大気・海洋の起原と進化

松 井 孝 典*

Origin and Evolution of the Atmosphere and Oceans

Takafumi MATSUI*

地球環境の進化を規定しているのはエネルギーの流れと物質循環である。本稿では地球形成時の熱的状态, その後の熱史と同時に, 地表付近の物質循環を考慮した最近の大気・海洋の起源・進化論を概説する。

I. 序

はじめに大気・海洋の起源と進化についての制約条件をまとめておこう。その第一の条件としてまず述べねばならないのは地球大気の2次起源説である。

地球大気中の希ガスの存在度を太陽のそれと比較すると, 質量数の小さい希ガス程減少の程度は大きいことが知られている。仮に地球が原始太陽系星雲ガスを原始大気として捕獲したとしてみよう。するとこの事実は各希ガスが質量数に応じて大気圏外に散逸したとして説明できる。もしこのことが正しいなら, 大気・海洋中の主成分である N_2 , O_2 , CO_2 , H_2O などその質量数に応じて減少していなくてはならない, 分別係数 f を

$f = (\text{ガス/ケイ素})_{\text{地球}} / (\text{ガス/ケイ素})_{\text{太陽}}$ として定義すると, 希ガスの分別係数 f の質量依存性から予想される上記分子についての f はそれぞれ, $f(H_2O) < 2 \times 10^{-10}$, $f(CO_2) < 1 \times 10^{-8}$, $f(N) < 2.5 \times 10^{-9}$, $f(O) < 7 \times 10^{-9}$ となる。実際にはそれぞれが $\sim 2.7 \times 10^{-8}$, $\sim 4 \times 10^{-5}$, $\sim 9 \times 10^{-6}$, $\sim 2.4 \times 10^{-6}$ で, これらの主要成分は希ガスの減少の仕方から予想される程には減少していない。これらのガスは反応して地球内部に

取り込まれているから, 実際にはこの差はもっと大きいはずである。かつて原始太陽系星雲ガス組成の1次大気が存在したとすると, 希ガスだけをその質量数に応じて系統的に減少させるような不自然な過程を考えなくてはならない。それよりはかつて地球の材料物質が星雲ガス内に存在した時, これらの主要成分は反応しやすいため取り込まれたが, 不活性な希ガスは取り込まれなかったためもともとと少なく, 従って地球形成中あるいは形成後にこれらのガスが脱ガスして大気がつくられた, と考える方が自然である。このことは Brown (1952) によって最初に指摘され, 以来地球大気の2次起源説として広く認められている。

地球大気が内部からの脱ガスによって生じた事を示唆する証拠は他にもある。 Ar の同位体比である。 Ar には ^{36}Ar , ^{38}Ar , ^{40}Ar の3つの安定同位体があり, 大気中の $^{40}Ar/^{36}Ar$ は295.5で, これは元素合成時の値 10^{-4} に比べ非常に高い。この理由は大気中には ^{40}K の放射性崩壊によって生成された ^{40}Ar が内部からの脱ガスによって付加されているためと考えられる。

なお希ガスの存在度パターン(相対存在度)は, 地球型惑星のなかで大気をもつ惑星である金星, 火星, 地球についていずれも似ている (Cogley and Henderson-Sellers, 1984)。これらの相対存在度が隕石中に含まれるものと似ていることも, 内部からの脱ガスによる大気の形成という考え方と調和的である。

次に大気・海洋の起源と進化がこれまでどのように考えられてきたかをまとめておこう。大気・海洋の起源・進化論としてもっとも有名なのは,

* 東京大学理学部地球惑星物理学教室

* Dept. of Earth and Planetary Physics, Faculty of Science, University of Tokyo

Rubey (1951) によるものである。彼は地表付近での揮発性物質の総量とその循環の収支を計算し、現在噴出している火山ガスが現在と同じ割合で噴出し、それが数十億年蓄積すれば現在の大気量を充分説明できることを示した。この考え方は脱ガスが地球史を通じて連続して起こったことを主張する意味で連続脱ガス説と呼ばれる。

これに対し脱ガスは地球史の初期に集中的に起こったという主張がある。Fanale (1971) は緑柱石という鉱物中の ^{40}Ar の量が時代の経過と共に少なくなっていることに注目し、このような考え方を提出した。これを初期大規模脱ガス説という。Hamano and Ozima (1978) によると、地球内部に含まれていた Ar の少なくとも80%以上は、地球誕生後遅くとも10億年以内に脱ガスしなければならない。初期大規模脱ガス説は Xe の同位体比からも示唆される (Allègre et al, 1983)。

ここで物理的観点からも連続脱ガス説に都合の悪い事実のあることを簡単に紹介しておこう。連続脱ガス説は火山ガスの組成が大気の組成と似ていることもその根拠の一つにしている。連続脱ガス説の立場からは従って現在の地球大気と同じ様な組成の大気が地球史を通じて存在し続けたことが自明のこととされている。果してこのことは事実なのだろうか。物理的には否である。

地表付近の全球平均気温は、太陽からの入射光のどのくらいが地表に達するかと、地表からの熱放射のどのくらいが宇宙空間へ逃げるかの、両者の均り合いで決まっている。宇宙空間への逃げ方は大気中のいわゆる温室効果ガスの量比で決まる。従ってアルベドや現在の大気が過去にも同じだったとしたら、入射太陽光の透過・反射過程と地表からの熱放射の流出過程については地球史を通じて定量的な推定ができる。一方太陽の光度についてはどうであろうか。太陽のような星についてはその進化と共に、その光度の増すことが知られている。それは太陽がその中心部での水素の核融合反応によって輝いていることから物理的に推定されることで、その程度については研究者により値は異なるが最も一般的な値として引用されるのは、46億年前には現在値より30%程度低かったとする

ものである。

Sagan and Mullen (1972) は太陽光度が過去に逆のぼると減少することを考慮し、アルベドや地球大気が現在のままであったとして過去の全球平均気温の変化を計算した。彼らはこの場合太陽光度の減少と共に全球平均気温は低下し、約20億年以前の地球では地球全体が凍結してしまうことを見いだした。一方よく知られているように地質学的な記録から示唆される傾向は逆で、過去に逆のぼる程温暖であったと考える方が都合が良い。この矛盾のことを称して“暗い太陽のパラドックス”という。このパラドックスは地球大気の組成が変化してきた、すなわち温室効果ガスがかってもっと多量に存在したと考えることにより解決できる。Sagan と Mullen は過去の地球大気中には大量の H_2 と NH_3 が存在したと考えれば良いことを示唆したが、現在ではこの考えは否定されている。現在考えられている有力な温室効果ガスとしては CO_2 が挙げられる。

実際に大気中の CO_2 量が地質学的なタイムスケールでは大きく変化することが知られている。過去15万年くらいについては氷床コア中に含まれる気泡の分析から、 CO_2 量が200から300ppm の間を振動しているし、もっと長いタイムスケールでも例えば白亜紀の頃の気温が高かったことは、 CO_2 量が現在の大気中のその数倍から10倍程度存在したためと推定されている (松井, 1991)。問題はどのような機構で脱ガスが起こり、その CO_2 が何故変動するかであるが、このことに関しては以下に述べる衝突脱ガスによる大気の形成と、気圏、水圏、地圏間の CO_2 の化学的循環を考慮した大気海洋の進化モデル以外まだ具体的には提案されていない。以下で大気起源論の制約条件と調和的なモデルとして我々の提唱しているモデルを紹介する。

II. 地球の初期熱的状態

地球が火の玉として誕生し、その後冷え続けているのか、あるいは冷たい天体として生まれ現在温まりつつあるのかは、大気・海洋の起源・進化を考えるうえでもっとも重要な問題のひとつといえよう。本節では地球の初期の熱的状態が如何に

して推定されるか、そしてその後どのように進化したかについて簡単に紹介する。初めに熱源について述べる。

惑星内部の熱源として一般に考えられているのは、(i) 重力ポテンシャルエネルギーの解放、(ii) 収縮に伴う発熱、(iii) 外的要因による物体内部での散逸熱（例えば潮汐変形による加熱、オーム散逸など）、(iv) 核融合に伴う原子核結合エネルギーの解放、(v) 放射壊変による原子核結合エネルギーの解放、(vi) 化学エネルギーである。このうち (iii) は特殊な条件下で有効な熱源であり、(iv) は惑星の内部状態下ではたとえ木星といえども起こり得ない反応である。従って地球の熱源として重要なのは残りものといえる。

地球に限らず太陽系天体は、微惑星と呼ばれる微小天体の合体成長により形成されたと考えられている。太陽系内に分布する微惑星が1個の惑星にまで成長したとするとその間に、解放される重力ポテンシャルエネルギーは次のように表される。

$$E_G = -G \int_0^R \frac{M(r)}{r} dM \quad (1)$$

内部の密度分布が一様だとすると (1) 式から

$$E_G = -\frac{3GM^2}{5R} \quad (2)$$

となる。ここで G は万有引力定数、 M は質量、 R は半径である。このエネルギーのすべてが熱として内部に蓄えられたとすると、その上昇温度 ΔT は、

$$\Delta T = \frac{E_G}{CM} \quad (3)$$

と推定される。ここで C は比熱である。 C としてもっともらしい値 $C = 0.25 \text{ cal g}^{-1} \text{ deg}^{-1}$ とすると、 $\Delta T \sim 4.2 \times 10^4 \text{ }^\circ\text{C}$ となる。このことから重力ポテンシャルエネルギーの全てが熱に変わると原始地球は高熱のガスの塊となることが示される。

現在の地球の内部構造に基づいて (1) 式を計算すると、約 -2.5×10^{39} エルグとなる。これを (2) 式と同様な形で表すと、

$$E'_G = -0.668 \frac{GM^2}{R} \quad (4)$$

となる。(4) 式と (5) 式の差をとると

$$E_D = E' - E_G = -0.068 \frac{GM^2}{R} \quad (5)$$

となる。(5) 式は、一様な密度構造から現在のような成層構造へと分化した際に解放された重力ポテンシャルエネルギーに相当する。以下では E_G を分化集積エネルギー、 E_P をエネルギーと呼ぶことにする。 E_G は E_D より一桁多い。

地球くらいの大きさの天体では内部の圧力により物質は圧縮されている。この圧縮に伴う仕事は、

$$E_A = \int_v^\infty P dv = \int P d \left(\frac{1}{\rho} \right)$$

で与えられる。地球の材料物質の状態方程式 $\rho(P)$ は知られていないが、それに近いと考えられているコンドライト隕石の $\rho(P)$ を用いると、 E_A はオーダーとして $E_A \sim 10^{38}$ エルグとなる。

地球の熱源として重要な放射性元素には ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K がある。これらの放射性元素の含有量をコンドライト隕石と同じと仮定すると、その46億年間の総発熱量 E_R は $E_R \sim 10^{38}$ エルグとなる。

化学エネルギーは化学反応に伴い出入りするエネルギーのことである。地球の場合特に重要な化学反応は鉄の酸化還元反応である。地球の中心部に存在するコア（核）は主として鉄から成るが、この金属鉄核が鉄の酸化物の還元反応 ($\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}$) によってつくられるとしたら、この反応は負の熱エネルギー源になる。というのは、この反応は吸熱反応だからである。この反応を進行させるためには熱を加える必要がある。

上で述べた議論からも分かるように集積エネルギーは他の熱源に比べ一桁大きい。このエネルギーはしかし全てが地球内部に保持されるとは限らない。集積エネルギーは成長しつつある原始地球の表面でそのほとんどが解放されるので、大部分は宇宙空間に放射され、失われると考えられるからである。以下で集積エネルギーのどのくらいが原始地球に保持されるか推定してみよう。

簡単のため集積してくる微惑星のサイズ分布やその時間変化は考えず、時間 Δt の間に地表が Δr , または Δm 成長すると仮定する。この場合、地表とその下の層でのエネルギーの釣合は次式で与えられる。

$$(1-h) Gm\Delta m/r = 4\pi r^2 F \Delta t + \Delta m(T_s - T_p)$$

(6)

$$hGm\Delta m/r = C_p\Delta m'(T_g - T'_s) \quad (7)$$

ここで、 h は地表で解放された衝突エネルギーのどのくらいが内部に直接熱として付与されるかその分配効率、 Δm は表層の質量、 F は地表の単位面積あたりの輻射エネルギー流量、 C_p は比熱、 T_s は地表温度、 T_p は微惑星の衝突前の温度、 $\Delta m'$ は新しい地表 Δm が付加する前の地表（すなわち地下層）の質量、 T_g はその地下層の温度、 T'_s は地下層が地表にあった時の温度である。衝突エネルギーの一部は衝突の際、直接熱として地下に分配される。(6) 式の左辺は集積エネルギー、右辺第一項は地表から輻射で失われるエネルギー、第二項は地表の加熱に使われるエネルギーを表す。

F は大気量に強く依存している。薄い大気の場合には、光学的厚さに相当する τ^* という変数を用いると、

$$F = 2\sigma(T_s^4 - T_0^4)/(\tau^* + 2) \quad (8)$$

ここで σ はステファン・ボルツマン定数、 T_0 は背景の輻射平衡温度である。 τ^* は、大気層の質量を M_a 、その吸収係数を κ とすると

$$\tau^* = 3\kappa M_a / 8\pi R^2 \quad (9)$$

となる。大気層が存在しなければ $\tau^* = 0$ である。

簡単のため、惑星の成長率は一定、すなわち $\Delta m/\Delta t = \text{const.}$ または $A_r/A_s = \text{const.}$ とし、 τ^* と h を与えると (6) 式は解ける。その結果を図 1 に示す。この図から、微惑星の集積によって成長する原始惑星の地表温度は、惑星の成長率と τ^* によっていることがわかる。成長率が小さくても原始大気が存在すれば、また原始大気が存在しなくても成長率が十分大きければ地表温度は上昇する。また成長率が小さく原始大気が存在しなくても、その内部の温度は表層の毛布効果により上昇する。最近の太陽系起源論によると、原始地球の形成時間は $10^7 \sim 10^8$ 年程度と推定されている。この形成時間に相当する成長率では、現在の海がすべて蒸発したような場合 ($\tau^* > 1000$) を除いて地表温度は岩石の融点を越えることはない。

III. 脱ガス大気の形成と地球形成時の熱史

実際には微惑星集積の際、衝突脱ガスにより原

図 1 微惑星の集積による原始地球の形成時の地表（実験）及びその下の層（波線）の温度の変化。半径の成長率を一定とした場合（集積に要する時間 10^7 年）。曲線に付けられた数値は τ^* 値を表す。

始水惑星大気が形成されると考えられる。従って、以下で衝突脱ガス過程も含め、より現実的な地球の初期進化モデルを紹介する。なおこれは筆者らにより提唱されているもので、松井・阿部モデルと呼ばれているものである (Abe and Matsui, 1986; Matsui and Abe, 1986 a, b, c)。

初めに蛇紋石を例にとり、その衝突脱水反応について述べる。微惑星に含まれる揮発性物質の代表として水に注目するのは、始源的と考えられている炭素質コンドライトに水が最も多量に含まれていること、及び地球の地表付近に存在する揮発性物質のうち最も量の多いものが水だからである。なお、微惑星中の H_2O が蛇紋石に含まれていたかどうかはわからない。しかし多くの含水鉱物は似たような脱水反応の特性を持っているので、蛇紋石を含水鉱物の代表と考えてもよいであろう。また、微惑星中の H_2O が、含水鉱物以外、例えば結晶粒界に入っているなどの形で含まれていることも考えられる。しかし、その場合には化学的にしっかりと固定されている含水鉱物の場合よりはもっとずっと脱水しやすいはずである。したがって、含水鉱物が脱水する場合には、結晶粒界中

に含まれている H_2O も脱ガスすると考えてよいであろう。

蛇紋石は以下のような反応で脱水する。

ここでかんらん石、輝石は地球を構成する主要鉱物である。この反応の反応速度は温度によって異なり、高温ほど速く進む (Brindley and Hayami, 1964)。Lange and Ahrens (1982a) は、衝撃圧縮の継続時間内 ($\sim 0.1 \sim 1$ s) に上記の反応が進むために必要な温度を Brindley and Hayami (1964) の外挿によって求め、その温度で反応が起こるものとした。この温度のもとに必要な反応熱が与えられれば反応が右方向に進む。これは、衝撃によるエントロピー増加が、反応熱を反応のおこる温度で割ったものより大きいときに反応が進むものとして取り扱える。この方法は Ahrens and O'Keefe (1972) が衝突による蒸発・融解を論ずるために用いた方法である。このような解析から Lange and Ahrens (1982a) は蛇紋石の脱水のために必要な臨界衝撃圧 (P_{cr}) を空隙率 0 の場合に 60 GPa, 17% の場合に 23 GPa と推定した。Lange and Ahrens (1982b) は上記の理論的推定と実験結果をまとめ、脱水される H_2O の割合について次のような関係式を求めている。

$$X(\%) = -63.7 + 4.3P - 0.03P^2$$

(P : GPa) (10)

ここで X は脱水される H_2O の割合、 P は衝撃圧である。但し、ここでは空隙率は 0 としている。これらの実験結果によると、原始惑星の半径が地球半径の約 1/5 になると、微惑星に含まれている蛇紋石の衝突による脱水が始まり、1/2 になると完全に脱水する。なお、ここまでの議論で明らかのように、衝突脱ガスはそれが大気形成と関係しているかいないかは別として、惑星形成時に必然的におこる過程であることに注目されたい。

以上の議論からも分かるように地球形成時には、衝突脱ガスによって形成される水蒸気大気はその周囲を取り巻く。これが原始大気として安定に存在するか否かが、初期の熱史に影響することは前

節で述べたとおりである。

水蒸気大気が安定に存在するかどうかは、地表温度、金属鉄との反応の有無などによる。ここでは簡単のため、Matsui and Mizutani (1977) によって提唱されている非均質モデルを考え、金属鉄と水蒸気との反応は考えないことにする。なお非均質集積モデルとは金属鉄が初め選択的に集積し、次にケイ酸塩鉱物が集積したとする考えのことである。

大気の形成は地表温度によって 3 つの場合を考える。表面温度の低いとき ($T_s < 900$ K) は衝突脱ガスを考え、Lange and Ahrens (1982a) と同様に、蛇紋石の衝突脱水による大気生成とかんらん石・輝石の加水反応による損失を考える。但し、ここでは衝突脱水で生じた H_2O のうち f (≤ 1) だけが正味に大気を加えられるとして取り扱う。

地表温度が高い場合 ($900 \text{ K} \leq T_s < T_{sol}$)、含水鉱物は不安定なので、衝突ガスで生じた H_2O はすべて大気中に蓄積するとする。さらに地表温度が高くなり、岩石の融点を越す場合 ($T_{sol} \leq T_s$) には、大気中の H_2O 分圧とマグマの海中の H_2O 分圧とマグマの海中の H_2O 濃度の間には溶解平衡が成り立つと考えられる。

以上の事を式で表すと、 ΔM の質量が集積して来る間の大気量の増加分 ΔM_a は

$$\begin{aligned} \Delta M_a &= 0 & (P_{peak} < P_{cr}, T_s < 900 \text{ K}) \\ &= fX_{wp}\Delta M & (P_{peak} \leq P_{cr}, T_s < 900 \text{ K}) \\ &= X_{wp}\Delta M & (900 \text{ K} \leq T_s < T_{sol}) \\ &= (X_{wp} - \alpha X_{sol}(P))\Delta M & (T_{sol} \leq T_s) \end{aligned} \quad (11)$$

ここで X_{wp} は微惑星中の H_2O の含有量、 $X_{sol}(P)$ は圧力 P の時のマグマの海への H_2O の溶解度であり、 α は岩石の部分熔融の程度である。また P_{peak} は微惑星の衝突時の衝撃圧、 P_{cr} は衝突脱ガスの起こる臨界衝撃圧、 T_{sol} は岩石の溶け始めの温度である。

X_{sol} は実験結果から (Fricker and Reynolds, 1968) 次のように与える。

$$X_{sol}(\%) = 2.08 \times 10^{-4} P^{0.54} \quad (P: \text{Pa})$$

X_{wp} は隕石などのデータから考えて 0.1 ~ 1 %

(A)

(B)

図2 成長しつつある原始地球の(A)地表温度及び(B)原始水蒸気大気量の変化(Abe and Matsui, 1986)。モデルについては本文参照

とする。 α は次式で与える。

$$\begin{aligned} \alpha &= 0 & (T_s < T_{sol}) \\ &= \frac{T - T_{sol}}{T_{liq} - T_{sol}} & (T_{sol} < T_s < T_{liq}) \\ &= 1 & (T_{liq} \leq T_s) \end{aligned} \quad (12)$$

ここで T_{liq} は岩石が完全に溶ける温度で、ここでは $T_{sol} = 1,500\text{K}$, $T_{liq} = 1,700\text{K}$ とする。 P_{cr} としては、空隙率 17% の岩石中の蛇紋石が完全に脱水する圧力 23GPa を標準として用いる。

f は推定が難しい。ここでは、大気形成の効率が余り良くない場合を考え、衝突説ガスで生じた

H_2O のうち 80% は岩石との反応で失われるとする。すなわち $f=0.2$ を標準値にする。後でのべる様に 95% が失われたとしても結果は殆ど変わらない。

(6), (7) 式を解くにはこの他成長率が必要である。ここでは集積モデルとしてよく用いられる Safronov (1972) による地球集積モデルを用いる。このモデルによると、集積速度 $\dot{M}$ は次式で与えられる。

$$\dot{M} = \pi R^2 (1 + 2\theta) \frac{4\sigma_p}{P_K} \quad (13)$$

ここで、 σ_p は微惑星の面密度 (原始惑星の軌道面に垂直な単位底面積の筒状空間内にある微惑星の質量)、 P_K は原始惑星のケプラー周期である。

σ_p は更に

$$\sigma_p = \frac{M_0 - M}{\pi(a_0^2 - a_i^2)}$$

と表わせる。ここで M_0 は原始惑星の最終的な質量 (現在の地球質量)、 a_0 , a_i はそれぞれ地球の材料物質が存在するドーナツ状領域の外径と内径である。(13) 式は、集積時間 (原始惑星の質量が $0.99M_0$ になるまでの時間) τ_{acc} を用いて、

$$M = 7.15 \frac{M_0}{\tau_{acc}} (R/R_0)^2 [1 - (R/R_0)^3] \quad (15)$$

と書ける。 $\tau_{acc} = 7.15 P_K (a_0^2 - a_i^2) / 4 R_0^2 (1 + 2\theta)$ である。ここでは $\theta = 4$, $\tau_{acc} = 5 \times 10^7 \text{y}$ を標準値として使う。

以上の式を用いて地球集積中の水蒸気大気の進化と熱的進化が計算できる。図2に「標準モデル」(パラメーターは表1参照)と集積時間、含水量、脱ガス係数、臨界衝撃圧を変えたいくつかのモデルにおける水蒸気大気の成長と成長しつつある原始地球の表面温度の変化を示す。標準モデルによると、原始惑星の半径が $0.2 R_0$ 程になると衝突脱ガスが始まり、その結果大気の蓄積が始まる。すると、大気の保温効果によって地表温度は急速に上昇していくことがわかる。 $R \sim 0.3 R_0$ に見られる成長曲線の折れ曲がり、地表温度が 900K を越えると脱ガスの効率が良くなるためである。更に地表温度が上昇し $R \sim 0.4 R_0$ 前後で地表温度は岩石の融点を越える。すると大気の成長は殆

表 1 標準モデルに用いたパラメーター

地球質量	M_0	6×10^{24} kg
微惑星の平均密度	ρ	4,200 kg/m ³
非圧縮の原始地球の	R_0	6,987 km
半径		$= (3 M_0 / 4 \pi \rho)^{1/3}$
サフロノフ数	θ	4
集積時間	τ_{acc}	5×10^7 y
バルク音速	C_0	3,000 m/s
非圧縮率の圧力微分	$\left(\frac{\partial K}{\partial P}\right)_T$	5
熱伝導率	k	4 W/mk
融 解 熱	Q_l	400 kJ/kg
定圧比熱	C_p	1,000 J/kg
圧力 P_0 での吸収係数	κ	0.01 m ² /kg
標準圧力	P_0	101,325 Pa
集積前の微惑星の温度	T_p	250 K
太陽放射フラックス	S_0	960 W/m ²
脱ガスの臨界衝撃圧	P_{cr}	23 GPa
微惑星の H ₂ O 含有量	X_{wp}	0.1 %
脱ガス係数	f	0.2

ど止まる。これは地表に生じたマグマの海に H₂O がとけ込むことによって大気の成長が抑えられる為である。集積の末期には集積速度が遅くなって地表からのエネルギー流量が小さくなるため、地表温度は下がる。これに対応して大気量は再び増加し最終的には丁度、現在の海水の質量 (1.4×10^{21} kg) に近い 1.9×10^{21} kg に落ち着く。

パラメーターを変えて計算してみても結果は余り変わらない。脱ガス係数を小さくしたり、より高い臨界衝撃圧を仮定すると (モデル D1, 2) 大気の成長は遅くなるが、マグマの海ができてしまえば、あとは標準モデルと変わらない。また大きい含水量 (X_{wp}) を与えた場合 (モデル X 1, 2) には、大気の成長は早まり、表面温度も高くなるが、最終的に生ずる大気量については標準モデルとあまり差がない。早い集積 (モデル T1) の場合にはマグマの海と平衡にある大気量は少なくなるが、その他の点は他のモデルとあまり変わっていない。このことは、集積中に生ずる水蒸気大気量は、集積速度や微惑星の水蒸気含有量、脱ガスの効率などのパラメーターにあまり依らずに決っていて、その量は現在の海の質量と近いことを示唆する。

図 3 地表で解放される衝突エネルギー流量 (F_0) による原始大気の温度構造の変化 (Abe and Matsui, 1988)

IV. 海の形成

地球形成時に微惑星との衝突脱ガスによって形成される原始水蒸気大気の進化を考えてみよう (Abe and Matsui, 1988)。原始水蒸気大気の温度構造は地表で解放される衝突エネルギー流量による。その計算の詳細は繁雑になるので省略するが、1次元の放射対流大気モデルを用いて計算した結果を示すと図3のようになる。この図で特徴的なことは、地表温度に関して2つのグループの解の存在することである。ひとつは高温解、ひとつは低温解とでも称すべきものである。なおこの図は水蒸気約80%二酸化炭素約20%という組成の原始大気に関して計算したもので、大気圧は高温の解では約200気圧、低温の解では約50気圧程度である。低温解の圧力が低いのは水蒸気が凝縮し、雨となって地表に落ちるためと思ってよい。

高温解の温度構造では最下層に乾燥した対流層があり、上空300km以上に湿った対流層が存在する。湿った対流層と言うのは現大気の下層を成す対流圏と思えばよい。すなわち高温解では水

蒸気は上空でのみ凝縮可能で、従って雨は地表には決して到達しない。一方低温解では最下層に湿った対流層が存在する。すなわち雨は地表に到達しうる。

両者の解を分けるのは衝突エネルギー流量の値である。それが 150 W/m^2 以上では高温解が安定なのに対し、これ以下では低温解が実現する。重要なことは地球軌道付近において低温解が安定解として存在することである。このことは原始地球が成長し、周囲に存在する微惑星を集めつくし、地表で解放される衝突エネルギー流量が 150 W/m^2 に達すると、それまでは上空では降っていたが途中で蒸発し決して地表に到達しなかった雨が、突然地表に達することを意味する。

なおこの計算では簡単のため原始大気の組成を $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ としたが、実際にはそうでない。高温解のような構造をもつ原始大気の組成は、地表のマグマの海と大気が平衡にあるとして推定できる。それによると微惑星中に金属鉄も含まれているような条件下では、炭素は CO_2 ではなく CO のほうが安定である。しかし海が形成されてしばらくすると CO は CO_2 に酸化されると考えられる。太陽からの紫外線により大気中の水蒸気が光分解され、水素と酸素がつくられるからである。このような原始大気が序説で述べた暗い太陽のパラドックスを解決することはもはや説明を要しないだろう。しかしここで注意しなければならないのは、地球に海が誕生したとしてもその後そのまま何の変化もなければ、地表の全球平均気温は次第に上昇し、何億年かすれば海は再び蒸発して失われてしまうことである。暗い太陽のパラドックスを逆に考えてみればよい。従って地球に海が誕生したとしてもそれが何故地球史を通じて安定に存在しえたかはまた別の問題である。次節でその理由を考えてみよう。

V. 二酸化炭素の地球化学的循環と地球環境の進化

初めに現在の地球において炭素が如何に地表付近を循環しているか、その概略を述べておこう(図4参照)。簡単のためここでは、有機炭素の循環は

図4 炭素循環モデル (Tajika and Matsui, 1990). 炭素の各 reservoir を箱で示し、その間に作用する物理・化学過程を矢印で示す。

考えない。有機炭素が重要になるのは、地表を緑が覆う4億年前くらいからである。地球史46億年というタイムスケールでは有機炭素の循環は、全炭素循環において補助的な役割を演じるにすぎない。

大陸は炭酸塩やケイ酸塩から成る岩石から構成されている。そこに雨が降ると、雨の中に溶け込んだ二酸化炭素によりこれらの岩石が侵食される。侵食の結果つくられたカルシウムやマグネシウムのイオンは水に溶け込み、河川となって海に注ぐ。海の中ではこれらのイオンが再び反応し、炭酸塩岩石として堆積する。この反応は次のように表せる。

ここで重要なことは、この反応をたどるとわかるように最終的には、ケイ酸塩岩石の風化によって大気から取り込まれた二酸化炭素の半分だけが二酸化炭素として大気に戻ることである。すなわちケイ酸塩岩石の風化は大気中の二酸化炭素の減少に重要な寄与をしている。現在の地球においては、この反応は実際には、殻をもつ海洋生物やさんごなどの成長、死滅、そしてその死骸の堆積などを通じて進行している。しかし生物が存在しない段階でも、これらのイオンの溶解度積がある臨界溶解度積を越えれば、無機化学的に進行すると考え

られる。

海底に堆積した炭酸塩岩石は海洋底の運動に引きづられ、大陸の端で一部は大陸に付加し、一部はマントル中に沈み込む。沈み込んだ炭酸塩岩石は地下の高温下ではケイ酸と反応し、再びケイ酸塩へと変化する。この結果二酸化炭素が分離し、火山活動を通じて大気中へと供給される。

炭素循環に関係した reservoir の大きさが変化しなければ大気中の CO_2 はある値に落ち着き平衡状態が維持される。

前にも述べたように地球は誕生直後、ほとんど海に覆われていたと考えられる。その後大陸が生まれ、成長し、現在のように、海70%、大陸30%という分布状態が作られた。炭素の reservoir というべき各々の系の大きさが、このように時間的に変化するとしたら、それに伴い大気中の CO_2 量も変化する。海が形成された直後の状態を初期条件として与え、大陸の成長や太陽光度の変化に伴い地球環境がどの様に变化したか、モデル計算を行なうことができる (Tajika and Matsui, 1990)。

頁数の関係で計算の詳細は省略することにするが、この炭素循環が気候変動にとって重要なのは、この循環システムが地表面気温に対する負のフィードバック作用をもつことである。その理由は、大陸の侵食率が大気中の CO_2 分圧 P_{CO_2} 、地表温度 T_s の関数で与えられることによる。侵食率 F_w は次式で与えられる。

$$F_w \propto f(T_s, P_{\text{CO}_2})L$$

$$f(T_s, P_{\text{CO}_2}) \propto P_{\text{CO}_2}^{0.3} \exp\left(\frac{T_s - 285}{13.7}\right) \quad (16)$$

ここで L は大陸の面積を表す。

侵食率の T_s , P_{CO_2} 依存性 $f(T_s, P_{\text{CO}_2})$ は、Walker et al. (1981) によって、現在の侵食データから推定されたものである。侵食率が上式のように P_{CO_2} , T_s の関数になっていると、例えば大気中の CO_2 量が増すと、その温室効果で地表温度が上昇し、降雨量が増し、侵食率が大きくなり、大気中の CO_2 の除去率が大きくなり、結局大気中の CO_2 量は元に戻るし、逆に減少すれ

ば地表温度が低下し、結果として大気中の CO_2 除去率が小さくなり、一方大気中への火山ガスの供給率は変わらないから大気中の CO_2 量は増加し元に戻る。炭素循環は侵食過程を通じてこのように地表面気温に対し負のフィードバック作用を及ぼすことが期待される。

二酸化炭素の温室効果の推定は Kasting and Ackerman (1986) が一次元の輻射・対流平衡モデルを用いて計算した結果を用いることとし、大陸の成長モデルはいくつか代表的な例について計算する。太陽の光度変化は Gough (1981) の推定式を用いる。総炭素量は一定として、それは初め全て大気中に存在したとする (60気圧相当)。簡単のため海の pH は現在と同じとし、例えば大陸は今から26億年前に誕生したとする。このようなモデルについて、それぞれの reservoir 内に蓄えられる炭素量の時間変化を計算すると、図5のようになる。

海だけが地表をおおう水惑星段階では、海の中で沈澱した炭酸塩岩石がマントル中に沈み込む際変成を受け、その結果 CO_2 が火山ガスとして大気中に戻る循環がすぐに定常状態に達し、その後変化は起こらない。その結果、地表温度は一方的に上昇する。このモデルでは海洋底の侵食によるカルシウムイオンの供給を無視しているので、海洋底に堆積するだけの炭酸塩岩石が定常的には供給されず、大気・海洋中に全ての炭素が存在する。但し海の pH が8なのでそのほとんどは海の中に存在する (大気中に2気圧くらい、残りの58気圧相当の炭素は海)。海洋底の侵食を考慮すると、海洋底に炭酸塩岩石として約50気圧相当くらいの炭素が存在し、残りの約10気圧相当が大気・海洋中にある。その分配は海の pH による。

大陸が形成され始めると、大陸から Ca や Mg イオンが供給されるので、海洋底に炭酸塩岩石が堆積し、それが大陸の成長と共に大陸に取り込まれる。大陸に炭素が滞留する時間は他の reservoir のそれに比べて1桁以上長いので、大陸の成長と共に、大気・海洋系中の炭素は一方的に取り除かれることになる。このように大陸の成長と共に大気中の CO_2 量が減少するので、太陽光度は

図5 各 reservoir 中の炭素量と地表温度の時間的变化 (Tajika and Matsui 1990)。大陸は26億年前に形成され始めたとし、海の pH は8で一定、炭素塩岩の大陸への付加率 0.7、同じくマントル中への流入率 0.7、全炭素量 1×10^{22} モルとした場合の結果。黒丸は現在の観測値

上昇するものの丁度その分が相殺され、地表温度は現在と同じくらいの値に保たれる。

各 reservoir 間の炭素の分配を決めるもっとも重要なパラメータは、海洋底に堆積した炭酸塩岩石のどのくらいが大陸に付加するかという付加率である。付加率が70%の場合、図5に示されるように現在の各 reservoir 間の炭素分布は説明される。この付加率のテクトニックな意味での解釈は文字通りの付加率と思ってもよいし、大陸棚に堆積する炭酸塩岩石量と深海底に堆積する炭酸塩岩石量との比が7:3と思ってもよい。

このような計算から、地球が現在のような地表環境を何十億年間も安定に維持し続けられたのは、地球に大陸が作られたこと、その結果炭酸塩-ケイ酸塩の地球化学的循環が地表温度の安定化に寄与したからという結論が導かれる。有機炭素量は無機炭素量の4分の1くらいしかないので、このような長期的進化を論じる場合無視できる。以上で紹介したのは中央海嶺でのマントルからの脱ガスを考慮しないモデルについての結果であるが、実際にはマントルからの脱ガスは今も続いている。マントルからの脱ガスが以上の議論にどのように寄与するか調べるために最近マントルの熱史と同

時に大気の進化も解くことを試みている。その予備的な結果によるとプレートの拡大率が地球環境の進化に大きな影響を及ぼすことが示唆される。テクトニクスと地球環境の進化はこの意味で互いに密接に関連しているといえる。

VI. 顕生代の大気変化

最近1億年間あるいは顕生代(～6億年間)についてはある程度の地質学的記録が残されているので、前説で述べたような炭酸塩-ケイ酸塩の地球化学的循環モデルを用いた大気進化の計算がもう少し現実的に行える。特に最近1億年間くらいは、大陸の配置がどう変化し、海洋底の拡大速度がどのくらいあったかというテクトニックなデータ、あるいはその頃の地表環境がどうであったかななどの古気候データが得られている。そこで基本的には前節で述べたような炭酸塩-ケイ酸塩の地球化学的循環に基づいて、より詳細な気候のモデル計算が数多く試みられている。そのようななかでもっとも有名なもののひとつが、BLAGモデルといわれているものである (Berner et al., 1983)。

彼らは前に述べた炭素の地球化学的循環に加え、

図6 地表付近の有機炭素も含めた炭素循環モデルから予想される顕生代の大気中の CO_2 量の変化 (Berner(1991)を改変)。アルファベットは対応する地質年代を示す。

有機炭素の埋没とその侵食の効果も考慮し、大気中の二酸化炭素量の変化と地表温度を計算している。しかし実際には、有機炭素の循環を入れなくても結果はそれ程変わらない。その詳細については松井(1991)を参照されたい。彼らのモデルによると、日本、ヨーロッパ、北アメリカなどの古生物学データから予想される約4000万年前の高温期(平均気温 23°C くらい)、あるいは海底の白亜紀プランクトン堆積物中の酸素同位対比から推定される約1億年前の高温期(平均気温 22°C くらい)を説明するには、海洋底の拡大速度がこの頃大きく、その結果多くの二酸化炭素がマントルから供給され、大気中に蓄積した結果と考えなくてはならないという。

Berner(1991)は最近BLAGモデルに比べると数学的にはずっと簡単であるが、地質学的、生物学的には十分複雑なモデルを考え、顕生代の大気中の CO_2 の量の変動を計算している。既に紙面が尽きたのでそのモデルの詳細は省くが、その結果は図6のように表される。大気中の CO_2 量は古生代初期と中生代に高く、二畳-石炭紀と新生代後期に低くなる。これが地質学的記録と調和的なことはいうまでもない。これらの研究からも示唆されるように、地球環境の進化を規定してい

るのは大気・海洋、海洋底、大陸、マントル間を経由する物質循環である。このことは地球環境が文字どおり地球システムによって、維持されていることを示す。

VIII おわりに

現在までに得られている大気・海洋の起源と進化に関する制約条件を満たす仮説として、衝突脱ガスによる原始水蒸気大気形成と、海の形成、炭素循環に基づく大気・進化の概要を紹介した。これまで大気・海洋の進化を初めとし地球の進化については、Rubeyの連続脱ガス説以外それを考える全体的な枠組みとしてのシナリオが存在しなかった。そのシナリオが崩壊した今、本稿では新しい枠組みのひとつとして我々の考えている仮説を紹介した。この問題に造詣深い本誌の読者からの討論批判を期待している。

文 献

- Abe, Y. and T. Matsui (1986): Early evolution of the earth: accretion atmosphere formation and thermal history. Proc. 17th Lunar Planet. Sci. Conf., J. Geophys. Res., Suppl., E291-E302.
- Abe, Y. and T. Matsui (1988): Evolution of an impact-generated $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ atmosphere and formation of a hot proto-ocean on Earth. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 3081-3101.
- Ahrens, T. J. and J. D. O'Keefe (1972): Shock melting and vaporization of lunar rocks and minerals. *The Moon*, **4**, 214-249.
- Allègre, C. J., T. Standacher, P. Sarda, and M. Kurz (1983): Constraints on evolution of earth's mantle from rare gas systematics. *Nature*, **303**, 762-766.
- Berner, R. A. (1991): A model for atmospheric CO_2 over phanerozoic time. *American Journal of Science*, **291**, 339-376.
- Berner, R. A., Lasaga, A. C. and Garnets, R. M. (1983): The carbonates-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science*, **283**, 641-693.
- Brindley, G. W. and R. Hayami (1964): Kinetics and mechanism of dehydration and recrystallization of serpentine I. Clay and Clay minerals. Proc. 12th Natl. Conf. Atlanta, 35-47, Pergamon, New York.
- Brown, H. (1952): Rare gases and the formation

- of the earth's atmosphere, in *The Atmosphere of the Earth and Planets* (G. P. Kuiper ed.), 258-266, Univ. Chicago Press., Chicago.
- Cogley, J. G. and A. Henderson-Sellers (1984): The origin and earliest state of the earth's hydrosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **22**, 131-175.
- Fanale, F. P. (1971): A case for catastrophic degassing of the earth. *Chem. Geol.* **8**, 79-105.
- Fricker, P. E. and R. T. Reynolds (1968): Development of the atmosphere of Venus. *Icarus*, **9**, 221-230.
- Gough, D. O. (1981): Solar interior structure and luminosity variations. *Sol. Phys.*, **74**, 21-34.
- Hamano, Y. and M. Ozima (1978): Earth-atmosphere evolution model based on Ar isotopic data. in *Advances in Earth and Planetary Science*, vol. **3**, (E. C. Alexander and M. Ozima eds.), 155-177, Center for Academic Publ., Tokyo.
- Kasting J. F. and T. P. Ackerman (1986): Climatic consequences of very high carbon dioxide level in the Earth's early atmosphere. *Science*, **234**, 1383-1385.
- Lange, M. A. and T. J. Ahrens (1982a): The evolution of an impact-generated atmosphere. *Icarus*, **51**, 96-120.
- Lange, M. A. and T. J. Ahrens (1982b): Impact induced dehydration of serpentine and the evolution of planetary atmospheres. Proc. 13th Lunar Planet. Sci. Conf., *J. Geophys. Res.* **87**, suppl., A451-A456.
- 松井孝典 (1991): 気候変動とテクトニクス. 科学, **61**, 663-668.
- Matsui, T. and Y. Abe (1986a): Formation of a "Magma Ocean" on the terrestrial planets due to the blanketing effect of an impact induced atmosphere. *Earth, Moon and Planets*, **34**, 223-230.
- Matsui, T. and Y. Abe (1986b): Evolution of an impact-induced atmosphere and magma ocean on the accreting earth. *Nature*, **319**, 303-315.
- Matsui, T. and Y. Abe (1986c): Impact-induced atmosphere and oceans on earth and Venus. *Nature*, **322**, 526-528.
- Matsui, T. and H. Mizutani (1977): Why is a minor planet minor, *Nature*, **270**, 506-507.
- Matsui, T. and E. Tajika (1990): Evolution of proto-CO₂ atmosphere on the earth. *Lunar Planet. Sci.* **XXI**, 740-741.
- Rubey, W. W. (1951): Geologic history of seawater, an attempt to state the problem. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **62**, 111-1148.
- Safronov, V. S. (1972): *Evolution of the proto-planetary cloud and formation of the earth and planets*. NASA. Tech. Transl., TTF-677, 206pp.
- Sagan, C. and G. Mullen (1972): Earth and Mars: evolution of atmospheres and surface temperatures. *Science*, **177**, 52-56.
- Tajika, E. and T. Matsui (1990): The evolution of the terrestrial environment. in "Origin of the Earth" (H. E. Newsom & J. H. Jones eds.), Oxford Univ. Press, p. 347-370.
- Walker, J. C. G., Hays, P. B., and Kasting, J. F. (1981): A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. *J. Geophys. Res.* **86**, 9776-9782.