

《論 文》

未分化隕石から地球最初の5億年へのアプローチ

小 出 良 幸

要 旨

地球の岩石の多様性形成の素過程において、その材料が出発点となる。だが地球の創成期の5億年間は証拠が少ない。地球の材料と同源と考えられる未分化隕石から地球の創成期を探るために、その全容を整理した。隕石は非常に多様であるが、隕石の母天体が限定され、年代測定から創成期の出来事が整理できることがわかってきた。

キーワード：素過程、地球最初の5億年、未分化隕石、コンドライト、始原的エイコンドライト、母天

Ⅰ はじめに：地球の素材としての隕石

地質学的過程が始動するのは、地球の創成以降となる。地球創成の5億年間は冥王代と呼ばれる、形成における重要な作用が起こっていたはずである。

動物の誕生を考えると、受精から孵化までの間に起こる変化は非常に激しい。単細胞の受精卵が分裂を繰り返し、各種の役割をもった器官に分化していく。それは進化的変化（系統発生）をたどるようにみえることもある。やがて親と同じ形態にまで至り孵化する。発生ではサイズが大きくなるだけでなく、成分の再配分や機能分化など、基本的、本質的な変化を伴う作用となる。

地球では、太陽系の素材が集合していく過程で、物理条件（温度圧力など）が変化するとともに、成分と物性の違いによって構造（核、マントル、地殻、海洋、大気）や組成（金属、岩石、水、大気）、相（固体、液体、気体）が分化していく（小出、1994；1995a）。その結果、地球固有の多様な相構造や階層構造が形成されていく。それらの作用は創成期にもっとも激しく起こっていたであろう（小出、2021c）。それは普遍的な作用と考えられる（小出、2020a）ので、他の天体でも似た発展過程を経ている可能性がある（小出、2021a）。

地球では冥王代の42億年前までの痕跡（小出、1999a）がかるうじて見つかったが、あまりにも証拠は少ない。それ以前の証拠は未だに見つかっていない。今後も証拠探しは継続される

であろうが、待っているわけにはいかない。地球外に証拠を求める別のアプローチも必要になるだろう。地球外の天体には、初期段階で活動を停止したものもある（小出・山下，1996b）ため、地球には残されていない初期状態を比較対照とすることで探ることができるだろう（小出ほか，1997）。

地球外の調査には探査機が用いられる（小出・山下，1996a）。探査機が降り立ち、表層物質の科学的調査ができているのは、月、金星と火星、そして外惑星のいくつかの衛星である。探査機による科学的調査では、簡易的な岩石分析は可能であるが、搭載できる装置が限られることから、望む地域の試料を、取捨選択して採取し、望む装置による分析法によって、望む精度のデータをえることは不可能である。

現在、地球外物質として手にできているのは、アポロ計画で入手された月の岩石、はやぶさがサンプル・リターンした地球近傍小惑星の「イトカワ」、さやぶさ2による「リュウグウ」の3つの天体のみに限られ、あとは隕石となる。

隕石は、どの天体から、いつ飛び出し、いつ地球に落下したものか、など不明な点も多い素材である。しかし、上記の状況を鑑みると、地球外から由来した隕石は、非常に貴重な試料といえる。由来は明らかではなくても、地球外の実物試料が入手できれば、そこから地質学的に重要な情報が読み取られることになる。

現在、「地球創成5億年の解明」をテーマに研究を進めている。地球の誕生の各種条件について、まず「太陽系全体の素材」（小出，2022）を検討してきた。太陽系全体の素材から形成された固体物質として、隕石が重要な情報源となる。隕石については、小出（1995b）でまとめたが、それから四半世紀以上経過している。本論文では、隕石の最新情報をまとめ、どのような地質学的素過程が抽出できるかを検討していく。

本論文は、2022年度研究促進奨励金B「岩石成因による地質学的素過程の探求と応用」（SGU-BS2022-04）による成果をまとめたものである。

II 多様性形成の素過程

地球の地殻、マントルは岩石からでてくる。直接観察できる地殻表層の岩石に限っても多様であることは明らかである。岩石は、成因や形成時の各種の条件変化などにより、その多様性が形成されていく。岩石の多様性を生むメカニズムは、岩石学的アプローチによって解明されつつある（小出，2014）。

例えば、火成岩では、起源物質の多様性、溶融過程の条件、マグマ混合やマグマ汚染など上昇中の過程、冷却による結晶化条件などで化学的多様性が形成される。その多様性は、形成場の特徴を反映していることもわかってきている（小出，2015；2016；2017）。そのようなメカニズムの解析から、火成岩形成における素過程が抽出されることになる（小出，2018）。また、堆積岩の

多様性形成も同様に検討されてきている (小出, 2006; 2007; 2008; 2019c)。これら岩石学的アプローチによって抽出された規則性は、多様性形成の素過程となっていくであろう。

1 岩石成因による地質学的素過程の解析

岩石の成因が多様性形成において、重要な意味をもっているであろう (小出, 2021c)。岩石には、堆積岩、変成岩、火成岩の3つの成因がある。岩石の成因ごとの素過程とそこに関与する要因を考えていく (図1上)。

堆積岩は、既存の岩石が水の関与した堆積作用によって形成される。堆積作用は、原岩、浸食作用、運搬作用、堆積作用、続成作用に区分でき、それぞれに働く要因がある。堆積作用にお

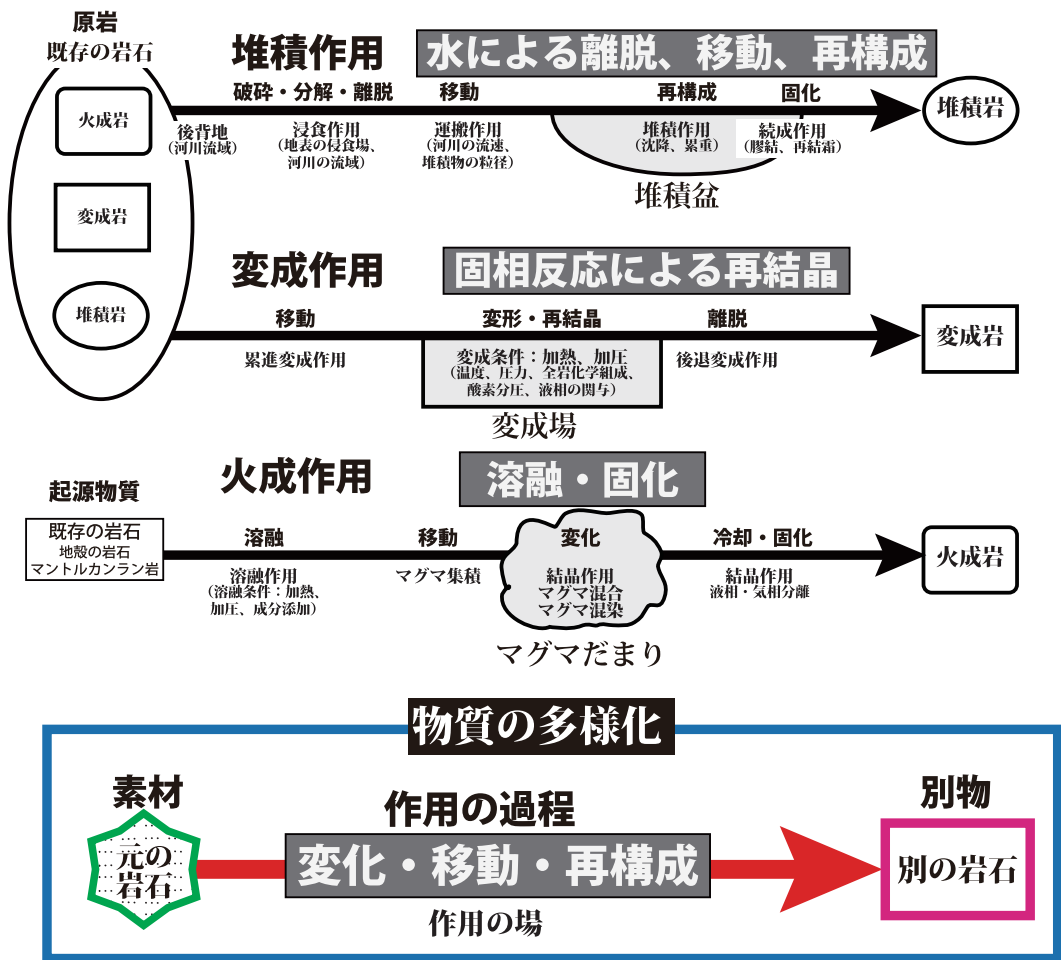


図1 岩石の多様化の素過程

岩石の多様化形成の過程の概要。上図: 堆積岩、変成岩、火成岩の成因における多様性形成の要因と素過程。下図: 岩石の多様性形成を物質の多様化として普遍化したもの。小出 (2018) を改変。

る多様性形成の素過程は、「固体の水による離脱，移動，再構成」と抽象できる。

変成岩は，既存の岩石が固相のまま再結晶する変成作用によって形成される。既存の原岩の多様性，累進変成作用と後退変成作用の変成条件により，多様性が形成される。変成作用の特徴は，固相の岩石が液相を経ることなく固相反応のみによって別の固相へと再結晶作用が起こることである。変成作用における多様性形成の素過程は，「固相反応による再結晶」といえるだろう。

火成岩は，既存の岩石がマグマを経る火成作用によって形成される。火成作用における多様性形成は，起源物質の溶融からマグマ形成，マグマ滞留場，マグマだまり，マグマの固結という過程を経ることになる。火成作用における多様性形成の素過程とは，「固体の溶融から固化」といえるだろう。

堆積作用，変成作用，そして火成作用における過程をさらに抽象していくと，次のようになるだろう。「元の岩石が，それぞれの作用の場において，変化，移動，再構成などの過程を経て，別の岩石に変わること，多様化していく」と普遍化できるだろう（図1下）。このように普遍化された過程は，基本的な素過程ともなる。地球の形成へ敷衍すれば，隕石として入手される太陽系初期にあった「素材」が，地球という「多様化の場」で，変化，移動，再構成などの「多様化の過程」を経ることで，元の「素材」とはまったく別物の「地球」になった，といえる。

多様化の過程は，地球最初の5億年の冥王代にもっとも激しく作用したと考えられる（小出，2022）。だが現在の地球には，冥王代の岩石がほとんど残っていない。冥王代の多様化を探っていくためには，隕石という素材からの探究が不可欠となるであろう。

2 素過程の史的視点

素材である隕石と現在の地球とは，明らかに異なっている。現在の地球は，層構造を持ち，内側から核，マントル，地殻，海洋，大気となっている。冥王代に，素材の隕石から，核，マントル，地殻，海洋，大気などの成分が分化したはずだが，時間経過を通じた過程は，まだ解明されていない（小出，1995a）。岩石の多様性形成を，時間という視点で見ていく必要があるだろう。

隕石と類似の素材が，衝突合体して原始地球が成長していく。その過程で，金属鉄の成分（核）が溶融し沈降し，岩石が溶けてマグマオーシャン（マントルと地殻）ができ，揮発成分（海洋と大気）が天体表面に放出される。溶け残った固相や未溶融物質がマントル（溶け残りマントルや始原的マントル）となり。その後，マグマオーシャンの固化では，軽く液相に濃集しやすい元素が集まり地殻ができ，残りが分化したマントルとなる。創成期の地球では，核，始原マントル，溶け残りマントル，分化したマントル，始原地殻，原始海洋，原始大気などの形成が短時間（長くとも数億年以内）に起こっているはずである（小出，1999a; 2001a）。

冥王代は，現在進行している多様化の輪廻とは明らかに異なった分化の過程が起こっていたと推定される。地球形成においてもっとも大きな変化の時期となるだろう。

隕石の集積が終わり地球の層構造が形成されてくると，地殻では上記の3つの成因による作

用による「岩石の多様化形成の輪廻」が働き続け (図2)、定常的で長い時間をかけて、岩石の多様化過程が進行していくことになる。現在の地球では、冥王代の岩石が、ほとんど見つからない。これは、多様化形成という地球の営為、つまり上書き (変成作用)、再配置 (堆積作用)、改変 (火成作用) により、過去の記録が消され続けているためである。

地球における現在の岩石の多様性とは、時代ごと (時間の微分的見方) の変化と、長い時間経過の蓄積 (地質学的時間の積分的見方) による総体が結果となる (小出, 2020c)。そこでは、時間経過を考慮した地質学的観点、つまり史的アプローチからも素過程を考えていく必要があるだろう (小出, 2021b)。

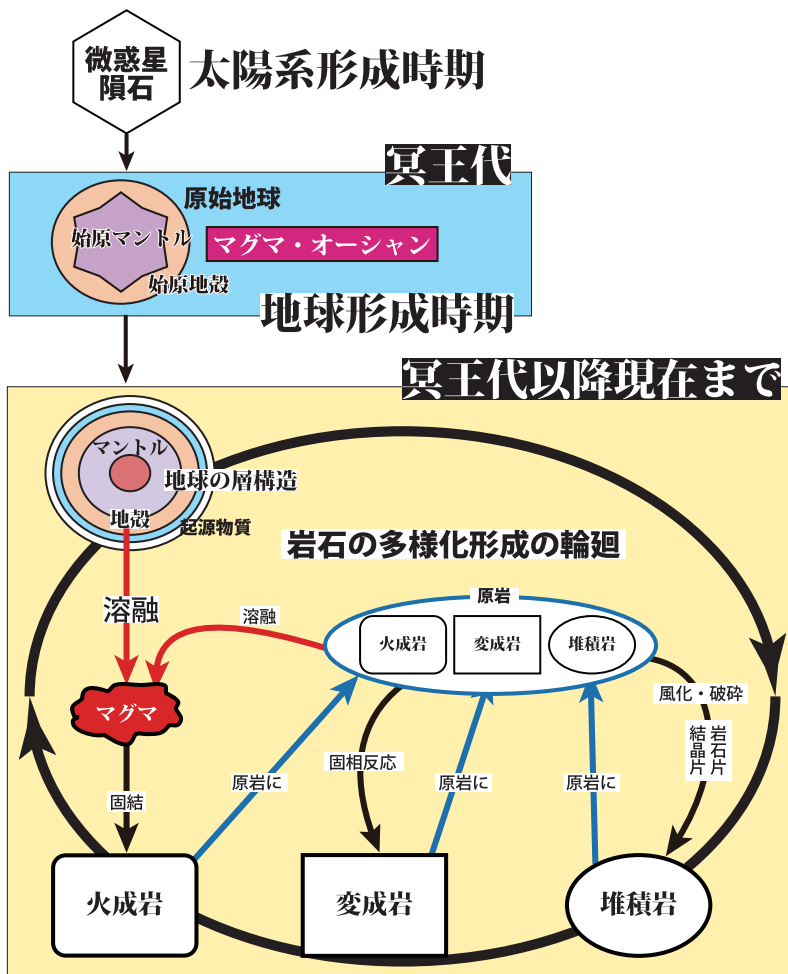


図2 冥王代の分化と現在の岩石形成の輪廻

太陽系形成期に素材 (隕石や微惑星) ができ、地球形成期の冥王代には素材から成分の分化で層構造をもった原始地球になり、その後3つの成因が繰り返す輪廻が現在まで続く。時期によって異なった岩石の多様化過程が起こる。

3 素過程からの普遍化

未分化な隕石は、地球をつくった直接の材料ではないが、地球と同時に形成された同源の素材と位置づけられる。隕石は、物理化学的に分析、解析が直接できるという点で、貴重な素材となる。

ある程度の大きさの天体では、微惑星の衝突によるエネルギーの開放により、天体表層が溶融する状態（マグマ・オーシャン）が生じることが知られている（小出, 1999a）。マグマオーシャンの固化した「最初の地殻（処女地殻と呼ぶ）」や「火成岩（処女火成岩）」があったはずである（小出, 2021c）。それらのいずれかが、分化した隕石に相当するのかもしれない。対応すれば、地球最初の処女地殻や処女火成岩を推定する上で、重要な情報になるであろう。地球の岩石からの推定と隕石との比較により、地球の固有性を抽象できる可能性がある。だが、このような大規模溶融が、どの程度のサイズの天体でおこったのであろうか。それを解く鍵はやはり隕石にある。

隕石には、他天体の核（鉄隕石）や、核とマンツルの境界（石鉄隕石）、マンツルや地殻（分化した石質隕石）など多様なものが存在する。ひとつの天体から由来したものではないが、いずれかの天体の核、核-マンツル境界、マンツルや地殻の素材であったはずである。過去に存在した天体の内部物質が隕石として入手できる点でも重要な意味がある。

隕石は、地球以外の天体で大規模な化学的分化や層形成が起こった証拠ともなる。分化した隕石から、天体内部での成分の分化作用を探れ、その結果と地球の現象とを比較対照することができる。隕石からその物理化学的条件を抽出することで、大規模溶融が起こるための束縛条件、さらには冥王代の地球で起こったであろう各種の現象の束縛条件、最終的に太陽系の初期天体での分化の過程も推定することができるだろう。加えて、隕石の年代論を吟味することで、時間的束縛条件を課することにもなるだろう。

以上のように、隕石と地球も含めた太陽系の天体の比較対照から普遍性を導くことで、惑星形成論を抽象できる可能性も示している。

Ⅲ 隕石とは

まずは、隕石の基礎的情報をまとめていく。

1 隕石は宇宙空間由来

そもそも隕石が地球外から由来したというのは本当であろうか。そこから考えていこう。落下が確認された隕石は、地球外から来たといえるだろうが、それ以外のものは根拠をもたない。隕石全体が、地球外の宇宙空間由来であるという確たる証拠を示す必要があるだろう。

(i) 落下隕石の軌道

宇宙空間から由来したことが明らかなものから見ていこう。隕石の落下が目撃され、その落下

コースが観測され、試料が入手されている隕石は多くはないが存在する。落下コースが観測できれば、太陽系における公転軌道が求められる。原理的には3カ所で観測できれば、二次曲線(軌道)が計算できる。

隕石の軌道が求められているのは、現在までで6個しかない。Lost City (1970年1月7日落下, H5), Pribram (1959年4月7日落下, H5), Innisfree (1977年2月5日落下, LL5), Dhajala (1976年1月28日落下, H3-4), Peekskill (1976年1月28日落下, H6), つくば隕石 (1996年1月7日落下, H5-6) である。

6つの隕石の軌道を見ると、地球を横切る軌道、つまり近日点が地球より内側 (< 1 AU) になる。遠日点は、小惑星の主ベルト内や主ベルトを横切るものになる。現在確認されている隕石の軌跡は、いずれも小惑星帯に由来するものと考えてよい (Chapman, 1981)。それを敷衍すると、隕石はもともと小惑星帯にあったと考えられる。

(ii) 宇宙線照射年代

落下が確認されていない隕石が宇宙空間に存在していた根拠として、宇宙線照射のデータがある。

宇宙には宇宙線が満ちている。宇宙線は物質を貫通する距離が短いため、物質の表面、天体の表層のみが影響を受ける。宇宙線に曝され地球に落ちるまでの期間を「照射年代」と呼ぶ。隕石で照射年代が測定できるということは、隕石が地球外の宇宙空間に漂っていた証拠になる。

衝突によって天体から破片が飛び出すと、新しい断面に宇宙線が照射されることになる。宇宙線の照射を受けると原子の破碎反応が起きる。破碎反応によって2次宇宙線が生成され、別の破碎反応を引き起こす。宇宙線によって形成される放射性核種のうち半減期の短いものは、生成と崩壊の速度が平衡に達する。平衡状態の核種、破碎反応でできた安定核種、もしくは半減期の長い放射性核種の比を用いることによって、宇宙線に曝されていた照射年代を測定することができる。

照射年代は、大部分の石質隕石(分類については後述する)では、3500万年以下の短いもので、連続的な頻度分布を示す。長いものでも、9000万年程度である (Nagao et al., 1983)。このような短い照射年代しかないのは、隕石が地球に落下するときに、表面物質が大気との摩擦のために削剥、焼失したと考えられている (Chapman, 1981)。

一方、鉄隕石は、照射年代の頻度にいくつかのピークがみられる。1億年以下のもの、2億年、4億年、6億年、9億年のあたりにピークがあり、古いものでは14億年のものもある。鉄隕石は、石質隕石より高温に耐えられ、照射年代を保存していると考えられる。鉄隕石の照射年代のピークは、供給された小天体で大規模な衝突がおこった時期を示していると考えられる (Chapman, 1981)。

古い照射年代でも、太陽系形成の時期とされる45億年前に至るものはない。したがって、ある時期に天体に衝突が起こり岩石片を放出し、一定期間宇宙空間を漂った後に、地球に落下したものが隕石になったと考えられる。

以上のことから、隕石は、どこかの天体からある時期に衝突によって飛び出し、一定期間宇宙空間に存在したものと判断できる。

(iii) 衝突クレーター

落下が確認されていなくても、大きな隕石が地表に落下するとクレーター（衝突クレーター）が形成される。火山噴火によっても似たクレーターができる。しかし、隕石による衝突クレーターであることは、火山物質の不在、隕石物質の存在、衝突による高温高压鉱物の存在、重力異常などによって検証されてきた。クレーター内や周辺に隕石物質が飛び散っているのは、衝突クレーターであることの重要な証拠となる。

衝突クレーターは、円から楕円のくぼみで、時に中央丘や多重リングを形成することがある。直径が数十 m から数百 km までさまざまな規模になる (Graham et al., 1985)。また、隕石が落下中に分解すると、2個から数個のクレーターが形成されることもある。隕石の衝突の様子も、衝突実験や計算機シミュレーションによってわかってきた。

隕石が衝突したとき、衝撃波が地中を走り抜ける。同時に地表近くの岩石と隕石は、破壊されたり飛び散ったりする (Ahrens, 1989)。衝撃波の走り抜けた痕跡は、シャッターコーン (shattercone) として岩石に刻み込まれる。破壊された岩石は角礫となる。また、衝突時の高温高压によって、衝撃変成作用がおこる。変成の程度によって、石英が変形したものから、石英の高压鉱物であるコーサイト (coesite)、ステイショバイト (stishovite) などの変成鉱物が形成されることもある。

高温によって岩石が溶けガラスが形成されることがある。このような衝撃で溶けたり、あるいは部分熔融したりした岩石は、インパクトイト (impactite) と呼ばれる。衝突の規模の大きいときは、火成作用を誘発することもある。カナダの Sudbery はその代表的な例である。

惑星探査で、クレーターは、惑星だけでなく、月はもちろん、衛星、小惑星、彗星など、すべての固体表面をもった天体に発見されている。マイクロクレーターと呼ばれる顕微鏡サイズの極微小クレーターも見つかっている。

地球にランダムに隕石が衝突すれば、一様に衝突クレーターが分布するはずである。だが、衝突クレーターの分布にはムラがある (図3)。クレーターの多くは、大陸の古い地質体の分布する地域から発見される。一定の確率で隕石が衝突するのであれば、古い大陸の面積が大きく、形成期間も長いから、クレーターも多くなっているであろう。一方、新しい地質体では、プレートテクトニクスによる造山運動のため、地上のクレーターは消滅していく。これは、観察と一致する。

また、地球には大気があるため、古い時代にできたクレーターは、風化侵食されて不明瞭になり、やがて消滅していくという逆の効果も働くが、その傾向を読み取ることができない。そのような傾向が見えないのは、植生と調査の偏りによるのかもしれない。熱帯付近はクレーターが少ない。それは植生が豊かなため発見されにくくなっているためであろう。また、人口密度の小さ



図3 クレーターの分布図

190個の確定された衝突クレーター。データは Planetary and Space Science Centre (2001) を参照。

い地域での分布も少ない。人工衛星による探査がおこなわれて新たに衝突クレーターも発見されているが、小型のものは地上の調査によって発見され確認されなければならない。これは、発見され確認される機会が少ないためであろう。

(iv) クレーターの形成率

地球以外の星では、地表は大小のクレーターが多数形成されている。地球以外の天体のクレーターの研究から、クレーターの衝突頻度（平均密度）は、一定でないことがわかってきた（図4）。月、水星、火星、そして木星の衛星のガニメデ（Ganymede）とエウロパ（Europa）のデータでは、古い時代（35億年前以前）ほど衝突頻度が多くなっており、新しい時代には少ないことがわかる。

単位面積あたりのクレーター個数（クレーター数密度）から、その地域の年代を見積もる方法を「クレーター年代学」と呼ぶ（Hartmann, 1970, Neukum, 1983）。クレーター年代学は、画像から年代決定ができるため、固体表層をもった天体、火星や金星や水星、イトカワ（Hirata et al., 2009）などの小惑星、氷衛星などで広く活用されている。

ただし、実際の岩石の年代測定との検証（キャリブレーション）が必要になる。月では岩石が持ち帰られ年代決定がなされているので、キャリブレーションができていない（Neukum et al.,

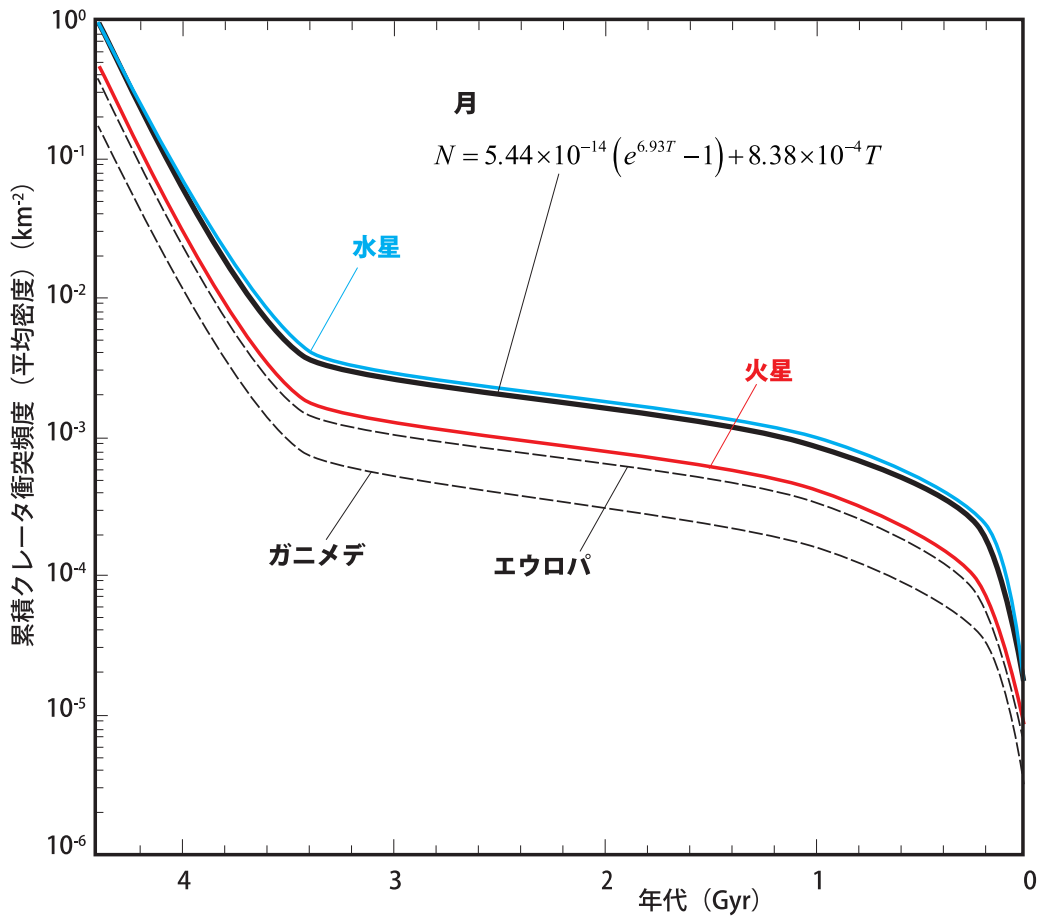


図4 クレーター形成

横軸は現在を0年にした年代 (10 億年単位)。縦軸は累積したクレーター衝突頻度 (平均密度)。月 (Neukum, 1983), 火星 (Ivanov, 2001), 水星 (Neukum et al., 2001), ガニメデとエウロパ (Neukum et al., 1998) を示した。

1975, 諸田・平田, 2015)。一般にクレーターのサイズと頻度分布は冪乗則に従うことが知られている。だが、単純な冪乗則ではなく、7次以上の多項式で近似できる可能性も指摘されている (Neukum and Ivanov, 1994)。

月と水星は似た衝突頻度をもっているが、火星もパターンは似ているが、その頻度は半分程度になっている。このような系統的变化は、惑星の軌道と隕石の供給源の違いによるものと考えられる。

ここ5000万年ほどは衝突が少なく、太陽系形成初期に隕石の落下が激しかったことがわかる。これは、惑星や衛星の形成が、45億年頃に集中的に、同時期におこなわれ、惑星や衛星の材料物質は、短い期間内でほとんど使い尽くされたことになる。

(v) テクタイト

テクタイト (tektite) は、丸から回転楕円体、あるいは滴状の形態をしたガラス質の岩石である。回転対称体なので、溶けたものが冷却するときに回転していたことがわかる。色は、黒色から緑色や黄色を帯びたものまで発見されている。モルダバイト (moldavite) は透明感のある緑色で、その他の多くは黒色から褐色を呈する。テクタイトは、平均は数グラム程度であるが、時には最大 3.2 kg に達するものも発見されている (Bates and Jackson, 1987)。

かつて、テクタイトには、火山起源や地球外起源などさまざまな仮説があった。

テクタイトは、黒曜石に外見が似ているため、火山起源説が唱えられた。しかし、同種のテクタイトが層準に関係なく 1 地域に広く見つかること、一般のテクタイトは SiO_2 含有量が 68 ~ 82 wt% で、 H_2O 含有量が 0.005 wt%、多くても 0.02 wt% と非常に少ないことなどの点から、火山説は否定された。

同じ頃、月の火山起源説がでてきた。月の巨大な火山クレーターが形成されたときに飛び出した物質と考えられた。ある種のテクタイトが、超音速飛行の空気抵抗によって磨耗された形態を持つことが、根拠とされていた。その他、月に他の小天体の衝突によるなど、各種の説が提案された。

テクタイトの分析によって、その起源が明らかになった。まず、テクタイトと月の岩石の化学組成の比較によって、月起源説が否定された。決定的な証拠は、テクタイトの年代測定の結果であった。北アメリカのテクタイト (bediasite と georgiaite) は 3400 ~ 3500 万年前、チェコのモルダバイト (moldavite) は 1430 万 ~ 1430 万年前、コートジボワール共和国のアイボライト (ivorite) は 100 万年前、南西アジアのインドチャイナイト (indochinite) は 700 万年前 (Barnes and Pitakpaivan, 1962)、オーストラリアのオーストラリアイト (australite) は 61 ~ 75 万年前 (Izett and Obrandovich, 1992) という測定値がだされた。このような若い年代に活動した火山や衝突クレーターは月にはないため、月起源説は否定された。

以上のことから、テクタイトは隕石の衝突が起源と判明してきた。現在では、テクタイトは、地球の岩石が、隕石の衝撃によって溶けて飛び散ったもので、テクタイトは「地球からきた隕石」とみなせる。テクタイトを形成した衝突クレーターとの対応もされるようになってきた。モルダバイト (moldavite) はチェコスロバキアの Ries クレーター、アイボライト (ivorite) はコートジボワール共和国のボスムトゥイ湖 (Lake Bosumtwi) クレーター、ベディアサイト (bediasite) とジョージギアト (georgiaite) はアメリカ合衆国テキサス州のチェサピーク湾 (Chesapeake Bay) クレーターに由来することが判明してきた。

2 隕石の比率

隕石の分類 (後述) ごとの比率は、それぞれの落下頻度から知ることができる。

(i) 南極隕石の発見との重要性

南極で1912年に最初の隕石が発見され、1969年に9個が発見され、1974年以降、組織的な探査により663個、1785年には308個、1979年には3,697個、1998年4,180個、2000年には4,554個と、大量の隕石が発見されてきた(国立極地研究所南極隕石ラボラトリー, 2022)。南極での隕石の探索は、断続的に実施され、発見数は増え続けている。現時点で、南極隕石は48,000個に達している。

南極隕石は、発見数の多さのみならず、試料の新鮮さ、稀な隕石が発見される点でも重要性がある。試料の新鮮さとは、氷の上に落下し、氷に閉じ込められたまま保存され、発見されるため、地球物質の汚染が少ない隕石となる。地球生物の汚染もなく、各種の有機物の検出ができています。稀な隕石として、いままで1個しか記載のなかったロドラナイト(lodoranite)が2個見つかったり、1979年には月起源の隕石も発見されたりしている(国立極地研究所, 1987)。人類が持ち帰った月の試料との比較から、月起源であることも確認された。大きな天体からでも物質が飛び出し、地球に飛来することが明らかになった。地球上で発見された隕石には、火星起源といわれているSNCがあった。火星起源の真偽に対して、南極での月起源の隕石の発見から、火星由来の隕石の存在も信憑性を持つようになった。その後、火星探査によって大気組成などから火星起源隕石と検証されてきた。

南極で大量の隕石が発見されるのは、氷の中で見つけやすいというだけでなく、雪の上に落ちた隕石が、埋没し、氷床とともに移動し、山脈などで氷が蒸発し隕石だけが残るという集積メカニズムが働くためでもある(Yanai, 1978; 矢内, 1981)。

(ii) 隕石の落下頻度

隕石種ごとの落下頻度を、落下が確認されたもの(Fall)、落下が確認されずに隕石だけが発見されたもの(Find)に分けて見ていくと、落下は4.5%(1,005個)に対して、発見は95.5%(21,502個)となっている(表1)。

地表で隕石と認識しやすいのは、地球の岩石とは大きく異なった鉄隕石である。金属鉄は、地表では非常に稀なものであるため、研究者でなくても容易に発見することができる。また、隕石の探索に金属探知器を利用することで、鉄隕石はより発見されやすくなる。一方、石質隕石は、地球の岩石と似ているため、落ちた直後の発見以外は、専門家でないで見分けることが困難になる。それらの理由で鉄隕石がたくさん発見されている。見つけやすさが反映された頻度となり、実際の隕石の分類群の比率には、バイアスがかかっている可能性がある。

落下が確認されている隕石だけの頻度であれば、比率を調べる事が可能であるが、数が少なくなる。南極隕石は、落下した隕石の頻度を忠実に示していると考えられるため、重要な役割を果たすことになる。ただし、南極が特異な地域であることにも注意が必要である。南極のような高緯度地帯と大陸の多い低緯度地帯では、隕石の種類に差があるかもしれない。さらに、南極特

表1 隕石の落下と発見の頻度

	Fall (%)	Find (%)	NIPR (%)
Stones			
Chondrites			
Carbonaceous Chondrites	36 (3.6)	525 (2.4)	232 (1.5)
Ordinary Chondrites			
H-Group	316	6,646	
L-Group	350	5,863	
LL-Group	72	976	
sum	739 (73.5)	13,526 (62.9)	
Enstatite Chondrites			
E	0	38	
EH	8	117	
EL	7	31	
sum	15	186 (0.9)	
Total	821 (81.7)	14,369 (66.8)	13,782 (90.2)
Achondrites			
	78 (7.8)	532 (2.5)	393 (2.6)
Stony-Irons			
Mesosiderites	7	59	
Pallasites	5	45	
Total	12 (1.2)	104 (0.5)	23 (0.2)
Irons			
	48 (4.8)	817 (3.8)	74 (0.5)
Unknown			
	5	7	776
Total	1,005	21,502	15,280

Fall: 落下が確認されたもの。Find: 発見されたもの。Natural History Museumの隕石を用いた頻度。データはGrady et al. (2000)による。NIPR (National Institute of Polar Research)の南極隕石による頻度。データは1912年から1986年のものに1987年のものを加えた (Yanai and Kojima, 1987)。炭素質コンドライトが区分されている。(%) : 数から計算した比率。

有の隕石の集積機構が、鉄隕石には必ずしも有効ではなく、特に大型の鉄隕石は、氷とともに移動しにくく上昇しにくいかもしれない。もしそのような隕石種選択のメカニズムが働いていると、南極隕石の落下頻度の比率にもバイアスが掛かっていることになる。注意が必要である。

そのようなバイアスを配慮しても、鉄隕石や石鉄隕石は稀である。隕石の供給地には、石鉄隕石が非常に少なく、鉄隕石も稀であることを反映しているはずである。Findで最も多いのが、石質隕石 (71.7%) であるということは、隕石の供給地には石質隕石が多く、その中でもエイコンドライト (2.5%) よりコンドライトが (66.8%) が多く、コンドライトの中でも普通コンドライト (62.9%) が多い。隕石種の頻度は、隕石の供給地の環境を考える上で重要な束縛条件になる。

(iii) 隕石の落下量

一定期間での隕石の落下頻度がわかれば、地表に隕石が、年間どれくらいの量が落ちてくるのかを求めることができる。

南極の裸氷帯のある一定の面積を、何年か後に再調査して、隕石を採集すれば推定することができる。南極の隕石収集の調査によると、裸氷帯の2km²を4年後に調べてみると、新たに17個の隕石が発見された。平均すると1km²当たり年間2個程度の隕石が見つかることになる(国立極地研究所, 1987)。この値は、隕石が氷床によって氷の表面に露出する比率を示すのだが、解けた氷床の堆積当時の広さと、堆積速度が見積もることができれば、単位面積・単位時間での隕石の平均落下頻度が求めることが可能である。しかし、正確に求めるためには、広範囲で繰り返し調査を進めていく必要があるだろう。

以上、隕石が地球以外の小惑星帯(一部は、月や火星)から由来していくことが明らかになってきた。隕石の履歴を調べることは、太陽系の形成時の天体(微惑星や原始惑星)を知ることを意味する。隕石は「微惑星の化石」といえる。さらに、隕石研究のメリットは、他の星からのサンプル・リターンと比べ、桁違いに安価で、多様な試料がえられ、直接調べられることである。

IV 隕石の分類方法

ここまで、隕石の分類を定義することなく話を進めてきたが、以下では隕石の分類方法を検討していく。研究が進んでいくと、分類が精緻になるとともに、多くの分類法も提唱されることになる。ときには、際立った特異性をもったものは、時には一個しか見つかっていない少数のものでも分類が提唱されることもある。

1 岩石学的分類

隕石は、鉱物組み合わせ、化学組成、組織などの違いにより大別される。はじめに構成鉱物による分類がなされる。岩石だけからできた石質隕石(stony meteorite)、金属鉄からできた鉄隕石(隕鉄 iron meteorite)、両者が混在した石鉄隕石(stony-iron meteorite)に大きく区分される(表2)。

石質隕石の造岩鉱物は、カンラン石(olivine)、輝石(pyroxene)、斜長石(plagioclase)などの珪酸塩鉱物と、鉄-ニッケル(Fe-Ni)などの金属鉱物である。鉄隕石は、Fe-Ni金属が主たる鉱物となり、石鉄隕石では金属鉄の中に珪酸塩鉱物を取り込まれている。石質隕石は、顆粒状のコンドリュール(chondrule)を含むコンドライト(chondrite)と、含まないエイコンドライト(achondrite)の2種に分けられる。これらの隕石の岩石学的特徴に基づく分類がもっとも基本となる。

2 起源による分類

隕石の成因に基づいた分類がある。隕石が飛び出してきた天体(母天体と呼ばれる、後述)を想定し、同じ母天体から来たと推定されるもので分類する方法である。

表2 隕石の岩石学的分類

stony meteorite		
chondrites		
carbonaceous	C	C1 - C6 CI, CM, CO, CV, CK, CR
ordinary	H	H3 - H6, H7
	L	L3 - L6
	LL	LL3 - LL6, LL7
	(Y)	Y3- Y6
enstatite	E	E3 - E6, E7
others	R, K, F, (G)	
achondrites		
primitive achondrites		
Ca-rich achondrites (basaltic achondrites)	acapulcoite	
	winonite	
	brachinite	
	angrite	
Ca-poor achondrites	HED	howardite eucrite (diogenite: Ca-poor)
	martian	shergottite
		nakhlite
		(chassignite: Ca-poor)
	lunar	orthopyroxenite
		anorthositic breccia
		basaltic breccia
		diabase-gabbro
		aubrite
		ureilite
	diogenite	
	chassignite	
stony-iron meteorite		
		pallasite mesosiderite siderophyre lodranite
iron meteorite		
		hexahedrite octahedrite ataxite

(): 別の分類群に区分されているものや稀で必ずしも確立されていない分類。National Institute of Polar Research (1995) を改変。

(i) 隕石の分類の変遷

隕石の起源による分類は、時間とともに詳細になっていくが、研究者の視点や、基づくデータの違いによって、いろいろな分類法が生まれてくる。例えば、Warren (2011) は、火星や地球の値と安定同位体 (Cr, Ti, Ni と O) が明らかに異なっているため、安定同位体を炭素質コンドライトの区分に用いた。炭素質コンドライトと関係したいくつかの隕石が、他の隕石とは区分できることを示した。近年でも、いろいろな提案がなされている (図5)。

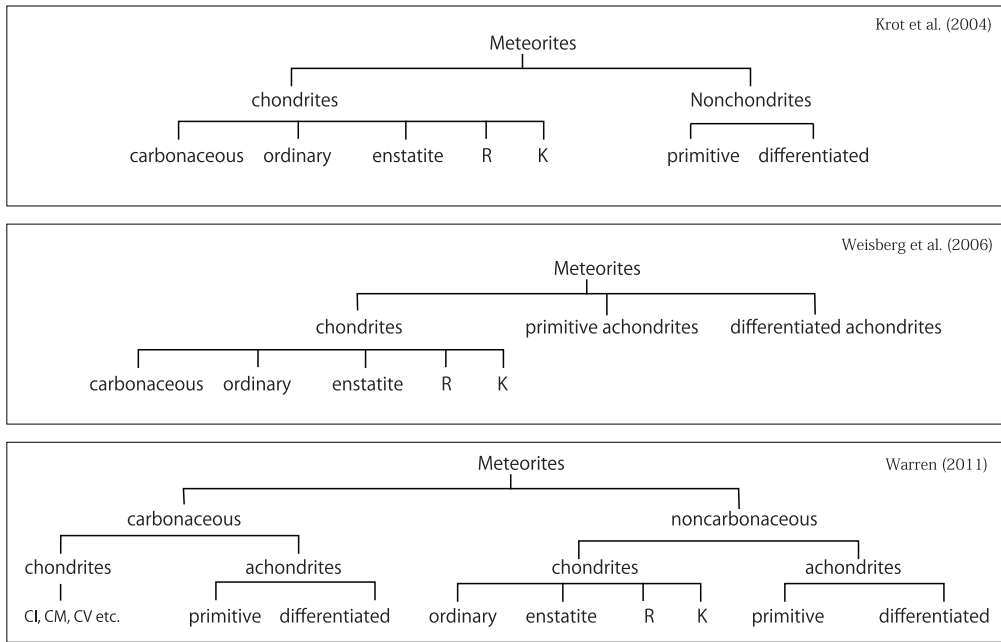


図5 起源による分類の変化

近年の代表的な3つの隕石の分類法。データは、上: Krot et al. (2004), 中: Weisberg et al. (2006), 下: Warren (2011) を参照。

成因関係の検証は、隕石の母天体が存在し、その試料が入手できてはじめて確定することになる。だが、鉄隕石や石鉄隕石は、母天体の核を構成していたはずなので、母天体は破壊されて存在しないであろう。エイコンドライトも、天体内部で形成されたものなので、母天体は大きく破壊されて原型を留めていないであろう。さらに、数が多い隕石の母天体は、類似した母天体が複数存在した可能性がある。母天体の推定は、隕石の形成に関する重要な束縛条件となるが、研究の進展により母天体の数やタイプが変わっていく可能性がある。以上のことから、起源に基づく分類の確定版は困難であろう。

だが、多くの研究者が成因関係を認めているものもある。そのようなものを手がかりにしてい

(ii) 岩石学と起源による分類

現状では、岩石学的分類と起源による分類が折衷されたものが使われている。一般的な分類をみていく(図6)。まず、隕石の分化程度として未分化(undifferentiated)隕石と分化(differentiated)隕石に区分されている。コンドライトはすべて未分化隕石に区分される。

未分化(始原的とも呼ばれる)という意味は、大規模に溶融したことがなく、宇宙空間で凝縮した組織をそのまま保存していることである。母天体でも組織が変わるほどの分化を受けていな

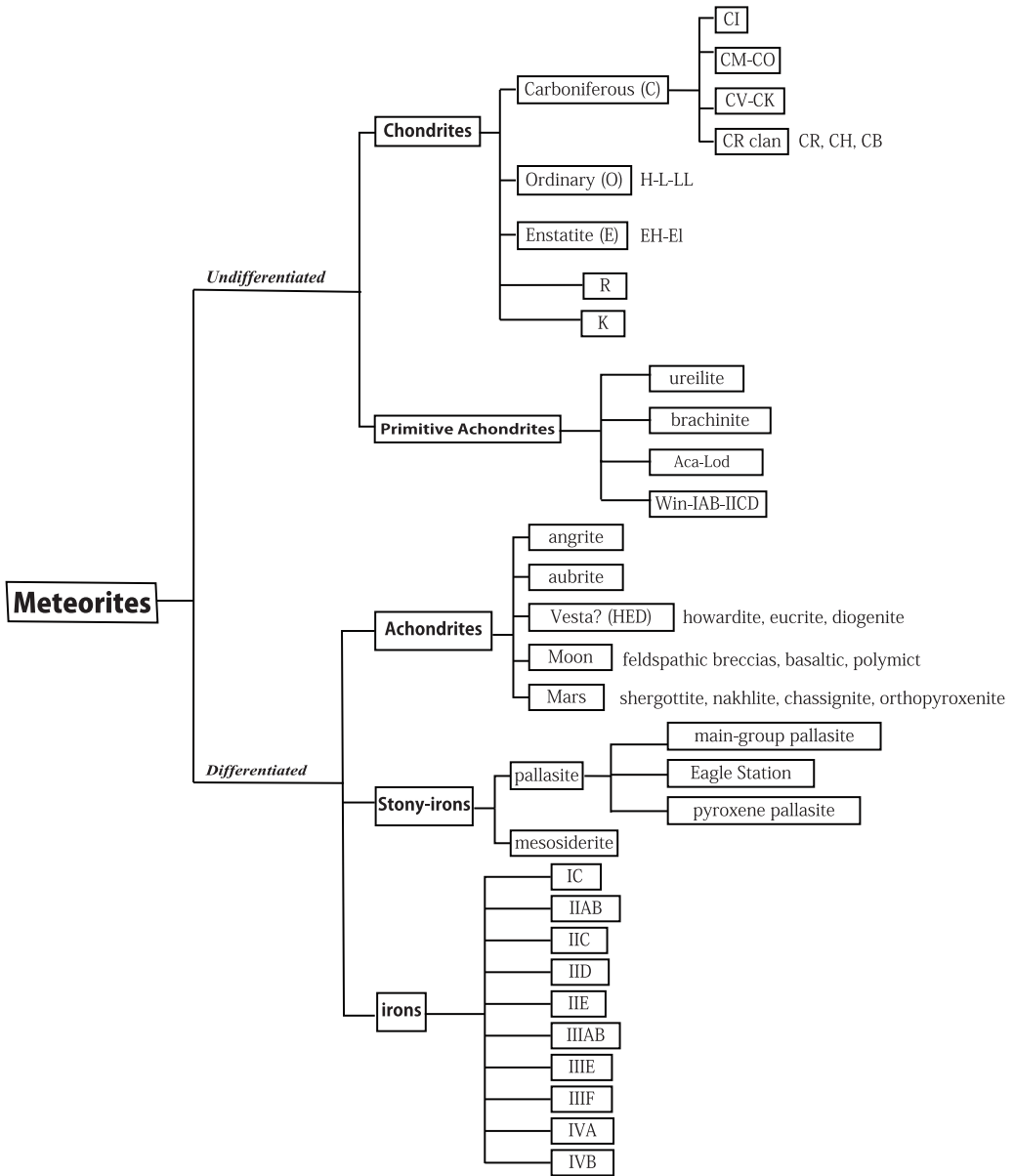


図6 隕石の起源による分類

本論文で使用した一般的な隕石の分類体系。Weisberg et al. (2006) を改変。

い部分に由来するか、もしくは母天体自体が分化をしていないことを意味する。

岩石学的には分化した隕石は、エイコンドライトである。だが、エイコンドライトや鉄隕石には、始原的な特徴をもったものも識別されている。これらは未分化（始原的ともいう）エイコンドライト (primitive achondrite) として区分される。

コンドライト、あるいは始原的エイコンドライトは、太陽系初期からそれぞれ別の小さな母天体として存在し、現在も小惑星帯に破片が多数残っていることになる。一方、分化した隕石とは、大規模な溶融状態を経ていることになる。大きな母天体では、形成初期に珪酸塩（石質）と金属が分離するような事件が起こったと考えられる。地球や月のマグマオーシャンなどの溶融過程と、核を形成するような金属成分の分離が起こった（小出，1999a）。珪酸塩溶融物は母天体の地殻やマントルとなり、それらが衝突によって飛び出した破片が、エイコンドライトとなる。核を構成していた金属は鉄隕石になり、核とマントルの境界に相当するものは石鉄隕石となる。このようにして分化した隕石が形成されるためには、母天体が破壊されるような大きな衝突が起こり、ばらばらになった破片が宇宙空間を漂うようなことになる。

分化したエイコンドライトでは、母天体が限定されたヴェスタ (Vesta, HED) と月、火星 (SNC) があるが、それらには属さないものも見つかっている。

3 コンドライトの構成物とその起源

コンドライトにはコンドリュールを構成物とするが、他にも岩片 (fragment)、基質 (matrix)、包有物 (inclusion) などを含んでいる。各構成物は、それぞれ固有の起源を持っている。以下に、それぞれを見ていく。

(i) コンドリュール

コンドリュールは、球状の 0.05 ~ 5 mm の大きさで、粒子ごとに異なった鉱物組成や組織をもっている。コンドリュールを構成物とする組織は、地球の岩石には見られないコンドライト特有のものである。宇宙空間で液体（マグマ状のもの）が冷却して結晶化してできたと考えられる。

コンドリュールは、ガラス（石基として存在）とカンラン石、輝石などの珪酸塩鉱物の組合せからなる。コンドリュールは、珪酸 (SiO_2) の含有量によってほぼ組織が決定される。珪酸が多いコンドリュールは、ガラス質のもので、輝石を含む樹枝状結晶から、カンラン石からなる斑状へと変化する。個々の鉱物は著しい累帯構造を示す。隕石の種類によって (H, L, LL)、コンドリュールの組成や組織のあいだには系統的变化はない(武田, 1982)。隕石間の化学組成の違いは、コンドリュールと Fe-Ni 金属やトロイライト (FeS troilite) の比率によって生じる。

コンドリュールは組織と鉱物組合せ、化学組成によって分類されている。組織によって斑状と無斑状に大別される。斑状組織は、斑状カンラン石、斑状輝石、斑状カンラン石-輝石、縞状 (barred) カンラン石に、無斑状組織は、放射状輝石、粒状カンラン石-輝石、隠微晶質に細分される (Gooding and Keil, 1981)。コンドリュールの斜長石成分は一定であるのに対し、輝石とカンラン石の比率が大きく変化する。これは、前駆物質に輝石とカンラン石の比率の不均質があったことを示している。また、コンドリュールを作った前駆物質の化学組成から分類する方法もある (Ikeda, 1983)。

コンドリュールは、形態や組織が特異であるために、成因に関して多くの研究がなされている。それによると、温度低下に伴って原始太陽系星雲ガスから固体が凝固（前駆物質）し、その後加熱溶融し、コンドリュールになったことはわかってきた。加熱溶融は、コンドリュール中に融け残り結晶が発見されたことが根拠となっている（Nagahara, 1981, Rambaldi et al., 1983）。

冷却過程では、原始太陽系星雲ガスから直接固体が平衡に凝固したと考える平衡凝縮モデル（Larimer and Anders, 1967）がとられ、凝縮した固体が隕石や惑星などを形成したと考えられる。このモデルに基づいて、さまざまな固相の凝縮温度が計算されている（Lord, 1965, Larimer, 1967, Grossman, 1972）。

加熱過程では、Naの蒸発温度の実験から最高到達温度は1000から1500℃とされている（Tsuchiyama et al., 1981）。加熱の原因は、原始太陽系星雲ガスの赤道面へ落下中のチリによる放電、星雲との衝突、周辺のガス等による加熱（Cameron, 1966, Wood, 1984など）、母天体上での衝突による加熱（Kurat, 1967ほか）、小物体同士の高速度衝突による加熱（Kieffer, 1975ほか）、太陽系星雲への星間塵の衝突による加熱（Wood, 1983）などが考えられている。その後、 $10^4 \sim 1^\circ\text{C/hr}$ という速度で冷却していくことで、コンドリュールのさまざまな組織ができたと考えられている（Tsuchiyama et al., 1980, Tsuchiyama and Nagahara, 1981, Lofgren and Russell, 1986）。

以上のように、コンドリュールの形成過程はかなり明らかにされてきた。

(ii) 岩片

「岩片」には、岩片と鈹物片の2種がある。鈹物片とは、岩石が壊れた時鈹物だけの破片になったものである（Kimura, 1983）。岩片には、出現頻度は多くないが深成岩に似た組織を持つものもある。コンドリュールと比べて、斜長石と輝石の成分が少ない。カンラン石と輝石の組成は均質で、Mgに富む単斜頑火輝石である（国立極地研究所, 1987）。鈹物片は、鈹物種やその量比はコンドリュールのものに似ている。鈹物片のサイズはコンドリュールのものより細粒で、コンドリュールの破碎時に細粒化したと考えられている（国立極地研究所, 1987）。

(iii) 基質

基質は、 μ サイズの珪酸塩鈹物と不透明鈹物、非晶質物質の集まった不透明基質と、それらが再結晶した再結晶基質とがある（Huss et al., 1981）。不透明基質は、Feに富むカンラン石とNaに富む斜長石成分からなる（Ikeda et al., 1981）。普通コンドライトと炭素質コンドライトでは基質の組成は異なる。炭素質コンドライトの基質は、数種のフィロ珪酸塩鈹物（phyllosilicate）を含む。このようなフィロ珪酸塩鈹は、カンラン石や輝石の変質作用で形成された（Tomeoka and Buseck, 1982）。

基質には、低温で凝縮したFeとNaに富む成分だけでなく、その凝縮物とガスが反応したも

の、高温で凝縮した輝石も含むため、非平衡状態になっている (Nagahara, 1984)。低温の成分が残っていることから、基質はコンドリュールのような高温にさらされることはなかったことになる。基質はコンドリュールを取り囲んでいる組織となるために、母天体に集積する直前に、コンドリュールの回りに付着したと考えられる。

(iv) 包有物

炭素質コンドライトを特徴づけるものとして、CaやAlに富む白色で不定形の包有物としてCAI (Ca-Al inclusion) と、不定形 (アメーバー状) のカンラン石からなる包有物としてAOI (amoeboid olivine inclusion) がある。包有物は、普通コンドライトにも見られるが、炭素質コンドライトに多くみられる。

CAIは、難揮発性包有物 (refractory inclusions) とも呼ばれる。CAIは基本的には、高温の生成物である。CAIは、ペロブスカイト (perovskite)、メリライト (melilite)、スピネル、ヒボナイト (hibonite) などからなる。細粒か粗粒か (5~10 μm)、あるいは構成鉱物の量比によって細分されることもある (Grossman, 1975, Ikeda, 1983)。

粗粒のCAIでは、ファッサイト (fassite 鉄を含まない普通輝石) の量によって、AとBの2つに分けられる。タイプAは主としてメリライトからなり少量の輝石を含み、タイプBは輝石が多い (MacPherson et al., 1988)。粗粒のCAIは、原始太陽系星雲ガスからの高温凝縮物と考えられる (Bizzarro et al., 2004) が、ガスが蒸発にしたあとの残渣と考えられるものもある。また、CAI中の鉱物には酸素同位体異常も認められ、プレソーラー粒子が混在していることがわかってきた (小出, 2022)。

AOAは、炭素質コンドライト中に多く見られ、数mmから数cm程度で、難揮発性鉱物とMgに富む珪酸塩鉱物が共存していることを特徴とする。そのため、CAIとも関係があると考えられる。AOAには溶融した形跡は見られないが、カンラン石や金属層の形状、酸素同位体組成から、高温にさらされたものも存在する (小松, 2016, Komatsu et al., 2003)。

超新星爆発に由来する高温凝縮物が原始太陽系星雲に入り、ガスと反応で各種の粗粒CAIができる。次に、凝縮によってできたファッサイトやカンラン石などの凝縮物がガスと反応して、細粒のCAIやAOIを形成したと考えられている (Ikeda, 1983)。ただし、いろいろな仮説があり、その成因はまだ十分解明されていない。

4 コンドライトの区分

コンドリュールをもつコンドライトは、化学組成が太陽大気に類似しているものがあつたり、コンドリュールが残っていたりして、物理的・化学的分化を受けず未分化 (始源的ともいう) であるため、地球の材料を考える上で重要となる。多数、入手できるため、各種の分析に利用でき、岩石学的検討も進んでいる。以下では、コンドライトの細分を考えていく。

(i) 岩石学的区分

コンドライト, もしくはコンドリュールの造岩鉱物は, カンラン石 (カンラン石) や低 Ca 輝石 (Ca-poor 輝石, orthopyroxene, enstatite), 高 Ca 輝石 (Ca-rich 輝石, augite, pigeonite), 長石 (plagioclase) を主とし, 他の珪酸塩鉱物やスピネル, Fe-Ni 鉱物 (kamacite や taenite など) とトロイライト (FeS) などの非珪酸塩鉱物を伴う。

造岩鉱物の組み合わせから, LL コンドライト (LL chondrite) と L コンドライト (L chondrite), H コンドライト (H chondrite) の3つに区分される。これらのごくありふれたコンドライトなので, 普通コンドライト (O chondrite) とまとめられている。

頻度は少ないが, 炭素を多く含む炭素質コンドライト (C chondrite) と E コンドライト (E chondrite) があり, 区分される。

コンドライトのタイプごとに, 主要の鉱物が異なっているため, 化学的あるいは岩石学的な違いが生じることになる (表3)。それらの違いは, 成因や形成過程の違いの反映であろう。コンドライト全体が同じ母天体の一連の形成物でないことは明らかにされているが, ひとつの母天体から由来していることが明らかにされているグループもある。だが, すべての母天体が明らかにされているわけではない。

金属相が一番多いのは E タイプで, ついで H, L, LL, C となる。金属相が多いコンドライトは, 珪酸塩鉱物中の Fe 含有量が少なくなっている。逆に, 金属相が少ないものは, 珪酸塩鉱物中 (例えばカンラン石) の Fe 含有量 (Fa の量) も少なくなっている。タイプの違いは, さま

表3 コンドライトの特徴

Group	Type	CAI- AOA 含有量		コンドリュール 含有量		コンドリュール 平均径		基質 含有量		カンラン石 組成		金属 含有量		親石 金属	落下 頻度 (% !)	例 Example
		(vol%)	(vol%)	(vol%)*	(vol%)*	(mm)	(mm)	(vol%)#	(vol%)#	(mol% Fa)	(mol% Fa)	(vol%)	(vol%)			
Carbonaceous																
CI	1	<0.01	<<1	<5	<<1	—	NA	95	>99	x	<0.01	0	1	0.5	Ivuna, Orgueil	
CM	1-2	5	5	20	20†	0.3	0.3	70	70	x	0.1	0.1	1.15	1.6	Murchison	
CO	3	13	13	40	48	0.15	0.15	30	34	x	1-5	1-5	1.13	0.5	Ornans	
CV	2-3	10	10	45	45	1	1	40	40	x	0-5	0-5	1.35	0.6	Vigarano, Allende	
CK	3-6	4	10	15	45	0.8	1	75	40	<(-1-17)	29-33	<0.01	0-5	1.21	0.2	Karoonda
CR	1-2	0.5	0.5	50-60	50-60	0.7	0.7	30-50	30-50	1-3 (M)	5-8	5-8	1.03	0.3	Renazzo	
CH	3	0.1	0.1	~70	70	0.05	0.02	5	5	<(-1-36)	2 (M)	20	20	1	0	ALH 85085
CB			<<1	20-40			(0.2-1cm)		<<1	(2-3)	3 (M)		60-80			
CBa	3	<0.1		40		~5		<5				60	1	0	Bencubbin	
CBb	3	<0.1		30		~0.5		<5				70	1.4	0	QUE 94411	
Ordinary																
H	3-6	0.01-0.2	<<1	60-80	60-80	0.3	0.3	10-15	10-15	(16-20)	19.3\$	8	8	0.93	34.4	Dhajala
L	3-6	<0.1	<<1	60-80	60-80	0.5	0.7	10-15	10-15	(23-26)	25.2\$	3	4	0.94	38.1	Khohar
LL	3-6	<0.1	<<1	60-80	60-80	0.6	0.9	10-15	10-15	(27-32)	31.3\$	1.5	2	0.9	7.8	Semarkona
Enstatite																
EH	3-6	<0.1	<<1	60-80	60-80	0.2	0.2	<0.1-10	2-15		0.4	8	10	0.87	0.9	Qingzhen, Abee
EL	3-6	<0.1	<<1	60-80	60-80	0.6	0.6	<0.1-10	2-15		0.4	15	10	0.83	0.8	Hvittis
Others																
K	3	<0.1	0	20-30	>40	0.6	0.4	70	36		38.0\$	6-9	0.1	0.9	0.1	Kakangari
R	3-6	<0.1	<<1	>40	27	0.4	0.6	35	73		2.2	<0.1	7	0.95	0.1	Rumuruti
ref	1	1	2	1	2	1	2	1	2	2	2	1	2	1	1	

*: コンドリュール含有量には, コンドリュールの破片, コンドライト由来の鉱物片を含む。E (Enstatite) コンドライトのデータは必ずしも確定されていない。#: 基質含有量には CH と CBb コンドライトの基質に富む化合物も含む。\$: 多様性が大きいもの, 非平衡のもの。(M): モード組成。!: 落下頻度は Grady (2000) による 918 個の落下に基づく。詳細は本文を参照。ref: 文献。1: Righter et al. (2006), 2: Weisberg et al. (2006) を参照。

ざまな岩石学的違いにも反映されている。

(ii) 変成度による区分

Van Schmus and Wood (1967) は、コンドライトの岩石学的な区分をした。同じタイプのコンドライトでも、岩石学的な組織が連続的に変化していく。Van Schmus and Wood (1967) ではその岩石学的変化に着目して1から6に、Weisberg et al. (2006) では1から7に区分した(表4)。タイプ1から7になるにしたがって、熱変成の程度は強くなっていく。区分の概要をまとめおく。

岩石学的タイプの違いは、コンドライト形成後に受けた熱変成の程度の違いを表していると考えられている。岩石学的タイプでは、タイプ1と2の加水変質作用を主とするものと、タイプ3から6あるいは7までの熱変成作用を受けているものに分けられる。

タイプ1は、加水変質作用が激しくコンドリユールがなくなり、カンラン石や輝石も含水鉱物になっている。50から150℃程度での加水変質作用と考えられる。基質はすべて細粒物質からなる。

タイプ2も、細粒の基質は含水鉱物に、コンドリユールも加水変質作用を受けている。熱変成は受けておらず(20℃未満)、初成のコンドリユールが識別でき、カンラン石や輝石には変質を受けていないものもある。

これらのタイプ3以下は、最も低温での変成作用で、原始太陽系星雲の中のさまざまな条件で形成されたコンドリユールが混在して集まったもので、鉱物間で化学的平衡関係が成り立っていない。そのため非平衡コンドライトとも呼ばれている。もっとも初期の集積した固体状態を残しているので、惑星の主たる素材ともなつたと考えられる。

タイプ3以上になると、加水変質作用は認められず、温度上昇に伴う熱変成作用が起こっていることで区別される。

表4 コンドライトの変成度区分

Petrographic Types	1	2	3	4	5	6	7
Homogeneity of olivine and pyroxene compositions	-	> 5%	> 5%	< 5%	Uniform	Uniform	Uniform
Development of Low-Ca pyroxene	-	Predominantly monoclinic	Predominantly monoclinic	> 20% monoclinic	≤ 20% monoclinic	Orthorhombic	Orthorhombic
Secondary feldspar	-	Minor primary grains	Minor primary grains	Secondary < 2 μm grains	Secondary 2 - 50 μm grains	Secondary > 50 μm grains	Secondary > 50 μm grains
Chondrule glass	Altered or absent	Mostly altered, some preserved	kamacite and taenite in exsolution relationship	Devitrified	Absent	Absent	Absent
Ni content in metals (wt%)	-	< 20	> 20	> 20	> 20	> 20	> 20
Taenite	-	absent or very minor	present	present	present	present	present
Kamacite	-	-	present	present	present	present	present
Ni content in sulfide (wt%)	-	> 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Chondrules	None	Very sharp	Very sharp	Well-defined	Readily delineated	Poorly defined	Primary textures destroyed
Matrix	Fine grained opaque	Mostly fine-grained opaque	Opaque to transparent	Transparent, recrystallized	Transparent, recrystallized	Transparent, recrystallized	Transparent, recrystallized
Bulk C Content (wt%)	3 - 5	0.8 - 2.6	0.2 - 1	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Bulk H ₂ O Content (wt%)	18 - 22	2 - 16	0.3 - 3	< 1.5	< 1.5	< 1.5	< 1.5

データは、Van Schmus and Wood (1967), Sears and Dodd (1988), Brearley and Jones (1998), Weisberg et al. (2006) を参照。

タイプ3はさらに細分され、3.0から3.9まで10に区分されている。3.0の集積したままの状態から、値が増加するにしたがって、小さい基質からコンドリュールの鉱物へと変成作用の影響が現れていく。3.9では、コンドリュールの形態は保存されているが、すべての鉱物で元素移動が起こっている。

タイプ4以上になると、コンドリュールの輪郭が不明瞭になっていく。変成作用が進むにつれて、既存の鉱物に変成鉱物に置き換わっていく。その結果、コンドリュール内の鉱物間では化学的に平衡になっているため、平衡コンドライトと呼ばれる。

タイプ4では、基質の再結晶化が起こり、粒子サイズも大きくなっている。タイプ5では、コンドリュールが不明瞭になっていき、基質との境界が区別できなくなっていく。タイプ6では、コンドリュールが基質と一体化していき、小さいコンドリュールは見えなくなっていく。タイプ7の分類基準はまだ確定していなが、もっとも強い変成作用を受けたものに対して用いられる。溶融する直前まで達したものに対して用いられる。

コンドリュールは、さまざまな物理化学条件で形成されたものであるため、初生のコンドライトでは一般にコンドリュール同士は平衡関係に達していなかった(タイプ3以下の状態)。だが、岩石タイプの区分が大きくなっていくと、変成作用が進みコンドリュール間の化学的平衡が達成されていく。

炭素質コンドライトは岩石タイプが1~4と非平衡なものが多く、普通コンドライトやEコンドライトでも非平衡なものの一部あり、それらは母天体での変化をあまり受けず、より初期の原始太陽系の情報を保持している。一方、普通コンドライトやEコンドライトでは、平衡なものも多くは、母天体での変成作用や熱の履歴を保存していることになる。

(iii) 組み合わせた分類

上述の岩石学的タイプは、鉱物の化学組成や岩石組織などが考慮された総合的なものである。すべてコンドライトに適用可能な区分法なので、CとE, H, L, LLと組み合わされて利用される。

タイプ1と2は、炭素質コンドライトのみにみられ、COだけがタイプ3だけからなる。それ以外のE, H, L, LLはタイプ3から6(7)になっている。このような岩石学的タイプ分けを、C, E, H, L, LLの文字に続けて書き、コンドライトを細分している。例えば、C1, E4, H5, L6, LL4などと示される。

以上の分類に加えて、より詳細な分類も提案されている。例えば、衝撃変成作用の程度によってaからfまで細分し、E5aやL5cのように、今までの分類名の後ろに記号をつけ加えるものである(Dodd and Jarosewich, 1979)。あるいは、衝撃の程度を熱ルミネッセンスで定量的に測定する方法などもある(Sears et al., 1982b)。だが、このような分類は必ずしも普及していない。

以下では、岩石学的区分と変成度区分を組み合わせた分類法を用いてまとめていく。

V 未分化隕石

本論文では、未分化隕石としてコンドライトと始原的エイコンドライトのより詳細な記載を進めていく。

隕石に関するデータベースは、The Meteoritical Society において整理されている。69,733 の隕石名と 6,807 の隕石に関する地域名が登録されており、13,618 の文献が検索できるようになっている (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>)。隕石の化学組成 (<https://metbase.org/>) は、全岩組成として1,500個隕石について、2,000個の分析値が、部分的な分析値としては50万個のデータが収集されている (MetBase, 1994-2017)。また、520個の南極隕石の化学分析値が公開されている (Yanai and Kojima, 1995)。このデータは、同じ分析者 (原村寛) により、湿式分析によって主成分組成が示されているため、分析手法と精度の統一された非常に充実したデータとなっている。これらのデータを参照して以下では検討していく。

1 炭素質コンドライト

炭素質コンドライト (carbonaceous chondrites) は、金属相を少量、もしくはまったく含まないコンドライトである。炭素質コンドライトは、普通コンドライトと比べて基質が多くなっている。鏡下で基質は細粒で光を通しにくいいため黒っぽくなっている。珪酸塩鉱物は、主に蛇紋石 (serpentine, 含水鉱物) である。炭素質コンドライトは、 H_2O や炭化水素、有機物も多く含んでいる。金属相を含まないため Fe は珪酸塩鉱物に含まれる。Feの一部は、 Fe^{3+} となり磁鉄鉱 (magnetite) を形成している。

炭素質コンドライトは、非常に酸化条件で形成されたことを示している。炭素質コンドライトは太陽の化学組成に似ていることでも注目される (小出, 1995b)。太陽系が形成された時、凝縮、固化した物質が集まったもので、太陽系の素材の「化石」と見なせる。変成作用を受けず、ほとんど加熱されたこともなく揮発成分を多く残しているため、太陽系の惑星形成場の初期の揮発成分や形成環境も記録している素材となる。

各タイプの代表的な全岩化学組成を表5に示した。タイプ毎に主要成分組成にも差が見られる。

Wiik (1956) は、それまで少なかった炭素質コンドライトの分析値を増やし、その性質を調べた。Wiik (1956) は、炭素質コンドライトを揮発成分の量によって3つのグループに分けた。揮発成分の多い順に、タイプ I, II, III と区分した。タイプ I は H_2O が 10 ~ 20 wt%, C が 3 ~ 4 wt%, タイプ II は H_2O が 2 ~ 10 wt%, C が 0.5 ~ 2 wt%, タイプ III は H_2O が 2 wt% 以下、C が 0.5 wt% 以下となる。炭素質コンドライトの揮発成分をのぞくと Fe と FeO の含有量の合計は、25 ~ 26 wt% で H グループに近い。タイプ I, II, III は、前述の変成度による区分ではタイプ 1, 2, 3 にほぼ対応する。

炭素質コンドライトは、代表的な隕石名によって CI (I は Ivuna による), CM (Mighei),

表5 炭素質コンドライトの全岩化学組成

Class	C2	C2-ung	C3	CI	CI	CI	CI	CM2	CM2	CM2	CM2	CV3	CV3	CO3	CO3	CO3	CK4	CK4	CK5	CK6	CR2	CR	CH	CB*	Cung	
Name	ave	Arc	ave	Arc	Ivuna	Orgueil	Tonk	Arc	Mighei	Murray	Marchison	Arc	Allende	Arc	Ornans	Lance	Arc	Karoonda	Arc	Arc	Arc	Renazzo	ave	Bencubbi	Arc	
N	1		2	1	1	1	15	11	1	1	1	1	1	8	10	1	2	14	2	2	3	14	15	19	1	
SiO ₂	28.14	32.29	31.97	26.27	22.71	22.56	22.42	27.97	29.59	28.69	29.07	32.84	34.23	32.09	33.43	33.23	32.45	33.83	32.57	31.75	31.73	33.82	29.82	34.21		
TiO ₂	0.18	0.37	0.16	0.20	0.07	0.07	0.09	0.17	0.10	0.09	0.13	0.11	0.15	0.15	0.16	0.13	0.16	0.16	0.16	0.14	0.12	0.19	0.12	0.12	0.20	
Al ₂ O ₃	2.76	3.56	2.99	2.09	1.62	1.65	1.92	2.53	2.18	2.19	2.15	3.16	3.27	3.12	2.65	2.93	2.72	3.08	3.54	2.74	2.65	2.43	1.91	2.03	5.67	
Fe ₂ O ₃	8.61		3.03	1.16				8.38				0.47		6.06			12.93		9.48	8.50	9.44					
FeO	13.84	13.23	24.06	12.00	9.45	11.39	9.40	13.14	27.28	21.08	22.39	24.59	27.16	18.90	32.75	24.80	15.58	31.02	17.37	18.10	13.26	37.72			14.28	
MnO	0.25	0.30	0.23	0.35	0.23	0.19	0.15	0.24	0.26	0.21	0.20	0.17	0.18	0.23	0.24	0.20	0.23	0.21	0.23	0.26	0.20	0.25	0.14	0.23	0.18	
MgO	19.45	23.09	23.55	19.11	16.10	15.81	13.71	19.96	15.39	19.77	19.94	24.45	24.63	23.43	18.83	23.54	25.12	19.83	25.38	24.94	23.34	17.42	14.53	15.43	26.92	
CaO	1.82	2.17	2.06	1.79	1.89	1.22	1.34	1.90	1.75	1.92	1.89	2.51	2.61	2.04	2.10	2.64	2.38	2.40	2.50	2.12	2.09	1.98	2.01	1.66	2.55	
Na ₂ O	0.24	0.54	0.45	0.78	0.75	0.74	3.24	0.35	0.69	0.22	0.24	0.41	0.45	0.32	0.56	0.58	0.39	0.50	0.43	0.32	0.22	0.45	0.17	0.27	0.39	
K ₂ O	0.04	0.06	0.05	0.10	0.07	0.07	0.36	0.04	0.09	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.11	0.14	0.04	0.04	0.05	0.08	0.04	0.05	0.02	0.05	0.03	
P ₂ O ₅	0.29	0.22	0.26	0.32	0.41	0.28	0.11	0.26	0.28	0.32	0.23	0.44	0.23	0.23	0.28	0.32	0.18	0.23	0.19	0.07	0.30	0.28			0.48	
Cr ₂ O ₃	0.47	0.53	0.51	0.46	0.33	0.36	0.12	0.44	0.47	0.44	0.48	0.49	0.52	0.51	0.53	0.49	0.48	0.53	0.51	0.47	0.53	0.50			0.54	
Fe		3.18					0.33	2.25	19.95		0.03	2.35	0.17	2.11	23.97	2.19		23.86	0.18		8.10	24.93	39.02	46.52	9.05	
Ni	0.85	1.39	0.85	1.02			0.07	1.10				1.24	0.36	1.23	1.50	1.26		1.20	1.63	1.35					3.22	
Co	0.05	0.06	0.05	0.04				0.05				0.05	0.01	0.05	0.07	0.05		0.03	0.04	0.04					0.16	
FeS	7.68	14.59		18.00	18.38	15.07	16.11	9.11		7.67	7.24	6.02	4.03	5.26	6.49	4.45		4.41	4.64	3.61					4.04	
H ₂ O		0.90		4.66				3.16				0.70		1.31				0.68	0.70	1.52	1.28				0.30	
H ₂ O+		3.20		11.45				11.43				0.60		3.28				0.95	0.90	2.60	4.33				0.10	
H ₂ O	15.02		3.34		18.68	19.89	21.66			14.42	10.09		<0.1			1.40										
Volatile						6.96				0.62																
NiO				1.28	1.34	1.23	0.86	1.28	1.61	1.50	1.75			1.65	1.75			1.75			1.77	1.74	3.23			
S										0.49																
Total	99.69	99.68	93.56	101.04	92.03	97.49	91.89	103.75	99.64	99.18	96.36	100.64	98.03	101.98	117.35	100.65	100.02	117.42	99.81	99.93	104.34	121.78			99.99	
C				4.83	3.10	2.70				2.78	1.85		0.29			0.46										
SO ₃								1.64																		
NiS													1.60													
CoS													0.08													
CoO				0.06	0.06			0.11	0.08					0.10			0.08					0.11	0.14			
ref	4	5	4	5	2	1	2	5	6	1	3	5	3	5	6	1	5	6	5	5	5	6	6	6	5	

分類ごとの隕石の主要化学組成。ung: ungrouped。ave: 平均値。Arc: Arctics 南極隕石。N: Arc や ave に用いたデータ数。ref: 文献。1: 小沼 (1978), 2: Wiik (1956), 3: 増田ほか (1991), 4: 国立極地研究所 (1987), 5: Yanai and Kojima (1995), 6: MetBase (1994-2017) を参照。

CV (Vigarano), CO (Ornans) に細分される (Van Schmus and Hayes, 1974, Wasson, 1974)。稀なタイプとしてCK (Karoonda), CR (Renazzo), CH (高金属含有, 例 ALH 85085), CB (Bencubbi) なども区分されている。

炭素質コンドライトは, 岩石学的区分と代表的隕石による区分の2つの分類を現在では併用している。隕石名の略号と岩石学的なタイプ分けを続けて書く。タイプ1から6 (7) までである (Wiik, 1956)。

構成物として, 基質とコンドリュールの量に違いがある。CI ではコンドリュールはなく, CM, CO, CV の順でコンドリュールの量が増え, 逆に基質の量が減る (表3を参照)。コンドリュールや鉱物の破片でできた岩片もコンドリュールの増減に伴った変化をする (McSween, 1979, Ikeda, 1982)。

以下で, 炭素質コンドライトの各区分についてみていく。

(i) CI

1938年, タンザニアに落下した Ivuna にちなんで名付けられたものである。すべて岩石学的タイプ1に属している。稀な隕石で, 砕けやすく黒い基質にはカンラン石があり, 有機物 (PAH やアミノ酸) を含んでいるため, 始原的なものだと考えられる。多くの H₂O (最大 20 wt%) を含んでおり, 変質作用によって含水フィロケイ酸塩ができており 50°C 以上には加熱されていな

いと考えられる。磁鉄鉱の結晶形を残した鉄の酸化物などができており、もともとのコンドリュールは残っていない。

太陽光球の化学組成に似ていることから、太陽系の平均的組成を求めるのに利用されている。多様な有機物と水の含有が多いことから、生命の起源においても重要だと考えられる。水の含有が多く壊れやすいことから彗星を起源、もしくは50℃以上の高温にさらされたことのない母天体を起源とする。

(ii) CM-CO

CMとCOは関連があり似た起源だと考えられている。CAIを含むが、小さいものが基質全体に分散している。ただし、CMの外観は黒く、小さなコンドリュールが基質としてある。全体で占めるコンドリュールの割合は、CMで多く、COは少ない。

CMは、1889年、ウクライナに落下したMighei隕石でちなむものである。1969年にオーストラリアに落下したMurchison隕石も同じグループで、アポロ計画の直前に落下したこともあり、多くの化学分析がなされたためデータが揃っている。CMは、多くの基質(70 vol%)を含み、直径0.1～0.3 mmの小さなコンドリュールとそれと同じサイズのCAIを多く含む。基質にはカンラン石やフィロ珪酸塩と磁鉄鉱の混合物を含む。CIコンドライトよりコンドリュールの形態が保存されており、岩石学的タイプ2(一部タイプ1)の加水変質作用を受けていて、H₂Oの含有量も多い(10 wt%程度)。Murchison隕石からは多くのアミノ酸(230種以上)が検出され、同位体異常も発見されている(小出, 2022)。

COは、1868年、フランスに落下したOrnans隕石にちなむものである。基質が30 vol%ほどあり、直径0.2 mm以下のコンドリュールとCAIを多く含む。加水変質作用はほとんど受けていないが、熱変成作用は少し受けているため、岩石学的タイプ3に属している。

CM-COグループは、同じような母天体由来すると推定されている。主惑星帯のメインベルトの暗い小惑星、例えば1 Ceresや19 Fortunaのような暗い小惑星と似たスペクトルになっている。

(iii) CV-CK

CVとCKは化学組成と岩石組織に似たところがあるため、関連した起源だと考えられている。ただし、CKは、CVよりCAIが少なく、酸化程度も大きく、熱変成の程度も大きい点で異なっている。

CVは、1910年、イタリアに落下したVigarano隕石にちなむものである。1969年にメキシコで落下したAllend隕石も詳しく研究されている。CVは、黒っぽい基質が40 vol%ほどを占め、数mmサイズの反応縁を持ったコンドリュールがあり、CAIは大きいもの(時には1 cm以上になる)を含むことがある。岩石タイプは3に属するものがほとんどである。明瞭なコンドリュール

があり、Mgに富むカンラン石（しばしば硫化鉄に囲まれている）から構成されている。

CKは、1930年、オーストラリアに落下したKaroonda隕石にちなむものである。CKは、基質が多く（75 vol% まで）、CAIが少ないが、時に大きなCAIを含んでいることがある。酸化が進み、反応縁を持たない数mm程度のコンドリュールがある。熱変成作用を受けており、岩石学的タイプが3から6になるが、多くはCK4となる。Feに富むカンラン石と輝石を含み、磁鉄鉱を多く含むため基質は黒っぽくなっている。酸化条件で形成され、加水変質作用は認められない。

この隕石グループと似たスペクトル型をもった天体は見つかっていない。

(iv) CR-CH-CB

CR、CHとCBは化学的に一連のグループと考えられている。反応縁を持つ大きなコンドリュール（0.7 mm）を多く含む（50 vol%）、CAIは少なく、金属量は多い（5～8 vol%）。細粒の基質の多くは加水変質作用を受けており（50 vol% にまで達する）、岩石タイプは2になる。

CRは、1824年、イタリアに落下したRenazzo隕石にちなむものである。1 mm程度のコンドリュールを持ち、CAIは少なく、基質が半分程度ある。多くは水による変質作用を受けている。

CHは、金属元素の成分が多いこと（主にFeとNiが20 vol% まで）が特徴となる。小さなコンドリュール（0.02 mm程度）とCAIを含む。基質は少なく、岩片からできている。岩石タイプは2か3になる。

CBは、1930年、オーストラリアに落下したBencubbi隕石にちなんでいる。揮発性元素が少なく金属に富む。金属粒子とコンドリュールのサイズが大きく（cmサイズ）、CAIが少ないCBaと、コンドリュールサイズが小さく（mmサイズ）CAIを含むCBbに区分されている。

この隕石グループと似たスペクトル型をもった天体はまだ見つかっていない。

(v) C Ungrouped

炭素質コンドライトには、上記のグループに属さないものとしてC Ungrouped (C ungr) にされているものがある。国際隕石学会 (the Meteoritical Society) の示したむやみに分類群を増やさないという方針によるもので、少なくとも5個以上の隕石が見つからないと分類群は提唱しないこととされた。しかし、隕石の収集が増え研究が進めば新たな分類群が生まれてくるだろう。

2 普通コンドライト

普通コンドライトは隕石ではもっとも多く見つかるタイプである。小惑星帯の内側軌道にあるもの、あるいは地球近傍軌道の小天体 (Near-Earth object NEO) の多くは、このタイプの隕石からできていると考えられる。また、はやぶさが訪れたイトカワも普通コンドライトからできていることが検証された。

普通コンドライトは、カンラン石、斜方輝石、酸化されたFe-Ni 鉱物で構成されている。鉄

の含有量と構成鉱物の違いにもとづいて区分され、鉄が多いものがHコンドライト、少ないものがLコンドライト、鉄やその他金属元素の少ないものがLLコンドライトとなる。以下ではそれぞれの特徴を示す。

(i) Hコンドライト

表6に代表的なHコンドライトの全岩化学組成を示した。Hコンドライトは、高い (high) 鉄含有量に由来している。カンラン石 (Fo 80 ~ 85 mol%), Caに乏しい斜方輝石 (古銅輝石 bronzite) を含むことから、カンラン石古銅輝石コンドライト (olivine bronzite chondrite) と呼ばれたこともあったが、今で使われていない。

普通コンドライトの中では、カンラン石が最も少なく輝石が多い。25 ~ 31 wt% の鉄を含み、Fe-Ni 金属 (Ni 含有量 1 ~ 7 wt%) は 15 ~ 19 wt% になる。金属鉄が多いため、磁石につくとという特徴がある。カマサイト (kamacite) が多く、Coの含有量が少ない (0.52 wt%)。岩石学的タイプは3から7で5が多くなっている。角礫化したものもある。

Hコンドライトの反射スペクトルは、小惑星帯で5番目に大きな6 Hebe に似ている。ただし、地球への落下頻度が多いため、6 Hebe に似た母天体が衝突で破碎され、地球近傍天体になったものだと考えられる。

(ii) Lコンドライト

表7に代表的なLコンドライトの全岩化学組成を示した。カンラン石 (Fo 74 ~ 79 mol%)

表6 Hコンドライトの全岩化学組成

Type Name	H Arc	H3 Bre	H3 Clo	H3 Tieschitz	H3 Arc 46	H3.7 Arc	H3.4 Arc	H4 Ochansk	H4 Weston	H4 Gamett	H4 Arc	H5 For	H5 Geidam	H5 Ric	H5 Arc	H5 Guarena	H6 Arc	H6 Arc	H mb Arc	H mr Arc	H4-5 b Arc	H4-6 b Arc	H5-6 b Arc	H ave	H ave
N	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	208	1	1	1	144	1	58	1	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	36.63	37.64	35.40	36.84	35.15	35.80	34.42	37.45	36.59	37.81	35.26	37.07	36.62	39.00	35.33	36.74	35.44	37.45	38.46	34.55	35.83	34.70	35.64	36.52	
TiO ₂	0.10	0.10	0.10	0.08	0.10	0.11	0.05	0.08	0.13	0.10	0.09	0.15	0.13	0.10	0.10	0.12	0.10	0.11	0.14	0.09	0.07	0.12	0.10	0.13	
Al ₂ O ₃	2.34	2.23	2.06	2.40	2.12	2.15	1.55	2.28	2.23	2.20	2.26	2.09	2.62	2.40	2.18	2.04	2.16	2.91	2.81	2.20	2.75	2.31	2.00	2.43	
Fe ₂ O ₃	3.94				2.13	1.29	1.47				2.51				2.89		2.04			3.16	3.16	4.80			
FeO	12.67	12.86	17.70	17.54	13.65	14.19	9.32	9.34	11.14	13.76	11.26	9.89	11.04	9.46	11.90	10.24	12.61	10.41	10.06	12.81	8.83	8.94	11.71	8.87	
MnO	0.33	0.31	0.31	0.34	0.32	0.35	0.25	0.30	0.32	0.30	0.32	0.28	0.32	0.31	0.31	0.32	0.33	0.29	0.32	0.27	0.30	0.37	0.28	0.25	
MgO	24.47	23.80	22.28	23.79	23.46	23.40	22.84	24.18	22.84	24.37	23.55	23.62	24.04	25.00	23.55	23.44	23.74	24.76	25.44	24.23	23.92	23.24	23.73	23.58	
CaO	1.81	1.42	1.64	1.61	1.69	1.67	1.37	1.79	1.78	1.64	1.66	1.75	1.75	1.84	1.66	1.60	1.66	1.80	1.87	1.75	1.95	1.88	1.76	1.82	
Na ₂ O	0.72	1.97	0.64	0.95	0.73	0.73	0.73	0.96	0.95	1.05	0.74	0.99	0.91	1.10	0.74	0.90	0.75	0.87	0.93	0.71	0.84	0.78	0.73	0.85	
K ₂ O	0.08	0.09	0.07	0.04	0.09	0.09	0.08	0.08	0.14	0.08	0.08	0.07	0.07	0.13	0.08	0.09	0.08	0.10	0.10	0.09	0.08	0.09	0.08	0.14	
P ₂ O ₅	0.25	0.27	0.33	0.21	0.25	0.19	0.25	0.13	0.32	0.14	0.24	0.34	0.31	0.20	0.25	0.27	0.24	0.31	0.11	0.18	0.34	0.27	0.23	0.23	
Cr ₂ O ₃	0.40	0.50	0.46	0.73	0.45	0.56	0.42	0.55	0.52	0.76	0.42	0.54	0.51	0.41	0.43	0.55	0.42	0.42	0.39	0.34	0.27	0.46	0.46	0.36	
Fe	10.51	12.65	5.09	8.10	12.39	13.26	19.68	16.70	14.87	11.59	13.71	16.21	15.68	16.19	12.70	16.30	13.34	13.28	12.14	12.01	12.36	12.83	15.80	17.23	
Ni	1.31	1.52	1.56	1.71	1.47	1.34	1.61	1.49	1.54	1.18	1.49	1.65	1.69	1.38	1.48	1.74	1.49	1.38	1.05	1.24	1.17	1.49	1.70	1.58	
Co	0.08	0.10	0.08	0.10	0.08	0.08	0.06	0.07	0.11	0.06	0.06	0.10	0.13	0.06	0.06	0.09	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.09	
FeS	3.44	5.95	6.36	5.34	4.93	4.25	5.78	4.82	5.31	3.33	5.46	0.52	4.63	2.87	5.41	5.48	5.14	6.41	6.75	5.44	6.85	6.93	5.45	5.35	
H ₂ O	0.17				0.28	0.28	0.02				0.22				0.25		0.18			0.19	0.24	0.53			
H ₂ O	0.50				0.81	0.20	0.30				0.76				0.77		0.59			0.60	0.70	0.30			
H ₂ O		0.33	3.50	0.95				<0.01	1.08	1.58		0.39	0.57			0.15							0.29	0.33	
NiO					0.72										0.59		0.63								
S											0.04														
Total C	99.75	101.74	97.58	100.73	100.08	99.94	100.20	100.22	99.87	99.95	100.09	95.66	101.02	100.45	100.08	100.09	100.37	100.55	100.61	99.91	99.71	100.11	100.02	99.76	
Total Fe					26.30		31.62								27.68		27.52	25.44	24.25	27.64	25.78				
ref	1	2	2	2	1	1	1	3	2	3	1	4	2	3	1	6	1	1	1	1	1	1	5	3	

Typeにつけた略号。b: breccia, mb: melt breccia。Nameの略号。Arc: 南極隕石, Bre: Bremervorde, Clo: Clovis (No.3), For: Forest City, Ric: Richardson, ave: average 平均値。N: Arc や ave に用いたデータ数。ref: 文献。1: Yanai and Kojima (1995), 2: Dodd et al. (1967), 3: Easton and Elliott (1977), 4: 小沼 (1978), 5: 国立極地研究所 (1987), 6: 増田ほか (1991) を参照。

表7 Lコンドライトの全岩化学組成

Type	L3	L3	L3	L3.3	L4	L4	L4	L4	L5	L5	L5	L6	L6	L6	L7	Lmb	Lmr	L	L
Name	Car	Bishunpur	Arc	Arc	Rupota	Bjurbole	Barratta	Arc	Imm	Ohuma	Arc	Leedey	Modoc	Arc	Arc	Arc	Arc	ave	ave
	1	1	73	2	1	1	1	57	1	1	47	1	1	241	1	7	2		
SiO ₂	40.39	40.54	38.68	39.88	39.53	42.00	40.61	38.77	39.63	38.43	38.90	40.32	39.29	38.97	37.27	38.17	39.17	39.32	39.88
TiO ₂	0.10	0.15	0.12	0.11	0.12	0.09	0.12	0.10	0.08	0.11	0.10	0.12	0.12	0.10	0.10	0.11	0.16	0.10	0.15
Al ₂ O ₃	1.59	2.23	2.41	2.07	2.14	2.48	2.63	2.34	2.46	2.73	2.41	2.19	2.49	2.29	2.42	2.48	2.68	2.39	2.31
Fe ₂ O ₃		0.98	0.14					0.74			0.88			0.56	6.77	1.60	0.07		
FeO	14.32	11.89	15.29	17.22	14.17	15.30	15.63	14.79	12.68	13.09	15.36	12.43	14.96	15.66	11.33	17.50	18.12	15.13	13.12
MnO	0.35	0.32	0.36	0.40	0.32	0.34	0.33	0.33	0.36	0.26	0.36	0.34	0.33	0.36	0.29	0.33	0.32	0.33	0.27
MgO	26.15	25.06	25.19	25.09	24.43	26.60	25.32	25.23	25.15	23.36	25.28	24.94	27.78	25.35	24.72	25.42	25.99	25.52	24.98
CaO	3.15	1.83	1.81	1.82	1.88	2.13	1.56	1.85	1.67	1.81	1.82	1.62	1.82	1.73	1.85	1.73	1.85	1.85	1.90
Na ₂ O	0.67	0.95	0.84	0.87	0.94	1.12	0.95	0.88	0.59	1.07	0.87	1.00	0.93	0.88	0.73	0.88	0.90	0.90	0.88
K ₂ O	0.09	0.10	0.09	0.10	0.08	0.12	0.11	0.09	0.14	0.10	0.09	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.07	0.09	0.14
P ₂ O ₅	0.22	0.30	0.24	0.26	0.28	0.06	0.26	0.29	0.27	0.07	0.26	0.18	0.30	0.26	0.18	0.27	0.49	0.24	0.26
Cr ₂ O ₃	0.35	0.51	0.49	0.48	0.51	0.54	0.46	0.46	0.32	0.61	0.46	0.52	0.55	0.47	0.35	0.45	0.47	0.52	0.44
Fe	4.55	6.62	5.74	4.29	6.71	3.07	4.89	6.76	9.28	8.45	5.88	8.37	6.68	5.83	3.93	2.40	2.04	6.10	7.70
Ni	1.10	1.05	1.12	1.01	1.24	0.91	1.20	1.15	1.59	1.24	1.11	1.21	1.30	1.13	1.11	0.89	1.06	1.10	1.12
Co	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.08	0.05	0.06	0.10	0.05	0.06	0.08	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06
FeS	6.52	6.47	6.15	5.73	6.56	5.00	6.25	5.97	5.35	7.77	5.92	6.42	6.46	5.97	7.49	6.84	6.87	6.04	6.17
H ₂ O-			0.18	0.08				0.08			0.09			0.07	0.26	0.19	0.02		
H ₂ O+			0.57	0.60				0.23			0.27			0.20	0.90	0.54			
H ₂ O	1.15	1.37			0.69	<0.01	0.30		0.03	<0.10		0.05						0.27	0.34
NiO			0.53							0.77				0.53					
Total	100.76	99.45	100.82	100.14	99.78	99.80	100.70	100.11	99.66	99.20	100.86	100.16	103.17	100.59	99.72	100.08	100.17	99.94	99.72
C				0.13								0.08	0.18						
Total Fe			22.10					22.74			21.99			22.39	22.23	20.04	20.54		
ref	2	2	1	1	5	3	2	8	3	3	1	7	4	1	1	1	1	6	2

Typeにつけた略号。mb: melt breccia, mr: melt rock。Nameの略号。Arc: 南極隕石, Car: Carraweena, Imm: Imm Ruaba, ave: average 平均値。N: Arcやaveに用いたデータ数。ref: 文献。1: Yanai and Kojima (1995), 2: Dodd et al. (1967), 3: Easton and Elliott (1977), 4: 小沼 (1978), 5: Jarosewich and Mason (1969), 6: 国立極地研究所 (1987), 7: 増田ほか (1991) を参照。

と斜方輝石 (紫蘇輝石 hypersthene) からなることから, カンラン石紫蘇輝石コンドライト (olivine-hypersthene chondrites) と呼ばれたこともあったが, 今では用いなくなってきた。Lコンドライトは, 低い (low) 鉄の含有量を意味し, 鉄の含有量がHコンドライトより少ない。全鉄として, 20~25 wt% を含むが, Fe-Ni 金属 (Ni 含有量 7~12 wt%) は 4~10 wt% となる。岩石タイプは 3 から 7 で 6 が最も多い。

Lコンドライトの反射スペクトルは, 地球近傍天体の 433 Eros に似ている。隕石は熱変成作用を受けているものが多いので, この小惑星かもしくは類似の天体で破壊されたものと考えられる。

(iii) LLコンドライト

表 8 に代表的な LLコンドライトの全岩化学組成を示した。アンフォテライト (amphotelite) と呼ばれたこともあるが, 現在では用いられない。LLコンドライトは, 低い (low) 鉄, 低い (low) 金属含有量に由来している。LLコンドライトは, カンラン石 (Fo 68~73 mol%) と古銅輝石 (bronzite), 灰曹長石 (oligoclase) からなる。全鉄量は 19~22 wt% になるが, 金属鉄は 1~3 wt% しかない。全岩での鉄の含有量は少ないが, カンラン石の鉄の含有量は多くなっている。カマサイト (kamacite) は少なく, Coの含有量が多い (3.3 wt%)。岩石学的タイプは 1 から 7 までであるが, 5 と 6 の平衡なものが比較的多く, LL3やLL4の非平衡なものは少ない。

LLコンドライトの反射スペクトルは, 小惑星帯のメインベルトの中に見つかった小さな

表 8 LL コンドライトの全岩化学組成

Type	LL	LL3	LL3	LL3	LL3	LL4	LL4	LL4	LL4	LL4-6 b	LL5	LL5 b	LL5-6 b	LL6	LL7	LL	LL	LL b	LL mb
Name	Arc	Chainpur	Ngawi	Sem	Arc	Dal	Hamlet	Sok	Arc	Arc	Arc	Arc	Arc	Nas	Arc	ave	ave	Arc	Arc
	3	1	1	1	31	1	1	1	22	3	9	1	1	1	31			1	9
SiO ₂	39.34	40.63	40.36	40.16	39.87	38.60	41.05	41.43	39.96	39.74	39.83	41.29	39.26	40.96	39.67	39.58	40.20	40.07	39.68
TiO ₂	0.16	0.09	0.10	0.10	0.12	0.11	0.14	0.10	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.18	0.11	0.14	0.14	0.11	0.13
Al ₂ O ₃	2.09	2.63	2.57	2.23	2.46	2.80	2.64	2.30	2.39	2.57	2.64	2.11	2.93	2.23	2.44	2.52	2.59	1.71	2.43
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	0.86	-	-	-	0.20	-	0.32	1.76	-	-	0.17	-	-	0.23	1.12
FeO	19.34	16.29	18.14	17.57	17.93	12.10	17.43	17.52	17.93	16.46	17.05	17.83	20.54	18.90	19.70	19.86	19.42	20.38	19.44
MnO	0.33	0.32	0.36	0.35	0.39	0.28	0.28	0.33	0.35	0.40	0.32	0.42	0.32	0.35	0.37	0.34	0.30	0.35	0.36
MgO	25.20	25.14	25.60	24.86	25.77	24.00	25.25	26.50	25.93	25.88	25.89	24.53	26.02	25.70	25.63	25.70	25.32	25.72	25.55
CaO	1.80	1.55	1.83	2.04	1.87	2.10	2.12	1.80	1.88	1.81	1.84	2.31	1.95	1.62	1.86	1.78	1.77	1.89	1.86
Na ₂ O	0.98	0.75	0.99	0.96	0.88	0.90	1.02	1.20	0.90	0.88	0.97	0.85	0.93	0.84	0.92	0.87	0.89	0.93	0.87
K ₂ O	0.11	0.12	0.09	0.10	0.10	0.10	0.07	0.07	0.10	0.09	0.11	0.08	0.11	0.12	0.10	0.11	0.16	0.10	0.11
P ₂ O ₅	0.24	0.36	0.18	0.24	0.26	0.19	0.28	0.14	0.27	0.26	0.19	0.19	0.17	0.20	0.27	0.25	0.26	0.30	0.29
Cr ₂ O ₃	0.57	0.70	0.62	0.49	0.50	0.48	0.56	0.54	0.47	0.51	0.49	0.52	0.42	0.59	0.51	0.58	0.44	0.54	0.49
Fe	2.61	3.02	0.60	2.05	1.71	9.20	2.86	3.07	2.92	4.68	2.65	1.32	0.73	1.46	2.06	1.33	1.65	0.25	0.94
Ni	0.74	0.96	1.06	1.16	0.94	1.40	0.90	0.91	1.02	1.16	0.92	1.14	0.82	0.99	0.97	0.95	0.96	0.94	0.89
Co	0.01	0.04	0.05	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.06	0.04	0.03	0.06	0.04	0.07
FeS	5.71	6.44	6.08	5.32	5.63	6.30	5.81	5.00	5.41	5.71	6.57	5.17	5.03	6.36	5.27	5.27	6.04	5.68	5.61
H ₂ O-	0.05	-	-	-	0.18	-	-	-	0.05	-	0.06	0.05	0.21	-	0.08	-	-	0.07	0.07
H ₂ O+	-	-	-	-	0.60	-	-	-	0.17	-	0.13	0.10	0.10	-	0.13	-	-	0.80	0.37
H ₂ O	-	1.10	1.78	1.62	-	1.00	0.04	-0.01	-	-	-	-	0.13	-	0.49	-	-	-	-
NiO	0.99	-	-	-	0.98	-	-	-	-	0.77	-	-	-	-	0.88	-	-	-	-
Total	100.27	100.14	100.41	99.30	101.08	99.61	100.51	100.95	100.11	100.29	100.87	99.81	99.68	100.69	101.17	99.80	100.20	100.11	100.29
Total Fe	21.27	-	-	-	19.90	-	-	-	19.92	-	20.54	-	19.90	-	20.68	-	-	-	-
ref	1	2	2	2	1	3	2	3	1	1	1	1	1	4	1	5	2	1	1

Typeにつけた略号。b: breccia, mb: melt breccia。Nameの略号。Arc: 南極隕石, Sem: Semarkana, Dal: Dalgety Arkansas, Sok: Soka-Banja。ave: average 平均値。N: Arc や ave に用いたデータ数。ref: 文献。1: Yanai and Kojima (1995), 2: Dodd et al. (1967), 3: Easton and Elliott (1977), 4: 小沼 (1978), 5: 国立極地研究所 (1987) を参照。

3628 Boznenmcova に類似している。これと同様の起源の母天体が破壊され地球近傍天体へと変わったと考えられる。

3 E コンドライト

主たる構成鉱物が頑火輝石 (clinostatite, FeO を含まない) だけからなり, カンラン石や Ca に富む輝石をほとんど含まないことから E コンドライト (enstatite chondrite) と呼ばれるようになった。また, 珪酸塩鉱物中の Fe の含有量が少なく, Fe は金属相や硫化物中に含まれる。そのため, 不透明鉱物が多いのが特徴となる。Ni 含有量の少ない金属相を 13 ~ 25 wt% 伴う (表 9)。

Fe の含有量が多い (35 wt%) EH コンドライトと, 少ない EL コンドライトの 2 つに分かれる。EH コンドライトは, 親鉄元素を多く含み, 岩石学的タイプの 3 ~ 7 になり 6 が多い。EL コンドライトは親鉄元素が少なく H コンドライトに近い性質をもち (Sears et al., 1982a), 岩石タイプが 3 から 6 まで広がっている。

E コンドライトの特徴は, 著しく還元的な条件で形成された点である。このような環境は, 地球や月では見られないものであるため, この隕石固有の鉱物が多数発見されている (武田, 1982)。EH コンドライトのスペクトル型から小惑星帯のメインベルトの 16 Psyche と似ていることがわかってきた。

表9 Eコンドライトの全岩化学組成

Type name	E3 Y-793161	EH3 Y-691	EH3 Y-792959	EH4 ALH-77156	EH4 Y-74370	EH4 Ind	EH4 Kot	EH6 Y980223	EL6 Pal	EL6 Dan	EL6 A-882039	E ave
SiO ₂	33.17	36.31	32.15	33.24	34.14	35.26	38.70	32.74	39.83	32.80	39.20	35.23
TiO ₂	0.09	0.08	0.08	0.18	0.12	0.06	0.05	0.08		0.14	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	1.87	2.93	2.14	2.98	2.51	1.45	1.24	1.76	2.17	1.54	1.38	2.72
Fe ₂ O ₃	8.90	0.00	0.06	0.00	0.00			0.00			0.53	
FeO	0.80	0.96	14.91	3.81	3.90		1.33	4.93		0.14	2.89	2.43
MnO	0.25	0.24	0.27	0.26	0.23	0.25	0.39	0.34	0.02	0.14	0.29	0.24
MgO	17.66	19.59	17.94	18.52	18.20	17.48	21.10	16.90	20.94	20.90	22.88	18.90
CaO	1.15	1.29	1.04	0.89	1.10	0.95	1.01	1.60	0.62	1.50	1.36	1.20
Na ₂ O	0.77	0.83	0.56	0.76	0.74	1.01	0.90	0.73	0.80	0.44	0.69	0.79
K ₂ O	0.03	0.07	0.05	0.09	0.09	0.11	0.03	0.08	0.09	0.06	0.08	0.08
H ₂ O-	1.85	0.50	1.41	0.65	1.05			0.30			0.07	
H ₂ O+	5.3	0.5	5.7	5.7	5.9			0.8			0.1	
H ₂ O						1.17			0.12	0.08		3.96
P ₂ O ₅	0.41	0.46	0.09	0.24	0.46	0.52	0.24	0.23	-	0.10	0.21	0.46
Cr ₂ O ₃	0.43	0.45	0.28	0.37	0.43	0.47	0.35	0.50	0.21	0.29	0.42	0.44
FeS	13.22	16.31	13.74	14.04	12.77	14.20	9.46	22.01	9.02	6.28	10.68	14.54
Fe	12.60	17.80	7.94	16.50	16.60	24.13	22.60	15.65	22.05	33.09	17.90	17.20
Ni	1.40	1.71	1.41	1.46	1.51	1.83	1.54	1.77	1.68	2.90	1.42	1.61
Co	0.047	0.077	0.070	0.062	0.051	0.08	0.08	0.101	0.08	0.13	0.065	0.06
total	99.94	100.1	99.84	99.75	99.8	98.97	99.02	100.52	97.63	100.53	100.26	99.96
Total Fe	27.84	28.91	28.30	28.38	27.78							
C						0.43			0.18			
ref	1	1	1	1	1	3	3	1	5	4	1	2

Nameの略号。Ind: Indurch, Kot: Kota Kota, Pal: Pallister, Dan: Daniel's Kuil, ave: average 平均値。ref: 文献。1: Yanai and Kojima (1995), 2: 国立極地研究所(1987), 3: 小沼(1978), 4: Easton and Elliott (1977), 5: 増田ほか (1991) を参照。

4 その他のコンドライト

他にもコンドライトのグループが区分されているが、必ずしも分類が確立しているわけではない。以下では、RとK、Fコンドライトをみていく。

ただし、このタイプは、稀な隕石であるため、全岩の分析値がなされているものは少なく、現在入手できたデータはR、Kコンドライトで、FやGコンドライトのデータは見つからなかった。ただし、Kコンドライトでは、鉍物やコンドリユールの分析はなされており、そこから全岩化学組成の推定値が示されているものがあつた (表10)。

(i) Rコンドライト

Rコンドライトは、1934年にケニアに落下したRumuruti隕石によって名付けられた。Rコンドライトは、稀なタイプで Bischoff et al. (2011) では、以下のようにまとめられている。

一番の特徴は、角礫化していることと、コンドリユールの大きな破片 (サイズは400 μm程度まで) を多く含む (35~50 vol%) ことである。カンラン石の含有量が多く (典型的なものでは65~78 vol%)、変成作用を受けた組成 (Fa 38~40 mol%) となっている。カンラン石は、鉍物片や岩片では岩石学的タイプ3 (Fa 45~60 mol%) になる

表10 RとKコンドライトの全岩化学組成

R chondorites											
type	R	R	R	R	R	R	R	R3.8	R3.9	R4	R4
name	R1	A1	Acf	ALH	Car	LAP	PCA	Y1	Y2	A2	Y3
SiO ₂	39.12	34.65	39.94	38.78	36.98	36.87	37.48	33.31	34.61	34.56	34.99
TiO ₂		0.13	0.15			0.12		0.08	0.11	0.13	0.08
Al ₂ O ₃	1.93	4.19	1.93	2.08	2.08	2.04	2.10	3.93	2.21	4.19	2.87
Fe ₂ O ₃		8.62				2.86		5.85	9.23	8.62	8.42
FeO	31.47	11.19	32.04	30.49	31.01	27.45	31.01	19.62	17.61	11.19	19.25
MnO	0.29	0.34	0.28	0.29	0.30	0.33	0.30	0.23	0.34	0.34	0.26
MgO	20.66	22.98	20.10	21.56	22.06	23.09	22.55	22.36	23.74	22.98	22.37
CaO	1.54	1.63	1.54	1.90	2.71	1.66	1.75	2.23	1.67	1.63	2.08
Na ₂ O	0.92	0.88	0.93	0.87	0.86	0.84	0.86	0.89	0.78	0.88	1.21
K ₂ O	0.09	0.10	0.12	0.07	0.09	0.08	0.07	0.10	0.09	0.10	0.10
H ₂ O-		1.02						0.14	0.40	1.02	0.29
H ₂ O+		1.10						1.2	1.1	1.1	1.0
P ₂ O ₅		0.30				0.22		0.43	0.13	0.30	0.52
Cr ₂ O ₃	0.54	0.50	0.56	0.52	0.53	0.80	0.50	0.25	0.47	0.50	0.38
FeS		10.45						6.76	6.80	10.45	5.92
Fe-metal		0.55						1.08	0.00	0.55	<0.1
Ni		1.19						1.30	0.89	1.19	0.69
Co		0.04						0.040	0.044	0.041	0.041
NiO	1.44		0.41	1.44	1.38	1.77	1.38				
Cl						0.01					
S	2.00		2.00	2.00	2.00	2.05	2.00				
Total	100.00	98.86	100.00	100.00	100.00	100.20	100.00	99.8	100.22	99.77	100.62
Total Fe								24.71	24.47		24.71
ref	6	1	2	3	3	4	5	7	7	7	7

K chondorites								
name	Kakangar			LEW87232			Berlin 2009	
part	chondrules	matrix	matrix	chondrules	matrix	matrix	chondrules	matrix
N	57	average	245	22	average	342	20	125
SiO ₂	53.38	35.23	34.97	56.22	34.31	34.31	54.1	36.39
TiO ₂	0.11	0.11	0.11	0.1	0.07	0.07	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	2.49	2.51	2.6	2.76	2.98	2.98	1.96	3
FeO	4.21	23.94	24.63	1.79	26.8	26.8	4.64	20.49
MnO	0.43	0.32	0.33	0.25	0.13	0.13	0.48	0.32
MgO	36.67	24.98	24.61	35.91	21.8	21.8	35.47	25.8
CaO	1.78	1.29	1.24	1.74	0.58	0.58	2.17	1.5
Na ₂ O	0.75	1.09	1.22	1.15	1.5	1.5	0.71	1.29
Cr ₂ O ₃	0.39	0.61	0.5	0.26	0.08	0.08	0.43	0.53
NiO	0.04	1.3	1.23	0.02	2.28	2.28	0.02	1.01
Total	100.25	91.38	91.44	100.2	90.53	90.53	100.08	90.43
ref	8	8	8	8	8	8	8	8

name. R1: Rumuruti, A1: A-881988, Acf: Acfer217, ALH: ALH85151, Car: Carlisle Lakes, LAP: LAP4840, PCA: PCA91002, Y1: Y-793575, Y2: Y-82002, A2: A-881988, Y3: Y-791827. KコンドライトのPartは, chondrules: コンドライト全体の分析, matrix: は基質のスポット分析の平均. N分析数. ref文献. 1: Yanai and Kojima (1995), 2: Bischoff et al. (1994), 3: Rubin and Kallemeyn (1989), 4: McCanta et al. (2008), 5: Rubin and Kallemeyn (1994), 6: Schulze et al. (1994), 7: 南極隕石 Yanai and Kojima (1995), 8: Barosch et al. (2020) を参照.

が、基質のカンラン石ではタイプ4～6の非平衡で低い鉄含有量 (Fa 38～41 mol%) になる。砕屑性の基質の中には多様な岩片を含むが、CAI 包有物は少ない。金属鉱物はなく、少量の金属 Fe-Ni 鉱物も酸化物か硫化物になっている。非平衡な R コンドライトにおいては低 Ca 輝石が主な構成物となるが、平衡なものでは高 Ca 輝石になっている。スピネルは高い TiO₂ 含有量 (5 wt% まで) となっている。

R コンドライトは、全岩化学組成では普通コンドライトと似ているが、E コンドライトよりはコンドリュールは少ない。Fe 含有量 (24 wt% まで) は、H コンドライト (27.1 wt%) と L コンドライト (21.6 wt%) の間になる。炭素質コンドライトでみられた Mn と Na の枯渇は、R コンドライトでは見られない。全岩化学組成 (親石元素, Zn, Se) や酸素同位体組成などでも他のコンドライトとの違いが認められることから、独自の区分とされた。

コンドライトの多くが還元的な条件 (太陽から離れた位置) で形成されたものが多い中、R コンドライトは、酸化状態で形成されたと考えられる。相当する母天体は見つかっていない。

(ii) K コンドライト

K コンドライトは、1890年にインドのタミルナードゥ州に落下した Kakangari 隕石にちなんでいる (Davis et al., 1977)。基質は炭素質コンドライトに類似し、還元的な鉱物組成や高い金属鉱物の含有量 (6～10 vol%) は E コンドライトに似ており、難揮発性元素が多い点で普通コンドライトに類似している (Weisberga et al., 1996)。しかし、岩石学的タイプ3の非平衡で、トロイライトとコンドリュールに富み、特異な酸素同位体組成を持つことで、他のコンドライトとは区分される。K コンドライトは他のコンドライトとは異なった未知の母天体に由来すると考えられている。

(iii) F コンドライト

オーブライト (aubrite) のグループとされる隕石は、南極隕石 ALH 78113 と、1919年にアメリカのケンタッキー州に落下した Cumberland 隕石である。Mg に富むカンラン石 (forsterite) であることから F コンドライトと呼ばれる。黒っぽい岩片からなる多源角礫岩 (polymict breccia) で、非平衡な岩石学的タイプ3になり、鉱物と酸化状態から普通コンドライトの H と E コンドライトの中間に位置する。

オーブライトと共通の母天体から由来したと考えられる。オーブライトのスペクトルは、小惑星帯のメインベルトの 44 Nysa やハンガリア群 (Hungaria family) に類似している。地球近傍天体の 3103 が母天体の可能性もある。

5 始原的エイコンドライト

エイコンドライトは、分化した隕石が大部分であるが、特異なタイプとして、始原的エイコン

ドライト (primitive achondrites, PAC と略される) と呼ばれるグループがあることは前述した。コンドリュールを持たず、始原的金属の大部分がなくなっているため、岩石組織としてはエイコンドライトに区分される。だが、化学組成と鉱物学組成がコンドライトに似ているものがあり、始原的エイコンドライトに区分される (表 11)。

(i) アカプルコイト

アカプルコイト (acapulcoite) は、1976 年にメキシコに落下した Acapulco 隕石にちなんで命名された。明瞭なコンドリュール組織を持っていないのでエイコンドライトに分類される。アカ

表 11 始原的エイコンドライトの全岩化学組成

Type Name	Acapulcoite		Lodranite		Winonite		Brachinite
	A-881902	Y-74063	Y-74357	Y-75274	Y-75261	Y-75261	MEBPB
SiO ₂	28.91	38.98	37.66	24.06	46.80	47.10	59.90
TiO ₂	0.08	0.08	0.09	0.02	0.00	0.00	0.53
Al ₂ O ₃	1.62	2.96	0.20	0.18	8.60	7.70	14.30
Fe ₂ O ₃	0.00	0.91	7.55	2.82			
FeO	9.00	9.69	4.00	2.36	5.00	4.10	8.91
MnO	0.34	0.19	0.37	0.21	0.26	0.21	0.16
MgO	20.20	27.01	26.98	27.03	28.80	29.90	3.43
CaO	1.05	2.68	3.65	0.45	1.30	1.00	5.87
Na ₂ O	0.67	0.83	0.10	0.14	0.99	0.86	4.98
K ₂ O	0.06	0.07	0.02	0.02			0.87
H ₂ O-	0.00	0.04	0.16	0.00			
H ₂ O+	2.3	0.3	0.5	0.5			
P ₂ O ₅	0.32	0.46	0.26	0.27			0.94
Cr ₂ O ₃	0.29	0.34	0.96	0.12	0.00	0.00	0.11
NiO					0.54	0.00	0.01
FeS	23.40	9.31	1.85	1.14			
Fe	10.19	4.89	15.15	39.39			
Ni	1.61	0.98	0.98	1.84			
Co	0.027	0.031	0.083	0.136			
Total	100.06	99.75	100.56	100.68	94.00	93.00	100.01
Total Fe		18.97	24.72	43.91			
S					1.10	1.10	
ref	1	1	1	1	2	2	3

始原的エイコンドライトの全岩化学組成。lodranite は acapulcoite と成因関係があるので示した。brachinite の分析値は入手できていないが、参考のため各種の隕石組成 (H, LL and CI) から推定された母天体 (BPB: brachinite parent body) から抽出されたと推定される珪酸メルト (MEBPB: melt extracted from the brachinite parent body) の化学組成。ref: 文献。1: Yanai and Kojima (1995), 2: Nagahara (1991), 3: Collinet and Grove (2020) を参照。

プルコイトは、現在 87 個が記載されている (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>)。コンドライトと類似した化学組成をもっており、鉱物組成は、HコンドライトとEコンドライトの間にある。

アカプルコイトは、細粒のカンラン石と単斜輝石を主とし、斜長石、Fe-Ni 金属、トロイライトを少量伴っている。ただし、酸素同位体組成はコンドライトとは異なったものになっている。

このグループに属する NWA 725 隕石にはコンドリュールの痕跡が見つかっている。強く変成作用を受けているが、熔融までに至らず、始原的な特徴が残されていた (Schrader et al., 2017)。この隕石の発見から、アカプルコイトは始原的エイコンドライトに属すると考えられた。

アカプルコイトとロドラナイト (lodranite) は、似た酸素同位体組成をもっていることから (Collinet, and Grove, 2020)、アカプルコイト-ロドラナイトとして同一の母天体を構成していたと考えられている (Collinet and Grove, 2020)。

両タイプは、斜方輝石 (30 ~ 50 vol %) とカンラン石 (25 ~ 40 vol %), 金属 (5 ~ 15 vol %) からなり、少量の単斜輝石、斜長石、硫化物などを伴っている (Keil and McCoy, 2018)。

アカプルコイト-ロドラナイトは固有の母天体であるが、化学組成が普通コンドライトに似ており、鉱物組成 (カンラン石と輝石) の特徴がHコンドライトに似ている。ただし、Hコンドライトより少し還元的な酸素分圧になっている。熔融実験では、アカプルコイト-ロドラナイトの部分熔融の組成は、Hコンドライトより SiO_2 (61 ~ 65wt%), Al_2O_3 (13 ~ 16.5 wt%), および Na_2O (4.5 ~ 6.5 wt%) 含有量が多く、FeO (3 ~ 6 wt%), MgO および CaO (2 ~ 7 wt%) 含有量は少なかった (Collinet and Grove, 2020)。以上のことから、他のコンドライトとは異なった履歴をもった母天体であると推定された。

ロドラナイトは、1868年にパキスタンに落下した Lodran 隕石にちなんでいる。ロドラナイトは、現在 88 個が記載されている (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>)。斜長石を欠き、コンドライトより希土類元素 (REE) に枯渇し、15 wt% まで熔融して珪酸メルトを失い、FeS や Fe-Ni は熔融して取り除かれたと考えられている (Mittlefehldt et al., 1996, McCoy et al., 1997, Floss, 2000)。それらの金属成分は母天体の核を構成したことになる。

(ii) ブラチナイト

ブラチナイト (brachinite) は、1974年にオーストラリアで発見された Brachina 隕石にちなんで命名された。稀なタイプだが、現在では 58 個が記録されている (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>)。大部分が小さな等粒状のカンラン石 (71 ~ 96 vol %) から構成されていることが特徴となる。斜方輝石 (15 vol% まで) を伴い、斜長石 (6.7 ~ 12.9 vol %), 硫化鉄 (1.8 ~ 4.0 vol %), 単斜輝石 (1.5 ~ 8.2 vol %), リン酸塩鉱物と金属鉄なども少し含む (Keil, 2014)。ブラチナイトは、CI, H, LL コンドライトと似た細粒の斜長石 (An_{20}) をもつこと、希

土類元素 (REE) 組成が似ているため、始原的であると考えられる。だが、コンドライトとは、カンラン石/斜方輝石比が大きい点で異なっている (Nehru et al., 1992)。

また、ブラチナイト類 (Brachinite-like achondrites: BLA) とされるFeに富むカンラン石 (Fo > 70 mol%) と斜方輝石を比較的多く含む異なったタイプもある (Day et al., 2012)。いずれのブラチナイトも似た Mg/Mn 比を持つため、同一の母天体の可能性がある。

ブラチナイトは、酸化的な環境でRコンドライトの母天体が融解して形成された可能性が指摘されている (Gardner-Vandy et al, 2013, Lunning et al., 2017)。だが、Rコンドライトとは低 Mg/Si 比 (0.96 普通コンドライトに類似)、輝石の含有量が大きい点で異なっているので、今後とも検討を要する (Collinet and Grove, 2020)。

(iii) ウィノナイト

ウィノナイト (winonaite) は、1928年アメリカ合衆国のアリゾナの考古学的発掘中の発見された Winona 隕石にちなんで命名された。稀なタイプだが、現在では72個が記録されている (<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>)。

細粒の輝石からなり、少量の Mg に富むカンラン石、トロイライト、Fe-Ni 金属を伴う。強く熱変成作用を受けているが、コンドリュールが残っていることがある (例えば、Pontlyfni 隕石) ことから、始原的であると考えられた (Hunt et al., 2017)。

全岩化学組成では、普通コンドライトとEコンドライトの中間だと考えられてきた (Benedix et al. 1998) が、低 Mg/Si 比 (<0.9)、輝石の比率が大きい点が異なるとの指摘もなされている (Collinet and Grove, 2020)。また、斜長石や Ca に富む輝石の内部には部分溶融の組織が認められ、溶融物が抜けている可能性もある (Collinet and Grove, 2020)。

鉄の総含有量 (18 ~ 30 wt%) が多く、鉄隕石の IAB の珪酸包有物と似ていることから、同じ母天体に由来していると考えられる。

VI さいごに：未分化隕石の母天体と年代測定値

未分化隕石は、太陽系初期に形成されたものであるが、地球に落下したものを労せず入手できるので、非常に都合のいい研究素材である。地球を形成した「材料」そのものではないが、同時期の同類の多様性を示す素材となる。

本論文では、母天体 (parent body) という術語を各所で用いてきた。だが、母天体の概念については、検討してこなかった。以下で母天体について少しか考察しておこう。

隕石は、地球に落ちてきたときの大きさのまま宇宙空間にあったわけではない。ある時、どこかの小天体から飛び出したものである。このような隕石の起源となった天体を母天体と呼ぶ。

母天体には、太陽系初期に形成されたとされる微惑星や原始惑星 (小出, 1994) と同等の意味

あいも加味されている。隕石の母天体を知ることは、太陽系の初期に形成された微惑星や原始惑星（以下、微惑星とする）の実体を垣間見ることにもなる。母天体とは、隕石が由来した天体なので、地質学の言葉でいえば「隕石の後背地」に当たる。母天体の由来は本文でも述べたが、もともとは小惑星帯にあったものが、衝突などにより地球近傍天体（NEO）となったものである。同類の天体は小惑星帯に今も存在しているであろう。

ただし、注意すべきは、小惑星、微惑星、母天体の違いである。なぜなら、小惑星は現存する天体で、微惑星は惑星形成初期に想定される概念上の天体で、母天体は隕石から推定された天体で実在したであろうがすでに存在しないものである。

微惑星は、隕石が形成された頃に、分化あるいは火成作用、変成作用を受け、45億年前頃に分化過程は終了している。微惑星同士の衝突が激しくおこったが、創成期ころの微惑星で地球近傍天体はすべて地球に落下している。現在の地球近傍天体とは異なったものである。なぜなら、隕石の宇宙線の照射年代から、10億年前以降に衝突破壊され、地球近傍軌道に入ったことが推定されるからである。

隕石の母天体は、現在の小惑星帯に由来する。母天体は、隕石から推定される小天体を想定しており、その小天体は小惑星が破壊されたものなので、実在すれば類似の小惑星帯の小天体から、その存在が検証できる可能性がある。母天体は、小惑星と微惑星（太陽系初期天体）の間をつなぐ存在となる。

隕石は、小惑星帯で、ある時期（創成期よりかなりあと）に擾乱され、衝突したものが、地球近傍天体になって、地球に落下したものである。未分化隕石が存在することから、小惑星には、太陽系初期に形成され分化した微惑星の痕跡を残すものが存在しているはずである。

隕石から推定される母天体には、成因関係が明瞭なものや、組成が漸移するようなものは、1つの母天体から由来したと考えることができる。限られた数の母天体だけで、多種の隕石の由来が説明できる可能性がある。

隕石から母天体の形成場の条件や形成過程などの違いを見出せれば、微惑星の多様性形成の解明につながる。微惑星の多様性を広く把握できれば、その延長線上に原始地球も入ることになる。隕石の母天体との比較対照から、原始地球がたどったであろう履歴を垣間見ることができるかもしれない。

加えて重要な点は、太陽系初期の出来事を記録している素材ということである。コンドリュールは、太陽系初期の無重力空間で前駆物質が形成され、高温加熱され均質化と溶融が起こり、やがて冷却により固化して小さな粒子となった。コンドリュールは母天体に集積し、多少の変化(加水変質作用と変成作用)があったが、母天体が破壊され破片となり、地球に落ちてきたものである。加水変質作用は受けたが変成作用の少ない母天体がコンドライトを供給し、さまざま程度の変成作用を受けた母天体がエイコンドライトを供給した。

未分化隕石の放射性元素を用いた年代測定から、隕石が経てきたさまざまな出来事が、時間軸

上で読み取られてきた(小出・山下, 1995, 坂本, 2000)。小出(1994; 1995a; 2001)では、古いものから、T1: 太陽系外成分の形成, T2: 核合成の終わり, T3: 高温凝縮固体(CAI)の形成, T4: コンドリュールの形成, T5: 基質の形成, T6: 母天体の形成, T7: 母天体の火成作用, 変成作用および化学的分離, T8: 母天体同士の衝突, T9: 母天体からの離脱, T10: 地球への落下, という出来事に区分できるとした。T1 ~ T2 は太陽系形成前の出来事, T3 ~ T5 は素材の固化の出来事, T6 ~ T7 は母天体形成の母天体内での出来事, T8 ~ T10 は母天体から地球に由来するまでの出来事となる。

半減期が短く($10^6 \sim 10^8$ 年), 現在の太陽系から消滅した放射性核種(^{26}Al , ^{53}Mn , ^{107}Pd , ^{129}I , ^{244}Pu , ^{146}Sm など)を利用することで, T1 ~ T2 で, 太陽系の素材となった一つ前の恒星, そしてその最後におこった超新星爆発の様子を垣間見ることができる(Lugmair and Shukolyukov, 1998, Markowski et al., 2006, Russell et al., 1996, Yin et al., 2002, Yokoyama et al., 201)。プレソーラー粒子からは, 多様な天体の物質から由来したことがわかっている(小出, 2022)

半減期の長い放射性核種の挙動とその年代値からも, いろいろな出来事が読み取られる(Gopel et al., 1991; 1994, Halliday, 2000; 2004, Halliday and Kleine, 2006, Halliday and Porcelli, 2001, Halliday et al., 1995; 2001)。T1 ~ T5 までは地球の材料も辿った道である。また, T6 ~ T7 は地球固有の出来事となっている。水の存在下でおこる生命の誕生(小出, 1998; 1999b; 1999c)と, 地質学的現象として島弧の形成(小出, 2019a; 2019b; 2020s; 2020b)は, 特に重要な出来事となる。その初期条件が隕石から束縛できるかもしれない。

隕石から読み取られた年代値は, 時間的束縛条件となる。隕石の化学的特徴や多様性から化学的束縛条件を与えられる。時間的, 化学的束縛条件は, 太陽系形成におけるシミュレーションにおいて重要な物理的束縛条件となるだろう。隕石の比較対照として小惑星が存在する。類似した小惑星が残っていれば, やがて検証に供される日がくるかもしれない。

文献

- Ahrens T. J., O'Keefe J. D. and Lange M. A., 1989. Formation of atmosphere during accretion of the terrestrial planets. In Atreya S. K., Pollack J. B. and Matthews M. S., eds., *Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres*. Univ. Arizona Press, Tucson, 328-385.
- Barnes V. E. and Pitakpaivan K., 1962. Origin of indochinite tektites. *Proc. Nat. Acad. Sci. United States of Amer.*, 48, 6, 947.
- Bates R. L. and Jackson J. A., 1987. *Glossary of geology*. 3rd edition. Amer. Geol. Institute Virginia, 788 p.
- Barosch J., Ebel D. S., Hezel D. C., Alpert S. and Palme H., 2020. Formation of chondrules and matrix in Kakangari chondrites. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 542, 116286.
- Benedix G. K., McCoy T. J., Keil K., Bogard D. D. and Garrison D. H., 1998. A petrologic and isotopic study of winonaites: evidence for early partial melting, brecciation, and metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 14, 2535-2553.
- Bischoff A., Geiger T., Palme H., Spettel B., Schultz L., Scherer P., Loeken T., Bland P., Clayton R. N., Mayeda T. K., Herperts U., Meltzow B., Michel R. and Dittrich-Hannen B., 1994. Acfer 217 - A new member of the Rumuruti chondrite group (R). *Meteoritics*, 29, 264-274.

- Bischoff A., Vogel N. and Roszjar J., 2011. The Rumuruti chondrite group. *Geochemistry*, 71, 2, 101-133.
- Bizzarro M., Baker J. A. and Haack H., 2004. Mg isotope evidence for contemporaneous formation of chondrules and refractory inclusions. *Nature*, 431, 275-278.
- Brearley A. J. and Jones R. H., 1998. Chondritic meteorites. *Rev. Mineral. Geochem.*, 36, 1, 3-01-3-398.
- Cameron A. G. W., 1966. The accumulation of chondritic material. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 3, 93-96.
- Chapman, C. R., 1981. The nature of asteroids (小惑星は隕石の母体か). 別冊サイエンス 彗星と隕石, 日本経済新聞社, 東京, 90-101.
- Collin M. and Grove T. L., 2020. Widespread production of silica- and alkali-rich melts at the onset of planetesimal melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 277, 334-357.
- Davis A. M., Grossman L. and Ganapathy R., 1977. Yes, Kakangari is a unique chondrite. *Nature*, 265, 5591, 230-232.
- Day J. M. D., Walker R. J., Ash R. D., Liu Y., Rumble III D., Irving A. J., Goodrich C. A., Tait K., McDonough W. F. and Taylor L. A., 2012. Origin of felsic achondrites Graves Nunataks 06128 and 06129, and ultramafic brachinites and brachinite-like achondrites by partial melting of volatile-rich primitive parent bodies. *Geochim. Cosmochim. Acta* 81, 94-128.
- Dodd R. T. and Jarosewich E., 1979. Incipient melting in and shock classification of L-group chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, 225-340.
- Dodd R. T., Van Svhmus W. R. and Koffman D. M., 1967. A Survey of the unequilibriumed ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 921-951.
- Easton A. J. and Elliott C. J., 1977. Analyses of some meteorites from the British Museum (Natural History) collection. *Meteoritics*, 12, 409-416.
- Floss C., 2000. Complexities on the acapulcoite-lodranite parent body: Evidence from trace element distributions in silicate minerals. *Meteorite Planet. Sci.*, 35, 1073-1085.
- Gardner-Vandy K. G., Lauretta D. S. and McCoy T. J., 2013. A petrologic, thermodynamic and experimental study of brachinites: Partial melt residues of an R chondrite-like precursor. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 122, 36-57.
- Graham A. L., Bevan A. W. R. and Hutchison R., 1985. *Catalogue of Meteorites (4th edition)*. Univ. Arizona Press, Tucson, 460 p.
- Gooding J. L. and Keil K., 1981. Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics*, 16, 1, 17-43.
- Gopel C., Manhés G. and Allegre C. J., 1991. Constraints on the time of accretion and thermal evolution of chondrite parent bodies by precise U-Pb dating of phosphates. *Meteoritics*, 26, 73.
- Gopel C., Manhés G. and Allegre C. J., 1994. U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121 153-171.
- Grady M. M., Hutchinson R., Graham A. L. and Bevan A. W. R., 2000. *Catalogue of Meteorites Reference Book with CD-ROM*. Cambridge University Press. 689 p.
- Grossman L., 1972. Condensation in the primitive solar nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 597-619.
- Halliday A. N., 2000. Terrestrial accretion rates and the origin of the Moon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 17-30.
- Halliday A. N., 2004. Mixing, volatile loss and compositional change during impact-driven accretion of the Earth. *Nature*, 427, 505-509.
- Halliday A. N. and Kleine T., 2006. Meteorites and the Timing, Mechanisms, and Conditions of Terrestrial Planet Accretion and Early Differentiation. In Lauretta D. S. and McSween H. Y., Eds., *Meteorites and the early solar system II*. 775-801.
- Halliday A. N., Lee D-C., Christensen J. N., Walder A. J., Freedman P. A., Jones C. E., Hall C. M., Yi W. and Teagle D., 1995. Recent developments in inductively coupled plasma magnetic sector multiple collector mass spectrometry. *Intl. J. Mass Spec. Ion Processes*, 146/147, 21-33.
- Halliday A. N. and Porcelli D., 2001a. In search of lost planets? The paleocosmochemistry of the inner solar

- system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, 545-559.
- Halliday A. N., Wanke H., Birck J.-L. and Clayton R. N., 2001b. The accretion, bulk composition and early differentiation of Mars. *Space Sci. Rev.*, 96, 197-230.
- Hartmann W. K., 1970. Lunar cratering chronology. *Icarus*, 13, 2, 299-301.
- Hirata N., Barnouin-Jha O. S., Honda C., Nakamura R., Miyamoto H., Sasaki, S., Demura H., Nakamura A. M., Michikami T., Gaskell R. W. and Saito J., 2009. A survey of possible impact structures on 25143 Itokawa. *Icarus*, 200, 2, 486-502.
- Hunt A. C., Benedix G. K., Hammond S. J., Bland P. A., Rehkamper M., Kreissig K. and Strekopytov S., 2017. A geochemical study of the winonaites: Evidence for limited partial melting and constraints on the precursor composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 199, 13-30.
- Huss G. R., Keil K. and Taylor G. J., 1981. The matrices of uncalibrated ordinary chondrites: Implication for the origin and history of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 33-51.
- Ikeda Y., 1982. Petrology of the ALH-77003 chondrite (C3). *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 25, 34-65.
- Ikeda Y., 1983. Alteration of chondrules and matrices in the four Antarctic carbonaceous chondrites ALH-77307 (C3), Y-790123 (C2), Y-75293 (C2), and Y-74662 (C2). *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 30, 93-109.
- Ikeda Y., Kimura M., Mori H. and Takeda H., 1981. Chemical compositions of matrices of uncalibrated ordinary chondrites. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 20, 124-144.
- Ivanov B. A., 2001. Mars/Moon cratering rate ratio estimates. *Space Science Reviews*, 96, 1, 87-104.
- Izett G. A. and Obrandovich J. D., 1992. Laser-fusion $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ age of Australasian tektites. In *Lunar and Planetary Science Conference*. 23.
- Jarosewich E. and Meson B., 1969. Chemical analyses with notes on one mesosiderite and seven chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 411-416.
- Keil K., 2014. Brachinite meteorites: Partial melt residues from an FeO-rich asteroid. *Chem. Erde*, 74, 311-329.
- Keil K. and McCoy T. J., 2018. Acapulcoite-lodranite meteorites: Ultramafic asteroidal partial melt residues. *Chem. Erde*, 78, 153-203.
- Kieffer S. W., 1975. Droplet chondrules. *Science*, 189, 333-340.
- 小出良幸, 1994. 総説: 地球形成の場まつわるモデルとその束縛条件. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), 23, 51-86.
- 小出良幸, 1995a. 地球前史—地球形成場の素描—. 月刊地球, 17, 203-209.
- 小出良幸, 1995b. 総説: 隕石—地球の材料物質としての隕石—. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), 24, 9-38.
- 小出良幸, 1998. 生命の起源—宇宙生物学へのアプローチ—. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), 27, 1-30.
- 小出良幸, 1999a. 冥王代の地質学的素描. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), 28, 1-28.
- 小出良幸, 1999b. 生命起源に関する研究動向の把握. 地学雑誌, 108, 314-320.
- 小出良幸, 1999c. 生命起源に関する研究動向. 地学雑誌, 108, 509-536.
- 小出良幸, 2001. 冥王代の研究動向. 地学雑誌, 110, 3, 393-396.
- 小出良幸, 2006. 物質, 時間, 空間の視点からみた地質学的境界. 札幌学院大学人文学会紀要, 80, 21-41.
- 小出良幸, 2007. 地質学的時間変遷の解読法: 地層のまるごと記載による手法開発. 札幌学院大学社会情報学部紀要社会情報, 17, 1, 1-16.
- 小出良幸, 2008. 地球環境解明への地球史からのアプローチ—要素還元主義的方法論の提案—. 札幌学院大学人文学会紀要, 83, 101-121.
- 小出良幸, 2014. 岩石の多様性形成の要因とその弁証法的意義について. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院大学総合研究所, 96, 31-55.
- 小出良幸, 2015. 火成岩のマグマ生成における化学的多様性の形成について. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院大学総合研究所, 98, 1-39.
- 小出良幸, 2016. 熔融状態における火成岩の化学的多様性の形成: 多様な本源マグマ. 札幌学院大学人文学会紀要,

- 札幌学院大学総合研究所, 100, 13-46.
- 小出良幸, 2017. マグマ固結過程における火成岩の化学的多様性の形成について. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院2008大学総合研究所, 102, 1-29.
- 小出良幸, 2018. 地質学の学際化プロジェクト 第3巻 地質1 地球物質の多様性形成機構と火成作用の役割. 札幌学院大学総合研究所, 347 p.
- 小出良幸, 2019a. 沈み込み帯における付加と構造侵食の地質学的役割について. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院大学総合研究所, 105, 117-146.
- 小出良幸, 2019b. 造山運動からみた島弧の地質学的位置づけ. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院大学総合研究所, 106, 27-61.
- 小出良幸, 2019c. 地質学の学際化プロジェクト第4巻 地質学2 地層の時間記録 規則性のある時間記録の解説. 札幌学院大学総合研究所, 258 p.
- 小出良幸, 2020a. テクトニクスに関する概念の変遷と今後の方向性. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院大学総合研究所, 107, 39-61.
- 小出良幸, 2020b. 地質学の学際化プロジェクト第5巻 地質学3 弧状シンギュラリティ: 島弧と沈み込み帯の地質学的重要性. 札幌学院大学総合研究所, 266 p.
- 小出良幸, 2020c. 地質学への数学的概念の導入の試み: テクトニクスを例にして. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院大学総合研究所, 108, 145-178.
- 小出良幸, 2021a. 全地球テクトニクスから普遍的テクトニクスを目指して. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院大学総合研究所, 109, 49-76.
- 小出良幸, 2021b. 地質学の学際化プロジェクト第6巻 地質哲学2 地質哲学方法序説 地質哲学のための Organonを用いた普遍的テクトニクスへのInstauration. 札幌学院大学総合研究所, 358 p
- 小出良幸, 2021c. 地球最初の岩石への概念的弁証法的探求. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院大学総合研究所, 110, 49-77.
- 小出良幸, 2022. 太陽系の素材からのアプローチ—地球創成5億年の解明への方法論—. 札幌学院大学人文学会紀要, 札幌学院大学総合研究所, 111, 65-108.
- 小出良幸・山下浩之, 1995. 地球前史—地球形成場と原料への束縛条件—. 地学雑誌, 104, 167-188.
- 小出良幸・山下浩之, 1996a. 地球初期への惑星物理的束縛条件. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 25, 1-26.
- 小出良幸・山下浩之, 1996b. 地球初期への惑星化学的束縛条件. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 25, 27-55.
- 小出良幸・山下浩之・佐藤武宏, 1997. 惑星進化論へのアプローチ: 要因と概論. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 23, 1-25.
- 国立極地研究所, 1987. 南極の科学6. 南極隕石. 古今書院, 東京, 440 p.
- 国立極地研究所南極隕石ラボラトリー, 2022. 南極隕石について. <http://yamato.nipr.ac.jp/exploration/exploration2> (2022年6月14日閲覧)
- 小松睦美, 2016. エポックメイキングな隕石たち (その10): Y-81020極めて始原的な日本の南極産隕石. 日本惑星科学会誌遊星人, 25, 4, 149-154.
- Komatsu M., Miyamoto M., Mikouchi T., Kogure T., Krot A. and Keil K., 2003. 炭素質コンドライト中の Amoeboid olivine aggregates の成因についての実験的研究. 地球惑星科学関連学会2003年合同大会講演要旨, P066-004.
- Krot A. N., Keil K., Goodrich C. A., Scott E. R. D. and Weisberg M. K., 2004. Classification of Meteorites. In Davis A. M., ed., Treatise on Geochemistry. 1: Meteorites, Comets, and Planets. Elsevier, Oxford, 83-128.
- Kurat G., 1967. Zur Entstehung der Chondren. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 491-502.
- Larimer J. W., 1967. Chemical fractionations in meteorites-I. Condensation of the elements. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 8, 1215-1238.
- Larimer J. W. and Anders E., 1967. Chemical fractionation in meteorites-II. Abundance patterns and their interpretation. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 1239-1270.

- Lofgren G. and Russell W. J., 1986. Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic and radial pyroxene composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 8, 1715-1726.
- Lord H. C. III, 1965. Molecular equilibria and condensation in a solar nebula and cool stellar atmospheres. *Icarus*, 4, 3, 279-288.
- Lugmair G. W. and Galer S. J. G., 1992. Age and isotopic relationships between the angrites Lewis Cliff 86010 and Angra dos Reis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 1673-1694.
- Lunning N. G., Gardner-Vandy K. G., Sosa E. S., McCoy T. J., Bullock E. S. and Corrigan C. M., 2017. Partial melting of oxidized planetesimals: An experimental study to test the formation of oligoclase-rich achondrites Graves Nunataks 06128 and 06129. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 214, 73-85.
- MacPherson G. J., Wark D. A. and Armstrong J. T., 1988. Primitive material surviving in chondrites: Refractory inclusion. In Kerridge J. F. and Matthews M. S., eds., *Meteorites and the early solar system*, Univ. Arizona Press, Tucson, 746-807.
- Markowski A., Quitte G., Halliday A. N. and Kleine T., 2006. Tungsten isotopic compositions of iron meteorites: chronological constraints vs. cosmogenic effects. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 242, 1-2, 1-15.
- 増田彰正・中川直哉・田中剛, 1991. 宇宙と地球の化学. 大日本図書株式会社, 東京, 253 p.
- McCanta M. C., Treiman A. H., Dyar M. D., Alexande C. M. O'd., Rumble III D. and Essene E. J., 2008. The LaPaz Icefield 04840 meteorite: Mineralogy, metamorphism, and origin of an amphibole- and biotite-bearing R chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72, 5757-5780.
- McCoy T. J., Keil K., Clayton R. N., Mayeda T. K., Bogard D. D., Garrison D. H. and Wieler R., 1997. A petrologic and isotopic study of lodranites: Evidence for early formation as partial melt residues from heterogeneous precursors. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 623-637.
- McSween H. Y., 1979. Alteration in CM carbonaceous chondrites inferred from modal and chemical variations in matrix. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1761-1770.
- Mittlefehldt D. W., Lindstrom M. M., Bogard D. D., Garrison D. H. and Field S. W., 1996. Acapulco- and Lodran-like achondrites: Petrology, geochemistry, chronology, and origin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 867-882.
- Miyamoto H., Niihara T., Kuritani T., Hong P. K., Dohm J. M. and Sugita S., 2016. Cluster analysis on the bulk elemental compositions of Antarctic stony meteorites. *Meteoritics Planet. Sci.*, 51,5, 906-919.
- 諸田智克・平田成, 2015. クレーターサイズ頻度分布からさぐる月惑星表面の地質進化. 日本惑星科学会誌遊星人, 特集「日本における衝突研究の軌跡」, 24, 3, 214-224.
- MetBase, 1994-2017. Meteorite Information Database. GeoPlatform UG, Germany. <http://www.metbase.org> (2022年6月25日閲覧)
- Nagahara H., 1981. Evidence for secondary origin of chondrules. *Nature*, 292, 135-136.
- Nagahara H., 1991. Petrology of Yamato-75261 meteorite: An enstatite (EH) chondrite breccia. *Antarctic Meteorite Res.*, 4, 144-162.
- Nagao K., Ogata K., Takaoka N. and Saito K., 1983. Rare gases studies of sixteen stony meteorites from Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue.*, 30, 349-361.
- National Institute of Polar Research, 1995. *Catalog of the Antarctic meteorites*. Nat. Inst. Polar Res., Tokyo, 230 p.
- Nehru C. E., Prinz M., Weisberg M. K., Ebihara M., Clayton R. N. and Mayeda T. K., 1992. Brachinites: A New Primitive Achondrite Group. *Meteoritics*, 27, 3 267.
- Neukum G., 1983. Meteoritenbombardement und Datierung Planetarer Oberflächen. Habilitation Dissertation for Faculty Membership, Univ. of Munich, 186 p.
- Neukum G. and Ivanov B. A., 1994. Crater size distributions and impact probabilities on earth from lunar, terrestrial planets, and asteroid cratering data. *Hazards due to Comets and Asteroids*, 359-416.
- Neukum G., Ivanov B. A. and Hartmann W. K., 2001. Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system. *Sp. Sci. Rev.* 96, 55-86.
- Neukum G., König B. and Arkani-Hamed J., 1975. A study of lunar impact crater size-distributions. *The moon*, 12, 2, 201-229.

- Neukum G., Wagner R., Wolf U., Ivanov B. A., Head III J. W., Pappalardo, R. T., Klemaszewski J. E., Greeley R., Belton M. J. S. and Galileo SSI Team, 1998. Cratering chronology in the jovian system and derivation of absolute ages. In Lunar and Planetary Science Conference, 1742, 1742.
- 小沼直樹, 1978. 第3章 始原惑星物質: 隕石, 岩波講座地球科学13. 東京, 89-150.
- Planetary and Space Science Centre, 2001. The Earth Impact Database. http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/New%20website_05-2018/Index.html (2022年6月11日閲覧)
- Rambaldi E. R., Rajan R. S., Wang D. and Housley R. M., 1983. Evidence for relict grains in chondrules of Qingzhen, an E3 type enstatite chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 11-24.
- Righter K., Drake M. J. and Scott E. R. D., 2006. Compositional Relationships Between Meteorites and Terrestrial Planets. In Lauretta D. S. and McSween Jr., H. Y., Eds., *Meteorites and the early solar system II*. 803-828.
- Rubin A. E. and Kallemeyn G. W., 1989. Carlisle Lakes and Allan Hills 85151: Members of a new chondrite grouplet. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 3035-3044.
- Rubin A. E. and Kallemeyn G. W., 1994. Pecora Escarpment 91002: A member of the new Rumuruti (R) chondrite group. *Meteoritics*, 29, 255-264.
- Russell S. S., Srinivasan G., Huss G. R., Wasserburg G. J. and MacPherson G. J., 1996. Evidence for widespread ²⁶Al in the solar nebula and constraints for nebula time scales. *Science*, 273, 757-762.
- Schrader D. L., McCoy T. J. and Gardner-Vandy K., 2017. Relict chondrules in primitive achondrites: Remnants from their precursor parent bodies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 205, 295-312.
- Schulze H., Bischoff A., Palme H., Spettel B., Dreibus G. and Otto J., 1994. Mineralogy and chemistry of Rumuruti: The first meteorite fall of the new R chondrite group. *Meteoritics*, 29, 275-286.
- Sears D. W. G. and Dodd R. T., 1988. Overview and meteorite classification. In Kerridge J. F. and Matthews M. S., eds., *Meteorites and the early solar system*. Univ. Arizona Press, Tucson, 3-34.
- Sears D. W., Grissman J. N. and Melcher C. L., 1982a. Chemical studies of type 3 chondrites-I: Metamorphism related studies of Antarctic and other type 3 ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2471-2481.
- Sears D. W., Kallemeyn G. W. and Wasson J. T., 1982b. The compositional classification of chondrites: II. The enstatite chondrite groups. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 597-608.
- 武田弘, 1982. 惑星の物質科学. 東京大学出版会, 東京, 150 p.
- Tomeoka K. and Buseck P. R., 1982. An usual Fe- and O-rich layered material in chondrules and aggregates of carbonaceous chondrites. *Lunar Planet. Sci.*, XIII, 803-186.
- Tsuchiyama A. and Nagahara H., 1981. Effects of precooling thermal history and cooling rate on the texture of chondrules: A preliminary report. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 20, 175-192.
- Tsuchiyama A., Nagahara H. and Kushiro I., 1980. Experimental reproduction of textures of chondrules. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 1, 155-165.
- Tsuchiyama A., Nagahara H. and Kushiro I., 1981. Volatilization of sodium from silicate melt spheres and its application to the formation of chondrules. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 8, 1357-1367.
- Van Schmus W. R. and Hayes J. M., 1974. Chemical and petrographic correlations among carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 47-64.
- Van Schmus W. R. and Wood J. A., 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 31, 747-765.
- Warren P. H., 2011. Stable-isotopic anomalies and the accretionary assemblage of the Earth and Mars: A subordinate role for carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 311, 1-2, 93-100.
- Wasson J. T., 1974. *Meteorites: Classification and properties*. Springer-Verlag, New York, 316 p.
- Weisberg M. K., McCoy T. J. and Krot A. N., 2006. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. In Lauretta D. S. and McSween Jr., H. Y., Eds., *Meteorites and the early solar system II*. 19-52.
- Weisberg M. K., Prinz M., Clayton R. N., Mayeda T. K., Grady M. M., Franchi I., Pillinger C. T. and Kallemeyn G. W., 1996. The K (Kakangari) chondrite grouplet. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 21, 4253-4263.
- Wiik H. B., 1956. The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 26, 279-289.

- Wood J. A., 1983. Formation of chondrules and CAI's from interstellar grains accreting to the solar nebula. Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 30, 84-92.
- Wood J. A., 1984. On the formation of meteoritic chondrules by aerodynamic drag heating in the solar nebula. Earth Planet. Sci. Lett., 70: 11-26.
- Yanai K., 1978. Yamato-74 meteorites collection, Antarctica, from November to December 1974. Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 8, 1-37.
- 矢内桂三, 1981. 10 南極の隕石. 別冊サイエンス 彗星と隕石, 日本経済新聞社, 東京, 128-139.
- Yanai K., 1992. Bulk composition of Yamato-793575 classified as Carlisle Lakes-type chondrite. Lunar Planet. Sci., 23, 1559.
- Yanai K. and Kojima H. 1987. Photographic catalog of the Antarctic meteorites with special reference to those represented in the collections of the National Institute of Polar Research. Nat. Inst. Polar Res., 298 p.
- Yanai K. and Kojima H. 1995. Catalog of the Antarctic meteorites collected from December 1969 to December 1994, with special reference those represented in the collections of the National Institute of Polar Research. Nat. Inst. Polar Res., 230 p.
- Yin Q. Z., Jacobsen S. B., Yamashita K., Blichert-Toft J., Telouk P. and Albarede F., 2002. A short time scale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites. Nature, 418, 949-952.
- Yokoyama T., Nagai Y., Fukai R., and Hirata T., 2019. Origin and evolution of distinct molybdenum isotopic variabilities within carbonaceous and noncarbonaceous reservoirs. Astrophys. Jour., 883, 1, 62.
- 坂本尚義, 2000. 太陽系の年代学. 天文月報, 93, 121-13.

Approach from the Primitive Meteorites to the Earth's First 0.5 Billion Years

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

“Raw materials” are the starting point in the elementary processes of the formation of the Earth's rock variation. There is little evidence for the Earth's first 0.5 billion years when the Earth was created. We have reviewed the elementary processes by the undifferentiated meteorites which are estimated to be the same source of the Earth's material. Their meteorites are extremely diverse. Nevertheless, the types of their parent bodies are limited. The events during the creation period could arrange from their dating.

Keywords: elementary processes, Earth's First 0.5 billion years, undifferentiated meteorites, chondrites, primitive achondrites, parent bodies

(こいで よしゆき 札幌学院大学人文学部教授 こども発達学科)