

# 形成直後の地球表層環境

阿部 豊<sup>1</sup>

生命の誕生がいつの時代のことかはよくわからないが、地球進化の初期に起こった出来事ではあるらしい。従って初期地球の表層環境は生命の起源・進化を考える上で非常に重要である。38億年前までであれば、我々は地質学的な情報から地球表層環境を推定することができる。それは多かれ少なかれ現在と似たような環境である：海があり、陸があり、そしてプレートテクトニクスはすでに成立していたらしい。しかし、38億年前よりも前の、地球形成から約8億年の間については地質学的情報から地球表層環境を推定することはできず、他の方法で推定しなければならない。

一方、近年の惑星形成論の進歩によって、地球の形成過程についてある程度具体的な描像が得られてきている。それに基づいて、地球形成直後の地球表層環境を推定することも可能になりつつある。ここでは、地球形成過程の考察に基づき、地球形成末期から地球形成直後の大気・海洋・地球内部の状態を推定し、それから地球表層環境の推定を試みる。しかし、現時点では地球形成から38億年前までの約8億年間の変遷を描き出すことは出来ない。このような変遷を描き出すことは今後の課題である。ここでは、むしろ、表層環境を推定する上での問題点の列挙に近いものになることはやむを得ない。

## 1. 大気・海洋の状態

地球は微惑星と呼ばれる小天体の衝突合体によって $10^7$ - $10^8$ 年かけて形成されたと考えられている。地球形成の最終段階まで原始太陽系星雲が存在していたとすれば、原始地球は $H_2$ , Heからなる原始大気（いわゆる一次大気）を持つことにな

る[1]。しかし、この大気は現在の大気の直接の祖先ではあり得ず[2]、形成されたとしてもどこかの時点で失われなければならない。一次大気の散逸が地球形成終了後であった可能性はあるが、太陽系星雲内で地球形成が終了した場合には地球に一次大気が落下してしまう[3]などの理由から、散逸が地球形成過程で起こったと考える方が自然である。

一方、地球大気を構成している揮発性物質は微惑星中に含まれていたと考えられている。揮発性物質を含んだ微惑星の衝突では、衝突による加熱のために、固体物質からの脱ガス（衝突脱ガス）が起こることが期待される。衝突脱ガスは実験的、理論的に研究されてきた[4]。一般に衝突速度が大きいほど効率的に脱ガスが起こるので、集積末期に地球に集積した材料物質ほど激しい脱ガスを受ける。その結果、地球材料物質中の少なくとも25%おそらくは90%程が脱ガスを経験すると考えられる[5]。固体物質からの脱ガスによって作られる大気をしばしば二次大気と呼ぶ。この言い方に従えば、衝突脱ガスで形成される大気は二次大気である。衝突脱ガスで放出される気体の組成はよくわからないが、隕石の組成からみて、 $H_2O$ と炭素を含む気体( $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ など)が主なものであると期待される。その量は現在の地球大気水圏の質量の10~100倍にも達しうる。

もちろんそれが全て大気中に留まるわけではなく、一部は散逸する。原始大気の散逸機構としては、微惑星衝突による大気のはぎ取り (impact erosion)、太陽からの極端紫外線による大気の流失 (hydrodynamic escape) の二つが重要であると考えられる。微惑星衝突によるはぎ取り機構は

<sup>1</sup>東京大学理学部地球惑星物理学教室

Melosh and Vickery [6] によって研究されたが、厚い大気をはぎ取るには、速い速度で大きな微惑星が衝突することが必要である。地球形成過程では、十分に大きな微惑星の衝突が起こるものの、衝突速度は十分でなく、はぎ取りの効率は悪いはずである。最も極端な大気はぎ取りは月・火星サイズの天体の衝突 (giant impact) による大気の散逸である。この過程はまだ十分に理解されていないが、衝突以前に存在していた大気をすべてはぎ取る可能性がある。しかし、衝突脱ガスで供給される揮発性物質量は非常に多いから、地球形成の最終段階でこの様な giant impact が起こらない限り、生じた大気がすべて失われるとは考えにくい。また、極端紫外線による大気の流出によっても、生じた大気がすべて失われるとは考えにくい。もちろん極端紫外線強度によるが、多くの場合、地球形成に要する時間は大気が失われる時間に比べて短いからである。従って、地球形成終了の段階で原始地球はなにがしかの二次大気を持つと考えられる。

問題はこの大気の組成と量である。この推定は非常に難しいが次のように考えることは出来る。もし、原始地球表層に100bar 程度以上の  $H_2O$  が存在し、かつ大気の下端で  $160W/m^2$  以上のエネルギーフラックスが与えられるならば、地表温度は岩石の融点を越え、地表はマグマの海 (マグマオーシャン) で覆われる [7]。この条件は、地球材料物質中に0.1%程度以上の  $H_2O$  が含まれ、かつ地球を構成する微惑星の平均サイズが100km 程度以下である場合には満たされる [8]。この場合の大気中の  $H_2O$  量はマグマオーシャンへの  $H_2O$  の溶解と保温効果のバランスで定まる。この時には地球形成直後の大気中の  $H_2O$  量は  $10^{21}kg$  程度 (海洋質量程度) になると推定されている [9]。大気の散逸があったとしても、大気量はマグマオーシャンでバッファーされているので、結果は余り変わらない。

また、地球形成過程では金属鉄が微惑星衝突に

よって供給されている。マグマオーシャンが存在し、地表温度が高温に保たれる場合、大気の酸化還元状態は地表での金属鉄と鉄を含む鉱物の間の化学平衡で規定されると考えられる。この場合には、大気中の  $H_2/H_2O$  比はおよそ1-2、 $CO/CO_2$  比はおよそ5になる (図1)。また、炭素・窒素・硫黄の大部分は金属鉄と反応して固定され、コア形成に伴ってそのまま地球内部に取り込まれ、大気中には0.1-1%程度がのこる [10]。この結果、大気中には200-300bar の  $H_2$ 、 $H_2O$  と数十 bar の  $CO$ 、 $CO_2$  が存在すると考えられる。

海洋形成の条件については別に述べたので [5]、ここでは詳しく述べない。もし、原始地球表層に100bar 程度以上の  $H_2O$  が存在し、かつ大気中の水蒸気以外の気体の総量が500-600bar を越えない場合には、大気下端で与えられるエネルギーフラックスが  $160W/m^2$  以下になると原始海洋が形成される。水蒸気以外の気体総量の上限を満たすためには、地球形成過程で金属鉄との反応によって炭素・窒素・硫黄などが大気から失われている必要がある [10]。大気下端で与えられるエネルギーフラックスは、おもに地球形成及びコア形成で解放されるエネルギーフラックスで賄われている。これは地球形成の最終段階では小さくなるので、おそらくは地球の上部マントル領域が形成されている段階では上記の条件を満たされる。すなわち、原始海洋の形成は地球形成の末期には起こるはずである [5]。海洋形成後の地表温度は大気の鉛直構造の計算から400-600K と推定される。

## 2. 原始マントル状態

非常に膨大な量の重力エネルギーが地球形成によって解放されるために、その一部が原始地球を暖めるのに使われれば、原始地球は容易に融け、マグマオーシャンが形成される。地球形成過程で形成される原始大気の保温効果 [1,9] や、微惑星衝突に伴う熱の埋め込み [11] など、地球形成

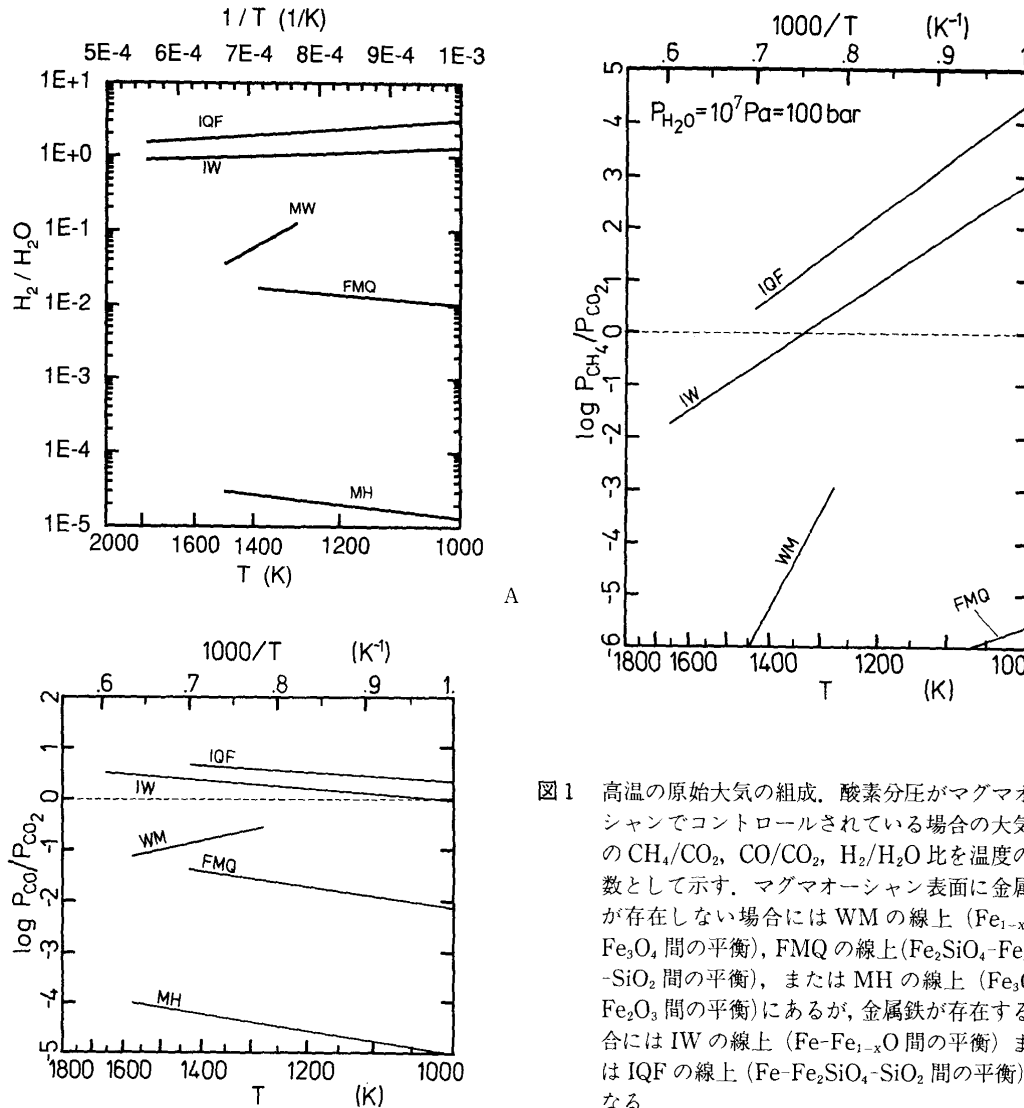


図1 高温の原始大気の組成. 酸素分圧がマグマオーシャンでコントロールされている場合の大気中の  $\text{CH}_4/\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}/\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$  比を温度の関数として示す. マグマオーシャン表面に金属鉄が存在しない場合には WM の線上 ( $\text{Fe}_{1-x}\text{O}-\text{Fe}_3\text{O}_4$  間の平衡), FMQ の線上 ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4-\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{SiO}_2$  間の平衡), または MH の線上 ( $\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{Fe}_2\text{O}_3$  間の平衡) があるが, 金属鉄が存在する場合には IW の線上 ( $\text{Fe}-\text{Fe}_{1-x}\text{O}$  間の平衡) または IQF の線上 ( $\text{Fe}-\text{Fe}_2\text{SiO}_4-\text{SiO}_2$  間の平衡) になる.

で解放される重力エネルギーを地球内部に取り込む過程はいくつか知られている. また, マグマオーシャンが形成されると, マグマオーシャン内部で金属鉄とシリケートの重力分離が進行し, それによって解放される重力エネルギーによって地球内部は部分熔融状態に保たれる [12]. このように, 理論的には, 地球形成過程でマグマオーシャンが形成されないことは非常に考えにくい.

当然のことながら原始マンタルの状態はマグマオーシャンの進化に支配される. マグマオーシャン進化は, 対流による熱・物質の輸送, 固体と液

体の重力分離過程, 微惑星衝突による加熱・混合, などの過程を含む非常に複雑な過程である. マグマオーシャンの進化過程について次元モデルを用いて検討した結果, 部分熔融状態の物質の粘性率がメルトフラクション依存して変化することが重要であることが明らかになった [13]. 粘性率はメルトフラクションが 10-40% ぐらいのところ急激な変化をされると考えられている [14]. このような急激な変化がおこるメルトフラクションは, 現実の物質では結晶の形やサイズ分布, 加えられている歪み速度などの多くのパラメータに依存し,

一意的に決る量ではないが、これを臨界のメルトフラクション  $\phi_c$  であらわすことにしよう。

マグマオーシャンのメルトフラクションが  $\phi_c$  よりも大きい小さいかで、マグマオーシャンは著しく異なる振舞いを示す。そこで、メルトフラクションが  $\phi_c$  よりも大きいマグマオーシャンを「柔らかい」マグマオーシャン、メルトフラクションが  $\phi_c$  よりも小さいマグマオーシャンを「硬い」マグマオーシャンと呼んで区別しよう。「柔らかい」マグマオーシャンでは、粘性率が低いために激しい乱流的な対流運動が起こっている。そのため、固体と液体の重力分離は妨害されて、化学分化は実質的に進行しない [13, 15]。また、熱輸送の効率も大変よいために、地表が大気の保温効果で融解状態に保たれていない限り、およそ  $10^6$  年 [13] 程のタイムスケールで冷却する。惑星集積の最終段階では海洋が形成されており、地表温度は低くなるから、「柔らかい」マグマオーシャンは地球形成の最盛期にしか実現できない。逆に言えば、地球形成終了後の初期地球内部が「柔らかい」マグマオーシャン状態にあるとは考えられない。

「柔らかい」マグマオーシャンが冷却すると「硬い」マグマオーシャン状態が実現する。この状態では粘性率が高いので対流混合・対流熱輸送の効率は低い。一方、 $\phi_c$  が20%程度以上であるならば、メルトフラクションは結構高く保たれることになるので固体と液体の重力分離がおこり、化学分化は進行する。但し、化学分化が進行すると言っても、液相線の鉱物の分離で分化が進行するわけでないし、また効率が悪いとは言っても対流混合は起こっているのだから、直感的に信じられているマグマオーシャン分化とはやや様相が異なる [13]。「硬い」マグマオーシャンでは化学分化と冷却が完全にカップリングしていて冷却時間の見積もりは難しいが特徴的な冷却時間は数億年と推定される。したがって、地球形成から数億年以内の地球内部には「硬い」マグマオーシャンが存在

しているはずである。

### 3. 表層環境とその問題点

以上の情報から、地球形成直後から数億年の間の地球表層環境について考えてみよう。重要なことは、(a) 既に地表は海洋で被われていて、平均的には岩石の融点よりは遙かに低い温度にある。(b) 原始マントルは「硬い」マグマオーシャン状態で、化学分化が進行中である。(c) 月の多くのクレーターの存在からも推定されるように小天体の衝突は続いている、ということである。

原始海洋の形成が起こる直前まで、地表の酸化還元状態が金属鉄の存在で支配されているか否かはよくわからないが、もし、金属鉄で支配されていたとすれば海洋形成の直後の大気中には大量の  $\text{CO}$  と  $\text{H}_2$  が含まれている。これらの還元的気体の酸化がどのような速さで、どのように進むかはあきらかではないが、次のように考えることが出来るであろう。海洋の形成によって大気と金属鉄との接触が絶たれると大気中の  $\text{CO}$  は  $\text{H}_2\text{O}$  と反応して  $\text{CO}_2$  と  $\text{H}_2$  ができる。  $\text{H}_2$  はおそらく  $10^8$ - $10^9$  年のタイムスケールで宇宙空間に散逸し、  $\text{CO}_2$  主体の大気が出来ると考えられる。このとき、  $\text{CO}$  量が  $\text{H}_2\text{O}$  の総量よりも多いと、全ての  $\text{H}_2\text{O}$  が  $\text{CO}$  との反応で失われ、原始地球上に  $\text{H}_2\text{O}$  が残らない [16]。このことは原始大気中の  $\text{CO}$  総量に対する上限値を与える。

大気中の  $\text{CO}_2$  は原始海洋に溶解し、原始地殻から溶出してきた  $\text{Ca}^{2+}$  や  $\text{Mg}^{2+}$  と反応して炭酸塩として固定される。この過程で大気中の  $\text{CO}_2$  が減少すると、  $\text{CO}_2$  主体の大気は  $\text{N}_2$  主体の大気に変化する。大気中の量の減少に伴って地表温度・大気圧共に低下する。炭酸塩形成過程は  $\text{Ca}^{2+}$  や  $\text{Mg}^{2+}$  イオンの供給によって律速され、原始地殻の化学風化に支配される。化学風化は温度に敏感で、  $400$ - $600\text{K}$  では現在の速さの  $10^4$  倍程度と推定されるから、化学風化に関しては  $100$  年が現在の  $100$  万年に相当する。  $\text{CO}_2$  の固定過程は Tajika

and Matsui [17] によって議論されている。しかし、初期地球における大気組成の変遷、特に  $H_2$ ,  $CO$ ,  $CO_2$  量の変遷はまだよく解っていない。

「硬い」マグマオーシャンが存在する状態下では固液の分離が熱輸送を支配するから[13]、地球表層部の熱輸送も現在とは違って火成活動に伴う地殻の更新によって行われていたはずである。そのために地球形成から数億年間は地殻は不安定な状態にあったと考えられる。既に海洋は存在しているから、盛んな海底火山活動、熱水活動が継続していたことが期待される。このことは、初期数億年間の海水の組成を考える上で、また、生命の材料物質の生成を考える上で重要であろう。熱水活動は原始地殻の組成、熱水の運ぶエネルギーフラックスに大きく影響を受ける。これらは原始マントルの熱・化学進化に強く依存しており、現時点ではまだよく解っていない。「硬い」マグマオーシャンの進化過程の解明が必要である。

月面上には小天体の衝突で形成されたクレーターが多数存在する。このうち特に300km程度よりも大きいものを盆地と呼んでいる。月面上の盆地(basin)の数(～40, [18])から考えて、地球上にも35億年前以前にすくなくとも500個程度の盆地が形成されたはずである。200万年に一回は盆地の形成が起こるような大きな衝突があったことになる。すべての盆地が現在まで残っているわけではないから、実際の衝突頻度は遙かに高かったに違いない。頻繁な衝突が原始地殻の状態に大きな影響を与えたであろうことは容易に想像できる。

しかし、「硬い」マグマオーシャンが存在する状況下では火成活動による地殻の更新の方が小天体の衝突頻度よりも盛んである[13]。「硬い」マグマオーシャンが存在する初期数億年間は、地殻状態に関しては意外に衝突の効果は大きくないかもしれない。一方、衝突は大気や海洋にも大きな影響を与えると考えられている。現時点では衝突が大気海洋に与える影響は十分に理解されていないが、衝突で解放されるエネルギーの大きさから考

えれば、 $10^{20}kg$  程度以上の微惑星衝突が起こると海洋の蒸発・再凝結が起こる可能性がある。再凝結に要する時間は数百年で、このときの正味の降水量は5000～10000mm/yに達する[21]。現在の地球では全球平均した正味降水量は0である。緯度帯別に見て最も正味降水量が大きい熱帯域(0～10N)でも700mm/y程度である。つまり、現在の熱帯雨林地域の降水よりも10倍くらい激しく、しかも高温の降水が数百年続くことになる。この過程は大気・海洋の組成変化に大きな影響を及ぼしたはずである。また、生命の進化を阻害したであろう。しかし、まだ定量的な議論がなされているとはいいがたく、衝突が大気・海洋、さらに生命の進化に与える影響については今後の研究が望まれる。

#### 謝辞

重点領域研究(No. 02246102)、一般研究(c)(No. 04835007)、総合研究(A)(No. 02302033)による補助を受け、計算は名古屋大学大型計算機センターおよび東京大学大型計算機センターで行われた。

#### 参考文献

- [1] Hayashi, C., K. Nakazawa and H. Mizuno, 1979: Earth's melting due to the blanketing effect of the primordial dense atmosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 22-28.
- [2] Brown, H., 1949: in "The atmosphere of the earth and planets" ed. by Kuiper, p. 258, Univ. Chicago Press, Chicago.
- [3] Sasaki, S. 1989: Gas capture of outer Jovian planets —critical mass for core instability—, *Lunar Planet Sci.*, **XX**, 944-945.
- [4] e.g., Tyburczy, J. A., B. Frisch and T. J. Ahrens, 1986: Shock-induced volatile loss from a carbonaceous chondrite: implications for planetary accretion, *Earth*

- Planet. Sci. Lett.*, **80**, 201-207.
- [ 5 ] Abe, Y. 1990 : Physical state of the early earth, *Lithos*, submitted; 阿部豊 : 初期地球の表層環境—大気・海洋—, 月刊地球, **12**, 690-694.
- [ 6 ] Melosh, H. J. and A. M. Vickery, 1989 : Impact erosion of the primordial atmosphere of Mars, *Nature*, **338**, 487-489.
- [ 7 ] Abe, Y. and T. Matsui, 1988 : Evolution of an Impact-generated H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> atmosphere and formation of a hot proto-ocean on Earth, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3081-3101.
- [ 8 ] *e.g.*, Abe, Y., 1988 : Conditions required for sustaining a surface magma ocean, *Proc. 21st ISAS Lunar Planet. Symp.*, **225-231**, Institute of Space and Astronautical Science, Sagamihara.
- [ 9 ] *e.g.*, Abe, Y. and T. Matsui, 1986 : Early evolution of the Earth: accretion, atmosphere formation, and thermal history, *Proc. 17th Lunar planet. Sci. Conf.*, in *J. Geophys. Res.*, **91**, suppl., E291-E302; Zahnle, K., J. F. Kasting and J. B. Pollack, 1988: Evolution of a steam atmosphere during earth's accretion, *ICARUS*, **74**, 62-97.
- [10] Abe, Y., 1988 : Abundance of carbon in an impact-induced proto-atmosphere, *Proc. 21st ISAS Lunar Planet. Symp.*, **238-244**, Institute of Space and Astronautical Science, Sagamihara.
- [11] *e.g.*, Davies, G. F., 1985 : Heat deposition and retention in a solid planet growing by impacts, *ICARUS*, **63**, 45-68 ; Melosh, H. J., 1990 : Giant impacts and the thermal state of the early earth, in *Origin of the Earth*, 69-83, Oxford, New York.
- [12] Sasaki, S. and K. Nakazawa, 1986 : Metal-silicate fractionation in the growing earth: energy source for the terrestrial magma ocean. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9231-9238.
- [13] Abe, Y., 1992 : Thermal evolution and chemical differentiation of the terrestrial magma ocean, *Proceedings of the IUGG Symposium "Chemical Evolution of the Earth and Planets"*, IUGG/AGU, *in press*.
- [14] Arzi, A., 1978 : Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks, *Tectonophysics*, **44**, 173-184.
- [15] Tonks, W. B. and H. J. Melosh, 1990 : The physics of crystal settling and suspension in a turbulent magma ocean, in *Origin of the Earth*, 151-174, Oxford, New York.
- [16] Richardson, S. M., J. B. Pollack, and R. T. Reynolds, 1984 : Water loss on venus : the role of carbon mono oxide, *ICARUS*, **60**, 307-314.
- [17] Tajika, E. and T. Matsui, 1990 : The evolution of the terrestrial environment, in *Origin of the Earth*, 347-370, Oxford, New York.
- [18] Wilhelms, D. E., 1987 : The geologic history of the Moon, *U. S. Geol. Surv. Professional Paper* 1348, 302pp.