地球中心核と水

— 地球形成時の水素分配反応 —

奥 地 拓 生*

Water in Early Earth

Takuo OKUCHI*

Abstract

Because of the dissolution of lighter elements such as sulfur and carbon, the Earth's outer core is about 10 percent less dense than molten iron at the relevant pressure and temperature conditions. To determine whether hydrogen can account for a major part of the density deficit, and is therefore an important constituent of the molten iron outer core, the hydrogen concentration in molten iron has been measured using a specially developed method. From these measurements, metal-magma partitioning of hydrogen in the Earth's primordial magma ocean was determined as a function of temperature and pressure where the reaction occurred. It was found that if the pressure at the bottom of the magma ocean was above 7 to 8 GPa, most of the H₂O absorbed in this ocean should have reacted with the iron to be transported into the core. This seems almost inevitable after the giant impact that formed the moon, although details of the metal-magma reaction process after the impact are not well constrained.

Key words : Earth's core, light elements, hydrogen, early Earth, giant impact, origin of the ocean

キーワード : 地球中心核, 軽元素, 水素, 初期地球, ジャイアントインパクト, 海洋の起源

I. はじめに

よくいわれるように, 地球は「水の惑星」である。つまり地球表層の温暖湿潤な環境と, そこに暮らすすべての生命の存在が, 液体の水の海洋がもたらす緩衝作用によって維持されている(たとえば, 田近, 1997)。また固体惑星としての地球の特徴である, プレートテクトニクスと大陸の存在についても, 水の海洋がプレートの冷却材と花崗岩マグマをつくる融材としての役割をとともに発揮することで, 初めて実現されたと考えられている。ではこの海洋をつくる水の量は, はたしてど

のようにして決まったのであろうか。この地球惑星科学のごく基礎的な問題に答えるには, (1) 地球誕生のときにもたらされた水の総量と, (2) 地球誕生のときにもたらされた水の内部での配置を, とともに知る必要がある。

本解説では, 海洋をつくる水の量が, 表面上はあまり関係ないように見える, 地球中心核の化学組成と関連していることを述べたい。海洋の起源は地球誕生の歴史の重要な一部分である。地球誕生とは, 現在はそれぞれが独立した層をつくる, 大気, 海洋, マントル, 核が一つのものから分かれていった歴史である。以下にこの歴史を, 原始

* 名古屋大学高等研究院・名古屋大学環境学研究所

* Institute for Advanced Research and Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

地球内部での H_2O のやりとりに軸を置きつつ、ひもといてゆこう。

なお筆者が本解説に用いる高温高压実験の結果は、1997年に発表したものである。これはほぼ10年前のことだが、以後に同様のデザインでの実験（高压金属鉄液体の水素分析）が行われていないため、その結果を使って議論を進めることをご了承いただきたい。この10年の間に、原始太陽系での二段階の惑星成長と、月をつくったジャイアントインパクトが、ともに標準化された地球形成の理論となった。火星以上の大きさの惑星同士の激しい衝突による地球誕生史をもとに、本稿のような物質輸送の問題を考えることがいまの時代の要請である。このような激しい衝突現象をシミュレーションする研究も進展しており、衝突時の揮発性元素や親鉄元素の輸送を調べる理論的研究もようやく登場しつつある。これらの進展を反映させつつ、惑星内部の水と水素の問題を振り返ってみることにしよう。

なお本稿の議論には直接関係しないが、鉄水素化合物の固体については、新たな実験結果が得られており (Mao *et al.*, 2004; Hirao *et al.*, 2004)、これをもとに固体の内核に水素が溶け込んでいる場合の地震波速度を、より精密に検討することが可能になっている。

II. 地球中心核の化学組成

地球中心核の主成分は金属鉄である。しかし地震波速度からその密度を求めると、純粋な鉄よりも約10%低い (Jeanloz, 1990)。地球のマントルの元素存在度を詳しく調べると、元素の揮発性の増加とともに規則的に減少していく存在度パターンの中に、揮発性とは無関係に存在度が著しく少ない元素群が認められる (Ringwood, 1977)。この元素群は金属鉄に吸収され易い共通の性質を持っているため、親鉄元素という名がつけられた。Ringwoodの指摘によって、マントルの親鉄元素の減少の理由は、地球形成時の岩石（マントル）と金属（核）間の化学反応による元素輸送だと考えられるようになった。

さて親鉄元素のうち、鉄よりも軽い元素が核に

吸収されると、その量だけ核の密度が下がる。ここから核の密度が鉄よりも低い問題が解決されるように思える。そこで Ringwood は核が吸収した親鉄元素量を、非親鉄元素との比較によって詳しく推定した。だが硫黄を代表とする軽い親鉄元素の核中存在度は、核の密度低下を説明しうる量にはとても達しなかった。このため核の軽元素の正体をめぐって、以後30年を経て現在に至る活発な議論が続けられることになった。地球の質量の3割を占める金属核の密度に影響を与えうるほど、たくさん存在する親鉄元素がないとすれば、酸素、ケイ素、マグネシウムなど、地球の質量の7割を占める岩石に含まれる親鉄性の低い元素が役割を果たさなければならない。そこでこれらの元素が、実は地球内部の高压力のもとでは鉄に溶けるようになるという仮説が登場し、現在も有力視されている (Ringwood, 1977; Wood *et al.*, 2006)。この仮説の検証のための実験や、実験結果を用いた熱力学計算も行われてきたが、結果は（筆者の見解としては）いまだに両義的である (Drake and Righter, 2002)。

実はこの問題の扱いは、本解説の主題である水素を考慮するかどうかで大きく変わる。水素は圧力をかけると化学的性質が劇的に変化して、強い親鉄性を発揮する元素である。その理由は原子が小さくて軽いため、水素に高压をかけて狭い空間に閉じ込めると、化学ポテンシャルが急上昇して反応しやすくなる。深井をはじめとする多数の科学者が、実験・理論の両面から、高压下での水素の親鉄性元素への変化を研究してきた。深井はこの変化を念頭において、地球中心核の問題への水素の重要性を提案した (Fukai, 1984)。惑星内部で H_2O と金属鉄が共存すると、圧力約5GPa以上では、両者間の酸化還元反応の結果発生する水素が、金属鉄に溶解する反応が起きる。さきに紹介した Ringwood は、地球をつくった物質に含まれていた H_2O の量を約2~3 wt.%と推定した。もし誕生時の地球内部でこの H_2O が完全に金属鉄と反応し、発生した水素がすべて鉄に溶けて核に運ばれたとすると、核の密度欠損の大部分を水素だけで説明することができる (Fukai, 1984)。

図 1 実験回収試料の反射電子像。地球を模した岩石・金属鉄・水の混合物を 7.5 GPa, 1200℃の条件下で 5 分間反応させた後、急速に圧力を下げて回収し、電子顕微鏡で観察した。左図：横幅 5 mm, 明るく見える部分が鉄粒子。灰色はマグマが冷えて固まった部分。

Fig. 1 A back-scattered electron image of the recovered sample after the iron-water reaction. A mixture of silicate, metallic iron, and H_2O reacted to form FeHx at 7.5 GPa and 1200℃. Left figure: Width of the capsule was 5 mm. The bright spots are iron grains and the dark region is quenched magma.

金属鉄中の水素濃度測定は親鉄元素のなかでも困難である。理由は鉄水素化物 (FeHx) が高水素圧力下でのみ安定な物質で、合成後に分析のため回収するときに水素が逃げてしまうからである。そこで筆者は鉄水素化物を合成後、試料を数秒の時間で減圧することにより、金属鉄から脱出できなかった水素を気泡として捉えることを試みた (Okuchi, 1997)。

図 1 は実験を行った後の、回収試料の電子顕微鏡写真の例である。地球の材料を模した岩石・金属鉄・水の混合物を 7.5 GPa に加圧して、1200℃まで加熱することで 5 分間にわたって鉄

と H_2O を反応させた後、急速に圧力を下げ、取り出して電子顕微鏡で撮影した。図 1 左側の写真が実験試料とそのカプセル (横幅 5 mm) で、明るく見える粒子が鉄であり、灰色の部分ではマグマが冷えて固まっている。カプセル中央の比較的高温の部分では、融けた鉄粒子が集合して大きく丸い液滴をつくっているのがわかる。この圧力のもとでは、純粋な鉄は 1800℃まで融けることはない。1200℃という温度で鉄が融けているのは、水素が溶け込んだ結果として鉄の融点が大きく低下したからである。図 1 右側の写真は、直径 0.2 mm にまで成長した鉄の液滴を拡大して撮

影したものである。鉄に溶け込んだ多量の水素が気泡になって析出している。水素気泡の体積と金属鉄中の水素濃度の間には比例関係が成り立つと考えられるので、画像処理により気泡の総体積を求めれば、そこから水素濃度を計算することができる。気泡中の水素の密度は、固体の鉄水素化物に対して、気泡の体積とX線回折によってすでに得られていた水素吸収量とを比較して求めた。この水素気泡をつくる方法は、従来は測定法が存在しなかった液体の鉄水素化物中の水素を捕まえる手段として有効であった。また判定の難しい鉄水素化物の融解の成否についても、回収した鉄粒子の組織観察から確実な判断を下すことができるようになった (Okuchi, 1998)。

III. 惑星の成長と H_2O

ここで話を地球誕生の歴史に戻したい。地球形成時にその表層から内部に至る場所ではどのような水素のやりとりが行われたのだろうか。そしてどの程度の水素が海水として地表付近に残され、どの程度の水素が核に埋め込まれたのだろうか。

地球型惑星の成長時には、衝突に伴って莫大な重力エネルギーが解放される。惑星の材料である微惑星の集積によって地球が完成するまでに解放される重力エネルギーは、たとえば地球を理想的な断熱材で包んだとすると、全体を4万度に加熱することができる。 H_2O の行方の問題を考えると、この重力エネルギーがどのように使われたかが鍵になる。大きな衝突現象がなければ、微惑星の衝突により解放される重力エネルギーと、惑星表面から放射として逃げてゆくエネルギーはほぼ釣り合いの状態になる。 H_2O は揮発性であるため、釣り合う温度が重要だが、これは惑星からの放射の逃げやすさで決まる。原始惑星の成長が開始した直後は、大気がないために衝突のエネルギーはすぐに宇宙空間に放射される。つまり惑星は冷たく、微惑星に含まれる H_2O は、そのまま惑星内部に埋め込まれる。原始惑星が火星程度の大きさにまで成長すると、衝突により解放されるエネルギーによって惑星表層付近での含水鉱物の分解が始まり、水蒸気の脱ガスが起こり始める

(Ahrens *et al.*, 1989)。

水蒸気は赤外線を吸収する強力な温室効果ガスである。一度脱ガスが起こるようになると、赤外放射として宇宙空間に逃げていたエネルギーが原始惑星に保持されるようになる。これにより表面温度は上昇し、衝突する微惑星からの脱ガスはさらに進み、水蒸気を主体とした大気が形成される。そしてついには保温効果により表層は融解して、マグマオーシャンが形成される (Abe and Matsui, 1985, 1986)。マグマは水蒸気を良く吸収するので、圧力数百気圧にのぼる水蒸気大気はマグマに溶け込む。この反応により温室効果は定常状態へと移行し、原始惑星の表面温度はマンツルの融解を保つように制御される。そして、大気-マグマオーシャン間での水蒸気の溶解平衡が達成されると、 H_2O の大部分はマグマオーシャンに溶けた状態になる。つまりマグマオーシャンは、脱ガスして宇宙に失われる運命だった H_2O を、惑星に保持するための保管庫の役割をすることになる。

マグマオーシャン内部での H_2O と金属鉄との反応について考えてみよう。微惑星に含まれていた鉄は、密度が高いために液滴となって沈み、マグマオーシャンの底で滞留して金属鉄の池 (iron pond) を形成する (Stevenson, 1990; 図2)。iron pondが積もる速度は、金属鉄内部での水素の拡散速度よりも遅い。つまり H_2O を含むマグマオーシャンとiron pondとは、水素のやりとりについて化学平衡を達成する。このiron pondが厚さ10 km程度にまで成長すると重力不安定が起こり、さらに深い場所にある原始惑星の核にむけて、固体のマンツルを割って沈み込んでゆく。十分な厚さに成長したiron pondが、重力不安定を起こしてから中心核へ到達するまでの時間はごく短いので、iron pondは一度沈み始めると、あとはマンツルとは反応することなく全量が核へと持ち込まれる。つまり H_2O と金属鉄との反応がどこまで進むのかは、iron pondの段階での反応の場の圧力、つまりマグマオーシャンの深さによって決まる。次章でこの関係を詳しく見てみよう。

図 2 成長する原始惑星と、その表面のマグマオーシャン。微惑星 (planetesimal) 中の含水鉱物が脱ガスして原始大気 (protoatmosphere) を形成する。水蒸気は温室効果によって惑星を融解させてマグマオーシャン (mostly molten と表示) をつくり、その中に溶け込んでゆく。微惑星に含まれていた鉄粒子が液滴 (iron droplet) となってマグマオーシャンの中を沈降し、その底に鉄の池 (iron pond) をつくって滞留する。iron pond が厚くなると、重力不安定を起こして大きな塊 (Leaky Diapir) をつくり、さらに下の核 (core) へと沈んでゆく。マグマオーシャンの底で反応 (3) が起こり、マグマに溶けた水 (H_2O) が、水素 (2H) に還元されて iron pond に吸収される。Stevenson (1990) を一部改変。

Fig. 2 A growing protoplanet with a surface magma ocean. Hydrus minerals in the planetesimals are degassed to form the steam atmosphere that makes the surface molten. H_2O in the atmosphere dissolves into the magma ocean. Iron grains supplied from the planetesimals sink down through the magma ocean, and accumulate at the bottom of the magma ocean to form an Iron Pond. Accumulation of heavier iron on the lighter solid mantle causes Rayleigh-Taylor instability, by which the Iron Pond sinks towards the center of the Earth as massive diapirs. Hydrogen is absorbed into the iron at the bottom of the magma ocean through the reaction (3). Figure modified after Stevenson (1990).

IV. 水と鉄の化学反応

シリケートメルト中の H_2O に含まれる水素の還元と、金属鉄メルト中の鉄の酸化が共役する化学反応を別々に書くと、

あわせて書くと、

となる。この反応の進行度は、出発物質の濃度と、反応が起きる温度圧力条件下での平衡定数

$$K = \frac{a_{\text{Fe}^{2+}} \cdot a_{\text{O}^{2-}} \cdot a_{\text{H}}^2}{a_{\text{Fe}} \cdot a_{\text{H}_2\text{O}}} \quad (4)$$

がわかれば決められる。 K を実験の結果と活動度モデルから各化学種の活動度 a_i を得て計算した結果、それが圧力の上昇のほかに、温度の上昇によっても増加することがわかった (Okuchi, 1997)。マグマオーシャンが深くなるほど、iron pond にかかる圧力は上がるが、同時にその温度も高くなる。つまり K が両方の効果で大きくなるため、水素がさらに鉄に吸収され、マグマオーシャンは H_2O を失う。

実験結果のない圧力での K を得るためにいくつかの熱力学量の推定を行い、反応の進行度をマグマオーシャンの深さを関数として調べた結果を図 3 に示す (Abe *et al.*, 2000, section 4)。圧力 7 ~ 8 GPa のあたりが閾値で、これ以上ではマグマオーシャンに残る水の量が、現在の海水の量 (Ocean Mass の点線) よりも少なくなってしまう。つまりマグマオーシャンが深すぎると、原始惑星が得た水のほとんどを金属鉄が吸収してしまうので、海洋をつくる水が表面に残ることが難しい。またマグマオーシャンが浅すぎると、原始惑星の表層は逆に水であふれてしまう。

図 3 (a) 原始惑星が保持する H_2O に含まれる水素が、鉄と反応して吸収される割合 ($H_{\text{metal}}/H_{\text{total}}$). 圧力 7 ~ 8 GPa 以上では、殆どの水素が鉄に吸収される. $\circ$, $\times$, $\triangle$ は原始惑星がもともと含む H_2O 量を表す (凡例を参照). Ringwood (1977) の推定値が $\circ$, それよりも少ない推定値の例を $\times$ と $\triangle$ で表した. (b) マグマオーシャンに残る水の質量と、地球の質量との割合 (M_{H_2O}/M_E). 太い横線は現在の海の質量 (Ocean Mass).

Fig. 3 (a) Molar fraction of hydrogen dissolved in molten iron compared to total hydrogen in H_2O that originally belonged to the protoplanet. Above 7–8 GPa, most hydrogen is partitioned into molten iron. Symbols indicate the H_2O concentration in the protoplanet (C_{H_2O}). Open circles show the estimation by Ringwood (1977). Other symbols show lower H_2O concentrations. (b) Mass fraction of H_2O remaining in the magma ocean after the iron-water reaction. M_{H_2O} is the mass of the remaining H_2O , and M_E is the mass of the present Earth. The solid horizontal line shows the current ocean mass.

このようにマグマオーシャンの深さは、惑星の水分布を左右する重要な値である。ではその値はどのようにして決まるのか？ 原始惑星が火星ぐらいの大きさまで成長したところで、さきに述べたように衝突脱ガスによってマグマオーシャンができはじめる。同時に降ってくる微惑星が使い尽くされてしまうため、惑星の成長はいったん停止する (Kokubo and Ida, 1998)。この段階のマグマオーシャンは H_2O を溶かして保持することができるものの、まだできはじめたばかりで、 H_2O と鉄の反応が起こる深さまで達することは考えにくい。これはさきほどの分類のうちでは、原始惑星の表層が水であふれてしまう状況である。

V. ジャイアントインパクト

火星の大きさの原始惑星ができた後は、火星 10 個分の質量を持つ地球が最後に完成するまで、原始惑星同士が激しく衝突して合体する現象が起きたと考えられている (Chambers, 2001)。最近の研究によると、地球が成長するにつれて、いま

の小惑星帯の外側部分で生まれた H_2O をより多く含む原始惑星が、地球の完成に必要な 10 個のなかに混じってくる (Morbidelli *et al.*, 2000; Drake, 2005; 生駒・玄田, 2007)。場合によっては、最後の 1 ~ 2 個が、この形で大量の水を持ち込んできたことも考えられる。そのうちでも最大、そしておそらく最終の衝突が、月を形成したジャイアントインパクトであった (Cameron, 2000; Canup and Asphaug, 2001)。このような衝突はさきに述べた火星サイズの原始惑星の場合よりも、はるかに深いマグマオーシャンをつくる。その中を粉碎された鉄の液滴が沈んでいく場合、マグマオーシャンに溶け込んでいた親鉄元素は、深いマグマオーシャンの内部で鉄と反応する (Stevenson, 1990; Rubie *et al.*, 2003)。このような高圧 (~ 25 GPa) での鉄とマグマの反応の痕跡が、地球マントルの親鉄元素濃度に残っていることが指摘されている (Wood *et al.*, 2006)。また親鉄元素の同位体比の研究からは、地球のマントルがこの激しい衝突の段階において、金属鉄と

反応した証拠が見つかった (Halliday, 2006)。地球中心核に水素が吸収されるのは、まさにこの段階である。反応は図3のずっと高压側の、超高压および超高温の領域で起こるため、たとえ H_2O を多く含む原始惑星が1~2個やってきたとしても、巨大衝突後に、鉄がマグマオーシャンの H_2O を吸い尽くしてしまうと考えざるを得ない。現在の地球には立派な海があるが、これは大きな矛盾である。

では少なくとも海洋をつくることのできる量の水が地球の表面に残ったのはなぜか。実験結果は化学平衡を前提にしている。だが巨大衝突は反応の場の温度と圧力が短時間に大きく変化する、極度に非平衡な現象である。この違いは注目されるべきであるが、その考察は難しく、証拠も得にくい。そこで議論の歯切れは悪くなるのだが、ここでは一つの思考実験として、海が表面に残りうる可能性を探ってみる。

地球の形成に至る巨大衝突を考える場合、どのような原始惑星の組み合わせでも、衝突した二つの天体がもともと持っていた大気の70-90%は、合体後の惑星に引き継がれる (Genda and Abe, 2005)。衝突速度が二つの天体の脱出速度程度で、物質を重力ポテンシャルの外に弾き出すまでには大きくないことと、合体によってさらに惑星重力が増加することが、衝突後も大気を保持できる理由である。これを繰り返して地球ができていくわけだが、ここで (1) 衝突する二つの天体のそれぞれのマグマオーシャンが、そこに溶けていた H_2O ごと蒸発して、合体した惑星の大気に加わる。または (2) 二つの天体にすでに海ができていれば、それが蒸発して、合体した惑星の大気に加わる、と考えてみる。(2) については、現在の地球大気の希ガス濃度が、このようなことが起きた痕跡を示すことが指摘されている (Genda and Abe, 2005)。両方の場合とも、大気にいったん H_2O が退避するので、鉄とは反応せずにすむかもしれない。衝突してきた原始惑星の核をつくっていた鉄の一部は、衝突後の惑星の周囲にばら撒かれる (Cameron, 2000; Canup and Asphaug, 2001)。ばら撒かれた鉄は、衝突によっ

て深くなったマグマオーシャンの表面に着地して、その中を沈んでゆく。この鉄が沈む速度が、水蒸気が再びマグマオーシャンに吸収される速度よりも速ければ、マグマオーシャン内の高压の場で H_2O と鉄が反応することはない。

残念ながら、ジャイアントインパクトのときに地球に降ってくる鉄のサイズ分布と、それがマグマオーシャンを沈むときの振る舞いについては、ともに研究がほとんど進んでいない。つまり以上の仮説のもとで海水が本当に生き残れるかどうかは、まだ決着をつけることができない。惑星形成後期に起こる、少数の激しい衝突現象は、できあがったそれぞれの惑星の特質に対して、必然としての強い個性をもたらす。本解説の最初に述べたように、海がつくられたことで地球はまさに地球になったが、これは水と鉄が反応しないように、運が良い衝突の仕方をしたことを表しているのだろうか？ この問題は今後の研究の進展にゆだねるしかない。

最後に、もし H_2O が核に完全に吸収されずに済んだ場合、マグマオーシャンに残った H_2O は、後の脱ガスやマグマプロセスによって地表に戻されることになる。だが鉄が沈みきった後のマグマオーシャンの深さが、マグマからの含水鉱物の析出圧力 (14 GPa; Inoue, 1994) を超えていれば、析出した含水鉱物の中の H_2O 成分はマントルに埋め込まれる。このようにしてマントルに埋め込まれた H_2O は、その後の地球において様々な地学現象を引き起こすだろう (Ohtani, 2005)。また核へと吸収された水素 (H) は、現在に至るまでそこに保存されつつ、核マントル相互作用の原因をつくるだろう (奥地, 1997)。

謝 辞

東京工業大学の玄田英典博士との議論および、博士からの本原稿へのコメントに感謝する。

文 献

- Abe, Y. and Matsui, T. (1985): The formation of an impact-generated H_2O atmosphere and its implications for the early thermal history of the Earth. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15th, in J. Geophys. Res.*, **90**, C545-C559.

- Abe, Y. and Matsui, T. (1986): Early evolution of the earth: Accretion, atmosphere formation and thermal history. *J. Geophys. Res.*, **91**, E291-E302.
- Abe, Y., Ohtani, E., Okuchi, T., Righter, K. and Drake, M. (2000): Water in the early Earth. in *Origin of the Earth and Moon* edited by Canup, R.M. and Righter, K., University of Arizona Press, Tucson, 413-433.
- Ahrens, T.J., O'Keefe, J.D. and Lange, M.A. (1989): Formation of atmospheres during accretion of the terrestrial planets. in *Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres* edited by Atreya, S.K., Pollack, J.B. and Matthews, M.S., University of Arizona Press, Tucson, 328-385.
- Cameron, A.G.W. (2000): Higher-resolution simulations of the giant impact. in *Origin of the Earth and Moon* edited by Canup, R.M. and Righter, K., University of Arizona Press, Tucson, 133-144.
- Canup, R.M. and Asphaug, E. (2001): Origin of the Moon in a giant impact near the end of the Earth's formation. *Nature*, **412**, 708-712.
- Chambers, J.E. (2001): Making more terrestrial planets. *Icarus*, **131**, 171-178.
- Drake, M.J. (2005): Origin of water in the terrestrial planets. *Meteorit. Planet. Sci.*, **40**, 519-527.
- Drake, M.J. and Righter, K. (2002): Determining the composition of the Earth. *Nature*, **416**, 39-44.
- Fukai, Y. (1984): The iron-water reaction and the evolution of the Earth. *Nature*, **308**, 174-175.
- Genda, H. and Abe, Y. (2005): Enhanced atmospheric loss on protoplanets at the giant impact phase in the presence of oceans. *Nature*, **433**, 842-844.
- Halliday, A. (2006): The origin of the Earth what's new? *Elements*, **2**, 205-210.
- Hirao, N., Kondo, T., Ohtani, E., Takemura, K. and Kikegawa, T. (2004): Compression of iron hydride to 80 GPa and hydrogen in the Earth's inner core. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06616.
- 生駒大洋・玄田英典 (2007): 地球の海水の起源. 地学雑誌, **116**, 196-210.
- Inoue, T. (1994): Effect of water on melting phase relations and melt composition in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-MgSiO}_3\text{-H}_2\text{O}$ up to 15 GPa. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **85**, 237-263.
- Jeanloz, R. (1990): The nature of the Earth's core. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **18**, 357-386.
- Kokubo, E. and Ida, S. (1998): Oligarchic growth of protoplanets. *Icarus*, **131**, 171-178.
- Mao, W.L., Sturhahn, W., Heinz, D.L., Mao, H.K., Shu, J.F. and Hemley R.J. (2004): Nuclear resonant x-ray scattering of iron hydride at high pressure. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15618.
- Morbidelli, A., Chambers, J., Lunine, J.I., Petit, J.M., Robert, F., Valsecchi, G.B. and Cyr, K.E. (2000): Source regions and timescales for the delivery of water to the Earth. *Meteorit. Planet. Sci.*, **35**, 1309-1320.
- Ohtani, E. (2005): Water in the mantle. *Elements*, **1**, 25-30.
- Okuchi, T. (1997): Hydrogen partitioning into molten iron at high pressure: Implications for Earth's core. *Science*, **278**, 1781-1784.
- 奥地拓生 (1997): 核に溶けた水素: マントル上昇流の新しい駆動力. 科学, **67**, 475-477.
- Okuchi, T. (1998): Melting temperature of iron hydride at high pressures and its implications for temperature of the Earth's core. *J. Phys. Condens. Matter*, **10**, 11595-11598.
- Ringwood, A.E. (1977): Composition of the core and implications for origin of the Earth. *Geochem. J.*, **11**, 111-135.
- Rubie, D.C., Melosh, H.J., Reid, J.E., Liebske, C. and Righter, K. (2003): Mechanisms of metal-silicate equilibration in the terrestrial magma ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**, 239-255.
- Stevenson, D.J. (1990): Fluid dynamics of core formation. in *Origin of the Earth* edited by Newsom, H.E. and Jones, J.H., Oxford University Press, Oxford, 231-249.
- 田近英一 (1997): 大気海洋系の進化. 住 明正・平 朝彦・鳥海光弘・松井孝典編: 地球進化論 (岩波講座地球惑星科学 13). 岩波書店, 303-366.
- Wood, B.J., Walter, M.J. and Wade, J. (2006): Accretion of the Earth and segregation of its core. *Nature*, **441**, 825-833.

(2006 年 8 月 31 日受付, 2006 年 11 月 29 日受理)