

し(2)式を連立させて解くことにより、化学平衡が成り立っていたときから現在までの時間を決定できる。この様にして求められた時間をアイソクロン年代と呼ぶ。

太陽系の年代測定によく用いられる放射性核種には、 ^{40}K , ^{87}Rb , ^{146}Sm , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U などがある。この他にも多数の放射性核種が存在するが、太陽系の年代に対して長すぎたり、短すぎたりするため一般的でない。上記の元素は、普通、試料中には ppm レベル以下という極微量しか含まれていないので、(2)式を用い年代を正確に求めるためには、高感度かつ高精度な同位体分析法の開発が必要条件となる。一般的に、同位体比を分析するためには磁石を用いた質量分析装置を用いる。特に、年代測定によく用いられる分析法として、表面電離質量分析法 (TIMS)、誘導結合高周波プラズマ質量分析法 (ICP-MS)、二次イオン質量分析法 (SIMS) がある。どの分析法を用いるかは、試料形態や分析する核種に応じ選択される。現在のところ、精度の点から見れば、TIMS 法が最も優れており、微小領域の同位体比測定については SIMS 法が優れている。

2. ウラン-鉛系の年代測定法

太陽系の誕生は大まかにいって 46 億年前のことである。しかし、太陽系の誕生から地球ができるまでにどれくらいの時間がかかったのかは、ようやく最近わかり始めた¹⁾。分子雲中の微粒子が集積し、半径 6400km の地球にまで成長する時間は長くとも数千万年以下という。これは太陽系の年齢に比べると最初のほんの 1% 以下の短期間にすぎない。したがって、地球が現在の大きさになるのに要した時間を正確に知るためには、太陽系形成期の年表を 1 千万年以上の細かさで編纂する必要がある。この細かさは、現在常識となっている太陽系の年代 46 億年を 4 桁で表すことに相当し、100 倍の測定精度の向上が必要になる。現在のところこの精度をクリアしているのは、TIMS を用いた U-Pb

系の年代測定法だけである。

放射性核種である U は α 壊変して、安定な娘核種 Pb になる。U と Pb は化学的性質が異なるので、試料間において化学的分別作用が強く働く。その結果、U/Pb 比の大きい物質が生成される。この U/Pb 比の大きい物質を年代測定に利用すると、(2)式の左辺の有効数字を大きくできる。また、最近の TIMS 法では 5~6 桁の有効数字を持つ同位体分析が可能になっている。もちろん、この様な高精度な分析を行うためには、装置の性能以外に、分析試料調整時の汚染 (実験室ブランク) が小さいことが重要である。なぜならば、鉛は石油や石炭に濃縮しているため、産業革命以来、大気中の鉛濃度は全地球規模で増加している。したがって、普通の化学実験室で処理を行った試料の鉛分析値は、いくら精度良く分析が行われても、試料本来のものではなく、大気中からの汚染成分が大部分となる。米国地質調査所の故立本光信博士は鉛に無汚染のクリーンラボをつくることに成功し、太陽系形成時の鉛同位体比 (始源鉛) を隕石中から決定することに最初に成功した²⁾。

ウランには ^{235}U と ^{238}U の 2 つの同位体があり、それぞれ ^{207}Pb , ^{206}Pb に放射壊変する。この壊変定数はそれぞれ $\lambda' = 0.98485 \times 10^{-9} \text{y}^{-1}$, $\lambda = 0.155125 \times 10^{-9} \text{y}^{-1}$ (半減期に換算するとそれぞれ 7 億年と 45 億年) である。このように、U-Pb 系は親核種と娘核種の両方の元素が等しい 2 種類の組を持っているので、これらの同位体比を用いて(2)式を解くと、

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{206}\text{Pb}^*} = \frac{\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right)_t \frac{(e^{\lambda' t} - 1)}{(e^{\lambda t} - 1)} \quad (3)$$

となる。ここで、 ^{204}Pb は放射壊変とは無関係の鉛のもう一つの安定核種である。 $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比はその親核種がないため、その値はどの物質においても一定値をとり、年代とともに変化する。現在の値は

1/137.88 である。太陽系の鉛同位体比は、始源鉛の値から変化してきたと考えられるので、試料中の鉛同位体比の測定だけから天体の年代が求まる。これを鉛モデル年代という。

3. 隕石の鉛モデル年代

3.1 原始惑星の形成年代

隕石には、大きく分けて、分化した隕石と未分化の隕石の2種類がある。まず、分化した隕石の方から話を進めよう。分化した隕石とは、地球のように金属でできた中心核とその周りを囲む岩石質のマントル・地殻というような天体、つまり内部の物質分布が様ではない天体からやって来た隕石である。この様に物質が分化する理由は、天体が溶融し、比重の大きい金属が中心に沈んだ結果であると考えられている。このとき、元素の化学的性質により鉛は金属核に取り込まれ、ウランは岩石質のマントル側に残される。分化をうけた天体（原始惑星）は、その後、天体同士の衝突により破壊され、その一部が、鉄隕石、石鉄隕石、エイコンドライトと呼ばれる隕石として手にすることができる。

鉄隕石にはウッドマンシュテッテン構造と呼ばれる鉄ニッケル合金の離溶組織が見られる（図1＝表紙左）。人工の合金中ではこのような粗粒の構造は観察されない。なぜならば、この構造は500℃付近の温度でゆっくり（数℃/百万年）と除冷しないとつくられないからである³⁾。このようなゆっくりした冷却は半径数百 km 以上の天体内部で実現される。この鉄隕石中には、しばしば、トロイライトという硫化鉱物が含まれており、その結晶中に天体中の鉛が濃縮されている。トロイライト中のU濃度は大変低く（ $U/Pb < 2 \times 10^{-5}$ ）、46億年たった今でも、鉛同位体比へのウランからの壊変鉛の寄与は現在の分析精度より小さい。この鉛を始源鉛と呼び、太陽系の鉛同位体比はこの値（ $^{206}Pb/^{204}Pb = 9.307$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 10.294$ ）から時間とともに増加してきたと考えられる²⁾。

一方、ウランを濃縮したマントル・地殻側の構成物が地球にやってきたのがエイコンドライトと呼ばれる隕石である。エイコンドライトの $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比は500を越えるものが多く^{2), 4), 5), 6), 7)}、ウランが壊変した鉛に富んでいる。エイコンドライトは地球の火山を構成する岩石とよく似ている組織と鉱物を持ち、マグマから固まった岩石であることがわかる（図2＝表紙右）。

このような特徴から、エイコンドライトの鉛モデル年代は、天体の金属核形成年代と対応すると考えられている。惑星を地球のような金属中心核とマントルという層構造のある天体と定義すると、エイコンドライトがやってきた天体は地球などより一世代前の天体と考えることができるため、原始惑星と呼ばれている。

エイコンドライトの鉛モデル年代は、アンゴライトと呼ばれる種類では45億5780万年±50万年であり、ユークライトと呼ばれる種類では45億5600万年～45億2900万年の広がりをもつ。ユークライトのうち若い年代を示す試料は、マグマから固結した後で天体同士の衝突により破壊され、角レキ化している。この破壊時に、試料が加熱され、鉛のような揮発しやすい元素は、その一部が蒸発する。この鉛の蒸発がおこれば、測定される鉛モデル年代は、元々試料が持っていた値より若くなる。したがって、これらの角レキ化したエイコンドライトから求められた年代は若返った年代である可能性が大きい。つまり、原始惑星の形成は45億5800万年前であると結論づけられる。

3.2 微惑星の形成年代

惑星は星間雲の微粒子成分を集積して、大きな塊へと成長していったものと考えられている。この集積プロセスの途中で、天体が溶融し、金属核をもつ原始惑星へと進化した。そうすると、原始惑星の一世代前の天体は未溶融である。このような天体を微惑星と呼ぶことにしよう。

コンドライトと呼ぶ隕石は多数の mm サイズの

球状物質（コンドリュールと呼ぶ）が μm サイズのマトリックス微粒子中に埋まっている組織を持っている（図3）。コンドリュールは宇宙空間においてマトリックス微粒子の塊が瞬間的に加熱され、高温の液滴になり、冷却固結したものである。このことから、太陽系が形成した当時、コンドリュールや微粒子が水素が主成分の稀薄な気体と共に原始太陽の周りを惑星のように公転していた時代があったことがわかる。これらの成分が集積して微惑星を形成した。

もし微惑星がコンドリュールや微粒子の集合体にすぎなかったならば、微惑星の形成年代を放射性同位体の時計により測定できない。なぜならば、コンドリュールや微粒子の一粒一粒がもつ時計は、微惑星に集積してからも依然として、それぞれが形成した時からの時間を刻み続けるからである。したがって、微惑星の形成年代を知るためには、微惑星中で新しく形成した物質を見つける必要がある。

微惑星は熔融を経験していないけれども、内部はかなり高温になり、変成作用（再結晶作用）を受けている。（変成作用とは、天然がおこなう焼き物製作と思っていただくとよい。瀬戸物のような焼き物は粘土を高温で焼成してつくるが、その材料は融けてはいない。もし熔融してしまったら、整形していた形が崩れてしまう。）微惑星の変成作用時には、アパタイトのようなリン酸塩鉱物が新しく結晶化する。リン酸塩鉱物は、結晶成長時にウランを濃縮するが、鉛をほとんど取り込まない。これは鉛モデル年代を測定する好条件を与える。

コンドライトの種々の種類で決定された鉛モデル年代は45億6270 \pm 60万年～45億440 \pm 50万年の5800万年の広がりを持っている⁸⁾。そして、変成作用が大きいコンドライトはより若い年代を示す傾向をもっている。これらのことから、微惑星の内部は、少なくとも、6000万年間暖かい状態が続き、変成作用が進行していたことがわかる。微惑星の形成は、この変成作用の始まりと同時かそ

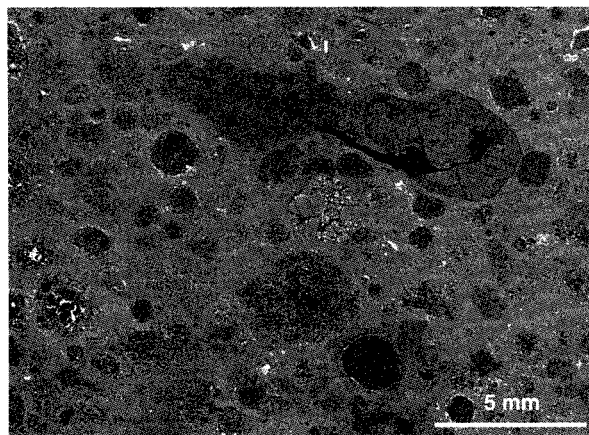


図3 コンドライトの走査電子顕微鏡写真。写真は1969年にメキシコに落下したアエンデ隕石（今居創氏撮影）。丸い物質はコンドリュールやCAI。その間を微粒子のマトリックスが埋めている。白い粒子は主に鉄の硫化物である。

れ以前なので、45億6270万年前には微惑星はすでに存在していた。これは現在知られている最古の原始惑星の年代より500万年さかのぼった時代である。

3.3 微惑星以前

先に述べたようにコンドライト中の構成要素（主にコンドリュールとマトリックス微粒子）はそれぞれ別々に形成し、互いに化学平衡にはない。この点は微惑星形成年代の推定にとってありがたいことだったが、微惑星以前の情報を我々に与えてくれる鍵になる。しかしながら、マトリックス微粒子はサイズが小さすぎるため、コンドリュールは $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比が十分大きくないため、高精度かつ信頼のおける年代が現在のところ得られていない。

CAIと呼ばれるCaとAlに富む包有物がコンドライト中にしばしば存在する。CAIはコンドライト構成物質中で最も高温（2000K）を経験した物質の一つである。そのため、太陽系固体成分の主成分であるMg, Si, Feがほとんど蒸発しており、太陽系固体成分のうちわずか5%を占めるCaやAlといった難揮発性元素から構成されている。年代測定に用いるウランは難揮発性であるため、このとき蒸発しないで固体中に残ることができる。一

方、その娘同位体である鉛は、全て蒸発してしまい固体中には残らない。CAIの鉛モデル年代と $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比の関係を図4に示す。CAI中の $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比が大きいことは、形成時から現在までの間、ほとんど鉛成分による汚染を受けていないことを示す。しかしながら、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比が小さいときには、明らかに鉛モデル年代が系統的に若くなっている。また、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 200$ の領域では、鉛モデル年代が、45億6600万年±100万年に収束している。これらの事実は、CAI中の鉛成分は、僅かであるが、形成後に汚染や移動をしていると考えればうまく説明でき、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比が大きい試料から得られた年代が信用できることを示す。45億6600万年の鉛モデル年代は現在までに得られている年代のうちで太陽系最古の年代であり、CAI形成は微惑星形成より300万年古い⁹⁾。

4. 地球の鉛モデル年代

地球の形成と隕石の形成はどちらが早かったのだろうか？ 地球の鉛モデル年代も原始惑星の年代を求めたときと同様に考えることができる。地球においてエイコンドライトに相当する岩石は、深海底を構成する玄武岩である。深海玄武岩は、プレートテクトニクスにより、マントルに直接由来するマグマが海嶺と呼ばれる海底火山列から深海底に噴出した産物である。図5に大西洋、太平洋、インド洋の深海玄武岩の鉛モデル年代のヒストグラム⁹⁾を示す。ヒストグラムは44–45.5億年の約1.5億年の広がりを持ち、エイコンドライトの場合よりはるかに年代幅が広い。

原始惑星は天体サイズが小さかったので、天体は核形成後速やかに冷却し、固結してしまった。一方、地球は現在も内部は

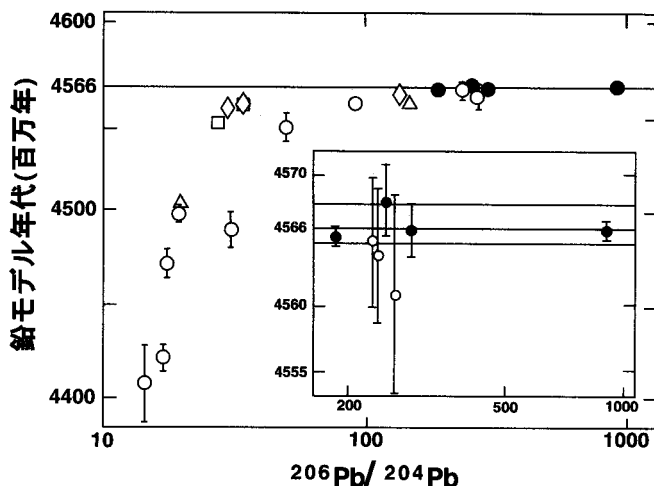


図4 CAIの鉛モデル年代と $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ の関係(文献9より引用)。記号の違いは測定者の違いを示す。

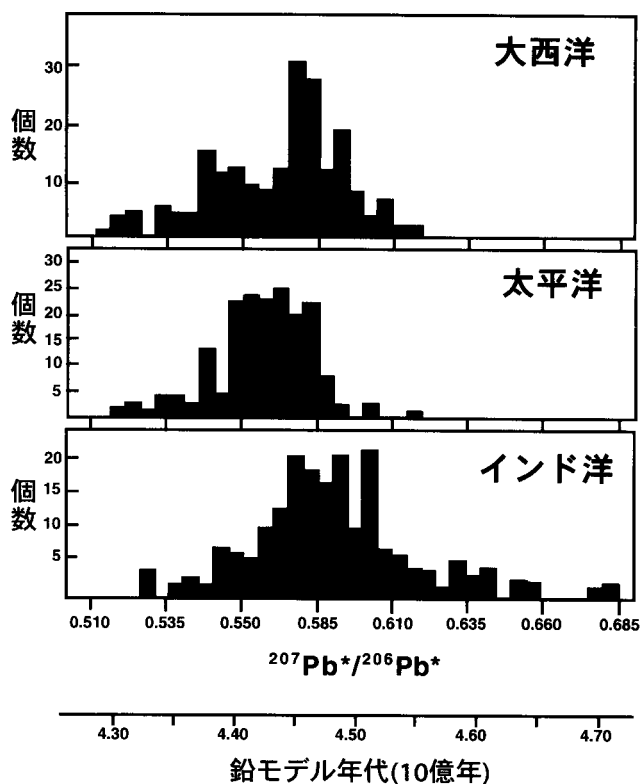


図5 深海玄武岩の鉛モデル年代のヒストグラム(文献9より引用)。



熱い状態が維持されていて、マントル対流や火山活動がおきている。このため、地球では、形成以来現在までずっと、マントル中のUとPbが、地殻や核へと移動し続けている。エイコンドライトの場合とはプロセスが異なるが、マントルから鉛の欠損が起これば、マントルの年代は見かけ上若返る。この様に考えると、地球内部で核とマントルの分化が起こり、地球の構造が形成したのは、最も古いモデル年代値である45.5億年前と考えられる。もう一つの解釈として、ヒストグラムの広がりや、地球形成以来現在までの核-マントル-地殻間における複雑な分化混合の結果であると考えられる。そうすると、分布の平均値が地球内部構造の形成年代にあたるのかもしれない⁹⁾。いずれの立場をとるにせよ、地球の鉛モデル年代は測定した試料間においてばらつきが大きいので、隕石の場合のように正確に求めることはできない。しかし、少なくとも、地球は原始惑星より後で形成したことに疑問を挟む余地は少ない。

5. 短寿命核種を利用した年代測定

太陽系を構成する元素は、水素とヘリウムの一部を除き、太陽より古い世代の恒星内部、恒星周辺、超新星爆発などにおける元素合成の結果であると考えられている。また、僅かではあるが太陽系形成時に原始太陽の周りで合成された核種もあるかもしれない。いずれの場合も、安定核種や半減期の長い放射性核種とともに、半減期の短い放射性核種（短寿命核種）も同時に合成される。半減期が1億年以下の短寿命核種は、46億年経つと、はじめの量の 10^{-14} 以下になってしまうので、現在では検出されない。しかし、鉛モデル年代でみてきたように、太陽系の天体が初期の数千万年以内に形成されたのならば、この様な短寿命核種の痕跡が見いだされるはずである。短寿命核種の減少する速度は、長い半減期を持つ放射性核種に比べて大きいので、この短い時間差の間に存在量が大きく変化する。したがって、短寿命核種の存在は、元

素合成から物質ができるまでの時間を推定する手がかりとなる。

短寿命核種に対して(2)式を適用すると、

$$\frac{N_d}{N_d^s} - \frac{N_d^0}{N_d^s} = \frac{N_o}{N_d^s} (1 - e^{-\lambda t}) \quad (4)$$

となる。ここで、現在は短寿命核種の半減期に比べて十分長いので、 $t \rightarrow \infty$ の極限をとり、 N^s を短寿命核種と同じ原子番号を持つ安定同位体とすると、

$$\frac{N_d}{N_d^s} - \frac{N_d^0}{N_d^s} = \frac{N_o}{N^s} \frac{N^s}{N_d^s} \quad (5)$$

となる。したがって、試料中の同位体比を現在測定することにより、その物質が形成したときに含んでいた短寿命核種の存在度が求められる。もし、短寿命核種の同位体比 N_o/N^s が均一な分布を保っている媒体から、時間とともに次々と物質（例えば物質1, 2）が形成されていく場合には、それぞれの物質の N_o/N^s 変化に(1)式を適用することにより、形成の時間間隔 $\Delta t_{1,2}$ を計算できる。つまり、

$$\Delta t_{1,2} = \left\{ \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N_o}{N^s} \right) - \ln \left(\frac{N_o}{N^s} \right) \right\} \quad (6)$$

5.1 半減期が100万年以下の核種

^{26}Al と ^{41}Ca は半減期がそれぞれ72万年、10万年で ^{26}Mg と ^{41}K に壊変する短寿命核種である。これらの元素は難揮発性であるので、これらの短寿命核種が見つかるのであれば、鉛モデル年代において最古の年代を示したCAI中が可能性が高い。予想通りCAI中から原始太陽系において ^{26}Al が存在していた証拠がLeeたち¹⁰⁾により、 ^{41}Ca についてはShirivivasanたち¹¹⁾により発見された。CAI中で結晶化した鉱物をSIMSにより測定すると、 $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 比は $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Mg}$ 比と $^{41}\text{K}/^{39}\text{K}$ 比は $^{40}\text{Ca}/^{39}\text{K}$ 比と比例関係があることがわかる¹²⁾ (図6)。この関

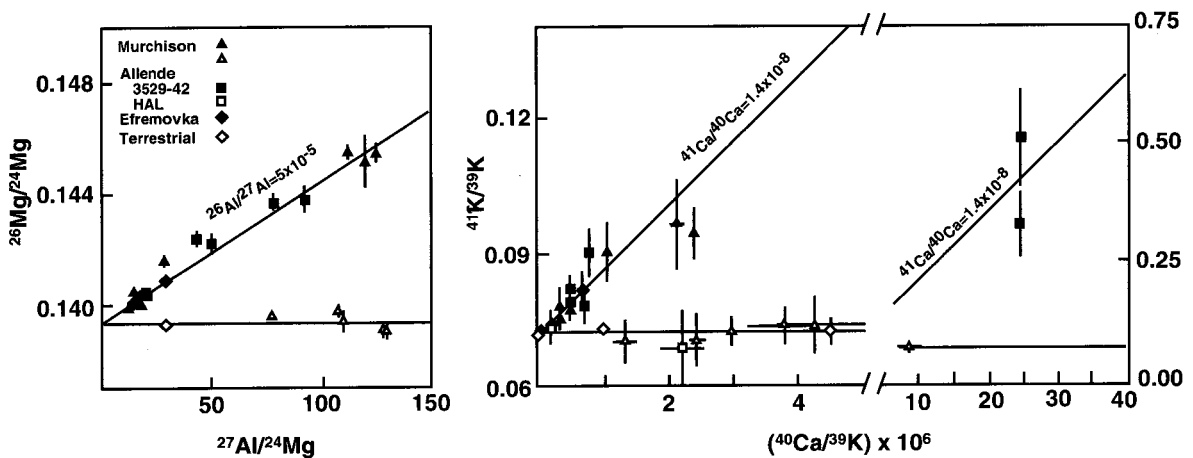


図6 CAI中にみられるAl-Mg, Ca-K系のアイソクロン(文献12より引用)。

係の傾きから、CAI形成当時の ^{26}Al と ^{41}Ca の存在度は $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al} = 5 \times 10^{-5}$ 、 $^{41}\text{Ca}/^{40}\text{Ca} = 1 \times 10^{-8}$ であったことが計算できる。また、同じ結晶から両方の核種が検出されることより、これらの核種の起源が同一の元素合成過程による可能性が高く、その元素合成が起こってからCAI形成までの時間間隔は ^{41}Ca の平均寿命150万年以下であったことも示唆される。

一方、コンドライトのもう一つの主な構成成分であるコンドリュールでは ^{41}Ca は未だ検出されていない。また、コンドリュール中の ^{26}Al の存在度もCAIの $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 比の高々1/5以下である¹³⁾。この存在度の差が時間間隔を表しているとする、コンドリュール形成期はCAI形成期の後約200万年経過してからであった。もう一つの解釈は、CAI形成とコンドリュール形成は同時に起こったのであるが、形成場が空間的に離れていたとするものである。例えば、原始太陽からの高エネルギー粒子により ^{26}Al や ^{41}Ca が合成されたのであれば、太陽から遠ざかるにつれその存在度は減少していたはずである。CAIを形成するにはコンドリュール形成より高温が必要であるため、太陽に近い高温領域でCAIが少し遠いところでコンドリュールが形成されたとする、この短寿命核種の両者における存在度の差は

説明可能である。また、微惑星内部の変成作用によるリセットによっても両者の差を説明できるかもしれない。重要なことは、最近の分析では、コンドリュールからの ^{26}Al 検出の報告例は増えつつあり¹⁴⁾、CAIとコンドリュール形成の時間差は縮まる方向にある点である。

最近、原始惑星の破片であるエイコンドライトから ^{26}Al の痕跡が発見された¹⁵⁾。その $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 比の初期存在度(8×10^{-7})は、CAIの場合の約1/100と極微量であった。これらの間の初期存在度の差を年代差として換算すると、原始惑星はCAI形成後500万年以内に形成されていたことになる。

5.2 半減期が1000万年程度の核種、 ^{182}Hf

^{182}Hf は半減期900万年で ^{182}W に壊変する核種である。この ^{182}Hf - ^{182}W 系はU-Pb系の短寿命核種版と考えることができる。なぜならば、両方の系とも親核種はマントルに濃縮する元素であり、一方娘核種は核に濃縮する元素であるからである。したがって、 ^{182}Hf - ^{182}W 系により惑星の核形成過程の精度の高い情報が得られると期待できる。タンゲステン同位体比の高精度測定はICP-MS分析法の発展により最近成功した¹⁶⁾。

^{182}Hf - ^{182}W 系はコンドライト、鉄隕石、エイコン



ドライト, 火星隕石, 月の岩石, 地球の岩石において測定^{16, 17, 18, 19}がなされている(図7)。まず, コンドライトと鉄隕石の間で¹⁸²W/¹⁸⁴W比が異なることに注目しよう。コンドライトは太陽系の固体成分がそのまま集合した天体である。したがって, コンドライトの¹⁸²W/¹⁸⁴W比は, もし集積時に¹⁸²Hfが存在していれば, 時間とともに大きくなり, その値はその時代における太陽系の平均的値を示している。この増加の途中で天体の中心に金属核が形成されたとすると, Wは金属核中に濃縮され, Hfはほとんど取り込まれない。すると, 金属核中の¹⁸²W/¹⁸⁴W比はその時の値のまま, 現在まで凍結される。測定された鉄隕石の¹⁸²W/¹⁸⁴W比がコンドライトの値より低いのはこの理由である。また, 鉄隕石の¹⁸²W/¹⁸⁴W比はコンドライト中の金属粒子の値と誤差の範囲で等しい。この一致は, コンドライトから原始惑星への進化時間が, 測定値のばらつきより小さい, つまり, 1000万年以下の短い時間で進化したことを示している。

コンドライト中に含まれている金属粒子の¹⁸²W/¹⁸⁴W比はコンドライト全体の平均値より小さい値を持っている。このことから, HfとWの間の分別が微惑星形成以前にも起こっていたことがわかる。もし, 原始惑星中の核形成が速やかに進化したのであれば, 鉄隕石の¹⁸²W/¹⁸⁴W比は核形成時における金属核とマントルとの間の化学平衡の結果ではなく, 微惑星形成以前に獲得していた値をずっと保存しているのかもしれない。少なくとも, 太陽系においてHfとWの化学分別が天体が出現する前(多分, コンドリュールの形成プロセス¹⁾に伴い)に起こっていたことは確かである。

コンドライト中の岩石部の

¹⁸²W/¹⁸⁴W比は実測されていないが, 図の実測値と金属粒子と岩石粒子のマスバランスを考慮することにより推定してみよう。コンドライト中の金属粒子と岩石粒子は原子数でほぼ1:10の割合である。したがって, 岩石部の¹⁸²W/¹⁸⁴W比は, コンドライト平均に比べ, 約0.25%だけ¹⁸²Wに富んでいるはずである。この値は, エイコンドライトの¹⁸²W/¹⁸⁴W比と一致する。エイコンドライトの値は原始惑星のマントル部を代表していると考えられているので, 両者の一致は, HfとWが太陽系の天体が形成される以前にすでに分別していたという考え方に調和的である。

エイコンドライトの¹⁸²W/¹⁸⁴W比は太陽系中で最も¹⁸²Wに富む実測値である。¹⁸²W/¹⁸⁴W比が大きな値を持つ条件は, (5)式より, WとHfの分別が起こったとき, 多量の¹⁸²Hfが生き残っていたか, あるいは, 分別時のHf/W比が大きかったかである。エイコンドライトのHf/W = 17~27, 太陽系でHfとWの分別が最初起こったときの推定値¹⁸²Hf/¹⁸⁰Hf = 2.5 × 10⁻⁴から, 原始惑星の核形成が

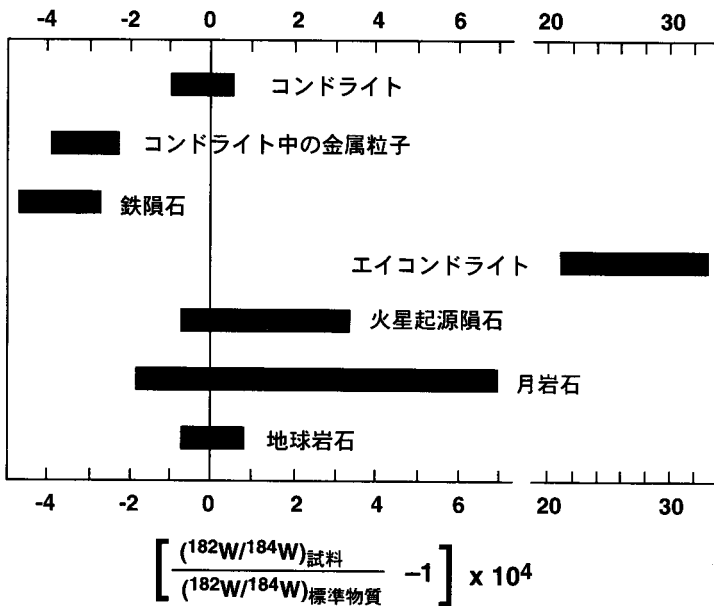


図7 隕石, 惑星, 月のタングステン同位体比分布の模式図(文献16, 17, 18, 19のコンパイル)。W同位体比測定の標準試料としてNIST-3163試薬を使用。(文献27より引用)。

起こった年代は、HfとWの分別が最初に起こった事件から500～1500万年後¹⁸⁾となる。

少し前に火星生命のことが話題になっていたことを憶えている方も多いだろうが、分化した隕石のうちで火星からやって来たと思われているいくつかの隕石がある。この火星起源隕石のうち8種類についてHf-W系の測定が行われている。分析された $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比はコンドライト平均値とほぼ等しいものから、0.03%だけ ^{182}W に富んだものまでの分布を持っている。この ^{182}W の濃縮度はエイコンドライトの場合に比べて明らかに小さく、コンドライト平均値に比べて僅かであるが分析誤差を超え有為に大きい。

火星は、原始惑星や微惑星を材料として成長し、これらの材料中の金属成分が中心に沈降し火星の中心核となったと考えられている。このとき、火星内部は岩石が溶融するくらい的高温だった。この核形成プロセス時に、金属と岩石間において、完全にはないかもしれないが、HfとWの再分配が起こったはずである。この再分配の時期が現在に近づくほど、 ^{182}Hf の存在度が小さくなる。したがって、マントル中の ^{182}W の過剰は核形成年代の指標となる。エイコンドライトの場合と同じ手法で推定すると、火星の核形成年代は太陽系最初のHf-W分別後1000-3000万年の間に起こったということになる。

地球の ^{182}W の過剰は火星よりさらに小さく、コンドライト平均値と誤差の範囲で区別できない。これは地球におけるHfとWの再分配の時期が火星の場合よりさらに遅く、 ^{182}Hf がほとんど壊変しつくしてからであったからと考えられる。したがって、地球の核とマントルの間で元素のやりとりがほとんどなくなったのは、太陽系最初のHf-W分別後約5000万年以降¹⁶⁾でなければならない。

月は、地球の形成がほとんど終了した頃、火星くらいの大きさの天体が地球に衝突し、その時飛び散った破片が集まってできたという説(ジャイアントインパクト説)が有力である²⁰⁾。月と地球の

$^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比を比べることは、この説を検証するのみならず、地球の核形成を論じる上でも重要である。月の岩石の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は不均一であり、地球と同じ値を持つものから ^{182}W に0.07%富むものまで分布している。このことから月の岩石生成時には未だ ^{182}Hf が生き残っていたことがわかる。また、月の岩石中の $^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W}$ 比は地球や火星の値に比べて明らかに大きい。したがって、月では ^{182}W の過剰を地球の場合より正確に決定することが可能である。Leeたち¹⁹⁾は月の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比と $^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W}$ 比から月の形成年代は太陽系最初のHf-W分別後約5000万年経ってからであると結論した。この年代は地球の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比から制限される時間間隔と矛盾がない。そうすると、地球の核形成は火星と同様に3000万年以内に起こっていたのだけれども、最後にジャイアントインパクトが起こり、月が形成された。この事件により地球の核とマントルの間で元素の再分配が起こり、元々あったマントル中の ^{182}W の過剰が解消してしまったと考えられる。

5.3 半減期が1000万年程度の核種、

^{129}I と ^{244}Pu

太陽系の年代を決定する半減期が1000万年程度の重要な核種に ^{129}I と ^{244}Pu がある。 ^{129}I は半減期1600万年で ^{244}Pu は半減期8000万年で、それぞれ ^{129}Xe と ^{136}Xe に壊変する。

I-Xe系の親核種ヨウ素は揮発しやすい元素であるけれども低温では固体中に固定される。一方、娘核種のキセノンは気体であるため、壊変直後は固体中に閉じ込められているが、少し加熱をうけると固体から逃げ出してしまふ。それ故、I-Xe系の時計はリセットされやすい。しかし、低温で起こった微粒子と気体間の元素のやりとりを記録しているのだから、星間雲中や天体が形成する以前の原始太陽系円盤中の歴史を読みとるとき都合がよい。I-Xe系ではAl-Mg系の場合と同様に、安定核種 ^{127}I を用い $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比の減少から時間差を読みとるこ



とができる。

隕石中に観測される $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比は $(0.5 - 2) \times 10^4$ の分布を持つ。この幅は I-Xe 年代に換算して約 4000 万年間にあたる²¹⁾ (図 8)。また、コンドライトの方が分化した隕石より古い年代を示す傾向にある。I-Xe 年代は隕石母天体中における加熱や衝突による破壊により若返る。エイコンドライトはマグマから結晶化した隕石なので、エイコンドライトの一番古い I-Xe 年代は岩石の固化年代と対応していると考えられる。すると、原始惑星形成以前の I-Xe 年代の広がりは約 1 千万年である。I-Xe 年代のうち古い年代を示す種類は、炭素質コンドライトというコンドライトのうちでもより始源的な種類に属するもので、その中には太陽系の材料となった星間塵も見つかっている。これらのことから、この古い年代をもつ物質は、星間塵において気体から凝縮した微粒子そのものであり、それらが現在まで隕石マトリックス中に保存されている結果であると思われる。したがって、I-Xe 年代の 1000 万年というタイムスケールは、星間塵が原始惑星に進化するまでの期間に相当していると考えられる。

ヨウ素 ^{129}I は超新星爆発時に r プロセスにより生成される元素である。元素生成理論によると、このときの $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比はほぼ 1 である。一方、隕石中に観測される $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比は、上述のように個々の隕石により多少の違いがあるが、 10^4 のオーダーである。したがって、隕石中のヨウ素が一つの超新星起源ならば、隕石の材料物質は超新星爆発後、約 2 億年後に形成した計算になる。もし隕石中のヨウ素が銀河内で定常的に起こっていた超新星爆発からの寄与であったなら、最後の超新星爆発から約 1 億年後に形成した物質を材料として隕石がつくられた²²⁾。一方、難揮発性元素の一部は超新星爆発後、速やかに高温ガスから凝縮し塵となることもある。また、星間塵の平均寿命は約 5 億年である (小笹隆司氏私信)。これらのことから、I-Xe 系の示す年代 1 - 2 億年間は太陽系をつくった星間塵

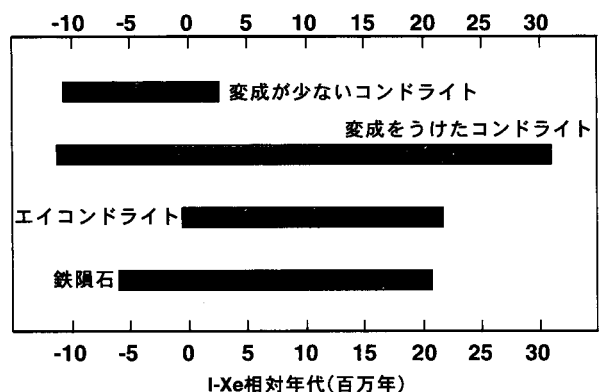


図 8 種々の隕石における I-Xe 系の相対年代 (Bjurbole コンドライトの ^{129}I の存在度を基準、文献 21 のデータをもとに作成、図は文献 27 より引用)。

が形成されていた期間に相当することがわかる。

星間塵同士の衝突は平均 10^7 年毎におこる²³⁾。すると 1 億年という星間塵の形成期間中に 10 回程度の衝突が起こった計算になる。星間塵の衝突を通じて星間ガスは効率よく攪拌、混合される。したがって、そのガスから形成される固体中の各元素の同位体比は一定の値に近づいていくであろう。太陽系の各天体間において酸素をのぞく全元素の原子量が 0.1% 以下の均一さを示し²⁴⁾、星間塵を集積したとされている始源的隕石においてさえこの均一性が成り立っていることは、星間塵が億年単位の年月をかけ成長したことによる当然の帰結なのかもしれない。

地球のような大きな惑星に天体が成長すると、Xe のような気体も天体の引力から逃れられなくなり、大気を形成するようになる。したがって、大気中の Xe 同位体比を測定し、 ^{129}I の寄与の大きさを調べることにより、地球大気の形成年代を知ることができる。地球大気には、 3.63×10^{13} g の ^{129}I 起源の ^{129}Xe が存在し、I は地球全体で $4.1 - 4.9 \times 10^{19}$ g あるので、これをもとに、地球大気の形成年代は原始惑星形成後約 1 億年後であることが計算できる⁹⁾。

一方、現在の地球のマントル中の Xe 同位体比



からも地球大気の形成についての情報を得ることができる。マントル中のXe同位体比には、¹²⁹Iの壊変成分の寄与に加え、²⁴⁴Puの壊変成分の寄与も見つかっている。この寄与の程度から、地球大気の形成が始まったのは原始惑星形成後5000-7000万年後であり、その後、2000万年の間に現在の大気の80%が地球内部から脱ガスしたと見積もられている²⁵⁾。このようにマントルと大気のXe同位体比から独立に見積もられた地球大気の形成年代はほぼ一致している。

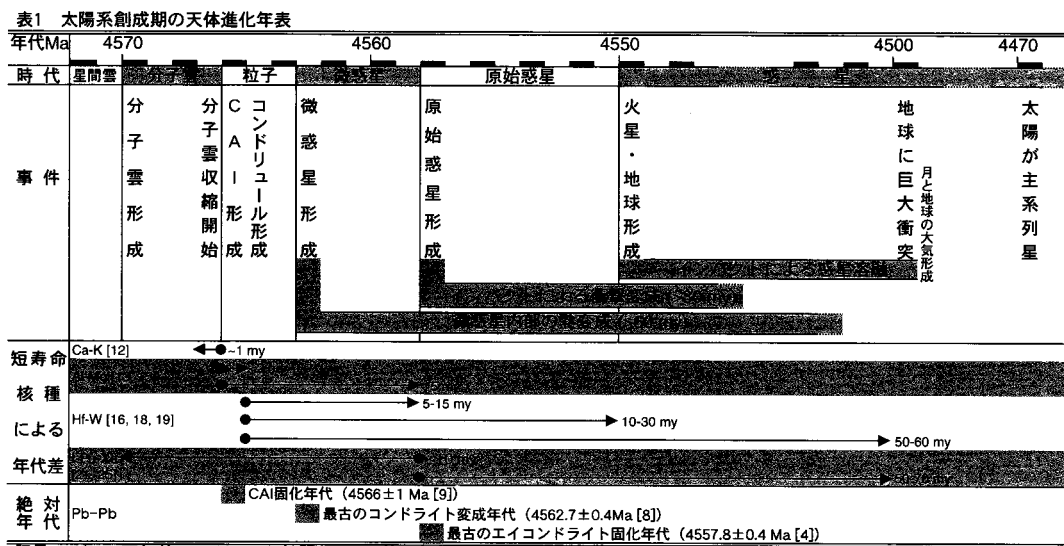
6. 太陽系における天体進化

小論では、太陽系形成期の天体進化に関する精度の高い年代測定結果のみを紹介してきた。他に、Rb-Sr, K-Ar, Mn-Cr, Fe-Ni系等の有名な年代測定法があるが、現在のところ、紹介した年代結果に比べ誤差が大きく、また、これらの結果も紹介した年代と大きな矛盾がないので割愛した。年代測定法については1950年代にほとんど確立していたが、46億年前の出来事を100万年以下の精度で決定する高精度年代測定は、1990年代になりよ

うやく実現しはじめた。これは、分析機器、試料の処理法等の測定実験技術の進歩に負う点も大きい。40年間の経験の蓄積による研究指針の明確化および適切な試料の採集と選択という研究戦略の点でも学ぶところが大きい。最後に、太陽系における天体形成年代(表1)を整理し、小論のまとめとしよう。

太陽系の形成は、分子雲の収縮→原始惑星系円盤の形成→CAIの形成→コンドリュールの形成→微惑星の形成→原始惑星の形成→惑星の形成→現在の太陽系の順で進行したと考えられている¹⁾。これらの出来事のうち、数十万年の精度で絶対年代が測定されているのは、CAIの形成、微惑星の形成、原始惑星の形成の3つについてだけである。これらの年代はすべて鉛モデル年代により決定されており、それぞれ、45億6600、45億6300、45億5800万年前と判明している。これから求められるCAI形成と原始惑星形成の年代差(800万年)は短寿命核種²⁶Alの相対存在度より推定した結果(500万年)と大きな矛盾はない。この他の年代についても、この3つの絶対年代を基準として短寿

表1 太陽系創世期の天体進化年表。



記号Maは100万年前、myは100万年間。Pb-Pb等は年代測定法を示す。[]内の数字は年代出典元の文献番号に対応。



命核種により求められた時間差を適用することで推定できる。

CAI 中に ^{41}Ca の存在が確認され、その平均寿命が 150 万年であることから、CAI は星間雲の収縮後約 100 万年以内に形成された。したがって、星間雲収縮年代は 45 億 6700 万年前となる。中心星が主系列星（現在の太陽）となる年代は、現在の星形成理論によると、収縮が始まって約 1 億年後と求められている²⁶⁾ので、44.7 億年前である。

コンドリュール形成年代は、コンドリュールと CAI との間の ^{26}Al の存在度の差と ^{41}Ca の有無から推定できる。現在のところ、この間の時間差は最短 200 万年であり、だんだんと縮まりつつある傾向にある。したがって、コンドリュール形成期は 45 億 6400 万年より古いと考えられる。一方、Hf-W 系から、太陽系において Hf と W が最初に分別した時期は、原始惑星の形成より 500–1500 万年古い。コンドリュールではすでに Hf と W が分別しており、これより古い年代では両者の分別は確認されていないので、Hf-W 系の時計の出発点としてコンドリュールの形成を当てはめることが適当であろう。そうすると、コンドリュールは 45 億 6300–45 億 7300 万年前に形成したことになる。これらの短寿命核種による年代の整合性をとると、コンドリュール形成は、CAI 形成期の百万年後、45 億 6500 万年前のことであったとするのが、現在のデータからは妥当である。ただし、以後の議論でも明らかなように、コンドリュール形成の絶対年代があやふやなことは天体進化を論じる上で致命的である。CAI 形成年代と同程度の精度でコンドリュール形成年代を決定することが急務であることを指摘しておこう。

地球などの惑星の形成年代を最も精度良く検出しているのは Hf-W 系である。Hf-W 系はコンドリュール形成年代を起点として時計が動いている。Hf-W 系の時計によると火星はコンドリュールの 1000–3000 万年後に形成されているので、45 億 3500–45 億 5500 万年前に形成した。原始惑星の方

が火星より早期に形成しているらしいことを考慮すると、火星の形成年代は 45.5 億年前頃ということになる。この年代は地球の鉛モデル年代のうち最も古い値に相当する。45.5 億年前には、多分地球もほぼ現在の大きさに成長していたのだろう。

これから 5 千万年後の 45 億年前、地球にジャイアントインパクト（巨大隕石衝突）がおり、月が形成される。この 45 億年という年代は月の岩石中の Hf-W 系によるコンドリュール形成からの相対年代によって決定される。この事件により、地球はドロドロに熔融し、地球の Hf-W 系はリセットされてしまった。このリセットの具体的なプロセスは明らかではないが、「核中の W が高温のため酸化され、核-マントル境界に吐き出された。その後、現在まで 45 億年間の時間をかけて、マントル対流によりこの W がマントル中へと混合拡散した」というのも一つの可能性である。そのため、地球は 45.5 億年前にはほぼ形成が完了していたと考えられるが、火星でみられるような W 同位体比の明らかな過剰は観測されていない。しかしながら、上記の混合に時間がかかったのなら、もしかすると大古代の岩石から W 同位体比の過剰が検出されるかもしれない。

一方、地球の大気形成年代は、原始惑星形成期を起点として I-Pu-Xe 系により決定される。地球の大気が形成され始めたのは、45 億年前、つまり、月形成直後であり、それから 2000 万年後の 44.8 億年前には、現在の気成分元素のほぼ 80% が地球内部から噴き出し、地球を覆っていた。

原始惑星の形成期を起点とした I-Xe 系の年代学は、時間をさかのぼり、太陽系をつくった分子雲の年齢をも推定する。隕石が最も古い I-Xe 系の相対年代は原始惑星形成より約 1000 万年前である。したがって、45.7 億年前には太陽系をつくった分子雲が存在し、まさに太陽系形成の引き金が引かれようとしていた。

太陽系形成は、「分子雲 (45.7 億年前) → 分子雲の収縮 (45.67 億年前) → CAI 形成 (45.66 億年



前) →コンドリユールの形成 (45.65 億年前) →微惑星の形成 (45.63 億年前) →原始惑星の形成 (45.58 億年前) →惑星の形成 (45.5 億年前) →月の形成 (45 億年前) →太陽が主系列星に (44.7 億年前)」の順で進行した。この後、太陽系の各惑星は個々に独立な進化を行い、現在に至っている。こうしてみると太陽系がおおまかに現在の姿になるのは、ほぼ2千万年の時間しかかからなかった。また、太陽系進化におけるイベント間の時間間隔は、太陽系の起源の年代に近づくにつれ短くなっている。それゆえ、太陽系起源の探求のために、もっと精度の高い年代測定が要求されているのである。

この小論は、ぶんせき²⁷⁾に掲載されたものを基礎として年代測定の原理とその後明らかになった成果等を加筆した。この原稿を読み、有益な指摘をしていただいた上野宗孝博士に感謝する。

参考文献

- 1) 坂本尚義, 倉本圭: 科学 68, 637(1998).
- 2) Tatsumoto M, Knight RJ, Allégre CJ: Science 180, 1278 (1973).
- 3) Saikumar V, Goldstein JI: Geochim. Cosmochim. Acta 52, 715 (1988).
- 4) Lugmair GW, Galer SJG: Geochim. Cosmochim. Acta 56, 1673 (1992).
- 5) Chen JH, Wasserburg GJ: Lunar Planet. Sci. XVI, 119 (1985).
- 6) Manhés G, Allégre CJ, Provost A: Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 2247 (1984).
- 7) Carson RW, Tera F, Boctor NZ: Lunar Planet. Sci. XIX, 166 (1988).
- 8) Göpel C, Manhés G, Allégre CJ: Earth Planet. Sci. Lett., 121, 153 (1994).
- 9) Allégre CJ, Manhés G, Göpel, C : Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 1445 (1995)
- 10) Lee T, Papanastassiou DA, Wasserburg GJ: Geophys. Res. Lett. 3, 109 (1976).
- 11) Shrinivasan G, Ulyanov AA, Goswami JN: Astrophys. J. Lett. 431, L67 (1994).
- 12) Sahijpal S, Goswami JN, Davis AM, Grossman L, Lewis RS: Nature 391, 559 (1998).
- 13) Swindle TD, Davis AM, Hohenberg CM, MacPherson GJ, Nyquist LE: "Chondrules and the Protoplanetary Disk", Edited by Hewins, RH, Jones, RH, Scott, ERD, p.77 (1996), (Cambridge University Press, Cambridge).
- 14) Kita NT, Nagahara H, Togashi S, Morishita Y: Meteor. Planet. Sci. 33, A83 (1998).
- 15) Srinivasan G, Goswami JN, Bhandari, N: Science 284, 1348 (1999).
- 16) Lee D-C, Halliday AN: Nature 378, 771 (1995).
- 17) Lee D-C, Halliday AN: Science 274, 1876 (1996).
- 18) Lee D-C, Halliday AN: Nature 388, 854 (1997).
- 19) Lee D-C, Halliday AN, Snyder GA, Taylor LA: Science 278, 1098 (1997).
- 20) Hartman WK: "Origin of the Moon", Edited by Hartman WK, Phillips RJ, Taylor GJ, p. 579 (1986), (Lunar Planetary Institute, Houston, TX)
- 21) Swindle TD, Podsek FA: "Meteorites and the Early Solar System", Edited by Kerridge JF, Matthews MS, p. 1127 (1988), (University of Arizona Press, Tucson, US)
- 22) Podsek FA, Swindle TD: "Meteorites and the Early Solar System", Edited by Kerridge JF, Matthews MS, p. 1114 (1988), (University of Arizona Press, Tucson, US)
- 23) Spitzer L Jr: "Physical Processes in the Interstellar Medium", (1978), (John Wiley & Sons, 高窪啓弥訳, 星間物理学, 共立出版, 1980).
- 24) 酸素については、坂本尚義: 表面科学 20, 658 (1999)を参照。
- 25) Kunz J, Staudacher T, Allégre CJ: Science 280, 877 (1998).
- 26) Neuhäuser R: Science 276, 1363 (1997).
- 27) 坂本尚義: ぶんせき 291, 219 (1999).

Chronology of Solar System

YURIMOTO, Hisayoshi

Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology Meguro, Tokyo 152-8551, JAPAN

Abstract: Age of materials in nature has been determined by decay of radioactive isotopes. Recent development of high-precision and high-sensitive mass spectrometry can become performed chronological dating from micro-mass samples. Using the dating methods, evolution of the early solar system can be discussed in million-year resolution. The molecular cloud, which produces the solar system, began to collapse at 4567 Ma. After the collapse, CAIs and chondrules formed in the proto-planetary disk. Then, planetesimals around the proto-sun were appeared at 4563Ma. The planetesimals were developed to proto-planet at 4558 Ma. The proto-planets grew to planets such as Mars and Earth at 4555Ma. The time scale of growth from dusts in the molecular cloud to planets is only 20 million years.