Körner, die diesen Alterationsprozess offenbar unverändert überstanden haben. Es soll gezeigt werden, dass auch Metalle in der Matrix von CR-Chondriten primäres Material aus dem solaren Nebel sein könnten.



# 3. Analytik

## 3.1. Ortsauflösende chemische Analysemethoden

Die chemische Zusammensetzung meteoritischer Minerale bestimmt man mit ortsauffösenden, mikrochemischen Methoden: *Elektronenstrahlmikrosonde* und *Sekundärionenmassenspektrometrie*.

### 3.1.1. Elektronenstrahlmikrosonde

Abbildung 3.1 zeigt den Aufbau einer Elektronenstrahlmikrosonde. Mit der Elektronenstrahlmikrosonde bestimmt man ortsauffösend die chemische Zusammensetzung von Mineralphasen. Die Messmethode basiert auf der Anregung charakteristischer Röntgenstrahlung in der Probe mittels Elektronenbeschuss. Die Elektronenkanone besteht aus einem Wolfram-Filament, welches durch einen Heizstrom zum Glühen gebracht wird. Dadurch entsteht um das Filament herum ein Elektronengas. In einer Hochspannungssäule werden nun die Elektronen vom Filament auf die Probenoberfläche beschleunigt. Sie treffen mit hoher kinetischer Energie auf die Oberfläche und dringen in die Probe ein. Dabei kommt es zu einer Reihe von Wechselwirkungen mit der Probe: Absorption, Streuung, Erzeugung von Sekundärelektronen und Erzeugung von charakteristischer Röntgenstrahlung. Mit Rückstreuelektronen und Sekundärelektronen erstellt man hochauflösende Bilder (*SEI: secondary electron images* = Sekundärelektronenbilder, *BSE: backscattered electron images* = Rückstreuelektronenbilder); die charakteristische Röntgenstrahlung verwendet man zur Bestimmung der Zusammensetzung der Probe. Die Mikrosonde wird schon sehr lange für mineralogische Analysen eingesetzt. Eine guter Überblick über das Messverfahren findet sich in Potts (1992).

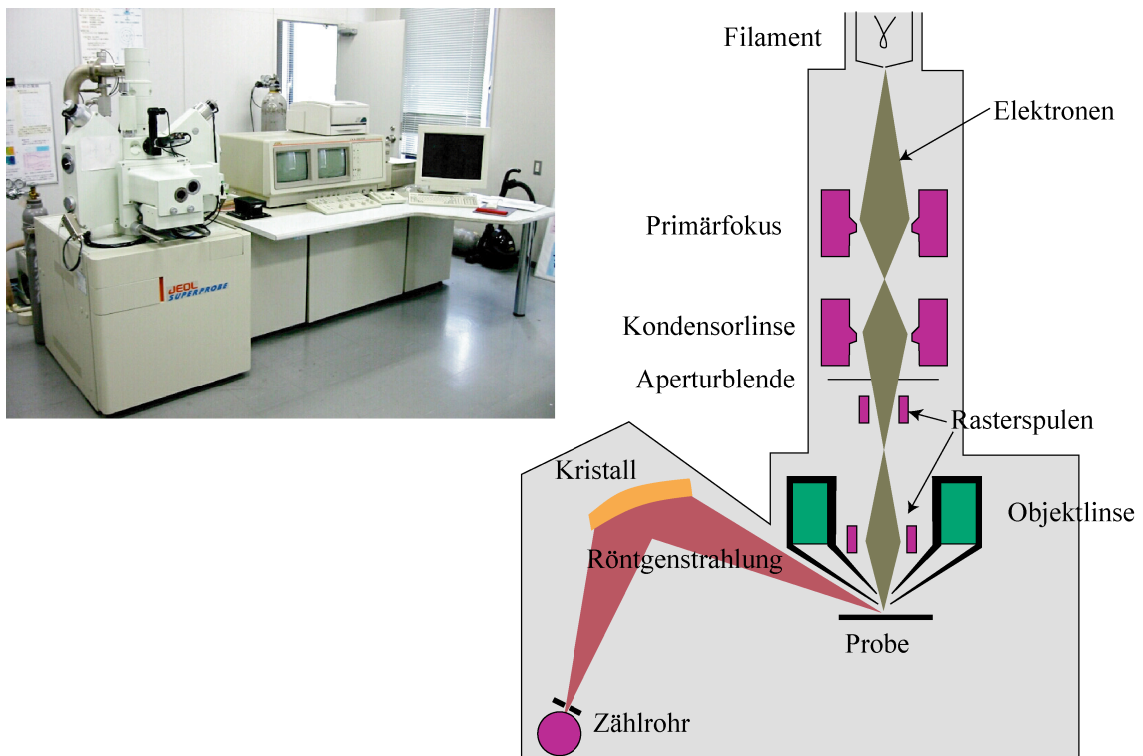


Abbildung 3.1.: Aufbau einer Elektronenstrahlmikrosonde.

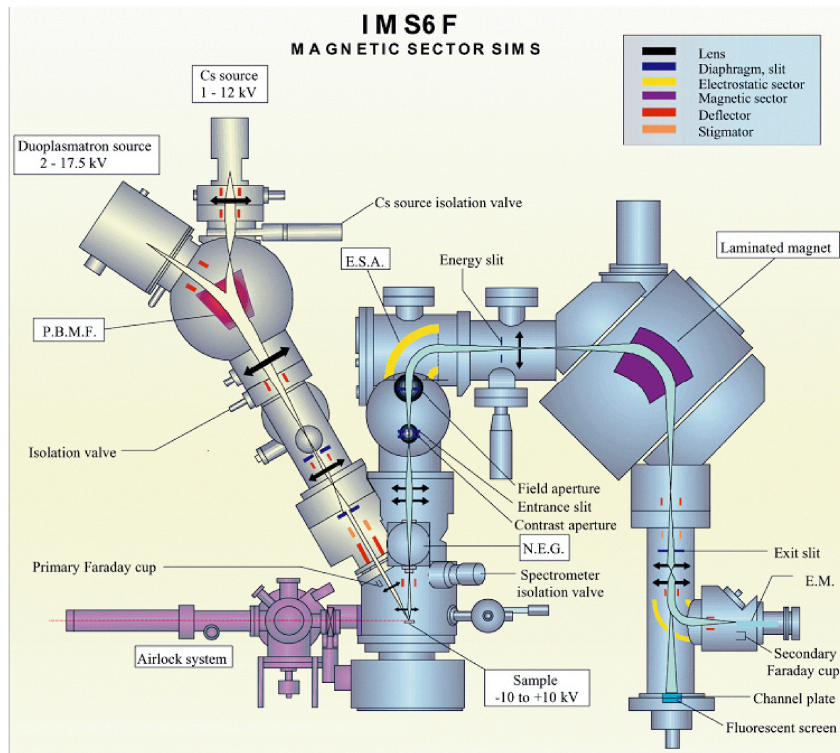


Abbildung 3.2.: Aufbau der CAMECA ims-6f Sekundärionenquelle an der Arizona State University.

### 3.1.2. Sekundärionenmassenspektrometrie (SIMS)

Im Gegensatz zur Elektronenmikrostrahlsonde arbeitet die Sekundärionenmassenspektrometrie nicht mit Röntgenstrahlung. Hier werden mittels primärer Ionen kleine Mengen Material aus der Probeoberfläche herausgelöst, ionisiert und mit einem Massenspektrometer quantitativ gemessen.

Die wesentlichen Komponenten einer Ionenquelle sind (siehe auch Abbildung 3.2):

- **Primärionenquelle:** Die Primärionenquelle dient zur Erzeugung der Primärionen. Dies ist in den meisten Fällen entweder  $^{16}\text{O}^-$  aus einer Gasionenquelle oder  $^{137}\text{Cs}^+$  aus einer Metallionenquelle.
- **Primäres Massenfilter:** Das primäre Massenfilter dient dazu, Primärionen eines definierten Masse/Ladung-Verhältnisses auszuwählen. Beispielsweise werden in der Sauerstoffquelle nicht nur  $^{16}\text{O}^-$  sondern auch  $^{17}\text{O}^-$ ,  $^{18}\text{O}^-$ ,  $^{16}\text{O}^{2-}$ , etc. erzeugt. Zur Unterdrückung von Interferenzen muss man einen möglichst monoisotopischen Primärionenstrom verwenden. Das Primärmassenfilter ist ein magnetisches Sektorfeldmassenspektrometer, mit dem man einfach geladenen Ionen effektiv von den doppelt geladenen Ionen abtrennen kann.
- **Primärsäule:** Die Primärsäule ist eine Kombination verschiedener elektrischer Linsensysteme mit mechanischen Blenden, mit der der Primärionenstrom auf die Probenoberfläche fokussiert wird. Außerdem dient die Primärsäule dazu, einen hohen Primärstrom zu gewährleisten und sorgt dafür, dass die Energiebandbreite der ankommenden Primärionen möglichst gering ist. Die Spotgröße des Primärionenstrahls auf der Probe nimmt mit steigendem Ionenstrom zu — das räumliche Auflösungsvermögen nimmt folglich ab.
- **Probenkammer mit Probenwechsler:** In der Probenkammer befindet sich die Probe in einer elektrisch leitenden Halterung. Die Probe ist in drei Achsen beweglich, damit man mit dem fokussierten Primärionenstrahl verschiedene Probepunkte auf der Oberfläche anfahren kann.

- *Immersionsoptik*: Die Immersionsoptik extrahiert Sekundärionen von der Probenoberfläche. Zwischen Probe und Immersionslinse liegt eine Hochspannung im Bereich von 7.5 kV bis 12.5 kV an, die die Sekundärionen in das Massenspektrometer beschleunigt.
- *Feldaperturblende*: Die Feldaperturblende ist eine Lochblende, die in den sekundären Ionenstrom eingeschoben werden kann. Dadurch wird aus dem Ionenstrom nur der zentrale Teil in den elektrostatischen Analysator geleitet. Sekundärionen vom Rand des Probenspots werden von der Analyse ausgenommen. Allerdings wird durch Einsatz von engen Feldaperturblenden auch die Zählrate für die Sekundärionen kleiner; dies führt zu einer Verschlechterung der Nachweisgrenzen.
- *Elektrostatischer Analysator*: Der elektrostatische Analysator (ESA) sortiert die Sekundärionen anhand ihrer kinetischen Energie. Prinzipiell ist der ESA ein viertelkreisförmiger Kondensator mit einem konstanten Hochspannungsfeld. Je nach ihrer kinetischen Energie und ihrem Masse/Ladungs-Verhältnis passieren die Ionen den ESA auf engeren oder weiteren Bahnen.
- *Energiefilter*: Das Energiefilter ist eine dem ESA nachgeschaltete Blende, deren Breite und Position veränderlich ist. Dadurch kann man einen bestimmten Energiebereich aus dem Ionenstrahl herausfiltern. Man verwendet das Energiefilter zur Unterdrückung der Molekülinterferenzen: Der Sekundärionenstrom enthält monoatomische Teilchen und *Clustermoleküle*. Clustermoleküle bilden sich aus einem Atom aus der Probe und einem Wasserstoffatom, da trotz des Hochvakuums immer etwas Wasserstoff in das Massenspektrometer diffundiert. Diese Molekülionen haben eine etwas geringere kinetische Energie, wenn sie von der Immersionsoptik in das sekundäre Massenspektrometer beschleunigt werden. Das Energiefilter kann nun diese Molekülionen herausfiltern.
- *Magnetischer Analysator*: Der magnetische Analysator sortiert die Ionen nach ihrem Masse/Ladungs-Verhältnis. Sein Magnetfeld ist in feinen Schritten veränderbar. Um für die verschiedenen Massen immer das adäquate Magnetfeld einstellen zu können, ist die Steuerungselektronik in der Lage, die Hystereseurve des Magneten zu messen und zu berücksichtigen. Das Magnetfeld selbst wird über eine Hallsonde registriert.
- *Zähler*: Die Sekundärionen werden mit zwei verschiedenen Zählern gemessen: einem Faraday-Becher zur Registrierung hoher Ionenströme und einem Elektronen-Multiplier zur Zählung kleiner Ionenströme. Der Faraday-Becher misst direkt den Strom der ankommenden Sekundärionen. Der Elektronen-Multiplier dagegen besteht aus einer Konversionselektrode, die beim Auftreffen eines Sekundärions Elektronen freisetzt. Diese sekundären Elektronen werden in einer Kaskade verstärkt und registriert.

Zwei wichtige Begriffe für die Analytik mit dem Sekundärionenmassenspektrometer sind:

1. *Massenauflösung*: Die Massenauflösung eines Massenspektrometers gibt an, welchen Massenunterschied zwei Teilchen haben müssen, um noch von einander getrennt zu werden. Sie ist definiert als:

$$R = \frac{m}{\Delta m}$$

Je höher der Wert der Massenauflösung, desto besser erfolgt die Massentrennung. Sekundärionenmassenspektrometer wie die in dieser Arbeit eingesetzte CAMECA ims-6f haben Massenauflösungen von bis zu 10.000.

2. *relative sensitivity factor (RSF)*: Mit einer Ionensonde bestimmt man die Zählrate eines Isotops in Relation zur Zählrate eines Referenzisotops. Das Verhältnis dieser beiden Zählraten ist gleich dem Verhältnis der Konzentrationen der entsprechenden Elemente. Daraus folgt die Grundgleichung der Sekundärionenmassenspektrometrie (hier am Beispiel für Si):

$$\frac{\left(\frac{^{28}\text{Si}}{^{57}\text{Fe}}\right)_{\text{Probe}}}{\left(\frac{\text{Si}[\text{ppm}]}{\text{Fe}[\text{Gew\%}]}\right)_{\text{Probe}}} = \frac{\left(\frac{^{28}\text{Si}}{^{57}\text{Fe}}\right)_{\text{Standard}}}{\left(\frac{\text{Si}[\text{ppm}]}{\text{Fe}[\text{Gew\%}]}\right)_{\text{Standard}}}$$

Die rechte Seite der Gleichung bezeichnet man als *RSF (relative sensitivity factor)*. Für die SIMS-Analysen muss man die Konzentration eines Referenzelementes in der Probe mit einem anderen Verfahren (beispielsweise der Mikrosonde) bestimmen. Der RSF sollte idealerweise für Probe und Standard

identisch sein. Mit folgender Gleichung berechnet man die Konzentration eines unbekanntes Elementes in der Probe aus RSF, gemessenem Isotopenverhältnis und der Messung des internen Referenzelementes (wiederum für die Bestimmung von Si):

$$\text{Si}_{\text{Probe}}[\text{ppm}] = \frac{1}{\text{RSF}} \cdot \left( \frac{{}^{28}\text{Si}}{{}^{57}\text{Fe}} \right)_{\text{Probe}} \cdot \text{Fe}_{\text{Probe}}[\text{Gew}\%]$$

## 3.2. Messbedingungen

### 3.2.1. Elektronenstrahlmikrosonde

Alle Metallanalysen wurden bei annähernd gleichen Messbedingungen mit der JEOL JXA8900RL-Mikrosonde des Institutes für Geologie und Mineralogie der Universität zu Köln angefertigt. Im Vorfeld wurden die Elemente Fe, Co und Ni als Reinelemente gemessen, um die optimalen Röntgenlinien auszuwählen und mögliche Interferenzen dieser Elemente auf Fe, Co, Ni, Cr, Si, P, S und Mg aufzulösen. Dazu wurden die Peakpositionen und Untergrundpositionen beispielsweise von Ni auf dem Ni-freien Eisenstandard über einen größeren Wellenlängenbereich abgetastet. Es stellte sich heraus, dass das Auflösungsvermögen der Kristallspektrometer hoch genug war, um alle in Frage kommenden Interferenzen auszuschließen (Abbildung 3.3). Die Messbedingungen für alle Analysen sind in Tabelle 3.1 aufgelistet.

Die Intensität der Röntgenemission eines Elements ist proportional zu seiner Konzentration und zum Primärelektronenstrom. Um die Nachweisgrenzen für die einzelnen Elemente zu optimieren, wurde ein hoher Elektronenstrom von  $2 \mu\text{A}$  bei einer Beschleunigungsspannung von 15 kV gewählt. Diese hohen Anregungsbedingungen haben zwei Nebeneffekte:

1. *Vergrößerung des Probenvolumens.* Das angeregte Volumen (*Anregungsbirne*) in der Probe ist von Strom und Anregungsspannung abhängig. Je größer beide Werte sind, desto größer ist auch die Anregungsbirne. So erhält man zum einen höhere Zählraten, zum anderen aber sinkt das räumliche Auflösungsvermögen. Folglich kann man mit hohen Strömen keine kleinen Mineralphasen messen.
2. *Sekundäre Fluoreszenz aus angrenzenden Bereichen.* Mit zunehmendem Strom steigt auch die Intensität der aus der Anregungsbirne austretenden Röntgenstrahlung. Durch diese Röntgenstrahlung können Elemente in weiter entfernten Regionen der Probe ebenfalls angeregt werden. Diese geben jetzt ebenfalls charakteristische Strahlung ab, die von den Detektoren gemessen wird. Bei der Messung von Eisen können alle leichteren Elemente (Ordnungszahlen kleiner 56) zur sekundären Fluoreszenz angeregt werden. Die Reichweite der sekundären Fluoreszenz hängt von der Zusammensetzung der Probe ab. In Metallen mit einer hohen Röntgenabsorption reicht die sekundäre Fluoreszenz weniger weit als in Silikaten. Bei der Messung von Metallen, die in unmittelbarem Kontakt zu Silikaten stehen, kann so eine höhere Si-Konzentration der Metalle vorgetäuscht werden. Um diese Effekte zu erkennen und auszuschließen, wurde bei allen Metallanalysen Mg mitgemessen. Die Metalle sind Mg-frei — Zählraten auf dem Mg-Kanal stammen also aus sekundärer Fluoreszenz der umgebenden Silikate (Olivin oder Pyroxen). Diese Analysen wurden von der Auswertung ausgeschlossen.

Element	Linie	Kristall	Position [mm]	Untergrund [mm]	Messdauer [s]	PHA/Gain
Fe	$K\beta$ (2)	LIF 2	244.348	+5/-5	20/10	32/1732
Ni	$K\alpha$ (1)	LIF 2	115.462	+4/-4.5	60/30	32/1788
Co	$K\alpha$ (1)	LIF 4	124.683	+1/-1	120/60	32/1744
Cr	$K\alpha$ (1)	LIFH 5	159.342	+3/-3	150/75	64/1698
Si	$K\alpha$ (1)	TAP 1	77.360	+2/-1.75	150/75	32/1674
P	$K\alpha$ (1)	PETJ 3	197.244	+4/-5	60/30	16/1724
S	$K\alpha$ (1)	PETJ 3	161.083	+5/-3.5	30/15	16/1712
Mg	$K\alpha$ (1)	TAP 1	107.411	+7/-5	10/5	32/1708

Tabelle 3.1.: Messbedingungen für Metalle. Primärspannung: 15 kV, Primärstrom:  $2 \mu\text{A}$ . *Linie*: verwendete Röntgenemissionslinie, die Zahl in Klammern gibt die Ordnung an. *PHA*: Einstellung der Pulshöhenkristimmung (dimensionslos), *Gain*: Einstellung des Zählrohrverstärkers.



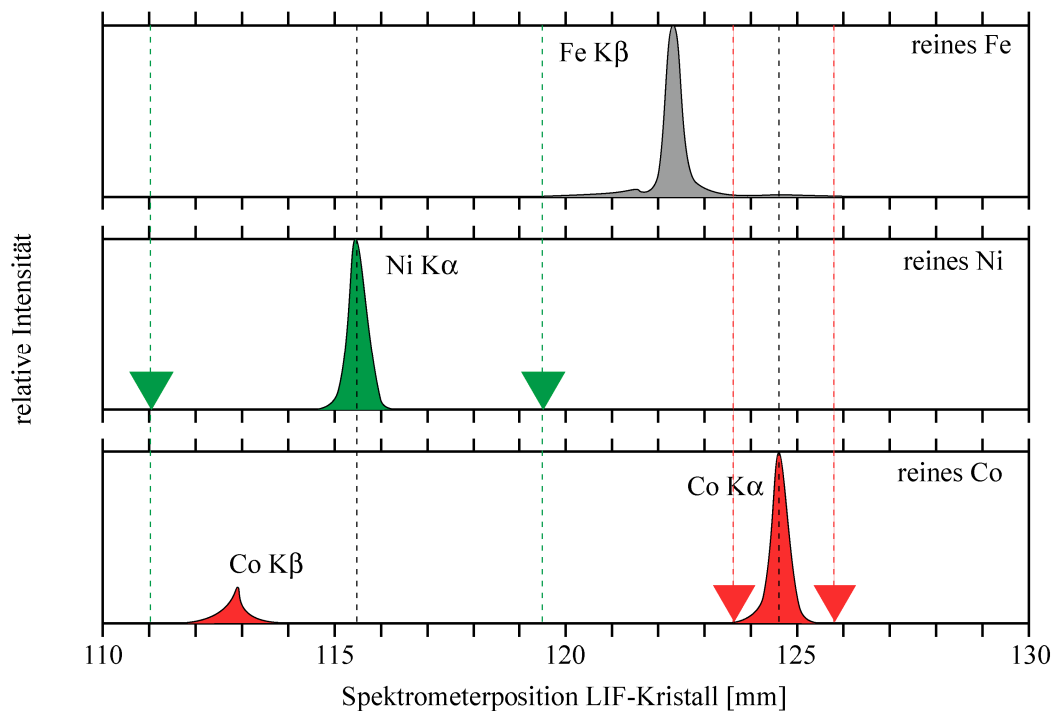


Abbildung 3.3.: Scans für reine Metalle zur Auflösung potentieller Interferenzen. Die Dreiecke repräsentieren die Messpositionen für die Untergrundmessungen im verwendeten Messprogramm. Fe wurde auf der  $K\beta$ -Line 2. Ordnung gemessen. Folglich sind die Untergrundpositionen hier nicht eingetragen.

### Kalibrationsstandards

Zur Kalibration der Messungen wurde ein Satz von Stahlstandards verwendet; die Zusammensetzungen sind in Tabelle 3.2 auf Seite 44 aufgelistet. Keiner der Stahlstandards entspricht der Zusammensetzung meteoritischer Metalle. Daher wurde zusätzlich noch ein Eisenmeteorit zur Kalibration verwendet. Vier der Stahlstandards wurden mittels der INAA (instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse) am Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz von Dr. B. Spettel überprüft; die in Tabelle 3.2 angegebenen Co-Konzentrationen wurden aus den INAA-Messungen übernommen.

Alle Standards wurden mit der Mikrosonde durch mehrfaches Messen auf Homogenität getestet. Weiterhin wurde überprüft, ob die Konzentrationen untereinander konsistent waren, d.h. ob unter Verwendung eines Standards zur Kalibration die Konzentrationen der anderen Standards den zertifizierten Werten entsprachen. Die Standards sind sowohl homogen als auch untereinander konsistent.

### Nachweisgrenzen

Die Nachweisgrenzen für Si, Co und Cr wurde wie folgt bestimmt:

1. *Bestimmung des Untergrunds:* Der Untergrund wurde auf einem Standard bestimmt, der das jeweilige Element nicht enthält. So wurde der Si-Untergrund und der Cr-Untergrund auf dem Eisenmeteoriten (San Martin), der Co-Untergrund auf 184-1 bestimmt. Dabei wurden 160 Spektrometerpositionen beiderseits der Röntgenlinie jeweils 1 Sekunde gemessen. Dies wurde dreimal wiederholt. Durch die Messwerte wurde eine lineare Regression angepasst. Diese Regressionsfunktion dient zur Berechnung des Untergrundrauschens an der Peakposition.
2. *Bestimmung der Nettozählrate* Die Nettozählrate wurde auf einem Standard bestimmt, der das jeweilige Element enthielt. Für Si und Cr wurde 184-1, für Co der Eisenmeteorit verwendet. Analog zur

	Fe	Co	Ni	Cr	Si	Mn	V	P	Al
BAM 194-1	96.1	0.0053	0.3417	0.733	0.431	1.188	0.0243	0.0097	0.0837
±	2.883	0.000371	0.0027	0.006	0.004	0.004	0.0009	0.0006	0.002
BAM 181-1	96.9	0.0149	0.07	0.126	1.054	1.047		0.018	0.022
±	2.907	0.000447	0.004	0.004	0.015	0.008		0.001	0.004
BAM 182-1	99.6	0.0137	0.152	0.591	0.368	0.389	0.177	0.0076	0.02
±	2.988	0.000411	0.005	0.012	0.014	0.007	0.01	0.0005	0.003
BAM 184-1	93.1	0.056	3.318	1.278	0.218	0.528	0.108	0.0047	0.0052
±	2.793	0.0019	0.015	0.011	0.005	0.006	0.006	0.0003	0.0007
BAM 096-1	98.5	0.00647	0.02	0.019	0.263	1.35	0.0036	0.019	0.044
±	2.955	0.0001941	0.002	0.001	0.006	0.01	0.0004	0.001	0.002
BAM 039-2	97.74		0.051	0.048	0.011	1.274		0.083	
±	2		0.003	0.003	0.002	0.014		0.004	
BAM 031-1					0.037	0.329		0.014	0.054
±					0.004	0.007		0.001	0.002
San Martin	93.82	0.449	5.69						
±	0.1	0.0031	0.18						

Tabelle 3.2.: Zusammensetzung der für die Kalibration verwendeten Standards. *BAM*: Bundesanstalt für Materialwissenschaften. Die Daten für San Martin stammen aus Koblitz (2003).

Bestimmung des Untergrunds wurden 160 Spektrometerpositionen beiderseits des Peaks gemessen und so die Peakposition exakt bestimmt. Dies wurde dreimal wiederholt. Die Nettozählrate wurde durch Subtraktion des Untergrunds an der Peakposition berechnet.

3. *Berechnung der Zählrate der Nachweisgrenze*: Die Nachweisgrenze wird definiert durch die Zählrate, die das Rauschen des Untergrundes mindestens um  $3\sigma$  übertrifft. Das Rauschen des Untergrundes an der Peakposition entspricht der Standardabweichung der Messungen des Untergrundes an der Peakposition.
4. *Berechnung der Konzentration der Nachweisgrenze*: Mit der Nettozählrate der Standards wurde die Zählrate der Nachweisgrenze in eine Konzentration umgerechnet:

$$C_{\text{Nachweisgrenze}} = \frac{I_{\text{Nachweisgrenze}}}{I_{\text{Si-haltigerStandard}}} \cdot C_{\text{Si-haltigerStandard}}$$

Die Nachweisgrenzen für Fe und Ni sind für die Messung meteoritischer Metalle unerheblich. Zur Vereinfachung wurden daher nur die Intensitäten der Untergründe links und rechts von der Peakposition dreimal gemessen. Das Rauschen an der Peakposition wurde aus dem arithmetischen Mittel dieser Messungen berechnet. Die Konzentration der Nachweisgrenze berechnet man anschließend wie für die Elemente Si, Cr und Co.

Ein weiterer Fehler bei der Bestimmung der Nachweisgrenze ist der zählstatistische Fehler der Zählrate. Der zählstatistische Fehler ist definiert als  $\sigma = \sqrt{n} \mapsto \sigma[\%] = \frac{\sqrt{n}}{n}$ ,  $n$  ist die Zahl der Ereignisse. Mit steigender Intensität und steigender Zählzeit wird der zählstatistische Fehler kleiner. Den maximalen zählstatistischen Fehler erwartet man an der Nachweisgrenze; hier sind die Zählraten am niedrigsten. Durch die in dieser Arbeit verwendete Messzeit pro Element wird der zählstatistische Fehler aber unbedeutend gegenüber allen anderen Fehlern.

Die Nachweisgrenzen der Mikrosondenanalysen sind in Tabelle 3.3 angegeben.

### 3.2.2. Sekundärionenmassenspektrometrie

#### Messbedingungen

Für die Analysen dieser Arbeit kam die CAMECA ims-6f-Ionensonde des GeoSIMS-Labs der Arizona State University, Tempe, AZ, USA zum Einsatz. Alle SIMS-Analysen wurden unter gleichen Messbedingungen durchgeführt (Tabelle 3.4).

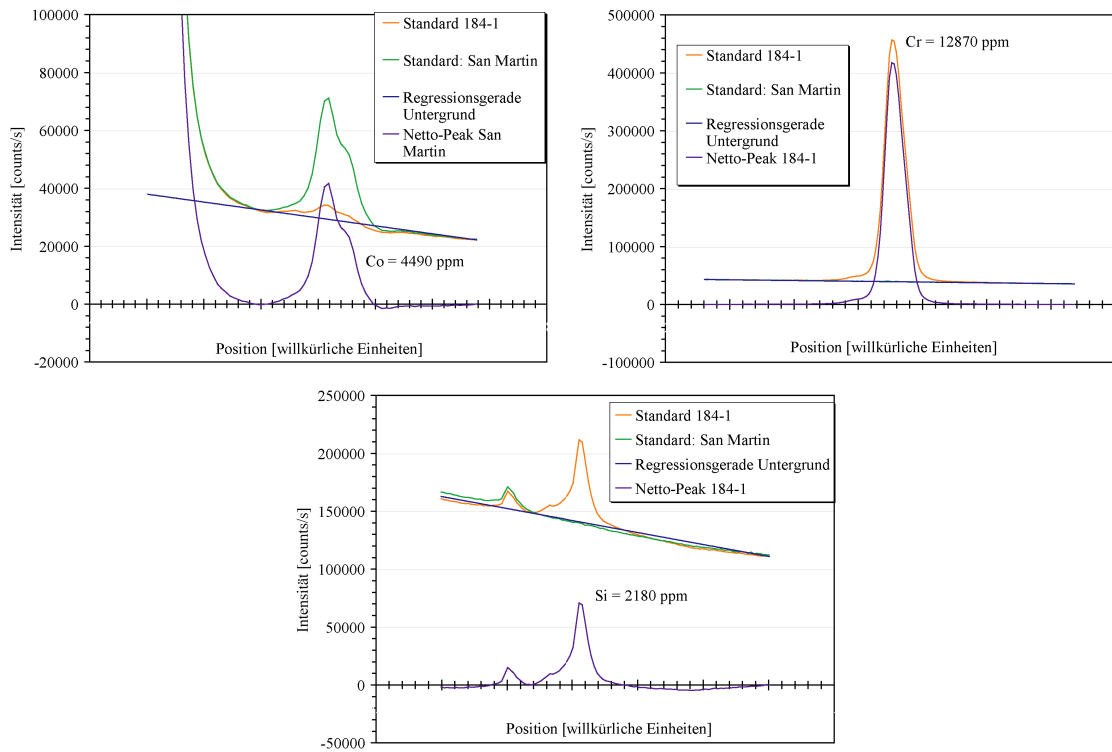


Abbildung 3.4.: Bestimmung des Untergrundes und der Nachweisgrenze für Co, Ni und Cr.

Element	Si	Cr	Co	Fe	Ni
mittleres Rauschen [counts/s]	404	216	157	2.1	7.0
Netto-Intensität der Nachweisgrenze [counts/s]	1212	648	471	6.3	21
Netto-Intensität Standard [counts/s]	70824	417 445	41684	3796	10537
Konzentration im Standard	2180 ppm	1.287 Gew%	4490 ppm	93.59 Gew%	3.31 Gew%
Nachweisgrenze [ppm]	37.31	20.0	50.73	1553	66.0
Messzeit [s]	150	150	60	20	60
Counts pro ppm und s	32.5	32.4	9.2	0.004	0.32
relativer zählstatischer Fehler an der Nachweisgrenze	0.23 %	0.32 %	0.06 %	8.9 %	2.81 %

Tabelle 3.3.: Bestimmung der Nachweisgrenzen für die Mikrosondenanalysen.

Für die SIMS-Analysen wurden die gleichen Standards wie für die Mikrosondenanalysen verwendet. Zur Verbesserung des Vakuums in der Ionensonde war es erforderlich, die Menge des verwendeten Epoxidharzes zu minimieren. Dazu wurden die Standards in kleine Metallhülsen eingebettet. Alle Proben und Standards wurden vor der Messung mit Diamantpaste poliert und dick mit Kohlenstoff bedampft.

Die Messbedingungen wurden mit einer Vielzahl von Probemessungen optimiert. Die Nachweisgrenzen hängen von der Zählrate ab; die Zählrate wird von der Massenauflösung und der Spotgröße bestimmt. Daher wurde versucht, eine möglichst niedrige Massenauflösung einzustellen und einen möglichst großen Spot zu erzeugen. Die niedrigstmögliche Massenauflösung ergibt sich aus der Notwendigkeit, die Interferenzen für die zu messenden Elemente zu minimieren. Die Messbedingungen sind folglich ein Kompromiss zwischen optimal hohen Zählraten und notwendiger Massenauflösung. Die Spotgröße war durch die Größe der Metallkörner in der Probe limitiert. Eine zu große Spotgröße hätte zur unerwünschten Messung überlappender Phasen geführt; zusätzlich sollte die Vergleichbarkeit von Mikrosondenanalysen und Ionensondenmessungen gewährleistet bleiben. Daher war die maximale Spotgröße auf  $30\ \mu\text{m}$  begrenzt. Tabelle 3.5 zeigt die Messparameter für die einzelnen Elemente.

Nach Tabelle 3.5 wäre die minimale Massenauflösung zur Unterdrückung der Interferenz von  $^{56}\text{Fe}^1\text{H}$  auf  $^{57}\text{Fe}$  ca. 7700. Dies ist zwar mit der verwendeten CAMECA ims-6f technisch möglich, allerdings sind die Zählraten bei solchen Massenauflösungen sehr klein. Die Interferenz auf  $^{57}\text{Fe}$  wird von Eisen selbst verursacht. Das Verhältnis von  $^{56}\text{Fe}$  zu  $^{57}\text{Fe}$  ist in den gemessenen Standards und Proben jedoch konstant, die Bildungsrate von  $^{56}\text{Fe}^1\text{H}$  bei konstantem Vakuum ebenso annähernd konstant. Demnach kann man diese Interferenz vernachlässigen. Es war daher gerechtfertigt, eine geringere Massenauflösung zu verwenden: eine Massenauflösung von ca. 5500 reichte aus, um die Interferenzen auf  $^{28}\text{Si}$ ,  $^{31}\text{P}$ ,  $^{51}\text{V}$  und  $^{52}\text{Cr}$  vollständig zu unterdrücken und die Interferenzen auf den übrigen Isotopen von Mn, Fe, Co und Ni stark abzuschwächen.

Fe wurde als Referenzelement für alle Messungen verwendet. Die Fe-Konzentrationen der Standards wurden vor den SIMS-Analysen mit der Mikrosonde bestimmt; die meteoritischen Proben wurden nach der SIMS-Messung nochmals gemessen, um die Konzentrationen für das Referenzelement Fe nachträglich zu bestätigen.

Der Fortschritt der Abtragung der Kohlenstoffbedampfung auf der Probe wurde mittels der Messung von  $^{12}\text{C}$  kontrolliert. Es zeigte sich, dass die Zählrate von  $^{12}\text{C}$  während der Messdauer kontinuierlich abnahm. Dies ist mit Kontamination vom Rand des Messkraters zu erklären. Man kann die  $^{12}\text{C}$ -Zählraten daher nicht zur Bestimmung der C-Konzentration in den Metallen verwenden. Abbildung 3.5 zeigt typische Zählraten und der Verlauf der Zählraten während der Messdauer eines homogenen Standards und eines inhomogenen Metallkorns (Acfer 209-Metall, siehe auch Kapitel 6).

### RSFs (relative sensitivity factors)

Die RSFs der einzelnen Standards sind untereinander für jedes Element allgemein in guter Übereinstimmung (Abbildung 3.6). Bei der Ermittlung des RSF von Si unterscheidet sich ein Standard (181-1) signifikant von den anderen Messungen. Dieser Unterschied kann aus einer falschen Zertifizierung des Standards resultieren. Um den RSF der anderen Standards zu erreichen, müsste der Si-Gehalt dann aber 17000 ppm an Stelle von 10540 ppm betragen. Die Abweichung kann aber auch aus einem unbekanntem Matrixeffekt herrühren, der bei hohen Si-Konzentrationen auftritt. Die Aussagen dieser Arbeit sind davon jedoch nicht betroffen, da die Bestimmung von niedrigen Si-Gehalten im Vordergrund stand (siehe Kapitel 5) — im Konzentrationsbereich bis 4000 ppm ist der RSF gut definiert. Für Co war nur einer der verwendeten Standards von der Bundesanstalt für Materialwissenschaften zertifiziert. Der RSF von Co wurde daher aus diesem Wert und den INAA-Daten der anderen Standards berechnet. Für die Messung wurde der Mittelwert der jeweiligen RSFs verwendet. Der Fehler des Mittelwertes wurde auch dazu benutzt, die Fehler der Messung zu ermitteln.

Primärspannung:	-12.7 kV
Sekundärspannung:	10.0 kV
Primärstrom:	2.0 – 20 nA
Spotgröße:	12 – 30 $\mu\text{m}$
Sekundäre Feldaperturblende:	20 $\mu\text{m}$

Tabelle 3.4.: Messbedingungen für die CAMECA ims-6f Ionensonde, Arizona State University, Tempe, AZ, USA

Isotop	rel. Häufigkeit	Masse [amu]	Messdauer [s]	Hauptinterferenz und Massenauflösung
$^{12}\text{C}$	98.90	12	2	$^{24}\text{Mg}^{++}$ (1605)
$^{27}\text{Al}$	100	26.9815413	1	$^{26}\text{Mg}^1\text{H}$ (3039)
$^{28}\text{Si}$	92.23	27.9769284	2	$^{56}\text{Fe}^{++}$ (2958)
$^{31}\text{P}$	100	30.9737634	1	$^{30}\text{Si}^1\text{H}$ (3954)
$^{51}\text{V}$	99.75	50.9439625	1	$^{50}\text{Cr}^1\text{H}$ (5141)
$^{52}\text{Cr}$	83.79	51.9405097	1	$^{51}\text{V}^1\text{H}$ (4606)
$^{55}\text{Mn}$	100	54.9380463	1	$^{54}\text{Cr}^1\text{H}$ (6343), $^{54}\text{Fe}^1\text{H}$ (5850)
$^{57}\text{Fe}$	2.2	56.9353957	1	$^{56}\text{Fe}^1\text{H}$ (7727)
$^{59}\text{Co}$	100	58.93319778	2	$^{58}\text{Fe}^1\text{H}$ (7909), $^{58}\text{Ni}^1\text{H}$
$^{60}\text{Ni}$	26.1	59.930789	2	$^{59}\text{Co}^1\text{H}$ (5856)

Tabelle 3.5.: Messbedingungen und Daten für die mit der SIMS gemessenen Isotope. Jedes Isotop wurde pro Analysedurchlauf jeweils 50 Mal gemessen. Nach jeweils 20 Messzyklen wurde eine automatische Massenkalkulation, bezogen auf  $^{57}\text{Fe}$  durchgeführt. Dies ergibt eine Gesamtmesszeit pro Analyse von ca. 20 Minuten.

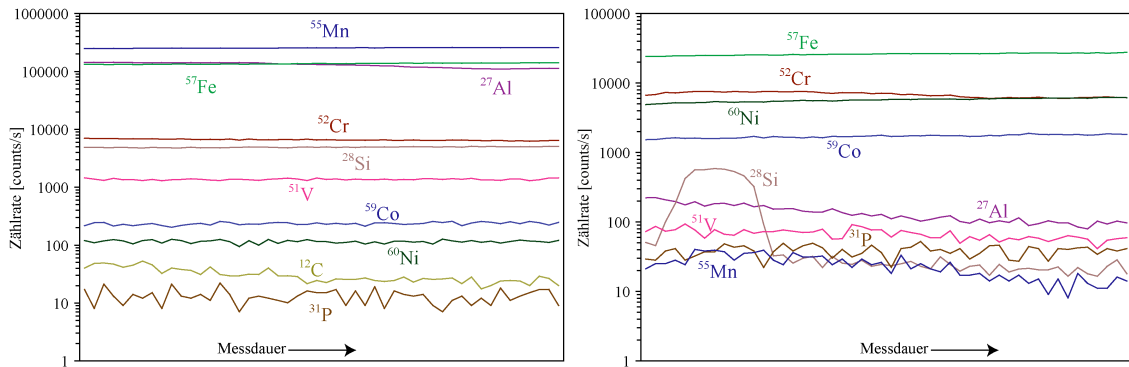


Abbildung 3.5.: *Linke Seite:* Zählraten für die verschiedenen Isotope bei der Messung des Stahlstandards 181-1. Messdauer 20 Minuten. Dieser Standard hat diese Zusammensetzung: C: 5900 ppm, Al: 220 ppm, Si: 10540 ppm, P: 180 ppm, V: nicht angegeben, Cr: 1260 ppm, Mn: 10470 ppm, Fe: 96.81 Gew%, Co: 149 ppm, Ni: 700 ppm. *Rechte Seite:* Zählraten für die verschiedenen Isotope bei der Messung eines inhomogenen Chondrenmetallkorns in Acfer 209 (siehe auch Abschnitt 6.4.2).

Die verwendeten RSFs finden sich in Tabelle 3.6 auf Seite 48. Der Fehler der Messung wurde mittels Fehlerfortpflanzung aus den Einzelfehlern der RSFs, der Mikrosondenbestimmung und der Messung bestimmt. Die Konzentration eines Elementes wie beispielsweise Si berechnet man so:

$$\text{Si}_{\text{Probe}}[\text{ppm}] = \frac{1}{\text{RSF}} \cdot \left( \frac{^{28}\text{Si}}{^{57}\text{Fe}} \right)_{\text{Probe}} \cdot \text{Fe}_{\text{Probe}}[\text{Gew}\%]$$

Der Fehler  $\Delta$  Si ergibt sich aus:

$$\begin{aligned} (\Delta\text{Si})^2 &= \left( -\frac{\Delta\text{RSF}}{\text{RSF}^2} \left( \frac{^{28}\text{Si}}{^{57}\text{Fe}} \right)_{\text{Probe}} \text{Fe}_{\text{Probe}} \right)^2 \\ &+ \left( \frac{1}{\text{RSF}} \Delta \left( \frac{^{28}\text{Si}}{^{57}\text{Fe}} \right)_{\text{Probe}} \text{Fe}_{\text{Probe}} \right)^2 \\ &+ \left( \frac{1}{\text{RSF}} \cdot \left( \frac{^{28}\text{Si}}{^{57}\text{Fe}} \right)_{\text{Probe}} \Delta(\text{Fe}_{\text{Probe}}) \right)^2 \end{aligned}$$

	Si	P	V	Cr	Mn	Co	Ni
Mittelwert	$1.35 \cdot 10^3$	$4.59 \cdot 10^5$	$2.71 \cdot 10^2$	$2.35 \cdot 10^2$	$1.54 \cdot 10^2$	$2.69 \cdot 10^3$	$4.53 \cdot 10^4$
$\sigma$	$3.92 \cdot 10^5$	$5.36 \cdot 10^6$	$3.85 \cdot 10^3$	$8.79 \cdot 10^4$	$2.09 \cdot 10^3$	$2.75 \cdot 10^5$	$2.61 \cdot 10^5$
% RSD	2.90	11.68	14.22	3.73	13.61	1.02	5.78

Tabelle 3.6.: RSFs der SIMS-Kalibration. %RSD: prozentuale relative Standardabweichung.

	Si	P	V	Cr	Mn	Co	Ni
Counts/s pro ppm	$1.51 \cdot 10^1$	$5.26 \cdot 10^3$	3.09	2.80	1.78	$3.26 \cdot 10^1$	$5.38 \cdot 10^2$
$\sigma$	$1.04 \cdot 10^2$	$4.65 \cdot 10^4$	$4.63 \cdot 10^1$	$3.90 \cdot 10^1$	$2.52 \cdot 10^1$	$1.03 \cdot 10^2$	$7.21 \cdot 10^3$
% RSD	6.87	8.84	14.99	13.95	14.14	3.16	13.40
Counts pro ppm	301.2	5.26	3088	2796	1781	651.1	107.5
Nachweisgrenze [ppm]	1.3	76.1	0.13	0.14	0.22	0.61	3.72

Tabelle 3.7.: Nachweisgrenzen der SIMS-Analysen. Erste Zeile: durchschnittliche Zählraten pro ppm und nA für alle gemessenen Standards. Vierte Zeile: gesamte Zählereignisse pro ppm bei den in Tabelle 3.5 angegebenen Zählzeiten und einem Strom von 20 nA.

### Nachweisgrenzen

Die Nachweisgrenze der SIMS-Analysen ist vorwiegend durch die Zählrate bestimmt. Die Zählraten für die einzelnen Isotope wurde auf den Standards bestimmt; daraus wurde dann die Nachweisgrenze berechnet.

In dieser Arbeit wurde die Nachweisgrenze der SIMS-Analysen so definiert: *Übersteigt der zählstatistische Fehler der Zahl der gemessenen Ionen eines Elementes einen relativen Fehler von 5%, so ist das Element detektierbar.*

Das räumliche Auflösungsvermögen der Ionensondenmessungen ist stark vom Primärionenstrom abhängig. Für die Messung der Metallphasen in HaH 237 (Kapitel 5) war es wichtig, die Nachweisgrenzen zu optimieren. Die Messungen wurden daher mit einem Primärstrom von ca. 20 nA durchgeführt. Die räumliche Auflösung betrug so ca. 25  $\mu\text{m}$ . Die Nachweisgrenzen für diese Messungen finden sich in Tabelle 3.7.

Für die Messung der Metalle in Acfer 209 (Kapitel 6) war eine höhere räumliche Auflösung erforderlich. Daher wurde der Primärionenstrom auf ca. 2 nA verringert. Die räumliche Auflösung verbesserte sich auf ca. 12  $\mu\text{m}$ . Die Nachweisgrenzen für diese Messungen finden sich in Tabelle 3.8.

	Si	P	V	Cr	Mn	Co	Ni
Counts/s pro ppm	$1.51 \cdot 10^1$	$5.26 \cdot 10^3$	3.09	2.80	1.78	$3.26 \cdot 10^1$	$5.38 \cdot 10^2$
$\sigma$	$1.04 \cdot 10^2$	$4.65 \cdot 10^4$	$4.63 \cdot 10^1$	$3.90 \cdot 10^1$	$2.52 \cdot 10^1$	$1.03 \cdot 10^2$	$7.21 \cdot 10^3$
% RSD	6.87	8.84	14.99	13.95	14.14	3.16	13.40
Counts pro ppm	30.19	0.53	308.88	279.70	178.10	65.11	10.75
Nachweisgrenze [ppm]	13.25	760.7	1.30	1.43	2.25	6.14	37.19

Tabelle 3.8.: Nachweisgrenzen der SIMS-Analysen. Erste Zeile: durchschnittliche Zählraten pro ppm und nA für alle gemessenen Standards. Vierte Zeile: gesamte Zählereignisse pro ppm bei den in Tabelle 3.5 angegebenen Zählzeiten und einem Strom von 2 nA.

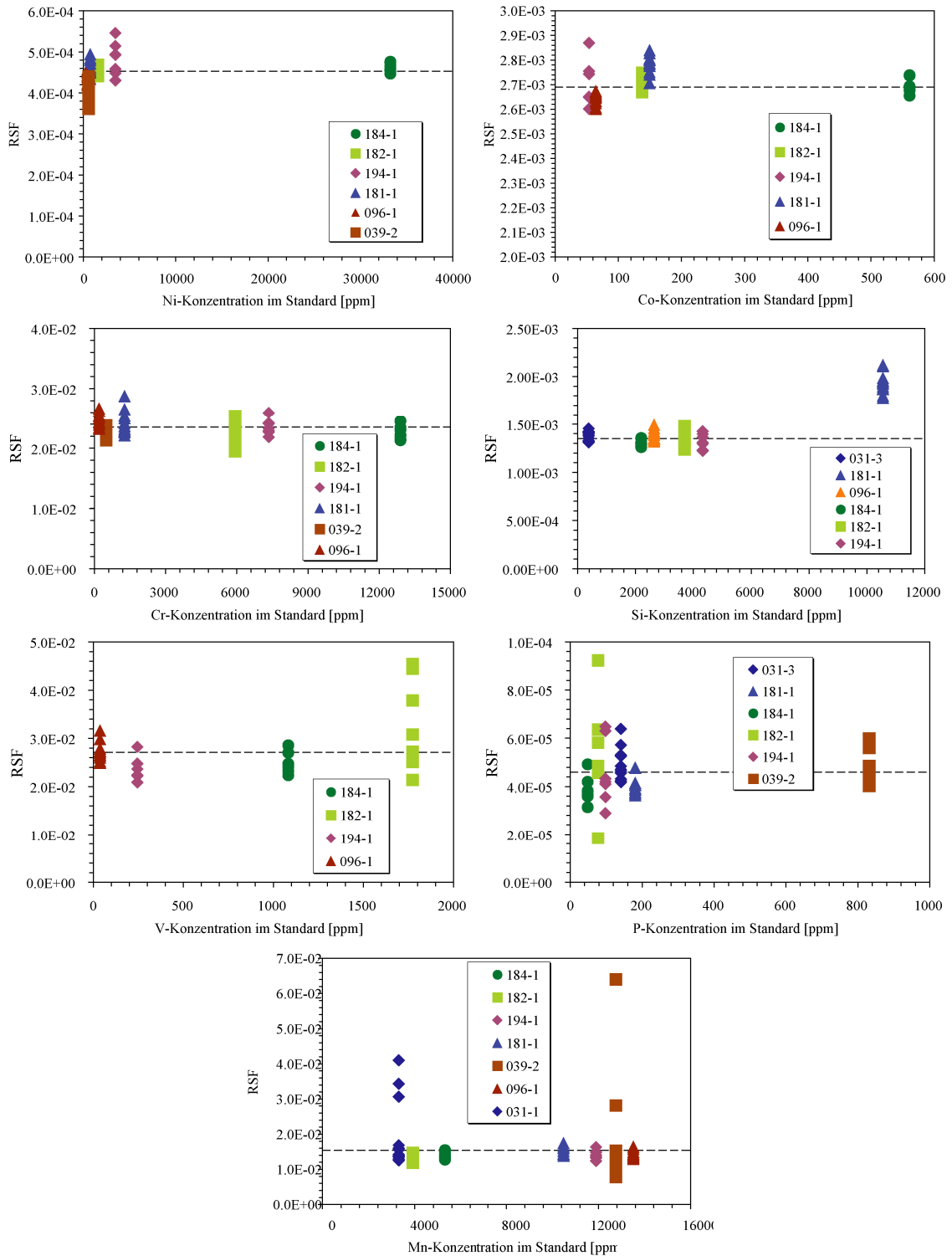


Abbildung 3.6.: RSFs für die Kalibration der Ionensondenmessungen. Die gestrichelte Linie repräsentiert den verwendeten Wert. Die Messungen für den Standard 181-1 wurden aus der Mittelwertbildung für Si ausgenommen.





# 4. Kondensationsberechnungen

## 4.1. Einführung

Die Zusammensetzung geologischer Materialien wird durch chemische Reaktionen bestimmt. Diese kann man klassifizieren als:

- *fest-fest-Reaktionen*: Diffusion, Metamorphose, Entmischung
- *fest-flüssig-Reaktionen*: Aufschmelzen, Kristallisation, Verwitterung, hydrothermale Prozesse
- *flüssig-gasförmig-Reaktionen*: Verdampfung, Kondensation
- *fest-gasförmig-Reaktion*: Evaporation (Sublimation), Resublimation

Im frühen Sonnensystem spielen vor allem Fest-Gas-Reaktionen eine wichtige Rolle. Diese Prozesse nennt man allgemein *Kondensationsprozesse*; der Begriff bezeichnet vorrangig die Resublimation von Festphasen aber auch die Kondensation von Schmelzen. Kondensationsreaktionen lassen sich im Gegensatz zu den meisten Festkörperreaktionen relativ leicht berechnen. Daher ist es möglich, das Kondensationsverhalten vieler Phasen im solaren Nebel mit Hilfe von Computerprogrammen vorherzusagen. Man benötigt hierfür nur einen kleinen Satz thermodynamischer Daten für die entsprechende feste Phase.

Kondensation erfolgt entweder als *Gleichgewichtskondensation* oder *fraktionierte Kondensation*. Bei der Gleichgewichtskondensation befinden sich die festen Phasen über ein großes Temperaturintervall mit der Gasphase im Gleichgewicht. Im Gegensatz dazu herrscht bei der fraktionierten Kondensation ein Ungleichgewicht zwischen Mineralen, die bei höheren und tieferen Temperaturen kondensieren.

### 4.1.1. Kondensationssequenz und Kondensationstemperaturen

Die Kondensation der Elemente bei verschiedenen Temperaturen bezeichnet man als *Kondensationssequenz*. Die Kondensationssequenz hängt von vielen Parametern ab, wie z.B. der Häufigkeit der Elemente im Ausgangsreservoir, der Sauerstoffugazität, der Kondensations- bzw. Abkühlgeschwindigkeit oder der Größe der kondensierenden Phasen. Erschwerend kommt hinzu: der überwiegende Teil der thermodynamischen Daten für kondensierende Minerale ist nicht oder nur unvollständig bekannt. Dies führt zu großen Unsicherheiten in der speziellen Reihenfolge, Zusammensetzung und Mengenanteilen der kondensierenden Phasen.

Nach ersten Untersuchungen von Wood (1963) und (1967) kann man die Elemente in *refraktäre*, *moderat volatile*, *volatile* und *hoch volatile* Elemente unterteilen. Diese generelle Einteilung ist bis heute gültig. Die 50%-Kondensationstemperaturen der Elemente sind in Tabelle A aufgeführt.

## 4.2. Kondensationsprogramme

### 4.2.1. Gleichgewichtskondensation

Die Arbeit von Grossman (1972) (siehe auch Grossman und Olsen 1974) ist eine der Pionierleistungen auf dem Gebiet der Kondensationsrechnungen für die Kosmochemie. Auch wenn Wood (1963) und (1967) schon einige Grundlagen für Kondensationsberechnungen festlegten, erlaubte erst der von Grossman erstellte Code eine detaillierte Berechnung der Zusammensetzungen der einzelnen Spezies. Insbesondere wurde der Einfluss des Gesamtdrucks auf die Kondensationssequenz analysiert. Das Programm von Grossman (1972) berechnet die Gleichgewichtskondensation; die Effekte der fraktionierten Kondensation wurden nicht berücksichtigt. Es liefert sowohl die Kondensationssequenz in einem Bereich von 2000 K bis 1200 K bei verschiedenen Gesamtdrücken, als auch die Zusammensetzung einiger Hauptphasen wie Melilit (Gehlenit – Äkermanit) oder Olivin (Forsterit – Fayalit). Eine wichtige Erkenntnis ist die Umkehr der Kondensationsreihenfolge für Metall und Olivin mit sinkendem Druck. Bei einem Gesamtdruck über  $10^{-4}$  bar kondensiert Metall vor Olivin, bei niedrigeren Drücken kondensiert Olivin vor Metall.

Grossman berechnete Reaktionsgleichungen sowohl für Gasphasenreaktionen als auch für feste Phasen in einem geschlossenen System. Um den Rechenaufwand klein zu halten wurde eine Vorauswahl der möglichen Reaktionen getroffen. Dadurch besteht die Gefahr, die Kondensation einer Phase allein durch die Auswahl der berechneten Reaktionen zu beeinflussen. Wood und Hashimoto (1993) wählten einen anderen Weg zur Berechnung der Gleichgewichtskondensation: ihr Programm PHEQ minimiert die freie Energie aller möglichen Reaktionen zwischen den im System auftretenden Phasen. Eine detaillierte Behandlung der mathematischen Grundlagen dieser Kondensationsrechnungen findet sich in Storey und van Zeggeren (1970).

Lodders und Fegley entwarfen das Kondensationsprogramm CONDOR (Lodders und Fegley 1993, Fegley und Lodders 1994, Lodders und Fegley 2002). Dieses Programm berechnet die Kondensation für einen breiten Bereich von Temperaturen, chemischen Zusammensetzungen und Sauerstoffpartialdrücken. CONDOR ermittelt im Gegensatz zu den oben genannten Programmen nur die Aktivitäten reiner Phasen und die Aktivitäten von Spurenelementen in idealer Löslichkeit. Einige der in dieser Arbeit angefertigten Kondensationsrechnungen wurden mit CONDOR zu Testzwecken gegengerechnet (Abbildung 4.2 auf Seite 60).

### 4.2.2. Kondensation in staub-angereicherten Systemen

Astrophysikalische Berechnungen (Wood und Morfill 1988) und Komponenten in Meteoriten zeigen: im solaren Nebel gab es Regionen mit höheren, überkanonischer Sauerstoffugazität (Fegley und Palme 1985, Palme und Fegley 1990). Höhere Sauerstoffugazitäten entstehen unter anderem durch eine Anreicherung des solaren Nebels mit silikatischen Mineralen in Form von Staub (siehe auch Abschnitt 4.3.1 auf Seite 54). Silikatminerale setzen bei ihrer Evaporation durch die Reaktion von  $\text{SiO}_2$  zu  $\text{SiO}$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zu  $\text{AlOH}$  Sauerstoff frei — der Sauerstoffpartialdruck im solaren Nebel steigt. Die Anreicherung von Staub relativ zu Gas ist die Folge von Sedimentationsprozessen im solaren Nebel oder unvollständiger Evaporation kleiner Staub- und/oder Eispartikel (Wood 1963, Wood 1967).

Wood und Hashimoto (1993) unternahmen die ersten Versuche zur quantitativen Bestimmung dieser Effekte. Sie berechneten die Kondensationssequenz unter Zumischung verschiedener Anteile von Staub, Staub und Eis sowie Staub, Eis und Kohlenwasserstoffen ('Teer'). Demnach können erhöhte Staub/Gas-Verhältnisse die Kondensation der in Meteoriten entdeckten, fayalitreichen Olivine erklären. Außerdem führen hohe Staub/Gas-Verhältnisse zu einer Kondensation von Schmelzen. Yoneda und Grossman (1995) versuchten als Erste, die Zusammensetzung von Schmelzen während der Kondensation zu berechnen.

Das Kondensationsprogramm von Ebel und Grossman (2000) baut auf dem Programmcode von Grossman (1972) und Yoneda und Grossman (1995) auf. Die wesentliche Erweiterung ist die Integration von MELTS; einem Programmpaket zur Berechnung der Zusammensetzung silikatischer Schmelzen und der daraus kristallisierenden Minerale (Ghiorso und Sack 1995). Die Kopplung von MELTS mit dem Kondensationsprogramm erlaubt die präzise Berechnung der Kondensation von Schmelzen.

### 4.2.3. Fraktionierte Kondensation

Alle oben genannten Programme gehen von einem permanenten Gleichgewicht aller kondensierten Phasen untereinander und mit der Gasphase aus. Dies ist der Fall, wenn das System bei jeder Temperatur genügend Zeit hat, sein Gleichgewicht einzustellen. Besonders die Diffusion von Elementen in den kondensierten Phasen spielt eine entscheidende Rolle für diesen Zeitbedarf.

Die Kondensation im solaren Nebel ist an die Abkühlrate des solaren Nebels geknüpft. Diese ist nicht gut bekannt — der solare Nebel kühlt durch Konvektion und Abstrahlung aus. Obwohl der solare Nebel im ganzen langsam abkühlt, gibt es Regionen im Nebel, die durch Konvektion in kühlere Bereiche gelangen; diese kühlen deutlich schneller ab. In diesen Regionen kann das Gleichgewicht zwischen allen Phasen nicht vollständig eingestellt werden; es kommt zu Fraktionierungsprozessen: der Nebel wird in volatilen Elementen angereichert. Je volatil ein Element, desto stärker ist die Anreicherung. (beispielsweise Krot et al. 2001, Hezel et al. 2003). Dadurch verändert sich die Kondensationssequenz. Petaev und Wood (1998) erweiterten das von Wood und Hashimoto (1993) entwickelte Programm und simulierten diese Fraktionierung. Der Grad der Fraktionierung wird dabei durch einen Parameter  $\xi$  angegeben. Dieser bestimmt die Menge der Atome, die pro Temperaturschritt aus dem System entzogen werden.

In Petaev et al. (2001) wurde ein weiterer freier Parameter eingeführt: der Cr-Verarmungsparameter. Dies beruhte vor allem auf der Beobachtung, dass die in Kapitel 5 diskutierten, zonierten Metalle zu wenig Cr im Vergleich zu Kondensationsberechnungen enthalten. Die Kondensationssequenz in diesem Programm hängt von den Parametern Staubanreicherung, Isolationsgrad und Cr-Verarmung ab. Durch geeignete Variation

dieser Parameter lassen sich sehr viele der in Meteoriten beobachteten Effekte wie die Kondensation FeO-reicher Phasen oder Cr-verarmter Metallen simulieren.

#### 4.2.4. Metallkondensation

Die Entdeckung PGE-reicher<sup>1</sup> metallischer Legierungen (*Fremdlinge*) in CAIs war die Motivation zur Berechnung der Metallkondensation (Palme und Wlotzka 1976). Ein wichtiges Ergebnis dieser Arbeit ist die Kondensationssequenz der *refraktären siderophilen* Elemente. Als *refraktär siderophil* bezeichnet man alle siderophilen Elemente, die bei höheren Temperaturen als Fe kondensieren. Weiterhin zeigte sich, dass die Aktivitätskoeffizienten der Elemente in metallischen Legierungen einen erheblichen Einfluss auf die Kondensationssequenz haben — beispielsweise kondensiert Platin als reines Metall bei deutlich niedrigeren Temperaturen als in einer Fe-Pt-Legierung.

Fegley und Palme (1985) erweiterten dieses Programm um die Fähigkeit, die Gleichgewichte zwischen der monoatomischen Spezies und den Oxiden eines Elements in der Gasphase zu berechnen. Dadurch kann der Einfluss der Sauerstoff fugazität auf die Metallkondensation bestimmt werden. W und Mo reagieren im Gegensatz zu allen anderen refraktären Metallen besonders empfindlich auf Änderungen des Sauerstoffpartialdrucks. Mit zunehmendem Sauerstoffpartialdruck werden diese Elemente lithophiler als die übrigen PGEs. Sie kondensieren in Silikate und sind in den PGE-Kondensaten verarmt. Mit der Analyse refraktärer Metalle — wie den Fremdlingen — kann so der Sauerstoffpartialdruck während ihrer Kondensation bestimmt werden. Das Programm von Fegley und Palme (1985) berechnet im Gegensatz zu den Programmen von Grossman (1972), Wood und Hashimoto (1993) oder Ebel und Grossman (2000) ausschließlich die Kondensation siderophiler Elemente; die Kondensation von Silikaten oder Oxiden wird nicht betrachtet. Die Kondensationstemperaturen der refraktär siderophilen Elemente sind sehr hoch; bei diesen Temperaturen sind erst wenig silikatische Minerale kondensiert; die Silikat-kondensation kann also vernachlässigt werden.

Das Kondensationsprogramm von Campbell et al. (2001) ist eine Weiterentwicklung der Methode von Palme und Wlotzka (1976) und Fegley und Palme (1985). Die wesentlichen Unterschiede sind die Verwendung einer aktuellen thermodynamischen Datenbank und die Integration eines Wachstumsmodells, unter Berücksichtigung der Diffusion. Petaev et al. (2003) erweiterten ihren ursprünglichen PHEQ-Code (Petaev und Wood 1998) um die Kondensation zonierter Metalle zu berechnen. Dieses ZONMET-Programm berücksichtigt neben der Kondensation von Metall und Silikat auch noch die Geschwindigkeit des Kornwachstums, die Diffusion von Fe, Co und Ni im Metall, den Gesamtdruck, das Staub/Gas-Verhältnis, den Fraktionierungsgrad ( $\xi$ ) und die Abkühlrate. Mit diesem Satz freier Parameter ist die Kondensation zonierter Metalle umfassend beschrieben.

### 4.3. Gleichgewichtskondensation von Metall

Bei der Gleichgewichtskondensation geht man davon aus, dass der Dampfdruck eines Elements E über der festen, kondensierten Phase gleich dem Dampfdruck des Elementes in der Gasphase ist:

$$p_E^{\text{fest}} = p_E^{\text{Gas}}$$

Der Dampfdruck eines Elements ergibt sich aus der Verdampfungsreaktion:

$$\begin{aligned} E^{\text{fest}} &= E^{\text{Gas}} \\ K_R &= p_E^{\text{Gas}} \end{aligned}$$

Die Aktivität der reinen, festen Phase ist 1. Die Reaktionskonstante K kann aus der Reaktionsenthalpie- und entropieänderung berechnet werden:

$$\begin{aligned} \Delta G &= \Delta H - T\Delta S \\ \Delta G &= -RT \ln K^R \end{aligned}$$

<sup>1</sup>PGE = Platingruppenelemente

$$\log K_R = -\frac{\Delta H}{2.303RT} + \frac{\Delta S}{2.303R}$$

Da die Reaktionsenthalpie- und entropieänderung in erster Näherung nicht von der Temperatur abhängig sind, kann man diese Gleichung über eine Regressionsfunktion vereinfachen:

$$\log p_E = -\frac{A}{T} + B$$

Die Parameter A und B sind dabei Steigung und Achsenabschnitt der Regressionsgerade. Für Legierungen gilt eine ähnliche Beziehung: der Dampfdruck des Elements E über der Legierung vermindert sich um die Aktivität des Elements in der Legierung:

$$\begin{aligned} \log p_E &= -\frac{A}{T} + B + \log a_E \\ a_E &= \gamma_E X_E = \gamma_E \frac{\alpha_E Ab_E}{\sum \alpha_i Ab_i} \end{aligned}$$

$X$ : Molenbruch des Elements in der Legierung,  $\gamma$ : Aktivitätskoeffizient des Elements in der Legierung,  $Ab$ : Häufigkeit des Elements  $i$  in der Legierung.  $\alpha$ : Anteil kondensierten Elements (siehe unten).

In einem idealen Gas entspricht der Dampfdruck eines Elements seinem Partialdruck. Im solaren Nebel wird der Partialdruck durch die solare Häufigkeit  $Ab$  des Elements in bezug auf die Häufigkeit von Wasserstoff, den bereits kondensierten Anteil  $\alpha$  und den Gesamtdruck  $p_{tot}$  bestimmt. Es ist genauer, die Häufigkeit des Elements auf die Summe aller Elemente zu beziehen; jedoch ist Wasserstoff mit Abstand das häufigste Element im solaren Nebel; die Abweichung infolge dieser Vereinfachung beträgt weniger als 1%:

$$p_E^{Nebel} = \frac{Ab_E}{Ab_{H_2}} p_{tot} (1 - \alpha_E)$$

$\alpha$  repräsentiert die Verteilung eines Elements zwischen kondensierter Phase und Gasphase. Für eine beliebige Anzahl  $i$  von Elementen gilt:

$$\alpha_E = \left( 1 + \frac{\gamma_E Ab_{H_2}}{p_{tot} \sum_i \alpha_i Ab_i} \cdot 10^{(-\frac{A_i}{T} + B_i)} \right)^{-1}$$

Ein Element kondensiert bei der Temperatur, bei der der Dampfdruck über der Legierung gleich dem Partialdruck im Gas ist. Durch diese Kondensation wird der Anteil des Elements in der Gasphase geringer — sein Partialdruck sinkt. Dadurch sinkt ebenfalls seine Kondensationstemperatur.

Dieser Effekt bewirkt, dass ein Element nicht bei einer bestimmten Temperatur kondensiert, sondern über ein Kondensationsintervall. Um eine Vergleichbarkeit der Kondensationstemperaturen zu gewährleisten, definiert man die 50%-Kondensationstemperatur. Dies ist die Temperatur, bei der die Häufigkeit eines Elementes in der Gasphase auf den halben ursprünglichen Wert abgefallen ist.

### 4.3.1. Einfluss des Sauerstoffpartialdrucks auf die Kondensation

Der Sauerstoffpartialdruck im solaren Nebel hat einen starken Einfluss auf die Kondensationssequenz und die chemische Zusammensetzung der kondensierenden Phasen. In erster Linie legt der Sauerstoffpartialdruck die Spezies eines Elementes in der Gasphase fest. Die meisten Elemente kommen in Meteoriten in den von terrestrischen Mineralen bekannten Oxidationsstufen vor. Eisen kann in Meteoriten sowohl als gediegenes Eisen (in Legierung mit anderen Elementen), zweiwertiges Eisen (in Mineralen wie Olivin oder Pyroxen) und als dreiwertiges Eisen vorliegen (in Mineralen wie Spinell). Nur für die unter stark reduzierenden Bedingungen entstandenen Minerale in CAIs und Enstatit-Chondriten gibt es weitere Ausnahmen in Form von dreiwertigem Titan (Simon et al. 2001). Auch einige der Seltenen Erden können je nach Sauerstoffpartialdruck verschiedene Oxidationsstufen annehmen (Pack et al. 2004).

Der Sauerstoffpartialdruck im solaren Nebel wird durch die Menge freien Sauerstoffs bestimmt. Diese hängt von der solaren Häufigkeit von Sauerstoff ab, aber auch von der Häufigkeit der Elemente, die mit Sauerstoff stabile Verbindungen eingehen. In der Gasphase bildet Sauerstoff mit Kohlenstoff sehr stabiles CO, d.h.

die solare Sauerstoffhäufigkeit wird um die Häufigkeit von C vermindert. Weiterhin bilden Si, Al, Ca und Mg stabile Oxide in der Gasphase ( $\text{SiO}$ ,  $\text{AlO}$ ,  $\text{AlOH}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{CaOH}$ ,  $\text{MgO}$ , siehe auch Krot et al. 2000). Die solare Häufigkeit von Sauerstoff wird um die Zahl der vorgenannten Kationen weiter vermindert. Der übrige Sauerstoff reagiert mit Wasserstoff zu Wasserdampf. Zwischen Wasserstoff und Wasserdampf stellt sich ein temperaturabhängiges Gleichgewicht ein, welches die Zahl der freien Sauerstoffatome bestimmt:

$$\begin{aligned} H_2^{Gas} + \frac{1}{2} O_2^{Gas} &= H_2O^{Gas} \\ K_R(T) &= \frac{p_{H_2O}}{p_{H_2}} \sqrt{p_{O_2}} \\ \log p_{O_2} &= 2 \log p_{H_2O} - 2 \log p_{H_2} - 2 \log K_R(T) \end{aligned}$$

Diese Betrachtung läßt die Kondensation von Mineralen unberücksichtigt. In Mineralen verbinden sich Si, Al, Ca und Mg mit Sauerstoff zu höheren Oxiden ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ). Die Kondensation von Mineralen führt demnach zu einer weiteren Verminderung des Sauerstoffpartialdrucks. Jedoch ist dieser Effekt klein gegenüber der Änderung der Sauerstoffugazität mit der Temperatur, so dass er nicht weiter berücksichtigt wurde.

Verwendet man zur Berechnung des Sauerstoffpartialdrucks die solaren Häufigkeiten von H, C, O, Si, Al, Mg und Ca, so ergibt sich der sogenannte *kanonische* Sauerstoffpartialdruck. Im solaren Nebel können aber auch höhere Sauerstoffpartialdrücke auftreten. Eine Zumischung von Staub, d.h. Silikaten führt zu einer Anreicherung von  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{CaO}$  relativ zu H, C und O. Die Evaporation der Silikate bei höheren Temperaturen setzt so zusätzlichen Sauerstoff frei. Die Erhöhung des Sauerstoffpartialdrucks durch diesen Effekt wird allgemein auch als Erhöhung des *Staub/Gas-Verhältnisses* (englisch: *dust/gas ratio*, D/G) bezeichnet. Die Staubkomponente wird in chondritischen Proportionen zugemischt; diese Zumischung wird mit einem Anreicherungsfaktor kenntlich gemacht: ein Staub/Gas-Verhältnis von 10x CI entspricht demnach einer Zusammensetzung mit dem zehnfachen der solaren Häufigkeiten von Si, Al, Ca und Mg (bzw. den entsprechenden Oxiden) und solaren Häufigkeiten von H und C.

Eine weitere wichtige Gleichgewichtsreaktion im solaren Nebel wird durch den Eisen-Wüstit-Puffer (englisch: *iron-wuestite*, IW) beschrieben. Dieses Puffersystem bestimmt das Verhältnis von FeO zu Fe. FeO ist hier eine Kurzschreibweise für das Mineral Wüstit — diese Verbindung ist nicht genau stöchiometrisch zusammengesetzt. Korrekt wäre  $\text{Fe}_{(1-x)}\text{O}$ ; x ist aber nahe 0, so dass diese Vereinfachung zulässig ist.

$$\begin{aligned} Fe + \frac{1}{2} O_2 &= FeO \\ \log K_R &= \log a_{FeO} - \log a_{Fe} - \frac{x}{2} \log p_{O_2} \end{aligned}$$

Bei der Koexistenz von Eisen und Wüstit sind deren Aktivitäten gleich 1. Die Gleichung hängt also nur noch von der Reaktionskonstanten ab:

$$\log p_{O_2} = -2 \log K_R$$

Aus praktischen Gründen gibt man die Temperaturabhängigkeit des Sauerstoffpartialdrucks im solaren Nebel in Relation zum Eisen-Wüstit-Puffer an — Abbildung 4.1 auf Seite 56 zeigt einige Beispiele für die Sauerstoffugazität des solaren Nebels und für Systeme mit höheren Staub/Gas-Verhältnissen in Relation zum IW-Puffer.

### 4.3.2. Aktivitätsmodelle und Aktivitätskoeffizienten für feste Phasen

Die Verteilung eines Elementes zwischen zwei Phasen (z. B. zwischen Metall und Silikat) hängt unter anderem von seiner *Aktivität* in den Phasen ab. Die Aktivität in einer Phase ist von der Konzentration des Elements in der Phase abhängig; der *Aktivitätskoeffizient* verknüpft die Aktivität mit der Konzentration bzw. Molenbruch:

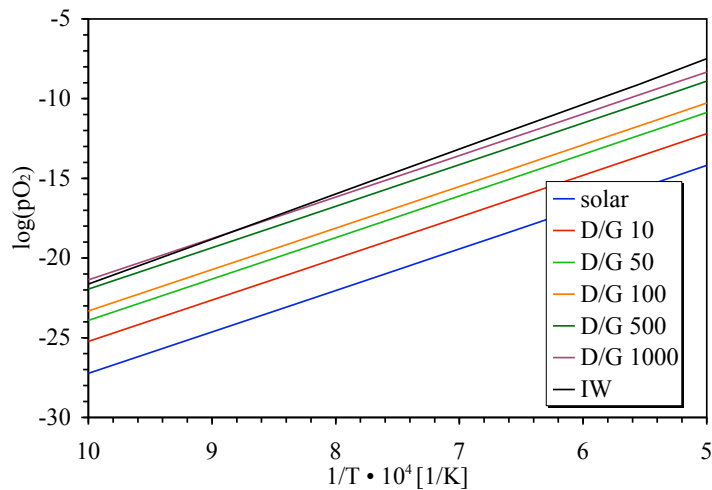


Abbildung 4.1.: Sauerstoffpartialdrücke im solaren Nebel bei verschiedenen Staub/Gas-Verhältnissen im Temperaturbereich zwischen 1000 und 2000 K. Man erkennt, dass der solare Nebel bei tieferen Temperaturen im Vergleich zum IW-Puffer oxidierender wird.

$$a_i = \gamma_i \cdot X_i$$

Für den Zusammenhang zwischen Aktivität und Konzentration gelten eine Reihe von einfachen Gesetzen:

1. *Raoultssches Gesetz*:  $\gamma_i = 1$

Das Raoultssche Gesetz besagt, dass die Aktivität eines Elements in einer Phase gleich seiner Konzentration ist, d.h. der Aktivitätskoeffizient ist 1. Dies bedeutet ein ideales Verhalten des Elements in der Phase. Das Raoultssche Gesetz ist in guter Näherung für den solaren Nebel gültig: der solare Nebel hat einen geringen Druck und die Interaktion der Atome im Gas ist so gering, dass man den solaren Nebel als ideales Gas ansehen kann.

2. *Henryssches Gesetz*:  $\gamma_i = \text{const.}$

Das Henryssche Gesetz besagt, dass der Aktivitätskoeffizient konstant ist und sich nicht mit der Konzentration ändert. Er beschreibt die Abweichung der Aktivität eines Elementes von der idealen Mischung. Es gilt in vielen Fällen für Spurenelemente, da ihre Konzentrationen gering sind und sich ihre Aktivität nur mit der Konzentration ändert.

3. *Multiparametrische Lösungen für die Aktivität*:  $\gamma_i = f(X, p, T)$

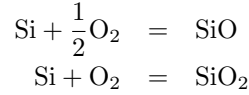
Allgemein gilt für den Aktivitätskoeffizienten, dass er von Druck, Temperatur und der Zusammensetzung der Phase abhängt. Dadurch ist es notwendig, den Aktivitätskoeffizienten experimentell zu bestimmen. Für mineralogische Fragestellungen wurden eine Reihe von Aktivitätsmodellen erarbeitet, die eine einfache Parametrisierung der Aktivitätskoeffizienten erlauben; dies sind beispielsweise Aktivitätsmodelle nach Margules, van Laar oder Wilson (Smith et al. 1996).

## 4.4. Das Metallkondensationsprogramm ALKON

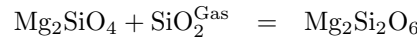
Trotz der großen Zahl verfügbarer Kondensationsprogramme entschied ich mich zur Entwicklung eines eigenen Programms. Ein Grund hierfür war die einfache Anwendbarkeit und Anpassungsfähigkeit: ein eigenes Programm bietet die Möglichkeit, schnell neue Funktionen zu implementieren. So wurde beispielsweise die Kondensation von Cr berechnet, die im Originalprogramm von Palme und Wlotzka (1976) fehlt. Ebenso wurde die Abhängigkeit der Kondensation vom Sauerstoffpartialdruck integriert — diese fehlt in Campbell et al. (2001). Ein besonderer Schwerpunkt liegt überdies auf der Berechnung der Kondensation von Si in Metall zum Vergleich mit Si-Messungen meteoritischer Metalle.

#### 4.4.1. Kondensation von Si im solaren Nebel

Die Berechnung des Si-Gehaltes kondensierter Metalle erfolgt analog zu der von Rambaldi et al. (1980) vorgestellten Methode. Si und Fe sind im solaren Nebel ungefähr gleich häufig (Tabelle A auf Seite 114). Die Hauptspezies von Fe im solaren Nebel ist monoatomisches Fe — Si dagegen existiert hauptsächlich als SiO, welches zusammen mit Sauerstoff als SiO<sub>2</sub> in Silikate kondensiert. Weitere wichtige Si-Spezies im solaren Nebel sind Si und SiO<sub>2</sub>. Die Anteile dieser Spezies sind entsprechend folgender Gleichungen vom Sauerstoffpartialdruck abhängig:



Der SiO<sub>2</sub>-Partialdruck wird im solaren Nebel durch das Gleichgewicht von Forsterit und Enstatit kontrolliert:



Die Kondensation von Enstatit, bzw. die Koexistenz von Forsterit und Enstatit führt demnach zu einem Verbrauch von gasförmigen SiO<sub>2</sub> im solaren Nebel. Damit sinkt auch der Anteil von Si im Gas. Für die Berechnung des Si-Gehaltes des Metalls wurden deshalb zwei Regimes betrachtet — einmal oberhalb der Enstatit-Kondensationstemperatur und einmal unterhalb. Oberhalb der Enstatit-Kondensationstemperatur ist der Partialdruck von Si im solaren Nebel hauptsächlich vom Gleichgewicht zwischen Si, SiO und SiO<sub>2</sub> bestimmt. Unterhalb der Enstatit-Kondensationstemperatur wird SiO<sub>2</sub> nach obiger Reaktion fast vollständig aus dem solaren Nebel entzogen. Dadurch fällt auch der Partialdruck von Si stark ab.<sup>2</sup>

Nach Berechnungen von Grossman (1972) hängt die Reihenfolge der Kondensation von Enstatit und Metall vom Gesamtdruck ab. Bei hohen Drücken kondensiert das Metall bei höheren Temperaturen als Enstatit. In dieser Phase ist der Si-Partialdruck im Nebel hoch und kondensierende Metalle haben hohe Si-Konzentrationen. Bei Drücken kleiner 10<sup>-4</sup> bar kondensieren die Metalle bei gleichen Temperaturen oder bei geringeren Temperaturen als Enstatit: die Reaktion zwischen Forsterit und Enstatit vermindert den Si-Partialdruck stark. Metalle, die unter diesen Bedingungen kondensieren, haben niedrige Si-Konzentrationen.

Das Gleichgewicht zwischen Si, SiO, SiO<sub>2</sub>, Forsterit und Enstatit bestimmt die Aktivität von Si im Metall. Diese Aktivität ist über den Aktivitätskoeffizienten mit der Konzentration von Si im Metall verknüpft. Der Aktivitätskoeffizient der meisten siderophilen Elemente in Metall genügt dem Henryschen Gesetz — jedoch ist der Aktivitätskoeffizient von Si im Metall stark von der Temperatur, der Kristallstruktur des Metalls und der Konzentration von Si und Ni abhängig. Die Temperatur- und Si-Konzentrationsabhängigkeit von  $\gamma_{\text{Si}}$  wurde für  $\alpha$ -Fe von Sakao und Elliott (1975) parametrisiert:

$$\gamma_{\text{Si}}^{\alpha\text{-Fe}} = 1.19 - \frac{7070}{T[\text{K}]} - \left(6.30 - \frac{18300}{T[\text{K}]}\right) \cdot X_{\text{Si}}$$

Für  $\gamma$ -Fe ergibt sich nach Rambaldi et al. (1980) eine etwas andere Parametrisierung:

$$\gamma_{\text{Si}}^{\alpha\text{-Fe}} = 1.24 - \frac{7600}{T[\text{K}]} - \left(6.30 - \frac{18300}{T[\text{K}]}\right) \cdot X_{\text{Si}}$$

Beide Beziehungen gelten nur für reines Eisen. Experimente von Vogel und Palme (2004) zeigen aber zusätzlich eine Abhängigkeit des Aktivitätskoeffizienten vom Ni-Gehalt. Eine exakte Vorhersage des Si-Gehaltes in Metall ist daher schwierig. Der Effekt der Abhängigkeit von  $\gamma_{\text{Si}}$  von der Si-Konzentration ist für

<sup>2</sup>Allgemein gilt, dass jede Silikatphase, die im Gleichgewicht mit dem solaren Nebel steht, den Partialdruck von Si mindert. Nach den solaren Häufigkeiten der Elemente sind aber nur die Phasen Forsterit (Mg/Si = 2) und Enstatit (Mg/Si = 1) in der Lage, einen nennenswerten Effekt auf den Si-Partialdruck auszuüben. Die Kondensation von Forsterit wurde hier nicht berücksichtigt, siehe dazu Abschnitt 4.4.3.

	Molgewicht	A	B	$\gamma$	Häufigkeit	# Oxide
Fe	55.85	20589	6.9065	1.0000	863200	2
Co	58.93	21415	6.9534	1.0500	2246	2
Ni	58.69	21392	6.9873	0.6500	47800	2
Cr	51.99	20195	7.1800	4.6000	13130	4
P	30.97	12914	3.0600	0.0009	7833	1
V	50.94	26280	7.5084	0.0450	288	3
Mo	95.94	33804	7.3991	1.0000	2.804	4
Ru	101.1	33853	8.0657	1.0000	1.806	2
Rh	102.9	28455	7.5676	1.0000	0.3613	2
Pd	106.4	19081	6.0660	0.4100	1.457	2
W	183.8	45016	7.9608	1.0000	0.1277	8
Re	185.2	39925	7.3298	1.0000	0.05254	2
Os	190.2	40893	7.9835	1.0000	0.6738	2
Ir	192.2	34517	7.7413	1.0000	0.6448	3
Pt	195.1	29195	7.5884	1.0000	1.357	2
Au	197.0	18030	5.8323	1.0000	0.1955	1

Tabelle 4.1.: Thermodynamische Daten für das Kondensationsprogramm ALKON.  $A$  und  $B$ : Koeffizienten der Dampfdruckgleichung der reinen Phasen nach Chase (1998):  $\log p = -\frac{A}{T} + B$ .  $\gamma$ : Aktivitätskoeffizient für die Phase in reinem Metall. *Häufigkeit*: solare Häufigkeit nach Lodders (2003). *# Oxide*: Zahl der Oxide, deren Gleichgewicht ermittelt wurde, siehe auch Tabelle 4.2.

die hier berechneten Gehalte gering; dieser Term der Parametrisierung wurde im Kondensationsprogramm daher weggelassen.

#### 4.4.2. Verwendete Parameter

Die im Programm berücksichtigten thermodynamischen Daten sind in Tabelle 4.1 zusammengestellt. Die Aktivitätskoeffizienten von Fe, Co, Ni, Cr, V, Mo, Ru, Rh, Pd, W, Re, Os, Ir, Pt, und Au wurden aus Campbell et al. (2001) übernommen. Die Häufigkeiten der Elemente stammen aus Lodders (2003). Der Aktivitätskoeffizient von Cr wurde aus Meibom et al. (1999) und Normanton et al. (1976) übernommen — andere Autoren verwenden einen Aktivitätskoeffizienten von 1. Dies ergibt niedrigere Cr-Konzentrationen im kondensierten Metall. Für P wurden Daten aus Wai und Wasson (1977) verwendet.

Die Metallkondensation wird durch iterative Berechnung der  $\alpha_i$ -Faktoren für jeweils eine Temperatur  $T$  simuliert:

$$\alpha_E(T) = \left( 1 + \frac{\gamma_E(T)Ab_{H_2}}{p_{tot} \sum_i \alpha_i Ab_i} \cdot 10^{(-\frac{A_i}{T} + B_i)} \right)^{-1}$$

Das Programm startet bei hohen Temperaturen (2000 K) und stoppt bei 1000 K. Die Temperaturschritte sind variabel; aus pragmatischen Gründen wurde ein Temperaturschritt von 10 K gewählt. Pro Temperaturschritt werden folgende Berechnungen ausgeführt:

1. *Berechnung der monoatomischen Spezies*: Das Verhältnis von monoatomischer Spezies  $M$  zu seinen Oxiden in der Gasphase wird durch diese Reaktionsgleichung berechnet:

$$\begin{aligned} x \cdot M + \frac{y}{2} O_2 &= M_x O_y \\ K_R &= \frac{p_{M_x O_y}}{p_M^x \cdot p_{O_2}^{y/2}} \\ p_{M_x O_y} &= p_{O_2}^{y/2} \cdot K_R \cdot p_M^x \end{aligned}$$



Oxidspezies	A	B	Oxidspezies	A	B
FeO	-11694	4.293	WO	-21588	5.1394
CoO	-16164	5.71	WO <sub>2</sub>	-3492.5	1.8504
NiO	-15865	5.93	W <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	87.488	-19.706
CrO	-9135	5.02	WO <sub>3</sub>	15397	-2.9582
CrO <sub>2</sub>	4594	1.25	(WO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	59460	-11.957
CrO <sub>3</sub>	15684	-3.94	(WO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	103434	-23.986
VO	-5871.5	4.2498	(WO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub>	142990	-34.839
VO <sub>2</sub>	12816	0.8118	ReO <sub>7</sub>	57478	-18.6
MoO	-15676	5.1635	OsO <sub>4</sub>	17240	-7.49
MoO <sub>2</sub>	989.72	1.5798	IrO <sub>2</sub>	-993.4	5.71
MoO <sub>3</sub>	18290	-2.9997	IrO <sub>3</sub>	-15865	5.93
RuO <sub>4</sub>	9647	-7.88	PtO <sub>2</sub>	-8585	0.20
RhO <sub>2</sub>	-9866	1.08	SiO	28969	-3.39
PdO	-18227	4.03	SiO <sub>2</sub>	39464	-7.57

Tabelle 4.2.: Thermodynamische Daten für die Bildungsenergien der Metalloxidspezies in ALKON. *A* und *B*: Koeffizienten der Reaktionskonstante:  $\log K = \frac{A}{T} + B$ . Daten aus Campbell et al. (2001), Fegley und Palme (1985), Chase (1998).

Da der Partialdruck der Spezies *M* gleich der Aktivität in der festen Phase ist, folgt:

$$p_{M_xO_y} = p_{O_2}^{y/2} \cdot K_R \cdot (a_M^{\text{Metall}})^x$$

Nach diesem Algorithmus berechnet das Programm die Partialdrücke der einzelnen Oxide in der Gasphase. Die Summe aller *M*-haltigen Oxide ergibt sich zu:

$$p_{\sum M} = \sum x \cdot p_{M_xO_y}$$

Der Partialdruck  $p_M$  des Elements im Gas ist um den Faktor  $\frac{p_M}{p_{\sum M}}$  verringert.

2. *Berechnung der  $\alpha$ -Faktoren*: Die Alpha-Faktoren werden nun aus den um die Oxidpartialdrücke verminderten Partialdrücke der Elemente berechnet.
3. *Berechnung der Si-Konzentration im Metall*: Zur Berechnung der Si-Konzentration wird zunächst der Si-Partialdruck aus den Reaktionen zwischen Si, SiO und SiO<sub>2</sub> ohne Enstatit sowie aus den Reaktionen zwischen Si, SiO, SiO<sub>2</sub>, Forsterit und Enstatit berechnet. Der jeweils niedrigere Partialdruck wird zur Berechnung der Aktivität von Si verwendet. Mit Hilfe des temperaturabhängigen Aktivitätskoeffizienten wird daraus die Konzentration von Si in der Legierung berechnet.
4. *Berechnung der Legierungszusammensetzung*: Aus den  $\alpha$ -Faktoren, den solaren Häufigkeiten und den Molgewichten der einzelnen Elemente wird im letzten Schritt die Zusammensetzung der Legierung berechnet.
5. *Ausgabe*: Das Programm erzeugt eine Ausgabedatei mit den  $\alpha$ -Faktoren und den Konzentrationen für jeden Temperaturschritt und jedes Element.

Der FORTRAN-Quellcode findet sich in Anhang D auf Seite 129.

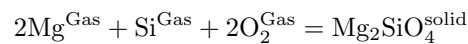
#### 4.4.3. Einschränkungen von ALKON

Das Kondensationsprogramm ALKON ist in der Lage, die Kondensation von Metallphasen im solaren Nebel zu simulieren und die Zusammensetzung der kondensierten Metalle vorherzusagen. Die gleichzeitige Kondensation von Silikaten wird jedoch nur teilweise berechnet. Die Vergleichbarkeit mit umfassenderen Kondensationsprogrammen ist aber dennoch in weiten Teilen gegeben. Die Auswirkungen der fehlenden Berechnung der Silikat-kondensation werden im folgenden erläutert:

- Die Löslichkeit der hoch siderophilen Elemente in Silikaten ist sehr gering (einige ppm). Die Kondensation der Silikate verändert die Partialdrücke und damit die Kondensationstemperatur der siderophilen Elemente daher nicht oder nur unwesentlich. Folglich bleibt die Kondensation der hoch siderophilen Elemente von der Silikat-kondensation unbeeinflusst.
- Der Partialdruck der moderat lithophilen Elemente wird jedoch durch die Kondensation der Silikate verändert. Moderat lithophile Elemente haben eine höhere Löslichkeit in Silikaten. Sie kondensieren daher zum Teil in Silikate. Dadurch nimmt der Partialdruck der monoatomischen Spezies ab — das jeweilige Element ist im Metall im Vergleich zur reinen Metallkondensation verarmt. Die Senkung des Partialdrucks infolge der Silikat-kondensation senkt weiterhin die Kondensationstemperatur des Elements in bezug auf die Metallkondensation.

In dieser Arbeit wurden die moderat lithophilen Elemente Cr, V und Mn untersucht. Cr und Mn sind volatil als Fe; sie kondensieren bei tieferen Temperaturen beispielsweise in Orthopyroxen oder Cr-Spinell (Ebel und Grossman 2000). Bei höheren Temperaturen liegen sie als Oxide oder Metalle in der Gasphase vor — die Berechnung der Gasphasenreaktionen beschreibt ihr Verhalten daher hinreichend. Vanadium hingegen hat eine höhere Kondensationstemperatur als Fe; in diesem Fall ist der absolute Gehalt von V im Metall von der Kondensation von Silikaten oder Hochtemperaturphasen wie Mg-Al-Spinell, Ca-Pyroxen oder Melilit bestimmt. Über die absolute Konzentration von V im Metall kann ALKON demnach keine Aussage treffen. Der Kondensationsverlauf kann dennoch qualitativ nachvollzogen werden.

- Der Partialdruck von Si wurde hier durch die Koexistenz von Forsterit, Enstatit und  $\text{SiO}_2^{\text{Gas}}$  bestimmt. Im solaren Nebel kondensiert jedoch Forsterit vor Enstatit (Palme und Fegley 1990):



Enstatit wird erst bei tieferen Temperaturen thermodynamisch stabil; Forsterit reagiert dann mit SiO aus der Gasphase und wandelt sich in Enstatit um. Die Kondensation von Forsterit wird durch den Partialdruck von Mg und Si in der Gasphase bestimmt. Dadurch ergibt sich ein systematisch geringerer Dampfdruck für Si während der Kondensation von Metall. CONDOR berechnet im Gegensatz zu ALKON die Kondensation von Forsterit. Abbildung 4.2 vergleicht Ergebnisse beider Programme für Si-Aktivitäten. Im Temperaturintervall zwischen 1100 K und 1400 K ist die Si-Aktivität nach CONDOR maximal 0.8 log-Einheiten niedriger als nach ALKON. Die Si-Konzentration im Metall ist folglich maximal um den Faktor 2 geringer. Wie in Kapitel 5 beschrieben, hängt die Konzentration von Si im Metall stark vom Gesamtdruck ab. Die Konzentrationen variieren mit steigendem Druck um Größenordnungen; daher ist es legitim, den Effekt der Forsteritkondensation außer acht zu lassen.

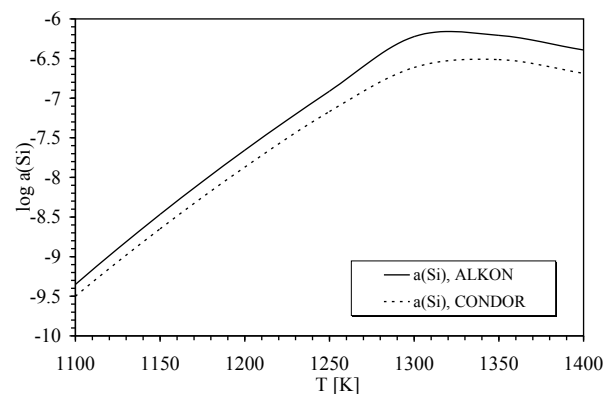


Abbildung 4.2.: Vergleich der Aktivitäten von Si im Metall für verschiedene Temperaturen, berechnet mit dem Metallkondensationsprogramm ALKON und dem Gesamtkondensationsprogramm CONDOR (Lodders und Fegley 1993).

## 5. Zonierte Metalle im Meteoriten HaH 237

HaH 237 ist ein metallreicher kohligler Chondrit. Er enthält zonierte Metallkörner. Diese Metalle entstanden durch Kondensation; diese Kondensation könnte entweder im solaren Nebel stattgefunden haben oder in einem Gaspaket, welches durch Impakt und nachfolgende Verdampfungsprozesse auf einem Asteroiden entstanden ist. Meine Analysen zeigen, dass die Metalle im solaren Nebel entstanden sind. Durch Spurenelementanalysen der Metalle kann man Druck, Temperatur, Sauerstoff fugazität und Abkühlrate bestimmter Regionen des solaren Nebels bestimmen.

### 5.1. Der CB-Chondrit HaH 237

Im Jahr 1997 wurde in der Sahara im Gebiet Hammadah al Hammrah ein ca. 3 kg schwerer, ungewöhnlich metallreicher Meteorit gefunden. Basierend auf chemischen Analysen, petrographischen Eigenschaften und dem hohen Metallgehalt wurde der Meteorit zunächst als CR-Chondrit klassifiziert (Zipfel et al. 1998). Ähnlichkeiten mit den Meteoriten Bencubbin, Weatherford und Gujiba führten aber dazu, eine neue Klasse von Meteoriten einzuführen: die *Bencubbinite* (CB-Chondrite, Weisberg et al. 2001). Diese Gruppe umfasst bisher fünf Meteorite: Bencubbin, Weatherford, Gujiba, QUE 94411 und HaH 237. Nach Weisberg et al. (2001) sind diese Meteorite in zwei Untergruppen eingeteilt; ihre Eigenschaften sind in Tabelle 5.1 angegeben.

#### 5.1.1. Gesamtzusammensetzung

Zipfel et al. (1998) bestimmten die Gesamtzusammensetzung von HaH 237 mittels instrumenteller Neutronenaktivierungsanalyse (INAA). Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.2 auf Seite 62 zusammengefasst. Sowohl der Gesamtmeteorit als auch die Metallphase zeigen flache Muster der refraktär siderophilen und refraktär lithophilen Elemente. Die refraktär siderophilen Elemente sind im Vergleich zu Fe im Metall um den Faktor 2.3 angereichert (Abbildung 5.1). Die Anreicherung von Cr gegenüber Mg im Gesamtmeteorit resultiert aus der Anreicherung von Metall gegenüber Silikat in HaH 237. Berechnet man aus dem Cr-Gehalte der Metallphase das Mg/Cr-Verhältnis der Silikate, so ergibt sich für diese ein annähernd chondritisches Mg/Cr-Verhältnis.

#### 5.1.2. Zusammensetzung der Silikate

Nach Zipfel et al. (1998) und Krot et al. (2002) sind die Olivine in HaH 237 reich an  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.38 – 0.68 Gew%). Die Fayalit-Gehalte variieren zwischen 2 – 10 Mol%. Der Ferrosilit-Gehalt der Pyroxene beträgt zwischen 0.5 und 14 Mol%. Damit sind Olivine und Pyroxene ähnlich wie die Silikate in Acfer 182 zusammengesetzt (Bischoff et al. 1993). Allgemein dominieren magnesiumreiche, kryptokristalline Chondren mit niedrigen FeO-Gehalten. Chondren aus HaH 237 werden detailliert in Krot et al. (2002) beschrieben; die (seltenen) CAIs in Krot et al. (2001).

	CB <sub>a</sub> -Chondrite Bencubbin, Weatherford, Gujiba	CB <sub>b</sub> -Chondrite HaH 237, QUE 94411
Metallanteil	~ 60 Vol%	≤ 70 Vol%
Ni-Gehalt	5 – 8 Gew%	4 – 15 Gew%
zonierte Metalle	nein	ja
Chondrengröße	~ cm	~ mm
refraktäre Einschlüsse	—	selten
δN (Stickstoffisotopie)	~ 1000	~ 200

Tabelle 5.1.: Eigenschaften der Untergruppen der CB-Chondrite. Nach Weisberg et al. (2001) und Rubin et al. (2003).

Gewicht	Gesamt 1 185.5 mg	Gesamt 2 66.53 mg	Metall 29 mg	Fehler
Mg [Gew%]		3.91		3%
Al [Gew%]		0.39		4%
Ca [Gew%]		0.49		7%
Fe [Gew%]	68.1	73.8	91.4	3%
Na [ppm]	425	521	17	3%
Cl [ppm]		196	50	10%
K [ppm]	85	70.1	11.5	5%
Sc [ppm]	5.3	3.15		4%
V [ppm]		29.6		4%
Cr [ppm]	2500	2620	1900	3%
Mn [ppm]	180	208	12	3%
Co [ppm]	2200	2320	3000	3%
Ni [ppm]	50000	56000	69000	5%
Cu [ppm]	28	33	23	20%
Zn [ppm]		19	7	20%
Ga [ppm]	0.9	0.96	1.08	20%
As [ppm]	1.2	1.3	3.05	3%
Br [ppm]	0.2	0.42	0.3	10%
Mo [ppm]	4	5.2	10	10%
Ru [ppm]	3.2	4	8	20%
Pd [ppm]	2	2.5	4	10%
La [ppm]	0.2	0.18	0.3	12%
Sm [ppm]	0.135	0.084		4%
Eu [ppm]	0.042	0.034		5%
Dy [ppm]	0.2	0.13		20%
Ho [ppm]	0.05	0.048		25%
Yb [ppm]	0.15	0.086		35%
W [ppm]	0.35		1.1	7%
Re [ppm]	0.2	0.24	0.52	10%
Os [ppm]	2.7	2.79	5.9	7%
Ir [ppm]	2.43	2.56	5.5	3%
Pt [ppm]	4.5	3.8	11	12%
Au [ppm]	0.136	0.142	0.33	3%

Tabelle 5.2.: INAA-Daten von HaH 237 Zipfel et al. 1998. *Gesamt 1*: Gesamtgesteinsanalyse, *Gesamt 2*: Gesamtgesteinsanalyse (Kurzzeitbestrahlung), *Metall*: Magnetisch separierte Metallfraktion.

## 5.2. Zonierte Metalle

Für meine Analysen stand ein ca. 2 x 0.5 cm großer Anschliff des Meteoriten zur Verfügung. Dieser wurde vor jedem Analysetag mit Diamantpaste poliert und mit Kohlenstoff bedampft.

Eine der bemerkenswertesten Eigenschaften in den Meteoriten der CB<sub>b</sub>-Gruppe ist das Auftreten zonierter Metallkörner. In diesen Metallkörnern variieren Ni- Gehalte und Spurenelementkonzentrationen in typischer Weise von Kern zu Rand (siehe Abbildung 5.6 auf Seite 67). Zonierte Metallkörner wurden in CH-Chondriten (Meibom et al. 1999, Scott 1988) und dem CB<sub>b</sub>-Chondrit QUE 94411 (Campbell et al. 2001) entdeckt.

Genau wie diese Meteorite enthält auch HaH 237 zonierte Metallkörner. Die Zonierungen machen sich durch unterschiedliche Ni-Gehalte von Rand und Kern der Körner bemerkbar; daher kann man die Zonierungen mit der Mikrosonde oder dem Rasterelektronenmikroskop mittels hohem Kontrast darzustellen; ein weiterer Weg, zonierte Metalle zu entdecken ist die Erstellung von Elementverteilungskarten (Abbildung 5.2).

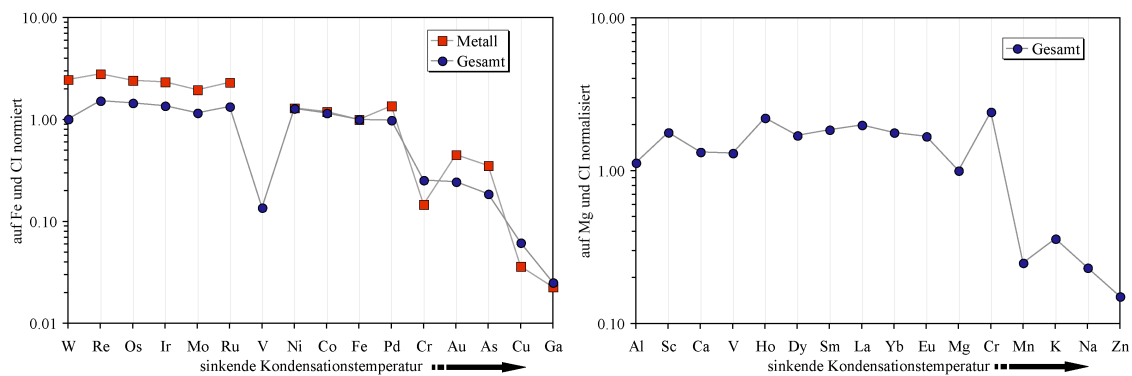


Abbildung 5.1.: INAA-Daten von HaH 237. (Zipfel et al. 1998). *Links*: Siderophile Spurenelemente, *Rechts*: lithophile Spurenelemente; *Gesamt*: Mittelwert der Analysen *Gesamt 1* und *Gesamt 2* aus Tabelle 5.2 auf Seite 62.

Einige zionierte Metalle enthalten Silikateinschlüsse (Abbildung 5.3 auf Seite 65). Diese Silikateinschlüsse haben oft einspringende Winkel und klar definierte Kanten. Bei den Silikaten handelt es sich um kryptokristallines Material mit niedrigem FeO-Gehalt.

Die unzionierte Metalle sind oft zu größeren Metall-Aggregaten verwachsen. Hochkontrast-Aufnahmen mit der Mikrosonde zeigen, dass größere unzionierte Körner aus kleineren Subkörnern aufgebaut sind. Cr-reiche Sulfide füllen die Zwickel zwischen einzelnen Subkörnern.

### 5.2.1. Anteil zionierter und unzionierter Metalle

Das Verhältnis der Flächen von Phasen in einem zweidimensionalen Schnitt ist in guter Näherung proportional zum Verhältnis der Volumina der Phasen in der Probe. So wurden aus Abbildung 5.2 auf Seite 64 die Anteile der Phasen bestimmt. Das Ergebnis ist in Abbildung 5.4 auf Seite 66 dargestellt.

### 5.2.2. Metallographische Untersuchungen

Die Struktur von Metallphasen in Meteoriten lässt sich durch Ätzen sichtbar machen. Die beiden Phasen Taenit und Kamazit werden von Säuren unterschiedlich stark angegriffen. Daher bildet sich beim Ätzen ein Phasenkontrast. Dieses Verfahren verwendet man auch zur Darstellung der Widmannstätten-Figuren in Eisenmeteoriten.

Die Probe wurde ca. 2 Minuten lang mit einer Mischung von 95 Vol% Ethanol und 5 Vol% konzentrierter Salpetersäure behandelt. Danach wurde die Probe in reines Ethanol eingetaucht und so der Ätzvorgang abgebrochen. Die Ätzstrukturen wurden mit der Mikrosonde abgebildet und analysiert.

Keines der Metallkörner in HaH 237 zeigt die für Entmischungen typischen Widmannstätten-Figuren. Die Struktur der Metalle ist homogen; zwischen zionierten und unzionierten Körnern gibt es keine Unterschiede. Einige der Metalle haben Ätzgruben oder Ätzinseln, die aus Baufehlern in den Metallen herrühren.

### 5.2.3. Spurenelementgehalte der Metalle

#### Mikrosondendaten

Sowohl zionierte Körner als auch unzionierte Körner wurden quantitativ mit der Mikrosonde gemessen; die Messbedingungen sind in Abschnitt 3.2 auf Seite 42 angegeben. Es wurden die Elemente Fe, Co, Ni, Cr, Si, P und S analysiert. Eine Auswahl repräsentativer Daten ist im Anhang B zu finden. Die oben erwähnte Zonierung der Metalle zeigt sich nicht nur in Ni, sondern auch in den Elementen Co, Cr und P. Die Si-Konzentration der zionierten Metalle ist in allen Fällen unterhalb der Nachweisgrenze von 50 ppm; die zionierten Metalle enthalten keinen Schwefel. Die Metalle wurden mit der Mikrosonde entlang von Linien quer über die zionierten Körner analysiert — in diesen Profilanalysen ist die Zonierung besonders gut zu erkennen. Typische Zonierungsmuster sind in Abbildung 5.6 auf Seite 67 dargestellt.

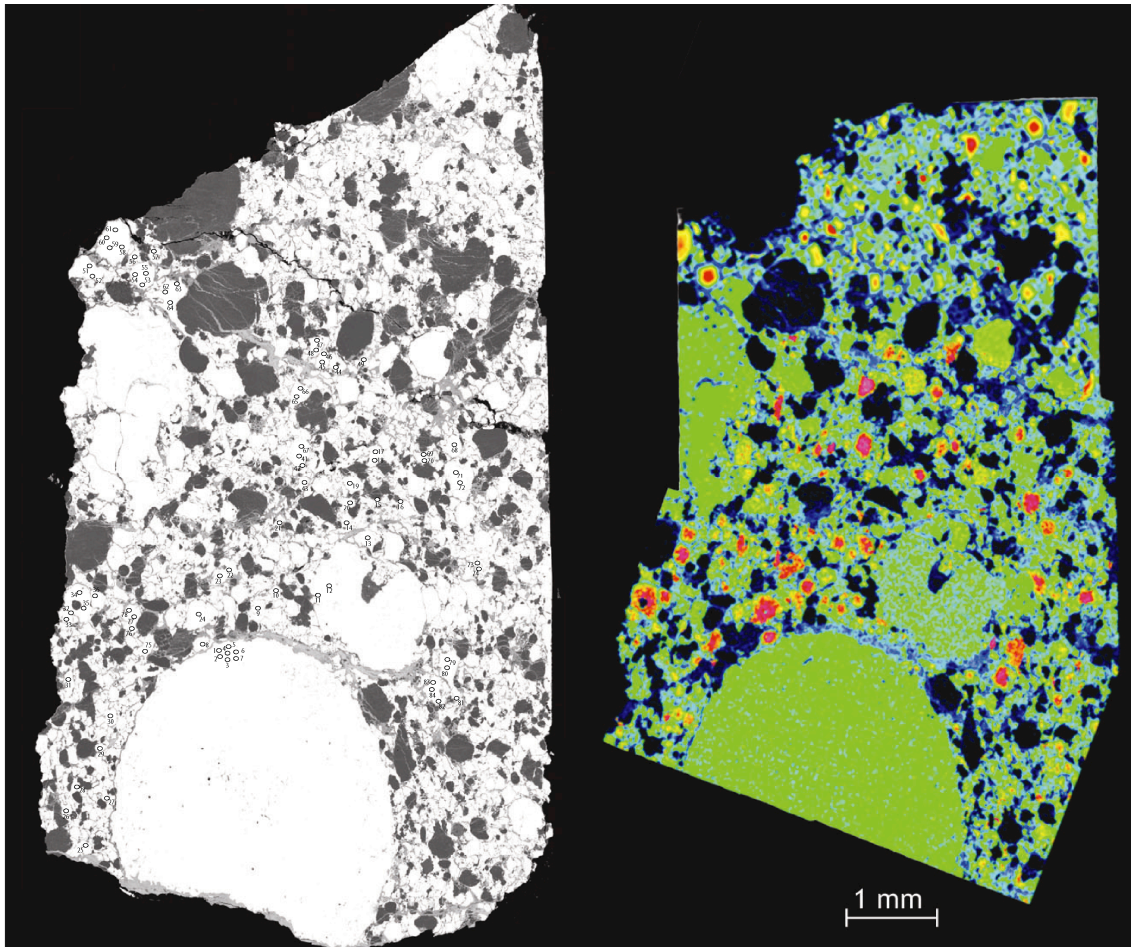


Abbildung 5.2.: CB-Chondrit HaH 237: *Links*: BSE-Bild. Die Kreise mit den Nummern repräsentieren Messpunkte der Ionensondenanalysen. *Rechts*: Ni-K $\alpha$ -Karte. Rote Farben: Ni-Konzentrationen > 10 Gew%, grün: Ni-Konzentrationen zwischen 5 und 8 Gew%, blau: Ni-Konzentrationen < 3 Gew%.

Die Elemente Ni und Co sind für alle zonierten und den Großteil der unzonierten Körner positiv korreliert (Abbildung 5.7 auf Seite 68); Fe und Ni, Ni und Cr sowie Ni und P sind negativ korreliert. Ein einziges unzoniertes Metallkorn zeigte eine negative Korrelation zwischen Ni und Co (Hinweis auf Entmischung, siehe 5.3).

Unzonierte Metallkörner unterscheiden sich im Hinblick auf Ni, Co, Cr und P nur unwesentlich von zonierten Metallen; ihre Gehalte variieren jedoch deutlich schwächer. Sie haben allgemein mehr Cr und P als die zonierten Metalle. Die Si-Konzentration einiger weniger unzonierter Körner variiert zwischen 50 ppm und 1000 ppm, mit einem Mittelwert von 230 ppm. Ebenso wie bei zonierten Metallen sind Ni und Co positiv, Ni und Cr sowie Ni und P negativ korreliert.

### **Ionensondendaten**

12 zonierte Körner und 7 unzonierte Körner wurden mit der Ionensonde untersucht. Die Messbedingungen sind in Abschnitt 3.2.2 auf Seite 44 angegeben. Alle Messwerte sind in den Tabellen 5.3 und 5.4 aufgelistet.

Aufgrund der Ortsauflösung der Ionensondenmessung war es in vielen Fällen nicht möglich, zonierte Körner an mehreren Stellen zu messen. Die Analysepunkte der Ionensondenmessungen sind in der Abbildung 5.2 eingetragen.

Die Konzentrationen der Elemente Ni, Co, Cr und P wurden sowohl mit der Mikrosonde als auch mit der Ionensonde bestimmt. Die Messwerte von Mikrosonde und Ionensonde sind für die Elemente Ni, Co



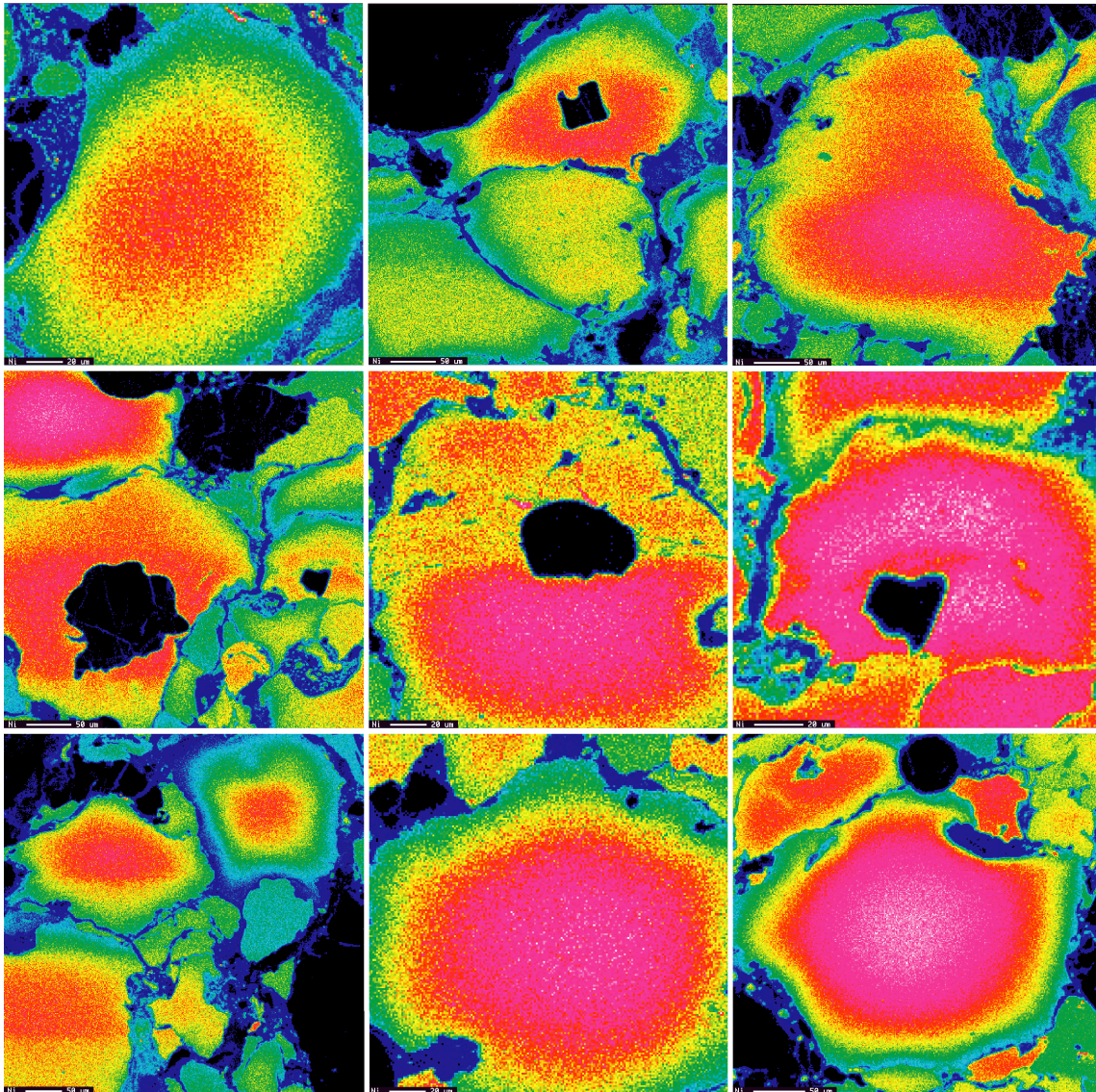


Abbildung 5.3.: Ni  $K\alpha$ -Intensitätsverteilungskarten einiger zonierter Metallkörner.

und Cr in guter Übereinstimmung — lediglich für P ergibt sich eine systematisch höhere Konzentration aus den Ionensondenmessungen. Eine mögliche Ursache: die Zählraten für P waren mit der Ionensonde auf den Standards relativ niedrig (P lässt sich mit Sauerstoff als Primärionen nur schlecht ionisieren); der RSF ist daher mit hohen Fehlern behaftet und der zählstatistische Fehler ist groß. Jedoch sind die Abweichungen aller Messungen untereinander kleiner als 25%; für die Interpretation sind diese Abweichungen unerheblich. Im folgenden wurden die P-Konzentrationen aus den Mikrosondenmessungen als maßgeblich angesehen.

Einige Mikrosondenanalysen zeigen höhere Ni-Konzentrationen als die entsprechenden Ionensondenmessungen. Dies wird durch die Zonierung der Metalle verursacht. Mit der Ionensonde analysiert man ein größeres Volumen der Probe als mit der Mikrosonde; die Ionensondenmessung zeigt daher die Durchschnittskonzentration eines größeren Volumens. In den zonierten Metallen ist die Ni-Konzentration nur im Zentrum besonders hoch — mit der Analyse eines größeren Volumens um das Zentrum herum (Ionensonde) erhält man dementsprechend niedrigere Werte.

Im Gegensatz zu den Mikrosondenmessungen war es mit der Ionensonde möglich, die Si-Konzentration zonierter und unzonierter Metalle zu bestimmen. Wie in Abschnitt 5.3 auf Seite 71 erläutert wird, ist das



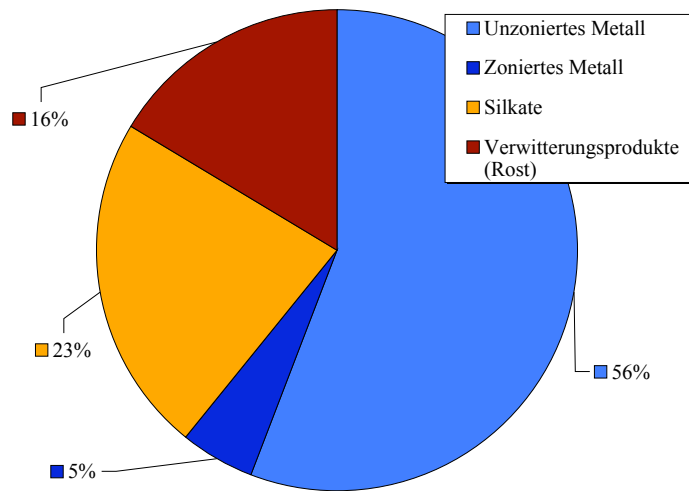


Abbildung 5.4.: Volumen-Anteile von Silikaten, zonierten Metallen, unzonierten Metallen und Verwitterungsprodukten in HaH 237.

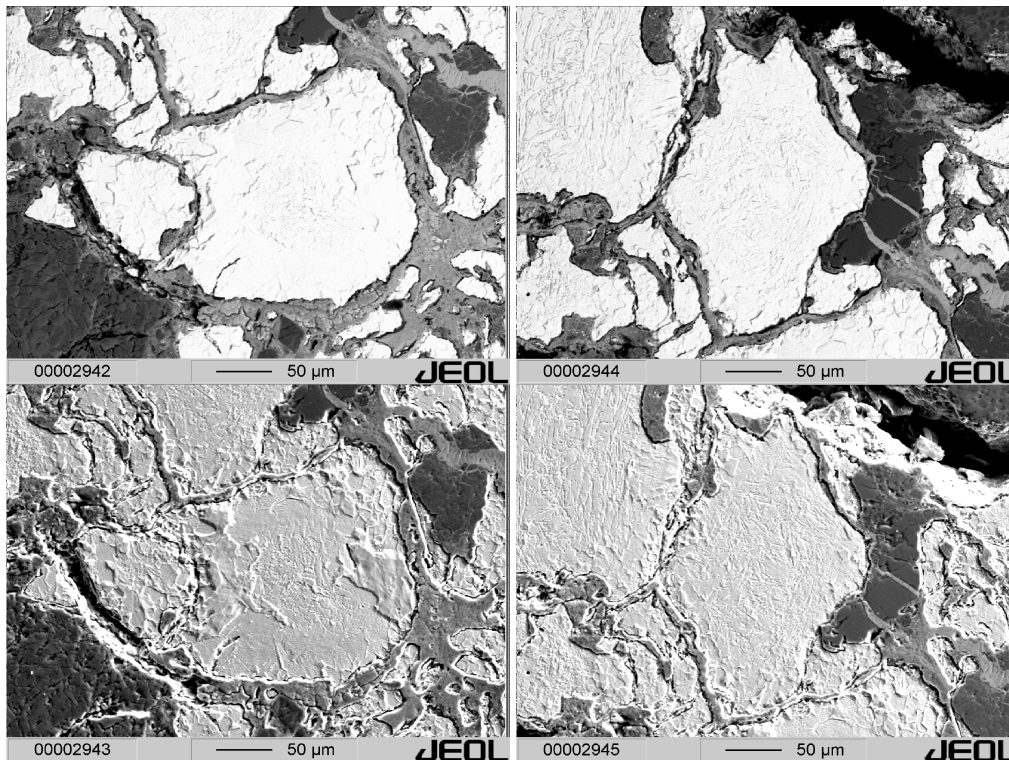


Abbildung 5.5.: *Obere Reihe:* BSE-Bilder geätzter Metalle in HaH 237. *Untere Reihe:* die selben Metallkörner als hochauflösende SEI-Bilder. Beide Körner sind zonierte Metalle. Mikrosonden-Analysen der Körner sind in Abbildung 5.6 auf Seite 67 zu finden.



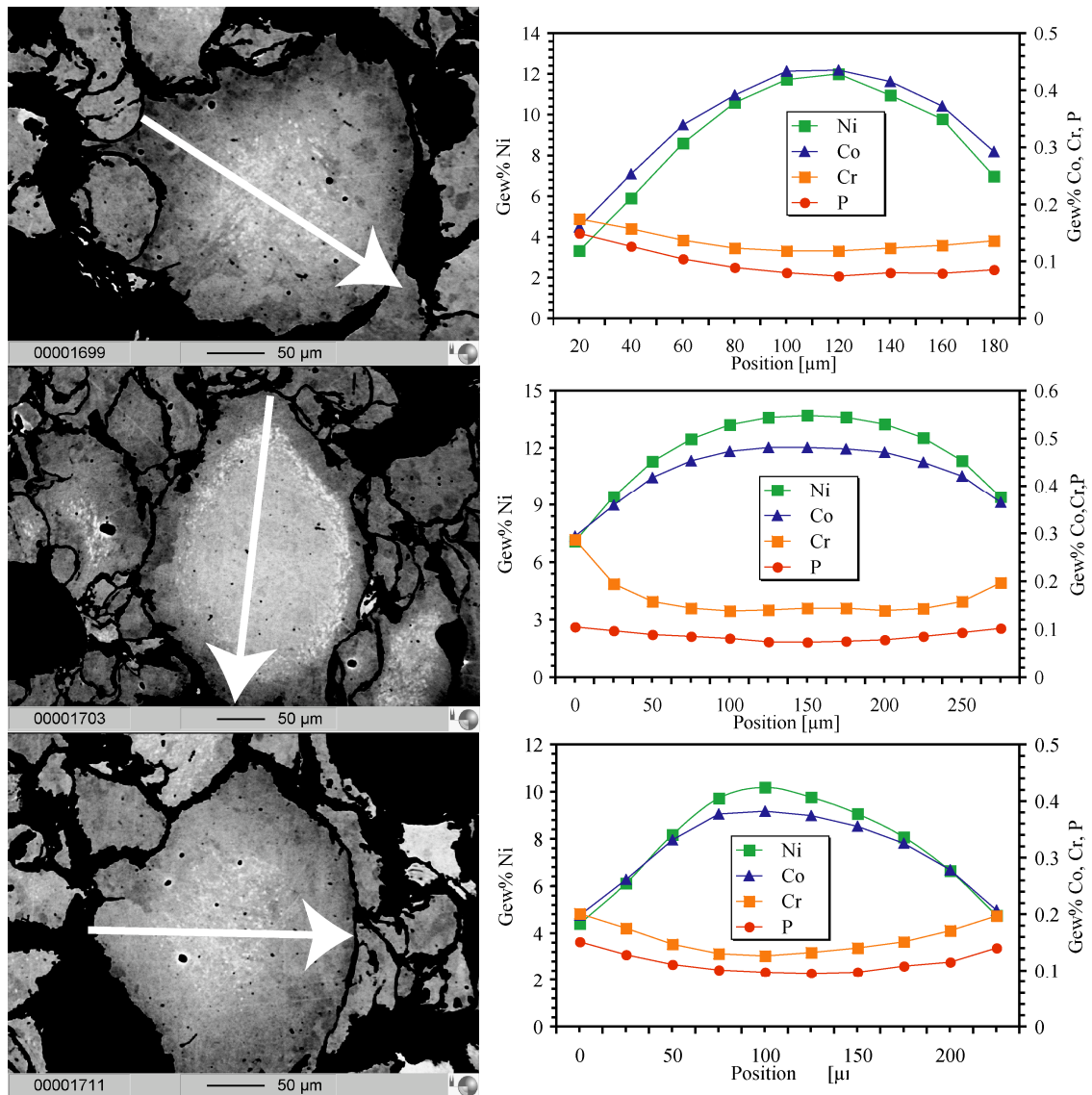


Abbildung 5.6.: *Linke Seite:* BSE-Bilder zonierter Metalle. Die Bilder wurden mit hohem Phasenkontrast aufgenommen — so wird die Ni-Zonierung sichtbar. *Rechte Seite:* Mikrosondenmessungen entlang der in den Abbildungen angegebenen Linien.

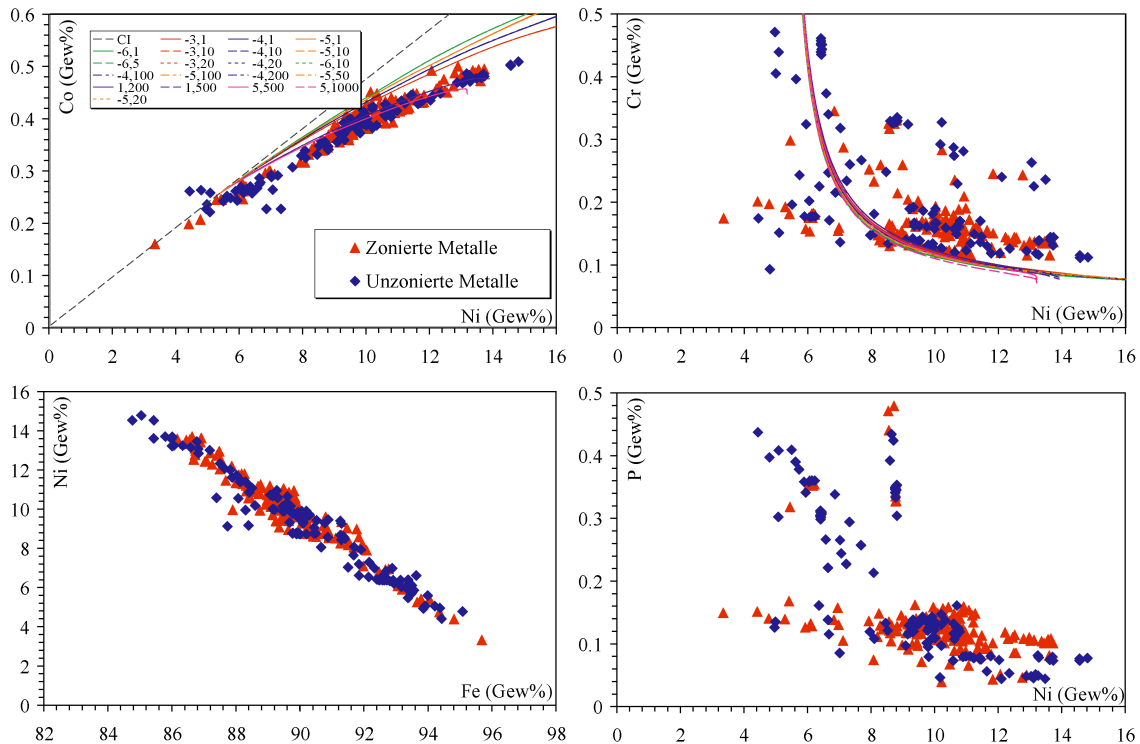


Abbildung 5.7.: Mikrosondenmessungen zionierter und unzionierter Metalle in HaH 237: *oben links*: Ni und Co-Konzentrationen. Die gestrichelte Gerade entspricht dem chondritischen Verhältnis von Ni und Co. *oben rechts*: Ni und Cr. *unten links*: Fe und Ni. *unten rechts*: Ni und P. Die farbigen Kurven repräsentieren die Konzentrationen von Ni und Co, die man durch Kondensation erwarten würde. *Legende Kondensationskurven*: Die erste Zahl entspricht dem Druck in logarithmischen Einheiten (z.B. -3:  $10^{-3}$  bar, 1 und 5: Druck von 1 bar und 5 bar). Die zweite Zahl gibt das Staub-Gas-Verhältnis (D/G) an. Parameter der Kondensationsrechnungen in Tabelle 5.5 auf Seite 75.

Verhältnis von Ni zu Co ein Indikator für die Kondensationstemperatur. Deshalb werden die Konzentrationen der Elemente V, Si und Mn in Abbildung 5.9 auf Seite 69 in Abhängigkeit vom Ni/Co-Verhältnis dargestellt.

Die Si-Konzentration der zionierten Metalle variiert zwischen 10 ppm und 60 ppm; unzionierte Metalle enthalten im Schnitt zwischen 10 und 400 ppm Si. Die Si-Konzentrationen der zionierten Körner liegt somit nahe der Nachweisgrenze der Mikrosonde von 40 ppm. Daher konnten die Si-Konzentrationen dieser Körner auch nicht mit der Mikrosonde bestimmt werden.

Die Mn-Konzentrationen zionierter Metalle ist kleiner als 2 ppm und damit nahe der Nachweisgrenze der SIMS-Analysen (Tabelle 3.7 auf Seite 48) — unzionierte Metalle haben dagegen signifikant höhere Mn-Konzentrationen.

Die V-Konzentrationen der zionierten Metalle streuen über ein weiten Bereich von Ni/Co-Verhältnissen zwischen 1 und 3 ppm; einige Metalle enthalten bis zu 10 ppm V. Die unzionierten Körner enthalten im allgemeinen mehr V; die Konzentrationen variieren hier zwischen 1 und 100 ppm.

Die Elemente Cr und Mn sind in den zionierten Metallen nicht korreliert (Abbildung 5.10 auf Seite 72) . Für die unzionierten Metalle ergibt sich eine schwache positive Korrelation über den Konzentrationsbereich von Cr. Dies gilt auch für die Elemente Cr und V sowie Cr und Si. Cr und V sind in den zionierten Metallen schwach negativ korreliert, Cr und Mn sehr schwach positiv korreliert. Die unzionierten Metalle hingegen zeigen Korrelationen mit größeren Steigungen.

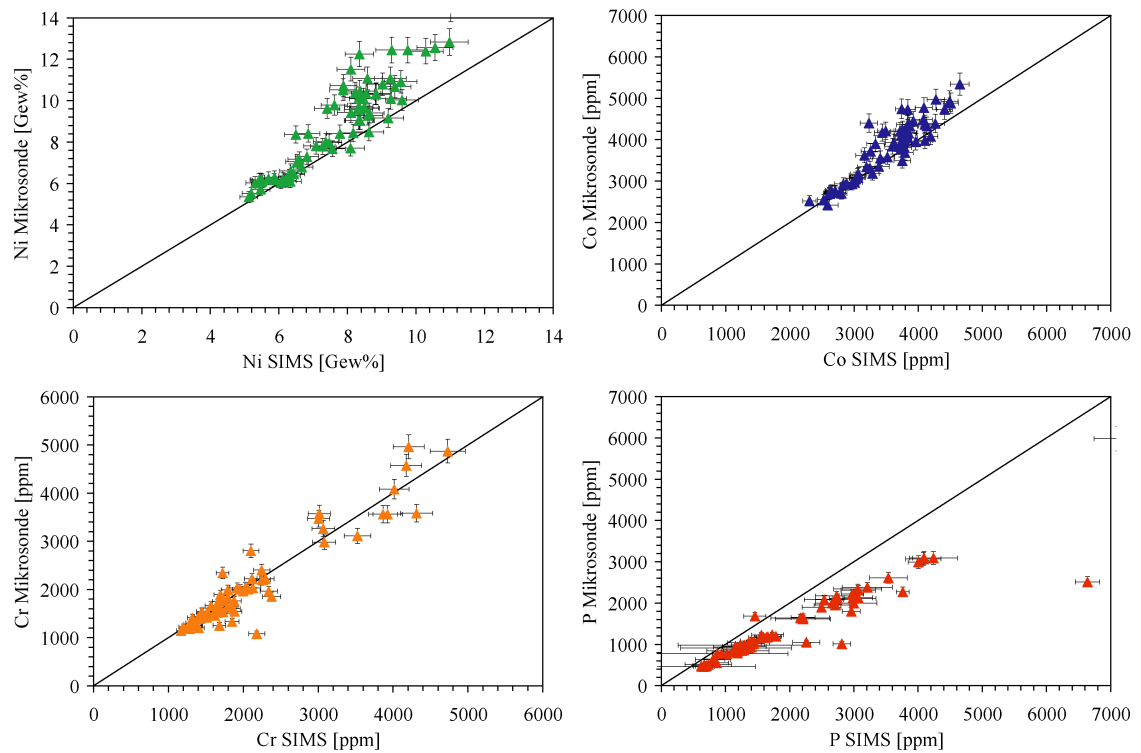


Abbildung 5.8.: Vergleich der Messwerte der Ionensonde (SIMS) mit der Mikrosonde. Die Mikrosondenmessungen stammen aus der unmittelbaren Nähe des Analysekraters der Ionensondenpunkte.

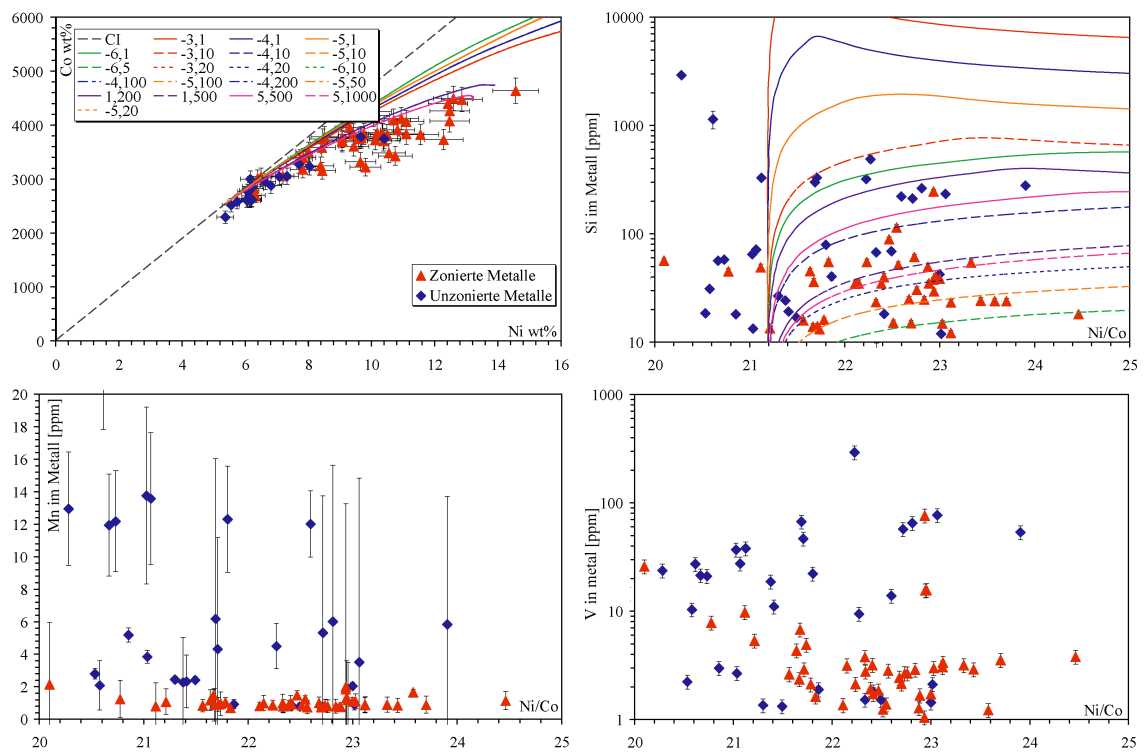


Abbildung 5.9.: Ni-, Co-, Si-, Mn- und V-Konzentrationen zonierter und unzonierter Metalle.

5. Zonierte Metalle im Meteoriten HaH 237

	Fe [Gew%] EMP	Co [ppm] SIMS	Co [ppm] EMP	Ni [Gew%] SIMS	Ni [Gew%] EMP	Si [ppm] SIMS	P [ppm] SIMS	P [ppm] EMP	Cr [ppm] SIMS	Cr [ppm] EMP	V [ppm] SIMS	Mn [ppm] SIMS
# 08	87.42	4501.47	4890	10.55	12.58	24.4 ± 1.6	798 ± 98	640	1615 ± 82	1470	2.9 ± 0.4	0.9 ± 0.1
# 10	90.41	3754.52	3990	8.31	9.59	35.1 ± 2.8	1434 ± 175	1030	1659 ± 83	1680	3.2 ± 0.5	1.0 ± 0.1
# 17	90.2	3226.90	4410	7.61	9.8	24.2 ± 1.2	2808 ± 342	1020	2176 ± 109	1090	1.2 ± 0.2	1.7 ± 0.2
# 18	91.12	3508.01	3980	7.99	8.88	11185 ± 514	1803 ± 220	1150	1395 ± 70	1320	3.0 ± 0.4	33.6 ± 4.7
# 19	91.57	3159.58	3630	6.84	8.43	14.1 ± 0.9	1553 ± 190	1230	1875 ± 93	1770	2.4 ± 0.3	1.5 ± 0.2
# 22	89.67	3842.44	4180	8.81	10.33	248.2 ± 11.2	2955 ± 361	1810	3520 ± 178	3120	76.7 ± 11.2	2.0 ± 0.3
# 23	87.15	4482.09	4940	10.96	12.85	18.3 ± 0.9	1155 ± 142	830	1833 ± 93	1660	3.8 ± 0.6	1.2 ± 0.2
# 24	88.91	4072.55	4490	9.24	11.09	15.1 ± 0.9	855 ± 105	560	1509 ± 76	1430	2.2 ± 0.3	0.8 ± 0.1
# 27	91.55	3746.48	3500	8.16	8.45	16.3 ± 0.8	1452 ± 178	1690	2098 ± 105	2810	2.1 ± 0.3	1.1 ± 0.2
# 28	89.26	3433.28	4180	7.87	10.74	38.2 ± 1.8	2253 ± 275	1060	2374 ± 119	1860	1.1 ± 0.2	1.9 ± 0.3
# 30	91.05	3502.86	3930	7.73	8.95	2155 ± 101	1519 ± 185	880	1682 ± 84	1610	1.0 ± 0.1	14.3 ± 2.
# 32	91.61	3420.05	3770	7.40	8.39	29520 ± 1352	2241 ± 273	1420	1330 ± 66	1550	0.4 ± 0.1	138.7 ± 19.5
# 34	89.83	3863.43	4330	8.33	10.17	16.1 ± 0.9	1128 ± 138	820	1652 ± 83	1570	2.6 ± 0.4	0.9 ± 0.1
# 35	90.7	3956.09	3960	8.59	9.3	14.2 ± 0.7	1225 ± 150	1000	1691 ± 85	1900	2.9 ± 0.4	0.9 ± 0.1
# 36	87.73	3734.98	4750	8.34	12.27	23.6 ± 1.3	1143 ± 140	940	1879 ± 96	1550	3.8 ± 0.6	1.0 ± 0.1
# 37	89.65	3836.04	4160	8.83	10.35	15.0 ± 0.9	1653 ± 202	1190	1616 ± 81	1560	3.0 ± 0.4	1.1 ± 0.2
# 38	89.07	4129.19	4340	9.54	10.93	12.3 ± 0.7	1533 ± 187	1180	1454 ± 73	1450	3.1 ± 0.5	0.9 ± 0.1
# 39	90.33	3763.83	4020	8.47	9.67	15.3 ± 0.9	1398 ± 171	1090	1994 ± 100	1970	1.2 ± 0.2	0.9 ± 0.1
# 40	92.01	3514.62	3590	7.45	7.99	13.6 ± 0.7	1721 ± 210	1240	1317 ± 65	1420	5.4 ± 0.8	1.1 ± 0.2
# 41	91.58	3592.50	3850	7.77	8.42	45.6 ± 2.6	1349 ± 168	1030	2245 ± 112	2210	4.4 ± 0.6	1.2 ± 0.2
# 42	87.54	4268.73	4980	9.75	12.46	24.9 ± 1.6	1107 ± 137	820	1662 ± 84	1600	2.9 ± 0.4	0.8 ± 0.1
# 43	93.74	2830.16	2940	5.69	6.26	57.1 ± 3.1	2740 ± 334	2120	4172 ± 206	4580	26.1 ± 3.8	2.2 ± 0.3
# 44	90.82	4098.74	3990	9.17	9.18	35.1 ± 1.9	1591 ± 196	1170	1719 ± 86	2350	1.9 ± 0.3	0.9 ± 0.1
# 45	90.03	3881.97	4090	8.20	9.97	25156 ± 1188	1429 ± 176	940	1651 ± 83	1440	1.3 ± 0.2	72.0 ± 10.1
# 46	90.64	3646.36	3800	7.76	9.36	4276 ± 220	1380 ± 169	1130	1591 ± 80	1670	1.7 ± 0.3	2.7 ± 0.4
# 47	91.62	3252.51	3730	6.48	8.38	41.5 ± 2.8	1441 ± 177	1070	1847 ± 92	1340	14.6 ± 2.1	1.3 ± 0.2
# 48	92.17	3404.85	3560	7.07	7.83	45.4 ± 3.1	1631 ± 199	1180	1790 ± 89	2000	7.9 ± 1.2	1.3 ± 0.2
# 49	90.25	3840.56	4170	8.32	9.75	36.4 ± 2.6	824 ± 102	650	1674 ± 84	1530	6.8 ± 1.0	0.9 ± 0.1
# 50	88.46	3831.12	4740	8.09	11.54	49.4 ± 3.4	658 ± 83	500	1678 ± 85	1260	9.8 ± 1.4	0.8 ± 0.1
# 51	90.57	3613.12	3940	8.09	9.43	7.1 ± 0.4	1183 ± 145	800	1446 ± 72	1530	3.2 ± 0.5	1.0 ± 0.1
# 52	89.89	4258.47	4400	9.25	10.11	13.3 ± 0.7	930 ± 114	780	1164 ± 58	1150	4.9 ± 0.7	1.0 ± 0.1
# 53	91.5	3787.10	3700	8.62	8.5	30.7 ± 1.9	1276 ± 156	880	1396 ± 70	1440	2.7 ± 0.4	0.8 ± 0.1
# 54	90.94	3695.21	3840	8.34	9.06	52.2 ± 3.3	1305 ± 160	940	1419 ± 71	1430	2.8 ± 0.4	0.8 ± 0.1
# 55	90.36	3327.36	3910	7.40	9.64	55.4 ± 3.5	1395 ± 171	940	1417 ± 71	1400	2.1 ± 0.3	0.9 ± 0.1
# 56	89.63	3712.44	4210	8.54	10.37	38.9 ± 2.5	1352 ± 165	910	1278 ± 64	1190	1.7 ± 0.3	1.1 ± 0.2
# 57	89.95	4187.25	4090	9.58	10.05	35.3 ± 2.3	1163 ± 143	920	1196 ± 60	1230	1.7 ± 0.2	0.8 ± 0.1
# 58	89.89	3732.68	4120	8.46	10.11	25.2 ± 1.4	1287 ± 157	990	1247 ± 63	1220	2.5 ± 0.4	1.0 ± 0.1
# 59	90.94	3779.09	3820	8.35	9.06	34.9 ± 2.1	862 ± 106	780	1665 ± 83	1760	1.4 ± 0.2	0.8 ± 0.1
# 60	89.52	3827.02	4370	8.35	10.48	55.6 ± 3.3	616 ± 76	480	1724 ± 87	1540	1.6 ± 0.2	0.7 ± 0.1
# 61	89.31	4096.69	4380	9.37	10.69	50.1 ± 3.1	678 ± 84	480	1517 ± 76	1540	1.3 ± 0.2	0.8 ± 0.1
# 65	85.45	4643.22	5350	11.00	14.55	24.1 ± 1.3	1015 ± 125	780	1401 ± 72	1210	3.6 ± 0.5	0.9 ± 0.1
# 66	87.59	4403.93	4740	10.27	12.41	54.8 ± 3.3	1174 ± 145	890	1381 ± 70	1270	3.2 ± 0.5	0.9 ± 0.1
# 67	87.54	4083.39	4780	9.28	12.46	61.7 ± 3.7	1249 ± 153	860	1694 ± 86	1550	2.7 ± 0.4	0.9 ± 0.1
# 68	89.46	3487.43	4220	7.86	10.54	115.5 ± 6.8	1779 ± 218	1200	1862 ± 94	1610	1.4 ± 0.2	1.3 ± 0.2
# 73	88.91	3839.44	4380	8.57	11.09	9.3 ± 0.5	1188 ± 146	850	1372 ± 69	1260	2.8 ± 0.4	0.8 ± 0.1
# 74	89.64	3776.81	4090	8.46	10.36	40.3 ± 3.1	1190 ± 146	830	1429 ± 72	1330	1.7 ± 0.3	1.0 ± 0.1
# 75	89.25	3718.95	4280	8.35	10.75	89.9 ± 4.2	718 ± 89	530	2768 ± 140	2350	1.9 ± 0.3	1.5 ± 0.2
# 79	89.43	3915.50	4230	8.99	10.57	40.5 ± 2.6	1948 ± 239	1260	1191 ± 60	1110	15.8 ± 2.3	1.2 ± 0.2
# 80	89.36	3892.18	4160	8.93	10.64	29.7 ± 1.5	1785 ± 219	1160	1215 ± 61	1140	15.7 ± 2.3	1.3 ± 0.2
# 83	88.71	3998.64	4410	9.24	11.29	23.4 ± 1.6	1370 ± 168	910	1908 ± 96	1770	3.4 ± 0.5	0.9 ± 0.1

Tabelle 5.3.: Ergebnisse der SIMS-Messungen und Mikrosonden-(EMP)-Messungen für zonierte Metalle in HaH 237.

	Fe [Gew%] EMP	Co [ppm] SIMS	Co [ppm] EMP	Ni [Gew%] SIMS	Ni [Gew%] EMP	Si [ppm] SIMS	P [ppm] SIMS	P [ppm] EMP	Cr [ppm] SIMS	Cr [ppm] EMP	V [ppm] SIMS	Mn [ppm] SIMS
# 01	93.93	2639.23	2780	5.45	6.07	56.9±2.5	2531±308	2090	2026±100	2050	21.5±3.1	12.0±1.7
# 02	93.8	2627.79	2760	5.45	6.2	58.2±2.8	3056±373	2350	2040±101	2030	21.2±3.1	12.2±1.7
# 03	93.96	2610.63	2720	5.29	6.04	2933±138	2729±332	2100	2063±102	2010	23.9±3.5	13.0±1.8
# 04	93.81	2627.33	2740	5.41	6.19	1152±216	3205±391	2390	2337±116	1970	27.4±4.0	21.9±3.1
# 05	93.94	2773.22	2730	6.05	6.06	79.8±4.7	2702±329	1960	1952±96	2010	22.4±3.3	12.3±1.7
# 06	93.88	2617.61	2710	5.50	6.12	65.3±3.4	2490±304	1910	2292±113	2230	37.2±5.4	13.8±1.9
# 07	93.83	2608.38	2700	5.49	6.17	72.1±3.4	2726±332	2180	2123±105	2040	27.7±4.0	13.6±1.9
# 11	94.27	2584.05	2430	5.46	5.73	331.3±14.4	3756±456	2280	5125±263	7530	38.3±5.6	32.4±4.5
# 12	94.64	2300.40	2530	5.11	5.36	322.2±14.4	3533±429	2620	26146±1585	6700	294.3±43.0	542.7±75.9
# 13	92.93	3050.63	3150	6.52	7.07	24.4±1.3	2972±361	2230	3077±153	2990	18.9±2.8	2.3±0.3
# 14	93.88	2798.20	2710	6.32	6.12	222.9±9.7	2160±263	1650	3065±151	3270	14.0±2.0	12.0±1.7
# 15	93.78	2869.43	2930	6.11	6.22	26.9±1.7	2201±268	1620	2113±104	2230	1.4±0.2	2.5±0.4
# 16	92.31	3281.79	3190	7.55	7.69	42.8±2.8	2994±364	2010	2242±111	2410	1.4±0.2	2.1±0.3
# 20	94.46	2522.00	2560	5.18	5.54	18.6±1.3	2659±323	2010	1789±88	1840	2.2±0.3	2.8±0.4
# 21	92.69	3057.55	3090	6.81	7.31	493.3±35.5	3062±373	2320	1293±64	1310	9.5±1.4	4.5±0.6
# 25	93.38	2957.32	2940	6.33	6.62	19.3±0.9	2974±361	2120	3004±148	3480	11.1±1.6	2.4±0.3
# 26	89.61	3754.26	4240	8.21	10.39	40.7±3.2	1286±157	960	1381±70	1250	1.9±0.3	1.0±0.1
# 29	93.85	3006.75	2980	6.19	6.15	31.3±1.5	3063±373	2140	3012±148	3580	10.4±1.5	2.1±0.3
# 31	93.2	2884.82	2930	6.65	6.8	235.1±10.4	6634±813	2520	4012±198	4090	77.5±11.3	3.5±0.5
# 33	90.35	3791.64	3980	8.50	9.65	18.4±0.9	1353±165	1050	1914±96	2040	1.8±0.3	0.9±0.1
# 62	91.97	3241.34	3320	7.36	8.03	213.4±9.4	7108±866	5990	3924±196	3570	57.6±8.4	5.3±0.8
# 63	92.19	3187.54	3350	7.27	7.81	265.8±11.8	8474±1030	3170	4310±216	3590	65.6±9.6	6.0±0.8
# 64	92.27	3380.44	3360	8.08	7.73	281.0±12.5	9109±1108	3150	3862±192	3570	53.8±7.9	5.9±0.8
# 69	90.58	3836.19	4050	8.63	9.42	69.6±4.6	698±86	490	1615±81	1540	1.5±0.2	0.8±0.1
# 70	90.94	3723.98	3780	8.31	9.06	67.9±4.1	727±90	520	1644±82	1560	1.5±0.2	0.8±0.1
# 71	93.81	2694.58	2750	5.85	6.19	332.1±14.8	3999±485	3000	4203±207	4970	47.0±6.9	4.3±0.6
# 72	93.69	2703.92	2760	5.86	6.31	301.9±13.1	4087±496	3100	4726±233	4880	67.5±9.9	6.2±0.9
# 76	93.51	3055.43	3100	6.43	6.49	13.4±0.8	4078±495	3080	1444±71	1550	2.7±0.4	3.9±0.5
# 77	93.62	3021.94	3070	6.30	6.38	18.2±1.1	4234±514	3100	1564±77	1670	3.0±0.4	5.2±0.7
# 78	92.82	3063.85	3180	6.58	7.18	17.0±1.1	2203±268	1660	1732±86	1790	1.3±0.2	2.4±0.3
# 82	89.19	3916.87	4460	9.01	10.81	12.0±0.6	648±80	470	1779±90	1640	2.1±0.3	0.9±0.1

Tabelle 5.4.: Ergebnisse der SIMS-Messungen und Mikrosonden-(EMP)-Messungen für unzonierte Metalle in HaH 237.

## 5.3. Diskussion

Trotz seines hohen Metallgehaltes gehört HaH 237 zur Gruppe der kohligen Chondrite. Dies wird vor allem aus der chondritische Zusammensetzung der Silikate und Metalle deutlich. Kohlige Chondrite sind generell jedoch durch einen hohen Anteil an Matrix sowie das häufige Vorkommen von CAIs gekennzeichnet — HaH 237 ist dagegen fast frei von Matrix; CAIs sind relativ selten. Die chondritische Zusammensetzung von Silikat- und Metallfraktion impliziert, dass diese Komponenten brekzienartig zusammengebracht wurden. Die Matrixkomponente fehlte offenbar im Bildungsgebiet. Die Metallanreicherung geschah demnach im solaren Nebel kurz nach Bildung der einzelnen Komponenten.

### 5.3.1. Thermische Entwicklung

Der Mutterkörper von HaH 237 wurde nach seiner Bildung nicht thermisch metamorphisiert; die Komponenten sind daher thermisch unalteriert und können als primäres Material aus dem solaren Nebel angesehen werden. Entscheidende Hinweise auf das Ausbleiben einer thermischen Metamorphose ergeben sich aus der internen Struktur der Metalle und der Zonierung einiger Metallkörner. Die Zonierungen können nur erhalten bleiben, wenn der Meteorit nach Entstehung der zonierten Metallkörner nicht über längere Zeit auf Temperaturen über ca. 400 K aufgeheizt wurde — ansonsten würden sich die Konzentrationsgradienten diffusiv aufheben (siehe unten). Weiterhin zeigen die Metalle keine Entmischungsstrukturen von Taenit und Kamazit, wie man sie aus Metallphasen gewöhnlicher Chondrite oder besonders der Eisenmeteorite kennt (Reisener und Goldstein 2003, Willis und Goldstein 1983) — diese Metalle waren einer thermischen Metamorphose ausgesetzt. Metalle in CH-Chondriten (Campbell und Humayun 2003) und CR-Chondriten (diese Arbeit, Kapitel 6) zeigen ebenfalls oft Entmischungsstrukturen.

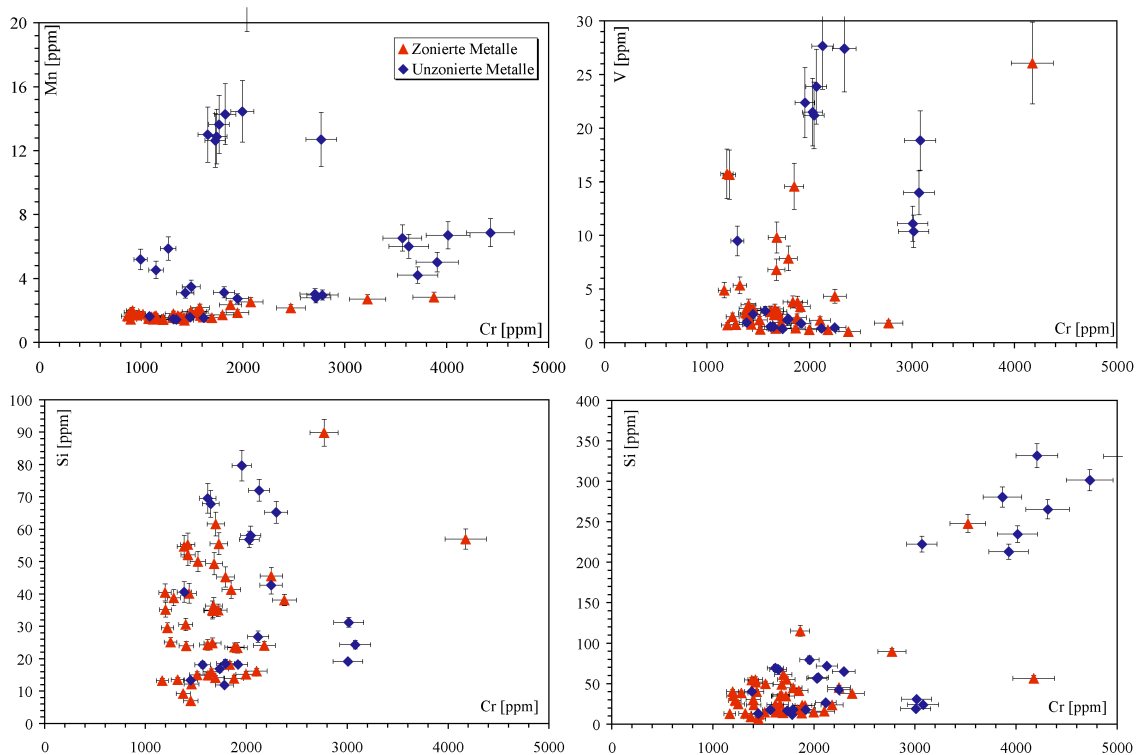


Abbildung 5.10.: Konzentrationen der moderat lithophilen Elemente Cr, V und Si. In der unteren Reihe sind die Konzentrationen von Cr und Si in zwei unterschiedlichen Skalierungen aufgetragen.

HaH 237 entspricht demnach dem petrologischen Typ 3 — denn auch für wäßrige Alteration fehlen jegliche Indizien: die Chondren sind größtenteils gut erhalten (wäßrige Alteration äußert sich zunächst durch textuelle Veränderungen Brearley und Jones 1998).

### 5.3.2. Vergleich mit Kondensationsrechnungen

Die Zonierung der Metalle in CH-Chondriten und CB-Chondriten wird als Hinweis auf eine Entstehung durch Kondensation interpretiert (Meibom et al. 1999, Meibom et al. 2000, Meibom et al. 2001, Campbell et al. 2001, Petaev et al. 2001, Weisberg et al. 2001).

Die Argumente für einen Kondensationsursprung basieren auf einem Vergleich von berechneten Konzentrationskurven mit Messwerten. Ich habe mit dem im Kapitel 4 vorgestellten Programm die Kondensation von Metallen für verschiedene Druck- und Temperaturbereiche berechnet (Eingabeparameter in Tabelle 5.5 auf Seite 75).

Ein Ergebnis der Kondensationsberechnungen ist die Kondensationssequenz, d.h. die Reihenfolge, bei der mit sinkender Temperatur die 50%-Kondensationstemperaturen der Elemente in bezug auf metallische Legierungen erreicht wird. Die Kondensationssequenz bei verschiedenen Drücken und Sauerstoffugazitäten kann den Abbildungen 5.11 (Seite 73) und 5.12 (Seite 74) entnommen werden.

Die Kondensationssequenz der siderophilen Elemente ist nicht vom Gesamtdruck abhängig; jedoch verschieben sich die Kondensationstemperaturen mit steigendem Druck zu höheren Temperaturen. Die Elemente Re, Os, Wo, Ir, Mo, Pt, Rh und V verhalten sich bei allen Drücken refraktär zu den Elementen Fe, Co, Ni, Pd, Cr und Au, d.h. sie kondensieren bei höheren Temperaturen als Fe-arme Legierung noch vor der Hauptmenge von Fe-Ni-Metall.

Die Kondensationssequenz der moderat siderophilen Elemente V, Mo, W und Cr hängt jedoch im hohen Maße von der Sauerstoffugazität ab. Abbildung 5.12 auf Seite 74 zeigt, dass W, Mo, V und Cr mit steigendem Sauerstoffpartialdruck zunehmend volatil werden. Mit steigendem Sauerstoffpartialdruck steigt der Anteil gasförmiger Oxide eines Elementes in der Gasphase. Relativ dazu sinkt der Anteil der monoatomischen Spezies: sein Partialdruck in der Gasphase sinkt und damit auch seine Kondensationstemperatur. In

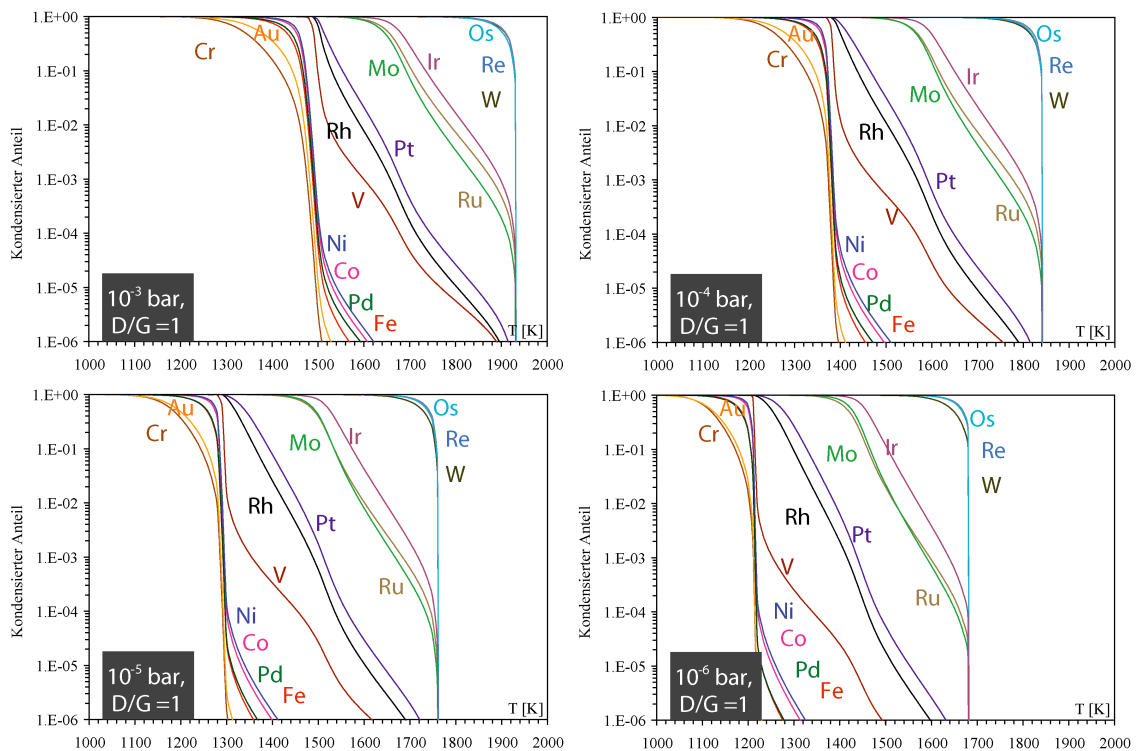


Abbildung 5.11.: Kondensationssequenz der siderophilen Elemente in Abhängigkeit vom Gesamtdruck. Mit sinkendem Druck verschieben sich die Kondensationstemperaturen der Elemente zu niedrigeren Temperaturen. Die Temperaturintervalle zwischen den jeweiligen Kondensationstemperaturen bleiben aber konstant.

bezug auf die Kondensation in eine Silikatphase wird ein Element mit steigendem Sauerstoffpartialdruck zunehmend refraktärer. Fe liegt jedoch erst bei sehr oxidierenden Bedingungen als Oxid im Gas vor — seine Kondensationstemperatur steigt in dem hier untersuchten Intervall nur unwesentlich an.

Die Zonierungsprofile der Metalle in HaH 237 entsprechen den Vorhersagen der Kondensationsberechnungen. In allen Fällen kondensiert Ni vor Co und Fe. Dies führt zu einer Anreicherung von Ni in den Kernen der kondensierenden Körner. Mit weiterer Abkühlung kondensiert mehr und mehr Fe: die Ni- und Co-Gehalte nehmen zu den Rändern hin ab. Cr und P sind bei solarem Sauerstoffpartialdruck volatiler als Fe. Daher sind die Kerne kondensierter Metallkörner an Cr und P verarmt; erst bei tieferen Temperaturen kondensieren sie in die Ränder der Körner.

Hinzu kommt: Ni ist refraktärer als Co — der Kern eines zonierten Kornes zeigt ein höheres Ni/Co-Verhältnis als der Rand. Daher kann man das Ni/Co-Verhältnis als Temperaturindikator, bzw. als Indikator für den Fortschritt der Kondensation verwenden.

Die berechneten Kondensationskurven für Ni und Co (Abbildung 5.7 auf Seite 68) sind in guter, quantitativer Übereinstimmung mit den gemessenen Werten der zonierten und unzonierten Metalle in HaH 237. Jedoch haben Veränderungen von Druck und Sauerstoff fugazität kaum einen Einfluss auf die Ni- und Co-Konzentrationen; ebenso verhält es sich mit Cr — alle berechneten Kondensationskurven stimmen nahezu mit den gemessenen Werten überein. Diese Übereinstimmungen legen den Schluss nahe, dass diese Körner durch Kondensation gebildet wurden. Jedoch ist der eindeutige Beweis für Kondensation nicht alleine durch diese Übereinstimmungen gegeben. Alternative Entstehungsmodelle für zonierte Metallkörner werden im nächsten Abschnitt diskutiert.

Für zonierte Metalle in CH-Chondriten wurde eine Kondensation unter einem Gesamtdruck von ca.  $10^{-4}$  bar angenommen (Meibom et al. 1999). Diese Annahme basierte auf den Si-Konzentrationen der Metalle: diese ist im hohen Maße von Druck und Sauerstoff fugazität während der Kondensation abhängig (Abbildung 5.9 auf Seite 69 und Tabelle 5.5 auf Seite 75). Bei solaren Sauerstoff fugazitäten und einem Druck von  $10^{-4}$



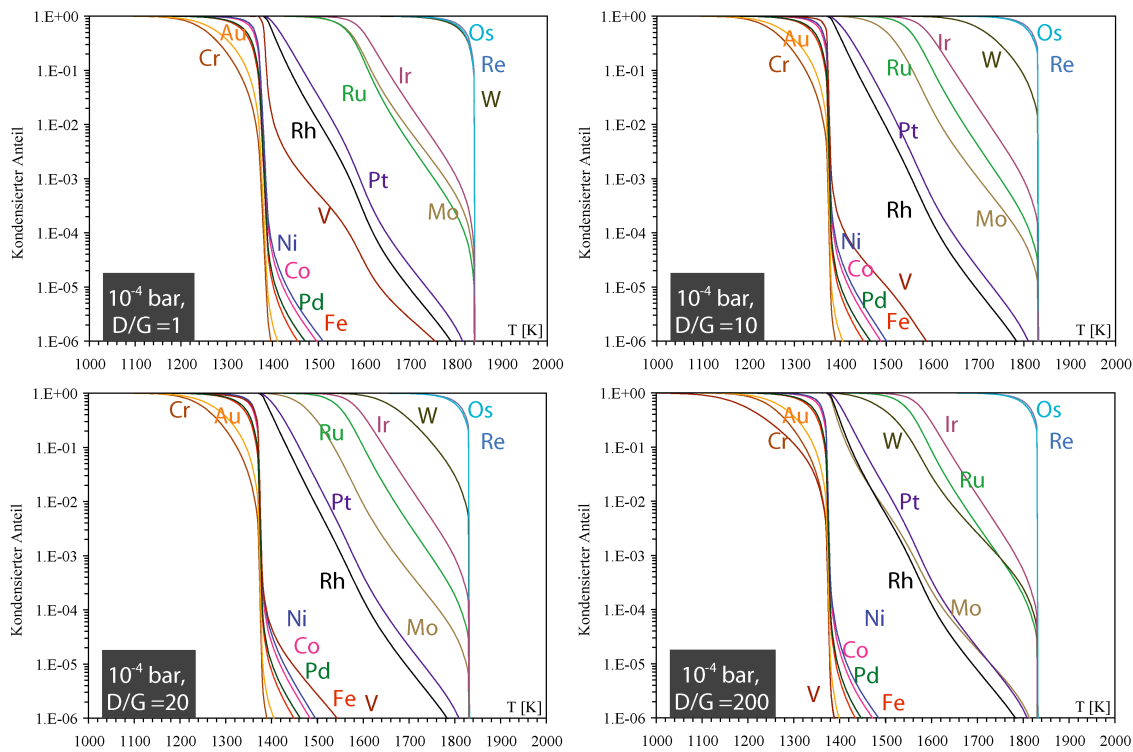


Abbildung 5.12.: Kondensationssequenz der siderophilen Elemente bei gleichem Druck mit steigendem Sauerstoffpartialdruck. Für Fe, Co, Ni und Ir bleibt die Kondensationstemperatur annähernd gleich. Die Elemente W, Mo, Ru, Cr und V werden mit steigendem Sauerstoffpartialdruck volatiler.

bar würde man einen Si-Gehalt von ca. 1100 ppm im Metall erwarten (Meibom et al. 1999, Rambaldi et al. 1980, Grossman et al. 1979). Die hier gemessenen Si-Gehalte sind jedoch deutlich niedriger. Folglich ist die Kondensation der CH-Metalle unter anderen physikalischen Bedingungen abgelaufen als die der CB-Metalle.

### 5.3.3. Alternative Erklärungsmodelle

Zonierungsprofile können auch durch Kristallisation von festem Metall aus einer Metallschmelze entstanden sein, durch Reduktion einer FeO-haltigen Silikatphase oder durch Diffusion:

- *Kristallisation aus einer Metallschmelze:* Während der Kristallisation von Metall verhält sich Ni inkompatibel in bezug auf festes Metall (Scott 1972); dies erkennt man beispielsweise aus Eisenmeteoriten. Ni reichert sich daher in der Metallschmelze an. Wenn die Kerne der zonierten Metalle erste Kristallisate darstellen, dann müssten diese Kerne in Ni verarmt sein — das Gegenteil ist jedoch der Fall. Eine Kristallisation der Metalle von außen nach innen ist nur schwer vorstellbar.

Ein weiteres Argument gegen diesen Ursprung rührt aus der Korrelation der siderophilen Elemente: Campbell et al. (2001) analysierten Platingruppenelemente in zonierten Metallkörnern mit der LA-ICP-MS. Diesen Messungen zufolge sind alle hoch siderophilen Elemente in den Kernen angereichert — mit Ausnahme von Pd. Pd ist hoch siderophil, aber auch volatil relativ zu Fe oder Ni. Bei einer Kristallisation würde man eine positive Korrelation von Ni und Pd erwarten. Das Gegenteil ist der Fall: nach Campbell et al. (2001) ist Pd homogen verteilt und nicht mit dem Ni-Gehalt korreliert.

- *Reduktion von FeO-haltigen Silikaten:* Metall kann durch Reduktion von FeO in Silikaten gebildet werden. Dieser Vorgang läuft bei hohen Temperaturen in Silikatschmelzen unter Gegenwart eines Reduktionsmittels ab. Dafür kommt entweder Wasserstoff (im solaren Nebel), oder Kohlenwasserstoffe (kohlenstoffreicher Asteroid als Mutterkörper) in Frage. Experimente bestätigen die Entstehung von Metall durch Reduktion (Leroux et al. 2003, Lemelle et al. 2001, Cohen und Hewins 2004).



#	Druck	Staub/Gas-Verhältnis	$T_{\text{Kond}}$ (Fe)	Si im Metall
1	$10^{-3}$ bar	D/G =1	1432 K	21450 ppm
2	$10^{-3}$ bar	D/G =10	1432 K	542 ppm
3	$10^{-3}$ bar	D/G =20	1436 K	181 ppm
4	$10^{-4}$ bar	D/G =1	1339 K	6609 ppm
5	$10^{-4}$ bar	D/G =10	1339 K	101 ppm
6	$10^{-4}$ bar	D/G =20	1339 K	28.6 ppm
7	$10^{-4}$ bar	D/G =100	1339 K	1.2 ppm
8	$10^{-4}$ bar	D/G =200	1339 K	0.3 ppm
9	$10^{-5}$ bar	D/G =1	1257 K	1819 ppm
10	$10^{-5}$ bar	D/G =10	1257 K	18 ppm
11	$10^{-5}$ bar	D/G =20	1257 K	1.2 ppm
12	$10^{-5}$ bar	D/G =50	1257 K	0.7 ppm
13	$10^{-5}$ bar	D/G =100	1257 K	0.3 ppm
14	$10^{-6}$ bar	D/G =1	1185 K	342 ppm
15	$10^{-6}$ bar	D/G =5	1186 K	11 ppm
16	$10^{-6}$ bar	D/G =10	1186 K	2.7 ppm
17	1 bar	D/G =200	1810 K	288 ppm
18	1 bar	D/G =500	1810 K	53 ppm
19	5 bar	D/G =500	1929 K	181 ppm
20	5 bar	D/G =1000	1929 K	43 ppm

Tabelle 5.5.: Eingabeparameter der Kondensationsberechnungen. Das Staub/Gas-Verhältnis repräsentiert die Sauerstoffugazität während der Kondensation (Abschnitt 4.3.1 auf Seite 54),  $T_{\text{Kond}}$  (Fe): berechnete 50%-Kondensationstemperatur von Eisen.

Ni ist etwas siderophiler als Fe; folglich reichert sich Ni in den durch Reduktion gebildeten Metallen an. Mit fortschreitender Reduktion wird mehr und mehr FeO in Fe überführt; dadurch wird der hohe Ni-Gehalt verdünnt. Die wachsenden Metalle haben also analog zu den zonierten Metallen hohe Ni-Konzentrationen in den Kernen und niedrige Ni-Konzentrationen an den Rändern.

Wiederum ist die Pd-Konzentration der entscheidende Beweis gegen diesen Prozess. Pd verhält sich während der Reduktion ebenfalls — wie Ni — hoch siderophil. Daher wären die Kerne reich an Pd und die Ränder verarmt. Die Messungen von Campbell et al. (2001) zeigen eine homogene Pd-Verteilung in den Körnern; allenfalls eine leichte Pd-Anreicherung zum Rand hin ist zu beobachten. Folglich sind die zonierten Metalle nicht durch Reduktion entstanden.

- *Diffusion:* Zonierungsprofile könnten auch durch Diffusion entstehen. Die hier beobachteten Profile wären dann das Produkt eines diffusiven Ausgleichs einer Ni-reichen, Cr und P-armen Phase und einer Cr- und P-reichen, Ni-armen Phase. Die Zusammensetzung dieser hypothetischen Komponenten entspräche aber der Zusammensetzung von Kondensaten bei verschiedenen Temperaturen: Hochtemperaturkondensate sind Ni-reich und Cr, P-verarmt; Niedertemperaturkondensate entsprechend komplementär dazu. Jedoch sind die Diffusionskoeffizienten von Cr und P sehr unterschiedlich — P diffundiert schnell im Metall im Vergleich zu den übrigen Elementen. Man würde demnach keine Zonierung von P erwarten. — die Metalle in HaH 237 zeigen jedoch Zonierungen im P-Gehalt; daher resultiert die Zonierung nicht aus Diffusion.

Zonierte Metalle in HaH 237 sind offenbar durch Kondensation entstanden; alternative Erklärungen fehlen. Die Frage stellt sich, wo und wann die Kondensation statt fand. Zwei mögliche Szenarien für die Entstehung von Metall durch Kondensation werden in der Literatur diskutiert: Kondensation im solaren Nebel und Kondensation in einer Impakt-Gaswolke.

### 5.3.4. Kondensation im solaren Nebel

Kondensation im solaren Nebel ist ein von mehreren Autoren vorhergesagter Prozess (Wood 1963, Grossman 1972). Daten über den solaren Nebel sind uns heute nicht mehr direkt zugänglich; astrophysikalische

Berechnungen erlauben aber ungefähre Vorhersagen über Druck, Temperatur, Abkühlrate, Heterogenitäten, Konvektion und Lebensdauer des Nebels (Wood und Morfill 1988). Weiterhin gibt es zahlreiche meteoritische Evidenzen, die die Bedingungen im solaren Nebel festlegen (Jones et al. 2000).

Man kann davon ausgehen, dass der Druck im solaren Nebel zwischen  $10^{-3}$  bar (Cameron 1962) und  $10^{-7}$  bar (Morfill et al. 1985) beträgt. Die Temperatur war so hoch, dass die CAI-Mineralen verdampft wurden (Palme et al. 1982). Je nach Druck muss man also von einer globalen Maximaltemperatur von über 1600 K ausgehen. Die Sauerstoffugazität wird von der Sauerstoffhäufigkeit bestimmt — und damit von der Menge sauerstoffhaltiger Minerale im solaren Nebel, die evaporieren und so die Sauerstoffmenge in der Gasphase beeinflussen. Dieses Verhältnis liegt zwischen 1x CI (chondritische Zusammensetzung des Gases) und ca. 1000x CI (Rubin et al. 1988, Ebel und Grossman 2000). Bei höheren Staubanreicherungen wird das Gas zu oxidierend, um Metall zu kondensieren — der Sauerstoffpartialdruck verschiebt das Gleichgewicht von Eisen und Wüstit stark auf die Wüstit-Seite.

Die Abkühlraten des solaren Nebels sind nicht gut bekannt. CAIs zeigen Abkühlraten von 2 – 50 K/h (Davis und MacPherson 1996, MacPherson et al. 1988), Chondren sind noch viel schneller abgekühlt (Abkühlraten von mehreren 1000 K/h, Weinbruch und Müller 1995, Hewins 1988). Astrophysikalische Modelle gehen von einer Abkühlung durch Strahlung aus (Kippenhahn und Weigert 1990). Die daraus resultierende Abkühlrate ist jedoch im Vergleich zu den aus Chondren und CAIs abgeleiteten Abkühlraten sehr langsam. Allerdings konvektiert der solare Nebel und diese Konvektion transportiert größere Gaspakete in die äußeren Regionen des Nebels, wo sie schneller abkühlen. Die Abkühlraten in unterschiedlichen Regionen des Nebels sind daher hoch variabel.

Auch über die Lebensdauer des solaren Nebels weiss man wenig. CAIs und Chondren sind vermutlich im solaren Nebel gebildet worden; die Bildungsalter von CAIs und Chondren erlauben daher eine Abschätzung der Lebensdauer. Zusammen mit astrophysikalischen Rechnungen (Cuzzi und Hogan 2003) ergibt sich eine Lebensdauer des solaren Nebels von mindestens 2 Millionen Jahren (Krot et al. 2005). Dies ist das Maximalalter welches sich aus dem Altersunterschied von Chondren und CAIs (Bizzarro et al. 2004) ergibt. Jüngere Komponenten aus dem solaren Nebel sind bisher nicht bekannt.

### 5.3.5. Kondensation in einer Impakt-Gaswolke

Im frühen Sonnensystem wurde innerhalb kurzer Zeit Staub zu Planetesimalen akkretiert. Diese bewegten sich untereinander mit hohen Relativgeschwindigkeiten — bei Kollisionen wurden daher große Energiemengen frei. Diese Impaktenergie führte zur Aufheizung und Evaporation des Zielmaterials und/oder des Impaktors. Die so entstandene Gaswolke dehnte sich aus — durch adiabatische Abkühlung kam es zur Kondensation von Mineralen und Metallen. Ein ähnlicher Prozess wurde unter anderem für die Entstehung der (seltenen) Chondren im Mondregolith angenommen (Symes et al. 1998); auch bei Impaktereignissen auf der Erde entstehen Phasen durch Kondensation (Elkins Tanton et al. 2002). Die Entstehung von Metall in den CB<sub>a</sub>-Chondriten wird ebenfalls der Kondensation aus einer Impaktwolke zugeschrieben (Rubin et al. 2003).

Über die physikalischen Bedingungen innerhalb einer Impaktwolke ist nur wenig bekannt (Sugita et al. 1998, Hamano et al. 2003). Bei einem Impakt im Vakuum wird die Lebensdauer der Impaktwolke sehr kurz sein, da sie sich schnell ausdehnt und abkühlt. Außerdem muss man von sehr oxidierenden Bedingungen ausgehen, da durch den Impakt Silikate evaporieren werden; dadurch wird viel Sauerstoff frei. Bei sehr hohen Temperaturen kann eine Gaswolke allerdings auch wieder reduzierend wirken — und zwar dann, wenn die Temperatur zur Dissoziation der Gasmoleküle führt. Ein Entweichen von freier Sauerstoff aus der Gaswolke führt dann zu einem reduzierenden Milieu. Ein anderes Bild ergibt sich, wenn der Impakt im solaren Nebel statt findet. — im wasserstoff-dominierten Nebel herrschen hoch reduzierende Bedingungen, so dass das Impaktgas unter reduzierenden Bedingungen kondensiert. Hier unterscheiden sich die Vorgänge der Kondensation aus einem abkühlenden Nebel und der Kondensation aus einer Impaktgaswolke nicht — nur der Mechanismus, der zur Evaporation des Materials führt, ist jeweils ein anderer.

Wie im folgenden gezeigt wird, beinhalten zonierte Metalle die nötigen Informationen, um zwischen Kondensation im solaren Nebel und der Kondensation nach Evaporation durch Impakt unterscheiden zu können.

### 5.3.6. Kinetische Randbedingungen der Kondensation

Das Wachstum von Kondensaten kann mittels kinetischer Überlegungen quantifiziert werden (Campbell et al. 2001, Meibom et al. 2001). Die Wachstumsgeschwindigkeit der zonierten Metalle hängt vom Gesamtdruck ab. Bei hohen Drücken wachsen die zonierten Metalle sehr schnell, mit abnehmendem Druck wird

Druck [bar]	1.00·10 <sup>6</sup>	1.00·10 <sup>5</sup>	1.00·10 <sup>4</sup>	1.00·10 <sup>3</sup>
T <sub>kond</sub> von Fe	1200	1273	1355	1449
Kondensationsintervall	~100 K			
Kornwachstum [100 μm]	2000 Tage	200 Tage	20 Tage	2 Tage
Diffusion [25 μm]	1000 Tage	200 Tage	90 Tage	14 Tage
Abkühlraten				
max	<0.5 K/Tag	0.5 K/Tag	5 K/Tag	50 K/Tag
min			1.2 K/Tag	7 K/Tag

Tabelle 5.6.: Berechnete Wachstumsraten und Abkühlraten für die Entstehung zonierter Metalle bei verschiedenen Drücken.

das Wachstum langsamer. Die untere Grenze für den Druck ist über die Zonierung definiert. Während des Wachstums kommt es zu einem Konzentrationsgefälle zwischen den Kernen und den weiter aufkondensierenden Schalen der Körner. Dieses Konzentrationsgefälle wird durch Diffusion ausgeglichen. Ist das Wachstum der Körner langsam gegenüber der Diffusionsgeschwindigkeit der zonierten Körner, so führt die Diffusion der Spurenelemente zu einer Homogenisierung der Metalle — Zonierungsprofile gehen auf diese Weise verloren.

Die Diffusionslänge hängt von der Temperatur ab. Bei niedrigen Drücken sinken die Kondensationstemperaturen der Metalle; der diffusive Ausgleich läuft langsamer ab. Jedoch: ab einem Druck von weniger als 10<sup>-6</sup> bar wird die Diffusionsgeschwindigkeit so groß gegenüber dem Wachstum der Metalle, dass keine Zonierungsmuster erhalten bleiben.

Ein Metallkorn wächst dann, wenn ein Atom aus der Gasphase auf die Oberfläche trifft und dessen thermische Energie so klein ist, dass es an der Oberfläche haften bleibt. Man geht dabei von einem idealen Haftkoeffizienten von 1 aus — der Anteil der haftenden Atome ist 100%.

Nach Meibom et al. (2000) ist die Wachstumsrate  $dD/dt$  gegeben durch:

$$\frac{dD}{dt} = \frac{n_g(\text{Fe})\bar{V}}{4n_s(\text{Fe})}$$

$n_g(\text{Fe})$  ist dabei die Zahl der Fe-Atome pro m<sup>3</sup> im Gas,  $n_s(\text{Fe})$  die Zahl der Fe-Atome pro m<sup>3</sup> in der festen Phase,  $\bar{V}$  die durchschnittliche Geschwindigkeit aus der Boltzmannverteilung (siehe unten). Die Zahl der Fe-Atome in der Gasphase hängt von ihrer Häufigkeit ab:

$$n_g(\text{Fe}) = \frac{\text{Ab}(\text{Fe})}{\text{Ab}(\text{H}_2)} p_{\text{tot}} \frac{1}{kT}$$

Ab(Fe) und Ab(H<sub>2</sub>): solare Häufigkeiten von Fe und Wasserstoff,  $p_{\text{tot}}$ : Gesamtdruck,  $k$ : Boltzmannkonstante,  $T$ : Temperatur in K.  $\bar{V}$  ist die durchschnittliche Geschwindigkeit der Fe-Atome bei einer bestimmten Temperatur:

$$\bar{V} = \sqrt{\frac{8kT}{\pi m_{\text{Fe}}}}$$

$m_{\text{Fe}}$ : Molmasse von Fe;  $n_s(\text{Fe})$ : Zahl der Fe-Atome pro m<sup>3</sup> in der festen Phase.

Die Diffusion eines Atoms im Metall hängt von der Temperatur ab. Nach Meibom et al. (2000) kann die Diffusionslänge von 25 μm durch  $t_{\text{diff}} = 10^{9.74+15250/T[\text{K}]}$  angenähert werden. Das Kondensationsintervall lässt sich aus den Kondensationsberechnungen ermitteln (siehe Abschnitt 4.3 auf Seite 53).

Die Zusammenhänge zwischen Gesamtdruck, Temperatur und der Wachstumsrate sind in Tabelle 5.6 wiedergegeben. Bei den in der Tabelle 5.6 berechneten Bedingungen handelt es sich in erster Linie um eine Abschätzung: unter anderem ist der Haftkoeffizient für Metalle noch nicht bestimmt worden. Außerdem blieben die unterschiedlichen Diffusionskoeffizienten für die verschiedenen Elemente im Metall unberücksichtigt.

Nach dieser Abschätzung ist der Minimaldruck, bei dem noch zonierte Körner entstehen können, auf 10<sup>-5</sup> bar – 10<sup>-6</sup> bar begrenzt.

### 5.3.7. Kondensation bei niedrigem Gesamtdruck

Die niedrigen Konzentrationen von Si in den zonierten Metallen sind entweder das Ergebnis einer Kondensation unter geringem Druck oder einer Kondensation unter oxidierenden Bedingungen.

Mit sinkendem Druck nimmt der Gehalt von Si in den Metallen ab; das gleiche geschieht mit steigendem Sauerstoffpartialdruck. Druck und Sauerstoffpartialdruck können unabhängig voneinander variiert werden — die Si-Konzentration der Metalle ist daher kein eindeutiger Indikator für den Druck oder die Sauerstoffugazität. Es ist möglich, zu jedem Sauerstoffpartialdruck einen Gesamtdruck zu finden, der zu den in den zonierten Metallen gemessenen Si-Konzentrationen führt. Jedoch sind sowohl der Druck als auch die Sauerstoffugazität nach oben und unten begrenzt:

Die untere Grenze für den Druck wird durch die Existenz der Zonierung definiert. Die Diffusion in den Metallen ist nicht vom Sauerstoffpartialdruck abhängig, so dass dieser Minimaldruck unabhängig von der Sauerstoffugazität gültig ist.

Der Maximaldruck wird ebenfalls durch die Existenz der zonierten Metalle definiert. Mit zunehmendem Druck steigt auch die Kondensationstemperatur der Metalle. Ab einem Gesamtdruck von ca.  $10^{-2}$  bar ist die 50%-Kondensationstemperatur von Fe höher als der Schmelzpunkt von Fe. Daher kondensieren bei höherem Druck Metallschmelzen. Diese Metallschmelzen konvektieren, da zwischen ihrem Inneren und dem Rand ein Temperaturgradient herrscht. Diese Konvektion mischt das Innere des Schmelztropfens mit dem Rand; folglich kondensieren die Metallschmelzen als homogene Körner.

Einen weiteren, wichtigen Hinweis auf den Druck geben die Silikateinschlüsse der zonierten Metalle (siehe Abbildung 5.3 auf Seite 65). Nach Grossman (1972) kehrt sich die Kondensationsreihenfolge mit sinkendem Gesamtdruck um. Bei einem Druck von mehr als  $3 \cdot 10^{-4}$  bar kondensieren Olivin und Pyroxen bei tieferen Temperaturen als Metall, bei geringeren Drücken kondensieren Olivin und Pyroxen bei höheren Temperaturen als Metall. Die Silikateinschlüsse in den Metallen kondensierten offenbar schon vor den Metallen; der Druck muss also kleiner als  $3 \cdot 10^{-5}$  bar gewesen sein.

Zonierte Metalle kondensierten folglich im Druckbereich zwischen  $3 \cdot 10^{-4}$  bar und  $10^{-6}$  bar begrenzt.

### 5.3.8. Kondensation unter leicht erhöhter Sauerstoffugazität

Wie man an der Abbildung 5.9 auf Seite 69 erkennen kann, sind die Si-Konzentrationen der zonierten Metalle niedriger als die zu erwartende Konzentration bei einem Druck zwischen  $10^{-2}$  und  $10^{-6}$  bar und solarem Staub/Gas-Verhältnis. Daher ist anzunehmen, dass die Metalle bei einer leicht erhöhten Sauerstoffugazität kondensierten; dies führte zur beobachteten Si-Verarmung der Metalle.

Auch die FeO-Gehalte der Silikateinschlüsse in den zonierten Metallen sind im Einklang mit höheren Sauerstoffugazitäten. Nach Tabelle 6.3 auf Seite 92 (Erläuterungen siehe auch Abschnitt 6.3 auf Seite 88) beträgt der FeO-Gehalt der Silikate bei einer kanonischen Sauerstoffugazität ca. 0.4 Gew%. Der gemessene FeO-Gehalt der Einschlüsse liegt bei ca. 2 Gew%. Dies deutet auf einen erhöhten Sauerstoffpartialdruck hin, der aus einer etwa 10–50-fachen Staubanreicherung in der Entstehungsregion herrührt.

#### Kondensation von V

Unterstützt wird die Idee einer Kondensation bei niedrigem Druck und leicht erhöhter Sauerstoffugazität durch die V-Konzentration der zonierten Metalle. Der Gesamtmeteorit hat ein subchondritisches Cr/V-Verhältnis. Die zonierten Metalle haben V-Konzentrationen zwischen 1 und 10 ppm — der Gesamtmeteorit enthält jedoch 30 ppm V. Offenbar enthalten die Silikate einen erheblichen Teil des gesamten V. Dies weist auf niedrigen Druck während der Kondensation hin — denn nur bei niedrigem Druck kondensieren die meisten Silikate noch vor Metall (siehe oben).

Die V-Konzentration im Metall definiert zugleich eine Obergrenze für die Sauerstoffugazität: V verhält sich während der Kondensation als moderat refraktäres Element. Weiterhin ist V nur moderat siderophil, d.h. ein Teil des V liegt im solaren Nebel als V-Oxid vor; dieses kondensiert in Silikate. Mit steigendem Sauerstoffpartialdruck erhöht sich dieser Anteil — die Kondensationstemperatur von V in bezug auf Metall sinkt ab. Bei sehr oxidierenden Bedingungen wird man also positive Korrelationen von *volatilen* Elementen wie Cr und P mit V erwarten. Unter den Bedingungen des solaren Nebels jedoch bleibt V refraktär — man würde positive Korrelationen von *refraktären* Elementen wie Ni und Co mit V erwarten. In den HaH 237-Metallen sind V und Cr schwach negativ korreliert (siehe Abbildung 5.13 auf Seite 80) — die Kondensation verlief folglich bei relativ niedrigen Sauerstoffugazitäten.

Bisher kann man die genauen Gehalte von V in Metallkondensaten nicht berechnen — die Berechnung erfordert Kenntnisse über die Aktivität von V-Oxiden in Mineralen wie Spinell oder Olivin. Lodders (2002) nahm an, dass Vanadium als Substitution für Ti in Fassait und/oder Spinell kondensiert. Ti ist ein refraktäres Element — unter dieser Annahme wäre V ebenfalls ein refraktäres Element.

### Mischung von Metall und chondritischen Silikaten

Abbildung 5.13 zeigt die Konzentrationsverhältnisse von Cr, Co und V in den Metallen. Das Co/Cr-Verhältnis auf der  $x$ -Achse ist ein Indikator für die Kondensationstemperatur: Co ist refraktärer als Cr; daher haben die Kerne der zonierten Metalle ein höheres Co/Cr-Verhältnis als die Ränder. Die Kerne der zonierten Körner liegen demnach rechts im Diagramm. Für V und Cr gilt ein ähnlicher Zusammenhang. Bei einer niedrigen (solaren) Sauerstoffugazität ist V refraktärer als Cr. Daher haben die Kerne der zonierten Körner ein hohes V/Cr-Verhältnis, die Ränder ein niedriges.

Des Weiteren sind in Abbildung 5.13 Mischungslinien einer Quelle mit CI-Zusammensetzung und den Endgliedern der Konzentrationen zonierter Metalle eingetragen. Die CI-Quelle hat chondritische V/Cr- und Co/Cr-Verhältnisse. Die Gesamtzusammensetzung von HaH 237 plottet unterhalb des chondritischen Wertes für V/Cr und oberhalb der chondritischen Wertes von Co/V. Sie liegt auf einer Linie, die einer Mischung von ca. 55 Vol% zoniertem Metall mit ca. 45 Vol% chondritischem Silikat entspricht. Dieser Wert stimmt mit den in Abschnitt 5.2.1 auf Seite 63 gemessenen Mengenverhältnissen überein. HaH 237 ist also eine Mischung von Metall mit Silikaten, die ein chondritisches V/Cr-Verhältnis und Co/Cr-Verhältnis haben. Dies ist in Übereinstimmung mit den Schlussfolgerungen aus Zipfel et al. (1998) — die INAA-Messungen zeigen ebenfalls, dass die Silikatfraktion in HaH 237 chondritisch zusammengesetzt ist.

Dieser Zusammenhang von Gesamtchemismus, Metallzusammensetzung und Zusammensetzung der Silikate ist ein starker Beweis für die Kondensation der Metalle bei nahezu solaren Sauerstoffugazitäten. Unter stark oxidierenden Bedingungen würde mehr V in die Silikate kondensieren; das Metall wäre stärker in V verarmt. Durch die Verringerung des V-Partialdrucks würde V volatil werden; es würde sich wie Cr verhalten. Mit sinkendem Co/Cr-Verhältnis müsste das V/Cr-Verhältnis ansteigen — für Metall in HaH 237 trifft jedoch genau das Gegenteil zu.

### Refraktär siderophile Elemente

Weitere Indizien für die Kondensation bei nahezu solarer Sauerstoffugazität ergeben sich aus den Konzentrationen der refraktär siderophilen Elemente. Das Kondensationsverhalten von W und Mo wird durch die Sauerstoffugazität maßgeblich beeinflusst — im Gegensatz zu den übrigen refraktär siderophilen Elementen. Eine Erhöhung der Sauerstoffugazität führt zu einer Verarmung von W und Mo in den bei hohen Temperaturen kondensierenden, refraktären Legierungen (Fegley und Palme 1985). Oxidbildung infolge erhöhter Sauerstoffugazität senkt die Kondensationstemperatur dieser Elemente in bezug auf Metall und reichert W und Mo in den Silikaten an. Mo reagiert hier weitaus empfindlicher auf Erhöhungen der Sauerstoffugazität als W. Der Gesamtchemismus des Meteoriten bleibt dabei unverändert.

HaH 237 wurde aus chondritisch zusammengesetzten Silikaten und Metall gebildet. Im Vergleich zu anderen Chondriten ist jedoch der Anteil der Silikatfraktion sehr viel geringer. Unter oxidierenden Bedingungen enthält diese Fraktion viel W und Mo. Folglich wäre der Gesamt-Meteorit durch das Fehlen eines erheblichen Anteils der Silikatfraktion auch in W und Mo verarmt — dies ist aber nicht der Fall: in Abbildung 5.1 auf Seite 63 sind die Muster der refraktär siderophilen Elemente flach, W und Mo sind nahezu unfraktioniert.

Campbell et al. (2001) analysierten Metall in einem anderen CB<sub>6</sub>-Chondriten (QUE 94411) mit der Laser-Ablations-ICPMS. Sie bestimmten die Konzentrationen der refraktär siderophilen Elemente in den zonierten Metallen und fanden heraus: die zonierten Metalle zeigen keine Verarmung von W und nur eine schwache Verarmung von Mo. Dies ist ein weiterer Hinweis auf die Kondensation bei annähernd solarer Sauerstoffugazität.

## 5.4. Zusammenfassung

### 5.4.1. Zonierete Metalle

Die hier präsentierten Analysen der moderat lithophilen Spurenelemente zeigen: Zonierete Metalle sind im solaren Nebel kondensiert.

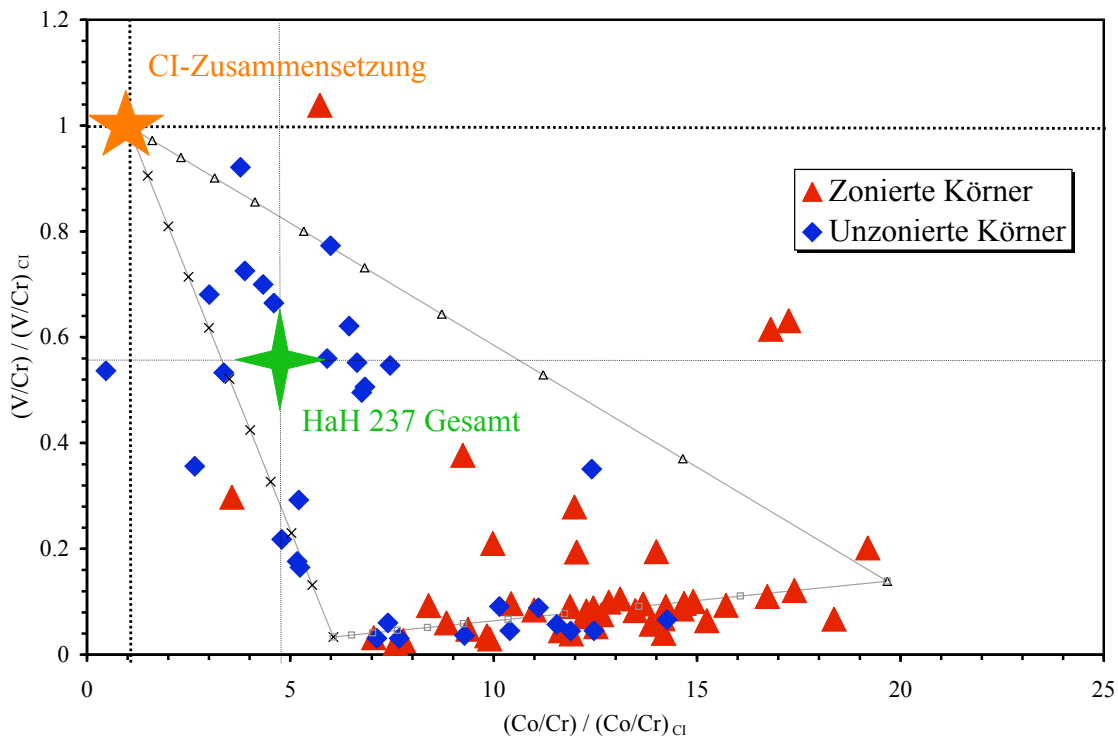


Abbildung 5.13.: Verhältnisse von Co, Cr und V in bezug auf die chondritischen Werte. Die Linien im Diagramm stellen Mischungen zwischen einer chondritischen Quelle und den zonierten Metallen dar.

1. *Beweise für Kondensation:* Die Zonierung von Ni, Co, Cr und P können nur durch Kondensation entstanden sein. Dies wird durch die Zonierung der refraktär siderophilen Elemente unterstützt (Messungen von Campbell et al. 2001). Weiterhin sind die Konzentrationen dieser Spurenelemente in Übereinstimmung mit Kondensationsberechnungen.
2. *Beweise für Kondensation unter niedrigem Druck:* Es gibt zwei starke Argumente für Kondensation unter niedrigem Druck: zum einen die Silikateinschlüsse in den zonierten Metallen, zum anderen die niedrigen Si- und V-Gehalte der Metalle.
3. *Beweise für leicht oxidierende Bedingungen:* Zonierungen bleiben nur bei einem Gesamtdruck höher als  $10^{-6}$  bar erhalten. Bei diesem Druck muss die Sauerstofffugazität leicht gegenüber dem solaren Wert erhöht sein: die Si-, Cr- und V-Konzentrationen sind nur auf diese Weise zu erklären. Dies bestätigt auch die nur geringe Verarmung der Elemente W und Mo; sowohl der Gesamtmeteorit als auch die zonierten Metalle zeigen keine Fraktionierungen der refraktär siderophilen Elemente — folglich war die Sauerstofffugazität nahe dem kanonischen Wert.

Die so festgelegten Parameter für die Kondensation der zonierten Metalle sind nur mit einer Entstehung in einem reduzierenden Milieu von solarer Zusammensetzung vereinbar. Damit scheidet die Entstehung der zonierten Metalle in einer Impaktwolke aus — Impaktwolken sind durch hohe Drücke und oxidierende Bedingungen charakterisiert. Diese Bedingungen stehen im starken Widerspruch zu den Kondensationsbedingungen für zonierten Metalle in HaH 237.

#### 5.4.2. Unzonierete Metalle

Die unzonierten Metalle in HaH 237 haben ähnliche Spurenelementgehalte und -korrelationen wie die zonierten Metalle. Es ist also naheliegend, dass diese Metalle durch einen ähnlichen Prozess bei ähnlichen Drücken,

Temperaturen und Sauerstoffugazitäten entstanden sind. Die fehlende Zonierung und die Tatsache, dass einige der Metalle mehr als 200 ppm Si enthalten, zeigt: unzonierte Metalle erfuhren nach ihrer Kondensation eine etwas andere thermische Entwicklung als die zonierten Metalle. Ein weiterer Hinweis auf sekundäre Prozessierung ist die positive Korrelation von Cr mit V sowie von Cr mit Mn. Diese Korrelationen ergeben sich entweder durch Kondensation bei hohen Sauerstoffugazitäten oder durch Metall-Silikat-Equilibration. Die hohen Gehalte von Cr, V und P in den unzonierten Metallen widersprechen aber einer Kondensation bei hohen Sauerstoffugazitäten, da diese Elemente dann im Metall verarmt wären. Wahrscheinlich wurde die ursprüngliche Zusammensetzung durch ein Metall-Silikat-Gleichgewicht beeinflusst.

Einige der zonierten Metalle enthalten Silikateinschlüsse — diese kommen vermutlich ebenso in den Vorläufen der unzonierten Metalle vor. Mit starker Aufheizung schmelzen Metall und Silikateinschlüsse; man erhält ein Gleichgewicht von Metall und Silikatschmelze. Die moderat lithophilen Elemente werden entsprechend der umgebenden Sauerstoffugazität zwischen Metall und Silikat umverteilt — genau dieser Prozess führt zu den beobachteten Korrelationen von V und Cr in den unzonierten Metallen (siehe dazu auch Kapitel 6). Die Oberflächenspannung der Metallschmelze und der Silikatschmelze drängten die Silikateinschlüsse aus den Metallen heraus. Daher sind die unzonierten Metalle heute frei von Silikaten.

Starke Aufheizung ist eine Folge des Chondrenbildungsprozess — vermutlich wurde ein Teil des unzonierten Metalls durch den Chondrenbildungsprozess aufgeschmolzen. Da man über die Zusammensetzung der Silikatschmelze aber nur spekulieren kann, ist es nicht möglich, die Temperaturen, die Dauer, den Grad der Equilibration und die Sauerstoffugazität während des Aufschmelzens festzulegen — allein: die Bedingungen waren reduzierend, da die unzonierten Metalle sogar mehr moderat lithophile Elemente enthalten als die zonierten Metalle. Wie in Kapitel 6 ausgeführt wird, erreicht man hohe Konzentrationen von P und Cr im Metall nur mit reduzierenden Bedingungen bei hohen Temperaturen — und dies entspricht eher den Bedingungen im solaren Nebel als den Bedingungen in einer Impaktwolke.

Weiterhin bleibt die Frage offen, warum nur ein Teil der Metallphase davon betroffen ist. Diese Frage ist aber generell unbeantwortet: in allen Meteoriten findet man Komponenten, die beim Chondrenbildungsprozess nicht mit aufgeschmolzen wurden (z.B. CAIs).

## 5.5. Ausblick

### 5.5.1. Lebensdauer des solaren Nebels

Es konnte gezeigt werden, dass die zonierten Metalle in HaH 237 durch Kondensation im solaren Nebel entstanden. Eine Entstehung durch Rekondensation im Vakuum aus einer Impaktwolke ist ausgeschlossen — während der Kondensation herrschten reduzierende Bedingungen. Der solare Nebel ist während seiner Entwicklung durchweg stark reduzierend, da Wasserstoff das häufigste Element im solaren Nebel ist und der Sauerstoffpartialdruck vorrangig durch das Gleichgewicht von Wasserdampf und Wasserstoff eingestellt wird (siehe Abschnitt 4.3.1 auf Seite 54).

Das Alter der Metallphasen in HaH 237 wurde von Kleine et al. (2005) mittels des Hf-W-Systems bestimmt. Demnach sind die Metalle ca. 4.6 Millionen Jahre später als die CAIs entstanden. Diese Daten werden von Amelin und Krot (2005) mit der absoluten Datierung mittels Pb-Pb bestätigt. Das relative Alter von 4.6 Millionen Jahren nach CAI-Bildung entspricht dem Alter der letzten Equilibration von Metall- und Silikatfraktion. Wie oben aufgeführt, erfolgte diese Equilibration unter den reduzierenden Bedingungen des solaren Nebels. Daher muss man folgern, dass der solare Nebel noch bis zu diesem Zeitpunkt die chemischen Reaktionen im Nebel beeinflusste.

Andererseits zeigen Datierungen von Eisenmeteoriten (Kleine et al. 2005) und Asteroiden (Kleine et al. 2002), dass es im Sonnensystem schon zu einem sehr frühen Zeitpunkt große Planetesimale gegeben hat, die in einen silikatischen Mantel und einen Metallkern differenzierten. Kondensationsprozesse, Akkretionsprozesse und Differentiationsprozesse liefen folglich über einen längeren Zeitraum gleichzeitig nebeneinander ab.

### 5.5.2. Offene Fragen

Zonierten Metalle entstanden durch Kondensation. Die unzonierten Metalle könnten ebenfalls durch Kondensation entstanden sein — hierfür ist der Beweis allerdings noch zu erbringen. Dazu wäre es wichtig, die Effekte der vermuteten Metall-Silikat-Equilibration genau zu kennen, um die Effekte der Kondensation erkennen zu können. Bei einer vollkommenen Gleichgewichtseinstellung geht allerdings jede Information über das Vorläufermaterial verloren. Als erstes muss also festgestellt werden, ob die Spurenelementgehalte der

unzonierte Metalle mit einer vollkommenen Gleichgewichtseinstellung kompatibel sind. Dazu muss man die Temperatur- und Sauerstoffugazitätsabhängigkeit der Verteilungskoeffizienten kennen.

Die Temperaturabhängigkeit der Spurenelementverteilung zwischen Metall und Silikat ist für viele Elemente nur wenig bekannt. Um diese zu berechnen, muss man die Aktivitätskoeffizienten der Metalle in Fe-Legierungen und die Aktivitätskoeffizienten der Metalloxide in Chondrenschmelzen bei verschiedenen Temperaturen kennen. Diese Aktivitätskoeffizienten können durch Experimente ermittelt werden.

Die Profile der zonierten Metalle beinhalten Informationen über die Dynamik der Kondensation. Die Existenz der Zonierung definiert den möglichen Druckbereich für die Kondensation. Bei niedrigen Drücken wird aber die Kondensation langsamer, so dass die Diffusion eine Rolle bei der Entwicklung der Zonierungsmuster spielt. Es gibt bereits erste Ansätze, die Diffusion zusammen mit dem Wachstum durch Kondensation zu modellieren (Petaev et al. 2003), aber diese Modellierung beruht hauptsächlich auf der Zonierung von Ni und refraktär siderophilen Elementen. Es wäre wünschenswert, diesen Ansatz auf die moderat siderophilen Elemente — die deutlich schneller diffundieren als Ni — auszudehnen. Dadurch könnte der Druck während der Kondensation noch genauer definiert werden und somit auch die Sauerstoffugazität während der Kondensation. Die exakte Berechnung des Gesamtdrucks während der Kondensation stützt sich unter anderem auf die exakte Kenntnis des Aktivitätskoeffizienten von Si im Metall. Dieser ist stark von der Temperatur abhängig. Weiterhin zeigen Experimente von Vogel und Palme (2004), dass auch eine starke Abhängigkeit von der Ni-Konzentration besteht. Dadurch ergeben sich große Unsicherheiten in der exakten Druckbestimmung. Eine eingehende Untersuchung der Auswirkungen der Zusammensetzung auf Aktivitätskoeffizienten wäre somit sehr wünschenswert.



# 6. Heterogene Metalle im Meteoriten Acfer 209

## 6.1. Die CR-Chondrite

Im Gegensatz zu den CB-Chondriten umfassen die CR-Chondrite eine verhältnismäßig große Gruppe von Meteoriten. Namengebend ist der Meteorit *Renazzo*, der 1824 als Fall beobachtet wurde (Mason und Wik 1962). Die CR-Chondrite ähneln den anderen kohligen Chondriten in ihrem hohen Matrixanteil. PO (porphyrische, olivinhaltige)- und POP (porphyrische, olivin- und pyroxenhaltige)-Chondriten dominieren; im Gegensatz zu HaH 237 gibt es aber keine kryptokristallinen Chondriten. Viele Chondriten haben feinkörnige Ränder, die aus Olivin und Pyroxen bestehen mit ähnlich niedrigen Fayalit- und Ferrosilit-Gehalten wie die Chondritminerale (Weisberg et al. 1993, Kallemeyn et al. 1994).

Die Gruppe der CR-Chondrite umfasst vor allem Meteoritenfunde aus der Wüste; nur die Meteoriten *Renazzo* und *El Djouf* sind beobachtete Fälle (Bischoff et al. 1993, Kallemeyn et al. 1994). Daher sind diese Meteorite von terrestrischer Verwitterung betroffen. In dieser Arbeit wurden die Metallphasen des CR-Chondriten Acfer 209 untersucht. Acfer 209 wurde in der Sahara gefunden; er ist mit den Meteoriten Acfer 059, Acfer 087, Acfer 097, Acfer 114, Acfer 139, Acfer 186, Acfer 187 und Acfer 270 gepaart (Weisberg et al. 1993). Acfer 209 ist somit repräsentativ für die CR-Chondrite.

## 6.2. Metall in Acfer 209

Nach Lee et al. (1992) teilt man Metall in CR-Chondriten ein in:

- *Chondritmetall*: Ein Großteil der Metalle in Acfer 209 befindet sich innerhalb der Chondriten. Chondritmetall tritt als große Metallkörner sowohl im Zentrum der Chondriten als auch als größere Körner entlang des Randes auf. Andere Chondritmetalle sind zwischen den Silikatmineralen der Chondriten als kleine Körner eingeschlossen (Abbildung 6.1; siehe auch Anhang C).
- *Matrixmetall*: Ein kleiner Anteil des Metalls in Acfer 209 befindet sich in der Matrix. Diese Metalle sind vollständig vom feinkörnigen Matrixmaterial umgeben. Matrixmetalle wird in verschiedenen Publikationen auch als Metallchondrit bezeichnet.
- *Chondritrandmetall*: Als Chondritrandmetalle werden alle feinkörnigen Metalle bezeichnet, die sich in den feinkörnigen Rändern der Chondriten befinden. In vielen Fällen sind diese Körner kleiner als 10  $\mu\text{m}$ .

### 6.2.1. Metallographische Untersuchungen

Die Metalle in Acfer 209 wurden nach allen Ionensonden- und Mikrosondenmessungen mit Nitrol geätzt (siehe auch Abschnitt 5.2.2 auf Seite 63). Im Gegensatz zu Metall in HaH 237 zeigen viele der Chondritmetalle orientierte Entmischungsstrukturen; diese ähneln den Widmannstätten'schen Figuren der Eisenmeteorite. Matrixmetalle zeigen diese Strukturen nicht oder nur schwach ausgeprägt (Abbildung 6.2 auf Seite 85). Die Chondritrandmetalle waren vielfach zu klein, um Strukturen erkennen zu können.

Von einigen der geätzten Metallkörner wurden Intensitätsmessungen entlang der in Abbildung 6.2 eingezeichneten Linien vorgenommen. Die Schrittweite betrug dabei ca. 1  $\mu\text{m}$ . Die Intensitäten der Elemente Ni, Co, Cr, Si und P sind Abbildung 6.3 auf Seite 86 zu entnehmen. Die Ni- und Co-Konzentrationen entlang der Profile variieren zum Teil sehr stark. Cr ist dagegen in allen Fällen in den Körnern sehr homogen verteilt — die absoluten Konzentrationen variieren jedoch stark von Korn zu Korn. Ähnliche Strukturen wurden von Goldstein et al. (2005) in CH-Metallen entdeckt. Ni und Co sind negativ korreliert: hohe Ni-Intensitäten sind von niedrigen Co-Intensitäten begleitet.

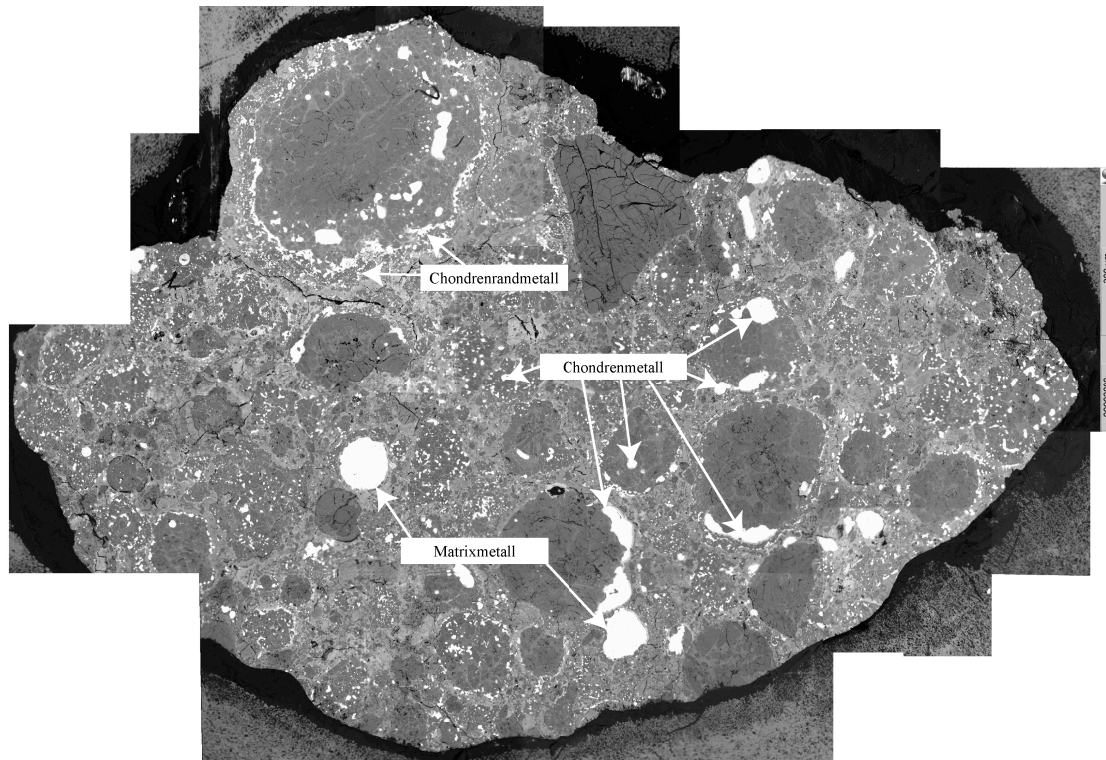


Abbildung 6.1.: Übersicht über den CR-Chondriten Acfer 209. Die Bildunterkante entspricht 12 mm.

### 6.2.2. Mikrosondenanalysen

Es standen drei Dünnschliffe von Acfer 209 für Analysen zur Verfügung. Alle Dünnschliffe wurden vor jedem Analysetag mit Diamantpaste poliert und mit Kohlenstoff beschichtet. Die Mikrosondenanalysen stammen von Chondrenmetallen, von Chondrenrandmetallen und von Matrixmetallen (siehe Abbildung 6.1). Die Messbedingungen sind in Abschnitt 3.2 auf Seite 42 angegeben. Für einige kleine Chondrenrandmetalle war es notwendig, den Strom von ursprünglich  $2 \mu\text{A}$  auf ca.  $200 \text{ nA}$  zu senken. Dadurch wird die räumliche Auflösung der Mikrosondenmessung verbessert und man vermindert sekundäre Fluoreszenz aus angrenzenden Silikatphasen. Die Nachweisgrenzen werden dadurch etwas schlechter; die Konzentrationen von Fe, Ni, Co, Cr, Si und P liegen aber in den Chondrenrandmetallen deutlich oberhalb der Nachweisgrenze. Einige Chondrenrandmetalle waren zu klein, um mit der Mikrosonde analysiert zu werden; die umliegenden Silikate verursachten sekundäre Fluoreszenz; diese Analysen wurden verworfen. Alle Messwerte und die Lage der Messpunkte sind in Anhang C ab Seite auf Seite 119 aufgelistet. Die Durchschnittskonzentrationen und Variationen der moderat lithophilen Elemente sind in Tabelle 6.1 auf Seite auf Seite 87 angegeben.

Abbildung 6.4 auf Seite 87 zeigt die Zusammensetzung einzelner Metallkörner. In Chondrenmetallen sind Ni und Co sowohl negativ (2091, 2123 in Abbildung 6.4), als auch positiv korreliert (2090, 2124 in Abbildung 6.4); Matrixmetalle zeigen positive Korrelationen von Ni und Co (2122 in Abbildung 6.4). Die Cr-Gehalte von Chondren- und Matrixmetallen überstreichen einen weiten Bereich von 400 ppm bis 1.2 Gew%; Matrixmetalle haben die höchsten Cr-Konzentrationen. In einigen Chondrenmetallen sind Ni und Cr positiv korreliert. Die Si-Konzentrationen von Chondren- und Matrixmetallen variieren zwischen 50 ppm und 3000 ppm; einzelne große Körner zeigen intern hohe Variationen. Metallkörner aus der selben Chondren variieren untereinander ebenfalls stark. Auffällig ist: ein einzelnes, großes Matrixmetall (2122) zeigt geringe Variationen im Si-Gehalt um 400 ppm; ein großes Chondrenmetallkorn (2124) hat konstante Ni-Gehalte; Si variiert jedoch zwischen 60 ppm und 800 ppm. Die Metalle sind durchweg sehr heterogen zusammengesetzt.

In Abbildung 6.5 auf Seite 88 sind die Konzentrationen von Chondrenmetallen, Matrixmetallen und Chondrenrandmetallen dargestellt. Matrixmetalle weichen im Hinblick auf Ni und Co kaum vom chondritischen Verhältnis ab. Einige Randmetalle und einige Chondrenmetalle haben hohe Ni- und Co-Konzentrationen von etwa 12 Gew% Ni und 5000 ppm Co. Si ist in allen Metalltypen hoch variabel; Chondrenmetalle unterschei-



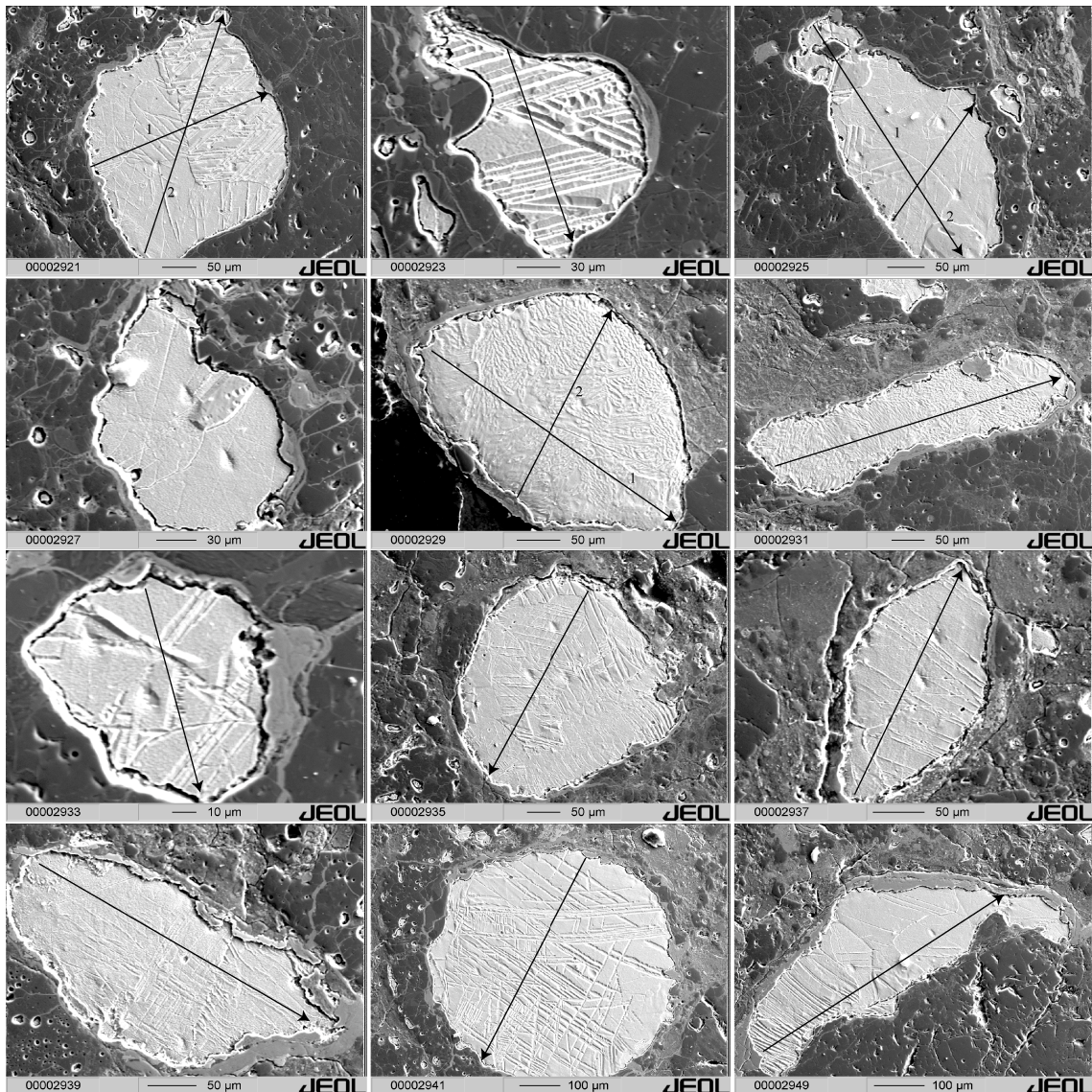


Abbildung 6.2.: BSE-Bilder geätzter Chondren- und Matrixmetalle in Acfer 209. Die Strukturen ähneln Entmischungsstrukturen der Eisenmeteorite (Abbildung 2.4 auf Seite 30).

den sich in ihrer Variabilität nicht von den meisten Matrixmetallen. Die höchsten Si-Konzentrationen finden sich in Matrixmetallen. Für P ergibt sich ein ähnliches Bild wie für Si — die P-Konzentrationen verschiedener Metallkörner variieren jedoch. In den Metallen selbst ist P annähernd homogen verteilt — die Spannweite der Variationen ist sehr viel geringer. Die größten Variationen in Ni und P zeigen Chondrenmetalle. Matrixmetall ist durch konstante Ni/Co-Verhältnisse und hoch variable Co/Cr-Verhältnisse gekennzeichnet. Dem gegenüber zeigen Chondrenmetalle hohe Variationen im Ni/Co-Verhältnis und nur geringe Variationen im Cr/Co-Verhältnis.

Für einige Chondrenmetallkörner und Matrixmetalle wurden Profilanalysen quer über die Metallkörner angefertigt. Wie schon von Lee et al. (1992) entdeckt wurde, sind einige Metallkörner zoniert (Abbildung 6.6 auf Seite 89): die Konzentrationen von Ni, Co, Cr und Si nehmen vom Kern zum Rand hin ab. Ein großes Matrixmetall zeigt eine umgekehrte Zonierung: Ni und Co nehmen von Kern zum Rand hin leicht zu; Cr- und Si-Konzentrationen sinken von Kern zum Rand.

Zusammengefasst ergibt sich folgendes Bild:

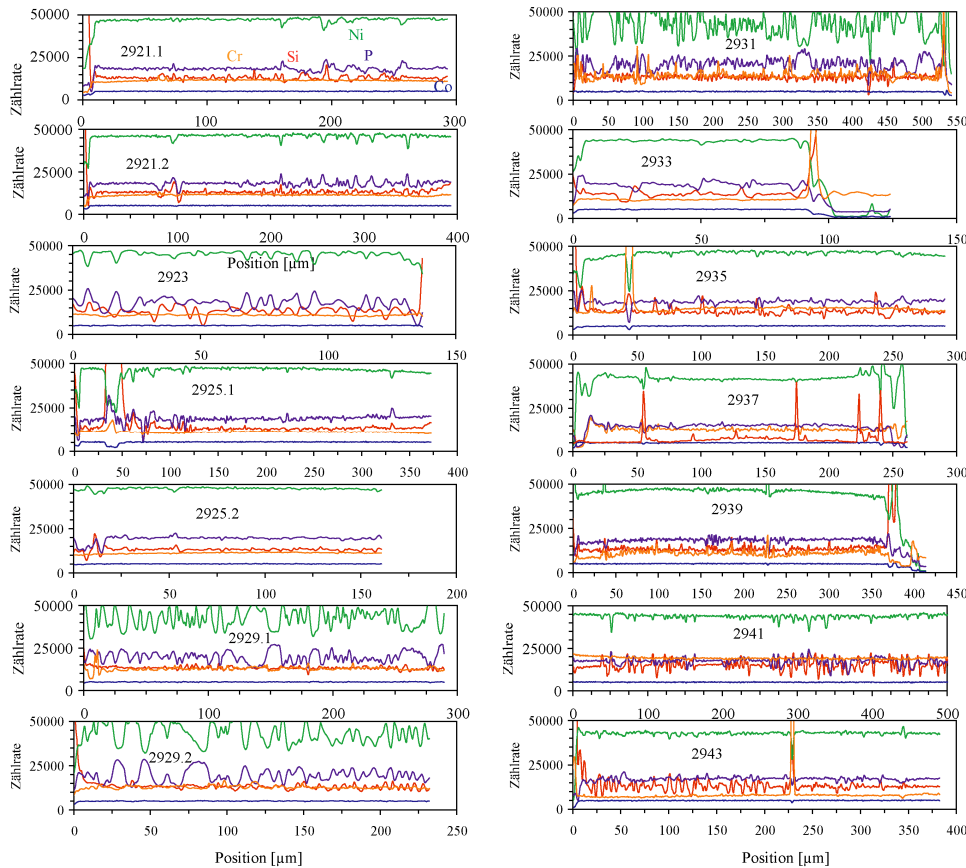


Abbildung 6.3.: Linescans entlang der in Abbildung 6.2 angegebenen Linien. Die Intensitäten wurden ohne Untergrundkorrektur gemessen. Die Auflösung der Messung betrug ca.  $1 \mu\text{m}$  pro Messpunkt.

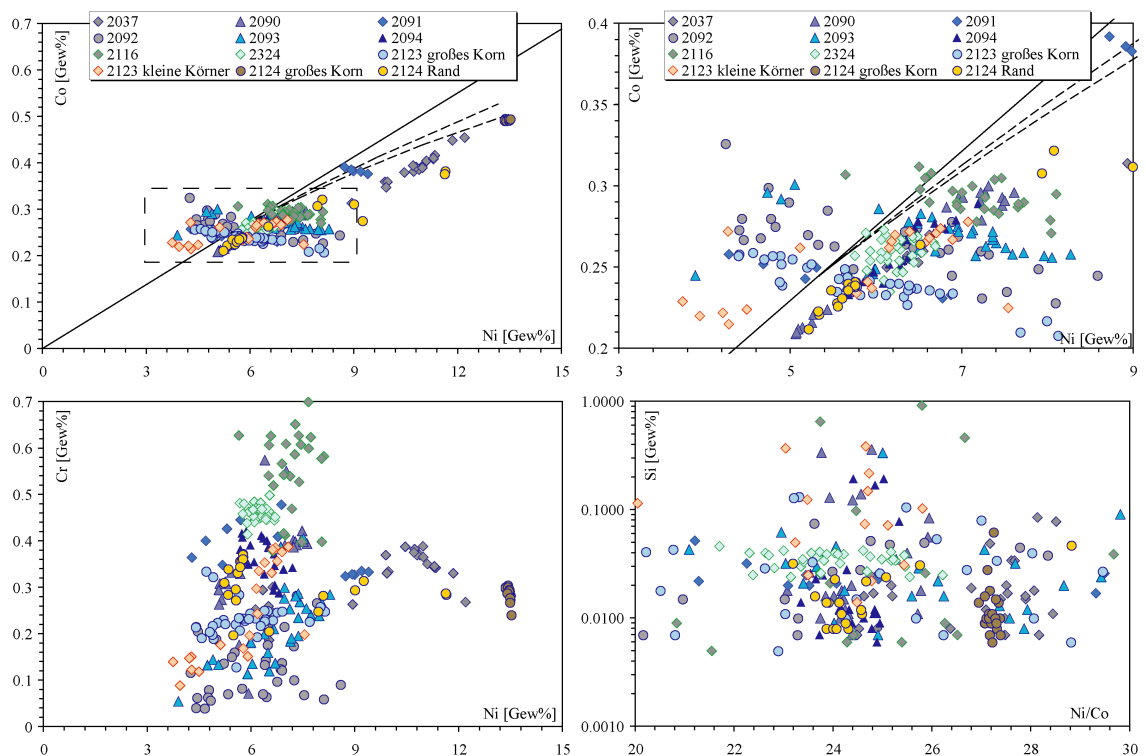
- *Chondrenmetalle* sind sehr heterogen zusammengesetzt. Ni und Co variieren, die Konzentrationen sind sowohl positiv (Hinweis auf Kondensation oder Oxidation), als auch negativ (Hinweis auf Entmischung) korreliert. Si ist extrem variabel, P hingegen in einzelnen Körner recht konstant — von Korn zu Korn variiert der P-Gehalt jedoch.
- *Matrixmetalle* ähneln den Chondrenmetallen in fast allen Eigenschaften bis auf die fehlende negative Korrelation zwischen Ni und Co (Entmischungsstrukturen fehlen, siehe dazu auch Abschnitt 6.4.2 auf Seite 99)
- *Chondrenrandmetalle* sind von den Chondrenmetallen kaum zu unterscheiden. Negative Korrelationen von Ni und Co fehlen; jedoch kann dies ein Artefakt der Analytik sein: sehr viele Daten von Chondrenmetallen stammen aus Profilanalysen, die Chondrenrandmetalle sind jedoch für diese Art von Analysen zu klein. Daher repräsentieren die Messpunkte zumeist einzelne, isolierte Körner.

### 6.2.3. Sekundärionenmassenspektrometrie

Für die Ionensondenmessungen wurden Chondrenmetalle und Matrixmetalle ausgewählt. Jedoch konnten die Messungen der Matrixmetalle nicht verwendet werden; es ergaben sich verschiedene analytische Probleme. Chondrenrandmetalle waren für die Ionensondenmessung in allen Fällen zu klein. Zur Verbesserung der räumlichen Auflösung wurde der Primärionenstrom gegenüber den Messungen für die Metalle in HaH 237 um den Faktor 10 verringert. Dies führt zu einer Erhöhung der Nachweisgrenzen (siehe Tabelle 3.7 auf Seite

Gew%	Fe	Ni	Co	Cr	Si	P
Chondrenmetalle						
$\bar{X}$	90.85	7.80	0.32	0.30	0.04	0.31
$\sigma$	2.79	2.54	0.07	0.16	0.13	0.15
%RSD	3.1	32.5	23.3	53.5	306.3	48.1
Min	84.49	3.74	0.21	0.04	0.00	0.10
Max	96.15	13.51	0.496	1.24	1.04	0.965
Matrixmetalle						
$\bar{X}$	92.80	5.78	0.25	0.42	0.06	0.33
$\sigma$	0.97	0.53	0.02	0.22	0.10	0.07
%RSD	1.05	9.22	6.83	51.76	162.45	22.42
Min	84.15	4.61	0.22	0.03	0.00	0.13
Max	95.69	8.10	0.31	1.34	0.92	0.44
Randmetalle						
$\bar{X}$	93.00	6.12	0.26	0.25	0.02	0.32
$\sigma$	1.41	1.34	0.04	0.10	0.07	0.09
%RSD	1.52	21.86	14.64	37.89	395.15	29.78
Min	86.60	3.94	0.21	0.04	0.00	0.15
Max	96.25	12.19	0.46	0.52	1.09	0.61

Tabelle 6.1.: Durchschnittliche Zusammensetzung der Metalle in Acfer 209.

Abbildung 6.4.: Mikrosondendaten für einzelne Metallkörner in Acfer 209. Die Bezeichnungen beziehen sich auf die Abbildungen im Anhang C. Die durchgezogene Linie im Ni-Co-Diagramm repräsentiert das chondritische Verhältnis. Die gestrichelten Linien repräsentieren Kondensationspfade bei  $10^{-6}$  bar und  $10^{-3}$  bar; siehe auch Kapitel 5.



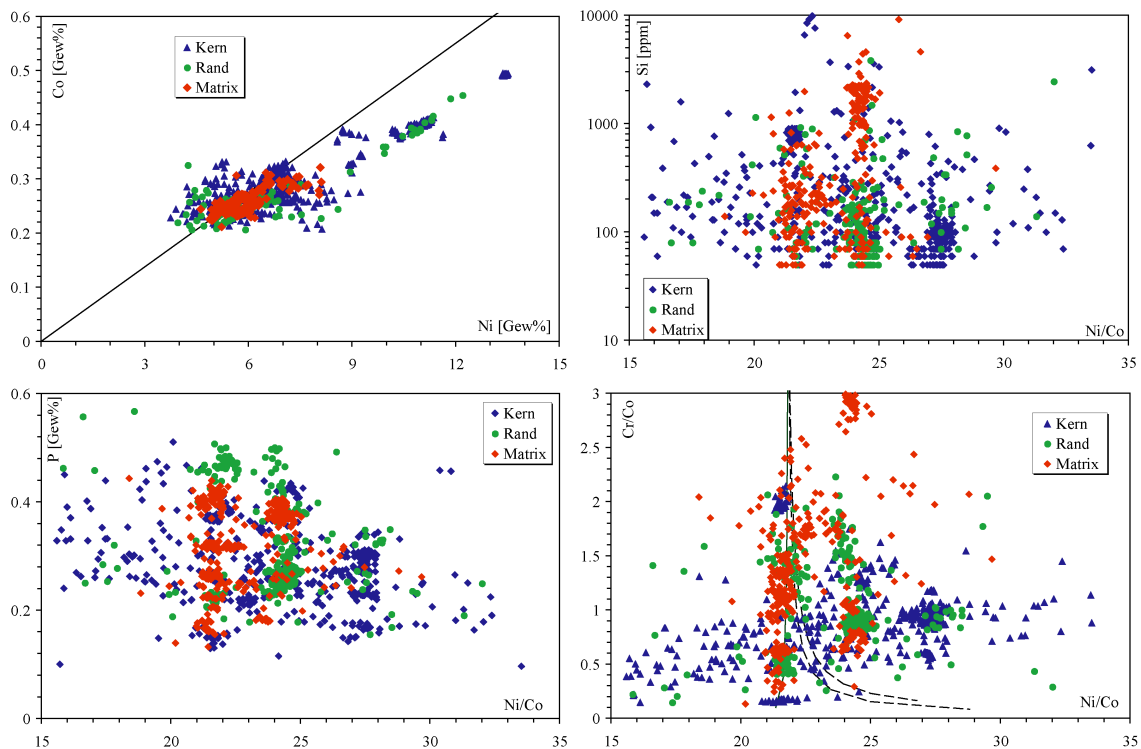


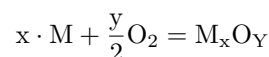
Abbildung 6.5.: Mikrosondendaten für Metall in Acfer 209, aufgeteilt nach Chondren, Matrix und Rand. Die Bezeichnungen beziehen sich auf die Abbildungen im Anhang C. Die durchgezogene Linie im Ni-Co-Diagramm repräsentiert das chondritische Verhältnis. Die gestrichelten Linien repräsentieren Kondensationspfade bei  $10^{-6}$  bar und  $10^{-3}$  bar; siehe auch Kapitel 5.

48) — die Konzentrationen der gemessenen Elemente liegen jedoch weit oberhalb der Nachweisgrenzen. Analog zu den Metallen in HaH 237 wurden die Elemente Co, Ni, Cr, Si, P, Mn und V gemessen. Die mit der Ionensonde gemessenen Konzentrationen von Ni, Co und Cr decken sich mit den Ergebnissen der Mikrosondenmessungen (Abbildung 6.7 auf Seite 90). Nur für P ergibt sich die schon bei der Messung der HaH 237-Metalle beobachtete, systematische Abweichung.

Die Ergebnisse der Ionensondenmessungen sind in Tabelle C.4 auf Seite 128 zusammengestellt. Chondrenmetalle haben V-Konzentrationen zwischen 5 ppm und 30 ppm; die Mn-Konzentrationen liegen zwischen 2 und 100 ppm. Cr und V sowie Cr und Mn sind positiv korreliert (Abbildung 6.8 auf Seite 91).

### 6.3. Berechnung der Sauerstoffugazität

Chondren in Acfer 209 enthalten Metall; während der Chondrenbildung stand dieses Metall im Gleichgewicht mit einer Silikatschmelze. Diese Equilibrierung beeinflusst die Verteilung der Elemente zwischen Metallphase und Silikatphase. Die Verteilung wird durch den Metall-Silikat-Verteilungskoeffizienten beschrieben (siehe Abschnitt 2.1.5 auf Seite 33). Dieser hängt von Temperatur und Sauerstoffpartialdruck ab. Die Abhängigkeit kann man theoretisch vorhersagen. Man betrachtet dabei die Reaktionsgleichung:



Die Reaktionskonstante dieser Gleichung lässt sich aus thermodynamischen Daten ermitteln. Sie verbindet die Aktivitäten von Metall und Oxid mit der Sauerstoffugazität :

$$K^R = \frac{a_{M_x O_y}^{\text{Schmelze}}}{(a_M^{\text{Metall}})^x \cdot (pO_2)^{y/2}}$$

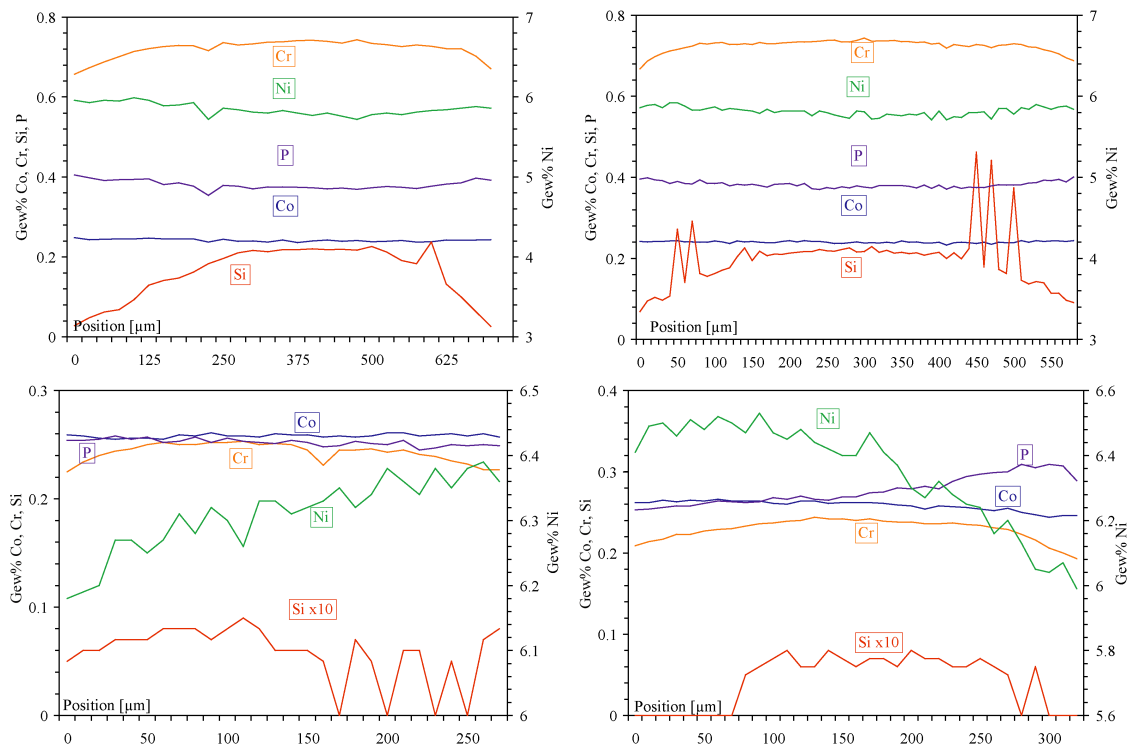


Abbildung 6.6.: Zonierungen von Chondren- und Matrixmetallen in Afer 209. Die Bezeichnungen entsprechen der Kennzeichnung im Anhang C ab Seite 119. *oben links*: Profil 2337, großes Korn, *oben rechts*: Profil 2337, großes Korn, *unten links*: Profil 2339, *unten rechts*: Profil 2339, kleines Korn.

Die Aktivitäten sind über die Aktivitätskoeffizienten mit den Molenbrüchen und damit den Konzentrationen verknüpft. Der Verteilungskoeffizient lässt sich also schreiben als:

$$\log D^{S/M} = \frac{y}{2} \log pO_2 + \log K^R + \log \frac{\gamma_M^{\text{Metall}}}{\gamma_{M_xO_y}^{\text{Schmelze}}} + \log A$$

A ist hierbei ein Umrechnungsfaktor, mit dem die Molenbrüche in Konzentrationen umgewandelt werden. Diese Gleichung entspricht einer Geradengleichung in einem Diagramm von  $\log D$  gegen die Sauerstoffugazität. Die Steigung der Geraden wird durch die Wertigkeit der Elements in der Silikatschmelze bestimmt. Je höher die Oxidationsstufe des Elements, desto stärker ist der Verteilungskoeffizient von der Sauerstoffugazität abhängig.

Für viele Elemente ist der Aktivitätskoeffizient in der Silikatschmelze nicht bekannt; man geht daher im allgemeinen von idealem Löslichkeitsverhalten aus (*Henrysches Verhalten*:  $\gamma$  ist konstant). In Metallen verhalten sich die meisten Elemente nahezu ideal (Hultgren et al. 1973) — Si jedoch verhält sich nicht ideal (siehe Abschnitt 4.4.1 auf Seite 57). Weiterhin besteht die Möglichkeit, die Metall-Silikat-Verteilungskoeffizienten in Abhängigkeit von Temperatur, Sauerstoffugazität sowie der Zusammensetzung von Metall und Silikat experimentell zu bestimmen (Rammensee et al. 1983, Schmitt et al. 1989, Holzheid und Palme 1996, Vogel und Palme 2004). Man kann demnach die Sauerstoffugazität aus der Verteilung eines Elements zwischen zwei Phasen berechnen. Nachstehend sind einige Methoden erläutert, mit denen der Sauerstoffpartialdruck bei der Entstehung der Metallphasen in CR-Chondriten bestimmt wurde:

### Verteilung von Cr

Rammensee et al. (1983) bestimmten experimentell die Sauerstoffugazitätsabhängigkeit der Verteilung von Cr zwischen Metall ( $Fe_{90}Ni_{10}$ ) und einer basaltischen Schmelze bei einer Temperatur von 1873. Daraus lässt sich der Sauerstoffpartialdruck bestimmen:

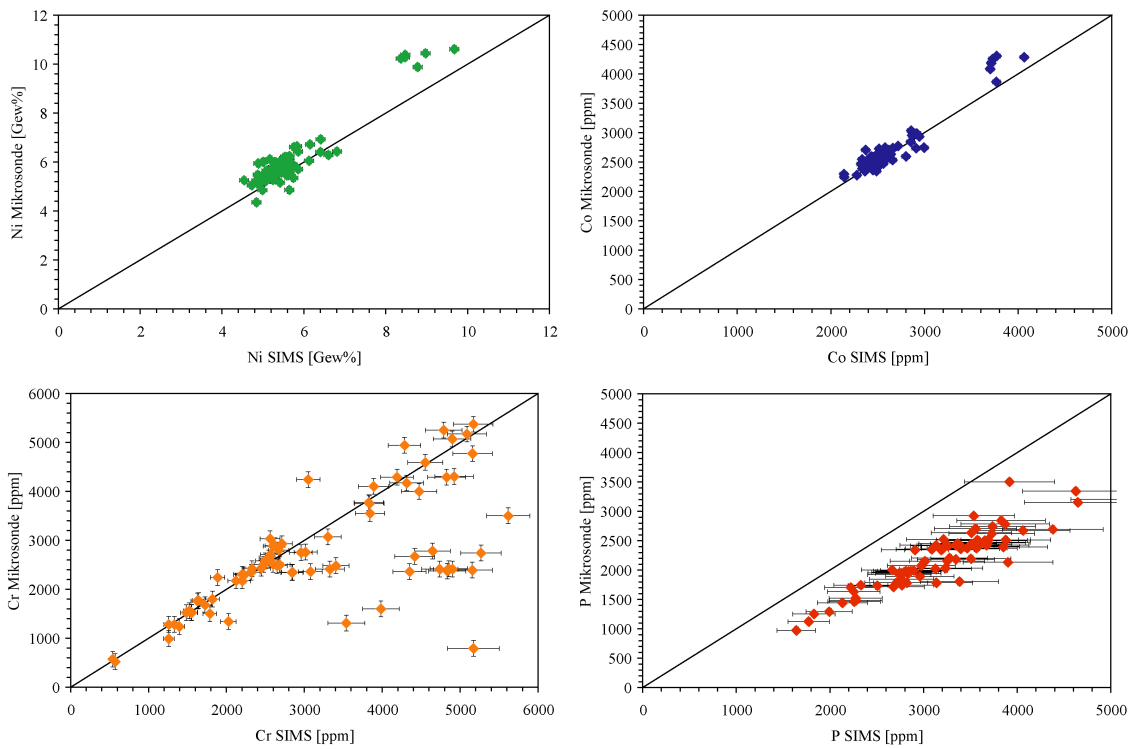


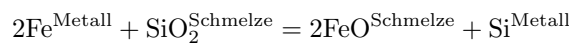
Abbildung 6.7.: Vergleich der Analyseergebnisse von Mikrosonde und Ionensonde (SIMS).

$$\log pO_2 = \frac{\log D^{\text{Metall/Silikat}}(\text{Cr}) - 6.85}{0.643}$$

Der Verteilungskoeffizient von Cr zwischen einer basaltischen Schmelze und Olivin beträgt ca. 1.1 (Klöck und Palme 1988). Daher repräsentieren die Cr-Konzentrationen im Olivin die Cr-Konzentration der Schmelze. Man kann folglich die Cr-Konzentrationen von Olivin zur Berechnung des Sauerstoffpartialdrucks verwenden (Kring 1989).

### Si-Konzentration im Metall

Die Si-Konzentration einer Fe-Ni-Legierung im Gleichgewicht mit einer Silikatschmelze ist ebenfalls vom Sauerstoffpartialdruck abhängig. Es gilt folgende Reaktionsgleichung:



$$K^R = \frac{(a_{\text{FeO}}^{\text{Schmelze}})^2 \cdot a_{\text{Si}}^{\text{Metall}}}{(a_{\text{Fe}}^{\text{Metall}})^2 \cdot a_{\text{SiO}_2}^{\text{Schmelze}}} \cdot \sqrt{pO_2}$$

Die Reaktionskonstante  $K^R$  berechnet man aus den freien Bildungsenthalpien von  $\text{SiO}_2$  und  $\text{FeO}$ . Für meteoritische Zusammensetzung (95 Gew% Fe, 5 Gew% Ni) ist die Aktivität von Fe in einer Fe-Ni-Legierung in guter Näherung gleich 1. Die Aktivität von  $\text{SiO}_2$  in einer Silikatschmelze kann man mit MELTS (Ghiorso und Sack 1995) berechnen; die Berechnungen zeigen, dass die Aktivität über das Kristallisationsintervall von Olivin und Pyroxen — und damit auch im Kristallisationsintervall der Chondrenminerale — nahezu konstant bleibt (siehe Abbildung 6.9 auf Seite 91). Für die Berechnungen wurde eine Aktivität von  $\text{SiO}_2$  von 0.7 angenommen.

Die Aktivität von Si im Metall ist dann nur noch vom FeO-Gehalt der koexistierenden Silikatschmelze abhängig:



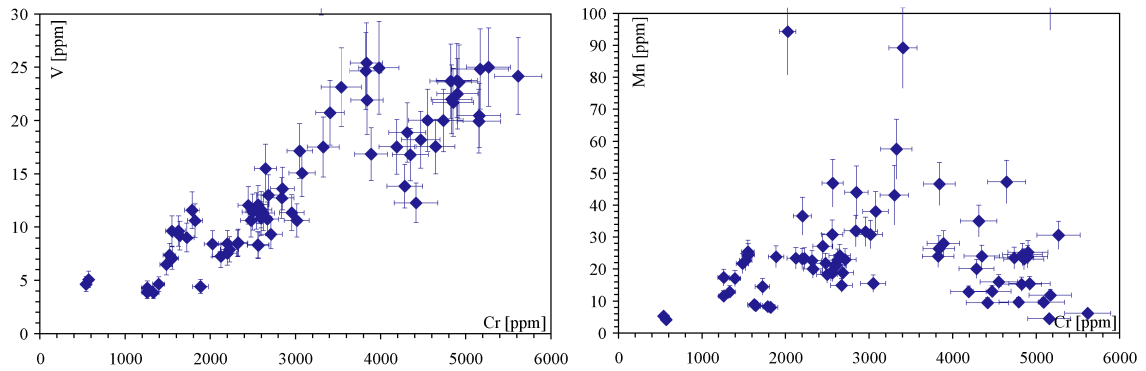


Abbildung 6.8.: Ionensondendaten für Cr, V und Mn in Chondrenmetallen von Acfer 209.

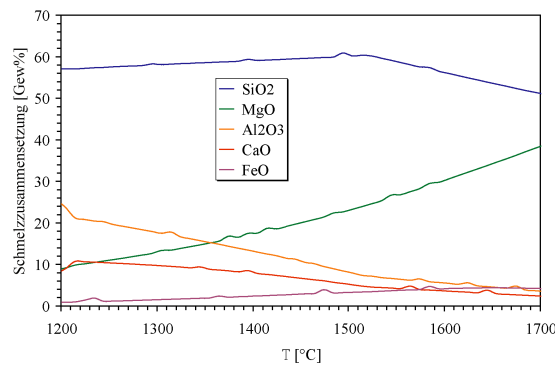


Abbildung 6.9.: MELTS-Berechnung der Gleichgewichtskristallisation einer basaltischen Schmelze. Das Diagramm zeigt die Änderung der Zusammensetzung der Schmelze mit sinkender Temperatur. Die in Olivin und Pyroxen inkompatiblen Elemente Ca und Al werden mit sinkender Temperatur in der Schmelze angereichert. Mg wird mit sinkender Temperatur verarmt, da es in Olivin kristallisiert. Der  $\text{SiO}_2$ -Anteil variiert hingegen nur wenig mit der Temperatur.

$$\log a_{\text{Si}}^{\text{Metall}} = \log K^{\text{R}} - 2 \log a_{\text{FeO}}^{\text{Silikat}} + \log(0.7)$$

Daraus lässt sich die Konzentration von Si im Metall berechnen:

$$\log X(\text{Si})^{\text{Metall}} = \log a_{\text{Si}}^{\text{Metall}} - \log \gamma_{\text{Si}}^{\text{Metall}}$$

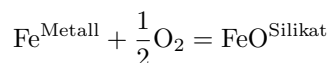
Nach diesem Prinzip kann man auch die Temperatur- und Sauerstoff fugazitätsabhängigkeit der Verteilung weiterer Elemente herleiten. Jedoch sind die Temperaturabhängigkeiten der Aktivitätskoeffizienten dieser Elemente im Metall oder in der Silikatschmelze wenig bekannt; für Metall finden sich einige Daten in Hultgren et al. (1973). Trotzdem ist es in erster Näherung möglich, die Verteilung zu berechnen: die Aktivitätskoeffizienten für viele Spurenelemente in Silikatschmelze sind näherungsweise temperaturunabhängig — ebenso für die meisten Metalle. Si bildet eine der wenigen Ausnahmen. Der Aktivitätskoeffizient von Si in Metall ist temperaturabhängig und konzentrationsabhängig (Sakao und Elliott 1975, Vogel und Palme 2004, siehe auch Abschnitt 4.4.1 auf Seite 57). Daher hängt auch der Si-Gehalt von Metall stark von der Temperatur ab.

Solarer Nebel						
	D/G 1	D/G 10	D/G 50	D/G 100	D/G 200	D/G 500
1000	0.09	0.93	4.28	8.44	16.68	40.87
1100	0.07	0.74	3.37	6.65	13.16	32.24
1200	0.06	0.60	2.76	5.45	10.77	26.39
1300	0.05	0.51	2.34	4.61	9.13	22.36
1400	0.04	0.45	2.05	4.05	8.00	19.61
1500	0.04	0.40	1.84	3.63	7.18	17.60
1600	0.04	0.37	1.69	3.33	6.58	16.12
1700	0.03	0.34	1.57	3.09	6.11	14.98
1800	0.03	0.32	1.47	2.90	5.73	14.04
1900	0.03	0.29	1.32	2.61	5.17	12.66
2000	0.03	0.26	1.20	2.37	4.69	11.49
Fe-FeO-Puffer						
	IW -6.3	IW -4.3	IW -3.1	IW -2.4	IW -1.1	—
1000 -2000	0.04	0.4	1.7	3.6	17	—

Tabelle 6.2.: FeO-Konzentration in Gew% von Olivin bei verschiedenen Temperaturen und Staub/Gas-Verhältnissen. Die Konzentrationen ändern sich stark mit dem Staub/Gas-Verhältnis, jedoch nur wenig mit der Temperatur. *untere Zeilen:* FeO-Gehalt, resultierend aus einem festgelegten Sauerstoffpartialdruck relativ zu Eisen-Wüstit.

### Verteilung von Fe

Fe verteilt sich sowohl während der Kondensation als auch während einer Metall-Silikat-Equilibrierung zwischen Metall und Silikaten. Es gilt:



Die Aktivität von Fe in meteoritischem Fe-Ni-Metall ist näherungsweise 1, die Reaktionskonstante entspricht der freien Bildungsenthalpie von Wüstit. Damit kann man die Sauerstoff fugazität aus dem FeO-Gehalt einer Phase berechnen:

$$\log p\text{O}_2 = 2 \log a_{\text{FeO}}^{\text{Silikat}} - 2 \log K_f(\text{FeO})$$

Diese Gleichung zeigt umgekehrt auch, wie der FeO-Gehalt einer Phase vom Sauerstoffpartialdruck abhängt:

$$\log a_{\text{FeO}} = \log K_f(\text{FeO}) + \frac{1}{2} \log p\text{O}_2$$

Bei der Chondrenbildung kommt es zu einer Equilibrierung von Metall und Silikatschmelze, entweder im *offenen* System oder im *geschlossenen* System. Das offene System entspricht der Chondrenbildung im solaren Nebel — der Sauerstoffpartialdruck des solaren Nebels bestimmt die FeO-Konzentration der Silikatphase. In einem geschlossenen System wird der Sauerstoffpartialdruck durch den FeO-Gehalt des Vorläufermaterials eingestellt.

Um den Sauerstoffpartialdruck zum Zeitpunkt der Chondrenbildung zu bestimmen, muss man prinzipiell die FeO-Konzentration der Chondrenschmelze messen. Chondren sind schnell abgekühlt; daher erstarrt ein Teil der Restschmelze glasartig. Der FeO-Gehalt der Restschmelze ist aber nicht repräsentativ für die Schmelze zum Zeitpunkt der Chondrenbildung — aus der Schmelze sind allgemein schon Olivin und Pyroxen kristallisiert, was zu einer Anreicherung von FeO in der Schmelze führt. Chondren enthalten aber fast immer Olivinkristalle — sie entsprechen den ersten Kristallisaten aus der Schmelze. Der Verteilungskoeffizient

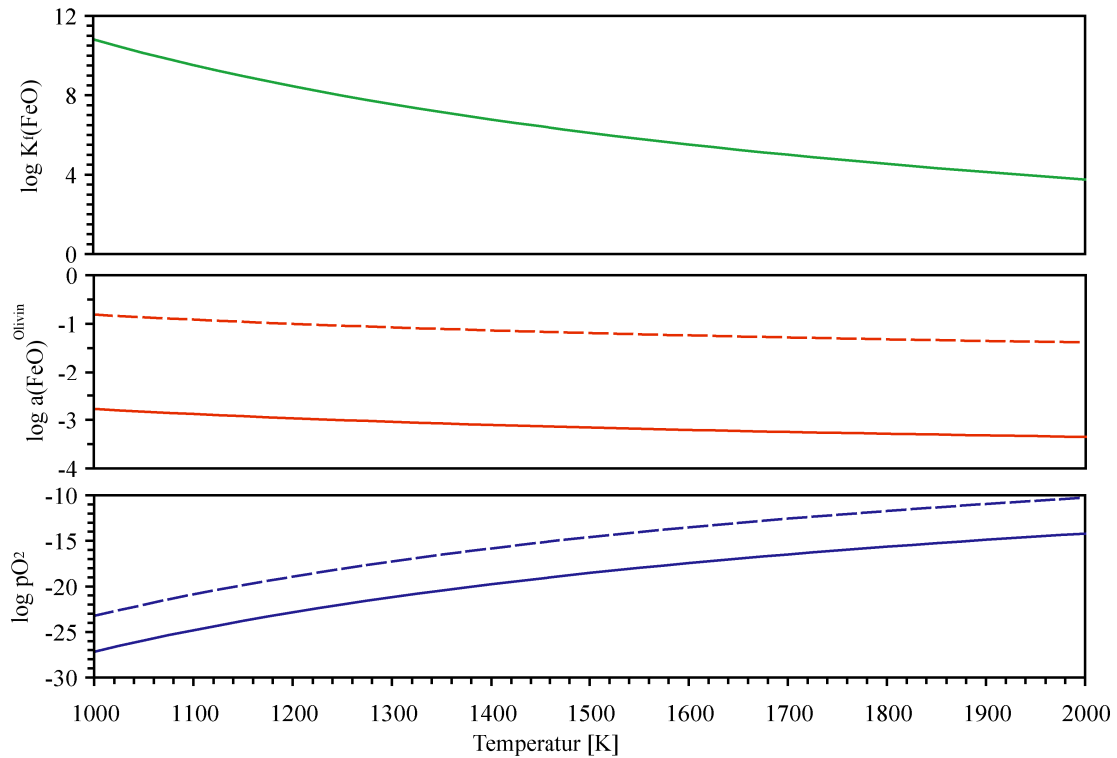


Abbildung 6.10.: *Obere Abbildung:* Verlauf der freien Bildungsenthalpie von FeO in Abhängigkeit von der Temperatur. *Mittlere Abbildung:* FeO-Aktivität von Olivin im solaren Nebel bei solarer Sauerstoff fugazität (durchgezogene Linie) und einem Staub/Gas-Verhältnis von 100x CI (gestrichelte Linie), berechnet aus  $\log a(\text{FeO}) = \log K_f(\text{FeO}) + 1/2 \log p\text{O}_2$ . *Untere Abbildung:* Verlauf des Sauerstoffpartialdrucks im solaren Nebel in Abhängigkeit von der Temperatur. Durchgezogene Linie: kanonischer Sauerstoffpartialdruck, gestrichelte Linie: Sauerstoffpartialdruck bei einem Staub/Gas-Verhältnis von 100.

von FeO zwischen basaltischer Schmelze und Olivin beträgt 1.07 – 1.10 (Gaetani und Grove 1997)<sup>1</sup>. Der Gehalt von FeO in Olivin entspricht folglich der FeO-Konzentration der ehemaligen Schmelze. Der Sauerstoffpartialdruck kann also ohne große Abweichungen aus dem FeO-Gehalt von Olivin berechnet werden. Im geschlossenen System wird der Sauerstoffpartialdruck durch das Eisen-Wüstit-Gleichgewicht festgelegt — und dieses Puffersystem ist *per definitionem* nicht von der Temperatur abhängig.

Im solaren Nebel wird die Aktivität von FeO in Olivin vom Sauerstoffpartialdruck des Nebels bestimmt. Dieser ist von der Temperatur abhängig (siehe Abschnitt 4.3.1 auf Seite 54): mit sinkender Temperatur sinkt der absolute Sauerstoffpartialdruck. Andererseits steigt die freie Bildungsenthalpie von Wüstit mit sinkender Temperatur an. Zufällig ist dieser Anstieg genau halb so groß wie die Abnahme des Sauerstoffpartialdrucks im solaren Nebel — die Änderungen heben sich also auf (siehe Abbildung 6.10 auf Seite 93). Daher bleibt der FeO-Gehalt von Olivin im solaren Nebel bei verschiedenen Temperaturen unverändert. Der Sauerstoffpartialdruck im solaren Nebel ist weiterhin vom Staub/Gas-Verhältnis bestimmt (siehe Abschnitt 4.3.1 auf Seite 54); eine Erhöhung des Staub/Gas-Verhältnis erhöht den Sauerstoffpartialdruck. Jedoch ist die Temperaturabhängigkeit des Sauerstoffpartialdrucks vom Staub/Gas-Verhältnis unabhängig — der Verlauf der pO<sub>2</sub>-Kurven in Abbildung 6.10 auf Seite 93 ist gleich. Der FeO-Gehalt von Olivin ist daher ein *temperaturunabhängiger* Indikator für das Staub-Gas-Verhältnis im solaren Nebel.

<sup>1</sup>Dies gilt streng genommen nur für Schmelzen mit bis zu etwa 10 Gew% FeO in einem kleinen Temperaturintervall. Allgemein gilt: mit sinkender Temperatur kristallisiert aus einer Schmelze zunehmend eisenreicher Olivin; die Schmelzzusammensetzung wird dabei auch immer FeO-reicher.

log pO <sub>2</sub>	Fe [Gew%]	Co [Gew%]	Ni [Gew%]	Cr [ppm]	P [Gew%]	Si [ppm]	Mn [ppm]	V [ppm]
-8	77.03	0.968	20.67	961	1.232	33	55	0.1
-9	87.00	0.519	11.25	2099	1.000	55	92	0.8
-10	91.03	0.341	7.42	4747	0.701	113	189	4.6
-11	92.16	0.277	6.04	8744	0.574	290	474	18.0
-12	92.32	0.255	5.56	11310	0.528	843	1262	26.4

Tabelle 6.3.: Zusammensetzung von Metall im Gleichgewicht mit einer chondritischen Silikatschmelze bei 1873 K und variabler Sauerstoffugazität.

### 6.3.1. Berechnung der Metallzusammensetzung

Die Kenntnis über die Abhängigkeit der Verteilungskoeffizienten vom Sauerstoffpartialdruck ermöglicht eine Berechnung der Metallzusammensetzung bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten. Diese Berechnung wurde für Metall mit den Elementen Fe, Co, Ni, Cr, Mn, V, Si und P vorgenommen, die Verteilungskoeffizienten stammen aus Holzheid und Palme 1996 (Fe, Co, Ni), Rammensee et al. 1983 (Cr, V, Mn), Schmitt et al. 1989 (P) und Schoenbeck und Palme 2003 (Si). Der Abhängigkeit dieser Verteilungskoeffizienten vom Sauerstoffpartialdruck ist Abbildung 6.12 auf Seite 97 zu entnehmen. Ausgangspunkt für die Berechnung sind die chondritischen, atomaren Häufigkeiten Elemente (Tabelle A auf Seite 114). Als erstes wird mit Hilfe der Metall-Silikat-Verteilungskoeffizienten berechnet, welcher Anteil davon bei einem bestimmten Sauerstoffpartialdruck im Metall vorliegt. Die Anteile jeden Elements werden aufsummiert und in Gew% umgerechnet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 6.3 dargestellt. Die Berechnung beruht auf der Annahme, die Silikatschmelze sei chondritisch zusammengesetzt — jedoch gelten die Metall-Silikat-Verteilungskoeffizienten genau genommen nur basaltische Systeme. Die Unterschiede zwischen einer chondritisch zusammengesetzten Schmelze und einer basaltischen Schmelze ist aber im Hinblick auf die hier betrachteten Elemente unerheblich.

Bei konstanter Temperatur und steigendem Sauerstoffpartialdruck erhält man Ni- und Co-reiches Metall. (Abbildung 6.11 auf Seite 95). Fe ist etwas lithophiler als Ni und Co; es reagiert daher empfindlicher auf Erhöhungen des Sauerstoffpartialdrucks und reagiert stärker zu FeO. Das Verhältnis von Ni und Co im Metall bleibt chondritisch, da die Verteilung von Ni und Co im gleichen Maß von der Sauerstoffugazität beeinflusst wird (Schmitt et al. 1989). Dies ergibt sich aus der gleichen Wertigkeit von Ni und Co in der Silikatschmelze (Ni<sup>2+</sup>, Co<sup>2+</sup>). Cr, Mn und V sind lithophiler als Fe. Daher werden sie mit steigendem Sauerstoffpartialdruck stärker als Fe aus dem Metall entzogen. Variationen des Sauerstoffpartialdrucks bewirken folglich positive Korrelationen zwischen Cr und V sowie zwischen Cr und Mn und negative Korrelationen zwischen Fe und Ni oder Fe und Co.

### 6.3.2. Berechnung des Sauerstoffpartialdrucks zum Zeitpunkt der Metall-Silikat-Equilibrierung in Acfer 209

Die FeO-Gehalte, die Si-Gehalte im Metall sowie die Verteilung von Cr zwischen Metall und Silikat erlauben eine Berechnung der Sauerstoffugazität zum Zeitpunkt der Chondrenbildung in Acfer 209. Wie in Abschnitt 6.3 auf Seite 92 ausgeführt, ist der FeO-Gehalt von Olivin ein temperaturabhängiger Indikator für den Sauerstoffpartialdruck. Olivin in den Chondren enthält im Mittel etwa 2 Gew% FeO (siehe Tabelle 6.4) — nach Abbildung 6.12 entspricht dies einem Staub/Gas-Verhältnis von ca. 50x CI; der Sauerstoffpartialdruck entspricht IW -3.1.

Aus der Verteilung von Cr (Verteilungskoeffizienten einiger repräsentativer Chondren in Tabelle 6.4) ergibt sich ebenfalls ein Staub-Gas-Verhältnis von etwa 10 – 100. Die Si-Gehalte sind grundsätzlich mit diesen Werten im Einklang — jedoch ist die Temperaturabhängigkeit von Si im Metall derart stark, dass ohne eine Temperaturbestimmung keine Sauerstoffugazität abgeleitet werden kann. Dies wird in der Diskussion auf Seite 98 eingehend behandelt.

## 6.4. Diskussion

Für die Entstehung der Metallphasen in Acfer 209 werden verschiedene Modelle diskutiert: Kondensation (Weisberg et al. 1993), Reduktion von FeO-reichen Silikaten während der Chondrenbildung (Connolly et al.

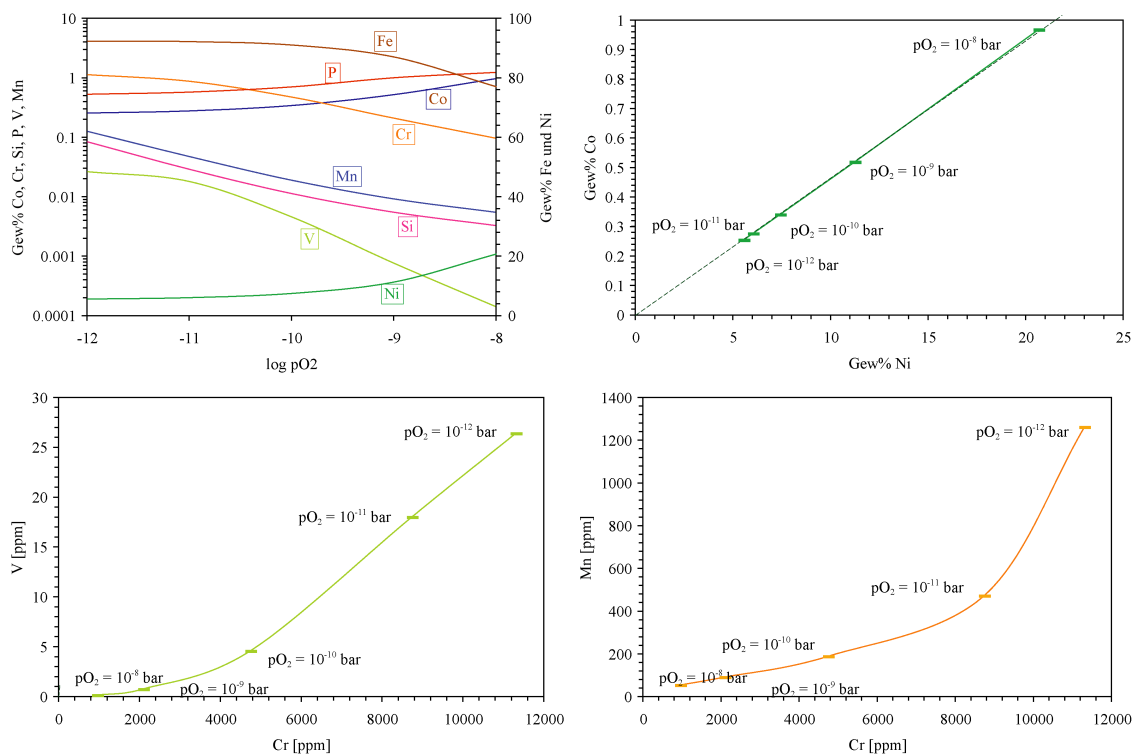


Abbildung 6.11.: Zusammensetzung von Metall im Gleichgewicht mit einer chondritischen Silikatschmelze bei einer Temperatur von 1873 K. *oben links*: Zusammensetzung von Metall in Gew% bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten (siehe auch Tabelle 6.3 auf Seite 94), *oben rechts*: Ni- und Co-Konzentrationen bei verschiedenen Sauerstoffpartialdrücken, *unten links*: Cr- und V-Konzentrationen bei verschiedenen Sauerstoffpartialdrücken, *unten rechts*: Cr- und Mn-Konzentrationen bei verschiedenen Sauerstoffpartialdrücken.

2001, Cohen und Hewins 2004) oder auf dem Mutterkörper (Lee et al. 1992), sowie Desulfidisierung von Troilit (Zanda et al. 1995b, Zanda et al. 2002). Für die Matrixmetalle wird zudem angenommen, dass sie durch Rotationseffekte aus Chondren herausgeschleudert wurden (Zanda et al. 2002) und damit ebenso wie die Chondrenmetalle entstanden sind. In Zanda et al. (1994) wird außerdem gezeigt, dass viele Metalle durch ein Metall-Silikat-Gleichgewicht überprägt wurden.

### 6.4.1. Kondensation

In Kapitel 5 wurden typische Kondensatmetalle beschrieben. Den Kondensationsursprung von Metall erkennt man unter anderem an den Konzentrationen und Korrelationen von Ni, Co, Cr und P (Grossman und Olsen 1974); der stärkste Hinweis ist jedoch das Zonierungsmuster dieser Elemente: Kondensation produziert Metall mit hohen Ni- und Co-Konzentrationen im Kern und hohen Cr- und P-Konzentrationen am Rand. Ich habe daher versucht, Zonierungsmuster in den Metallen von Acfer 209 zu finden.

Schon Lee et al. (1992) entdeckten eine leichte Zonierung der Chondrenmetalle in CR-Chondriten: in den von ihnen untersuchten Metallen sinken die Ni- und Co-Gehalte vom Kern zum Rand. Auch die von mir untersuchten Metalle in Acfer 209 zeigen zum Teil diese Zonierung. Lee et al. (1992) bestimmten jedoch nur die Konzentrationen von Ni und Co; ich habe zusätzlich die Cr-, P- und Si-Konzentrationen der Metalle bestimmt. Aus Abbildung 6.6 auf Seite 89 geht hervor, dass Cr und P — ebenso wie Ni — für einige Körner vom Kern zum Rand hin abnehmen. Diese Zonierung stammt nicht aus einer Kondensation: Ni ist refraktärer als Cr; man erwartet daher hohe Ni-Gehalte zusammen mit niedrigen Cr-Gehalten. Ein einzelnes, großes Matrixmetall zeigt eine Korrelation von hohen Ni-Konzentrationen mit geringen Cr-Konzentrationen. Allerdings sind hier die Ränder Ni-reich und der Kern Ni-arm — Kondensationsprozesse erzeugen jedoch genau die gegenteilige Zonierung.

Weisberg et al. (1993) folgerten, dass die Korrelationen von Ni und Co, Ni und P sowie Ni und Cr in CR-Metallen durch Kondensation entstanden. Da Ni und Co beide refraktärer als Fe sind, würde man im Metall hohe Ni-Konzentrationen zusammen mit hohen Co-Konzentrationen bei niedrigem Fe-Gehalt erwarten. Positive Ni- und Co-Korrelationen sowie negative Ni- und Cr-Korrelationen werden aber auch durch Oxidation von Metall in einer Silikatschmelze erzeugt: steigender Sauerstoffpartialdruck führt zu einer Oxidation von Fe und Cr — es bleibt Ni- und Co-reiches, Cr-armes Metall zurück (siehe auch Abbildung 6.11 auf Seite 95). Dennoch kann man zwischen diesen Prozessen unterscheiden, und zwar über die Analyse von Vanadium. V ist refraktärer als Cr (Kapitel 5). In kondensierten Metallen erwartet man daher eine *negative* Korrelation von V und Cr, da bei hohen Temperaturen Ni- und V-reiches, Cr-armes Metall kondensiert und erst bei tiefen Temperaturen die Cr-Gehalte steigen. Im Gegensatz dazu produziert Metall-Silikat-Equilibration bei verschiedenen Sauerstoffpartialdrücken *positive* Korrelationen von Cr und V. Beide Elemente sind lithophiler als Ni: bei hohen Sauerstoffpartialdrücken verteilen sie sich stärker als Ni in die Silikatphase — man erhält Ni- und Co-reiches, Cr- und V-armes Metall. Die Chondrenmetalle in Acfer 209 zeigen positive Korrelationen von Cr und V — sie sind offenbar durch ein Metall-Silikat-Gleichgewicht überprägt worden; näheres dazu im folgenden Abschnitt.

### 6.4.2. Metall-Silikat-Gleichgewicht

Chondren entstanden in kurzzeitigen Hochtemperaturereignissen im solaren Nebel. Die Liquidustemperaturen der Chondren hängen von ihrer chemischen Zusammensetzung ab. Die meisten Chondren in den CR-Chondriten bestehen aus FeO-armen Olivin und Pyroxen mit verschiedenen Anteilen von Feldspat oder feldspatartigem Glas; diese Paragenesen haben typischerweise Liquidustemperaturen von ca. 1750 K (Jones und Scott 1989, Jones 1994). Reines Eisen hat einen Schmelzpunkt von 1811 K; dieser vermindert sich aber durch die Zugabe von P und S. Metall mit einem P-Gehalt von 0.1 Gew% schmilzt bei etwa 1800 K (siehe auch Abbildung 2.3 auf Seite 29). Die Maximaltemperatur bei der Chondrenbildung ist nicht bekannt; viele Metalle in Chondren sind aber rundlich-tropfenförmig — wahrscheinlich waren diese Metalle komplett geschmolzen. Während der Chondrenbildung herrschte folglich ein Gleichgewicht zwischen flüssigem Metall und Silikatschmelze. Bei der Abkühlung erstarrte als erstes Metall, so dass in der Abkühlphase ein Gleichgewicht zwischen festem Metall und Silikatschmelze vorlag.

Die Verteilung der Spurenelemente zwischen Metall und Silikat wird von Temperatur und Sauerstoffpartialdruck kontrolliert. Die positiven Korrelationen von Cr und V, Cr und Mn sowie Ni und Co sind ein erster Hinweis auf die Equilibration der Metalle mit Silikatschmelze. Die hohe Variabilität der Spurenelemente ist jedoch nicht im Einklang mit einer Equilibration bei konstanter Temperatur und Sauerstoffugazität.

#### Variabilität der Spurenelemente im Metall

Die Spurenelementkonzentrationen im Acfer 209-Metall sind hoch variabel; die Metalle sind inhomogen zusammengesetzt. Insbesondere Si zeigt sehr hohe Variationen: in einigen Matrixmetallen variiert Si von 50 bis 1000 ppm (siehe auch Anhang C auf Seite 119). In großen Chondrenmetallen dagegen sind die Variationen geringer. Die Variationen der Spurenelemente folgt dieser Systematik:

$$\text{Fe} < \text{Ni} < \text{Co} < \text{P} < \text{Cr} \ll \text{Si}$$

Bild	$\bar{X}(\text{FeO})$	$\sigma$	n	$\log fO_2$ (FeO)	$\log D_{Cr}^{S/M}$
2091	1.99	0.46	36	-11.8 – -11.4	-0.01 – 0.37
2092	2.04	0.79	30	-11.9 – -11.3	0.33 – 1.11
2093	2.24	1.64	24	-12.6 – -11.0	-0.12 – 1.26
2094	1.80	0.55	18	-11.9 – -11.4	0.02 – 0.61
2324	2.45	1.27	15	-12.0 – -11.1	-0.09 – 0.27
2123	3.35	2.02	36	-11.9 – -10.7	0.16 – 0.65
2124	2.17	0.74	32	-11.9 – -11.3	-0.06 – 0.44

Tabelle 6.4.: Sauerstoffugazitätsbestimmung aus dem Metall-Silikat-Gleichgewicht bei einer Temperatur von 1873 K.  $n$ : Zahl der Analysen,  $\log fO_2$ : Sauerstoffpartialdruck aus dem FeO-Gehalt von Olivin,  $\log D_{Cr}^{S/M}$ : Verteilungskoeffizient von Cr zwischen Silikat und Metall.

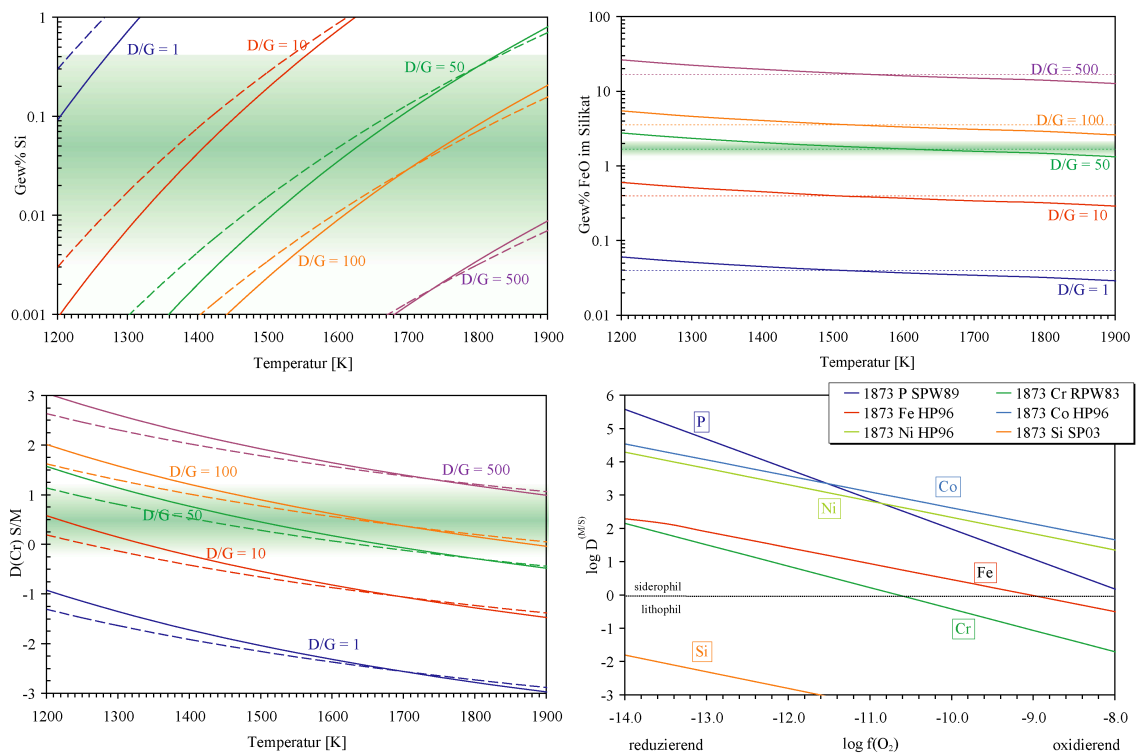


Abbildung 6.12.: *oben links*: Si-Gehalte von Fe-Ni-Metall im Gleichgewicht mit einer Silikatschmelze bei verschiedenen Temperaturen und Sauerstoffugazitäten. *oben rechts*: FeO-Gehalt in einer Silikatschmelze im Gleichgewicht mit Metall bei verschiedenen Temperaturen und Sauerstoffugazitäten. *unten links*: Verteilungskoeffizient von Cr in Abhängigkeit vom Sauerstoffpartialdruck und Temperatur. Die grünen Bereiche markieren die jeweiligen Konzentrationen der Acfer 209-Metalle. *unten rechts*: Isotherme Verteilungskoeffizienten von Fe, Co, Ni, Cr, Si und P in Abhängigkeit von der Sauerstoffugazität. Referenzen: *ND*: Schmitt et al. 1989, *RPW*: Rammensee et al. 1983, *HP*: Holzheid und Palme 1996, *SP*: Schoenbeck und Palme 2003.

Die Si-Konzentrationen der Metalle variieren nahezu über zwei Größenordnungen; Fe, Co und Ni hingegen sind nur wenig variabel (siehe auch Tabelle 6.1 auf Seite 87).

Die Variationen können verschiedene Ursachen haben:

- *Unvollkommene Equilibrierung mit der Chondrenschmelze*: Der Chondrenbildungsprozess ist ein kurzzeitiger Aufheizungs- und Abkühlungsprozess. Die Geschwindigkeit der Gleichgewichtseinstellung zwischen Metall und Silikatschmelze wird von den Diffusionskoeffizienten im Metall bestimmt. Der Schmelzpunkt der Metalle ist höher als der Schmelzpunkt der Silikate, so dass bei der Abkühlung das Metall eher erstarrt und die Spurenelemente der Metalle durch das Gleichgewicht von festem Metall mit Silikatschmelze bestimmt werden.

Die Diffusionskoeffizienten für Metall ordnen sich wie folgt: (siehe auch Abbildung 2.5 auf Seite 30):

$$\text{Ni} < \text{Co} < \text{Si} < \text{Cr} \ll \text{P}$$

Während des Metall-Silikat-Gleichgewichtes gelangt P folglich am schnellsten in den Gleichgewichtszustand, Ni am langsamsten. Demnach sollten die Heterogenität der Elemente Fe, Co und Ni am ausgeprägtesten sein. Diese Elemente sind jedoch hoch siderophil und die Verteilung von Co und Ni zwischen Metall und Silikat ändert sich bei Abkühlung nur wenig (Holzheid und Palme 1996).

- *Unterschiedliche Sauerstoffugazitäten während der Equilibrierung:* Die Abhängigkeit der Verteilungskoeffizienten ist von der Oxidationsstufe des Elements in der Silikatschmelze abhängig. Nach den experimentell ermittelten Wertigkeiten (Holzheid und Palme 1996, Rammensee et al. 1983, siehe auch Abbildung 6.12 auf Seite 97) ergibt sich folgende Reihung:

$$\text{Fe} = \text{Co} = \text{Ni} < \text{Cr} < \text{Si} < \text{P}$$

Die Verteilung von P ist damit am stärksten von der Sauerstoffugazität während des Metall-Silikat-Gleichgewichts abhängig. Bei Änderungen der Sauerstoffugazität würde man hohe Variationen von P erwarten; jedoch ist der Diffusion von P im Metall deutlich schneller als die der anderen Elemente: Konzentrationsgefälle werden schnell ausgeglichen (siehe oben). Die Verteilung von Si reagiert — ähnlich wie P — stark auf Änderungen der Sauerstoffugazität, sein Diffusionskoeffizient ist jedoch viel geringer als der von P; Konzentrationsgradienten bleiben also bei schneller Abkühlung erhalten.

- *Equilibrierung bei verschiedener Temperatur während der Abkühlung:* Bei Abkühlung werden Si und P stärker in die Silikatphase verteilt — die Si- und P-Konzentration im Metall nimmt ab. Ni und Co verhalten sich entgegengesetzt — ihre Löslichkeit in Fe nimmt mit sinkender Temperatur leicht zu<sup>2</sup>. Für Cr ist die Temperaturabhängigkeit nicht genau bekannt. Die unterschiedlichen Si-Gehalte der Metalle spiegeln in diesem Fall die Equilibrierung bei unterschiedlichen Temperaturen wieder.
- *Entmischung bei der Abkühlung:* Unterhalb von 1170 K entmischt Fe-Ni-Metall in Taenit und Kamazit. Diese Entmischung ist auch von einer Umverteilung der Spurelemente begleitet. Dabei wird P und Co in Taenit angereichert. Die Verteilung von Cr und Si zwischen Taenit und Kamazit ist nicht bekannt — sie kann aber anhand der Phasendiagramme abgeschätzt werden (siehe unten). In Chondrenmetallen beobachtet man verschiedene Abstufungen der Entmischung von Taenit und Kamazit — einige Metalle haben gut ausgeprägte Entmischungslamellen, andere Metalle wiederum lassen nur eine beginnende Entmischung erahnen (Abbildung 6.2 auf Seite 85). Wie weiter unten ausgeführt wird, kann die hohe Variation von Si in Chondrenmetallen durch Entmischung produziert werden.

Die Variabilität der Spurelementkonzentrationen ist das Resultat einer Equilibrierung von Metall mit Silikatschmelze bei verschiedenen Temperaturen; andere Erklärungen halten einer genauen Prüfung nicht stand:

### Änderung der Temperatur

Die hohe Variabilität der Si-Konzentration ist auf die Temperaturabhängigkeit der Metall-Silikat-Verteilung zurückzuführen. Bewiesen wird dies durch die Zonierung der Metallkörner in Chondren mit zum Rand hin sinkenden Si-Konzentrationen. Mit sinkender Temperatur nimmt die Löslichkeit von Si und Cr im Metall ab. Die hohen Si-Gehalte der Körner resultiert aus einer Equilibrierung bei hoher Temperatur. Bei schneller Abkühlung werden die Spurelementkonzentrationen im Inneren der Körner fixiert — nur die Ränder tauschen noch mit der Silikatschmelze aus und zeigen daher die für tiefere Temperaturen vorhergesagten Si-Konzentrationen. Die maximalen und minimalen Si-Gehalte in den Metallen entsprechen einer Temperaturänderung von ca. 250 K bei einer Sauerstoffugazität von IW - 3 – IW -4, bzw. einem Staub/Gas-Verhältnis von etwa 50x CI (Abbildung 6.12 auf Seite 97).

Jedoch zeigen einzelne Metalle intern starke Variationen der Si-Konzentration — im Metallkorn 2123 liegen Analysepunkte mit 1300 ppm Si im Abstand von wenigen  $\mu\text{m}$  neben Analysepunkten mit 60 ppm Si. Diese interne Heterogenität zeigt: das Metallkorn ist nicht als ganzes in der Chondre abgekühlt worden. Wäre dies der Fall, so würde man Zonierungen wie in Korn 2337 (Abbildung 6.6 auf Seite 89) erwarten. Folglich sind diese Metalle vermutlich aus einzelnen, kleineren Körnern zusammengesetzt. Einige dieser Körner stammen aus Bereichen der Chondre, in denen sie bei tieferen Temperaturen equilibriert wurden (niedrige Si-Gehalte), andere Körner wiederum repräsentieren eine Equilibrierung bei hohen Temperaturen (hohe Si-Gehalte). Da die Chondren bis ca. 1400 K noch Silikatschmelze enthielten, könnten Oberflächenspannungseffekte der Silikatschmelze zu einer Akkumulation von Subkörnern mit völlig unterschiedlichen Si-Konzentrationen geführt haben. Die Subkörner sind heute nicht mehr zu erkennen. Vermutlich reichte die Temperatur von ca. 1400 K aus, um die Korngrenzen auszulöschen — die Metalle wurden regelrecht zusammengesintert.

<sup>2</sup>Temperaturabhängigkeit der Verteilungskoeffizienten von Fe, Co und Ni in Tabelle 2.4 auf Seite 34, die Temperaturabhängigkeit der Verteilung von Si wird in Abschnitt 6.3 erläutert



In Bild 2092 (Anhang C auf Seite 128) ist vermutlich ein Vorstadium der Akkumulation großer Chondrenmetalle zu sehen; die Chondre enthält viele kleine, einzelne Metallkörner mit Größen zwischen 3 und 30  $\mu\text{m}$  — die Si-Gehalte variieren von Korn zu Korn zwischen 100 und 970 ppm.

Chondren kühlen von außen nach innen ab; daher werden die schnellsten Abkühlraten nahe der Oberfläche der Chondre erreicht. Metall aus den Rändern der Chondre würde demnach die höchsten Si-Gehalte haben; durch die schnelle Abkühlung wird der hohe Si-Gehalt beibehalten. Im Inneren der Chondre ist eine langsamere Abkühlung zu erwarten; Metall aus diesen Regionen der Chondre hätte demnach die geringsten Si-Konzentrationen, da das Metall noch bei relativ niedrigen Temperaturen im Gleichgewicht mit der Silikatschmelze stand. Chondrenmetall sollte folglich einen Gradienten von außen nach innen aufweisen — randliche Metalle hätten hohe Si-Gehalte, zentrale Metalle hätten niedrige Si-Gehalte. Jedoch ist eine solche Zonierung nicht zu erkennen — offenbar wurden die Metalle innerhalb der Chondre gemischt. Die Chondrenschmelze konvektiert auch noch bei tiefen Temperaturen aufgrund des Temperaturgradienten zwischen innen und außen; dies bewirkt eine Mischung der einzelnen Metallkörner innerhalb der Chondre.

### Änderungen der Sauerstoffugazität

Änderungen der Sauerstoffugazität würden zu unterschiedlichen Spurenelementverteilungen führen. Jedoch: einzelne Metalle in ein- und der selben Chondre haben völlig unterschiedliche Si-Konzentrationen — selbst in einzelnen Metallkörnern variieren die Si-Konzentrationen. Dies ist nicht mit unterschiedlichen Sauerstoffugazitäten zu vereinbaren; es ist höchst unwahrscheinlich, dass innerhalb einer einzelnen Chondre die Sauerstoffugazität variiert.

Chondren werden entweder im solaren Nebel oder im Vakuum produziert. Im ersten Fall wird die Sauerstoffugazität während der Chondrenbildung durch den solaren Nebel bestimmt; im zweiten Fall durch die Konzentrationen von Oxidations- und Reduktionsmitteln im Vorläufermaterial der Chondre (siehe Abschnitt 6.3 auf Seite 92).

Die FeO-Gehalte der Chondrenminerale Olivin und Pyroxen sind in Acfer 209 sehr gleichbleibend (Tabelle 6.4 auf Seite 96); zwischen den einzelnen Chondren gibt es nur marginale Unterschiede. Die FeO-Konzentration von Olivin ist nur vom Sauerstoffpartialdruck abhängig, nicht von der Temperatur (Abschnitt 6.3). Dieser wird bei im solaren Nebel durch das Staub/Gas-Verhältnis, im Vakuum durch den Eisen-Wüstit-Puffer bestimmt (Abbildung 6.10). Die konstanten FeO-Gehalte resultieren folglich aus dem konstanten Sauerstoffpartialdruck relativ zum Eisen-Wüstit-Puffer während der Chondrenbildung.

Es ist daher unwahrscheinlich, dass Veränderungen der Sauerstoffugazität die beobachteten Variationen erzeugt haben. Dies zeigen zum einen die Si-Konzentrationen, zum anderen am FeO-Gehalt der Silikate der Chondren. Die Heterogenität von Si würde implizieren, dass jede Chondre unter einer anderen Sauerstoffugazität gebildet wurde — und dies steht im Widerspruch zu den wenig variablen FeO-Konzentrationen der Chondrenminerale.

### Entmischungsprozesse

Einige der Chondren- und Matrixmetalle haben typische Taenit-Kamazit-Entmischungsstrukturen (Abbildung 6.2 auf Seite 85). Diese Entmischungen entstehen durch langsame Abkühlung im Bereich unterhalb 1170 K. Die Mischungslücke zwischen Taenit und Kamazit verschiebt sich mit der Zugabe von Spurenelementen wie P und Si zu höheren Temperaturen (Doan und Goldstein 1970, Ikeda et al. 1998). Das ternäre Phasendiagramm (Abbildung 6.13 auf Seite 100) zeigt eine Entmischung einer Si-reichen Phase aus einer Si-armen Phase bei Temperaturen oberhalb von 1070 K. Der Ni-Gehalt bleibt in beiden Phasen nahezu konstant. Erst bei weiterer Abkühlung wird Taenit Ni-reicher; der Si-Gehalt bleibt nun jedoch konstant. Daher kommt es zu einer negativen Korrelation von Ni und Si. Bei fortschreitender Entmischung von Taenit und Kamazit ändert sich die Verteilung von Si zwischen diesen Phasen nicht mehr — bei tiefen Temperaturen haben Taenit und Kamazit folglich die gleiche Si-Konzentration. Dieser Effekt ist an den Metallen in Abbildung 6.3 auf Seite 86 gut zu erkennen: Korn 2941 zeigt relativ starke Schwankungen im Si-Gehalt bei nahezu konstanten Ni-Gehalten; Korn 2929.2 jedoch zeigt eine ausgeprägtere Taenit-Kamazit-Entmischung bei relativ konstanten Si-Gehalten. Konzentrationsgradienten werden bei langsamer Abkühlung diffusiv ausgeglichen.

Taenit-Kamazit-Entmischung hat demnach einen gewissen Einfluss auf die Si-Gehalte der Metalle — sie erklärt jedoch nicht die variablen Si-Gehalte einzelner, kleiner Metalle in den Chondren. Diese kleinen Metalle zeigen keinerlei Entmischungsstrukturen; ihre Abkühlrate war so hoch, dass die Taenit-Kamazit-Entmischung unterdrückt wurde. Zudem sind die starken Variationen von 50 – 1000 ppm der Metalle keinesfalls durch

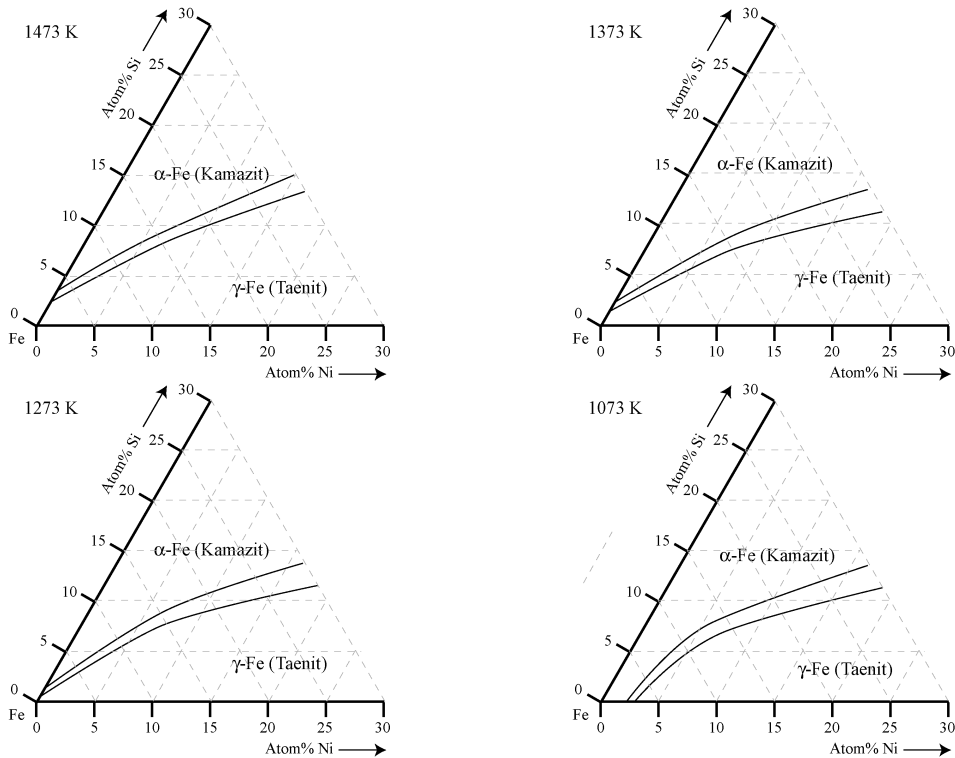


Abbildung 6.13.: Phasendiagramm Fe-Ni-Si. Nach Ikeda et al. (1998).

Entmischung entstanden — nach den Beziehungen im ternären Phasendiagramm (Abbildung 6.13 auf Seite 100) erwartet man allenfalls kleine Variationen.

### 6.4.3. Temperatur während der Chondrenbildung

Die starke Temperaturabhängigkeit der Si-Konzentration im Metall kann in Kombination mit dem FeO-Gehalt und der Cr-Verteilung zwischen Metall und Silikat zur Bestimmung der Maximaltemperatur während der Chondrenbildung verwendet werden (Abbildung 6.12 auf Seite 97). Der FeO-Gehalt legt die Sauerstoff fugazität fest. Der Si-Gehalt der Metalle entspricht bei diesem Sauerstoffpartialdruck der maximale Equilibrierungstemperatur. Die Variation der Si-Konzentration zeigt, bis zu welcher Temperatur Metall mit der Silikatphase im Gleichgewicht stand. Je niedriger der Si-Gehalt, desto langsamer war die Abkühlung. Die niedrigsten Si-Gehalte erwartet man daher für kleine Metallkörner im Inneren der Chondren. Große Chondrenmetalle wären demnach im Si-Gehalt zoniert — die Kerne repräsentieren die Gleichgewichtseinstellung bei hohen Temperaturen, die Ränder die Gleichgewichtseinstellung bei niedrigeren Temperaturen. Die obere Temperaturgrenze, die sich aus der Si-Konzentration ergibt, ist nahe der Schmelztemperatur von Fe — bei noch höheren Temperaturen stehen flüssiges Metall und Silikatschmelze im Gleichgewicht. Im flüssigen Metall wird das Gleichgewicht mit Silikatschmelze äußerst schnell eingestellt; oberhalb der Schmelztemperatur kann demnach keine Angabe über die Maximaltemperatur gemacht werden; bis zur Erstarrung der Metalle wird mit sinkender Temperatur zu jedem Zeitpunkt die Gleichgewichtskonzentration von Si im Metall erreicht.

### 6.4.4. Abschätzung der Abkühlrate der Chondrenmetalle

Mittels der Diffusionskoeffizienten der Spurenelemente im Metall kann man die Abkühlrate der Chondren abschätzen. Metallkörner in Chondren haben Durchmesser zwischen 1 – 200  $\mu\text{m}$ . Einige große Körner zeigen starke Konzentrationssprünge entlang der Analyseprofile: beispielsweise variieren die Si-Konzentrationen im Metallkorn 2123 entlang eines Profils von 400  $\mu\text{m}$  im Abstand von 11  $\mu\text{m}$ , um bis zu 1300 ppm (Abbildung C

auf Seite 128; Messwerte in Tabelle C.1 auf Seite 121). Die maximale Konzentration von 1300 ppm entspricht einer Equilibrierung mit Silikatschmelze bei 1700 K. In 11  $\mu\text{m}$  Entfernung dazu beträgt der Si-Gehalt 60 ppm; dies entspricht einer Temperatur von ca. 1450 K. Bei dieser Temperatur wird ein Diffusionsgefälle von 1000 ppm innerhalb von 20 Minuten ausgeglichen. Dementsprechend war die Abkühlrate schneller als 750 K pro Stunde. Dies stimmt mit den experimentell bestimmten Abkühlraten der Chondren überein (Hewins 1988).

Phosphor ist im gleichen Metallkorn fast homogen verteilt. Die Abkühlung war also langsam genug, so dass Konzentrationsunterschiede ausgeglichen werden konnten — Phosphor diffundiert jedoch merklich schneller durch das Metall als alle anderen Spurenelemente (Abbildung 2.5 auf Seite 30). Konzentrationsunterschiede auf einer Strecke von 10  $\mu\text{m}$  würden bei 1450 K innerhalb von 20 Sekunden ausgeglichen sein. Daher war die Abkühlrate nicht höher als 750 K pro Minute. Diese Abkühlrate wäre jedoch immer noch sehr viel höher als die schnellsten im Experiment bestimmten Raten für die Entstehung der BO-Chondren (Tsuchiyama et al. 1981). CR-Chondrite werden von PO-Chondren dominiert. Für diese werden Abkühlraten von 100 – 1000 K pro Stunde angenommen (Tsuchiyama et al. 1981, Lofgren 1985). Die aus den Metallen bestimmte Abkühlrate ist mit diesen Abkühlraten kompatibel.

Unterhalb einer Temperatur von 1170 K sank die Abkühlrate der Chondren stark — die Chondren kühlen sehr viel langsamer ab. Dadurch können sich in den Chondrenmetallen Taenit und Kamazit entmischen. Die Lamellenbreite in vielen Körnern beträgt zwischen 5 und 20  $\mu\text{m}$ . Aus der Lamellenbreite und der Ni-Konzentration in den Lamellen kann man die Abkühlrate im Temperaturbereich unterhalb 1170 K bestimmen; dies erfordert aber umfangreiche rechnerische Modellierungen (Reisener und Goldstein 2003) und wurde daher unterlassen. Für Metalle in CH-Chondriten wurde bei einer Lamellenbreite von ca. 200 nm eine Verweilzeit von einem Monat bei einer Temperatur von 900 K ermittelt (Goldstein et al. 2005); Metall in CH-Chondriten zeigt jedoch stärkere Unterschiede im Ni-Gehalt von Taenit und Kamazit (Kamazit: 8 Gew% Ni, Taenit: 16 Gew% Ni). Der geringe Unterschied im Ni-Gehalt von Taenit und Kamazit in CR-Chondriten zeigt: dieses Metall entmischte bei höheren Temperaturen (siehe auch das Phasendiagramm 2.1 auf Seite 27). Daher ist die Entmischungstemperatur höher; der Zeitbedarf zur Bildung  $\mu\text{m}$ -breiter Lamellen dürfte daher ebenfalls im Bereich von wenigen Wochen liegen.

Die Taenit-Kamazit-Entmischung fand im solaren Nebel im Anschluss an die Chondrenbildung statt. Sie könnte auch auf dem Mutterkörper eingesetzt haben — in diesem Falle wären jedoch alle Metalle gleichermaßen entmischt. Matrixmetalle zeigen jedoch keine Anzeichen einer Taenit-Kamazit-Entmischung; diese Metalle waren demnach nicht von einer globalen thermischen Metamorphose auf dem Mutterkörper betroffen. Matrixmetalle kühlten offenbar schneller ab als Chondrenmetalle. Da Chondrenmetalle und Matrixmetalle ähnlich zusammengesetzt sind, kann man annehmen, dass ein Teil der Matrixmetalle in Chondren mit Silikatschmelze equilibriert wurde. Während der Abkühlung wurden sie aber durch Oberflächenspannungseffekte an den Rand der Chondre gedrängt; einige Metalle wurden womöglich komplett aus der Chondre ausgestoßen (Laretta und Buseck 2003, Zanda et al. 1993, Hewins und Zanda 1992). Außerhalb der Chondren kühlten diese Metalle schneller ab als Metall in Chondren. Matrixmetalle sind kleiner als Chondren; aufgrund des höheren Oberflächen/Volumen-Verhältnis kann die Wärme schneller abgestrahlt werden. In der Chondre wird die Temperatur zudem durch die hohe Wärmekapazität der Silikatschmelze und die Kristallisationswärme gepuffert.

Einige Matrixmetalle zeigen hohe Variationen im Si-Gehalt. Dies ist ebenfalls ein Effekt der schnellen Abkühlung außerhalb der Chondre. Diese Metalle bestanden aus Aggregaten von kleineren Körnern mit unterschiedlichen Si-Gehalten (siehe oben), Nach dem Ausstoßen aus der Chondre kühlte das Metall schnell ab; ein diffusiver Ausgleich der Si-Konzentration blieb aus.

### Matrixmetall

Ein einzelnes Matrixmetall (Korn 2324 in Abbildung 6.4 auf Seite 87) ist bemerkenswert homogen zusammengesetzt; die Si-Konzentration beträgt durchschnittlich 350 ppm. Für diese Homogenität gibt es zwei mögliche Erklärungen:

1. dieses Metall war über eine längere Zeit bei einer Temperatur von 1600 K im Gleichgewicht mit einer Silikatschmelze. Bei dieser Temperatur und einer Sauerstoff fugazität von IW-3 stellt sich eine Si-Konzentration von ca. 350 ppm im Metall ein. Anschließend erfolgte eine rasche Abkühlung — für einen diffusiven Ausgleich zwischen Kern und Rand blieb keine Zeit. Jedoch würde man bei der Größe des Metallkorns eher eine langsame Abkühlung annehmen. Aus diesem Grund sind andere Matrixmetalle

vergleichbarer Größe zoniert: Si- und Cr-Gehalte nehmen zum Rand hin ab (siehe Abbildung 6.6 auf Seite 89).

2. dieses Metall kondensierte im solaren Nebel: Die Si-Konzentration in Kondensatmetallen wird weitestgehend durch den Druck und den Sauerstoffpartialdruck bestimmt. Diagramm 5.7 kann man entnehmen, dass Metall mit einer Konzentration von 400 ppm Si bei einem Druck von  $10^{-3}$  bis  $10^{-6}$  bar, kombiniert mit Staub-Gas-Verhältnissen zwischen 10x CI und 100x CI kondensiert. Die Kondensation verlief langsam im Gegensatz zur Kondensation der zonierten Metalle in HaH 237; folglich stellte sich keine Zonierung ein. Die Kondensation eines Metallkorns dieser Größe erfordert eine Kondensationszeit von mehreren Wochen bis mehreren Monaten — je nach vorherrschendem Gesamtdruck (siehe Kapitel 5).

Es kann nicht abschließend beantwortet werden, durch welchen Prozess dieses Matrixmetall entstanden ist. Sollte es durch Kondensation entstanden sein, dann wäre dies ein Indiz für das Auftreten primitiver Komponenten des solaren Nebels in chondritischen Meteoriten.

## 6.5. Ausblick

### 6.5.1. Thermische Entwicklung der Chondren

Die Zusammensetzung und Struktur der Chondrenmetalle bietet Einsichten in die Abkühlgeschichte der Chondren. Chondren waren ehemals geschmolzen; dies steht außer Frage. Das rundliche Aussehen der Metalle deutet an, dass die Schmelztemperatur von Fe überschritten wurde. Die Chondren wurden nur kurz oberhalb des Silikatliquidus von ca. 1700 K erhitzt. So blieben Keimkristalle erhalten, die zur porphyrischen Struktur der Chondren führten. Danach kühlten die Chondren mit mehr als 750 K pro Stunde ab. Ab 1180 K reduzierte sich die Abkühlrate deutlich; es kommt zur Entmischung von Taenit und Kamazit.

Dieser Temperaturverlauf wird von Berechnungen für Chondrenbildung in Schockfronten vorhergesagt. Desch und Connolly (2002) berechneten den Temperaturverlauf mit der Zeit nach dem Aufheizen einer Chondre durch eine Schockwelle. Demnach folgt der schnellen Aufheizphase auf 1800 K eine schnelle Abkühlung um ca. 150 K innerhalb weniger Minuten. Anschließend erfolgt eine über Tage andauernde, langsame Abkühlung auf Temperaturen von etwa 1170 K (Abbildung 6.14 auf Seite 103). Mit sinkender Temperatur sinkt ebenfalls die Abkühlrate.

Die gute Übereinstimmung zwischen diesen Berechnungen und der Temperaturgeschichte der Metalle in Chondren zeigt: Chondren können durch Schockwellen gebildet werden. Diese Schockwellen resultierten vielleicht aus der Bildung des Jupiter (Boss und Durisen 2005), aus der schnellen Bewegung von frühen Planetesimalen (Hood 1998), aus spiralen Dichtewellen (Wood 1996) oder auch aus der Akkretion des solaren Nebels (Wood 1984).

### 6.5.2. Staub-Gas-Verhältnis im solaren Nebel

Die Chondrenbildung im solaren Nebel erfolgte bei höherem als dem kanonischen Sauerstoffpartialdruck: im solaren Nebel beträgt die FeO-Konzentration im Olivin ca. 0.05 Gew% (siehe Tabelle 6.3 auf Seite 92). Refraktäre Forsterite, für die man eine Entstehung im solaren Nebel annimmt, haben in etwa diese FeO-Gehalte. Die Olivine der CR-Chondren enthalten aber durchschnittlich ca. 2 Gew% FeO; sie entstanden demnach unter höheren Staub-Gas-Verhältnissen. Erhöhte Staub-Gas-Verhältnisse lassen sich im solaren Nebel durch Sedimentation von Staub entlang der Mittelebene erreichen (Weidenschilling 1988). Man kann daher annehmen, dass Chondren in diesem Stadium des Nebels nahe der Mittelebene gebildet wurden.

Nach Bizzarro et al. (2004) bildeten sich Chondren bis ca. 2 Millionen Jahre nach Bildung der CAIs. Bei der Chondrenbildung der CR-Chondren im solaren Nebel ist in dieser späten Phase immer noch reichlich Staub vorhanden; dies zeigen die FeO-Gehalte. Jedoch muss zu diesem Zeitpunkt auch schon eine große Menge Staub in Planetesimalen akkumuliert sein: nach Wood (2004) bildeten sich schon sehr früh die ersten Planetesimale. Weiterhin waren die Planetesimale zu diesem Zeitpunkt bereits so groß, dass es zur Kernbildung kam (Kleine et al. 2002). Offenbar wurden die Chondren in einem Reservoir des Nebels gebildet, welches noch nicht durch die Akkretion von Planetesimalen im Staub verarmt war. Mehr noch: wie auch in Kapitel 5 gezeigt, laufen Prozesse wie Akkretion und Chondrenbildung im solaren Nebel gleichzeitig nebeneinander ab.

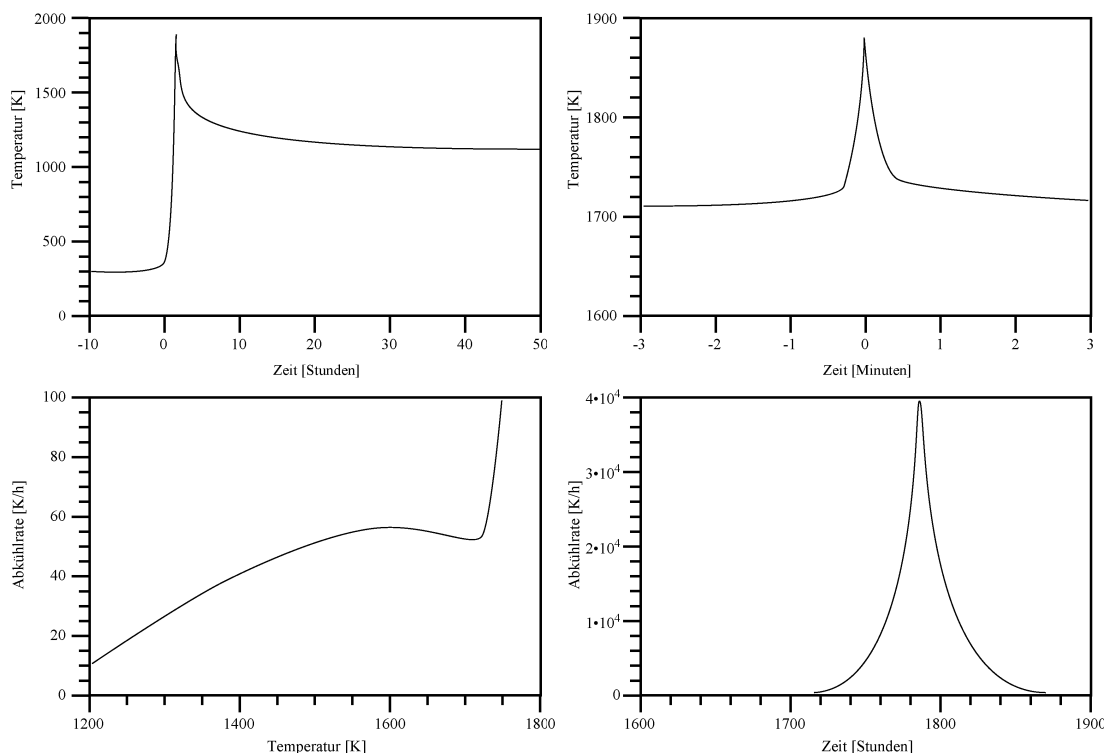


Abbildung 6.14.: Temperaturverlauf und Abkühlraten einer Chondrenbildung in einer Schockfront. Aus Desch und Connolly (2002).

### 6.5.3. Offene Fragen

Die Abkühlraten von Chondren wurden bisher aus einem Vergleich der Chondren-Strukturen in Meteoriten mit Abkühlexperimenten gewonnen (Hewins 1988). Die Messung der Si-Konzentrationen im Metall bietet nun eine weitere Möglichkeit, die Abkühlrate an Chondren selbst abzuschätzen. Dies wäre prinzipiell ebenso durch die Messung weiterer moderat lithophiler Elemente im Metall möglich. Bisher kennt man die Temperaturabhängigkeit der Verteilungskoeffizienten von beispielsweise Mn, V, oder Cr zwischen Metall und Silikatschmelze nicht. Daher sollte man diese Temperaturabhängigkeit experimentell bestimmen.

Die Zonierungen der Metalle in CR-Chondriten sind unterschiedlich. Einige Metalle zeigen Zonierungen mit sinkenden Gehalte der moderat lithophilen Elemente zum Rand hin — andere Metalle zeigen Zonierungen mit zum Rand hin ansteigenden Ni- und Co-Konzentrationen und abnehmenden Cr und P-Konzentrationen. Die erste Zonierungsform erklärt sich aus einem Ungleichgewicht bei der Abkühlung. Die Anreicherung von Fe im zweiten Fall kann jedoch weder durch einen Temperatureffekt noch durch Reduktion von Silikaten erklärt werden, wie von Lee et al. (1992) vorgeschlagen wurde — Reduktionsprozesse würden nicht nur Fe, sondern auch weitere moderat lithophile Elemente wie Si in den Rändern anreichern. Die Entstehung dieser Zonierung ist damit noch nicht abschließend geklärt.



# Literatur

- Amelin, Y. und A. N. Krot (2005). Young Pb-Isotopic Ages of Chondrules in CB Carbonaceous Chondrites. In *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pp. 1247–+.
- Amelin, Y., A. N. Krot, I. D. Hutcheon, und A. A. Ulyanov (2002). Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. *Science* 297, 1678–1683.
- Bischoff, A., H. Palme, R. D. Ash, R. N. Clayton, L. Schulz, U. Herpers, D. Stöffler, M. M. Grady, C. T. Pillinger, B. Spettel, H. Weber, T. Grund, M. Endres, und D. Weber (1993). Paired Renazzo-type (CR) carbonaceous chondrites from the Sahara. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 1587 – 1603.
- Bizzarro, M., J. A. Baker, und H. Haack (2004). Mg isotope evidence for contemporaneous formation of chondrules and refractory inclusions. *Nature* 431, 275–278.
- Boss, A. P. (1998). Temperatures in Protoplanetary Disks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 53–80.
- Boss, A. P. und R. H. Durisen (2005). Chondrule-forming Shock Fronts in the Solar Nebula: A Possible Unified Scenario for Planet and Chondrite Formation. *Astrophysical Journal* 621, L137–L140.
- Brearley, A. J. (1989). Nature and origin of matrix in the unique Type 3 chondrite Kakangari. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 2395 –2411.
- Brearley, A. J. und R. H. Jones (1998). Chondritic Materials. In J. J. Papike (Ed.), *Planetary Materials*, Volume 36 of *Reviews in Mineralogy*, pp. 123–521. Mineralogical Society of America. 1014 Seiten.
- Cameron, A. G. W. (1962). Formation of the solar nebula. *Icarus* 1, 339–342.
- Campbell, A. J. und M. Humayun (2003). Formation of metal in Grosvenor Mountains 95551 and comparison to ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(13), 2481 – 2495.
- Campbell, A. J., M. Humayun, A. Meibom, A. N. Krot, und K. Keil (2001). Origin of zoned metal grains in the QUE 94411 chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65(1), 163 – 180.
- Campbell, A. J., S. B. Simon, M. Humayun, und L. Grossman (2003). Chemical evolution of metal in refractory inclusions in CV3 chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(17), 3119 – 3134.
- Cassen, P. und A. P. Boss (1988). Protostellar collapse, dust grains and solar system formation. In Kerridge und Matthews (1988), pp. 304–328.
- Chambers, J. E. und G. W. Wetherill (1998). Making the Terrestrial Planets: N-Body Integrations of Planetary Embryos in Three Dimensions. *Icarus* 136, 304–327.
- Chase, M. W. (1998). *NIST-JANAF Thermochemical tables, 4th edition*. J. Phys. Chem. Ref. Data Monograph 9.
- Chen, J. H., D. A. Papanastassiou, und G. J. Wasserburg (2002). Re-Os and Pd-Ag systematics in Group IIIAB irons and in pallasites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66(21), 3793 – 3810.
- Chen, J. H. und G. J. Wasserburg (1990). The isotopic composition of Ag in meteorites and the presence of  $^{107}\text{Pd}$  in proto-planets. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1729 –1743.
- Cohen, B. A. und R. H. Hewins (2004). An experimental study of the formation of metallic iron in chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 1677–1689.
- Connolly, H. C., G. R. Huss, und G. J. Wasserburg (2001). On the formation of Fe-Ni metal in Renazzo-like carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 4567–4588.
- Cuzzi, J. N. und R. C. Hogan (2003). Blowing in the wind I. Velocities of chondrule-sized particles in a turbulent protoplanetary nebula. *Icarus* 164, 127–138.

- Davis, A. M. und G. J. MacPherson (1996). Thermal processing in the solar nebula: Constraints from refractory inclusions. In R. H. Hewins, R. H. Jones, und E. R. D. Scott (Eds.), *Chondrules and the protoplanetary disk*, pp. 71–76. Cambridge University Press.
- Dean, D. C. und J. I. Goldstein (1986). Determination of interdiffusion coefficients in the Fe-Ni and Fe-Ni-P systems below 900 °C. *Metallurgical Transactions 17A*, 1131 – 1138.
- Desch, S. J. und H. C. Connolly (2002). A model of the thermal processing of particles in solar nebula shocks: Application to the cooling rates of chondrules. *Meteoritics and Planetary Science 37*, 183–207.
- Desch, S. J. und J. N. Cuzzi (2000). The Generation of Lightning in the Solar Nebula. *Icarus 143*, 87–105.
- Doan, D. C. und J. I. Goldstein (1970). The ternary phase diagram Fe-Ni-P. *Metallurgical Transactions 1*, 1759–1767.
- Dodd, R. T. (1976). Accretion of the ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters 30*, 281–291.
- Ebel, D. S. und L. Grossman (2000). Condensation in dust-enriched systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta 64*(2), 339–366.
- Elkins Tanton, L. T., D. C. Kelly, J. Bico, und J. W. M. Bush (2002). Microtektites as Vapor Condensates, and a Possible New Strewn Field at 5 Ma. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pp. 1622–+.
- Fegley, B. (2000). Kinetics of gas-grain reactions in the solar nebula. *Space Science Reviews 92*, 177–200.
- Fegley, B. und H. Palme (1985). Evidence for oxidizing conditions in the solar nebula from Mo and W depletions in refractory inclusions in carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters 72*, 311–326.
- Fegley, B. J. und K. Lodders (1994). Chemical models of the deep atmospheres of Jupiter and Saturn. *Icarus 110*, 117–154.
- Fleet, M. E., J. H. Crocket, L. Menghua, und W. Stone (1999). Laboratory partitioning of platinum-group elements (PGE) and gold with application to magmatic sulfide-PGE deposits. *Lithos 47*, 127 – 142.
- Fleet, M. E., M. Liu, und J. H. Crocket (1999). Partitioning of trace amounts of highly siderophile elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature. *Geochimica et Cosmochimica Acta 63*, 2611 – 2622.
- Gaetani, G. A. und T. L. Grove (1997). Partitioning of moderately siderophile elements among olivine, silicate melt, and sulfide melt: Constraints on core formation in the Earth and Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta 61*, 1829–1846.
- Ghiorso, M. S. und R. O. Sack (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 pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology 119*, 197–212.
- Goepel, C., G. Manhes, und C. J. Allegre (1994). U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters 121*, 153–171.
- Goldstein, J. I., R. H. Jones, P. G. Kotula, und J. R. Michael (2005). Microstructure and Thermal History of Metal Particles in CH Chondrites. In *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pp. 1391–+.
- Goldstein, J. I. und R. E. Oglivie (1965). The growth of the Widmanstätten pattern in metallic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta 29*, 893 – 920.
- Grossman, L. (1972). Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta 36*, 597–619.
- Grossman, L. (1975). Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta 39*, 433–454.
- Grossman, L. und E. Olsen (1974). Origin of the high-temperature fraction of C2 chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta 38*, 173–174.
- Grossman, L., E. Olsen, und J. M. Lattimer (1979). Silicon in carbonaceous chondrite metal - Relic of high-temperature condensation. *Science 206*, 449–451.



- Haack, H. und T. J. McCoy (2004). Iron and Stony-Iron meteorites. In H. D. Holland und K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, pp. 325–347. Elsevier.
- Hamano, K., S. Sugita, T. Kadono, und T. Matsui (2003). A New Method to Measure the Pressure of Impact-induced Vapor Clouds. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pp. 1647–+.
- Hewins, R. H. (1988). Experimental studies of chondrules. In Kerridge und Matthews (1988), pp. 660–679.
- Hewins, R. H. und G. E. Fox (2004). Chondrule textures and precursor grain size: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 917–926.
- Hewins, R. H. und B. Zanda (1992). The Relationship Between Metal and Silicates in Type I Chondrules. *Meteoritics* 27, 233–+.
- Hezel, D. C., H. Palme, und F. E. Brenker (2003). Evidence for the origin of SiO<sub>2</sub> from micro-raman study. *Meteoritics & Planetary Sciences* 38, 1199 – 1216.
- Holzheid, A. und H. Palme (1996). The influence of FeO on the solubilities of cobalt and nickel in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1181–1193.
- Hood, L. L. (1998). Thermal processing of chondrule and CAI precursors in planetesimal bow shocks. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 97–107.
- Hopfe, W. D. und J. I. Goldstein (2001). The metallographic cooling rate method revised: Application to iron meteorites and mesosiderites. *Meteoritics & Planetary Sciences* 36, 135 – 154.
- Hultgren, R., R. L. Orr, und K. K. Kelly (1973). *Selected values of thermodynamic properties of metals and alloys*. University of California.
- Humayun, M., A. J. Campbell, B. Zanda, und M. Bourot-Denise (2002). Formation of Renazzo Chondrule Metal Inferred from Siderophile Elements. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*.
- Ikeda, O., I. Himuro, R. Ohnuma, K. Kainuma, und K. Ishida (1998). Phase equilibria in the Fe-rich portion of the Fe–Ni–Si system. *Journal of Alloys and Compounds* 268, 130–136.
- Jaeger, W. L. und M. J. Drake (2000). Metal-silicate partitioning of Co, Ga, and W: dependence on silicate melt composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 3887–3895.
- Jones, J. H. und D. J. Malvin (1990). A nonmetal interaction model for the segregation of trace metals during solidification of Fe-Ni-S, Fe-Ni-P and Fe-Ni-S-P alloys. *Metall. Trans.* 21B, 697 – 706.
- 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., T. Lee, H. C. Connolly jr., S. G. Love, und H. Shang (2000). Formation of chondrules and CAIs: Theory versus observation. In Mannings, Boss, und Russell (2000), pp. 927–962.
- Jones, R. H. und E. R. D. Scott (1989). Petrology and thermal history of type IA chondrules in the Semarkona (LL3.0) chondrite. In *Lunar and Planetary Science Conference*, pp. 523–536.
- Joung, M. K. R., M. Mac Low, und D. S. Ebel (2004). Chondrule Formation and Protoplanetary Disk Heating by Current Sheets in Nonideal Magnetohydrodynamic Turbulence. *Astrophysical Journal* 606, 532–541.
- Kallemeyn, G., A. Rubin, und J. Wasson (1994). The compositional classification of chondrites: Vi. the cr carbonaceous chondrite group. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58(13), 2873 – 2888.
- Keil, K., H. Haack, und E. R. D. Scott (1994). Catastrophic fragmentation of asteroids: Evidence from meteorites. *Planetary and Space Science* 42, 1109–1122.
- Kerridge, J. F. und M. S. Matthews (Eds.) (1988). *Meteorites and the early Solar System*. University of Arizona Press.
- Kippenhahn, R. und A. Weigert (1990). *Stellar Structure and Evolution*. Stellar Structure and Evolution, XVI, 468 Seiten. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Kleine, T., K. Mezger, H. Palme, E. Scherer, und C. Münker (2005). Early core formation in asteroids and late accretion of chondrite parent bodies: Evidence from <sup>182</sup>Hf – <sup>182</sup>W in CAIs, metal-rich chondrites and iron meteorites . eingereicht am 22.02.2005.
- Kleine, T., C. Muenker, K. Mezger, und H. Palme (2002). Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry. *Nature* 418, 952–955.

- Klöck, W. und H. Palme (1988). Partitioning of siderophile and chalcophile elements between sulfide, olivine, and glass in a naturally reduced basalt from Disko Island, Greenland. In *Lunar and Planetary Science Conference*, pp. 471–483.
- Koblitz, J. (2003). Metbase 6.0.
- Kong, P. und M. Ebihara (1997). The origin and nebular history of the metal phase of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 2317–2329.
- Kortenkamp, S. J., E. Kokubo, und S. J. Weidenschilling (2000). *Formation of Planetary Embryos*, pp. 85–100. Origin of the earth and moon, edited by R.M. Canup and K. Righter and 69 collaborating authors. Tucson: University of Arizona Press.
- Kring, D. A. (1989). *The Petrology of Meteoritic Chondrules: Evidence for Fluctuating Conditions in the Solar Nebula*. Ph. D. thesis, Harvard University.
- Krot, A. N., B. Fegley Jr., H. Palme, und K. Lodders (2000). Meteoritical and astrophysical constraints on the oxidation state of the solar nebula. In Mannings, Boss, und Russell (2000), pp. 1019 – 1055.
- Krot, A. N., I. D. Hutcheon, H. Yurimoto, J. N. Cuzzi, K. D. McKeegan, E. R. D. Scott, G. Libourel, M. Chaussidon, J. Aléon, und M. I. Petaev (2005). Evolution of Oxygen Isotopic Composition in the Inner Solar Nebula. *Astrophysical Journal* 622, 1333–1342.
- Krot, A. N., K. D. McKeegan, A. Meibom, und K. Keil (2001, September). Oxygen-isotope Compositions of Condensate CAIs and Chondrules in the Metal-rich Chondrites Hammadah Al Hamra 237 and QUE 94411. *Meteoritics and Planetary Science*, vol. 36, Supplement, p.A106 36, 106+.
- Krot, A. N., A. Meibom, S. S. Russell, C. M. O’D. Alexander, T. E. Jeffries, und K. Keil (2001). A New Astrophysical Setting for Chondrule Formation. *Science* 291, 1776–1779.
- Krot, A. N., A. Meibom, M. K. Weisberg, und K. Keil (2002). The CR chondrite clan: implications for early solar system processes. *Meteoritics & Planetary Sciences* 37, 1451–1490.
- Lauretta, D. S. und P. R. Buseck (2003). Opaque minerals in chondrules and fine-grained chondrule rims in the Bishunpur (LL3.1) chondrite. *Meteoritics and Planetary Science* 38, 59–80.
- Lauretta, D. S., D. T. Kremser, und B. J. Fegley (1996). The Rate of Iron Sulfide Formation in the Solar Nebula. *Icarus* 122, 288–315.
- Lauretta, D. S., K. Lodders, und J. Bruce Fegley (1997). Experimental simulations of sulfide formation in the solar nebula. *Science* 277, 358 –361.
- Lee, D. C. und A. Halliday (1995). Hafnium-tungsten chronometry and the timing of terrestrial core formation. *Nature* 378, 771 – 774.
- Lee, M. S., A. E. Rubin, und J. T. Wasson (1992). Origin of metallic Fe-Ni in Renazzo and related chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 2521 –2533.
- Lemelle, L., F. Guyot, H. Leroux, und G. Libourel (2001). An experimental study of the external reduction of olivine single crystals. *American Mineralogist* 86, 47–54.
- Leroux, H., G. Libourel, L. Lemelle, und F. Guyot (2003). Experimental study and TEM characterization of dusty olivines in chondrites: Evidence for formation by in-situ reduction. *Meteoritics and Planetary Science* 38, 81–94.
- Liu, M. und M. E. Fleet (2001). Partitioning of siderophile elements (W, Mo, As, Ag, Ge, Ga, and Sn) and Si in the Fe-S system and their fractionation in iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65(4), 671 –682.
- Lodders, K. (2002). Titanium and Vanadium Chemistry in Low-Mass Dwarf Stars. *Astrophysical Journal* 577, 974–985.
- Lodders, K. (2003). Solar system abundances and condensation temperatures of the elements. *Astrophysical Journal* 591, 1220 – 1247.
- Lodders, K. und B. Fegley (1993). Lanthanide and actinide chemistry at high C/O ratios in the solar nebula. *Earth and Planetary Science Letters* 117, 125–145.
- Lodders, K. und B. Fegley (1998). *The planetary scientist’s companion*. Oxford University Press.
- Lodders, K. und B. Fegley (2002). Atmospheric Chemistry in Giant Planets, Brown Dwarfs, and Low-Mass Dwarf Stars. I. Carbon, Nitrogen, and Oxygen. *Icarus* 155, 393–424.

- Lofgren, G. E. (1985). Dynamic Crystallization Experiments on Chondrule Melts: The Effects of Kinetic Growth Factors on the Chemistry of Olivine and Pyroxene. *Meteoritics* 20, 699–+.
- Lugmair, G. W. und A. Shukolyukov (2001).  $^{53}\text{Mn}$  and  $^{60}\text{Fe}$  in the early solar system. *Memorie della Societa Astronomica Italiana* 72(2), 403 – 411.
- MacPherson, G. J., D. A. Wark, und J. T. Armstrong (1988). Primitive material surviving in chondrites - Refractory inclusions. In Kerridge und Matthews (1988), pp. 746–807.
- Mannings, V., A. Boss, und S. Russell (Eds.) (2000). *Protostars and planets IV*, Volume 4. University of Arizona Press.
- Mason, B. und S. R. Taylor (1977). Inclusions in the Allende meteorite.
- Mason, B. T. und H. B. Wiik (1962). The Renazzo meteorite.
- McSween, H. Y. (1999). *Meteorites and their parent planets*. Cambridge University Press. 310 Seiten.
- Meibom, A., S. J. Desch, A. N. Krot, J. N. Cuzzi, M. I. Petaev, L. Wilson, und K. Keil (2000). Large-Scale Thermal Events in the Solar Nebula: Evidence from Fe,Ni Metal Grains in Primitive Meteorites. *Science* 288, 839–841.
- Meibom, A., M. I. Petaev, A. N. Krot, K. Keil, und J. A. Wood (2001). Growth mechanism and additional constraints on FeNi metal condensation in the solar nebula. *Journal of Geophysical Research* 106(15), 32797–32802.
- Meibom, A., M. I. Petaev, A. N. Krot, J. A. Wood, und K. Keil (1999). Primitive FeNi metal grains in CH carbonaceous chondrites formed by condensation from a gas of solar composition. *Journal of Geophysical Research* 104(13), 22053–22060.
- Morfill, G. E., W. Tscharnuter, und H. J. Voelk (1985). Dynamical and chemical evolution of the proto-planetary nebula. In *Protostars and Planets II*, pp. 493–533.
- Mysen, B. O., D. Virgo, und K. Ikuo (1985). Experimental studies of condensation processes of silicate materials at low pressures and high temperatures, I. Phase equilibria in the system  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-H}_2$  in the temperature range 1200-1500°C and the pressure range ( $P_{\text{H}_2}$ )  $10^{-6}$  to  $10^{-9}$  bar. *Earth and Planetary Science Letters* 75, 139–146.
- Nagahara, H., I. Kushiro, H. Mori, und B. O. Mysen (1988). Experimental vaporization and condensation of olivine solid solution. *Nature* 331, 516–518.
- Narayan, C. und J. I. Goldstein (1985). A major revision of iron meteorite cooling rates - an experimental study of the growth of the Widmanstaetten pattern. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 397–410.
- Normanton, A. S., R. H. Moore, und R. R. Argent (1976). A calorimetric and mass-spectrometric study of solid iron-chromium alloys. *Metallurgical Science* 10, 207–213.
- Oberst, J., D. Heinlein, U. Köhler, und P. Spurný (2004). The multiple meteorite fall of Neuschwanstein: Circumstances of the event and meteorite search campaigns. *Meteoritics and Planetary Science* 39, 1627–1641.
- Pack, A., M. G. Shelley, und H. Palme (2004). Chondrules with Peculiar REE Patterns: Implications for Solar Nebular Condensation at High C/O. *Science* 303, 997–1000.
- Palme, H. und B. J. Fegley (1990). High-temperature condensation of iron-rich olivine in the solar nebula. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 180–195.
- Palme, H. und S. Klerner (2000). Formation of Chondrules and Matrix in Carbonaceous Chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 35, Supplement, p.A124 35, 124–+.
- Palme, H. und F. Wlotzka (1976). A metal particle from a ca,al-rich inclusion from the meteorite Allende, and the condensation of refractory siderophile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 33, 45 – 60.
- Palme, H., F. Wlotzka, K. Nagel, und A. El Goresy (1982). An ultra-refractory inclusion from the Ornans carbonaceous chondrite. *Earth and Planetary Science Letters* 61, 1–12.
- Petaev, M. I. und S. B. Jacobsen (2004). Differentiation of metal-rich meteoritic parent bodies: I. measurements of PGEs, Re, Mo, W, and Au in meteoritic Fe-Ni metal. *Meteoritics & Planetary Sciences* 39(10), 1685 – 1697.

- Petaev, M. I., A. Meibom, A. N. Krot, J. A. Wood, and K. Keil (2001). The condensation origin of zoned metal grains in Queen Alexandra Range 94411: Implications for the formation of the Bencubbin-like chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 36, 93–106.
- Petaev, M. I. and J. A. Wood (1998). The condensation with partial isolation (CWPI) model of condensation in the solar nebula. *Meteoritics & Planetary Sciences* 33, 1,123–1,137.
- Petaev, M. I., J. A. Wood, A. Meibom, A. N. Krot, and K. Keil (2003). The zonmet thermodynamic and kinetic model of metal condensation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(9), 1737 – 1751.
- Podosek, F. A. (1970). Dating of meteorites by the high-temperature release of iodine-correlated Xe-129. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 341 – 365.
- Potts, P. J. (1992). *A handbook of silicate rock analysis* -. Blackie & Son Ltd.
- Predel, B. (1995). *Landolt-Börnstein - Group IV Physical Chemistry*, Volume 5/E. Springer Verlag GmbH.
- Rambaldi, E. (1976). Trace element content of metals from L-group chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 31, 224–238.
- Rambaldi, E. R., D. W. Sears, and J. T. Wasson (1980). Si-rich Fe-Ni grains in highly unequilibrated chondrites. *Nature* 287, 817–820.
- Rammensee, W., H. Palme, and H. Wänke (1983). Experimental Investigation of Metal-Silicate Partitioning of Some Lithophile Elements (Ta, Mn, V, Cr). In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pp. 628–629.
- Reisener, R. J. and J. I. Goldstein (2003). Ordinary chondrite metallography: Part 2 Formation of zoned and unzoned metal particles in relatively unshocked H, L, and LL chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 38, 1679–1696.
- Rubin, A. E., B. Fegley, and R. Brett (1988). Oxidation state in chondrites. In Kerridge und Matthews (1988), pp. 488–511.
- Rubin, A. E., G. W. Kallemeyn, J. T. Wasson, R. N. Clayton, T. K. Mayeda, M. Grady, A. B. Verchovsky, O. Eugster, and S. Lorenzetti (2003). Formation of metal and silicate globules in Gujba: a new Bencubbin-like meteorite fall. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3283–3298.
- Sakao, H. und J. F. Elliott (1975). Thermodynamics of dilute bcc Fe-Si alloys. *Metall. Trans.* 6A, 1849–1851.
- Schmitt, W., H. Palme, and H. Wänke (1989). Experimental determination of metal/silicate partition coefficients for P, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Mo, and W and some implications for the early evolution of the earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 173–185.
- Schoenbeck, T. W. und H. Palme (2003). Silicon Concentrations in Metal Grains of CB-, CH- and CR-Chondrites – Implications for Their Formation. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pp. 1605–+.
- Scott, E. R. D. (1972). Chemical fractionation in iron meteorites and its interpretation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36, 1205–1236.
- 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. und J. T. Wasson (1975). Classification and properties of iron meteorites. *Reviews of Geophysics* 13, 527–546.
- Shu, F. H., H. Shang, M. Gounelle, A. E. Glassgold, und T. Lee (2001). The Origin of Chondrules and Refractory Inclusions in Chondritic Meteorites. *Astrophysical Journal* 548, 1029–1050.
- Simon, S. B., A. M. Davis, und L. Grossman (2001). Formation of orange hibonite, as inferred from some Allende inclusions. *Meteoritics and Planetary Science* 36, 331–350.
- Skinner, W. R. und J. M. Leenhouts (1993). Sorting of Chondrules by Size and Density—Evidence for Radial Transport in the Solar Nebula. *Meteoritics* 28, 439–+.
- Smith, J. M., H. C. van Ness, und M. M. Abbot (1996). *Introduction to Chemical Engineering Thermodynamics*. McGraw Hill.

- Srinivasan, G., S. Sahijpal, A. A. Ulyanov, and J. N. Goswami (1996). Ion microprobe of Efremovka CAIs: II Potassium isotope composition and  $^{41}\text{Ca}$  in the early solar system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1832 – 1835.
- Storey, S. H. und F. van Zeggeren (1970). *The computation of chemical equilibria*. Cambridge University Press.
- Sugita, S., P. H. Schultz, und M. A. Adams (1998). Spectroscopic measurements of vapor clouds due to oblique impacts. *Journal of Geophysical Research* 103(12), 19427–19441.
- Symes, S. J. K., D. W. G. Sears, A. Taunton, D. G. Akridge, S. Huang, und P. H. Benoit (1998). The crystalline lunar spherules: Their formation and implications for the origin of meteoritic chondrules. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 13–29.
- Tachibana, S. und G. R. Huss (2003). The initial abundance of  $^{60}\text{Fe}$  in the solar system. *Astrophysical Journal* 588, L41 – L44.
- Toppani, A., G. Libourel, F. Robert, J. Ghanbaja, und L. Zimmermann (2004). Synthesis of Refractory Minerals by High-Temperature Condensation of a Gas of Solar Composition. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pp. 1726–+.
- Trieloff, M., E. K. Jessberger, I. Herrwerth, J. Hopp, C. Fiéni, M. Ghélis, M. Bourot-Denise, und P. Pellas (2003). Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry. *Nature* 422, 502–506.
- Tsuchiya, A., H. Nagahara, und I. Kushiro (1981). Volatilization of sodium from silicate melt spheres and its application to the formation of chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 1357–1367.
- Vogel, I. A. und H. Palme (2004). Activity Coefficients of Silicon in Iron-Nickel Alloys: Experimental Determination and Relevance for Planetary Differentiation. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pp. 1592–+.
- Wai, C. M. und J. T. Wasson (1977). Nebular condensation of moderately volatile elements and their abundances in ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 1–13.
- Walter, M. J., H. E. Newsom, W. Ertel, und A. Holzheid (2000). *Siderophile Elements in the Earth and Moon: Metal/Silicate Partitioning and Implications for Core Formation*, pp. 265–289. Origin of the earth and moon, edited by R.M. Canup and K. Righter and 69 collaborating authors. Tucson, University of Arizona Press.
- Wasserburg, G. J., T. Lee, und D. A. Papanastassiou (1977).  $^{26}\text{Al}$  in the solar system. *Meteoritics* 12, 377–380.
- Wasson, J. T. und J. Wang (1986). A nonmagmatic origin of group-IIE iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 725 – 732.
- Weidenschilling, S. J. (1988). Formation processes and time scales for meteorite parent bodies. In Kerridge und Matthews (1988), pp. 348–371.
- Weinbruch, S., H. Buettner, A. Holzheid, M. Rosenhauer, und R. H. Hewins (1998). On the lower limit of chondrule cooling rates: The significance of iron loss in dynamic crystallization experiments. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 65–74.
- Weinbruch, S. und W. F. Müller (1995, August). Constraints on the cooling rates of chondrules from the microstructure of clinopyroxene and plagioclase. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3221–3230.
- Weisberg, M. K., M. Prinz, R. N. Clayton, und T. K. Mayeda (1993). The CR (Renazzo-type) carbonaceous chondrite group and its implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 1567–1586.
- Weisberg, M. K., M. Prinz, R. N. Clayton, T. K. Mayeda, N. Sugiura, S. Zashu, und M. Ebihara (2001). A new metal-rich chondrite grouplet. *Meteoritics & Planetary Sciences* 36, 401–418.
- Whitby, J. A., S. S. Russell, G. Turner, und J. D. Gilmour (2004). I-Xe measurements of CAIs and chondrules from the CV3 chondrites Mokoia and Vigarano. *Meteoritics and Planetary Science* 39, 1387–1403.
- Willis, J. und J. I. Goldstein (1983). A three-dimensional study of metal grains in equilibrated, ordinary chondrites. *Journal of Geophysical Research Supplement* 88(S17), 287–+.
- Wood, J. A. (1963). On the origin of chondrules and chondrites. *Icarus* 2, 152 – 180.

- Wood, J. A. (1967). Chondrites: their metallic minerals, thermal histories, and parent planets. *Icarus* 6, 1 – 49.
- Wood, J. A. (1984). On the formation of meteoritic chondrules by aerodynamic drag heating in the solar nebula. *Earth and Planetary Science Letters* 70, 11–26.
- Wood, J. A. (1996). Processing of chondritic and planetary material in spiral density waves in the nebula. *Meteoritics and Planetary Science* 31, 641–645.
- Wood, J. A. (2004). Timescales for Planetary Formation from Cosmochemistry. In *AIP Conf. Proc. 713: The Search for Other Worlds*, pp. 73–81.
- Wood, J. A. und A. Hashimoto (1993). Mineral equilibrium in fractionated nebular systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 2377–2388.
- Wood, J. A. und G. E. Morfill (1988). A review of solar nebula models. In Kerridge und Matthews (1988), pp. 329–347.
- Wurm, G., J. Blum, und J. E. Colwell (2001). NOTE: A New Mechanism Relevant to the Formation of Planetesimals in the Solar Nebula. *Icarus* 151, 318–321.
- Yang, C. W., D. B. Williams, und J. I. Goldstein (1996). A revision of the Fe-Ni phase diagram at low temperatures ( $\leq 400$  C). *J. Phase Equilibria* 17, 522 – 531.
- Yoneda, S. und L. Grossman (1995). Condensation of CaO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> liquids from cosmic gases. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3413–3444.
- Zanda, B. (2004). Chondrules. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 1–2.
- Zanda, B., M. Bourot-Denise, und R. H. Hewins (1995a). Condensate Sulfide and Its Metamorphic Transformations in Primitive Chondrites. *Meteoritics* 30, 605–+.
- Zanda, B., M. Bourot-Denise, und R. H. Hewins (1995b). Condensate Sulfide and Its Metamorphic Transformations in Primitive Chondrites. *Meteoritics* 30, 605–+.
- Zanda, B., M. Bourot-Denise, R. H. Hewins, B. A. Cohen, J. S. Delaney, M. Humayun, und A. J. Campbell (2002). Accretion Textures, Iron Evaporation and Re-Condensation in Renazzo Chondrules. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pp. 1852–+.
- Zanda, B., M. Bourot-Denise, C. Perron, und R. H. Hewins (1994). Origin and Metamorphic Redistribution of Silicon, Chromium, and Phosphorus in the Metal of Chondrites. *Science* 265, 1846–1849.
- Zanda, B., R. H. Hewins, und M. Bourot-Denise (1993). Metal Precursors and Reduction in Renazzo Chondrules. *Meteoritics* 28, 466–+.
- Zipfel, J., F. Wlotzka, und B. Spettel (1998). Bulk Chemistry and Mineralogy of a New ÜniqueMM-etal-rich Chondritic Breccia, Hammadah AL Hamra 237. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pp. 1417–+.

# A. Kondensationstemperaturen und Häufigkeiten der Elemente

T <sub>c</sub> [K]	Phase	Empfohlene Häufigkeit		CI-Chondrite		Konzentration CI-Chondrite	
		A(H) =12	N(Si)=10 <sup>6</sup>	N(Si)=10 <sup>6</sup>	A(Si)=7.54		
H	—	—	12	2.884 · 10 <sup>10</sup>	5.498 · 10 <sup>6</sup>	8.28± 0.05	21015± 1770
He	—	—	10.899± 0.01	2.288 · 10 <sup>9</sup>	0.604	1.32	9.17·10 <sup>-3</sup>
Li	1135	Forsterit + Enstatit	3.28± 0.06	55.47	55.47	3.28± 0.06	1.46± 0.03
Be	1445	Melilit	1.41± 0.08	0.7374	0.7374	1.41± 0.08	0.0252±0.005
B	906	Feldspat	2.78± 0.04	17.32	17.32	2.78± 0.04	0.713±0.072
C	40	CH <sub>4</sub> -Eis	8.39± 0.04	7.079 · 10 <sup>6</sup>	7.724 · 10 <sup>5</sup>	7.43± 0.06	35180± 4810
N	123	NH <sub>3</sub>	7.83± 0.11	1.95 · 10 <sup>6</sup>	5.535 · 10 <sup>4</sup>	6.28± 0.07	2940± 20
O	179	Gesteine + Wasser/Eis	8.69± 0.05	1.413 · 10 <sup>7</sup>	7.552 · 10 <sup>6</sup>	8.42± 0.02	458200± 5750
F	726	F-Apatit	4.46± 0.06	841.1	841.1	4.46± 0.06	60.6± 4.1
Ne	9.1	Ne-Eis	7.87± 0.1	2.148 · 10 <sup>6</sup>	2.355 · 10 <sup>-3</sup>	-1.09	1.8 · 10 <sup>-4</sup>
Na	953	Feldspat	6.3± 0.03	5.751 · 10 <sup>4</sup>	5.747 · 10 <sup>4</sup>	6.3± 0.03	5010± 33
Mg	1327	Forsterit	7.55± 0.02	1.02 · 10 <sup>6</sup>	1.04 · 10 <sup>6</sup>	7.56± 0.02	95870± 780
Al	1641	Hibonit	6.46± 0.02	8.41 · 10 <sup>4</sup>	8.308 · 10 <sup>4</sup>	6.46± 0.02	8500± 130
Si	1302	Forsterit + Enstatit	7.54± 0.02	1 · 10 <sup>6</sup>	1 · 10 <sup>6</sup>	7.54± 0.02	106500± 1250
P	1226	Schreibersite	5.46± 0.04	8373	7833	5.43± 0.04	920± 100
S	655	Troilit	7.19± 0.04	4.449 · 10 <sup>5</sup>	4.449 · 10 <sup>5</sup>	7.19± 0.04	54100± 3650
Cl	940	Sodalit	5.26± 0.06	5237	5237	5.26± 0.06	704± 10
Ar	47	Ar-Eis	6.55± 0.08	1.025 · 10 <sup>5</sup>	9.622 · 10 <sup>-3</sup>	0.48	1.33 · 10 <sup>-3</sup>
K	1001	Feldspat	5.11± 0.05	3692	3582	5.09± 0.05	530± 24
Ca	1505	Hibonit + Gehlenit	6.34± 0.03	6.287 · 10 <sup>4</sup>	5.968 · 10 <sup>4</sup>	6.32± 0.03	9070± 20
Sc	1647	Hibonit	3.07± 0.04	34.2	34.2	3.07± 0.04	5.83± 0.06
Ti	1573	Titanat	4.92± 0.03	2422	2422	4.92± 0.03	440± 3
V	1427	Hibonit + Titanat	4± 0.03	288.4	288.4	4± 0.03	55.7± 1.3
Cr	1291	FeNi-Legierung	5.65± 0.05	1.286 · 10 <sup>4</sup>	1.313 · 10 <sup>4</sup>	5.66± 0.05	2590± 80
Mn	1150	Forsterit + Enstatit	5.5± 0.03	9168	9168	5.5± 0.03	1910± 40
Fe	1328	FeNi-Legierung	7.47± 0.03	8.38 · 10 <sup>5</sup>	8.632 · 10 <sup>5</sup>	7.48± 0.03	182800± 1470
Co	1347	FeNi-Legierung	4.91± 0.03	2323	2246	4.89± 0.03	502± 17
Ni	1348	FeNi-Legierung	6.22± 0.03	4.78 · 10 <sup>4</sup>	4.78 · 10 <sup>4</sup>	6.22± 0.03	10640± 210
Cu	1033	FeNi-Legierung	4.26± 0.06	527	527	4.26± 0.06	127± 6
Zn	723	Forsterit + Enstatit	4.63± 0.04	1226	1250	4.64± 0.04	310± 12
Ga	971	FeNi-Legierung + Feldspat	3.1± 0.06	35.97	35.97	3.1± 0.06	9.51± 0.31
Ge	885	FeNi-Legierung	3.62± 0.05	120.6	120.6	3.62± 0.05	33.2± 0.3
As	1061	FeNi-Legierung	2.32± 0.05	6.089	6.089	2.32± 0.05	1.73± 0.06
Se	688	Troilit	3.36± 0.04	65.79	65.79	3.36± 0.04	19.7± 0.4
Br	544	F-Apatit	2.59± 0.09	11.32	11.32	2.59± 0.09	3.43± 0.75
Kr	52	Kr-Eis	3.28± 0.08	55.15	1.643 · 10 <sup>-4</sup>	2.24	5.22 · 10 <sup>-5</sup>
Rb	798	Feldspat	2.36± 0.06	6.572	6.572	2.36± 0.06	2.13± 0.02
Sr	1455	Hibonit + Titanat	2.91± 0.04	23.64	23.3	2.91± 0.04	7.74± 0.1
Y	1647	Hibonit	2.2± 0.03	4.608	4.538	2.2± 0.04	1.54± 0.09
Zr	1736	ZrO <sub>2</sub>	2.6± 0.03	11.33	11.45	2.6± 0.02	3.9± 0.07
Nb	1557	Titanat	1.42± 0.03	0.7554	0.7522	1.42± 0.03	0.265±0.016
Mo	1587	Legierung refraktärer Elemente	1.96± 0.04	2.601	2.804	1.99± 0.04	1.02± 0.11
Ru	1546	Legierung refraktärer Elemente	1.82± 0.08	1.9	1.806	1.8± 0.08	0.692±0.044
Rh	1387	Legierung refraktärer Elemente	1.11± 0.03	0.3708	0.3613	1.1± 0.02	0.141±0.002
Pd	1318	FeNi-Legierung	1.7± 0.03	1.435	1.457	1.7± 0.02	0.588± 0.02
Ag	992	FeNi-Legierung	1.23± 0.06	0.4913	0.4913	1.23± 0.06	0.198± 0.01
Cd	650	Enstatit + Troilit	1.74± 0.03	1.584	1.584	1.74± 0.03	0.675±0.006

Fortsetzung nächste Seite

A. Kondensationstemperaturen und Häufigkeiten der Elemente

T <sub>c</sub> [K]	Phase	Empfohlene Häufigkeit		CI-Chondrite		Konzentration CI-Chondrite	
		A(H) =12	N(Si)=10 <sup>6</sup>	N(Si)=10 <sup>6</sup>	A(Si)=7.54		
In	535	Troilit	0.8± 0.03	0.181	0.181	0.8± 0.03	0.0788±0.002
Sn	703	FeNi-Legierung	2.11± 0.04	3.733	3.733	2.11± 0.04	1.68± 0.04
Sb	976	FeNi-Legierung	1.06± 0.07	0.3292	0.3292	1.06± 0.07	0.154±0.011
Te	705	FeNi-Legierung	2.22± 0.04	4.815	4.815	2.22± 0.04	2.33± 0.18
I	533	F-Apatit	1.54± 0.12	0.9975	0.9975	1.54± 0.12	0.48± 0.16
Xe	68	Xe-Eis	2.27± 0.02	5.391	3.495 ·10 <sup>-4</sup>	1.92	1.74 ·10 <sup>-4</sup>
Cs	797	Feldspat	1.1± 0.03	0.3671	0.3671	1.1± 0.03	0.185±0.002
Ba	1447	Titanat	2.18± 0.03	4.351	4.436	2.19± 0.03	2.31± 0.03
La	1570	Hibonit + Titanat	1.18± 0.06	0.4405	0.4405	1.18± 0.06	0.234±0.007
Ce	1477	Hibonit + Titanat	1.61± 0.02	1.169	1.169	1.61± 0.02	0.663±0.018
Pr	1574	Hibonit + Titanat	0.78± 0.03	0.1737	0.1737	0.78± 0.03	0.0928± 0.0005
Nd	1594	Hibonit	1.46± 0.03	0.8355	0.8355	1.46± 0.03	0.457±0.011
Sm	1580	Hibonit + Titanat	0.95± 0.04	0.2542	0.2542	0.95± 0.04	0.145±0.002
Eu	1347	Hibonit + Titanat + Feldspat	0.52± 0.04	0.0951	0.0948	0.52± 0.04	0.0556± 0.0006
Gd	1647	Hibonit	1.06± 0.02	0.3321	0.3321	1.06± 0.02	0.202±0.002
Tb	1647	Hibonit	0.31± 0.03	0.0591	0.0591	0.31± 0.03	0.0356± 0.0031
Dy	1647	Hibonit	1.13± 0.04	0.3862	0.3862	1.13± 0.04	0.238±0.002
Ho	1647	Hibonit	0.49± 0.02	0.0899	0.0899	0.49± 0.02	0.0542± 0.0024
Er	1647	Hibonit	0.95± 0.03	0.2554	0.2554	0.95± 0.03	0.162±0.008
Tm	1647	Hibonit	0.11± 0.06	0.037	0.037	0.11± 0.06	0.0237± 0.0014
Yb	1475	Hibonit + Titanat	0.94± 0.03	0.2484	0.2484	0.94± 0.03	0.163±0.005
Lu	1647	Hibonit	0.09± 0.06	0.0357	0.0357	0.09± 0.06	0.0248± 0.0005
Hf	1676	HfO <sub>2</sub>	0.77± 0.04	0.1699	0.1699	0.77± 0.04	0.12±0.008
Ta	1565	Hibonit + Titanat	0.14± 0.03	0.021	0.021	0.14± 0.03	0.0144± 0.0001
W	1790	Legierung refraktärer Elemente	0.65± 0.03	0.1277	0.1277	0.65± 0.03	0.089±0.007
Re	1817	Legierung refraktärer Elemente	0.26± 0.04	0.0525	0.0525	0.26± 0.04	0.037±0.002
Os	1808	Legierung refraktärer Elemente	1.37± 0.03	0.6738	0.6738	1.37± 0.03	0.486±0.007
Ir	1598	Legierung refraktärer Elemente	1.35± 0.03	0.6448	0.6448	1.35± 0.03	0.47±0.005
Pt	1403	Legierung refraktärer Elemente	1.67± 0.03	1.357	1.357	1.67± 0.03	1.004±0.064
Au	1061	FeNi-Legierung	0.83± 0.06	0.1955	0.1955	0.83± 0.06	0.146±0.003
Hg	250	Troilit	1.16± 0.18	0.4128	0.4128	1.16± 0.18	0.314±0.029
Tl	531	Troilit	0.81± 0.04	0.1845	0.1845	0.81± 0.04	0.143±0.002
Pb	724	FeNi-Legierung	2.05± 0.04	3.258	3.258	2.05± 0.04	2.56± 0.03
Bi	743	FeNi-Legierung	0.68± 0.03	0.1388	0.1388	0.68± 0.03	0.11±0.003
Th	1647	Hibonit	0.09± 0.04	0.0351	0.0351	0.09± 0.04	0.0309±0.003
U	1604	Hibonit	0.49± 0.04	9.306 ·10 <sup>-3</sup>	9.306 ·10 <sup>-3</sup>	0.49± 0.04	0.0084±0.008

Aus Lodders (2002). T<sub>c</sub>: 50%-Kondensationstemperatur eines Elements, *Phase*: Hauptphase, in die ein Element kondensiert, *Empfohlene Häufigkeit*: atomare Häufigkeit eines Elements im Vergleich zu Wasserstoff bzw. Silizium, berechnet aus Meteoritenanalysen und spektroskopischen Messungen der solaren Photosphäre, *CI-Chondrite*: atomare Häufigkeit eines Elements in CI-Chondriten, *Konzentrationen CI-Chondrite*: Zusammensetzung der CI-Chondrite in ppm.

A(H) ist die *astronomische* atomare Häufigkeit eines Elements bezogen auf Wasserstoff, N(Si) ist die *kosmochemische* atomare Häufigkeit bezogen auf Si. A repräsentiert eine logarithmische Skalierung, N ist linear skaliert. Zwischen der kosmochemischen Häufigkeit und der astronomischen Häufigkeit eines Elements E besteht dieser Zusammenhang:

$$A(E) = 1.540 + \log N(E)$$



## B. Messdaten HaH 237

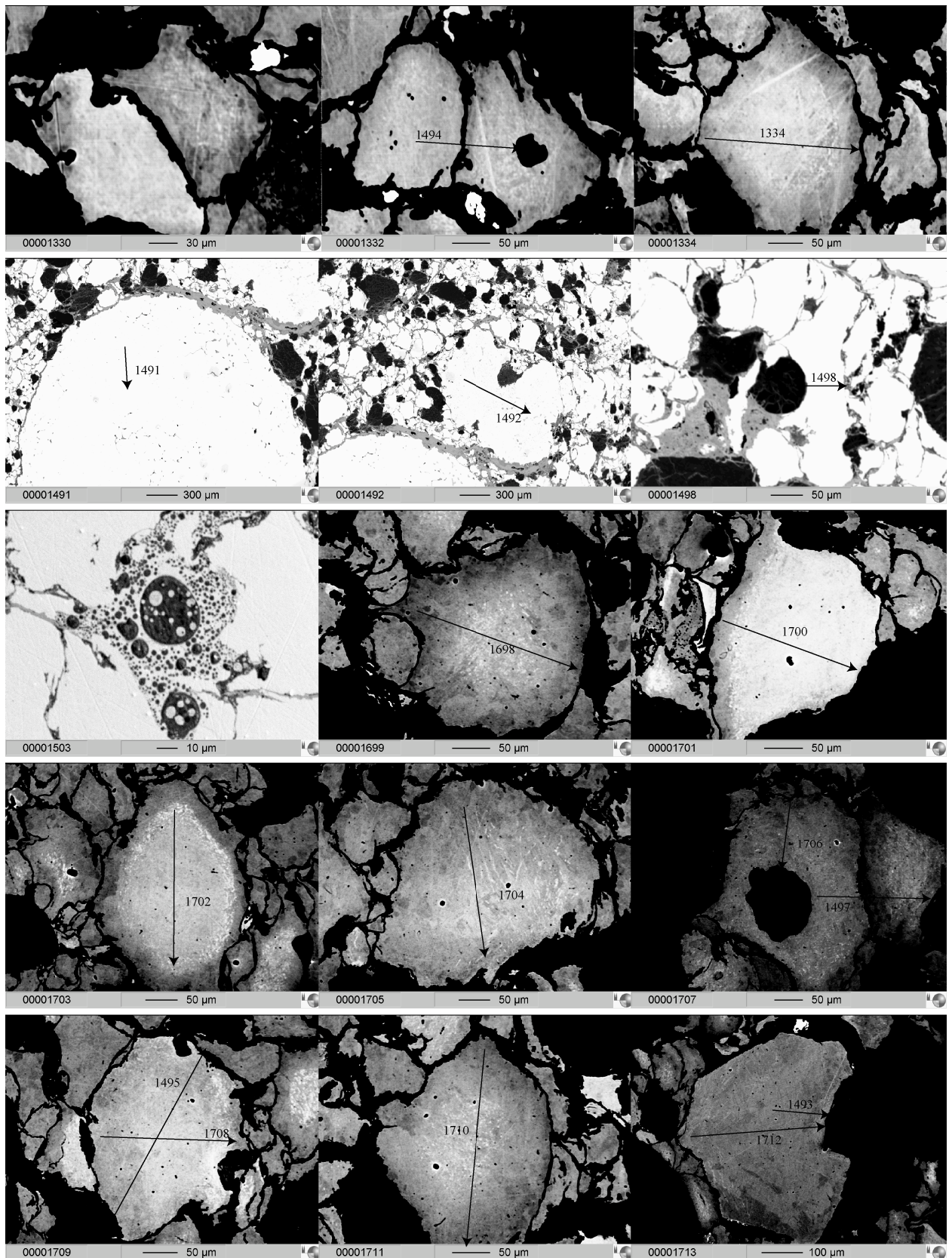
x [μm]	Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
1698								
20	95.67	3.34	0.161	0.175	0	0.15	0.067	99.563
40	93.18	5.92	0.254	0.158	0	0.127	0.051	99.69
60	90.48	8.62	0.34	0.138	0	0.105	0	99.683
80	89.01	10.61	0.392	0.124	0	0.09	0	100.227
1	88.01	11.75	0.434	0.119	0	0.081	0.037	100.431
120	87.81	12.02	0.436	0.119	0	0.075	0	100.46
140	89.27	10.97	0.416	0.124	0	0.081	0	100.861
160	89.75	9.8	0.373	0.129	0	0.08	0.072	100.205
180	92.87	7	0.293	0.137	0	0.086	0.009	100.395
Min	87.81	3.34	0.161	0.119	0	0.075	0	99.563
Max	95.67	12.02	0.436	0.175	0	0.150	0.072	100.861
$\bar{X}$	90.67	8.89	0.344	0.135	0	0.097	0.026	100.168
$\sigma$	2.66	2.94	0.092	0.019	0	0.025	0.030	0.436
1700								
25	90.28	9.16	0.356	0.168	0	0.092	0.119	100.175
50	88.08	11.77	0.431	0.129	0	0.084	0.073	100.566
75	86.16	13.6	0.473	0.116	0	0.082	0	100.431
1	84.75	14.55	0.504	0.112	0	0.077	0.041	100.034
125	85.03	14.8	0.51	0.113	0	0.078	0	100.531
150	85.42	14.55	0.502	0.116	0	0.074	0	100.661
175	86	13.7	0.486	0.132	0	0.08	0	100.398
2	87.32	12.16	0.432	0.175	0	0.076	0.035	100.197
Min	84.75	9.16	0.3560	0.1120	0	0.0740	0	100.034
Max	90.28	14.80	0.51	0.1750	0	0.0920	0.1190	100.661
$\bar{X}$	86.63	13.03	0.4618	0.1326	0	0.0804	0.0335	100.374
$\sigma$	1.8546	1.92	0.0527	0.0251	0	0.0057	0.0438	0.218
1701								
0	91.97	7.11	0.295	0.288	0	0.106	0.018	99.787
25	89.37	9.46	0.36	0.196	0	0.098	0.011	99.495
50	88.2	11.31	0.419	0.159	0	0.09	0	100.178
75	87.07	12.49	0.454	0.145	0	0.086	0	100.244
1	85.99	13.24	0.474	0.139	0	0.082	0	99.926
125	85.97	13.61	0.482	0.141	0	0.075	0.068	100.345
150	85.78	13.72	0.482	0.145	0	0.074	0	100.201
175	85.42	13.62	0.479	0.145	0	0.076	0	99.741
2	86.05	13.27	0.472	0.14	0	0.079	0	99.911
225	86.67	12.55	0.451	0.144	0	0.086	0.012	99.914
250	87.99	11.36	0.422	0.159	0	0.094	0.009	100.034
275	89.53	9.44	0.366	0.198	0	0.103	0	99.637
Min	85.42	7.11	0.2950	0.1390	0	0.0740	0	99.495
Max	91.97	13.72	0.4820	0.2880	0	0.1060	0.0680	100.345
$\bar{X}$	87.50	11.76	0.4297	0.1666	0	0.0874	0.0098	99.959
$\sigma$	1.98	2.11	0.0602	0.0434	0	0.0109	0.0194	0.260
1704								
0	91.68	8.07	0.317	0.234	0	0.075	0.113	100.489
25	90.4	9.58	0.373	0.17	0	0.072	0	100.596
50	89.46	10.47	0.401	0.147	0	0.068	0	100.546
75	88.49	11.06	0.415	0.138	0	0.066	0	100.168
1	87.87	11.63	0.429	0.131	0	0.057	0.051	100.168
125	87.49	12.34	0.449	0.127	0	0.054	0.011	100.471
150	86.82	12.87	0.47	0.123	0	0.049	0.102	100.434
175	86.57	13.17	0.487	0.119	0	0.052	0	100.398
2	86.32	13.25	0.484	0.117	0	0.05	0	100.22
225	87.19	12.89	0.501	0.116	0	0.051	0	100.748
250	87.49	12.06	0.493	0.12	0	0.052	0	100.214
Min	86.32	8.07	0.317	0.116	0	0.049	0	100.168
Max	91.68	13.25	0.5010	0.2340	0	0.0750	0.1130	100.748
$\bar{X}$	88.1618	11.58	0.4381	0.1402	0	0.0587	0.0252	100.404
$\sigma$	1.6982	1.65	0.0579	0.0350	0	0.0096	0.0435	0.192
1706								
50	88.52	10.9	0.412	0.145	0	0.082	0.033	100.093
75	88.4	11.22	0.43	0.15	0	0.078	0	100.278
1	88.06	10.57	0.408	0.288	0.029	0.074	0.026	99.456
1708								
0	89.69	10.21	0.393	0.284	0	0.04	0.048	100.665
25	88.17	11.82	0.433	0.246	0	0.044	0.028	100.741
50	87.39	12.75	0.463	0.244	0	0.047	0.051	100.945
75	87.17	13.03	0.469	0.264	0	0.049	0	100.982
1	86.77	13.47	0.478	0.237	0	0.045	0.058	101.058
125	86.81	13.1	0.472	0.226	0	0.046	0	100.653
150	87.63	12.09	0.444	0.241	0	0.045	0.02	100.47
175	89.45	10.16	0.386	0.293	0	0.047	0.021	100.356
Min	86.77	10.16	0.3860	0.1450	0	0.04	0	99.456
Max	89.69	13.47	0.4780	0.2930	0.0290	0.0820	0.0580	101.058
$\bar{X}$	88.00	11.75	0.4353	0.2380	0.0026	0.0543	0.0259	100.517
$\sigma$	0.97	1.21	0.0327	0.05	0.0087	0.0155	0.0207	0.466
1710								
0	94.8	4.41	0.199	0.202	0	0.152	0.072	99.835
25	93.29	6.13	0.262	0.176	0	0.129	0.048	100.034
50	91.5	8.19	0.332	0.148	0	0.112	0	100.282
75	90.11	9.74	0.378	0.131	0	0.102	0.041	100.502
1	89.63	10.2	0.383	0.127	0	0.098	0.009	100.447

Fortsetzung nächste Spalte

x [μm]	Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
1711								
125	89.82	9.78	0.375	0.133	0	0.096	0.011	100.214
150	90.43	9.08	0.356	0.141	0	0.098	0.024	100.13
175	91.68	8.09	0.326	0.152	0	0.109	0	100.358
2	92.61	6.66	0.279	0.172	0	0.116	0	99.837
225	94.35	4.77	0.208	0.198	0	0.141	0	99.667
Min	89.63	4.41	0.1990	0.1270	0	0.0960	0	99.6670
Max	94.80	10.20	0.3830	0.2020	0	0.1520	0.0720	100.502
$\bar{X}$	91.82	7.70	0.3098	0.1580	0	0.1153	0.0205	100.130
$\sigma$	1.88	2.10	0.0691	0.0275	0	0.0194	0.0253	0.282
1712								
0	89.88	8.8	0.348	0.331	0.007	0.354	0	99.72
25	89.99	8.75	0.347	0.331	0.008	0.35	0.037	99.812
50	89.99	8.75	0.35	0.329	0.007	0.349	0.072	99.848
75	89.94	8.78	0.348	0.331	0.006	0.346	0	99.751
1	89.75	8.78	0.348	0.329	0.006	0.347	0.089	99.648
125	90.19	8.75	0.35	0.329	0.006	0.342	0.052	100.019
150	90.42	8.77	0.349	0.331	0	0.352	0.022	100.243
175	90.48	8.77	0.346	0.332	0	0.347	0.081	100.355
2	89.88	8.75	0.346	0.33	0	0.347	0.013	99.666
225	90.19	8.76	0.347	0.331	0	0.343	0.017	99.989
250	90.57	8.76	0.353	0.331	0	0.336	0.047	100.396
275	90.49	8.78	0.346	0.332	0	0.329	0.011	100.289
3	89.96	8.76	0.349	0.331	0.006	0.334	0	99.74
325	90.12	8.76	0.348	0.332	0	0.328	0.038	99.926
350	89.77	8.8	0.341	0.336	0.007	0.305	0	99.56
Min	89.75	8.75	0.3410	0.3290	0	0.3050	0	99.56
Max	90.57	8.80	0.3530	0.3360	0.0080	0.3540	0.0890	100.391
$\bar{X}$	90.10	8.76	0.3477	0.3311	0.0035	0.3406	0.0319	99.933
$\sigma$	0.27	0.01	0.0026	0.0017	0.0035	0.0127	0.0307	0.274
1714								
0	92.46	6.4	0.261	0.453	0.023	0.303	0	99.899
25	92.7	6.4	0.261	0.452	0.021	0.299	0.044	100.177
50	92.58	6.41	0.261	0.454	0.021	0.302	0	100.029
75	92.63	6.4	0.258	0.458	0.02	0.306	0	100.071
1	92.9	6.4	0.262	0.462	0.019	0.305	0.093	100.441
125	92.56	6.4	0.268	0.458	0.022	0.313	0	100.021
150	92.48	6.41	0.262	0.451	0.024	0.311	0.02	99.958
175	92.69	6.42	0.266	0.444	0.048	0.312	0	100.18
2	93.37	6.41	0.266	0.436	0.026	0.311	0	100.818
225	93.13	6.4	0.268	0.44	0.025	0.311	0.015	100.589
250	92.73	6.43	0.263	0.445	0.025	0.31	0	100.204
275	92.39	6.43	0.263	0.452	0.028	0.308	0.01	99.881
Min	92.39	6.40	0.2580	0.4360	0.0190	0.2990	0	99.881
Max	93.37	6.43	0.2680	0.4620	0.0480	0.3130	0.0930	100.818
$\bar{X}$	92.71	6.40	0.2633	0.4504	0.0252	0.3076	0.0152	100.189
$\sigma$	0.28	0.01	0.0031	0.0078	0.0077	0.0045	0.0279	0.289
1494								
0	89.990	10.013	0.406	0.126	0	0.119	0	100.654
2	89.590	9.744	0.408	0.130	0	0.139	0	100.011
4	88.740	9.957	0.407	0.131	0	0.142	0	99.377
6	90.1	9.8	0.388	0.131	0	0.126	0.310	100.855
8	89.950	9.772	0.4	0.127	0	0.122	0.197	100.568
10	91.250	9.419	0.428	0.135	0	0.135	0	101.367
14	90.510	9.447	0.383	0.138	0	0.132	0	100.610
16	91.280	9.289	0.393	0.143	0	0.130	0.130	101.365
18	91.760	9.002	0.388	0.140	0	0.135	0	101.425
20	91.460	9.048	0.368	0.147	0	0.136	0.041	101.2
22	90.240	8.816	0.370	0.150	0	0.121	0.120	99.817
24	90.4	8.640	0.355	0.154	0	0.130	0.130	99.809
26	91.830	8.5						

x [ $\mu\text{m}$ ]	Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
2	90.760	9.308	0.360	0.193	0.013	0.139	0.092	100.865
4	90.190	9.614	0.386	0.187	0.006	0.144	0.027	100.554
6	89.320	9.948	0.391	0.182	0	0.159	0	1
8	89.450	9.911	0.409	0.182	0.005	0.144	0	100.101
10	89.220	10.050	0.390	0.176	0	0.150	0	99.986
12	89.430	10.338	0.393	0.174	0	0.132	0	100.467
14	89.650	10.236	0.406	0.169	0	0.146	0	100.607
16	89.910	10.264	0.401	0.168	0	0.151	0.034	100.928
18	89.860	9.911	0.409	0.170	0	0.127	0	100.477
20	87.890	9.985	0.405	0.166	0	0.129	0.014	98.589
22	89.960	10.097	0.418	0.164	0	0.149	0.183	100.971
24	89.360	10.013	0.429	0.163	0	0.136	0.150	100.251
26	89.140	9.735	0.417	0.165	0	0.138	0	99.595
28	89.770	9.623	0.404	0.166	0	0.133	0	100.096
30	90.060	9.846	0.403	0.164	0	0.126	0	100.599
32	89.140	10.022	0.401	0.168	0.008	0.134	0	99.873
34	89.6	9.957	0.399	0.164	0	0.137	0	100.257
36	89.450	9.725	0.395	0.157	0	0.144	0	99.871
38	91.290	9.373	0.409	0.162	0	0.163	0	101.397
40	90.790	9.623	0.408	0.164	0	0.123	0	101.108
42	89.340	9.094	0.386	0.168	0	0.118	0	99.106
44	89.240	9.410	0.396	0.168	0	0.141	0.023	99.378
46	90.1	9.614	0.387	0.167	0	0.123	0	100.391
48	89.770	9.698	0.401	0.168	0	0.128	0	100.165
52	89.460	9.586	0.370	0.170	0	0.126	0.166	99.878
54	90.090	9.336	0.383	0.168	0	0.127	0	100.104
56	89.660	9.336	0.380	0.163	0	0.121	0.259	99.919
58	90.870	9.493	0.402	0.163	0	0.133	0	101.061
60	90.290	9.725	0.398	0.162	0	0.137	0	100.712
62	88.290	9.967	0.410	0.158	0	0.129	0.198	99.152
64	89.590	10.329	0.388	0.160	0	0.138	0	100.605
66	89.6	10.663	0.426	0.150	0	0.128	0	100.967
68	87.380	10.598	0.428	0.158	0	0.117	0	98.681
Min	87.38	9.09	0.360	0.150	0	0.117	0	98.532
Max	91.29	10.66	0.429	0.193	0.013	0.163	0.262	101.397
$\bar{X}$	89.59	9.81	0.399	0.168	0.001	0.135	0.041	100.154
$\sigma$	0.80	0.38	0.016	0.009	0.003	0.011	0.080	0.732
1491								
0	93.3	6.21	0.271	0.181	0	0.355	0	100.317
60	93.11	6.11	0.247	0.182	0	0.361	0	100.009
120	93.48	6.16	0.268	0.183	0	0.353	0	100.444
180	93.48	6.02	0.272	0.176	0	0.354	0	100.302
240	93.29	6.03	0.268	0.203	0	0.359	0	100.15
3	93.55	5.88	0.262	0.178	0	0.359	0	100.229
360	93.48	6.13	0.259	0.178	0	0.361	0	100.409
420	92.92	6.22	0.266	0.178	0	0.361	0.015	99.96
480	93.15	6.05	0.27	0.177	0	0.36	0.014	100.021
540	93.28	6.05	0.27	0.154	0	0.361	0	100.115
Min	92.920	5.880	0.247	0.154	0	0.353	0	99.960
Max	93.550	6.220	0.272	0.203	0	0.361	0.015	100.444
$\bar{X}$	93.304	6.086	0.265	0.179	0	0.358	0.003	100.196
$\sigma$	0.201	0.102	0.008	0.012	0	0.003	0.006	0.171
1492								
0	95.07	4.79	0.264	0.094	0.023	0.398	0	100.639
60	92.15	7.31	0.228	0.261	0.022	0.295	0.302	100.568
120	92.68	6.85	0.228	0.216	0.026	0.339	0.156	100.495
180	93.35	5.93	0.244	0.325	0.02	0.342	0.486	100.698
240	93.47	5.72	0.249	0.244	0.024	0.379	0.262	100.349
3	93.98	5.61	0.253	0.397	0.022	0.391	0.282	100.936
360	93.9	5.08	0.259	0.152	0.037	0.409	0	99.837
420	94.41	4.43	0.262	0.175	0.083	0.438	0	99.799
480	93.36	5.49	0.243	0.197	0.035	0.41	0.05	99.785
Min	92.15	4.43	0.228	0.094	0.020	0.295	0	99.785
Max	95.07	7.31	0.264	0.397	0.083	0.438	0.486	100.936
$\bar{X}$	93.59	5.69	0.248	0.229	0.032	0.378	0.171	100.345
$\sigma$	0.87	0.92	0.013	0.091	0.020	0.045	0.173	0.433
1493								
0	91.3	8.71	0.357	0.326	0	0.48	0	101.173
10	91.1	8.53	0.351	0.326	0	0.472	0	100.779
20	90.89	8.55	0.347	0.318	0	0.441	0	100.546
30	91.35	8.63	0.357	0.327	0	0.435	0	101.099
40	91.25	8.69	0.357	0.327	0	0.425	0.012	101.06
50	90.86	8.58	0.357	0.33	0	0.393	0.026	100.546
Min	90.86	8.53	0.347	0.318	0	0.393	0	100.546
Max	91.35	8.71	0.357	0.330	0	0.480	0.026	101.173
$\bar{X}$	91.12	8.65	0.354	0.326	0	0.441	0.006	100.867
$\sigma$	0.21	0.07	0.004	0.004	0	0.032	0.011	0.282
1495								
0	93.77	5.44	0.246	0.299	0	0.319	0.045	100.119
50	94.2	5.07	0.222	0.44	0.008	0.303	0	100.243
60	94.36	4.98	0.237	0.406	0.016	0.136	0.018	100.153
70	93.62	6.63	0.287	0.341	0	0.139	0.025	101.042
80	91.28	8.45	0.332	0.249	0	0.134	0.006	100.451
90	89.86	10.01	0.383	0.194	0	0.132	0	100.579
1	89.34	10.59	0.412	0.167	0	0.128	0	100.637
110	88.31	11.22	0.442	0.153	0	0.119	0.018	100.262
120	87.86	12.21	0.458	0.145	0	0.119	0	100.792
130	87.53	12.51	0.451	0.142	0	0.115	0.035	100.783
140	87.02	12.45	0.476	0.137	0	0.111	0	100.194
150	86.91	13.65	0.487	0.136	0	0.109	0	101.293
160	86.71	13.12	0.48	0.138	0	0.107	0	100.556
170	86.88	13.44	0.489	0.138	0	0.102	0	101.049
180	86.44	13.54	0.495	0.137	0	0.106	0	100.718
190	86.62	13.72	0.496	0.137	0	0.102	0.008	101.083
Fortsetzung nächste Spalte								

x [ $\mu\text{m}$ ]	Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
2	86.39	13.36	0.493	0.135	0	0.105	0	100.484
210	86.55	13.56	0.493	0.135	0	0.108	0	100.845
220	86.71	12.79	0.488	0.132	0	0.109	0.007	100.236
230	86.73	13.01	0.484	0.133	0	0.106	0	100.462
240	87.47	12.97	0.478	0.138	0	0.111	0	101.167
250	87.25	12.3	0.464	0.14	0	0.109	0	100.262
260	87.67	11.48	0.449	0.147	0	0.114	0	99.859
270	88.31	10.93	0.436	0.157	0	0.115	0	99.947
280	89.11	10.53	0.411	0.175	0	0.123	0	100.349
290	90.26	9.14	0.381	0.205	0	0.132	0	100.117
3	91.26	8.28	0.342	0.26	0	0.13	0	100.273
310	92.46	6.82	0.297	0.346	0	0.139	0	100.062
320	93.84	4.95	0.228	0.472	0.03	0.127	0	99.648
Min	86.39	4.95	0.222	0.132	0	0.102	0	99.648
Max	94.36	13.72	0.496	0.472	0.030	0.303	0.035	101.293
$\bar{X}$	88.96	10.77	0.414	0.201	0.002	0.125	0.004	100.484
$\sigma$	2.65	2.88	0.089	0.103	0.006	0.037	0.009	0.417
1497								
0	88.4	10.88	0.418	0.282	0	0.08	0	100.06
10	88.29	11.42	0.446	0.171	0	0.076	0	100.404
20	88.16	11.45	0.446	0.146	0	0.076	0	100.278
30	88.11	11.41	0.445	0.137	0	0.079	0	100.181
40	88.49	11.11	0.435	0.135	0	0.081	0	100.251
50	88.52	10.97	0.422	0.135	0	0.089	0	100.136
60	88.7	10.8	0.415	0.138	0	0.093	0	100.147
70	89.22	10.3	0.415	0.145	0	0.102	0	100.182
80	89.34	10.05	0.392	0.153	0	0.107	0.005	100.047
90	89.67	10.01	0.388	0.165	0	0.112	0	100.344
1	90.04	9.29	0.376	0.19	0	0.1	0.005	1
120	92.07	7.92	0.317	0.253	0	0.137	0	100.697
130	90.75	8.81	0.351	0.215	0	0.129	0	100.255
140	89.64	9.43	0.375	0.196	0	0.116	0.012	99.769
150	89.38	10.06	0.384	0.183	0	0.113	0.053	100.173
160	90.09	9.52	0.38	0.193	0	0.12	0	100.303
170	90.14	9.46	0.374	0.203	0	0.118	0	100.295
180	89.79	10.04	0.382	0.185	0	0.117	0.045	100.56
190	89.44	10.32	0.397	0.187	0	0.112	0.015	100.47
2	89.63	8.97	0.364	0.26	0	0.099	0	99.323
Min	88.11	7.92	0.317	0.135	0	0.076	0	99.323
Max	92.07	11.40	0.446	0.282	0	0.137	0.053	100.697
$\bar{X}$	89.39	10.11	0.396	0.184	0	0.103	0.007	100.194
$\sigma$	0.98	0.96	0.034	0.043	0	0.018	0.015	0.289
1334								
5	93.65	5.28	0.246	0.193	0	0.14	0	99.509
15	93.05	6.09	0.279	0.177	0	0.133	0	99.729
25	92.76	6.97	0.301	0.16	0	0.131	0	100.322
35	91.89	7.95	0.33	0.148	0	0.12	0.025	100.462
45	91.38	8.51	0.349	0.135	0	0.122	0	



BSE-Bilder der analysierten Metalle in HaH 237. Die Bildnummer entspricht der Zuordnung der Analysen in Tabelle B



# C. Messdaten Acfer 209

## C.1. Chondrenmetalle

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
2090							
93.555	7.47	0.293	0.407	0.0400	0.254	0	102.019
93.0798	7.23	0.279	0.396	0.0560	0.181	0.005	101.226
90.684	7.21	0.291	0.402	0.3600	0.245	0.047	99.239
92.5353	7.27	0.296	0.399	0.1400	0.254	0.02	100.914
93.3867	7.31	0.3	0.392	0.0200	0.249	0.032	101.689
91.9512	7.22	0.296	0.387	0.1230	0.251	0.012	100.240
90.981	6.82	0.287	0.383	0.3380	0.261	0	99.07
92.9313	6.97	0.294	0.392	0.0400	0.258	0	100.885
93.5352	7.61	0.296	0.395	0.0110	0.23	0.02	102.097
92.6838	7.47	0.288	0.422	0.0840	0.236	0.047	101.230
2091 — rechte Chondre							
89.8722	8.98	0.383	0.328	0.0250	0.253	0	99.842
90.3474	9.19	0.382	0.336	0.0210	0.23	0.051	100.557
90.0603	8.91	0.386	0.329	0.0200	0.221	0.016	99.942
89.3277	9.39	0.377	0.334	0.0230	0.235	0.019	99.705
90.5355	8.72	0.392	0.325	0.0320	0.233	0.021	100.258
2092							
95.4855	4.4	0.273	0.041	0.0150	0.371	0.052	100.637
95.1687	5.2	0.27	0.137	0.0210	0.328	0.018	101.142
93.1194	6.43	0.262	0.065	0.0280	0.281	0.019	100.204
92.4858	6.47	0.274	0.177	0.0750	0.227	0.342	100.050
93.5649	6.88	0.278	0.138	0.0520	0.198	0.041	101.151
92.5353	6.95	0.269	0.216	0.0500	0.209	0.286	100.515
93.6243	6.38	0.274	0.134	0.0100	0.391	0.248	101.061
94.0005	6.33	0.264	0.24	0.0270	0.318	0.372	101.551
95.8914	4.74	0.299	0.064	0.0930	0.241	0.064	101.392
92.4264	7.31	0.258	0.283	0.0380	0.184	0.308	100.807
94.0698	4.98	0.29	0.189	0.0220	0.295	0.313	100.1583
92.1393	7.22	0.26	0.174	0.0450	0.204	0.083	100.125
94.4262	5.43	0.285	0.151	0.0170	0.266	0.049	100.624
90.7335	7.89	0.249	0.267	0.0100	0.164	0.204	99.517
2093							
93.4164	6.03	0.286	0.136	0.0430	0.273	0.094	100.278
91.9809	7.72	0.259	0.241	0.0910	0.172	0.148	100.611
92.0205	7.13	0.273	0.184	0.0220	0.225	0.035	99.889
90.5355	7.51	0.262	0.406	0.0200	0.243	0.663	99.639
92.8224	7.11	0.271	0.254	0.0160	0.244	0.195	100.912
91.0008	6.95	0.275	0.277	0.0350	0.25	0.149	98.936
92.07	6.52	0.283	0.12	0.0320	0.21	0.111	99.34
92.2185	7.59	0.258	0.255	0.0240	0.23	0.152	100.727
91.8126	7.4	0.265	0.269	0.0120	0.233	0.032	100.023
94.2183	4.89	0.292	0.145	0.0110	0.402	0.079	100.037
94.248	5.98	0.249	0.182	0.0090	0.265	0.034	100.967
94.5846	5.96	0.246	0.181	0.0180	0.266	0.006	101.261
94.3074	5.99	0.249	0.182	0.0460	0.268	0.006	101.048
89.9811	6.85	0.274	0.388	0.3360	0.227	0.133	98.189
93.1986	5.89	0.244	0.114	0.0120	0.116	0.054	99.628
91.1592	8.05	0.256	0.266	0.0150	0.251	0.092	100.089
91.1988	7.96	0.257	0.239	0.0110	0.182	0.02	99.867
94.3173	4.73	0.296	0.133	0.0150	0.391	0.08	99.962
93.0501	6.48	0.277	0.16	0.0210	0.292	0.118	100.398

Fortsetzung nächste Spalte

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
95.2479	3.89	0.245	0.055	0.0210	0.451	0.076	99.985
92.2383	7.36	0.267	0.196	0.0100	0.238	0.132	100.441
92.6442	6.69	0.26	0.137	0.0290	0.25	0.073	100.083
93.1491	7.16	0.257	0.191	0.0080	0.285	0.039	101.089
94.149	5.05	0.301	0.134	0.0690	0.329	0.082	100.114
92.6838	6.96	0.272	0.3	0.0160	0.215	0.219	100.665
92.0007	8.27	0.258	0.285	0.0150	0.179	0.029	101.036
92.6541	6.65	0.281	0.211	0.0300	0.268	0.028	100.122
92.6244	7.36	0.269	0.287	0.0130	0.236	0.067	100.856
93.4461	7.36	0.272	0.235	0.0430	0.226	0.149	101.731
90.4365	6.5	0.261	1.24	0.0070	0.251	2.11	100.805
92.8422	7.28	0.263	0.282	0.0320	0.245	0.186	101.130
93.3471	6.38	0.278	0.2	0.0620	0.275	0.103	100.645
2094							
92.763	6.49	0.278	0.386	0.0140	0.352	0	100.283
92.268	6.45	0.274	0.401	0.0260	0.348	0	99.767
91.9413	6.35	0.267	0.406	0.0250	0.348	0	99.3373
92.2977	6.29	0.266	0.412	0.0230	0.365	0.009	99.662
94.2282	6.64	0.268	0.294	0.0080	0.323	0.011	101.772
93.8718	6.8	0.274	0.288	0.0110	0.241	0.031	101.516
93.4263	6.67	0.271	0.347	0.0100	0.335	0.025	101.084
94.0599	6.66	0.267	0.372	0.0090	0.34	0	101.707
90.3672	6.08	0.24	0.355	0.0780	0.389	0.041	97.550
94.644	6.37	0.256	0.329	0.0060	0.363	0	101.968
92.1096	6.93	0.279	0.339	0.0120	0.326	0.038	100.033
2123 Profil							
91.81	7.68	0.21	0.227	0.025	0.148	0.009	100.109
94.22	4.9	0.239	0.19	0.018	0.234	0	99.801
93.57	4.87	0.241	0.199	0.041	0.239	0	99.16
92.92	6.36	0.227	0.235	0.04	0.159	0.013	99.954
94.79	5.54	0.235	0.221	0.033	0.223	0.009	101.051
94.15	6.11	0.233	0.234	0.007	0.169	0.018	100.921
94.53	5.81	0.233	0.229	0.026	0.181	0.037	101.046
94.08	5.96	0.234	0.245	0.106	0.189	0.031	100.845 3
93.67	5.77	0.238	0.234	0.01	0.179	0.027	100.128
92.81	6.32	0.232	0.241	0.01	0.171	0.029	99.813 3
95.09	4.4	0.258	0.216	0.16	0.261	0.049	100.434
95.44	4.39	0.257	0.215	0.01	0.273	0.023	100.608
91.31	8.12	0.208	0.249	0.006	0.148	0.033	100.074
94.32	5.19	0.25	0.231	0.043	0.219	0.007	100.26
93.62	6.47	0.237	0.25	0.034	0.178	0.017	100.806
94.91	5.02	0.255	0.225	0.012	0.227	0.017	100.666
93.7	6.74	0.234	0.247	0.006	0.171	0.036	101.134
93.53	5.64	0.245	0.235	0.011	0.196	0.029	99.886 3
93.14	5.64	0.242	0.285	0.132	0.198	0.054	99.691
93.62	5.92	0.242	0.233	0.015	0.191	0.044	100.265
93.9	6.4	0.237	0.232	0	0.177	0.027	100.973
93.25	6.37	0.236	0.251	0.08	0.172	0.006	100.365
92.71	6.89	0.234	0.249	0.027	0.175	0	100.285
94.8	5.24	0.252	0.222	0.007	0.22	0.038	100.779
94.86	4.88	0.257	0.218	0.014	0.253	0.01	100.492
92.96	7.99	0.217	0.259	0.011	0.156	0.012	101.605
94.39	5.63	0.249	0.235	0.029	0.203	0.081	100.817
93.9	6.62	0.236	0.23	0.01	0.166	0	101.162
92.64	6.38	0.239	0.228	0.028	0.177	0.032	99.724

Fortsetzung nächste Spalte

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
94.33	4.79	0.257	0.205	0.008	0.26	0	99.85
92.83	6.26	0.24	0.218	0.054	0.19	0.009	99.801
94.53	4.56	0.259	0.192	0.043	0.259	0.049	99.892
93.41	6.16	0.24	0.194	0.01	0.216	0.018	100.248
94.42	5.66	0.244	0.208	0.129	0.216	0.053	100.93
94.26	4.69	0.255	0.335	0.077	0.263	0.342	100.222
94.73	4.89	0.252	0.323	0.026	0.249	0.34	100.81
94.51	5.56	0.243	0.129	0.005	0.243	0.06	100.75
2123 Kleine Metallkörner							
96.15	4.27	0.272	0.151	0.232	0.101	0.036	101.212
90.74	7.54	0.225	0.199	0.315	0.097	0.349	99.465
94.13	5.11	0.262	0.177	0.052	0.149	0.242	100.122
93.85	4.21	0.222	0.148	0.125	0.254	0.032	98.841
94.34	3.74	0.229	0.14	0.039	0.27	0.014	98.772
93.77	5.9	0.241	0.152	0.014	0.356	0.01	100.443
92.09	6.15	0.262	0.298	0.124	0.355	0.045	99.324
92.78	6.59	0.266	0.332	0.022	0.365	0.062	100.417
92.68	6.22	0.27	0.336	0.37	0.365	0.041	100.282
93.16	6.39	0.272	0.354	0.025	0.344	0.051	100.596
93.41	6.18	0.266	0.244	0.05	0.36	0.019	100.529
90.87	6.7	0.271	0.386	0.217	0.271	0	98.715
91.63	7.07	0.278	0.388	0.031	0.248	0.023	99.668
92.06	6.75	0.274	0.357	0.074	0.278	0	99.793
92.41	6.89	0.267	0.377	0.103	0.335	0.009	100.391
2124 Profil zentrales Korn							
85.73	13.48	0.494	0.274	0.0100	0.858	0.048	100.894
86.42	13.46	0.492	0.283	0.0100	0.912	0.023	101.6
85.99	13.49	0.493	0.283	0.0100	0.865	0.016	101.147
86.03	13.45	0.492	0.286	0.0140	0.925	0.021	101.218
86.74	13.46	0.493	0.292	0.0080	0.867	0.041	101.901
86.29	13.43	0.495	0.296	0.0100	0.954	0.035	101.51
86.68	13.43	0.493	0.299	0.0620	0.851	0.056	101.871
86.46	13.39	0.493	0.298	0.0070	0.827	0	101.475
86.15	13.37	0.492	0.299	0.0090	0.928	0.016	101.264
85.73	13.34	0.493	0.301	0.0090	0.915	0.019	100.807
85.66	13.37	0.494	0.301	0.0090	0.85	0.016	100.7
85.56	13.41	0.495	0.305	0.0100	0.863	0.063	100.706
85.69	13.38	0.493	0.297	0.0110	0.754	0.036	100.661
85.49	13.34	0.492	0.299	0.0280	0.856	0.032	100.537
85.89	13.36	0.496	0.301	0.0140	0.856	0.041	100.958
85.92	13.39	0.493	0.3	0.0180	0.818	0.025	100.964
86.11	13.35	0.491	0.298	0.0090	0.858	0	101.116
86.1	13.34	0.493	0.3	0.0160	0.919	0	101.168
86.25	13.41	0.494	0.301	0.0100	0.922	0.023	101.41
86.24	13.45	0.493	0.296	0.0150	0.879	0.022	101.395
85.9	13.44	0.494	0.293	0.0110	0.761	0.027	100.926
85.59	13.39	0.491	0.288	0.0100	0.881	0	100.65
85.81	13.47	0.492	0.278	0.0070	0.799	0.006	100.862
85.2	13.47	0.495	0.268	0.0060	0.945	0.024	100.408
84.91	13.51	0.495	0.241	0.0090	0.965	0.022	100.152
ohne Abbildung							
89.290	8.750	0.388	0.330	0.000	0.331	0.012	99.101
89.010	8.740	0.388	0.328	0.000	0.333	0.000	98.799
88.490	8.750	0.386	0.367	0.000	0.320	0.000	98.313
89.760	8.710	0.389	0.360	0.000	0.317	0.026	99.562
89.590	8.740	0.391	0.357	0.000	0.317	0.006	99.401
89.020	8.740	0.389	0.364	0.000	0.310	0.071	98.894
86.710	8.560	0.369	0.409	0.006	0.290	0.019	96.363
87.450	8.570	0.373	0.392	0.006	0.281	0.075	97.147
2325 Profil 2							
89.580	6.860	0.317	0.188	0.035	0.365	0.000	97.345
91.660	6.960	0.322	0.191	0.016	0.374	0.000	99.523

Fortsetzung nächste Spalte

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
91.320	6.950	0.322	0.198	0.018	0.366	0.000	99.174
91.270	6.970	0.319	0.204	0.008	0.364	0.000	99.135
90.340	6.880	0.320	0.208	0.014	0.376	0.000	98.138
90.910	6.940	0.323	0.203	0.026	0.366	0.000	98.768
90.920	7.020	0.322	0.197	0.005	0.368	0.000	98.832
91.530	7.020	0.321	0.196	0.008	0.368	0.000	99.443
84.490	6.460	0.300	0.171	0.010	0.349	0.000	91.780
92.130	7.030	0.324	0.172	0.008	0.370	0.000	100.034
2326							
94.230	5.560	0.277	0.209	0.005	0.511	0.091	100.883
94.120	5.060	0.266	0.183	0.000	0.462	0.000	100.091
91.460	6.640	0.254	0.205	0.006	0.310	0.082	98.957
91.980	5.760	0.272	0.182	0.000	0.463	0.035	98.692
92.290	6.110	0.310	0.208	0.006	0.278	0.157	99.359
92.710	6.370	0.296	0.276	0.006	0.293	0.222	100.173
92.210	5.580	0.271	0.178	0.000	0.468	0.071	98.778
92.580	6.910	0.310	0.203	0.000	0.218	0.100	100.321
91.990	6.990	0.307	0.211	0.000	0.222	0.077	99.797
91.320	7.150	0.311	0.274	0.005	0.229	0.025	99.314
91.040	7.010	0.310	0.247	0.000	0.221	0.034	98.862
91.010	7.050	0.307	0.260	0.000	0.224	0.043	98.894
92.400	6.590	0.322	0.252	0.000	0.215	0.058	99.837
92.030	7.000	0.309	0.251	0.000	0.215	0.000	99.805
91.520	7.120	0.310	0.245	0.000	0.211	0.083	99.489
90.950	7.160	0.308	0.262	0.009	0.223	0.025	98.937
91.710	6.890	0.300	0.254	0.008	0.221	0.083	99.466
91.790	6.010	0.298	0.252	0.006	0.281	0.099	98.736
92.080	5.620	0.292	0.261	0.007	0.256	0.201	98.717
91.410	6.130	0.292	0.321	0.007	0.245	0.167	98.572
91.060	5.150	0.263	0.148	0.040	0.361	0.098	97.120
91.570	5.640	0.262	0.316	0.007	0.333	0.165	98.293
92.600	5.780	0.261	0.364	0.007	0.324	0.474	99.810
93.680	5.420	0.261	0.151	0.012	0.421	0.125	100.070
90.860	7.020	0.303	0.289	0.000	0.221	0.000	98.693
91.910	6.890	0.311	0.288	0.000	0.234	0.000	99.633
91.740	6.640	0.301	0.260	0.000	0.256	0.000	99.197
92.100	6.800	0.299	0.255	0.005	0.258	0.019	99.736
92.030	6.750	0.271	0.230	0.000	0.313	0.074	99.668
92.900	5.410	0.278	0.225	0.000	0.475	0.083	99.371
91.940	6.460	0.257	0.242	0.014	0.179	0.070	99.162
92.470	5.800	0.266	0.159	0.016	0.393	0.081	99.185
2327 Profil							
92.260	5.520	0.254	0.545	0.039	0.264	0.013	98.895
92.290	5.520	0.256	0.539	0.052	0.265	0.020	98.942
91.890	5.510	0.254	0.528	0.064	0.264	0.013	98.523
92.960	5.520	0.253	0.521	0.072	0.264	0.011	99.601
92.310	5.500	0.252	0.514	0.078	0.263	0.025	98.942
92.760	5.480	0.255	0.502	0.081	0.261	0.000	99.339
92.830	5.470	0.251	0.503	0.085	0.262	0.015	99.416
92.950	5.450	0.253	0.500	0.086	0.261	0.034	99.534
93.020	5.440	0.252	0.495	0.088	0.258	0.012	99.565
92.820	5.470	0.253	0.498	0.090	0.255	0.037	99.423
93.020	5.400	0.251	0.495	0.091	0.262	0.021	99.540
92.670	5.430	0.254	0.500	0.090	0.260	0.016	99.220
92.700	5.400	0.249	0.493	0.090	0.265	0.011	99.208
93.010	5.420	0.253	0.493	0.087	0.259	0.033	99.555
93.250	5.450	0.255	0.495	0.084	0.263	0.000	99.797
93.420	5.420	0.250	0.496	0.073	0.264	0.000	99.923
92.650	5.400	0.251	0.496	0.068	0.261	0.069	99.195
91.920	5.410	0.253	0.494	0.070	0.263	0.053	98.463
92.550	5.420	0.251	0.491	0.078	0.259	0.000	99.049
92.750	5.410	0.254	0.489	0.083	0.261	0.000	99.247

Fortsetzung nächste Spalte

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
92.920	5.450	0.255	0.494	0.086	0.259	0.027	99.491
92.970	5.420	0.251	0.491	0.087	0.259	0.051	99.529
92.390	5.430	0.250	0.490	0.090	0.261	0.035	98.946
92.940	5.480	0.255	0.489	0.089	0.262	0.035	99.550
92.850	5.470	0.256	0.491	0.089	0.268	0.043	99.467
92.480	5.490	0.255	0.491	0.089	0.260	0.022	99.087
92.530	5.480	0.256	0.492	0.089	0.264	0.000	99.111
91.840	5.490	0.257	0.496	0.087	0.261	0.032	98.463
92.280	5.560	0.257	0.499	0.196	0.259	0.012	99.063
92.510	5.580	0.257	0.504	0.083	0.266	0.021	99.221
92.700	5.600	0.262	0.513	0.079	0.261	0.000	99.415
92.290	5.600	0.261	0.521	0.073	0.265	0.022	99.032
91.550	5.590	0.260	0.529	0.065	0.265	0.000	98.259
93.380	5.630	0.264	0.541	0.054	0.266	0.038	100.173
92.780	5.620	0.260	0.551	0.033	0.270	0.000	99.514
2327 kleine randliche Metalle							
92.120	5.480	0.256	0.154	0.000	0.376	0.009	98.395
92.620	5.460	0.256	0.156	0.007	0.369	0.007	98.875
93.240	5.520	0.256	0.159	0.000	0.371	0.000	99.546
91.640	5.700	0.262	0.146	0.015	0.378	0.000	98.141
92.460	5.730	0.263	0.143	0.016	0.364	0.011	98.987
91.720	5.570	0.256	0.170	0.020	0.374	0.018	98.128
2329 Profil 2							
92.950	7.070	0.333	0.053	0.000	0.170	0.015	100.591
91.890	6.990	0.329	0.049	0.000	0.167	0.037	99.462
92.060	6.850	0.325	0.054	0.000	0.157	0.012	99.458
91.150	6.740	0.324	0.052	0.000	0.154	0.012	98.432
91.460	6.730	0.315	0.052	0.000	0.150	0.000	98.707
93.050	6.770	0.315	0.049	0.000	0.154	0.032	100.370
91.260	6.730	0.311	0.048	0.000	0.157	0.000	98.506
92.110	6.340	0.294	0.053	0.012	0.137	0.023	98.969
92.150	6.300	0.291	0.053	0.000	0.131	0.000	98.925
93.070	6.320	0.294	0.052	0.000	0.130	0.032	99.898
93.160	6.420	0.292	0.052	0.000	0.138	0.000	100.062
92.950	6.430	0.297	0.052	0.000	0.140	0.015	99.884
91.920	6.430	0.307	0.048	0.009	0.168	0.000	98.882
92.410	6.590	0.305	0.053	0.000	0.146	0.054	99.558
93.650	6.650	0.305	0.054	0.000	0.154	0.000	100.813
92.790	6.580	0.302	0.056	0.000	0.149	0.032	99.909
93.110	6.740	0.309	0.058	0.006	0.149	0.000	100.372
91.540	6.940	0.313	0.056	0.000	0.153	0.042	99.044
91.470	7.110	0.321	0.052	0.007	0.158	0.000	99.118
91.000	7.260	0.322	0.062	0.007	0.164	0.000	98.815

## C.2. Matrixmetalle

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
2063 Matrixmetall (m)							
94.1589	5.63	0.234	0.284	0.0060	0.267	0.035	100.614
94.644	5.28	0.244	0.263	0.0290	0.313	0.02	100.793
94.7331	5.83	0.245	0.209	0.0140	0.227	0.012	101.270
94.7925	6.14	0.253	0.25	0.0460	0.227	0.038	101.746
93.8124	6.32	0.261	0.211	0.0170	0.23	0.01	100.861
94.842	5.89	0.25	0.161	0.0250	0.204	0.04	101.412
93.951	5.52	0.238	0.279	0.0060	0.255	0.023	100.272
94.5351	6.01	0.232	0.294	0.0090	0.243	0.051	101.374
94.644	6.17	0.229	0.285	0.0090	0.242	0.005	101.584
94.4361	6.06	0.23	0.304	0.0060	0.246	0.025	101.307
95.6934	5.82	0.242	0.264	0.0540	0.257	0.014	102.344
95.5449	5.34	0.251	0.291	0.0090	0.296	0.034	101.765
95.2875	5.37	0.246	0.271	0.0100	0.307	0.01	101.501
93.852	6.04	0.239	0.274	0.0100	0.275	0.011	100.701
2116 Profil							
92.73	7.46	0.305	0.399	0.098	0.257	0.034	101.283
92.08	7.27	0.293	0.652		0.331	0	100.626
Fortsetzung nächste Spalte							

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
93.25	7	0.296	0.61		0.339	0	101.495
93.88	6.89	0.297	0.567		0.356	0	101.99
91.9	7.66	0.289	0.6	0.007	0.301	0.018	100.775
92.49	6.51	0.298	0.607		0.393	0.032	100.33
92.89	5.64	0.307	0.628		0.444	0.013	99.922
92.04	8.03	0.279	0.578		0.273	0	101.2
93.03	7.37	0.285	0.628	0.026	0.278	0.035	101.652
93.01	7.43	0.283	0.608	0.009	0.29	0.022	101.652
93.31	7.26	0.286	0.587	0.006	0.313	0.021	101.783
91.21	7.12	0.3	0.54	0.654	0.319	0.167	100.31
92.89	6.94	0.29	0.543	0.021	0.293	0.023	101
91.33	7.17	0.278	0.47	0.919	0.305	0.014	100.486
92.19	6.98	0.286	0.413	0.007	0.33	0	100.206
92.59	6.94	0.288	0.417	0.014	0.304	0	100.553
93.66	6.62	0.29	0.379		0.358	0.056	101.363
90.62	8.04	0.271	0.399	0.039	0.262	0	99.631
91.87	7.38	0.304	0.528	0.006	0.264	0	100.352
90.99	8.1	0.295	0.583		0.28	0.059	100.307
92.03	6.5	0.312	0.541	0.009	0.422	0.008	99.822
92.59	6.64	0.308	0.52		0.37	0.027	100.455
91.63	7.72	0.29	0.624		0.313	0.005	100.582
91.03	7.65	0.287	0.7	0.464	0.318	0.047	100.496
93.48	6.57	0.305	0.627	0.005	0.415	0.023	101.425
2094 Matrixmetall (m)							
92.5155	6.31	0.254	0.732	0.1690	0.379	0.06	100.419
92.5452	6.28	0.251	0.706	0.1930	0.373	0	100.348
92.4363	6.15	0.252	0.831	0.1930	0.378	0.023	100.263
ohne Abbildung							
92.390	5.810	0.266	0.404	0.022	0.328	0.035	99.255
92.150	5.970	0.269	0.439	0.012	0.326	0.009	99.175
91.220	6.110	0.277	0.465	0.018	0.319	0.000	98.409
91.450	6.280	0.282	0.480	0.017	0.321	0.000	98.830
92.020	6.400	0.287	0.486	0.019	0.315	0.020	99.547
91.690	6.490	0.289	0.491	0.019	0.320	0.016	99.315
91.760	6.590	0.289	0.491	0.020	0.317	0.000	99.467
90.740	6.590	0.292	0.498	0.023	0.318	0.000	98.461
91.480	6.630	0.292	0.493	0.022	0.319	0.000	99.236
91.740	6.630	0.295	0.493	0.022	0.320	0.000	99.500
91.340	6.560	0.293	0.493	0.023	0.315	0.016	99.040
91.380	6.510	0.292	0.495	0.022	0.313	0.036	99.048
91.100	6.440	0.285	0.500	0.022	0.321	0.000	98.668
91.710	6.360	0.283	0.496	0.023	0.319	0.000	99.191
91.750	6.210	0.275	0.489	0.028	0.318	0.013	99.083
92.360	6.110	0.270	0.484	0.018	0.318	0.010	99.570
92.530	5.980	0.266	0.473	0.016	0.319	0.000	99.584
91.160	5.870	0.262	0.457	0.065	0.313	0.025	98.152
92.020	5.740	0.261	0.435	0.014	0.316	0.005	98.791
92.850	5.660	0.254	0.402	0.010	0.313	0.000	99.489
92.310	5.600	0.253	0.367	0.007	0.314	0.000	98.851
92.620	5.580	0.251	0.350	0.040	0.324	0.010	99.175
91.800	5.310	0.248	0.223	0.014	0.229	0.000	97.824
92.700	5.370	0.250	0.264	0.016	0.228	0.044	98.872
92.880	5.440	0.252	0.277	0.007	0.223	0.000	99.079
92.640	5.500	0.253	0.281	0.000	0.222	0.029	98.925
93.110	5.540	0.252	0.285	0.038	0.228	0.000	99.453
92.360	5.530	0.255	0.278	0.021	0.222	0.036	98.702
91.950	5.520	0.258	0.275	0.126	0.223	0.007	98.359
93.010	5.600	0.262	0.271	0.043	0.223	0.032	99.441
92.570	5.560	0.262	0.271	0.024	0.224	0.016	98.927
92.630	5.710	0.260	0.259	0.015	0.221	0.000	99.095
92.500	5.690	0.242	0.395	0.015	0.182	0.029	99.053
92.290	5.690	0.239	0.412	0.007	0.181	0.000	98.819

Fortsetzung nächste Spalte

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
92.250	5.720	0.242	0.421	0.007	0.185	0.044	98.869
92.730	5.730	0.242	0.424	0.013	0.185	0.000	99.324
93.030	5.720	0.242	0.425	0.009	0.181	0.000	99.607
92.290	5.690	0.243	0.423	0.007	0.189	0.010	98.852
92.280	5.700	0.245	0.418	0.010	0.182	0.032	98.867
92.780	5.720	0.241	0.405	0.010	0.179	0.000	99.335
2324 Profil 1							
93.650	5.330	0.234	0.468	0.012	0.235	0.000	99.929
93.460	5.330	0.241	0.470	0.015	0.240	0.000	99.756
93.450	5.680	0.244	0.470	0.019	0.239	0.029	100.131
93.040	5.620	0.249	0.472	0.021	0.243	0.000	99.645
93.750	5.610	0.255	0.460	0.024	0.251	0.000	100.350
93.680	5.900	0.261	0.484	0.026	0.251	0.000	100.602
92.670	5.940	0.258	0.477	0.027	0.251	0.000	99.623
92.170	5.760	0.264	0.462	0.028	0.246	0.044	98.974
92.970	5.650	0.268	0.452	0.030	0.247	0.000	99.617
92.420	5.990	0.264	0.466	0.032	0.250	0.000	99.422
92.870	5.800	0.263	0.451	0.035	0.248	0.007	99.674
93.060	5.870	0.264	0.486	0.034	0.253	0.065	100.032
92.210	6.020	0.259	0.467	0.032	0.247	0.000	99.235
93.200	5.560	0.262	0.460	0.031	0.245	0.009	99.767
92.120	5.480	0.258	0.461	0.027	0.243	0.010	98.599
94.140	5.180	0.260	0.463	0.023	0.245	0.029	100.340
93.390	5.440	0.250	0.454	0.025	0.240	0.000	99.799
93.810	5.050	0.248	0.475	0.022	0.252	0.000	99.857
92.230	5.420	0.237	0.494	0.018	0.242	0.073	98.714
94.030	4.610	0.245	0.454	0.014	0.232	0.046	99.631
93.090	5.210	0.251	0.398	0.024	0.335	0.032	99.340
93.280	5.170	0.250	0.489	0.115	0.371	0.000	99.675
92.150	5.170	0.249	0.508	0.081	0.337	0.023	98.518
92.550	5.410	0.247	0.595	0.064	0.379	0.053	99.298
93.720	5.470	0.245	0.633	0.000	0.347	0.015	100.430
94.200	5.520	0.252	0.626	0.005	0.340	0.019	100.962
92.960	5.490	0.244	0.617	0.000	0.368	0.000	99.679
92.440	5.500	0.251	0.596	0.000	0.381	0.008	99.176
92.290	5.580	0.247	0.571	0.082	0.408	0.054	99.232
93.000	5.480	0.247	0.546	0.060	0.429	0.005	99.767
92.930	5.430	0.248	0.530	0.000	0.430	0.000	99.568
93.230	5.330	0.248	0.523	0.000	0.430	0.017	99.778
91.940	5.390	0.250	0.566	0.027	0.440	0.011	98.624
92.490	5.440	0.248	0.534	0.018	0.373	0.010	99.113
2324 Profil 2							
92.720	5.730	0.263	0.378	0.000	0.205	0.000	99.296
92.210	5.750	0.264	0.389	0.008	0.201	0.000	98.822
93.030	5.760	0.266	0.394	0.007	0.206	0.011	99.674
91.270	5.770	0.268	0.402	0.000	0.205	0.017	97.932
93.070	5.800	0.267	0.405	0.000	0.204	0.000	99.746
92.560	5.790	0.268	0.402	0.006	0.207	0.009	99.242
84.150	5.350	0.250	0.377	0.007	0.193	0.000	90.327
2325 Profil 2)							
94.010	4.900	0.229	0.223	0.009	0.342	0.000	99.713
94.090	4.950	0.234	0.228	0.036	0.377	0.000	99.915
93.160	5.000	0.237	0.223	0.005	0.391	0.000	99.016
93.170	5.030	0.239	0.233	0.000	0.401	0.037	99.110
93.820	5.050	0.234	0.231	0.000	0.401	0.022	99.758
94.050	5.040	0.236	0.264	0.000	0.404	0.019	100.013
92.270	5.010	0.235	0.223	0.000	0.397	0.037	98.172
93.640	5.060	0.231	0.234	0.000	0.399	0.009	99.573
93.530	5.070	0.239	0.214	0.000	0.394	0.063	99.510
93.980	5.070	0.237	0.189	0.000	0.394	0.000	99.870
93.790	5.010	0.238	0.224	0.000	0.390	0.046	99.698
92.170	5.000	0.241	0.231	0.000	0.393	0.051	98.086
Fortsetzung nächste Spalte							

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
93.870	5.060	0.236	0.230	0.000	0.390	0.000	99.786
94.020	5.010	0.235	0.221	0.000	0.386	0.000	99.872
2328 Profil							
93.180	5.440	0.252	0.289	0.000	0.405	0.013	99.579
92.870	5.390	0.250	0.338	0.000	0.401	0.000	99.249
92.550	5.370	0.254	0.331	0.000	0.402	0.000	98.907
92.770	5.350	0.253	0.354	0.000	0.398	0.005	99.130
93.150	5.390	0.255	0.421	0.015	0.407	0.000	99.638
93.210	5.400	0.251	0.365	0.027	0.413	0.000	99.666
93.840	5.440	0.248	0.338	0.000	0.410	0.000	100.276
92.980	5.400	0.248	0.359	0.000	0.408	0.000	99.395
92.170	5.420	0.250	0.316	0.007	0.405	0.000	98.568
93.800	5.460	0.251	0.335	0.000	0.419	0.029	100.294
93.960	5.300	0.252	0.296	0.000	0.407	0.030	100.245
92.910	5.530	0.246	0.374	0.063	0.391	0.146	99.660
93.800	5.030	0.256	0.277	0.010	0.388	0.000	99.761
92.960	5.270	0.248	0.295	0.012	0.411	0.024	99.220
93.100	5.420	0.248	0.281	0.000	0.421	0.000	99.470
93.470	5.410	0.247	0.304	0.000	0.414	0.020	99.865
92.510	5.390	0.246	0.311	0.008	0.402	0.025	98.892
92.790	5.420	0.247	0.294	0.000	0.401	0.045	99.197
91.490	5.370	0.244	0.409	0.199	0.389	0.000	98.101
93.190	5.360	0.247	0.234	0.014	0.395	0.023	99.463
2329 Profil 3							
92.770	5.830	0.269	0.161	0.000	0.316	0.000	99.346
92.950	5.820	0.270	0.165	0.000	0.322	0.000	99.527
93.070	5.740	0.268	0.169	0.000	0.317	0.035	99.599
92.850	5.790	0.269	0.170	0.000	0.318	0.010	99.407
93.360	5.820	0.270	0.173	0.000	0.319	0.000	99.942
94.160	5.830	0.271	0.176	0.000	0.319	0.000	100.756
92.750	5.800	0.270	0.177	0.000	0.326	0.000	99.323
92.660	5.760	0.267	0.178	0.000	0.325	0.010	99.200
92.000	5.790	0.271	0.178	0.000	0.326	0.000	98.565
92.440	5.790	0.269	0.178	0.000	0.319	0.026	99.022
93.490	5.850	0.269	0.175	0.000	0.323	0.005	100.112
93.390	5.830	0.272	0.174	0.000	0.319	0.007	99.992
92.250	5.790	0.270	0.170	0.000	0.322	0.000	98.802
91.730	5.780	0.266	0.169	0.000	0.318	0.000	98.263
92.850	5.700	0.272	0.168	0.000	0.321	0.000	99.311
95.070	5.870	0.271	0.169	0.000	0.325	0.000	101.705
93.990	5.910	0.271	0.166	0.000	0.317	0.000	100.654
92.650	5.770	0.271	0.158	0.000	0.317	0.011	99.177
93.360	5.800	0.273	0.168	0.000	0.319	0.000	99.920
91.230	5.700	0.269	0.168	0.000	0.317	0.027	97.711
93.100	5.810	0.269	0.169	0.000	0.315	0.000	99.663
92.600	5.790	0.266	0.169	0.000	0.314	0.000	99.139
92.970	5.670	0.271	0.164	0.000	0.310	0.000	99.385
92.860	5.730	0.268	0.157	0.000	0.313	0.000	99.328
93.030	5.800	0.268	0.163	0.005	0.315	0.026	99.607
93.990	5.820	0.264	0.169	0.000	0.319	0.020	100.582
94.650	5.840	0.270	0.168	0.000	0.313	0.029	101.270
93.450	5.830	0.267	0.166	0.000	0.312	0.030	100.055
91.700	5.790	0.269	0.148	0.000	0.290	0.000	98.197
2330 Profil 1							
92.440	5.250	0.246	0.288	0.018	0.259	0.000	98.501
91.890	5.290	0.247	0.773	0.015	0.258	0.032	98.505
91.380	5.380	0.252	0.331	0.021	0.262	0.000	97.626
92.360	5.490	0.255	0.278	0.019	0.257	0.063	98.722
93.140	5.530	0.258	0.296	0.000	0.265	0.000	99.489
92.690	5.460	0.254	0.299	0.000	0.266	0.000	98.969
93.350	5.560	0.256	0.331	0.014	0.268	0.047	99.826
92.990	5.560	0.259	0.338	0.058	0.269	0.040	99.514
Fortsetzung nächste Spalte							









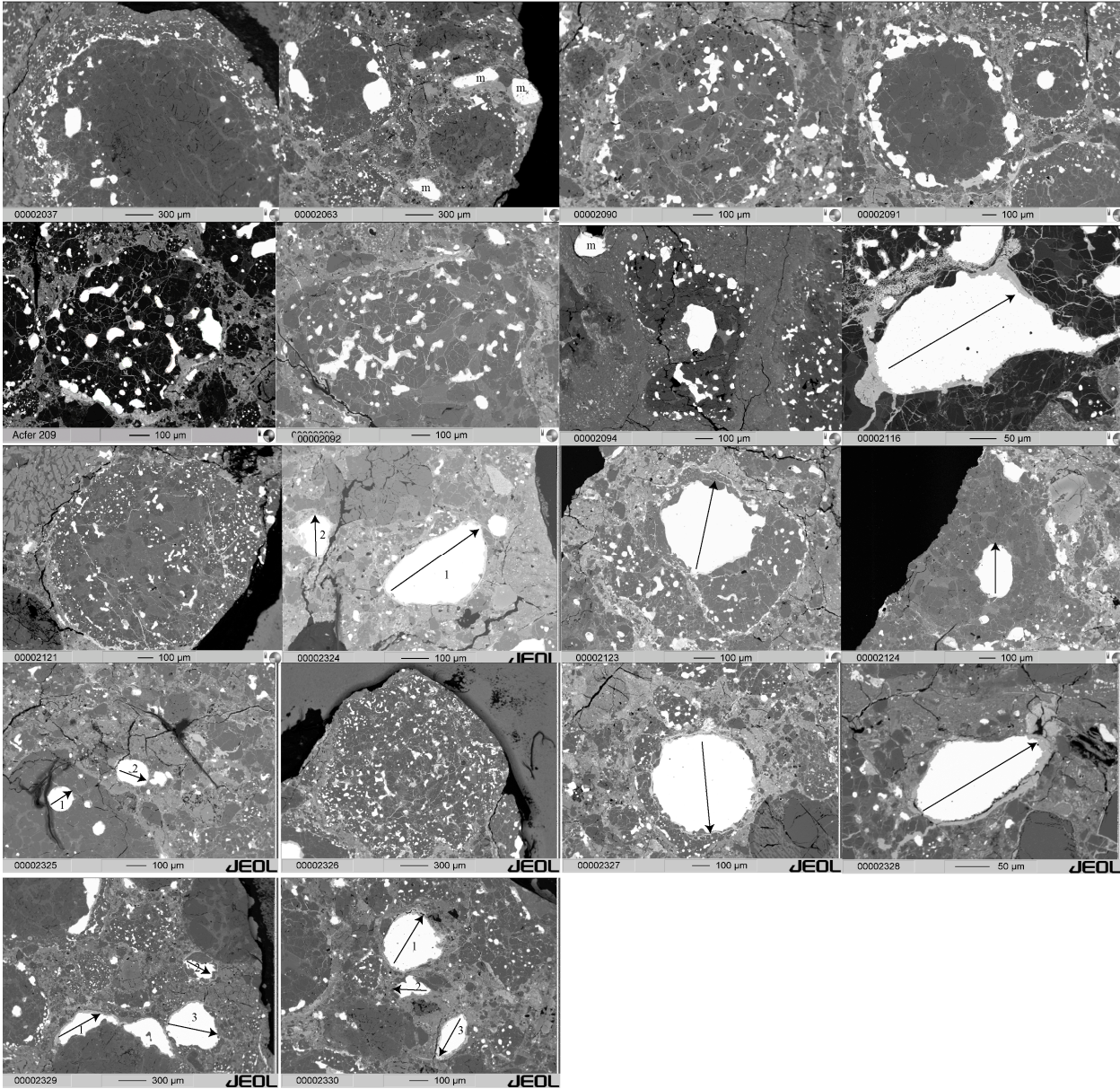
---

Fe	Ni	Co	Cr	Si	P	S	Summe
94.130	5.220	0.238	0.423	0.000	0.439	0.011	100.461
93.700	5.250	0.245	0.384	0.000	0.457	0.012	100.048
92.570	5.160	0.241	0.393	0.000	0.455	0.013	98.832
92.460	5.860	0.266	0.515	0.010	0.266	0.000	99.377
92.160	5.690	0.253	0.492	0.019	0.243	0.010	98.867
2329 Profil 1							
94.570	5.190	0.238	0.099	0.000	0.223	0.000	100.320
93.230	5.150	0.241	0.099	0.000	0.225	0.000	98.945
92.110	5.120	0.237	0.099	0.000	0.217	0.022	97.805
93.650	5.190	0.241	0.105	0.000	0.225	0.000	99.411
94.240	5.170	0.237	0.106	0.000	0.230	0.025	100.008
93.590	5.210	0.237	0.106	0.000	0.231	0.000	99.374
93.260	5.200	0.238	0.109	0.000	0.230	0.000	99.037
92.940	5.170	0.241	0.114	0.016	0.225	0.023	98.729
93.460	5.200	0.239	0.113	0.000	0.231	0.000	99.243
93.900	5.240	0.242	0.120	0.000	0.226	0.018	99.746
93.700	5.210	0.242	0.120	0.000	0.226	0.010	99.508
93.320	5.260	0.244	0.120	0.000	0.225	0.023	99.192
93.080	5.220	0.241	0.122	0.000	0.228	0.042	98.933
93.480	5.250	0.241	0.134	0.000	0.225	0.025	99.355
93.300	5.250	0.244	0.123	0.000	0.226	0.000	99.143
93.520	5.250	0.244	0.123	0.000	0.224	0.000	99.361
92.420	5.210	0.244	0.115	0.000	0.208	0.000	98.197
93.690	5.330	0.242	0.101	0.080	0.185	0.056	99.684
93.390	5.280	0.247	0.122	0.000	0.206	0.000	99.245
93.480	5.260	0.247	0.135	0.000	0.228	0.005	99.355
93.700	5.290	0.243	0.136	0.000	0.227	0.000	99.596
93.260	5.230	0.239	0.138	0.000	0.228	0.027	99.122
93.060	5.210	0.240	0.133	0.000	0.228	0.000	98.871
93.730	5.230	0.240	0.122	0.000	0.227	0.000	99.549
94.070	5.180	0.235	0.133	0.000	0.233	0.028	99.879
94.650	5.190	0.241	0.134	0.000	0.234	0.044	100.493
93.090	5.100	0.239	0.451	0.011	0.226	0.000	99.117
92.550	5.090	0.238	0.132	0.000	0.224	0.000	98.234
93.480	5.140	0.240	0.120	0.000	0.223	0.022	99.225
94.050	5.170	0.238	0.120	0.000	0.215	0.029	99.822

---



	Fe	Co	Co	Ni	Ni	Si	P	P	Cr	Cr	V	Mn
	[Gew%]	[ppm]	[ppm]	[Gew%]	[Gew%]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]
	EMP	SIMS	EMP	SIMS	EMP	SIMS	SIMS	EMP	SIMS	EMP	SIMS	sims
A209-3 13	93.63	2849	2850	6.14	6.74	4850 ± 239	2430	865 ± 53	3357 ± 414	2430	21.7 ± 3.2	23.2 ± 3.3
A209-3 14	92.88	2906	2740	6.40	6.43	4734 ± 233	2420	2073 ± 143	3395 ± 420	2420	20.0 ± 2.9	23.6 ± 3.3
A209-3 15	94.50	2596	2650	5.44	6.10	4898 ± 241	2420	3938 ± 471	3259 ± 400	2420	22.5 ± 3.3	25.4 ± 3.6
A209-3 16	95.12	2587	2620	5.64	5.55	3324 ± 186	2420	1771 ± 132	3382 ± 415	2420	17.5 ± 2.8	57.6 ± 9.4
A209-3 17	95.94	2541	2590	5.30	6.01	3074 ± 152	2370	3241 ± 210	3392 ± 415	2370	15.1 ± 2.2	38.1 ± 6.2
A209-3 18	95.58	2612	2590	5.00	6.02	2844 ± 140	2360	2801 ± 254	3083 ± 380	2360	13.6 ± 2.0	44.1 ± 8.2
A209-3 19	94.64	2538	2540	5.51	6.15	2837 ± 140	2350	1113 ± 91	3185 ± 393	2350	12.8 ± 1.9	32.1 ± 4.9
A209-3 20	93.54	2654	2540	5.73	5.37	4642 ± 227	2790	10929 ± 742	3868 ± 473	2790	17.6 ± 2.6	47.4 ± 6.7
A209-3 21	94.34	2513	2480	5.37	5.79	5264 ± 259	2750	1504 ± 205	3733 ± 460	2750	25.1 ± 3.7	30.7 ± 4.3



BSE-Bilder der analysierten Metalle in Acfer 209. Die Bildnummer entspricht der Zuordnung der Analysen in Tabelle C.1, Tabelle C.2 und Tabelle C.3.

## D. Programmlisting ALKON

```
program alkon2

c      Anzahl der zu kondensierenden Elemente
integer elemente
parameter(elemente=16)

c      Genereller Definitionsblock
integer n,oxinum,elenum(elemente), eleindata
double precision alloysum, epsilon, dgratio
double precision elezahl(elemente), oxzahl(elemente)
double precision alpha(elemente), k(elemente)
double precision nalpha(elemente), oxipress(elemente)
double precision frakfakt
character*2 ele(elemente)
character*4 oxiname(elemente)
double precision abwasser, sumpoxi(elemente),alloymass
double precision molgew(elemente), a(elemente), b(elemente)
double precision gamma(elemente), abundance(elemente),
*      oxides(elemente), alloycomp(elemente)
double precision partpress(elemente), poxi(elemente)
double precision ka(elemente), kb(elemente), totpress
double precision fozwei, summe, zwischen(elemente), temp
integer start_t, end_t, step
double precision psin, psio, psio2, psinebel,asialloy
double precision psifoen, psireal, psiofoen, diffgamma
double precision psialloy, gammasialt, gammasineu, xsialloy

c      Thermodynamische Datenbank oeffnen
open(1,file='thermodat.txt')

c      Abfragen der Kondensationsparameter
write(*,*) 'Starttemperatur, Endtemperatur, Schrittweite'
read(*,*) start_t, end_t, step

write(*,*) 'Total pressure? (in logarithmic units)'
read(*,*) totpress

write(*,*) 'D/G ratio? (Faktor B aus der Krot-Formel)'
read(*,*) dgratio

c      Ausgabedatei anlegen
open(2,file='output.txt')
write(2,*) 'Start: ', start_t, ' Ende: ', end_t
write(2,*) 'Gesamtdruck', totpress
write(2,*) 'Krot-Faktor: ', dgratio

c      Logdatei fuer Debugging anlegen
open(3,file='debug.txt')

c      Einlesen der thermodynamischen Daten
read(1,*) eleindata, abwasser
write(*,*) 'Datenbank hat ', eleindata, ' Eintraege'
write(*,*) 'Wasserstoffhaeufigkeit ist', abwasser
```

```
write(2,97) 'Temp'

97 format(1X,A4,$)
do 3 i=1,elemente
  read(1,*) ele(i), molgew(i), a(i), b(i), gamma(i),
*   abundance(i), oxides(i)
  write(2,98) ele(i)
98 format(1X,A2,$)
  alpha(i) = 1
3 continue
do 4, i=1,elemente
  write(2,98) ele(i)
4 continue
write(2,*) 'Si'

gammasi = 0.1

c   Beginn des Temperaturloop C
do 500 temp=start_t,end_t,step

  write(3,*) 'Temperatur: ',temp

c   Sauerstoffguzitaet ermitteln

  fozwei = 10**(-25920/temp+dgratio)
  write(3,*) 'fO2 ist: ', fozwei

c   K-Werte berechnen
do 34 i=1,elemente

open(4,file='oxidat.txt')

c   Einlesen und Berechnen der Glgew.konst
  partpress(i) = 10**(-a(i)/temp+b(i))
  write(3,*) 'Element Nr. ', i, ' ist ', ele(i),
*   ' Druck: ', partpress(i), ' A ', a(i), ' B ', b(i)
  if (oxides(i).gt.1) then
    sumpoxi(i) = partpress(i)
    do 5 j=1,oxides(i)-1
      read(4,*) oxiname(j), ka(j),kb(j), elezahl(j),
*   oxzahl(j)
      poxi(j) =
*   fozwei**(oxzahl(j)/2) *
*   10**(ka(j)/temp + kb(j))

      sumpoxi(i) = sumpoxi(i) + poxi(j)*elezahl(j)
      write(3,*) oxiname(j), poxi(j), sumpoxi(i), oxzahl(j),
*   elezahl(j), ka(j), kb(j)

5   continue
  oxipress(i) = partpress(i)/sumpoxi(i)
  end if
  if (oxides(i).eq.1) oxipress(i) = 1
  write(3,*) 'Oxipress: ',oxipress(i)

  k(i) = abwasser * partpress(i) * gamma(i)
*   /(totpress*oxipress(i))
  write(3,*) 'k(i) von ', ele(i), ' ist ', k(i)
34 continue
close(4)
```



---

```

c      Hauptalgorithmus (kommt mal in ein Unterprogramm)

c      1) Nenner (Legierung) berechnen
100  alloysum = 0
      do 11 i=1,elemente
          alloysum = alloysum + alpha(i)*abundance(i)
11   continue

c      2) Neue alphas aus der vorherigen Naehung berechnen
      do 12 i=1,elemente
          nalpha(i) = 1/(1+(k(i)/alloysum))
12   continue

c      3) Betrag des a-Vektors als Abbruchkriterium berechnen
      epsilon = 0
      do 13 i=1,elemente
          epsilon = epsilon + (alpha(i)-nalpha(i))**2
13   continue
      epsilon = sqrt(epsilon)

      do 22 i=1,elemente
          alpha(i) = nalpha(i)
22   continue
      write(3,*) 'Epsilon: ',epsilon

c      5) Abbruchkriterium pruefen
      if (epsilon.gt.1d-30) goto 100

c      Ausgabe des Loesungvektors in Ausgabedatei
      write(2,'(1X,E10.4,$)') temp
      do 33 i=1,elemente
          write(2,99) nalpha(i)
33   continue
99   format(1X,E10.4,$)

c      Neue Berechnung der Elementhaeufigkeiten
      do 89 i=1,elemente
          abundance(i)=abundance(i)-abundance(i)*alpha(i)*frakfakt
89   continue

c      Siliziumkonzentration berechnen

c      1. Fall: Si ohne Fo-En-Kondensation
      psin=1D6/abwasser*totpress
      write(3,*) 'Si im Nebel ohne Oxide: ', psin
      psio = psin * fozwei**0.5 * 10**(28969.0/temp-3.39)
      psio2 = psin * fozwei * 10**(39464/temp-7.57)

      redfak = psin/(psio+psio2*psin)
      psinebel= psin*redfak
      write(3,*) 'Si0-Reduktionsfaktor: ', redfak
      write(3,*) 'Si im Nebel ohne Fo: ', psinebel

c      2. Fall Fo und En-Gleichgewicht
      psiofoen = 10**(28969.0/temp-3.39)/10**(39464.0/temp-7.57)
*      /10**(31745.0/temp-9.35)/fozwei**0.5

      psiofoen = psiofoen*redfak
      write(3,*) 'PSi mit Fo&En', psiofoen

```

```

if (psifoen.lt.psinebel) then
  psireal = psifoen
else
  psireal = psinebel
end if

psialloy = 10**(-22930/temp + 7.2)
write(3,*) 'reines Si-Metall:', psialloy
asialloy = psireal/psialloy
write(3,*) 'Si-Aktivitaet:', asialloy

c    Berechnung des Sakao&ElliotGamma
gammasineu =10**(1.19 - (7070.0/temp))
xsialloy = asialloy/gammasineu
write(3,*) 'Gamma Si: ', gammasineu
write(3,*) 'Aktivitaet Si:', xsialloy

c    Legierung berechnen und ausgeben

summe = 0
alloymass = 0
do 76 i=1,elemente
  zwischen(i) =nalpha(i)*molgew(i)*abundance(i)
  summe = summe + zwischen(i)
76  continue

do 77 i=1,elemente
  alloycomp(i) = zwischen(i)/summe
  alloymass =alloymass + alloycomp(i) * molgew(i)
  write(2,99) alloycomp(i)
77  continue

write(3,*) 'Mittlere Legierungsmasse:', alloymass
csialloy = xsialloy *28.0855/alloymass
write(2,'(1X,D10.4)') csialloy

500 continue
write(*,*) 'Fertig'

c    Ende des Arbeitsloops

c    Alle Dateien schliessen
close(1)
close(2)
close(3)
close(4)
stop
end

```

# Danksagung

An erster Stelle möchte ich meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Herbert Palme danken. Herr Palme hat mir dieses Thema vorgeschlagen und die Finanzierung meiner Doktorandenstelle im DFG-Schwerpunktprogramm 1115 MARS UND DIE TERRESTRISCHEN PLANETEN sichergestellt. Weiterhin konnte ich durch seine Unterstützung sechs äußerst interessante und erfahrungsreiche Monate in den USA verbringen. Auch die vielen Beiträge zu nationalen und internationalen Konferenzen entstanden aus der sehr guten Zusammenarbeit.

Meiner Frau Ulrike danke ich für ihre Liebe, ihre Unterstützung, ihre Geduld und ihre Toleranz während der letzten Jahre. Gerade in den letzten Wochen vor der Fertigstellung dieser Arbeit war ich bestimmt nicht immer der perfekte Partner. Trotz alledem hat sie immer zu mir gestanden. Das werde ich nie vergessen.

Weiterhin gilt mein Dank meinen Eltern. Sie haben mir über meine Studienzeit hin sowohl den finanziellen als auch den menschlichen Rückhalt gegeben, mein Diplom zu erlangen und meine Doktorarbeit zu vollenden.

Dr. Dominik Hezel danke ich für die vielen interessanten Diskussionen über Kosmochemie, die schöne Zeit auf Konferenzreisen und für die große Hilfe beim Ausbügeln von Stilblüten in dieser Doktorarbeit.

Philip Kegler danke ich für seine lange Freundschaft und die nette Zusammenarbeit in der Arbeitsgruppe Kosmochemie, für seine Hilfe bei Computerproblemen und für die Unmengen von Kaffee.

Dr. Denton S. Ebel vom AMERICAN MUSEUM OF NATURAL HISTORY danke ich für die Zusammenarbeit in New York und die nette Aufnahme in die Arbeitsgruppe am Museum.

Der Annette-Kade-Stiftung sei an dieser Stelle für die großzügige und unbürokratische Vergabe eines Stipendiums gedankt, ebenso allen Mitarbeitern des AMNH, die sich sehr um mich bemüht haben.

Dr. Gary R. Huss von der ARIZONA STATE UNIVERSITY danke ich für seine Unterstützung meines DAAD-Antrags für ein Forschungsstipendium und für die sehr große Hilfe bei den Ionensondenmessungen. Ohne die Zusammenarbeit wären größere Teile dieser Arbeit nicht gelungen.

Ich bedanke mich bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für die Finanzierung meiner Doktorandenstelle im DFG-Schwerpunktprogramm MARS UND DIE TERRESTRISCHEN PLANETEN.

Ich bedanke mich beim Deutschen Akademischen Auslandsdienst für die Vergabe eines Doktorandenstipendiums für meinen Aufenthalt an der Arizona State University, Tempe, AZ.

Ein herzlicher Dank geht an die vielen Mitarbeiter des Institutes für Geologie und Mineralogie der Universität zu Köln, insbesondere an Herrn P. Garcia für die Anfertigung absolut perfekten Dünn- und Anschliffen und an Herrn Schlösser, ohne den das Institut sicherlich nicht mehr stehen würde.

Schließlich möchte ich den jetzigen und ehemaligen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Kosmochemie danken: Adrian Bankewitz, Sascha Borisov, Frank E. Brenker, Christop Burkhardt, Andreas Pack, Christoph Schramm, Toni Schulz, Ingo A. Vogel und Christian Vollmer. Ohne diese Gruppe hätte ich es nicht geschafft!



# 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

Schoenbeck, Th. W., und Palme, H. (2003): Silicon Concentrations in Metal Grains of CB-, CH- and CR-Chondrites – Implications for Their Formation. *34th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 17-21, 2003, League City, Texas, # 1605.*

Schoenbeck, Th. W., und Palme, H. (2003): Trace Element Concentrations in Metals of CR Chondrites: Indicator for Redox Processes in Chondrules? *Meteoritics & Planetary Science, Vol. 38, Supplement # 5233.*

Schoenbeck, Th. W., und Palme, H. (2003): Pristine and Processed Metal in CR Chondrites: Condensation in the Solar Nebula and Partial Reequilibration During Chondrule Formation. *35th Lunar and Planetary Science Conference, March 15-19, 2004, League City, Texas, # 1706.*

Ebel, D.S., Schoenbeck, Th. W. und Palme, H. (2004): 3D Tomographic Measurements on Allende Volumes – Constraints on the Formation and Accretion of Chondrules and Matrix. *Meteoritics & Planetary Science, vol. 39, Supplement. Proceedings of the 67th Annual Meeting of the Meteoritical Society, August 2-6, 2004, Rio de Janeiro, Brazil # .5153.*

Schoenbeck, Th. W., Palme, H. und Huss, G. R. (2005): SIMS Analysis of Moderately Lithophile Elements in CR and CB Chondrite Metal – Characteristic Properties of Pristine and Processed Metal. *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 14-18, 2005, in League City, Texas # 2130.*



# Lebenslauf

Thorbjörn Schönbeck  
Eifelstr. 36  
52068 Aachen

- 22.02.1971 geboren in Hamburg  
Vater: Wolfgang Schönbeck, Kapitän  
Mutter: Birgitt Schönbeck, geb. Heiden, Hausfrau
- 1976-1980 Besuch der Grundschule in 2240 Heide/Holst.  
1980-1990 Besuch des Werner-Heisenberg-Gymnasiums in Heide
- 23.05.1990 Abiturprüfung  
1990-1991 Zivildienst in der Poststelle und der Telefonzentrale der Arbeiterwohlfahrt Kreisverband Köln
- 1991-1994 Studium Physik an der Universität Köln  
Sommer 1994 dreimonatiges Praktikum im Architekturbüro Busmann und Haberer in Köln
- 1994-1995 Wiederaufnahme des Physikstudiums in Köln  
Wintersemester 1995 Beginn des Studiums der Mineralogie an der Universität Köln
- 10.03.1998 Vordiplom in Mineralogie  
30.09. – 15.10.2000 Erfolgreiche Teilnahme am Geochemie-Doktorandenkurs der Max-Planck-Gesellschaft in Mainz
- 10.01.2002 Abschluss als Diplom-Mineraloge an der Universität zu Köln  
Thema der Diplomarbeit: *Erprobung einer neuen Methode zur Bestimmung geochemisch relevanter Spurenelemente in ultramafischen Gesteinen*
- 15.01.2002 Anstellung als Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Universität zu Köln  
Beginn der Promotion im DFG Schwerpunktprogramm 1115  
*Mars und die terrestrischen Planeten*  
Arbeitstitel der Promotion: *Ursprung von Metallen in chondritischen Meteoriten*
- 25.11. – 30.11.2002 Erfolgreiche Teilnahme am SIMS-Kurs des GEOFORSCHUNGSZENTRUMS in Potsdam
- 01.01.2004 – 01.04.2004 Stipendiat der Annette-Kade-Stiftung. Forschungsaufenthalt am AMERICAN MUSEUM OF NATURAL HISTORY, CENTRAL PARK WEST AT 79TH STREET, NEW YORK, NY, USA. Projekt: *3D-X-ray tomography of meteorites: investigation of the chondrule-matrix relationship.*
- 01.05.2004 – 01.08.2004 DAAD-Doktorandenstipendium, Forschungsaufenthalt an der ARIZONA STATE UNIVERSITY, TEMPE, AZ, USA. Projekt: *Sekundärionenmassenspektrometrie von Metallphasen in Meteoriten.*
- ab 01.04.2005 Anstellung als Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Universität zu Köln.