

Der Ursprung des Sonnensystems

Die Entstehung von Sternen in unserer Galaxie, der Milchstraße, ist ein völlig normaler Vorgang. Sterne bilden sich durch Kollaps einer dichten, interstellaren Dunkelwolke, vielleicht ausgelöst durch eine Supernovaexplosion. Unsere Sonne hat sich so vor 4,6 Milliarden Jahren durch Kontraktion des solaren Nebels gebildet. Der solare Nebel ist eine rotierende, scheibenförmige Struktur, die aus einem Gemisch von interstellarem Staub und wasserstoffreichem Gas besteht. Fast die gesamte Masse des solaren Nebels wurde von der Sonne "aufgesaugt". Ein geringer Bruchteil verblieb aus ungeklärten Gründen in der rotierenden Scheibe. Daraus entstanden dann die Planeten, Asteroiden und Kometen unseres Sonnensystems.

Astronomische Beobachtungen unterstützen dieses Bild. Junge Sterne sind in vielen Fällen von Staubhüllen umgeben, die durch den Zentralstern aufgeheizt und dann durch ihre Infrarotstrahlung identifiziert werden. Aus derartigen Staubhüllen können dann, ähnlich wie in unserem Sonnensystem, Planeten entstehen. Auf Grund geringfügiger Schwankungen der Bewegung von Zentralsternen wurden bis heute etwa zehn „Sonnensysteme“ mit zumindest einem Planeten entdeckt. Es wird vermutet, daß Sterne mit einem oder mehreren Planeten nicht ungewöhnlich sind.



Abb. 1.1: Bild des Trifidnebels etwa 5000 Lichtjahre von uns entfernt in der Ebene der Milchstraße. Die drei dunklen Sektoren sind Dunkelwolken mit hoher Staubdichte (Licht wird absorbiert) aus denen Sterne entstehen können. Rötliche Teile sind Bereiche, die von gerade entstandenen Sternen zum Leuchten angeregt werden.

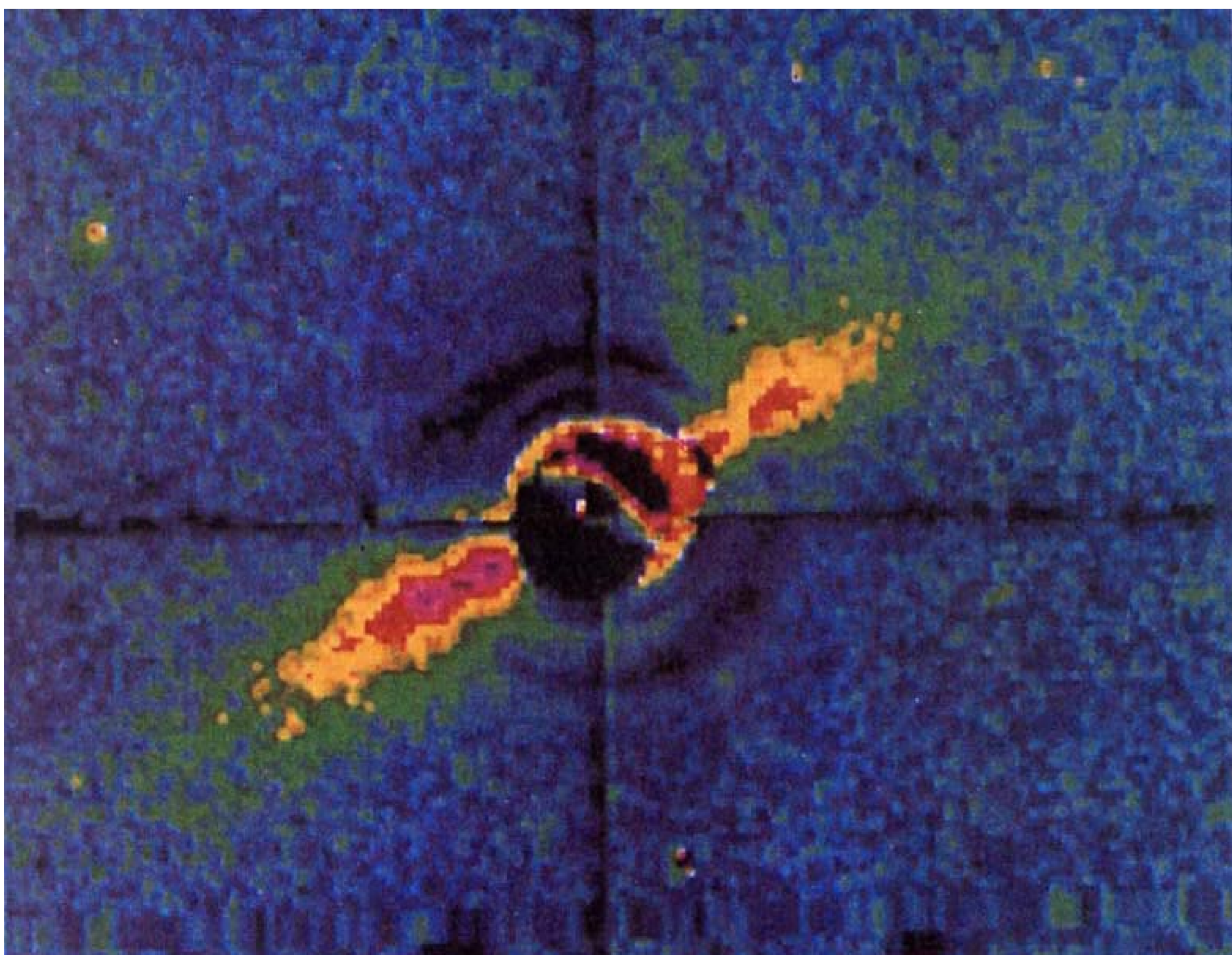


Abb. 1.2: Protoplanetare Scheibe von β -Pictoris, aufgenommen vom Infrarotsatelliten IRAS. Ausdehnung der Scheibe etwa 800 astronomische Einheiten (AU). Die Scheibe besteht aus erhitzten Staubkörnern, die um den Zentralstern kreisen. Daraus können Planeten entstehen. β -Pictoris repräsentiert die Frühgeschichte unseres Sonnensystems.

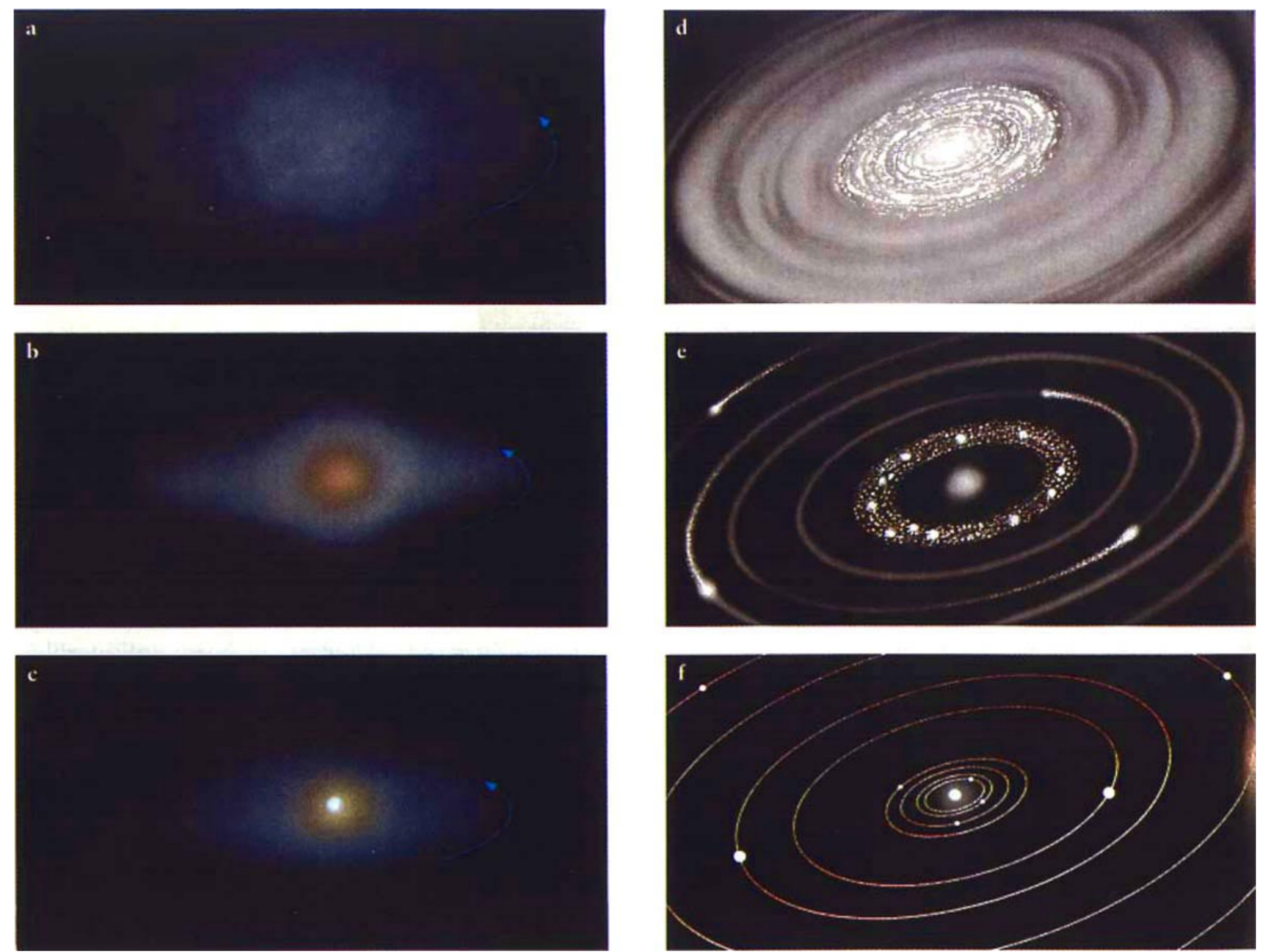
1
1

Abb. 1.3: Entstehung des Sonnensystems. a.) Langsam rotierende interstellare Dunkelwolke. b.) Entstehung eines Zentralsterns, Protosonne. c.) Abflachung der Scheibe und raschere Rotation. Bildung des solaren Nebels. d.) Durch die Aktivität der Sonne wird die Gaskomponente „weggeblasen“, Staub bleibt zurück und verdichtet sich weiter. e.) Entstehung von Planeten f.) Bildung des heutigen Planetensystems.

Das älteste datierte Material des Sonnensystems sind bis zu Zentimeter große Calcium/Aluminium-reiche Einschlüsse aus kohligem Chondriten (einem bestimmten Meteoritentyp, siehe unten). Diese Einschlüsse sind vermutlich durch Kondensation aus dem sich abkühlenden solaren Nebel entstanden. Ihr Alter liegt, wie aus Isotopenmessungen derartigen Einschlüsse des Meteoriten Allende hervorgeht, bei 4,566 Milliarden mit einer Unsicherheit von nur 2 Millionen Jahren. Dies ist der Beginn der Entstehung fester Materie im Sonnensystem.

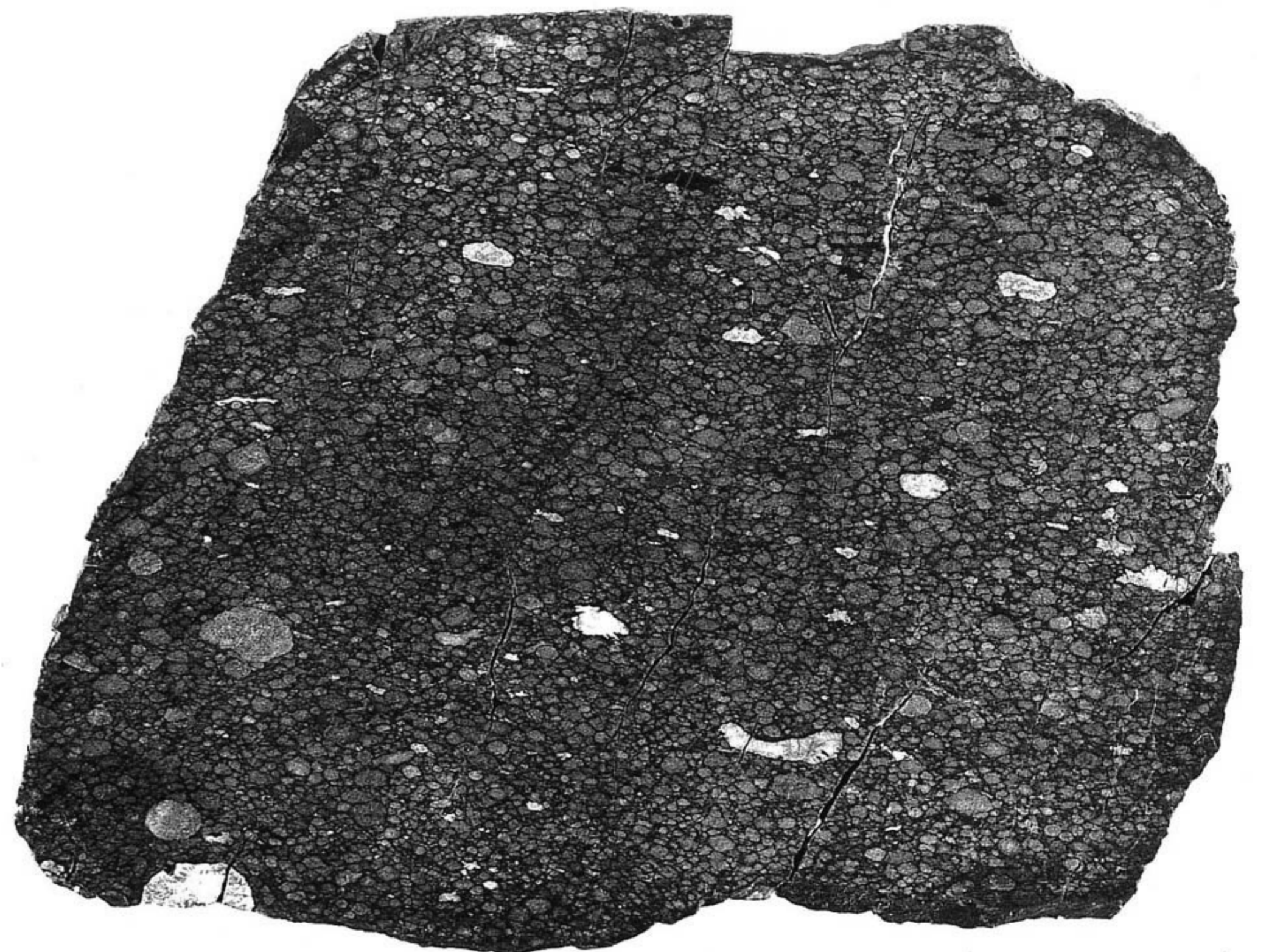


Abb. 1.4: Scheibe des Meteoriten *Leoville* (ca. 15 cm breit). Dieser Meteoritentyp enthält das älteste Material, das im Sonnensystem entstanden ist: Ca/Al-reiche Einschlüsse (heller Einschluß, links unten). Der Meteorit *Leoville* ist, wie *Allende*, ein kohliges Chondrit des petrologischen Typs 3 (siehe unten).

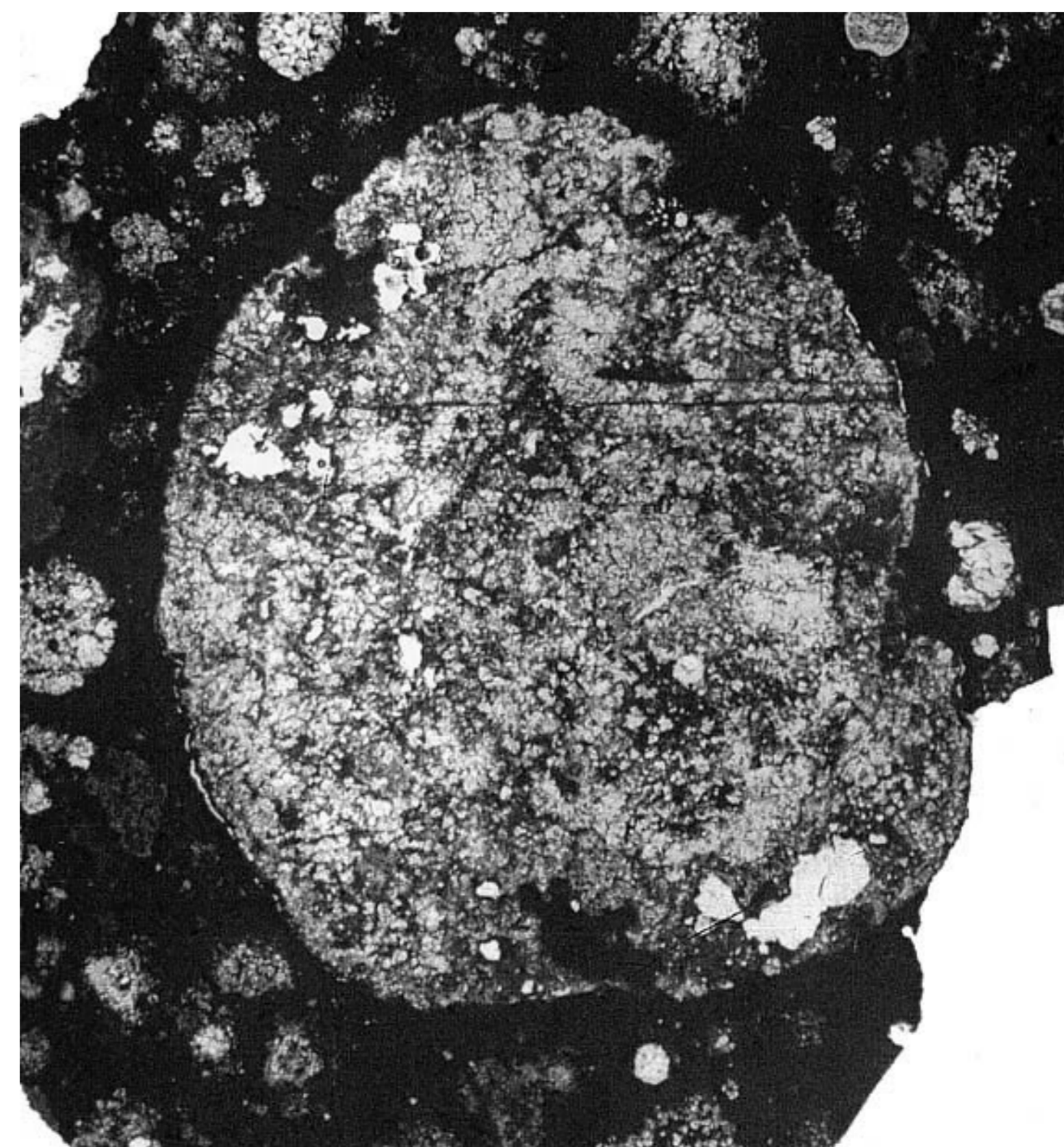


Abb. 1.5: Ca/Al-reicher Einschluß des Meteoriten *Allende*. Durchmesser etwa 1 cm. Der Einschluß ist vermutlich aus einer Ca/Al-reichen Schmelze kristallisiert. Der Einschluß ist frei von Eisen, sonst eines der häufigsten Elemente des Meteoriten. Die Ca/Al-reiche Schmelze könnte durch Kondensation aus dem sich abkühlenden solaren Nebel entstanden sein.

Meteorite: Bausteine der Erde

Kleinplaneten des Asteroidengürtels, die durch Zusammenstöße aufgebrochen wurden, sind die Lieferanten von Meteoriten, die heute auf die Erde fallen oder gefunden werden.

Kleinplaneten oder Asteroide sind vor ca. 4,5 Milliarden Jahren entstanden, etwa zur selben Zeit wie die großen Planeten des inneren Sonnensystems, Merkur, Venus, Erde, Mond und Mars. Mond und vermutlich auch Mars treten im übrigen auch als Meteoritenlieferanten auf.

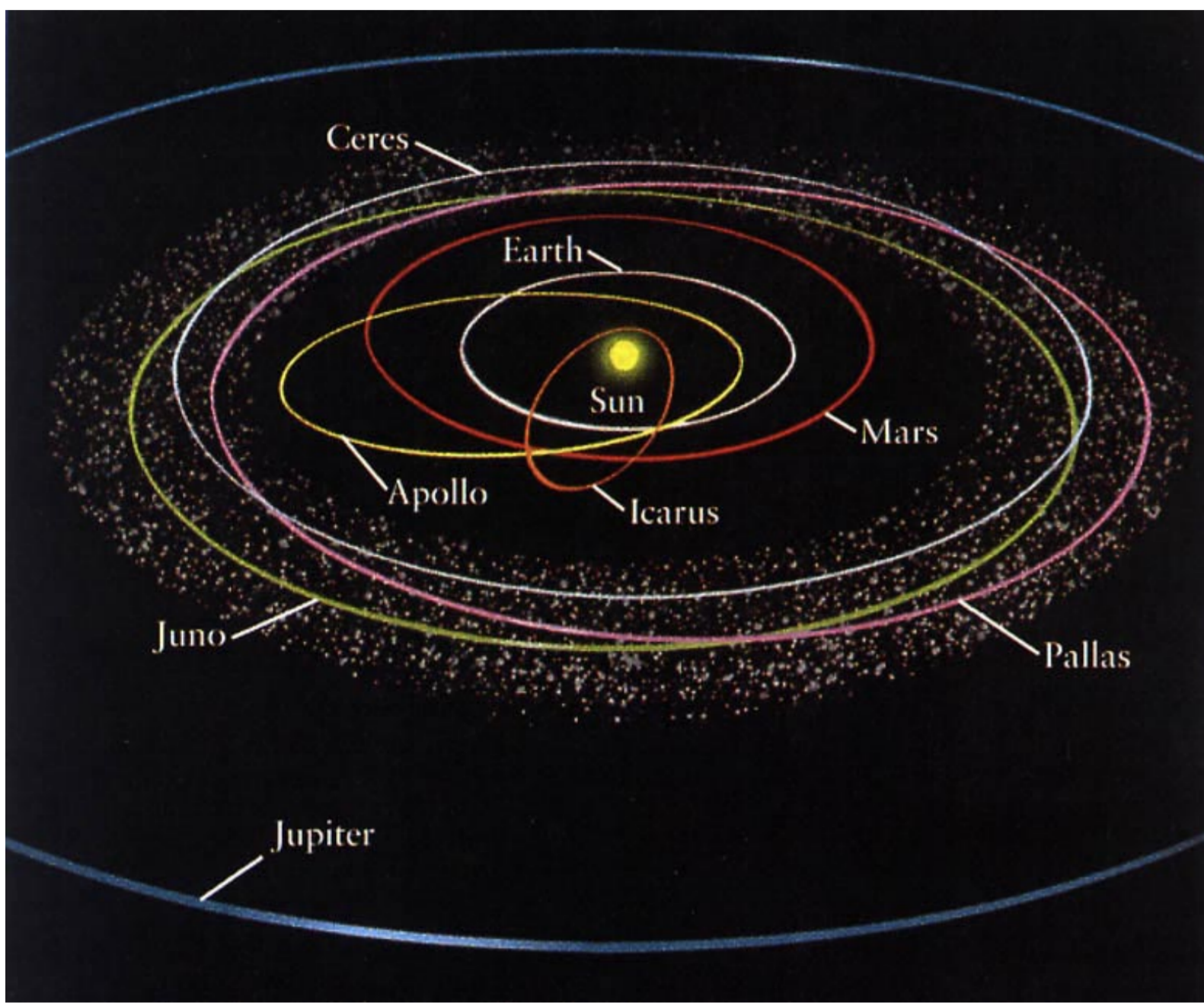


Abb. 1.6: Struktur des Sonnensystems. Meteorite haben ihren Ursprung zwischen Mars und Jupiter im Asteroidengürtel. Sie sind Bruchstücke von Kleinplaneten (Asteroiden). Die Bahnen einiger Asteroide sind eingezeichnet (Pallas, Juno, Ceres). Es gibt etwa 1000 erdbahnkreuzende Asteroide, sog. *Apollo-Asteroide*. Diese können unter Umständen mit der Erde zusammenstoßen. Die Bahnen von Icarus und Apollo sind eingezeichnet.

Die Grundtypen der Meteorite

Es gibt zwei grundsätzlich unterschiedliche Typen von Meteoriten (siehe Abb. 1.7):

- Meteorite aus *undifferenzierten* (nicht durch Schmelzprozesse veränderten) Kleinplaneten und
- Meteorite aus in Kern, Mantel und Kruste *differenzierten* Kleinplaneten.

Es gibt einen kontinuierlichen Übergang von primitiven zu differenzierten Meteoriten, abhängig vom Grad der Erwärmung.

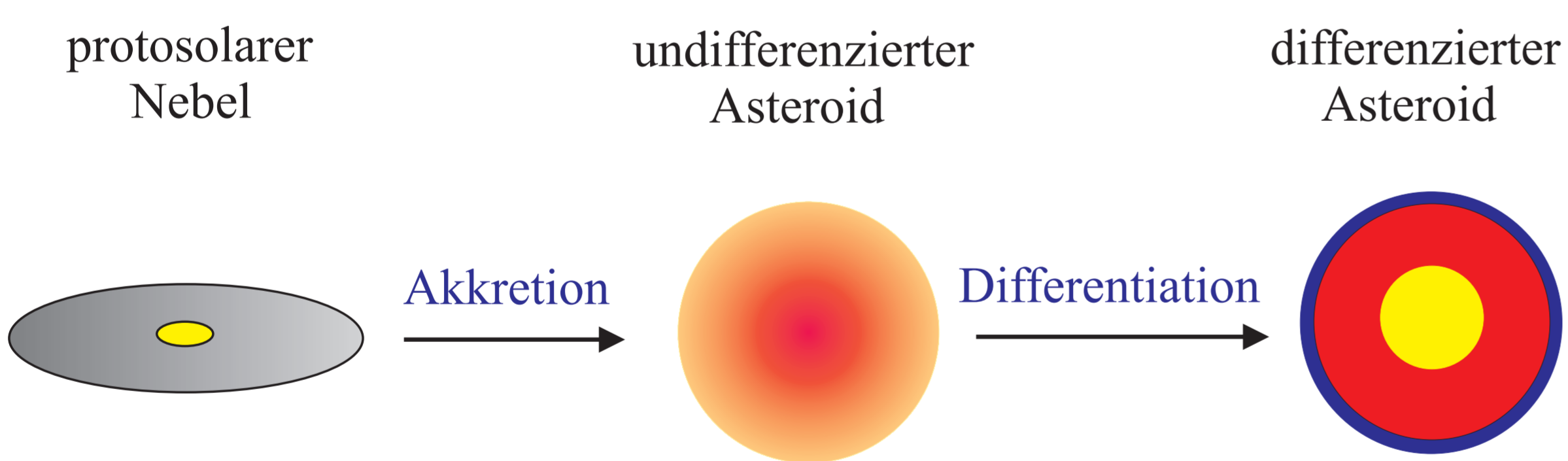


Abb. 1.7: Ursprung von undifferenzierten und differenzierten Meteoriten

Undifferenzierte (primitive) Meteorite

Selbst undifferenzierte Meteorite können durch Erwärmung in ihrem Mutterkörper in ihrer Struktur und Mineralogie verändert werden (Thermometamorphose). Der Grad der Erwärmung wird durch den petrologischen Typ angegeben. Dieser variiert von 3 (kaum Erwärmung) bis 7 (Beginn der Entstehung von Schmelzen). Die petrologischen Typen 2 und 1 deuten zunehmende Reaktion mit Wasser an. Meteorite des petrologischen Typs 3 wurden in ihren Mutterkörpern bis maximal 600 °C erhitzt. Dabei bleibt das ursprüngliche Gefüge im wesentlichen erhalten. Sie geben daher in ihrer Struktur und in ihrem Chemismus Aufschluß über *Prozesse im solaren Nebel*. Kohlige Chondrite (petrologische Typen 1 bis 3, selten 4, 5, 6) enthalten in der Regel etwas mehr Kohlenstoff als die metallreicheren, gewöhnlichen Chondrite (petrologische Typen 3 bis 6, selten 7). Kohlige Chondrite bestehen bis zu 50%, gewöhnliche bis zu 80% aus Chondren.

1
—
2

Chondren sind durch rasches Erhitzen und Schmelzen von Staubaggregaten im solaren Nebel entstanden. Die Wärmequelle dieses Prozesses ist unbekannt.

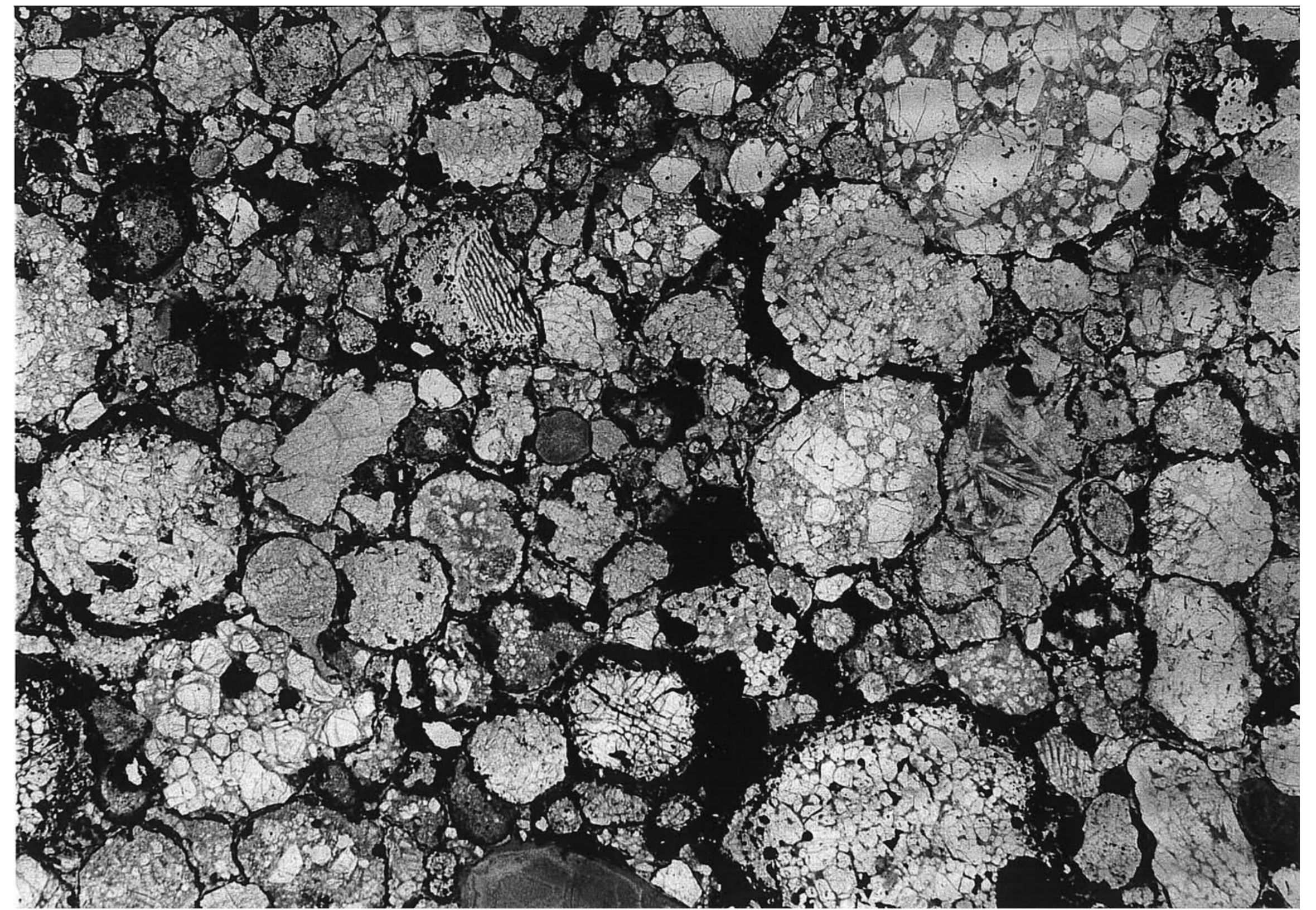


Abb. 1.8: Struktur eines primitiven Meteoriten: *Tieschitz*, unequilibrierter Chondrit des petrologischen Typs 3. Ein chaotisches Gemisch von Chondren, Chondrenbruchstücken, Mineralfragmenten, Metall- und Sulfidteilchen (auf diesem Bild nicht zu erkennen) und einer feinkörnigen Matrix. Die chemische Zusammensetzung des Meteoriten entspricht im wesentlichen der mittleren Zusammensetzung des Sonnensystems (abgesehen von sehr flüchtigen Komponenten wie H₂, O₂ und Edelgasen). Bildbreite 2 cm.

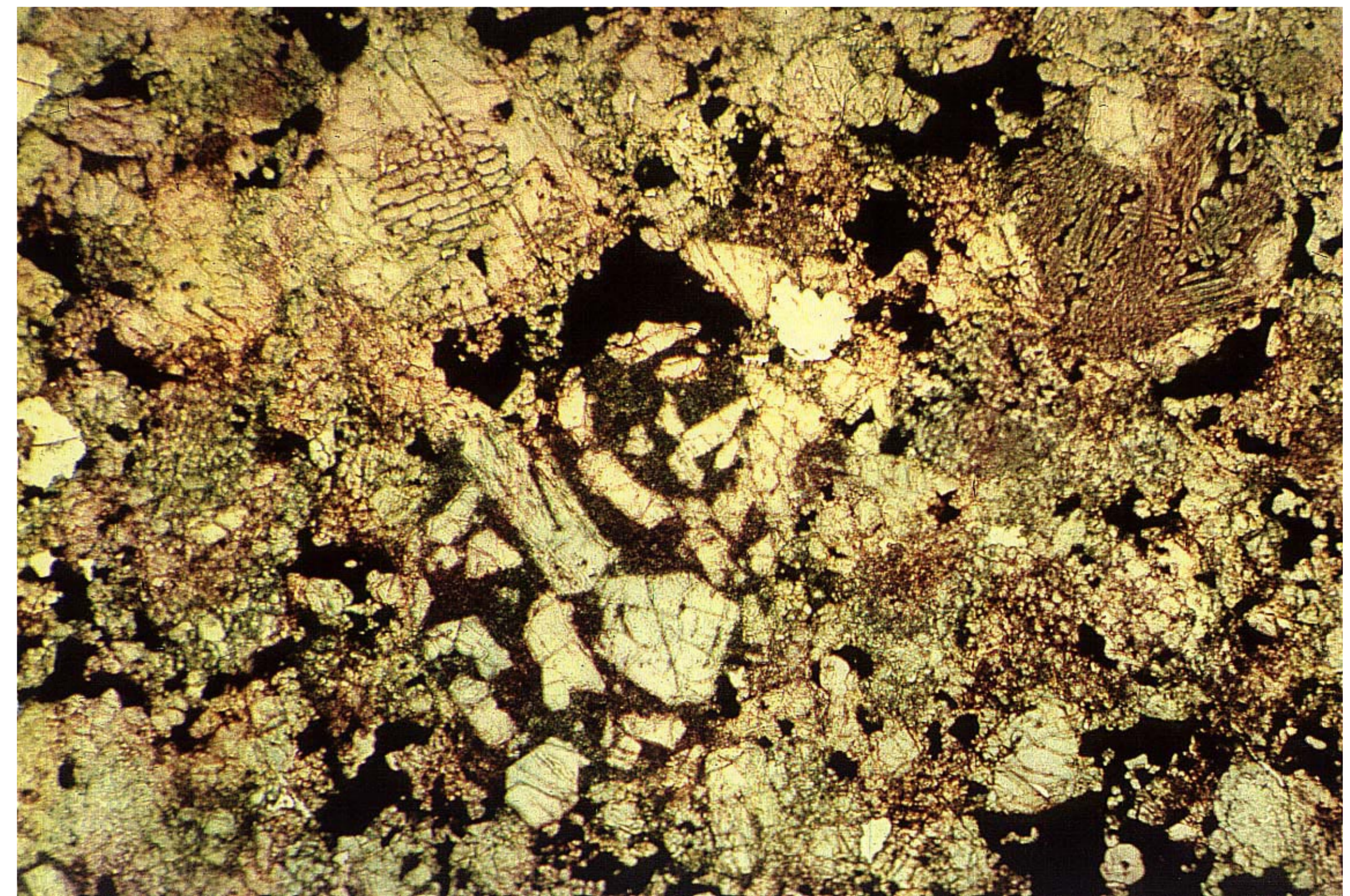


Abb. 1.9: Chondrit von *Morro do Rocio* (petrologischer Typ 5) Der Meteorit war einer thermischen Metamorphose ausgesetzt. Einzelne Chondren sind fast nicht mehr zu erkennen. Dieser Meteorit kommt aus dem Inneren eines Kleinplaneten, der eine Temperatur von 700 bis 800 °C erreichte. Bildbreite 3 mm.

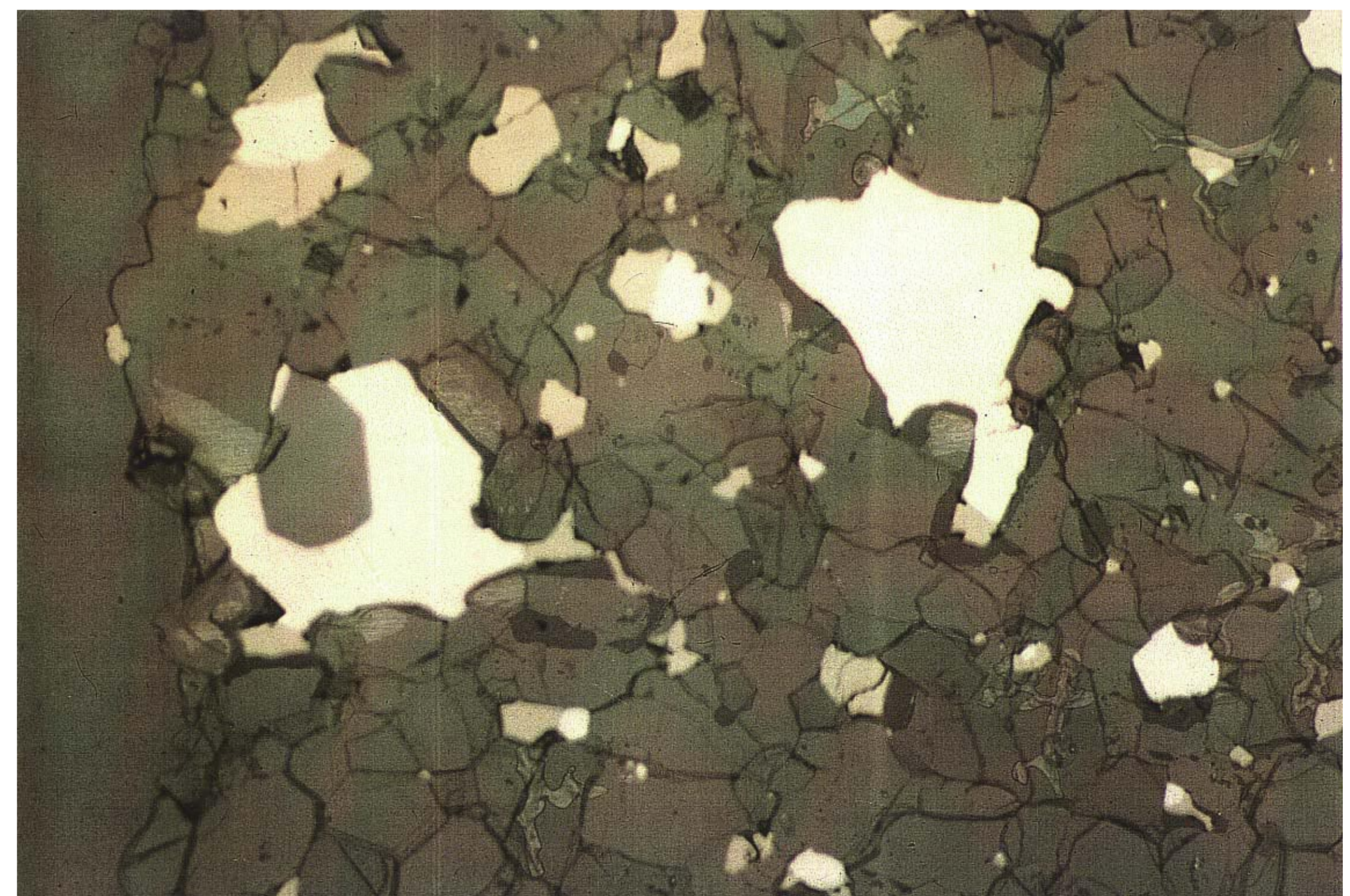


Abb. 1.10: Auflichtbild eines antarktischen Acapulcoiten, *ALHA81261*. Acapulcoite sind equilibrierte Meteorite mit chondritischer Zusammensetzung. Sie haben Temperaturen von mindestens 1150 °C erreicht, das entspricht der Temperatur, bei der erste Silikatschmelzen entstehen. Die Minerale sind alle im thermodynamischen Gleichgewicht. Der Mineralbestand und die Mineralchemie ist Plagioklas-Lherzolithe der Erde sehr ähnlich, abgesehen von Metall und Sulfid. Die hellen Phasen sind Metall, Sulfid (FeS) ist gelblich. Der in Metall eingeschlossene idiomorphe Kristall ist Chromit (FeCr₂O₄). Bildbreite 2,5 mm.

Differenzierte Meteorite

Stärkeres Aufheizen eines Kleinplaneten führt zunächst zu lokalen Schmelzprozessen. Die Bildung einer Metall-Sulfid-schmelze beginnt bei 983°C, die Bildung der ersten Silikat-schmelzen bei 1150°C. Bei zunehmender Aufschmelzung beginnen sich Sulfid und Metall auf Grund ihrer größeren Dichte von den Silikaten zu trennen, was schließlich zur Bildung eines Metall-Sulfid Kerns führt. Eisenmeteorite repräsentieren die Metallkerne differenzierter Kleinplaneten, Stein-Eisen-meteorite die Kern-Mantel Übergangszone. Ähnliche Prozesse haben sich bei der Bildung des Erdkerns abgespielt.

Das beste Beispiel für differenzierte Meteorite eines Kleinplaneten sind die **HED-Meteorite** (*Howardite, Eukrite* und *Diogenite*) und die möglicherweise dazugehörenden **Mesosiderite, Pallasite** und **IIAB-Eisenmeteorite**. Alle diese Meteorite scheinen zusammenzugehören, da sie dieselbe Sauerstoffisotopensignatur besitzen.

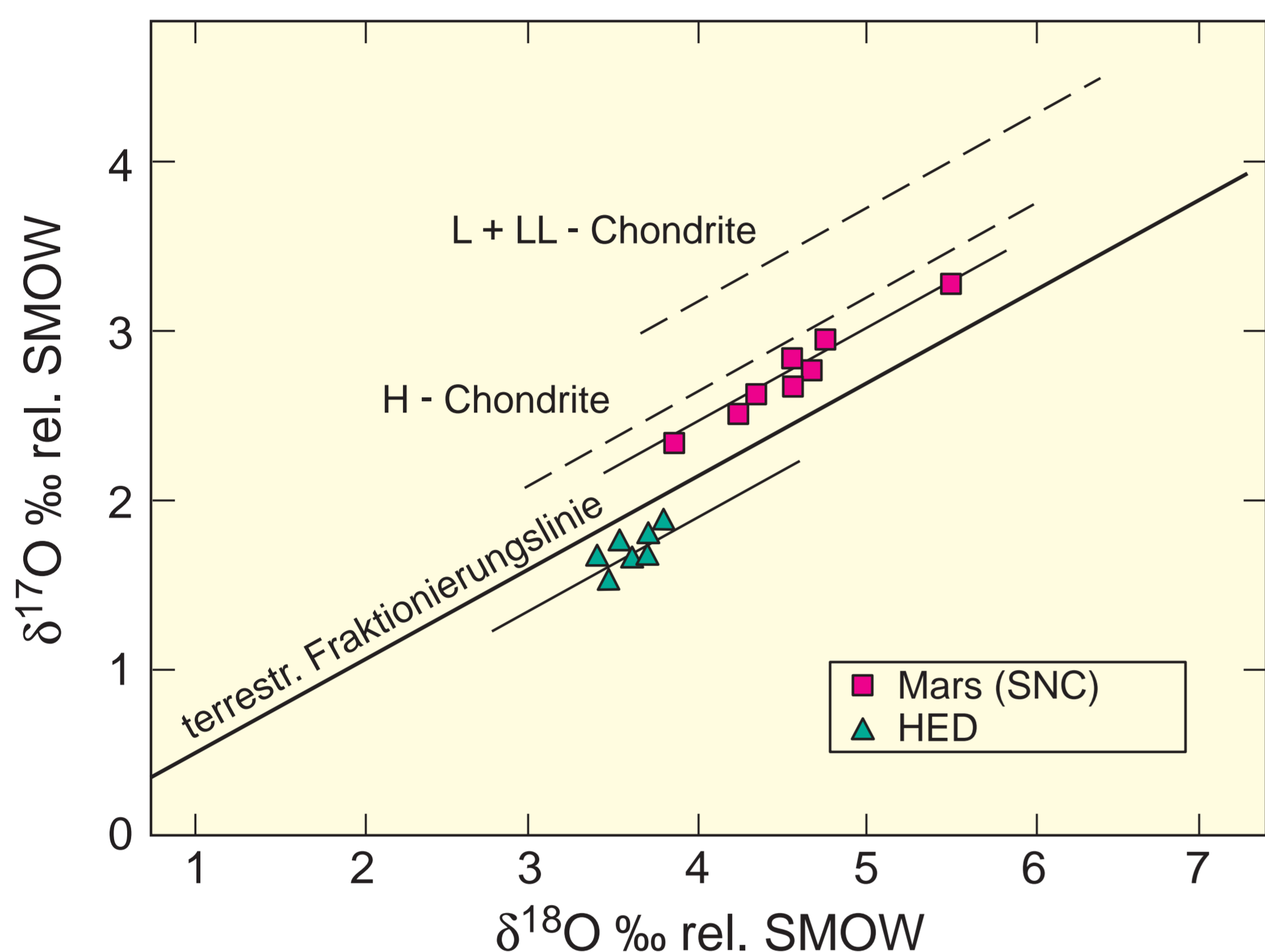


Abb. 1.11: Meteorite werden auch nach ihrer Sauerstoffisotopie klassifiziert. Sauerstoff hat drei Isotope: ^{16}O , ^{17}O und ^{18}O . $\delta^{18}\text{O}$ ist das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des Meteoriten relativ zu einem terrestrischen Standard (SMOW für **s**tandard **m**ean **o**cean **w**ater). $\delta^{18}\text{O}$ wird als Abweichung in Promille von SMOW angegeben. Entsprechendes gilt für $\delta^{17}\text{O}$.

Bei Schmelzprozessen, Verdampfen, Kondensieren etc. ist $\delta^{18}\text{O}$ immer etwa doppelt so groß wie $\delta^{17}\text{O}$, deshalb liegen Proben eines Planeten oder Planetoiden auf einer Geraden mit der Steigung 1/2. Dies gilt für alle terrestrischen Proben. HED-Meteorite liegen ebenfalls auf einer solchen Gerade, parallel zu terrestrischen Proben. Sie kommen deshalb vermutlich von *einem* Kleinplaneten.

SNC-Meteorite (**S**hergotty, **N**akhla und **C**hassigny) liegen geringfügig über der terrestrischen Fraktionierungslinie. Sie sind vermutlich repräsentativ für den Planeten Mars.

Eukrite sind meteoritische Basalte: Eukrite sind Plagioklas-Pyroxen-Gesteine, ähnlich irdischen Basalten. Sie sind durch partielles Aufschmelzen eines chondritischen Mutterkörpers oder durch Kristallisation aus einem größeren Schmelzreservoir entstanden. Als Mantelgesteine des HED-Mutterkörpers kommen die *Diogenite*, monomikte Orthopyroxenite in Frage. *Howardite* sind durch Einschläge auf dem HED-Mutterkörper verursachte mechanische Mischungen von Eukriten und Diogeniten. *Pallasite, Mesosiderite* und *IIAB-Eisenmeteorite* könnten mögliche Repräsentanten der Kern-Mantel Zone bzw. des Kerns sein.

Es gibt gute Gründe, den Asteroiden **Vesta** (Durchmesser 600 km) als HED-Mutterkörper zu identifizieren. So ist z. B. das Spektrum des von der Vesta reflektierten Lichts ähnlich wie das im Labor aufgenommene Reflexionsspektrum von Eukriten und Diogeniten. Es konnten sogar unterschiedlicher Verhältnisse von diogenitischem und eukritischem Material während der Eigenrotation der Vesta festgestellt werden.

1
—
3

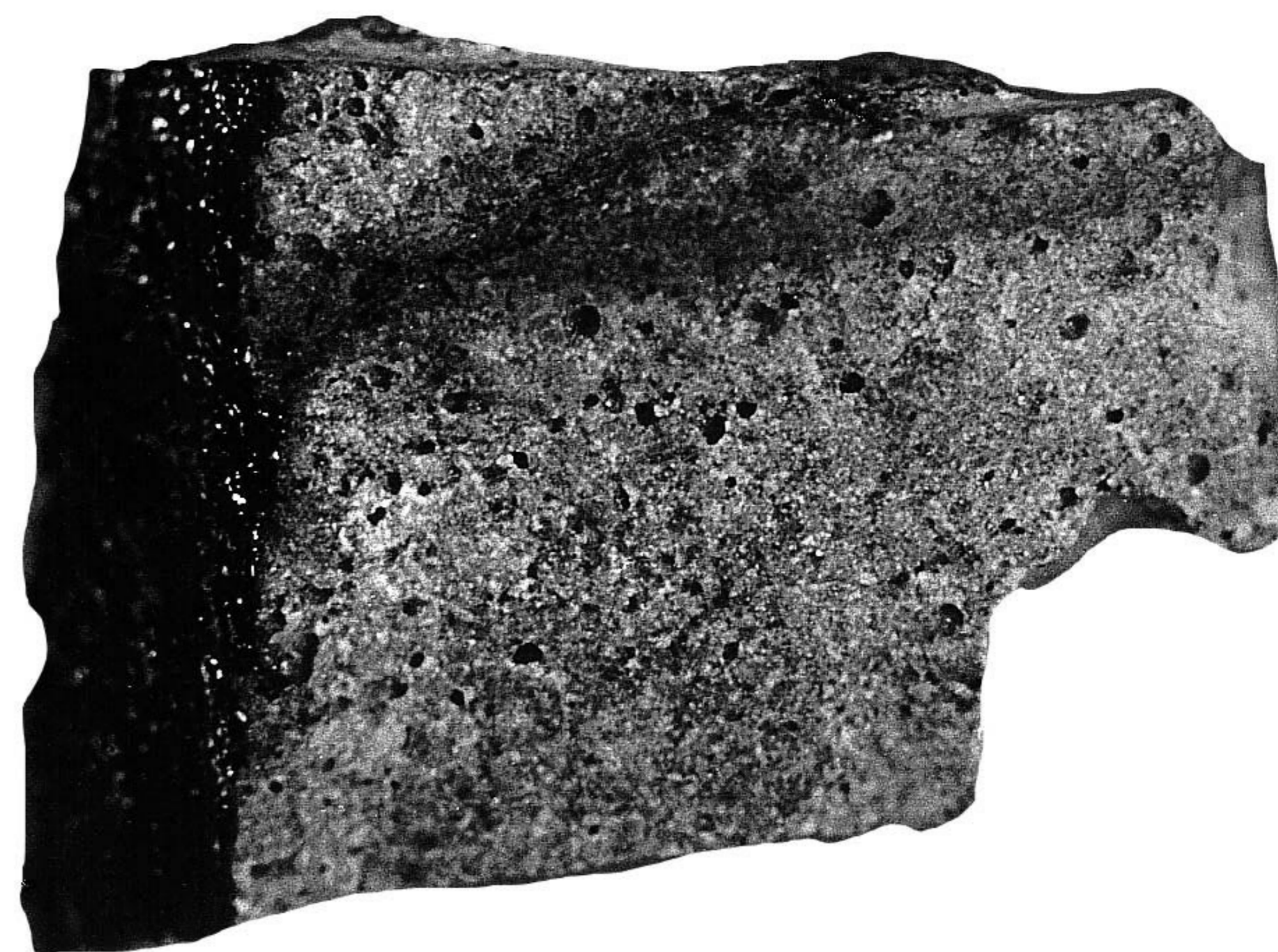


Abb. 1.12: Der Eukrit *Ibitira* ist einer der wenigen unbekannteren Eukrite und der einzige Eukrit, der Gasblasen aufweist. Der Meteorit ist 4.556 Milliarden Jahre alt und damit nur 10 Millionen Jahre jünger als Ca/Al-reiche Einschlüsse. Innerhalb dieser Zeitspanne muß sich ein größerer Körper gebildet haben, muß ein Metallkern im Mutterkörper entstanden, sein und es muß sich eine basaltische Schmelze gebildet haben, die dann eruptierte.



Abb. 1.13: Der Diogenit *Johnstown* ist eine monomikte Brekzie und besteht fast ausschließlich aus Orthopyroxen (Ferro-silitgehalt 23-27%). Gerundete bis kantige Orthopyroxen-Klasten sind in eine feinkörnige, fragmentierte Matrix eingebettet. Diogenite sind residuale Gesteine des HED-Kleinplaneten, denen die den Eukriten entsprechende basaltische Komponente fehlt.



Abb. 1.14: Der Howardit *Kapoeta* ist eine polymikte Brekzie, die Anteile von Eukriten und Diogeniten enthält. Sie müssen als mechanische Mischungen dieser beiden Typen angesehen werden. In ihrer Struktur sind sie lunaren Regolithbrekzien sehr ähnlich. Howardite enthalten auch durch Sonnenwind implantierte Edelgase und durch Mikrometeoriteneinschlag bedingte erhöhte Gehalte von Edelmetallen.

Die Akkretion der Erde

Die Erde nimmt auch heute noch an Masse zu, in erster Linie durch Akkretion von Mikrometeoriten (0,2-0,5 mm Durchmesser). Sie wird pro Tag um etwa 50 bis 100 Tonnen schwerer. Das ergibt bei gleichbleibendem Wachstum in 4,6 Milliarden Jahren eine gleichmäßige Schicht von etwa 15 cm. Der eigentliche Akkretionsprozeß der Erde muß daher viel rascher abgelaufen sein. Nach heutigen Vorstellungen ist die Erde nicht durch Akkumulation von feinen Staubteilchen gewachsen. Planeten sind vielmehr durch einen hierarchischen Wachstumsprozeß entstanden. Von Mikrometer großen interstellaren Staubteilchen und feinkörnigen Kondensationsprodukten des solaren Nebels zu Millimeter großen Teilchen, die sich dann zu Meter großen Brocken akkumulierten. Durch weitere Zusammenstöße entstehen dann Kilometer große Objekte.

Theoretische Überlegungen führen zu einem Zweistufenmodell für das Wachsen der Erde. Zunächst ein rasches Wachstum zu Körpern mit einer Masse von etwa Mondgröße (ca. 1/100 der Erdmasse), diese Protoplaneten werden von *Wetherill* "Embryos" genannt. Dieser Prozeß dauerte etwa 100 000 Jahre. In der zweiten Stufe haben sich aus diesen Protoplaneten durch Zusammenstöße die heutigen Planeten gebildet.

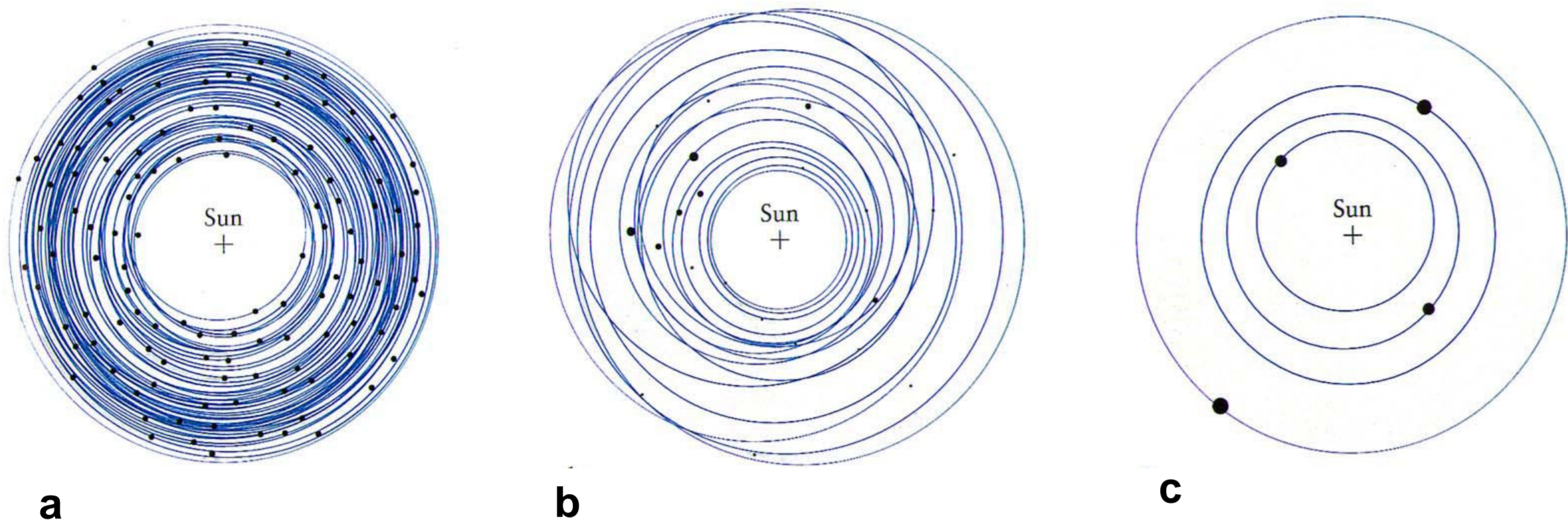


Abb. 1.15: Entstehung der inneren Planeten des Sonnensystems nach Wetherill. a.) Die Computersimulation beginnt mit 100 Protoplaneten. b.) Nach 30 Millionen Jahren sind durch Zusammenstöße 22 Protoplaneten daraus entstanden. c.) Der heutige Zustand wurde in dieser Simulation nach 441 Millionen Jahren erreicht.

Die gegenseitigen Beeinflussungen der Protoplaneten sind so groß, daß größere Änderungen in ihren Bahnen um die Sonne auftreten. Auf diese Weise können zum Wachstum der Erde beispielsweise Protoplaneten aus dem Asteroidengürtel beitragen. Materie, die sich in so großem Abstand von der Sonne gebildet hat, ist möglicherweise reich an flüchtigen Elementen und Wasser. Ein einziger dieser Protoplaneten aus dem Asteroidengürtel genügt, um das gesamte Wasser der Ozeane mit einer späten Akkretionskomponente zu liefern.

Die Differentiation der Erde

Während oder kurz nach der Akkretion der Erde begann sich der Eisenkern zu bilden. Später setzte dann die Bildung der Kruste ein. Während bei der Kernbildung Energie frei wird, wird zur Krustenbildung Energie benötigt. Als Energiequelle kommt zum einen „Urwärme“ in Frage, die von der Akkretion und Kernbildung herrührt, zum andern liefert der radioaktive Zerfall von ^{40}K , ^{235}U , ^{238}U und ^{232}Th Energie. Beide zusammen liefern genügend Energie, um Plattentektonik, Vulkanismus und Konvektion aufrechtzuerhalten.

Der Energieverlust eines Planeten wächst durch Abstrahlung proportional mit der Oberfläche, die Energieerzeugung durch radioaktiven Zerfall steigt mit dem Volumen. Da das Volumen/Oberfläche-Verhältnis mit dem Radius des Planeten ansteigt, wird ein großer Planet wie die Erde wesentlich länger aktiv sein als kleinere Planeten wie Mond und Mars, die wesentlich rascher auskühlen.

Bei der Kernbildung der Erde sinkt metallisches Eisen auf Grund seiner höheren Dichte in einer Silikatschmelze nach unten. Kleine Metallteilchen vereinigen sich, und es entstehen schließlich große Metallmassen, die dann sehr rasch in den Erdkern sinken.

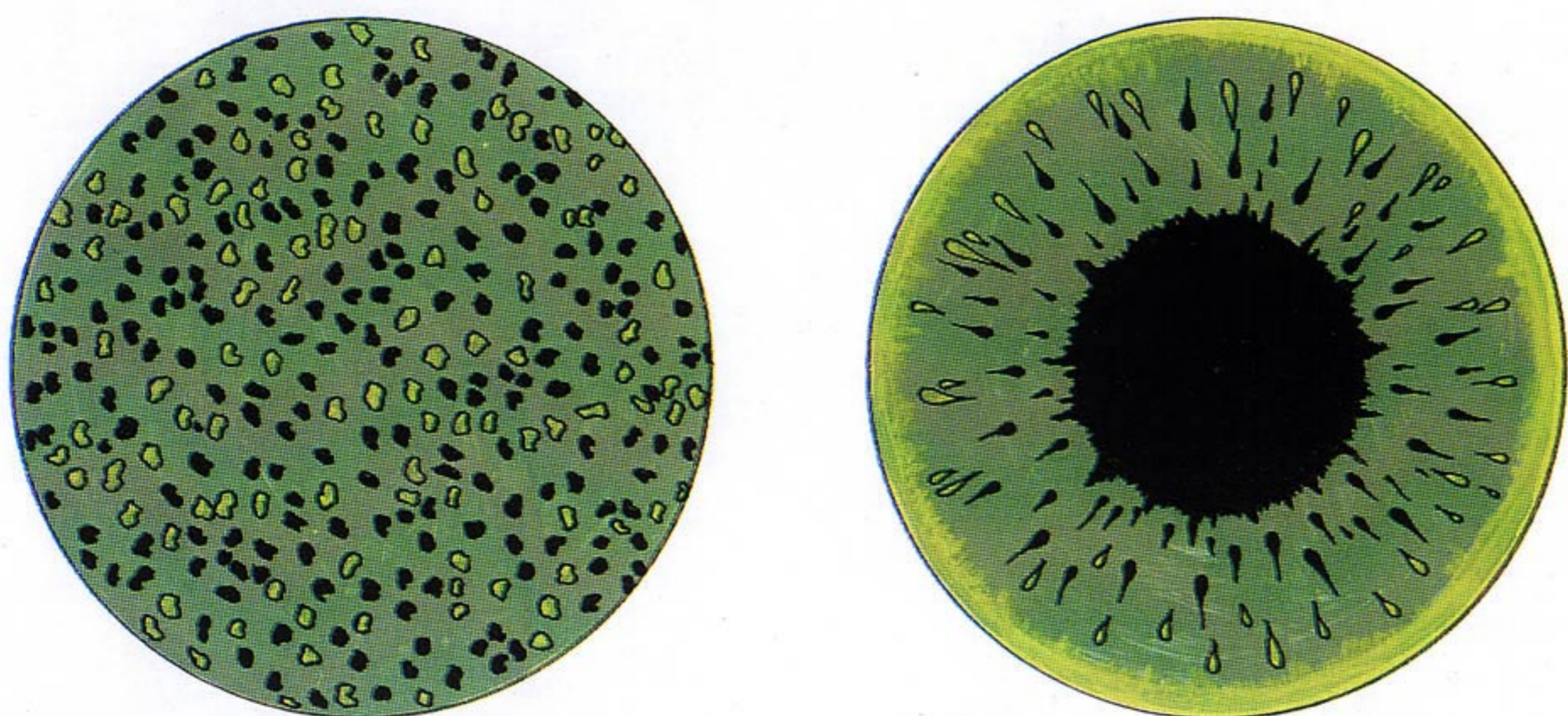


Abb. 1.16: Differentiation eines Asteroiden. Links: undifferenzierter Körper mit Metall u. Sulfid (schwarz) und niedrigschmelzenden, alkalireichen Silikaten (gelb), sowie hochschmelzenden Mg-Silikaten (grün). Rechts: Bildung von Kern und Kruste - die schweren metallischen und sulfidischen Komponenten sinken nach unten, die leichten, silikatischen Komponenten steigen auf und bilden die Kruste.

Dabei wird Gravitationsenergie frei. Würde die Energie plötzlich freigesetzt, reichte sie aus, um die gesamte Erde auf 2.300°C zu erhitzen. Durch das in den Kern wandernde Eisen werden metallische Elemente des Mantels in den Erdkern extrahiert, insbesondere gilt dies für die Edelmetalle wie Ir, Pt, Pd etc.

Die meisten Meteorite enthalten metallisches Eisen, das einen Ni-Gehalt von mindestens 5% besitzt und gleichmäßig im Meteoriten verteilt ist (Abb. 1.17). Weiteres Erhitzen eines solchen Meteoriten führt schließlich zum Schmelzen und zur Sammlung und Separation einer Metallphase. Dies ist der Ursprung von Eisenmeteoriten, die allerdings oft noch Silikateinschlüsse enthalten, was auf eine unvollständige Separation von Metall und Silikat schließen läßt (Abb. 1.18).

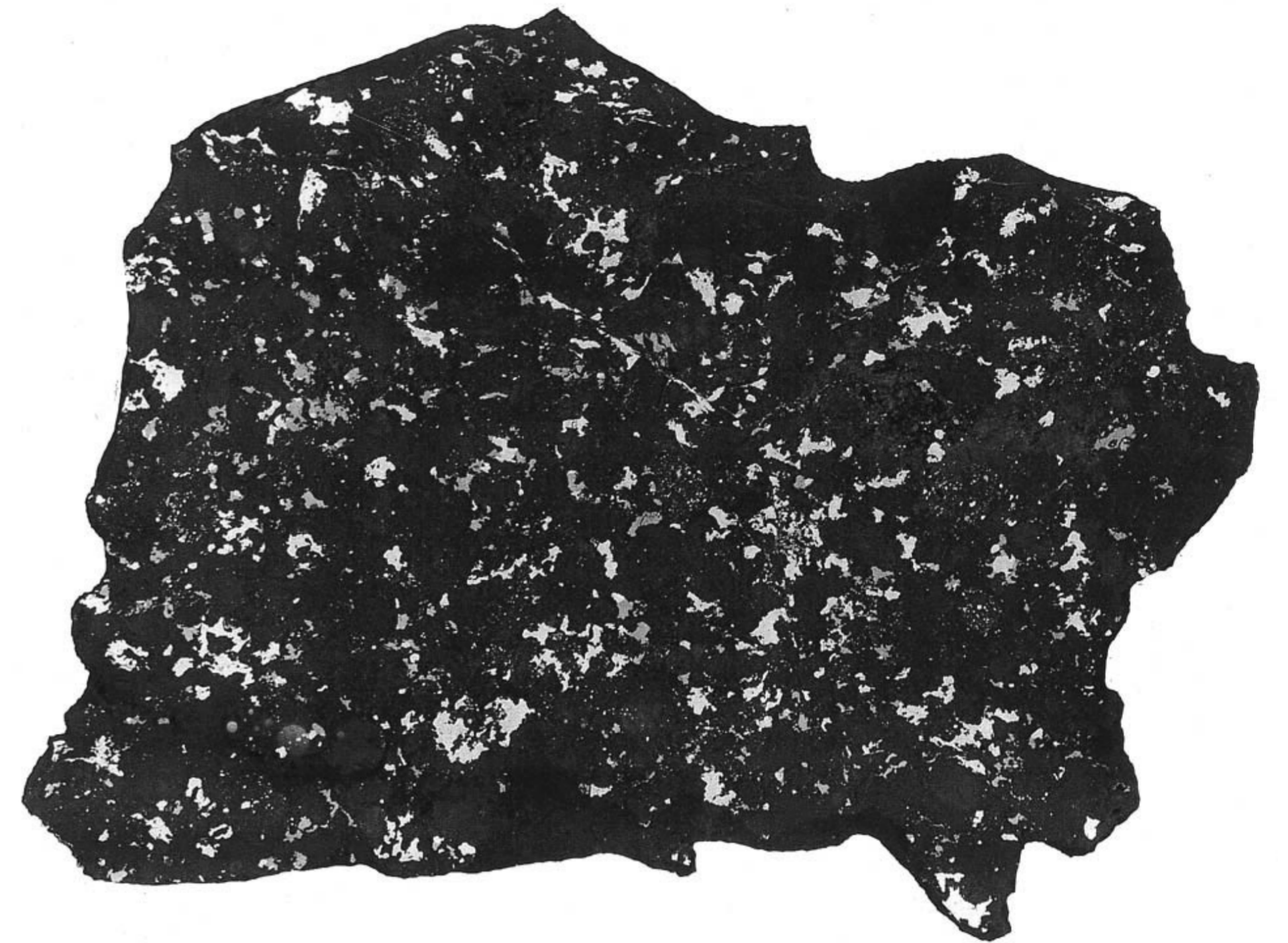


Abb. 1.17: Verteilung von Metall im Chondriten *Forest Vale* (H5). Das Metall (helle Phase) ist gleichmäßig im Meteoriten verteilt.

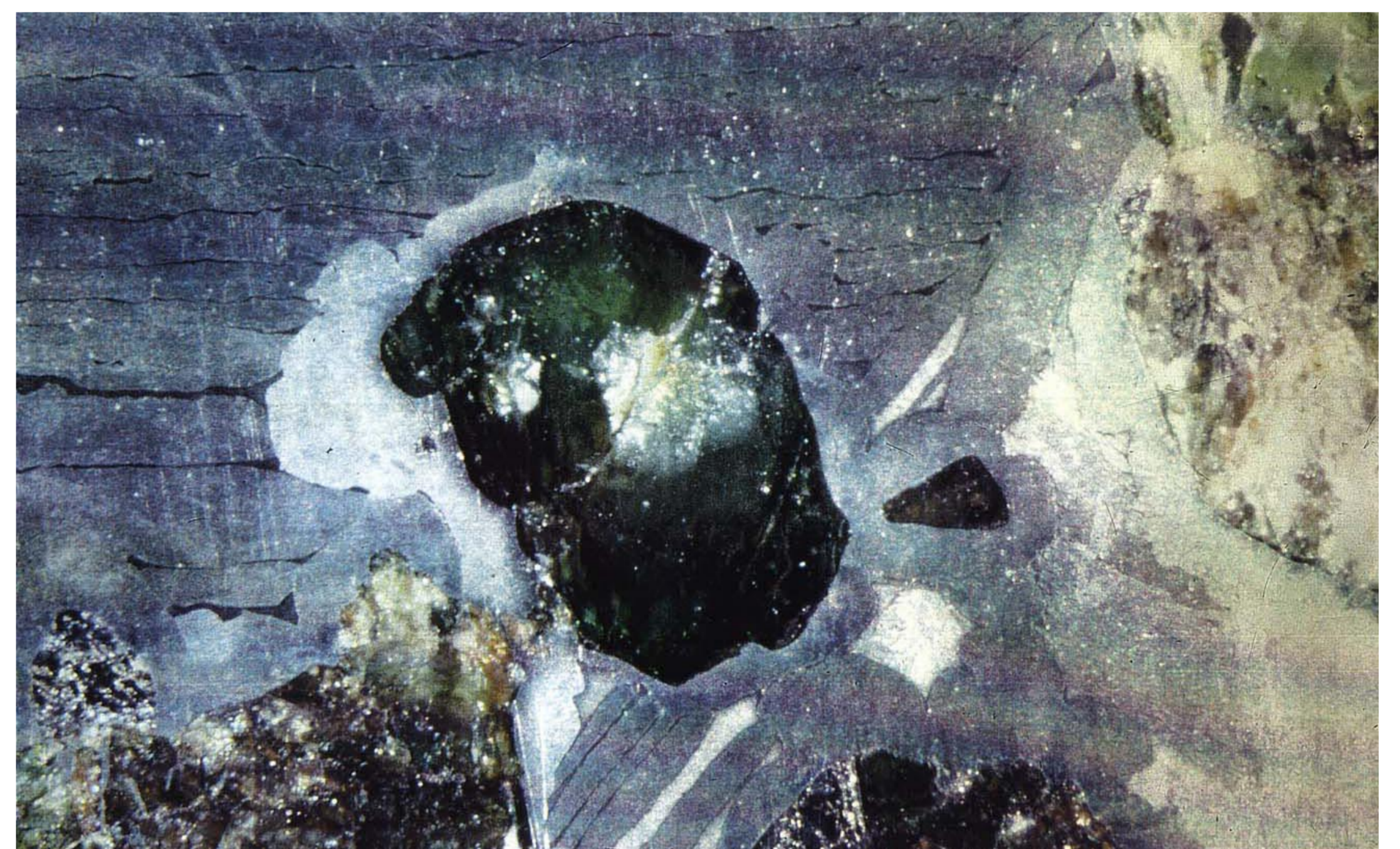


Abb. 1.18: Ausschnitt aus dem Eisenmeteoriten *Caddo County*. Rechts und links sind Silikateinschlüsse, in der Mitte ein großer Klinopyroxenkristall. Die Zusammensetzung des Klinopyroxenkristalls ist fast identisch mit entsprechenden Kristallen des Erdmantels.

Die Separation von Metall und Silikat kann auch in irdischen Gesteinen beobachtet werden. Auf der Grönländischen Insel Disko gibt es größere Metallvorkommen, die durch Reduktion eines Basalts herrühren, der eine kohlenstoffreiche Sedimentschicht durchschlagen hat. In Abb. 1.19 sind kleine Metallkügelchen (*dunkel*) in einer erstarrten Basaltschmelze aus Disko zu erkennen. Analysen haben gezeigt, daß diese Metallteilchen die sehr geringen Gehalte an Edelmetallen des Basalts konzentrieren. In ähnlicher Weise hat man sich den Beginn der Kernbildung vorzustellen.

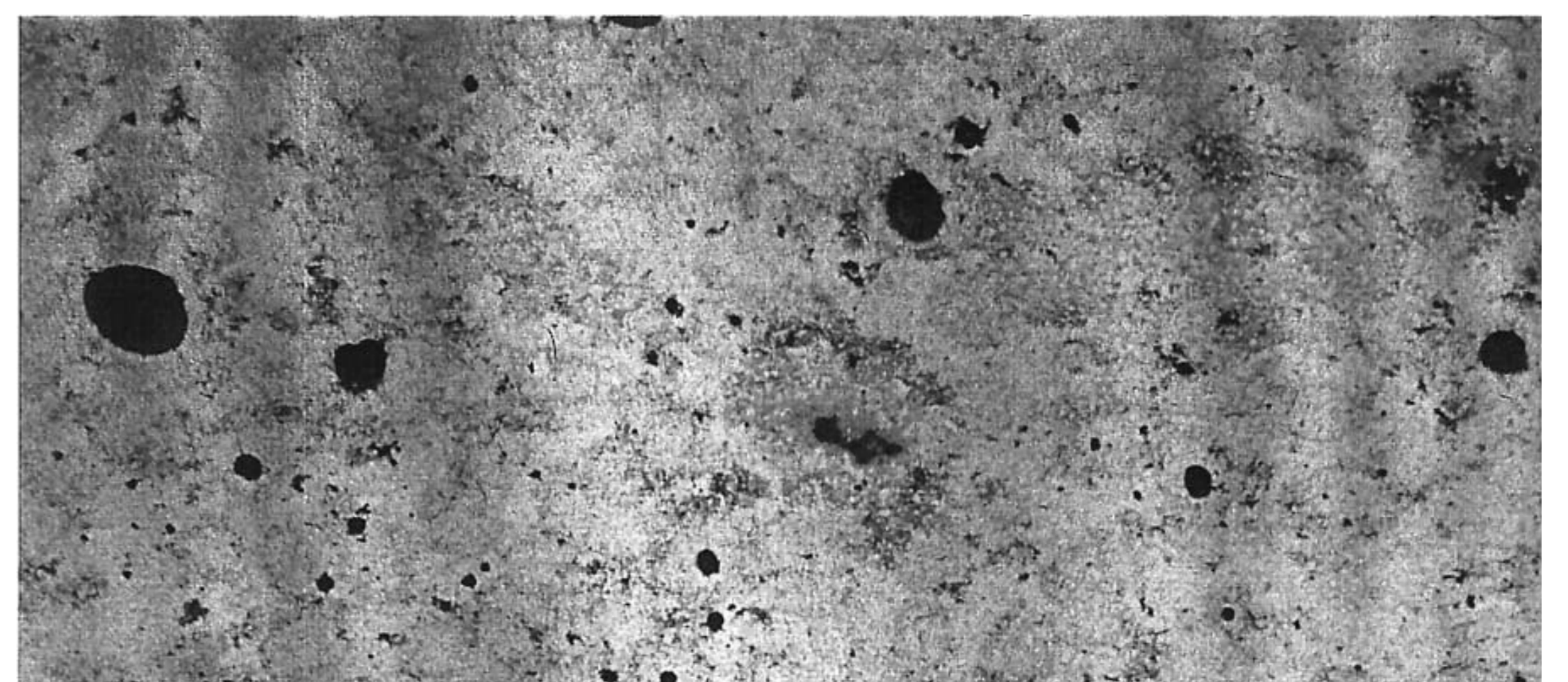


Abb. 1.19: Metallisches Eisen in einem irdischen Basalt von der Insel Disko.