

地球外物質の無機元素分析及び同位体分析

近年、サンプルリターン計画の成功により地球外物質への関心が高まっている。地球外物質の持つ元素や同位体組成は、初期太陽系における物質進化の過程を反映している。それらの分析を行う宇宙化学研究は、化学分析技術の発展により支えられてきた。本稿では、地球外物質の無機元素分析、及び同位体分析の概略と、そこから得られた成果を紹介する。

岡 林 識 起

1 はじめに

宇宙は約 137 億年前のビッグバンにより誕生した。この時に生成された元素は H と He、そしてごく少量の軽元素のみであった。その後、数々の恒星が生まれ、その内部での核融合や超新星爆発で合成された様々な元素が宇宙空間へと放出された。放出された元素を含むガスや塵が集まると、希薄なガス雲が形成された。約 46 億年前、そのガス雲の一部が重力収縮し、原始太陽が形成された。ガス雲は原始太陽の周囲を回転し、薄いガス円盤を形成した。高温のガス円盤が冷却されるにつれて元素が凝縮し微小な固体物質が形成され、それらが集積して直径 10~100 km 程度の微惑星となった。そしてさらに微惑星が衝突・集積することで地球のような惑星が形成され、現在の太陽系の姿となった。これが我々の太陽系の大まかな形成史である (図 1)。

太陽系がどのように形成され、どのように進化して現在の姿になったのかを明らかにするために、様々な研究が行われている。その中には、数値計算による物理シミュレーションを用いた手法や、太陽系外の惑星系との比較により太陽系を研究しようとする天文学的手法も含まれる。中でも「宇宙化学」は、隕石に代表される地球外物質やその構成物質中に保持されている元素・同位体情報を化学分析により引き出すものであり、太陽系形成過程を解明するための最も直接的な研究手法の一つである。太陽系は約 46 億年前に形成され、その後わずか 2 千万年程度で現在のような惑星系の姿が構築されたと考えられている。我々の地球もその頃に形成された惑星の一つであるが、その後のコア-マントル分化や地殻の形成などの大規模な火成活動により、惑星形成当時の元素・同位体情報はほとんどかき消されてしまっている。一方、地球外物質の中には初期太陽系においてその物質が形成された当時の化学的情報を保持しているものが多

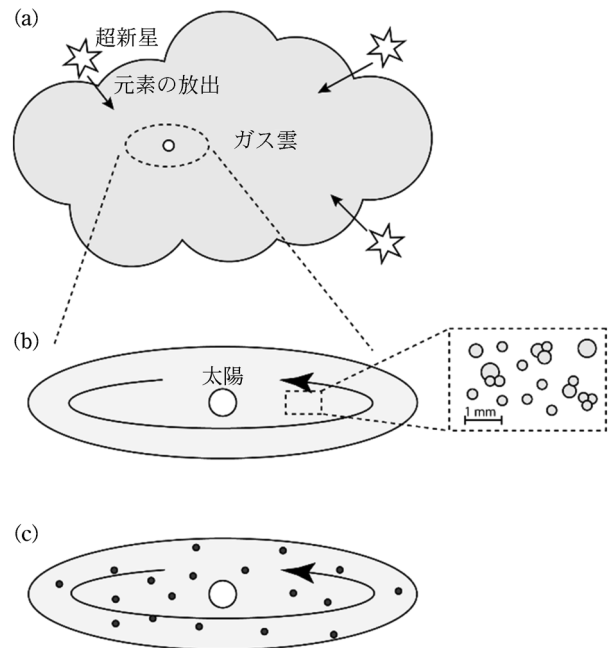


図 1 太陽系の形成過程

元素や塵によりガス雲が形成される (a)。その一部で太陽とガス円盤が形成され、温度が下がると元素が凝縮して微粒子となる (b)。微粒子の集積により微惑星が形成され、さらにそれらが集積して惑星が形成される (c)。

くあり、初期太陽系における物質進化過程について様々な知見を与えてくれる。

地球外物質の分析を行う宇宙化学研究は、化学分析技術のめざましい進歩によって支えられてきた。誘導結合プラズマ質量分析計 (ICP-MS) や表面電離型質量分析計 (TIMS)、2 次イオン質量分析計 (SIMS) 等の分析機器の発展や、元素・同位体分離濃縮技術の進歩により、より高精度で信頼性の高い元素・同位体分析が可能となった。また、マイクロメートルスケールで固体試料を分析できる微小領域分析技術の開発により、隕石を構成する微小物質毎の分析が可能となった。太陽系の形成過程はいまだ不明な点が多いが、今後、化学分析技術の

発展とともにさらなる知見が得られるものと期待される。ここでは、地球外物質、特に隕石物質と、そこから初期太陽系の情報を引き出すための無機元素・同位体分析について概説する。

2 地球外物質の概要

2.1 隕石

地球に降り注ぐ地球外物質の中でも直径 1 mm より大きい固体物質を隕石と呼ぶ。隕石は大気圏外から高速で落下してくるため、表面は大気との摩擦により溶融し、Fusion crust と呼ばれる黒い酸化被膜を形成する。Fusion crust 部分の化学組成は熱的作用により変化してしまい元の隕石の元素情報を保持していないため、分析の際には取り除く必要がある。隕石が落下してくる際には大きな音と光をともなう火球となる。落下が目撃された隕石は「落下隕石 (Fall)」と呼ばれ、最近では、2020 年 7 月に千葉県習志野市で火球をともなう落下隕石が確認され話題となった。一方で、すでに落下していた隕石が後になってから発見されることもある。このような隕石は「発見隕石 (Find)」と呼ばれ、中には数百万年前に地球に落下した隕石が最近になって発見されることもある。発見隕石は落下隕石と比べて圧倒的に数が多いが、地球落下後の風化作用により元素組成や同位体組成が変化していることがある¹⁾。

隕石の落下速度等から太陽系での軌道を計算した結果、隕石の多くが火星と木星の間にある小惑星帯から飛来していることがわかった²⁾³⁾。小惑星帯にある多数の小天体は、太陽系初期に惑星になれなかった微惑星の破片であると考えられている。また、数は少ないが、月や火星起源の隕石も発見されている。隕石は大きく分けると、岩石で構成された石質隕石、大部分が金属鉄で構成された鉄隕石、岩石と金属鉄が混ざり合った石鉄隕石の三つになる。さらにその構造や化学組成、酸素同位体組成などにより、いくつかの種類に分類される。隕石の分類を表 1 に示す。石質隕石の中でコア-マントル分化のような大規模な火成作用を経験していない微惑星由来のものをコンドライトと呼ぶ。コンドライトはコンドリュールと呼ばれるケイ酸塩の球状溶融物質のような初期太陽系で形成された粒子が集まって構成されており、隕石の中で最も原始的であると考えられている。コンドライトは炭素質コンドライト、普通コンドライト、エンスタタイトコンドライトに大別される。炭素質コンドライトには炭素(有機物)や水が比較的多く含まれている。また、地球に落下する隕石の 9 割は普通コンドライトである。一方、エコンドライトは火成作用を経験した天体由来する隕石であり、火星や月由来の隕石もこのグループに含まれる。

隕石は地球上の様々な場所で見つかっているが、砂漠や南極では周囲と色が異なるため特に発見されやすい。

表 1 隕石の分類

石質隕石
コンドライト
炭素質コンドライト (CI, CM, CO, CV, CK, CR, CH, CB)
普通コンドライト (H, L, LL)
エンスタタイトコンドライト (EH, EL)
その他 (K, R)
エコンドライト
始原的エコンドライト
オーブライト
ユレイライト
アングライト
プラチナイト
HED 隕石
火星隕石 (SNC)
月隕石
石鉄隕石
パラサイト
メソシドライト
鉄隕石

南極で発見された隕石は南極隕石と呼ばれ、これまでに約 50000 個もの隕石が回収されている⁴⁾。これは、南極に落ちた隕石が氷によって運ばれ、一か所に集められるためである。日本では国立極地研究所が南極隕石の保管・管理を行っている。他の隕石については、研究者間で貸し借りしたり、もしくは信頼できる隕石販売者から購入したりすることにより入手が可能である。

2.2 宇宙塵

地球外物質の中でも直径 1 mm 以下の固体微粒子を宇宙塵という。年間約 4 万トンの宇宙塵が地球に降り注いでおり、これは地球に落下する隕石の量よりも圧倒的に多い⁵⁾。多くは地球大気圏突入時に燃え尽きるが、一部は地上に到達する。地上に到達した宇宙塵は深海海底堆積物や南極の氷から回収される。また、降下速度の遅い微小な宇宙塵は、アメリカ航空宇宙局 (NASA) の飛行機により高度約 20 km の成層圏で回収され研究が行われている。宇宙塵の主要な起源は、彗星や小惑星の破片であると考えられている。

2.3 宇宙探査による帰還試料

1969 年、アポロ 11 号が月に着陸し、月の岩石を地球へと持ち帰ることに成功した。これが隕石以外で人類が初めて手にした地球外岩石物質であった。その後のアポロ 12 号、14 号、15 号、16 号、17 号も合わせて、合計 380 kg の月試料が持ち帰られた。また、ほぼ同時期にソ連も無人探査機を月へと着陸させ、ルナ 16 号、20 号、24 号により月試料が回収された。これらの月探査計画が終了してから 50 年近くが経過した現在でもアポロ試料やルナ試料の元素・同位体分析は続けられており、月

と地球の形成過程に対して大きな知見を与えている（例えば⁶⁷⁾）。

2010年には、日本の小惑星探査機「はやぶさ」が小惑星イトカワの表面にある数十マイクロメートルから百マイクロメートルほどの大きさの粒子を地球に持ち帰ることに成功した。これは、人類が初めて小惑星表面から直接手に入れた物質である。はやぶさの帰還直後から試料の分析が始まり、その同位体組成や化学組成が普通コンドライト（LLコンドライト）と呼ばれる隕石種と一致すること、すなわち、隕石が小惑星起源であることが証明された。これまでのイトカワ粒子の分析結果に関しては松本によってまとめられているのでそちらを参照されたい⁸⁾。また、本稿執筆現在（2020年11月）、はやぶさ2が小惑星リュウグウでの試料採取を終え、地球へと向かっている。さらに、NASAの探査機であるOSIRIS-RExが2020年10月に小惑星ベンヌでの試料採取に成功したとみられており、2023年に試料を持って地球へ帰還する予定である。

これらの帰還試料は一度に採取できる量が限られており、また、採取のためには莫大なコストが必要となる。その一方で、隕石物質とは異なり、地球上での風化作用による化学組成の変化を懸念する必要がない。また、隕石物質の場合は、その隕石がどの小惑星起源のものなのかをある程度推測するしかないが、帰還試料は試料採取地が明らかである。このような理由から、今後も宇宙探査による帰還試料が増えていくものと思われる。

3 元素・同位体分析法

隕石物質の元素組成・同位体組成分析法は、地球岩石の分析法と大きくは変わらない。分析の際にはICP-MSやTIMS、SIMSといった質量分析の他、中性子放射化分析（NAA）も用いられる。ICP-MSはArプラズマをイオン源としており、高感度多元素同時定量分析を行うことができる。TIMSは金属フィラメント上に溶液試料を塗布し、真空下で蒸発・イオン化して同位体比を測定するものである。TIMSで分析可能な元素はICP-MSほど多くはないものの、いくつかの元素（Sr, Nd, Os, Pb等）の同位体比についてはICP-MS以上の感度・精度で測定することが可能である。元素組成を知るための信頼度の高い手法として、ICP-MSやTIMSでの同位体希釈法による分析が挙げられる。同位体希釈法を適用するためには隕石試料を酸分解する必要がある。地球岩石試料の酸分解と同様、Si-O結合を切断するためにフッ化水素酸が使用されることが多いが、一部の元素がフッ化物を形成し、微量元素とともに沈殿してしまう可能性がある⁹⁾。そのため、フッ化水素酸を用いる酸分解では、フッ化水素酸+過塩素酸、もしくはフッ化水素酸+過塩素酸+硝酸を用いてホットプレート上で加熱分解する。しかし、この酸分解法ではTi, V, Zr,

Nb, Hf, Taといったフッ化物イオンと錯体を形成する元素が沈殿を生じる可能性があるため、注意する必要がある⁹⁾。また、隕石試料中にクロマイトやジルコンといった難溶性鉱物が含まれている場合は上記の方法では完全な酸分解が難しいため、高圧・高温分解が可能なテフロンボムを用いる。一方、NAAでは同位体比測定はできないものの、隕石試料を酸分解する必要がなく、難溶性鉱物の溶け残りを考慮する必要がないという利点がある¹⁰⁾。

近年では、隕石中の微小領域を分析する技術も向上している。コンドライトと呼ばれる始原的隕石物質は、Ca-, Al-rich inclusion (CAI) と呼ばれるCaやAlを多く含む鉱物の集合体や、コンドリュールと呼ばれるケイ酸塩の球状溶融物質、Fe-Ni金属粒子、硫化物（トロイライト）粒子など、初期太陽系で形成された数十から数百マイクロメートルの大きさの物質が集まって構成されている。このようなコンドライト構成物質ごと、もしくは構成物質に含まれている鉱物ごとの元素・同位体分析を行う際には、SIMSやレーザーアブレーション(LA)-ICP-MSが用いられる。どちらの場合も、固体試料表面を鏡面研磨して分析に用いる。また、SIMSではICP-MSやTIMSでは分析が困難な酸素同位体比を測定することが可能である。これらの手法は試料中のどの場所を分析したかという位置情報を保持できるため、隕石構成物質ごとの元素組成や同位体組成を比較することができる。さらに、位置情報が保持されることを利用し、濃度・同位体比マッピングを得ることが可能である。隕石以外の試料を分析する際と同様、固体分析の際には濃度もしくは同位体比が既知のマトリックス組成が一致した固体標準物質を準備する必要がある。しかし、そのような標準物質がどのような固体試料についても用意されているわけではないことに注意する必要がある。例えば、Fe-Ni金属粒子中の微量元素元素濃度をLA-ICP-MSを用いて測定する際には適切な合成標準物質がないため、元素濃度が均質だと考えられている鉄隕石グループが標準物質として用いられることがある^{11)~13)}。また、隕石物質の微小領域分析法の一つとして、マイクロドリルによって隕石物質表面を掘削し、回収した粉末試料を酸分解してTIMSで測定する方法もある。この手法では分析の空間分解能はSIMSやLA-ICP-MSほど高くはないものの、TIMSによる高精度同位体比分析を適用することが可能である。Myojoらはこの手法を用いてコンドライトに含まれるCAIのみをサンプリングし、そのSr同位体比を報告している¹⁴⁾。

4 隕石物質の元素組成

地球上では様々な火成作用が生じており、大規模なものだと金属核の形成、マントル・地殻の分化がこれにあたる。このような火成作用の際には、それぞれの物質相

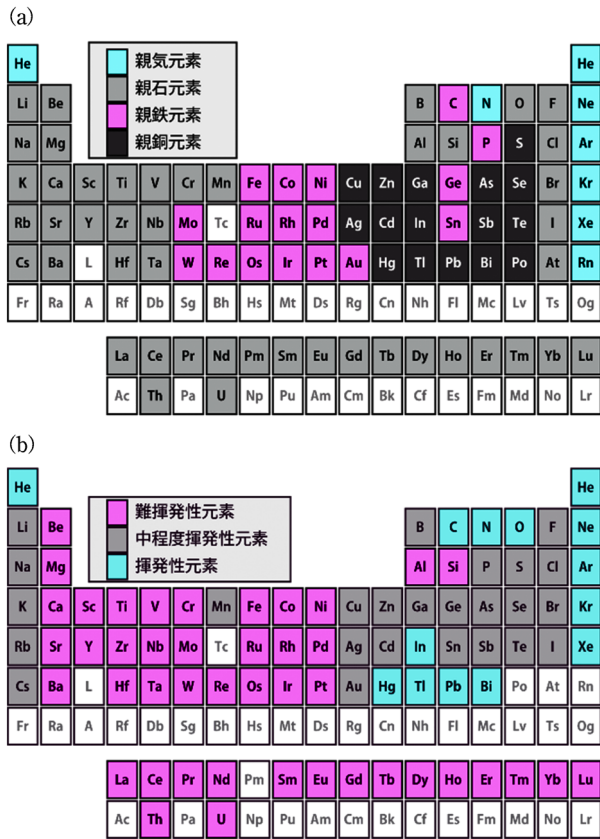


図2 元素の地球化学的分類(a)と宇宙化学的分類(b)

に取り込まれやすい元素が異なる。Goldschmidtは隕石と地球岩石の元素組成を比較し、物質間での元素の分配挙動に基づいた「元素の地球化学的分類」を提唱した¹⁵⁾。この分類では、金属相、ケイ酸塩相、硫化物相と親和性の高い元素をそれぞれ親鉄元素、親石元素、親銅元素に分類し、さらに大気集まる元素を親気元素としている(図2(a))。ただし、元素によっては、酸化還元状態や温度・圧力変化に伴い親鉄性や親石性の度合いが変化するものもある。この元素の地球化学的分類は、地球岩石だけでなく、他の惑星の岩石や隕石中の元素挙動を考えるうえでも重要な指標となる。

また、隕石グループ間や隕石構成物質間の元素の分別過程を理解するためには、元素を揮発性の違いに基づいて分類する「元素の宇宙化学的分類」が有用である。太陽系元素存在度を持った2000 Kほどの高温のガス(10⁻⁵~10⁻⁴ bar)が冷却していく際に、気相と熱力学的平衡を保ちながら固相が凝縮する過程を考える。まず、1800 K程度でRe, Os, Wといった金属元素の一部が金属相として凝縮する。その後、AlやCaが酸化物として凝縮する。さらに温度が下がって1300 K程度になると、MgやSiがマグネシウムケイ酸塩として、FeやNiはFe-Ni金属相として凝縮する。640 Kまで温度が下がるとSがFeと反応して硫化物(トロイライト)となる¹⁶⁾。この凝縮過程の中で、マグネシウムケイ酸塩やFe-Ni金属相よりも高温で凝縮する元素は難揮発性元

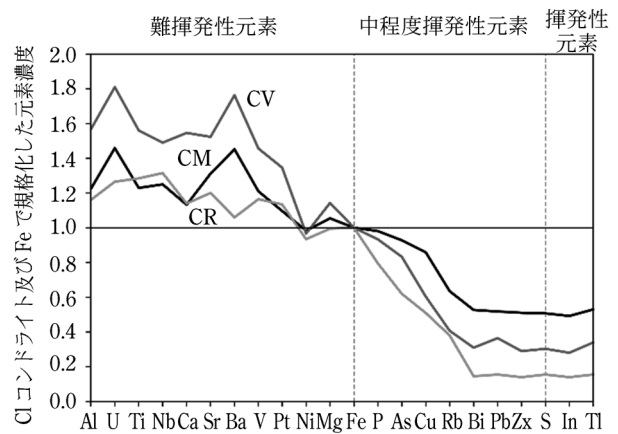


図3 CIコンドライト及びFeで規格化した炭素質コンドライト(CV, CM, CR)の元素存在度
横軸の元素は、左から右に向かって揮発性が大きくなるように並べている。元素濃度はBraukmüllerら¹⁷⁾による。

素、トロイライトよりも低い温度で凝縮する元素は揮発性元素、それらの中間の凝縮温度を持つ元素は中程度揮発性元素に分類される(図2(b))。

炭素質コンドライトの中で、CIコンドライトは太陽と極めて近い元素存在度を持っており、太陽系の平均元素組成を保持していると考えられる。他の炭素質コンドライトについては、難揮発性元素存在度はCIコンドライトと比較してほぼ同等か、多少高い値を持つ。一方で、中程度揮発性元素や揮発性元素の存在度はCIと比べて低くなるのがわかっている(図3)¹⁷⁾。炭素質コンドライトがこのような元素組成を持つ理由として、(1)初期太陽系でのガスからの凝縮の際に揮発性元素が十分に凝縮しなかった¹⁸⁾、(2)微惑星形成後の天体中での熱変性により揮発性元素が蒸発した¹⁹⁾、(3)コンドリュールと呼ばれる熔融物質が形成された際に揮発性元素が蒸発した²⁰⁾、などが考えられている。

5 隕石物質の同位体組成

5.1 同位体比測定

元素の同位体組成は初期太陽系で起きたイベントの年代や過程に関する情報を引き出すことができるため、同位体比測定は太陽系形成史を理解するうえで極めて重要なツールである。近年の多重検出器型(MC)-ICP-MS, TIMS, SIMSといった質量分析計の進歩により、隕石物質の高精度同位体比分析が可能となった。酸分解した試料の同位体分析を行う際には、キレート固相抽出を用いて、スペクトル干渉及び非スペクトル干渉を引き起こす元素を除去し、測定対象元素のみを分離する必要がある。また、固体分析の際にはマトリックス組成が一致した同位体比既知の標準物質を準備する必要がある。

試料中の同位体比の値は、標準物質からのずれをδ値とよばれる千分率で表す。例えばFeの例では、式

(1)のようになる。

$$\delta^{X\text{Fe}} = \left[\left(\frac{X\text{Fe}}{54\text{Fe}} \right)_{\text{試料}} / \left(\frac{X\text{Fe}}{54\text{Fe}} \right)_{\text{標準物質}} - 1 \right] \times 1000 (\%) \dots\dots\dots(1)$$

Xは56もしくは57である。より高精度で同位体比が求まる元素の場合は一万分率(ε値)で表す。近年ではTIMSによる高精度同位体比分析の場合、百万分率(μ値)で標準物質からの偏差を表すこともある。

5・2 質量依存同位体分別

同位体間では陽子数が同じであるため、化学的特徴はよく似ている。しかし、原子核の質量の違いにより化学反応性に違いが生じ、物質の同位体組成が変化する。このように同位体の質量を反映して生じる同位体分別を質量依存同位体分別という。

質量 *m* の原子が拡散する際の運動速度 *v* は、式(2)のように表される。

$$v = \sqrt{\frac{3kT}{m}} \dots\dots\dots(2)$$

ここで、*k*はボルツマン定数、*T*は絶対温度である。この式からわかるように運動速度は質量の関数であり、重い同位体ほど軽い同位体と比べて速度が遅くなる。このように同位体間での運動速度の違いに起因する同位体効果を速度論的同位体効果(もしくは動的同位体効果)という。速度論的同位体効果は鉱物間での元素の拡散や開放系での蒸発・凝縮過程で生じる。月のZn同位体比(⁶⁶Zn/⁶⁴Zn)は地球マントルや未分化な微惑星を起源とする隕石と比較して1%ほど高いことがわかっている。これは、月を形成したジャイアントインパクトの際に元素の蒸発が生じ、運動速度の大きい軽いZn同位体(⁶⁴Zn)が優先的に蒸発・散逸したためだと考えられている²¹⁾。

また、物質間での平衡反応により生じる同位体効果を平衡論的同位体効果という。平衡論的同位体効果によって生じる同位体分別の大きさはBigeleisenらにより定式化されている²²⁾。

$$\ln \alpha_{A-B} = \frac{1}{24} \left(\frac{h}{2\pi kT} \right)^2 \frac{m_2 - m_1}{m_1 m_2} \Delta a \dots\dots\dots(3)$$

ここで、 α_{A-B} は同位体分別係数であり、物質A、Bそれぞれの同位体比 R_A 、 R_B の比(= R_A/R_B)を表す。また、 m_1 、 m_2 は同位体の質量(ただし $m_1 < m_2$)、 Δa は元素の化学結合の差を表す。式(3)は、平衡論的同位体効果の大きさが次の三つにより決まっていることを示す。

- ① $\ln \alpha_{A-B}$ は T^{-2} に比例する。すなわち、温度が高いほど物質A、B間での同位体比の差は小さくなる。
- ② $\ln \alpha_{A-B}$ は同位体の質量差に比例し、同位体の質量

の積に反比例する。

- ③ $\Delta a > 0$ の時、 $\alpha_{A-B} > 1$ となる。すなわち、化学結合が強い物質ほど重い同位体が濃集する。
- また、同位体分別係数とδ値との間には、

$$1000 \ln \alpha_{A-B} \doteq \delta_A - \delta_B \dots\dots\dots(4)$$

の関係性がある。

Hinらは、ケイ酸塩と金属鉄間でのFeの平衡論的同位体分別過程では、金属鉄に重いFe同位体が濃集することを実験的に示した²³⁾。この結果を地球に適用すると、金属核の方が地殻とマントルを合わせたケイ酸塩部分(bulk silicate Earth: BSE)よりも重いFe同位体に富んでいるということになる。実際、分化惑星の金属核由来であると考えられる鉄隕石は、コンドライト($\delta^{57}\text{Fe} \approx 0\%$)と比べて重いFe同位体に富むことがわかっている($\delta^{57}\text{Fe} = 0.01-0.32\%$)²⁴⁾。しかし、地球のBSEもコンドライトと比べて重いFe同位体組成($\delta^{57}\text{Fe} = 0.05\%$)を持つため²⁵⁾、地球金属核がより重いFe同位体組成を持つとすると、地球全体の平均Fe同位体組成は地球の材料物質であるコンドライトよりも重いことになる。この矛盾を説明するために、地球金属核は実際には速度論的な過程を経て形成されたためBSEよりも軽いFe同位体組成を持つとする主張や²⁶⁾、地球材料物質が集積した際に一部のFeが蒸発したため地球全体のFe同位体組成が重くなったとする主張などがあり²⁷⁾、現在も議論が続いている。

5・3 同位体異常(非質量依存同位体分別)

図4に隕石物質の酸素同位体比を示す。この図のように縦軸に $\delta^{17}\text{O}$ 、横軸に $\delta^{18}\text{O}$ (どちらも分母は¹⁶O)をとったとき、質量依存同位体分別により変化した同位体組成は傾き約1/2の質量依存同位体分別線を形成す

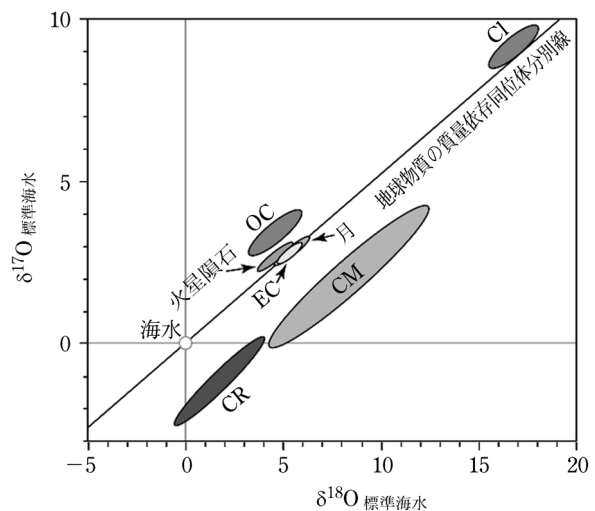


図4 隕石物質の酸素同位体ダイアグラム
OC: 普通コンドライト, EC: エンスタタイトコンドライト

る。隕石物質には、地球物質が形成する質量依存同位体分別線とは重ならない酸素同位体組成を持つものがいくつも存在し（図4）、このような質量に依存しない同位体分別を同位体異常と呼ぶ（ただし、多くの場合、放射性核種による影響は含まない）。多くの地球外物質が酸素同位体異常を持つことは、それらが地球とは異なる材料物質で形成されたことを示す。一方、エンスタタイトコンドライトは酸素同位体異常を持たないため、地球と同じ由来を持つ物質により形成されているものと考えられる。

近年では、MC-ICP-MSやTIMSにより重元素の高精度同位体比分析が可能となり、コンドライト中のTi, Cr, Sr, Mo, Ndなどに同位体異常が発見されている。また、その同位体異常の大きさは、炭素質コンドライトと非炭素質コンドライトの間で異なることがわかってきた。これは、微惑星形成前の初期太陽系における同位体組成が均質化されていなかったことを示している。また、炭素質コンドライトと非炭素質コンドライトの同位体異常の大きさの違いは、両者が形成された場所が空間的に分断されていたことを反映していると考えられる²⁸⁾。そのような分断の原因として、地球の20倍以上という巨大な木星コアが存在したことにより、その外側（炭素質コンドライトの形成領域）の物質が太陽近傍へと落下することが食い止められたのではないかと考えられている。結果として、木星コアより外側の物質は内側（非炭素質コンドライトの形成領域）の物質と十分に混合しないまま微惑星にまで成長した可能性が指摘されている²⁹⁾。この同位体異常の二分性については深井により詳しくまとめられているので、そちらも参照されたい³⁰⁾。

5.4 同位体年代測定

同位体の中には、不安定な原子核が放射線を放出してより安定な原子核へと変化するものがある。これを放射壊変といい、もとの核種を親核種、放射壊変により生成された核種を娘核種という。親核種の半分が娘核種へと変化する時間を半減期と呼ぶが、半減期は親核種の量や温度、圧力に依らず同位体ごとに一定である。そのため、親核種と娘核種の変化量から、分析対象とする系（岩石や鉱物など）が系の内と外との間で元素の移動がない閉鎖系となつてからの経過時間を知ることができる。放射壊変核種を用いた隕石物質の年代測定法には、半減期が長い親核種がまだ存在する長寿命核種を利用するものと、半減期が短い太陽系形成時に存在した親核種がすでに自然界から消滅した短寿命核種（消滅核種）を利用する二つの方法がある。長寿命核種を利用する年代測定法の代表的なものとして、 $^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$ 、 $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ 、 $^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}$ 、 $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ 法などがある。また、短寿命核種を利用する年代測定法には $^{26}\text{Al}-^{26}\text{Mg}$ 、

表2 年代測定に利用される代表的な同位体壊変系列

	親核種	娘核種	半減期
長寿命核種	^{87}Rb	^{87}Sr	488 億年
	^{147}Sm	^{143}Nd	1060 億年
	^{176}Lu	^{176}Hf	350 億年
	^{187}Re	^{187}Os	416 億年
	^{235}U	^{207}Pb	7.0381 億年
	^{238}U	^{206}Pb	44.683 億年
短寿命核種	^{26}Al	^{26}Mg	73 万年
	^{10}Be	^{10}B	150 万年
	^{53}Mn	^{53}Cr	370 万年
	^{60}Fe	^{60}Ni	150 万年
	^{182}Hf	^{182}W	900 万年
	^{146}Sm	^{142}Nd	1.03 億年

$^{10}\text{Be}-^{10}\text{B}$ 、 $^{60}\text{Fe}-^{60}\text{Ni}$ 、 $^{182}\text{Hf}-^{182}\text{W}$ 法などがある（表2）。長寿命核種を用いた年代測定では試料が閉鎖系となつた年代（絶対年代）を直接求めることができるが、短寿命核種を用いた年代測定法では試料間の相対的な年代の差（相対年代）を求めることしかできない。一方、短寿命核種年代測定法では親核種の半減期が短いため、長寿命核種を用いた年代測定法と比べて単位時間当たりの壊変率が大きく、高い時間分解能で年代値を求めることができる。

長寿命核種年代測定法の中で例外的に高い年代精度を得ることができるのが、 $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ と $^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ という二つの壊変系列を組み合わせた $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ 年代測定法である。この年代測定法は、親核種であるUの測定が必要なく、Pb同位体比の測定だけで年代値を求めることができる。そのため、試料の酸分解やキレート樹脂を用いた元素抽出によりU/Pb比が変化したとしても、求める年代値に影響を与えない。また、U-Pb壊変系列の半減期が高精度で求められているため³¹⁾、隕石に含まれる初期太陽系物質の高精度年代測定（ $\pm < 100$ 万年）が可能である。Amelinらは $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ 年代測定法により初期太陽系物質であるCAIの形成年代を求め、45.6718億年 \pm 50万年という年代を報告している³²⁾。CAIは難揮発性元素であるCaやAlを多く含む鉱物で形成されており、初期太陽系が冷却されていく過程で形成された最初の固体物質であると考えられている。そのため、Amelinらの研究は、45.6718億年 \pm 50万年前に太陽系内で最初の固体物質が形成されたことを示している。

6 まとめ

地球外物質の持つ元素・同位体組成は、初期太陽系における様々な物質進化過程を反映している。分析技術が大きく進歩したことにより、隕石に代表される地球外物質から信頼性の高い元素・同位体情報を引き出すことが可能となった。これにより、初期太陽系でどのようなイ

イベントがいつ起こったのかを知ることができるようになってきた。また、はやぶさによる小惑星試料採取の成功以降、ここ10年ほどで地球外物質への社会的な関心が高まっているように感じられる。本稿執筆現在、はやぶさ2がリュウグウ試料を届けるために地球へと向かっており、その試料の分析が進めば太陽系や地球形成過程への理解がさらに深まるものと思われる。今後も分析化学のさらなる発展により、太陽系形成過程の解明が進むことを期待したい。

文 献

- 1) G. Saunier, F. Poitrasson, B. Moine, M. Gregoire, A. Seddiki : *Met. Planet. Sci.*, **45**, 195 (2010).
- 2) R. E. McCrosky, A. Posen, G. Schwartz, C.-Y. Shao : *J. Geophys. Res.*, **76**, 4090 (1971).
- 3) I. Haliday, A. A. Griffin, A. T. Blackwell : *Meteoritics*, **16**, 153 (1981).
- 4) M. Bingkui, X. Zhipeng, Z. Chuantong, O. Ronglin, S. Yunlong : *Adv. Pol. Sci.*, **29**, 61 (2018).
- 5) S. G. Love, D. E. Brownlee : *Science*, **262**, 5133 (1993).
- 6) P. A. Sossi, F. Moynier : *Earth Planet. Sci. Lett.*, **471**, 125 (2017).
- 7) S. Okabayashi, T. Yokoyama, T. Hirata, K. Terakado, E. M. Galimov : *Geochim. Cosmochim. Acta*, **269**, 1 (2020).
- 8) 松本 徹 : 日本惑星科学会誌, **28**, 68 (2019).
- 9) 横山哲也 : 地球化学, **39**, 27 (2005).
- 10) 海老原充 : 地球化学, **51**, 119 (2017).
- 11) M. Humayun : *Met. Planet. Sci.*, **47**, 1191 (2012).
- 12) N. Nakanishi, T. Yokoyama, S. Okabayashi, T. Usui, H. Iwamori : *Met. Planet. Sci.*, **53**, 1051 (2018).
- 13) S. Okabayashi, T. Yokoyama, N. Nakanishi, H. Iwamori : *Geochim. Cosmochim. Acta*, **244**, 197 (2019).
- 14) K. Myojo, T. Yokoyama, S. Okabayashi, S. Wakaki, N. Sugiura, H. Iwamori : *Astrophys. J.*, **853**, 48 (2018).
- 15) V. M. Goldschmidt : *Vidensk. Skrifter. I. Math. -Naturav. Klasse*, **3**, 5 (1923).
- 16) K. Lodders : *Astrophys. J.*, **591**, 2 (2003).
- 17) N. Braukmuller, F. Wombacher, D. C. Hezel, R. Escoube, C. Münker : *Geochim. Cosmochim. Acta*, **239**, 17 (2018).
- 18) J. T. Wasson, C.-L. Chou : *Meteoritics*, **9**, 69 (1974).
- 19) J. T. Wasson : *Rev. Geophys.*, **10**, 711 (1972).
- 20) C. M. O. D. Alexander : *Meteorit. Planet. Sci.*, **40**, 943 (2005).
- 21) R. C. Paniello, J. M. D. Day, F. Moynier : *Nature*, **490**, 376 (2012).
- 22) J. Bigeleisen, M. G. Mayer : *J. Chem. Phys.*, **15**, 261 (1947).
- 23) R. C. Hin, M. W. Schmidt, B. Bourdon : *Geochim. Cosmochim. Acta*, **93**, 164 (2012).
- 24) H. M. Williams, A. Markowski, G. Quitté, A. N. Haliday, N. Teutsch, S. Levasseur : *Earth Planet. Sci. Lett.*, **250**, 486 (2006).
- 25) P. A. Sossi, O. Nebel, J. Foden : *Earth Planet. Sci. Lett.*, **452**, 295 (2016).
- 26) E. M. Galimov : *Geochem. Int.*, **49**, 537 (2011).
- 27) P. A. Sossi, O. Nebel, M. Anand, F. Poitrasson : *Earth Planet. Sci. Lett.*, **449**, 360 (2016).
- 28) P. H. Warren : *Earth Planet. Sci. Lett.*, **311**, 93 (2011).
- 29) G. Budde, C. Burkhardt, G. A. Brennecka, M. Fischer-Gödde, T. S. Kruijer, T. Kleine : *Earth Planet. Sci. Lett.*, **454**, 293 (2016).
- 30) 深井稜汰 : 日本惑星科学会誌, **29**, 14 (2020).
- 31) I. M. Villa, M. L. Bonardi, P. De Bièvre, N. E. Holden, P. R. Renne : *Geochim. Cosmochim. Acta*, **172**, 387 (2016).
- 32) Y. Amelin, A. Kaltenbatch, T. Iizuka, C. H. Stirling, T. R. Ireland, M. Petaev, S. B. Jacobsen : *Earth Planet. Sci. Lett.*, **300**, 343 (2010).



岡林識起 (Satoki OKABAYASHI)

関西学院大学理工学部環境・応用化学科 (〒669-1337 兵庫県三田市学園 2-1)。京都大学大学院理学研究科修了。博士 (理学)。《現在の研究テーマ》初期太陽系の物質進化過程、人為由来元素の環境中での挙動。《趣味》日本酒、旅行。
E-mail : s-okabayashi@kwansei.ac.jp