# 始原天体有機物研究の今とこれから Ⅱ.不溶性有機物(IOM)

## **癸生川 陽子<sup>1</sup>** 2012年12月20日受領, 2013年2月1日受理,

2012年12月20日受領, 2013年2月1日受理.

(要旨) 隕石中の有機物の大部分は酸や溶媒に溶けない不溶性有機物(Insoluble Organic Matter, IOM)と呼ばれる複雑な高分子有機物からなっている.このような有機物は,芳香族骨格に脂肪族鎖やC=O等の官能基が置換した分子構造を持ち,原始太陽系星雲や隕石母天体での化学的・熱的作用を受けることで,様々な化学構造変化を起こす.したがって,変成過程の痕跡を記録している隕石有機物を調べることは、太陽系形成初期の物質進化の解明に重要な役割を果たすことが期待される.本稿では,隕石有機物,特にIOMの起源と進化について,最近の研究結果をまとめてレヴューする.

# 1. 初めに

本論文は、隕石中の「不溶性有機物」を中心に、で きる限り新しい研究結果を踏まえて、太陽系形成初期 における有機物の起源と進化を包括的に捉えようと試 みたつもりである、隕石中に見つかっている、アミノ 酸に焦点を置いた近年の研究動向に関しては、薮田氏 による「始原天体有機物研究の今とこれから I. アミノ 酸」[1]を参考にして頂ければ幸いである。

始原的なコンドライト隕石には最大で数wt%程度 の有機物が含まれており、その大部分(>70%)は不溶 性有機物(Insoluble Organic Matter, IOM)と呼ばれる、 複雑な高分子有機物である(図1[2]). この先は簡単の ためにIOMと記述する. これらの有機物は原始太陽 系星雲や隕石母天体での化学的・熱的作用を受けるこ とで、H/C比の減少や同位体比の変化等の様々な化 学構造変化を起こす. したがって、変成過程で受けた 痕跡を記録している隕石有機物を調べることは、太陽 系形成の初期過程で起こった物質進化過程の解明に重 要な役割を果たすことが期待される. IOMはHCl/HF あるいはCsF/HF処理により無機成分を溶かした残 差として回収される,黒っぽい粉末である. このよう な有機物の分離はかなり古くから行われていたようで、 下)から珪酸塩鉱物を溶かして炭質物が得られたという記録がある[3].本格的に隕石中の有機物に注目が 集まったのは1969年、オーストラリアにMurchison 隕石(CM2)が落下して以降であろう.ちなみに同年は、 メキシコにAllende隕石(CV3)の落下、日本の南極探 検隊による南極隕石の発見、そしてアポロ11ミッシ ョンによる月の岩石の回収など、惑星物質科学にとっ て重要な試料の当たり年であった.Hayatsuら[4]は、 熱分解・化学分解ガスクロマトグラフィーや赤外分光 などの手法を用いてIOMを分析し、芳香族骨格に脂 肪族鎖、COOH、OH、C=Oといった官能基を持つ複 雑な分子構造を持つことを確認した.今でも彼らの提 案した基本的な分子構造は揺らいでいない.

19世紀末にはOrgueil隕石(CI1, 1864年フランスに落

# 2. 不溶性有機物(IOM)の起源

これまでに議論されてきたIOMの起源については 諸説あるが,大きく2つに分けることができよう.1 つは,星間空間あるいは原始太陽系円盤の外縁部の極 低温環境で形成されたとする考えである.まず,分子 雲コアでのイオン・分子反応に続き,星間塵に吸着し た分子の粒子表面反応により低分子有機物(ギ酸,メ タノール,ホルムアルデヒド等)が生成[5],さらに星 間塵の氷マントル中でこれらの低分子有機物が紫外線



図1: Murchison隕石の不溶性有機物(IOM)のモデル図. Rは同様の有機構造のネットワークを表す. 図の出典[2].



図2:ホルモース反応及びそれに引き続き複雑な高分子有機物へと重合する過程の模式図.反応1:ホルムアルデヒド の重合,反応2:分子内転移による異性化,反応3:脱水及び閉環反応によりフラン状構造の形成,反応4:脱水反 応によりケトン(C=O)やオレフィン(C=C)構造の形成,反応5:還元反応,反応6:閉環反応,反応7:脱水素反応 により芳香族構造の形成,図の出典[13].

による光重合反応により高分子化したと考えられている[6]. さらに近年,太陽系形成初期過程において, 原始太陽系円盤の表面付近で,太陽からの紫外線を受

けて上記の反応が起こったとする提案がなされた[7]. ギ酸等の低分子有機物は,分光観測により星間空間に 広く存在が確認されている[5].また,星間空間の赤



図3: ホルムアルデヒドを出発物質として生成された高分子有機 物及びMurchison隕石のIOMの<sup>13</sup>C-NMRスペクトル.50℃ で生成した有機物(F50)及び,F50を200℃で1時間(F200-1),200℃で10時間(F200-10),250℃で4時間(F250-4),水 熱したもの.1:エノール(OHが結合した二重結合炭素),2: 芳香族またはオレフィン(C=C),3:アルコール(C-OH),4: メチン基(C-H).図の出典[13].

外スペクトルの3.4 μmバンド(脂肪族炭素の吸収領 域)とIOMの赤外スペクトルとの一致も観測されてい る[8]. さらに、重水素を含むイオン・分子反応は発 熱反応であるため、極低温におけるイオン・分子反応 では、有機物に重水素の濃集が起こる[9].<sup>15</sup>Nについ ても同様である.したがって、IOMに見られる重水 素や<sup>15</sup>Nの過剰は星間空間、あるいは原始太陽系円盤 の外縁部起源であると考えられている[10].

2つめは、高温の原始太陽系星雲を起源とする説で ある.星雲中のCO及びH2ガスを出発物質としてメタ ン及び鎖状炭化水素を形成する、フィッシャー・トロ プシュ反応:

 $CO+3H_2 \rightarrow CH_4+H_2O$ 

を基とした重合反応により、炭化水素を含んだ複雑な 高分子有機物が形成されるというものである[11].し かし、(a) IOM は芳香族炭化水素の割合が高いが、生 成物には鎖状炭化水素が多い、(b) 重水素の濃集を説 明できない、(c) 触媒となる金属や酸化物(例えばマグ ネタイトや鉄ニッケル合金など)と IOM との共存関係 があまり見られない、といった理由によりあまり受け 入れられていなかった.しかし、最近 Nuthら[12]に



図4: ホルムアルデヒドを出発物質として生成された有機物 (F50: 50℃で生成, F250: F50をさらに水熱したもの), Murchison隕石のIOM(Mur), 81P/Wild2彗星から採集 された塵(SD1, SD2), 惑星間塵(Interplanetary dust particles, IDPs)の炭素X線吸収端近傍構造(C-XANES)ス ペクトル. 1: オレフィン(C=C), 2: 二重結合炭素に結合し たケトン(C=C-C=O), 3: カルボキシル(COOH). 図の出 典[13].

よる, 混合ガスに№を加え, フィッシャー・トロプ シュ反応にハーバー・ボッシュ反応:

 $N_2+3H_2 \rightarrow 2NH_3$ 

を組み合わせた実験により,再び注目を集めている. 彼らの実験により,これまでは触媒効果を失わせてし まうと考えられていた,粒子表面への有機物のコーテ ィングが自己触媒作用を持つことにより効果的に反応 を進行させ,なおかつ,IOMのような窒素や芳香族 炭化水素を含んだ複雑な高分子有機物を形成すること が示唆された.

そして近年3つめとしてCodyら[13]により、ホル ムアルデヒド(CH<sub>2</sub>O)を出発物質とするホルモース反 応:

 $2CH_2O \rightarrow C_2H_4O_2(グリコールアルデヒド)$ 

CH-O C<sub>3</sub>H<sub>6</sub>O<sub>3</sub>(グリセルアルデヒド)<sup>nCH-O</sup> 糖類 を基にした重合反応(図2)による,太陽系形成初期の 始原天体における液体の水の存在下でのIOMの形成 が提案された.ホルムアルデヒドは星間空間や彗星か らも見つかっていることから[14],このような始原天 体におけるホルムアルデヒドの存在は充分に考えられ る.また,星間空間に存在するホルムアルデヒドは重

水素の割合が高いため[15]. 星間空間由来のホルムア ルデヒドが始原天体に存在していたとすれば, IOM における重水素濃度の高さも説明できる。核磁気共鳴 (Nuclear Magnetic Resonance, NMR)やX線吸収端近 傍構造(XANES)分析の結果をみると、Codyらの合成 した高分子有機物は, 始原的なコンドライト隕石に含 まれるIOMと類似した分子構造を持っていることが 分かる[13](図3,図4)、さらに、系にアンモニアを加 えることにより、低温での重合反応が速度論的に有利 になり、なおかつ、IOMとの分子構造レベルでの類 似性が増すことが分かった[16]. また、ホルムアルデ ヒドを基に重合された有機物には、スターダストミッ ションにより81P/Wild2彗星から採集された塵や,彗 星起源と考えられている惑星間塵(Interplanetary Dust Particle, IDP)に含まれる有機物との類似性も見 られる[13](図4). したがって、81P/Wild2彗星塵や IDPに含まれる有機物が元となって、隕石母天体での 水質変成や熱変成を受けることで, 隕石有機物 (IOM)へと進化していったのかもしれない.

隕石有機物分析や天文観測,室内実験から,様々な IOM形成のシナリオが提案されているが,複数の起 源が寄与している可能性もあり,未だIOMをはじめ とした隕石有機物の起源は完全には解明されていない. いずれにせよ低分子有機物から高分子有機物へと進化 してゆき,彗星に存在するような始原的なものから, 水質変成や熱変成を経て,隕石にみられるような様々 なバリエーションを持つIOMへと進化していったと 考えられる.隕石母天体でのIOMの進化については 以下の章で述べる.

# 3. 不溶性有機物(IOM)の進化

#### 3.1 水質変成

水質変成を受けた代表的な隕石グループは、CI, CM, CR炭素質コンドライトである.これらの隕石 はさらに,水質変成度の高いものから岩石学タイプ1 ~3に分けられる.例えば,岩石学タイプ2のCMコ ンドライトはCM2というように記述する.これらの 隕石のIOMのNMR分析によると,CR2<CII<CM2の 順でやや芳香族炭素の割合の増加がみられるが[17], 赤外吸収スペクトル[18](図5A),ラマンスペクトル [19],及びH/C元素比[20,21](図6)にはあまり差はみ られない.IOMの熱分解生成物をガスクロマトグラ フ質量分析法(GCMS)などにより詳細に分析すると, 水質変成に伴い,エーテル結合(-O-)の減少や,芳香 族部分のベンゼン環の数の減少などがみられるようで ある[22].また,IOMから熱水処理により分離された アンモニアの量は大きく異なり,多いものから, GRA 95229(CR2) >Orgueil(CI1) >Murchison(CM2) >Ivuna(CI1)>Renazzo(CR2)>Bells(Unusual CM2)と なっている[23].しかし,水質変成度の違い(岩石学 タイプ)や隕石グループ間での系統的な変化は見られ ない.一方,IOM中の水素同位体比(δD値)は隕石グ ループ間で大きな違いが見られる[20,21](図6).CR コンドライトでは高い値をとり,CM,CIコンドライ トではやや低い値となっている.

まとめると、これらの隕石のIOMは、岩石学タイ プによる系統的な変化はあまりみられず、むしろ隕石 グループ間でやや違いがみられるようである.したが って、IOMの化学構造は、岩石学タイプにより示さ れるような水質変成度よりも、変成を受けた環境の違 いを反映しているように思われる.

#### 3.2 熱変成

熱変成を受けた代表的なコンドライト隕石のグルー プは、CV及びCO炭素質コンドライト、普通コンド ライト(OC), エンスタタイト・コンドライト(EC)で ある. 熱変成度の低いものから岩石学タイプ 3.0~6 に分けられる.これらの隕石は200℃以上の高温を経 験しており、低温(0~150℃)の水質変成を受けた隕石 に比べ、IOMの分子構造に大きな変化が見られる。 ラマン分光法やX線吸収端近傍構造(XANES)分析に よると、これらのIOMは熱変成に伴いグラフェン構 造が発達したことが分かる[19, 24]. また赤外分光法 を用いることにより、グラフェン構造だけでなく、熱 変成に伴う各種有機官能基の減少を詳細に観測するこ とができた[18](図5).特に、カルボニル基(C=O)の 変化は温度以外の要因も反映していることが分かり. 興味深い、以下に赤外分光分析により得られた熱変成 によるIOMの変化[18]を少し詳しく紹介する.

様々なコンドライト隕石のIOMの赤外吸収スペク トルは、スペクトルの特徴に基づいて4つのグループ (A~D)に分けられた、グループAは、芳香族C=Cに



図5:様々なコンドライトIOMの赤外吸収スペクトル.スペクトルの特徴に基づき、A ~ Dのグループに分けた.それぞれ左 側:3800 ~ 2700cm<sup>-1</sup>,右側:1900 ~ 800cm<sup>-1</sup>. IOMの受けた熱履歴はA<B<C≈Dと考えられる.なお、グループC、Dの一 部に脂肪族C-Hが多くみられるが、原因として(a)芳香族C=Cのピーク高さでスペクトルを規格化しているため、グラフェ ン化が進み赤外活性な芳香族C=Cが減少するに従ってその他のピークが過大評価される、(b)有機汚染、の2つが考えら れる.図の出典[18].

対して、O-H, 脂肪族C-H, C=Oが多くみられること が特徴であり、熱変成を受けていないタイプ1、2の 炭素質コンドライト(CR, CM, CI)が含まれる(図 5A). グループBは、グループAよりも上記の有機官 能基の存在度がやや少ないことが特徴であり、弱い熱 変成を受けたタイプ3.0の普通コンドライト、CO炭 素質コンドライトが含まれる(図5B). グループCは. 芳香族C=Cに対してさらに他の官能基が少なく,芳 香族C=C及び芳香族骨格のピークがシャープになっ ていることから芳香族構造の発達が見られることが特 徴であり、熱変成を受けたタイプ3.1以上の普通コン ドライト, CV3炭素質コンドライトが含まれる(図 5C). グループDは、グループCと似ているが、C=O のピーク位置に明確な違いが見られ、タイプ3.1以上 の普通コンドライト、炭素質コンドライト(CV3. CO3)が含まれる(図5D). C=Oに注目してみると、グ ループA>B>Cの順で芳香族C=Cに対するC=Oの存 在度の低下が見られ、グループA、Bに比べ、グルー プCではC=Oのピーク位置の高波数へのシフトが見 られた.これは、熱変成によりC=Oの存在度が下が ると共に、カルボキシルやエステルから、ラクトン型 の構造(図7)に変化した結果と考えられる。グループ Dは最も低波数にC=Oのピークがみられ(図5D).不 飽和ケトン構造(図7)に由来すると考えられる。グル ープCとDに属する隕石が経験した温度に大差はない ため[24]、これらの分子構造の違いは温度によるもの ではなく、酸化還元環境の違いによるものであると考 えられる. したがって、グループDに属する隕石は、 比較的水の存在度が高い環境で熱変成を受けたために、 脱炭酸反応などによりカルボキシル基が減少すると共 に、新たに酸化されることにより不飽和ケトン型の構 造が形成されたと考えられる、グループC、D共に



図6:炭素質コンドライト(CI, CM, CR, CV, CO), 普通コンドライト(OC), エンスタタイト・コンドライト(EC), 加熱を受けたCMコンドライト(CM-H),及び,Tagish Lake隕石のIOMの水素同位体比(δD値)とH/C 元素比の プロット. Murray隕石IOMを300℃で6日間水熱(Murraywet [25]), Murchison隕石IOMを270,300,330℃で3日 間水熱(Murchi-wet [26]),及び,Murchison隕石IOMを 不活性ガス雰囲気下で加熱(Murchi-dry[27])のデータも重 ねてプロットした、図は[20,21]を改変.Tagish Lakeld [36], Murray-wetは[25], Murchi-wet及びCM-Hは[26], Murchi-dry[d[27]を引用.



図7:カルボキシル基,エステル結合,ラクトン型構造,及び不 飽和ケトン型構造の例.

CVコンドライトを含んでいることを考慮すると、これらの違いは同一母天体内における局所的な水の存在量の違いを反映していることが示唆される.

一方, IOMのH/C元素比と水素同位体比(δD値) の関係をみてみよう(図6). CV, CO炭素質コンドラ イト及びエンスタタイト・コンドライト(EC)は, H/ C元素比とδD値共に低い値を持っており, 熱変成を 受けていないコンドライト(CI, CM, CR)様のIOM が熱変成を受けることにより, H/C比・δD値共に減 少したと考えることができる. しかし, 普通コンドラ



図8: (a)Cody らの方法[13]をもとに重水素化して合成した模擬 IOMの水熱実験から求めたD/H比減少のプロファイル(実 線)[28],(b)Murchison隕石のIOMを不活性ガス雰囲気下 で加熱し、赤外吸収スペクトルの変化から求めた、脂肪族 C-Hの減少のプロファイル(破線)[29].



図9: WIS 91600(300 ~ 500 °C), PCA 91008(500 ~ 750 °C), Y-86720(>750 °C), Vigarano(CV3.1/3.4) 隕 石 のIOMの C-XANESスペクトル. 図の出典[34].

イト(OC)のIOMは, H/C比の減少が見られるものの, 高いδD値を持っている[20, 21]. これらの違いは何 を意味するのだろうか?

IOMの加熱実験の結果と比較してみよう.図6に, Murray隕石(CM2)のIOMの300℃,6日間[25],及び, Murchison隕石(CM2)のIOMの270,300,330℃,3 日間[26]、それぞれの水熱実験結果を重ねてプロット してある.いずれも、δD値及びH/C元素比の減少が 見られる。一方、水を加えない不活性ガス雰囲気下に おける IOM の段階加熱(250~800℃)実験の結果。δD 値には顕著な減少は見られず。H/C比が大きく減少 している[27](図6).まとめると、比較的低温・水の 存在下では同位体比の減少が顕著に進み(図6におい て矢印の傾きが大きい)、比較的高温・水の不在下で はH/C元素比の減少が顕著である(図6において矢印 の傾きが小さい)といえよう.またこのことは、反応 速度論実験の結果からも確かめられる.図8は、(a) Codyらの方法[13]をもとに重水素化して合成した模 擬IOMの水熱実験から求めたD/H比減少のプロファ イル[28],及び(b) Murchison隕石のIOMを不活性ガ ス雰囲気下で加熱し、赤外吸収スペクトルの変化から 求めた脂肪族C-H減少のプロファイル[29]、を重ねて プロットしたものである. (a)と(b)を比較すると. 300℃程度を境に低温側ではD/H比の減少が速く、高 温側では脂肪族C-Hの減少が速いことが分かる.

以上を踏まえ,様々なコンドライトの水素同位体比 (δD値)とH/C元素比との関係[20, 21](図6)を考え てみよう.まず、IOMの前駆物質は2章で述べたよう に星間空間起源の高い δD 値を持っていたと考えられ る. また, H/C元素比は一般に加熱により減少する ことから、IOMの前駆物質のH/C比も高いと予測で きる. したがって、IOMの前駆物質は図6において右 上(おそらくグラフ枠の範囲外)にプロットされるであ ろう.低温の水質変成のみを受けた隕石は、H/C比 があまり変化せずに、 δD値が減少する(図6: CR, CI, CM). おそらく、分子構造はあまり変化せずに、比 較的δD値の低い水と同位体交換が起こったのであろ う.引き続き熱変成を受けるとH/C比も減少する(図 6: CV, CO). 一方, 水質変成をあまり受けずに熱変 成を受けると、δD値はあまり減少せずに、H/C比の みが減少する(図6: 普通コンドライト[OC]). このよ うな過程を経て、図6にみられるような複雑なδD値 とH/C比の関係に至ったと考えることができよう. なお, 普通コンドライトのIOMにみられる高い δD 値は, 議論の的となっており, 金属鉄などが水熱変成 により酸化され、母天体から水素が失われた際の同位 体分別に伴いδD値が高くなったとも考えられている [21].

#### 3.3 短期的な加熱による変成

南極で発見された隕石の中には、CM、CIコンドラ イトの特徴を持っているが加熱による脱水などが見ら れるものが多数存在する。Nakamura[30]はこれらの 隕石を岩石・鉱物学的特徴に基づき、4つの加熱ステ ージ:ステージI(<300℃),ステージII(300~500℃), ステージIII(500~750℃)、ステージIV(>750℃)に分 類した.これらの隕石は水質変成の後に、衝突あるい は太陽輻射熱等により、一般的なコンドライトが経験 した熱変成よりも短期間の加熱を受けたと考えられて いる[31]. このようなCMコンドライトのIOMの熱分 解ガスクロマトグラフィー分析の結果,加熱温度の高 いものほど、熱分解生成物の量が少ないことが分かっ た[32]. これは、高温を経験したものほど、IOMに含 まれる側鎖や架橋構造が減少し、より芳香族構造が発 達した結果.熱分解によって分離しにくくなったもの と考えられる. このことは、Y-86720隕石(経験温度 >750℃)のIOMの赤外吸収スペクトルに脂肪族C-Hや C=Oがあまり見られないことからも分かる[18](図 5C). また、加熱によるH/C比の減少も見られる[20. 21, 26](図6: CM-H). しかし、熱履歴の指標とされ るラマンスペクトルのGバンド位置・半値幅を見てみ ると、750℃以上を経験したと考えられるY-86720隕 石は、一般的なCMコンドライトの範囲内に収まって いる[19]. 同様に熱履歴の指標とされる, C-XANES スペクトルのグラフェン構造に由来する励起子のピー クも、Y-86720隕石にはあまり見られない[24]. 例え ば325~600 ℃ を 経 験 し た と さ れ る Allende 隕 石 (CV3.2/>3.6) [33]のラマンやC-XANESスペクトルと 比べると、Y-86720のIOMはずっと始原的にみえる. さらに、WIS 91600(300~500℃)、PCA 91008(500~ 750℃). 及びY-86720のC-XANESスペクトルの励起 子のピークは、Vigarano隕石(CV3.1/3.4, 経験温度 300~400℃ [33])と比べると非常に低い[34](図9). こ のような、ラマンスペクトルのGバンドやC-XANES の励起子は、いずれも芳香族の環状構造に起因し、こ れらの発達はIOM中のグラフェン構造の発達度を示 す、したがって、南極隕石などにみられる加熱を受け たCMコンドライトは、加熱時間が短期間だったこと により、長い期間熱変成を受けたCVやCOコンドラ イトほどにはグラフェン構造が発達しなかったと考え ることができる.一方で,H/C比や側鎖の減少は,短 期間の加熱でも比較的速く進行するのであろう.

#### 3.4 Tagish Lake 隕石

もう一点特筆すべきなのは、2000年1月にカナダ西 部の凍った湖に落下した, Tagish Lake隕石である. 隕石の一部は、数日中に手で触れることなく回収され、 冷凍保存されたため、地球の物質による汚染の最も少 ない隕石と言える. Tagish Lake隕石は、一般的な炭 素質コンドライトの母天体と考えられているC型小惑 星よりもさらに始原的なD型小惑星起源であると考 えられている[35]. 岩石学タイプは2だが、CIとCM との中間的な特徴を持っており、未分類の炭素質コン ドライトとされている. 最近, Tagish Lake 隕石の4 つの異なる岩相(5b, 11h, 11i, 11v)から分離された IOMの分析が行われた[36]. それぞれの岩相のIOM の水素同位体比(δD値)とH/C元素比は、5b>11h>11i >11v>Previous(以前の試料[20])の順に減少が見られ (図6)、母天体での水質変成度の違いを反映している と考えられている[36]. また, Tagish Lake隕石の IOM(以前の試料[20])とWIS 91600(経験温度300~  $500^{\circ}$  のCMコンドライト)のIOMの<sup>13</sup>C NMRスペク トルの類似が見られることなどから、これら隕石との 関係性も指摘されている[34]. Tagish Lake 隕石には、 加熱を受けたCMコンドライトのような含水鉱物の脱 水は見られないため、比較的低温での短期的な加熱を 反映している可能性もある.

# 4. 有機物と鉱物との関係

最後になるが、IOM研究において重要な点として、 これらの有機物が独立に存在しているわけではない、 ということが挙げられる.つまり、有機物は隕石中で 共存する鉱物などの無機物質と密接に関わりあってお り、その関係を無視することはできない。例えば、隕 石中の有機物と粘土鉱物との共存関係が観測されてい る[37,38].また、IOMの模擬物質としてフミン酸を 使った加熱実験から、サポナイト(粘土鉱物の一種)の 存在下においては有機物の熱的安定性が増すことが分 かっており[39]、このような粘土鉱物が有機物を保護 する役割を果たした結果、これらの周囲には有機物が 残留しやすいことが示唆された.一方で、Murchison 隕石のバルク試料とIOMとで有機物の熱分解を比べ ると、バルク試料、つまり鉱物と共存している状態の 有機物の熱分解の方が促進されたという結果もある [29]. また、Murchison隕石の透過電子顕微鏡による 観測から、アモルファス炭素が硫化物の周囲を <2nm 程度の厚さで取り巻いていることが見られ、フィッシ ャー・トロプシュ反応により硫化物の周囲に有機物が 形成されたことが示唆されている[40].

以上のような研究結果から鉱物種により有機物に及 ぼす影響は様々であることがうかがわれ、今後個々の 鉱物とIOMとの関係性を系統的に明らかにしていく 必要があろう.また、IOMと水との水素同位体交換 を考えるときに、含水鉱物との同位体交換や分配も考 慮すべきである[21].このような有機物と鉱物との関 係は未だあまり研究が進んでおらず、今後は隕石中の 有機物と鉱物の共存関係の詳細な観測を進めると共に、 これら共存鉱物を含めた実験的研究が必要であろう. 太陽系初期の物質進化過程の統一的な解明には、この ような有機物と無機物質との関係性の理解が不可欠で ある.

## 5. 今後の展望

今後,さらに隕石コレクションやリターンサンプル コレクションが増えれば,パズルのピースを埋めるよ うに初期太陽系での有機物の進化過程が解明されてい くことが期待される.また分析技術の進歩と共に,隕 石ほど多様な分析手法を適用できなかった,IDPなど の微小試料からより多くの情報を得られるようになる だろう.

はやぶさミッションによるリターンサンプルからの 画期的な成果[41-46]は記憶に新しく,後続のミッショ ンが待ち遠しい限りである.特に,はやぶさ2ミッシ ョンは,有機物を多く含むと考えられるC型小惑星を ターゲットとしているため,まさに始原天体の有機物 研究にはうってつけである.特に,(a)隕石有機物と の類似性を直接確かめられる,(b)宇宙風化の影響を 調べる,(c)地球上の有機物による汚染が最小限である, といった点において注目される.さらに,今後はより 始原的なD,P型小惑星をターゲットとしたミッショ ンも検討されている.D,P型小惑星起源と考えられ ている隕石は非常に少なく(先に紹介したTagish Lake隕石がその1つである), これらの小惑星からの 試料が手に入れば, 我々の太陽系始原物質に関する知 識は飛躍的に向上するだろう.

# 謝 辞

原稿執筆の機会を与えてくださり,また査読者とし て有益なコメントをして頂きました薮田ひかる先生 (大阪大学)に感謝致します.筆者は日本学術振興会の 支援を受けています.

# 参考文献

- [1] 薮田ひかる, 2010, 遊星人 19, 28.
- [2] Derenne, S. and Robert, F., 2010, Meteorit. Planet. Sci. 45, 1461.
- [3] Mueller, G., 1953, Geochim. Cosmochim. Acta 4, 1.
- [4] Hayatsu, R. et al., 1977, Geochim. Cosmochim. Acta 41, 1325.
- [5] Herbst, E. and van Dishoeck, E. F., 2009, Annu. Rev. Astro. Astrophys. 47, 427.
- [6] Greenberg, J. M. et al., 1995, Astrophys. J. 455, L177.
- [7] Ciesla, F. J. and Sandford, S. A., 2012, Science 336, 452.
- [8] Ehrenfreund, P. et al., 1991, Astron. Astrophys. 252, 712.
- [9] Millar, T. J., 2002, Planet. Space Sci. 50, 1189.
- [10] Aléon, J., 2010, Astrophys. J. 722, 1342.
- [11] Anders, E. et al., 1973, Science 182, 781.
- [12] Nuth III, J. A. et al., 2008, Astrophys. J. 673, L225.
- [13] Cody, G. D. et al., 2011, PNAS 108, 19171.
- [14] Mumma, M. J. and Charnley, S. B., 2011, Annu. Rev. Astro. Astrophys. 49, 471.
- [15] Loren, R. B. and Wootten, A., 1985, Astrophys. J. 299, 947.
- [16] Kebukawa, Y. et al., Astrophys. J. 投稿中.
- [17] Cody, G. D. and Alexander, C. M. O'D., 2005, Geochim. Cosmochim. Acta 69, 1085.
- [18] Kebukawa, Y. et al., 2011, Geochim. Cosmochim. Acta 75, 3530.
- [19] Busemann, H. et al., 2007, Meteorit. Planet. Sci. 42, 1387.

- [20] Alexander, C. M. O'D. et al., 2007, Geochim. Cosmochim. Acta 71, 4380.
- [21] Alexander, C. M. O'D. et al., 2010, Geochim. Cosmochim. Acta 74, 4417.
- [22] Sephton, M. A. et al., 2000, Geochim. Cosmochim. Acta 64, 321.
- [23] Pizzarello, S. and Williams, L. B., 2012, Astrophys. J. 749, 161.
- [24] Cody, G. D. et al., 2008, Earth Planet. Sci. Lett. 272, 446.
- [25] Yabuta, H. et al., 2007, Meteorit. Planet. Sci. 42, 37.
- [26] Oba, Y. and Naraoka, H., 2009, Meteorit. Planet. Sci. 44, 943.
- [27] Okumura, F. and Mimura, K., 2011, Geochim. Cosmochim. Acta 75, 7063.
- [28] Kebukawa, Y. and Cody, G. D., 2012, 43rd LPSC, Abstract 1034.
- [29] Kebukawa, Y. et al., 2010, Meteorit. Planet. Sci. 45, 99.
- [30] Nakamura, T., 2005, J. Mineral. Petrol. Sci. 100, 260.
- [31] Nakato, A. et al., 2008, Earth Planets Space 60, 855.
- [32] Kitajima, F. et al., 2002, Geochim. Cosmochim. Acta 66, 163.
- [33] Huss, G. R. et al., 2006, Meteorites and the Early Solar System II (Eds. Lauretta, D. S. and McSween, H. Y. Jr.), Univ. of Arizona, USA, pp. 567-586.
- [34] Yabuta, H. et al., 2010, Meteorit. Planet. Sci. 45, 1446.
- [35] Hiroi, T. et al., 2001, Science 293, 2234.
- [36] Herd, C. D. K. et al., 2011, Science 332, 1304.
- [37] Pearson, V. K. et al., 2002, Meteorit. Planet. Sci. 37, 1829.
- [38] Kebukawa, Y. et al., 2009, Chem. Lett. 38, 22.
- [39] 癸生川陽子, 中嶋悟, 2008, 遊星人 17, 232.
- [40] Brearley, A. J., 2002, 33rd LPSC, Abstract 1388.
- [41] Nakamura, T. et al., 2011, Science 333, 1113.
- [42] Yurimoto, H. et al., 2011, Science 333, 1116.
- [43] Ebihara, M. et al., 2011, Science 333, 1119.
- [44] Noguchi, T. et al., 2011, Science 333, 1121.
- [45] Tsuchiyama, A. et al., 2011, Science 333, 1125.
- [46] Nagao, K. et al., 2011, Science 333, 1128.