

惑星進化論へのアプローチ：要因と概要

小出良幸・山下浩之・佐藤武宏

要旨

惑星の形成過程における各種のモデルとその問題点を検討した。以下の点についてまとめた。時間、惑星の材料、惑星の形成、惑星の化学的分化、層の進化、生物の効果、惑星活動の停止である。時間以外の要因は、作用する物質や時期が限定されている。時間の要因は他のすべての要因に影響を及ぼす。材料は、起源や組成、構成物、冷却もしくは加熱の過程の影響を受ける。化学的分化は、熱源や加熱の過程、大気の形成、海洋の形成、地殻の形成、核の形成などの影響を受ける。層の進化は冷却過程や火成作用、テクトニクスの影響を受ける。生物の効果は新しい物質循環と人類の効果に関与する。そして、惑星活動の停止は熱源の枯渇と太陽の死に関与する。本論では、各々の要因の詳細を記述する。

Key Words: Outline of planetary evolution, Factors of planetary formation, Compilation of planetary formation models.

I はじめに

太陽系の惑星の特徴として、以下のものが挙げられる（水谷，1978；鈴木，1986）。

- ・惑星の公転方向が一致する。
- ・惑星の軌道面が一致する（水星、冥王星は例外）。
- ・惑星の軌道の離心率が小さい（離心率0.206の水星と0.248の冥王星は例外）。
- ・ボーデの法則（ $0.4+0.3 \times 2^n$ ）が成立する。
- ・太陽の自転と惑星の公転の方向が一致する（逆方向に自転する金星は例外）。
- ・太陽の赤道面と惑星の公転面のなす角度は小さい。
- ・質量は太陽が99.9%を占めるが、角運動量の98%は惑星が持つ。
- ・小惑星帯と彗星が存在する。
- ・惑星には地球型と木星型がある。
- ・天体間には尺数関係がある。

上述の特徴は、万有引力の法則に反するものではないが、必然的に導かれるものではない。惑星形成において、このような特徴をつくる過程があったことは明らかである。これらの特性は、惑星進化論において重要な束縛条件となる。ただし、束縛条件には、例外がつきものである。例外もやはり最終的には惑星進化論の中で説明されなければならないはずである。現段階では、惑星の形成から分化、そして惑星の未来の予測まで十分に解明されてない部分が多い。そのため、惑星進化論が総合的に論じられることはほとんどない。太陽系の詳細な物理・化学的データは非常に限られている。小出・山下（1996a, b）の現在の惑星科学の総括をもとに、本稿では惑星進化に重要な要因を取り上げて検討する。不十分なデータに基づく検討のため再検討されなければならない部分が多々あるはずだが、

可能な限り一般化した形で提示する。この論文が今後の惑星進化論のたたき台になることを期待する。

本研究は、文部省科学研究費および神奈川県調査研究費の援助をいただいた。また東京大学地震研究所の三浦弥生博士には文献収集で、小出恵子女史にはデータ入力で助力をいただいた。以上の機関や方々に感謝申し上げます。

II 惑星進化に関与する要因

太陽系の惑星には、それぞれ個性がある。その個性は多様な要因によって引き起こされる。惑星の一生に関与する要因は、

- ・時間
- ・惑星の材料
- ・惑星の形成
- ・惑星の化学的分化
- ・層の進化
- ・生物の効果
- ・惑星活動の停止（惑星の死）

が考えられる（図1）。「時間」を除く各要因は、作用する物質や時期が限定されている。「惑星の材料」と「惑星の形成」は、惑星誕生前の時期で、「惑星の化学的分化」は惑星形成直後である。「材料」、「形成」と「化学的分化」は惑星の一生からすれば、初期の短期間に作用する（小出・山下，1995）。「層の進化」は、「化学的分化」によってできた成層構造が層ごとの物質のやりとりによって変化していくことである。また、40億年前とも35億年前ともいわれる生命の誕生以降、地球表層では物質循環に「生命の効果」は重要な役割を果たしており、「層の進化」にも関与している。「惑星活動の停止」は多様な意味を有する。生命にとって

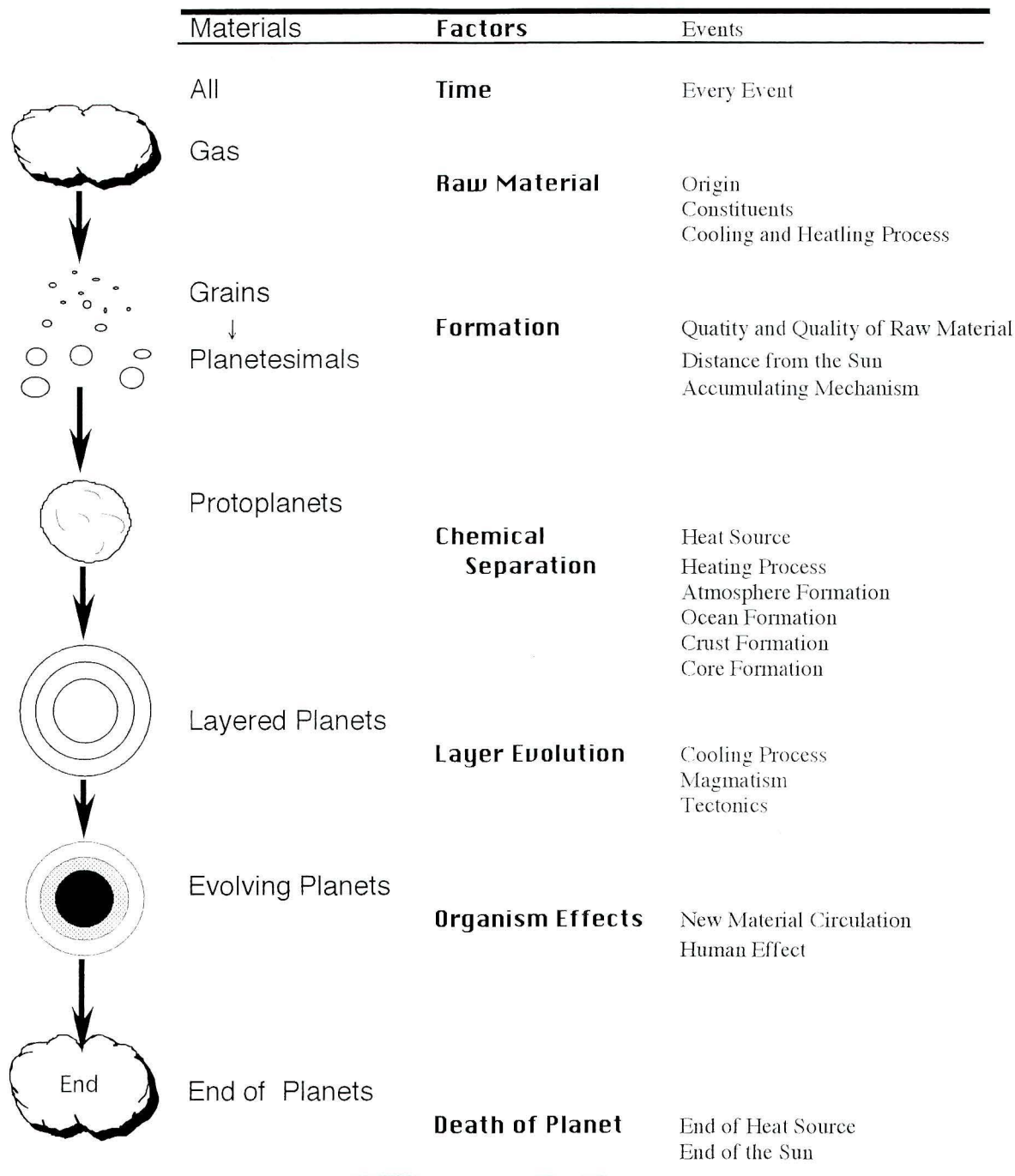


図1. 惑星進化の概要.

惑星の進化段階に関与した物質 (Materials) と要因 (Factors)、出来事 (Events) をまとめた。

は生物活動の停止が「惑星の死」である。また、層にとっては物質循環の停止が「惑星の死」である。惑星自体は惑星の存在がなくなるときが「惑星の死」である。広い意味では、太陽活動の停止が惑星進化論における「惑星の死」である。「時間」の要因とは、惑星進化においてある要因が別の要因へと変化をする時期である。また、各要因の作用する期間が重要な意味を持つ事がある。

惑星進化過程で、それぞれの要因が、どの程度働いているのかを明らかにしなければならない。おのおのの惑星に働いた各要因が明らかにされた時、惑星の誕生から発展、そして死までが解明されたといえる。こ

れは、惑星科学の重要な目的である。現在は、断片的なデータから推定するしかない。以下では、惑星進化における各要因の問題点や到達点の整理をする。

Ⅲ 時間

惑星進化を語るに必要な事件は多数あったはずである。しかし、時間が特定されているのは限られた事件だけである。惑星形成初期の時間は、惑星物質からの外挿か、惑星の材料物質からの推定しかない。惑星形成後の事件は、その事件によって形成された物質の年代測定をすれば決定することが可能である。ただし、手順としては、物質を入手し、物質から様々な事件を

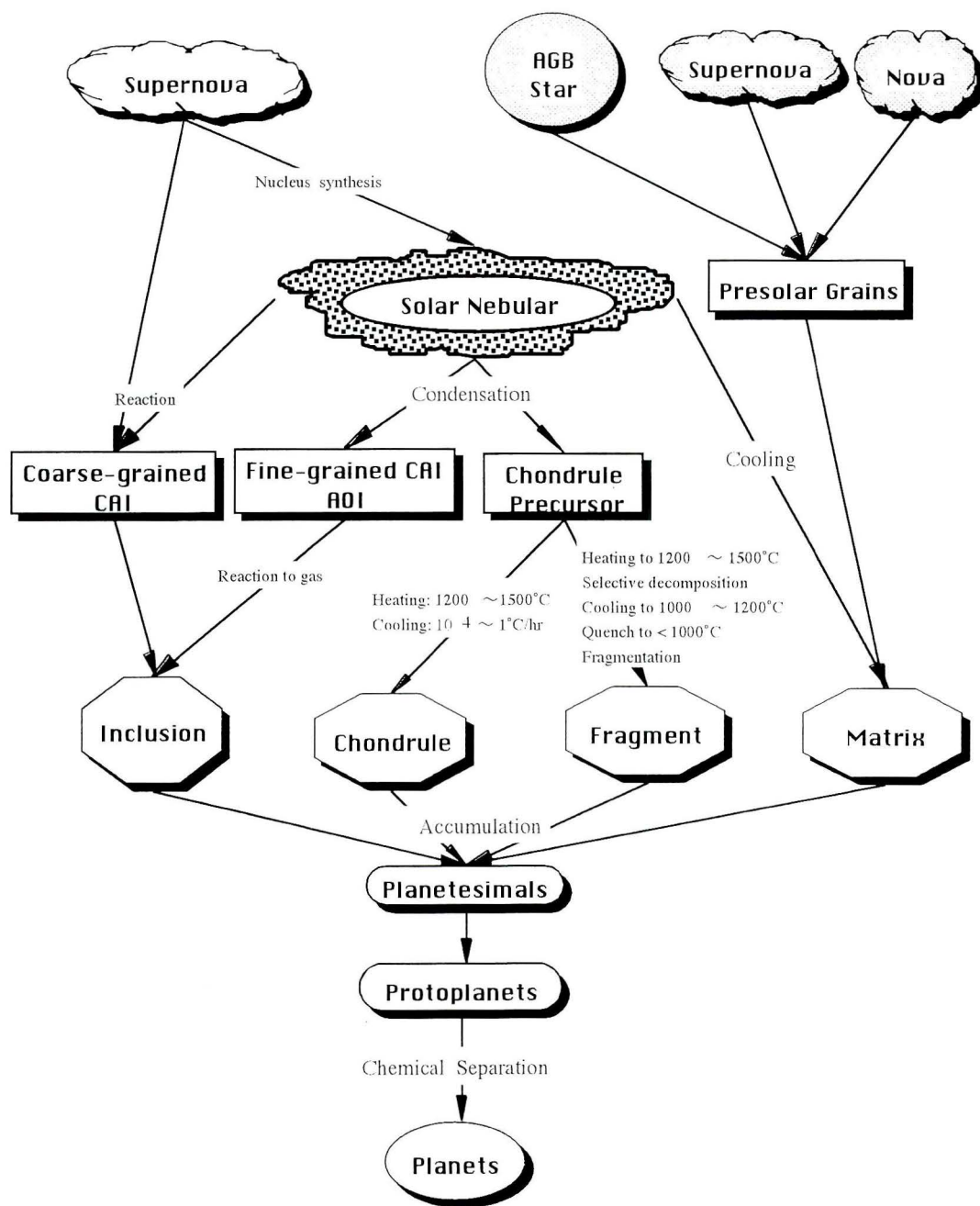


図2. 惑星形成における出来事。
惑星形成に関与した物質とその物質形成にいたる出来事を示した。

読み取り、惑星進化に関わる事件を演繹することになる。惑星物質で現在人類に入手できているのは、月と隕石、そして地球からだけである。金星と火星は探査機が数カ所の化学分析を行っているにすぎず、年代決定はおこなわれてない（小出・山下，1996 b）。月の物質と隕石にしても、事件の一部をかいま見るにすぎない。惑星の未来に関する事件は、様々なモデルでその時期を推測するしかない。

小出（1995 a）で、隕石から読みとられている、地球形成初期に起こったと考えられる事件をT₀からT₇の8つに区分した。その事件とは、T₀：太陽系外成分の形成、T₁：超新星爆発による核合成、T₂：コンドライト構成物の形成、T₃：母天体の形成、T₄：母天

体の火成作用や変成作用による化学的分離、T₅：母天体同士の衝突、T₆：母天体からの離脱、T₇：地球への落下である。本稿では、隕石のデータをもとに、惑星形成初期におこった事件をまとめる。隕石から読みとれる事件は、太陽系の原料つまり隕石の構成物質と隕石自体の形成時期、隕石から原始惑星の形成時期、そして惑星の形成時期である。図2には惑星の材料物質におこった事件をまとめた。図3には、太陽系初期や惑星初期に起こった事件のタイム・テーブルをまとめた。以下にその概要をまとめる。

1 太陽系の原料の形成時期

元素合成から隕石の形成までの期間は、I - Xe の同

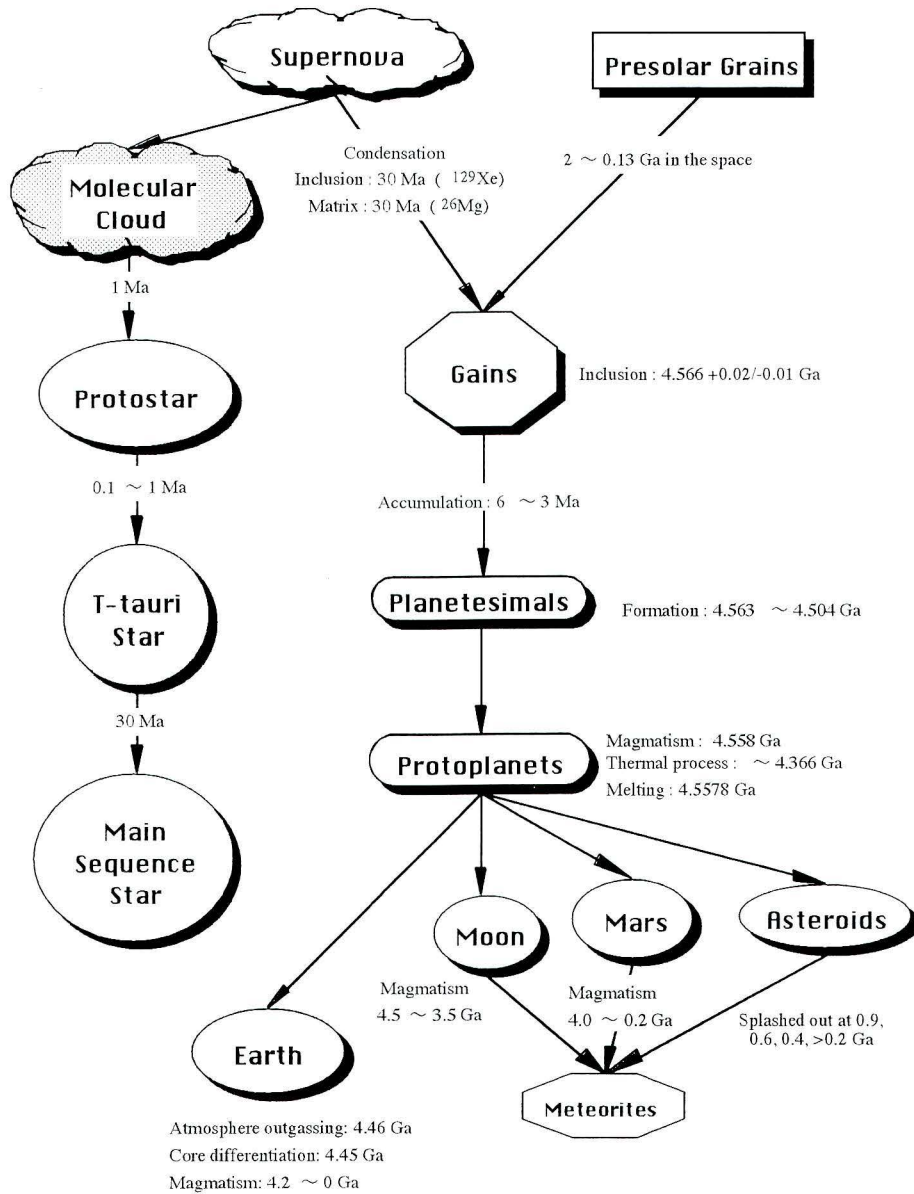


図3. 惑星における事件のタイム・テーブル.
惑星形成に関与した物質から読みとれる時期や期間をまとめた。

位体組成で推定できる。 ^{129}I が β 崩壊して ^{129}Xe が形成される。その半減期は1,570万年である。余分の ^{129}Xe が隕石から発見されたことから元素合成から固体の形成まで非常に短い期間に形成されたことがわかる。形成期間は1億年のオーダーである。ある隕石の同位体組成を基準に用いることによって誤差が小さくできる。基準の隕石として、Bjurbole (L 4) が使われる。この隕石の形成年代の1,000万年前から2,000万年後の約3,000万年間に隕石は固化したことがわかる。これは隕石のタイプをとわず、どの隕石もこの範囲内にはいる (Swindle & Podosek, 1988)。Iは、低温 (387 K) で固化する。隕石の中では、マトリックスがその主なリザーバーと考えられる。固化の3,000万年という期間は、元素合成からマトリックス形成までを意味する。

^{26}Al は β 崩壊して ^{26}Mg になる。その半減期は、72万年である。Allende隕石中の高温凝縮固体 (CAI) に消滅核種の ^{26}Al からできた ^{26}Mg が発見された (Gray &

Compston, 1974)。この発見によって、元素合成から高温で形成されたCAIの凝縮まで、数100万年程度で形成されたことがわかる。

太陽系形成のシミュレーションより、期間の見積もりが可能である。シミュレーションによる見積もりは、精度はそれほど良くないが、桁数を知るのには有効である。

分子雲コアでのJeansの重力不安定の問題で、気体の塊が自由に収縮する場合の時間、つまり自由落下時間は、重力収縮の時間と見なされる。太陽系に適用してみると、自由落下時間は、100万年程度という結果を得る (阿部, 1996)。この100万年という期間は、分子雲コアから原始星ができる期間を意味する。

原始星の周りのガスやチリが、原始星に落ち込むか双極分子流で吹き飛ばされるのに10万~100万年くらいかかる。ガスやチリが吹き飛ばされると、原始星は可視光で輝くTタウリ星となる。

Tタウリ星が主系列星になるまでに、太陽程度の質量の星だと、3,000万年くらいかかる。主系列星となった太陽は、H から He への核融合が始まり、星として安定して輝く。

原始惑星系円盤が形成されると、チリは成長する。成長のスピードは、チリの沈降速度に依存する。チリが赤道面に落下するのに、1AU の軌道上では約2,000年、5 AU では約4,000年、30AU では約40,000年かかる (阿部, 1996)。

上述のように、元素合成から固体の形成までは非常に短い期間である。短い期間は、太陽系形成モデルに大きな束縛条件となる。

2 微惑星と原始惑星の形成時期

Allegre *et al.* (1995) は、Allende 隕石の CAI (Ca-Al inclusion) の Pb-Pb 年代をまとめて、 $45.66 \pm 0.02 / -0.01$ 億年前という年代を得た。この年代は、複数の研究室から得られた精度の良いデータに基づいているため、かなり限定された値と考えられる。分析値の精度は、どのデータも300~700万年の範囲である。一番古い年代は 45.69 ± 0.26 億年前 (Ireland *et al.*, 1990) で、新しいもので 45.59 ± 0.05 億年 (Chen & Wasserburg, 1981) である。平均値は45.66億年前となる (Manhes *et al.*, 1988)。このような年代は、原始太陽系星雲の中の CAI は45.66億年前頃にすでに形成されていたことを示す。

普通コンドライト中のリン酸塩鉱物の Pb による年代測定で $45.63 \sim 45.04$ 億年前の年代が得られている (Gopel *et al.*, 1994)。最古の45.63億年前は H 4 コンドライト (Ste. Marguerite) の年代である。測定値のすべては300~500万年の誤差で得られている。このような年代は、45.63億年前に H 4 コンドライトの形成され、6,000万年間にわたって普通コンドライトが形成され続けたことを示している。普通コンドライトからなる微惑星の形成年代が $45.63 \sim 45.04$ 億年前頃だと考えられる。落下する隕石の85~95%は普通コンドライトからなる。隕石の母天体が微惑星の量比を反映するとすると、普通コンドライト母天体が微惑星の主要メンバーであったことになる。普通コンドライトの形成年代は、微惑星の形成時期とみなすことができる。

玄武岩質エイコンドライトにアングライト (Angrite) がある。Angra dos Reis の全岩年代では、U-Th-Pb 法で 45.5 ± 0.3 億年前 (Tatsumoto *et al.*, 1973)、 45.578 ± 0.004 億年前 (Lugmair & Galer, 1992)、Sm-Nd 法で 45.5 ± 0.4 (Lugmair & Marti, 1977)、 45.6 ± 0.3 億年前 (Jacobsen & Wasserburg, 1984) のほぼ一致する年代を得た。また、角礫化していないユークライト (Ibitira) は、 45.56 ± 0.06 億年前の Pb 年代が得られている (Chen & Wasserburg, 1985)。このような分化した隕石の年代は、母天体でマグマの活動があったことを示す。コンドライトの形成後、500万年以内には母天体で火成作用が始まっていたことになる。

全岩の年代測定で、コンドライトは45.55億年前 (Taylor, 1992)、エイコンドライトも45~44億年前 (国

立極地研究所, 1987) の年代を示す。どの隕石の年代測定の結果も、ほぼ45億年前にそろっている。隕石のもととなった微惑星の形成が、ほぼ45億年前には終わっていたことを示している。

H, LL, E コンドライトの Rb-Sr 年代は 44.98 ± 0.15 億年前である (Minster *et al.*, 1982)。Minster らは、Rb-Sr 同位体系で、CAI と普通コンドライトのリン酸塩鉱物の形成年代のギャップは、太陽系のリザーバーから見積もると 300 ± 600 万年、コンドライト・リザーバーから見積もると $600 \pm 1,200$ 万年となることを示した。このような年代は Pb 年代から得られる結果と一致する。

コンドライトの ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代は、 $45.3 \pm 0.3 \sim 43.8 \pm 0.3$ 億年前である (Lipschutz *et al.*, 1989)。Pb 年代と Ar 年代には、約1億5000万年のギャップがある。Ar の閉鎖温度が低いいため、その物質に起こった一番最後の事件を記録している。Ar 年代は、母天体の冷却の年代あるいは初期の角礫化と衝突の事件を記録していると考えられる (Allegre *et al.*, 1995)。

3 惑星の形成時期

惑星の誕生の厳密な定義はないが、一般には惑星のサイズが現在のものに近くなった時期をいう。惑星の誕生を推定できるほど詳細な年代測定がされているのは地球以外にない。以下では、地球の年齢について記述する。

地球の年齢は、さまざまな見積もりが古くからなされている。しかし、科学的に精度よく求められるようになったのは、最近である。それは、物質の放射性元素を利用した絶対年代の測定ができるようになったことが一つのブレイクスルーになっている。Patterson ら (Patterson, 1956; Patterson *et al.*, 1955) は地球や惑星の形成年代を求めることの可能性を開いた。そのような試みをいくつかを紹介する。

I-Xe から地球の大気の形成時期が推定される。この濃度から、脱ガス時期は、地球誕生から $1.05 \pm 0.25 / -0.15$ 億年後である (Allegre *et al.*, 1995)。つまり、 44.6 ± 0.2 億年前に、地球は大気を保持できるほどの大きさの天体になったと考えられる。

また、MORB の Pb 同位体組成から得られるモデル年代は、大西洋の MORB は44.4億年前、太平洋は44.3億年前、インド洋は44.8億年前である。平均で44.5億年前が MORB から得られる (Allegre *et al.*, 1995)。MORB の44.5億年前という年代は、地球が Pb と U の再配分をおこなった時期を示している。大規模な Pb と U の再配分とは、地球規模の化学分化つまり地球の核形成の時期と考えられる。44.5億年前に地球内部で核の分化が起こったと推定される (Allegre *et al.*, 1995)。

放射性核種を用いた年代は絶対年代である。しかし、相対的で半定量的な年代であるが、クレーター密度を用いる年代推定法がある。ここでいうクレーターはある径より大きいものである。クレーター密度と (単位面積あたりのクレーターの数) その地域を作る岩石の形成年代に相関がある (Hartmann, 1977)。年代が古いほどクレーター密度は指数関数的に減少する。

クレーター密度の半減期は、40億年前で8,000万年、35億年前で3億年となる。また、クレーター生成率(単位面積、単位時間あたりのクレーターの数)も同様に減少し、40億年前頃は半減期7億年以下、30億年前頃は3億年、現在では10億年程度になる。

クレーター年代学が適用できるのは、大気がなく固い表面を持つ天体に限られる。惑星では、水星と月、火星である。あとは、小惑星と木星型惑星に伴われる衛星である。年代決定における精度はよくないが、天体の表面観測だけでその天体の地史の概略が編むことが可能になる。

IV 惑星の材料

惑星の材料に関する要因は、宇宙創成、星の形成から超新星爆発の何度かの繰り返しを経て惑星が形成されるまでの期間に作用する。宇宙形成から最後の超新星爆発までの期間についてはよくわかっていない。材料とは小は原子から大は微惑星まで多岐にわたる。大型の材料物質は、ほとんど使われて、現在はほとんど残っていない。ただし、小惑星や彗星は惑星の材料がほとんど変化せずに残されたものかもしれない。現在入手できる材料の名残は小惑星帯から来た隕石である。そのため材料の構成物は隕石から探ることになる。ここでは、惑星の材料に関する要因を、惑星の起源、材料の組成、材料の量と質、材料の冷却・加熱過程に細分して検討していく。

1 材料の起源

惑星の材料は元素である。元素の起源はかなり詳しくわかっている。元素の質量数の違う核種ごとにその起源は推定されている。核種の形成過程は、宇宙核合成過程(cosmological nucleosynthesis)、水素燃焼(hydrogen burning)、新星爆発時の熱水素燃焼(hot hydrogen burning)、ヘリウム燃焼(helium burning)、爆発炭素燃焼過程(explosive carbon burning)、爆発珪素燃焼過程(explosive silicon burning)、中性子に富む珪素燃焼過程(neutron-rich silicon burning)、核静平衡過程(nuclear statistical equilibrium)、s過程、r過程、p過程である(表1)。様々な過程があるが、元素は、ビッグバンで合成されるHとHeおよび少量のLi、Be、B、恒星中の核融合でできるFeまでの軽元素、そして超新星爆発で形成されるFeより重い重元素やU以上の超重元素にその起源は大別される。太陽系は、HからUまですべての元素があり、元素組成は違うが天体の材料になっている。また、超新星爆発ですべての元素は再構成されて、均質化される。太陽系は元素レベルで考えると非常に様な材料からできている。

原始太陽系星雲には、別の星からやってきた粒子、プレソーラグレイン(presolar grain)が混じっている。プレソーラグレインは隕石から発見されている。プレソーラグレインは、Cコンドライトのマトリックス(matrix)から数ppm程度、見つかる。現在、ダイヤモンド(diamond)、SiCとグラファイト(graphite)の3種が見つまっている。C、Si、N、希ガスなどの同

位体比異常から、これらの粒子が別の星から来たことがわかる。

ダイヤモンドは、10Å程度のサイズで、量は400~1,800ppm程度で多い。XeやNeの希ガスで異常が見つかっている(Anders & Zinner, 1993)。このような異常は、別の超新星爆発でできたものであると考えられている。

SiCは、7ppm程度含まれており、0.03~10μm程度の大きさである(Virag *et al.*, 1992)。²¹Neの含有量から、宇宙線を1.3~20億年間浴びたと考えられている(Lewis *et al.*, 1994)。希ガスの同位体異常を持つSiCは漸近巨星分枝星(asymptotic giant branch star: AGB星と略す)で、¹²C/¹³Cが低いSiCはhot bottom burning過程かJ-type炭素星から由来し、¹⁴N/¹⁵Nが低いSiCは別の超新星起源の可能性がある(甘利, 1993)。

グラファイトは、0.8~7μm程度の大きさで、2ppm以下の量しか含まない。¹²C/¹³Cや¹⁴N/¹⁵N、¹⁶O/¹⁸Oは広い範囲の値を持つ。また過剰の²⁶Mgをもつ。このような同位体の特徴は、グラファイトが、AGB星やWolf-Rayet star、新星(novae)の起源の粒子であることを示している(Amari *et al.*, 1993)。

プレソーラグレインの存在は、太陽系が一つの超新星爆発だけでできたのではなく、各種の起源を持つ材料からできた解放系であったことを示す。太陽系の分子雲には多様な起源の粒子や元素が混じっていたと考えられる。また、プレソーラグレインとして、現在残っている粒子は、「丈夫な粒子」だけである。「ひ弱な粒子」は原始太陽系星雲の高温期に壊されて星雲ガスと同化したと考えられる。別の星から来た粒子の全量は不明だが、かなりの量が混入していたと考えられる。

2 材料の組成

太陽系の大部分の質量は太陽にある。したがって、太陽の化学組成が、太陽系を代表すると考えられる。太陽全体の平均値はよくわからない。ただし、表層の太陽大気の化学組成はスペクトル分析から求められている(表2)。太陽大気は太陽をそして太陽系を代表していると考えられる。

惑星は、太陽大気と同じ組成ではない。しかし、木星型惑星は太陽大気に似ていると考えられる。地球型惑星は、主要成分であるH、Heが著しく乏しくなっているが第一近似としては、揮発成分以外は太陽大気に類似している。惑星の材料物質に非常に近いと考えられているCコンドライトの組成も一部の揮発成分を除いて非常に太陽大気に類似している(小出・山下, 1996b)。

太陽大気は、以下のような規則的な元素存在度を持つ(図4)。

- ・軽い元素が多く、重い元素が少ない。
- ・Li、Be、Bは異常に少ない。
- ・原子番号が偶数の元素が多く、奇数の元素が少ない。
- ・Feの付近の元素が多い。Feより重い元素の存在度は数が少ない。
- ・中性子の数が50、82、126に存在度のピークがある。

表 1. 核種の起源

Z	a	m	abd	pr	Z	a	m	abd	pr	Z	a	m	abd	pr	Z	a	m	abd	pr
1	H	1	99.985		30	Zn	64	48.6	E	49	In	113	4.3	p, s	66	Dy	156	0.06	p
		2	0.015	U, ?			66	27.9	E			115	95.7	s, r			158	0.1	p
2	He	3	0.000138	U, ?			67	4.1	E, s	50	Sn	112	0.97	p			160	2.34	s
		4	99.9999	U, H			68	18.8	E, s			114	0.65	p			161	18.9	s, r
3	Li	6	7.5	X			70	0.6	E, s			115	0.36	p, s, r			162	25.5	s, r
		7	92.5	X, H, U	31	Ga	69	60.1	E, s			116	14.53	s			163	24.9	s, r
4	Be	9	100	X			71	39.9	E, s			117	7.68	s, r			164	28.2	s, r
5	B	10	19.9	X	32	Ge	70	20.5	E, s			118	24.22	s, r	67	Ho	165	100	s, r
		11	80.1	X			72	27.4	E, s			119	8.58	s, r	68	Er	162	0.14	p
6	C	12	98.9	He			73	7.8	E, s			120	32.59	s, r			164	1.61	p, s
		13	1.1	H			74	36.5	E, s			122	4.63	r			166	33.6	s, r
7	N	14	99.634	H			76	7.8	E, s			124	5.79	r			167	22.95	s, r
		15	0.366	H	33	As	75	100	s, r	51	Sb	121	57.3	s, r			168	26.8	s, r
8	O	16	99.762	He	34	Se	74	0.9	p			123	42.7	s, r			170	14.9	r
		17	0.038	H			76	9	s	52	Te	120	0.096	p	69	Tm	169	100	s, r
		18	0.2	He, N			77	7.6	s, r			122	2.6	s	70	Yb	168	0.13	p
9	F	19	100	N			78	23.6	s, r			123	0.908	s			170	3.05	s
10	Ne	20	90.51	C			80	49.7	s, r			124	4.816	s			171	14.3	s, r
		21	0.27	He, N			82	9.2	r			125	7.14	s, r			172	21.9	s, r
		22	9.22	He, N	35	Br	79	50.69	s, r			126	18.95	s, r			173	16.12	s, r
11	Na	23	100	C			81	49.31	s, r			128	31.69	r			174	31.8	s, r
12	Mg	24	78.99	C	36	Kr	78	0.35	p			130	33.8	r			176	12.7	r
		25	10	C			80	2.25	s, p	53	I	127	100	s, r	71	Lu	175	97.41	s, r
		26	11.01	C			82	11.6	s	54	Xe	124	0.1	p			176	2.59	s
13	Al	27	100	C			83	11.5	s, r			126	0.09	p	72	Hf	174	0.162	p
14	Si	28	92.23	O, Si			84	57	s, r			128	1.91	s			176	5.206	s
		29	4.67	O			86	17.3	r			129	26.4	s, r			177	18.906	s, r
		30	3.1	O	37	Rb	85	72.165	s, r			130	4.1	s			178	27.297	s, r
15	P	31	100	O			87	27.835	r			131	21.2	s, r			179	13.629	s, r
16	S	32	95.02	O, Si			87					132	26.9	s, r			180	35.1	s, r
		33	0.75	O, Si	38	Sr	84	0.56	p			134	10.4	r	73	Ta	180	0.0123	p
		34	4.21	O, Si			86	9.86	s			136	8.9	r			181	99.988	s, r
		36	0.02	NSi			87	7	s	55	Cs	133	100	s, r	74	W	180	0.13	p
17	Cl	35	75.77	O, Si			88	82.58	s, r	56	Ba	130	0.106	p			182	26.3	s, r
		37	24.23	O, Si	39	Y	89	100	s, r			132	0.101	p			183	14.3	s, r
18	Ar	36	0.337	O, Si	40	Zr	90	51.45	s, r			134	2.417	s			184	30.67	s, r
		38	0.063	O, Si			91	11.22	s, r			135	6.592	s, r			186	28.6	r
		40	99.6	s			92	17.15	s, r			136	7.854	s	75	Re	185	37.4	s, r
19	K	39	93.2581	O, Si			94	17.38	s, r			137	11.23	s, r			187	62.6	s, r
		40	0.0117	O, Si			96	2.8	r			138	71.7	s, r	76	Os	184	0.02	p
		41	6.7302	O, Si	41	Nb	93	100	s, r	57	La	138	0.09	p			186	1.58	s
20	Ca	41	96.941	O, Si	42	Mo	92	14.84	p			139	99.91	s, r			187	1.6	s
		42	0.647	Si, s			94	9.25	p	58	Ce	136	0.19	p			188	13.3	s, r
		43	0.135	Si, s			95	15.92	s, r			138	0.25	p			189	16.1	s, r
		44	2.086	NSi			96	16.68	r			140	88.48	s, r			190	26.4	s, r
		46	0.004	NSi			97	9.55	s, r			142	11.08	r			182	41	r
		48	0.187	NSi			98	24.13	s, r	59	Pr	141	100	s, r	77	Ir	191	37.3	s, r
21	Sc	45	100	Si, E			100	9.63	r	60	Nd	142	27.13	s			193	62.7	s, r
22	Ti	46	8	E	44	Ru	96	5.52	p			143	12.18	s, r	78	Pt	190	0.01	p
		47	7.3	E			98	1.88	p			144	23.8	s, r			192	0.79	s
		48	73.8	E			99	12.7	s, r			145	8.3	s, r			194	32.9	s, r
		49	5.5	E			100	12.6	s			146	17.19	s, r			195	33.8	s, r
		50	5.4	E, NSi			101	17	s, r			148	5.76	r			196	25.3	s, r
23	V	50	0.25	E			102	31.6	s, r			150	5.64	r			198	7.2	r
		51	99.75	E			104	18.7	r	62	Sm	144	3.1	p	79	Au	197	100	s, r
24	Cr	50	4.345	E	45	Rh	103	100	s, r			147	15	s, r	80	Hg	196	0.14	p
		52	83.789	E	46	Pd	102	1.02	p			148	11.3	s			198	10.02	s
		53	9.501	E			104	11.14	s			149	13.8	s, r			199	16.84	s, r
		54	2.365	E			105	22.33	s, r			150	7.4	s			200	23.13	s, r
25	Mn	55	100	E			106	27.33	s, r			152	26.7	r			201	13.22	s, r
26	Fe	54	5.8	E			108	26.46	s, r			154	22.7	r			202	29.3	s, r
		56	91.72	E			110	11.72	r	63	Eu	151	47.8	s, r			204	6.85	r
		57	2.2	E	47	Ag	107	51.839	s, r			153	52.2	s, r	81	Tl	203	29.524	s, r
		58	0.28	E			109	48.161	s, r	64	Gd	152	0.2	p			205	70.476	s, r
27	Co	59	100	E	48	Cd	106	1.25	p			154	2.18	s	82	Pb	204	1.4	s
28	Ni	58	68.27	E			108	0.89	p			155	14.8	s, r			206	24.1	s, r
		60	26.1	E			110	12.49	s			156	20.47	s, r			207	22.1	s, r
		61	1.13	E			111	12.8	s, r			157	15.65	s, r			208	52.4	s, r
		62	3.59	E			112	24.13	s, r			158	24.84	s, r			209	100	s, r
		64	0.91	E			113	12.22	s, r			160	21.86	r	90	Th	232	100	r
29	Cu	63	69.17	E			114	28.73	s, r	65	Tb	100	100	s, r	92	U	234	0.0055	r
		65	30.83	E			116	7.49	r								235	0.72	r
																	238	99.2745	r

原子番号 (Z)、元素記号 (a)、質量数 (m)、存在度 (abd, %)、形成過程 (pr) を示した。データはCowley (1995) より引用した。形成過程の略号は、U: 宇宙核合成過程、H: 水素燃焼、N: 新星爆発時の熱水素燃焼、He: ヘリウム燃焼、C: 爆発炭素燃焼過程、Si: 爆発珪素燃焼過程、NSi: 中性子に富む珪素燃焼過程、E: 核静的平衡過程、s: s過程、r: r過程、p: p過程を示す。

表 2. 太陽大気の化学組成

Atom Abundance		Atom Abundance	
1 H	2.79・10 ¹⁰	53 I	0.90
2 He	2.7・10 ⁹	54 Xe	4.7
3 Li	57.1	55 Cs	0.372
4 Be	0.73	56 Ba	4.49
5 B	21.2	57 La	0.446
6 C	1.01・10 ⁷	58 Ce	1.136
7 N	3.1・10 ⁶	59 Pr	0.1669
8 O	2.38・10 ⁷	60 Nd	0.8279
9 F	843	61 Pm	-
10 Ne	3.4・10 ⁶	62 Sm	0.2582
11 Na	5.74・10 ⁴	63 Eu	0.0973
12 Mg	1.1・10 ⁶	64 Gd	0.3300
13 Al	8.49・10 ⁴	65 Tb	0.0603
14 Si	1.0・10 ⁶	66 Dy	0.3942
15 P	1.04・10 ⁴	67 Ho	0.0889
16 S	5.15・10 ⁵	68 Er	0.2508
17 Cl	5240	69 Tm	0.0378
18 Ar	1.01・10 ⁵	70 Yb	0.2479
19 K	3770	71 Lu	0.0367
20 Ca	6.11・10 ⁴	72 Hf	0.154
21 Sc	34.2	73 Ta	0.0207
22 Ti	2400	74 W	0.133
23 V	293	75 Re	0.0517
24 Cr	1.35・10 ⁴	76 Os	0.675
25 Mn	9550	77 Ir	0.661
26 Fe	9.00・10 ⁵	78 Pt	1.34
27 Co	2250	79 Au	0.187
28 Ni	4.93・10 ⁴	80 Hg	0.34
29 Cu	522	81 Tl	0.184
30 Zn	1260	82 Pb	3.15
31 Ga	37.8	83 Bi	0.144
32 Ge	119	84 Po	-
33 As	6.56	85 At	-
34 Se	62.1	86 Rn	-
35 Br	11.8	87 Fr	-
36 Kr	45	88 Ra	-
37 Rb	7.09	89 Ac	-
38 Sr	23.5	90 Th	0.0335
39 Y	4.64	91 Pa	-
40 Zr	11.4	92 U	0.0090
41 Nb	0.698	93 Np	-
42 Mo	2.55	94 Pu	-
43 Tc	-	95 Am	-
44 Ru	1.86	96 Cm	-
45 Rh	0.344	97 Bk	-
46 Pd	1.39	98 Cf	-
47 Ag	0.486	99 Es	-
48 Cd	1.61	100 Fm	-
49 In	0.184	101 Md	-
50 Sn	3.82	102 No	-
51 Sb	0.309	103 Lr	-
52 Te	4.81		

元素 (Atom: 原子番号と元素記号) の存在度 (Abundance) は、Si を 100万個としたときの相対値を示した。データはAnders & Grevesse (1989) より引用した。

・原子番号が90以上になる元素は安定でなくなる。このような特徴は、太陽大気だけの特徴ではなく宇宙全体の特徴である (小出・山下, 1995)。

全元素の中でHのしめる質量の割合はX、HeはY、その他の重い元素はZで表わされる。宇宙を構成する多様な物質のYは、一様で0.3程度の値を持つ。私たちの銀河の星間ガスのYは0.29、太陽風は0.20である。核融合が進行中の太陽 (太陽プロミネンス) のYは0.38である。しかし、太陽系としては、Yの値は、宇宙の一般的な値からスタートしたと考えられる。

太陽系の比較的重い元素は超新星爆発で合成されたものを主とすると考えられる。プレソーラグレインで認められるSi (質量数28) くらいまでは、超新星爆発で形成されたものではない、まわりの物質が混入したと考えられる。それは、太陽系を構成する元素が、恒星の中での元素合成や超新星爆発で形成されたとすると、恒星毎にバラバラの値あるいは、分散の大きな値を持つはずである。ところが実際には各恒星の化学

組成は均質な値を持つ。また、Yの値も宇宙の平均的な値を持っている。混入量は少なく、Yの値に変化を与えるほどではなかったことになる。

太陽系を作った分子雲は、少なくとも軽い元素に関しては、宇宙的値に「均された」ことになる。そのスピードは、超新星爆発から、最大で3,000万年程度 (消滅各種の年代) の期間である。これは恒星形成のシミュレーションとも一致する期間である。

太陽系の重元素量 (Z) は、宇宙を構成する物質の中では、特別というほどではないが、比較的大きな値 (0.02) を持っている。太陽系の材料は少なくとも一度は重元素合成の過程を経たことを示している。この過程が何度くらいの繰り返されたのかは不明である。

3 材料の構成物

材料は前の超新星爆発で一度ならされた。高温で元の分子は原子レベルまで分解され、冷却で元素の分別が起こる。難揮発性 (refractory) 元素、親石 (lithophile) 元素、親鉄 (siderophile) 元素、揮発性 (volatile) 元素の順で、より高温で凝縮する。元素の特性によって分別がおきる (図5)。

原始太陽系星雲から凝縮した固体物質は、高温凝縮物がCAIなどの包有物 (inclusion) になり、珪酸塩成分がコンドリュール前駆物質 (chondrule precursor) になり、再加熱されコンドリュール (chondrule) となる。かなり低温で凝縮したものはマトリックス (matrix) になる。このような物質が集まって、各種隕石や微惑星となっていく。

惑星の材料の名残は、隕石でも始源的なコンドライトから読みとれる。その他の分化した隕石は、成長した微惑星や原始惑星での変化の情報を保存していると考えられる。

Cコンドライトには、CaやAlに富む白色で不定形の包有物のCAIやamoeboid olivine inclusion (AOIと略す) が含まれる。CAIは粗粒と細粒のものに区分される (Grossman, 1975; 池田, 1983)。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、ガスとの反応で各種の粗粒CAIができ、凝縮によってできたファッサイト (fassite) やカンラン石 (olivine) 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, 1982; 池田, 1983)。

コンドリュールは、直径数mm程度の粒状の物質で、珪酸塩鉱物からなる。コンドリュールは、ガラス (glass; groundmassとして存在) と、カンラン石、輝石 (pyroxene) の組合せからなる。温度低下に伴って原始太陽系星雲から固体が直接平衡に凝固しコンドリュール前駆物質ができる。コンドリュール前駆物質は、その後なんらかの作用で加熱溶融し、コンドリュールになったと考えられている (Nagahara, 1981; Rambaldi et al., 1983)。

マトリックスは、μmサイズの珪酸塩鉱物と不透明鉱物、非晶質物質の集まった不透明マトリックスと再結晶マトリックスがある (Huss et al., 1981)。マトリックスは、高温で凝縮したものと、低温でのガスから

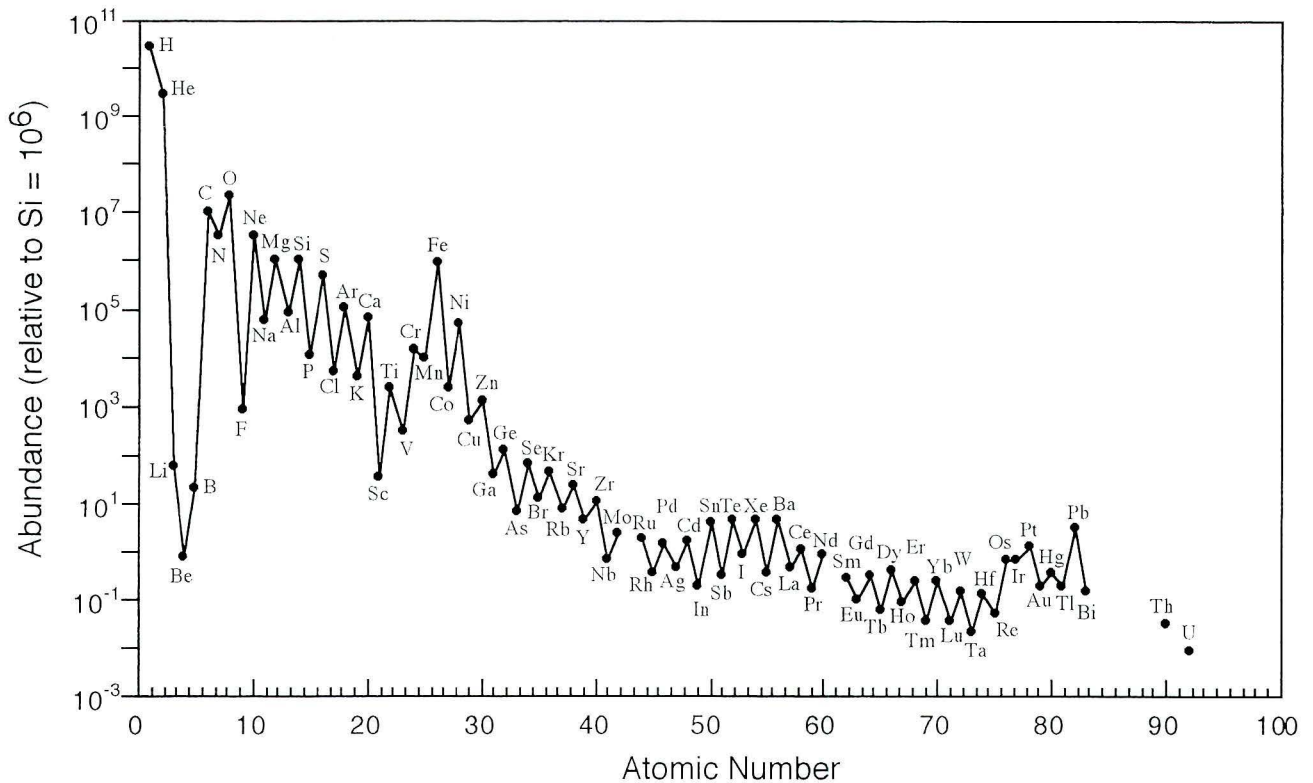


図4. 原子番号と元素存在量の関係.

表1のデータを用いた。実線が切れているのは現在は存在しない元素のところである。

の凝縮物、そしてその凝縮物とガスが反応してできたものが混じったものである (Nagahara, 1984)。このような混合物は、高温にさらされることはなかった。

4 材料の冷却・加熱過程

材料の形成における温度変化は、一様な温度低下でなく、原因は定かではないが、複雑な温度変化が隕石構成物から読み取られている。

まず、高温の原始太陽系星雲が温度低下する。その時にコンドリュール前駆物質の凝縮がおこる。凝縮過程は、平衡凝縮モデル (Larimer & Anders, 1967) と呼ばれ、温度低下に伴って原始太陽系星雲から固体が直接平衡に凝固したと考えられている (図6)。Wood & Hashimoto (1993) は、原始太陽系星雲ガスの成分を、ガス (Gas, $\text{Si} = 10^6$ 個に対して $\text{H} : 2.79 \times 10^{10}$)、氷 (Ice, $\text{H} : 2.79 \times 10^{10}$, $\text{O} : 1.89 \times 10^7$, $\text{C} : 4.11 \times 10^6$)、タール (Tar, $\text{H} : 4.53 \times 10^8$, $\text{O} : 1.23 \times 10^{10}$, $\text{C} : 6.01 \times 10^6$) そしてダスト (Dust, $\text{O} : 3.69 \times 10^6$, $\text{Mg} : 1.07 \times 10^6$, $\text{Si} : 1.00 \times 10^6$, $\text{Fe} : 9.02 \times 10^6$, $\text{S} : 5.17 \times 10^5$, $\text{Al} : 8.49 \times 10^4$, $\text{Ca} : 6.12 \times 10^4$, $\text{Na} : 5.70 \times 10^4$) とからなると仮定した。この4つの成分が、分化によって変化した場合やガス圧が変化した場合などのモデル計算をした。図6には未分化で、圧力が100Paと1Paの場合の凝縮計算結果を示した。このような平衡凝縮モデルは、隕石内のさまざまな特徴が説明できるため、多くの研究者に採用しているが、しかし、凝縮過程の実態はよくわかっていない。

その後、コンドリュール前駆物質は一度加熱される。そして冷却され隕石になっていく。加熱・冷却過程は、実験的に研究されている。加熱の最高到達温度は、Naの蒸発温度から、1,000から1,500℃であると考えられている (Tsuchiyama *et al.*, 1981)。この加熱の原因は、赤道面へ落下中の加熱 (Cameron, 1966; Wood, 1984)、母天体上での衝突加熱 (Kurat, 1967)、小物体同士の衝突加熱 (Kieffer, 1975)、星間塵との衝突加熱 (Wood, 1983) などが考えられている。しかし、どれが原因かは特定されていない。その後の冷却過程は、コンドリュールのさまざまな組織を作るためには、 $104 \sim 1^\circ\text{C}/\text{hr}$ という冷却速度のもとでおこなわれたとされる (Tsuchiyama *et al.*, 1980; Tsuchiyama & Nagahara, 1981; Lofgren & Russell, 1983)。

V 惑星の形成

惑星の形成場は、原始太陽系星雲内であるが、位置によってその物量条件は異なる。まず、重力場として、太陽に近いところは、太陽の重力が強くなる。また、太陽で核融合が始まれば、太陽に近いほど、放射エネルギーは多くなる。また、単純に、太陽を重力の中心とすると、太陽を中心とする3次元的な空間の体積は半径の3乗に比例して大きくなる。このような初期的な形成場の違いが、惑星毎の特徴と形成史、進化にどのように影響を及ぼすかを、材料の量と質、太陽の効果、集積機構の観点でまとめる。

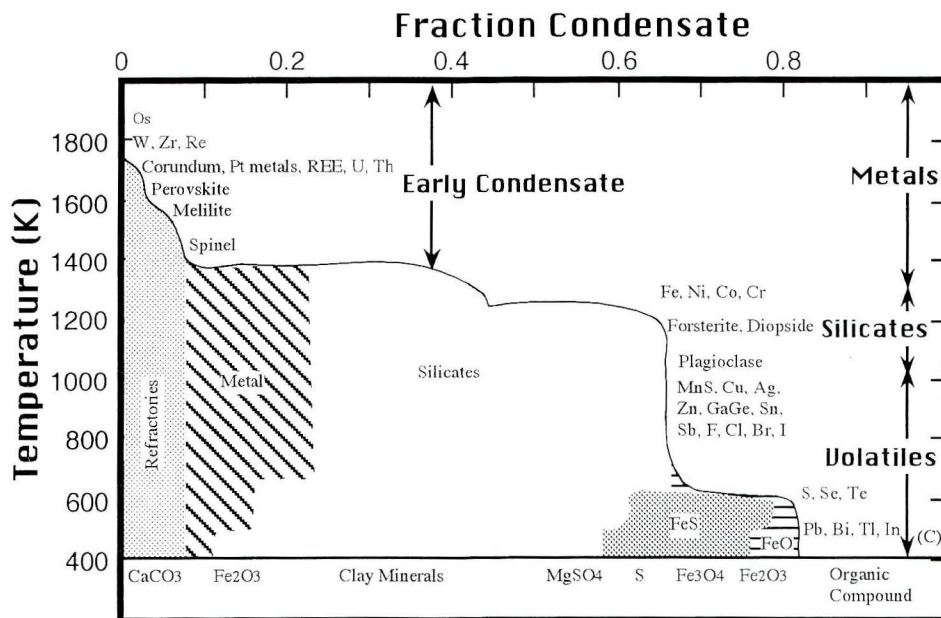
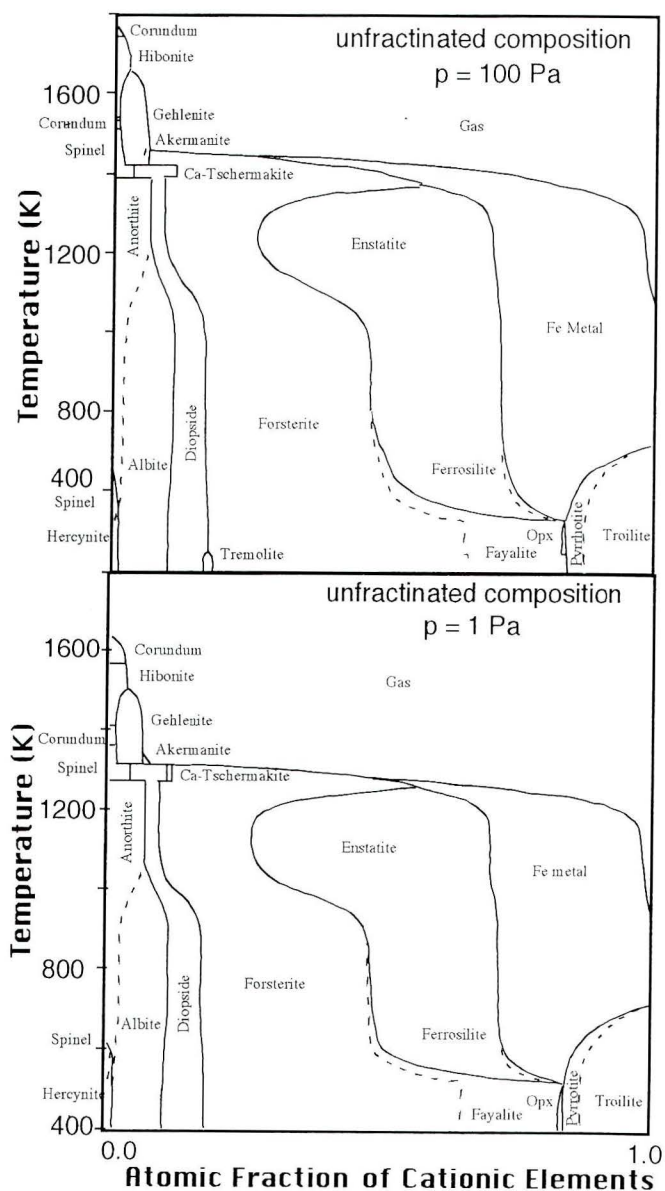


図5. 原始太陽系星雲ガスの凝縮過程.
Morgan & Anders (1980) より引用した。



1 材料の量と質

密度は、天体内部の特徴を反映している(小出, 1995b; 小出・山下, 1995a)。天体の質量と密度を各種の物質とを比べることによって、近似的に天体物質を推定することができる(図7)。太陽は気体Hを、地球型惑星は岩石を、木星型惑星は固体HとH₂Oの氷を主成分としていることがわかる。

木星型惑星の中でも木星と土星は固体Hの比率が多く、天王星と海王星はH₂Oの氷の比率が多いことがわかる。また、木星と土星は、似た材料からできているが、密度には差異があり、内部構造の違いがあることを示唆している。冥王星は、他の惑星とは違ってH₂Oの氷を主とし、岩石を含む氷からできている木星型惑星の衛星に似ている。

地球型惑星の地球と金星は、材料も内部構造も似ており、水星は岩石だけでなく、核を構成するFe成分が多いことが予想される。火星は、密度と質量がともに小さいが、構成物質は地球や金星に似ている。つまり、火星は、材料の量が少ないだけの差であるといえる。

図6. 未分化平衡凝縮過程

原始太陽系星雲ガスが未分化で平衡凝縮したときに凝縮する鉱物相の変化を温度と分別程度に基づいて示した。原始太陽系星雲ガスの圧力を100Paと1Paの条件で示した。Wood & Hashimoto (1993) より引用した。

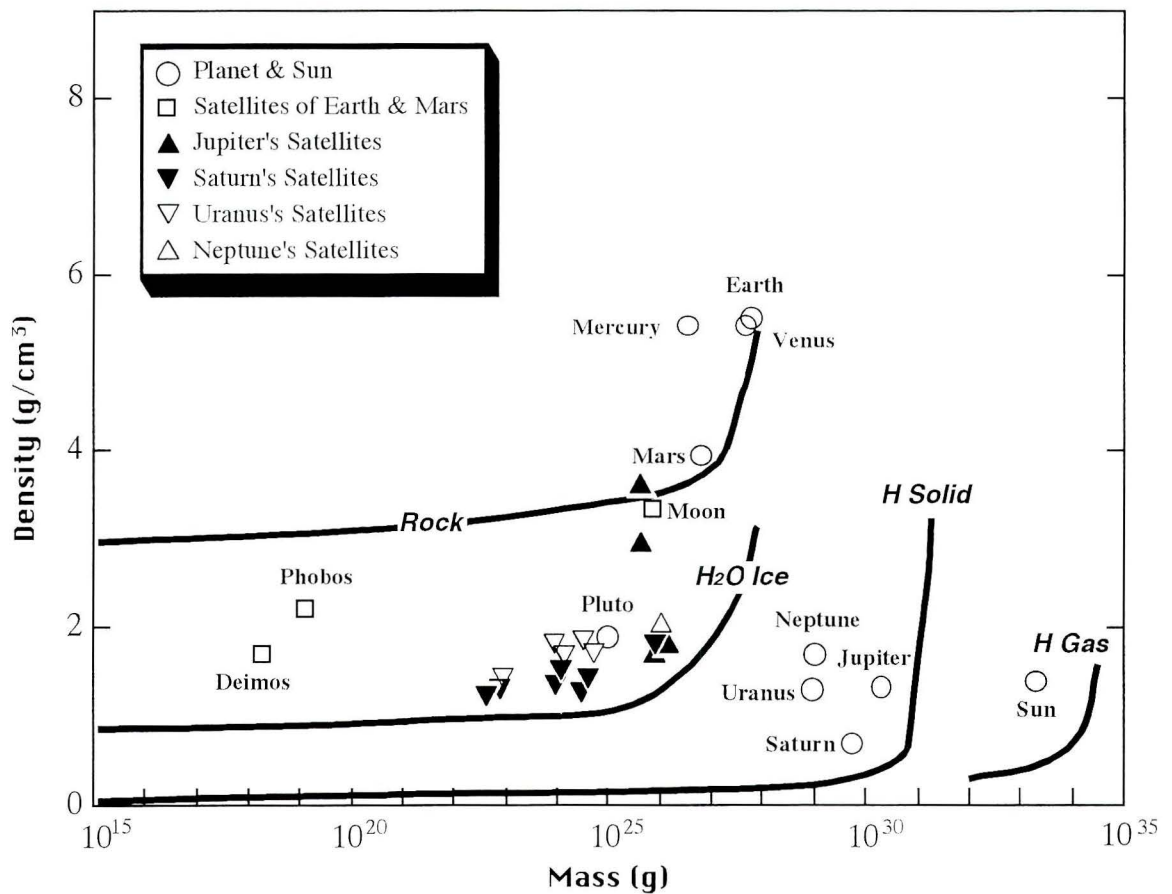


図7. 惑星の質量と密度の関係図。

太陽、惑星そして物理量の正確にわかっている衛星をプロットした。岩石、H₂Oの氷、固体H、気体Hの質量の増加に伴う密度変化曲線を示す。

衛星は、3つのグループに分けられる。火星の衛星のフォボス（Phobos）とディモス（Deimos）のサイズが小さい衛星、地球の月と木星のイオ（Io）とエウロパ（Europa）のサイズが大きく密度が3 g/cm³程度の衛星、それ以外のサイズが大きく密度が1～2 g/cm³程度の衛星である。

フォボス（27×21×19km）とディモス（7.5×6.0×5.5km）はいびつな形をしている。表面のスペクトル分析や密度から、全体がCコンドライトの成分でできているとされている（Pollack *et al.*, 1978）。月のグループは岩石からできている。密度が1～2 g/cm³の衛星はH₂Oの氷と少量の岩石からできている。

密度と軌道半径には、系統的变化がある（図8）。水星・金星・地球は、一定の密度を持つが、地球・火星・木星・土星と距離が離れるにつれて密度が小さくなる。さらに、土星・天王星・海王星・冥王星と軌道半径が大きくなると密度が増えていく。

惑星は、量の違いはあるが、ほとんどすべての元素を含んでいる。その元素の起源は、ビック・バン（big bang）で形成されたもの、恒星内部で形成されたもの、超新星爆発（super nova）で形成されたものに分けられる。ビック・バンで形成される元素は、HとHeがほとんどでLi、Be、Bが少量伴う。恒星内部で核融合が起こり、HeからFeまでの元素ができる。超新星

爆発では、Feより重い元素が合成される。惑星の材料である元素には、恒星内部の元素合成と超新星爆発を何度も経験しているものがあるかもしれない。

惑星ごとに主要な構成物の起源が違う（表3）。太陽と木星、土星はビック・バンの時に形成されたHとHeを主な材料としている。天王星、海王星と冥王星は、恒星内部で核融合されたOやCなどが主な材料となる。地球型惑星は超新星爆発でできたFeより重い元素も含んでいる。

つまり、巨大天体の元素構成は、宇宙の平均的組成となり、中から小天体は宇宙の平均値からずれたものになる。太陽に近い中・小天体は、揮発性元素が少ない、Feより重い超新星爆発でできたものからできている。一方、太陽から遠い中・小天体は、揮発性の強いOやCなどの恒星内の核融合でできた元素からできている。

星は、分子雲の中で形成される。分子雲は、50個/cm³程度のH₂密度である。その他に、HeやCOなど各種の気体、および固体元素が集まったチリが少量含まれる。チリは、Zの値より、質量で1～2%程度含まれると推定される。分子雲の質量は、小さなもので太陽質量の100倍、大きなものでは10万～1,000万倍ある。

分子雲の密度の大きい部分は、分子雲コアと呼ばれ、内部で重力収縮が起こり、星が形成される。分子雲コア

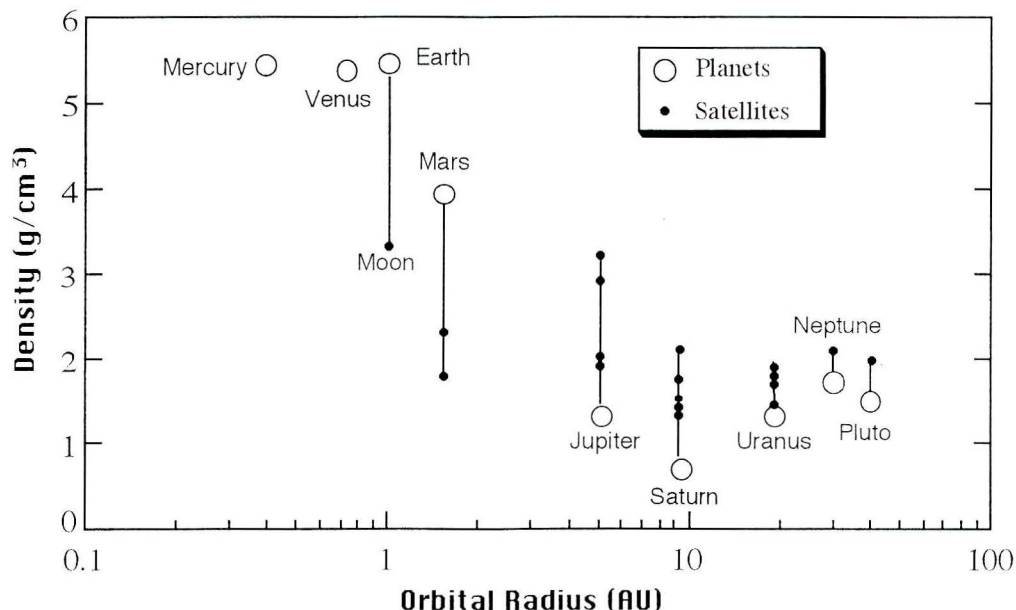


図8. 惑星の軌道半径と密度の関係図。

軌道半径は天文単位 (AU: $1.5 \times 10^8 \text{ km}$) で示した。惑星は大きな白丸 (○)、衛星は小さな黒丸 (●) で示した。データは天文年鑑編集委員会 (1995) による。

のサイズは、1,000万 AU、温度10K、 H_2 の密度10個/ cm^3 、太陽質量の数倍である。現在の太陽系は、分子雲コアの何割かの質量が利用されたに過ぎない。多くの分子雲コアの物質は太陽系外に押しやられたことになる。

現在の惑星形成のために必要な最小限の物質量は、実際に惑星で使用されている量 (太陽質量の0.1%) である。しかし、この量は、実際にあった材料物質の全質量のほんの一部にすぎないと考えられる。もう少し現実的なモデルとして、最小質量太陽系星雲モデルがある (Hayashi, 1981)。このモデルは、現在の惑星系の固体物質の質量とその分布をもとにするものである。固体物質に対して、太陽系の元素存在度にみあう気体量を推定するものである。このモデルによると、惑星系ガスの質量は太陽質量の1.3% ($2.59 \times 10^3 \text{ kg}$) となる。面密度 (単位面積あたりの質量分布) は、太陽から離れるに従って小さくなり、惑星系ガスの厚さは増える。

木星型惑星の質量は太陽に近い方が大きくなっている。木星型惑星は質量が大きいのに、中心核の大きさにはそれほど違いはない (小出・山下, 1996 a)。木星型惑星と、地球型惑星とを比べると、質量やサイズが、両型惑星で桁が違っているのに、木星型惑星の中心核と地球型惑星は数倍ほどの違いしかない。太陽からの距離で材料の種類や量に違いがあったとしても、惑星を作るのに使われた岩石や Fe の量に桁違いの差はなかったことになる。

現在、各惑星の軌道に大きな惑星が一つしかない。ある軌道で惑星が一つできるとすると、その惑星が形成されるのに利用された空間の体積は、太陽からの距離の3乗、もし軌道を平面として近似すると2乗に比例する。分子雲や分子雲コアの形成過程を考えると、材料物質はもともと均質だと考えられる。単純に惑星

の材料物質が均質に分布し惑星形成にすべて利用されたとすると、ある軌道における材料の量は太陽からの距離の3乗あるいは2乗に比例して多くなるはずである。しかし、実際の惑星の質量はそうになっていない。惑星形成中に軌道間で材料物質の出入りがあり惑星の質量にバラツキができたことになる。

物質の移動のメカニズムとして、太陽形成時に太陽に落ち込んだ、Tタウリ期の太陽に吹き飛ばされた、惑星形成時の乱流や渦流によって星雲ガスにむらができた、微惑星形成時にはじき飛ばされた、などが考えられる。しかし、どの原因によるものなのかは不明である。

2 太陽の効果

太陽が惑星の形成場におよぼす影響の中で最大の効果は、エネルギーの放出である。

太陽が主系列星に入った時点で、エネルギーの安定供給が始まる。ただし、太陽エネルギーは常に一定量を放出していたわけではなく、時間とともにエネルギー量は変化してきたと考えられている。太陽の核融合でできた重い元素は中心に沈み、核融合は時間とともに効率良くなる。現在の太陽は初期より数10%光度を増していると考えられる。単純に考えると、昔ほど寒かったことになり、20億年前には、地球表面では0℃以下になると計算される (Sagan & Mullen, 1972)。しかし、38億年前以前に、すでに海は存在し、以後海は継続的に存在した。これは、暗い太陽のパラドックス (faint young sun paradox) と呼ばれるものである。このパラドックスは、 CO_2 の温室効果の変化によって解決されそうである (Tajika & Matsui, 1990)。

太陽エネルギーは、太陽から離れるに従って減少していく。同じ材料物質でも、太陽エネルギーによって

表 3. 惑星の材料と形成場

Planets	Density (kg/m ³)	Orbital Radius (10 ⁸ km)	Radius (10km)	Main Constituents	Origin of Constituents
Sun	1,410	-	696,000	H ₂ gas	Big Bang
Mercury	5,440	0.579	2,439	Fe & rock	Interior & Super Nova
Venus	5,413	1.082	5,988	rock & Fe	Interior & Super Nova
Earth	5,514	1.496	6,371	rock & Fe	Interior & Super Nova
Mars	3,936	2.279	3,388	rock & Fe	Interior & Super Nova
Jupiter	1,326	7.783	69,953	H ₂ solid	Big Bang
Saturn	691	14.270	58,130	H ₂ solid	Big Bang
Uranus	1,303	28.710	25,200	H ₂ solid & H ₂ O	Big Bang & Interior
Neptune	1,710	44.971	24,623	H ₂ solid & H ₂ O	Big Bang & Interior
Pluto	1,840	59.135	1,180	H ₂ O & rock	Interior
Comets	-	-	-	H ₂ O	Interior & Super Nova

密度 (density) と軌道半径 (orbital radius) と天体半径 (radius) は国立天文台 (1995) より引用した。

物質の形態が変化する。物質は一般に温度が低下すると気体、液体、固体へと変化する。

原始太陽系星雲ガスの成分を、太陽系元素存在度と見なすと、多い順に H (Si=10⁶個としたとき2.79×10¹⁰個)、次いで He (2.72×10⁹)、O (2.38×10⁷)、C (1.01×10⁷)、Ne (3.44×10⁶)、N (3.13×10⁶) という順になる (Anders & Grevesse, 1989)。

ある一定以上の引力があれば、H と He は、まわりの星雲ガスから取り込むことが可能である。H と He を取り込むことによって惑星はますます大きく成長できる。このような惑星が、木星と土星である。

太陽から離れると H₂O は水となり惑星の材料に利用される。あるいは氷が主要な惑星の材料となりうる。太陽系で氷が存在するのは、木星より太陽から離れたところである。氷が主成分としてできた惑星は天王星と海王星、そして木星と土星の衛星である。

H₂O が液体として存在するのは、地球と火星付近である。液体の H₂O は、後の惑星進化に重要な役割を演じる。水の存在によって、大陸地殻を作る軽い花崗岩が形成されるため、層構造の進化では重要である。また、定常的な H₂O の存在は、表層環境を安定をもたらし、生命を生じうる。生命の誕生と進化には水は不可欠である。太陽エネルギーの差は、惑星の個性を与え、惑星の進化に大きな影響を及ぼしている。

3 集積機構

現在の惑星は、化学的に分化している。材料物質に各種のタイプがあって、集積時に分化が起こった、つまりある種類だけが選択的に集まったと考えることもできる。このような集積過程は不均質集積と呼ばれる。一方、材料の種類を問わず一様に集積したものを均質集積と呼ぶ。微惑星同士の衝突はある限定された衝突スピードの時、金属同士の場合は岩石同士に比べて結合しやすい。このような不均質集積モデルを考えれば、核とマントルの層構造を惑星形成初期に作ることがで

きる。この不均質集積には、Fe だけからできている微惑星や岩石からだけできている微惑星など分化した微惑星ができていなければならない。不均質集積では物質の凝縮時に分化した固体の選択的集積が起こったことになる。

隕石と似た化学組成を持つ材料から形成された仮想の初期天体を微惑星と呼ぶ (小出, 1994; 1995b)。微惑星は直径数km、質量10¹⁸~10²¹ g 程の天体で、太陽系初期には10¹⁴個ほどあったとされる (中沢, 1978)。惑星が原始惑星 (質量、10²⁵ g) に成長する頃には、同一軌道の微惑星は一つの原始惑星にほとんど吸収されているはずである。分化した隕石の形成年代もほぼ同じであることから (小出, 1995a)、原始惑星での化学的分化は太陽系初期に起こり、分化した隕石も別の惑星の材料物質に加えられたことになる。

各微惑星が一樣に成長するというモデルを秩序成長 (orderly growth) という。秩序成長では、原始惑星は108年ほどで地球くらいの大きさまでになる。内惑星領域では、各軌道に一つの原始惑星が成長するには、数百万~数億年ほどかかる (阿部, 1996)。天王星の領域では、ディスクの厚さや半径も大きいため材料も多く、長く惑星は成長できる。木星型惑星は太陽から離れるに従って形成時間が長くなる (モデルによっては45億年以上) という致命的な問題が残されている (中沢・中川, 1984)。

このような問題を解決するモデルとして暴走成長 (runaway growth) がある。微惑星が集まって原始惑星になり、暴走成長によって数個のものが選択的に急成長をするというモデルである。

暴走成長はどのような条件で起こるのであろうか。衝突する微惑星の脱出速度と相対速度で決まると考えられる (阿部, 1996)。相対速度が小さな微惑星の脱出速度程度なら暴走し、大きな微惑星の脱出速度なら暴走しない。小さな微惑星の方が大きな相対速度を持つか、ガス抵抗があるとすれば、小さな微惑星の脱出速

表 4. 惑星のエネルギー

Energy	Accretion	Gravitational differentiation	Radioactive decay	Contraction	Chemical
Total (J)	$2.5 \cdot 10^{32}$	$2.5 \cdot 10^{31}$	$\sim 1 \cdot 10^{31}$	$- 1 \cdot 10^{31}$	$- 1 \cdot 10^{31}$
Effective (J)	$10 \sim 2.5 \cdot 10^{31}$	all	all	all	all
Elevation Temp.(K)	42,000	4,200	$\sim 1,700$	$- 1,700$	$- 1,700$
4.5 Ga (J/y)	all	all	$7.19 \cdot 10^{21}$	all	all
Present (J/y)	no	no	$9.5 \cdot 10^{20}$	no	no

惑星内で発生すると考えられる熱の起源 (Energy) とその量 (Total) と実質的に作用したエネルギー量 (Effective)、実効エネルギーによる天体の温度上昇 (Elevation Temp.)、45億年前のエネルギー量 (4.5 Ga) と現在の実効エネルギー量 (Present) を示した。熱を消費する場合はマイナス (-) で示した。

度程度の相対速度が得られる。一般的には、原始太陽系星雲内では暴走成長する条件になると考えられる。

暴走成長を想定しても、外側にいくほど形成時間がかかり、天王星や海王星で 10^8 年、冥王星では 10^9 年という長い時間が必要となる。暴走成長でも時間がかかりすぎる。別のメカニズムの導入を考えなければならぬ。

惑星成長の末期には巨大原始惑星同士の衝突が起こる。このような衝突は、ジャイアント・インパクト (giant impact) 説と呼ばれ、月の起源を説明できるとされている。ジャイアント・インパクト説は小天体が、地球にぶつかり、そのときに飛び散った破片が集まって月になったとする説である。Newsom & Taylor (1989) のモデルでは、火星よりやや大きな原始惑星が原始地球をかすめるように衝突し、両天体の核が合体し、マントル物質が飛び出し、やがて集まって月を作るというものである。

Ⅵ 惑星の化学的分化

始原的隕石のような組成を持つ微惑星の集積によって、原始惑星が成長する。ある程度のサイズになると、原始惑星は高温になり、物質は分化していく。惑星の化学的分化とは、始原的材料物質に化学的再編が起こることである。分化の結果、層が形成される。現在の惑星や隕石のタイプを見ても、分化による層形成は、惑星進化の初期段階に起こったことを示している。ここでは、化学的分化で重要と考えられる、熱源、加熱過程そして大気・地殻・核の形成についてまとめる。

1 熱源

化学的分化プロセスでは、熱源が問題となる。一般に惑星の熱源として、

- ・放射性核種の壊変熱
- ・惑星形成のエネルギー

が考えられる (表 4)。その他にも、太陽からの放射エネルギー、潮汐エネルギー、断熱圧縮による温度上昇、強い太陽風による誘導電流加熱などの可能性がある。しかし、壊変熱や惑星形成のエネルギー以外は熱源の一部になるかもしれないが、惑星規模の分化を起こす

ほどのエネルギー量はない。また、エネルギーを使用する変化も起こる。惑星の収縮と化学分化は、両者ともほぼ 10^{31} J のエネルギーを使う。

半減期の長い放射性核種 (K、U、Th、Rb など) は、長い時間が経過した時の熱源として重要である。半減期の長い放射性核種によって解放されるエネルギーは45億年間の積分として 10^{31} J である。放射性核種の重要性は、他の熱源が惑星初期に一気に解放されるのに対し、放射性核種は長期にわたって熱源となりうることである。現在の放射性核種の発熱量は 9.5×10^{20} J/y だが、45億年前は 7.19×10^{21} J/y となる (松井, 1996)。半減期の短い核種は、惑星初期の熱源として重要である。消滅核種として多くの放射性核種が発見されているが、そのうち充分な量があって惑星の核形成の熱源となりうる核種は ^{26}Al であろう。放射性核種の熱源としての効果は、元素合成から惑星形成までの期間に依存する。 ^{26}Al の娘核種が隕石から発見されることから、固化は短時間に起こったことは明らかである。しかし、現在のところ $^{26}\text{Al} \rightarrow ^{26}\text{Mg}$ という壊変熱が天体の熱源となったかどうかは不明である。

惑星形成のエネルギーは、有力な熱源と考えられる。原始惑星の形成時に微惑星の集積が非常に短期間に暴走成長し、短時間に分化するからである。原始惑星形成のエネルギーは、集積エネルギー、分化エネルギーに区分できる。

集積エネルギーとは、微惑星が集まって一つの原始惑星になるときに解放される位置エネルギーである。分化エネルギーとは、原始惑星が均質な物質から重力による分化を起こして核を形成するときに解放されるエネルギーである。

集積エネルギーを主要な熱源とする考えが有望視されている。その理由は、推定された値が充分大きいからである (10^{32} J)。現在の惑星の質量と半径を用いて、集積エネルギーがすべて温度上昇に使われたとすると、月は3,000 K、水星は6,000 K、火星は12,000 K、金星は45,000 K、地球は48,000 K に達すると考えられる (Hanks & Anderson, 1969)。ただし、これは上限の温度で、実際は、宇宙空間への輻射が大きいはずである。実際に加熱に使用されたエネルギーは10～数10%程度

(10^{31}J) と考えられる。集積エネルギーは微惑星の衝突が天体の表面で起こるため、惑星の表面で発生する。エネルギーの発生時期は惑星形成中である。

分化エネルギーは、集積エネルギーの10%程度(10^{31}J)となる。ただし、分化は惑星内部で発生する。特に中心に核物質が集積するときに大量のエネルギーが発生する。惑星の核形成は惑星誕生後すぐに起きる。惑星形成直後の分化エネルギーの分布は惑星内部ほど多くなる。エネルギーの発生時期は惑星形成直後である。

消滅放射性核種の壊変を熱源と考えると、熱源は化学分化する前の原始惑星内に均等に分布していたはずである。初期に集まった物質内で放射性核種の崩壊エネルギーが蓄えられていくことになる。従って、消滅核種だけが熱源の場合、温度分布は惑星内部で消滅核種を含んでいた部分ほど熱く、外ほど冷たくなるという条件が課せられる。

どの熱源も 10^{31}J 程度であるが発生時期や発生場所に特徴がある。惑星成長時は集積エネルギーが惑星表層で発生する。形成後は、分化エネルギーが惑星深部で、消滅核種の崩壊エネルギーは消滅核種の濃集しているところで発生する。形成後時間がたつと半減期の長い放射性核種が多く分配されているところで発生する。

以上の推定から、地球初期の熱史の概略は以下のようになる。集積エネルギーは惑星表面にマグマ・オーシャンを形成する。核物質はマグマ・オーシャンか、内部の消滅核種の壊変エネルギーで分別され沈降する。沈降した核物質が核を形成するときに、分化エネルギーが大量に発生する。その後は、地球内部に蓄えられた集積エネルギー、消滅核種の壊変エネルギー、分化エネルギーの余熱と半減期の長い放射性核種の崩壊エネルギーで、現在までの地質現象が営まれ、そして将来の地質現象が営まれていくはずである。

2 加熱過程

何らかの熱源で、原始惑星は高温になったと考えられる。ただし、固体表面が宇宙空間になっていたとしたら、熱はすぐに放射されてしまう。この時、原始惑星に大気が存在し、大気の中に赤外線を反射する成分を含んでいれば、大気内に熱が蓄積される。このような作用を温室効果 (greenhouse effect) あるいは保温効果 (blanketing effect) と呼ばれる。温室効果は、 H_2O や CO_2 などの2元素分子が効率よくおこなう。2元素分子は大気成分として比較的多く存在したと考えられる。

天体の質量が火星より大きくなると大気圧、密度が急激に上昇し、地球の質量では圧力が 10^4Pa 、密度が 10^3kg/m^3 、温度が5,000Kになる (阿部, 1996)。温度の見積もりはさまざまで、1,500~4,700Kの範囲になるとされる。いずれにしても、地表面は高温になり岩石の融点近くから、融点以上になる。このような高温になると地表面では岩石が溶融し、マグマ・オーシャン (magma ocean) が形成される。

マグマ・オーシャンが実際に存在したかどうかは証明されていない。初期の状態を保存していると考えら

れる月では、いくつかの証拠からマグマ・オーシャンが存在したと考えられている。まず、高地を作る岩石が斜長岩からできていることである。斜長岩は比重が小さく、マグマに浮きやすく、結晶分化作用の初期から晶出する斜長石 (plagioclase) からできている。また高地の占める面積が大きく、大規模な溶融が起こったことを示している。また、地球型惑星は、慣性エネルギーが0.4より小さくなっていることが挙げられる。慣性エネルギーが0.4より小さいということは中心部に重いものが沈んでいることを示しており、天体は初期に大規模な化学的な分離をおこしたと考えられる。化学分化によって、惑星形成直後には、膨大なエネルギーの放出があったことが推測される。

以上のことより、天体は形成初期加熱され、大規模な溶融が起こるような条件になったと考えられる。

3 大気の形成

太陽系の惑星の多くは大気を持つ。木星型惑星の大気は、 H_2 と He を主成分とする。木星型惑星の衛星にも大気があるが、原始太陽系星雲ガス組成ではない。 N_2 を主成分とするもの (タイタン: Titan、トリトン: Triton) や SO_2 を主成分とするもの (イオ: Io) などがある。地球型惑星は、原始太陽系星雲ガスの大気を持つものはない。金星と火星は CO_2 を主とし N_2 を伴う。地球は N_2 を主として O_2 を20%程度含む、太陽系の天体は多様な大気を持つ。

太陽組成原始大気 (一次大気)

原始惑星と呼ばれるサイズの天体は、回りに大気を保持することができる。もし、原始惑星形成当時に原始太陽系星雲ガスが存在していれば、大気は、原始太陽系星雲ガスとなる。当然その大気組成は太陽大気の組成と同じである。このような大気は、「一次大気 (primordial atmosphere)」あるいは「太陽組成原始大気 (solar type proto-atmosphere)」などと呼ばれる。

木星型惑星の大気あるいは主要成分は太陽組成に類似した還元的な大気である。これは、木星型惑星が形成初期に大量のガスを集めることができたことを示している。それは、木星型惑星に大量に引きつけるための質量があったこと、形成場に十分な原始太陽系星雲ガスが存在したことが原因であると考えられる。木星型惑星の大気は原始太陽系星雲ガスを今も保持している。

一方、地球型惑星は、 CO_2 、 N_2 、 O_2 などを主成分としているため、原始太陽系星雲ガスとは全く違った酸化的な大気である。このような大気組成は、惑星形成初期にあったのではなく、惑星形成後に起こった変化である。

原始太陽系星雲ガスは、もともと地球型惑星の形成場にはなかったとするモデル (Safronov, 1969) と、ガスはどこにでもあったが地球型惑星付近のガスはTタウリ期の強い太陽風で吹き飛ばされたというモデル (Hayashi *et al.*, 1985) がある。

もし、惑星が形成されている時ガスがあったとすると、 H_2 や He も岩石や Fe と同様に大量にあり、あと

表 5. 原始大気組成

Components	Planetary Atmosphere			Components	Volcanic Gas	
	Venus	Earth	Mars		Kilauea	Theoretical
Water (m)	> 9	~3,000	30	H ₂ O (%)	67.52	94.6
CO ₂ (%)	96.5	98	98	CO ₂ (%)	16.96	2.6
N ₂ (%)	3.4	1.9	1.7	N ₂ (%)	3.35	0.17
Ar (ppm)	40	190	850	CO (%)	0.58	0.013
O ₂	exist	exist	exist	H ₂ (%)	0.96	1.9
Pressure (atm)	88±3	~70	2	SO ₂ (%)	7.95	0.025

惑星大気 (Planetary Atmosphere) は浸食、生命活動、大気循環がない場合の大気組成 (Morrison & Owen, 1988)、火山ガス (Volcanic Gas) は Hawaii, Kilauea の溶岩湖のガス組成 (松尾, 1979) と理論計算 (Theoretical) によって求められた玄武岩マグマと共存する火山ガスの値 (松尾, 1979) を示す。

は、集める機構と逃がさない機構があれば木星型惑星ができる。集める機構とは大きな引力で、逃がさない機構とは T タウリ期の強い太陽風の時期にも耐えられる引力である。

集める機構と逃がさない機構は H₂O の存在で達成できる。形成場に固体の H₂O が大量にあれば、惑星の質量は格段に増加しうる。惑星形成場に、材料として大量の H₂O があったはずである。大量の H₂O の存在と集積によって惑星の質量が多くなり、そして回りに H₂ や He が大量に引きつけられて木星型惑星が形成されたと考えられる。H₂O の固体になる位置が、木星型惑星と地球型惑星の境界である。

大気の進化

木星型惑星の大気は、現在でもほぼ最初の大気を保持している。しかし、地球型惑星は原始太陽系星雲ガスとは全く違ったものに变化している。地球型惑星は原始太陽系星雲ガスを初期に持っていたとしても、何らかの作用でそのガスはなくなり、別の大気組成を持ったと考えられている。現在の地球の大気の希ガスの存在度は、原始太陽系星雲ガスのものと明らかに違って、著しく低い (Brown, 1952)。

次の大気は、二次大気と呼ばれる。二次大気は、原始惑星誕生時期か、誕生後に形成されたと考えられている。その形成のプロセスにはいくつかの説がある。連続脱ガス説、カタストロフィック初期脱ガス説、断続的脱ガス説、衝突脱ガス説などがある。いずれのモデルにしても、原始惑星あるいは惑星の材料の微惑星に含まれていた揮発成分が脱ガスして、大気となったと考えられる。その脱ガスの度合いと時期の見積りによっていくつものモデルが提唱されている。

連続脱ガス説は、揮発成分は惑星内部から連続的に放出されたとするものである (Rubey, 1951)。また、断続的脱ガス説は、地球の堆積物より、断続的に脱ガスが起こったとするものである。これらの説は、地球の大気を説明するために考え出されたものである。そのため、金星や火星の大気の起源は考慮されていない。

カタストロフィック初期脱ガス説は、地質学的証拠 (Fanale, 1971) や地球の大気中のアルゴンの同位体

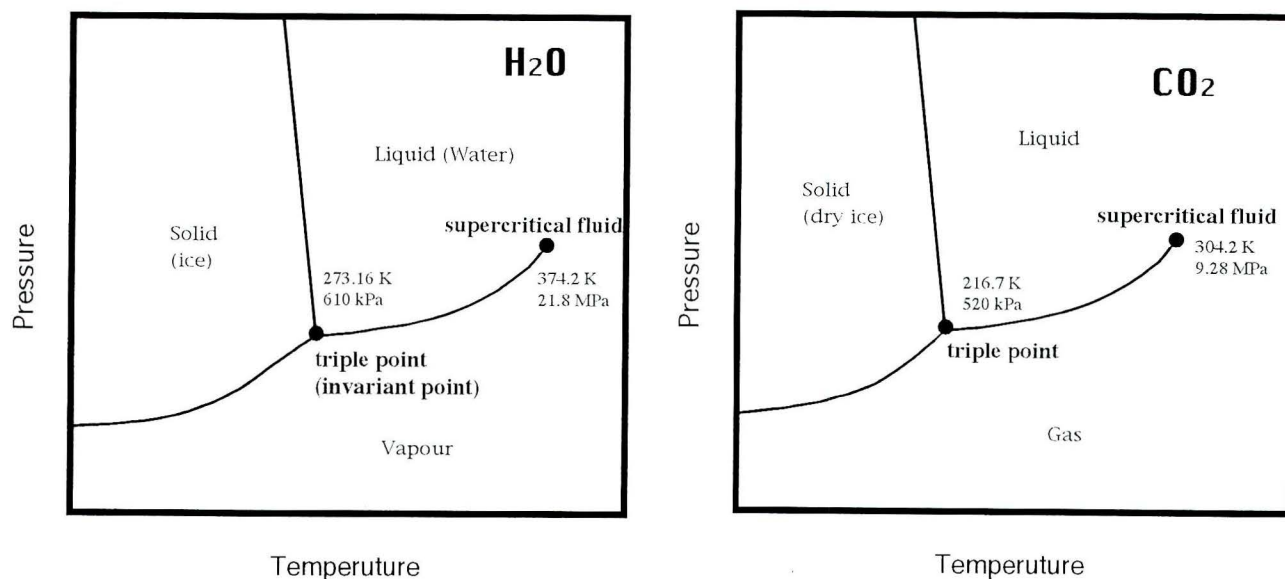
比から地球初期、現在の地球大気量に近い量が脱ガスしたとするものである (Hamano & Ozawa, 1978)。また、衝突脱ガス説は比較惑星学の立場より微惑星衝突時の高温によって、微惑星に含まれていた揮発成分が放出されたとするものである (Abe & Matsui, 1985)。このようなモデルは、地球型惑星の大気すべてに適用可能である。両モデルは、拠るところは違いが似かよったものと考えられる。また、衝突脱ガスは、微惑星の衝突に原因を求めるのに対し、カタストロフィック初期脱ガス説は、惑星内部からの放出という点で異なる。

二次大気は、微惑星や原始惑星が持っていた揮発成分が熱によって開放されたものである。その成分は、CO₂、N₂、H₂O を主とした酸化的ガスであったと考えられる。火山ガスの成分に共通するものである (表 5)。このような大気組成は金星と火星の大気量は違いますが、大気の成分が良く似ていることから支持される。また、始原的隕石の C コンドライトは、微惑星の生き残りである惑星の材料物質である。この C コンドライトには、CO₂ や H₂O がたくさん含まれており、初期脱ガスによって放出されるガスは、金星や火星に類似する。

以上のことより、地球型惑星の二次の大気は、惑星の初期に脱ガスが起こったと考ええると、地球初期には CO₂、N₂、H₂O を主成分とする大気を持っていたことになる (表 5)。その後地球大気は、固有の進化をしたため、CO₂ はなくなり、O₂ を中心とする大気に変化したと考えらる。CO₂ は生物が CaCO₃ として固定し大気成分から抜けて固体地球に加えられた。一方、生物の光合成によって O₂ が形成され、大気に放出された。このような生物の関与によって地球大気が進化していたと考えられている。

4 海洋の形成

二次大気には、H₂O が主成分として含まれていた。高温の条件では、H₂O は水蒸気あるいは液体として大気に存在するが、低温では液体の水として存在する。さらに低温では固体の水となる。液体の存在範囲は地球大気の常温常圧では 100℃ ~ 0℃ の範囲でしか存在

図9. H₂O と CO₂の模式的状態図.

しえない。また、条件を広くして図9のように水の存在する温度・圧力条件は限られている。

H₂Oの相変化に対して重要なのは、太陽のエネルギーである太陽に近いとH₂Oは気体に、遠いと固体になる。太陽で、液体のH₂Oが存在しうるのは地球と火星軌道付近だけである。地球は、海洋として液体の水が現在も存在している。火星は現在は水は観測されていないが、かつては液体のあった跡が発見されている。河川跡から火星には大量の水が存在した時期が推定されている。火星の海では、生命が発生した可能性も指摘されている。

火星では、惑星のサイズが小さく質量が小さいため、大気を長期にわたり保持することができなかった。そのため現在では、液体のH₂Oは存在していない。H₂Oは極付近に固体として存在するのみである。一方、地球では、大気を長期にわたって保持する質量があったため、液体、固体、気体のH₂Oが共存できる環境が持続されてきている。その環境は現在も維持されている。

海洋の形成プロセスは、惑星表面の温度低下である。温度の低によってH₂Oは原始大気の中で凝結し、雨となって降ってくる。そして、原始大気の主成分であるH₂Oが大量に凝縮することによって原始大気は晴れ上がり、太陽光が地表に到達する。降った雨は低地にたまり海となる。熱かった地表も雨のために冷やされる。雨の降った時、地表にマグマ・オーシャンが存在したかどうかは不明である。雨が降ることによってそれ以前に存在していたかもしれないマグマ・オーシャンの表面あるいは大部分が固化して、地殻となる。

CO₂もH₂Oも似た状態図を持つ(図9)。しかし、CO₂は反応性が強く、液体のH₂Oの存在下では、CO₃²⁻として溶解し、陽イオンと結合して沈殿する。このような沈殿物は、熱によって分解するが、その量は、現在の地球を見る限り多くはない。固体として地殻に溜まるか、炭酸塩鉱物として地球深部に蓄えられている

と考えられる。大気や海洋によってH₂Oが相変化が重要な要因である。

5 地殻の形成

地殻の存在が確認されているのは、地球型惑星と衛星である。固体表面が観測できない木星型惑星は地殻の存在は不明である。ここでは、地球型惑星および月より、地殻形成に関する概略をまとめる。マグマ・オーシャンのできごとを推定し、地球の地殻の特徴をまとめて地殻形成の時期の様子を再構築してみる。

マグマ・オーシャンのできごと

惑星形成エネルギーあるいは半減期の短い放射性元素の崩壊エネルギーが熱源は定かではないが、惑星初期は高温であったと考えられている。惑星表面の珪酸塩鉱物が溶けるほど高温になっていたと推定される。

マグマ・オーシャンが天体のどの程度、どれだけの期間存在したかはよくわかっていない。またすべての地球型惑星にあったかどうかはよくわかっていない。しかし、地球と月ではマグマ・オーシャンが存在したと考えられている。また、慣性モーメントは、水星(0.33)、金星(0.33)、地球(0.3308)、火星(0.366)、月(0.3901)といずれも0.4より小さい。中心部分に重いものがあるような化学分化を起こしていることは明かである。このような化学分化が、マグマ・オーシャンに由来するものであれば、地球型惑星はすべてマグマ・オーシャンがあったことになる。しかし、化学分化がマグマ・オーシャンに由来するものかどうかはまだ決着がついていない。

マグマ・オーシャンでは、表面から冷えていく。すると、マグマ・オーシャンでは、結晶の晶出が起こる。マグマ・オーシャンの条件が不明なのでどのような結晶が最初に晶出するかは、よくわからない。月の場合を参考にすると、斜長石が一番先に晶出している。斜長石の比重はマグマより軽く表面に浮き、月の高地を

作っていたと考えられる。ただし、地球では斜長岩があるが、月のものとは違いアノーサイト (anorthosite) 成分に富む斜長岩からできている。月では、後に活動した玄武岩の海が17%をおおうが、その他は斜長石がおおっている。海は37億~31億年前頃に微惑星の激しい衝突によって形成された。そのため、その前に存在していた斜長岩の地殻が破壊されたと考えられる。そして今も、斜長岩と玄武岩の地殻として残る。

金星や火星の惑星探査や隕石の情報から、玄武岩質の地殻と推定されている (小出・山下, 1996b)。ただし、金星には酸性岩の地殻もあるらしい。いずれにしても、現在残っている斜長岩の地殻は月だけである。月固有の層なのか、他の天体にも初期には存在したのかは不明である。

玄武岩質にしても斜長岩質にしても、地殻ができるということは、マグマ・オーシャン内で化学分化が起こったことを示す。マグマ・オーシャン内では、後述するように、核成分が沈み、地殻成分が浮いて分離したことになる。原始マントルは、Cコンドライト質物質から核成分と地殻成分が抜けて残渣となる。核物質はFeとFeに親和性のある親鉄元素類が挙動を伴にしたはずである。地殻では、玄武岩質のものであれば、原始マントルは、比較的インコンパティブル元素 (incompatible elements) に富んだ (enrich) 組成となることが予想される。一方、斜長岩質の地殻があったとすると、インコンパティブル元素は、地殻に濃集し原始マントルは枯渇 (depleted) した組成になるはずである。

定性的には以上のような推定ができるが、定量的には議論されていない。いずれの場合にしても、天体が層構造を作った時点で、材料から化学組成は変化し、層毎に相互作用が続く限り各層の組成は変化していく。

地球の地殻

地球の地殻は地球の大気・海洋と並び、太陽系内で化学的特徴が一番よくわかっている層構成物である。また、固体物質であるため、放射性同位体による年代測定が可能で、形成年代が調べることができる。

現在、地球で一番古い岩石は、カナダ北西準州 Acasta 地域のトータル岩質片麻岩と優白花崗岩質片麻岩で39.67億年前に形成された。トータル岩や花崗岩は、大陸地域を形成する岩石である。

大陸を作る岩石はたいいてい変成作用を受けて、片麻岩化しているが原岩は酸性の火成岩類を主とする。古い時代の酸性火成岩類はトロニウム岩 (trondhjemite)、トータル岩 (tonalite)、花崗閃緑岩 (granodiorite) などから構成されており、TTGと略される。TTGは苦鉄質で、 Na_2O が多く K_2O に乏しい組成でカルクアルカリ岩系に属すると考えられる。このようなTTGは、玄武岩の部分熔融でできるため、地球初期にはもうプレート・テクトニクスは始まっていないことを示唆する。

花崗岩には、水が玄武岩や堆積岩などの岩石に加わることによって形成されたマグマに由来するものもある。大陸の花崗岩はプレート・テクトニクスを水の存在という地球の特徴を反映するものである。

鉱物では、オーストラリア西オーストラリア州の Yilgarn 地域の西部の Narryer Gneiss Complex の Mt. Narryer のクォーツアイト中より、41.9億年の碎屑性のジルコンが発見されている (Froude *et al.*, 1983)。同じく Narryer Gneiss Complex の Jack Hills の礫岩中の碎屑性ジルコンに42.76億年前のものが発見された (Compston & Pidgeon, 1986)。ジルコンという鉱物は ZrSiO_4 という組成で、 SiO_2 に飽和したマグマから晶出する。 SiO_2 に飽和したマグマは、一般には石英を含む酸性岩である。 SiO_2 に不飽になるとジルコンではなくバデライイト (baddeleyite, ZrO_2) が晶出する。そのため、42億年前のジルコンは、花崗岩質の大陸地殻の存在を暗示している。

地球の地殻の量は、時代とともにどう変化したかは、色々な意見がある。大陸のつくる岩石は、盾状地や卓状地の古く安定した地塊 (クラトン、Craton) の回りに新しい造山帯が分布する。造山帯は外側ほど新しいものが分布するように見えることから大陸地殻は成長しているという考えがある。しかし、プレート・テクトニクスによって大陸地殻は割れて移動して、衝突して造山帯を挟んで別の大陸を形成することから、成長しなくても再生すれば、増える必要もないため、初期に形成された大陸の量は地球の材料物質の成分と、地球内部の熱放出量によって決まり、現在とそんなに違いがないという考えもある。

6 核の形成

核は、磁場の存在や慣性モーメント、太陽系の化学組成などから、Feを主としたものあるいはHの金属化したものであると考えられる。地球型惑星ではFeを主とするもので、木星と土星はHの金属化したものの、天王星と海王星は氷と岩石の混合物であると考えられる。

ここでは、実体の比較的良くわかっている地球の核について述べる。

Feの融点は1,800Kで、珪酸塩鉱物の融点900~1,300Kに比べて、はるかに高い。珪酸塩メルトからFeメルトが分離するというメカニズムを考えなければならない。Feメルトが珪酸塩メルトと分離する液不混和状態を作らなければならない。このようなメカニズムはあったとしても複雑であろう。Feは隕石にはたくさん含まれている成分ではあるが、熔融温度と分離過程の点で問題がある。

隕石の中にたくさん含まれる成分で硫化鉄 (FeS) は、珪酸塩鉱物と比べても、融点が低く (1,194K)、比重も大きい (4.84g/cm^3)。FeSメルトを想定すれば、珪酸塩鉱物が溶けるほど温度が上昇せず、FeSメルトだけができ、沈んでいったと考えればよい。もし、FeSメルトが形成されるとすると、FeSからFeとSに分離する過程を考えなければならない。高温高压におけるこのような過程はまだ調べられていないため、実際起こりうるかどうか不明である。

層構造形成に伴う微量成分の分配が重要な問題である。微量成分とはいえ、体積が大きいため、その総量

は少なくない。惑星進化にとって、微量成分が熱源元素であったとすると重要な問題になってくる。半減期の長い放射性元素の K、Rb、U、Th、Sm などは惑星内部の熱源としては重要である。地球型惑星は断熱体であるため深部で発生した熱は内部に長く保持される。このような熱は惑星の内部運動を担うことになる。熱源元素は核にどの程度入るのか、その分配係数がいくつかなどは重要な問題となる。このような点については予察的な実験が少しあるだけで、充分調べられていない。今後の問題である。

VII 層の進化

層の進化とは、初期惑星で形成された各層の化学組成の時間変化である（小出，1992）。地殻はマントル物質に対してインコンパティブル元素の集合場所である。そのためには、地殻物質はマントルより軽いものになる。同時に、核もマントル物質に対してインコンパティブル元素の集合場所と考えられる。しかし、核物質は Fe から形成されているため、少々軽い元素でも吸収してしまえる。このような物質移動の時間変化は、地球の地殻とマントルの間で少し解明されているだけで、その他はほとんどわかっていない。ここでは、層の進化にとって重要と考えられる冷却過程、火成作用、テクトニクスについてまとめる。

1 冷却過程

惑星形成の初期は高温になり、化学的分化をおこした。その後、惑星は冷めていく。惑星の冷却過程の重要なファクターとして、

- ・初期の熱量
- ・内部で発生している熱量
- ・内部の構成物質
- ・惑星のサイズ
- ・熱輸送のメカニズム

などが考えられる（藤村，1993）。

初期の熱量は、前述のように何が主要な熱源であったかわからない現状では、どの程度のものではあったか見積もることができない。大気がいつからあったのか、マグマ・オーシャンの規模がどれくらいか、どの程度の熱が使われ蓄えられたかなど不明なファクターが多く、今後の課題である。

形成後、天体内で発生する熱は、化学分化によって解放される重力エネルギー、長い半減期の放射性核種および核の固化によって解放される潜熱が熱源となる。核が形成される時の重力エネルギーは膨大なものである。溶けた核が固体になる時に放出される潜熱も重要な熱源である。地球では液体核と固体核が共存する状態である。もし固体核がまだ成長しているとすれば、今も多くのエネルギーが発生していることになる。固体核の成長が一様でなく急激に成長するような時期があったとすれば、地球の表層では激しい地質現象が起こるはずである。いくつかの候補があるが、まだその因果はよくわかっていない。

内部の構成物質には、熱が発生する場を作ることと、

熱を運搬の役割がある。地球型惑星では、核は Fe、マントル・地殻は珪酸塩鉱物である。核には放射性元素は分配されにくい熱の伝導性は良い。一方、マントルは放射性元素を含み易いが熱の伝導性が良くない。核で発生した熱は、マントルと核の境界部に集められることになる。地殻には多くの放射性元素を含むが、放出した熱もすぐに宇宙空間に出ていくためすぐに冷却していく。

惑星サイズは、当然ながら小さい惑星は冷めやすく、大きい惑星は冷めにくいことを意味する。それは単位体積当たりの質量がサイズが大きいほど大きくなる、つまり密度が大きくなるためである。単純にサイズで考えると、地球型惑星では、月、水星、火星、金星、地球の順で冷めにくいはずである。早く冷めてしまった惑星は、原始惑星の初期進化段階を保存している可能性がある。

マントルでの熱輸送メカニズムとして考えられるのは、伝導と対流である。マントルは熱伝導の能率が悪い。マントル対流は効率が良い。マントル対流は、表層ではプレートの動きとして現れる。地球のプレートは人によって多数のマイクロ・プレートが提唱されているが、大きなプレートは10数枚（マルチ・プレート）である。地球以外の惑星では複数のプレート運動は見つかっていない。そのためマルチ・プレート・テクトニクスは地球固有のものであると考えられる。

以上の冷却過程のうち、初期の熱量、内部で発生している熱量、内部の構成物質、惑星のサイズは、惑星形成時にほぼ確定している物理量である。しかし、熱輸送のメカニズムとは惑星のタイプによって違いがある。また、熱輸送のメカニズムが、惑星の後の進化を大きく左右することになる。以下では、熱輸送のメカニズムのうち、惑星進化に重要なファクターとなると考えられる火成作用とテクトニクスについて述べる。

2 火成作用

火成作用は、地球内部の熱が地表に放出されるときに伴われる作用である。熱は珪酸塩溶融体（マグマ）として地表あるいは地表付近に上昇する。マグマが固結するとき熱を地表に放出する。

地殻を構成する岩石は、大部分が火成岩である。地殻は火成作用の集積によって形成された。地球の火成岩は、いくつかの限られた起源による。

大陸の火成岩である花崗岩は、大陸同士が衝突する地域、あるいは沈み込み帯の陸側にある造山帯と呼ばれる地域に分布する。もともとあった大陸地殻や堆積物の再溶融によって、花崗岩マグマが形成されたと考えられている。

造山帯は、時間がたつと大陸地殻を構成メンバーになる。そのため大陸地域には過去の造山帯が何帯も残されている。

沈み込み帯では、火成岩の中では比較適量は少ないが、島弧に特有の火山岩である安山岩が産出する。島弧の安山岩マグマは、沈み込むプレートが水を放出することが原因で形成されるマグマだと考えられてい

る。しかし、水がマントルや地殻にどのように作用し、どのような過程へと安山岩マグマになるのかは、よくわかっていない。

海洋地殻は MORB (mid-oceanic ridge basalt) と呼ばれる玄武岩からできている。MORB は海嶺で常に形成されている火成岩である。大陸地殻に比べて数キロメートルしかなく、薄い、地球表面の 7 割を占める広い分布がある。MORB マグマは、熱いマントルが上昇してきて、圧力が低下しマントルが溶融するため形成される。溶融の程度は比較的多い。

海嶺は、直線状に長く分布する。また定常的に活動する火山であることから地殻の熱放出の場としては、非常に重要な役割をはたしていると考えられる。

火山岩のもう一つの産出形態として一つホット・スポット (hot spot) と呼ばれるものがある。ホット・スポットは不規則に地球上の各地に分布する。ホット・スポットの火山岩は、玄武岩が主とするが、比較的分布したものも認められる。ホット・スポットの玄武岩は OIB (oceanic island basalt) と呼ばれる。ホット・スポットも熱いマントル上気流が圧力低下によって溶融したものである。しかし、MORB に比べて、その溶融程度は小さく、インコンパティブル元素に富んでマグマになる。

ホット・スポットは大陸や海洋を問わず分布し、比較的規模の小さいものから、海台をつくる大規模な火山まである。ホット・スポットは、核とマントル境界部に由来する大規模なスーパー・プルーム (super plume) を起源とすると考えられている (Maruyama, 1994)。スーパー・プルームから枝分かれしたものが小規模なホット・スポットとなっていると考えられる。このようなスーパー・プルームは、地震波トモグラフィによって南太平洋とアフリカの下にあることがわかってきた (Fukao *et al.*, 1994)。

火成岩は、継続的に起こるが、その形成時期は、ムラがある。活動の活発な時期は造山期と呼ばれる。25億年前頃のケノラン造山運動、17億年前頃のハドソニアン造山運動、10億年前頃のグレンビル造山運動、5億年前頃のカレドニア造山運動、4億年前頃のパリスカン (ヘルシニアン) 造山運動、1億年前頃のアルプス造山運動がある。このような造山運動は、地球規模の大きなテクトニクスを反映であると考えられている。

3 テクトニクス

固い地表は地殻と呼ばれる。地殻があり内部に熱が残存していると、熱放出のエネルギーによって地殻が運動することがある。このような運動をテクトニクスという。地殻が剛体として振る舞うか、可塑性として振る舞うかは天体の表層近く物理条件によってきまる。地殻物質とマントル物質の条件を反映した地形を作る。可塑性の地殻は金星、剛体の地殻は地球が典型である。**プレート・テクトニクス**

剛体の地殻はプレートと呼ばれる。地球の表面には10数枚のプレートがあり、年間数cm～10数cm程度で相

対運動している。プレートの運動、生成、消滅が地球表面の形態を支配している。このようなメカニズムをプレート・テクトニクスと呼ぶ。

プレートの境界部は、すれ違い境界、発散境界、収束境界の三つのタイプに分けられる。

すれ違い境界は、トランスフォーム断層 (transform fault) にあり、中央海嶺を横切るものが多数あり地震が頻繁に起こる。トランスフォーム断層は、プレートが剛体として振るまうがゆえにできる断層である。

発散境界 (divergent boundary) は中央海嶺 (mid-oceanic ridge) にあり、二つのプレートが離れていく所である。中央海嶺は海嶺軸に対して線対称である。中央海嶺は海洋にあるが、大陸の割れ目内にも形成されることがある。中央海嶺では新しい地殻が常に形成されている。

収束境界 (convergent boundary) は、二つのプレートがぶつかる所である。ぶつかるプレートの種類によって、3つのタイプがある。海洋プレート同士と海洋プレートと大陸プレートの衝突境界には、海溝 (trench) が形成される。海溝は海溝軸に対して非対称である。もぐり込むプレートは密度の大きなプレートである。もぐり込まれたプレートには海溝に沿って火山列が形成される。大陸プレート同士の衝突は、巨大な褶曲山脈が形成される。褶曲山脈では、花崗岩質マグマによる火成作用や変成作用が起こる。

プルーム・テクトニクス

プルームとは熱の上昇流のことで各種の規模のものがある。小規模のものをホット・スポットといい、大型のものをスーパー・プルームと呼んでいる。プルームをテクトニクスの基本的な原動力と考えるモデルが最近提唱され (Maruyama, 1994)、プルーム・テクトニクスと呼ばれる。プルーム・テクトニクスは、金星と地球で起こっていると考えられる。

プルーム・テクトニクスでは、コールド・プルーム (cold plume) がもぐり込み帯の下に形成されてマントル核境界付近に落下してくる (Fukao *et al.*, 1994)。その時、核付近で暖められたマントルが反動でスーパー・プルームとして上昇する。このような、大規模な物質の下降・上昇が、地球では数千万年～数億年のサイクルで起こっているらしい (Maruyama, 1994)。

金星では、プルーム・テクトニクスのみが地表まで作用している。赤道付近にスーパー・プルームがあり周辺のリッジとトラフが海嶺や海溝へと変化しつつあるように見え、プレート・テクトニクスへの移行期に見える (Turcotte, 1993)。地球の活動ではプルーム・テクトニクスが支配的で、表層ではプレート・テクトニクスが作用していると考えられる。

VIII 生命の効果

生命の誕生によって、地表に生物圏という新たな層が形成された。生物圏は海洋と地表付近の地殻、そして地表付近の大気圏にわたって存在する。生物圏の成立によって、地表付近では新たな物質循環が行われるようになった。

生命の効果は、今まで地球固有の惑星進化でしか考えられなかった。しかし、1996年8月6日、NASAによる火星隕石中での生物化石発見の報によって、新たな進展が期待される (McKay *et al.*, 1996)。もし火星の生物化石の発見が事実であれば、火星にもかつて生命が存在したことになる。生命は地球固有のものではなく、宇宙では比較的よくある物質形態なのかもしれない。火星生物が明らかになれば、地球の生物との比較によって、宇宙生物学が展開できるであろう。しかし、火星の生命については、非常に限られた隕石に基づいているため、深くつっこんだ研究ができない。火星生命に関して、惑星探査によってより深く調べる必要がある。バイキングの探査によって一度は否定された火星生命が、復活し、再度調査がされるようになったのである。

地球で見られるような多様な生物の形成のためには、惑星の表層環境が生物にとって適切な条件で維持されることが重要である。いずれにしても、生命に関する調査は地球が中心である。地本章では、球生命が、惑星進化にどのような役割を果たしたかを調べる。生命の効果は、どの程度他の惑星に適用できるかは不明であるが、今後の惑星進化史を考える上で重要なファクターになるであろう。

1 新しい物質循環

生命の出現は、35億年前にさかのぼる。西オーストラリアのノース・ポールのチャートから生命の細胞が分裂している化石が発見された。また、最近、38億年前のグリーンランドの堆積岩から、生命の痕跡を示すリン酸塩が発見され、生命の起源は38億年前までさかのぼる可能性がある。38億年前という年代は、最古の堆積岩の年代と同じである。最古の堆積岩は海洋の存在を示す。38億年前には海洋ですでに生命が発生していたことになる。海洋がいつから存在したかは不明だが、いずれにしても惑星形成後10億年を経ずして生命が発生する。

地球の最古の岩石は42億年前、最古の火成岩は40億年前である。40億年前より以前の岩石はほとんどなく、40億年前に激しい地殻変動があったと予想される。月をみても45~40億年前頃に激しい分化作用が起こったことがわかる。この間、地球に海洋が存在したとしても、安定した海洋が存在したかどうかは不明である。少なくとも38億年前以降は、断片ではあるが、堆積岩は存在する。従って、38億年前より海洋は安定して維持されてきていると考えられる。つまり、安定した海洋が形成されているから、比較的短期間に生命が誕生したことになる。このような状況は、生命は特殊な材料や条件を必要とせず、安定した海洋が存在するかどうかに関わっていると考えられる。

生命圏の発生と変化によって大気と海洋の化学組成は変化していく。生命のうち光合成をする植物の炭酸同化作用によって O_2 が形成される。海中に放出した O_2 は、陽イオンを酸化し沈殿させる。縞状鉄鉄床は、このような O_2 によって形成されたと考えられる。や

がて O_2 を十分に含む海洋の平衡が形成されていく。

また、炭酸塩の殻や骨格を持つ生物によって海中の炭酸成分が固体として除去されていく。海洋と、大気は平衡にあり、海洋の炭酸成分が減少すると大気から供給される。

やがて、大気と海洋、生物圏の相互作用が進み、大気の CO_2 は固体として大陸に保存される。また、 O_2 は海洋と大気にあふれる。海洋は酸化的環境となり、陽イオンは減少する。大気は CO_2 が極端に減り、 O_2 が多くなる。

生物圏の進化に伴って、大気も海洋も変化してきた。地殻には石灰岩などの炭酸塩岩や有機物を含んだ堆積物が蓄えられる。生物圏の出現は地球の炭素循環に大きな変化が生じる。

もし、他の天体で炭素系の生命が存在したとすると、表面の炭素循環に変化が生じることになる。また、生物の代謝による元素循環によって大気圏や海洋そして地殻にも元素分配の変化が生じる。

2 人類の効果

人類の効果は、少しではあるが地球に変化をもたらす。化石燃料の急激な使用により、大気の CO_2 濃度を上昇させている。しかし、今のところ、この程度の変化は、地球の歴史からすれば大規模なものではない。かつて、 CO_2 主体の大気から O_2 主体の大気への変化があった。このときの変化は、規模は大きく、大気圏の組成変化、海洋の組成変化、地殻の組成変化と伴ったはずである。このような地球の表層を再編するような変化と比べれば、人類の効果はそれほど激しいものではない。

人類の効果が一番作用するのは、生物圏自体である。地球環境問題といわれるものは、地球と生物特に人類との関係を論じたものであると考えられる。地球と生物の關係に人類が変化を与えることが問題とされている。人類は、人類に關係の深い生物を増減させている。生物圏は食物連鎖という物質循環が成り立っている。人類による急激な選択的生物の増減は、生物圏内の物質循環に少なからず変化を与えている。このような変化は、生物圏に全体にとってどのような変化になるのかはわからないが、個々の生物間では大きな変化をもたらす部分が生じると考えられる。人類に關係の深い生物種の滅亡は人類自体に大きな打撃を与える。しかし、地球規模の物質循環を考えると、生物圏が消滅しない限り、惑星進化には大きな変化はないと考えられる。

生物種数の大きな変化（大絶滅）は地球の生物史においてたびたびあった。古生代と中生代の境界（2億4500万年前、P-T境界と呼ばれる）と中生代と新生代の境界（6,500万年前、K-T境界と呼ばれる）である。この時期大量の生物絶滅が起こり、新たなタイプの生物の繁栄が起こった。このような変化がありながらも、生物圏は継続している。40億年あるいは35億年といわれる生物の歴史を見ると、組成を問わず海洋が存在できる環境が維持される限り、生物圏自体は維持されると考えられる。

IX 惑星活動の停止

惑星の最後の状態は推定しかできない。ただ、惑星も、地球のように火成活動が激しく続く天体もあるし、月のように地震があるが火成活動は全くなく、ほとんど地形変化もなく、活動がほとんど停止している天体もある。以下では、起源の枯渇と、惑星表面のエネルギー源である太陽の死について概観する。

1 熱源の枯渇

熱源が、惑星形成エネルギーでも放射性元素の崩壊エネルギーでも限りあるものであるから尽きるときが来る。それが後述の太陽の死より短い期間であれば、そのエネルギーの枯渇が、惑星進化の停止と考えられる。現在、惑星内に熱源が確認されているのは、金星、地球、そして木星型惑星の木星、土星、海王星、そして木星の衛星のイオである。火星は最近まで火成活動をおこなっていた証拠（SNC 隕石）があるが、現在の活動は不明である。

進化を停止した惑星は、内部に熱源を持たない惑星の現状と似たものとなるはずである。熱源を使い尽くした惑星は冷却されていく。冷却によって、惑星は収縮する。収縮によって、地殻に逆断層による各種の線構造を作る。このような状態は、水星や月で見られる。その冷却も終わると、ほとんどの活動を停止する。あとはときどき衝突する隕石の落下だけが惑星の主要な活動となる。

現在の惑星や衛星には、活動を停止していると考えられものがある。このよおうな天体の現状を詳しく見れば、惑星活動の停止の形態が読みとれるはずである。

2 太陽の死

恒星の一生は、その質量によって定められている。核融合反応はエネルギーの放出をとめない、星を膨張させる。一方、星は質量に応じた自己重力で縮もうとする。膨張と収縮の力の釣り合いが、星の大きさを決定する。つまり、質量に応じて、星の性質が決まるということになる。このような力学的平衡状態は、非常に安定で、熱核融合反応が停止するまで続く。

星の寿命とその終わりがたは、質量によって大きく変わる。主系列星の寿命は、質量の2乗にほぼ反比例するといわれている。小質量の星は、エネルギー発生率が低い、つまり核合成のスピードが遅く長寿となる。質量の小さい星は、1,000億年以上の寿命をもつといわれている。非常に小さな質量の星は、暗くて見えなような低温の星、褐色矮星と呼ばれ、膨大な数の星が潜在的にあると考えられている。

主系列星内でHからHeへの核融合反応が終わると、星はエネルギー放出が減り、自己重力が勝り収縮する。十分な質量がある星では、収縮によってHeを利用した核融合が始まる。質量に応じてより質量数の大きい核融合が起きる。HからHeの核融合に比べ、質量数の大きい核種の放出するエネルギーは少ない。核融合のエネルギーの変化によって、星は不安定になり星全体が膨張する。核融合によるエネルギーが減っている

のに膨張するため、星の温度は下がっていく。つまり、赤くて大きい星になる。このような星は、赤色巨星という。赤色巨星のサイズは星の質量によって違う。ここまではどの星もたどる運命である。

我々の太陽は、宇宙では一般的な質量をもつ星で、その寿命は約100億年といわれている。太陽は、主系列星で100億年過ぎした後、膨張して赤色巨星になる。現在、太陽は46億年経過したので、約半分の寿命を生きたということになる。星の外層が膨張を続けると、中心星の重力の影響は減り、最後には中心星から離れて星雲状のガスになる。これを、惑星状星雲という。惑星状星雲は、広がり続け、まわりの星間ガスとなっていく、やがて見えなくなる。星間物質として放出されたガスは、次の星の材料として輪廻のサイクルに入る。

X まとめ

今まで述べてきたことをまとめると、以下のような惑星進化のあらすじができる。

惑星は形成場を反映した個性をもつ。形成場として太陽からの距離が重要で、 H_2O が固体であるか気体のままであるかによって、地球型惑星になるか木星型惑星になるかが分かれる。惑星の材料となった珪酸塩鉱物やFeの量は、形成場ごとにけた違いの差ではなく数倍程度の差しかない。地球型惑星は初期に何らかの熱源によって加熱される。加熱によって惑星内部は高温になり化学的分化が起こる。また、加熱によって天体は膨張し、地殻に引っ張り力によって正断層の線構造が多数形成される。惑星内部の熱を放出する過程で、テクトニクスがおこり火成作用がおこる。その後、熱源を使い尽くした惑星は冷却し、地殻に逆断層による各種の線構造を作りながら収縮する。月や水星では膨張と収縮の地形が認められる。火星は最近まで膨張していたと考えられる地形がある。地球と金星は、内部にまだ熱源を持っており冷却しきっていない。金星では現在もブルーム・テクトニクスが活動している可能性がある。地球では、内部ではブルーム・テクトニクスが、表層ではマルチ・プレート・テクトニクスが支配的である（Kumazawa & Maruyama, 1994）。

以上の惑星の形成史は概略で、すべての惑星にあてはまるかどうか分からない。時間と熱の歴史を定量的にとらえることによって、惑星形成論はより正確な展開がなされるはずである。

文献

- 阿部豊, 1996. 太陽系の起源. 住明正・平朝彦・鳥海光弘・松井孝典編, 地球惑星科学1. 地球惑星学入門. pp. 219-280. 岩波書店.
- Abe, Y. & Matsui, T., 1985. The formation of an impact-induced H_2O atmosphere and its implications for the early thermal history of the Earth. *Jour. Geophys. Res.*, 90: 545-559.
- Allegre, C. J., Manhès, G. & Gopel, C., 1995. The age of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 1445-1456.
- 甘利幸子, 1993. 隕石中のSiC: 同位体比とその起源. 日本惑星科学会誌, 2: 73-77.
- Amari, S., Hoppe, P., Zinner, E. & Lewis, R. S., 1993. The isotopic

- compositions and stellar sources of meteoritic graphite grains. *Nature*, 365 : 806-809.
- Anders, E. & Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements : Meteoritic and Solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53 : 197-214
- Anders, E. and Zinner, E., 1993. Interstellar grains in primitive meteorites : diamond, silicon carbide, and graphite. *Meteoritics*, 28 : 490-514.
- Brown, H., 1952. The atmospheres of the earth and planets. *In* : Kniper, G. P. ed., pp257-266, Chicago Univ. Press, Chicago.
- Cameron, A. G. W., 1966. The accumulation of chondritic material. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1 : 93-96.
- Chen, J. H. & Wasserburg, G. J., 1981. The isotopic composition of uranium and lead in Allende inclusions and meteoritic phosphates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52 : 1-15.
- Chen, J. H. & Wasserburg, G. J., 1985. U-Th-Pb isotopic studies on meteorite ALHA81005 and Ibitira. *Lunar Planet. Sci.* 16th. 119-120 (abstr.).
- Compston, W. & Pidgeon, R. T. 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in western Australia. *Nature*, 321 : 766-769.
- Cowely, C. R., 1995. An introduction to cosmochemistry. 490pp. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Fanale, F. P., 1971. A case of Catastrophic early degassing of the earth. *Chem. Geol.*, 8 : 79-105.
- Froude, D. O., Ireland, T. R., Kinny, P. D., Williams, I. S. & Compston, W. 1983. Ion microprobe identification of 4, 100-4, 200Myr-old terrestrial zircon. *Nature*, 304 : 616-618.
- 藤村彰夫, 1993. 表層および内部構造. 清水幹夫編 : 惑星の科学. pp. 102-145. 朝倉書店, 東京.
- Fukao, Y., Maruyama, S., Obayashi, M. & Inoue, H., 1994. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100 : 4-23.
- Gopel, C., Manhès, G. & Allegre, C. J., 1994. U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121 : 153-171.
- Gray, C. M. & Compston, W., 1974. Excess ^{26}Mg in the Allende meteorites. *Nature*, 251 : 495-497.
- Grossman, L., 1975. Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39 : 433-454.
- Hamano, Y. & Ozawa, M., 1978. Earth-atmosphere evolution model based on Ar isotopic data. *In* : Terrestrial rare gases. Alexander, Jr. E. C. & Ozawa, M. eds., pp. 155-171, Conf. Acad. Publ. Japan, Tokyo.
- Hanks, T. C. & Anderson, D. L., 1969. The early thermal history of the earth. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 2 : 19-29.
- Hartmann, W. K., 1977. Relative crater production rates on planets. *Icarus*, 31 : 260-276.
- Hayashi, C., 1981. Structure of the solar nebula, growth and decay of magnetic fields on effect of magnetic and turbulent viscosities on the nebular. *Prog. Ther. Phys. Supply.*, 70 : 35-53.
- Hayashi, C., Nakazawa, K. & Nakazawa, Y., 1985. Formation of the solar system. *In* : Black, D. C. & Matthews, M. S. eds., pp.1100-1153. Protostar and Planets II. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Huss, G. R., Keil, K. & 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.
- 池田幸雄, 1983. アエンデ隕石と原始太陽系. 鉱物学雑誌, 16 : 91-101.
- Ireland, T. R., Compston, W., Williams, I. S. & Wendt, I., 1990. U-Th-Pb systematics of individual perovskite grains from the Allende and Marchison carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101 : 379-387.
- Jacobsen, S. B. & Wasserburg, G. J., 1984. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67 : 137-150.
- Kieffer, S. W., 1975. Droplet chondrules. *Science*, 189 : 333-340.
- 小出良幸, 1992. マントルの同位体的多様性—マントル進化へのアプローチ. 地学雑誌, 101 : 159-192.
- 小出良幸, 1994. 総説 : 地球の生成場に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. 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, 1995b. 地球前史—地球形成場の素描—. 月刊地球, 17 : 203-209
- 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. 総説 : 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. 総説 : 地球初期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.
- 国立極地研究所, 1987. 南極の科学6. 南極隕石. 440pp. 古今書院, 東京.
- 国立天文台, 1995. 平成8年版理科年表. 1046pp. 丸善, 東京.
- Kumazawa, M. & Maruyama, S., 1994. Whole earth tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100 : 81-102.
- Kurat, G., 1967. Zur Entstehung der Chondren. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31 : 491-502.
- Larimer, J. W. & Anders, E., 1967. Chemical fractionation in meteorites - II. Abundance patterns and their interpretation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31 : 1239-1270.
- Lewis, R. S., Amari, S. & Anders, E., 1994. Interstellar grains in meteorites : II. SiC and its noble gases. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58 : 471-494.
- Lipschutz, M. E., Gaffey, M. J. & Pellas, P., 1989. Meteoritic parent bodies : nature, number, size and relation to present-day asteroids. *In* : R.P. Binzel, Gehrels, T. & Matthews, M. S. Eds. pp. 740-778. Asteroids II. Univ. Arizona Press, Tucson.
- Lofgren, G. & Russell, W. J., 1983. Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic and radial pyroxene composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50 : 1715-1726.
- Lugmair, G. W. & Galer, S. J. G., 1992. Age an isotopic relationships among the angrites Lewis Cliff 86010 and Angra dos Reis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 45 : 1673-1694.
- Lugmair, G. W. & Marti, K., 1977. Sm-Nd-Pu timepieces in the Angra dos Reis meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35 : 273-284.
- Manhès, G., Gopel, C. & Allegre, C. J., 1988. Systematique U-Pb dans les inclusions refractaires d'Allende : le plus vieux materiau solaire. *Comptes Rendus de l'ATP Planetologie*, 323-327.
- Maruyama, S., 1994. Plume tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100 : 24-49.
- 松尾禎士, 1979. 火山ガス. 横山泉・荒牧重雄・中村一明編. 岩波講座地球科学7, pp. 121-132. 岩波書店, 東京.
- McKay, D. S., Gibson, Jr. E. K., Thomas-Keptra, K. L., Vila, H., Romanel, C. S., Clemett, S. J., Chillier, X. D. F., Maechling, C. R. & Zare, R. N., 1996. Search for past life on Mars ; Possible relic biogenic activity in martian meteorite ALH84001. *Science*, 273 : 924-930.
- 松井孝典, 1996. 分化. 住明正・平朝彦・鳥海光弘・松井孝典

- 編, 地球惑星科学 1. 地球惑星科学入門. pp. 101-110. 岩波書店, 東京.
- Minster, J. F., Birch, J. L. & Allegre, C. J., 1982. Absolute age for formation of chondrites studies by the ^{87}Rb - ^{87}Sr method. *Nature*, 300 : 414-419.
- 水谷仁, 1978. 太陽系の基礎データ. 小沼直樹・水谷仁編: 岩波講座地球科学13. pp. 1-20. 岩波書店, 東京.
- Morgan, J. W. & Anders, E., 1980. Chemical composition of the Earth, Venus, and Mercury. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 77 : 6973.
- Morrison, D. & Owen, T., 1988. Planetary system. 519pp. Addison-Wesley Publishing Company.
- Nagahara, H., 1981. Evidence for secondary origin of chondrules. *Nature*, 292 : 135-136.
- Nagahara, H., 1984. Matrices of type 3 ordinary chondrites-primitive nebular records. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48 : 2581-2595.
- 中沢清, 1978. 太陽系の起源と進化. 小沼直樹・水谷仁編: 岩波講座地球科学13, pp. 21-87. 岩波書店, 東京.
- 中沢清・中川義次, 1984. 惑星形成のシナリオ. 現在の太陽系科学. pp. 48-81. 東京大学出版会, 東京.
- Newsom, H. E. & Taylor, S. R., 1989. Geochemical implications of the formation of the Moon by a single great impact. *Nature*, 338 : 29-34.
- Patterson, C. C., 1956. Age of meteorites and the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10 : 230-237.
- Patterson, C. C., Tilton, G. R. & Inghram, M. G., 1955. Age of the Earth. *Science*, 121 : 69-75.
- Pollack, J. B., Veverka, J., Colbarcom, K. P. D., Lane, A. L. & Ajello, J. M., 1978. Multicolor observations of phobos with Viking lander cameras: Evidence for a carbonaceous chondritic composition. *Science*, 199 : 66-69.
- Rambaldi, E. R., Rahan, R. S. Wang, D. & Housley, R. M., 1983. Evidence for relict grains in chondrules of Qingzhen, an E3 type enstatite chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66 : 11-24.
- Rubey, W. W., 1951. Geochemical history of sea water : an attempt to state the problem. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62 : 1111-1147.
- Safronov, V. S., 1969. Evolution of the Protoplanetary cloud and formation of the Earth and the Planets. Nauka Press, Moscow. Translated by the Israel Program for Scientific Translation, 1972.
- Sagen, C. & Mullen, T., 1972. Earth and Mars: Evolution of atmospheres and surface temperatures, *Science*, 177 : 52-56.
- 鈴木敬信, 1986. 天文学通論. 495pp. 地人書館, 東京.
- Swindle, T. D. & Podosek, F. A., 1988. Iodine-xenon dating. *In* : Kerridge & M. S. Matthews, eds. : Meteorites and the early solar system. pp. 1127-1146. Univ. Arizona Press, Tucson.
- Tajika, E. & Matsui, T., 1990. The evolution of the terrestrial environments. *In* : Newsoms, M. E. & Jenes, J. H. eds. Origin of the Earth, pp. 347-370. Oxford Univ. Press, Oxford.
- Tatsumoto, M., Knight, R. J. & Allegre, G. J., 1973. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, 180 : 1279-1283.
- Taylor, S. R., 1992. *Solar System Evolution*. 307pp. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- 天文年鑑編集委員会, 1995. 1996年版天文年鑑. 276pp. 誠文堂新光社, 東京.
- Tsuchiyama, A. & 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. & Kushiro, I., 1980. Experimental reproduction of textures of chondrules. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48 : 155-165.
- Tsuchiyama, A., Nagahara, H. & Kushiro, I., 1981. Volatilization of sodium from silicate melt spheres and its application to the formation of chondrules. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45 : 1357-1367.
- Turcotte, D. L., 1993. An episodic hypotheses for Venusian tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 98 : 17061-17068.
- Virag, A., Wopenka, B., Amari, S., Zinner, E., Anders, E. & Lewis, R. S., 1992. Isotopic, optical and trace element properties of large single SiC grains from Marchison meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56 : 1715-1733.
- 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.
- Wood, J. A. & Hashimoto, A., 1993. Mineral equilibrium in fractionated nebular systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57 : 2377-2388.
- 小出良幸・山下浩之・佐藤武宏
神奈川県立生命の星・地球博物館 神奈川県小田原市入生田499
Yoshiyuki KOIDE, Hiroyuki YAMASHITA and Takehiro SATO : Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, 499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250, Japan

Approach to the Planetary Evolution

: Factors and an Outline

Yoshiyuki KOIDE, Hiroyuki YAMASHITA
and Takehiro SATO

Abstract. Many viewpoints and problems on the formation of planets are pointed out. We compile the various viewpoints and problems. They can be summarized as following the seven factors ; time, raw material, formation, chemical separation, layer evolution, organism effects, death of planet. These factors work the restricted material and duration except the factor of "time". The factor "time" was related to every event, "raw material" to the events of origin, constituents, cooling and heating process, "chemical separation" to

the events of heat source, heating process, atmosphere formation, ocean formation, crust formation and core formation, "layer evolution" to the events of cooling process, magmatism and tectonics, "organism effects" to the events of new material circulation and human effect, and "death of planet" to the events of end of heat source and end of the Sun. In this paper, we describe the details of each factor. The description leads to the outline of the formation of planets, and approaches to the planetary evolution.

(受付：1996年11月30日，受理：1996年12月27日)