

特集「惑星物質から見る衝突現象研究の新展開」

隕石に見られる衝突現象：概説

木村 眞¹

2011年4月5日受領, 2011年4月28日受理.

(要旨) 天体衝突の直接的証拠を最もよく残している物質は隕石である. 角礫岩化作用, 衝撃変成作用, 衝撃溶融作用などはその顕著な例である. またこのような過程に関する年代測定も行われてきている. これらの情報は太陽系内での物質進化の過程を知るために重要な知見となる. 本稿ではこれらに関する具体的情報をまとめて, 簡潔に紹介する.

1. はじめに

太陽系初期の天体形成や, その後の惑星の進化における最も主要な過程の一つは天体(あるいは固体物質)同士の衝突現象である. 地球や他の天体においては衝突クレーターとしてその証拠が残されている. しかしながら, 最も良くこのような衝突現象に関する情報を担っている試料がある. それが隕石である.

本稿では隕石中に見られる様々な衝突現象について概説する. 主として取り上げるものは隕石の角礫岩化作用, 衝撃変成作用, 衝撃溶融作用である. また, 衝撃年代についても若干触れることとする. なお, このような衝突現象に関する知見は多岐に渡っており, 本稿では紙面の制約もあるので, 詳細に関して興味のある方は以下にあげる文献などを参照されたい.

2. 隕石の概要

衝突現象の具体的説明の前に, まず隕石の分類について簡単に述べよう. 後述のようにこれは隕石と衝突現象の関係を検討するために必要不可欠な知識だからである. 隕石は始源的隕石(コンドライト)と分化隕石に大別される. 前者は概ね太陽系元素存在度に近い化学組成を示し, 原始太陽系星雲における物質進化の過程を記憶している. コンドライトは化学組成や酸素同

位体組成により, 大きく3種類に分類される. エンスタタイト・コンドライト, 普通コンドライト, 炭素質コンドライトである. それぞれの中にはいくつもの種類(化学的グループ)が含まれるが, その詳細は Weisberg et al. [1]などを参照されたい.

コンドライトの特徴はコンドルールや難揮発性包有物, と言った始源的構成物質を含むことである. しかし, コンドライトの全てが, このような物質を含むわけではない. 母天体における熱変成作用(溶融までには至らない, 加熱作用)によって, コンドルールなどが消失し, 全体が再結晶した組織を示すものも多い. また水質変成作用を被っているものも知られている. これは特に炭素質コンドライトに顕著な現象である. これらの水質変成, 熱変成作用の程度は岩石学的タイプによって区分される. タイプ3が最も始源的, と考えられている. そして普通コンドライト, エンスタタイト・コンドライトにはタイプ3-6が知られており, タイプが高くなるほど熱変成作用の程度が高くなる. 一方, 炭素質コンドライトでは大部分のものがタイプ1-3である. タイプが低くなるほど水質変成作用が進行している.

これに対して, 分化隕石は様々なコンドライト的な始源物質が母天体を形成後, 溶融分化作用を経て形成された天体に由来する, と考えられている. 特にエコンドライトは天体のマントルや地殻に由来し, 鉄隕石の多くは天体の中心核起源と考えられている. 出発物質, 天体内での形成場所, 熱史などの相違により多様

1. 茨城大学理学部
makotoki@mx.ibaraki.ac.jp

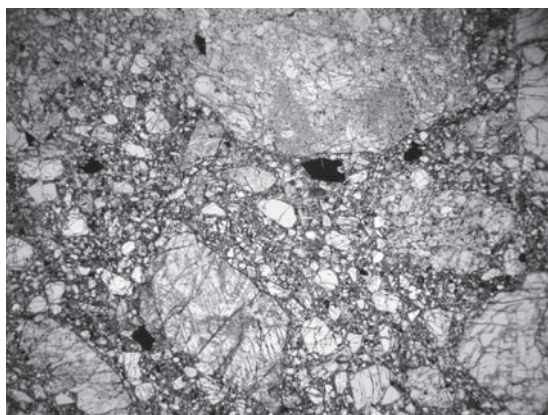


図1：Y-7308(ホルダイト)ポリミクト角礫岩の光学顕微鏡写真。多数の岩片、鉱物片の集合体からなる。ユークライトとダイオジェナイトの機械的混合物。横幅 5 mm。オープンニコル。薄片は国立極地研究所提供。

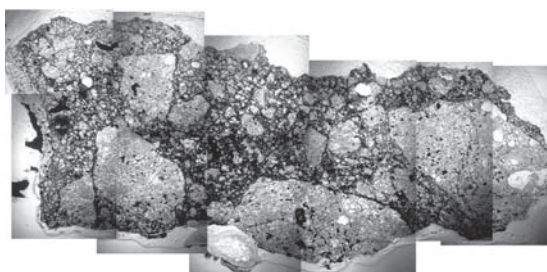


図2：Y-74445(L6)モノミクト角礫岩の光学顕微鏡写真。同一のL6コンドライトが破碎されたもの。横幅 2 cm。オープンニコル。薄片は国立極地研究所提供。

な種類の分化隕石が生じる。このように隕石には様々な種類のものがあるが、どの隕石にも後述するような激しい天体衝突の証拠が見出されている。

なお、隕石はほとんどが小惑星起源と考えられている。このことは最新のはやぶさ探査機による小惑星イトカワの回収試料からも確認されている（例えば[2]）。また、上記の隕石の種類のはほとんどに相当する小惑星がスペクトル観測から特定されている [3]。これらに加えて、少数の月や火星起源の隕石も知られている。

3. 隕石中の衝撃現象

3.1 角礫岩化作用

隕石に見られる衝撃作用のうち最も容易に判別できる特徴は角礫岩化作用である。この作用を受けた隕石は様々な岩片とその間を埋める細粒物質の集合体となっている。角礫岩化した隕石はその特徴により詳細に分類され、各々について特有の名称が定義されているが [4]、必ずしもこれらの分類を簡単に識別できると言うわけではなく、複雑である。従って、ここでは、最も単純なポリミクトとモノミクト角礫岩という区分を使う。前者は別種の母天体起源の岩片を含んだり（特にコンドライト）、形成環境の異なる岩片を含むものである（分化隕石）（図1）。また、モノミクト角礫岩はもとより一種類の隕石（母天体物質）が破碎され、岩片の集合体になったものである（図2）。

コンドライト、分化隕石の双方で、このような角礫岩は薄片観察などにより容易に認識され、多くの隕石がこのような角礫岩に分類される。普通コンドライトの20%程度が角礫岩化している、との報告もある [5]。

ポリミクト角礫岩の代表はホルダイトやメソシデライトである。前者は分化隕石のダイオジェナイトとユークライトが機械的に混合したものであり（図1）、さらにこのような珪酸塩鉱物集合体に金属鉄が加わったものがメソシデライトである。これらは分化隕石母天体への衝突作用により、母天体内部の異なる岩石同士が、あるいは外部由来の岩片とが混合して生じた隕石である。

ポリミクト角礫岩隕石には異なった種類の隕石の岩片（クラスト）が含まれる。どのような種類のクラストが含まれるかについては多くの記載があるが [4]、概ね次のようにまとめられる。普通コンドライトには炭素質コンドライト及び別の種類の普通コンドライトのクラストが含まれることが知られている。炭素質コンドライトには別の炭素質コンドライトのクラストが含まれることがあるが、別の種類のコンドライトのクラストは含まれない。一方、エンスタタイト・コンドライトには普通コンドライトや炭素質コンドライトのクラストが含まれているものは、見つかっていない。また分化隕石にはエンスタタイト・コンドライト以外の種類の隕石のクラストが含まれることがある [4,6]。特にCMグループの炭素質コンドライトのクラストは多くの種類の隕石から報告されている。さらに、この極

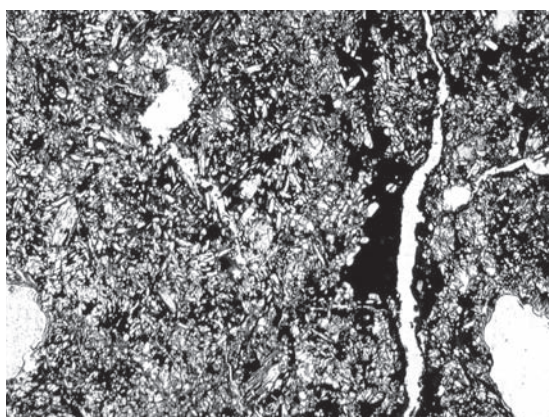


図3：Y-86760(EH)メルトロックの光学顕微鏡写真。ほぼ全溶融し、自形のエンスタタイトが晶出している。横幅2mm。オープンニコル。薄片は国立極地研究所提供。

端な事例がKaidunやAlmahata Sitta隕石である。これらは炭素質コンドライト、エンスタタイト・コンドライト、分化隕石などの多くの種類のクラストからなっている [7,8]。

隕石は酸素同位体組成などで示されるように、もともとは種類毎に別々の起源物質(天体)に由来したと考えられており、このようなクラストや角礫岩の存在は異なった種類の母天体同士の衝突、破壊を示している。また、どのようなクラストが含まれるかは、天体の軌道、元々の形成位置に関係していると思われるが、これに関しては十分な検討が不足しており、今後の研究課題であろう。

ところでこのようにある種類の隕石に別の種類のものが入り込んで含まれる、ということは隕石母天体である小惑星の表面や内部が単純に一種類の物質でできているのではなく、かなり多様な物質から成っていることを示唆している。これは小惑星のサンプルリターン計画などを考えるときに考慮すべき点ではないか、と思われる。

3.2 衝撃変成作用

コンドライト、分化隕石共に、光学顕微鏡下で容易に識別できる衝撃作用の特徴が数多く認められる。斜長石が固相のまま非晶質化したマスケリナイトやカンラン石などに見られる波動消光はその代表例である。これらは多くの隕石が溶融には達しない程度の衝撃を受けたことを示している。

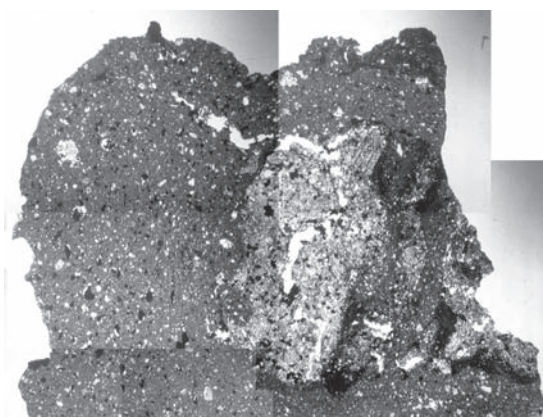


図4：Y-790746(H)メルト角礫岩の光学顕微鏡写真。中央に残ったクラストが見られるが、他の部分は溶融し、カンラン石や輝石が晶出している。横幅 1.5cm。オープンニコル。薄片は国立極地研究所提供。

これらの特徴に基づき Stöffler et al. [9] は普通コンドライトの受けた衝撃作用の程度をS1-S6に区分した。これは衝撃ステージ分類と呼ばれ、容易に区分できることから、広く用いられている。この分類ではS1はほとんど衝撃を受けていないコンドライトである。また、これを炭素質コンドライトやエンスタタイト・コンドライトにも拡張した分類も提案されている [10, 11]。ただ、Stöffler et al. [9] は衝撃実験によって、S1-S6に相当する平衡衝撃圧力を提唱しているが、これは衝撃実験の時間スケールが実際の衝突現象の時間に比べて短すぎることを考慮しておらず、圧力推定は過剰であることが指摘されている [12]。

3.3 衝撃溶融

Stöffler et al. [9]はS6以上の衝撃を受けたものは全溶融する、としている。実際、多くの隕石には様々な程度の衝撃溶融の証拠が見つかる。最も大規模に融けたものはメルトロック(図3)あるいはメルト角礫岩(図4)と呼ばれる。これらは構成鉱物や化学組成の上では同種の隕石と全く同様であるが、組織は異なっており、火成岩的である。これらの隕石では全体、あるいは大部分が溶融し、そこから自形結晶が晶出している。コンドライトでは、コンドルールの痕跡が消失している場合も多い。そしてその中に強度の衝撃を受けた痕跡を示すクラストなどが残っている場合が多いことから(図4)、溶融を引き起こした熱源は衝撃作用と考えられる。なお、まれに岩石学的タイプ7とされる

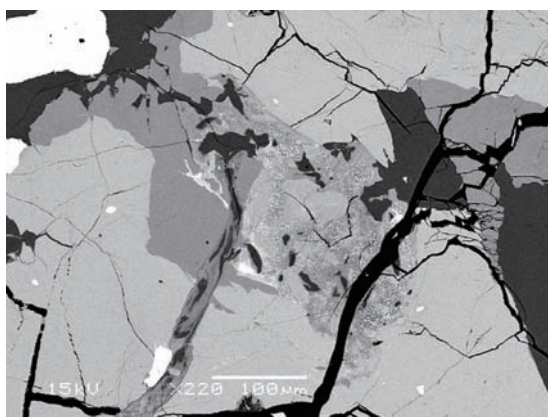


図5：Y-000097(火星隕石)の反射電子像写真。中央部がメルトポケット。スケールバーは100 μ m。薄片は国立極地研究所提供。

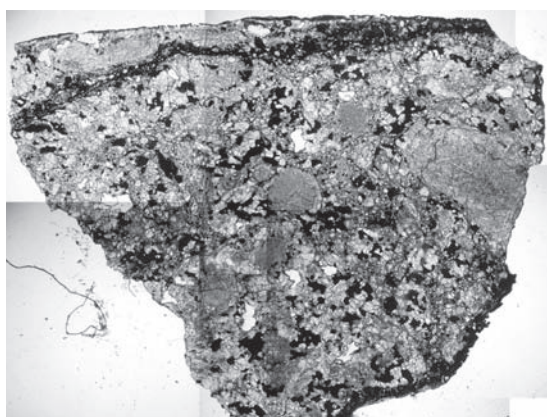


図6：Y-75267(H6)の光学顕微鏡写真。上部の暗色の脈がメルトベイン。薄片下部の暗色の表面部分は溶融皮殻。横幅9mm。オープンニコル。薄片は国立極地研究所提供。

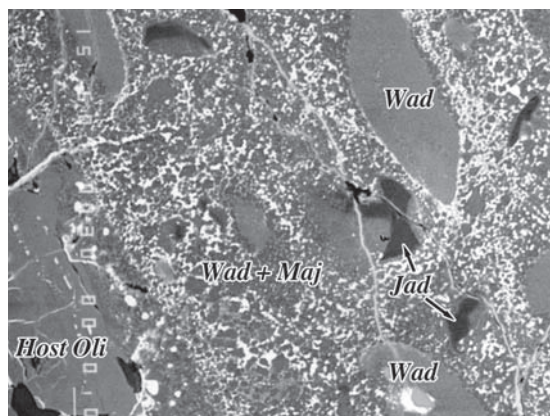


図7：Y-75100(H6)の反射電子像写真。メルトベインの組織、構成鉱物を示す。Wad, ワズレアイト, Maj, メージャライト, Jad, ジェーダイト, Host oli, ホストのカンラン石。横幅0.2mm。薄片は国立極地研究所提供。

コンドライトが報告されているが、その大部分は衝撃溶融したものである [1]。なお、母天体を溶融し、ある種の分化隕石を生じさせる熱源としてこの衝撃が主たる要因である、という説も提唱されている。

ところでRubin [15] は普通コンドライトの約1%はメルトロック、メルト角礫岩であるとしているが、これらが最も多く認められる隕石はエンスタタイト・コンドライトである [13, 14]。何故これらの隕石にメルトロック、メルト角礫岩が多いかはよくわかっていないが、自形のエンスタタイトが全体に分布し、その粒間に斜長石やシリカ鉱物が晶出している。このような溶融組織は他の種類の隕石にも認められている。いず

れにせよ、これらのコンドライトでは天体同士の衝突現象が激しかったことが示唆される。

これほどの大規模溶融でなくとも、多くの隕石にはメルトポケット、メルトベインと呼ばれる溶融組織が認められている。前者は局所的に隕石が溶融しているもので、様々な種類の隕石で広く見られる (図5)。その周囲の鉱物は激しい衝撃を受けた組織を示している。メルトベインは0.02-3 mm程度の幅で、隕石を貫いて薄片上で暗色の脈として認められるものである (図6)。これは衝撃により、ずり破壊面が温度上昇して溶融したものと考えられている [16]。この中、あるいはその極近傍からはこれまでに数多くの超高压鉱物が発見されてきた (図7)。カンラン石の高压相である、ワズレアイト、リングウッドイト、輝石の高压相として、アキモトアイトやメージャライト、斜長石の高压相のリングンアイトとジェーダイト、シリカ鉱物の高压相のコーサイトなどが報告されている [17-19]。ベインが高压に保持されていた間に、その中で晶出、あるいは相転移し、その後急冷してできたものと、考えられている。

これらの超高压鉱物は地球のマントル深部でその存在が期待されるものである。なお、このベイン中の超高压鉱物についての詳細と存在意義については本特集号の富岡 [12]、宮原ほか [20]や、富岡・木村 [21] を参照されたい。なお、このベインが地球に隕石が落下した際の衝撃により生じたものでないことは、超高压鉱物を含むベインが大気との摩擦で生じる溶融皮殻で切

られていることから確認される [19].

3.4 衝撃作用と母天体

ほとんどの隕石は前述のように小惑星起源と考えられている。これらは直径が最大でも1000kmに満たず、また隕石の熱履歴の解析からは概ね200km以下、と見積もられている [22]。このような小天体では内部圧力は低く、超高压鉱物は期待できない。また、超高压鉱物はメルトベインでのみ発見される。故に、これらの鉱物が天体同士の高速度衝突時に発生した高圧力下で形成したことは明らかである。その圧力は超高压鉱物の解析から20GPa程度で、晶出の条件を考慮すると、高压持続時間は秒単位と考えられている [23]。この制約条件から天体のサイズは10 km以上で、衝突速度は2 km/secと見積もられる。これは上記の隕石の母天体のサイズと矛盾しない。

ところで、このようなメルトベイン中の珪酸塩超高压鉱物の分布については隕石毎に大きな不均一がある。分化隕石では火星隕石 [24]、月隕石 [25]を除くと超高压鉱物はまだ見つかっていない。ただ、これはまだ十分な研究が行われていない、という事情が関係している可能性もあり、今後の研究が待たれる。

一方、コンドライトでも超高压鉱物はタイプ6の普通コンドライト(特にL6コンドライト)には多く見ついているが、タイプ3には含まれない。また、エンスタタイト・コンドライトからはこれらは未発見であり(表1)、比較的低い圧力下で高压相に転移するシリカ鉱物にも高压多形相は見当たらない [26]。さら

に、炭素質コンドライトでは唯一CBグループに属するGujba隕石から珪酸塩鉱物の超高压相は見ついているが [27]、他の炭素質コンドライトからは見つかっていない。

このような隕石の種類毎に超高压鉱物の分布に見られる不均一は先に述べた衝撃ステージ分類にもある程度関係しているように見える。普通コンドライトでもタイプ3のものは衝撃の程度が低くS3以上は見つっていない。また、超高压鉱物を含んでいない炭素質コンドライトでは熱変成作用を被ったCKグループ(タイプ6までである)以外ではS3以下である。

このような違いはおそらく揮発性成分の含有量などに関係すると考えられている [9,10]。表1にその揮発性成分含有量を示す。炭素質コンドライトではこれを多く含み、また空隙率も高い。このため衝撃時に容易に高温になり、また揮発性成分のため、衝撃を強く受けた部分は母天体から飛散し、隕石としては残れなかったとされる [10]。タイプ3の普通コンドライトでも同様と考えられている [9]。

一方、3種類の普通コンドライトに関して多くの研究があるが、特にLコンドライトで多く超高压鉱物が見ついている。しかし、その原因ははっきりしない。少なくとも物性的には差が認められないので(表1)、特にLコンドライトの母天体でのみ、激しい天体衝突があった可能性も否定できない。

表1: コンドライトの物性比較

化学的グループ	E	H	L	LL	C
間隙率 (%) ¹⁾	-	3-11	0-14	15	24-35 for CI,CM,CV
密度 (g/cm ³) ¹⁾	3.4	3.2-3.7	2.9-3.5	3.2	1.6-3.2
リキダス温度 (°C) ²⁾	~1500	1640	1620	1620	~1500 for CV
H ₂ O 含有量 (落下隕石のみのデータ) ³⁾	<0.1	<0.9	<0.9	<0.6	0.2-2.6 (CM,CV)
超高压鉱物の産出	未発見	少ない	多い	少ない	希

1) [34], 2) [35,36], 3) [37]

4. 衝撃年代学

隕石がいつ衝撃作用を被ったかという情報は天体同士の高速度衝突の時期の問題と関連して興味深いところである。よく知られているように隕石は構成物質(コンドルール, 難揮発性包有物など)毎に形成年代が僅かに(しかしながら系統的に)異なるが, 概ね45.5億年の形成年代を持っている。

一方, 衝撃作用に敏感なAr年代では系統的に38-40億年と若い年代が得られている [28]。その中でも分化隕石のユークライトやホルワグイトでは34-41億年ごろにピークがある。一方, コンドライトは13億年以下と若い年代のものが多く, このような年代のばらつきは衝撃作用を主として被った時期の違いと考えられる。

特にLコンドライトは5億年前後にピークを持つ。これは先に述べたメルト角礫岩化したLコンドライトのRb-Sr年代とも一致する [29]。このグループの隕石がこのような若い時期に強い衝撃作用を被ったことが示唆される。一方, この年代はスウェーデンで発見されたオリドビス紀の地層中の化石隕石(Lコンドライト)の年代とも一致する [30]。Bottke et al. [31] はこれらに関連づけて, グフィオン族の小惑星がこの時期に破碎されて, その一部が地球に落下したと推測している。この仮説が正しいとすると, 衝撃を受けた隕石は小惑星の進化の過程を直接示す証拠ともなる。

一方, メルトバインそのものの年代測定も予察的に行われている。44億年程度の年代が報告されており [32,33], これが正しいデータとすると, この時期には天体同士の高速度衝突が始まっていた, と推定される。ただし, まだデータをより精度良く集める必要があり, これも今後の重要な研究課題である。

5. まとめ

これまで述べてきたように隕石には衝撃作用の直接の証拠が残っている。それらを読み解くことによって, 天体衝突現象の詳細のみならず, 現在の小惑星表面に関する知見も得られることが期待される。このような情報は小惑星同士の衝突, 破壊といった, 太陽系内の天体衝突現象を知るために重要である。

今後はどのような種類の天体同士の衝突がどのような程度で起こったか, といった観点から隕石を検討する必要がある。また, 衝撃作用の年代学は今後の重要な課題の一つとなると予想される。これにより, 上記の天体衝突の時間軸を求め, 太陽系における物質進化の過程の詳細を明らかにしていく必要があると思われる。

6. 謝辞

南極隕石に関する情報を提供頂いた小島秀康氏, 山口亮氏, 並びに本特集号に執筆する機会を提供して頂いた和田浩二氏, ゲストエディターの富岡尚敬氏, 及び査読者の山口亮氏に感謝いたします。また本研究の一部の遂行には科学研究費(No. 22540488)を使用しました。

参考文献

- [1] Weisberg, M. K. et al., 2006, in *Meteorites and the Early Solar System II*, 19.
- [2] Nakamura, T. et al., 2011, *Lunar Planet. Sci.* 42, #1766.
- [3] Burbine, T. H. et al., 2002, in *Asteroids III*, 653.
- [4] Bischoff, A. et al., 2006, in *Meteorites and the Early Solar System II*, 679.
- [5] Rubin, A. E. et al., 1983, *Meteoritics* 18, 179.
- [6] Bunch, T. E. and Rajan, R. S., 1988, in *Meteorites and the Early Solar System*, 144.
- [7] Zolensky, M. and Ivanov, A., 2003, *Chem. Erde* 63, 185.
- [8] Jenniskens, P. et al., 2009, *Nature* 458, 485.
- [9] Stöffler, D. et al., 1991, *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845.
- [10] Scott, E. R. D., et al., 1992, *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 4281.
- [11] Rubin, A. E. et al., 1997, *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 847.
- [12] 富岡尚敬, 2011, 遊星人(本特集号)
- [13] Rubin, A. E. and Scott, E. R. D., 1997, *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 425.
- [14] Lin, Y. and Kimura, M., 1998, *Meteorit. Planet. Sci.* 33, 501.

- [15] Rubin, A. E., 1995, *Icarus* 113, 156.
- [16] 森寛志, 1994, 鉱物学雑誌 23, 171.
- [17] Chen, M. et al., 1996, *Science* 271, 1570.
- [18] Tomioka, N. and Fujino, K., 1999, *Am. Mineral.* 84, 267.
- [19] Kimura, M. et al., 2004, *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 141.
- [20] 宮原正明ほか, 2011, 遊星人(本特集号)
- [21] 富岡尚敬, 木村眞, 2011, 日本結晶学会誌 53, 76.
- [22] Miyamoto, M. et al., 1981, *Proc. Lunar and Planetary Science Conf.* 12B, 1145.
- [23] Ohtani, E. et al., 2004, *Earth Planet. Sci. Lett.* 227, 505.
- [24] Sharp, T. G. et al., 1999, *Science* 284, 1511.
- [25] Ohtani, E. et al., 2010, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 100, 14651.
- [26] Kimura, M. et al., 2005, *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 855.
- [27] Weisberg, M. K. and Kimura, M., 2010, *Meteorit. Planet. Sci.* 45, 873.
- [28] Bogard, D. D., 1995, *Meteoritics* 30, 244.
- [29] Nakamura, N. et al., 1990, *Nature* 345, 51.
- [30] Schmitz, B. et al., 2001, *Earth Planet. Sci. Lett.* 194, 1.
- [31] Bottke, W. F. et al., 2009, *Lunar Planet. Sci.* 40, #1445.
- [32] Swindle, T. D. and Kimura, M., 2008, *Meteorit. Planet. Sci.* 43, A150.
- [33] 小澤信ほか, 2009, 地球外起源固体微粒子に関する総合研究」に関する研究会.
- [34] Consolmagno, G. J. and Britt, D. T., 1998, *Meteorit. Planet. Sci.* 33, 1231.
- [35] McCoy, T. J. et al., 1999, *Meteorit. Planet. Sci.* 34, 735.
- [36] Yamaguchi, A. et al., 1998, *Antarct. Meteorite Res.* 11, 18.
- [37] Jarosewich, E., 1990, *Meteoritics* 25, 323.